

m

Miscellanea

INGV

Compendio delle lezioni

Scuola estiva AIQUA 2013

Napoli 27 | 31 maggio 2013

18



Direttore

Enzo Boschi

Editorial Board

Andrea Tertulliani - Editor in Chief (INGV - RM1)

Luigi Cucci (INGV - RM1)

Nicola Pagliuca (INGV - RM1)

Umberto Sciacca (INGV - RM1)

Alessandro Settimi (INGV - RM2)

Aldo Winkler (INGV - RM2)

Salvatore Stramondo (INGV - CNT)

Gaetano Zonno (INGV - MI)

Viviana Castelli (INGV - BO)

Marcello Vichi (INGV - BO)

Sara Barsotti (INGV - PI)

Mario Castellano (INGV - NA)

Mauro Di Vito (INGV - NA)

Raffaele Azzaro (INGV - CT)

Rosa Anna Corsaro (CT)

Mario Mattia (INGV - CT)

Marcello Liotta (Univ. Caserta)

Segreteria di Redazione

Francesca Di Stefano - coordinatore

Tel. +39 06 51860068

Fax +39 06 36915617

Rossella Celi

Tel. +39 095 7165851

redazionecen@ingv.it

Miscellanea INGV

COMPENDIO DELLE LEZIONI

SCUOLA ESTIVA AIQUA 2013

L'IMPATTO DELLE ERUZIONI VULCANICHE SUL PAESAGGIO, SULL'AMBIENTE E
SUGLI INSEDIAMENTI UMANI - APPROCCI MULTIDISCIPLINARI DI TIPO GEOLOGICO,
ARCHEOLOGICO E BIOLOGICO

NAPOLI 27 | 31 MAGGIO 2013

Editors Mauro A. Di Vito e Sandro de Vita





Istituto Nazionale di
Geofisica e Vulcanologia



Organizzazione e coordinamento

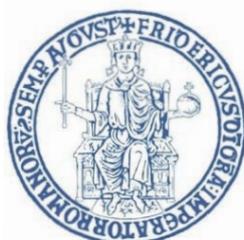
Mauro A. Di Vito

INGV Sezione di Napoli - Osservatorio Vesuviano

Con la collaborazione di



Soprintendenza
Archeologica
Napoli e Pompei



UNIVERSITÀ DEGLI
STUDI DI NAPOLI
FEDERICO II

Comitato Scientifico

Mauro A. Di Vito

INGV Sezione di Napoli - Osservatorio Vesuviano

Sandro de Vita

INGV Sezione di Napoli - Osservatorio Vesuviano

Paola Romano

Università di Napoli "Federico II", Dipartimento di Scienze della Terra,
dell'Ambiente e delle Risorse

Pierfrancesco Talamo

Soprintendenza Speciale per i Beni Archeologici di Napoli e Pompei

Giovanni Zanchetta

Università di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra

Con il patrocinio di

AMRA

■ analysis and monitoring of environmental risk

Revisione e normazione ortoeditoriale

Francesca Di Stefano

Centro Editoriale Nazionale INGV

Rossella Celi

Centro Editoriale Nazionale INGV

Immagine di frontespizio

Impronte umane sulla cenere dell'eruzione pliniana del Vesuvio avvenuta nel 1950 a.C. (Bronzo Antico)

Indice

Introduzione	
Mauro A. Di Vito, Sandro de Vita, Paola Romano, Pierfrancesco Talamo, Giovanni Zanchetta	7
L'approccio geologico allo studio dell'interazione tra attività vulcanica e vita dell'uomo: esempi dalla Campania	
Mauro A. Di Vito, Nicola Castaldo, Giuseppe Vecchio, Sandro de Vita	9
Il Somma Vesuvio: storia eruttiva e impatto delle sue eruzioni sul territorio	
Mauro A. Di Vito, Sandro de Vita, Monica Piochi	14
Tefrostratigrafia del vulcanismo ai Campi Flegrei negli ultimi 15 ka	
Roberto Isaia, Victoria C. Smith	22
Assetto geologico-strutturale ed evoluzione vulcanologica dell'isola d'Ischia	
Sandro de Vita, Fabio Sansivero, Enrica Marotta, Mauro A. Di Vito	27
La Petrologia e la Geochimica isotopica nelle correlazioni tefrostratigrafiche: esempi dai vulcani napoletani	
Monica Piochi, Angela Mormone	33
Interazione tra attività vulcanica e vita dell'uomo: evidenze archeologiche nell'area urbana di Napoli	
Daniela Giampaola, Giuliana Boenzi	38
Ruolo dell'attività vulcanica nel quadro dei cambiamenti climatici del Quaternario	
Adele Bertini	45
Le variazioni climatiche dell'Olocene: esempi di cambiamenti morfo-sedimentari desunti dal record archeo-tephro-stratigrafico della Campania (41°N, Italia meridionale)	
Vincenzo Amato	50
Cronologia e fattori ecologici del passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore europeo alla luce dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (40 ka)	
Biagio Giaccio, Francesco G. Fedele, Roberto Isaia, Antonio Costa	57
Debris flow sineruttivi e intereruttivi sull'Appennino Campano: un punto di vista geologico	
Giovanni Zanchetta	61
Genesi, evoluzione e proprietà dei suoli vulcanici nei paesaggi campani	
Fabio Terribile, Michela Iamarino, Florindo Antonio Mileti, Luciana Minieri, Simona Vingiani	63
Le trasformazioni del paesaggio agro-forestale in Campania: l'apporto dello studio di legni e carboni in contesti naturali ed antropici	
Gaetano Di Pasquale, Emilia Allevato, Mauro Buonincontri	67
Il metodo del ¹⁴C nelle ricostruzioni crono stratigrafiche e paleoambientali	
Filippo Terrasi, Manuela Capano, Fabio Marzaioli, Isabella Passariello	70
Paleoclimatologia isotopica in ambiente continentale e l'evoluzione climatica Olocenica del Mediterraneo	
Giovanni Zanchetta	74

Cambiamenti del livello relativo del mare durante l'Olocene: un contributo da dati vulcanologici e archeologici Christophe Morhange, Viviana Liuzza	77
L'influenza del vulcanismo esplosivo sulla dinamica dei bacini idrografici dei Monti Lattari dopo l'eruzione del Vesuvio del 79 d.C. (Campania, Italia meridionale) Aldo Cinque, Gaetano Robustelli	81
Pompei e l'insula dei Casti Amanti: fenomeni naturali, trasformazioni territoriali e interazioni con l'ambiente antropizzato Aldo Marturano	86
Gli Scavi di Ercolano Maria Paola Guidobaldi	92
L'analisi pollinica: un valido strumento per la ricostruzione del paleopaesaggio e del paleoclima Elda Russo Ermolli	96
Sequenza culturale ed eventi vulcanici in Campania dal Neolitico alla fine dell'età del Bronzo Pierfrancesco Talamo	100
La ricostruzione delle antiche linee di riva da evidenze geologiche e archeologiche nella città di Napoli Paola Romano, Viviana Liuzza, Maria Rosaria Ruello	105
L'impatto delle eruzioni vulcaniche nelle aree a nord di Napoli: casi da scavi recenti Elena Laforgia, Giuliana Boenzi, Lucio Amato, Jim Bishop, Luciano Fattore, Monica Stanzione, Mauro A. Di Vito	110
Interazione tra attività vulcanica e vita dell'uomo: evidenze archeologiche nell'isola d'Ischia Costanza Gialanella	115
Il contributo della Paleontologia della definizione del contesto archeologico. Metodi e case studies regionali Valentino Di Donato, Serena Forlano, Viviana Liuzza, Elda Russo Ermolli	124
L'uso dei microresti vegetali per le ricostruzioni paleoambientali e per la valutazione degli effetti dell'attività antropica:l'esempio dei laghi vulcanici laziali Laura Sadori, Anna Maria Mercuri	128
Eccezionale sviluppo di insediamenti dal Neolitico all'età del ferro sui suoli di origine vulcanica della Calabria tirrenica Marco Pacciarelli	134

INTRODUZIONE

Vivere in un territorio vulcanico, fronteggiare giorno dopo giorno il pericolo che un'eruzione possa, nel volgere di poche ore, distruggere il lavoro di una vita intera e con esso la vita stessa, è una sfida che l'uomo continua ad accettare sin dagli albori della civiltà. Al giorno d'oggi, infatti, più di 300 milioni di persone sono esposte al rischio di eruzioni vulcaniche potenzialmente devastanti, vivendo intorno agli oltre 1.300 vulcani attivi (olocenici) in tutto il mondo [Tilling, 1989]. Una simile scelta, almeno in origine, è con ogni probabilità dovuta alla fertilità dei suoli vulcanici, soprattutto se si trovano in ambienti dal clima favorevole alle coltivazioni, e alla disponibilità di una grande varietà di giacimenti minerali e di rocce vulcaniche, da sempre utilizzate come materiali da costruzione. Anche la morfologia dei campi vulcanici e delle loro periferie appare spesso attraente e favorevole all'insediamento: pendii costieri dolci, ma articolati, offrono aree protette idonee ad approdi; ripiani e conche in ambiente continentale forniscono sedi per impianti urbanistici che possono sfruttare confini naturali per le fortificazioni.

I vulcani e gli ambienti che li circondano costituiscono dei sistemi altamente dinamici, soggetti a continui e rapidi cambiamenti dovuti ai processi morfoevolutivi ad alta energia che contribuiscono, in tempi molto brevi, alla loro crescita e al loro smantellamento. Tanto le eruzioni vulcaniche quanto i fenomeni ad esse connessi, infatti, determinano spesso profonde trasformazioni morfologiche e climatiche che condizionano l'evoluzione degli ecosistemi che si sviluppano intorno ai vulcani.

L'impatto delle eruzioni vulcaniche sull'uomo e i suoi insediamenti è testimoniato dalle tracce ritrovate all'interno e al di sotto di livelli di tephra in varie parti del mondo e in intervalli temporali ben definibili, a partire dalle impronte dei primi ominidi conservate in livelli cineritici nell'East African Rift e fino agli esempi noti in tutto il mondo di villaggi e città sepolti dalle eruzioni di Thera (isola di Santorini, XVII – XVI secolo a.C.) e del Vesuvio (79 d.C.). L'area circostante il Golfo di Napoli, con la Piana Campana e i primi contrafforti appenninici, in particolare, sono un'area particolarmente adatta allo studio degli effetti delle eruzioni vulcaniche sulla vita dell'uomo e i suoi insediamenti, sul clima e sull'ambiente, in quanto l'attività vulcanica ad alta frequenza che ha caratterizzato i tre vulcani attivi in quest'area (Vesuvio, Campi Flegrei e Ischia) in un periodo di tempo che va dal Neolitico ai giorni nostri, ha determinato la messa in posto su vaste aree di livelli di tephra che, per il carattere pressoché istantaneo della loro formazione, definiscono delle superfici isocrone chiaramente riconoscibili e restituiscono un'immagine potremmo dire "fotografica" di quanto da essi ricoperto al tempo della loro deposizione.

Lo studio attraverso un approccio multidisciplinare delle successioni stratigrafiche in cui sono intercalati i depositi delle eruzioni vulcaniche e dei fenomeni ad esse connessi e le tracce di insediamenti umani, consente di ricostruire tanto le relazioni tra gli eventi naturali catastrofici e il contesto storico di una determinata area, quanto le condizioni ambientali al contorno prima e dopo ciascuno di questi eventi, e permette inoltre di comprendere le strategie di reinsediamento adottate da società umane a diverso grado di civilizzazione a seguito di eventi naturali di forte impatto sul territorio.

Il modo in cui le diverse popolazioni hanno reagito a tali eventi catastrofici e ai cambiamenti ambientali che ne sono derivati, introduce un altro elemento di conoscenza fondamentale che può derivare dallo studio multidisciplinare del territorio su base stratigrafica: la resilienza del sistema ecologico, sociale ed economico della Campania, nel caso specifico, per gli ultimi 10.000 anni. Il concetto di resilienza è stato introdotto dagli studiosi di ecologia circa quarant'anni fa [Holling, 1973] per esprimere la capacità di un sistema naturale di adattarsi e sopravvivere a cambiamenti, generalmente di vasto impatto e di breve durata, che possono causare deficit ecologici. Il concetto è stato di recente esteso a una serie di contesti interdisciplinari inerenti le interazioni tra l'uomo e l'ambiente e include i concetti di vulnerabilità e di rischio. Vulnerabilità, sostenibilità e resilienza sono concetti in certo qual modo complementari e intimamente connessi con processi di carattere sociale nelle aree esposte a disastri naturali. Ciascuno di tali concetti esprime il grado di impatto di un evento avverso su un sistema e la capacità di recupero di quest'ultimo. Per quanto riguarda le comunità umane, queste possono essere definite resilienti se hanno la capacità di resistere ad eventi estremi e riprendersi rapidamente dopo un disastro. La lunga storia di interazione tra uomo e ambiente, contenuta nel record archeologico, rivela le diverse strategie adottate dalle diverse comunità in risposta ad eventi avversi e quanto queste strategie possano essere state o meno efficaci, tanto nel breve quanto nel lungo termine. Comprendere come le antiche società abbiano reagito nei confronti dei disastri naturali, tornando ad occupare le aree devastate quando le condizioni ambientali sono tornate favorevoli, e comprendere come sia cambiato nel tempo il modo di reagire in funzione delle mutate

condizioni di organizzazione e complessità sociale, aiuta a definire la capacità di resilienza attuale e pianificare nuove strategie, efficaci sul lungo periodo, tese ad aumentare la resilienza di una comunità [Timmerman, 1981; Dovers and Handmer, 1992; Kohler, 1992; Redman, 2005; Carpenter et al., 2001; Bruneau et al., 2003; Rose, 2007].

Lo scopo quindi della scuola estiva AIQUA 2013 è quello di evidenziare come l'approccio multidisciplinare combinato possa consentire di ricostruire l'impatto sull'uomo e sul territorio di eventi estremi quali le eruzioni vulcaniche e alcuni fenomeni ad esse connessi, e comprendere come le tante popolazioni, diverse per cultura e organizzazione sociale che si sono avvicinate sul territorio, hanno saputo reagire a tali fenomeni. Sono previste lezioni seminariali in aula ed escursioni sui siti di maggiore interesse geomorfologico, vulcanologico ed archeologico della Campania. Le lezioni abbracceranno tematiche relative a: 1) dinamica e impatto sul territorio delle eruzioni vulcaniche e dei fenomeni connessi, 2) storia ed evoluzione del paesaggio in ambiente vulcanico e perivulcanico, 4) genesi ed evoluzione dei suoli in relazione alle eruzioni ed ai cambiamenti climatici, 5) macro e micro resti vegetali per le ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatiche, 6) geocronologia e geochimica nelle ricostruzioni cronostratigrafiche e paleoclimatiche, 7) evoluzione culturale nel tempo e possibili relazioni con la morfodinamica ambientale. Ciascuna tematica comprenderà lezioni di esperti nazionali ed escursioni tese a descrivere le diverse metodologie di indagine e illustrare come il loro utilizzo combinato possa concorrere a condurre studi multidisciplinari ed effettuare accurate ricostruzioni paleoambientali, in ambienti archeologici interessati da eventi geologici estremi. Le escursioni si svolgeranno nell'area napoletano-flegrea e vesuviana e nelle aree appenniniche ad est dei vulcani campani.

Nonostante i risultati raggiunti da molte ricerche specialistiche di settore, sono ancora pochi ad oggi, gli studi multidisciplinari nei quali le diverse discipline abbiano operato in stretto e continuo coordinamento. Lo spirito della scuola è anche quello di stimolare il confronto e la cooperazione tra le diverse discipline coinvolte ed iniziare a formare figure professionali che rispondano alle nuove sfide che le scienze umane e naturali dovranno raccogliere per garantire reali progressi nella conoscenza dei fenomeni passati, per un uso consapevole e sostenibile del territorio.

Bibliografia

- Bruneau, M., Chang, S. E., O'Rourke, T. D., Reinhorn, A. M., Shinozuka, M., Tierney, K., Wallace, W. A., von Winterfeldt, D., (2003). *A Framework to Quantitatively Assess and Enhance the Seismic Resilience of Communities*, *Earthquake Spectra*, 19(4), 733–752.
- Carpenter, S., Walker, B., Marty Anderies, J., Abel, N., (2001). *From Metaphor to Measurement: Resilience of What to What?*, *Ecosystems* 4, 765–781.
- Dovers, R., Handmer, J., (1992). *Uncertainty, Sustainability and Change*. *Global Environmental Change*, 2(4), 262–276.
- Holling, C., (1973). *Resilience and Stability of Ecological Systems*, *Annual Review of Ecology, Evolution and Systematics*, 4, 1–23.
- Kohler, T., (1992). *Historic Human Impact on the Environment in the Upland North American Southwest*. *Population and Environment, Journal of Interdisciplinary Studies*, 13, 255–268.
- Redman, C., (2005). *Resilience theory in archaeology*, *American Anthropologist*, 107, 70–77.
- Rose, A. (2007). *Economic Resilience to Natural and Man-made Disasters: Multidisciplinary Origins and Contextual Dimensions*. *Environmental Hazards* 7(4), 383–95.
- Tilling, R., (1989). *Volcanic hazards*. American Geophysical Union, 123 pp.
- Timmerman, P., (1981). *Vulnerability, Resilience and the Collapse of Society: A Review of Models and Possible Climatic Applications*. Toronto, Canada: Institute for Environmental Studies, University of Toronto.

Il Comitato Scientifico

L'approccio geologico allo studio dell'interazione tra attività vulcanica e vita dell'uomo: esempi dalla Campania

Mauro Antonio Di Vito¹, Nicola Castaldo³, Giuseppe Vecchio², Sandro de Vita¹

¹*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli - Osservatorio Vesuviano, Napoli, Italia*

²*Soprintendenza Speciale per i Beni Archeologici di Napoli e Pompei, Napoli, Italia*

³*Collaboratore della Soprintendenza Speciale per i Beni Archeologici di Napoli e Pompei, Napoli, Italia*

Introduzione

Gli studi archeologici e vulcanologici condotti nell'area napoletana, hanno evidenziato che le eruzioni del Somma-Vesuvio e della caldera dei Campi Flegrei hanno fortemente condizionato lo sviluppo e il declino degli insediamenti umani in quest'area sin dalla Preistoria [Laforgia et al., 2009; Di Lorenzo et al., 2013; Di Vito et al., 2013].

La lunga storia dell'interazione tra uomo e vulcano è dettagliatamente registrata nella stratigrafia della Piana Campana, dove gli studi condotti in concomitanza con l'esecuzione di indagini sistematiche o preventive ad opere pubbliche, hanno contribuito a definire il quadro degli insediamenti e delle attività umane tra il Tardo Neolitico e l'epoca storica attorno ai vulcani napoletani [Marzocchella, 2000; Albore Livadie et al., 2005; Laforgia et al., 2009]. Durante questo periodo di tempo la Piana Campana (Fig. 1) è stata intensamente frequentata, attraversata da vie di comunicazione di lunga persistenza temporale e soggetta a consistente sfruttamento agricolo. Le eruzioni vulcaniche del Vesuvio e dei Campi Flegrei hanno spesso determinato lunghi intervalli nella frequentazione di queste aree, ma hanno altresì contribuito alla straordinaria fertilità dei suoli, favorendone lo sfruttamento agricolo.



Figura 1. Immagine satellitare della Piana Campana. In azzurro l'area studiata.

Di seguito si riporta un esempio, di recente pubblicazione [Di Vito et al., 2013], di come l'approccio integrato geologico-archeologico abbia permesso di ricostruire l'evoluzione del territorio intorno al Vesuvio in un periodo di tempo tanto interessante quanto poco conosciuto, compreso tra l'eruzione pliniana delle Pomice di Avellino e quella sub-pliniana del 472 d.C. L'area è stata infatti interessata dalla deposizione dei prodotti di numerose eruzioni vulcaniche caratterizzate da diversa energia, effetti e durata; inoltre,

l'accumulo lungo i versanti dei rilievi attorno alle piane vesuviane di grandi quantità di materiale piroclastico sciolto, depositato rapidamente nel corso delle eruzioni, ha favorito nel tempo la generazione di lahar, e di ripetuti episodi di alluvionamento che hanno frequentemente causato l'impaludamento e il seppellimento delle piane sotto spesse coltri detritiche [Di Vito et al., 1998; Zanchetta et al., 2004]. Nonostante ciò, l'area a nord-est del vulcano corrispondente al territorio di Nola, contraddistinta da un'eccellente posizione geografica e attraversata da importanti vie naturali di collegamento tra le aree interne irpine e beneventane e la costa tirrenica, ha partecipato a tutti gli stadi del popolamento umano, con l'avvicinarsi di genti alla ricerca continua di terreni fertili e risorse naturali dalle quali trarre il proprio sostentamento. In questo territorio l'uomo ha sempre trovato vantaggioso stabilire i suoi insediamenti, probabilmente grazie alla grande fertilità del suolo e alle favorevoli condizioni climatiche, ma anche in virtù dei lunghi intervalli di quiescenza tra le varie eruzioni, che generalmente hanno superato il tempo di una vita umana.

1. Investigazioni geo-archeologiche nella Piana Campana orientale: eruzioni e vita dell'uomo

Le evidenze più antiche della frequentazione umana nel settore sud-orientale della Piana Campana si riferiscono al Paleolitico superiore e al Mesolitico e sono state rinvenute in grotte e ripari carsici che si aprono a varie quote lungo la dorsale montana di Roccarainola (Monte Fellino, Grotta della Piazza e Grotta della Castelluccia) e lungo il Miglio della Schiava, dove sono state rinvenute, al disopra di uno strato di piroclastiti dilavate miste a reperti faunistici del Quaternario, tracce di un focolare con avanzi di pasto e manufatti litici, databile a circa 11.000 anni B.P. [Barbera et al., 1991], scarse finora le testimonianze del Neolitico, provenienti essenzialmente dal vicino territorio avellano (Valle del Clanio) e del Calcolitico (Nola-Cicala, località La Torre), da dove provengono materiali ceramici di superficie associati ai prodotti delle eruzioni pliniane che hanno interessato il territorio nell'intervallo considerato, quella di Agnano-Monte Spina, dei Campi Flegrei, e quella delle Pomici di Avellino, del Vesuvio [Castaldo, 1999]. La prima è avvenuta 4.550 anni fa [de Vita et al., 1999; Smith et al., 2011] e i suoi depositi coprono un'area di almeno 1.000 km² e sono ampiamente rinvenibili nel territorio in esame, dove sono costituiti da una sequenza di livelli di cenere e pomici da caduta di alcuni decimetri di spessore. In molte delle sezioni studiate, alla sommità del deposito da caduta sono spesso presenti livelli rimaneggiati, depositati da eventi alluvionali post-eruttivi protrattisi nell'area per anni dopo l'evento. Questa informazione è dedotta dall'assenza di superfici umificate all'interno delle sequenze alluvionali. Sulla superficie del deposito di questa eruzione è presente un paleosuolo ben sviluppato (maturo) all'interno del quale, nei siti di Nola (Croce del Papa e Piazza d'Armi), San Paolo Belsito (Vigna e Monticello-Montesano), Palma Campania (Balle, via Isernia e via Vecchia Palma-S. Gennaro) e Afragola sono state rinvenute tracce di coltivazione, strade, sepolture e buche di palo di strutture che attestano una diffusa e densa frequentazione del territorio nel Bronzo Antico. Questi insediamenti furono ricoperti e parzialmente distrutti dall'eruzione pliniana del Vesuvio citata, detta delle Pomici di Avellino, avvenuta 3.950 anni fa [Di Vito et al., 2009; Passariello et al., 2009; Sulpizio et al., 2010a, b; Di Lorenzo et al., 2013]. Lo studio dettagliato delle sequenze dei depositi dell'eruzione ha evidenziato numerose tracce di fuga e migrazioni di gruppi di persone che si allontanavano dal vulcano durante le primissime fasi dell'eruzione o durante brevi stasi nelle sue fasi finali. L'eruzione fu seguita da una forte destabilizzazione idrogeologica dell'area circostante il vulcano con effetti notevoli sulla piana protrattisi, probabilmente, per decine di anni dopo l'evento. Tuttavia, nonostante i danni prodotti all'ecosistema dall'eruzione, si registrano rapidi tentativi di rioccupazione in alcuni siti già frequentati nella fase precedente [Albore Livadie et al., 2001; 2005; Talamo e Ruggini, 2005; Di Lorenzo et al., 2013].

Successivamente all'eruzione pliniana delle Pomici di Avellino, due eruzioni sub-pliniane del Somma-Vesuvio (AP1 e AP2) [Di Vito et al., 2013 e bibliografia citata] si sono verificate nel Bronzo medio iniziale, epoca in cui la presenza dell'uomo è continuata, anche se apparentemente in modo meno intensivo che nel Bronzo Antico. Abitati e campi coltivati, riferibili al Bronzo Medio 1 e Bronzo Medio 2A iniziale, sono ricoperti dai prodotti delle eruzioni AP1 e AP2 e sono documentati a San Paolo Belsito (Monticello-Montesano) [Albore Livadie et al., 2004; 2007], Palma Campania (Balle, via Isernia e via Vecchia Palma-San Gennaro) e probabilmente a Faibano di Marigliano. Tracce di frequentazione antropica sono state riconosciute anche nei paleosuoli ricoperti dai depositi delle eruzioni vesuviane AP3 e AP4, in deposizione primaria e secondaria, che hanno restituito buche di palo, solchi carrai, impronte umane e di animali (Palma Campania, via Isernia e via Vecchia Palma-San Gennaro). Dopo la successiva eruzione vesuviana AP5, le piane attorno al Vesuvio furono coltivate con continuità dalle popolazioni locali o romanizzate, così come avvenuto anche dopo l'eruzione AP6 (217-216 a.C.) [Di Vito et al., 2013]. Le tracce relative sono numerose in tutta l'area studiata e

rivelano un intenso e denso uso del territorio. La successiva eruzione di Pompei del 79 d.C., ha solo parzialmente interessato il territorio in esame con caduta di cenere e piccole pomici per spessori di pochi centimetri (Fig. 2). Nonostante ciò, in ampi settori dell'area nolana l'eruzione apportò notevoli danni alle coltivazioni con una repentina modifica del paesaggio agricolo, soprattutto a seguito dei ripetuti fenomeni alluvionali post-eruttivi. Notevoli informazioni si rilevano nei siti di Palma Campania, in località Balle e Novesche, e di via Vecchia Palma-San Gennaro. Nei primi due siti i sottili depositi da caduta mantellano aree sepolcrali e terreni coltivati, entrambi posti in prossimità di ville rurali attive per lungo tempo, anche dopo la catastrofe. Nel secondo sito campi coltivati che si sovrappongono ad una strada in battuto di terreno sono obliterati da un sottile deposito da caduta e da una spessa sequenza di depositi da lahar, generati dal rapido rimaneggiamento sui versanti delle coltri piroclastiche depositate durante l'eruzione.



