

Il Geosito delle “Ciampate del diavolo”

Mauro Antonio Di Vito

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Napoli Osservatorio Vesuviano

Keywords Stratigrafia; Ignimbrite; Eruzioni esplosive; Vulcano di Roccamonfina; Tufo Leucitico Bruno | *Stratigraphy; Ignimbrite; Explosive eruption; Roccamonfina volcano; Brown Leucitic Tuff*

Abstract

Il sito delle “Ciampate del diavolo”, sul fianco nord-orientale del vulcano Roccamonfina, è un sito unico al Mondo grazie alle sue peculiarità geologiche ed antropologiche. Il ritrovamento di impronte di ominini al di sopra di un deposito ignimbritico, impresse in nel periodo di maggiore attività del vulcano, dà spazio a numerose questioni circa le condizioni paleoambientali esistenti sul vulcano ed i complessi processi che hanno permesso la formazione e la conservazione delle impronte. La nota dedica particolare attenzione al contesto dell’attività del vulcano ed alle caratteristiche della serie dei Tufi Leucitici Brunni, in quanto le impronte note come “Ciampate del diavolo” sono presenti sulla superficie di una delle unità più alte della sequenza di questi tufi.

The “Ciampate del diavolo” geosite is unique in the World due to its geological and anthropological peculiarities. Finding hominin footprints on the ignimbrite deposits of 350,000 years ago, imprinted in the period of greatest activity of the volcano, opens up numerous questions about the palaeoenvironmental conditions of the volcano and the complex processes that allowed the generation and conservation of the footprints. The note pays particular attention to the framing of the volcano's activity and to the features of deposits of the Brown Leucitic Tuff series, as the human fossil footprints known as "Ciampate del Diavolo" are preserved on the surface of one of the highest units in the sequence.

Il Roccamonfina è uno stratovulcano di medie dimensioni di forma tronco-conica con un raggio di circa 10 km. È ubicato lungo la costa settentrionale della Campania (Italia), ad una distanza di circa 60 km a nord-ovest dei vulcani attivi dell’area napoletana (Somma-Vesuvio, Campi Flegrei e Ischia). Il vulcano non erutta da almeno 50.000 anni e non è considerato attivo (Figure 5.1, 5.2). Questo vulcano è il più meridionale della provincia magmatica romana, una grande regione a vulcanismo potassico, che si estende dalla Toscana meridionale all’alta Campania e comprende, oltre al Roccamonfina, i grandi complessi vulcanici dei Vulsini, Sabatini e Colli Albani.

L’edificio vulcanico del Roccamonfina si estende dal versante occidentale dell’Appennino Centrale al margine tirrenico, tra le linee tettoniche Ancona-Anzio/Olevano-Antrdoco e Ortona-Roccamonfina [Peccerillo, 2017] (Figura 5.2). Il vulcano si è accresciuto nel “graben” del Garigliano, all’intersezione dei sistemi di faglie NE-SW, NW-SE e N-S che interessano le sequenze carbonatiche appenniniche mesozoico-cenozoiche [Giordano et al., 1995 con bibliografia]. I suoi prodotti si sovrappongono alle sequenze carbonatiche mesozoico-cenozoiche e al *flysch* miocenico [De Rita e Giordano 1996; De Rita et al., 1997; 1998].

L’attività del Roccamonfina ha avuto luogo da 630 a 53 ka [Giannetti 1979a,b; Watts 1987; Radicati di Brozolo et al., 1988; Ballini et al., 1989a; Cole et al., 1992; De Rita e Giordano 1996]. La sua storia magmatica è stata suddivisa in due fasi, separate da collassi calderici. Le rocce ultrapotassiche ricche in leucite, con caratteristiche geochimiche simili a quelle di altri vulcani della provincia romana, sono relative alla fase precedente la calderizzazione dell’edificio, mentre nella fase successiva, la seconda fase, sono stati eruttati magmi di composizione shoshonitica,

che hanno generato coni di scorie e cupole laviche sia all'interno dell'area calderica che lungo i fianchi esterni dell'edificio vulcanico pre-caldera. Durante la sua lunga storia il vulcano ha prodotto sia eruzioni esplosive, alcune delle quali di grande volume, che effusive.



