

Il vulcanismo medio-pleistocenico dell'Appennino Laziale -Abruzzese: dalle peculiarità scientifiche agli aspetti applicativi

Middle-Pleistocene volcanism in the Latium-Abruzzi Apennines: from scientific peculiarities to applicative aspects

D'OREFICE M. (*), GRACIOTTI R. (*), CAPITANIO F. (*),
STOPPA F. (**), ROSATELLI G. (**), BARBIERI M. (***)

EXTENDED ABSTRACT

This paper deals with the results of a three-year research period on volcanic occurrences that are widespread across the Latium-Abruzzi Apennines. This general study has been carried out by the APAT, the "G. d'Annunzio" University of Chieti (coordinator Prof. F. STOPPA), and the "La Sapienza" University of Rome (coordinator Prof. M. BARBIERI). Standing the complexity of the problem, it required a multi-disciplinary approach, so that several geomorphologic, stratigraphic, volcanologic, mineralogic, petrologic, geochemical, and geochronological analyses were carried out on a number of specimens to give an insight on the volcanism of the Latium-Abruzzi Apennines.

AIM AND IMPACT OF THIS STUDY - This work is especially devoted to disseminate knowledge of Intra Apennines volcanism among general geologists, engineers, geology students, mineral and rock collectors, and everybody is keen on the natural history and resources of this territory.

The joint research tasks can be summarized as follows:

- *field survey and geological and morphological mapping of the volcanic outcrops;*
- *characterization of the volcanic products from*

the volcanological, mineralogical, petrological, and geochemical points of view;

- *reconstruction of the depositional mechanisms and definition of the origin (local vs distal) of the intrapenninic volcanites;*

- *correlation with other similar volcanic products outcropping in Central Italy.*

The mentioned studies have significant impacts on the following scientific and applicative topics:

- *tephrostratigraphy: as the deposits and levels of volcanic origin can be accurately dated by radiometric methods, they are the only chronological markers suitable for the last million years in the Central Apennines;*

- *geomorphology: the volcanic deposits give useful information about the palaeo-geography allowing palaeo-environmental reconstruction of numerous intrapenninic basins;*

- *structural geology: all volcanic occurrences lie close to some tectonic lines of regional importance.*

Confirmation of the existence of an autochthonous eruptive activity sets important constraints for any tectono-structural models concerning the Central Apennines;

- *volcanology: interpretation of the eruptive and depositional mechanisms of the intrapenninic volcanic rocks by analyzing their peculiar lying features, textures, and fabric, reveals an extremely volatile-rich, strongly*

(*) APAT - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia, Roma.

(**) Lab. Geochemica e Vulcanologia Università G. d'Annunzio, Chieti.

(***) Dip. Geochemica Università "La Sapienza", Roma.

explosive volcanic activity;

- *magmatology*: the complex phenomena controlling the magma formation and ascent towards the surface can be reconstructed by means of detailed mineralogical and petrological investigations. In particular, the igneous character (co-eruptive vs co-magmatic) of the volcanic deposits and their relationships with the major peri-tyrrhenian volcanic districts have been highlighted;

- *ore resources*: often, the volcanic deposits of Central Italy contain rare minerals, some bearing chemical elements of strategic importance, such as uranium and thorium, zirconium and rare earths. Furthermore, the volcanic materials as a whole can be used for the Portland cement production as well as for other industrial applications;

- *volcanic hazards*: the occurrence of an explosive, recent volcanic activity inside the Latium-Abruzzi Apennines must be adequately evaluated from the point of view of the geological hazards. Even if appreciable amounts of radon emissions are already known from some surveys carried out within the Central Apennines, they have never been systematically monitored in this area.

TECTONIC AND STRUCTURAL PATTERNS - The Latium-Abruzzi sector of the Apennine orogenic belt is characterized by a lithosphere with sharply increasing thickness, several crustal tectonic depressions, and strong extensional seismicity. The intrapenninic volcanic centers are systematically associated with direct fault systems and lie on subaerial erosive surfaces indicating ground rising associated with magma ascent. The intrapenninic volcanic centers are aligned in form of a narrow band, 25-30 km wide, and extended continuously for 200 km in the NNW-SSE direction.

GEOMORPHOLOGY AND VOLCANOLOGY - In the Central Apennines, as the volcanic activity occurred between 530 and 250 ka, in most cases the subaerial erosion has dismembered the cones and tuff rings, whilst the craters have been filled by diatomitic, lacustrine, and epiclastic deposits. Nevertheless, much evidence of a proximal origin of the volcanic deposits is given by ballistic impacts and high-temperature pyroclastic flows and surges.

The intrapenninic volcanism typically gave origin to monogenetic edifices, grouped in small volcanic fields a few kilometers far from each other, and aligned along tectonic discontinuities. The eruption style is characterized by small volumes of very hot (crystallization temperatures up to 1250 °C) and fragmented (particles size less than 2 mm) magmas. Common morphologies are maars, tuff rings, diatremes, pyroclastic deltas, and tuff banks that overlap giving origin to spectacular unconformities.

Almost all intrapenninic tuffs are fine-grained because they are mainly built up by volcanic ashes, often with crossed-laminations that indicate turbulent and pulsing depositional mechanisms. The explosive agent, in many cases, was the carbon dioxide rather than the water vapor.

The lithological features of these tuffs are peculiar: a massive aspect, the presence of very fine carbonate dispersed into the matrix, the scarcity of igneous and metamorphic lithics, and the abundance of clinopyroxene crystals along with cm-sized, dark mica beds.

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY - The intrapenninic volcanic rock-types are heteromorphic, because they are built up by mineral assemblages variable from one rock-type to another but always with a similar whole chemical composition. This aspect reflects the capability of the parental magma to crystallize different mineralogical species according to the specific thermal and baric evolution of each magma batch.

Among the femic phases, the olivine is always an accessory mineral in the intrapenninic volcanites, where it is mostly present as a relict. Regarding the cafemic phases, the clinopyroxene is diopsidic to fassaitic, the melilite is gehlenite-rich, and the garnet is a Ti-rich solid solution between andradite and grossular. Often, the observed parageneses and compositions are unusual for the alkali-potassic Roman Province. Considering the alkaline phases, the relative amount of leucite, nepheline, and sodalite-group minerals depends on the availability of sodium versus potassium as well as on the fugacity of sulphur and chlorine in the magmas. Frequently, calcite is a major component of the intrapenninic volcanic rocks. This mineralogical phase results to differ in chemistry from the calcite of sedimentary origin, being enriched in MnCO_3 , SrCO_3 , BaCO_3 , LREE-CO_3 , and having Nd-Sr isotope composition in the range of the cafemic phases. Also $\delta^{13}\text{C}$ differs from sedimentary carbonate. All these features point to a high-temperature, igneous origin for the analyzed calcites.

Titanium can be useful to discriminate the origin (igneous vs metamorphic) of many intrapenninic rocks. In fact, this high field strength element is small enough to substitute for tetravalent cations in the tetrahedral sites of the minerals, but this substitution mechanism requires high titanium contents and temperatures: thus, the common presence of Ti-garnets and Ti-clinopyroxenes in the intrapenninic rocks is in accordance with an igneous origin. Also, the solid solutions between Ti- and Zr- terms, recognized in the schorlomite-kimzeyite garnets, Zr-cuspidine, and götzenite minerals found in the intrapenninic rocks, are typical of an ultra-alkaline magmatism.

PETROLOGY - The intrapenninic volcanic rocks form a wide compositional range essentially because of their high LOI variability, which is related to their CaCO_3 contents. The whole-rock compositions point to a parental magma having peralkaline [average $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 10$ wt.%, with $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al at.} \geq 1$] and ultrabasic [$\text{CaO} \geq 15$ wt.% and $\text{MgO} > 10$ wt.%, while $\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 10$ wt.% and $\text{SiO}_2 \leq 41$ wt.%] character. This igneous association is unique for Central Italy, and it is very similar to that of the Vulture volcanic area in Southern Italy.

In many cases, the whole chemistry of the studied

rocks can be heavily affected by the magma ascent, eruption, and deposition mechanisms. For this reason, along with the extreme chemical nature, a correct classification and nomenclature of these rocks cannot be satisfactorily performed on the basis of the "popular" petrochemical methods (like the TAS diagram): the specific diagrams of SAHAMA (1974) and FOLEY et alii (1987), together with the C.I.P.W. normative re-calculation method, can be used more successfully.

Most of the tuffs from the Latium-Abruzzi Apennines contain euhedral crystals of K-feldspars, so that they can be classified as peralkaline phonolites: this indicates a crystallization from a liquid slightly higher in silica, rich in incompatible elements (like strontium and LREE), and maybe in light elements (like boron) than the other samples.

ISOTOPE GEOCHEMISTRY - The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio measurements carried out on the Latium-Abruzzi volcanic rocks allow some meaningful correlations. In fact, the Oricola grey tuffs and the Vicovaro black *pozzolana* have similar Sr-isotope values, while the Colle Rosso tuff values are comparable with those of the Villa Senni tuffs (Alban Hills). On the other hand, the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio determinations indicate a general uniformity for all volcanic occurrences across the Central Apennines.

For the Oricola grey tuffs, the Sr-isotope ratios have been also measured on mineral phases separated from the whole rock. Clinopyroxene, sanidine, and apatite give uniform $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values matching that of the bulk rock: this indicates an elevated degree of equilibrium between the crystallized phases and the host rock.

Also the micritic calcite extracted from the lapilli in the Oricola grey tuffs gives $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values similar to those of the other mineral phases and the whole-rock. Moreover, the values differ significantly from the isotopic data obtained on sedimentary carbonates from the Oricola surroundings and carbonatic clasts incorporated into the volcanic explosive breccias. Thus, an igneous origin is inferred for the analyzed calcites.

On the whole, the isotope data suggest an origin of the intrapenninic volcanic rocks by partial melting of a common magma source and allow to exclude that significant contamination affected most of the eruption products after their emplacement. According to present knowledge, the parental magma source of the Quaternary volcanism of the Central Apennines can be identified with a mantle enriched in potassium and incompatible elements that underwent different degrees of partial melting in the various occurrences across the Latium-Abruzzi Apennines.

GEOCHRONOLOGY - The age of the Oricola grey tuffs has been estimated using the Rb-Sr method of LUDWIG (1994): the obtained result of $0,540 \pm 0,021$ My closely matches the value of 0,531 My, determined by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric method, previously reported in literature. This age corresponds to the starting phase of the

pre-calderic activity at the Alban Hills: nevertheless, the volcanic products of this activity are characterized by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio values significantly lower than those of the Oricola activity. On the other hand, some volcanic deposits in the Umbria area are not only coeval with the Oricola grey tuffs but have also similar Sr-isotope values.

RARE MINERALS AND POTENTIAL ORE RESOURCES

- The strong peralkalinity of the residual liquids accounts for the crystallization of rare minerals inside the volcanic deposits of the Central Apennines. Up to date, Zr-cuspidine, götzenite, delhayelite, rhodesite, khibinskite, westerveldite, and bartonite have been found in the Umbria area, while no specific investigations have been carried out about the ore minerals occurring in the Latium-Abruzzi volcanites. Th-perovskite found at Polino can be a carrier for thorium and uranium, two chemical elements of strategic importance. Garnets of the kimzeyite-schorlomite series can incorporate appreciable amounts of titanium and zirconium, that are in great demand for their industrial applications. Also, wollastonite is commonly used for enamel and ceramic production.

EXPLOITATION OF THE SITES - Knowledge, recovery, and exploitation for didactic, cultural, and tourism uses can turn the volcanic occurrences of the Central Apennines into a valuable economic resource. In fact, most of the intrapenninic sites are characterized by particular combinations of morphological and chemical factors that allow biotopes, often unique and rich in endemic botanical associations, to be hosted. The wealth of geological peculiarities makes these sites a valid "geological training ground". Nearness to beautiful landscapes and ancient villages in the earth of the Apennines strengthens their attractive capacity for tourism.

In many cases, the use of volcanic materials for building led to the opening of several *pozzolana* quarries inside the outcrops. Often, the end of the quarrying activity has been followed by the use of cuts as dump sites. The volcanic rocks of San Venzano and Cupaello, unique in the world, have been widely used for railway- and road-banks. At the same time, the quarrying cuts exposed several stratigraphical features that not only have enabled the scientists to better understand the depositional mechanisms of these volcanic products but also can be the starting point for the restoration of sites, as in the case of the San Venzano Geopark.

VOLCANIC HAZARDS - The occurrence in the Central Apennines of a highly explosive, recent volcanic activity draws the attention to the aspects regarding the volcanic hazards. The extremely low viscosity of the intrapenninic melts enables them to cross the entire lithosphere in geologically instantaneous times. Moreover, the tendency to form alignments and fields of monogenetic centers is another feature that makes this type of volcanism potentially hazardous. It must be noted that several eruptions far from the main volcanic edifices of the Central Italy have been igno-

red or disregarded by the ancient to recent chronicler: the tendency to re-examine and re-evaluate this aspect is now growing continuously among the scientific community.

Many phenomena are possible in case of a new cycle of volcanic activity in the Central Apennines, and should be taken into account in order to define adequately the volcanic hazards. Phreatic eruptions can be triggered by vaporization of the local aquifers and/or destabilization of the geothermal fields. Gas explosions can be caused by de-pressurization of deep CO₂ and SO₂ reservoirs.

Seismic swarms can derive from breaking of the Earth's crust in response to an increase of the volatile pressure. Finally, the CO₂-rich eruptions are able to dig deep craters and to scatter turbulent waves of gases and hot materials all over the surroundings.

Another important hazard factor lies in the strong radioactive and radon emissions that are characteristics of the deposits under study: in general, the volcanic rocks are unsuitable for buildings and the volcanic sites are unsafe for residential use. Occasional surveys have revealed a radioactivity up to ten times greater than the maximum limits acceptable for human health. This is a critical aspect, particularly for the two main anthropized sites: San Venanzo and Oricola. Nevertheless, systematic surveys extended to all major volcanic occurrences documented in the Central Apennines, although useful, have not been carried out till now.

KEYWORDS: Middle Pleistocene; Central Apennines; monogenic volcanism; pyroclastic deposits; ultra-alkaline mafic magmatism.

PAROLE CHIAVE: Pleistocene medio; Appennino centrale; vulcanismo monogenico; depositi piroclastici; magmatismo ultra-alcalino mafico.

1. - INTRODUZIONE

Il presente volume sintetizza i risultati conseguiti in tre anni di ricerche eseguite dal Servizio Geologico d'Italia (ora APAT - Servizio Geologico d'Italia/Dipartimento Difesa del Suolo) in convenzione con i gruppi di lavoro del Prof. FRANCESCO STOPPA (Università "G. d'Annunzio" di Chieti) e del Prof. MARIO BARBIERI (Università "La Sapienza" di Roma). Lo studio è stato finalizzato a precisare le relazioni esistenti tra i vari affioramenti vulcanici dell'Appennino Laziale-Abruzzese ed il loro inserimento nel contesto più ampio del magmatismo plio-quadernario dell'Italia peninsulare.

Il taglio divulgativo, lo stile discorsivo e la spiegazione dei termini tecnici, quando possibile, indicano che questo testo è rivolto anche ai non specialisti: agli studenti di geologia e scienze naturali e anche al lettore semplicemente interessato

alla geologia, in particolare alle rocce e ai minerali, o che opera nei settori legati alla conoscenza e all'uso del Territorio. I numerosi argomenti trattati contribuiscono a dare un quadro generale e ad illustrare i principali aspetti e potenzialità applicative o interessanti per la società umana, mentre per i dettagli e gli approfondimenti di natura più prettamente scientifica si rimanda ai numerosi riferimenti bibliografici della letteratura specialistica internazionale.

Le manifestazioni vulcaniche nell'Appennino Laziale-Abruzzese sono testimoniate prevalentemente da piccoli depositi piroclastici dispersi su una grande area (fig. 1) e non sono mai state oggetto, sin ora, di uno studio sistematico che potesse fornire dettagli sulla loro correlabilità.

Inoltre, queste vulcaniti di norma si rinvencono in isolamento e non risultano direttamente relazionabili all'attività dei grandi centri vulcanici del margine tirrenico. I depositi vulcanici intra-appenninici formano per lo più coltri piroclastiche di esiguo spessore, flussi piroclastici canalizzati, oppure anelli di tufo associati a crateri di tipo *maar*, riempimenti di strutture diatremiche. In tutti i casi gli spessori di questi depositi non superano i trenta metri, per cui le forme vulcaniche subaeree, ad esempio i *maar*, hanno limitato impatto morfologico.

L'estrema complessità del problema è stata affrontata con un approccio multidisciplinare, che ha richiesto un grande sforzo organizzativo ed un notevole impegno scientifico. Sono state condotte, infatti, numerose indagini geomorfologiche, stratigrafiche, vulcanologiche, mineralogiche, petrologiche, geochimiche e geocronologiche, coordinate in modo da ottenere un numero di dati congruo e sufficiente a consentire una sintesi globale sul vulcanismo dell'Appennino Laziale-Abruzzese.

In particolare, sono stati presi in considerazione più di dieci affioramenti di vulcaniti intra-appenniniche, per ognuno dei quali è stata prodotta una carta geologica di dettaglio, corredata da una o più sezioni stratigrafiche, e si è provveduto al prelievo di campioni per le analisi di laboratorio. Nel complesso sono state effettuate, presso laboratori italiani e stranieri, le seguenti indagini (tab. 1): osservazioni petrografiche ed al microscopio elettronico a scansione (SEM); analisi chimiche dei minerali e dei vetri alla microsonda elettronica (EMPA); analisi chimiche degli elementi maggiori ed in traccia tramite fluorescenza a raggi X (XRF), spettrometria di massa (ICP-MS) e attivazione neutronica (INAA); analisi diffrattometriche su polveri (XR-PD); analisi isotopiche con i metodi ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, e determinazioni radiometriche con il metodo Rb/Sr, mediante spettrometria di massa (TIMS).

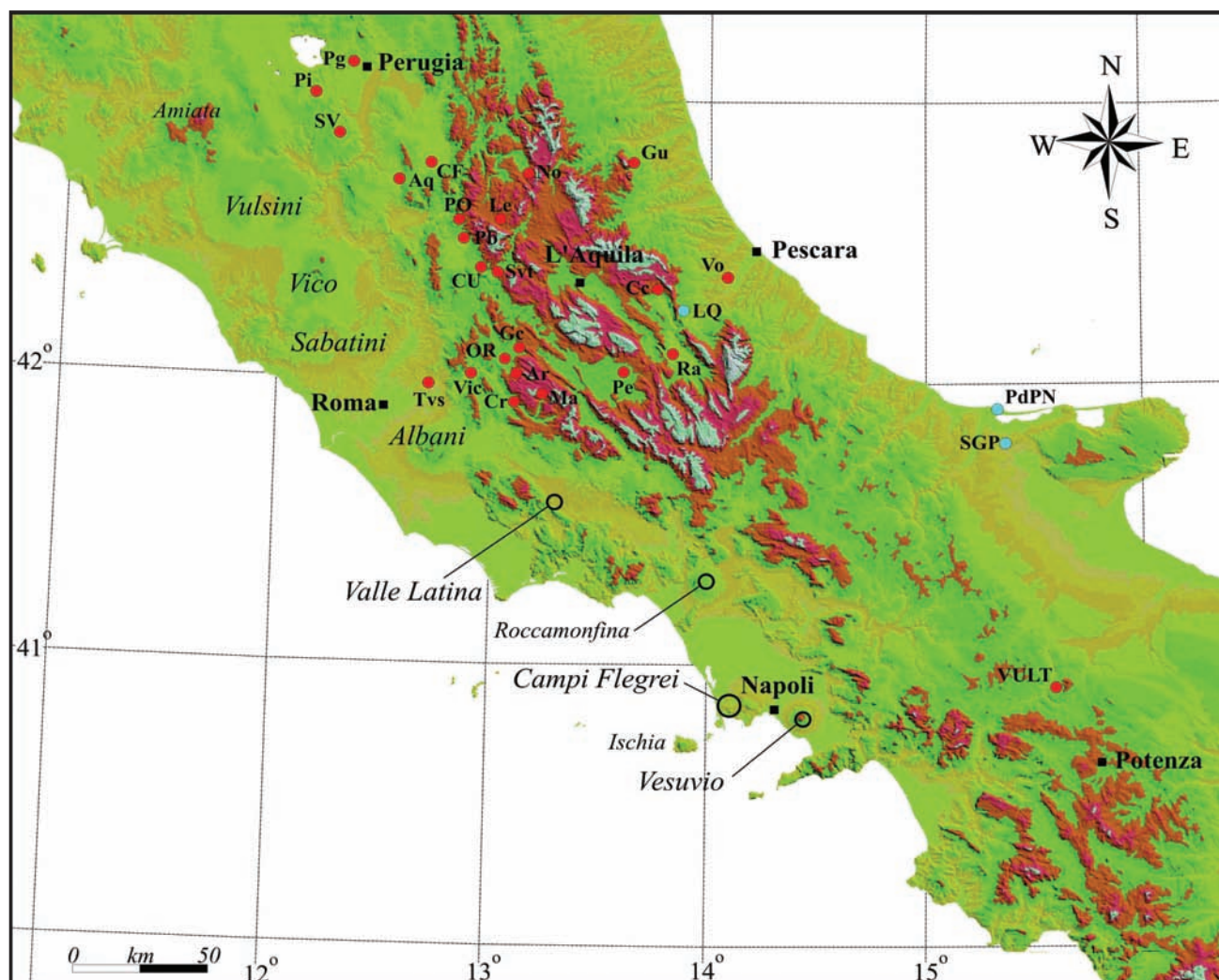


Fig. 1 - Carta degli affioramenti vulcanici intra-appenninici nel contesto orografico dell'Appennino centro-meridionale. L'ubicazione degli affioramenti pleistocenici è indicata con i cerchi rossi:

Pg=Perugia; **Pi**=Pietrafitta; **SV**=San Venanzo-Pian di Celle-Celli; **CF**=Colle Fabbri; **Gu**=Guazzano; **No**=Norcia; **Le**=Leonessa; **Aq**=Acquasparta; **PO**=Polino; **Pb**=Poggio Bustone; **CU**=Cupaello; **Svt**=San Vittorino; **Vo**=Villa Olivetti; **Cc**=Carapelle Calvisio; **Ge**=Grotta del Cervo; **Ra**=Raiano; **OR**=Oricola; **Pe**=Pescina; **Ar**=Arsoli; **VIC**=Vicoaro; **Ma**=Monte Autore; **CR**=Colle Rosso; **Tvs**=Tufi di Villa Senni, sud-ovest di Tivoli, utilizzati per confronto; **VULT**=Vulture.

In blu sono anche riportati gli affioramenti mafico-alcalconici di età eocenico-oligocenica: **LQ**=La Queglia; **PdPN**=Punta delle Pietre Nere; **SGP**=San Giovanni in Pane.

Le sigle interamente in lettere maiuscole indicano l'esistenza di edifici e/o apparati vulcanici autoctoni, chiaramente riconoscibili dalle osservazioni sul campo.

- Map of the intrapenninic volcanic occurrences in the orographic context of the Central-Southern Apennines. Red dots indicate the Pleistocene outcrops:

Pg = Perugia; **Pi** = Pietrafitta; **SV** = San Venanzo-Pian di Celle-Celli; **CF** = Colle Fabbri; **Gu** = Guazzano; **No** = Norcia; **Le** = Leonessa; **Aq** = Acquasparta; **PO** = Polino; **Pb** = Poggio Bustone; **CU** = Cupaello; **Svt** = San Vittorino; **Vo** = Villa Olivetti; **Cc** = Carapelle Calvisio; **Ge** = Grotta del Cervo; **Ra** = Raiano; **OR** = Oricola; **Pe** = Pescina; **Ar** = Arsoli; **VIC** = Vicoaro; **Ma** = Monte Autore; **CR** = Colle Rosso; **Tvs** = Tuffs of Villa Senni, south-west of Tivoli, used for comparison; **VULT** = Vulture.

Blue dots indicate the Eocene-Oligocene mafic-alkaline outcrops: **LQ** = La Queglia; **PdPN** = Punta delle Pietre Nere; **SGP** = San Giovanni in Pane.

Capital letters indicate autochthonous volcanic edifices and/or apparatuses, clearly recognizable by field observations.

TAB. 1 - Descrizione e quantità delle analisi effettuate. - Description and amount of the analyses reported in this paper.

Analisi effettuate	Metodi utilizzati	Quantità
osservazioni petrografiche su sezioni sottili	microscopio polarizzatore; SEM	50 sezioni sottili
analisi mineralogiche alla microsonda elettronica	EMPA (WDS)	>1000 punti - analisi
analisi chimiche su roccia totale (elementi maggiori e in tracce)	XRF; ICP-MS; INAA	19 campioni
analisi diffrattometriche su roccia totale in polvere	XR-PD	6 campioni
analisi isotopiche ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)	TIMS	46 campioni (Sr); 23 campioni (Nd)
analisi geocronologiche (metodo Rb/Sr)	TIMS	5 fasi

Allo stato attuale, i risultati ottenuti consentono di elaborare un quadro generale dell'attività geologica recente avvenuta nell'area investigata.

Tale attività risulta complessa ed ha pochi altri simili esempi nel resto d'Italia. In tal modo il Servizio Geologico d'Italia (ora APAT - Dipartimento Difesa del Suolo), primo fra tutti gli Enti preposti allo studio del Territorio, si è inserito fattivamente in una ricerca di punta che introduce importanti elementi di novità riguardo alle conoscenze sulla geodinamica dell'Appennino centrale.

2. - SCOPI E IMPATTI DELLA RICERCA

Lo studio sulle vulcaniti intra-appenniniche è stato finalizzato essenzialmente a:

- a) produrre carte degli affioramenti e delle morfologie vulcaniche a scale di diverso dettaglio;
- b) caratterizzare i prodotti vulcanici dell'Appennino Laziale-Abruzzese, soprattutto dal punto di vista vulcanologico, mineralogico-petrografico e geochimico;
- c) chiarire i meccanismi deposizionali delle vulcaniti e formulare delle ipotesi sulla loro provenienza;
- d) effettuare correlazioni geochemiche, mineralogiche e petrografiche con altri prodotti vulcanici affioranti nell'Italia centrale.

Lo studio così strutturato ha delle ricadute sulle seguenti tematiche:

1) tefrostratigrafia.

Essendo databili mediante metodi radiometrici con ragionevole accuratezza, le vulcaniti rappresentano in pratica l'unico *marker* geologico presente all'interno dell'Appennino in grado di fornire età precise nell'ultimo milione di anni e soprattutto di chiarire numerosi problemi di stratigrafia sia locale che regionale;

2) geomorfologia.

Indipendentemente dalla loro origine, le vulcaniti forniscono preziose informazioni di carattere paleogeografico e paleoambientale che, unite a quelle prima citate di natura stratigrafica e geocronologica, sono fondamentali per la ricostruzione dell'evoluzione morfologica di ognuna delle aree in esame;

3) geologia strutturale.

La localizzazione dei depositi vulcanici risulta legata alla presenza di lineamenti tettonici di importanza regionale all'interno della catena

appenninica. La conferma dell'esistenza di centri eruttivi locali costituisce dunque un importante vincolo di cui devono tener conto tutti i modelli tettonico-strutturali relativi all'Appennino centrale;

4) vulcanologia.