Figura 2. Tracce di attività antropica in tempi storici: **a)** Palma Campania, Via vecchia Palma-San Gennaro. Campi coltivati (*a1*) al di sopra delle tracce di una strada precedente (*a2*), entrambi coperti da un sottile livello di cenere da caduta (*a3*) ed una spessa sequenza di lahar (*a4*) relativi all'eruzione di del 79 d.C.; **b)** Marigliano, loc. Faibano, via Sentino. Campi coltivati (*b1*) coperti da un sottile deposito da caduta (*b2*) dell'eruzione di Pollena (472 d.C.) e da una spessa sequenza di lahar (*b3*). **c)** Palma Campania, via Isernia. Sequenza di depositi da caduta dell'eruzione di Pollena (*c1*), coperta da lahar (*c2*); **d)** Cimitile. Porzione esterna delle basiliche Paleocristiane di Cimitile. Strato di abbandono e di crollo di strutture coperto dal deposito da caduta dell'eruzione di Pollena (*d1*) e da una spessa sequenza di lahar (*d2*).

Gli eventi successivi che hanno interessato il territorio e hanno ricoperto numerose tracce antropiche sono ancora eruzioni vesuviane: quella del 203 d.C., i cui depositi sono stati rilevati nello scavo di via Isernia, anche questa di tipo stromboliano violento o vulcaniano, e la sub-pliniana del 472 d.C. Quest'ultima, nota come eruzione di Pollena [Colucci Pescatori, 1986; Sulpizio et al., 2005], seppellì tutta la piana a nord-est del vulcano sotto una spessa coltre di pomice e cenere, prevalentemente da caduta, cui fece seguito la messa in posto di potenti depositi alluvionali (Fig. 2). Questi ultimi modificarono la morfologia del territorio e causarono lo sconvolgimento del reticolo idrografico e ingenti danni alle costruzioni. In tutto il territorio vi sono numerosi altri esempi di seppellimento di strutture preesistenti, di campi coltivati, di strade e di canali. Di particolare interesse sono i siti dell'anfiteatro di Nola e l'area delle Basiliche Paleocristiane di Cimitile, meta dell'escursione del corso (Fig. 2). Nell'anfiteatro, realizzato verso la fine del I secolo a.C. e più volte ristrutturato, l'arena funzionò da bacino di raccolta del materiale fangoso che sommerse l'ampia struttura, fino alla media cavea per uno spessore complessivo di circa 6 m. L'area delle Basiliche Paleocristiane di Cimitile, risulta ricoperta dal deposito da caduta dell'eruzione con spessore decimetrico, visibile solo nelle

aree esterne agli edifici, e da una potente sequenza di depositi da lahar messi in posto rapidamente dopo l'eruzione. L'invasione dell'area da parte dei lahar, che penetrarono anche all'interno degli edifici, ha determinato un innalzamento del piano di calpestio di circa 2 metri. Alcuni edifici, liberati dai depositi fangosi, continuarono ad essere utilizzati alla stessa quota, altri furono riutilizzati a quota superiore, altri realizzati ex novo sui depositi piroclastici rimaneggiati, come la basilica di San Tommaso (VI secolo).

Conclusioni

Il notevole impatto delle eruzioni e dei fenomeni connessi nel settore sud-orientale della Piana Campana (Fig. 1) è spiegabile con la sua posizione rispetto alle aree vulcaniche attive, nelle aree di maggiore accumulo dei depositi da caduta della maggior parte delle eruzioni del Vesuvio e dei Campi Flegrei. L'area, inoltre, è posta alla confluenza di importanti valli appenniniche e di un fitto reticolo idrografico sviluppato sui versanti settentrionali del Monte Somma. L'accumulo sui versanti dei rilievi circostanti di grandi quantità di materiale piroclastico sciolto, ha, inoltre, favorito il diffuso rimaneggiamento delle piroclastiti e il verificarsi di ripetuti episodi di scorrimento di lahar e flussi iperconcentrati. Tali depositi, modificando repentinamente il territorio, hanno interferito in modo più o meno profondo con la frequentazione umana fin dalle epoche più remote. Uno degli esempi più esaustivi e completi è rappresentato dalla sequenza rilevata negli scavi di via Vecchia Palma-San Gennaro, dove ai depositi vulcanici sono quasi sempre associati depositi rimaneggiati subito dopo e, a volte, durante gli eventi eruttivi e tracce di frequentazione antropica.

La diffusa presenza di tracce archeologiche nell'area testimonia che nonostante il verificarsi di numerosi eventi vulcanici e di fenomeni connessi molto intensi (Fig. 2), le popolazioni che si sono avvicinate nell'area hanno trovato sempre buone ragioni per ritornare a occupare il territorio. La distribuzione dei siti antropizzati, tuttavia, evidenzia una notevole frammentazione spaziale e temporale nell'uso del territorio che può essere spiegata sia con condizioni locali sfavorevoli agli insediamenti, come ad esempio la tendenza all'impaludamento di aree depresse, sia con lacune nella conoscenza per mancanza di indagini adeguate.

Le problematiche tutt'ora aperte, di notevole interesse per la conoscenza dell'uso del territorio nel tempo e degli effetti dei fenomeni naturali, allo stato attuale delle conoscenze non sono risolvibili se non attraverso l'esecuzione di studi sistematici a carattere multidisciplinare.

Bibliografia

- Albore Livadie, C., Castaldo, N., Lubritto, C., Terrasi, F., Vecchio, G., (2004). *Eruzioni protostoriche e reinsedimentazioni umane nell'area nolana: nuovi dati archeologici e cronologici*, Atti Convegno Siti archeologici ed effetti delle eruzioni in Campania. I vulcani distruttori e preservatori degli antichi insediamenti umani, Ravello, 19 ottobre.
- Albore Livadie, C., Castaldo, N., Mastrolorenzo, G., Vecchio, G., (2001). *Effetti delle eruzioni del Somma-Vesuvio sul territorio di Nola dall'età del Bronzo all'epoca romana tardiva*, in *Tephros-chronologie et archéologie*, Congrès "Téphrochronologie et coexistence hommes-volcans", Brivis-Charensac 24-29 agosto 1998, Dossiers de l'Archéo-Logis n°1, Clermont-Ferrand.
- Albore Livadie, C., Vecchio, G., Castaldo, E., Castaldo, N., Delle Donne, M., Minieri, L., Pizzano, N., (2005). *Il villaggio di Nola – Croce di Papa (Napoli) nel quadro della facies culturale di Palma Campania (Bronzo antico)*. XL Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria, Dicembre 2005, Lit. Sicignano, Pompei (NA), pp. 54.
- Albore Livadie, C., Vecchio, G., Castaldo, N., (2007). *L'età del Bronzo a San Paolo Belsito (Nola – Napoli)*, in Atti della XL Riunione Scientifica – Strategie di insediamento fra Lazio e Campania in età preistorica e protostorica, Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria, Firenze.
- Barbera, C., Leuci, G., Virgili, A., (1991). *Mammiferi quaternari del miglio della Schiava, Nola*, in *L'Appennino meridionale*, Napoli.
- Castaldo, N., (1999). *Prima dell'eruzione: tracce di insediamento dell'età del Rame a San Paolo Belsito*, in AA.VV., *Un'eruzione vulcanica 4000 anni fa*, Napoli.
- Colucci Pescatori, G., (1986). *Osservazioni su Abellinum tardo-antica e sull'eruzione del 472 d.C.*, in AA.VV., *Tremblements de terre, éruptions volcaniques et vie des hommes dans la Campanie antique*, Roma.

- de Vita, S., Orsi, G., Civetta, L., Carandente, A., D'Antonio, M., Di Cesare, T., Di Vito, M., Fisher, R.V., Isaia, R., Marotta, E., Ort, M., Pappalardo, L., Piochi, M., Southon, J., (1999). *The Agnano-Monte Spina eruption (4,100 years BP) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91 (2-4), 269-301.
- Di Lorenzo, H., Di Vito, M.A., Talamo, P., Bishop, J., Castaldo, N., de Vita, S., Nave, R., Pacciarelli, M., (2013). *The impact of the Pomici di Avellino Plinian eruption of Vesuvius on Early and Middle Bronze Age human settlement in Campania (Southern Italy)*. Proceedings of the 4th Archaeological Conference of Central Germany: 1600-Cultural change in the shadow of the Thera eruption? International Conference in Halle (Saale), Ottobre, 2011, in stampa.
- Di Vito, M.A., Castaldo, N., de Vita, S., Bishop, J., Vecchio, G., (2013). *Human colonization and volcanic activity in the eastern Campania Plain (Italy) between the Eneolithic and Late Roman periods*. Quaternary International, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.01.001>
- Di Vito, M.A., Sulpizio, R., Zanchetta, G., (1998). *I depositi ghiaiosi della valle dei torrenti Clanio e Acqualonga (Campania centro-orientale): significato stratigrafico e ricostruzione paleoambientale*. Il Quaternario, 11 (2), 273–286.
- Di Vito, M.A., Zanella, 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 rock-magnetism*. Earth and Planetary Science Letters, 277, 408–421.
- Laforgia, E., Boenzi, G., Amato, L., Bishop, J., Di Vito, M.A., Fattore, L., Stanzone, M., Viglio, F., (2009). *The Vesuvian “Pomici di Avellino” eruption and Early Bronze Age settlement the middle Clanis Valley*. Méditerranée 112, 2009, 101–107.
- Marzocchella, A., 2000. *Storie di contadini alle falde del Vesuvio*. Archeo 182, 36-45.
- Passariello I., Albore Livadie C., Talamo P., Lubritto C., D’Onofrio A., Terrasi F., 2009. *¹⁴C Chronology Of Avellino Pumices Eruption And Timing Of Human Reoccupation Of The Devasted Region*. Radiocarbon, Vol 51, Nr 2, 2009, P 1–14.
- Smith, V.C., Isaia, R. and Pearce, N.J.G., (2011). *Tephrostratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers*. Quaternary Science Reviews, 30, 3638-3660.
- Sulpizio, R., Cioni, R., Di Vito, M.A., Mele, D., Bonasia, R., Dellino P., (2010a). *The Pomici di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.9 ka BP) part I: stratigraphy, compositional variability and eruptive dynamics*. Bulletin of Volcanology, 72, 539-558.
- Sulpizio, R., Cioni, R., Di Vito, M.A., Mele, D., Bonasia, R., Dellino, P., (2010b). *The Pomici di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.9 ka BP). Part II: sedimentology and physical volcanology of pyroclastic density current deposits*. Bulletin of Volcanology, 72, 559–577.
- Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P., La Volpe, L., (2005). *A complex, Subplinian-type eruption from low-viscosity, phonolitic to tephri-phonolitic magma: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy*. Bulletin of Volcanology, 67, 743–767.
- Talamo P., Ruggini C., (2005). *Il territorio campano al confine con la Puglia nell’età del Bronzo*, in Armando Gravina (a cura di) Atti 25° Convegno sulla Preistoria - Protostoria della Daunia. San Severo 2004, San Severo.
- Zanchetta G., Sulpizio R., Di Vito M.A., (2004). *The role of volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy)*. Sedimentary Geology, 168: 249-280.

Il Somma Vesuvio: storia eruttiva e impatto delle sue eruzioni sul territorio

Mauro A. Di Vito, Sandro de Vita, Monica Piochi

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli - Osservatorio Vesuviano, Napoli, Italia

Introduzione

Il Somma-Vesuvio insieme a Campi Flegrei, Procida e Ischia è uno dei quattro vulcani presenti nell'area napoletana (Fig. 1). Fin dall'ultima eruzione, avvenuta nel marzo 1944, il vulcano è quiescente e caratterizzato solo da moderate emissioni fumaroliche e sismicità, prevalentemente concentrate in area craterica. La storia passata del vulcano suggerisce che la quiescenza può culminare in un'eruzione esplosiva che, potenzialmente, può interessare aree molto vaste. Solo nelle immediate vicinanze del vulcano, cioè entro un raggio di 10 km, risiedono circa 600.000 persone, potenzialmente esposte agli effetti significativi di fenomeni vulcanici, quali scorrimento di colate piroclastiche, accumulo di grossi spessori di depositi da caduta e scorrimento di lahars.

Questa breve nota ha lo scopo di illustrare, per grandi linee, la storia eruttiva del Somma-Vesuvio, la sua evoluzione morfologica e strutturale e l'impatto delle sue eruzioni sul territorio.

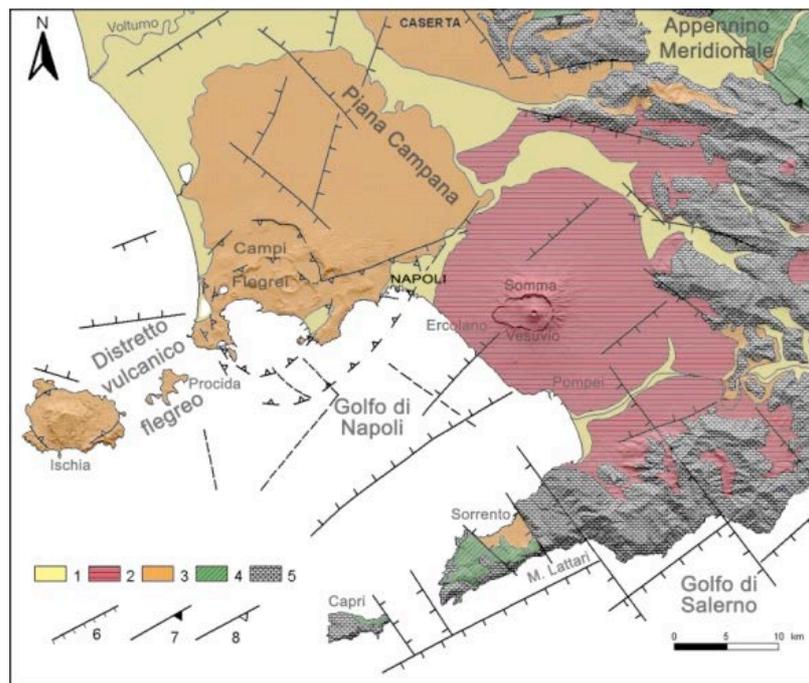


Figura 1. Schema geologico-structurale della Piana Campana. 1) sedimenti alluvionali recenti; 2) vulcaniti del Somma-Vesuvio; 3) vulcaniti del Distretto Vulcanico Flegreo (Ischia, Procida e Campi Flegrei); 4) sedimenti terrigeni miocenici; 5) unità carbonatiche mesozoiche; 6) faglie; 7) sovrascorrimenti; 8) bordi calderici.

1. Storia eruttiva e impatto sul territorio

Il vulcanismo nell'area vesuviana è iniziato almeno 400.000 anni fa, come testimoniato dall'età di lave incontrate in perforazione nel pozzo Trecase ad una profondità di 1.125 m. [Brocchini et al., 2001], anche se l'attuale vulcano Somma-Vesuvio si è formato negli ultimi 39.000 anni e i suoi prodotti poggiano sull'Ignimbrite Campana, l'eruzione di più alta magnitudo verificatasi nell'area napoletana [Di Renzo et al., 2007 e bibliografia citata].

Il Somma-Vesuvio è un vulcano composito, o stratovulcano, costituito dai resti di un antico edificio, il Monte Somma, in parte smantellato nel corso di violente eruzioni pliniane, e dal più recente Vesuvio, cresciuto al suo interno. Il volume totale di magma eruttato da questo vulcano è stato stimato in circa 300 km³ [Civetta e Santacroce, 1992].

L'attività del Somma (39.000-22.000 anni) è stata dominata da emissione di lave ed esplosioni di bassa energia, i cui prodotti hanno progressivamente accresciuto l'edificio del Somma. Le eruzioni sono state alimentate prevalentemente da un cratere centrale e subordinatamente da bocche laterali, dislocate sulle pendici del vulcano e nelle piane circostanti, spesso allineate lungo faglie e fratture a direzione appenninica ed antiappenninica [Di Vito et al., 1998; Santacroce e Sbrana, 2003].

A partire da 22.000 anni fa l'attività del vulcano è stata caratterizzata dal verificarsi di una serie di eruzioni di tipo pliniano e sub pliniano, precedute da periodi di quiescenza di lunghezza variabile tra centinaia e migliaia di anni, e seguite, almeno negli ultimi 4.000 anni, da periodi a condotto aperto, con vulcanismo semipersistente, caratterizzato da emissione di lave e attività esplosiva di energia medio bassa.

La più antica eruzione pliniana del vulcano è quella delle Pomici di Base, nota anche come eruzione di Sarno [22 ka; Santacroce et al., 2008 e bibliografia citata]. Durante questa eruzione la sequenza delle diverse fasi è stata simile a quella delle altre tre pliniane avvenute negli ultimi 22.000 anni al Vesuvio. Infatti tutte le eruzioni pliniane successive sono state caratterizzate da una fase di apertura del *vent*, una fase successiva di colonna eruttiva sostenuta e poi da fasi caratterizzate dallo scorrimento di correnti piroclastiche prodotte sia da instabilità della colonna eruttiva sia da esplosioni freatomagmatiche, accompagnate da collassi vulcano-tettonici con la formazione di una caldera sommitale. Le fasi di apertura hanno generato depositi, generalmente a granulometria fine, distribuiti su aree modeste. Le fasi di colonna eruttiva sostenuta hanno generato colonne pliniane che in alcuni casi hanno anche superato i 30 km di altezza, e dalle quali sono stati prodotti depositi da caduta ad ampissima distribuzione areale (Fig. 2).

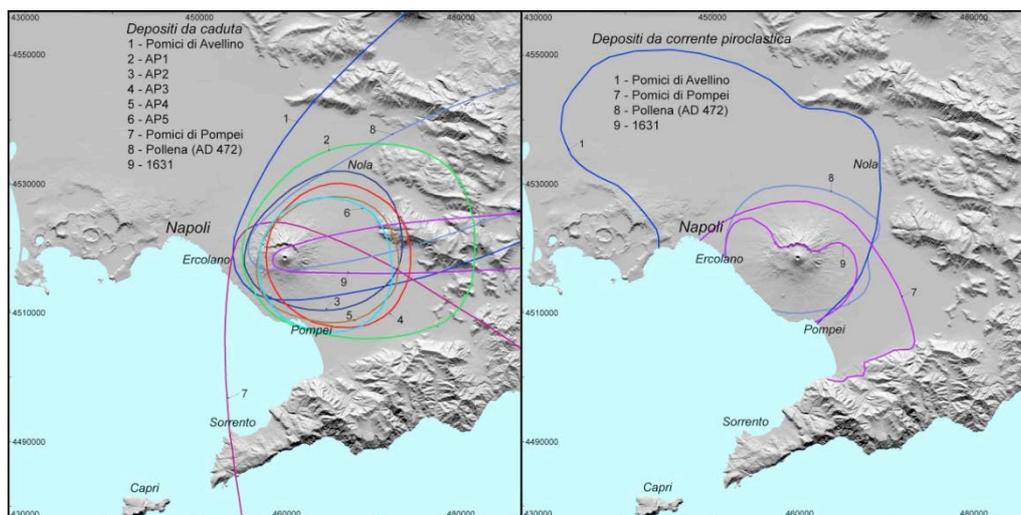


Figura 2. Distribuzione dei depositi delle eruzioni principali del Vesuvio degli ultimi 4000 anni. Le linee indicano le isopache di 10 cm di spessore dei depositi da caduta (mappa di sinistra) e l'area coperta dai depositi da corrente piroclastica (mappa di destra).

Queste fasi sono state caratterizzate dal maggior volume di magma emesso (1.5-4.4 km³, DRE) e dai più alti tassi di emissione di magma (MDR= 10⁷-10⁸ kg/s). Le correnti piroclastiche si sono distribuite sui fianchi del vulcano e nelle piane circostanti, fino ad una distanza massima di oltre 20 km dal vent [Gurioli et al., 2010 e bibliografia citata]. Il volume di magma emesso in queste fasi è inferiore (0.25-1 km³, DRE) [Cioni et al., 2003; Gurioli et al., 2010]. Nelle aree prossimali il collasso calderico, dovuto al quasi totale svuotamento della camera magmatica, è stato accompagnato dalla messa in posto di spessi depositi di breccie [Cioni et al., 1999].

L'eruzione delle Pomici di Base fu seguita da eruzioni effusive che generarono colate di lava lungo i versanti orientali del vulcano e da un periodo di quiescenza fino a circa 19.000 anni fa, interrotto dall'eruzione sub-pliniana delle Pomici Verdoline [Cioni et al., 2003].

La caldera del Monte Somma ha una forma quasi ellittica con un asse maggiore con direzione EW di circa 5 km, ed è il risultato di numerosi collassi, ognuno generato durante un'eruzione pliniana [Cioni et al., 1999]. Il suo bordo settentrionale è ben visibile e rappresentato da una scarpata alta fino a 300 metri che espone una sequenza di lave e scorie, attraversata da una serie di dicchi. La parte meridionale della caldera è evidenziata da una variazione nella pendenza dei versanti, visibile ad una quota di circa 600 m, che evidenzia il bordo della caldera ricoperto e suturato da una pila di lave recenti, che prima hanno riempito la depressione calderica e poi hanno trascinata attraverso la parte più bassa del bordo calderico. La sequenza esposta evidenzia, come detto in precedenza, che l'attività antica è stata dominata da effusioni laviche ed eventi esplosivi di bassa energia [Johnston Lavis, 1884; Santacroce, 1987; Cioni et al., 1999] e da minori eventi di energia medio-alta. Infatti lo studio di sequenze incontrate in perforazione nella parte meridionale del vulcano e di esposizioni in aree appenniniche [Di Vito et al., 1998; Di Renzo et al., 2007; Di Vito et al. 2008] ha evidenziato che le sequenze piroclastiche comprese tra Ignimbrite Campana e Pomici di Base (22 ka) comprendono i prodotti di almeno due eruzioni esplosive generate da centri eruttivi localizzabili nell'area vesuviana, attivi successivamente all'eruzione dell'Ignimbrite Campana.

Durante il periodo successivo si registrò la più lunga quiescenza del vulcano, interrotta solo da episodi eruttivi minori di bassa energia, che durò fino a 8.800 anni fa, quando avvenne la seconda eruzione pliniana del Vesuvio, detta delle Pomici di Mercato [Cioni et al., 1999; Aulinas et al., 2008; Mele et al., 2011]. I prodotti di questa eruzione, ampiamente distribuiti ad est del vulcano, sono riconoscibili anche a nord e a ovest, dove ricoprono tracce di insediamenti antropici neolitici. Questi depositi sono ricoperti da uno spesso paleosuolo, corrispondente ad un'altra lunga fase di quiescenza che riguarda anche l'adiacente area dei Campi Flegrei. Il paleosuolo è infatti riconoscibile su un'area molto vasta e contiene abbondanti tracce di presenza dell'uomo. Nelle aree medio distali del vulcano tale paleosuolo è ricoperto prima dai depositi di alcune eruzioni flegree, tra le quali hanno ampia distribuzione areale solo Agnano 3 e Paleoastroni 2, rilevabili come ceneri fini in tutta l'area compresa tra i Campi Flegrei e la piana di Caserta-Acerra, e di quella pliniana di Agnano-Monte Spina, i cui prodotti coprono un'area di qualche migliaio di chilometri quadrati, e sono ancora ben distinguibili su tutto l'apparato del Vesuvio, sulle piane circostanti il vulcano e sugli Appennini, almeno fino ad Avellino. Le tracce antropiche in questo paleosuolo complesso, che in molti casi contiene tracce di ceneri di eruzioni distali, diventano via via più abbondanti fino al Bronzo Antico, quando avvenne la terza eruzione pliniana del Vesuvio, quella cosiddetta delle Pomici di Avellino (3.9 ka) [Rolandi et al., 1993; Cioni et al., 1999; Mastrolorenzo et al., 2006; Di Vito et al., 2009]. Questa eruzione, anch'essa caratterizzata da tre fasi principali (Fig. 3): fase di apertura, fase pliniana e fase freatomagmatica finale, ha generato cinque unità eruttive (EU1-5), ben riconoscibili nelle sequenze di prodotti dell'eruzione [Sulpizio et al., 2010a, b]. La EU1 è stata prodotta nella fase di apertura, generata da basse colonne eruttive di breve durata e pulsanti, che hanno depositato un doppio livello di cenere distribuito a NE del vulcano fino ad una distanza di diverse decine di chilometri. Le unità successive, EU2, EU3 ed EU4 furono depositate durante la fase principale dell'eruzione, durante la quale forti esplosioni magmatiche generarono una colonna eruttiva di tipo pliniano che raggiunse l'altezza massima di circa 30 km. I prodotti sono costituiti da un livello di pomici da bianche a grigie verso l'alto, distribuito verso nord-est su un'area di oltre 15,000 km² (Fig. 2). Il nome dell'eruzione deriva, appunto dal significativo spessore dei prodotti da caduta dell'eruzione, rilevabile ad Avellino, ubicato lungo l'asse di dispersione del deposito da caduta. A causa della distribuzione verso nord-est, questi depositi copri con uno spessore di circa 100 cm il famoso villaggio di Nola-Croce di Papa, ma non quello di Afragola, posto a nord del vulcano, al di fuori della dispersione dei depositi da caduta di queste fasi, come la maggior parte dei siti preistorici, presenti a nord, a sud e ad ovest del vulcano. Questi furono interessati dalla fase finale dell'eruzione, che produsse una successione di depositi da correnti piroclastiche diluite e turbolente, generate da ripetute esplosioni freatomagmatiche, che scorsero verso ovest, nord e nord-ovest a partire da una bocca eruttiva localizzata nell'area del Piano delle Ginestre (porzione occidentale della caldera del Monte Somma [Di Vito et al., 2009]. La successione (EU5) comprende un'intercalazione di livelli di cenere da fine a grossolana con strutture da piano-parallele ad ondulate, caratterizzata da grosse variazioni di spessore, anche su piccola scala, in corrispondenza di irregolarità della morfologia preesistente. In aree medio-distali si riconoscono i prodotti di almeno quattro episodi di scorrimento di correnti piroclastiche separati da brevi stasi. Nelle fasi di stasi nell'area occidentale del vulcano vi sono le tracce di una estesa migrazione di popolazione verso nord [Di Vito et al., 2009; Laforgia et al., 2009; Fig. 3].

