

**EPISODI VULCANICI IN SUCCESSIONI CARBONATICHE
MEDIO-TRIASSICHE PREPIEMONTESI
(COGOLETO, LIGURIA)**

LUCIANO CORTESOGNO*, PIETRO MARIO ROSSI**, e RICCARDO VANNUCCI***

Key-words: Volcanism, Pyroclastics, Middle-Triassic, Voltri Group, Italy.

Abstract. Tuffaceous layers of Middle-Triassic age, weakly metamorphosed, are interbedded within a carbonatic succession outcropping near Cogoleto (Voltri Group, Penninic Zone of the Alps). Volcanic glass, K-feldspar, plagioclase and biotite subordinate, constitute the primary mineralogical composition. From a palaeogeographic point of view the studied sequences belong to the Pre-piemontese or to the Outer Piemontese Zone, that is placed near the border of the Inner Piemontese Zone, that in Jurassic time opened in an oceanic basin. The microfacies and the chemistry of the carbonatic part of the sequence suggest that the lower part belongs to a shelf environment, while the upper part to a deeper environment.

In spite of the difficulties of interpretation that metamorphic pyroclastic rocks present we arranged them in a rhyolitic-ryodacitic rock-type and in a calc-alkaline chemical trend. Nevertheless we suggest that the pyroclastic layers fit in the early rifting of the Ligure-Piemontese oceanic context.

Premessa.

Le successioni calcareo-dolomitiche di Cogoleto, esaminate in questa nota, costituiscono il più vasto lembo carbonatico di presunta età triassica associato all'insieme ofiolitico-calcescistoso del Gruppo di Voltri (1). Esse sono conosciute da gran tempo, soprattutto per l'importanza economica che ebbero in passato (produzione di calce). Anche la letteratura geologica del secolo scorso si sofferma diffusamente sulle successioni carbonatiche liguri (Sismonda, 1842; Pareto, 1846; Issel, 1892); si deve tuttavia a Rovereto (1909, 1939) il primo serio tentativo di interpretazione geologico-strutturale dell'affioramento di Cogoleto, considerato come una anticlinale a nucleo paleozoico e fianchi calcareo-dolomitici medio-triassici, circondati da calcescisti d'età più recente. Locher (1957) correla i vari lembi carbonatici del Gruppo di

* Istituto di Petrografia dell'Università, Palazzo delle Scienze, Corso Europa, Genova.

** Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali del C.N.R., Istituto di Geologia, via Mangiagalli 34, Milano.

*** Istituto di Geologia dell'Università di Urbino.

(1) Sono escluse quindi le dolomie della zona Sestri-Voltaggio e del Savonese, rispettivamente considerate (II ed. Foglio geol. "Genova", 1971) l'una di affinità insubrica e l'altra Brianzonese. Recentemente è stata messa in luce da più parti l'identità litologica tra le due successioni; il disaccordo permane sull'attribuzione paleogeografica di questi lembi, per alcuni prepiemontesi e per altri insubrici.

Voltri (Cogoleto, Arenzano e masserelle sparse nella fascia calcescistosa Voltri-Rossiglione (1)) in una continua ma ipotetica successione d'età anisico-carnica e forse retica; cita inoltre per la prima volta la presenza in seno alle dolomie di sottili intercalazioni scistose albitico-sericitiche ritenendole di origine vulcanica (tufiti). Nelle indagini successive non si torna più sull'argomento del presunto vulcanismo triassico e si preferisce mettere l'accento su problemi geologico-strutturali, connessi con la reinterpretazione geodinamica del Gruppo di Voltri (Allasinaz et al., 1971; Chiesa et al., 1975).

La presenza di un Trias carbonatico strettamente associato talora a quarziti detritiche e talaltra a successioni ofiolitico-calcescistose (quindi a carattere oceanico) pone un problema che è stato risolto mettendo in luce la differente pertinenza paleogeografica delle associazioni litologiche (Chiesa et al., 1976a,b). Si riconosce, in sostanza, il binomio quarziti-dolomie (ad es. Arenzano e Cogoleto) come tipica sequenza di piattaforma continentale mentre si ritiene di pertinenza oceanica l'insieme quarzoscisti-metabasiti-calcarì cristallini e calcescisti, considerati equivalenti metamorfici di una originaria successione "basalti-radiolariti-sedimenti carbonatici pelagici sino a flyschoidi". L'attuale commistione dei due gruppi di litologie è susseguente alla complessa evoluzione tettonico-metamorfica del complesso alpino-ligure.

Le dolomie di Cogoleto.

Le rocce in esame, per le quali è stato proposto il nome formazionale di "Dolomie di Cogoleto" (Allasinaz et al., 1971), formano una grossa amigdala a giacitura subverticale tra il litorale ligure ed il complesso serpentinoso dell'unità tettonica Varazze (1), con cui sono tettonicamente a contatto. Al tetto della successione, e prima del contatto anomalo sopra citato, le dolomie passano con gradualità a calcescisti più o meno calcariferi; la natura stratigrafica del passaggio, già riscontrata da Rovereto (1909, 1939), è stata ribadita da Chiesa et al. (1976 a, b) e da Cortesogno e Forcella (1978). Interstratificati ai litotipi in esame si rinvencono numerosi orizzonti di scisti cloritico-albitici trascurati dalla letteratura geologica dopo la fugace segnalazione di Locher (1957) e qui interpretati come originari livelli vulcanoclastici.

In Fig. 1 (sez. 1) è schematizzato uno spezzone di sezione stratigrafica rilevato nelle Dolomie di Cogoleto, lungo lo spaccato di una vecchia cava (ora adiacente alla sede autostradale Savona-Genova), sita poco ad ovest della strada Cogoleto-Sciarborasca. In questa zona la successione carbonatica è priva di base stratigrafica (altrove data dalle quarziti detritiche eotriassiche), mentre è bene esposto il passaggio agli scisti calcariferi sommitali; sono assai evidenti le

(1) Una delle unità tettoniche in cui è stato suddiviso il Gruppo di Voltri (Chiesa et al., 1975).

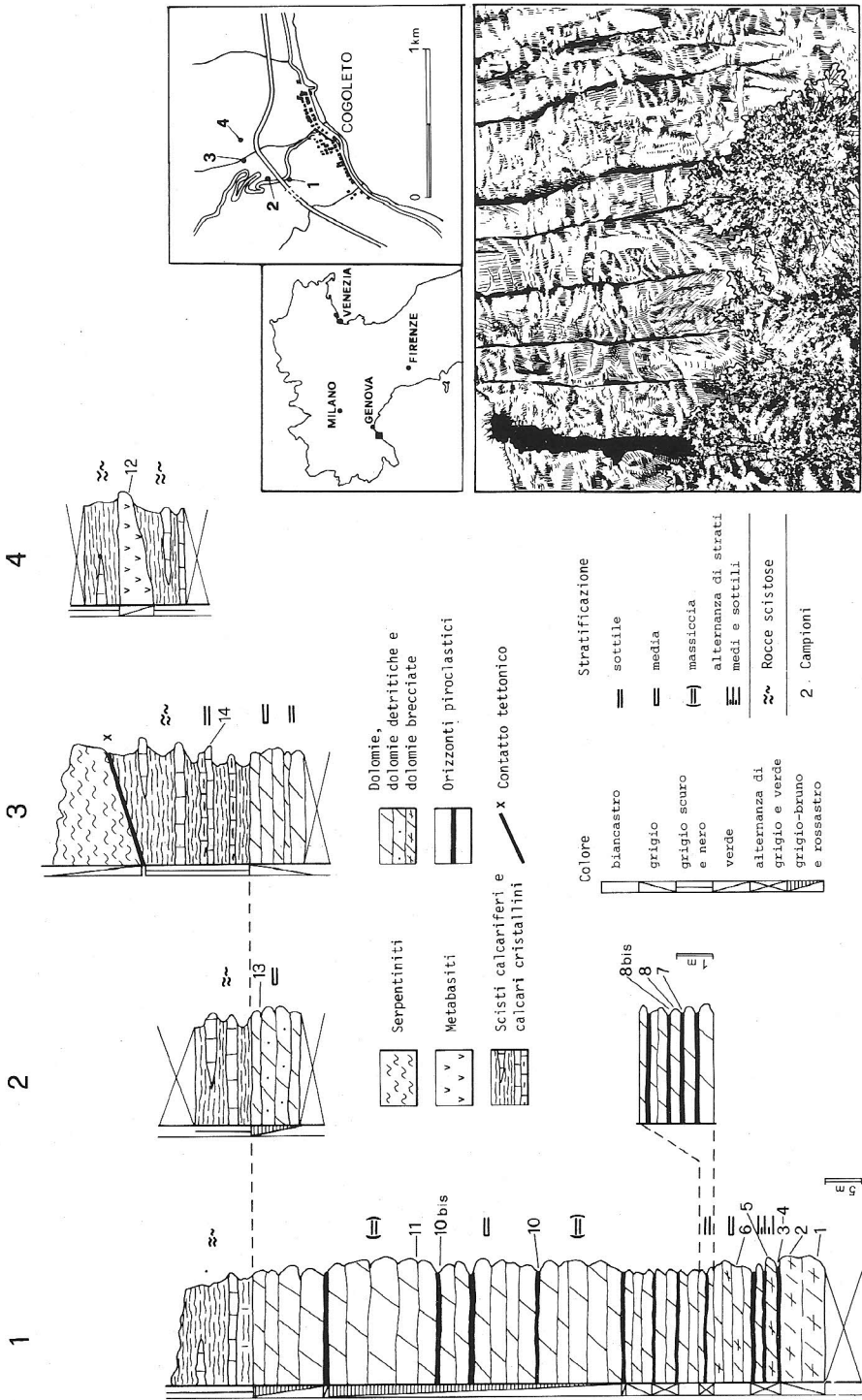


Fig. 1 - Sezioni stratigrafiche rilevate nella successione carbonatica di Cogoletto (1) od al passaggio con gli scisti calciferi sommitali (2, 3, 4). In basso a destra è schematizzata la sequenza basale della colonna 1: in nero gli orizzonti piroclastici.

numerose intercalazioni tufacee interstratificate nei litotipi calcareo-dolomitici. Pochi km ad oriente di Cogoleto (Fig. 2), affiora una sequenza carbonatica leggermente differenziata: nel settore NE del promontorio di Arenzano, al di sopra di quarziti detritiche ed anageniti, giacciono ridotti lembi di dolomie cariate e calcari dolomitici, mentre nei dintorni del torrente Lerone le quarziti fanno direttamente transizione a scisti calcariferi a granulometria fine (Cortesogno & Forcella, 1978).