Figura 5.1 Vista dall'alto dell'edificio vulcanico del Roccamonfina, con indicazione del geosito delle “Ciampate del diavolo” (Elaborato da Google Earth).

Sulla base della composizione dei magmi emessi e del “timing” delle eruzioni, De Rita e Giordano [1996] hanno suddiviso la storia di questo vulcano in tre periodi principali di attività. Le rocce vulcaniche più antiche datate hanno un'età di 630 ka [Ballini et al., 1989a]. L'attività più antica (primo periodo) è stata dominata da eruzioni effusive che hanno generato colate di lave molto ricche in leucitiche e da minori eruzioni esplosive di modesta intensità che hanno generato depositi cineritici da caduta e da corrente piroclastica, e depositi secondari di colate di fango. Queste sequenze di lave prevalenti hanno formato l'edificio vulcanico principale [Di Girolamo et al., 1991]. Il passaggio al successivo secondo periodo è marcato da una serie di collassi calderici che hanno interessato la parte sommitale dell'edificio vulcanico [De Rita e Giordano 1996]. Questo periodo è durato tra 385 e 230 ka [Luhr e Giannetti, 1987] ed è stato caratterizzato da eruzioni ad elevata esplosività, di tipo pliniano, che hanno generato almeno cinque unità piroclastiche principali, dominate da depositi da corrente piroclastica [Giannetti e Luhr 1983; Luhr e Giannetti 1987; Ballini et al., 1989b; Cole et al., 1993; Bosi e Giordano 1997; Giordano 1998a;b]. Queste unità compongono le complesse sequenze del Tufo Leucitico Bruno (BLT) e dei Tufi Bianchi Trachitici (WTT) [De Rita et al., 1998]. Il terzo periodo di attività è durato tra i 155 e i 50 ka [Cortini et al., 1975; Fornaseri, 1985; Radicati di Brozolo et al., 1988] ed è stato caratterizzato dalla messa in posto di piccole cupole laviche di composizione trachitica e di colate laviche di composizione shoshonitica, prive di leucite, i cui centri di emissione erano localizzati sia all'interno della caldera che lungo i fianchi dell'edificio vulcanico. Rouchon et al.

[2008] hanno proposto un nuovo modello evolutivo basato su analisi geochimiche, età K-Ar e osservazioni geomorfologiche a cui si rimanda per ulteriori dettagli. La storia vulcanica e deformativa, i processi evolutivi, le dinamiche eruttive e di messa in posto dei prodotti e l'evoluzione del paesaggio del Roccamonfina sono, tuttavia, ancora in discussione e necessitano di indagini approfondite.