Le correnti piroclastiche più distali, distribuite verso nord-ovest, arrivarono fino a una distanza di 25 km dal vulcano. La cenere fine, elutriata da queste correnti piroclastiche, è stata dispersa e depositata per caduta fino a distanze di diverse centinaia di chilometri a nord-ovest del vulcano [Sulpizio, et al., 2008]. La

temperatura di messa in posto dei depositi di queste correnti piroclastiche, stimata in vari siti intorno al vulcano entro una distanza di circa 10 km, era di 250-300 °C. Dopo l'eruzione un'area vastissima, comprendente le piane ad ovest, a nord e a est del vulcano e alcune valli appenniniche, furono interessate da una generale destabilizzazione idrogeologica e dal ripetersi di numerosi fenomeni alluvionali di energia molto variabile.

Lo studio dei depositi dell'eruzione ha permesso di valutare gli effetti della deposizione dei prodotti dell'eruzione su siti abitati e sulle strutture abitative dell'epoca [Di Vito et al., 2009; De Lorenzo et al., 2013] e sui tempi di ripresa delle attività antropiche nell'area. L'eruzione delle Pomici di Avellino fu seguita da un lungo periodo di scarsa presenza dell'uomo nelle aree maggiormente colpite dall'eruzione [Di Lorenzo et al., 2013] e alcuni secoli dopo da almeno 8 eruzioni da stromboliane a sub-pliniane i cui prodotti, prevalentemente da caduta, si rilevano nelle aree ad est del vulcano [Di Vito et al., 2013]. I depositi delle varie eruzioni, denominato AP1 –AP6 per l'intervallo stratigrafico nel quale si rilevano (Avellino-Pompei) sono separati da paleosuoli e depositi alluvionali a testimonianza di intervalli di quiescenza del vulcano di decine-centinaia di anni. Lo studio congiunto tra archeologi e vulcanologi, condotto nell'area di Nola-Palma Campania [Di Vito et al., 2013] di questo intervallo stratigrafico ha permesso di concludere che, nonostante il ripetersi dei eruzioni vulcaniche esplosive intervallate da periodi brevi di stasi nell'attività del vulcano, che impattavano significativamente sul territorio studiato con la deposizione di decine di centimetri di ceneri e favorendo la generazione di alluvioni e lahars, la piana a est del Vesuvio continuava ad essere abitata dall'uomo in modo più o meno stabile, con insediamenti di capanne, o solo per la coltivazione e la pastorizia.



Figura 3. Sezione schematica della sequenza prodotta dall'eruzione delle Pomici di Avellino. Le frecce rosse indicano i livelli con evidenze di migrazione di uomini e animali nel corso delle fasi finali dell'eruzione. A destra sono riportate alcune impronte di uomini e animali, sia in pianta che in sezione, rilevate nell'area del villaggio preistorico di Afragola che deformano la superficie di a2 [da Di Vito et al., 2009].

Il periodo di quiescenza che seguì durò circa tre secoli, durante i quali si registrò un forte incremento della popolazione nell'area, con notevoli insediamenti sia lungo la fascia meridionale del vulcano che nelle piane circostanti. In tutta l'area circostante il vulcano vi sono infatti le tracce della densa urbanizzazione di epoca romana. Molte di esse sono ricoperte dai depositi dell'eruzione pliniana successiva, che nel 79 d.C. ricoprirono un territorio vastissimo.

L'eruzione avvenne verosimilmente il 24 ottobre del 79 d.C., (per la data dell'eruzione vedi Ciarallo e De Carolis, 1998) e non in agosto come generalmente riportato. Essa fu preceduta da terremoti e deformazione del suolo [Marturano, 2008; Marturano et al., 2009; Varone 1989; De Spagnolis e Conticello, 1995]. L'eruzione è stata studiata da vari autori [Lirer et al., 1973; Sigurdsson et al., 1985; Barberi et al., 1989; Cioni et al., 1999; Gurioli et al., 2002; 2007] che concordano nel definire tre fasi principali: (1) apertura freatomagmatica; (2) fase principale pliniana; (3) fase di collasso della caldera con generazione di correnti piroclastiche da esplosioni freatomagmatiche e di breccie prossimali. La sequenza di depositi dell'eruzione include otto unità eruttive caratterizzate da diverse caratteristiche sedimentologiche, distribuzione areale e variazioni laterali, generate da pulsazioni all'interno di una fase, con un meccanismo eruttivo ben definito. Una sintesi delle caratteristiche delle varie unità eruttive (EU) e delle fasi è riportata in figura 4.

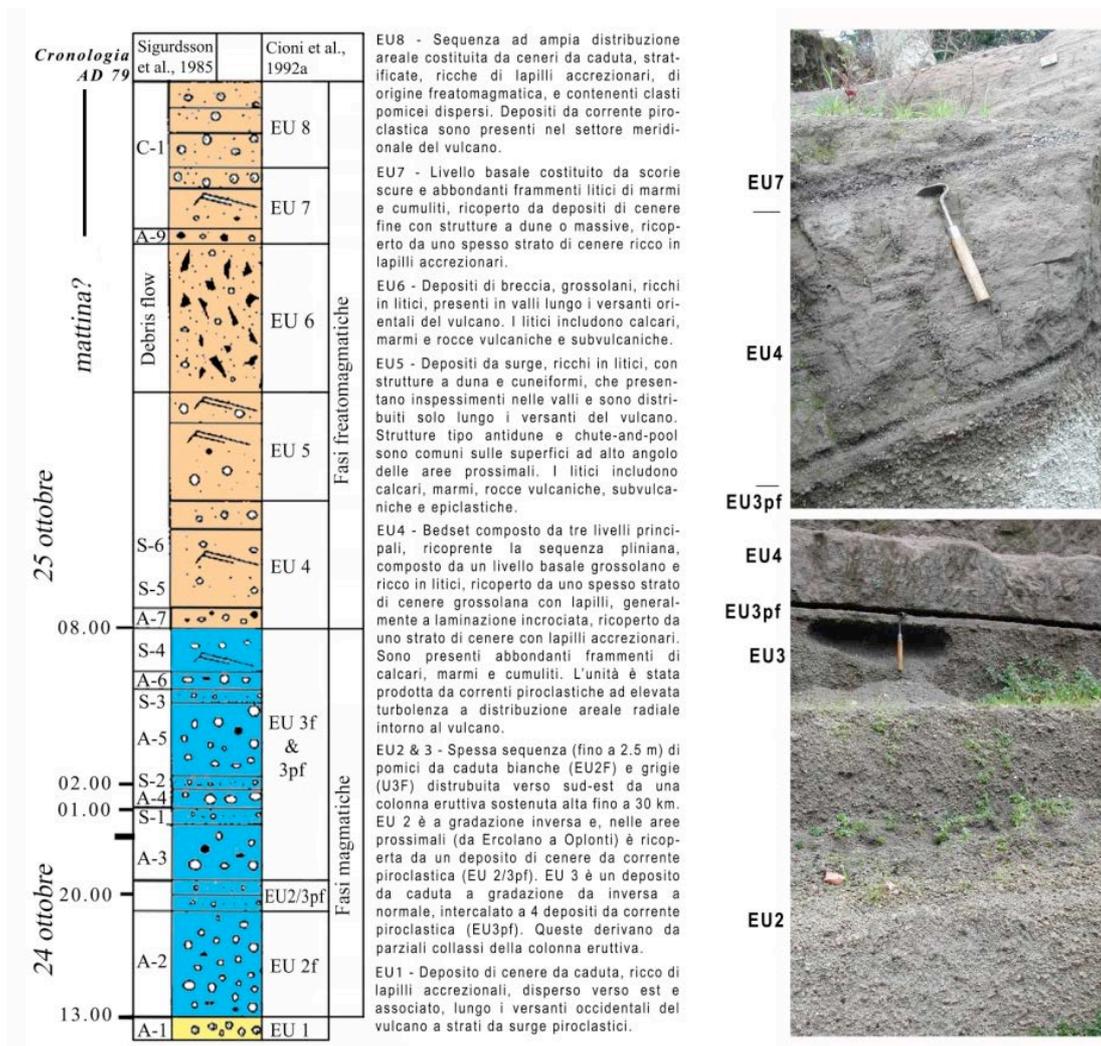


Figura 4. Sequenza schematizzata dei prodotti dell'eruzione del 79 d.C., suddivisi per unità eruttive e fasi nel tempo. A destra una breve descrizione litologica e le fotografie delle unità rilevate a Pompei.

Dopo l'eruzione del 79 d.C. il vulcano ha prodotto solo due eventi di tipo sub-pliniano, nel 472 e nel 1631, con fenomeni simili a quelli delle eruzioni pliniane, ma di scala inferiore, con colonne eruttive non superiori a 20 km di altezza e correnti piroclastiche distribuite fino a distanze inferiori a 10 km [Rosi and Santacroce, 1983; Rolandi et al., 1993; Rosi et al., 1993; Sulpizio et al., 2005]. Numerosissime eruzioni di bassa energia, legate all'attività del vulcano a condotto aperto, si sono verificate prevalentemente tra il I e il III secolo d.C., tra il V e l'VIII secolo d. C. e nel periodo 1631-1944 [Arrighi et al., 2001; Santacroce e Sbrana, 2003; Santacroce et al., 2008].

Conclusioni

Dal 1944, data dell'ultima eruzione, il Vesuvio è rientrato in uno stato di riposo, in assenza di attività vulcanica, con il condotto sigillato dal magma solidificato che ha alimentato l'ultima eruzione. La storia eruttiva del vulcano ci ha insegnato che quando ci si trova in queste condizioni è possibile che passino alcuni secoli prima che riprenda l'attività eruttiva ma, allo stesso modo, ci ha insegnato che lunghi periodi di riposo possono essere interrotti da violente eruzioni esplosive di tipo pliniano o sub-pliniano. Le sequenze stratigrafiche rinvenibili in una vasta area intorno al vulcano testimoniano questo comportamento. Sono presenti infatti sequenze con paleosuoli ben sviluppati e variamente e lungamente frequentati dall'uomo, le cui tracce sono sigillate dai prodotti di eruzioni esplosive che in pochi giorni hanno ricoperto aree molto vaste e trasformato, a volte completamente, il territorio preesistente. Grazie agli eventi vulcanici queste tracce sono preservate e sono arrivate fino ai giorni nostri. Lo studio integrato e multidisciplinare aiuterà a capire sempre meglio gli effetti sul territorio, sull'uomo e sull'ambiente degli eventi disastrosi, ma di breve durata rispetto alla vita dell'uomo, che hanno caratterizzato la storia di questo vulcano.

Bibliografia

- Arrighi, S., Principe C., Rosi M. (2001). *Violent Strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity*, Bulletin of Volcanology, 63, 126–150.
- Aulinas, M., Civetta, L., Di Vito, M.A., Orsi, G., Gimeno, D., (2008). *The Plinian Pomice di Mercato eruption of Somma-Vesuvius: Magma chamber processes and eruption dynamics*, Bulletin of Volcanology, 70, 825–840, DOI 10.1007/s00445-007-0172-z.
- Barberi, F., Cioni, R., Rosi, M., Santacroce, R., Sbrana, A., Vecchi, R., (1989). *Magmatic and phreatomagmatic phases in explosive eruptions of Vesuvius as deduced by grain-size and compositional analysis of pyroclastic deposits*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 38, 287–307.
- Brocchini, D., Principe, C., Castradori, D., Laurenzi, M.A., Gorla, L., (2001). *Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase 1 well*. Mineralogy and Petrology, 73, 67-91.
- Ciarallo, A., De Carolis, E., (1998). *La data dell'eruzione*. Rivista di studi Pompeiani. IX, 1998, pp. 63.
- Cioni, R., Santacroce R., Sbrana A. (1999), *Pyroclastic deposits as a guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius caldera*. Bulletin of Volcanology, 60, 207-222.
- Cioni, R., Sulpizio, R., Garruccio, N., (2003). *Variability of the eruption dynamics during a Subplinian event: the Greenish Pumice eruption of Somma-Vesuvius (Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 124, 89-114.
- Civetta, L., Santacroce R., (1992), *Steady state magma supply in the last 3400 years of Vesuvius activity*. Acta Vulcanologica, Pisa 2, 147-159.
- De' Spagnolis, M., Conticello, B., (1995). *Osservazioni sulle fasi edilizie di alcune ville rustiche seppellite dalla eruzione del 79 d.C. a Scafati, suburbio orientale di Pompei*, in *Archaologie und Seismologie, La regione vesuviana dal 62 al 79 d.C. Problemi archeologici e sismologici*. Roma 1995, pp. 93.
- Di Lorenzo, H., Di Vito, M.A., Talamo, P., Bishop, J., Castaldo, N., de Vita, S., Nave, R., Pacciarelli, M., (2012). *The impact of the Pomice di Avellino Plinian eruption of Vesuvius on Early and Middle Bronze Age human settlement in Campania (Southern Italy)*. Proceedings of the 4th Archaeological Conference of Central Germany: 1600-Cultural change in the shadow of the Thera eruption? International Conference in Halle (Saale), October, 2011, in stampa.
- Di Renzo, V., Di Vito, M.A., Arienzo, I., Carandente, A., Civetta, L., D'Antonio, M., Giordano, F., Orsi, G., Tonarini, S., (2007). *Magmatic history of Somma-Vesuvius on the basis of new geochemical and isotopic data from a deep borehole (Camaldoli della Torre)*. Journal of Petrology, 48, 753–784.
- Di Vito, M.A., Castaldo, N., de Vita, S., Bishop, J., Vecchio, G., (2013). *Human colonization and volcanic activity in the eastern Campania Plain (Italy) between the Eneolithic and Late Roman periods*. Quaternary International, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.01.001>
- Di Vito, M.A., Sulpizio R., Zanchetta G., D'Orazio M., (2008). *The late Pleistocene pyroclastic deposits of the Campanian Plain: New insights into the explosive activity of Neapolitan volcanoes*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177, 19–48.

- Di Vito, M.A., Sulpizio, R., Zanchetta, G., (1998). *I depositi ghiaiosi della valle dei torrenti Clanio e Acqualonga (Campania centro-orientale): significato stratigrafico e ricostruzione paleoambientale*. Il Quaternario, 11 (2), 273–286.
- Di Vito, M.A., Zanella, 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 rock-magnetism*. Earth and Planetary Science Letters, 277, 408–421.
- Gurioli L., Cioni R., Sbrana A., Zanella E. (2002). *Transport and deposition from pyroclastic flows over densely inhabited areas: Herculaneum (Italy)*. Sedimentology, 46, 1-26.
- Gurioli L., Zanella E., Pareschi M. T., Lanza R. (2007), Influences of urban fabric on pyroclastic density currents at Pompeii (Italy): 1. Flow direction and deposition, Journal of Geophysical Research, 112, B05213, doi:10.1029/2006JB004444.
- Gurioli, L., Sulpizio, R., Cioni, R., Sbrana, A., Santacroce, R., Luperini, W., Andronico, D., (2010). *Pyroclastic flow hazard assessment at Somma–Vesuvius based on the geological record*. Bulletin of Volcanology, 72, 1021–1038.
- Johnston Lavis, H.J. (1884), *The geology of the Mt. Somma and Vesuvius: being a study of volcanology*. Quarterly journal of the Geological Society of London, 40, 35–149.
- Laforgia, E., Boenzi, G., Amato, L., Bishop, J., Di Vito, M.A., Fattore, L., Stanzione, M., Viglio, F., (2009). *The Vesuvian “Pomici di Avellino “ eruption and Early Bronze Age settlement the middle Clanis Valley*. Méditerranée 112, 2009, 101–107.
- Lirer, L., Pescatore, T., Booth, B., Walker, G.P.L., (1973). *Two Plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy*. Geological Soc. America Bull. 84, 759–772.
- Marturano, A., (2008). *Sources of ground movement at Vesuvius before the AD 79 eruption: evidence from contemporary accounts and archaeological studies*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177, 959–970. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.07.017.
- Marturano, A., Aiello, G., Barra, D., Fedele, L., Grifa, C., Morra, V., Berg, R., Varone, A., (2009). *Evidence for Holocene uplift at Somma-Vesuvius*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184, 451–461.
- Mastrolorenzo, G., Petrone, P., Pappalardo, L., Sheridan, M.F., (2006). *The Avellino 3780 yr BP catastrophe as a worst-case scenario for a future eruption at Vesuvius*. Proceedings of the National Academy of Sciences, 103, 2006, 4366–4370.
- Mele, D., Sulpizio, R., Dellino, P., La Volpe, L., (2011). *Stratigraphy and eruptive dynamics of a pulsating Plinian eruption of Somma-Vesuvius: the Pomici di Mercato (8900 years B.P.)*. Bulletin of Volcanology 73 (3), 257e278.
- Rolandi, G., Barrella, A.M., Borrelli, A., (1993). *The 1631 eruption of Vesuvius*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 58, 183–201.
- Rosi, M., Santacroce, R. (1983). *The AD 472 Pollena eruption: volcanological and petrological data for this poorly-known, plinian-type event at Vesuvius*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17, 249– 271.
- Rosi, M., Principe, C., Vecchi, R., (1993). *The 1631 eruption of Vesuvius reconstructed from the review of chronicles and study of deposits*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 58, 151e182.
- Santacroce, R. (ed) (1987). *Somma-Vesuvius*. Quaderni de La Ricerca Scientifica 114, vol 8, CNR Roma, pp 1–251.
- Santacroce, R., Cioni, R., Marianelli, P., Sbrana, A., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Donahue, D.J., Joron, J.L., (2008). *Age and whole rock glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: a review as a tool for distal tephrostratigraphy*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177, 1-18.
- Santacroce, R., Sbrana A. (eds) (2003), *Geological map of Vesuvius*. Firenze: SELCA.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Cornell, W., Pescatore, T., (1985). *The eruption of Vesuvius in AD 79*. Natl. Geogr. Res., 1, 332–387.
- Sulpizio, R., Bonasia, R., Dellino, P., Di Vito, M.A., La Volpe, L., Mele, D., Zanchetta, G., Sadori, L. (2008). *Discriminating the long distance dispersal of fine ash from sustained columns or near ground ash clouds: the example of the Pomici di Avellino eruption (Somma-Vesuvius, Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177, 265–278, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.11.012.

- Sulpizio, R., Cioni, R., Di Vito, M.A., Mele, D., Bonasia, R., Dellino P., (2010a). *The Pomici di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.9 ka BP) part I: stratigraphy, compositional variability and eruptive dynamics*. Bulletin of Volcanology, 72, 539-558.
- Sulpizio, R., Cioni, R., Di Vito, M.A., Mele, D., Bonasia, R., Dellino, P., (2010b). *The Pomici di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.9 ka BP). Part II: sedimentology and physical volcanology of pyroclastic density current deposits*. Bulletin of Volcanology, 72, 559–577.
- Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P., La Volpe, L., (2005). *A complex, Subplinian-type eruption from low-viscosity, phonolitic to tephri-phonolitic magma: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy*. Bulletin of Volcanology, 67, 743–767.
- Varone, A., (1989). *Scavi di Via dell'Abbondanza (Casa dei Casti Amanti)*. in Rivista di studi Pompeiani, III, p. 236.

Tefrostratigrafia del vulcanismo ai Campi Flegrei negli ultimi 15 ka

Roberto Isaia¹, Victoria C. Smith²

¹*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli - Osservatorio Vesuviano, Napoli, Italia*

²*University of Oxford, Research Laboratory for Archaeology and the History of Art, Oxford, U.K.*

Introduzione

Nel quadro delle conoscenze di zone non vulcaniche dell'area peri-Mediterranea, la tefrostratigrafia sta rivelando sempre più importante per lo studio di eventi stratigrafici e climatici del Quaternario. Allo stesso tempo però, le sequenze sedimentarie contenenti livelli di tefra, possono fornire elementi utilissimi per la conoscenza dei parametri fisici delle eruzioni e sulla storia esplosiva di determinati vulcani.

Al fine di correlare in maniera sempre più affidabile le ceneri distali con gli eventi eruttivi che le hanno generate, è di fondamentale importanza considerare la stratigrafia, la cronologia, lo spessore e la dispersione dei depositi piroclastici, insieme alla composizione chimica dei vetri. L'insieme di tutti questi dati, a partire dalla caratterizzazione dei depositi in aree prossimali al vulcano, aiutano in maniera determinante ad identificare i diversi livelli di tefra.

Questo contributo alla Scuola Aiqua 2013 riassume i risultati di ricerche recenti sull'attività eruttiva ai Campi Flegrei (ad esempio [Isaia et al., 2009; Smith et al., 2011]), mirate soprattutto alla caratterizzazione stratigrafica, cronologica e geochemica dei prodotti eruttati negli ultimi 15 ka. In particolare nel lavoro di Smith et al. [2011] sono stati analizzati i depositi prossimali di 50 eruzioni del periodo post-15 ka per produrre un database completo di composizioni di vetro (> 1.900 analisi) per aiutare l'identificazione di queste unità. Inoltre è stata ottenuta una cronologia aggiornata utilizzando l'analisi bayesiana (OxCal) di tutte le datazioni ¹⁴C calibrate e le età ⁴⁰Ar/³⁹Ar pubblicate. Tutti questi dati cronostratigrafici e geochemici possono essere impiegati per poter correlare tefra presenti negli archivi archeologici e paleoambientali dell'Olocene con i depositi vulcanici prossimali e attraverso queste correlazioni utilizzare le informazioni dei record distali per migliorare le conoscenze sul vulcanismo ai Campi Flegrei.

1. Il Vulcanismo dei Campi Flegrei più recente di 15 ka

Il sistema vulcanico dei Campi Flegrei, attivo da più di 70 ka, è stato caratterizzato da due eventi principali: le eruzioni dell'Ignimbrite Campana (IC, [Fisher et al., 1993; Rosi et al., 1996; Costa et al., 2012]) e del Tufo Giallo Napoletano (TGN, [Orsi et al., 1992; Scarpati et al., 1993]), verificatesi rispettivamente 40 e 15 ka fa. Entrambe le eruzioni hanno emesso grossi volume di magma di circa rispettivamente 300 km³ and 40 km³. Il Tephra dell'IC (Y5) si ritrova come uno strato visibile di cenere fino alla Russia Meridionale [Giaccio et al., 2008]. Ceneri del TGN son disperse su una vasta area, ad esempio un livello più spesso di 10 cm è stato ritrovato a Vela Spila, Croazia [Radic et al., 2008].

Durante gli ultimi 15.000 anni all'interno della caldera sono cresciuti diversi edifici vulcanici in seguito a circa 70 eruzioni [Di Vito et al., 1999; Orsi et al., 2004; Isaia et al., 2009]. L'attività vulcanica dei Campi Flegrei è stata caratterizzata principalmente da eruzioni esplosive e meno frequenti eventi effusivi. Le eruzioni sono state generalmente dominate da esplosioni freatomagmatiche alternate a fasi magmatiche e da minori eventi stromboliani. Durante gli eventi freatomagmatici sono state generate pyroclastic density currents che hanno messo in posto depositi con una distribuzione areale strettamente connessa alla magnitudo dell'eruzione e alla localizzazione del centro eruttivo. Depositati da caduta di particelle sono stati generati durante le fasi magmatiche e in relazione alle direzioni dominanti dei venti i prodotti si sono dispersi in gran parte verso est in seguito ad eruzioni di alta magnitudo pliniane e sub-pliniane, e in direzioni variabili, prevalentemente verso nord-est, durante le eruzioni di bassa e media energia.

Vulcanismo e deformazione all'interno della caldera del TGN si è localizzato lungo i margini strutturali della caldera, e le faglie all'interno della caldera [Di Vito et al., 1999; Isaia et al., 2009]. La maggior parte delle eruzioni sono state molto ravvicinate nel tempo e ci sono stati periodi di quiescenza che dividono l'attività in Epoche I (9.5 e 15 ka), II (8.2 e 8.6 ka), e III (3.8 e 4.8 ka; [Di Vito et al., 1999; Orsi et al., 2004; Isaia et al., 2009]). L'eruzione più recente è stata quella di Monte Nuovo del 1538 d.C. Altre età

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sono state prodotte negli ultimi anni e i dati discussi nell'ambito della cronostratigrafia dei CF [Di Renzo et al., 2011; Fedele et al., 2011; Isaia et al., 2012]. Smith et al. [2011] hanno utilizzato tutte le datazioni ^{14}C e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pubblicate per ottenere un modello di età e una cronologia più accurata del vulcanismo a Campi Flegrei (Fig. 1).

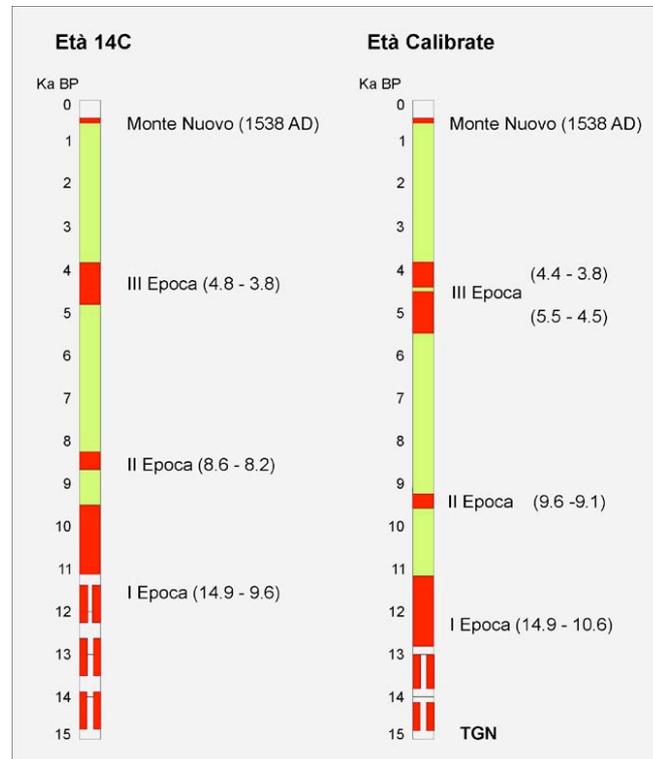


Figura 1. Confronto tra la cronostratigrafia semplificata del vulcanismo dei CF post-15 ka ottenuta con le età radiocarboniche [Di Vito et al., 1999] e le età calibrate da modello [Smith et al., 2011].