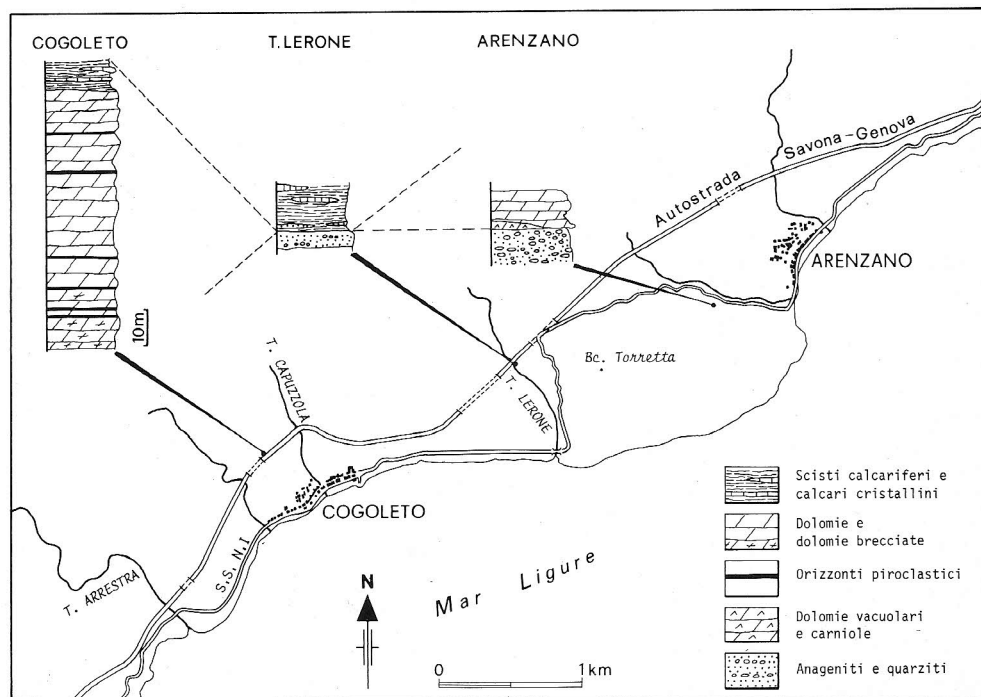


Fig. 2 — Correlazioni stratigrafiche tra la successione carbonatica di Cogoleto e quella di zone limitrofe.

L'esame degli spezzoni di colonne stratigrafiche ricostruite per le zone succitate (Fig. 2), permette di correlare le successioni carbonatiche di Cogoleto ed Arenzano e di suffragare, per via indiretta, l'eteropia tra scisti calcariferi (T. Lerone) e dolomie.

L'utilizzazione dei livelli tufacei quali orizzonti-guida isocroni non sembra poter dare buoni risultati, a causa dell'estrema copertura e dell'antropizzazione che non permettono una visione continua delle sequenze.

Per quanto riguarda la pertinenza paleogeografica della successione triassica di Cogoleto, occorre fare alcune considerazioni. Recenti lavori sul cristallino di Arenzano assegnano a quest'ultimo un'affinità brianzonese (Cortesogno &

Forcella, 1978) in contrasto con precedenti vedute (ad es. Allasinaz et al., 1971), che vi riconoscevano uno zoccolo cristallino piemontese analogo al cristallino di Valosio (nel Gruppo di Voltri) ed ai massicci interni, tipo Dora Maira, nelle Alpi Occidentali. Benchè le successioni carbonatiche sovrastanti siano tettonicamente a contatto con il cristallino di Arenzano, sembrerebbe logico ritenerle come copertura scollata dello stesso e quindi brianzonesi; in questo caso anche le dolomie di Cogoletto assumerebbero un'affinità paleogeografica analoga. Il contesto geologico in cui si inseriscono gli affioramenti carbonatici, con serie ridotte e lacunose, potrebbe tuttavia suggerire una diversa collocazione degli stessi, forse in zona prepiemontese o piemontese esterna, al di sopra cioè di un basamento sialico assottigliato (tipo "zona del Combin" delle Alpi Occidentali; Elter, 1971; Dal Piaz, 1974 a,b).

Le vulcaniti.

L'evento vulcanico triassico riconosciuto nelle sequenze carbonatiche della zona è rappresentato essenzialmente da prodotti piroclastici, evidenziati da intercalazioni decimetriche (1-3) di scisti verdastrì a granulometria fine (Fig.1) interpretati come originarie tufiti e cineriti. Analogo significato ha anche la potente intercalazione di scisti verdastrì citata da Rovereto (1909) nei pressi di una cava di Cogoletto e dall'A. considerata d'età permica.

L'evento vulcanico responsabile di questi accumuli doveva essere di tipo prevalentemente esplosivo, con conseguente caduta di materiale piroclastico nei bacini marini e con concomitante azione di rimaneggiamento e risedimentazione di analoghi prodotti dalle aree prossimali. Per analogia con zone limitrofe (v. § "Confronti") le vulcanoclastiti vengono considerate d'età medio-triassica.

Nei livelli filladico-calcescistosi che sormontano le dolomie sono comprese sottili intercalazioni "prasinitiche", che potrebbero rappresentare tracce di attività vulcanica a carattere più basico, e forse di tipo lavico. In sinistra idrografica del T. Capuzzola ed immediatamente a sud della nuova autostrada Genova-Savona, infatti, è visibile una grossa amigdala di metabasiti che appare sicuramente intercalata entro calcescisti, nonostante la difficoltà di osservazione causata dall'elevata diffusione delle coltri superficiali. Ma, mentre nel caso prima citato (intercalazioni cloritico-albitiche) è certa la continuità stratigrafica degli scisti calciferi con il Trias, nel secondo non è sicura la pertinenza paleogeografica dei calcescisti a causa di vari disturbi tettonici presenti nella zona; esiste cioè la possibilità che i litotipi racchiudenti l'amigdala di metabasite non siano in successione con le dolomie, ma siano piuttosto associabili all'insieme ofiolitico (pertinenza piemontese interna).

Il forte inquinamento da parte di miche e carbonati esclude significatività ad eventuali analisi chimiche su questi litotipi; tuttavia è suggestiva l'ipotesi del rinvenimento, in quest'area, di due episodi vulcanici triassici: inferiore (d'età medio-triassica a prevalenti tufi) e superiore (forse carnico, a prevalenti lave

basiche), con ottimo riscontro rispetto alle situazioni note in quasi tutto l'insieme alpino (v. § "Confronti").

E' interessante osservare come alcuni livelli di dolomie comprese tra gli orizzonti tufacei presentino un insolito arricchimento in frazioni silicatiche ed in ossidi metallici: albite, cloriti, miche, rutilo, minerali opachi e semiopachi; l'analisi chimica di queste fasi ne ha messo in evidenza l'affinità con gli stessi prodotti piroclastici (Tab. 1). L'esame delle microfacies e l'analisi chimica dei sedimenti nei quali sono interstratificate le vulcanoclastiti indicano una sedimentazione in zona di piattaforma carbonatica, evolvendosi verso facies di baia ristretta fino a zone più francamente bacinali (v. § "Petrologia dei carbonati" e "Chimismo dei carbonati").

Caratteristiche petrografiche dei livelli vulcanici.

Le intercalazioni di materiale vulcanico costituiscono livelli verdastrici finemente scistososi. Sul taglio sono riconoscibili sezioni fortemente appiattite degli originari fenocristalli feldspatici, le cui dimensioni medie si aggirano attorno a 3-4 mm lungo l'asse maggiore.

Una fine scistosità, mal riconoscibile sulle rocce carbonatiche, è invece sviluppata nei livelli vulcanoclastici ed è dovuta principalmente alla isoorientazione dei minerali lamellari; essa forma un angolo piuttosto piccolo con la stratificazione.

La scistosità principale S_1 è ripiegata da una successiva deformazione, che sviluppa localmente un fitto clivaggio per lo più di microfessurazione, a cui non si accompagnano importanti ricristallizzazioni. La matrice, in origine probabilmente vetrosa, è costituita da un finissimo aggregato di miche sericitiche con subordinate percentuali di cloriti, in cui si osserva la blastesi, posteriore ad S_1 , di tormalina, rutilo aciculare ed apatite. L'albite è localmente abbondante in piccoli blasti tondeggianti postcinematici rispetto ad S_1 . Specie al contatto con i livelli carbonatici si ha sviluppo di dolomite, talvolta ankerite, spesso accompagnata da concentrazioni di titanite idioblastica.

La percentuale modale in fenocristalli è mediamente compresa tra 10% e 20%, con massimi fino ad oltre l'80% anche in campioni appartenenti allo stesso livello. La maggior parte dei fenocristalli sembra attribuibile ad un originario sanidino. Questi, benchè deformati e ruotati sulle scistosità e interamente sostituiti da aggregati lamellari di miche bianche, conservano, nettamente riconoscibile, un piano mediano corrispondente al piano di geminazione Carlsbad.

Molto meno frequenti sono fenocristalli, verosimilmente attribuibili a termini plagioclasici, sostituiti da aggregati di sericite e carbonati, che non conservano tracce di geminazione, ma in cui è riconoscibile una originaria zonatura concentrica.

Estremamente rari sono infine pseudomorfosi di clorite su piccoli fenocristalli di biotite.

Nel complesso questi livelli intercalati nelle dolomie sembrano rappresentare i prodotti di trasformazione di ceneri e polveri vulcaniche depositate in ambiente sottomarino. Dovevano essere costituite prevalentemente da vetri con abbondanti cristalli di feldspato potassico, subordinati plagioclasti e scarsa biotite come unico minerale femico.