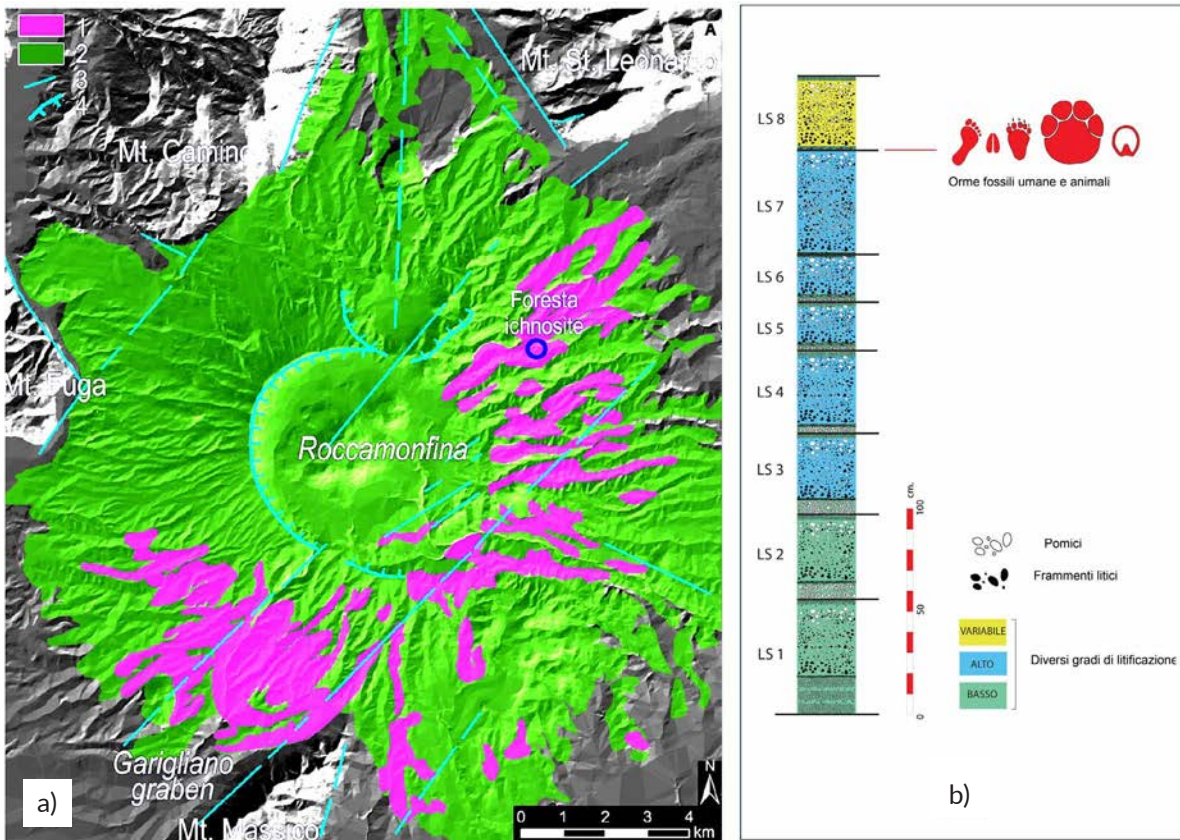


Figura 5.2 a) Mappa geologica semplificata del Roccamonfina. Modello di elevazione zenitale TINITALIA DEM, risoluzione 10m, INGV; 1) Tufo Leucitico Bruno (BLT, ~ 350 ka BP); 2) Vulcaniti del Roccamonfina (53÷630 ka); 3) Principali sistemi di faglie; 4) Limiti della Caldera. b) Stratigrafia dei depositi di BLT con indicazione dei rapporti tra le singole unità (modificato da Santello [2010]).

Nella presente monografia viene dedicata particolare attenzione ai depositi della serie del BLT in quanto sulla superficie di una delle unità più alte della sequenza sono conservate le impronte umane fossili note come “Ciampate del diavolo”. Il BLT è dominato da depositi ignimbrici, la cui stratigrafia, distribuzione e le variazioni di facies suggeriscono che esse furono generate da una sequenza di eventi esplosivi avvenuti durante i collassi delle caldere centrale e settentrionale [Luhr e Giannetti, 1987]. Questi depositi ignimbrici furono generati da correnti piroclastiche di densità (PDCs) più o meno diluite e turbolente e da minori *fallout*. Le correnti, prodotte dal collasso di colonne eruttive pliniane durante eruzioni esplosive sommitali, scorsero lungo profonde valli radiali delle pendici meridionali e orientali del vulcano e le colmarono parzialmente. I loro depositi si rilevano fino ad una distanza di circa 7 km dal bordo della caldera principale. Sulla base dei rilievi più recenti [Santello, 2010; Santello et al., 2008] è possibile definire che il BLT è composto da almeno 8 unità eruttive e deposizionali diverse, numerate da LS1 a LS8, dal basso verso l'alto (Figura 5.2b). Le singole unità che, come detto, sono composte prevalentemente da depositi da PDCs, sono separate da sottili strati di ceneri e lapilli da caduta o da superfici erosionali (“*unconformity*”) che indicano brevi pause nella deposizione,

probabilmente dell'ordine di settimane/mesi. Questo breve intervallo tra le diverse deposizioni è suggerito dal fatto che non si è rilevata la presenza di paleosuoli tra le diverse unità.