Le caratteristiche sedimentologiche e tessiturali della maggior parte dei depositi sono state riassunte in Di Vito et al. [1999], e studi approfonditi sono stati condotti per alcune delle grandi eruzioni (per esempio, AMS, Astroni e Averno 2; [de Vita et al., 1999; Isaia et al., 2004; Di Vito et al., 2011]). Informazioni su: tipo di attività, depositi, magnitudo, dispersione e età delle eruzioni sono riassunti nella Tabella 1 in Smith et al. [2011]. Tra gli eventi eruttivi solo due sono classificate di alta magnitudo (Agnano-Pomici Principali e Agnano-Monte Spina) [Di Vito et al., 1999; de Vita et al., 1999], mentre eruzioni di magnitudo media e bassa sono stati predominanti. La variabilità degli eventi è testimoniata dalle differenti distribuzioni areali dei depositi e dai diversi volumi di magma emesso che solo durante le eruzioni a magnitudo elevata hanno superato 1 km^3 [Orsi et al., 2004; Di Renzo et al., 2011]. La posizione dei centri eruttivi è cambiata nel tempo, con i più recenti concentrati per lo più nel settore centro-orientale della caldera, rispetto al settore occidentale (Fig. 2). Inoltre è stata evidenziata la contemporaneità di eventi eruttivi nei due diversi settori della caldera [Isaia et al., 2009].

Alcuni dei depositi post-15 ka sono stati oggetto di indagini petrologiche dettagliate per capire la formazione e l'evoluzione dei magmi sotto la caldera. Questi studi sono stati focalizzati sulle più grandi e più recenti eruzioni attraverso analisi chimiche sulla roccia totale (ad esempio, [D'Antonio et al., 1999; de Vita et al., 1999]), che riflettono la composizione del vetro e dei cristalli. Le microanalisi sulla matrice vetrosa sia nei campioni grossolani prossimali che nei clasti distali permettono invece una buona correlazione tra i tefra. Anche se molte delle grandi eruzioni sono state identificate in archivi distali solo pochi dati sulla chimica dei vetri sono state pubblicate prima del lavoro di Smith et al., ([2011] e bibliografia inclusa). Questo lavoro contiene uno dei più completi database sulla composizione dei vetri vulcanici di un vulcano europeo e fornisce un quadro dettagliato delle variazioni composizionali all'interno e tra le unità vulcaniche dei Campi Flegrei.

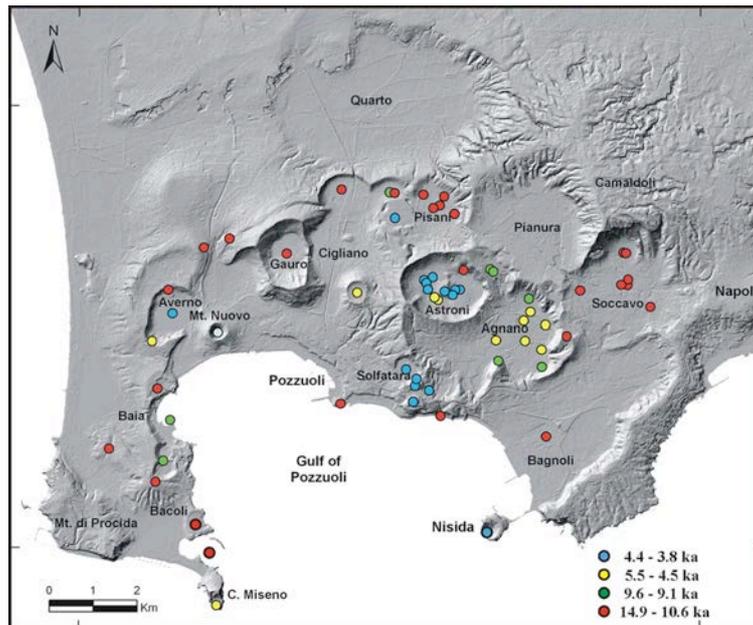


Figura 2. Ubicazione dei centri eruttivi degli ultimi 15 ka ai CF [da Isaia et al., 2009; Smith et al., 2011].

2. Implicazioni per la tefrostratigrafia del Mediterraneo

I Tefra prodotti durante gli eventi esplosivi dei Campi Flegrei formano inestimabili marker cronostatigrafici in tutto il Mediterraneo. Cenere vulcanica di alcune eruzioni post-15 ka sono stati riconosciuti come livelli ben visibili in molti archivi paleoclimatici, ad esempio, Lago Grande di Monticchio, Italia (LdM, [Wulf et al., 2008]), Lago di Scutari, Albania e Montenegro [Sulpizio et al., 2009], Lago di Bled, Slovenia [Lane et al., 2011], e il mare Adriatico (ad esempio, [Siani et al, 2004; Bourne et al, 2010]). Inoltre, molte di queste unità eruttive si trovano anche in numerosi siti archeologici in Italia e nei dintorni (ad es., [Passariello et al., 2010]). Per garantire una robusta identificazione di questi tefra in archivi distali, è importante utilizzare composizioni dei vetri accurate e precise e prendere in considerazione la posizione stratigrafica, il volume dei prodotti eruttati, l'attività eruttiva, e la direzione di dispersione dei depositi.

Informazioni su tutte queste eruzioni e nuovi dati sulla composizione chimica dei vetri sono state raccolte [Smith et al., 2011] per fornire una risorsa per l'identificazione accurata di questi marker cronostatigrafici in ambienti medio-distali. Utilizzando la chimica dei vetri sono stati identificati con precisione > 75% dei Tefra dei Campi Flegrei a Monticchio, e sono state suggerite nuove correlazioni che modificano talora interpretazioni presenti in letteratura. Inoltre, attraverso la statistica bayesiana (OxCal 4.1) è stata vincolata una cronologia aggiornata del vulcanismo negli ultimi 15 ka.

L'identificazione delle differenti unità vulcaniche in archivi ben datati, come ad esempio LdM, fornisce inoltre informazioni dettagliate sul periodo di riposo tra le eruzioni, che rappresenta un elemento importante per la valutazione della pericolosità vulcanica ai Campi Flegrei.

Bibliografia

- Bourne, A.J., Lowe, J.J., Trincardi, F., Asioli, A., Blockley, S.P.E., Wulf, S., Matthews, I.P., Piva, A. and Vigliotti, L., (2010). *Distal tephra record for the last ca 105,000 years from core PRAD 1-2 in the central Adriatic Sea: implications for marine tephrostratigraphy*. *Quaternary Science Reviews* 29, 3079-3094.
- Costa, A., Folch, A., Macedonio, G., Giaccio, B., Isaia, R. and Smith, V.C., (2012). *Quantifying volcanic ash dispersal and impact of the Campanian Ignimbrite super-eruption*. *Geophysical Research Letters* 39:L10310.

- D'Antonio, M., Civetta, L., Orsi, G., Pappalardo, L., Piochi, M., Carandente, A., de Vita, S., Di Vito, M.A. and Isaia, R., (1999). *The present state of the magmatic system of the Campi Flegrei caldera based on a reconstruction of its behaviour in the past 12 ka*. Journal Volcanology Geothermal Research, 91, 247-268.
- de Vita, S., Orsi, G., Civetta, L., Carandente, A., D'Antonio, M., Deino, A., di Cesare, T., Di Vito, M.A., Fisher, R.V., Isaia, R., Marotta, E., Necco, A., Ort, M., Pappalardo, L., Piochi, M. and Southon, J., (1999). *The Agnano-Monte Spina eruption (4100 years BP) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy)*. Journal Volcanology Geothermal Research, 91, 269-301.
- Di Vito, M.A., Isaia, R., Orsi, G., Southon, J., de Vita, S., D'Antonio, M., Pappalardo, L. and Piochi, M., (1999). *Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy)*. Journal Volcanology Geothermal Research, 91, 221-246.
- Di Vito, M.A., Arienzo, I., Briar, G., Civetta, L., D'Antonio, M., Di Renzo, V., Orsi, G., (2011). *The Averno 2 fissure eruption: a recent small-size explosive event at the Campi Flegrei Caldera (Italy)*. Bulletin of Volcanology 73, 295-320.
- Di Renzo, V., Arienzo, I., Civetta, L., D'Antonio, M., Tonarini, S., Di Vito, M.A. and Orsi, G., (2011). *The magmatic feeding system of the Campi Flegrei caldera: architecture and temporal evolution*. Chemical Geology, 281, 227-241.
- Fedele, L., Insinga, D.D., Calvert, A.T., Morra, V., Perrotta, A., and Scarpati, C. (2011). *⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of tuff vents in the Campi Flegrei caldera: toward a new chronostratigraphic reconstruction of the Holocene volcanic activity*. Bulletin of Volcanology, 73, 1323–1336.
- Fisher, R.V., Orsi, G., Ort M. and Heiken, G., (1993) *Mobility of a large-volume pyroclastic flow-emplacment of the Campanian ignimbrite, Italy*. Journal Volcanology Geothermal Research 56, 205–220.
- Giaccio, B., Isaia, R., Fedele, F., Di Canzio, E., Hoffecker, J., Ronchitelli, A., Sinitsyn, A., Anikovich, M., Lisitsyn, S., Popov, V., (2008). *The Campanian Ignimbrite and Codola tephra layers: two temporal/stratigraphic markers for the Early Upper Palaeolithic in southern Italy and eastern Europe*. Journal Volcanology Geothermal Research, 177, 208–226.
- Isaia, R., D'Antonio, M., Dell'Erba, F., Di Vito, M. and Orsi, G., (2004). *The Astroni volcano: the only example of closely spaced eruptions in the same vent area during the recent history of the Campi Flegrei caldera (Italy)*. Journal Volcanology Geothermal Research, 133, 171-192.
- Isaia, R., Marianelli, P. and Sbrana, A., (2009). *Caldera unrest prior to intense volcanism in Campi Flegrei (Italy) at 4.0 ka B.P.: Implications for caldera dynamics and future eruptive scenarios*. Geophysical Research Letters, 36: L21303.
- Isaia, R., Di Vito, M.A., de Vita S., Rosi, M. and Sbrana A. (2012). *Comment on “⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of tuff vents in the Campi Flegrei caldera (southern Italy): toward a new chronostratigraphic reconstruction of the Holocene volcanic activity” by Fedele et al. [Bull Volcanol; 73:1323–1336]*. Bull Volcanology 74, 293–296.
- Lane, C.S., Andri_c, M., Cullen, V.L., and Blockley, S.P.E., (2011). *The occurrence of distal Icelandic and Italian tephra in the Lateglacial of Lake Bled, Slovenia*. Quaternary Science Reviews.....
- Orsi, G., D'Antonio, M., de Vita, S. and Gallo, G., (1992). *The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse*. Journal Volcanology Geothermal Research, 53, 275-287.
- Orsi, G., Di Vito, M. and Isaia, R., (2004). *Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera*. Bulletin of Volcanology, 66, 514-530.
- Passariello, I., Talamo, P., D'Onofrio, A., Barta, P., Lubritto, C., Terrasi, F., (2010). *Contribution of the Radiocarbon dating to the chronology of Eneolithic in Campania (Italy)*. Geochronometria 35, 25- 33.
- Radić, D., Lugović, B. and Marjanac, L., (2008). *Neapolitan Yellow Tuff (NYT) from the Pleistocene sediments in Vela Spila on the island of Korčula: a valuable chronostratigraphic marker of the transition from the Palaeolithic to the Mesolithic*. Opusc. archaeologica, 31, 7-26.
- Rosi, M., Vezzoli, L., Aleotti, P. and De Censi, M., (1996). *Interaction between Caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegrean Fields, Italy*. Bulletin of Volcanology, 57, 541–554.
- Scarpati, C., Cole, P., Perrotta, A. (1993). *The Neapolitan Yellow Tuff - A large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, southern Italy*. Bulletin of Volcanology, 55, 343–356.

- Siani, G., Sulpizio, R., Paterne, M. and Sbrana, A., (2004). *Tephrostratigraphy study for the last 18,000 C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic*. Quaternary Science Reviews, 23, 2485-2500.
- Smith, V.C., Isaia, R. and Pearce, N.J.G., (2011). *Tephrostratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers*. Quat. Sci. Rev. 30, 3638-3660.
- Sulpizio, R., Van Welden, A., Caron, B. and Zanchetta, G., (2009). *The Holocene tephrostratigraphic record of Lake Shkodra (Albania and Montenegro)*. Journal of Quaternary Sciences, 25(5), 633-650.
- Wulf, S., Kraml, M. and Keller, J., (2008). *Towards a detailed distal tephrostratigraphy in the Central Mediterranean: The last 20,000 yrs record of Lago Grande di Monticchio*. Journal Volcanology Geothermal Research, 177, 118-132.

1. Storia geologica e deformativa

L'isola d'Ischia copre un'area di circa 46 km² e, da un punto di vista morfologico, è dominata dal rilievo centrale del M. Epomeo (787 m s.l.m.) e dall'allineamento NE-SW delle cime di M. Vezzi, M. Barano e M. Cotto, nel settore sud-orientale. La costa dell'isola è caratterizzata, a sud, da versanti a picco sul mare, intercalati a promontori, e da versanti che degradano dolcemente verso il mare, con subordinati tratti a falesia, per la restante parte [Della Seta et al., 2012; Fig. 1].

Ischia è un campo vulcanico attivo che, nel corso della sua storia, ha cambiato profondamente aspetto più volte anche in tempi molto recenti. Essa è costituita da rocce vulcaniche, da depositi di frane e, subordinatamente, da rocce cosiddette sedimentarie, che derivano dall'accumulo e dalla cementazione di frammenti di rocce preesistenti, smembrate dai processi erosionali [Vezzoli, 1988; de Vita et al., 2006; 2010; Sbrana e Toccaceli, 2011; Della Seta et al., 2012; Fig. 1].

Le rocce vulcaniche presenti sull'isola sono il prodotto di eruzioni sia effusive, che hanno formato colate e duomi di lava, sia esplosive, che hanno generato estese coltri di cenere e lapilli [Orsi et al., 2003; de Vita e Marotta, 2007].

L'età di inizio dell'attività vulcanica sull'isola non è precisamente nota, infatti le rocce più antiche datate, che non sono le più antiche in affioramento, hanno un'età di 150.000 anni [Vezzoli, 1988] e appartengono ad un complesso vulcanico attualmente in parte smantellato e ricoperto dai prodotti dell'attività più recente. I resti di questo apparato si rinvencono nel settore sud-orientale dell'isola (Fig. 1). I prodotti dell'attività successiva alla formazione di questo complesso sono costituiti da piccoli duomi lavici. Questi ultimi (Campagnano, Monte Vezzi, Monte Barano, Punta della Signora, Sant'Angelo, Punta Chiarito, Capo Negro, Punta Imperatore, Monte Vico, e l'isolotto del Castello d'Ischia) sono situati lungo le coste dell'isola e hanno un'età compresa tra 150.000 e 74.000 anni [Chiesa et al, 1987] (Fig. 1). A questo periodo di attività, cui si deve la formazione dei duomi lavici, fece seguito un periodo caratterizzato da violente eruzioni esplosive, eruzioni di minore energia e intervalli di inattività di durata variabile, che culminò circa 55.000 anni fa con l'eruzione del Tufo Verde del M. Epomeo [Gillot et al, 1982; Chiesa et al., 1987; Poli et al., 1989; Civetta et al., 1991; Brown et al., 2008]. Questa eruzione, fortemente esplosiva, è responsabile della formazione di una caldera che verosimilmente occupava la zona dove, attualmente, si trova la parte centrale dell'isola [Rittmann, 1930; Barra et al., 1992]. L'eruzione del Tufo Verde determinò la formazione di ignimbriti che andarono a colmare parzialmente la depressione calderica, che frattanto veniva invasa dal mare [Chiesa et al, 1987; Vezzoli, 1988; Poli et al., 1989; Brown et al., 2008], e a ricoprire in parte le zone allora emerse. Il Tufo Verde depositato in ambiente subacqueo è attualmente esposto al M. Epomeo. Il Tufo Verde depositato in ambiente subaereo, è attualmente esposto a Punta Imperatore, a Sant'Angelo e alla scarpata di Barano, lungo la periferia dell'isola [Brown et al., 2008; Fig. 1].

Dopo l'eruzione del Tufo Verde, l'attività vulcanica è proseguita con una serie di eruzioni esplosive, fino a circa 33.000 anni fa [Civetta et al., 1991], i cui centri erano ubicati lungo i margini sud-occidentale e nord-occidentale dell'isola. Le rocce originate nel corso di queste eruzioni sono esposte lungo le falesie tra Sant'Angelo e Punta Imperatore, a Citara e a Monte Vico (Fig. 1).

Il lungo periodo di quiescenza che seguì, terminò circa 28.000 anni fa con l'eruzione di Grotta di Terra, avvenuta lungo la costa sud-orientale dell'isola (Fig. 1). Successivamente l'attività vulcanica è continuata sporadicamente fino a 18.000 anni fa, con l'emissione di magmi che hanno alimentato eruzioni effusive ed esplosive (magmatiche e freatomagmatiche), con la messa in posto di colate laviche, depositi da caduta e la costruzione di piccoli coni di tufo. Le rocce appartenenti a questo periodo di attività sono ben esposte al M. di Vezzi, nell'area di S. Anna e Carta Romana, a M. Cotto e tra Punta Imperatore e Sant'Angelo (Fig. 1).

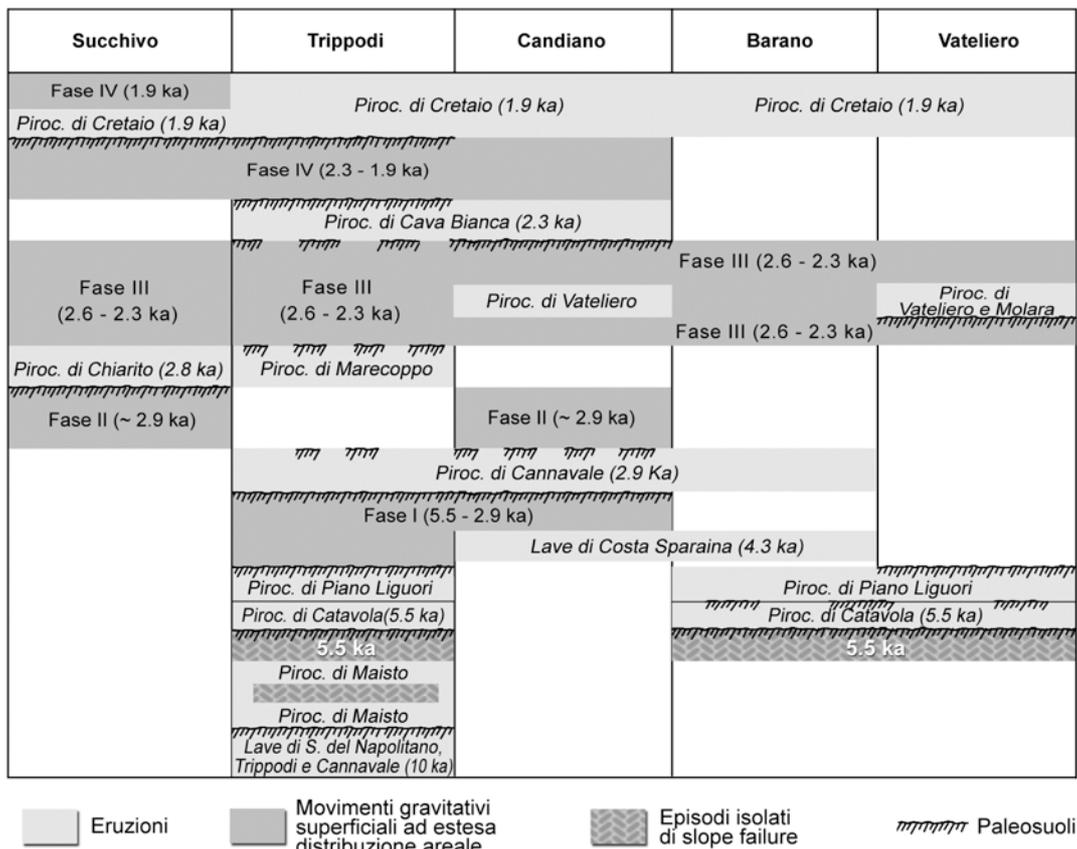
Frattanto la geografia dell'isola andava profondamente modificandosi non solo a causa delle continue eruzioni vulcaniche, ma anche a seguito dell'emersione della sua parte centrale, dovuta all'instaurarsi di un fenomeno di sollevamento del fondo della caldera generata dall'eruzione del Tufo Verde del Monte Epomeo. Questo fenomeno, detto di risorgenza, è cominciato a seguito dell'intrusione di nuovo magma nel sistema, e ha causato il sollevamento del blocco centrale dell'isola di almeno 900 m negli ultimi 30.000 anni [Orsi et al., 1991].

Il fenomeno della risorgenza ha fortemente condizionato l'attività vulcanica almeno negli ultimi 10.000 anni, determinando le condizioni per la risalita dei magmi solo nel settore orientale dell'isola e lungo sistemi di faglie regionali preesistenti. La risorgenza si è realizzata attraverso un meccanismo che ha determinato l'instaurarsi di un regime di sforzo di tipo compressivo lungo il margine occidentale del blocco risorgente, con la formazione di faglie inverse e l'impossibilità per i magmi di risalire verso la superficie, e

di un regime di sforzo di tipo distensivo a est, con la formazione di faglie dirette, che avrebbero facilitato la risalita dei magmi in questo settore [Orsi et al., 1991]. Infatti, dopo un periodo di stasi cominciato circa 18.000 anni fa, il vulcanismo sull'isola riprese intorno a 10.000 anni fa, dando inizio all'ultimo periodo di attività, che è proseguito anche in epoca storica con una serie di eruzioni, localizzate prevalentemente nel settore orientale dell'isola, di cui l'ultima avvenne nel 1302 d.C., dopo un periodo di quiescenza di circa 250 anni, e formò la colata lavica dell'Arso [Iacono, 1996; Fig. 1]. Questo periodo è stato caratterizzato da un'intensa attività vulcanica sia effusiva che esplosiva. In particolare sono stati riconosciuti i prodotti di 46 diverse eruzioni, concentrate principalmente nel periodo compreso tra circa 3.000 anni fa e il 1302 d.C. [de Vita et al., 2006; 2010; 2013], che hanno prodotto colate e duomi lavici, coni di pomici e scorie, *tuff cone* e *tuff ring* e depositi piroclastici da caduta e da flusso più o meno ampiamente distribuiti [de Vita et al., 2006; 2010; 2013]. La maggior parte dei centri eruttivi attivi in questo periodo, come detto, è situata nella depressione posta ad est del M. Epomeo e comprende tra gli altri Selva del Napolitano, Trippodi, Costa Sparaina, Posta Lubrano, M. Rotaro e Montagnone, nell'area immediatamente a ridosso dei versanti del M. Epomeo; Punta La Scrofa, Cafieri, e l'abitato di Ischia Porto, lungo la costa settentrionale; Vateliero, Cava Nocelle, Molarà, Arso e Fondo Bosso, nel settore sud-orientale dell'isola (Fig. 1). Solo alcuni centri, come ad esempio quelli da cui si sono originati le colate e i duomi lavici di Zaro e il deposito di pomici e ceneri dell'unità di Chiarito, sono ubicati al di fuori dell'area descritta (Fig. 1) lungo importanti strutture regionali. Gli studi più recenti condotti sull'isola hanno dimostrato che negli ultimi 10.000 anni si sono alternati periodi di quiescenza, di durata anche plurisecolare, e periodi di intensa attività eruttiva. Poiché, come abbiamo visto, il vulcanismo è direttamente connesso alla dinamica della risorgenza del M. Epomeo, se ne deduce che questo fenomeno non è stato continuo nel tempo, ma si è realizzato attraverso fasi intermittenti di sollevamento e di quiete tettonica.

L'attività vulcanica sull'isola d'Ischia, almeno negli ultimi 5.500 anni, è stata accompagnata dalla riattivazione di faglie e dalla messa in posto di depositi dovuti all'instabilità gravitativa superficiale dei versanti. Questi depositi evidenziano almeno quattro fasi di intensa erosione e risedimentazione dei depositi vulcanici primari, che si sono verificate rispettivamente tra 5.500 e 2.900, intorno a 2.900, tra 2.600 e 2.300 e tra 2.300 e 1.900 anni fa [Tab. 1; de Vita et al., 2006; Della Seta et al., 2012].

Tabella 1. Relazioni stratigrafiche e cronologiche tra i diversi depositi vulcanici e da instabilità dei versanti riconosciuti.



I depositi da movimenti gravitativi superficiali hanno preceduto e seguito di poco i depositi vulcanici primari, dimostrando che le condizioni di instabilità dei versanti sono state indotte dalla riattivazione dei movimenti verticali, responsabili inoltre della formazione di faglie e fratture che hanno alimentato l'attività vulcanica. L'instabilità dei versanti, pertanto, sarebbe la risposta superficiale ad uno stato di disequilibrio gravitativo indotto da deformazioni profonde, connesse con l'intrusione dei magmi che hanno poi alimentato le eruzioni vulcaniche. La stretta relazione tra intrusione magmatica, attivazione di faglie e fratture, vulcanismo e instabilità dei versanti a Ischia, depone a favore dell'esistenza di una complessa sequenza di fenomeni, che si verificano ciclicamente sull'isola. Il diagramma riportato in figura 2, rappresenta la natura ciclica dei fenomeni che a Ischia si verificano a intervalli variabili di tempo. Allo stato attuale il sistema è in uno stato di quiescenza sia per quanto riguarda l'attività sismica, vulcanica e deformativa, sia per quanto riguarda l'instabilità dei versanti a larga scala. Tuttavia, se in futuro dovesse verificarsi una nuova intrusione magmatica, è possibile ipotizzare che essa potrà essere accompagnata da una ripresa della risorgenza, della sismicità e dell'instabilità dei versanti, e potrà o meno essere seguita dalla ripresa dell'attività vulcanica [de Vita et al., 2006].