Processi di rimobilizzazione chimica contemporanei al metamorfismo sembrano relativamente modesti almeno nei livelli più potenti; tuttavia essi possono aver inciso in maniera sensibile in particolare su Ti e P, come dimostrano le locali concentrazioni di titanite ed apatite in giunti di frattura od al contatto tra vulcanite e roccia carbonatica.

I livelli vulcanoclastici: dati geochimici e relative considerazioni.

La composizione chimica (1) di alcuni campioni provenienti dai livelli vulcanoclastici intercalati nella successione calcareo-dolomitica e ritenuti rappresentativi sulla base dello studio petrografico, è riportata in Tab. 1 accanto ai corrispondenti valori normativi (norma C.I.P.W.).

Nell'esaminare i dati di Tab. 1 occorre tenere presente che:

– le composizioni chimiche dei campioni Cog 3, Cog 4, Cog 6 e Cog 7 sono state ricavate ricalcolando a 100, escludendo i carbonati, i valori ottenuti sul campione totale (CaCO_3 compreso tra 0,54 e 8,18%; MgCO_3 compreso tra 0,48 e 1,55%);

– i campioni Cog 8a e Cog 8b rappresentano rispettivamente le composizioni chimiche del residuo insolubile del banco di dolomia Cog 8 e dei livelli vulcanoclastici ad esso intercalati;

– i risultati dell'analisi chimica dei livelli vulcanoclastici Cog 10 e Cog 12 sono relativi al campione totale, in quanto entrambi privi di carbonati;

– gli elementi in tracce sono stati determinati su tutti i campioni esaminati dopo aver proceduto all'allontanamento delle frazioni carbonatiche presenti.

Quantunque la caratterizzazione geochimica dei livelli vulcanici risulti particolarmente difficile sia a causa della natura dello stesso materiale vulcanico (probabilmente tufi e cineriti), sia a causa delle possibili modificazioni secondarie di chimismo, i risultati analitici evidenziano una sostanziale omogeneità. Il quarzo normativo è presente in tenori apprezzabili in contrasto con le osservazioni petrografiche: sembra quindi plausibile ritenere che i valori eccedenti quelli esigui del quarzo modale, siano dovuti ad arricchimenti secondari in silice, probabilmente indiretti per allontanamento di Na e Ca.

I valori di ortoclasio normativo evidenziano in forte eccesso le già elevate percentuali di K-feldspato modale. I tenori in plagioclasti desunti dalla somma

(1) L'analisi chimica è stata effettuata per spettrofotometria in assorbimento atomico (Fe totale, K, Na, Mg, Ca, Cr, Mn e Sr) e per colorimetria (Si, Al, Ti e P) secondo quanto indicato in Basso e Mazzucotelli (1975). Zr, Nb e Y sono stati dosati per via colorimetrica dopo separazione su resine a scambio ionico, secondo quanto indicato in Mazzucotelli et al. (1976).

Tab. 1 — Composizione chimica dei livelli vulcanoclastici e norma C.I.P.W. Fe_2O_3 + = Fe totale come Fe_2O_3 .

	Cog 3	Cog 4	Cog 6	Cog 7	Cog 8a	Cog 8b	Cog 10	Cog 12
SiO_2	53,43	63,10	57,20	58,33	61,56	56,85	60,30	59,70
TiO_2	0,31	0,25	0,63	0,21	0,27	0,29	0,23	0,42
Al_2O_3 +	21,97	17,99	20,14	17,51	15,35	18,97	17,72	18,02
Fe_2O_3 +	5,21	2,39	3,85	6,52	5,72	4,54	3,75	4,61
MgO	4,81	2,39	3,73	5,09	0,96	3,82	4,18	2,45
CaO	0,91	0,82	1,60	0,54	2,43	1,11	0,83	1,27
Na_2O	1,18	1,52	1,22	1,57	2,46	1,18	1,56	1,28
K_2O	4,84	5,44	5,39	4,65	3,13	5,06	5,18	4,82
P_2O_5	0,16	0,02	0,10	0,13	0,03	0,15	0,08	0,09
L.O.I.	7,18	6,08	6,14	5,45	7,95	6,97	6,06	7,15
Tot.	100,00	100,00	100,00	100,00	99,86	98,94	99,89	99,81
Cr ppm	80	63	78	82	22	101	94	74
Mn	15	18	23	15	275	29	37	25
Sr	—	46	57	—	45	—	65	59
Zr	253	180	225	190	275	205	215	200
Y	40	25	30	25	n.d.	35	30	35
Nb	5	5	4	4	n.d.	6	7	9
Zr/ TiO_2	0,08	0,07	0,04	0,09	0,10	0,07	0,09	0,05
Nb/Y	0,13	0,20	0,13	0,16	—	0,17	0,23	0,26
$\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$	1,94	12,50	6,30	1,62	9,00	1,93	2,88	4,67
NORMA C.I.P.W.								
Q	18,82	27,89	20,70	21,94	27,42	21,69	22,41	26,83
C	13,51	8,15	9,62	9,22	3,56	9,89	8,22	8,60
OR	28,60	32,14	31,85	27,48	18,49	29,90	30,61	28,48
AB	9,98	12,86	10,32	13,28	20,81	9,98	13,20	10,83
AN	3,47	3,93	7,28	1,83	11,85	4,52	3,59	5,71
EN/HY	11,97	5,95	9,28	12,67	2,39	9,51	10,40	6,10
FS/HY	1,21	0,61	0,13	2,36	2,84	2,79	2,63	1,86
MI	4,03	1,71	3,03	4,71	3,61	2,47	1,85	2,95
IL	0,58	0,47	1,19	0,39	0,51	0,55	0,43	0,79
AP	0,37	0,04	0,23	0,30	0,07	0,35	0,18	0,21

di Ab e An normative sembrano talora in accordo con le osservazioni petrografiche, talora di minore entità e con variazioni irregolari, che sembrano indicare un più o meno intenso allontanamento di Na e Ca.

Nel complesso i campioni sono caratterizzati da tenori:

- molto elevati in Al_2O_3 (da 15,35 a 21,97%; $\bar{x} = 18,46$; $\sigma = 1,96$) e in K_2O (da 3,13 a 5,44%; $\bar{x} = 4,81$; $\sigma = 0,74$);
- relativamente stabili in SiO_2 (da 53,43 a 63,10%; $\bar{x} = 58,81$; $\sigma = 3,04$);
- bassi e costanti in TiO_2 (da 0,21 a 0,63%; $\bar{x} = 0,33$; $\sigma = 0,14$);
- molto bassi in P_2O_5 (da 0,02 a 0,16%; $\bar{x} = 0,09$; $\sigma = 0,05$);
- da medi a bassi in CaO (da 0,54 a 2,43%; $\bar{x} = 1,19$; $\sigma = 0,60$) e in Na_2O (da 1,18 a 2,46%; $\bar{x} = 1,50$; $\sigma = 0,42$).

E' da notare come nel campione Cog 8a (residuo insolubile del banco di dolomia Cog 8) si osservino i valori meno elevati in Al_2O_3 (15,35%), in K_2O (3,13%) e più elevati in Na_2O (2,46%) e CaO (2,43%), mentre sono particolarmente bassi i tenori in MgO.

I valori estremamente variabili e talora molto elevati del rapporto TiO_2/P_2O_5 sono probabilmente imputabili ad una mobilitazione del fosforo per soluzione di apatiti della originaria roccia vulcanica, come sembrerebbero indicare le concentrazioni di apatite osservate nello studio petrografico.

Le anomalie del chimismo osservate nei livelli di vulcaniti, ed in particolare gli elevati tenori di corindone, ortoclasio e quarzo normativi, sono verosimilmente indicativi di processi di alterazione in ambiente diagenetico, con trasformazione dei materiali primari in prodotti argillosi; ciò trova riscontro nella completa sostituzione di feldspati e matrice da parte di miche sericitiche. La presenza di processi di idratazione ed idrolisi, con probabile allontanamento di Na e Ca e arricchimento in K e Al, è evidenziata dai diagrammi di Fig. 3 e 4 che mostrano un sensibile spostamento delle vulcaniti verso il campo delle rocce argillose. Tali diagrammi mettono inoltre in evidenza un comportamento sensibilmente diverso del campione Cog 8a rispetto ai restanti campioni.

Appaiono quindi evidenti le difficoltà e le limitazioni di cui deve tener conto la ricerca del carattere magmatico originario dei livelli vulcanici, per la quale occorre comunque considerare le indicazioni emerse circa i processi di alterazione e ricristallizzazione.

Nei diagrammi di Fig. 5 e 6, risulta evidente un certo scostamento dei punti rappresentativi rispetto alla probabile composizione originaria, dovuto al fatto che essi sono considerati elementi sicuramente interessati da fenomeni di mobilitazione assieme ad altri presumibilmente poco mobilitati. Tale considerazione risulta particolarmente evidente nel diagramma AFM (Fig. 6) e nel diagramma R_1R_2 (Fig. 5); in quest'ultimo ad esempio i punti rappresentativi cadono in un campo caratteristico di rocce a contenuto in silice del

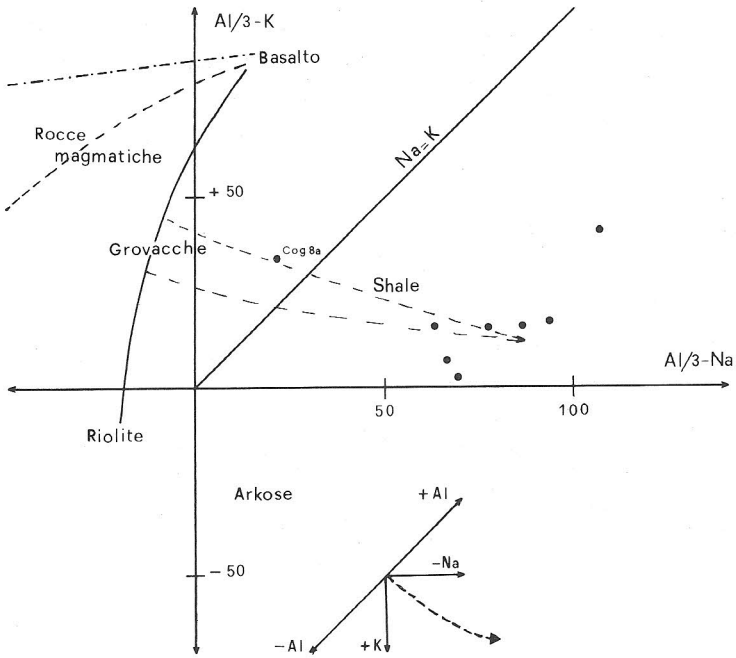


Fig. 3 - Diagramma $(Al/3-K) - (Al/3-Na)$ di De La Roche (1968).