Le impronte umane e di altri mammiferi sono state rilevate sulla sommità dell'unità LS7 (Figura 5.2b), impresse su una superficie articolata e ad alto angolo, con pendenza media di ~30° e con massimi fino a 80° [Mietto et al., 2003; Avanzini et al., 2008]. L'area di affioramento è presente in una piccola valle distale, posta ad una distanza di circa 4,5 km dal bordo calderico [Panarello, 2016; Panarello et al., 2017]. Cole et al. [1993], sulla base di analisi sedimentologiche e di "facies" hanno proposto che queste unità ignimbriche di medio volume siano state depositate da correnti che scorrevano in regime turbolento nelle aree più prossimali che, via via che scorrevano, si sono trasformate in flussi laminari e poi in densi flussi di massa prima della loro messa in posto finale. La loro fluidizzazione era strettamente connessa con la quantità di aria che veniva inglobata durante lo scorrimento dei flussi (processo operante prevalentemente nelle fasi di collasso della colonna e lungo i fronti dei flussi) e funzione anche della velocità delle correnti e dai salti idraulici in corrispondenza delle rapide variazioni di pendenza lungo il loro percorso. Nelle aree più prossimali, i depositi ignimbrici sono molto eterogenei ed includono livelli e lenti di breccie composte in prevalenza da materiale litico, "facies" laminate e corpi ignimbrici massivi. Le parti basali delle unità, nelle aree a maggiore fluidizzazione, si presentano erosive sulle sottostanti. Nelle aree intermedie prevalgono i depositi ignimbrici massivi contenenti localmente livelli multipli di breccie anche all'interno delle singole unità deposizionali. Le "facies" più distali sono sempre ignimbriche ma localmente contengono lenti di pomici con scarsa matrice fine. Le "facies" descritte sono state legate a regime deposizionale dei flussi da turbolento a non turbolento, via via più lento e meno fluidizzato. La presenza di strutture da degassazione ("pipes") nei corpi ignimbrici suggerisce che le PDCs erano ad alta temperatura e contenevano una notevole quantità di gas. Al momento non si dispone di stime di temperatura di deposizione. In ogni caso il processo di zeolitizzazione ed i tipi di zeoliti di neoformazione suggeriscono temperature dei depositi inferiori a 300° C.

L'unità LS7 è un'unità massiva, composta da cenere da medio-grossa a fine, debolmente stratificata, contenente abbondanti pomici chiare di dimensioni generalmente centimetriche e abbondanti frammenti litici, in prevalenza composti da lave. L'unità è fortemente litificata e di colore marrone chiaro-ocraceo a causa di processi di trasformazione (zeolitizzazione) a carico della componente vetrosa del deposito.

Lo spessore dell'unità LS7 è localmente circa 4 metri, la sua giacitura è suborizzontale e in paraconcordanza con le unità sottostanti. Le orme di ominini e mammiferi furono lasciate poco dopo la messa in posto dei flussi piroclastici dell'unità LS7, quando il materiale era ancora plastico e abbastanza raffreddato da permettere i passaggi con andatura relativamente "normale". È importante notare che la superficie imprimibile al tetto di LS7 (Figura 5.2b) non è una superficie di strato, ma è una superficie di erosione, risultato di processi erosivi rapidi avvenuti subito dopo la messa in posto del corpo ignimbrico e operanti lungo l'intera valle. Infatti la forte inclinazione verso l'asse della valle della superficie impressa suggerisce che il corpo ignimbrico di LS7, la cui superficie doveva essere relativamente orizzontale in quanto il flusso aveva parzialmente riempito una valle preesistente, sia stato inciso ed eroso e una parte del deposito ignimbrico sia stata rimobilizzata verso valle. La consistenza del deposito doveva essere fangosa e la sua temperatura accettabile per il passaggio di ominini e animali. Le orme si sono conservate grazie ad un processo di litificazione della parte rimanente del deposito ignimbrico per effetto della zeolitizzazione che ha trasformato le particelle di vetro in minerali di chabasite e phillipsite. Questo processo si è probabilmente sviluppato in tempi relativamente brevi [Cappelletti et al., 2006], evitando così ulteriori processi erosivi che avrebbero danneggiato o cancellato le orme fossili.