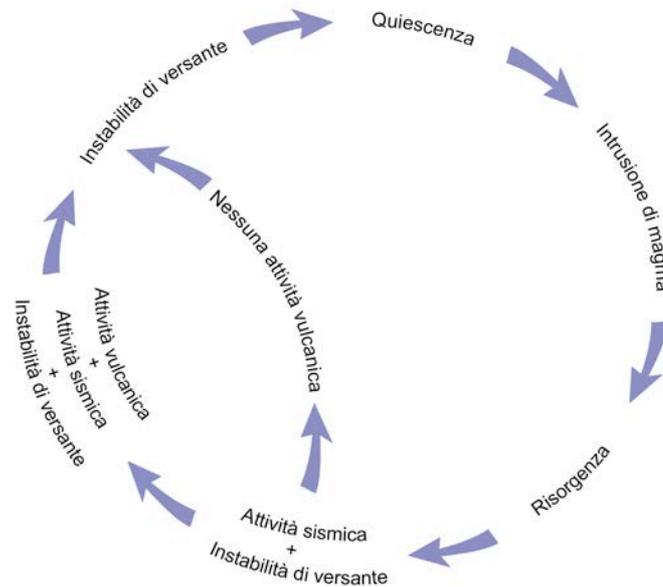


Figura 2. Comportamento ciclico dei fenomeni che si verificano a Ischia a intervalli variabili di tempo. Partendo da un periodo di quiescenza, una nuova intrusione magmatica innesca la risorgenza e quindi la deformazione, che è accompagnata da sismicità e instabilità dei versanti. A questo punto può esserci o meno ripresa dell'attività vulcanica, accompagnata e seguita da attività sismica e instabilità dei versanti. Quest'ultima può perdurare per secoli, durante la successiva fase di quiescenza (modificato da [de Vita et al., 2006]).

Conclusioni

L'intensa attività vulcanica dell'isola d'Ischia, particolarmente concentrata nelle ultime migliaia di anni, si è manifestata con un considerevole numero di eruzioni a carattere sia effusivo che esplosivo, separate nel tempo da periodi di quiescenza che hanno avuto durate di alcuni secoli o, talora, di millenni. A partire dall'ultima eruzione verificatasi a Ischia, il sistema vulcanico dell'isola ha continuato a manifestare la sua attività attraverso una intensa sismicità, culminata nel disastroso terremoto di Casamicciola del 1883 [Cubellis e Luongo, 1998], e una diffusa attività fumarolica e idrotermale [Chiodini et al., 2004; Di Napoli et al., 2011]. Anche i fenomeni franosi che interessano larga parte del territorio ischitano, in quanto risposta superficiale ad uno stato di disequilibrio gravitativo innescato da deformazioni profonde, sono una manifestazione della dinamica del sistema che va considerato, pertanto, ancora attivo al presente e potenzialmente in grado di dare eruzioni in futuro.

Bibliografia

- Barra, D., Cinque, A., Italiano, A., Scorziello, R., (1992). *Il Pleistocene superiore marino di Ischia: paleoecologia e rapporti con l'evoluzione tettonica recente*. Studi Geologici Camerti, Vol. Speciale, 231-243.
- Bartole, R., (1984). *Tectonic structures of the Latian-Campanian shelf (Tyrrhenian Sea)*. Bollettino di Oceanografia Teorica e Applicata, 2, 197-230.
- Brown, R.J., de Vita, S., Orsi, G., (2008). *New insights into Late Pleistocene explosive volcanic activity and caldera formation on Ischia (southern Italy)*. Bulletin of Volcanology, 70(5), 583-603. DOI 10.1007/s00445-007-0155-0.
- Bruno, P.P.G., de Alteriis, G., Florio, G., (2002). *The western undersea section of the Ischia volcanic complex (Italy, Tyrrhenian Sea) inferred by marine geophysical data*. Geophysical Research Letters, 29 (9), 10.1029/2001GL019304.
- Carrara, E., Iacobucci, F., Pinna, E., Rapolla, A., (1973). *Gravity and magnetic survey of the Campanian volcanic area, S. Italy*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, 15 (57), 39-51.
- Carrara, E., Iacobucci, F., Pinna, E., Rapolla, A., (1974). *Interpretation of gravity and magnetic anomalies near Naples, Italy, using computer techniques*. Bulletin of Volcanology, 38 (2), 458-467.
- Chiesa, S., Civetta, L., De Lucia, M., Orsi, G., Poli, S., (1987). *Volcanological evolution of the island of Ischia*. In Di Girolamo, P. (Ed.), *The volcanoclastic rocks of Campania (Southern Italy): Geochemical, Geophysical, Geological, Mineralogical, Palaeomagnetic, Petrographical and Volcanological aspects*. Rendiconti dell'Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche, Napoli (Special Paper), 69-83.
- Chiodini, G., Avino, R., Brombach, T., Caliro, S., Cardellini, C., de Vita, S., Frondini, F., Marotta, E., Ventura, G., (2004). *Fumarolic and diffuse soil degassing west of Mount Epomeo, Ischia (Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 133: 291-309.
- Civetta, L., Gallo, G., Orsi, G., (1991). *Sr- and Nd- isotope and trace-element constraints on the chemical evolution of the magmatic system of Ischia (Italy) in the last 55 ka*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 46, 213-230.
- Cubellis, E., Luongo, G., (1998). *Sismicità storica dell'isola d'Ischia*. In: Istituto poligrafico e zecca dello Stato (Ed.), *Il terremoto del 28 luglio 1883 a Casamicciola nell'isola d'Ischia*, pp. 49-57.
- D'Argenio, B., Pescatore, T., Scandone, P., (1973). *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Conv. Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Roma. Acc. Naz. Lincei, q.183.
- de Vita, S., Marotta, E., (2007). *Terra di vulcani*. Ed. L'Arca e l'Arco, Nola, 144 pp.
- de Vita, S., Sansivero, F., Orsi, G., Marotta, E., (2006). *Cyclical slope instability and volcanism related to volcano-tectonism in resurgent calderas: the Ischia island (Italy) case study*. Engineering Geology, 86: 148-165.
- de Vita, S., Sansivero, F., Orsi, G., Marotta, E., Piochi, M., (2010). *Volcanological and structural evolution of the Ischia resurgent caldera (Italy) over the past 10 ka*. In: Groppelli G. and Viereck L. (Eds.) *Stratigraphy and geology in volcanic areas*, GSA Book series, Special paper, 464, 193-239.
- de Vita, S., Di Vito, M.A., Gialanella, C., Sansivero, F., (2013). *The impact of the Ischia Porto Tephra eruption (Italy) on the Greek colony of Pthekoussai*. Quaternary International, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.01.002>
- Della Seta, M., Marotta, E., Orsi, G., de Vita, S., Sansivero, F., Fredi, P., (2012). *Slope instability induced by volcano-tectonics as an additional source of hazard in active volcanic areas: the case of Ischia island (Italy)*. Bulletin of Volcanology, 74 (1), 79-106, DOI 10.1007/s00445-011-0501-0.
- Di Napoli, R., Martorana, R., Orsi, G., Aiuppa, A., Camarda, M., De Gregorio, S., Gagliano Candela, E., Luzio, D., Messina, N., Pecoraino, G., Bitetto, M., de Vita, S., Valenza, M., (2011). *The structure of a hydrothermal system from an integrated geochemical, geophysical and geological approach: the Ischia Island case study*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 12(7), doi:10.1029/2010GC003476.
- Faccenna, C., Funicello, R., Bruni, A., Mattei, M., Cagnotti, L., (1994). *Evolution of transfer-related basin: the Ardea basin (Latium, central Italy)*. Basin Researches, 6, 35-46.
- Finetti, I., Morelli, C., (1974). *Esplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, 16, 175-222.
- Funicello, R., Locardi, E., Parloto, M., (1976). *Lineamenti geologici dell'area Sabatina orientale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 95, 831-849.

- Gillot, P.Y., Chiesa, S., Pasquaré, G., Vezzoli, L., (1982). *<33,000 yr K-Ar dating of the volcano-tectonic horst of the Isle of Ischia, Gulf of Naples*. *Nature*, 229, 242-245.
- Iacono, A., (1996). *La "Guerra d'Ischia" nel De Bello Neapolitano di G. Pontano*. Quaderni dell'Accademia Pontaniana, 19, 1-90.
- Ippolito, F., Ortolani, F., Russo, M., (1973). *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino Campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 12, 227-250.
- Mariani, M., Prato, R., (1988). *I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 519-531.
- Orsi, G., de Vita, S., Di Vito, M., (1996). *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74, 179-214.
- Orsi, G., de Vita, S., Di Vito, M., Isaia, R., Nave, R., Heiken, G., (2003). *Facing volcanic and related hazards in the Neapolitan area*. In :Heiken, G., Fakundiny, R., Sutter, J. (Eds) *Earth Sciences in Cities*, American Geophysical Union (Special Publication), Washington, pp. 121-170.
- Orsi, G., Gallo, G., Zanchi, A., (1991). *Simple-shearing block resurgence in caldera depressions. A model from Pantelleria and Ischia*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47(1-2), 1-11.
- Piochi, M., Bruno, P.P., De Astis, G., (2005). *Relative roles of rifting tectonics and magma ascent processes: Inferences from geophysical, structural, volcanological and geochemical data for the Neapolitan volcanic region (southern Italy)*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6 (7), Q07007, doi: 1029/2004GC000885.
- Poli, S., Chiesa, S., Gillot, P.Y., Guichard, F., Vezzoli, L., (1989). *Time dimension in the geochemical approach and hazard estimation of a volcanic area: the Isle of Ischia case (Italy)*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36, 327-335.
- Rittmann, A., (1930). *Geologie der Insel Ischia*. *Zeitschrift für Vulkanologie, Ergänzungsband*, 6.
- Sbrana, A., Toccaceli, R.M., (2011). *Carta Geologica della Regione Campania in scala 1:10.000, Foglio 464 Isola d'Ischia*. Assessorato Difesa Suolo. Napoli.
- Vezzoli, L., (1988). *Island of Ischia*. *CNR Quaderni de "La ricerca scientifica"*, 114 (10), 122 pp.

La Petrologia e la Geochimica isotopica nelle correlazioni tefrostratigrafiche: esempi dai vulcani napoletani

Monica Piochi & Angela Mormone

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli - Osservatorio Vesuviano, Napoli, Italia

Introduzione

La petrologia e la geochimica isotopica sono discipline di uso comune nello studio dei depositi vulcanici. Le rocce vulcaniche sono campionate, osservate ed analizzate allo scopo di determinare condizioni e meccanismi genetici ed evolutivi del magma eruttato. I risultati delle osservazioni ed analisi costituiscono una banca dati litologici, tessiturali, mineralogici, chimici ed isotopici sulla base della quale è possibile caratterizzare i prodotti eruttati dai singoli vulcani nel corso del tempo. Tale banca dati è un potente strumento per le correlazioni chemostratigrafiche, essenziale nel caso di sequenze deposizionali spazialmente discontinue, disperse dalle nubi piroclastiche fino a grande distanza dal centro eruttivo.

I prodotti piroclastici del vulcanismo campano (Fig. 1) sono oggetto di studi petrologici con la realizzazione di un enorme database petrografico, chimico ed isotopico in continuo aggiornamento. La stragrande maggioranza dei dati è relativo alle composizioni degli elementi maggiori e minori delle rocce totali (ad esempio [Vezzoli, 1988; Pabst et al., 2008; Piochi et al., 2004] ed i lavori citati) e al contenuto puntuale degli ossidi degli elementi maggiori nelle relative matrici vetrose [Piochi et al., 1999; Smith et al., 2011; Santacroce et al., 2008 ed i lavori citati]. Il contenuto degli elementi in tracce nelle matrici vetrose è conosciuto per un numero limitato di prodotti [Tomlinson et al., 2012; Smith et al., 2011; Piochi et al., 2008], principalmente dei Campi Flegrei. La composizione mineralogica è tabulata sistematicamente per i soli fenocristalli dominanti [vedi esempi nella letteratura citata]. Infine, le informazioni sul dettaglio tessiturale della distribuzione delle vescicole e dei microliti sono limitate a selezionate unità eruttive (ad esempio [Piochi et al., 2008; Smith et al., 2011; Andronico and Cioni, 2002; Balcone-Boissard et al., 2012]).

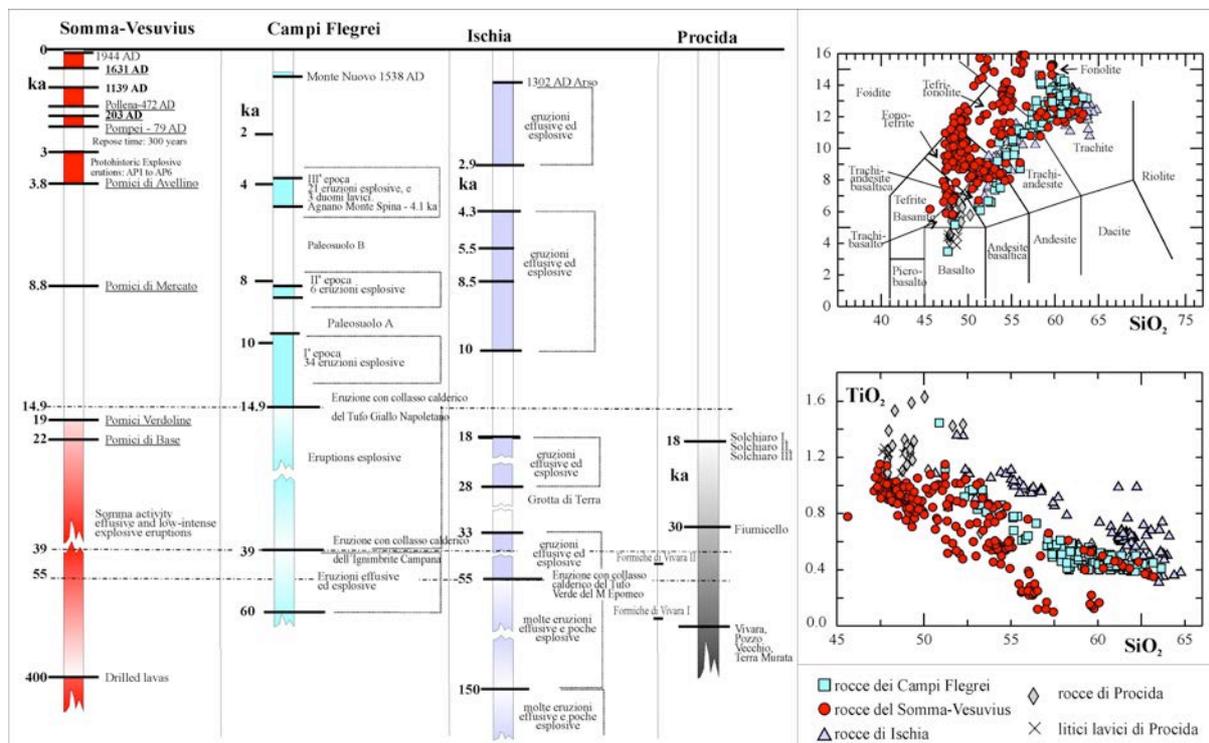


Figura 1. Cronologia del vulcanismo al Somma-Vesuvio, Ischia, Procida e Campi Flegrei, e chimismo dei relativi prodotti (modificato da [Di Vito et al., 2011; Piochi et al., 2004]).

Il database esistente permette, almeno in linea generale, di distinguere il magmatismo flegreo, ischitano e vesuviano (Fig. 1). Tuttavia, le indagini tefrostratigrafiche [Lowe, 2011] evidenziano che il riconoscimento delle diverse unità eruttive richiede, in aggiunta alle analisi geocronologiche, un approccio petrologico multi-parametrico e l'individuazione di parametri *ad hoc* allo scopo di superare le problematiche associate al tipico campione osservato in facies distale e ultra-distale: molto più sottile e più fine, spesso anche alterato, rispetto a quelli che si scelgono ai fini degli studi petrologici (Fig. 2). Di seguito riportiamo una brevissima sintesi sui metodi e conoscenze esistenti che si spera possa essere utile al lettore/studente per l'ulteriore approfondimento degli argomenti trattati.



Figura 2. Alcune componenti delle piroclastiti da eruzioni flegree. Le bombe e i lapilli, sia pomiceo che scoriaceo, sono i prodotti primari usati per la caratterizzazione petrologica delle unità eruttive in affioramenti prossimali e medio-distali. Tali affioramenti possono essere costituiti da variabile abbondanza di cenere che, d'altro canto, forma il deposito eruttivo in facies distale e ultra-distale.

1. Materiale e metodi

Il campionamento effettuato sul campo ha l'obiettivo di prelevare una porzione adeguata e, soprattutto, rappresentativa del deposito che si intende studiare. Le indagini poi procedono in laboratorio per fasi analitiche successive, alcune propedeutiche alle altre, tenendo conto anche di una qualitativa valutazione dei costi/benefici. Il primo passo è l'individuazione delle componenti presenti nel deposito grazie alle osservazioni al microscopio binoculare e dopo selezione delle diverse frazioni granulometriche del campione con setacci di granulometria appropriata. Si procede poi alla fase analitica. Alcune analisi (analisi *in toto*) sono effettuate su roccia totale, ovvero su un certo numero di elementi omogenei levigati singolarmente e lavati ad ultrasuoni in acqua deionizzata per eliminare impurità presenti in superficie e nei pori, ed infine polverizzati. Altre analisi, dette *in situ* si effettuano su porzioni microscopiche di ciascun elemento o di un blocchetto di campione sezionato e lucidato. In ogni caso, in genere si procede come di seguito sintetizzato: 1) descrizione della tessitura al microscopio ottico dei diversi componenti individuati e sezionati; 2) approfondimento della descrizione della tessitura dei componenti mediante microscopio elettronico; 3) analisi della composizione chimica *in toto*; 4) analisi della composizione chimica *in situ*; 5) analisi della composizione isotopica *in toto*; 6) analisi della composizione isotopica *in situ*. La sezione sottile consente la preliminare osservazione al microscopio ottico utile per individuare i punti delle analisi *in situ*. Le tecniche analitiche disponibili per lo studio dei campioni piroclastici sono numerose; le principali sono elencate nella tabella 1.

Le principali componenti litologiche nelle piroclastiti campane sono: pomiceo, scorie, ceneri, cristalli sciolti, ossidiane, elementi densi tipo lave, tufi, sedimenti, ecc. L'indagine petrologica si effettua principalmente sulle diverse componenti juvenili riconosciute – pomiceo e scorie (Fig. 2), raramente ossidiane

– distinte a loro volta per colore, vescicolazione, cristallinità, xenoliti. La frazione sottile – ceneri grossolane e fini - che spesso rappresenta la matrice di un deposito piroclastico anche in facies prossimale, non è oggetto di studi magmatologici per la sua complessità ed alterazione, nonché per la difficoltà che si riscontra nella distinzione dei grani juvenili rispetto a quelli rigettati. Tale frazione è invece l'oggetto dell'analisi tefrostratigrafica a grande scala (includendo tefra distali e ultra-distali) che quindi adotta necessariamente analisi in situ e tessuturali. Tralasciando le ovvie problematiche associate allo studio di sedimenti fini con un certo grado di alterazione secondaria, l'interpretazione dei dati analitici su tefra cineritici che hanno subito gli effetti di selezione indotti dai meccanismi piroclastici di trasporto e deposizione presenta due principali tipi di ambiguità. In primis, i grani cineritici di dimensioni inferiori al mm offrono una superficie areale di indagine *in situ* estremamente meno rappresentativa di un corrispondente lapillo pomiceo (vedi anche Fig. 3c,d,e); ne consegue, ad esempio, che la comparazione delle tessiture tra grani a granulometria differente potrebbe portare ad interpretazioni non univoche. Secondo, i sottili tefra tendono a perdere l'informazione chemostratigrafica, ad esempio grani composizionalmente diversi possono coesistere nello stesso tefra anziché presentarsi sequenzialmente a diversa altezza stratigrafica. Inoltre, tali tefra presentano fuorvianti rapporti relativi di abbondanza tra le diverse componenti elementari: come già detto i fenocristalli si possono rinvenire in distale come cristalli sciolti piuttosto che all'interno del lapillo.

Tabella 1. Principali metodi analitici per lo studio dei prodotti vulcanici, con indicazione dei parametri investigati e delle informazioni ricavabili. Con asterisco quelli utilizzati in tefrostratigrafia a grande scala [modificato da Lowe, 2011].

Metodo	Campione	Parametro (qualitativo o quantitativo)	Dato ricavabile
Microscopio binoculare	Clasti singoli e multipli	Colore, morfologia, porosità, cristallinità dei singoli clasti	Litologia, omogeneità/disomogeneità elementare
Microscopio ottico ed elettronico*	Singolo Clasto	Porosità, porfiricità, microcristallinità, associazione mineralogica, tipo di matrice	Tessitura, (dis)omogeneità e (dis)equilibrio mineralogico, alterazione
Diffrazione a raggi X (XRD)	Clasti singoli e multipli	Associazione mineralogica	Composizione
Fluorescenza a raggi X (XRF)	<i>In toto</i>	Contenuto degli elementi maggiori	Composizione
Spettrometria di massa (ICPMS)	<i>In toto</i>	Contenuto degli elementi minori e tracce	Composizione
Spettrometria di massa (TIMS e MCICPMS)	<i>In toto</i>	Rapporti isotopici di Sr, Nd, Pb, O, He	Composizione
Microsonda elettronica* (EDS-WDS)	<i>In situ</i>	Contenuto <i>in situ</i> degli elementi maggiori, Cl, F, S	Composizione e (dis)omogeneità chimica
Microsonda ionica*(SIMS)	<i>In situ</i>	Contenuto di H ₂ O, CO ₂ , Cl, F, B, Li, δ ¹⁸ O	Contenuti dei volatili, rapporti isotopici, (dis)omogeneità chimica ed isotopica
Spettrometria di massa (LA ICPMS e LA MCICPMS)*	<i>In situ</i>	Contenuto degli elementi minori e in traccia, rapporti isotopici di Sr, Nd, Pb	Composizione e (dis)omogeneità chimica e isotopica
Spettroscopia Mössbauer	<i>In toto</i>	Rapporto Fe ⁺⁺⁺ /Fe ⁺⁺	Composizione, stato di ossidazione

2. I caratteri del vulcanismo campano e le tecniche tefrostratigrafiche

Il grado evolutivo (contenuto in SiO₂), l'alcalinità (Na₂O+K₂O), il rapporto Na₂O/K₂O, il contenuto in TiO₂, e la mineralogia primaria permettono, almeno in linea generale, di distinguere il magmatismo flegreo, ischitano e vesuviano (Fig. 1). La presenza di leucite, flogopite e granato è caratteristica del vulcanismo vesuviano più che flegreo; quest'ultimo a sua volta è caratterizzato da feldspato e biotite dominanti, e, nel caso dei Campi Flegrei, da bassa percentuale di fenocristalli (a parte qualche eccezione). La scapolite è caratteristica dell'eruzione di Avellino [Balcone-Boissard et al., 2012]. Il grado di porfiricità si può tradurre in percentuale di cristalli sciolti nelle cineriti distali. Tuttavia, la somiglianza petrologica dei tefra non è inusuale; anzi, in certi intervalli stratigrafici la sovrapposizione mineralogica e composizionale osservata rende ambiguo il tentativo di procedere alla correlazione tra sequenze o unità distinguibili sedimentologicamente.

La sovrapposizione chimica riguarda principalmente il contenuto degli elementi maggiori (Fig. 3a,b). La tessitura delle matrici vetrose con particolare riferimento alla distribuzione dei microliti più che delle vescicole si dimostra un valido aiuto nell'analisi comparativa tra prodotti diversi (Fig. 3c,d,e). Gli elementi in traccia permettono la distinzione delle unità eruttive del vulcanismo flegreo (ad esempio, [Smith et al.,

2011]), e la loro misura *in situ* nelle matrici vetrose è di sicuro aiuto al riconoscimento delle varie piroclastiti vesuviane. Seguendo lo stesso ragionamento anche il contenuto *in situ* degli elementi volatili ed il loro rapporto relativo potrebbe essere un ulteriore mezzo investigativo, malgrado sia poco utilizzato a causa del basso numero di misure precise sulle matrici vetrose di pomice e scorie. Nel caso che tali sedimenti presentino un certo grado di alterazione secondaria con mobilizzazione di certi elementi o, ancor peggio, trasformazione del vetro, l'indagine della composizione dei cristalli e, sebbene più laboriosa, di ciò che includono, rappresenta l'unica soluzione tecnica. In questi casi di maggiore difficoltà, le analisi isotopiche *in situ* devono essere considerate una valida alternativa diagnostica.

3. L'impatto delle eruzioni vulcaniche sull'ecosistema: il contributo della petrologia

La petrologia contribuisce allo studio dell'evoluzione dell'ecosistema. La genesi ed evoluzione dell'ecosistema e, qui si fa riferimento ai suoli, dipendono dal substrato che a sua volta si modifica come conseguenza della deposizione dei prodotti piroclastici distribuiti dalla nube eruttiva. La tessitura e il chimismo dei prodotti che coprono vaste superfici dopo un'eruzione esplosiva di magnitudo medio-alta sono i principali fattori in grado di influenzare lo sviluppo dell'ecosistema, in primis la formazione del suolo. La tessitura delle nuove coltri piroclastiche modifica la percolazione delle acque verso le falde con implicazioni sia sulla circolazione idrica sotterranea che superficiale. Non è improbabile che gli stessi fattori influenzino anche il tipo di alterazione del substrato su cui gli stessi si depositano inducendo o inibendo i processi franosi. Il trasferimento di elementi dalle piroclastiti alle falde o semplicemente la loro presenza nel terreno possono produrre inquinamento ambientale con ripercussioni sulla vita delle specie animali e vegetali.