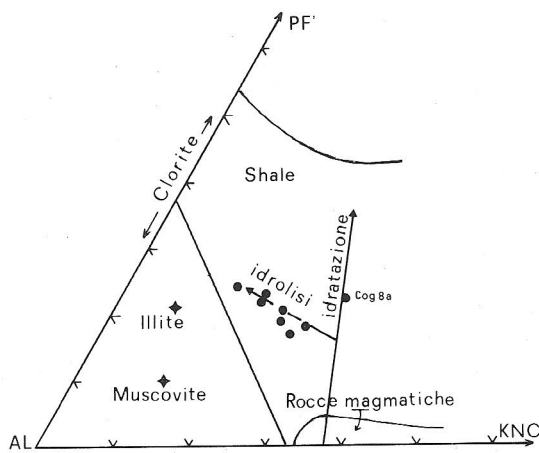


Fig. 4 - Diagramma $AL - PF' - KNC$ (De La Roche, 1975). $AL = 5/3 Al$; $PF' = 37.04$ (L.O.I. + $0.1 Fe_2O_3$ +); $KNC = K + Na + 2Ca$.

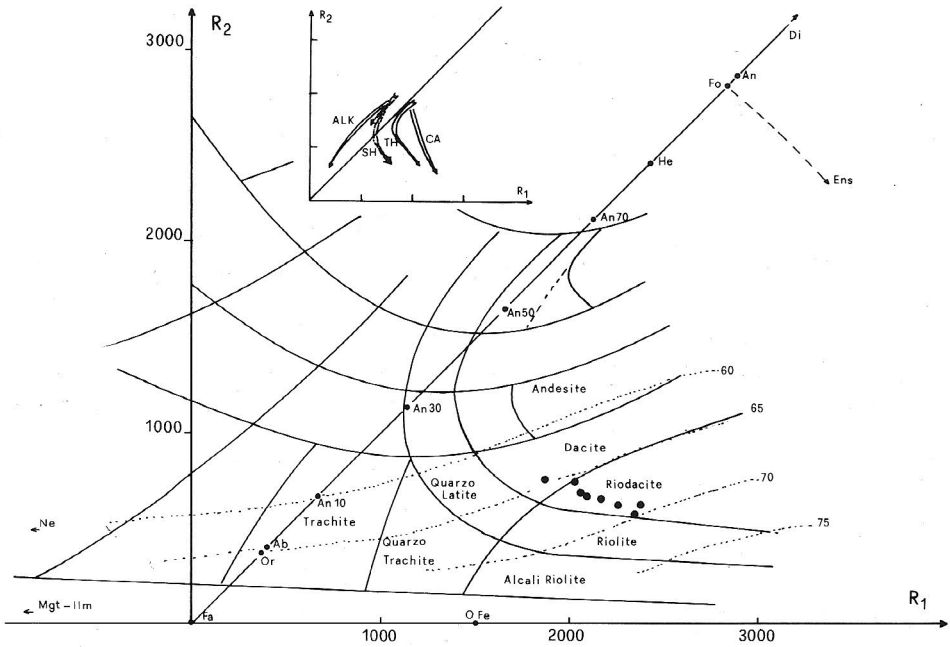


Fig. 5 - Diagramma R_1-R_2 (De La Roche et al., 1980).
 $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$. I trends sono riportati da Pagel & Leterrier (1980): TH = serie tholeiitiche; SH = serie shoshonitiche; ALK = serie alcaline; CA = serie calcalcaline.

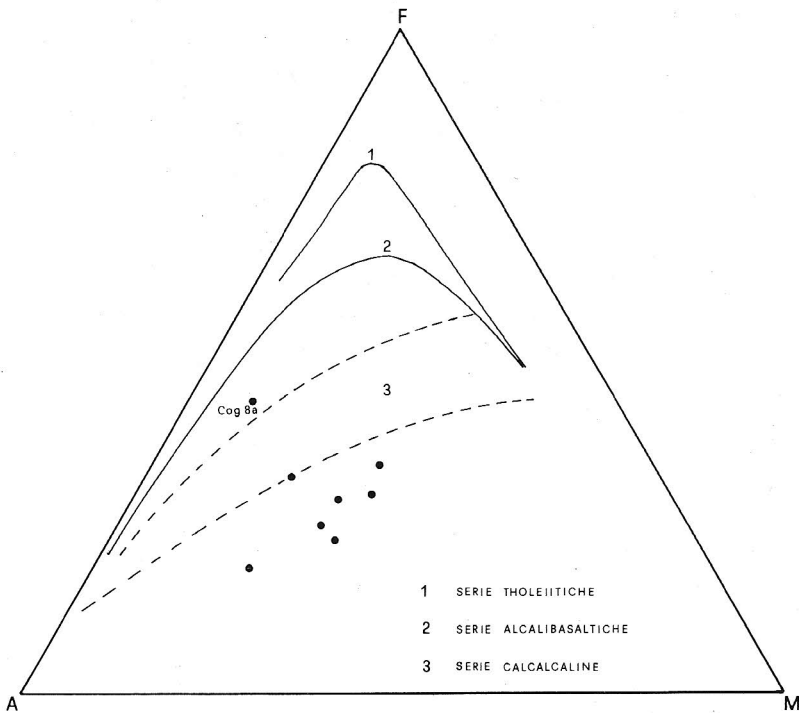


Fig. 6 - Diagramma AFM. I trends sono riportati da Ringwood (1974).

65–70% contro valori osservati attorno al 60%.

Tuttavia lo spostamento rispetto al campo di appartenenza della roccia originaria sembrerebbe nel complesso limitato, anche per effetti di compensazione nella mobilizzazione dei diversi elementi.

Infatti diagrammi basati su elementi che sembrano aver subito variazioni relativamente modeste (Ti, Fe, Mg) forniscono indicazioni sostanzialmente analoghe circa l'originaria composizione (Fig. 7), riferibile a lave da dacitiche a riodacitiche a carattere tendenzialmente calcalcalino. Fa eccezione il comportamento del campione Cog 8a per i valori anomalmente bassi in Mg.

Le indicazioni fornite da elementi in tracce quali Zr, Nb e Y, considerati immobili in processi di alterazione e di metamorfismo (Winchester & Floyd,

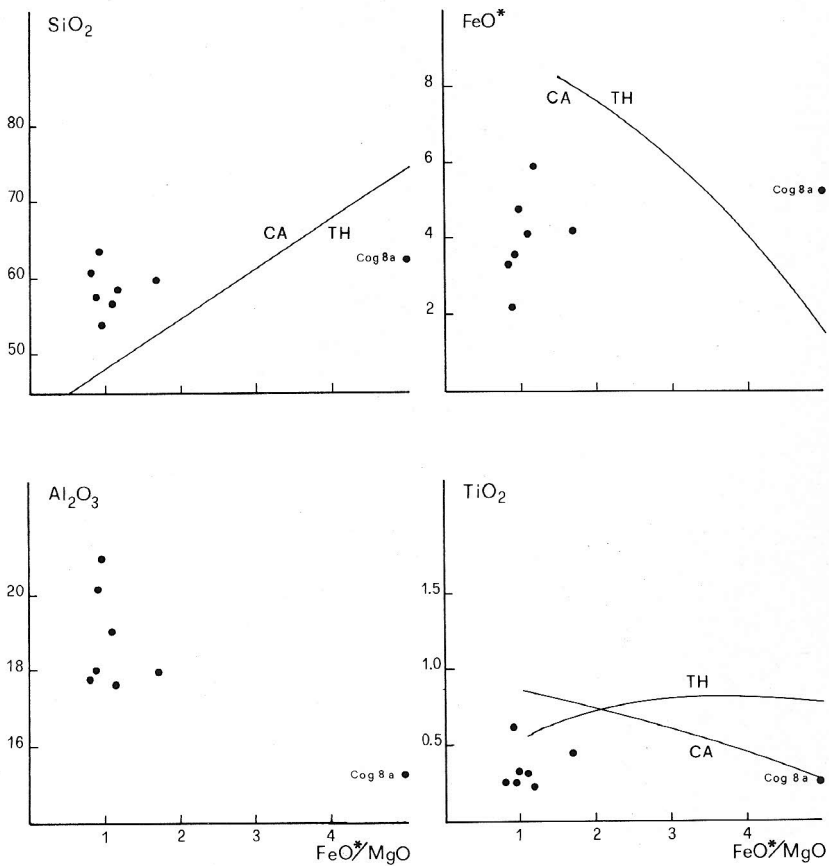


Fig. 7 — Diagrammi di Miyashiro (1974, 1975): CA = serie calcalcaline; TH = serie tholeiitiche. FeO^* = Fe totale come FeO.

1977), risultano sostanzialmente in accordo con una composizione di tipo andesitico-dacitico-riodacitico (diagrammi $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$ e $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$ (Fig. 8). Nel diagramma $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ (Fig. 8) risulterebbe invece una appartenenza a lave di tipo trachitico-trachianandesitico: si deve tuttavia osservare come le differenze dei valori tra i due campi risultino particolarmente modeste.

E' infine da sottolineare come i dati geochimici relativi all'affioramento di Cogoletto presentino notevoli analogie con i valori di Zr, Nb e Y dei prodotti piroclastici e lavici triassici del sudalpino lombardo (Crisci et al., in stampa), per i quali è stata ipotizzata una appartenenza ad associazioni di lave andesitiche-dacitiche-riodacitiche, con presenza di termini subalcalini, riferibili complessivamente a serie calcalcaline.

La notevole somiglianza tra il chimismo del residuo insolubile delle rocce carbonatiche (Cog 8a) e quello delle intercalazioni piroclastiche sembra dimostrarne l'origine dai prodotti dell'attività vulcanica.

La frazione carbonatica: indicazioni sull'ambiente deposizionale.