Le caratteristiche giaciturali, strutturali e tessiturali, alla scala sia macroscopica dell'affioramento sia microscopica della sezione sottile, consentono di interpretare le modalità eruttive e deposizionali di questi prodotti vulcanici, spesso del tutto peculiari perché derivanti da un'attività vulcanica ad elevato contenuto in gas e quindi altamente esplosiva;

5) magmatologia.

Lo studio mineralogico e petrologico consente di comprendere le modalità con cui il magma si è formato ed è risalito in superficie. La composizione chimica ed isotopica delle rocce totali e dei loro minerali costituenti, permette di correlare i depositi formatisi durante la stessa eruzione (co-eruttivi) od eruttati in eruzioni diverse, ma originatisi da uno stesso magma capostipite (co-magmatici). Inoltre, per confronto, è possibile correlare l'attività vulcanica intra-appenninica con l'attività dei grandi apparati vulcanici del margine tirrenico, in modo da stabilire a quale provincia o distretto vulcanico appartengano o possano essere affiliati;

6) risorse minerarie.

Spesso le vulcaniti dell'Italia centrale contengono minerali rari e potenzialmente utili, in cui sono presenti elementi chimici quali uranio e torio, zirconio e terre rare. Inoltre, in molti casi le stesse vulcaniti costituiscono una potenziale risorsa per l'industria mineraria in quanto risultano ottime per formare i cementi Portland o per altri usi industriali;

7) rischio vulcanico.

La presenza di un'attività vulcanica recente all'interno dell'Appennino Laziale-Abruzzese pone diversi interrogativi riguardanti i rischi connessi con il vulcanismo. Il carattere fortemente esplosivo di queste manifestazioni vulcaniche rappresenta un potenziale elemento di rischio che deve essere valutato in modo adeguato. Un diretto effetto della presenza di depositi vulcanici è costituito dalle emissioni di gas radon già registrate localmente nell'Appennino centrale, anche se mai studiate in modo sistematico. Inoltre, la concentrazione di minerali di uranio e torio provoca emissioni di radiazioni gamma che costituiscono un ulteriore elemento associato al rischio vulcanico, da monitorare in modo appropriato.

3. - GLI STUDI PRECEDENTI SUL VULCANISMO INTRA-APPENNINICO

Il presente lavoro sulle vulcaniti dell'Appennino Laziale-Abruzzese si innesta su una consolidata storia di ricerca scientifica partita dalla proposta di Bosi nel campo geomorfologico-stratigrafico e di Locardi in quello geochimico (BOSI & LOCARDI, 1991/2). A tale proposito, appare doveroso menzionare specificamente lo scomparso Prof. ENZO LOCARDI, il quale intuì le caratteristiche peculiari e l'importanza dei depositi vulcanici intra-appenninici prima di ogni altro (fig. 2).

Tuttavia, la maggior parte del lavoro vulcanologico, petrologico e geochimico sull'argomento è stata eseguita a partire dal 1990 dai gruppi di lavoro guidati dai Prof.ri F. STOPPA e M. BARBIERI. I risultati, esposti anche in numerosi congressi internazionali e *workshop* sul terreno (fig. 3), hanno indotto un ampio dibattito internazionale a seguito del quale si è registrato un incremento esponenziale del numero di pubblicazioni sull'argomento. L'enfasi scientifica posta su questi affioramenti ha suscitato l'interesse di grandi nomi della geochimica e della petrologia anglosassone (come A.R. WOLLEY, K. BAILEY, K. BELL, R. MITCHELL, F. LLOYD), ma anche di scuole di pensiero diverse, come quella russa (L.

PANINA, L. KOGARKO, V. SHARYGIN, I. RASS, I. SOLOLOVA) e cinese (Y. XUEHUI, Y. LIU), oltre naturalmente ad altri ricercatori dell'Europa continentale come M. MUÑOZ e R. CLOCCHIATTI.

Il lavoro della comunità scientifica nazionale ed internazionale ha prodotto un approfondimento delle conoscenze sulle vulcaniti intra-appenniniche e su analoghe occorrenze geologiche in altre parti del mondo (fig. 4). Ciò consente di affermare che ci sono evidenze incontrovertibili della presenza, nell'Italia centrale, di un vulcanismo regionale associato a condizioni geologiche ben precise, costituito da magmi ultra-alcalini di origine profonda. Con il termine ultra-alcalino si intende una rara associazione di rocce assai povere in silice e ricche in alcali, i cui tipi principali sono le foiditi, le melilititi, le carbonatiti e i loro derivativi (LE BAS, 1989). L'origine mantellifica e la scarsa differenziazione di tali magmi è testimoniata dalla presenza di xenoliti di mantello litosferico, cioè frammenti di roccia strappati al mantello terrestre durante la risalita del magma.

Tali xenoliti forniscono informazioni sulla composizione e struttura della litosfera che sono fondamentali per la ricostruzione e modellizzazione dell'evoluzione geologica della penisola Italiana (fig. 5 e 6).

4. - ASSETTO TETTONICO-STRUTTURALE

Gli affioramenti meglio conservati si trovano in zone in cui l'erosione e la sedimentazione sono meno intense, in genere lungo i bordi delle principali depressioni tettoniche. Tutti i centri di emissione noti sono associati a sistemi di faglie a componente diretta e immancabilmente poggiano su superfici erosive sub-aeree, che spesso sono attribuibili ad una fase di sollevamento che ha preceduto la venuta a giorno dei magmi (fig. 7).

I centri vulcanici studiati sono collocati in una fascia larga solo 25-30 chilometri, ma che si allunga per almeno 200 chilometri in direzione NNW-SSE. Se però si fa rientrare il Vulture tra questi centri allora la fascia va da Perugia a Melfi, cioè copre una distanza di circa il doppio. Nella zona Umbro-Abruzzese, la stretta fascia in cui si ritrovano i centri appenninici corrisponde grosso modo allo "scalino" o flessura della base della litosfera, individuato dalla geofisica, che divide la zona tirrenica assottigliata dalla placca adriatica.

Si presume che questa struttura sia critica per la produzione o il distacco dei magmi ultra-alcalini dalla loro sorgente nel mantello (astenosfera?).

Gli affioramenti che si collocano fuori da questa fascia, in posizione più orientale, potrebbero essere tufi distali legati all'attività dei centri appenninici e/o a quelli del margine tirrenico.



Fig. 2 - Il Professor Enzo Locardi (secondo da sinistra), antesignano degli studi sulle vulcaniti appenniniche ad affinità carbonatitica, ritratto nel 1992 con uno degli autori (F.S.) sul giacimento di carbonati fluoritiferi di stadio tardo-magmatico di Pianciano (distretto vulcanico Sabatino).

- Professor Enzo Locardi (second from the left), forerunner of the studies on the Apenninic volcanites of carbonatitic affinity, photographed in 1992 together with one of the authors (F.S.) on the deposit of Pianciano (Sabatini volcanic district), which consists in late-magmatic fluorite-bearing carbonates.



Fig. 3 - Gruppo di ricercatori Eurocarb in visita agli affioramenti ad affinità carbonatitica italiani. Eurocarb è un'organizzazione che, sotto l'egida della *European Science Foundation*, presiede alla ricerca, a livello mondiale, sul significato geologico delle carbonatiti e del ciclo del carbonio profondo. Eurocarb coordina conferenze ed escursioni sul campo, con cadenza biennale, che comprendono anche visite a tutti gli affioramenti carbonatitici europei. Gli argomenti toccati nel corso dell'escursione sugli affioramenti italiani nel 2002 sono stati:

la composizione e la sorgente del magma carbonatitico, la natura del mantello sub-litosferico in Italia e in Europa, il rischio geologico connesso con il magmatismo carbonatitico, i precursori e i fattori geologici sentinella, il flusso di CO_2 durante un'eruzione carbonatitica, il possibile contributo delle eruzioni carbonatitiche all'effetto serra e alle estinzioni di massa.

- Eurocarb researchers visiting the Italian outcrops with carbonatitic affinity. The Eurocarb organization, with the backing of the *European Science Foundation*, leads the worldwide researches on the geological meaning of the carbonatites and the carbon cycle at depth. Eurocarb co-ordinates conferences and field trips, having biennial frequency, which also include visits to all the European outcrops. Topics discussed during the field trip on the Italian outcrops in 2002 were:

composition and source of the carbonatitic magmatism, nature of the sub-lithospheric mantle beneath Italy and Europe, geologic hazards connected with the carbonatitic magmatism, precursors and warning geological factors, the CO_2 flux during the carbonatitic eruptions, the possible contribution of the carbonatitic eruptions to the greenhouse effect and the mass-extinctions.

Un'obiezione fisiografica è che il Vulture si trova più a est rispetto agli altri centri. Non esistono evidenze che inducano ad escludere la presenza o l'assenza di centri vulcanici nella zona molisano-lucana allo stato delle attuali conoscenze. Alternativamente, se verrà dimostrata l'assenza di centri nella zona molisano-lucana, la terminazione della fascia vulcanica a sud dell'Abruzzo potrebbe corrispondere alla zona di taglio litosferica, il cosiddetto "sistema di faglia trascorrente del 41° parallelo" (LAVECCHIA & STOPPA, 1996), che dislocerebbe la zona magmatogenetica. Non è possibile capire se effettivamente la faglia del 41° parallelo possa dislocare la base della litosfera e spostare la zona magmatogenetica verso est: tuttavia, se questo fosse il caso, il Vulture si troverebbe collocato in una posizione del tutto simile a quella degli altri centri.

Quale che sia la profondità a cui si genera, comunque collocata tra i 90 e i 200 km, il magma durante la risalita intercetta le principali discontinuità tettoniche crostali che lo convogliano nell'ultima parte del suo tragitto (STOPPA & LAVECCHIA, 1992).

5. - VULCANOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

Lo stato delle conoscenze attuali, relativamente alle caratteristiche principali degli affioramenti vulcanici intra-appenninici, è riassunto nell'Appendice I, in cui sono distinti i centri laziali-abruzzesi da quelli umbri, nonché i centri indubbiamente autoctoni da quelli la cui origine è incerta o sicuramente distale.

Dopo aver localizzato sulla base dello studio bibliografico e di sopralluoghi sul terreno gli affioramenti vulcanici dell'Appennino Laziale-Abruzzese, è stato effettuato un rilievo cartografico e stratigrafico di quelli più rappresentativi, mentre altri affioramenti minori, anche situati al di fuori dell'area oggetto specifico dell'indagine, sono stati comunque visitati e campionati, al fine di formulare un'ipotesi di correlazione con i depositi maggiori.

Il problema di un'origine locale o distale dei numerosi depositi vulcanici presenti all'interno della catena appenninica è oggettivamente difficile da affrontare. Infatti, i depositi piroclastici

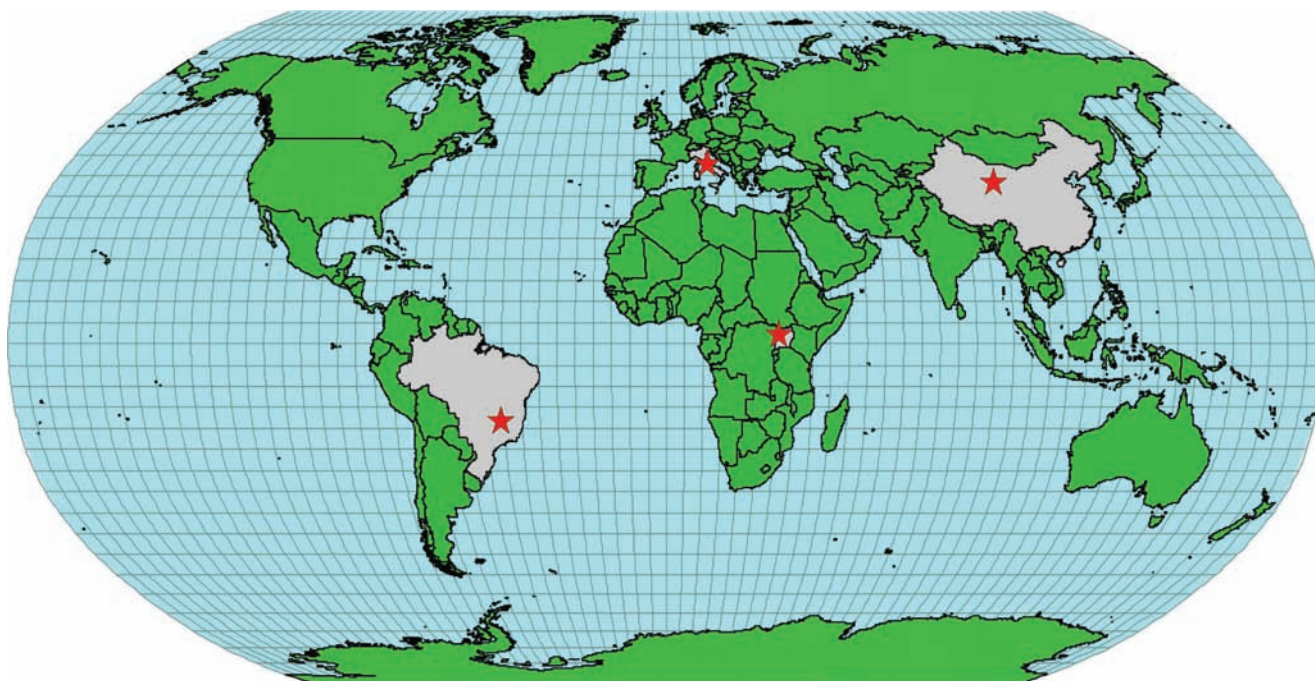


Fig. 4 - Ubicazione geografica delle uniche associazioni litologiche di tipo kamafugitico-carbonatitico conosciute al mondo finora. Si noti che esse si impongono su crosta continentale, per la maggior parte in zone di intraplacca.

- Geographic localization of the only lithological associations of kamafugite-carbonatite type known in the world till now. It has to be noted that these occurrences are sited on the continental crust, mostly in intraplate settings.

sono generalmente tufi cineritici e/o tufi a lapilli, quindi originati da eruzioni esplosive. L'elevato grado di frammentazione dei magmi eruttati potrebbe indicare la presenza di un efficiente processo d'interazione acqua-magma, responsabile della produzione di materiali fini, depositi a pochi chilometri di distanza da *base surge* e/o *pyroclastic flows* e a decine di chilometri di distanza dagli *ash-clouds* associati. La natura friabile dei tufi e una posizione dei centri morfologicamente instabile, caratterizzata da rapida sedimentazione ed erosione, contribuiscono a rendere difficoltoso il riconoscimento delle zone crateriche. Solo due affioramenti contenenti lave, Cupaello e San Venanzo, sono stati riconosciuti da più di un secolo e accettati universalmente come vulcani autoctoni.

Tuttavia, anche nel raro caso della presenza di colate laviche, indizio certo della vicinanza di un cratere, quest'ultimo non è facilmente identificabile sul terreno, come per esempio a Cupaello dove l'effusione è sicuramente associata alla presenza di una faglia bordiera della conca di Rieti.

Casi simili sono stati osservati anche agli Ernici dove le colate originano direttamente dalle faglie del substrato (ROLANDI com. pers.). Le lave comunque rappresentano l'eccezione all'interno dell'Appennino centrale: infatti, il carattere esplosivo di questo tipo di vulcanismo assai difficilmente può produrre colate laviche, mentre la maggior parte dei materiali vengono eruttati come flussi piroclastici o, più frequentemente,

come *surges*.

Tuttavia, un'analisi vulcanologica dettagliata dei depositi più cospicui dell'Appennino Laziale-Abruzzese ha consentito di individuare caratteri tessiturali e giaciturali sicuramente primari, tali da poter escludere una provenienza dagli apparati vulcanici del margine tirrenico. Nonostante molti centri vulcanici radicati siano ormai chiaramente documentati in Appennino, anche in virtù del presente studio, non si può escludere che altri ne esistano e che molti livelli di tufi affioranti in volumi e spessori cospicui in questo settore, ad esempio a Leonessa (RI) o nella piana di San Vittorino (RI), siano in realtà legati a centri vicini non ancora localizzati.

In base ai dati ottenuti finora, l'età dei depositi vulcanici dell'Appennino centrale varia tra i 530 e i 250 mila anni, mentre l'attività finale del Vulture risale a circa 130 mila anni fa. In ogni caso, poiché il degrado erosivo dei conii piroclastici procede piuttosto velocemente nei primi 100.000 anni, i fenomeni di erosione sub-aerea possono aver smantellato gran parte degli edifici vulcanici rilevati e colmato le depressioni crateriche. Infatti, i crateri di tipo *maar* tendono ad ospitare laghetti in cui sedimentano rapidamente depositi epiclastici e diatomitici che riempiono velocemente la depressione originaria.

In mancanza di morfologie "fresche", si utilizzano le strutture presenti nei depositi che servono come indicatori della vicinanza di un cratere.

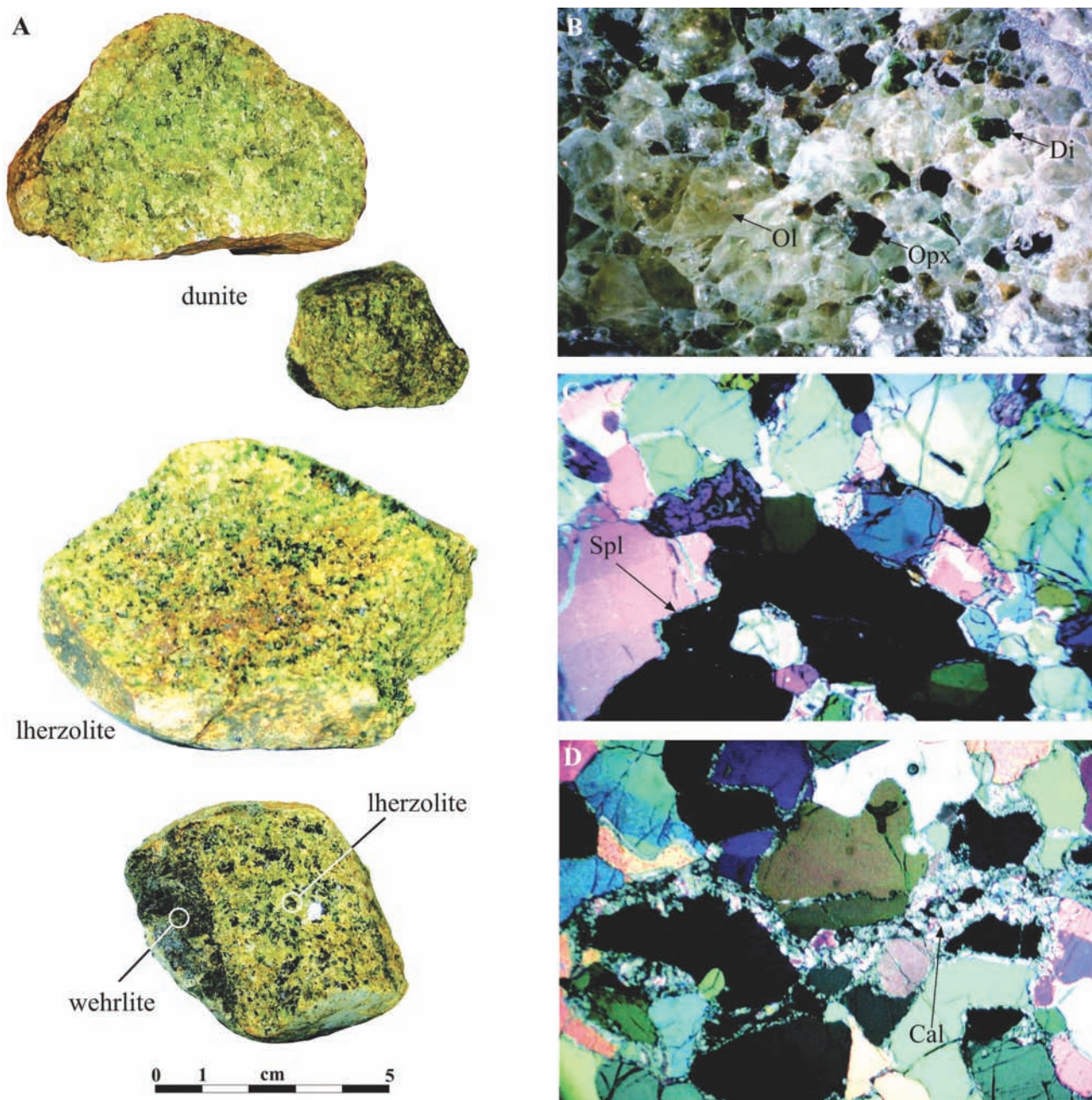


Fig. 5 - Noduli peridotitici provenienti dagli affioramenti dei Laghi di Monticchio, Monte Vulture. **A)** Dall'alto verso il basso: macrofoto di dunite, lherzolite, e nodulo composto a lherzolite e wehrlite. **B)** Microfoto di nodulo lherzolitico (luce riflessa). **Ol** = olivina, **Opx** = ortopirosseno, **Di** = cromodiopside. **C)** e **D)** Microfoto di noduli lherzolitici (luce trasmessa e nicols incrociati). In **D** si nota una vena di calcite con colori di polarizzazione iridescenti. **Spl** = cromospinello, **Cal** = calcite.

- Peridotitic nodules from the Monticchio Lake outcrops, Mt. Vulture. **A)** From top to bottom: macrophoto of a dunite, a lherzolite, and a lherzolite-wehrlitic composite nodule. **B)** Microphoto of a lherzolitic nodule (reflected-light). **Ol** = olivine, **Opx** = orthopyroxene, **Di** = Cr-diopside. **C)** and **D)** Microphotos of lherzolitic nodules (transmitted-light, crossed polars). A calcitic vein with iridescent polarization colors is visible in **D**. **Spl** = Cr-spinel, **Cal** = calcite.

Tra le più importanti vi sono: la presenza di strutture d'impatto di bombe vulcaniche, la presenza di *surge* con le loro caratteristiche strutture dunari, e la presenza di flussi piroclastici messi in posto ad alte temperature, che formano tipici depositi spessi e ben saldati. Queste tipologie di depositi prossimali sono facilmente distinguibili da quelle di *fall out* (caduta), tipicamente a grana fine e generalmente incoerenti, che sono prodotte dalla ricaduta dei materiali della colonna erutti-

va trasportati dal vento. Tali materiali fini, cineritici, possono percorrere grandi distanze ed essere depositi lontano dal centro d'emissione.

L'attività eruttiva tipica dei vulcani intra-appenninici è caratterizzata da elevata esplosività, che da luogo a morfologie vulcaniche negative, come diatremi e *maar*. Si tratta in pratica di vulcani "alla rovescia", condotti imbutiformi incassati nel substrato. Questa fenomenologia è determinata dall'elevata concentrazione di volatili (princi-

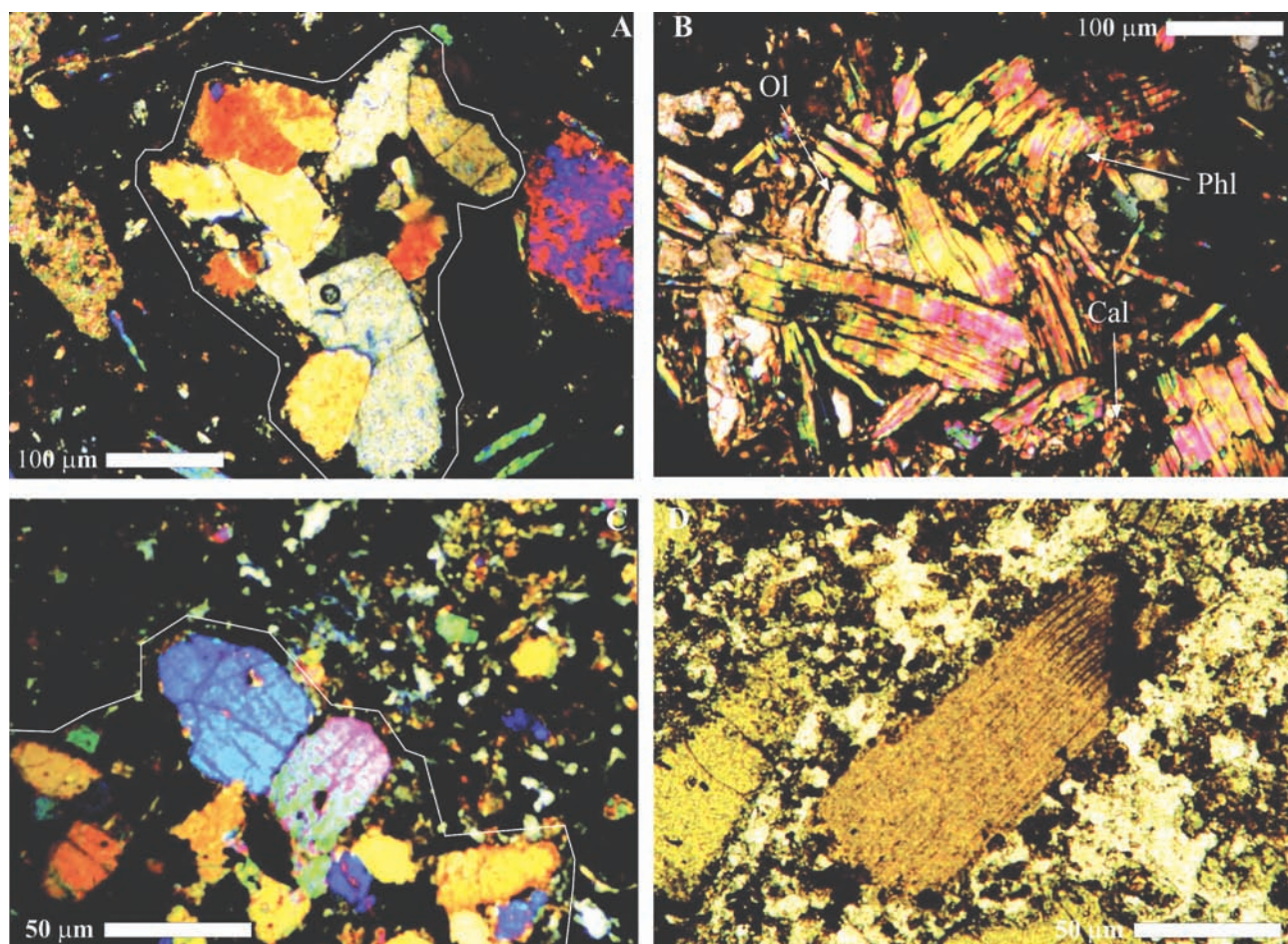


Fig. 6 - Detrito di probabile origine mantellica nelle vulcaniti intra-appenniniche. **A)** Microfoto di aggregato policristallino ad olivina e clinopirosseno (contornato con una linea bianca) da San Venanzo-Pian di Celle (luce trasmessa e nicols incrociati). **B)** Microfoto di micronodulo glimmeritico con calcite, olivina e flogopite “kink-banded” da Polino (luce trasmessa e nicols incrociati). **Cal**=calcite, **Ol**=olivina, **Phl**=flogopite. **C)** Microfoto di aggregato microcristallino a clinopirosseno con rara olivina (contornato con una linea bianca) dalla Grotta del Cervò (luce trasmessa e nicols incrociati). **D)** Microfoto di xenocristallo di flogopite dalla Grotta del Cervò (luce trasmessa, solo polarizzatore).