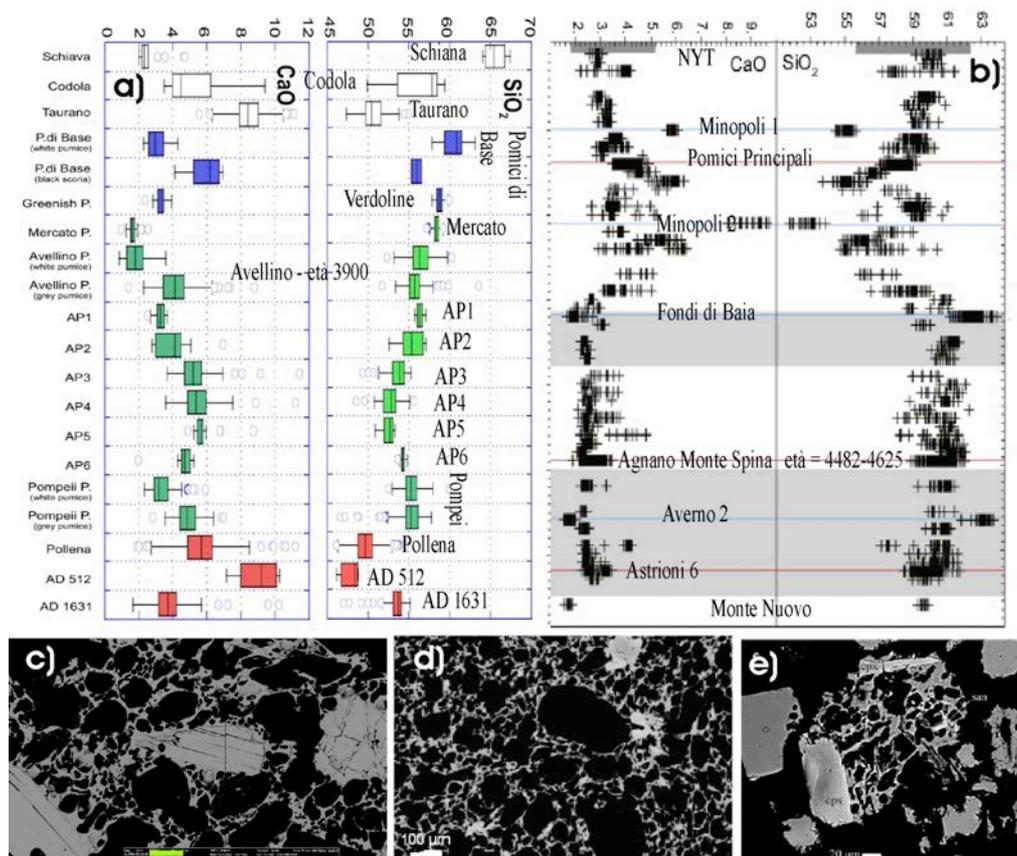


Figura 3. Variazione composizionale delle piroclastiti flegree più recenti di 15 ka (a; da [Smith et al., 2011]) e vesuviane da attività pliniana (b; da [Santacroce et al., 2008]). Le foto al SEM rappresentano le tessiture dei prodotti flegrei di Agnano Monte Spina in facies medio-prossimale (c, da [Piochi et al., 2008]) e distale (e, da [Sulpizio et al., 2010]) rispetto a quelli vesuviani di Avellino (d; da [Balcone-Boissard et al., 2012]), entrambi generati intorno a 4000 anni fa (vedi figura 1).

Bibliografia

- Andronico, D. and Cioni, R., (2002). *Contrasting styles of Mount Vesuvius activity in the period between the Avellino and Pompeii Plinian eruptions, and some implications for assessment of future hazards*. Bulletin of Volcanology, 64, 372–391.
- Balcone-Boissard, H., Boudon, G., Ucciani, G., Villemant, B., Cioni, R., Civetta, L., Orsi, G., (2012). *Magma degassing and eruption dynamics of the Avellino pumice Plinian eruption of Somma–Vesuvius (Italy). Comparison with the Pompeii eruption*. Earth and Planetary Science Letters, 331–332, 257–268, doi:10.1016/j.epsl.2012.03.011
- Di Vito, M.A., Piochi, M., Mormone, A., Tramelli, A., (2011). *Somma Vesuvius: the Volcano and the Observatory*. Field trip guidebook – Kick off meeting of the project titled “Strategies and tools for Real Time Earthquake Risk ReducTion” - REAKT, Naples, September 22th, 2011, AMRA, Tipografia Giannini, 39 pp.
- Lowe, D.J., (2011). *Tephrochronology and its application: A review*. Quaternary Geochronology, 6, 107–153, doi:10.1016/j.quageo.2010.08.003.
- Pabst, S., Wörner, G., Civetta, L., Tesoro, R., (2008). *Magma chamber evolution prior to the Campanian Ignimbrite and Neapolitan Yellow Tuff eruptions (Campi Flegrei, Italy)*. Bulletin of Volcanology 70, 961–976, DOI 10.1007/s00445-007-0180-z.
- Piochi, M., Civetta, L., Orsi, G., (1999). *Mingling in the magmatic system of Ischia (Italy) in the past 5 ka*. Mineralogy and Petrology, 66, 227–258, ISSN: 0930-0708.
- Piochi, M., Pappalardo, L., De Astis, G. (2004). *Geochemical and Isotopical variation within the Campanian Comagmatic province: implications on magma source composition*. Annals of Geophysics, 47, 1485–1499, ISSN: 1593-5213.
- Piochi, M., Polacci, M., De Astis, G., Zanetti, A., Mangiacapra, A., Vannucci, R., Giordano, D. (2008). *Texture and composition of pumices and scoriae from the Campi Flegrei caldera (Italy): Implications on the dynamics of explosive eruptions*. Geochemistry Geophysics Geosystems, 9, Q03013, doi:10.1029/2007GC001746.
- Santacroce, R., Cioni, R., Marianelli, P., Sbrana, A., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Donahue, D.J., Joron, J.L. (2008). *Age and whole rock–glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: A review as a tool for distal tephrostratigraphy*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177, 1–18., doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.06.009.
- Smith, V.C., Isaia, R., Pearce, N.J.G., (2011). *Tephrostratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers*. Quaternary Science Reviews, 30, doi:10.1016/j.quascirev.2011.07.012.
- Sulpizio, R., VanWelden, A., Caron, B. Zanchetta, G. (2010). *The Holocene tephrostratigraphic record of Lake Shkodra (Albania and Montenegro)*. Journal of Quaternary Science, 25, 633–650, doi: 10.1002/jqs.1334.
- Tomlinson, E.L., Arienzo, I., Civetta, L., Wulf, S., Smith, V.C., Hardiman, M., Lane, C.S., Carandente, A., Orsi, G., Rosi, M., Muller, W., Menzies, M.A. (2012). *Geochemistry of the Phlegraean Fields (Italy) proximal sources for major Mediterranean tephras: Implications for the dispersal of Plinian and co-ignimbritic components of explosive eruptions*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 93, 102–128, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.05.043>.
- Vezzoli, L., (1988). Island of Ischia, Quaderni de “La Ricerca Scientifica”, vol. 114, 134 pp., Cons. Nazl. delle Ric., Rome.

Interazione tra attività vulcanica e vita dell'uomo: evidenze archeologiche nell'area urbana di Napoli

Daniela Giampaola, Giuliana Boenzi

Soprintendenza Speciale per i Beni Archeologici di Napoli e Pompei, Napoli, Italia

L'area napoletano-flegrea è occupata in gran parte da una caldera complessa determinata da due collassi principali legati alle eruzioni dell'Ignimbrite Campana (39.000 anni fa) e del Tufo Giallo Napoletano (15.000 anni fa); quest'ultimo costituisce l'ossatura del sottosuolo napoletano. Successivamente l'area è interessata dalla deposizione dei prodotti relativi a numerose eruzioni per lo più flegree concentrate in tre epoche di intensa attività comprese tra 12.000 e 9.500, tra 8.600 e 8.200, tra 4.800 e 3.800 anni fa intercalate da fasi di quiescenza di durata variabile nelle quali si ha la formazione di consistenti paleosuoli (Paleosuolo A e Paleosuolo B). Minore è l'impatto sul territorio cittadino delle eruzioni del Vesuvio [Di Vito et al., 1999].

La parte centro-orientale della città di Napoli, esterna alla caldera del Tufo Giallo Napoletano, insiste su territori collinari, caratterizzati da versanti a tratti ripidi a tratti degradanti verso le aree pianeggianti lungo la costa, incisi da valloni e solchi di corrivazione. Gli interventi archeologici condotti negli ultimi anni hanno interessato principalmente l'area del Pendino di *Neapolis* e quella del colle di Pizzofalcone, il sito del più antico insediamento di *Parthenope*. La prima insiste su un pianoro, delimitato da profondi valloni, degradante dai circa 65m s.l.m. di S. Aniello a Caponapoli ai circa 5 del litorale sabbioso sottostante, ad est del quale si estende la depressione del Sebeto, connotata da ambienti umidi e dalla presenza di depositi alluvionali con intercalazione di paleosuoli e livelli torbosi. La seconda coincide con una rocca tufacea in antico protesa sul mare con ripidi costoni, ora solo parzialmente visibili a causa dell'azione antropica. Nella fascia ad est, compresa tra questa ed il pianoro di *Neapolis*, le pendici della collina del Vomero degradano verso una grande insenatura costiera; nella fascia ad ovest la collina del Vomero-S. Martino si affaccia sulla "conca di Chiaia" caratterizzata invece da un litorale sabbioso aperto.

Sino ad anni relativamente recenti, la conoscenza della stratigrafia vulcanica e della morfologia della città di Napoli, nota soprattutto nei contributi di A. Scherillo della fine degli anni '60, si presentava maggiormente frammentaria rispetto a quella del comprensorio flegreo e delle isole, nonostante le comuni problematiche geomorfologiche [Scherillo, 1967; Scherillo e Scherillo, 1990]. Dagli anni '90 del secolo scorso, a cominciare dalla indagine archeologica condotta in Castel Nuovo [Di Vito et al., 1998], anche grazie ad un nuovo rapporto di collaborazione fra la disciplina archeologica e quella geologica, si sono notevolmente incrementate le informazioni sul sottosuolo della città di Napoli, con particolar riguardo alla stratigrafia di epoca preistorica correlata alle sequenze vulcaniche flegree e vesuviane. In tale ambito non è trascurabile l'apporto determinato dal confronto fra i contesti riscontrati a Napoli e quelli analoghi indagati in vasti settori della piana Campana (siti di Acerra [Giampaola e Ronga, 1998], Gricignano U.S. Navy [Marzocchella, 1998], linea Alta Velocità e Linea a Monte del Vesuvio [Nava et al., 2007]).

L'elemento della stratigrafia è stato inoltre riconsiderato rispetto agli aspetti morfologici, sia quelli meglio noti dei pianori di *Neapolis* e di *Parthenope*, sia quelli della linea di costa antistante i due siti. Per questi ultimi un contributo fondamentale è stato fornito dagli scavi per le Linee 1 e 6 della Metropolitana cittadina [Carsana et al., 2009; Amato et al., 2009; Romano et al., 2013].

In questa sede tratteremo del contributo della ricerca archeologica alla definizione della sequenza stratigrafica flegrea e vesuviana, della paleomorfologia e delle modalità insediative di epoca preistorica e protostorica nei settori collinari ed in quelli pedecollinari della città sino alla linea di costa antistante. Per i siti costieri, particolarmente significativi appaiono le aree della stazione Duomo della Linea 1 della metropolitana e delle stazioni Arco Mirelli e S. Pasquale della Linea 6 (Fig. 1).

Le indagini archeologiche hanno permesso di delineare un quadro piuttosto significativo sulla frequentazione di età preistorica (Neolitico ed Eneolitico) della fascia collinare e pedecollinare che sarà poi occupata dall'*epineion* di Partenope della metà del VII secolo a.C. e della città di *Neapolis* fondata alla fine del VI – inizi del V secolo a.C..

Più rada appare l'occupazione di età protostorica (Bronzo antico-Bronzo Finale/Ferro), ma lo stato della ricerca e la quantità dei campioni indagati non consentono di stabilire se le lacune derivino da fenomeni di discontinuità e di diversa localizzazione dei siti o dalla assenza di conservazione dell'evidenza archeologica.



Figura 1. Carta con il posizionamento dei siti citati nel testo.

Sino ai nuovi scavi l'unico elemento conoscitivo disponibile consisteva nel rinvenimento occasionale di due tombe della cultura del Gaudio, ricavate nel banco tufaceo, scoperte in vico Neve a Materdei [Marzocchella, 1985]. Il sito (q. 75/80m s.l.m.) è collocato sulla collina della Stella che degrada a sud ed a est nella valle della Sanità, verso la quale confluivano diversi impluvi naturali (vallone del Fontanelle).

In tutti i siti con diverse soluzioni di continuità determinate dagli eventi eruttivi e con peculiarità specifiche è stata individuata tra Neolitico ed Eneolitico una articolata sequenza di suoli arati e di tracce di occupazione temporanea, legata ad attività agricole, intercalata ai depositi vulcanici compresi tra l'eruzione di Pigna S. Nicola (9201-9533 y cal BP) e quella di Agnano Monte Spina (4482-4625 y cal BP).

I dati sembrano testimoniare l'occupazione delle fasce collinari e dei declivi a quote comprese tra i 58 m nel complesso di S. Andrea delle Dame e i 35m a palazzo Donnaregina, siti posti ai margini settentrionali del pianoro occupato poi da *Neapolis*, tra 36-39 m s.l.m. a piazza Montecalvario e 21-22 m s.l.m. a via Toledo e via Diaz (Stazione Toledo), sulle pendici della collina del Vomero prossime alla fascia sub pianeggiante che si sviluppa alle spalle della grande insenatura del futuro porto della città antica, e intorno ai 34-36m s.l.m. a piazza S. Maria degli Angeli (Stazione Chiaia), posta al margine nord della collina di Pizzofalcone delimitata dall'incisione di Chiaia. Le aree sono caratterizzate da lievi pendii e dalla vicinanza a S. Andrea delle Dame, a Donnaregina ma anche a piazza S. Maria degli Angeli a valloni e/o incisioni naturali, morfologie di ambiente umido, privilegiate ai fini della difesa e dei transiti. Analoga situazione può riconoscersi nei siti di Toledo e Montecalvario (Fig. 2).

Per queste fasi e in particolare per quelle comprese tra il Neolitico avanzato e l'Eneolitico iniziale, particolarmente significativi sono i dati da via Toledo/via Diaz e piazza S. Maria degli Angeli (Fig. 3 e 4). In quest'ultimo la sequenza stratigrafica individuata [Di Vito et al., 2011], anche se caratterizzata da non abbondanti frammenti ceramici, permette di articolare una scansione delle diverse fasi formative del c.d. Paleosuolo B. Il paleosuolo individuato al di sopra dei depositi relativi all'eruzione di Pigna S. Nicola, ha restituito esclusivamente materiale riferibile alla *facies* di Serra d'Alto: nei livelli inferiori sono state individuate numerose buche di palo, riferibili a strutture non meglio ricostruibili planimetricamente e resti di focolari oblitterati da un suolo sulla cui superficie sono presenti tracce di zappettature colmate da ceneri attribuite all'eruzione ischitana di Piano Liguori (5.200 y bp). Gli orizzonti superiori del paleosuolo B, caratterizzati da solchi di aratura incrociati (Fig. 5), hanno restituito frammenti ceramici ascrivibili alla *facies* di Diana accanto a frammenti di anse inquadrabili in un momento non avanzato dell'Eneolitico. Tale dato appare particolarmente significativo in quanto nei contesti campani è piuttosto comune l'associazione tra

elementi di *facies* Serra d'Alto e Diana, mentre l'unico sito che aveva restituito esclusivamente frammenti ceramici di *facies* Serra d'Alto è quello di Acerra, Masseria Sanguigno [Talamo, 1996], dove tuttavia non è presente una frequentazione dei livelli superiori del paleosuolo.

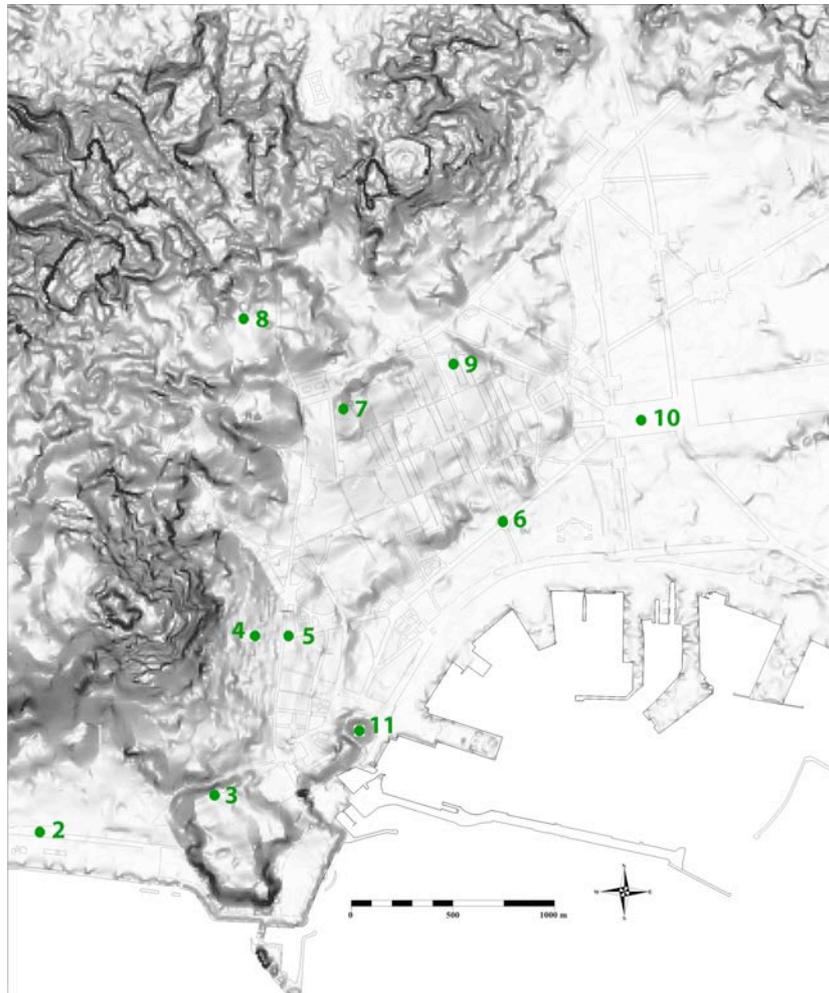


Figura 2. Rilievo digitale altimetrico del terreno - DEM, con il posizionamento dei siti: 2. S. Pasquale; 3. Chiaia; 4. Montecalvario; 5. Toledo; 6. Duomo; 7. S. Andrea delle Dame; 8. Materdei; 9. Donnaregina; 10. Garibaldi; 11. Castel Nuovo (Rielaborazione su base di M.R. Ruello).

La continuità dello sfruttamento agricolo dell'area è testimoniata dalla presenza di tracce di arature anche sui paleosuoli superiori intercalati alle eruzioni di Agnano 3 e Paleoastroni 2 (4712-4757 y calBP) databili nel corso dell'Eneolitico.

Diverso appare invece il dato circa la frequentazione e occupazione del territorio nelle fasi comprese tra l'Eneolitico avanzato e l'età del Bronzo Antico, ovvero tra la giacitura dei depositi piroclastici relativi all'eruzione di Agnano Monte Spina e quella delle pomici di Avellino (3945±10 calBP, 1995±10 cal BC [Sevink et al., 2011]) e per quelle successive fino al Bronzo Finale - Ferro. Per queste fasi non si hanno praticamente dati che attestino una continuità di frequentazione delle aree sopraccitate. Il paleosuolo soprastante l'eruzione di Agnano Monte Spina si rinviene generalmente ben sviluppato e umificato ma per lo più privo di tracce di antropizzazione (solo scarsi frammenti ceramici a piazza S. Maria degli Angeli). Esso è sigillato dalla sequenza dei depositi riferibili alle eruzioni di Astroni (4200 y calBP [Smith et al., 2011, III mill. a.C.]) rinvenuti sia nell'area occidentale della città (Arco Mirelli, piazza S. Maria degli Angeli, via Toledo/via Diaz, piazza Montecalvario) sia nel centro storico (palazzo Donnaregina). Sulla sommità di tale sequenza, ove conservata, si rinviene generalmente un sottile paleosuolo ben umificato sigillato dalle ceneri di Avellino (Donnaregina, via Toledo, forse S. Maria degli Angeli, Arco Mirelli, Piazza S. Pasquale).

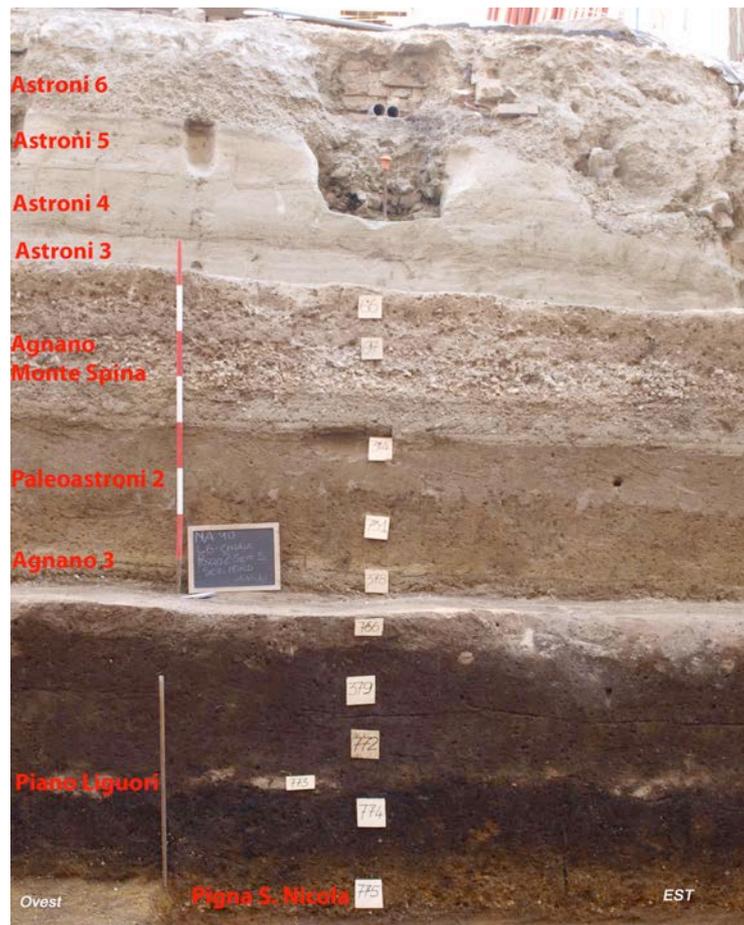


Figura 3. Piazza Santa Maria degli Angeli (Stazione Chiaia). La sezione stratigrafica.

I siti costieri

Indizi significativi per la frequentazione di tali periodi più recenti si sono acquisiti da siti costieri, sia per quanto attiene la ricostruzione dell'antica linea di costa sia per la frequentazione delle aree immediatamente limitrofe.

Di particolare rilievo è a tal proposito la sequenza stratigrafica individuata a Piazza Nicola Amore, nella stazione Duomo della linea 1 della Metropolitana: al di sopra di depositi di pozzolana della *facies* incoerente del Tufo Giallo Napoletano, in forte pendenza da S a N in analogia al substrato tufaceo, è presente un consistente deposito di cineriti riferibili alle eruzioni di Soccavo, Minopoli e delle Pomici Principali, rimaneggiate dall'azione del mare, a testimonianza dell'ingressione marina successiva alla messa in posto dei depositi delle suddette eruzioni. Tale dato è coerente con quanto riscontrato a piazza Bovio nelle indagini della Stazione Università, dove il substrato su cui poggiano le sabbie di ambiente sommerso del bacino (databili nel V-IV secolo a.C.) è costituito dalla piattaforma di abrasione (q.-7.5 / -8.5m s.l.m.) riconosciuta sui prodotti piroclastici dell'Eruzione di Soccavo 4 (10.000-9.500 y BP).

Nella stazione Duomo al di sopra delle cineriti rimaneggiate emergono sabbie sommerse di battigia (q. -8.50 / -8.15 m s.l.m.), sigillate dai prodotti relativi all'eruzione di Agnano Monte Spina, che si sono depositi in ambiente emerso vicino alla riva. (-8.00 m s.l.m.). La sequenza di sabbie emerse e di livelli di battigia, con radi frammenti ceramici, continua sino al momento della eruzione di Avellino che la oblitera (q. -6.45 / -5.45 m s.l.m.). Nelle fasi successive alla suddetta eruzione, si assiste a una frequentazione a carattere occasionale dell'area indiziata da buche per palo pertinenti a recinzioni/staccionate. Nel corso di un momento dell'età del Bronzo compreso tra il Medio e il Recente/Finale un deposito di ambiente sommerso (a quote comprese tra -5.20 m e -3.70 m s.l.m.) testimonia una significativa fase di ingressione del mare, probabilmente conseguente a fenomeni di subsidenza. Sulla sommità di questo si ristabilirà un ambiente emerso: dalle sabbie si recupera una consistente quantità di materiale ceramico di impasto databile tra il Bronzo Finale ed il Ferro, non

associato a resti strutturati. La tipologia dei materiali, prevalentemente forme chiuse (olle ovoidi – cilindro ovoidi) e la localizzazione farebbe ipotizzare la presenza di un sito produttivo deputato allo svolgimento di attività legate all'ambiente costiero analogo a quelli ben documentati lungo le coste mediotirreniche [Pacciarelli, 2000].



Figura 4. Piazza Santa Maria degli Angeli (Stazione Chiaia). Arature incrociate sulla superficie del Paleosuolo B.



Figura 5. Via Diaz (Stazione Toledo). Arature incrociate sulla superficie del Paleosuolo B.

Ancora più ad est nell'area della stazione Garibaldi della Linea 1, al di sopra del tufo giallo eroso, a partire da q. -15.5m s.l.m. sono presenti limi torbosi di acquitrino costiero, cui seguono 1 m circa di sabbie di battigia e poi di barra costiera (q. -2.4m s.l.m.), e successivamente depositi di spiaggia emersa su cui si forma un paleosuolo piuttosto umificato (a q. -0.9/-1.2 m s.l.m.) con tracce di frequentazione del Bronzo Medio-Recente.

Nella fascia del litorale ad ovest di Pizzofalcone ed antistante la conca di Chiaia, le indagini condotte in corrispondenza delle stazioni Arco Mirelli e S. Pasquale della Linea 6 hanno evidenziato la presenza di depositi di ambiente sommerso su cui si impostano i prodotti delle eruzioni flegree di Agnano Monte Spina e Astroni (III mill. a.C.) (q. -5.12/-4.27m s.l.m.) ed in ultimo quella delle Pomice di Avellino in un ambiente prossimo alla riva di limite tra sommerso ed emerso. Fenomeni ingressivi causano l'erosione dei livelli eruttivi e la sedimentazione di sabbie di battigia in cui sono presenti frammenti in impasto databili tra il Bronzo Antico avanzato (Palma Campania) e gli inizi del Bronzo Medio e tra la tarda età del Bronzo e l'età del Ferro: essi costituiscono un importante indizio della frequentazione della spiaggia e delle pendici collinari retrostanti.

Sporadici frammenti ceramici databili all'età del Ferro rinvenuti in contesti più tardi a Chiaia attestano la frequentazione dell'area della collina di Pizzofalcone nelle fasi immediatamente precedenti la fondazione di *Parthenope*.