Petrologia dei carbonati. I litotipi carbonatici basali della successione di Cogoletto (Cog 1) sono costituiti da microspariti, in cui sono riconoscibili fantasmi di *fenestrate* con sedimenti geopetali ormai spatizzati; tracce di fossili irriconoscibili (Alghe?), qualche intraclasto e presenza di quarzo autigeno bipyramidato. Tutte queste caratteristiche sottolineano un ambiente deposizionale di piattaforma carbonatica di bassa profondità.

Superiormente (Cog 2) la facies si evolve verso condizioni più francamente bacinali, con microspariti in cui sono dispersi minuti granuletti di quarzo detritico debolmente granoclassati. In corrispondenza delle prime cospicue intercalazioni piroclastiche si riscontrano micriti con quarzi detritici, talora addensati, e fantasmi di intraclasti, in alcuni casi dovuti ad inquinamento da parte di materiale vulcanico (intramicriti, Cog 5); la facies sembra indicare un ambiente deposizionale di baia ristretta, di media profondità, in alcuni casi sicuramente non elevata come testimoniano alcune tracce dovute ad originarie bioturbazioni (Cog 9).

Il nuovo e definitivo approfondimento del bacino è intuibile dall'esame dei campioni sommitali carbonatici (Cog 8, 11), costituiti da micriti con quarzi detritici estremamente piccoli e dispersi, o da micriti omogenee con sottili livelli di materiale argilloso e strutture di tipo stilolitico. L'intensa ricristallizzazione dei campioni Cog 13,14 (passaggio agli scisti filladici e filladi) non si presta ad analisi di facies, salvo una generica attribuzione dei litotipi ad originari sedimenti calcareo-marnosi o marnosi di tipo pelagico, con forte apporto terrigeno ma di granulometria estremamente fine (1).

(1) Ringraziamo F. Jadoul per la consulenza fornitaci nell'esame petrologico delle sezioni sottili.

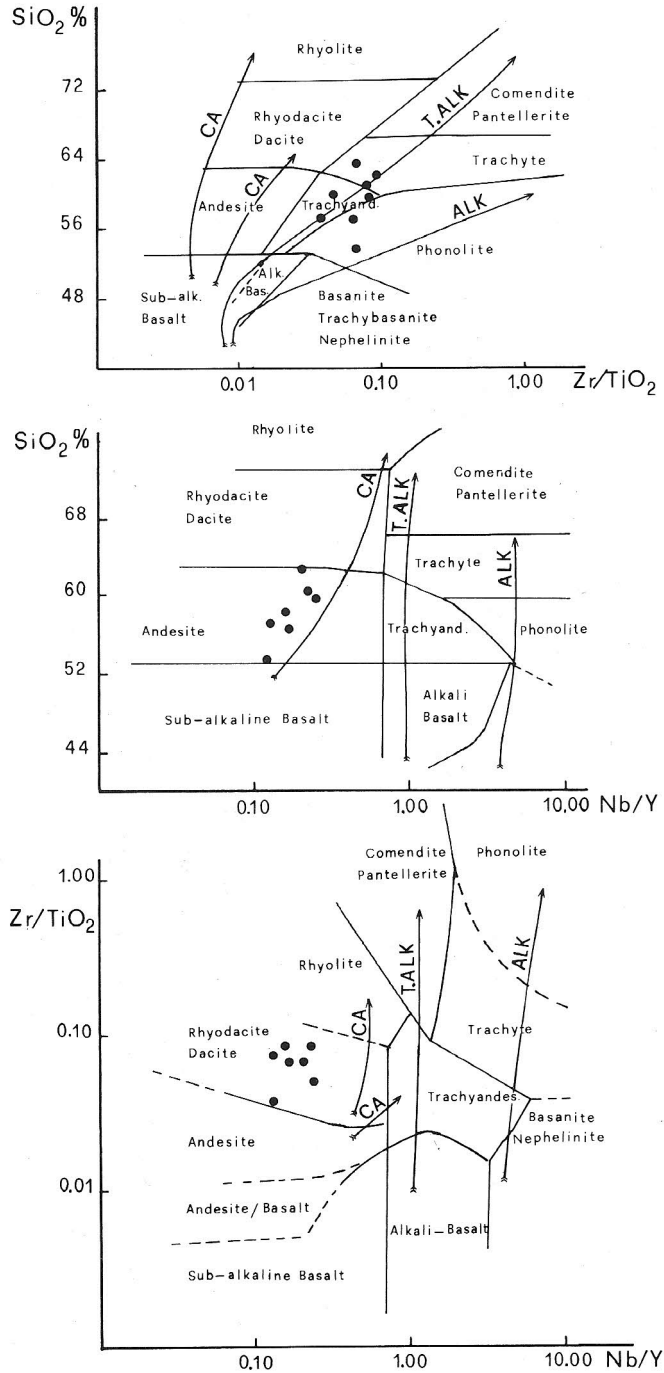


Fig. 8 - Diagrammi $\text{SiO}_2 - \text{Zr}/\text{TiO}_2$, $\text{SiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ e $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ (Winchester & Floyd, 1977): CA = serie calcalkaline; ALK = serie alcaline; T.ALK = serie transizionali alcaline.

Chimismo dei carbonati. In Tab. 2 sono riportati i caratteri chimici delle rocce carbonatiche esaminate. I dati si riferiscono ai valori medi delle analisi (1) eseguite su otto livelli carbonatici rappresentativi della successione: l'andamento dei diversi parametri è illustrato in Fig. 9.

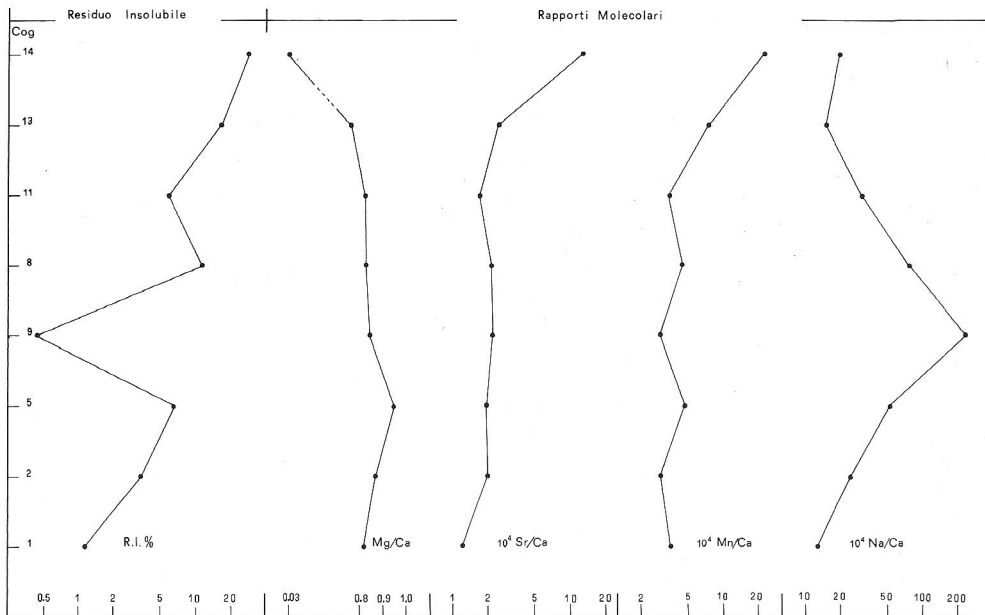


Fig. 9 - Distribuzione dei caratteri chimici delle rocce carbonatiche nella successione stratigrafica.

Sulla base dei dati risulta evidente che nella serie si passa, verso l'alto, da dolomie non ideali (Rao & Naqvi, 1977), caratterizzate da rapporti molecolari Mg/Ca intorno a 0,85 attribuibili a processi di dolomitizzazione limitati e incompleti, a dolomie calcaree (campione Cog 13) e a calcari (campione Cog 14), questi ultimi associati a livelli pelitici. I processi di dolomitizzazione diminuiscono pertanto abbastanza bruscamente verso l'alto per cessare del tutto con la comparsa di facies più schiettamente terrigene.

Il residuo insolubile, relativamente basso nel campione Cog 1 sottostante ai livelli vulcanoclastici e lontano da essi, aumenta in maniera progressiva nelle dolomie intercalate ai livelli vulcanici (campioni Cog 2, Cog 5). Nel campione

(1) Nell'analisi delle frazioni carbonatiche di calcari e dolomie si è proceduto dapprima a solubilizzazione della frazione carbonatica mediante attacco acido con HCl 1 M. I vari elementi sono stati quindi determinati per spettrofotometria in assorbimento atomico: Ca e Mg secondo quanto indicato in Basso e Mazzucotelli (1975); Sr, Na, Mn e Fe secondo quanto indicato in Robinson (1980). Il residuo insolubile è stato determinato per via ponderale utilizzando filtri a setto poroso di vetro.

Tab. 2 — Caratteri chimici delle rocce carbonatiche.

Composizione chimica totale									
	Cog 1	Cog 2	Cog 5	Cog 9	Cog 8	Cog 11	Cog 13	Cog 14	
R.I. %	1,14	3,33	6,53	0,44	10,14	5,87	16,43	27,00	
Ca	23,32	22,21	20,46	23,08	20,78	22,10	19,84	27,74	
Mg	11,44	11,61	11,63	11,68	10,31	10,97	9,18	0,54	
Fe ppm	1840	1644	2883	1179	9598	6511	8732	6311	
Mn	113	89	129	93	128	99	205	808	
Na	168	309	573	3000	888	390	163	300	
Sr	61	95	86	104	93	79	101	731	
Composizione chimica ricalcolata a 100 escludendo il R.I.									
Ca %	23,73	23,19	22,27	23,39	23,40	23,50	24,08	38,50	
Mg	11,64	12,12	12,66	11,83	11,61	11,67	11,14	0,75	
Fe ppm	1872	1717	3138	1195	10809	6925	10600	8760	
Mn	115	93	140	94	144	105	249	1121	
Na	171	323	624	3040	1000	415	198	416	
Sr	62	99	94	105	105	84	123	1015	
Valori dei rapporti molecolari e del rapporto $\frac{\text{Sr}}{\text{Ca}} \times 1000$									
Mg/Ca	0,81	0,86	0,94	0,83	0,82	0,82	0,76	0,03	
Sr/Ca 10^4	1,20	1,97	1,93	2,07	2,06	1,64	2,34	12,12	
Mn/Ca 10^4	3,54	2,93	4,60	2,94	4,50	3,27	7,54	21,26	
Na/Ca 10^4	12,53	24,21	48,73	226,17	74,36	30,71	14,30	18,82	
Sr/Ca 10^3	0,26	0,43	0,42	0,45	0,45	0,36	0,51	2,64	

Cog 9, rappresentato da grossi banconi di dolomie organogene, il residuo insolubile scende a valori molto bassi in concomitanza con una locale diminuzione delle intercalazioni vulcaniche; queste riprendono successivamente verso l'alto della successione sia pure con manifestazioni apparentemente più sporadiche, ma talora addensate. Nelle dolomie intercalate a tali livelli (Cog 8 e Cog 11) il residuo insolubile aumenta nuovamente in modo sensibile, fino a percentuali massime del 10,14% nel campione Cog 8, prelevato da una fitta intercalazione di straterelli carbonatici con livelli tufacei.