- Debris of probable mantle origin inside the intrapenninic volcanites. **A)** Microphoto of a polycrystalline aggregate with olivine and clinopyroxene (white-contoured) from San Venanzo-Pian di Celle (transmitted-light, crossed polars). **B)** Microphoto of a glimmeritic micronodule built up by calcite, olivine, and “kink-banded” phlogopite from Polino (transmitted-light, crossed polars). **Cal**=calcite, **Ol**=olivine, **Phl**=phlogopite. **C)** Microphoto of a microcrystalline aggregate with clinopyroxene and rare olivine (white-contoured) from Grotta del Cervò (transmitted-light, crossed polars). **D)** Microphoto of xenocrystic phlogopite from Grotta del Cervò (transmitted-light, parallel polars).

palmente CO₂) presente in questo tipo di magmi. La liberazione (essoluzione) violenta dei volatili, che avviene già a 60 km di profondità, determina la frammentazione del magma in piroclasti intrusivi.

La miscela multifasica risale sotto forma di una sorta di breccia fluidificata dalla grande capacità penetrativa, in grado di perforare anche il granito più duro (figg. 8 e 9). L'esempio meglio conosciuto di questo tipo di vulcanismo è quello dei diatremi kimberlitici del Sud Africa. Tuttavia, forme diatremiche con caratteristiche strutturali simili esistono in tutte le province ultra-alcaline mondiali, e anche in Italia (fig. 10).

Come in altre parti del mondo, anche in Italia è tipica la formazione di numerosi edifici monogenici, spesso allineati lungo discontinuità tettoniche, con emissioni ad elevata energia di piccoli volumi di magma molto caldo (fino a 1250 °C) e frammentato (dimensioni dei piroclasti inferiori a 2 mm). Generalmente, tale attività

vulcanica è caratterizzata da craterizzazioni multiple, con “sciame” di maar e diatremi, dicchi e piccole altre intrusioni, disperse in aree relativamente piccole (fino a 10 km²), le quali originano quindi campi vulcanici.

La maggior parte degli studi morfologici e sedimentologici sugli apparati intra-appenninici è stata condotta sui vulcani della zona Umbra. Un esempio che riassume in sé diversi degli aspetti peculiari descritti è il vulcano di San Venanzo.

Questo complesso vulcanico è costituito da un maar-diatrema (San Venanzo), da un anello di tufo (Pian di Celle) e da un condotto cilindrico incassato nelle rocce del basamento pre-vulcanico (Celli). A Pian di Celle si osservano anche dicchi che tagliano i depositi vulcanici. Le forme vulcaniche semplici, come i condotti cilindrici senza apparato vulcanico sovrastante (diatrema), si ritrovano anche a Polino. Più diffusi invece sono i depositi piroclastici di tufi stratificati a forma

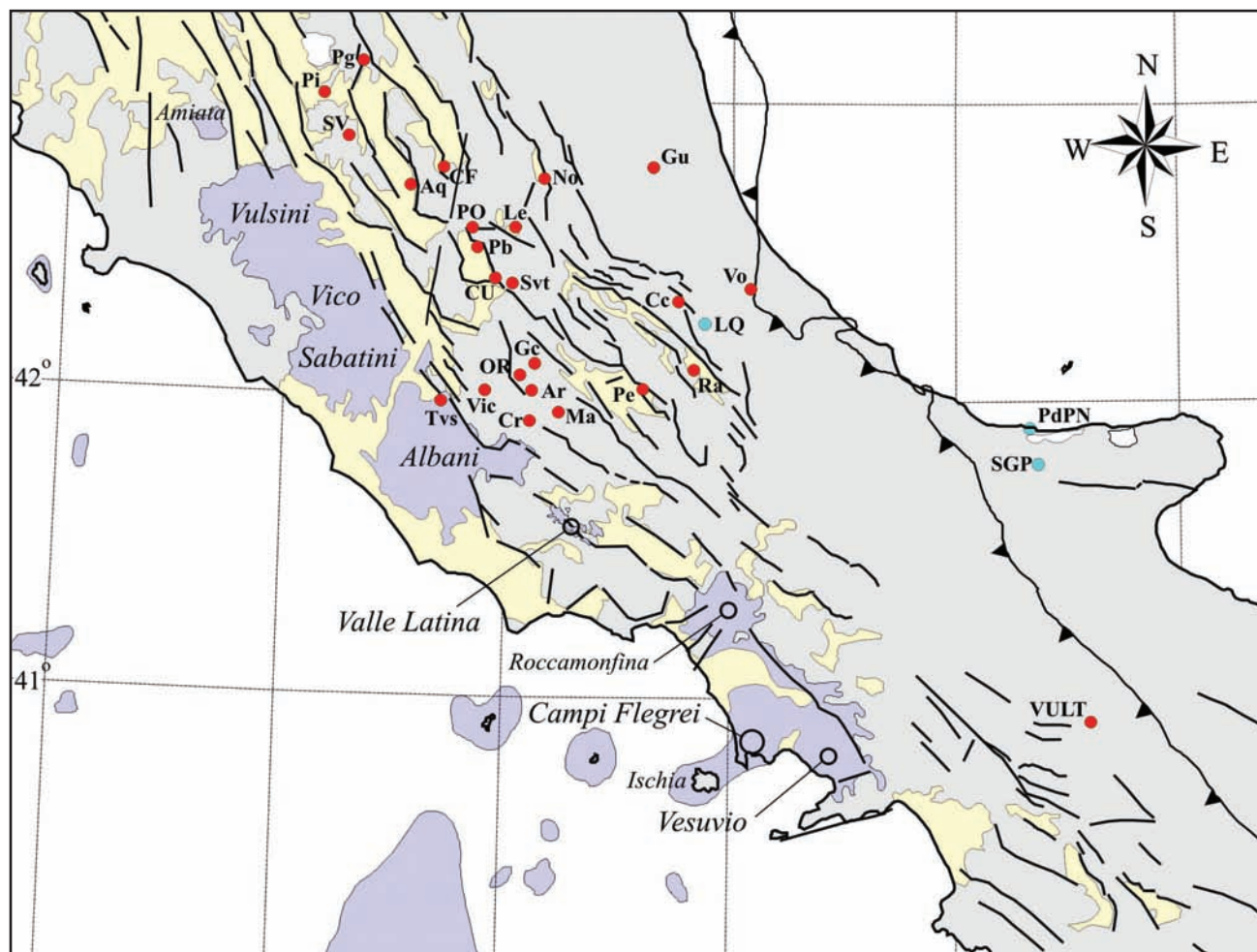


Fig. 7 - Carta degli affioramenti intra-appenninici in relazione alle strutture distensive (faglie estensionali: indicate con linee nere) affioranti sulla copertura sedimentaria, ai relativi bacini plio-pleistocenici (in giallo), ai prodotti vulcanici della Regione Romana (in azzurro). Per i toponimi degli affioramenti vulcanici vedere la didascalia della figura 1.

- Map of the intrapenninic occurrences related to the extensive structures (normal faults: black lines) overlying the sedimentary covers, to the Plio-Pleistocene sedimentary basins (yellow), and to the volcanic products of the Roman Region (blue). See figure 1 for toponyms of the volcanic outcrops.

tabulare (*plateaux* piroclastici). Tali depositi a volte sono associati in modo evidente a coni allineati, come ad Acquasparta (fig. 11a).

Lo studio delle vulcaniti Laziali-Abruzzesi ha consentito di riconoscere morfologie analoghe anche in questo settore della morfologia appenninica.

I campi vulcanici di Oricola (AQ) e Rocca di Botte (AQ) - Camerata Nuova (RM) sono due aree separate, ma legate alla stessa struttura tettonica (fig. 11b). Esse presentano intorno ai crateri depositi piroclastici con forma simile a grandi dune, piuttosto che a coni veri e propri. Oppure i depositi piroclastici hanno forme di anelli piatti dalla pareti esterne assai poco acclivi. Più raramente, invece, originano piccoli coni vulcanici alti al massimo venti o trenta metri con un cratere relativamente ampio e pareti ripide. Spesso queste forme interferiscono reciprocamente creando dei bastioni di tufo, i cui depositi si accavallano gli uni sugli altri dando origine a spettacolari disconformità (fig. 12). Ciò è dovuto al fatto che depositi

successivi mantellano crateri precedenti formando giaciture che immergono verso il cratere e sono disconformi da quelle del cono o anello di tufo sottostante, che invece divergono dallo stesso cratere.

Nella maggior parte dei casi, i tufi che formano questi edifici o bastioni sono a grana fine e ricchi di cenere vulcanica. Essi hanno strutture interne con laminazioni incrociate indicanti che il meccanismo di deposizione è stato turbolento e pulsante. Tale tipologia di deposito è determinata dalle alte temperature del magma e la presenza di abbondante fase volatile (gas). L'espansione esplosiva del gas durante la fuoriuscita dal condotto ha frammentato e disperso la parte fusa tutto intorno alla bocca eruttiva, producendo una fine miscela di goccioline fuse e minuti frammenti di cristalli. Sia la composizione che la struttura delle piroclastiti, suggeriscono che la fase volatile, quindi l'agente esplosivo, sia l'anidride carbonica (CO_2) piuttosto che la vaporizzazione d'acqua.

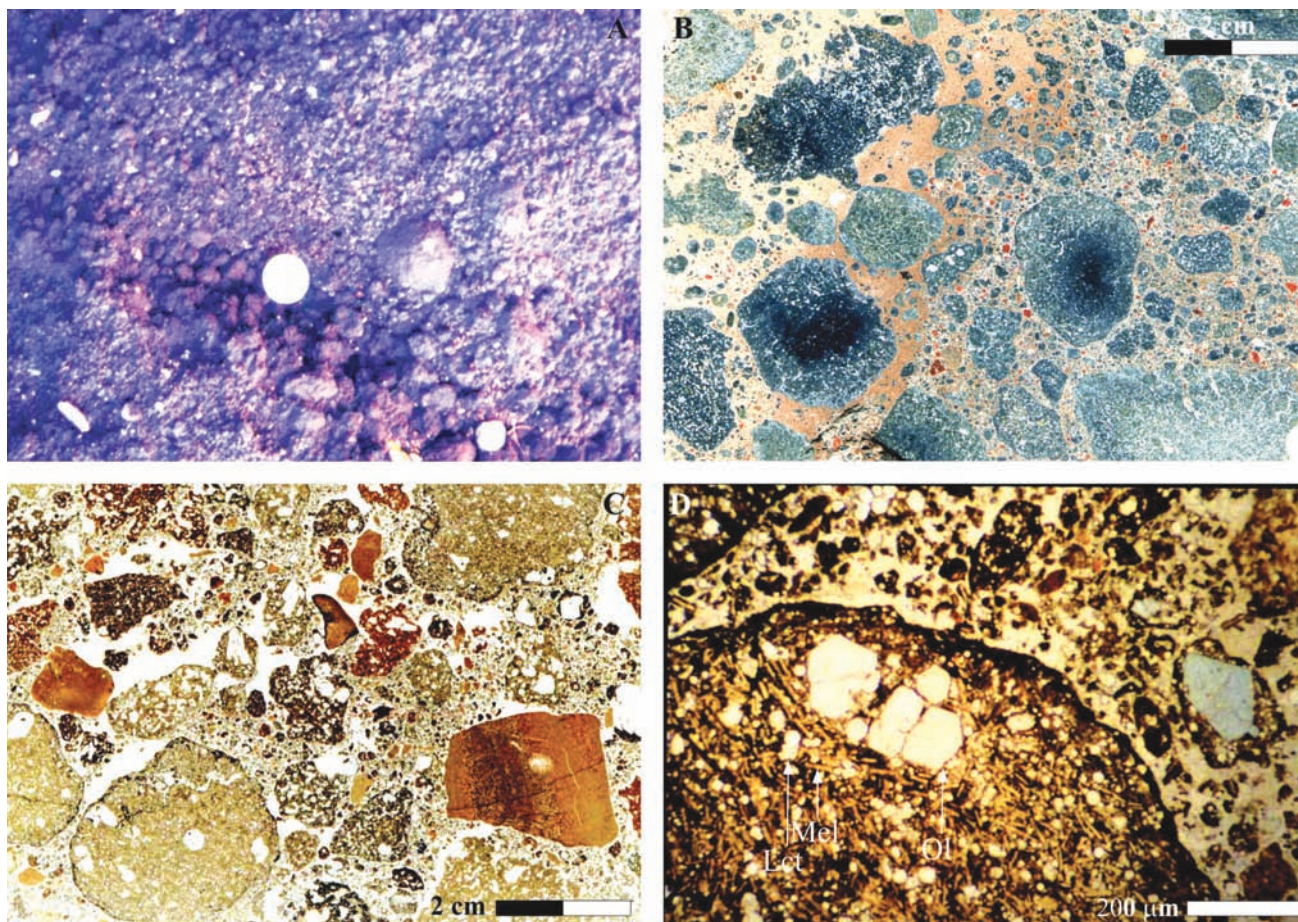


Fig. 8 - Caratteristiche tessiturali delle tuffisiti dell'Umbria.

A) Tuffisite con evidenti lapilli sferici in affioramento a Celli. La moneta indica le dimensioni dei lapilli.

B) Macrofoto di tuffisite carbonatica a Pian di Celle. Si notino i lapilli con strutture concentriche o in stato di smembramento per rilascio del contenuto di carbonato delle vescicole. Tale carbonato forma la matrice bruna che sostiene i lapilli.

C) Microfoto del campione in B (luce riflessa). Si notino i lapilli a composizione melilititica, di forma arrotondata, associati a clasti angolari di rocce del substrato sedimentario (marne).

D) Microfoto del campione in B (luce trasmessa, solo polarizzatore). Dettaglio di lapillo. Ol=olivina, Mel=melilite, Lct=leucite.

Le tuffisiti sono breccie vulcaniche fluidificate da gas juvenili profondi, principalmente CO_2 , che risalgono attraverso terebrazioni diatremiche. Il materiale che riempie questi condotti vulcanici e i crateri sovrastanti (foto A e B) è un tufo, formatosi all'interno del condotto durante la risalita magmatica, composto da lapilli concentrici e frammenti xenolitici di mantello e delle rocce incassanti. La composizione della matrice è sempre carbonatica; la composizione della frazione silicatica fusa è melilititica in Italia, mentre nella maggior parte degli altri casi mondiali è una kimberlite.

Il meccanismo di formazione dei lapilli è ben conosciuto dagli studiosi e chiaramente illustrato dagli esempi del Vulture e di Pian di Celle (vedi anche la fig. 9 E-F). Inizialmente, intorno a un nodule o un cristallo di alta pressione (in genere flogopite o Cr-diopside), si forma un nucleo di melilitite massiva. Successivamente, si ha la crescita di una zona di transizione costituita da matrice con carbonato, fino ad una zona nettamente carbonatica o con vescicole carbonatiche al bordo dei lapilli. Questa variazione spaziale indica la concentrazione del carbonato nelle fasi finali di formazione dei lapilli, o per cristallizzazione frazionata o per immiscibilità con il liquido silicatico. A Pian di Celle (tuffisite nella foto B), si vedono chiaramente i lapilli con gusci concentrici a diverso grado di carbonatazione, il più esterno dei quali risulta in stato di rilascio del contenuto delle vescicole come cenere (goccioline) carbonatica. L'esplosione delle vescicole durante il processo vulcanico e subvulcanico a bassa pressione genera le tipiche strutture "a cavolfiore".

- Fabric features of tuffisites from Umbria.

A) Tuffisite with evident spherical lapilli outcropping at Celli. Coin for scale.

B) Macrophoto of carbonatic tuffisite at Pian di Celle. Note the lapilli with concentric structures or in state of breaking-up due to the release of the carbonate content of vesicles. Such carbonate forms the brown matrix that supports the lapilli.

C) Microphoto of the sample showed in B (reflected-light). Note the lapilli with melilititic composition, of round shape, that are associated with angular clasts of (marly) rocks from the sedimentary substrate.

D) Microphoto of the sample in B (transmitted-light, parallel polars). Detail of a lapillus. Ol=olivine, Mel=melilite, Lct=leucite.

Tuffisites are volcanic breccias made fluid by juvenile gases of deep origin, mainly CO_2 , that ascend through diatremic perforations. The filling material of this volcanic conduits and overlying craters (photos A and B) is a tuff, originated inside the conduit during the magma ascent, built up by concentric lapilli and xenolithic fragments from the mantle and the country-rocks. Composition of the matrix is always carbonatic; the melted silicate fraction is melilititic in Italy, being kimberlitic in most of the other occurrences in the world.

The genetic mechanism of lapilli is well known by the scientists and it is clearly illustrated by the examples from Vulture and Pian di Celle (see also fig. 9 E-F). At first, a nodule of massive melilitite starts to form around a high-pressure nodule or crystal (generally, phlogopite or Cr-diopside). In a successive stage, there is the growth of a transition zone formed by a carbonate-rich matrix, up to a rim clearly carbonatic or with carbonatic vesicles. This spatial trend indicates concentration of the carbonate in the later phases of lapilli formation, either by fractional crystallization or immiscibility with the silicate liquid. At Pian di Celle (tuffisite of photo B), lapilli formed by concentric zones with different degrees of carbonation are clearly exposed. The more external shell is in phase of relaxation of the vesicle content in form of a carbonatic cinder (droplets). The explosion of vesicles during the volcanic and subvolcanic processes originates the typical "cauliflower-like" structures.

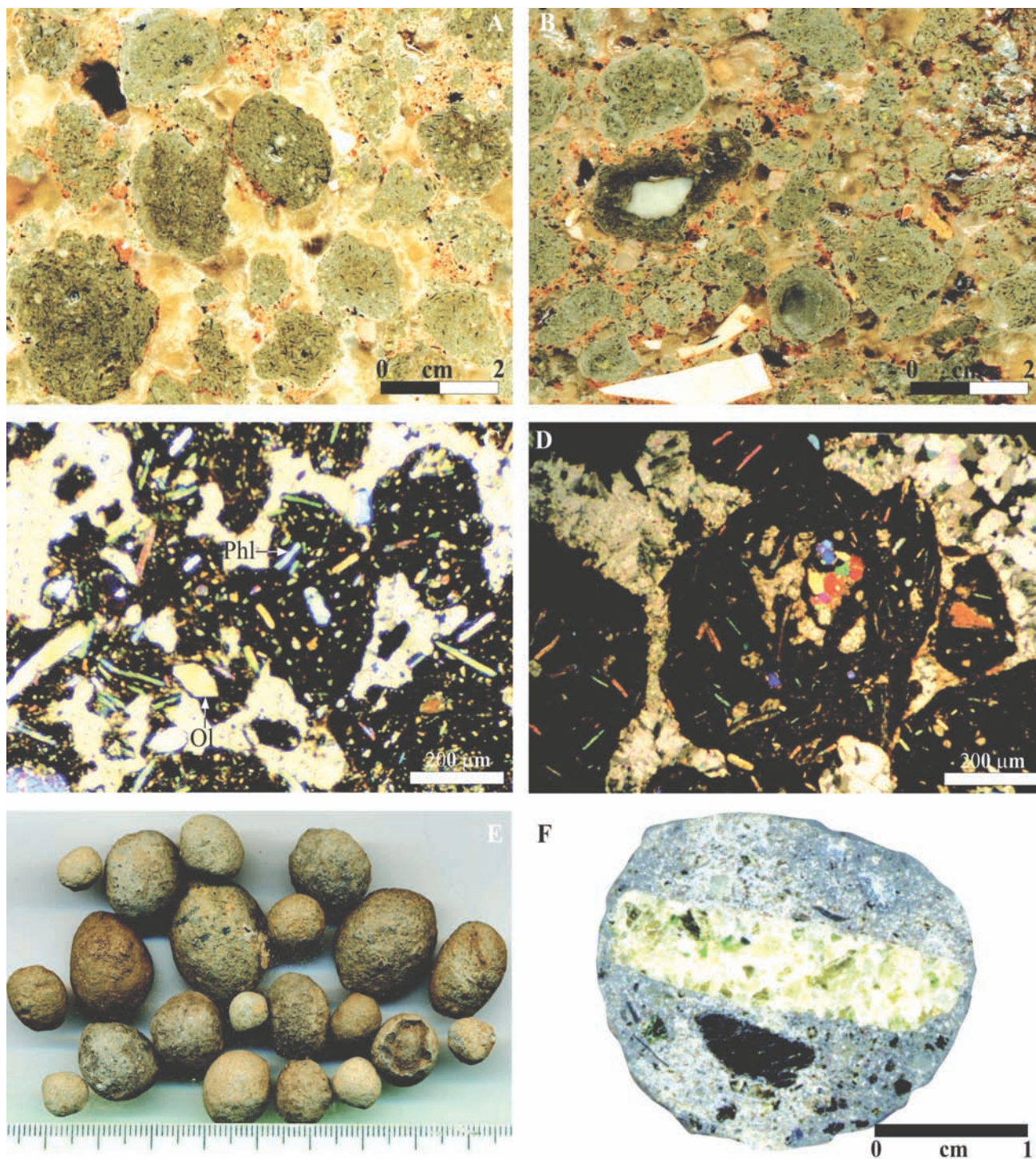


Fig. 9 - Caratteristiche dei lapilli contenuti nelle tuffisite dell'Umbria e del Vulture. **A** e **B**) Macrofoto della tuffisite di Polino. In **B**) si nota un clasto sedimentario fresco e a spigoli vivi (di colore bianco, in basso a sinistra). **C**) Microfoto dei lapilli concentrici a carbonato presenti nella tuffisite di Polino (luce trasmessa e nicols incrociati). Si distinguono cristalli di olivina e flogopite dispersi in matrice carbonatica ricristallizzata come sparite (di colore chiaro) e lapilli di carbonato afanitico (di colore scuro perché estinti a nicols incrociati). **Ol**=olivina, **Phl**=flogopite. **D**) Dettaglio della foto **C**) con nodulo policristallino peridotitico, vivacemente colorato, al nucleo di un lapillo. **E**) Lapilli tuffisitici dal Vulture. **F**) Particolare di lapillo tuffisitico del Vulture con al centro un frammento lherzolitico.

- Features of lapilli included in the tuffisites from Umbria and Vulture. **A**) and **B**) Macrophotos of the Polino tuffisite. **A**) fresh, angular sedimentary clast (white in color, lower left) is visible in **B**). **C**) Microphoto of concentric carbonate lapilli inside the Polino tuffisite (transmitted-light, crossed polars). Olivine and phlogopite crystals are distinguishable, as they are dispersed in a carbonatic matrix re-crystallized as sparite (light grey), as well as lapilli built up by aphanitic carbonate (dark grey: extinct under crossed polars). **Ol**=olivine, **Phl**=phlogopite. **D**) Detail of **C**) with a bright, peridotitic polycrystalline nodule in the core of a lapillus. **E**) Tuffisitic lapilli from Vulture. **F**) Detail of a tuffisitic lapillus from Vulture bearing a lherzolitic fragment in the core.

Questo fenomeno è stato paragonato all'anello turbolento che si espande intorno a un'esplosione nucleare (*base surge*). Certamente, un meccanismo simile è già di per sé sufficiente a spiegare le differenze tra questi ed altri vulcani più comuni e conosciuti, quali gli strato-vulcani.

I depositi vulcanici intra-appenninici possiedono, quindi, una litologia tipica dalle caratteristiche facilmente riconoscibili, quali la presenza di carbonato finissimo nelle matrici, la scarsità di litici ignei o metamorfici, l'abbondanza di cristalli dispersi di clinopirosseno e le grandi, centimetriche, lamine di mica, spesso disposte in letti (fig. 13). Tali litotipi, peraltro, sono straordinariamente simili a quelli del Katwe-Kykorongo in Uganda (fig. 14).

Gli affioramenti vulcanici dell'Appennino Laziale-Abruzzese per i quali è possibile riconoscere chiaramente un'origine autoctona sono ubicati al confine tra Lazio e Abruzzo: i loro aspetti

principali vengono riportati nell'Appendice II.

Tuttavia in alcune località, come ad Arsoli, Grotta del Cervo e Monte Autore, pur essendo presenti le caratteristiche tipiche dei depositi vulcanici appenninici, non è stato possibile individuare con certezza il punto d'emissione.

In generale, si ha una maggiore resistenza all'erosione dei depositi piroclastici massivi e litoidi, quali quelli prodotti da flussi piroclastici.

Quest'ultima caratteristica raramente è associata alla presenza diffusa di zeoliti ma più spesso a un'estrema compattazione e saldatura delle matrici. Le caratteristiche principali dei depositi da flusso piroclastico sono la caoticità e la distribuzione omogenea dei frammenti piroclastici, nonché la densa matrice cineritica compatta che li sostiene.

Un esempio tipico è l'affioramento di Arsoli.

Il deposito, probabilmente da flusso piroclastico, è costituito da lapilli pomicei in matrice cineritica.

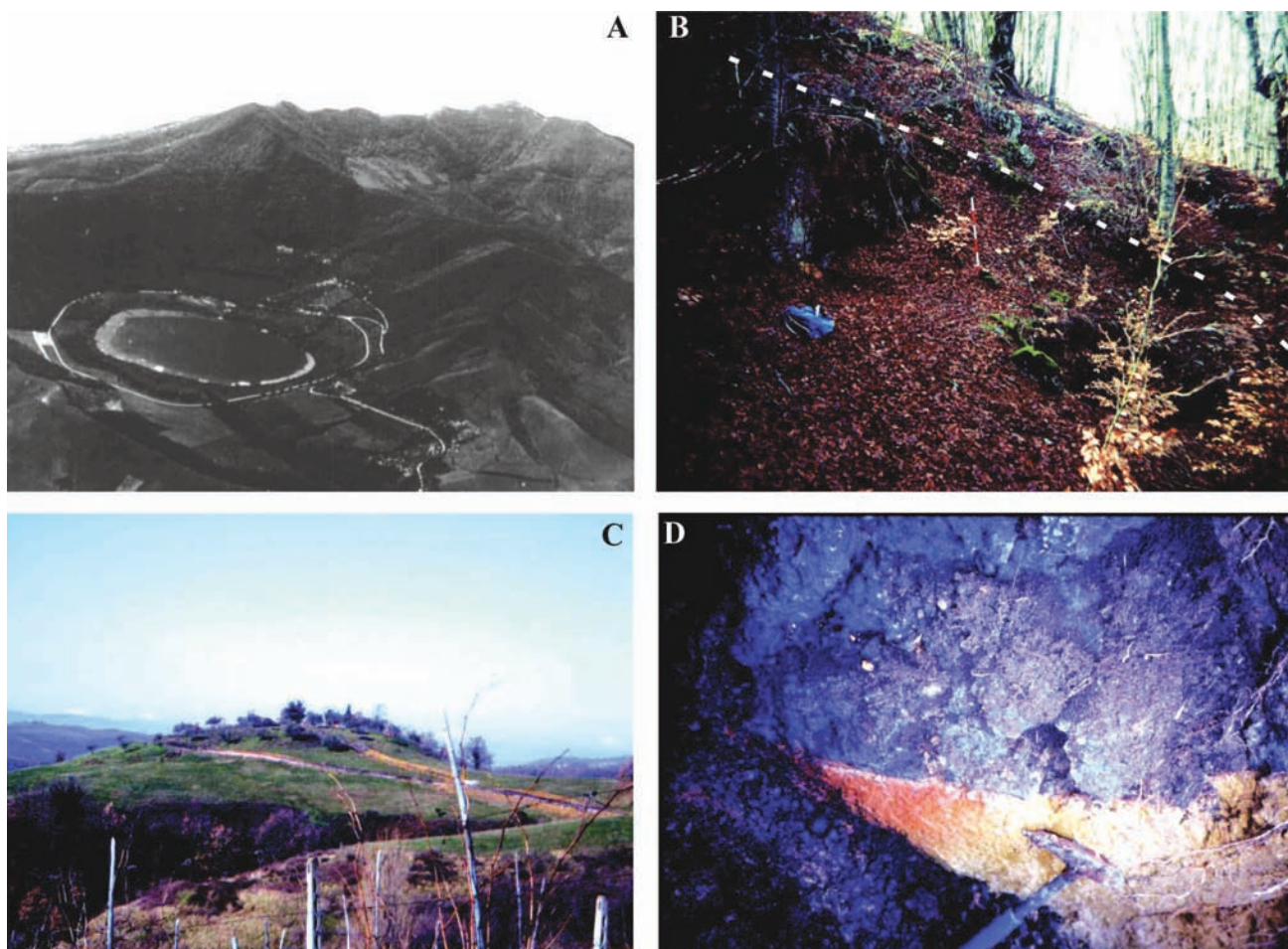


Fig. 10 - Forme vulcaniche tipiche del magmatismo intra-appenninico. **A)** Maar di Monticchio (Vulture). Si definisce *maar* un cratere vulcanico profondamente scavato nel substrato pre-vulcanico. **B)** Bordo del diatrema di Polino (marcato da tratteggio in bianco. La palina misura 1m). Un diatrema è un condotto cilindrico che solitamente si sviluppa dal di sotto di un *maar* ed è riempito da una tipica breccia vulcanica detta tuffisite. **C)** Il cono di Celli è in realtà un diatrema in cui l'erosione ha provocato l'inversione del rilievo. **D)** Contatto tra condotto (diatrema) riempito di tuffisite (di colore scuro) e la roccia incassante ("schlier") arrossata (in basso a destra) a Celli.