Bibliografia

- Amato, L., Carsana, V., Cinque, A., Di Donato, V., Giampaola, D., Guastaferro, C., Irollo, L., Morhange, C., Perriello Zampelli, S., Romano, P., Ruello, M.R., Russo Ermolli, E., (2009). *Geomorphological reconstructions in Naples. The late Pleistocene–Holocene evolution and the historical palaeo-shorelines*, *Mediterraneè* 112, 23-31.
- Carsana, V., Febraro, S., Giampaola, D., Guastaferro, C., Irollo, G., Ruello, M.R., (2009). *Evolution of the coastal landscape between Parthenope and Neapolis*, *Mediterraneè* 112, 15-22.
- Di Vito, M.A., Isaia, R., Orsi, G., Southon, J., de Vita, S., D'Antonio, M., Pappalardo, L., Piochi, M., (1999). *Volcanism and deformation since 12,000 years at the CampiFlegrei caldera (Italy)*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 1999, pp. 221-246.
- Di Vito, M.A., Isaia, R., Orsi, G., (1998). *Castel Nuovo: the volcanic sequence*, in Orsi G., di Vito M., Isaia R. (ed), *Volcanic hazard and risk in the Parthenopean megacity*, Napoli, pp. 168-174.
- Di Vito, M.A., Boenzi, G., Giampaola, D., Di Marco, M., D'Antonio, M., Giglio, M., Iodice, S., Ronga, G., Matarazzo, T., Mormone, A., Piochi, M., (2011). *Volcanic activity and human settlements from 8,000 years ago until the 16th century AD in the western part of the city of Naples (Italy)*, EGU General Assembly 2011, Vienna, Austria, 03-08 April 2011.
- Giampaola, D., Ronga G., (1998). *L'evidenza di Acerra*, in Bailo Modesti G., Salerno A., *Pontecagnano II, 5. La necropoli eneolitica*, AION Arch. St. Ant. Quad.11, Napoli, 85-91.
- Marzocchella, A., (1985). *L'eneolitico a Napoli*, in *Napoli Antica*, Catalogo della Mostra, Napoli 1985, pp. 29-33.
- Marzocchella, A., (1998). *Tutela archeologica e preistoria nella piana campana*, in Guzzo P.G., Peroni R. (a cura di), *Archeologia e vulcanologia in Campania*, Atti del Convegno, Napoli, pp. 97-133.
- Nava, M.L., Giampaola, D., Laforgia, E., Boenzi, G., (2007). *Fra il Clanis e il Sebeto: nuovi dati sull'occupazione della piana campana tra il neolitico e l'età del bronzo*, Atti IIPP XL, I, pp. 101-126.
- Pacciarelli, M., (2000). *Dal villaggio alla città. La svolta protourbana del 1000 a.C. nell'Italia tirrenica*, Firenze.
- Romano, P., Di Vito, M.A., Giampaola, D., Cinque, A., Bartoli, C., Boenzi, G., Detta, F., Di Marco, M., Giglio, M., Iodice, S., Liuzza, V., Ruello, M.R., Schiano di Cola, C., (2013). *Intersection of exogenous, endogenous and anthropogenic factors in the Holocenelandscape: A study of the Naples coastline during the last 6000 years*, *Quaternary International*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.03.031>
- Scherillo, A., (1967). *Introduzione alla carta stratigrafica del suolo di Napoli*, Napoli.
- Scherillo, A., Scherillo M., (1990). *I Campi Flegrei e la stratigrafia napoletana*, Napoli.
- Sevink, J., van Bergen, M. J., van der Plicht, J., Feiken, H., Anastasia, C. Huizinga, A., (2011). *Robust date for the Bronze Age Avellino eruption (Somma-Vesuvius): 3945±10 calBP (1995±10 calBC)*, *Quaternary Science Reviews*, 30, 1035-1046.

- Smith, V.C., Isaia, R., Pearce, N.J.G., (2011). *Tephrostratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers*, Quaternary Science Reviews, 30 (25–26), 3638-3660.
- Talamo, P., (1996). *Acerra (NA). Loc. Mass. Sanguigno. Insediamento Neolitico*, Bollettino di Archeologia, 39-40, 145-149.

Ruolo dell'attività vulcanica nel quadro dei cambiamenti climatici del Quaternario

Adele Bertini^{1,2}

¹Università degli Studi di Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra, Firenze, Italia

²CNR - Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Geoscienze e Georisorse, Firenze, Italia

Introduzione

Lo studio del Quaternario, attraverso un approccio altamente interdisciplinare, consente di ricostruire la storia dei cambiamenti ambientali sulla Terra durante gli ultimi 2.6 Ma. Gli studiosi del Quaternario integrano le diverse informazioni ottenute dalle discipline afferenti alle scienze naturali, quali geologia, oceanografia, climatologia, ecologia con quelle più strettamente associate alle scienze umane, quali archeologia e antropologia. L'interpretazione dei record geologici favorisce la comprensione dei processi chiave (fisici, chimici, biologici, atmosferici, antropici), che attivano e modulano il cambiamento ambientale, alle diverse scale nel tempo e nello spazio. Nel corso degli ultimi 90 anni la ricostruzione della storia della Terra è stata precisata grazie a tecniche di studio sempre più sofisticate ed ad alta risoluzione. La precisa datazione degli eventi quaternari è stata possibile solo in seguito alle scoperte nel campo della fisica atomica durante la prima metà del XX secolo; le più recenti scoperte nel campo della biologia evolutiva e dell'analisi biomolecolare hanno rivoluzionato l'interpretazione di alcuni dei reperti fossili del Quaternario; le innovazioni subito dopo la seconda guerra mondiale hanno reso possibile il recupero dei sedimenti più profondi negli oceani e nelle calotte polari, la cui analisi ha rivelato la natura altamente sensibile del clima terrestre; le ricerche spaziali hanno favorito la misurazione e il monitoraggio dei processi sulla superficie della Terra. Nel corso degli ultimi 2.6 Ma, la Terra ha acquisito l'attuale combinazione delle caratteristiche fisiche (ad esempio, la forma e la disposizione dei continenti e delle catene montuose, i sistemi di circolazione oceanica, i principali biomi vegetali, e il contenuto in gas atmosferici) che si differenziano nettamente da quelle delle ere precedenti. La registrazione dei cambiamenti climatici a scala globale illustra una successione di eventi glaciali e interglaciali, con variazioni delle temperature di 10 °C; il record geologico quaternario rivela, inoltre, come il sistema climatico globale sia in grado di cambiare frequentemente, talvolta in modo spasmodico. Le diverse paleo-evidenze forniscono una base indispensabile per l'applicazione dei modelli globali di circolazione, modelli numerici che simulano il funzionamento del sistema climatico globale attuale. Sempre durante gli ultimi 2.6 Ma gli esseri umani anatomicamente moderni si sono evoluti, diffusi a livello globale e sono divenuti sempre più in grado di modificare la superficie e l'atmosfera terrestre, contribuendo in modo significativo al cambiamento climatico.

Nel corso della lezione, dopo una sintesi sulle variazioni climatiche spiegate dalla teoria astronomica (1), nonché sulle variazioni climatiche a più breve termine (2), ci soffermeremo sul vulcanismo (3). Il ruolo dei forzanti solare e vulcanico all'interno delle variazioni climatiche quaternarie (compresi i diversi meccanismi di retroazione) sarà quindi valutato e discusso sulla base del confronto con i diversi archivi naturali nonché con i numerosi dati vicarianti (anelli di crescita degli alberi, rapporti isotopici dell'¹⁸O nelle carote di ghiaccio, coralli, varve, speleotemi, sedimenti marini, polline) [vedi Zielinski, 2000 e bibliografia inclusa]. Numerosi esempi riguarderanno l'Olocene, in quanto per esso sono disponibili molteplici dati, specialmente per gli ultimi 1.000 anni.

1. La Teoria astronomica

La teoria astronomica, sviluppata tra il 1920 e il 1941 dal geofisico serbo Milutin Milankovitch, rappresenta il primo tentativo sistematico di spiegare la natura ritmica del cambiamento climatico nel Quaternario, attribuito alla variazione ciclica dell'ammontare di radiazione solare ricevuta sulla Terra. Oramai da qualche decennio sappiamo che le variazioni del clima globale su lungo termine sono legate a tre variazioni regolari (eccentricità dell'orbita, obliquità dell'eclittica, precessione degli equinozi) nell'orbita della Terra intorno al Sole. Per effetto di questi cicli orbitali (che operano rispettivamente su periodi di 100,

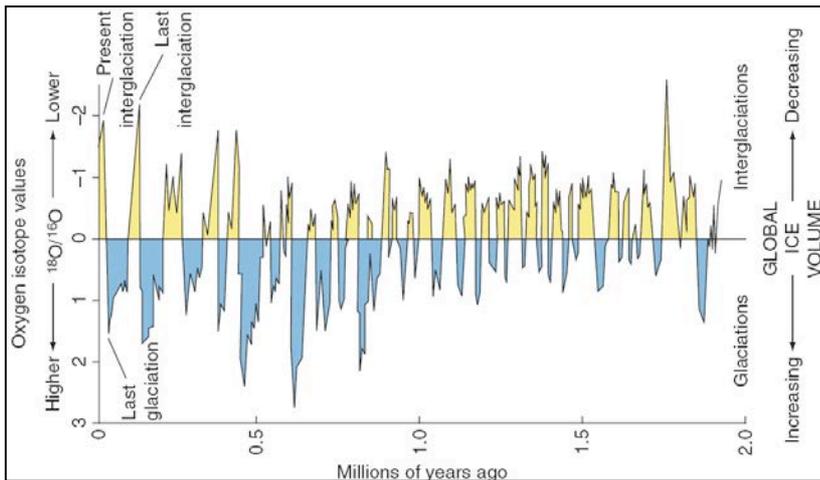


Figura 1. Variazioni degli isotopi stabili dell'ossigeno nelle carote marine durante gli ultimi 2 Ma. [Lowe et al., 2007].

41 e 21 ka), la quantità di radiazione solare che raggiunge le varie parti del globo in una data stagione può variare di oltre il dieci per cento. Questi cambiamenti si riflettono, ad esempio, nella natura oscillatoria del segnale degli isotopi stabili dell'ossigeno, nei sedimenti marini profondi e nelle carote di ghiaccio polari, ed ancora nei paleosuoli all'interno del loess (ad es. in Cina centrale) e nei sedimenti lacustri che conservano la testimonianza dei ripetuti spostamenti dei margini delle foreste in Europa e nelle aree di elevata altitudine. Il Quaternario non mostra lunghi periodi di stabilità climatica ma è invece marcato da

cambiamenti climatici ciclici la cui frequenza cambia nel tempo, come illustrato in figura 1, dove si osserva la dominanza del segnale dell'obliquità tra 2,6 Ma e 0,8 Ma e di quello legato all'eccentricità negli ultimi 800 ka [Raymo e Ruddiman, 1992]. Se i valori delle variazioni di insolazione variano simmetricamente nel tempo [Berger et al., 1999] quelli relativi alle oscillazioni misurate dal rapporto degli isotopi stabili sono asimmetrici. I tassi di riscaldamento all'inizio delle fasi interglaciali sono infatti solitamente più rapidi rispetto alle più gradualmente tendenze di raffreddamento che conducono alle fasi glaciali. L'ampiezza delle oscillazioni climatiche, inoltre, aumenta durante il Quaternario, in particolare durante gli ultimi 800 ka circa, quando il ciclo di eccentricità diventa predominante (Fig. 1). Durante l'ultima parte del Quaternario i glaciali sono caratterizzati da estremi più freddi rispetto ai periodi precedenti e gli interglaciali divengono generalmente più caldi, ma più brevi (durata media circa 15-17 ka) prima dell'inizio del declino che apre a una nuova glaciazione. Alcuni studiosi ritengono che la prossima glaciazione sia già iniziata (ad esempio [Ruddiman, 2003]).

2. Variazioni climatiche a breve termine

Nelle carote polari sono chiaramente espresse variazioni climatiche (sub-orbitali) che si verificano con frequenze molto più brevi di quelle al punto 1. e che non possono essere spiegate con i cicli astronomici [Alley, 2000]. Una serie irregolare di fluttuazioni del segnale isotopico (denominate oscillazioni "Dansgaard-Oeschger") si ripete, in modo simile, nei record del GISP-2, GRIP e NGRIP (Fig. 2).

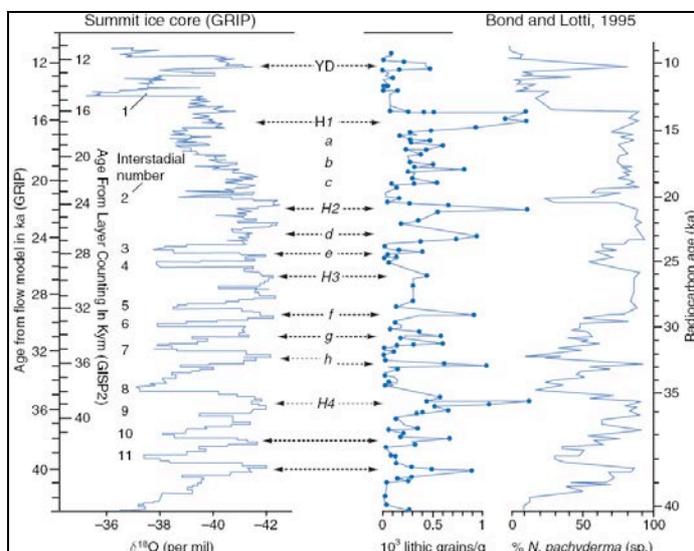


Figura 2. Variazioni della concentrazione del materiale litico e nelle abbondanze della specie planctonica di acque fredde *Neogloboquadrina pachyderma*, in carote di sedimenti recuperati nel Nord Atlantico, rispetto al record degli isotopi stabili dell'ossigeno della carota di ghiaccio GRIP. (Ridisegnata in [Lowe et al., 2007; da Bond e Lotti, 1995]).

Durante l'ultima fase fredda (tra 115 e 11,5 ka) l'ampiezza delle variazioni isotopiche registrata nelle carote di ghiaccio della Groenlandia riflette cambiamenti nelle temperature fino a 15°C. In questo periodo si sono verificati ben 27 eventi di riscaldamento distinti (interstadi), alcuni dei quali con temperature massime prossime a quelle attuali, come registrato in Groenlandia centrale.

Le oscillazioni climatiche durante l'ultima fase fredda, come indicato dal record degli isotopi stabili, durano, in genere, tra i 500 e i 2000 anni, e le curve isotopiche mostrano la caratteristica forma asimmetrica che riflette riscaldamenti repentini seguiti da più gradualmente raffreddamenti.

Heinrich [1988], poco prima della pubblicazione dei risultati relativi alle carote di ghiaccio GISP-2 e GRIP, aveva segnalato, in carote del Nord Atlantico, la presenza di sedimenti grossolani (poi chiamati "Heinrich Layers"); tali sedimenti (Ice-rafted debris) erano rilasciati dagli iceberg formati in seguito allo scioglimento dei ghiacciai [Hemming, 2004]. Otto eventi di "Heinrich" si sono verificati tra 70 e 10 ka, indicando una instabilità periodica e su vasta scala dei margini della calotta durante periodi di massima espansione; è stata inoltre evidenziata una stretta relazione tra gli episodi di afflusso di sedimento grossolano nel Nord Atlantico, l'abbondanza di microfossili marini di acque fredde e le variazioni degli isotopi del GRIP [Bond e Lotti, 1995] (Fig. 2).

La complessa interpretazione della dinamica glaciale e della successione dei diversi eventi climatici ha favorito la formulazione di numerose ipotesi (legate a processi di auto-regolazione, variazioni solari, "nastro trasportatore", ecc.) che saranno ricordate nel corso della lezione.

3. Il ruolo delle eruzioni vulcaniche

Le eruzioni vulcaniche, da lungo tempo, sono da molti ritenute responsabili di cambiamenti meteorologici e del clima. Già 2.000 anni fa, Plutarco associò l'eruzione dell'Etna nel 44 a.C. al successivo raffreddamento che provocò danni alle colture e carestie a Roma e in Egitto. Franklin [1784] suggerì che l'eruzione del Lakagigar, in Islanda nel 1783, potesse essere la causa della anomala estate fredda del 1783 in Europa nonché del freddo inverno del 1783-1784. Humphreys [1913] associò gli eventi di raffreddamento dopo grandi eruzioni vulcaniche agli effetti radiativi degli aerosol stratosferici. I contributi a partire dal 1970 marcano l'inizio dell'approccio moderno nello studio dell'impatto delle eruzioni vulcaniche sul clima, che porterà all'individuazione del suo effetto indiretto sulla circolazione atmosferica che produce il riscaldamento invernale dei continenti nell'emisfero settentrionale e alla definizione dell'impatto del cloro antropogenico sull'ozono stratosferico. I climatologi, sebbene dissentano tra loro sull'entità dell'influenza naturale rispetto a quella antropica sull'attuale riscaldamento, concordano invece sull'ipotesi che il vulcanismo produca un significativo raffreddamento a scala globale, per almeno alcuni anni a seguito di una grande eruzione. Attualmente in tutto il mondo è in corso un'attività vulcanica, testimoniata da una mezza dozzina o più di vulcani attivi in ogni momento. La maggior parte è rappresentata da piccole eruzioni, i cui effetti sono minori, di breve durata e limitati alla bassa atmosfera prossima al vulcano. Grandi eruzioni sono molto più rare. Esse possono espellere sia cenere che gas, come l'anidride solforosa, nell'atmosfera – a 24.000 m o più. Anche se gran parte della cenere può cadere entro 6 mesi e fino a un anno, l'anidride solforosa viene velocemente convertita in aerosol di solfato, che può risiedere per due o più anni nell'alta e stabile atmosfera. Gli aerosol, bloccando parte della radiazione solare in arrivo, causano un raffreddamento globale (Fig. 3). Le osservazioni satellitari e in superficie dopo le eruzioni di El Chichon (Messico nel 1982) e del Pinatubo (Indonesia nel 1991) hanno documentato un raffreddamento medio di 0,2 - 0,5 °C per un periodo di 2-3 anni.

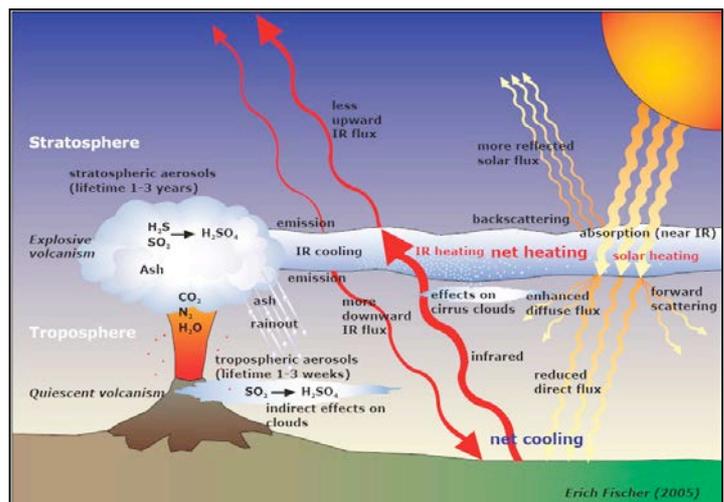


Figura 3. Rappresentazione schematica degli effetti del vulcanismo quiescente ed esplosivo sul bilancio radiativo della Terra. (Ridisegnato da [Robock, 2000. In: PAGES News, 2005]).

Le forti eruzioni vulcaniche hanno un grande impatto sul clima planetario modificando la quantità di radiazione solare [Robock, 2000] la cui variazione ha, a sua volta, un impatto sulla dinamica oceanica [Mignot et al., 2011; Miller et al., 2012]. Il raffreddamento del clima globale per diversi anni, può anche causare effetti regionali come un'interruzione dei monsoni ed un riscaldamento invernale nell'emisfero settentrionale [Robock, 2000]. Alcuni ricercatori [ad es. Robock, 2003] hanno infatti dimostrato che sebbene le grandi eruzioni vulcaniche determinino il massimo effetto di raffreddamento nei mesi estivi, l'ubicazione geografica del vulcano (sotto l'influenza delle oscillazioni nord-atlantica e artica) determina se gli inverni saranno più freddi o più caldi su gran parte del Nord America e Eurasia. A livello globale e su base annua, tuttavia, le eruzioni vulcaniche portano ad un raffreddamento netto, indipendentemente dal vulcano e dalle associate differenze regionali in inverno.

Lo studio dei fenomeni connessi al vulcanismo è fondamentale per la comprensione delle soglie di instabilità del clima e lo sviluppo di un coerente sistema di teleconnessioni climatiche tra gli emisferi (Fig. 4).

Il vulcanismo infatti potenzialmente può essere causa o conseguenza di bruschi cambiamenti climatici; la possibilità, inoltre, che l'attività di origine vulcanica possa subire un incremento sottolinea la necessità di una più completa comprensione del sistema Terra. Se il fenomeno di riscaldamento e deglaciazione inducono il vulcanismo, e se a sua volta l'aumento dell'attività vulcanica può promuovere una glaciazione, questo sistema potrebbe rappresentare un meccanismo di retroazione per la regolazione della temperatura atmosferica [ad es. Bay et al., 2004]. Ampie oscillazioni della temperatura globale potrebbero, ad esempio, essere limitate da un meccanismo in cui il vulcanismo provoca il raffreddamento, mentre i fattori di riscaldamento innescano lo scioglimento delle calotte di ghiaccio e l'innalzamento del livello del mare, con conseguente aumento dell'attività vulcanica.

I numerosi e più recenti dati che documentano i fenomeni vulcanici consentiranno, nel corso della lezione, di discutere il complesso rapporto tra clima e vulcanismo ed affrontare numerosi punti ancora oggetto di discussione quali quelli relativi alla correlazione tra cicli di Milankovitch e attività vulcanica globale, alla definizione del rapporto causa-effetto tra fasi glaciali e vulcanismo, alla definizione del ruolo giocato dal vulcanismo rispetto allo sviluppo di El Niño e della Piccola Era Glaciale nonché rispetto all'insorgenza di pandemie e carestie [ad es. Stothers, 1999].

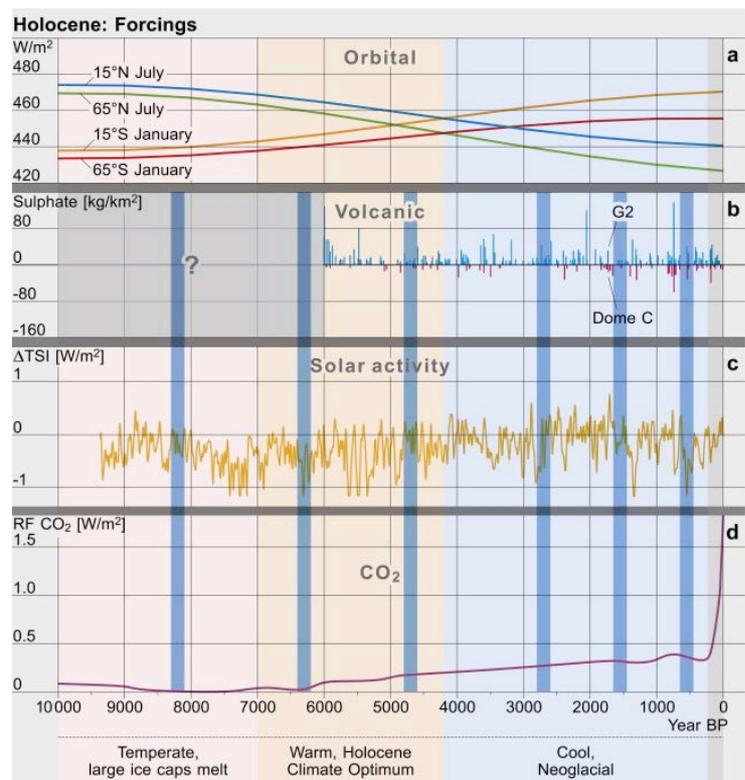


Figura 4. Principali forcing durante l'Olocene. (a) insolazione solare legata ai cambiamenti orbitali in due siti specifici. (b) forcing vulcanico rappresentato dalle concentrazioni di solfato in due carote di ghiaccio della Groenlandia (barre verticali blu) e Antartide (barre verticali rosse). (c) fluttuazioni dell'attività solare sulla base delle misurazioni di ^{10}Be nel ghiaccio polare. (d) forcing legato ad aumento delle concentrazioni di CO_2 . Le sei barre blu verticali indicano la cronologia di sei periodi freddi (vedi anche le mappe nel lavoro da cui la figura è tratta: [Wanner et al., 2011]).

Bibliografia

- Alley, R. B., (2000). *The Two-Mile Time Machine: Ice Cores, Abrupt Climate Change and Our Future*. Princeton University Press, Princeton.
- Bay, R.C., Bramall, N. e Price, B.P., (2004). *Bipolar correlation of volcanism with millennial climate change*. PNAS, 101(17), 6341–6345.

- Berger, A., Li, X. S. e Loutre, M. F., (1999). *Modelling Northern Hemisphere ice volume over the last 3 Ma*. Quaternary Science Reviews 18, 1–11.
- Bond, G. C. e Lotti, R., (1995). *Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial timescales during the last glaciation*. Science 267, 1005–1010.
- Franklin, B., (1784). *Meteorological imaginations and conjecture*. Manchester Literary and Philosophical Society Memoirs and Proceedings 2, 122 (Reprinted in Weatherwise 35: 262, 1982).
- Heinrich, H., (1988). *Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years*. Quaternary Research 29, 143–152.
- Hemming, S. R., (2004). *Heinrich events: Massive Late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint*. Rev. Geophysics 42(1): RG1005.
- Humphreys, W. J., (1913). *Volcanic dust and other factors in the production of climatic changes, and their possible relation to ice gases*. J. Franklin Inst., Aug., 131–172.
- Lowe, J. J, Walker M. J. C. e Porter, S. C., (2007). *Introduction: Understanding Quaternary climatic change*. In Encyclopaedia of Quaternary Science vol. 1, (edited by S.A. Elias), Elsevier, 28-39.
- Mignot, J., Khodri, M., Frankignoul, C. e Servonnat J., (2011). *Volcanic impact on the Atlantic Ocean over the last millennium*. Clim. Past, 7, 1439-1455.
- Miller, G. H., Geirsdóttir A., Zhong Y., Larsen, D.J., Otto-Bliesner, B.L., Holland, M.M., Bailey, D.A., Refsnider, K.A., Lehman, S.J., Southon, J.R., Anderson, C., Björnsson, H. e Thordarson, T., (2012). *Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks*. Geophys. Res. Lett., 39 (2), L02708.
- PAGES News, (2005). *Climate forcings*. 13 (03), 32 pp.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., (1992). *Tectonic forcing of late Cenozoic climate*. Nature, 359, 117–124.
- Robock, A., (2000). *Volcanic eruptions and climate*. Rev. Geophys., 38, 191– 219.
- Robock, A., (2003). *Introduction: Mount Pinatubo as a test of climate feedback mechanisms, in Volcanism and the Earth's Atmosphere*. Geophys. Monogr. Ser., 139, edited by A. Robock and C. Oppenheimer, pp. 1–8, AGU, Washington, D. C.
- Ruddiman, W. F., (2003). *The anthropogenic Greenhouse Era began thousands of years ago*. Climatic Change 61, 261–293.
- Stothers, R. B., (1999). *Volcanic Dry Fogs, Climate Cooling, and Plague Pandemics in Europe and the Middle East*. Climatic Change, 42, 713–723.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P. e Jetel, M., (2011). *Structure and origin of Holocene cold events*. Quaternary Science Reviews, 30, 3109-3123.
- Zielinski, G. A., (2000). *Use of paleo-records in determining variability within the volcanism/climate system*. Quaternary Science Reviews, 19, 417-438.