Nel campione Cog 13, infine, il residuo insolubile aumenta in modo notevole verosimilmente per un inizio di apporto detritico (per lo più quarzo), che diventa molto più evidente nel campione Cog 14 per la presenza di importanti frazioni terrigene.

Tenori in Na come quelli osservati nelle dolomie, possono essere messi in relazione con facies saline (Rao & Naqvi, 1977; Veizer et al., 1977) e raggiungono un massimo nelle dolomie caratterizzate da bioturbazioni (campione Cog 9, micrite ad intraclasti forse fossilifera). Verso l'alto della successione i valori di Na ppm diminuiscono notevolmente (campioni Cog 13 e Cog 14); tale diminuzione potrebbe essere riferita sia ad una minore salinità delle soluzioni deposizionali e diagenetiche, sia alla minore entità dei processi di dolomitizzazione. Nel complesso il comportamento del sodio appare tuttavia anomalo; anche se si osserva un analogo andamento del rapporto Na/Ca (salinità) e Mg/Ca (dolomitizzazione), non esiste una netta correlazione tra questi due parametri, indicativa di processi di dolomitizzazione ad opera di soluzioni saline. I tenori ed il comportamento anomalo del sodio potrebbero forse essere spiegati con la presenza delle intercalazioni vulcaniche: elevati tenori si riscontrano in effetti nelle zone di maggior frequenza dei prodotti piroclastici e/o lavici.

I tenori in Sr e i valori del rapporto molecolare Sr/Ca mostrano un aumento a partire dal campione Cog 13 ed un aumento ancora più sensibile con il campione Cog 14. I bassi valori osservati nelle dolomie e i sensibili aumenti nei campioni Cog 13 e Cog 14 sono legati all'allontanamento dello Sr con i processi di dolomitizzazione, in accordo con quanto già osservato in altre rocce carbonatiche da Manetti e Turi (1973) e da Rao e Naqvi (1977). Il contenuto medio in Sr (88 ppm) è superiore a quello trovato da Fornaseri e Grandi (1963, 1968) per alcune dolomie noriche (60 ppm), analogo a quello trovato da Veizer e Demovic (1974) per alcune dolomie diagenetiche spesso associate a calcari ipersalini, e analogo a quello trovato da Atwood e Fray (1967) per alcune dolomie di origine secondaria (88 ppm).

Per quanto riguarda il Mn si osservano valori costanti e generalmente molto bassi nelle dolomie e un progressivo aumento dei contenuti nei campioni Cog 13 e Cog 14. Mentre alcuni autori (Rao & Naqvi, 1977) sostengono una mobilitazione del Mn con i processi di dolomitizzazione dovuti a particolari condizioni ambientali, secondo Bencini e Turi (1974) i processi diagenetici, e particolar-

mente la dolomitizzazione, non sembrano modificare gli originali contenuti in Mn, tanto che si può considerare tale elemento un valido indicatore paleoambientale. Valori di Mn ppm analoghi a quelli riscontrati nelle dolomie sono stati osservati da Bencini e Turi (1974) in alcune rocce carbonatiche mesozoiche della Val di Lima (Lucca), considerate tipiche di piattaforma di tipo epicontinentale, in una zona da subcotidale a intercotidale (Calcere a *Rhaetavicula contorta*), e di piattaforma carbonatica in zona prevalentemente subcotidale (Calcere Massiccio). Nella prima di queste due serie è presente una spinta dolomitizzazione.

Gli alti contenuti del campione Cog 14 sono invece meglio correlabili con formazioni di tipo pelagico o comunque caratterizzate da maggior profondità (Bencini & Turi, 1974).

Le variazioni dei tenori in Mn sembrerebbero pertanto indicare una variazione di ambiente deposizionale verso l'alto della successione, nel senso di un progressivo approfondimento dell'ambiente di formazione. Sembra comunque di poter osservare un leggero aumento del manganese in corrispondenza delle zone caratterizzate da una maggior frequenza di livelli vulcanoclastici.

La distribuzione del Fe non fornisce utili informazioni paleoambientali rivelandosi piuttosto legata alla quantità di residuo insolubile, come anche osservato da Turi e Bencini (1975) per le rocce carbonatiche della Val di Lima (Lucca).

Confronti con zone limitrofe.

Come è noto in tutto il Trias medio alpino si rinvencono tracce di un diffuso vulcanismo, rappresentato da livelli piroclastici ed ammassi lavici a composizione variabile (acida, intermedia e basica), intercalati in sedimenti essenzialmente carbonatici o terrigeni. L'attività vulcanica ha avuto una prima fase parossistica nell'Anisico-Ladinico (con prevalenti tufi e tufiti); si è protratta fino al Trias medio/Trias superiore; importanti ed estesi accumuli lavici (subordinatamente piroclastici), intercalati nelle sequenze del Carnico inferiore, testimoniano il secondo massimo dell'attività vulcanica. Su tutti questi prodotti esiste una notevole letteratura riguardante tutto il Trias alpino e circum-mediterraneo.

Le vulcaniti di Cogoletto possono utilmente essere messe a confronto con prodotti coevi delle zone circostanti o paleogeograficamente più vicine: le zone piemontese e brianzonese alpine ed alcune successioni di pertinenza insubrica (ad es. sudalpino lombardo e zona toscana).

La *zona piemontese esterna* (l'interna a crosta e copertura oceanica ovviamente non conserva affioramenti triassici) è costituita da calcescisti e marmi triassico-liassici, cui fanno seguito calcescisti con ofioliti; queste ultime (essen-

zialmente metabasiti) presentano caratteri diversi dalle ofioliti classiche di fondo oceanico e vengono interpretate, almeno in parte, come colate basiche sottomarine o come prodotto di smantellamento delle stesse (Elter, 1971; Dal Piaz, 1974 a; Brigo et al., 1976). Data l'incertezza dell'attribuzione cronologica dell'insieme calcescistoso, è probabile che parte di queste intercalazioni non siano riferibili al complesso ofiolitifero post-triassico, bensì alla precedente successione triassica (analoga, ad esempio, agli scisti filladici di Cogoletto). Per una parte della sequenza calcescistosa del Gruppo di Voltri una possibilità in questo senso è senz'altro ipotizzabile (Chiesa & Rossi, 1976; Mazzucotelli et al., 1976), anche se di difficile dimostrazione.

Nella *zona Brianzonese interna* (Vanoise e dintorni di Modane) Caby e Galli (1964) e Caby (1964) citano numerosi ed esili livelli di scisti verdastrati interstratificati ai calcari dolomitici triassici. La posizione stratigrafica dei livelli, considerati come originarie cineriti, sembra posta al limite Anisico-Ladinico e nel Ladinico superiore o al limite Ladinico-Carnico. Megard-Galli (1968, 1972) conferma la posizione stratigrafica di tali orizzonti e la loro notevole estensione areale. Scisti probabilmente tufacei, posti al limite Anisico-Ladinico nelle successioni Brianzonesi dell'unità del Marguareis, sono stati rinvenuti da Guillaume (1969, fasc. 2, p.352); sempre nel Brianzonese ligure (unità esterna di Ormea), Vanossi (1974 a, p.48; 1974 b, p.77; 1980) segnala fugacemente orizzonti a presunta componente tufacea nelle Dolomie di S. Pietro dei Monti (1).

Nel *sudalpino lombardo* sono ben conosciuti livelli tufitici al limite Anisico-Ladinico e nel Ladinico inferiore; nel Biellese (Carraro & Fiora, 1974), nel Varesotto-Luganese (Wirz, 1945; Müller et al., 1964), nel Gruppo delle Grigne (Pasquaré & Rossi, 1969, 1970), nella Lombardia centrale (Rossi P.M., 1973; Crisci et al., in stampa) e nelle Giudicarie (Dieni & Spagnulo, 1964); in Lombardia sono conosciuti anche ammassi lavici di composizione variabile, sia di età ladinica che ladino-carnica (Crisci et al., in stampa; Jadoul & Rossi, in stampa).

Manifestazioni ben più estese sono poi riscontrabili nel *sudalpino orientale*: nel Vicentino-Recoarese (De Zanche & Sedeà, 1972; Barbieri et al., 1980), nelle Dolomiti (Rossi P.L. et al., 1977; Pisa et al., 1980; Castellarin et al., 1980; Marinelli et al., 1980; tutti con ampia bibliografia), in Carnia (Spadea, 1970).

Nelle *Alpi Apuane* (unità di Massa), Ricci (1968) e Ricci e Serri (1975) segnalano intercalazioni di metavulcaniti basiche intercalate ai sedimenti medio-triassici in facies di Verrucano s.s.

Il chimismo delle vulcaniti sopra citate è estremamente variabile da zona a zona e non sempre può essere agevolmente caratterizzato. Analisi chimiche nei livelli piroclastici possono essere di difficile interpretazione, sia per il gene-

(1) Livelli piroclastici sono stati rinvenuti anche dagli scriventi nei dintorni del Rif. Balma ed in altre zone delle alte valli Corsaglia, Ellero e Pesio.

rale grado di alterazione, sia per il possibile inquinamento del materiale vulcanico primario con materiale sedimentario. Tuttavia si possono trarre alcune utili considerazioni dai dati bibliografici, soprattutto quando esistano i valori degli elementi in tracce.