- Typical volcanic morphologies of the intrapenninic magmatism. **A)** The Monticchio maar (Vulture). A maar is a volcanic crater deeply dug into the pre-volcanic substrate. **B)** Rim of the Polino diatrema (white dashed line. The shovel is 1m-long). A diatrema is a cylindrical conduit that commonly originates from below of a maar, and it is filled by a typical volcanic breccia named tuffisite. **C)** Actually, the Celli cone is a diatrema with an inversion of relief caused by erosion. **D)** Contact between a conduit (diatrema) filled by tuffisite (dark) and the reddened country-rock ("schlier") (lower right) at Celli.

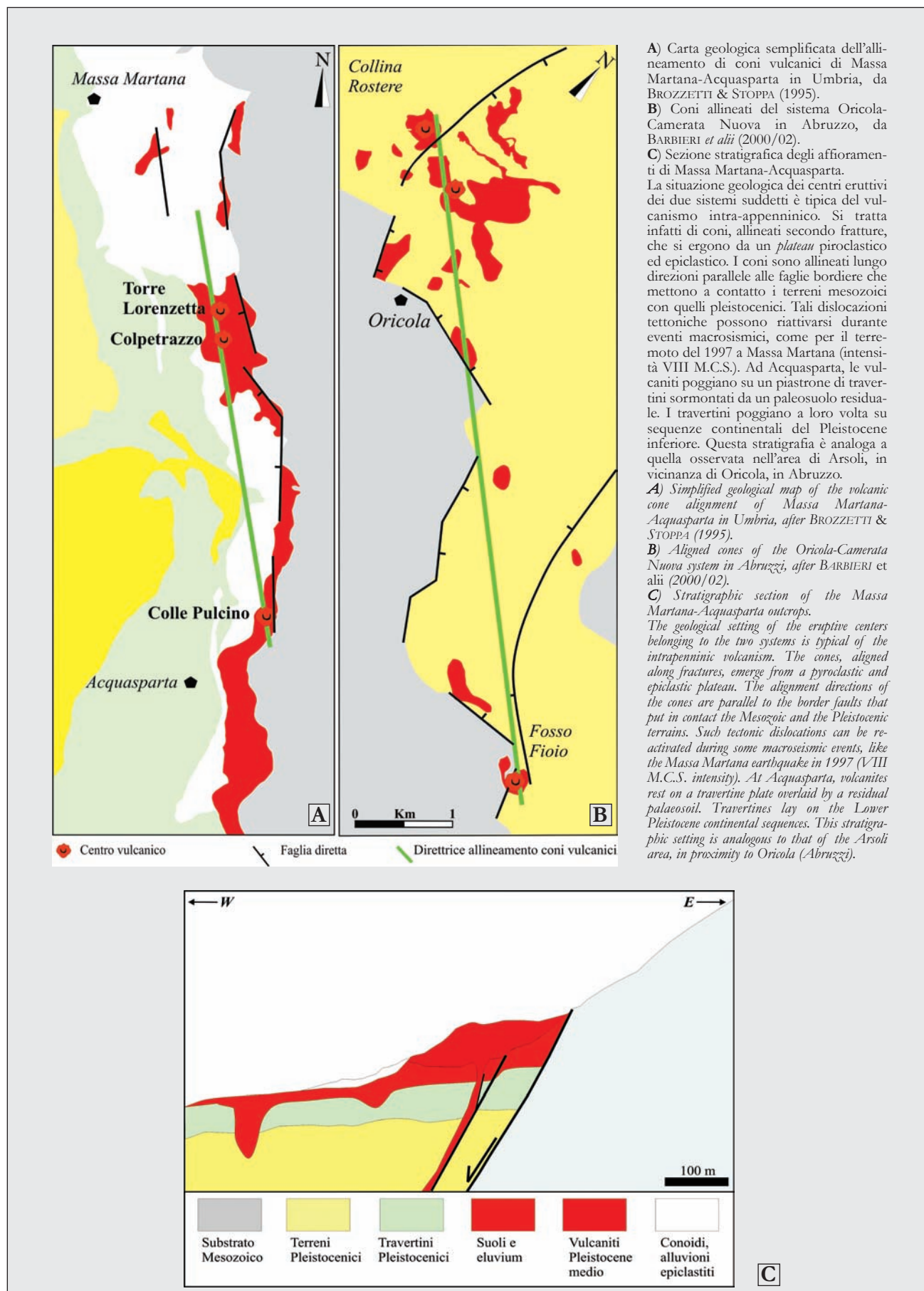


Fig. 11 - Confronto tra l'assetto vulcanotettonico di due affioramenti tipici dell'Umbria e dell'Abruzzo.
- Comparison of the volcano-tectonic arrangements of two typical occurrences of Umbria and Abruzzo.



Fig. 12 - Discordanze angolari associate a canalizzazioni e a sovrapposizione di diversi impulsi eruttivi nei tufi rossi di Oricola, in località Fonteritorto. Si noti che il riempimento tende ad ammantare la parete del canale rispettando l'angolo di riposo dei materiali vulcanici: questo indica un'origine da ricaduta associata ad una minore componente di flusso. L'intera struttura viene interpretata come il prodotto dell'intersezione di diversi anelli di tufo coalescenti.

- *Angular discordances in association with channelizations and superimposition of several eruptive pulses in the reddish tuffs of Oricola (Fonteritorto locality). Note that the filling materials tend to mantle the channel wall in accordance with the angle of rest of the volcanic materials: this indicates an origin by air-fall associated with a minor flow component. The whole structure is interpreted as the product of the intersection between different coalescent tuff rings.*

Tale materiale piroclastico non può aver percorso grandi distanze in considerazione delle sue caratteristiche reologiche. È quindi possibile che il flusso sia stato emesso da una struttura depressa che si trova immediatamente a nord dell'affioramento.

Per le vulcaniti della Grotta del Cervo si può presumere che, data la mobilità dei depositi da flusso piroclastico, il materiale possa essere penetrato in una diaclasi beante per alcuni metri assumendo una giacitura simile più a un dicco che a un deposito di tufo sub-aereo.

Nel caso di Monte Autore il deposito ha grana molto sottile, per cui potrebbe essersi formato per caduta da nubi piroclastiche spostate dal vento. La provenienza di tale nube però è appenninica, come dimostrato dalle caratteristiche litologiche e chimiche della vulcanite. Infatti, la presenza abbondante di carbonato igneo, di fasi quali la melilite, e il carattere peralcalino della roccia in toto rappresentano un sicuro legame con le vulcaniti dell'area abruzzese e umbra.

Il piccolo flusso piroclastico saldato di Colle Rosso e le grandi coltri di flussi piroclastici saldati di Vicovaro hanno caratteristiche in parte diverse rispetto a quelli di Oricola. È quindi possibile che i depositi di Colle Rosso e Vicovaro siano geologicamente legati alla Provincia Romana (WASHINGTON, 1906), cioè rappresentino eruzioni appartenenti allo stesso ciclo degli Albani, seppure localizzate in un settore più interno agli Appennini.

I depositi di Carapelle Calvisio sono enigmatici e derivano probabilmente da attività appenninica, anche se sono esterni alla zona magmatogene-

tica. Infine, tutti i depositi presenti lungo il margine adriatico, tra cui l'affioramento di Guazzano e quello di Villa Oliveti, hanno origine epiclastica.

6. - MINERALOGIA GENERALE

Per quanto sopra esposto appare evidente che, per una conoscenza esaustiva dei depositi vulcanici intra-appenninici, lo studio morfologico e vulcanologico non può prescindere dall'analisi mineralogica e chimica dei materiali che li costituiscono. Infatti, nell'ambiente igneo ciascuna delle specie mineralogiche si forma solo in determinate condizioni magmatiche e registra durante la sua formazione le variazioni fisico-chimiche che avvengono all'interno del magma (fig. 15).

Inoltre, le specie mineralogiche possono conservare le impronte chimiche del liquido da cui hanno cristallizzato e consentire quindi di riconoscerlo anche a distanza dal centro di emissione.

I vari litotipi provenienti dagli affioramenti intra-appenninici risultano essere eteromorfi tra loro, cioè sono costituiti da insiemi di minerali diversi da litotipo a litotipo, ma aventi simile composizione chimica media totale. Questo fatto riflette la capacità di un unico magma originario ("genitore" o "parentale") di cristallizzare minerali diversi in risposta alla diversa evoluzione termica e barica avvenuta in ciascun centro vulcanico durante la risalita magmatica.

Le relazioni tra fasi minerali in ambiente igneo sono complesse: tra esse domina il fenomeno della cristallizzazione frazionata, per cui ogni nuova fase mineralogica che comincia a cristalliz-

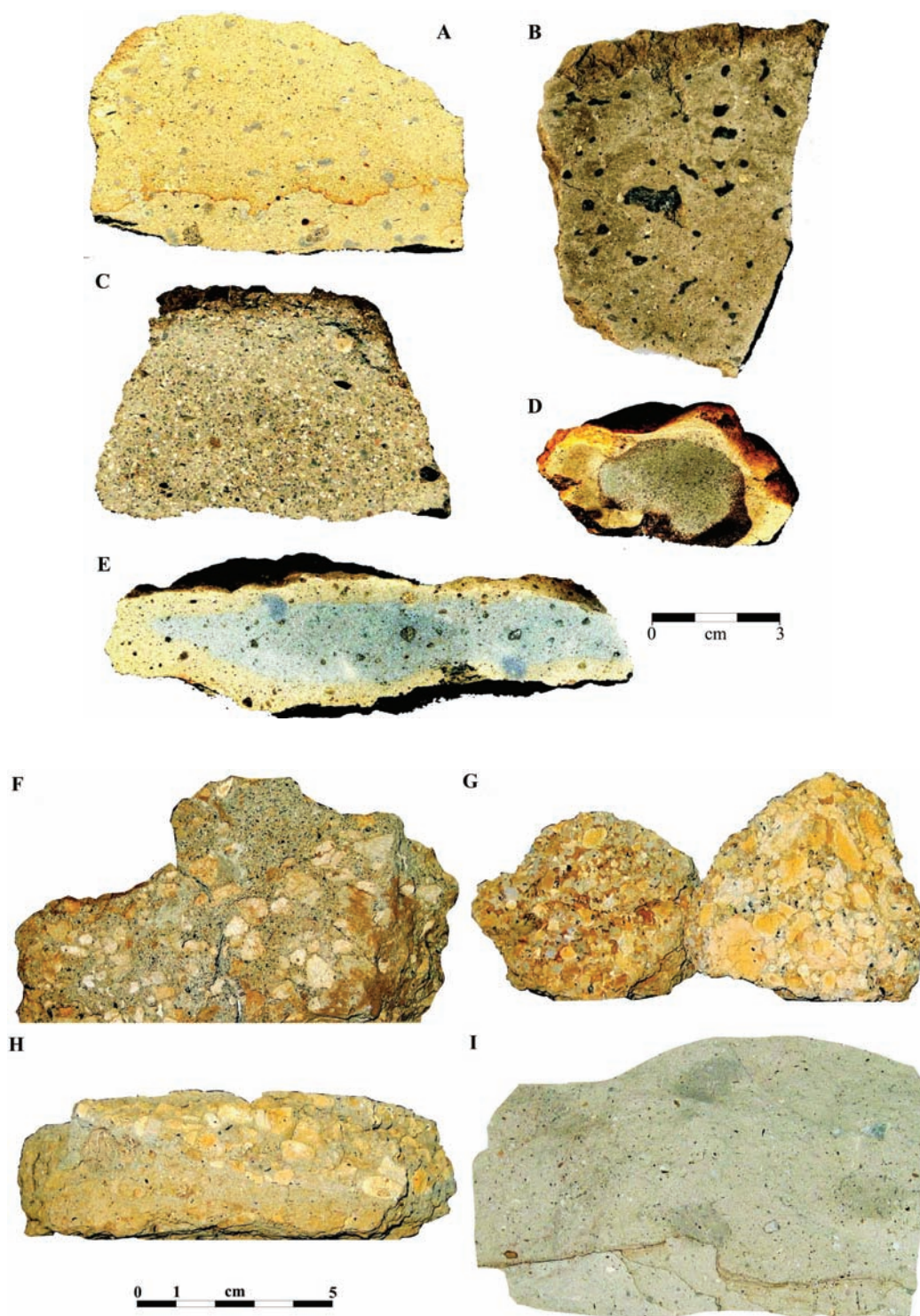


Fig. 13 - Dettagli tessiturali in campioni macroscopici di tufi di Oricola-Camerata Nuova-Arsoli. **A)** Tufo ad affinità carbonatitica da Oricola, contenente lapilli millimetrici aventi forma di “lacrime di Pelè” (grigie) e una superficie di alterazione marcata da ossidi/idrossidi. Le lacrime di Pelè sono formate da gocce di magma raffreddatesi rapidamente prima di ricadere e sono tipiche di fontane di lava a bassa viscosità. **B)** Tufo ad affinità carbonatitica da Oricola, con lapilli centimetrici a “lacrime di Pelè”, leggermente schiacciati, stirati in “fiamme” ed isorientati. **C)** Tufo ricco in cristalli e con laminazioni incrociate da Oricola. L'arricchimento in cristalli e l'impoverimento in matrice sottile sono dovuti al fenomeno della “elutrazione” (asportazione della matrice), legata ai meccanismi deposizionali del *surge* piroclastico. **D)** Lapillo di composizione carbonatitica in tufo cineritico da Oricola. **E)** Frammento di tufo a lapilli da Oricola. Il campione, a composizione carbonatitica, mostra un interno inalterato e un bordo alterato giallastro (ossidi/idrossidi). **F)** e **H)** *Ash - pumice flow* di Camerata Nuova. **G)** *Ash - pumice flow* di Arsoli. **I)** *Surge* a lapilli plastici da Oricola, avente chimismo ad affinità carbonatitica.

- Fabric details in macroscopic tuff samples from Oricola-Camerata Nuova-Arsoli. **A)** Tuff with carbonatitic affinity from Oricola, with mm-sized lapilli shaped like “Pelée tears” (gray) and an alteration surface marked by oxides/hydroxides. The Pelée tears are formed by magma drops quenched during falling and are typical of low-viscosity lava fountains. **B)** Tuff with carbonatitic affinity from Oricola, with cm-sized lapilli shaped like “Pelée tears”, slightly squeezed, stretched like “flames”, and iso-oriented. **C)** Crystal-rich, cross-laminated tuff from Oricola. The enrichment in crystals and the impoverishment in thin matrix are due to the phenomenon of “elutriation” (removal of matrix), linked to the depositional mechanisms of the pyroclastic surge. **D)** Lapillus with carbonatitic composition inside a cineritic tuff from Oricola. **E)** Fragment of a lapilli tuff from Oricola. The sample, with carbonatitic composition, shows an unaltered core and a yellowish, altered rim (oxides/hydroxides). **F)** and **H)** *Ash - pumice flow* of Camerata Nuova. **G)** *Ash - pumice flow* of Arsoli. **I)** *Surge* with plastic lapilli from Oricola, having chemistry with carbonatitic affinity.

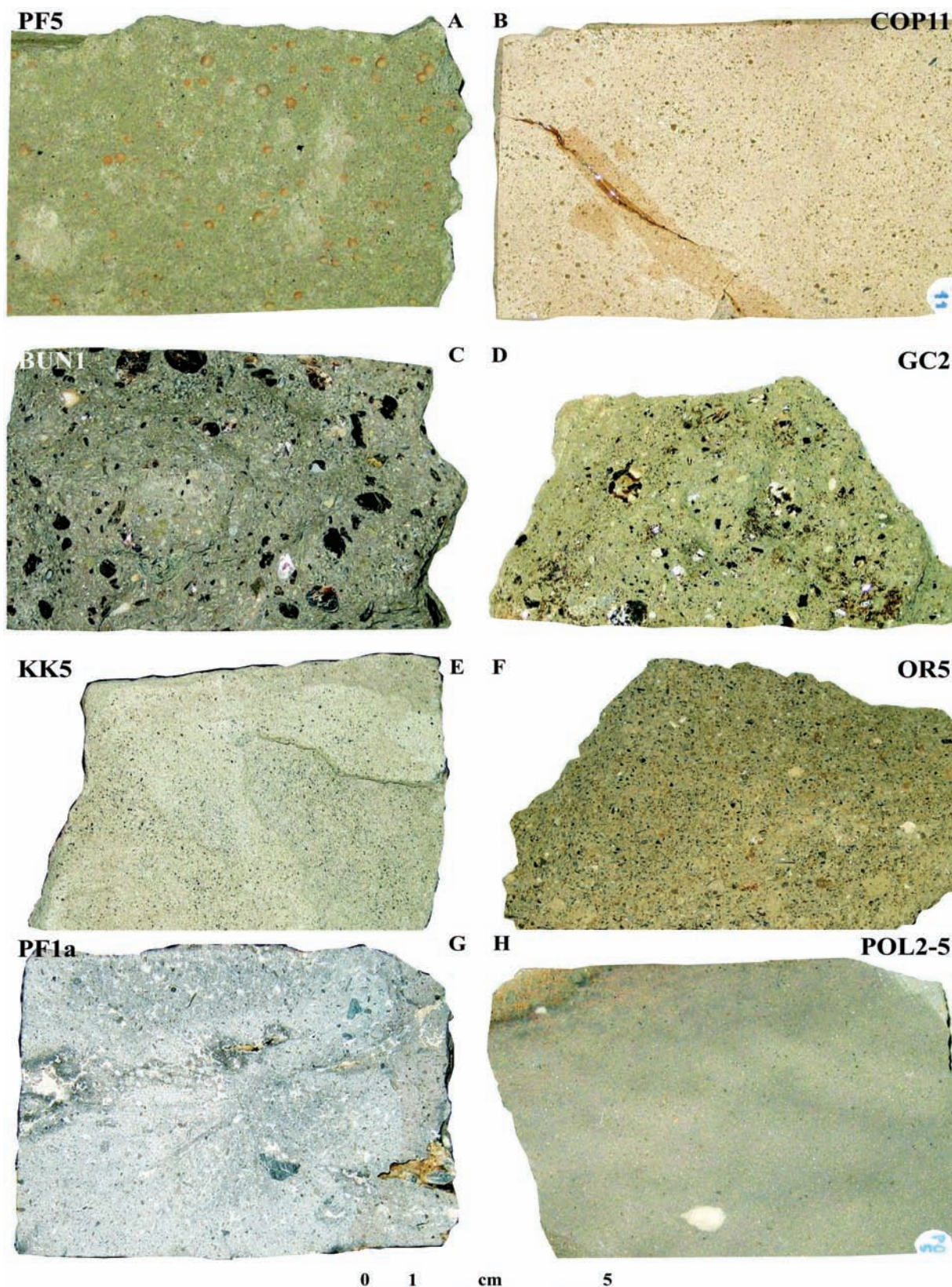


Fig. 14 - Confronto tra i caratteri macroscopici dei tufi ad affinità carbonatitico-kamafugitica italiani e stranieri. **A)** Tufo carbonatitico a lapilli da Fort Portal, Uganda. **B)** Tufo carbonatitico con lapilli agglutinati da Cupaello, Rieti. **C)** Kamafugite carbonatitica con mica da Katwe-Kykorongo, Uganda. **D)** Kamafugite carbonatitica con mica da Grotta del Cervo, L'Aquila. **E)** Tufo carbonatitico da Katwe-Kykorongo, Uganda. **F)** Tufo carbonatitico da Oricola, L'Aquila. **G)** Carbonatite massiva con xenoliti da Fort Portal, Uganda. **H)** Carbonatite massiva con xenoliti da Polino, Terni. I litotipi ugandesi e quelli italiani sono completamente comparabili dal punto di vista litologico, tessiturale, mineralogico e chimico.

- Comparison of the macroscopic features of tuffs with carbonatitic-kamafugitic affinity from the Italian and foreign countries. **A)** Carbonatitic tuff with lapilli from Fort Portal, Uganda. **B)** Carbonatitic tuff with agglutinated lapilli from Cupaello, Rieti. **C)** Carbonatitic kamafugite with micas from Katwe-Kykorongo, Uganda. **D)** Carbonatitic kamafugite with micas from Grotta del Cervo, L'Aquila. **E)** Carbonatitic tuff from Katwe-Kykorongo, Uganda. **F)** Carbonatitic tuff from Oricola, L'Aquila. **G)** Massive carbonatite with xenoliths from Fort Portal, Uganda. **H)** Massive carbonatite with xenoliths from Polino, Terni. Rock-types from Uganda and Italy are fully comparable from the points of view of lithology, fabric, mineralogy, and chemistry.

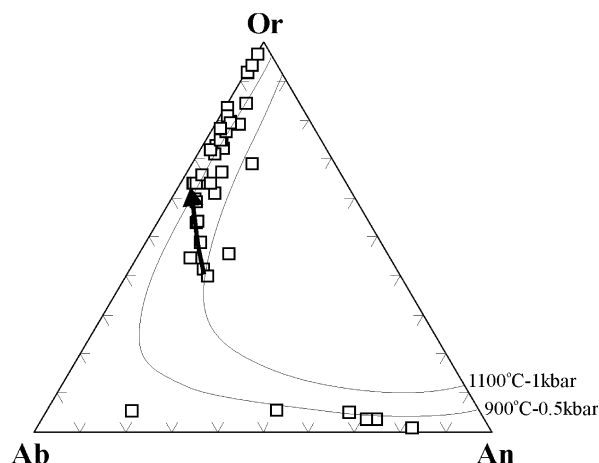


Fig. 15 - Diagramma composizionale Or - Ab - An (mol) dei feldspati di Guazzano. Il confronto tra i dati analitici e i dati della mineralogia sperimentale (FUHRMAN & LINDSLEY, 1988) indica che, a Guazzano, i feldspati hanno iniziato a cristallizzare alla temperatura di 1100°C e pressione di 1 kbar, per poi smescolarsi in K-feldspato e plagioclasio a $T = 900^{\circ}\text{C}$ e $P = 0,5$ kbar. Tali condizioni termobariche corrispondono ad un'ambientazione sub-vulcanica.

- Or - Ab - An (mol) compositional diagram of the Guazzano feldspars. By comparing the analytical data with those of the experimental mineralogy (FUHRMAN & LINDSLEY, 1988) is inferred that, at Guazzano, the feldspar crystallization started at a temperature of 1100°C and a pressure of 1 kb. After, they broke down into K-feldspar and plagioclase at $T = 900^{\circ}\text{C}$ and $P = 0,5$ kb. Such thermobaric conditions correspond to a subvolcanic environment.

zare determina un effetto a catena di variazioni nel tipo e nella composizione degli altri minerali in via di formazione, oltre che nella composizione del magma residuo. Queste variazioni avvengono sia tra le fasi mafiche (contenenti Ca, Fe, Mg, Ti, Cr, come i pirosseni e le olivine: tab. 2) che tra quelle alcaline (contenenti Na, K, come le miche e i feldspatoidi: tabelle 2 e 3).

Preliminarmente, bisogna considerare che i minerali femici (cioè contenenti prevalentemente ferro e magnesio: tabella 2) di queste rocce conservano caratteristiche composizionali molto simili a quelle dei loro equivalenti presenti nel mantello terrestre. È quindi facile prevedere che essi siano instabili quando le condizioni ambientali variano con l'avvicinarsi del magma alla superficie: per esempio, l'olivina è un minerale sempre poco abbondante nelle rocce laziali e abruzzesi e spesso è presente solo come relitto. È generalmente più abbondante nelle rocce umbre, ma in alcuni casi è anche qui assente.

Per quanto riguarda in particolare le fasi mafiche, le quali oltre a ferro e magnesio contengono anche calcio, il pirosseno è ricco di moleco-

TAB. 2 a, b, c - *Analisi chimiche rappresentative dei minerali mafici presenti all'interno dei depositi vulcanici dell'Appennino Laziale-Abruzzese.* - Representative chemical analyses of mafic minerals occurring inside the volcanic deposits of the Latium-Abruzzi Apennines.