L'unità LS7 è mantellata dall'unità ignimbrica LS8, depositata verosimilmente dopo un lasso di tempo tale che le due unità non costituiscono un'unica unità di raffreddamento. Infatti queste

sono separate, oltre che dalla superficie erosionale su cui sono impresse le impronte, anche dagli strati basali dell'unità LS8, non interessati da processi di litificazione.

La base di LS8 è infatti costituita da uno strato sottile, di spessore variabile da 2 a 11 cm, che sovrasta la superficie erosionale su LS7, in cui si possono distinguere due parti: un'unità α inferiore, composta da minuscoli cristalli di K-feldspati e pirosseni, e da piccoli frammenti litici e juvenili e l'unità β , di colore grigio-arancio, da 1 a 10 cm di spessore, composta principalmente da minuscoli frammenti di cenere e da cristalli di augite, sanidino, Ti-biotite e zeoliti [Santello, 2010]. Segue l'unità ignimbratica vera e propria che costituisce la gran parte di LS8, anch'essa interessata da processi di litificazione per neoformazione di zeoliti.

Per le eruzioni che hanno generato il BLT sono state proposte diverse età, che ricadono nell'intervallo tra 385 e 325 ka [vedi ad esempio Appleton, 1972; Giannetti, 1979a;b; Luhr e Giannetti, 1987; Radicati di Brozolo et al., 1988; Ballini et al., 1989a;b, 1990; Cole et al., 1992; De Rita e Giordano, 1996]. Una datazione puntuale di LS7, basata sull'analisi dettagliata e selettiva con sonda laser di singoli cristalli di leucite presenti nel deposito di ceneri, è stata effettuata da Scaillet et al. [2008]. L'età ottenuta di 345 ± 6 ka suggerisce che le tracce lasciate sull'unità LS7 siano attribuibili alla fine del MIS 10, in un tempo vicino alla Terminazione Climatica IV. Un'ulteriore datazione radiometrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sia di LS7 che di LS8 ha suggerito un intervallo di tempo molto breve (entro l'errore delle età disponibili, circa 349 ± 3 ka) tra i due eventi esplosivi [Santello, 2010: 68-69], e conferma che le tracce umane sono state impresse durante una fase glaciale (MIS 10).

Ulteriori ricerche geologiche e vulcanologiche sono in corso ed hanno come scopo principale la definizione della sequenza stratigrafica del BLT e la ricostruzione dell'evoluzione paleoambientale del contesto in studio. Questo permetterà di ricostruire in maggior dettaglio lo stato dell'unità LS7 nel momento in cui essa fu impressa dagli ominini e dagli animali che vi camminarono.

Le impronte fossili del geosito di Tora e Piccilli sulla superficie evoluta ed erosa dell'unità LS7, ancora abbastanza morbida e sufficientemente raffreddata da consentire la formazione di impronte, hanno importanti implicazioni vulcanologiche. Tracce simili sono state trovate, ad esempio, sui depositi piroclastici del Vesuvio. Esse furono lasciate da popolazioni dell'Età del Bronzo Antico durante il loro allontanamento dalle aree prossimali dell'eruzione pliniana delle pomice di Avellino [Di Vito et al. 2009]. Tali impronte furono lasciate su un deposito che aveva una temperatura iniziale di circa 300°C , ma che fu impresso quando poteva avere temperature inferiori ai 50°C . Nell'esempio citato, il tempo necessario per il raffreddamento era di poche ore. Nel caso del sito delle “Ciampate del diavolo”, lo spessore maggiore dell'unità LS7 implica certamente un tempo di raffreddamento maggiore e suggerisce che le impronte siano state lasciate quando il fondo, ancora fangoso e non zeolitizzato, era tale da permettere di camminare a passo abbastanza regolare per un lungo tratto. Si è ipotizzato, perciò, che la pausa tra le deposizioni delle unità LS7 e LS8 sia stata abbastanza lunga da consentire un passaggio tranquillo di ominini e animali, ma non tanto lunga da consentire la formazione di paleosuoli, che finora, non sono ancora stati individuati all'interno della superficie di contatto tra le suddette unità.