Per la zona brianzonese, gli Autori che se ne sono occupati (Caby & Galli, 1964) ipotizzano una derivazione delle cineriti da attività esplosiva acida extra-brianzonese, riscontrando forti analogie con i livelli piroclastici del Varesotto-Luganese sudalpino. Questi ultimi livelli (Müller et al., 1964), simili a quelli del Biellese (Carraro & Fiora, 1974), vengono correlati con attività esplosive acide di tipo alcali-riolitico, differenziandosi così dai prodotti della Lombardia centrale (Crisci et al., in stampa), da riolitici ad andesitici sino a basaltici e di serie subalcalina, ad affinità calcalcalina.

In Dolomiti (Rossi et al., 1977; Calanchi et al., 1978) è accertata la natura calcalcalina e/o shoshonitica del vulcanismo triassico, mentre per la Toscana (Ricci & Serri, 1975) si parla di una attività basica-alcalina.

Considerazioni conclusive.

La diversità dei dati geochimici a disposizione, e la quasi totalità delle evidenze geologiche a favore di un regime distensivo coevo all'evento vulcanico, conducono ovviamente ad interpretazioni geodinamiche diverse. Alcuni tentativi di interpretazione parlano infatti di un vulcanismo triassico connesso ad un rifting abortito, preludio dell'apertura giurassica della Tetide (Dietrich, 1976 a, b; Channel et al., 1979; Bechstädt et al., 1978 ecc.); altri propongono di inquadrare il tutto in modelli di tipo subduttivo classico, correlando il vulcanismo triassico all'evoluzione tardo-ercinica di un bacino marginale di retroarco ensialico (Marinelli et al., 1980); la teoria si basa, oltre che sulla natura calcalcalina e/o shoshonitica del vulcanismo, sul riconoscimento di una tettonica compressiva (anche in Castellarin et al., 1980) attiva nello Scitico e nel Ladinico-Carnico in concomitanza alla presenza di un fronte vulcanico di posizione meridionale ed esteso, nel tempo, dal Carbonifero superiore al Trias medio. Una ipotesi del tutto nuova (Castellarin et al., 1980; Pisa et al., 1980) vede, per il Sudalpino, una discesa di litosfera continentale scollata dalla crosta superiore e saldata, almeno in parte, alla crosta inferiore, espressione di un processo subduttivo che sarebbe avvenuto senza lacerazione crostale e apertura oceanica. Tale fenomeno, piuttosto anomalo, viene inserito nel generale contesto della chiusura della Tetide paleozoica.

Crisci et al. (in stampa) suggeriscono una origine dei magmi triassici da fusione parziale del mantello superiore, contaminato da porzioni crostali e profondamente modificato nel corso della precedente orogenesi ercinica, in meccanismo di rifting abortito.

Fatte queste considerazioni, va precisato che questa nota sulle vulcaniti

di Cogoletto non intende apportare nuove ipotesi geodinamiche, ma piuttosto un contributo alla caratterizzazione del vulcanismo triassico nell'area presa in esame. Pur se l'indagine è stata condotta anche e soprattutto sugli elementi considerati immobili, bisogna sottolineare l'oggettiva difficoltà di operare su materiale esclusivamente piroclastico, e per di più con impronta metamorfica. Nel complesso sembra tuttavia probabile l'appartenenza dei livelli vulcanici esaminati a lave di tipo calcalcalino o, come ipotesi subordinata, di tipo subalcalino; più incerta resta la natura delle fasi effusive, anche se generalmente comprese in termini dacitici—riodacitici. Si osservano comunque, relativamente ad alcuni elementi, analogie con i prodotti piroclastici e lavici triassici del Sudalpino lombardo.

La collocazione paleogeografica degli affioramenti studiati in zona prepiemontese o piemontese esterna (ai margini della zona piemontese interna che si evolverà in seguito in rifting con ofioliti), l'analisi delle microfacies ed il chimismo della frazione carbonatica che indicano un approfondimento dell'ambiente di sedimentazione verso l'alto delle sequenze esaminate, ci sembrano elementi sufficienti per inquadrare il vulcanismo triassico di Cogoletto in un ambiente tettonico distensivo.

BIBLIOGRAFIA

- Allasinaz A., Gelati R., Gnaccolini M., Martinis B., Orombelli G., Pasquarè G., & Rossi P. M. (1971) - Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 82 "Genova". *Serv. Geol. Ital.*, 134 pp., 10 fig., Roma.
- Atwood D.R. & Fray H.M. (1967) - Strontium and manganese content of some coexisting calcites and dolomites. *Am. Miner.*, v.52, n. 9/10, pp.1530-1535, 1 fig., 3 tab., Washington.
- Barbieri G., De Vecchi G.P., De Zanche V., Di Lallo E., Frizzo P., Mietto P. & Sedeà R. (1980) - Note illustrative della carta geologica dell'area di Recoaro, alla scala 1:20.000. *Mem. Sc. Geol.*, v. 34, pp. 23-52, 1 tav., 2 fig., 1 carta geol., Padova.
- Basso R. & Mazzucotelli A. (1975) - Schema di analisi con metodi rapidi dei principali elementi di rocce e minerali. *Per. Miner.*, v.44, n.1, pp.5-40, 4 tab., Roma.
- Bechstädt T., Brandner R., Mostler H. & Schmidt K. (1978) - Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps (Italy) and their significance for paleogeography and paleostructural evolution. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, v. 156, n.2, pp.157-178, 6 fig., Stuttgart.
- Bencini A. & Turi A. (1974) - Mn distribution in the Mesozoic carbonate rocks from Lima Valley, Northern Apennines. *Journ. Sedim. Petrol.*, v. 44, n.3, pp. 774-782, 2 fig., Tulsa.
- Brigo L., Dal Piaz G.V. & Ferrario A. (1976) - Le mineralizzazioni cuprifere legate ai termini effusivi di alcuni complessi ofiolitici dell'area mediterranea. *Boll. Ass. Miner. Subalp.*, v. 13, n.3, pp. 352-376, 1 fig., Torino.
- Caby R. (1964) - Etude géologique du bord interne de la zone Briançonnaise et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, haute Val de Suse). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, v. 40, pp. 131-186, 2 fig., Grenoble.
- Caby R. & Galli J. (1964) - Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone Briançonnaise. *C.R. Acad. Sci.*, v. 259, pp. 417-420, 1 fig., Paris.

- Calanchi N., Lucchini F. & Rossi P.L. (1978) - The volcanic rocks from the Mount Agnello area (Fiemme Valley, Italy): a contribution to the knowledge of the Mid-Triassic magmatism of the Southern Alps. *TMPM*, v. 25, pp. 131-143, Wien.
- Carraro F. & Fiora L. (1974) - Studio stratigrafico e petrografico delle tufiti medio-triassiche dei lembi di Crevacuore e di Sostegno (Biellesse orientale). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 80, n.2, pp. 167-192, 1 tav., 2 fig., Milano.
- Castellarin A., Lucchini F., Rossi P.L., Simboli G., Bosellini A. & Sommariva E. (1980) - Middle Triassic magmatism in southern Alps. II: a geodynamic model. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 85 (1979), n.3/4, pp. 1111-1124, 3 fig., Milano.
- Channel J.E.T., D'Argenio B. & Horvath F. (1979) - Adria, the African Promontory, in Mesozoic Mediterranean Palaeogeography. *Earth Sci. Rev.*, v. 15, pp. 213-292, 18 fig., Amsterdam.
- 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. Ital.*, v. 94, n. 3, pp. 555-581, 3 tav., Roma.
- Chiesa S., Cortesogno L. & Lucchetti G. (1976 a) - Metasedimenti quarziticci di differente pertinenza paleogeografica nel Gruppo di Voltri. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 95, n. 3/4, pp. 759-765, 1 fig., Roma.
- Chiesa S., Cortesogno L. & Lucchetti G. (1976 b) - Gli scisti quarziticci del Gruppo di Voltri: caratteri stratigrafici, petrografici e mineralogici. *Ofioliti*, v. 1, n. 2, pp. 199-218, 3 tav., 1 fig., Bologna.
- Chiesa S. & Rossi P.M. (1976) - Osservazioni geologiche sulle prasiniti dell'Unità tettonica Voltri-Rossiglione (Gruppo di Voltri). Riassunto. *Ofioliti*, v. 1, n. 2, pp. 319-322, 1 fig., Bologna.
- Cortesogno L. & Forcella F. (1978) - Il massiccio cristallino di Arenzano, frammento di crosta continentale Brianzese al margine meridionale del Gruppo di Voltri. *Rend. Soc. Ital. Min. Petrol.*, v. 34, n. 2, pp. 307-350, 19 fig., 1 carta geol., Milano.
- Crisci G., Ferrara G., Mazzuoli R. & Rossi P.M. (in stampa) - Geochemical and geochronological data on Triassic volcanism of Lombardy Southern Alps (Italy).
- Crisci G., Rossi P.M. & Scalvi R. (in stampa) - Caratteri e distribuzione del vulcanismo medio-triassico della Lombardia centrale.
- Dal Piaz G.V. (1974 a) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans la évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (I.ère partie: Considérations paléogéographiques). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 93, n. 2, pp. 437-468, 5 fig., Roma.
- Dal Piaz G.V. (1974 b) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans la évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (II.ème partie). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, v. 54, n. 2/3, pp. 399-424, 1 fig., Zürich.
- De La Roche H. (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sci.*, v. 267, pp. 39-42, Paris.
- De La Roche H. (1975) - Variations chimiques durant le métamorphisme croissant des grésopélites. *Sci. de la Terre*, v. 20, n. 2, pp. 165-200, 7 fig., 6 tab., Nancy.
- De La Roche H., Leterrier J., Granclaude P. & Marchal M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁R₂-diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, v. 29, pp. 183-210, 6 fig., 6 tab., Amsterdam.
- De Vecchi G., De Zanche V. & Sedeà R. (1974) - Osservazioni preliminari sulle manifestazioni magmatiche triassiche nelle Prealpi Vicentine (Area di Recoaro-Schio-Posina). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 93, n. 2, pp. 397-409, 1 fig., 3 tab. Roma.
- De Zanche V. & Sedeà R. (1972) - Nuovi aspetti del vulcanismo triassico nei dintorni di Recoaro (Vicenza). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 91, n. 3, pp. 523-532, 4 fig. Roma.
- Dieni I. & Spagnulo G. (1964) - Lapilli accrezionari nei tufi Ladinici del Dosso dei Morti (Adamello sud-orientale). *Mem. Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, Cl. Sc. Mat. Nat.*, v. 76, 21 pp., 3 tav., Padova.