TAB. 2a - *Analisi rappresentative di clinopirosseni.* - Representative analyses of clinopyroxenes.

sample	AR02	AR02	AR02	AR02	AR02	AR02b	OR2	OR3	OR3	OR3	OR3	OR3	OR3	OR3	OR3
analysis	#1	#101	#104	#41	#43	#12	4	31	32	4	62	87	88	93	94
SiO ₂	45.27	47.76	51.18	51.57	50.84	51.58	49.74	48.55	46.65	51.22	50.52	44.87	49.29	44.19	45.76
TiO ₂	0.13	0.07	0.08	0.07	0.04	0.04	0.78	1.04	0.14	0.56	0.63	1.58	0.83	1.59	1.43
Al ₂ O ₃	8.34	6.39	2.54	3.22	3.06	1.76	3.72	4.81	9.33	2.72	3.23	7.99	4.38	7.17	7.37
FeO*	11.54	8.63	4.07	3.94	5.82	3.38	5.47	5.94	5.12	5.20	4.66	9.24	5.91	11.23	8.76
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.29	0.00	0.41	0.05	0.05	0.02	0.09	0.02	0.02	0.00	0.00	0.06
MnO	0.25	0.16	0.05	0.08	0.09	0.05	0.11	0.16	0.34	0.12	0.07	0.10	0.14	0.37	0.04
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.99	0.00	0.03	0.02	0.10	0.04	0.00	0.00
MgO	9.84	12.08	16.30	16.50	14.71	17.07	14.62	13.90	11.90	14.73	15.33	10.95	14.04	9.65	11.55
CaO	23.89	24.43	25.07	24.05	25.19	25.00	24.68	24.67	25.08	25.00	25.47	24.81	25.30	24.42	24.80
Na ₂ O	0.46	0.00	0.13	0.18	0.17	0.14	0.14	0.10	0.16	0.18	0.18	0.26	0.15	0.40	0.21
total	99.72	99.52	99.47	99.90	99.92	99.47	99.30	100.20	98.73	99.84	100.12	99.92	100.09	99.02	99.97
TSi	1.705	1.788	1.876	1.880	1.871	1.886	1.844	1.794	1.740	1.889	1.849	1.681	1.817	1.686	1.709
TAI	0.295	0.212	0.110	0.120	0.129	0.076	0.156	0.206	0.260	0.111	0.139	0.319	0.183	0.314	0.291
TFe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Al	0.075	0.069	0.000	0.018	0.004	0.000	0.006	0.003	0.150	0.007	0.000	0.033	0.007	0.008	0.033
M1Ti	0.004	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.022	0.029	0.004	0.015	0.017	0.045	0.023	0.046	0.040
M1Fe ³⁺	0.245	0.139	0.000	0.102	0.134	0.000	0.115	0.152	0.113	0.084	0.128	0.214	0.140	0.244	0.191
M1Fe ²⁺	0.118	0.116	0.106	0.000	0.045	0.056	0.048	0.021	0.047	0.077	0.003	0.075	0.043	0.114	0.083
M1Cr	0.000	0.000	0.001	0.008	0.000	0.012	0.001	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
M1Mg	0.552	0.674	0.891	0.870	0.807	0.930	0.808	0.765	0.662	0.810	0.836	0.611	0.771	0.549	0.643
M1Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.029	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	0.000	0.000
M2Mg	0.000	0.000	0.000	0.027	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Fe ²⁺	0.000	0.015	0.019	0.018	0.000	0.048	0.006	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Mn	0.008	0.005	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.005	0.011	0.004	0.002	0.003	0.004	0.012	0.001
M2Ca	0.964	0.980	0.985	0.939	0.993	0.979	0.980	0.976	1.002	0.988	0.999	0.996	0.999	0.998	0.992
M2Na	0.034	0.000	0.009	0.013	0.012	0.010	0.010	0.007	0.012	0.013	0.013	0.019	0.011	0.030	0.015
sum	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg#	0.82	0.84	0.88	0.98	0.95	0.90	0.94	0.96	0.93	0.91	1.00	0.89	0.95	0.83	0.89
WO	51	51	49	48	50	49	50	51	55	50	50	52	51	52	52
EN	29	35	45	46	41	46	41	40	36	41	42	32	39	29	34
FS	20	14	6	6	9	5	9	10	9	8	7	15	10	19	14

segue

sample	GC2	GC2	GC2	GC2	GC2	GC2	GC2	GU-A	GU-A	GU-B	GU-B	GU-B	MA	MA	MA
analysis	11	13	18	33	36	39	4	15	28	51	53	57	#8	#2-38	#2-41
SiO ₂	49.51	50.01	43.62	43.21	51.18	53.22	52.33	48.19	47.71	51.78	48.44	48.67	48.13	44.87	49.09
TiO ₂	0.76	0.60	1.38	1.68	0.58	0.13	0.47	0.36	0.84	0.36	0.62	0.65	0.16	1.78	0.93
Al ₂ O ₃	4.30	2.43	8.55	9.95	3.14	0.98	2.37	5.56	5.59	2.84	5.67	3.62	4.52	9.06	5.37
FeO*	6.22	9.26	11.01	10.13	4.56	5.31	3.39	8.46	9.67	8.46	9.55	10.50	12.42	9.16	6.87
Cr ₂ O ₃	0.00	0.10	0.00	0.04	0.10	0.01	0.14	0.03	0.01	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00
MnO	0.10	0.46	0.17	0.10	0.06	0.30	0.07	0.00	0.33	0.30	0.26	0.53	0.47	0.05	0.09
NiO	0.06	0.01	0.00	0.05	0.02	0.05	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
MgO	13.91	12.42	9.72	10.03	15.15	14.91	16.30	12.56	11.51	14.54	11.83	11.73	10.48	10.95	13.23
CaO	24.40	23.73	23.72	24.19	24.59	24.93	24.69	23.98	23.75	23.14	23.41	22.97	23.40	24.47	24.61
Na ₂ O	0.18	0.61	0.28	0.00	0.17	0.31	0.15	0.17	0.48	0.31	0.41	0.58	0.73	0.18	0.18
total	99.44	99.63	98.45	99.38	99.55	100.15	99.93	99.31	99.89	101.74	100.19	99.30	100.32	100.55	100.39
TSi	1.839	1.875	1.669	1.635	1.886	1.957	1.911	1.804	1.786	1.886	1.806	1.838	1.808	1.670	1.812
TAl	0.161	0.107	0.331	0.365	0.114	0.042	0.089	0.196	0.214	0.114	0.194	0.161	0.192	0.330	0.188
TFe ³⁺	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
M1Al	0.027	0.000	0.055	0.079	0.023	0.000	0.013	0.049	0.033	0.008	0.055	0.000	0.008	0.067	0.045
M1Ti	0.021	0.017	0.040	0.048	0.016	0.004	0.013	0.010	0.024	0.010	0.017	0.018	0.005	0.050	0.026
M1Fe ³⁺	0.105	0.132	0.216	0.188	0.068	0.057	0.057	0.137	0.167	0.107	0.134	0.165	0.227	0.176	0.104
M1Fe ²⁺	0.076	0.141	0.135	0.117	0.058	0.106	0.026	0.102	0.133	0.085	0.137	0.154	0.163	0.099	0.097
M1Cr	0.000	0.003	0.000	0.001	0.003	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
M1Mg	0.770	0.694	0.555	0.566	0.832	0.818	0.887	0.701	0.642	0.790	0.657	0.660	0.587	0.607	0.728
M1Ni	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
M2Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Fe ²⁺	0.013	0.000	0.001	0.016	0.015	0.000	0.021	0.026	0.002	0.066	0.027	0.011	0.000	0.010	0.011
M2Mn	0.003	0.015	0.006	0.003	0.002	0.009	0.002	0.000	0.010	0.009	0.008	0.017	0.015	0.002	0.003
M2Ca	0.971	0.953	0.973	0.981	0.971	0.982	0.966	0.962	0.953	0.903	0.935	0.929	0.942	0.976	0.973
M2Na	0.013	0.044	0.021	0.000	0.012	0.022	0.011	0.012	0.035	0.022	0.030	0.042	0.053	0.013	0.013
sum	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg#	0.90	0.83	0.80	0.81	0.92	0.89	0.95	0.85	0.83	0.84	0.80	0.80	0.78	0.85	0.87
WO	50	49	52	52	50	50	49	50	50	46	49	48	49	52	51
EN	40	36	29	30	43	41	45	36	34	40	35	34	30	32	38
FS	10	16	19	17	7	9	5	14	16	14	16	18	21	15	11

sample	RA03	RA03	RA03	RA04	VU01	VU01	VU01	VU01	VU01	VU03	VU03	VU03	VU03	VU03	VU03
analysis	#10	#11	#21	#1	BIS-13	BIS-24	BIS-42	BIS-48	BIS-49	#2-24	#2-37	#2-45	#2-46	#2-51	#2-54
SiO ₂	47.41	48.35	44.68	42.67	45.49	43.47	49.46	46.12	45.91	51.34	46.74	48.82	47.98	44.59	52.08
TiO ₂	0.08	0.09	0.10	1.19	0.18	0.26	0.14	0.18	0.15	0.05	0.64	0.37	0.40	1.18	0.30
Al ₂ O ₃	5.80	6.04	8.47	10.45	7.62	9.04	5.72	6.35	7.57	2.81	6.80	4.78	5.68	9.01	2.95
FeO*	9.38	7.90	10.38	11.33	10.91	13.13	6.76	9.13	9.90	4.63	9.83	7.46	7.75	8.57	4.82
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.26	0.24	0.16	0.18	0.18	0.23	0.13	0.06	0.17	0.07	0.20	0.18	0.14	0.13	0.11
NiO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	12.35	13.25	11.56	9.72	10.36	9.06	13.68	11.59	11.13	16.19	11.56	13.63	13.28	11.59	15.75
CaO	23.78	23.90	24.85	23.67	24.38	24.20	23.85	24.82	24.42	24.67	24.30	24.46	24.56	23.84	24.02
Na ₂ O	0.38	0.23	0.20	0.30	0.31	0.43	0.19	0.20	0.27	0.18	0.30	0.19	0.28	0.34	0.08
total	99.54	100.00	100.40	99.54	99.43	99.82	99.93	98.45	99.52	99.94	100.37	99.89	100.07	99.25	100.11
Tsi	1.771	1.788	1.658	1.611	1.716	1.644	1.825	1.746	1.722	1.875	1.740	1.808	1.773	1.669	1.906
Tal	0.229	0.212	0.342	0.389	0.284	0.356	0.175	0.254	0.278	0.121	0.260	0.192	0.227	0.331	0.094
TFe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Al	0.026	0.051	0.028	0.075	0.054	0.047	0.074	0.029	0.056	0.000	0.038	0.016	0.021	0.067	0.034
M1Ti	0.002	0.003	0.003	0.034	0.005	0.007	0.004	0.005	0.004	0.001	0.018	0.010	0.011	0.033	0.008
M1Fe ³⁺	0.223	0.171	0.322	0.266	0.241	0.325	0.106	0.229	0.232	0.135	0.208	0.168	0.203	0.221	0.049
M1Fe ²⁺	0.058	0.045	0.001	0.077	0.103	0.091	0.064	0.060	0.079	0.000	0.095	0.053	0.033	0.032	0.050
M1Cr	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1Mg	0.688	0.731	0.640	0.547	0.583	0.511	0.753	0.654	0.622	0.864	0.641	0.752	0.732	0.647	0.859
M1Ni	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Fe ²⁺	0.012	0.029	0.000	0.015	0.000	0.000	0.039	0.000	0.000	0.002	0.003	0.010	0.003	0.015	0.049
M2Mn	0.008	0.008	0.005	0.006	0.006	0.007	0.004	0.002	0.005	0.002	0.006	0.006	0.004	0.004	0.003
M2Ca	0.952	0.947	0.988	0.957	0.985	0.981	0.943	1.007	0.981	0.965	0.969	0.971	0.973	0.956	0.942
M2Na	0.028	0.016	0.014	0.022	0.023	0.032	0.014	0.015	0.020	0.013	0.022	0.014	0.020	0.025	0.006
sum	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg#	0.91	0.91	1.00	0.86	0.85	0.85	0.88	0.92	0.89	1.00	0.87	0.92	0.95	0.93	0.90
WO	49	49	51	51	51	51	49	52	51	49	50	50	50	51	48
EN	35	38	33	29	30	27	39	34	32	44	33	38	38	34	44
FS	16	13	17	19	18	22	11	15	16	7	16	12	13	15	8

segue

sample	VIC01	VIC01	VIC01	VIC01	TVS04	TVS04	TVS04
analysis	#11	#24	b-5	b-8	#19	#22	#25
SiO ₂	49.76	48.11	48.76	50.94	47.73	47.50	44.58
TiO ₂	0.07	0.05	0.18	0.05	0.42	0.32	0.99
Al ₂ O ₃	3.44	5.43	5.00	1.12	5.82	5.13	7.44
FeO*	8.85	8.70	6.82	6.22	7.12	12.61	12.54
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
MnO	0.27	0.17	0.09	0.20	0.09	0.66	0.43
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
MgO	12.74	12.70	13.80	13.83	13.22	9.48	9.46
CaO	24.82	24.66	24.55	25.91	24.80	23.80	23.63
Na ₂ O	0.32	0.20	0.25	0.46	0.17	0.58	0.50
total	100.27	100.04	99.45	98.73	99.38	100.10	99.59
TSi	1.848	1.786	1.807	1.905	1.775	1.798	1.693
TAI	0.150	0.214	0.193	0.049	0.225	0.202	0.307
TFe ³⁺	0.001	0.000	0.000	0.045	0.000	0.000	0.000
M1Al	0.000	0.024	0.025	0.000	0.030	0.027	0.025
M1Ti	0.002	0.001	0.005	0.001	0.012	0.009	0.028
M1Fe ³⁺	0.171	0.200	0.175	0.125	0.183	0.199	0.260
M1Fe ²⁺	0.103	0.070	0.032	0.024	0.039	0.201	0.138
M1Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
M1Mg	0.705	0.703	0.762	0.771	0.733	0.535	0.535
M1Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
M2Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Fe ²⁺	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
M2Mn	0.008	0.005	0.003	0.006	0.003	0.021	0.014
M2Ca	0.988	0.981	0.975	1.038	0.988	0.965	0.961
M2Na	0.023	0.014	0.018	0.033	0.012	0.043	0.037
sum	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg#	0.87	0.91	0.96	0.97	0.95	0.73	0.80
WO	50	50	50	52	51	50	50
EN	36	36	39	38	38	28	28
FS	14	14	11	10	12	22	22

FeO* = Ferro totale. Ricalcolo cationi basato su 6 ossigeni.

la wollastonitica (quindi un diopside o una fassaita), il granato è una miscela di andradite ricca in grossularia, e la melilite è una soluzione solida ricca del termine ghelenitico: le associazioni e le composizioni mineralogiche risultano spesso inusuali e diverse da quelle delle rocce della Provincia Romana (plagio-leucititi, leucit tefriti).

Tra le fasi alcaline, la presenza relativa di leucite, nefelina e minerali del gruppo della sodalite dipende dalla disponibilità di sodio rispetto al potassio e dalla fugacità di zolfo e cloro. Infatti, i minerali maggiori costituenti delle rocce in esame contengono solo quantità minori di sodio e, dato che i feldspati di sodio (albite, oligoclasio) non cristallizzano da questi magmi, quasi tutto il sodio va a formare feldspatoidi (tab. 3).

Tra i minerali non silicatici, un discorso a parte merita, per abbondanza e significato petrologico, la calcite (tab. 4), che spesso è un costituente essenziale di queste rocce ignee. Si tratta di una calcite chimicamente molto diversa da quella delle rocce sedimentarie. È infatti ricca in MnCO₃, SrCO₃, BaCO₃, LREE-CO₃ e la sua composizione isotopica (isotopi del carbonio e dello stronzio) è sempre in equilibrio con quella delle fasi mafiche: quindi si tratta di un minerale igneo di alta temperatura. L'apatite è, dopo il carbonato, la fase non silicatica più comune. Si tratta di una SO₃-OH-fluorapatite ricca in terre rare leggere (LREE) e Sr (tab. 4).

TAB. 2b - *Analisi rappresentative di flogopiti*. - Representative analyses of phlogopites.

sample	GU-A	AR04	AR02	AR02	AR02	VIC01	VIC01	VU01	VU01	VU03	VU03	GC2	GC2	GC2	GC2	OR1	OR3	OR3
analysis	#30	#13	#20	#79	#84	#16	#17	#9	#b-44	#2-1	#b-52	15	21	5	6	6	100	26
SiO ₂	35.18	35.99	37.49	34.94	33.07	38.69	37.34	36.56	36.18	41.00	34.82	37.71	37.57	37.86	37.49	35.72	37.46	35.80
Al ₂ O ₃	13.49	16.95	15.45	15.38	15.31	12.67	13.40	15.35	19.36	15.62	15.67	16.09	15.80	15.89	15.73	15.75	16.04	15.54
TiO ₂	3.51	0.33	0.76	1.07	1.75	0.09	0.11	0.32	0.61	0.18	0.43	2.36	2.59	2.68	2.81	3.08	2.87	2.98
FeO*	10.72	12.49	8.05	16.97	17.41	6.23	5.42	13.72	11.92	2.83	11.36	8.43	6.94	7.80	7.84	10.13	7.99	9.73
MgO	14.93	15.91	20.09	13.58	11.92	23.66	21.41	16.68	17.03	26.01	17.29	20.17	20.44	20.41	19.80	17.88	19.26	18.49
MnO	0.18	0.02	0.02	0.22	0.23	0.21	0.13	0.14	0.13	0.15	0.15	0.11	0.01	0.08	0.01	0.06	0.00	0.12
CaO	0.4	0.32	0.10	0.00	0.08	0.13	0.07	0.06	0.16	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.00	0.07	0.02
Na ₂ O	0.31	0.25	0.07	0.25	0.15	0.21	0.31	0.22	0.18	0.29	0.29	0.09	0.16	0.12	0.13	0.21	0.22	0.17
K ₂ O	8.08	7.38	9.25	9.05	8.80	7.93	7.75	9.18	8.61	9.84	8.99	10.04	10.30	10.23	10.16	10.09	9.91	9.97
BaO	0.21	0.09	0.06	0.08	0.09	0.42	0.96	0.10	0.28	0.17	0.09	0.70	0.22	0.21	0.36	1.28	0.96	1.23
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00			0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
total	87.05	89.76	91.39	91.57	88.83	90.25	86.93	92.32	94.46	96.10	89.15	95.04	93.85	95.10	94.02	92.92	93.82	92.83
Si	5.657	5.577	5.640	5.516	5.420	5.824	5.835	5.610	5.346	5.717	5.492	5.478	5.506	5.494	5.502	5.375	5.495	5.380
Al	2.531	3.066	2.712	2.833	2.927	2.226	2.443	2.749	3.337	2.540	2.883	2.727	2.702	2.690	2.694	2.764	2.746	2.725
Ti	0.424	0.038	0.086	0.127	0.216	0.010	0.013	0.037	0.067	0.018	0.051	0.258	0.286	0.292	0.310	0.348	0.316	0.337
Fe ²⁺	1.441	1.619	1.012	2.241	2.386	0.784	0.708	1.761	1.472	0.330	1.498	1.024	0.851	0.946	0.962	1.274	0.981	1.222
Mg	3.579	3.677	4.505	3.196	2.914	5.310	4.988	3.816	3.750	5.406	4.066	4.368	4.466	4.415	4.332	4.010	4.212	4.143
Mn	0.025	0.003	0.003	0.030	0.031	0.027	0.017	0.018	0.016	0.017	0.020	0.014	0.001	0.010	0.001	0.008	0.000	0.015
Ca	0.069	0.053	0.016	0.001	0.015	0.021	0.011	0.010	0.025	0.005	0.007	0.006	0.006	0.005	0.008	0.000	0.011	0.003
Na	0.097	0.075	0.021	0.076	0.048	0.062	0.094	0.065	0.051	0.079	0.088	0.025	0.045	0.034	0.037	0.061	0.063	0.050
K	1.657	1.459	1.774	1.823	1.840	1.522	1.545	1.796	1.622	1.749	1.809	1.861	1.926	1.894	1.902	1.937	1.854	1.911
Ba	0.013	0.005	0.004	0.005	0.006	0.025	0.059	0.006	0.016	0.009	0.006	0.040	0.013	0.012	0.021	0.076	0.055	0.072
Cr	0.005	0.004	0.005	0.003	0.003	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000
sum	15.497	15.576	15.779	15.850	15.804	15.812	15.717	15.867	15.704	15.870	15.921	15.802	15.802	15.792	15.769	15.852	15.739	15.859
Mg#	0.71	0.69	0.82	0.59	0.55	0.87	0.88	0.68	0.72	0.94	0.73	0.81	0.84	0.82	0.82	0.76	0.81	0.77
Mg/Fe	2.5	2.3	4.4	1.4	1.2	6.8	7.0	2.2	2.5	16.4	2.7	4.3	5.3	4.7	4.5	3.1	4.3	3.4

FeO* = Ferro totale. Ricalcolo cationi basato su 22 ossigeni.

TAB. 2c - *Analisi rappresentative di olivine.*
- Representative analyses of olivines.

sample	AR01	OR6	GC2	GC2
analysis	B#35	1#19	#18	#19
SiO ₂	39.63	40.11	40.60	40.61
TiO ₂	bdl	0.04	bdl	0.04
Al ₂ O ₃	bdl	0.14	0.05	0.03
FeO	13.40	12.48	12.00	12.24
MnO	0.26	0.25	0.21	0.22
MgO	46.47	45.59	46.91	46.97
CaO	0.45	0.64	0.48	0.51
NiO	0.12	0.10	0.19	0.18
total	100.36	99.35	100.46	100.80
Si	0.987	1.003	1.002	1.000
Ti	-	0.001	-	0.001
Al	-	0.004	0.001	0.001
Fe ²⁺	0.279	0.261	0.248	0.252
Mn	0.005	0.005	0.004	0.005
Mg	1.726	1.700	1.725	1.724
Ca	0.012	0.017	0.013	0.013
Ni	0.002	0.002	0.004	0.004
sum	3.011	2.993	2.997	3.000
Mg#	0.86	0.87	0.87	0.87

Ricalcolo dei cationi basato su 4 ossigeni.

bdl = below detection limit, stimato in 0.04 wt%.

Tra gli ossidi, occorre menzionare la perovskite (CaTiO₃): sebbene poco abbondante, questa fase mineralogica è in grado d'incamerare grandi quantità di elementi rari e in alcuni casi, come a Polino, di contenere elevate quantità di uranio e torio, elementi tra i più radioattivi. Questa ed altre fasi ancor più rare presenti nelle rocce vulcaniche intra-appenniniche meritano una trattazione a parte in quanto potenziali riserve di elementi chimici assai ricercati.

Per quanto riguarda la chimica degli elementi che costituiscono le fasi mafiche, un ruolo molto importante, nel senso che consente di distinguerle da fasi simili formatesi in ambiente diverso da quello igneo, è senza dubbio quello svolto dal titanio. Questo elemento quadrivalente ad alta energia di campo (HFSE⁴⁺), che solitamente occupa il sito ottaedrico nei minerali, è il più piccolo HFSE e quindi l'unico che può agevolmente sostituire cationi anche nei siti tetraedrici, di dimensioni minori rispetto a quelli ottaedrici: ciò si verifica per esempio nella serie diopside-fassaite. Affinché questa sostituzione avvenga, la temperatura e il contenuto di titanio dell'ambiente di formazione devono essere molto alti e certamente compresi all'interno dei limiti

TAB. 3 a, b - *Analisi chimiche rappresentative dei minerali felsici presenti all'interno dei depositi vulcanici dell'Appennino Laziale-Abruzzese.*

- Representative chemical analyses of felsic minerals occurring inside the volcanic deposits of the Latium-Abruzzi Apennines.

TAB. 3a - *Analisi rappresentative di leuciti.* - Representative analyses of leucites.

sample	MA1	MA1	MA1	MA1	MA1	VIC01	VIC01	VIC01	VIC01	OR1	OR3	OR3	OR3	OR4	OR4	GC2	GC2	GC2	GC2
analysis	#2	#24	#2-8	#b-15	#b-23	#b18	#b-26	#b-33	#b-38	#10	#64	#73	#95	#11	#3	#11	#8	#13	#7
SiO ₂	54.84	54.56	52.23	55.41	55.19	55.20	55.34	54.95	55.46	54.29	54.71	54.84	53.82	54.51	54.08	55.63	55.63	56.36	56.29
TiO ₂	0.00	0.04	0.21	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.06	0.04	0.05	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.16	24.44	23.25	23.56	23.68	23.26	23.49	23.23	23.50	22.42	22.54	22.83	22.79	22.94	22.97	23.09	23.35	23.46	23.45
FeO	0.60	0.65	3.19	0.45	0.38	0.65	0.47	0.66	0.43	0.44	0.40	0.48	0.49	0.38	0.35	0.27	0.33	0.10	0.25
MnO	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.01	0.07	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.05	0.07	0.17	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.15	0.54	0.58	0.53	0.46	0.03	0.02	0.03	0.23	0.32	0.42	0.34	0.54	0.33	0.26	0.17	0.09	0.22	0.21
K ₂ O	20.02	19.39	19.07	19.86	20.03	20.68	20.57	20.64	20.44	21.51	21.30	21.20	20.88	21.57	21.81	21.17	21.53	21.23	20.91
BaO	0.00	0.12	1.21	0.11	0.13	0.06	0.08	0.04	0.01	0.30	0.30	0.25	0.72	0.14	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00
total	99.83	99.85	99.98	99.95	99.96	99.92	100.03	99.62	100.12	99.34	99.73	99.98	99.32	99.93	99.82	100.33	100.93	101.37	101.11
Si	1.984	1.972	1.934	2.001	1.995	2.003	2.002	2.000	2.002	2.001	2.004	2.001	1.986	1.993	1.985	2.011	2.003	2.012	2.013
Al	1.029	1.040	1.014	1.002	1.008	0.994	1.001	0.996	0.999	0.973	0.972	0.981	0.991	0.988	0.993	0.983	0.990	0.986	0.987
Ti	0.000	0.001	0.006	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.001	0.001	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.018	0.020	0.099	0.014	0.011	0.020	0.014	0.020	0.013	0.014	0.012	0.015	0.015	0.012	0.011	0.008	0.010	0.003	0.007
Mn	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.011	0.038	0.042	0.037	0.032	0.002	0.001	0.002	0.016	0.023	0.030	0.024	0.039	0.023	0.019	0.012	0.006	0.015	0.015
Ca	0.002	0.003	0.007	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.924	0.894	0.901	0.915	0.924	0.957	0.949	0.958	0.942	1.011	0.995	0.987	0.983	1.006	1.021	0.976	0.989	0.967	0.954
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
sum	3.969	3.970	4.007	3.970	3.974	3.969	3.979	3.975	4.024	4.015	4.009	4.016	4.023	4.033	3.990	3.998	3.983	3.976	

FeO* = Ferro totale. Ricalcolo cationi basato su 6 ossigeni.

del dominio igneo. Questo differenzia il granato calcico di Ti e i diopsidi e le fassaiti ricche in Ti dagli equivalenti di più bassa temperatura presenti in alcune rocce metamorfiche da contatto. La particolare solubilità di alcuni HFSE nel fusi

ultrapotassici contribuisce alla peculiarità chimica dei minerali e di conseguenza della roccia totale.

Il titanio difficilmente può essere sostituito dallo zirconio nei minerali comuni, dato che lo Zr è uno degli ioni più grandi tra gli HFSE⁴⁺ e pre-

TAB. 3b - *Analisi rappresentative di feldspati.*
- Representative analyses of feldspars.