Bibliografia

- Appleton J.D. (1972). *Petrogenesis of Potassium-rich Lavas from the Roccamonfina Volcano, Roman Region, Italy*. *Journal of Petrology*, 13 (3): 425-456.
- Avanzini M., Mietto P., Panarello A., De Angelis M., Rolandi G. (2008). *The Devil's Trails: Middle Pleistocene Human Footprints Preserved in a Volcanoclastic Deposit of Southern Italy*. *Ichnos*, 15: 179-189.

- Ballini A., Barberi F., Laurenzi M.A., Mezzetti F., Villa I.M. (1989a). *Nuovi dati sulla stratigrafia del vulcano di Roccamonfina*. Bollettino Gruppo Nazionale Vulcanologia, 2: 533–556.
- Ballini A., Frullani A., Mezzetti F. (1989b). *La formazione piroclastica del tufo trachitico bianco (White Trachytic Tuff–WTT auctorum)*. Bollettino Gruppo Nazionale Vulcanologia, 2: 557–574.
- Ballini A., Barberi F., Laurenzi M.A., Mezzetti F., Oddone M., Villa I.M. (1990). *Chrono-Stratigraphy of Roccamonfina volcanic complex*. In Civetta L., Capaldi G., Orsi G., Peccerillo A. (eds.), *Genesi e differenziazione del magmatismo potassico del Bordo Tirrenico, Atti del convegno autunnale della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia (Ischia 15-18 ottobre 1990)*. Estratto da Plinius n. 4, Supplemento italiano all'European Journal of Mineralogy, s.n.
- Bosi V., Giordano G. (1997). *Stress field evolution in central Italy during middle-late Pleistocene: new information from southern Latium*. Il Quaternario, 10: 631–636.
- Cappelletti P., Rolandi G., de' Gennaro M. (2006). *Zeolitization processes in Roccamonfina ignimbrite (Southern Italy): a help in recording fossil human tracks?* In Bowman R.S. and Delap S.E. (eds.), *Zeolite '06 - 7th International Conference on the Occurrence, Properties, and Utilization on Natural Zeolites - Socorro, New Mexico USA, 16-21 July 2006*: 66–68.
- Cole P.D., Guest J.E., Duncan A.M., Chester D.K., Bianchi R. (1992). *Post-collapse volcanic history of calderas on a composite volcano: an example from Roccamonfina, southern Italy*. Bulletin of Volcanology, 54: 253–266.
- Cole P.D., Guest J.E., Duncan A.M. (1993). *The emplacement of intermediate volume ignimbrites: A case study from Roccamonfina volcano, Southern Italy*. Bulletin of Volcanology, 55: 467–480.
- Cortini M., Roberti N., Scandone R. (1975). *Geocronologia e Paleomagnetismo del Vulcano Roccamonfina*. Annali di Geofisica, 28: 129–138.
- De Rita D. & Giordano G. (1996). *Volcanological and structural evolution of Roccamonfina volcano (Italy): origin of the summit caldera*. In McGuire W.J., Jones A.P. & Neuberg J. (eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, Geological Society, London, Special Publications, 110: 209–224.
- De Rita D., Giordano G., Milli S. (1997). *Forestepping-backstepping pattern of volcanoclastic successions: Roccamonfina volcano, Italy*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 78 (3-4): 267–288. DOI:10.1016/S0377-0273(97)00005-X
- De Rita D., Giordano G., Milli S. (1998). *Forestepping-backstepping stacking pattern of volcanoclastic successions: Roccamonfina volcano, Italy*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 80 (1-2): 155, 157–178. DOI:10.1016/S0377-0273(97)00069-3
- Di Girolamo P., Melluso L., Morra V. (1991). *Magmatic activity northeast of Roccamonfina volcano (Southern Italy): Petrology, geochemistry and relationships with campanian volcanics*. Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Abhandlungen, 163 (2-3): 271–289.
- Di Vito M.A., Zanello E., Gurioli L., Lanza R., Sulpizio R., Bishop J., Tema E., Boenzi G., Laforgia E. (2009). *The Afragola settlement near Vesuvius, Italy: The destruction and abandonment of a Bronze Age village revealed by archaeology volcanology and roc-magnetism*. Earth and Planetary Science Letters, 277: 408–421.
- Fornaseri M. (1985). *Geochronology of volcanic rocks from Latium (Italy)*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 40: 73–106.
- Giannetti B. (1979a). *The geology of Roccamonfina caldera (Campanian Province, Italy)*. Giornale di Geologia (Ser. 2), 43: 187–206.
- Giannetti B. (1979b). *Studio geologico-petrografico della caldera del vulcano di Roccamonfina (Italia centro-meridionale)*. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, 100: 311–374.
- Giannetti B. and Luhr J.F. (1983). *The white trachytic tuff of Roccamonfina volcano (Roman Region, Italy)*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 84: 235–252.
- Giordano G. (1998a). *Facies characteristics and magma–water interaction of the White Trachytic Tuffs (Roccamonfina Volcano, southern Italy)*. Bulletin of Volcanology, 60: 10–26.
- Giordano G. (1998b). *The effect of paleotopography on lithic distribution and facies associations*