- Dietrich V.J. (1976 a) - Plattentektonik in den Östalpen. Einen Arbeitshypothese. *Geotekt. Forsch.*, v. 50, pp. 1–84, 4 fig., 3 tab., 1 carta, Stuttgart.
- Dietrich V.J. (1976 b) - Evolution of the Eastern Alps: a plate tectonics working hypothesis. *Geology*, v. 4, n. 3, pp. 147–152, 3 fig., Denver.
- Elter G.I. (1971) - Schistes lustrés et ophiolites de la Zone Piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Géol. Alpine*, v. 47, n.2, pp. 147–169, 6 fig., Grenoble.
- Fiorentini Potenza M., Schwander H. & Stern W. (1975) - Chemical distribution patterns in the Tertiary and Triassic igneous districts of the Central Alps. *Chem. Erde*, v. 34, pp. 257–282, 7 fig., Jena.
- Fornaseri M. & Grandi L. (1963) - Contenuti in stronzio di serie calcaree italiane. *Giorn. Geol.*, s. 2, v. 31, n. 1, pp. 171–198, 7 tav., 13 tab., Bologna.
- Fornaseri M. & Grandi L. (1968) - Nuovi dati sul contenuto in stronzio di serie calcaree italiane. *Per. Miner.*, v. 37, n. 3, pp. 733–775, 1 tav., 10 fig., 13 tab., Roma.
- Guillaume A. (1969) - Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon.*, n. 30, fasc. 1, pp. 1–270, 79 fig.; fasc. 2, pp. 80–177, 97 fig., Lyon.
- Issel A. (1892) - Liguria geologica e preistorica. 2 v., 1 atlante, 117 fig., Ed. A. Donath, Genova.
- Jadoul F. & Rossi P.M. (in stampa) - Evoluzione paleogeografica strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale.
- Locher T. (1957) - Zur Geologie der Gruppe von Voltri (Ligurien–Italien). *Mitt. Geol. Inst. E.T.H. Zürich*, s. C, n. 71, 91 pp., 3 tav., 6 fig., 2 tab., Zürich.
- Manetti P. & Turi A. (1973) - Ricerche chimiche sulle rocce carbonatiche mesozoiche della Val di Lima (Lucca). *Per. Miner.*, v. 42, n. 1/2, pp. 295–325, 3 fig., 10 tab., Roma.
- Marinelli M., Viel G. & Farabegoli E. (1980) - Il Permo-Trias delle Alpi Meridionali: evoluzione tardo ercinica di un bacino marginale di retroarco. *L'industria Mineraria*, s. 3, v. 1, n. 6, pp. 1–14, 4 fig., Roma.
- Mazzucotelli B., Messiga B. & Piccardo G.B. (1976) - Caratteristiche petrografiche e geochemiche dell'Unità Voltri-Rossiglione (Gruppo di Voltri). *Ofioliti*, v. 1, n. 2, pp. 255–278, 18 fig., 2 tab., Bologna.
- Mazzucotelli A., Frache R., Dadone A. & Baffi F. (1976) - A scheme for the ion-exchange separation and determination of elements used for geochemical characterizations: analysis of trace amounts of chromium, phosphorus, niobium, titanium, zirconium and yttrium. *Ofioliti*, v. 1, n. 3, pp. 417–430, 4 fig., 2 tab., Bologna.
- Megard-Galli J. (1968) - Etude stratigraphique et tectonique du Monte Boulliagna (haute Val d'Acceglio, Italie). *Géol. Alpine*, v. 44, pp. 281–322, 4 tav., 15 fig., Grenoble.
- Megard-Galli J. (1972) - Données nouvelles sur le Carnien dans la zone Briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil. Conséquences tectoniques et paléogéographiques. *Géol. Alpine*, v. 48, n. 1, pp. 131–142, 3 fig., Grenoble.
- Miyashiro A. (1974) - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, v. 274, pp. 321–355, 18 fig., 4 tab., New Haven.
- Miyashiro A. (1975) - Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 3, pp. 45–56.
- Müller W., Schmid R. & Vogt P. (1964) - Vulkanogene Lagen aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio in den Tessiner Kalkalpen. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 57, n. 2, pp. 431–450, 5 fig., 4 tab., Basel.
- Pagel M. & Leterrier J. (1980) - The subalkaline potassic magmatism of the Ballons Massif (Southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos*, v. 13, pp. 1–10, 5 fig., Oslo.
- Pareto L. (1846) - Descrizione di Genova e del Genovesato. 1 vol.
- Pasquarè G. & Rossi P.M. (1969) - Stratigrafia degli orizzonti piroclastici medio-triassici del Gruppo delle Grigne (Prealpi Lombarde). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v.75, n.1, pp.1–87, 33 fig., Milano.
- Pasquarè G. & Rossi P.M. (1970) - Calcare di Perledo-Varenna. *Studi ill. Carta Geol. Ital., Formaz. Geol.*, fasc. 4, pp. 3–15, 3 fig., Roma.

- Pisa G., Castellarin A., Lucchini F., Rossi P.L., Simboli G., Bosellini A. & Sommariva E. (1980) - Middle Triassic magmatism in Southern Alps. I: A review of general data in the Dolomites. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 85 (1979), n. 3/4, pp. 1093-1110, 5 fig., Milano.
- Rao C.P. & Naqvi I.H. (1977) - Petrography, geochemistry and factor analysis of a lower Ordovician subsurface sequence, Tasmania, Australia. *Jour. Sedim. Petrol.*, v. 47, n.3, pp. 1036-1055, 10 fig., 1 tab., Tulsa.
- Ricci C.A. (1968) - Le rocce metamorfiche di natura basica e ultrabasica nella serie a facies toscana. Studio chimico e petrografico. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, s.A, v. 75, n.1, pp. 1-67, 11 fig., 13 tab., Pisa.
- Ricci C.A. & Serri G. (1975) - Evidenze geochimiche sulla diversa affinità petrogenetica delle rocce basiche comprese nella serie a facies toscana. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 94, n. 5, pp. 1187-1198, 5 fig., Roma.
- Ringwood A.E. (1974) - The petrological evolution of island arc system. *J. Geol. Soc.*, v. 130, pp. 183-204, 11 fig., 4 tab., London.
- Robinson P. (1980) - Determination of calcium, magnesium, manganese, strontium, sodium and iron in the carbonate fraction of limestones and dolomites. *Chem. Geol.*, v. 28, pp. 135-146, 6 tab., Amsterdam.
- Rossi P.L., Viel G. & Simboli G. (1977) - Significato paleogeografico e magmatico-tettonico della serie vulcano-clastica ladina superiore nell'area del Monte Civetta. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 95, pp. 433-458, 9 fig., 5 tab., Roma.
- Rossi P.M. (1973) - Gli orizzonti piroclastici medio-triassici della Lombardia centrale. Riassunto. *Rend. Soc. Ital. Min. Petrol.*, v. 29, n. 2, pp. 562-563, Milano.
- Rovereto G. (1909) - La zona di ricoprimento del Savonese e la questione dei calcescisti. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 28, n. 2, pp. 389-418, 2 tav., 13 fig., Roma.
- Rovereto G. (1939) - Liguria geologica. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 2, pp. 1-743, 12 tav., 195 fig., Roma.
- Servizio Geologico d'Italia (1971) - Carta geologica d'Italia, F. n. 82 "Genova", II ed., Roma
- Sismonda A. (1842) - Osservazioni geologiche sui terreni delle Formazioni terziaria e cretacea in Piemonte. *Mem. R. Acc. Sc. Torino*, s. 2, v. 5, pp. 419-471, Torino.
- Spadea P. (1970) - Le ignimbriti riolitiche del membro superiore delle Vulcaniti di Rio Fredo nel Trias medio della regione di Tarvisio (Alpi Giulie occidentali). *St. Trent. Sc. Nat.*, sez. A, v. 47, n. 2, pp. 287-358, 14 tav., 3 fig., 8 tab., Trento.
- Turi A. & Bencini A. (1975) - Distribuzione del Fe nelle rocce carbonatiche della Val di Lima (Appennino settentrionale). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 94, n. 6, pp. 2217-2225, 2 fig., 3 tab., Roma.
- Vanossi M. (1974 a) - Analisi stratigrafico-strutturale della zona tra le alte valli del Casotto e dell'Ellero (Alpi Marittime). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, v. 24, pp. 38-73, 12 tav., 13 fig., Pavia.
- Vanossi M. (1974 b) - L'unità di Ormea: una chiave per l'interpretazione del Brianzonese ligure. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, v. 24, pp. 74-91, 3 fig., Pavia.
- Vanossi M. (1980) - Les unités géologiques des Alpes Maritimes entre l'Ellero et la Mer Ligure: un aperçu schématique. *Mem. Sc. Geol.*, v. 34, pp. 101-142, 1 tav., 7 fig., 1 carta geol., Padova.
- Veizer J. & Demovic R. (1974) - Strontium as a tool in facies analysis. *Journ. Sedim. Petrol.*, v. 44, n. 1, pp. 93-115, 8 fig., 5 tab., Tulsa.
- Veizer J., Lemieux J., Jones B., Gigling M.R. & Savelle J. (1977) - Sodium paleosalinity indicator in ancient carbonate rocks. *Geology*, v. 5, n. 3, pp. 177-179, 2 fig., 1 tab., Boulder.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, v. 20, pp. 325-343, 10 fig., 3 tab., Amsterdam.
- Wirz A. (1945) - Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. XV. Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiete des Monte S.Giorgio. *Abh. Schweiz. Paläont.*, v. 65, pp. 3-85, 3 tav., 8 fig., Basilea.