Campione	OR2	OR3	OR4	OR6	OR7	MA1	MA1	MA2	AR01	AR02	AR02	AR04	AR04	RA03	RA04	RA04	RA04	RA04
analisi	1#4	1#82	3#4	3#10	26	#9	#44	2-#33	#-22	#2-3	#-22	#4-7	#4-12	#23	#2	#52	#41	#11
SiO ₂	64.33	62.26	64.16	61.56	62.89	61.15	64.84	65.39	57.09	64.72	64.77	64.77	65.32	63.52	64.08	65.07	45.13	49.20
TiO ₂	0.05	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	17.70	19.26	18.22	19.65	18.18	25.69	19.47	19.21	26.82	19.34	19.19	20.34	19.61	19.83	19.24	19.84	35.11	31.41
Fe ₂ O ₃	0.12	0.32	0.37	0.32	0.51	0.55	0.06	0.15	0.05	0.25	0.21	0.49	0.24	0.19	0.33	0.74	0.63	0.63
MnO	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01
CaO	0.00	0.43	0.00	0.51	0.31	1.81	0.14	0.07	8.41	0.07	0.42	1.37	0.43	0.36	0.36	0.86	18.76	13.92
Na ₂ O	0.43	1.50	1.44	2.17	0.75	8.60	1.07	0.45	5.89	2.26	1.94	3.78	1.68	1.46	1.23	2.06	0.70	2.84
K ₂ O	16.50	13.49	14.65	12.01	15.63	2.10	14.55	15.63	1.22	12.37	12.97	9.69	13.28	13.31	13.71	12.46	0.14	0.17
BaO	0.10	1.55	0.20	2.65	0.20	0.00	0.00	0.00	0.10	0.07	0.01	0.00	0.03	0.08	0.35	0.09	0.00	0.17
SrO	0.00	0.68	0.00	1.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	1.04	0.48	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.01	1.20
total	99.28	99.53	99.08	99.89	98.48	100.30	100.15	100.90	99.64	100.14	99.99	100.44	100.61	99.02	99.16	100.72	100.64	99.56
Si	12.025	11.684	11.948	11.576	11.865	10.837	11.879	11.930	10.307	11.852	11.871	11.685	11.864	11.761	11.863	11.796	8.294	9.089
Al	3.896	4.256	3.996	4.352	4.039	5.362	4.201	4.127	5.702	4.171	4.142	4.321	4.194	4.324	4.195	4.236	7.599	6.833
Fe ³⁺	0.017	0.045	0.052	0.045	0.073	0.073	0.008	0.021	0.007	0.034	0.029	0.066	0.033	0.034	0.026	0.045	0.103	0.088
Ti	0.007	0.006	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mn	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.106	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.008	0.003
Ca	0.000	0.086	0.000	0.103	0.062	0.344	0.027	0.014	1.627	0.014	0.082	0.265	0.084	0.071	0.071	0.167	3.694	2.755
Na	0.156	0.546	0.520	0.791	0.276	2.955	0.380	0.159	2.062	0.803	0.689	1.322	0.592	0.524	0.442	0.724	0.249	1.017
K	3.935	3.230	3.480	2.881	3.762	0.475	3.401	3.638	0.281	2.890	3.033	2.230	3.077	3.144	3.238	2.882	0.033	0.040
Ba	0.007	0.114	0.015	0.195	0.015	0.000	0.000	0.000	0.007	0.005	0.001	0.000	0.002	0.006	0.025	0.006	0.000	0.012
Sr	0.000	0.074	0.000	0.111	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.110	0.051	0.000	0.000	0.024	0.000	0.000	0.001	0.129
sum	20.051	20.041	20.017	20.054	20.092	20.152	19.898	19.889	20.003	19.882	19.898	19.889	19.849	19.888	19.860	19.859	19.984	19.967
Ab	4	14	13	21	7	78	10	4	52	22	18	35	16	14	12	19	6	27
An	0	2	0	3	2	9	1	0	41	0	2	7	2	2	2	4	93	72
Or	96	84	87	76	92	13	89	96	7	78	80	58	82	84	86	76	1	1

sample	RA04	RA04	VU01	VU01	VU03	VU03	VU03	GU-A	GU-A	GU-A	GU-A	GU-B	GU-B	TVS04	TVS04
analysis	#28	#20	#01B-35	#01B-50	#3-29	#3/2-80	#3/2-41	#17	#20	#27	#32	#13	#6	#8	#9
SiO ₂	54.10	55.27	65.34	61.66	66.54	60.97	61.48	65.34	54.77	47.47	63.03	65.41	49.42	66.66	66.55
TiO ₂	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.04	0.08	0.11	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	28.42	27.24	18.88	23.85	17.88	21.39	21.18	19.39	28.71	33.99	20.02	19.10	31.43	18.99	19.27
Fe ₂ O ₃	0.82	0.98	0.31	0.03	0.18	0.97	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.20
MnO	0.00	0.01	0.00	0.05	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00
CaO	9.83	9.61	0.37	5.08	0.00	0.17	0.60	0.61	10.46	16.58	0.55	0.29	14.92	0.00	0.03
Na ₂ O	4.91	5.51	2.49	9.30	1.11	0.25	2.09	2.43	5.14	1.87	1.83	1.90	2.70	0.93	0.74
K ₂ O	0.45	0.59	12.57	0.25	14.60	15.15	10.85	12.64	1.01	0.29	12.38	13.66	0.54	15.14	15.33
BaO	0.40	0.10	0.00	0.01	0.01	0.47	3.25	0.00	0.06	0.00	1.36	0.19	0.00	0.08	0.05
SrO	1.56	0.35	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00
total	100.52	99.66	99.99	100.23	100.36	99.78	99.77	100.43	100.20	100.26	99.25	100.66	99.04	101.97	102.18
Si	9.833	10.045	11.928	10.950	12.145	11.362	11.461	11.876	9.864	8.655	11.701	11.913	9.120	12.005	11.967
Al	6.083	5.830	4.059	4.988	3.843	4.694	4.650	4.150	6.090	7.298	4.377	4.097	6.830	4.028	4.081
Fe ³⁺	0.112	0.134	0.043	0.004	0.025	0.136	0.036	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.027
Ti	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.007	0.004	0.000	0.000	0.005	0.011	0.015	0.000	0.000	0.001
Mn	0.000	0.002	0.000	0.008	0.002	0.005	0.000	0.003	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.092	0.008	0.000	0.005	0.005	0.000	0.000	0.008	0.003	0.000
Ca	1.914	1.871	0.072	0.967	0.000	0.034	0.120	0.119	2.018	3.239	0.109	0.057	2.950	0.000	0.006
Na	1.730	1.942	0.881	3.202	0.393	0.090	0.755	0.856	1.795	0.661	0.659	0.671	0.966	0.325	0.258
K	0.104	0.137	2.927	0.057	3.400	3.602	2.580	2.931	0.232	0.067	2.932	3.174	0.127	3.478	3.517
Ba	0.028	0.007	0.000	0.001	0.001	0.034	0.237	0.000	0.004	0.000	0.099	0.014	0.000	0.006	0.004
Sr	0.164	0.037	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
sum	19.976	20.005	19.914	20.177	19.812	20.056	19.851	19.935	20.013	19.930	19.888	19.941	20.001	19.867	19.861
Ab	46	49	23	76	10	2	22	22	44	17	18	17	24	9	7
An	51	47	2	23	0	1	4	3	50	82	3	2	73	0	0
Or	3	4	75	1	90	97	75	75	6	2	79	81	3	92	93

Cationi calcolati sulla base di 32 ossigeni.

TAB. 4 a, b - *Analisi chimiche rappresentative dei minerali non silicatici e vetri presenti all'interno dei depositi vulcanici dell'Appennino Laziale-Abruzzese.*

- Representative chemical analyses of non-silicatic minerals and glasses occurring inside the volcanic deposits of the Latium-Abruzzi Apennines.

TAB. 4a - *Analisi LA-ICP-MS dei carbonati e vetri di Oricola, campione OR7.*
 - LA-ICP-MS analyses of carbonates and glasses of Oricola, sample OR7.

	Calcite									Vetro foiditico								
	1	2	3	4	5	6	7	8	average	1	2	3	4	5	6	7	8	average
Mn	19914	20535	16385	21947	15552	15156	16366	15288	17979									
Rb	117.8	75.6	184.3	412.4	87.9	224.3	122.2	47.1	175	116.6	37.5	36.8	61.4	27.1	20.7	62.4	42.9	50.7
Pb	56.1	100.0	197.7	253.5	54.8	328.1	219.4	13.5	173	53.4	50.3	49.3	29.2	25.6	47.0	51.5	98.0	50.5
Th	41.9	55.4	81.0	112.6	23.6	141.7	97.4	16.1	79	35.6	30.5	23.7	14.8	13.4	21.6	28.4	64.2	29.0
U	62.1	71.5	168.1	209.1	122.8	182.0	211.4	77.2	147	18.3	17.6	45.5	39.1	29.7	37.5	40.6	41.4	33.7
Ba	2620	2141	4492	2596	4925	5463	4286	505	3789	2001	1233	682	1070	632	722	1147	1692	1147
Nb	22.3	25.5	45.4	52.0	11.9	75.3	49.4	4.7	40	18.3	15.9	11.6	8.1	6.6	11.6	15.0	35.2	15.3
Ta	0.9	1.4	1.9	2.6	0.5	3.2	2.3	0.3	1.8	0.8	0.8	0.6	0.4	0.3	0.5	0.6	1.7	0.7
La	116.1	147.2	196.2	252.5	73.5	335.3	217.5	57.9	191	67.5	72.3	53.3	33.4	32.3	50.0	65.7	146.8	65.2
Ce	178.7	231.7	324.3	413.5	124.8	595.3	380.4	74.0	321	107.6	115.3	87.6	55.4	55.5	89.5	118.0	253.9	110.3
Pr	18.6	23.8	32.7	42.5	13.1	56.6	36.9	9.2	32	10.7	12.0	8.8	5.5	5.5	8.7	11.6	24.1	10.9
Sr	3070	3199	3939	4489	3258	6238	6528	2589	4388	916	1212	807	695	736	1119	1409	2315	1151
Nd	59.7	69.9	100.6	119.0	41.2	164.3	108.3	30.0	95	32.3	36.0	24.3	16.1	16.2	24.2	32.6	74.6	32.0
Sm	6.7	7.8	11.2	15.1	5.3	21.0	14.9	3.8	12	4.8	4.6	3.5	2.2	2.0	3.1	3.9	8.6	4.1
Zr	134	178	240	293	77	372	270	42	223	106	90	66	43	37	62	78	191	84
Hf	1.5	3.2	3.1	5.5	1.5	5.5	4.1	0.8	3.5	2.0	1.4	1.0	0.6	0.6	1.0	1.4	3.3	1.4
Eu	1.5	1.6	2.3	2.8	1.2	4.2	2.6	0.9	2.3	0.8	0.9	0.7	0.4	0.4	0.6	0.8	1.8	0.8
Gd	10.2	12.3	13.2	15.0	19.2	18.1	13.2	4.3	14.4	3.5	3.7	3.0	1.6	2.5	3.4	3.2	7.4	3.5
Tb	0.6	0.6	1.0	0.9	0.4	1.6	0.9	0.4	0.9	0.3	0.4	0.3	0.1	0.1	0.2	0.3	0.6	0.3
Dy	3.1	3.7	4.2	5.0	2.2	7.3	4.2	1.9	4.2	1.4	2.0	1.1	0.6	0.6	1.1	1.5	3.4	1.5
Y	16.1	17.0	24.6	25.2	14.6	39.1	23.8	13.7	22.9	8.4	8.9	6.4	3.9	3.5	6.1	7.2	15.6	7.5
Ho	0.4	0.5	0.8	0.7	0.3	1.2	0.8	0.4	0.7	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.6	0.2
Er	1.3	1.4	2.1	2.1	0.9	2.9	1.9	1.2	1.8	0.6	0.7	0.5	0.4	0.3	0.6	0.7	1.5	0.6
Tm	0.1	0.2	0.3	0.2	0.1	0.4	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	0.1
Yb	<2.1	<1.4	<1.9	<2.1	<1.0	2.6	2.3	1.0	2.4	0.7	0.5	<0.4	0.4	0.3	<0.3	0.7	<1.7	0.5
Lu	0.2	0.1	<0.2	0.2	<0.3	0.4	0.2	0.1	0.2	<0.1	<0.07	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	<0.1	0.1
(La/Sm)N	11.1	12.3	11.3	10.8	9.0	10.8	9.5	9.8		9.1	10.1	9.8	9.9	10.5	10.4	10.8	11.1	
(La/Lu)N	65.2	109.3	-	137.8	-	137.8	99.9	47.0		-	-	103.3	105.6	75.0	63.1	140.4	-	

TAB. 4b - *Analisi rappresentative di apatiti.* - Representative analyses of apatites.

sample	AR02	AR02	AR02	AR90	AR01	MA1	OR1	OR2	OR2	OR3	OR4	OR4	RA03	RA04	TVS04	VU01	VU01	VU03	VU03
analysis	#37	#39	#57	#90	b#34	bis-26	2#20	2#30	2#44	#60	3#8	4#14	#50	#38	#1	#2	#5	bis-11	bis-9
SiO ₂	0.77	0.99	1.17	0.81	1.40	1.87	2.84	1.00	1.48	1.75	2.42	1.23	1.07	0.78	1.77	2.29	1.37	1.22	1.51
FeO*	0.17	0.26	0.34	0.26	0.23	0.12	0.96	0.33	0.18	0.18	0.11	0.22	0.12	0.16	0.12	0.22	0.14	0.07	0.04
MnO	0.82	0.00	0.00	0.03	0.07	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	0.20	0.09	0.56	0.06	0.12	0.06	0.13	0.10	0.09	0.14	0.00	0.09	0.08	0.14	0.06	0.18	0.07	0.02	0.05
SrO	0.44	0.55	0.21	0.37	0.71	0.68	1.53	0.57	0.61	0.58	1.31	0.56	0.56	0.51	0.60	0.42	0.44	0.69	0.76
CaO	55.75	55.74	55.50	55.30	55.11	54.16	52.05	54.44	54.81	54.23	53.71	54.62	55.81	55.80	54.75	55.28	55.38	55.11	55.35
Na ₂ O	0.07	0.00	0.07	0.58	0.06	0.04	0.00	0.04	0.07	0.07	0.04	0.03	0.09	0.13	0.04	0.00	0.07	0.04	0.08
K ₂ O	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.06	0.01	0.00	0.00
P ₂ O ₅	39.66	38.26	38.15	39.24	38.89	37.25	38.79	40.19	38.50	38.22	37.20	40.31	39.16	40.50	38.75	35.32	36.71	36.82	37.46
SO ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.03	0.91	1.49	1.31	2.00	1.25	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F	nd	nd	nd	nd	nd	nd	3.74	1.72	1.71	1.82	2.21	1.58	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cl	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
total	97.89	95.89	96.03	96.66	96.60	94.18	100.14	99.34	98.97	98.30	99.03	99.94	96.94	98.09	96.17	93.77	94.19	93.97	95.28
Fe ²⁺	0.012	0.018	0.024	0.018	0.016	0.009	0.066	0.022	0.012	0.012	0.008	0.015	0.008	0.011	0.008	0.016	0.010	0.005	0.003
Mn	0.057	0.000	0.000	0.002	0.005	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.003	0.004	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002
Mg	0.024	0.011	0.070	0.007	0.015	0.008	0.016	0.012	0.011	0.017	0.000	0.011	0.010	0.017	0.007	0.023	0.009	0.003	0.006
Sr	0.021	0.027	0.010	0.018	0.034	0.034	0.073	0.027	0.029	0.028	0.062	0.026	0.027	0.024	0.029	0.021	0.022	0.034	0.037
Ca	4.887	4.999	4.959	4.902	4.884	4.930	4.598	4.722	4.785	4.769	4.712	4.688	4.932	4.851	4.859	5.102	5.074	5.063	5.002
Na	0.011	0.000	0.011	0.093	0.010	0.007	0.000	0.006	0.011	0.011	0.006	0.005	0.014	0.020	0.006	0.000	0.012	0.007	0.013
K	0.001	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.007	0.001	0.000	0.000
Si	0.063	0.083	0.098	0.067	0.116	0.159	0.234	0.081	0.121	0.144	0.198	0.099	0.088	0.063	0.147	0.197	0.117	0.105	0.127
P	2.747	2.712	2.694	2.749	2.724	2.680	2.708	2.754	2.656	2.656	2.579	2.734	2.734	2.782	2.718	2.576	2.658	2.673	2.675
S	-	-	-	-	-	-	0.002	0.055	0.091	0.081	0.123	0.075	-	-	-	-	-	-	-
sum	7.823	7.850	7.869	7.857	7.805	7.827	7.700	7.679	7.718	7.718	7.690	7.653	7.817	7.773	7.780	7.942	7.903	7.890	7.865

FeO* = Ferro totale. Ricalcolo cationi basato su 4 ossigeni.

nd = non determinato.

TAB. 5 - *Analisi chimiche rappresentative delle vulcaniti dell'Appennino Laziale-Abruzzese. Sono riportate le concentrazioni dei costituenti maggiori e minori, oltre ai principali parametri classificativi utilizzati nella petrologia ignea, riferite a campioni selezionati per il loro contenuto in carbonato ampiamente variabile.*

- Representative chemical analyses of the volcanites from the Latium-Abruzzi Apennines. Concentrations of the major and minor components, along with the main classification parameters used in igneous petrology, are referred to samples selected for their widely variable carbonate content.

wt.%	VIC01	VIC02	VIC03	CR01	CR02	MA1	AR01	OR07	OR08	GC1	GC2	VU01
SiO ₂	48,44	37,93	42,92	47,31	37,91	37,51	43,74	24,70	36,31	42,50	41,60	48,84
TiO ₂	0,79	0,64	0,73	0,79	1,03	0,72	0,74	0,38	0,51	0,89	0,60	0,61
Al ₂ O ₃	14,65	12,04	13,63	14,34	18,65	18,47	18,26	10,45	12,49	12,60	15,60	16,74
Fe ₂ O ₃	5,68	4,68	6,28	6,81	11,75	7,24	5,09	4,91	4,14	6,24	5,92	5,15
FeO	3,00	2,30	1,70	2,10	0,70	0,56	1,20	1,30	0,90	1,74	0,74	0,90
MnO	0,17	0,15	0,19	0,17	0,19	0,23	0,13	1,12	0,15	0,13	0,16	0,14
MgO	4,26	3,18	3,47	4,35	2,01	1,73	3,23	1,19	2,97	7,28	2,80	2,38
CaO	8,60	19,40	13,80	10,53	3,78	13,22	5,34	27,50	15,27	15,40	13,40	6,72
Na ₂ O	0,68	1,48	1,58	0,36	0,15	1,68	0,46	1,47	1,52	2,49	1,07	4,19
K ₂ O	5,55	5,97	3,91	4,16	0,47	2,37	2,04	4,18	3,10	5,11	5,48	1,30
P ₂ O ₅	0,73	0,63	0,77	0,75	0,91	0,35	0,51	0,28	0,46	0,46	0,47	0,42
CO ₂	0,03	9,36	2,56	0,03	0,03	6,33	0,07	19,65	10,60	0,50	5,87	1,71
LOI	8,20	12,10	11,60	9,40	22,20	14,60	18,70	0,00	22,80	1,29	7,45	12,50
Totale LOI-CO ₂	100,75	100,50	100,58	101,07	99,75	98,68	99,44	97,13	100,62	96,13	95,30	99,89
mol	VIC01	VIC02	VIC03	CR01	CR02	MA1	AR01	OR07	OR08	GC1	GC2	VU01
Si	0,806	0,631	0,714	0,787	0,631	0,624	0,728	0,411	0,604	0,707	0,692	0,813
Ti	0,010	0,008	0,009	0,010	0,013	0,009	0,009	0,005	0,006	0,011	0,008	0,008
Al	0,144	0,118	0,134	0,141	0,183	0,181	0,179	0,102	0,122	0,124	0,153	0,164
Fe ³⁺	0,036	0,029	0,039	0,043	0,074	0,045	0,032	0,031	0,026	0,039	0,037	0,032
Fe ²⁺	0,042	0,032	0,024	0,029	0,010	0,008	0,017	0,018	0,013	0,024	0,010	0,013
Mn	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,016	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	0,106	0,079	0,086	0,108	0,050	0,043	0,080	0,030	0,074	0,181	0,069	0,059
Ca	0,153	0,346	0,246	0,188	0,067	0,236	0,095	0,490	0,272	0,275	0,239	0,120
Na	0,011	0,024	0,025	0,006	0,002	0,027	0,007	0,024	0,025	0,040	0,017	0,068
K	0,059	0,063	0,042	0,044	0,005	0,025	0,022	0,044	0,033	0,054	0,058	0,014
P	0,005	0,004	0,005	0,005	0,006	0,002	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003
C	0,001	0,213	0,058	0,001	0,001	0,144	0,002	0,446	0,241	0,011	0,133	0,039
parametri classificativi (*)	VIC01	VIC02	VIC03	CR01	CR02	MA1	AR01	OR07	OR08	GC1	GC2	VU01
K ₂ O/Na ₂ O	8,2	4,0	2,5	11,6	3,1	1,4	4,4	2,8	2,0	2,0	5,1	0,3
TA	6,23	7,45	5,49	4,52	0,62	4,05	2,50	5,65	4,62	7,60	6,55	5,49
A/CNK	0,64	0,27	0,43	0,59	2,47	0,63	1,44	0,18	0,37	0,34	0,49	0,81
AI	0,49	0,74	0,50	0,36	0,04	0,21	0,16	0,66	0,47	0,76	0,49	0,50
mg#	72	71	78	79	84	84	83	62	85	88	87	83

(*) Total Alkalies TA = K₂O+Na₂O [wt.%]; indice di peraluminosità A/CNK = Al/(Ca+Na+K) [mol]; indice agpaitico AI = (Na+K)/Al [mol]; numero di magnesio mg# = 100*(Mg/Mg+Fe²⁺) [mol].

dilige siti di dimensioni maggiori quali quelli cubici.

Solo nelle rocce ultra-alcaline (e peralcaline) esistono fasi specifiche in grado di formare miscele solide di termini di titanio e zirconio: oltre che nelle melilititi alcaline e nelle carbonatiti, fasi ricche in Zr e Ti (granati della serie schorlomite-kimzeyite, Zr-cuspidina, götzenite) si trovano solo nelle rocce “sorelle” come i lamprofiri,

i lamproiti e le kimberliti (MITCHELL, 1997). Non si tratta, quindi, di “bizzarrie” mineralogiche, bensì della logica e prevedibile conseguenza di un chimismo molto specifico unito a condizioni genetiche ed evolutive uniche. Per queste rocce la classificazione deve essere dunque basata non solo sui minerali essenziali, ma anche su quelli accessori presenti.

TAB. 6 - *Analisi chimiche rappresentative delle vulcaniti dell'Appennino Laziale-Abruzzese relative ai costituenti in tracce.*

- Representative chemical analyses of the volcanites from the Latium-Abruzzi Apennines. The concentrations of trace elements are reported.

ppm	VIC01	VIC02	VIC03	CR01	CR02	MA1	AR01	OR07	OR08	GC1	GC2	VU01
Ba	2460	2000	2290	3130	2040	6190	3040	2950	5720	648	4160	2920
Cr	46	25	31	17	34	13	135	15	15	60	12	46
Cu	203	121	132	155	195	49	62	20	72	60,5	41,5	59
Ni	35	26	32	34	46	nd	52	27	27	52	17	27
Pb	100	61	307	73	134	nd	143	129	130	43	156	107
Sc	10	9	10	10	14	3	18	1	5	27	7	9
Sr	1390	1600	3300	1090	704	1090	861	2380	1260	1040	926	877
V	282	222	253	278	293	144	108	138	147	453	359	146
Zn	106	71	81	98	136	122	76	73	82	44	79	105
Zr	446	350	398	433	564	330	412	104	251	294	279	321
Ag	0,7	0,5	0,6	0,7	0,7	0,2	0,5	0,8	0,6	nd	nd	0,5
As	31	22	88	26	34	31	18	35	38	10	23	25
Be	14	10	12	13	16	15	10	15	11	9	15	12
Bi	1,1	0,4	2,1	0,5	1,6	2,4	2,0	2,5	2,0	nd	nd	1,4
Co	27	22	26	26	27	17	19	9	15	53	34	18
Cs	27	20	30	32	11	27	13	14	100	39	34	34
Ga	19	15	13	18	23	18	20	14	16	nd	nd	19
Nb	36	29	34	36	43	nd	29	25	40	16	43	34
Rb	527	378	317	704	72	nd	117	184	671	256	125	432
Sb	1,7	1,5	1,6	1,7	2,0	nd	1,6	2,1	2,5	2,1	2,3	1,7
Ta	1,8	1,4	1,7	1,8	2,2	nd	1,6	<1	1,9	1,0	1,0	1,6
Tl	0,25	0,06	0,34	0,10	4,99	nd	3,79	5,00	8,40	nd	nd	4,13
W	4,8	8,6	5,5	5,6	5,3	7,9	4,5	12,0	10,3	360	180	8,0
Y	43	33	39	41	47,5	35	32	20	24	25	28	40
Ce	456	341	411	440	545	511	383	315	390	160	370	359
Dy	11,1	8,4	10,0	10,5	12,8	7,1	8,1	5,1	5,9	5,1	5,6	7,9
Er	4,36	3,30	3,91	4,12	5,05	3,06	3,22	1,90	2,40	2,10	2,50	3,25
Eu	5,41	4,17	4,97	5,31	6,42	3,65	4,45	2,78	3,44	2,40	3,70	3,94
Gd	21,0	16,2	18,6	19,9	24,4	15,7	16,0	9,5	11,7	9,9	12,2	14,4
Hf	12,0	9,3	11,1	11,5	14,2	5,6	10,9	6,0	6,0	14,0	8,0	8,0
Ho	1,69	1,26	1,50	1,58	1,93	1,12	1,21	0,74	0,92	0,90	0,90	1,22
La	225	169	202	216	267	319	197	171	210	74,5	208	181
Lu	0,448	0,330	0,385	0,416	0,502	0,306	0,328	0,300	0,247	0,300	0,300	0,353
Nd	170	129	153	161	203	nd	140	89	115	78	126	121
Pr	44,1	32,7	38,8	41,3	51,4	nd	36,3	31,4	33,2	20,2	38,1	32,6
Sm	28,9	22,0	26,1	27,2	33,9	nd	22,9	10,5	16,4	14,7	18,2	20,0
Sn	7	5	6	8	7	nd	4	2	3	2	1	4
Tb	2,54	1,94	2,25	2,41	2,89	nd	1,90	1,10	1,40	1,10	1,40	1,78
Th	109	85	99	107	134	nd	107	73	100	25	84	89
Tm	0,584	0,438	0,521	0,553	0,661	0,353	0,435	0,300	0,322	0,300	0,300	0,452
U	16,3	16,9	18,3	13,8	22,7	12,0	5,1	77,2	12,1	7,0	8,4	5,9
Yb	3,37	2,57	3,02	3,27	3,94	2,29	2,54	1,80	1,90	1,90	1,90	2,67

7. - PETROLOGIA

I campioni intra-appenninici mostrano una variabilità chimica globale (tab. 5 e 6) legata essenzialmente a grosse variazioni nella perdita per calcinazione (LOI): infatti, durante il riscaldamento, il sistema non perde solamente l'acqua di cristallizzazione, lo S e il F, ma avviene anche la decomposizione del carbonato con notevole emissione di CO₂.

Dalle analisi effettuate, risulta che il magma parentale dei prodotti laziali-abruzzesi è molto ricco di CaO (≥ 15 wt.%), MgO (sempre > 10 wt.%, a partire da Mg# pari a 80) e alcali [(K₂O + Na₂O) in media pari a 10 wt.%, per i termini

con K₂O/(Na₂O - 2) = 1], ma povero di Al₂O₃ (10 wt.%) e SiO₂ (≤ 41 wt.%): il carattere chimico di questo magma è quindi ultrabásico e peralcalino [(Na+K)/Al at. ≥ 1], per cui questa associazione magmatica può essere definita “ultra-alcalina ultra-mafica” e non può essere confusa con nessun'altra nell'Italia centrale. Tale associazione è molto simile a quella kamafugitica presente in Umbria, la quale però ha un grado di sottosaturazione in silice maggiore che consente la cristallizzazione, ad esempio, della kalsilite come minerale fondamentale. L'unica roccia a kalsilite (kamafugitica) finora rinvenuta nell'Appennino Laziale-Abruzzese è un incluso lavico nei tufi della Grotta del Cervo (STOPPA *et alii*, 2002).