- of small volume ignimbrites: the WTT Cupa (Roccamonfina volcano, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87: 255–273.
- Luhr J.F., Giannetti B. (1987). *The Brown Leucitic Tuff of Roccamonfina Volcano (Roman region, Italy)*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 420-436.
- Mietto P., Avanzini M., Rolandi G. (2003). *Human footprints in Pleistocene volcanic ash*. *Nature*, 422: 133.
- Panarello A. (2016). *Il sito con impronte umane pleistoceniche di Foresta (Vulcano di Roccamonfina, Caserta) quale laboratorio ideale per valutazioni oggettive sulle più antiche direttrici di transito umano e sui condizionamenti geomorfologici nelle logiche insediative*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Storia, Letteratura e Territorio - Dipartimento di Scienze Umane, Sociali e della Salute, Università degli Studi di Cassino e del Lazio Meridionale (Italia).
- Panarello A., Santello L., Farinano G., Bennett M.R., Mietto P. (2017). *Walking along the oldest human fossil pathway (Roccamonfina volcano, Central Italy)?* *Journal of Archaeological Science: Reports*, 13: 476–490.
- Peccerillo A. (2017). *The Ernici-Roccamonfina Province*. In Peccerillo A., *Cenozoic Volcanism in the Tyrrhenian Sea Region*. Cham: Springer, pp. 125-143.
- Radicati di Brozolo F., Di Girolamo P., Turi B. and Oddone M. (1988). *^{40}Ar - ^{39}Ar and K-Ar dating of K-rich rocks from Roccamonfina volcano, Roman Comagmatic Region, Italy*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1435–1441.
- Rouchon V., Gillot p.Y., Quidelleur X., Chiesa S., Floris B. (2008). *Temporal evolution of the Roccamonfina volcanic complex (Pleistocene), Central Italy*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177: 500-514.
- Santello L., Avanzini M., De Angelis M., Mietto P., Panarello A., Rolandi G. (2008). *Stratigraphic features of Brown Leucitic Tuff (Roccamonfina Volcano, Southern Italy) related to the presence of Pleistocene human footprints*. *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, 3: 704-705.
- Santello L. (2010). *Analysis of a trampled formation: the Brown Leucitic Tuff (Roccamonfina volcano, Southern Italy)*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra - Dipartimento di Geoscienze, Università degli studi di Padova (Italia).
- Scaillet S., Vita-Scaillet G., Guillou H. (2008). *Oldest human footprints dated by Ar/Ar*. *Earth and Planetary Science Letters*, 275: 320-325.
- Watts M.D. (1987). *Geothermal exploration of Roccamonfina volcano, Italy*. *Geothermics*, 16: 527–528.