Tutti questi litotipi diversi presentano relazioni molto strette di chimismo e di assemblaggio mineralogico, ed essendo stati eruttati nello stesso ambiente tettonico, in epoca simile o addirittura dallo stesso centro vulcanico (co-eruttivi), sono da considerarsi anche generati da un magma parentale uguale per tutti (co-magmatici). Questo magma parentale è sicuramente ultramafico, peralcalino e ricco di carbonato. Infatti, le rocce più primitive tra le vulcaniti intra-appenniniche, olivin meliliti e carbonatiti, hanno un valore del rapporto $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ molto vicino a quello del mantello (circa 0.90) e comunque rientrano ampiamente nel limite minimo previsto per magmi che si formino in equilibrio con rocce mantelliche peridotitiche (costituite da olivina, clinopirosseno, ortopirosseno e spinello o granato), che è pari a 0.75. Questo significa che praticamente non hanno subito modificazioni chimiche importanti durante la risalita. Tutte le altre rocce presenti, foiditi e fonoliti, rappresentano invece quelle porzioni di magma che si sono evolute chimicamente a partire da quello più primitivo.

Essendo il chimismo delle vulcaniti intra-appenniniche molto peculiare, e peraltro spesso fortemente influenzato dai meccanismi di risalita magmatica, di eruzione e di deposizione, la loro classificazione e nomenclatura non può basarsi sui diagrammi tradizionalmente utilizzati per le rocce, quasi tutti costruiti per le più comuni rocce ignee di tipo granitico e basaltico. Infatti, nel classico diagramma TAS (*Total Alkali-Silica*; LE BAS *et alii*, 1986) si ottiene una dispersione dei punti del tutto priva di significato. Per classificare chimicamente le rocce cristallizzate da magmi ultra-alcalini, esistono diagrammi di variazione elementare specifici come quelli di SAHAMA (1974) o di FOLEY *et alii* (1987), o anche un criterio basato sul ricalcolo normativo C.I.P.W., cioè sul calcolo di assemblaggio mineralogico virtuale a partire dalla composizione della roccia totale.

Quando si calcola la composizione di una roccia in termini di minerali normativi secondo il metodo C.I.P.W., l'abbondanza di alcuni minerali "spia" come la larnite e la nefelina-leucite indica un chimismo di tipo kamafugitico. Per orientarsi terminologicamente con le associazioni mineralogiche (paragenesi) dei vari litotipi del presente studio, nell'Appendice III è riportata in forma sinottica la nomenclatura IUGS che copre la classificazione delle principali vulcaniti intra-appenniniche. Importante da sottolineare è che la specificità di questa famiglia di rocce è tale da richiedere l'utilizzo di criteri tassonomici speciali.

Non sempre però i diagrammi utilizzati permettono di rappresentare in modo esauriente la natura delle vulcaniti appenniniche, per cui è necessario eseguire un controllo incrociato petrologico-mineralogico. Questo consente di definire in modo più preciso il chimismo di ciascuna roc-

cia in esame. Per esempio la presenza di calcite ignea, quando supera il 50% in volume della roccia, trasforma la roccia, tassonomicamente, in una carbonatite. Per le rocce ricche di carbonato si adottano criteri classificativi specifici e distinti da quelli utilizzati per le rocce silicatiche. Per cui quando queste due tipologie di rocce assai diverse chimicamente si rinvenivano strettamente associate in affioramento, vengono rappresentate graficamente su diagrammi diversi.

Il nesso genetico tra magmi carbonatitici e magmi silicatici, infatti, si basa su processi più complessi di quelli rappresentabili in un solo diagramma. Fenomeni quali l'immiscibilità tra liquidi carbonatitici e kamafugitici (fig. 16), possono produrre le caratteristiche geologiche e tessiturali osservate nelle rocce in esame. Infatti, su tale processo si fonda il modello genetico per le rocce dell'Umbria e del Vulture (STOPPA & PRINCIPE, 1998; STOPPA & CUNDARI, 1998).

Un'ulteriore complicazione nello studio delle rocce carbonatitiche e silicatiche ad esse associate è la variazione della composizione e del rapporto quantitativo tra frazione carbonatitica e silicatica.

Queste caratteristiche sono largamente influenzate dalle modalità di risalita del magma e dalle modalità di eruzione, che modificano le componenti fisiche del sistema mediante la sele-

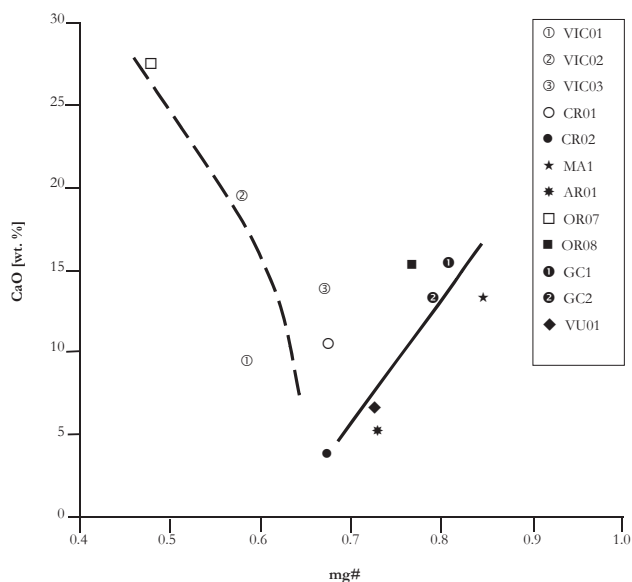


Fig. 16 - Diagramma composizionale CaO (wt. %) contro Mg# [= $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ (at.)] dei litotipi vulcanici dell'Appennino centrale. Si notano due tendenze evolutive: quella "carbonatitica" (linea tratteggiata), nettamente più calcica, in direzione opposta rispetto a quella "kamafugitica" (linea continua), nettamente più magnesica. Un chiaro esempio della bimodalità dei magmi appenninici, pienamente rispettata in assenza di inclusi mantellici.

- CaO (wt. %) versus Mg# [= $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ (at.)] compositional diagram of rock-types from the Central Apennines. Two evolution trends are recognizable: the "carbonatitic trend" (dashed line), definitely more Ca-rich, in opposite direction compared to the "kamafugitic trend" (full line), definitely more Mg-rich. A clear example of the bimodality of the Apenninic magmas, fully observed in absence of mantle debris.

zione operata sui piroclasti dagli agenti di trasporto. Ciò spiega le difficoltà oggettive nello studio di queste rocce per la maggior parte dei non specialisti.

Esistono anche complicazioni dovute a fattori evolutivi propri del magma stesso. Per esempio, molti tufi intra-appenninici laziali e abruzzesi contengono cristalli perfetti e isolati di K-feldspato: ciò indica un liquido cristallizzante leggermente più saturo in SiO_2 e quindi probabilmente più evoluto. Infatti, la presenza di K-feldspato sposta la composizione di queste rocce verso quella di fonoliti peralcaline, molto ricche in elementi leggeri a largo raggio ionico (LILE) e terre rare leggere (LREE) e forse anche in elementi ancor più leggeri quali ad esempio il boro.

8. - GEOCHIMICA DEGLI ELEMENTI IN TRACCIA

Gli elementi in traccia sono quelli presenti in quantità inferiore allo 0.1% in peso della roccia totale. Nelle rocce in studio, tuttavia, molti elementi che comunemente si rinvenivano in traccia nella maggior parte delle altre rocce, raggiungono concentrazioni molto maggiori dello 0.1 wt. %.

Quindi, nel presente lavoro ci si concentra piuttosto nel descrivere il comportamento geochimico di questi elementi come "traccianti" dei processi che portano alla formazione del magma nella sorgente, alla sua evoluzione chimico-fisica durante la risalita verso la superficie e il conseguente raffreddamento.

I magmi carbonatitici e ultrapotassici contengono inizialmente, e concentrano ulteriormente durante la cristallizzazione frazionata, elevate quantità di elementi leggeri a largo raggio ionico (LILE) come K, Rb, Cs (alcali) e Ba, Sr, Pb^{2+} ed Eu^{2+} . Per contro essi frazionano, cioè impoveriscono o concentrano separatamente, gli elementi ad alta energia di campo (HFSE). Questo meccanismo molto particolare determina dei rapporti elevati di $\text{HFSE}^{3+,4+}$, a grande raggio ionico, rispetto ai $\text{HFSE}^{4+,5+}$, a piccolo raggio ionico: ne conseguono elevati valori del rapporto $(\text{La, Ce, Eu}^{3+}, \text{Zr, Th, U}) / (\text{Ti, Ta, Nb})$. Questo fenomeno è stato osservato nelle rocce ultrapotassiche e carbonatitiche in varie parti del mondo ed è appunto una conseguenza dell'abbondanza di LILE nel magma.

Dal punto di vista degli elementi in tracce, tutte le rocce appenniniche sono molto simili indipendentemente se siano ad affinità carbonatitica o melilititica. Questo perché, essendo comunque rocce piuttosto primitive, gli elementi in tracce non subiscono molti frazionamenti rispetto al magma parentale. Nei cosiddetti diagrammi "spider" (figg. 17, 18), è possibile sia confrontare

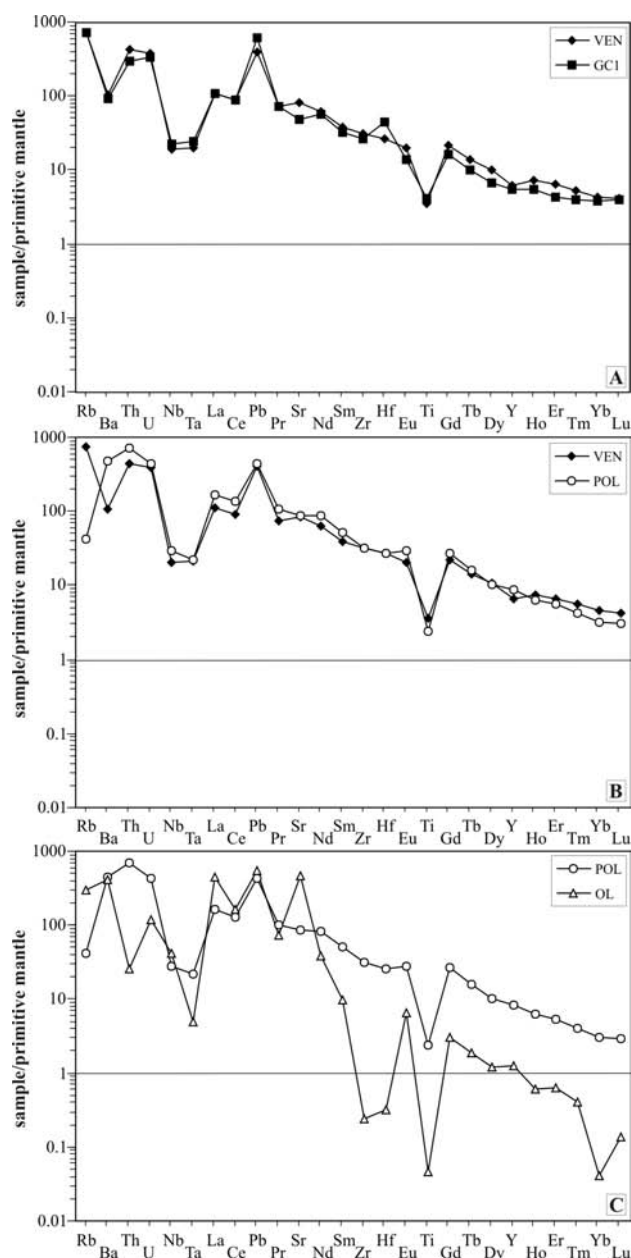


Fig. 17 - Diagrammi chimici relativi agli elementi in traccia contenuti nelle rocce ad affinità kamafugitica e carbonatitica dell'Appennino centrale. Le concentrazioni degli elementi in traccia nelle analisi di roccia totale sono normalizzate rispetto al mantello primitivo (secondo SUN & MC DONOUGH, 1989).

A) Le rocce kamafugitiche di San Venanzo (VEN) e Grotta del Cervo (GC1) hanno tenori e distribuzione relativa di elementi in traccia pressoché identici. Da notare le forti anomalie negative per Nb, Ta, Ti e le leggere anomalie per Zr e Hf.

B) Anche la kamafugite di San Venanzo (VEN) e la carbonatite di Polino (POL) possiedono contenuti e distribuzione relativa di elementi in tracce quasi identici.

C) La carbonatite di Polino (POL) paragonata alla natrocarbonatite dell'Oldoinyo Lengai (OL) (East African Rift) presenta un arricchimento più marcato in elementi in traccia. In particolare, il pattern della natrocarbonatite presenta anomalie fortemente negative per Nb, Ta, Zr, Hf, e Ti.

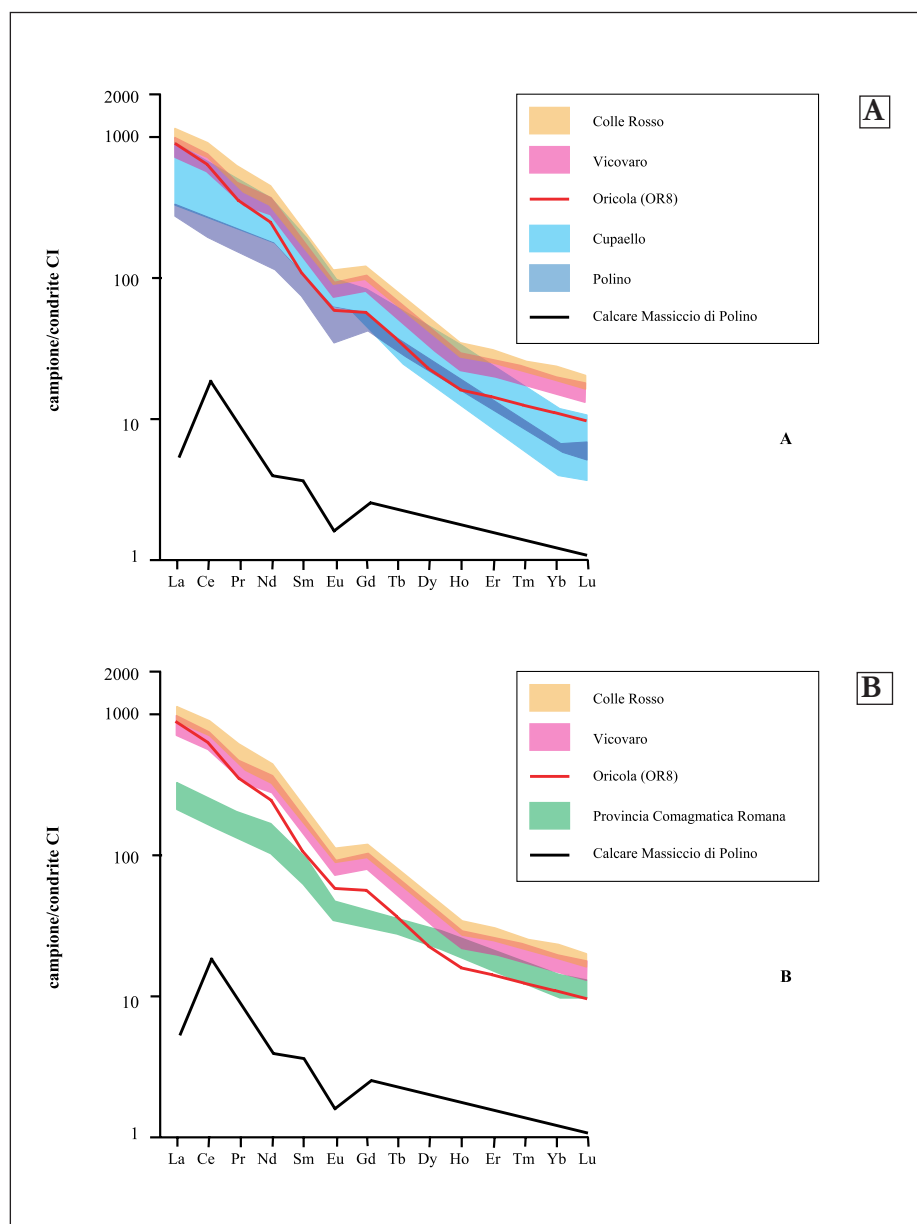


Fig. 18 - Diagrammi chimici relativi ai contenuti in terre rare dei principali litotipi vulcanici dell'Appennino centrale. I tenori in REE delle rocce ignee sono normalizzati rispetto alla condrite CI (secondo SUN & MC DONOUGH, 1989). Si noti come le rocce vulcaniche dell'Appennino Laziale-Abruzzese raggiungano concentrazioni in REE più elevate rispetto a molte delle rocce ignee dell'Umbria (A), e ancor di più rispetto a quelle della Provincia Romana (B) (dati da CIVETTA *et alii*, 1989). Questi valori, inoltre, risultano notevolmente superiori rispetto a quelli misurati nel Calcare Massiccio di Polino, di origine sedimentaria. Occorre considerare che la scala delle ordinate è espressa in \log_{10} per cui una piccola variazione di posizione in senso verticale nel diagramma costituisce in realtà una grande variazione di concentrazione nelle rocce, e quindi una considerevole differenziazione in senso evolutivo.

- Chemical diagrams relative to the rare earth contents of the main volcanic rock-types of the Central Apennines. The REE contents of the igneous rocks are normalized to the CI chondrite (after SUN & MC DONOUGH, 1989). It has to be noted that the volcanic rocks of the Latium-Abruzzi Apennines reach REE concentrations higher than many igneous rocks of the Umbria (A), and even higher than those of the Roman Province (B) (data from da CIVETTA *et alii*, 1989). Moreover, these values are remarkably higher than values measured on the Polino Massiccio Lime-stone, which has a sedimentary origin. The axis of ordinates is expressed as \log_{10} , so that in the diagram a small variation in vertical position corresponds to a wide variation of concentration in the rocks, and therefore to a remarkable evolutionary differentiation.

TAB. 7 - Analisi degli isotopi di stronzio e neodimio eseguite su campioni in toto dell'Appennino Laziale-Abruzzese. - Strontium and neodimium isotope analyses of the whole-samples from the Latium-Abruzzi Apennines.

area	litotipi	campioni	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Lazio - Abruzzo	Vicovaro	5	0,71066 – 0,71074	0,51204 – 0,51209
	Colle Rosso	5	0,71055 – 0,71069	0,51208 – 0,51211
	Arsoli	5	0,71159 – 0,71168	n.a.
	Oricola	7	0,71062 – 0,71072	0,51204 – 0,51211
Albani	Villa Senni	5	0,71050 – 0,71058	0,51204 – 0,51215
	HKS	(*)	0,71024 – 0,71098	0,51220 – 0,51229
Umbria	Cupaello (lava); S. Venanzo (pegmatoidi)	(**)	0,71007 – 0,71058	0,51188 – 0,51207
	Cupaello (tufo); S. Venanzo (lava, tuffisite); Polino	(**)	0,71057 – 0,71193	0,51200 – 0,51209

(*) dati da RADICATI DI BROZOLO *et alii* (1981); FERRARA *et alii* (1985); (**) dati da CASTORINA *et alii* (2000).

l'arricchimento in elementi in traccia di queste rocce rispetto al mantello terrestre da cui derivano, sia confrontare le differenze esistenti tra i diversi litotipi. In figura 17 (A e B), in cui viene preso come riferimento il mantello, la carbonatite di Polino e le kamafigiti di San Venanzo e Grotta del Cervo non presentano differenze sostanziali: ciò dimostra che sono co-magmatiche, per cui derivano da una stessa sorgente e si sono formate allo stesso modo. Questo fatto non solo testimonia l'origine ignea del carbonato in queste rocce, ma anche che kamafigiti e carbonatiti sono due litotipi chimicamente complementari.

La geochimica degli elementi in tracce consente anche di risolvere un altro problema geochimico apparente. Bassi contenuti di Ti, Nb e Ta si ritrovano anche in rocce che, a differenza delle carbonatiti e kamafigiti, si rinvengono in ambienti geodinamici associati a subduzione, cioè non zone continentali stabili o in estensione bensì aree in forte compressione. È opinione di diversi studiosi che trovare bassi valori di Ti, Nb e Ta equivalga a classificare le rocce che li contengono come associate alla subduzione, ma questo assunto non è generalizzabile, come si può vedere dalla figura 17(C). Infatti, le rocce carbonatitico-alcaline (natrocarbonatiti) del vulcano Oldoinio Lengai, che si trova in Tanzania in una zona di estensione continentale, presentano una chiara anomalia negativa di Ti, Nb e Ta, così come altre rocce associate a rift continentali in Paraguay e Australia. La spiegazione di ciò risiede nel fatto che questo particolare frazionamento nelle rocce carbonatitiche e ultrapotassiche deriva da fenomeni petrogenetici e non dal contesto tettonico.

Un dato estremamente importante per capire la controversa geologia dell'Italia.

9. - GEOCHIMICA ISOTOPICA

I risultati delle determinazioni isotopiche dello stronzio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e del neodimio ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), effettuate sui principali litotipi che

costituiscono gli affioramenti di Vicovaro, Colle Rosso, Arsoli e Oricola, opportunamente selezionati e analizzati in toto, sono riportati nella tabella 7.

Nonostante la variabilità di composizione chimica globale che caratterizza le vulcaniti in ciascuna delle località del presente studio, i dati isotopici dello stronzio relativi ad ogni singola località risultano compresi entro un intervallo piuttosto ristretto. Ciò consente di effettuare delle correlazioni significative. I tufi grigi di Oricola e le pozzolane nere di Vicovaro forniscono valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ simili tra loro. I tufi di Colle Rosso risultano invece assimilabili isotopicamente ai tufi di Villa Senni dei Colli Albani. Per quanto riguarda le pomice di Arsoli, il grado di argillificazione dei campioni può spiegare gli elevati valori misurati del rapporto isotopico dello stronzio. Infatti, durante i processi di alterazione il rubidio può essere trattenuto nei minerali secondari (ad esempio, minerali argillosi derivanti dall'alterazione almirolitica del vetro vulcanico o di fasi feldspatiche), mentre lo stronzio può essere rimosso dal sistema e asportato ad opera degli stessi fluidi responsabili dei processi di alterazione. Il risultato di questo processo è la formazione di un prodotto arricchito in rubidio e impoverito in stronzio, per cui il decadimento radioattivo del rubidio-87 in stronzio-87 (Sr radiogenico) potrebbe essere responsabile degli elevati valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ delle pomice di Arsoli.

Così come nel caso dello stronzio, anche per i rapporti isotopici del neodimio si osserva una notevole omogeneità dei valori misurati nell'ambito di una stessa località, con una generale uniformità dei contenuti isotopici di questo elemento tra i vari affioramenti dell'Appennino Laziale-Abruzzese.

Sono state eseguite determinazioni isotopiche dello stronzio anche su singole fasi mineralogiche separate dai tufi grigi di Oricola, i cui risultati sono riportati nella tabella 8.

I clinopirosseni presentano rapporti isotopici uniformi e molto simili a quelli della roccia in

TAB. 8 - *Analisi degli isotopi di stronzio eseguite su fasi mineralogiche separate dai tufi grigi di Oricola.*
- Strontium isotope analyses of mineral phases separated from the Oricola grey tuffs.

minerali	campioni	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
clinopirosseno	10	0,71069 - 0,71071	n.a.
K-feldspato	10	(misurato) 0,71079 - 0,71081	n.a.
		(iniziale) 0,71078 - 0,71079	n.a.
apatite	3	0,71066 - 0,71074	n.a.
calcite nei lapilli	2	0,71071 - 0,71073	0,51206 - 0,51208

toto, suggerendo un elevato grado di equilibrio isotopico col magma da cui hanno cristallizzato.

Inoltre, poiché i pirosseni di regola non contengono rubidio e non concentrano stronzio, le loro caratteristiche isotopiche risultano molto vicine a quelle iniziali del fuso da cui si sono separati.

La composizione isotopica dello stronzio misurata nei sanidini rivela piccole differenze rispetto a quella della roccia in toto: ciò è dovuto al fatto che la concentrazione di rubidio in questa fase mineralogica è piuttosto elevata. Tuttavia è possibile, mediante alcune procedure di calcolo, risalire ai valori dei rapporti isotopici iniziali dei sanidini: essi risultano del tutto confrontabili con quelli globali dei tufi grigi.

Anche per l'apatite, l'omogeneità dei tenori in stronzio radiogenico misurati e la loro corrispondenza con quelli della roccia in toto riflettono una probabile condizione di equilibrio isotopico con il magma.

Sono stati esaminati anche due campioni di calcite microcristallina estratta per via chimica da alcuni lapilli prelevati all'interno dei tufi grigi di Oricola. Queste calciti, assai ricche in stronzio, hanno fornito valori dei rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del tutto confrontabili con quelli ottenuti sulle altre fasi minerali e sulle rocce in toto, indicando un sostanziale equilibrio tra carbonato e fasi silicatiche. Inoltre, i valori dei rapporti isotopici delle Sr misurati cadono in un intervallo composizionale molto lontano da quello possibile per un carbonato di origine sedimentaria: infatti, i valori per i carbonati sedimentari della zona di Oricola e per i clasti carbonatici presenti nei tufi grigi, strappati alle rocce circostanti durante la risalita del magma, sono compresi tra 0,70780 e 0,70880. Dunque, la calcite dei lapilli analizzata risulta avere origine ignea anche dal punto di vista del contenuto in isotopi radiogenici.

I dati sopra esposti consentono di ipotizzare una provenienza dei magmi da un processo di fusione parziale di una stessa sorgente e permettono di escludere che si siano verificati fenomeni

di contaminazione tali da modificare i parametri geochimico-isotopici dei materiali eruttati.

Considerato quanto noto finora per il vulcanismo alcalino-potassico quaternario dell'Italia centrale, l'unica ipotesi che può essere avanzata è che la sorgente comune di tale magmatismo sia da ricondurre ad un mantello arricchito in potassio e in tutti quegli elementi definiti "incompatibili", quali ad esempio Rb, Ba, Th, U, ecc. Un diverso grado di fusione parziale di tale mantello sarebbe responsabile delle differenze osservate nella composizione isotopica dello stronzio in ciascun affioramento, mentre non sarebbe in grado di modificare quella del neodimio.

10. - GEOCRONOLOGIA

In considerazione della natura peculiare delle vulcaniti intra-appenniniche, notoriamente ricche in rubidio, è stata effettuata una determinazione dell'età dei tufi grigi di Oricola ricorrendo al metodo Rb-Sr, già applicato da RADICATI DI BROZOLO *et alii* (1981) per la determinazione dell'età del tufo di Villa Senni dei Colli Albani.

Nell'applicazione di questo metodo, detto "isocrona interna" o "isocrona dei minerali" (LUDWING, 1994), i dati relativi alla roccia in toto sono stati correlati con quelli derivanti dalle fasi mineralogiche più ricche in rubidio presenti in essa (leucite, apatite, sanidino e flogopite): i risultati analitici sono riportati nella tabella 9.

L'età ottenuta col metodo Rb/Sr è pari a $0,540 \pm 0,021$ Ma: essa risulta assai prossima al valore di 0,531 Ma, ottenuto da BOSI *et alii* (1991) applicando il metodo di datazione radiometrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sui sanidini delle vulcaniti di Oricola.

Dunque, viene confermata per il vulcanismo della Conca di Carsoli un'età di poco superiore al mezzo milione di anni.

Questa età risulta molto prossima a quella che segna l'inizio dell'attività precalderica dei Colli Albani (VOLTAGGIO & BARBIERI, 1995) ed è non dissimile da quella di alcune vulcaniti dell'Umbria (STOPPA & VILLA, 1991). Tuttavia, i prodotti lavi-

TAB. 9 - *Determinazione dell'età dei tufi grigi di Oricola mediante il metodo Rb-Sr, utilizzando i dati isotopici relativi alla roccia in toto e alle fasi mineralogiche più ricche in rubidio contenute in essa.*

- Age determination of the Oricola grey tuffs by the Rb-Sr method, performed using the isotope data of the whole-rock and Rb-rich mineral phases.

campioni	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	+/- 2 sigma
roccia in toto	650	700	2,68	0,71070	0,00002
apatite	assente	13000	-	0,71068	0,00002
K-feldspato	1000	750	3,62	0,71071	0,00002
leucite	1500	2	2,171	0,72333	0,00050
biotite	800	5	468	0,71427	0,00002

ci del vulcanismo dei Colli Albani (Vallerano, Acqua Acetosa, San Procula, ecc.) aventi età confrontabile con quella delle vulcaniti di Oricola, possiedono rapporti isotopici significativamente più bassi ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7104-0,7105$) rispetto a queste ultime. Al contrario, i prodotti piroclastici umbri coevi con le vulcaniti di Oricola presentano valori di rapporto isotopico dello stronzio del tutto confrontabili con esse.

11. - CORRELAZIONI CON ALTRE AREE VULCANICHE

A sostegno dei dati stratigrafici e vulcanologici, il chimismo dei prodotti vulcanici esaminati fornisce un buon "ponte" su base geochemica tra le composizioni dei prodotti dei grandi apparati vulcanici peri-tirrenici e quelle dei prodotti dei centri vulcanici dell'Umbria e del Monte Vulture in Lucania. Il vulcanismo appenninico è infatti ben distinguibile da quello della Provincia Romana, che comprende i distretti Vulsino, Vicano, Sabatino e Albano (fig. 18). Ai grandi vulcani dell'area peri-tirrenica, che hanno eruttato imponenti volumi di magma e sono stati in attività per lunghi periodi di tempo, si contrappongono i piccoli vulcani formati nei bacini distensivi intermontani che sono monogenici, cioè riconducibili ad un'unica eruzione locale. Inoltre, i grandi apparati peri-tirrenici sono caratterizzati da rocce ricche in alluminio e meno sottosature in silice, mentre gli apparati intra-appenninici hanno eruttato prodotti molto sottosaturi in silice, mafici-ultramafici e peralcalini. Esistono poi alcune importanti differenze mineralogiche come l'abbondanza di plagioclasio in molti prodotti vulcanici della Provincia Romana, minerale accessorio o assente nelle vulcaniti intra-appenniniche.

Inoltre, gli apparati peri-tirrenici si trovano collocati in un ambiente tettonico caratterizzato da un'intensa estensione con una crosta e una litosfera particolarmente assottigliate. Invece, le caratteristiche tettoniche dell'area appenninica laziale-abruzzese sono del tutto simili a quelle dell'area umbra meridionale, ove esistono numerosi centri, e abbastanza simili a quelle dell'area lucana nord-occidentale, dove sorge il complesso vulcanico del Vulture. Infatti, tutti questi settori della catena appenninica sono caratterizzati da una litosfera di spessore normale, in progressivo assottigliamento, con presenza di piccole o medie depressioni tettoniche crostali e forti terremoti dovuti appunto a tettonica prevalentemente distensiva o transtensiva.

Quindi, dal punto di vista del magmatismo quaternario, e più in generale dell'evoluzione geodinamica recente dell'Appennino centrale, il set-

tore Laziale-Abruzzese riveste un'importanza almeno pari al settore Umbro, il quale però è stato oggetto di studi approfonditi già da molti anni (STOPPA & LAVECCHIA, 1992).

All'interno di questa uniformità generale, esistono comunque alcune differenze geologiche e chimiche tra i vari affioramenti laziali-abruzzesi, e tra questi e gli affioramenti umbri e lucani, che si correlano presumibilmente con diverse fasi tectono-magmatiche susseguite in tempi geologicamente recenti all'interno della catena appenninica.

Ogni affioramento analizzato possiede quindi delle peculiarità che consentono di caratterizzarlo rispetto a tutti gli altri, e che sono il riflesso dell'influenza di condizioni locali sui meccanismi petrogenetici ed eruttivi generali.

12. - MINERALI RARI E POTENZIALI RISORSE MINERARIE

Tralasciando per ragioni di sintesi i sia pur rarissimi e importanti minerali di origine tardo-magmatica e idrotermale (fig. 19), che nelle rocce ombre formano un corteggio veramente unico (CAPITANIO & WHEELER, 2004), è necessario soffermarsi su quelli di alta temperatura, interessanti sia per la rarità sia per i potenziali economici.

La possibile presenza di liquidi residuali assai evoluti in senso peralcalino spiega il formarsi di minerali molto rari come:

Zr-cuspidina: $\text{ZrCa}_4(\text{F,OH})_2\text{Si}_2\text{O}_7$;
götzenite: $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Zr, Ti})\text{Si}_2\text{O}_7(\text{O, OH, F})_2$;
delhayelite: $\text{Ca}_4(\text{Na}_3, \text{Ca})\text{K}_7(\text{Si}_{14}, \text{Al}_2)\text{O}_{38}\text{Cl}_2\text{F}_4$;
rhodesite: $\text{HKCa}_2\text{Si}_8\text{O}_{19} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$;
khibinskitite: $\text{K}_2\text{ZrSi}_2\text{O}_7$.

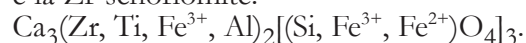
Questi ritrovamenti sono abbastanza comuni nelle rocce ombre (SHARYGIN *et alii*, 1996; STOPPA *et alii*, 1997) mentre richiedono uno studio specifico non ancora effettuato in quelle abruzzesi.

Altri minerali non silicatici che si trovano in queste rocce e sono tipici di magmi peralcalini sono la westerveldite: $(\text{Fe, Ni, Co})\text{As}$, e la bartonite: $\text{K}_3\text{Fe}^{2+}_{10}\text{S}_{14}$.

Tra i minerali non silicatici merita particolare attenzione la Th-perovskite, che potrebbe rappresentare un potenziale ospite di grandi quantità di torio e uranio (CHAKMOURADIAN & MITCHELL, 2000): le vulcaniti abruzzesi sono molto ricche in Th e U, ancora di più di quelle ombre, ed è facile immaginare che ulteriori studi porteranno alla conferma della presenza di Th-perovskite o di altre fasi di alta temperatura contenenti torio e uranio.

Inoltre, minerali tipici delle rocce ad affinità kamafugitico-carbonatitica ombre sono la serie dei granati di Zr-Ti, la kimzeyite: $\text{Ca}_3(\text{Zr, Ti})_2(\text{Si, Al, Fe}^{3+})_3\text{O}_{12}$;

e la Zr-schorlomite:



Oltre a rivestire un grande interesse scientifico, come già detto in precedenza, queste fasi sono importanti veicoli di elementi assai ricercati quali titanio e zirconio.

Non rivestono carattere di eccezionalità, sebbene siano tipici, i fosfati di LREE presenti ad Oricola e alla Grotta del Cervo.

Un minerale non raro ma importante per il potenziale economico, inoltre, è la wollastonite, ampiamente usata nell'industria delle vernici e delle porcellane.

13. - VALORIZZAZIONE DEI SITI

Gli affioramenti vulcanici dell'Appennino centrale possono costituire una risorsa economica se adeguatamente compresi, recuperati e valorizzati ai fini didattici, culturali e turistici. Infatti, le dimensioni ridotte e la morfologia spesso accidentata degli affioramenti li rendono molto più adatti ad una valorizzazione come geositi piuttosto che come aree industriali o residenziali.

Certamente, si tratta di "oggetti" geologici scientificamente preziosi che l'attività antropica rischia di far scomparire molto più rapidamente di quanto non facciano i fenomeni di degradazione naturali.

Sono ambienti unici che, a causa della particolare morfologia e del chimismo dei suoli, ospitano biotopi con frequenti endemismi botanici. Si tratta di vere palestre geologico-naturalistiche

all'aria aperta, spesso ubicate in scenografie del nostro Appennino fatte di panorami idilliaci e borghi ricchi d'arte e tradizioni (ROSATELLI & STOPPA, 2004; SFORNA, 2004).

Sebbene per molti degli affioramenti la collocazione geografica sia remota al pari di quella petrologica, nondimeno una forte attrazione tra l'uomo e queste "luccicanti" rocce ha fatto sì che qualche insediamento sia sorto sui con vulcanici e più di una cava sia stata aperta per estrarre pozzolane, con conseguente uso-abuso, cui è succeduto in ultimo il destino di discarica. È preoccupante il fatto che le colate laviche di San Venanzo e Cupaello, costituite da rocce uniche al mondo, siano state utilizzate per fare rilevati ferroviari e stradali.

È altresì vero che l'attività estrattiva ha pure aperto tagli artificiali che rivelano strutture interne altrimenti nascoste, creando i presupposti per un recupero anche ai fini didattici e culturali, oltre che ambientali, come nel caso, per il momento rimasto unico, di San Venanzo (fig. 20).

Un altro aspetto di questi affioramenti è l'interesse collezionistico, anche questo allo stesso tempo fonte di gioie e dolori per i geofili.

Se la fama e la presenza di mineralizzazioni rare e belle attira numerosi conoscitori, un prelievo selvaggio e indiscriminato non solo deturpa e distrugge gli affioramenti, ma pure disperde materiale prezioso.

Tuttavia, un prelievo controllato e monitorato può portare introiti agli Enti di gestione territoriale e informazione oltre che cultura a più vasti strati di amatori delle Scienze della Terra.

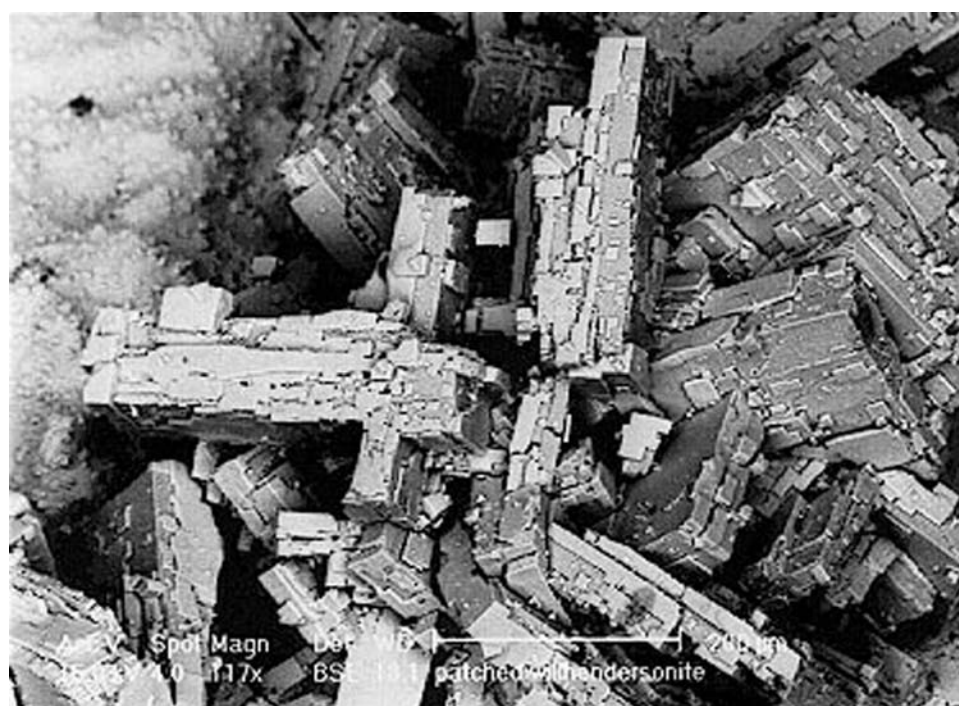


Fig. 19 - Mineralizzazioni rare dell'area umbra.

A Colle Fabbri, tra altre specie mineralogiche di pregio, si rinviene la willhendersonite. Si tratta di un silicato (famiglia delle zeoliti), i cui cristalli tabulari (pseudomonoclini) formano tipici geminati "a graticcio", costituiti da tre individui compenetrati l'uno nell'altro in direzioni ortogonali. Quello di Colle Fabbri rappresenta il terzo ritrovamento mondiale di willhendersonite.

Immagine ottenuta tramite elettroni retrodiffusi (*back scattered electrons*: BSE) al microscopio elettronico a scansione (SEM).

- *Rare mineralizations in the Umbria.*

At Colle Fabbri, willhendersonite has been found among other mineral species of interest. It is a silicate (zeolite family), of which the tabular (pseudomonoclinic) crystals form typical "sieve" twins, built up by three individuals interpenetrated along orthogonal directions. The Colle Fabbri finding of willhendersonite has been the third one in the world.

Image obtained via back scattered electrons (BSE) by means of a scanning electron microscope (SEM).

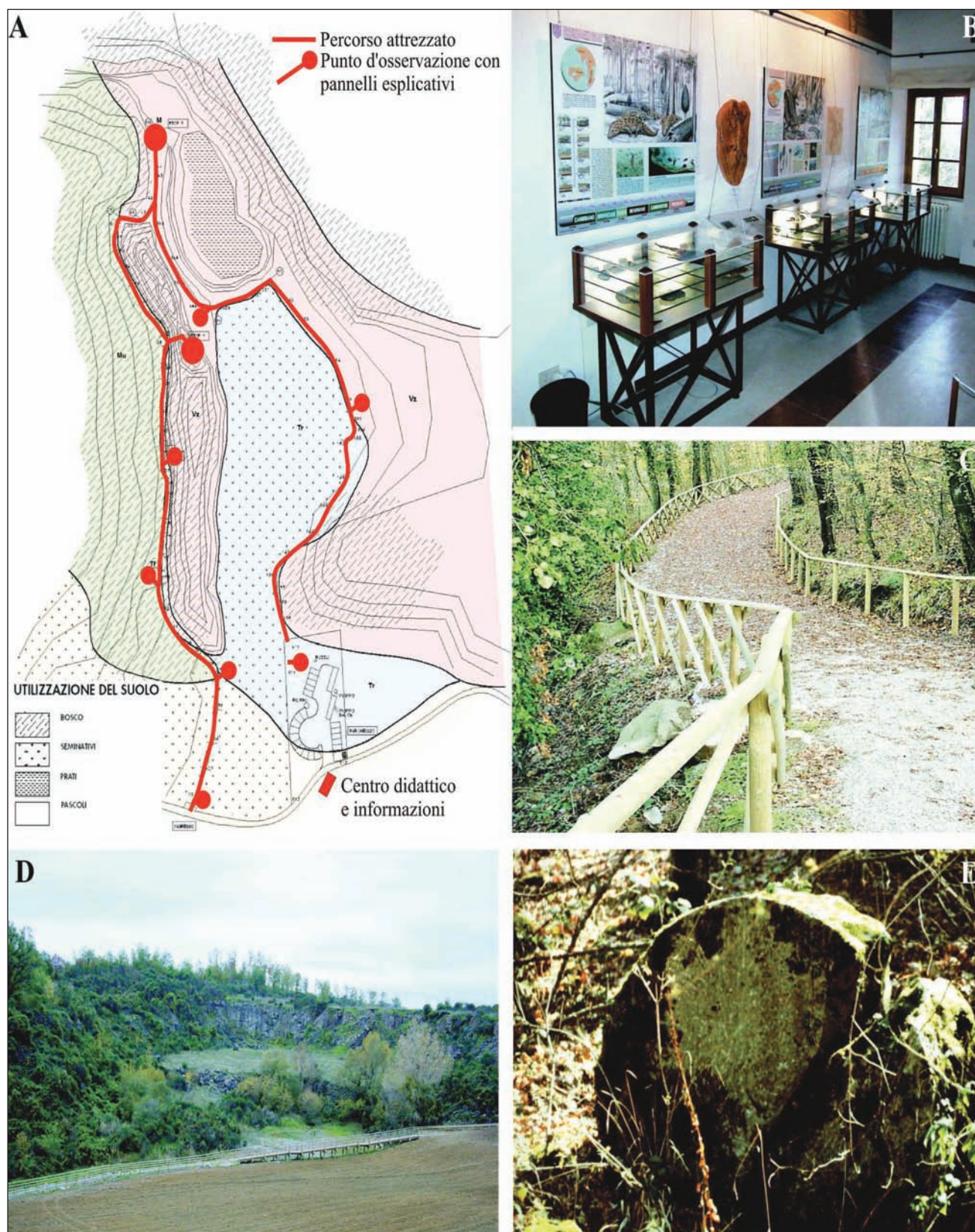


Fig. 20 - Geoparco di San Venanzo.

- A) Planimetria del percorso naturalistico attraverso la colata lavica di "venanzite".
 B) Interno del Centro di Accoglienza del Geoparco di San Venanzo.
 C) e D) Dettagli della passerella in legno usata per rendere accessibili gli affioramenti.
 E) Mola da macina in "venanzite" esposta in una piccola cava medievale lungo il percorso.
 - The San Venanzo Geopark.
- A) Planimetry of the naturalistic pathway across the lavic flow of "venanzite".
 B) Interior of the Reception center of the San Venanzo Geopark.
 C) and D) Details of the wooden foot-bridge used to make the outcrops accessible.
 E) Millstone in "venanzite" exposed in a small medieval quarry along the path.

Si possono organizzare laboratori all'aria aperta e collezioni didattiche per le scuole ed i giovani. Uno stimolo alla conservazione tramite la conoscenza e la valorizzazione.

14. - RISCHIO VULCANICO

Gli studi e le ricerche riassunti nel presente lavoro risultano sicuramente importanti anche per gli aspetti relativi al rischio vulcanico. Si tratta di un argomento complesso, in quanto è stato ipotizzato che i magmi parentali del vulcanismo intra-appenninico si formino a centinaia di chilometri di profondità e possano attraversare, risalendo, l'intera litosfera in tempi di poche ore (STOPPA *et alii*, 2003b). Nessun preavviso dunque? Nessun segno premonitore? Una domanda a cui è necessario dare presto una risposta. Un ottimo motivo per considerare le informazioni geologi-

che connesse con la presenza di numerosissimi affioramenti di vulcaniti in Appennino centrale con più attenzione, perché nessuno può, in coscienza, liquidare sbrigativamente come non rilevante qualcosa da cui possono derivare non solo preziose informazioni scientifiche e utili risorse economiche, ma anche situazioni di potenziale rischio. Inoltre, questo tipo di magmatismo tende a formare anche un corteggio a vulcani del tipo di quello dei Colli Albani, i quali hanno originato *maar* anche a molti chilometri di distanza dai centri eruttivi principali.

È bene non fidarsi esclusivamente della memoria umana. Per alcune eruzioni del Vesuvio e dell'Etna esiste un'ampia mole di cronache d'epoca, tra cui le registrazioni delle uscite della statua di San Gennaro o Sant'Agata, nel caso delle eruzioni che maggiormente minacciarono la popolazione (fig. 21). Dal punto di vista del rischio vulcanico, non si possono paragonare le aree vulca-



Fig. 21 - Antica stampa raffigurante l'apparizione di San Gennaro durante la catastrofica eruzione del Vesuvio nel 1631. Le colate laviche che sembrano scaturire dall'edificio vulcanico ed investono gli abitati della zona costiera sono in realtà flussi piroclastici, dato che l'eruzione non produsse lave. Le nuvole di fumo che si levano dagli abitati indicano la distruzione degli stessi.

- Ancient print representing the apparition of San Gennaro during the catastrophic eruption of Vesuvius in 1631. The lava flows that seem to spread from the volcanic edifice and collide with the coastal villages actually are pyroclastic flows, as the eruption did not produce any lava flows. The smoke-clouds rising from the villages testify their destruction.

niche intra-appenniniche con le aree di vulcanismo attivo del Somma-Vesuvio e dell'Etna. Al Vesuvio gli abitanti hanno imparato a convivere con i fenomeni vulcanici per almeno trecento anni a partire dall'eruzione del 1631. Tuttavia, che l'evoluzione delle fenomenologie vulcaniche non sia stata compresa appieno dagli abitanti dell'area vesuviana, e spesso interpretata con meccanismi fantasiosi, è un fatto incontrovertibile. A maggior ragione, questo fatto potrebbe essersi verificato in aree, come l'Appennino, nelle quali i fenomeni vulcanici sono stati sporadici. Non ci si stupisce, quindi, del fatto che cronache antiche e recenti di fenomeni interpretabili come manifestazioni associate al vulcanismo intra-appenninico, fuori dai centri eruttivi principali, siano state misconosciute e il loro significato non compreso appieno. Si parla di cronache romane, di eventi ai Colli Albani (FUNICIELLO *et alii*, 2002), apparato vulcanico per ora quiescente, ma critico per milioni di persone. Rilevanti sono però anche le testimonianze di eventi all'interno dell'Appennino sia da cronache classiche che da testimonianze più recenti (MARINELLI, 1995).

Ai fini della valutazione di un eventuale rischio vulcanico, tra le fenomenologie possibili nel caso di un nuovo ciclo di attività vulcanica in Appennino, vi sono: le eruzioni freatiche, dovute alla vaporizzazione di acquiferi più o meno profondi e/o alla destabilizzazione di campi geotermici; le esplosioni di gas, dovute a CO_2 e SO_2 di origine profonda presenti come falde in pressione; gli sciami sismici, derivanti dall'incipiente fratturazione della crosta per la spinta di volatili magmatici; le eruzioni magmatiche ricche di CO_2 , in grado di scavare profondi crateri e disperdere ondate turbolente di gas e materiali ad alta temperatura nelle zone circostanti.

Per ultimo sarà opportuno ricordare che, a causa dei condotti vulcanici e dei sistemi di fratture e di faglie che convogliano radon, che si aggiunge alla natura radioattiva delle rocce ignee in considerazione, l'uso residenziale dei siti vulcanici intra-appenninici o anche l'uso come materiali da costruzioni delle vulcaniti che li costituiscono è sconsigliabile. Infatti, nei seminterrati degli edifici costruiti su questi prodotti, si supera anche di dieci volte il limite massimo relativo alla radioattività ambientale ammissibile. Rispetto al problema radon dovrebbero essere avviate opere di ripristino ambientale per il risanamento di queste abitazioni, con particolare attenzione per gli edifici pubblici. Due siti sono più antropizzati e quindi particolarmente critici sotto questo aspetto: San Venanzo e Oricola. Per le altre zone non si hanno finora dati certi, per cui una campagna di monitoraggio delle emissioni di gas radon estesa ed articolata sarebbe perlomeno auspicabile.

15. - IL VULCANISMO INTRA-APPENNINICO E LE TEORIE SUL VULCANISMO A SCALA GLOBALE

Il vulcanismo intrappenninico si differenzia molto da quello normalmente associato ai margini delle placche. Innanzi tutto, esso è costituito da magmi assai ricchi in alcali e carbonio, due componenti che scarseggiano nel mantello astenosferico, e inoltre ha caratteristiche petro-mineralogiche tali da dover essere associato a un arricchimento molto peculiare della sorgente magmatica, la quale è testimoniata solo da poche altre famiglie di rocce come i lamprofiri e le kimberliti.

Dal punto di vista tectono-magmatico, occorre spiegare perché i magmi intrappenninici, associati a un ambiente geologico di margine di placca, siano invece più simili a magmi eruttati in zone stabili per miliardi di anni come il Sud Africa e l'Australia.

La Tettonica Globale, o Tettonica delle Placche, ha risposto a parecchi interrogativi sui vulcani. Tuttavia molte altre domande si pongono ai geologi, che si trovano a dover varcare una nuova frontiera dello studio del vulcanismo, quando questo viene applicato a fenomeni a grande scala.

Per alcune fenomenologie, infatti, è stata ipotizzata un'origine legata a processi geodinamici non previsti dal modello tradizionale della tettonica delle placche. Tra questi vi sono le interazioni tra nucleo e mantello, ipotizzate anche sulla base dei nuovi dati di esogeologia relativi ai fenomeni vulcanici osservati sui satelliti galileiani, su Marte e Venere. La teoria delle interazioni nucleo-mantello (SONG & RICHARDS, 1996) avanza l'ipotesi che il motore primo del vulcanismo non tragga origine dalla radioattività/calore del mantello superiore, bensì dalle forze gravitazionali che agiscono all'interfaccia tra nucleo e mantello inferiore. Il termine "vulcanismo" viene utilizzato, piuttosto che "magmatismo", per sottolineare l'estrema rapidità e attività del fenomeno, il quale sarebbe in grado di frammentare il magma già a grandi profondità. Le forze agenti sul limite nucleo-mantello lo deformerebbero attivamente mettendo in contatto, in qualche modo, la parte più profonda con la parte esterna del pianeta.

Conseguenza di ciò, nel passato, sarebbero stati importanti cambiamenti della composizione dell'atmosfera e della superficie dei pianeti.

Che l'intensificarsi del vulcanismo possa essere un fattore determinante nelle estinzioni di massa non è certamente un dato nuovo. Si è però obiettato che i grandi espandimenti basaltici, come il *plateau* del Deccan, non siano fenomeni sufficientemente catastrofici rispetto, per esempio, ad un impatto meteoritico. Tuttavia, secondo questa nuova ipotesi, il vulcanismo di origine pro-

fonda, latente per decine o centinaia di milioni di anni, potrebbe aver segnato catastroficamente il passaggio tra un'era geologica e l'altra. Si affaccia quindi la possibilità che alcuni dei famosi crateri ritenuti d'impatto, associati ad estinzioni di massa, possano invece essere interpretati come mega-diatremi capaci di immettere nell'atmosfera quantità enormi di CO₂ in un tempo geologicamente istantaneo (BRIDGES, 2004). Ciò spiegherebbe anche la nota anomalia di iridio trovata in corrispondenza del passaggio Cretaceo-Terziario, poiché l'iridio è abbondante nel nucleo terrestre. Tra una fase catastrofica e l'altra, il vulcanismo profondo, e quindi lo scambio tra le regioni profonde e quelle più superficiali del pianeta, sarebbe relativamente poco comune presentandosi sfumato, meno eclatante, spesso misterioso per gli studiosi anche a causa del fatto che nessun episodio si è manifestato in epoca storica.

16. - CONSIDERAZIONI FINALI

Lo studio delle vulcaniti affioranti nell'Appennino Laziale-Abruzzese non solo ha ridotto un vuoto geografico esistente tra gli affioramenti

dell'Umbria e del Vulture, consentendo di individuare una provincia magmatica molto ben localizzata, ma ha colmato anche un vuoto culturale secondo cui ogni deposito vulcanico interno all'Appennino centrale era interpretato come tufo distale prodotto dai vulcani della Provincia Romana.

È stato possibile identificare nuovi centri vulcanici autoctoni i cui prodotti costituiscono nuovi litotipi ultra-alcalini mafici. Si sono individuati criteri sia mineralogici che geochimici utili per discriminare i prodotti vulcanici intra-appenninici dai prodotti provenienti dai centri peri-tirrenici.

Si è evidenziata la presenza di mineralizzazioni rare, ma potenzialmente utili. Inoltre, gli affioramenti vulcanici dell'Appennino centrale possiedono caratteristiche peculiari, se non uniche, che rendono possibile una loro valorizzazione ai fini didattici, culturali e turistici. La presenza di manifestazioni vulcaniche autoctone, infine, deve essere valutata adeguatamente come fattore di possibile rischio vulcanico.

È stata anche discussa la possibile connessione tra le manifestazioni vulcaniche interne all'Appennino ed alcune recenti teorie sul vulcanismo a scala globale di origine profonda.