Le variazioni climatiche dell'Olocene: esempi di cambiamenti morfo-sedimentari desunti dal record archeo-tephro-stratigrafico della Campania (41°N, Italia meridionale)

Vincenzo Amato

Università del Molise, GeoGisLab Dipartimento di Bioscienze e Territorio, Campobasso, Italia

Introduzione

Il Mediterraneo è un'area di grande interesse per le ricerche paleoclimatiche, in quanto è caratterizzato dall'interazione tra regimi climatici subtropicali e desertici e regimi delle medie latitudini. I dati paleoclimatici relativi all'Olocene (ultimi 11.5 ka), derivanti da proxy ad alta risoluzione (*High Resolution Paleoclimatic Data*, HRPD), identificano 6 periodi di significativi e rapidi cambiamenti climatici (noti come *Rapid Climatic Change*, RCC, o come *Bond Event*, BE), centrati negli intervalli di tempo di 9.0–8.0, 6.0–5.0, 4.2–3.8, 3.5–2.5, 1.2–1.0, e 0.6–0.15 ka BP [Bond et al., 2001; Mayewsky et al., 2004]. Essi sono stati caratterizzati da un raffreddamento climatico delle regioni polari, da un inaridimento delle regioni tropicali e circa-mediterranee e da cambiamenti nella circolazione atmosferica delle masse d'aria sugli oceani e sui continenti. Tali periodi sembrano coincidere con radicali riorganizzazioni culturali delle società, migrazioni regionali ed interregionali, crisi sociali ed ambientali e conflitti [de Menocal, 2001]. Gli HRPD permettono di identificare significative variazioni di temperature e di piovosità, la cui cronologia mostra che l'Olocene è stato interessato da una ciclicità climatica con un periodo di ritorno di circa 1.4-1.5 ka. Le principali cause dei cambiamenti climatici sono generalmente riferite all'interazione tra la circolazione atmosferica delle masse d'aria sopra gli oceani e sui continenti e l'insolazione solare.

Sebbene gli HRPD permettano di dettagliare la variabilità climatica olocenica in termini di variazioni di temperatura e piovosità, essi non consentono di avere informazioni più dirette circa gli effetti che tali variazioni hanno avuto sull'evoluzione del paesaggio, sui cambiamenti dei processi sedimentari e su come hanno influenzato la storia dell'uomo. Per il territorio italiano, alcuni studi mostrano che i cambiamenti climatici hanno influenzato le fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai, le fasi di innalzamento ed abbassamento dei livelli dei laghi [Giraudi et al., 2007; 2011], la sedimentazione in ambienti costieri e fluviali [Amato, 2006 con bibliografia], le fasi di sedimentazione dei depositi di travertino [Goudie et al., 1993], e lo sviluppo della vegetazione [Russo Ermolli e Di Pasquale, 2002]. Confrontando tali dati risulta che l'Olocene antico (11.5-5.5 ka BP) è stato caratterizzato da una sostanziale stabilità morfo-climatica (*Optimum Climatico Neolitico* o *Hypsithermal period*), mentre gli ultimi 5.5 ka BP sono stati caratterizzati da una grande instabilità, come probabile risposta all'alternarsi di brevi fasi di aridità e di periodi piovosi più o meno lunghi, ed in risposta al progressivo impatto dell'uomo sull'uso del suolo. Infatti l'Olocene antico è stato caratterizzato da una estesa deglaciazione, da un forte aumento dei livelli dei laghi, dallo sviluppo di estesi corpi sedimentari di travertino, e solo da pochi eventi aggradativi ed erosionali prevalentemente concentrati in settori vallivi, da uno sviluppo di una densa vegetazione boschiva e di una spessa copertura pedologica (*Pedomarker B* di [Frezzotti e Narcisi, 1996]). Nella seconda parte dell'Olocene, a partire da 5.5 ka BP, numerosi rapidi cambiamenti morfo-sedimentari si sono verificati nei differenti contesti morfodinamici, come probabile risposta ad intense e brevi fasi aride, datate tra circa 6.0-5.5 ka BP, 4.5-4.0 ka BP, 3.3-3.0 ka BP, 2.0 ka BP and 1.0 ka BP, seguite da periodi piovosi più o meno freddi, datati tra 5.5-5.0 ka BP (Neoglaciazione), 3.0-2.5 ka BP (*Cold Dark Age*), 1.5-1.3 ka BP e durante i secoli XVII-XIX (*Little Ice Age*). In questi intervalli si sono verificate fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai, repentini innalzamenti ed abbassamenti dei livelli dei laghi, aumenti e diminuzioni della copertura boschiva; si sono sviluppati suoli con differenti caratteristiche (*upbuilding or multiple buried soils* di [Daniels, 2003]); si sono alternate fasi erosionali e/o deposizionali nei fondovalle fluviali e nelle fasce pedemontane (*Younger Fill* di [Vita Finzi, 1969]); si sono intensificate o arrestate le deposizioni eoliche lungo le coste [Allocca et al., 2000; Ortolani in: Giraudi et al., 2007]; sono state favorite o inibite le deposizioni dei corpi di travertino (*Calcareous Tufa decline* di [Goudie et al., 1993]); si sono sviluppati orizzonti carbonatici (*calcrete* di [Wright e Tucker, 1991]) o più in generale aumentò la concentrazione di carbonato di calcio nei suoli [Amato, 2006 con bibliografia]; si sono verificate estese fasi di progredazione costiera [Amato et al., 2013 con bibliografia]. Per la Regione Campania, ubicata a circa 41° N di

latitudine, solo i lavori di Ortolani (in: [Giraudi et al. 2007]) segnalano che numerose successioni archeo-stratigrafiche hanno registrato brevi fasi aride, datate tra circa 2.2-1.8 e 1.0-0.8 ka BP, alternate a periodi piovosi, datati tra circa 2.5-2.3 ky BP, 1.5-1.2 ky BP, 0.4-0.185, suggerendo una ciclicità di circa 1.0 ka.

In questo contributo sono illustrati in sintesi i dati relativi a numerosissime successioni archeo-tephro-stratigrafiche (SATS) di differenti contesti morfo-dinamici della Campania (pianure alluvionali-costiere, pianure alluvionali intramontane, versanti, fasce di aggradazione pedemontane, sistemi deposizionali di travertino, ecc.) (Figura 1), con l'intento di identificare i processi sedimentari potenzialmente indotti dalle variazioni climatiche oloceniche.

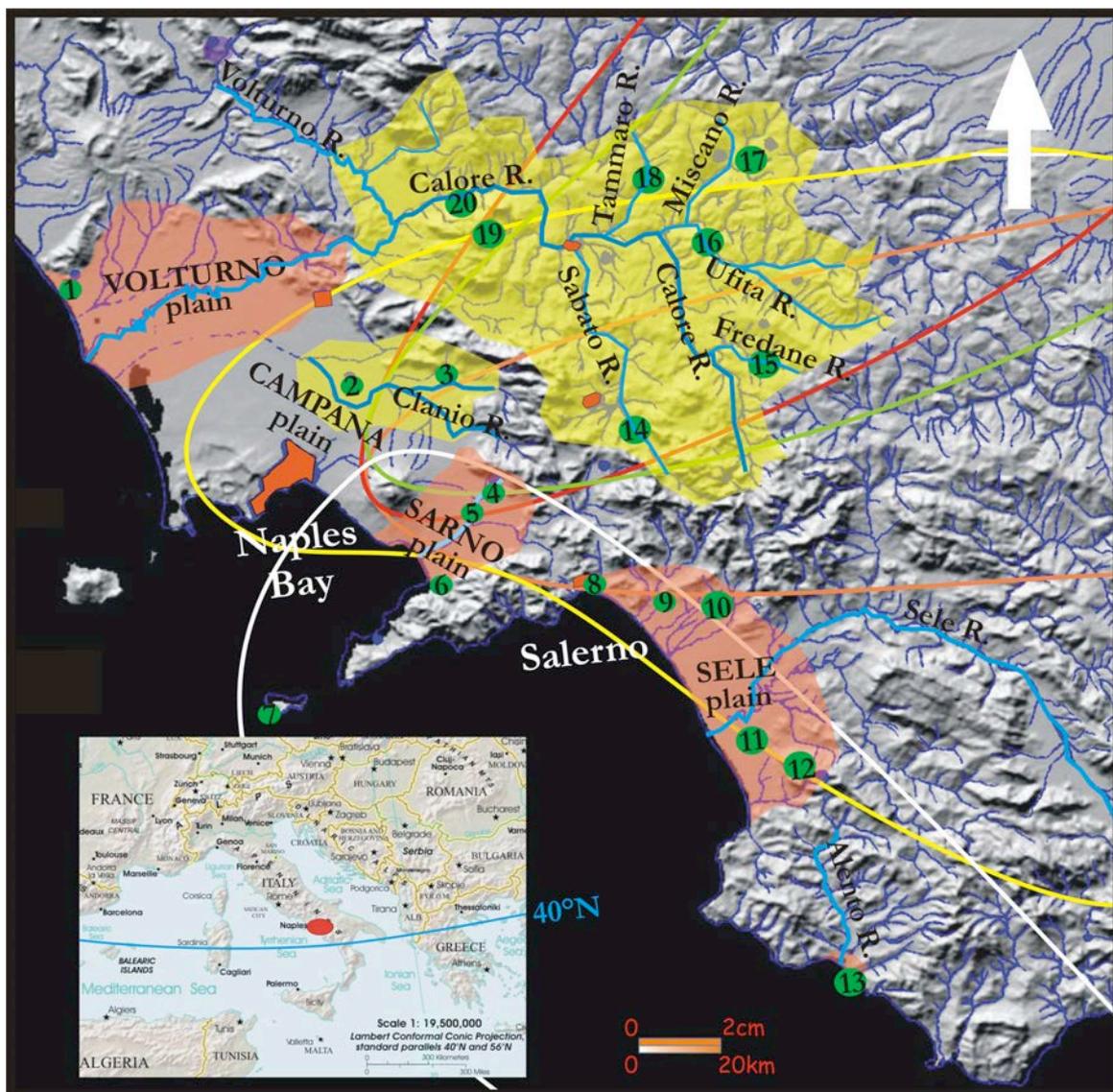


Figura 1. Le aree di studio evidenziate su modello digitale del terreno. In rosso i settori delle pianure alluvionali-costiere e delle aree pedemontane adiacenti, in giallo le pianure alluvionali intramontane. Le linee indicano i principali assi di dispersione dei prodotti da *fall-out* dei vulcani napoletani dedotti dalla letteratura: in verde Mercato-Ottaviano (ca 9.0 ka BP), in giallo Agnani M. Spina (ca 4.1 ka BP), in rosso Avellino (3.8 ka BP), in bianco Pompei (79 AD) ed in arancione Pollena (472-512 AD). Con i numeri cerchiati di verde, le principali SATS analizzate: 1) M. Petrino (CE), 2) Acerra (NA), 3) M. di Avella (NA), 4) Sarno (NA), 5) Poggioreale (NA), 6) Gragnano (NA), 7) Capri (NA), 8) Salerno, 9) Pontecagnano (SA), 10) Battipaglia (SA), 11) Paestum (SA), 12) Capaccio (SA), 13) Velia (SA), 14) Serino (AV), 15) Gesualdo (AV), 16) F. Ufita (AV), 17) Greci (AV), 18) Paduli (BN), 19) Foglianise (BN), 20) Telesse (BN).

1. Materiali e metodi

Le SATS di scavi archeologici, di affioramenti naturali, di tagli antropici e di carotaggi sono state in primo luogo inquadrare nell'ambito del contesto morfo-dinamico in cui erano localizzate (analisi geomorfologica da cartografia in scala 1:5000 e da fotoaree), e successivamente oggetto di una accurata analisi di facies, che ha tenuto conto delle informazioni cronologiche derivanti dal contenuto archeologico e dalla presenza di tephra noti. In aggiunta alcuni dei livelli più significativi sono stati campionati per analisi paleoambientali (contenuto pollinico, microfossili calcarei, ecc) e geocronologiche (datazioni AMS). In base alla presenza di superfici di discontinuità, di paleosuoli e di tephra, le SATS sono state suddivise in unità litostratigrafiche (stratigrafia a limiti inconformi, Unconformity Boundary Stratigraphic Unit, *sensu* Salvador, 1994). I suoli presenti nelle SATS sono stati analizzati dal punto di vista macroscopico, seguendo le indicazioni riportate in Cremaschi [2000]. In questo modo le SATS sono state raggruppate sulla base della loro posizione nell'ambito del contesto morfodinamico in cui ricadevano (Fig. 1) (per. es, SATS delle pianure alluvionali-costiere, di ambiente pedemontano o di base di versante, di pianure alluvionali intramontane, di sistemi deposizionali dei travertini, ecc). Successivamente, le SATS di differenti contesti morfodinamici sono state confrontate al fine di identificare se esse presentavano o meno analogie cronostatigrafiche nei processi sedimentari, nelle fasi erosive e nello sviluppo di suoli. Inoltre, i periodi di maggiore cambiamento sono stati, poi, confrontati con i dati di altri indicatori geologici degli effetti delle variazioni climatiche (fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai, fasi innalzamento e abbassamento dei livelli dei laghi, ecc.) e con i dati paleovegetazionali derivanti da studi pollinici. In ultimo i principali periodi di cambiamento sono stati confrontati con i RCC e BE, noti in letteratura, con i periodi di più grande impatto antropico sull'uso del suolo della storia dell'uomo, e con i periodi di più grande attività vulcanica da fall-out dei vulcani napoletani, in modo da discriminare i cambiamenti indotti dalle variazioni climatiche, da quelli antropogenicamente indotti e da quelli causati dalla deposizione di materiali vulcanici.

2. Discussione e sintesi dei dati

2.1 Le pianure alluvionali-costiere

Nonostante le pianure alluvionali-costiere non sono state immuni da movimenti vulcano-tettonici che hanno potuto influenzare l'evoluzione paleogeografica olocenica, favorendo o inibendo gli spostamenti della linea di costa, appare chiaro che le variazioni climatiche hanno giocato un ruolo determinante nel condizionare tali spostamenti (progradazioni e/o retrogradazioni). Infatti, è evidente che l'elevata velocità (cm/a) dei ritmi di risalita del livello del mare dell'Olocene antico (11.5-6.0 ka BP) [Lambeck et al., 2004], favorita dall'estesa e rapida deglaciazione, che ha fatto seguito alle ultime fasi glaciali (*Last Glacial Maximum* -LGM- e *Younger Dryas* -YD-), ha innescato una estesa trasgressione marina che ha raggiunto il suo apice circa 6.0-5.5 ka BP. Essa ha creato baie e golfi all'interno delle pianure alluvionali costiere, specialmente in prossimità delle foci fluviali, spostando verso l'interno articolati sistemi di barriera-laguna. Con il rallentamento dei ritmi di risalita (mm/a), i settori costieri delle pianure alluvionali sono stati interessati da un progressivo avanzamento della linea di costa e dei sistemi di barriera-laguna, fino a raggiungere la posizione attuale. Tali fasi progradazionali risultano essere maggiormente pronunciate in determinati periodi, in quanto favorite dall'aumento del carico solido nei fiumi, in risposta a fasi climatiche più piovose, all'impatto antropico sull'uso del suolo ed all'apporto vulcanoclastico delle più importanti eruzioni dei vulcani napoletani. In alcuni periodi invece si sono accresciuti gli areali dunali, come probabile risposta a rapide e brevi crisi aride. In particolare, lo studio di numerose SATS di sondaggi geognostici, di scavi archeologici e di affioramenti permette di inquadrare tali fasi di crescita degli areali dunali lungo le coste della Piana del F. Volturno, del F. Sarno, del F. Sele e del F. Alento negli intervalli di tempo compresi tra 6.5-6.0, 5.0-4.0, 3.6-2.5, 2.0-1.8 e a circa 1.0 ka BP [Amato, 2006 con bibliografia; Amato et al., 2013] (Figura 2). Queste sono state intervallate da estese progradazioni costiere, la cui cronologia scandisce almeno 4 fasi principali: la prima compresa o di poco successiva a 6.0-5.5 ka BP, la seconda, compresa tra 2.5-2.0 ka BP, la terza, più pronunciata di tutte, compresa tra 1.6-1.2 ka BP e la quarta avvenuta durante la Piccola Età Glaciale del XVIII-XIX secolo (Figura 2).

2.2. Le aree pedemontane e di piede di versante

Le SATS di ambienti di conoidi di deiezione e della fascia di aggradazione pedemontana, permettono di identificare almeno due fasi di marcata aggradazione per il tardo-quadernario. La prima fase è chiaramente del Pleistocene superiore in quanto si sviluppa al tetto dei livelli vulcanoclastici dell'Ignimbrite Campana (39 ka BP) e contiene il tephra del Tufo Giallo Napoletano (15 ka BP); così può essere riferita ai periodi freddi del LGM e dello YD. La seconda fase è certamente olocenica in quanto contiene i prodotti da fall-out dell'eruzione di Mercato-Ottaviano (ca 9.0 ka BP), di Agnano M. Spina (4.1 ka BP), di Avellino (3.8 ka BP), del 79 AD, del 472 AD e del 1631 AD, oltre ad un buon contenuto archeologico datante. Per quanto riguarda le conoidi di deiezioni ed i cono di detrito, si nota che la deposizione è polifasica con numerosi eventi sedimentari separati da periodi di reincisione del corpo di conoide. Generalmente, le fasi più recenti hanno l'apice incastrato all'interno dei corpi più antichi (conoide incastrate di [Bull, 1991]). Le conoidi oloceniche sono prevalentemente costituite da materiali vulcanoclastici supportati da un abbondante scheletro ghiaioso, a differenza di quelle alto-pleistoceniche che presentano una maggiore presenza di elementi detritici grossolani. È noto che la deposizione può essere favorita da rapidi cambiamenti climatici [Bull, 1991], dall'attività vulcano-tettonica e dall'impatto antropico sull'uso del suolo, mentre le fasi di incisione del corpo di conoide sono favorite dalla stabilità climatica e tettonica e dalla presenza di estese coperture boschive nel bacino di alimentazione della conoide. In Campania, le principali fasi di aggradazione sono concentrate prevalentemente in 5 periodi (Figura 2): tra il Neolitico finale e l'Eneolitico (circa 5.5-5.0 ka BP), nella prima parte del Bronzo Antico (circa 4.0 ka BP), dopo l'eruzione di Avellino (3.3-2.5 ka BP), tra l'Età Tardo Antica e l'Alto Medioevo (circa 1.5-1.2 ka BP), durante la Piccola Età Glaciale del XVII-XIX secolo. Al contrario l'aggradazione è stata inattiva o parzialmente ridotta in tutto l'intervallo di tempo che va dagli inizi dell'Olocene fino a circa 6.0 ka BP e nei periodi compresi negli intervalli sopra citati.

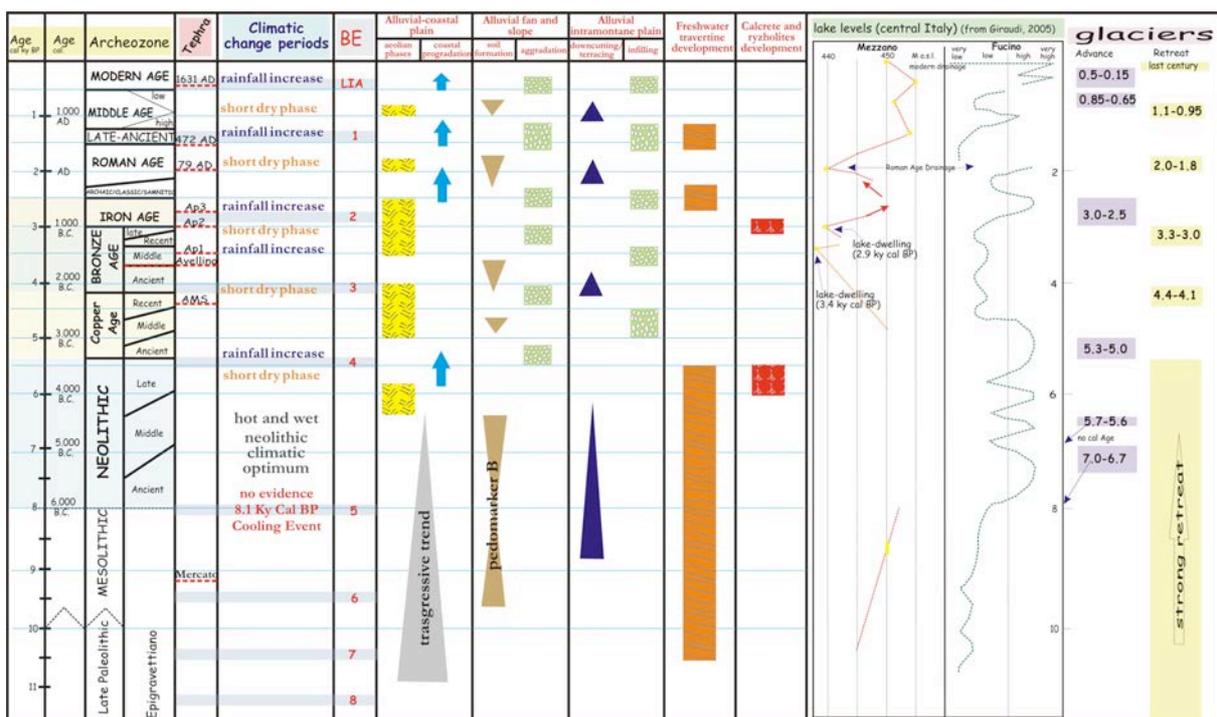


Figura 2. Sintesi dei dati archeo-tephro-stratigrafici dei differenti contesti morfo-sedimentari della Campania, degli eventi riconducibili alle variazioni climatiche oloceniche e confronto con i periodi di RCC e BE e con i dati delle oscillazioni dei livelli dei laghi e delle fasi di avanzata/ritiro dei ghiacciai.

2.3 Le pianure alluvionali intramontane

Anche le pianure alluvionali intramontane, durante l'Olocene sono state interessate da una alternanza di fasi di aggradazione del piano campagna e di incisione dei corpi alluvionali [Giraudi et al., 2011]. Infatti, alla grande fase di riempimento delle vallate appenniniche, verificatasi in coincidenza del LGM e del YD, ha

fatto seguito una profonda incisione fluviale con formazione di un esteso terrazzo alluvionale, oggi caratterizzante i fianchi vallivi delle pianure interne non soggette a tettonica attiva, generalmente situato tra i 10 e i 20 m sopra l'attuale fondovalle. Tale fase di incisione e di terrazzamento è stata favorita dalle condizioni climatiche dell'Optimum Climatico Neolitico. Infatti al top delle successioni alluvionali che compongono tale terrazzo si è sviluppato uno spesso e maturo suolo, il quale molte volte contiene tracce degli insediamenti neolitici. Alcune delle vallate appenniniche (F. Calore, F. Ufita, ecc.) mostrano ulteriori fasi di riempimento e di re incisione/terrazzamento di corpi alluvionali, generalmente sospesi di pochi metri sul fondovalle attuale, di età più recente. Una di queste può essere datata al Bronzo antico, in quanto la serie di riempimento reca al top un suolo che frequentemente restituisce materiali del Bronzo antico (4.0-3.7 ka BP) e che contiene il tephra dell'Eruzione di Avellino (3.8 ka BP). A valle di tale terrazzo, localmente, sono presenti altri due ordini di terrazzi, i quali possono essere riferiti all'Età Romana e al Medioevo. In sintesi, le fasi di alluvionamento hanno caratterizzato l'Eneolitico (circa 5.0-4.5 ka BP), il Bronzo medio (circa 3.7-3.4 ka BP), il periodo tra 2.8-2.3 ka BP, il periodo compreso tra il Tardo Antico e l'Alto Medioevo (1.5-1.2 ka BP) e la Piccola Età Glaciale. Infatti, a conferma di ciò, numerose SATS mostrano depositi alluvionali che hanno ricoperto insediamenti dell'Eneolitico, del Bronzo, di Età Romana e del Medioevo (Figura 2).

2.4 I travertini (*Calcareous tufa*)

I travertini possono essere considerati buoni indicatori paleoclimatici, in quanto la loro deposizione risulta essere favorita durante le fasi calde ed umide, mentre è particolarmente ridotta durante le fasi aride [Pedley, 1990]. Numerose SATS di ambienti di pianura prossimi a sorgenti mostrano almeno due fasi principali di deposizione per l'Olocene (Figura 2). La prima fase, inquadrata genericamente nell'Olocene antico, subisce un forte declino a partire da circa 5.5 ka BP: Infatti il top delle placche di travertino risulta essere interessato da insediamenti stabili a partire dal Neolitico Finale e soprattutto durante l'Eneolitico. Tale declino della deposizione potrebbe essere ricondotto ad un fenomeno più generale che interessa molti siti europei (*Calcareous Tufa Decline* di [Goudie et al., 1993]) a partire da 5.0 ka BP. Esso è stato causato da una probabile crisi di aridità accompagnata da una scarsità di vegetazione arborea e da suoli poco ricchi in sostanza organica. Se tale considerazione fosse esatta la fase deposizionale potrebbe essere ricondotta alle condizioni calde ed umide dell'Optimum Climatico Neolitico, mentre il suo declino a condizioni di aridità datate al passaggio tra Neolitico finale ed Eneolitico. Altre fasi deposizionali sono inquadrare tra circa 1.5 ka BP e circa 1.0 ka BP [Amato et al., 2009 a,b]. La deposizione potrebbe essere stata favorita dall'ampliamento degli ambienti francamente palustri in seguito all'aumento della piovosità nel Tardo Antico-Alto Medioevo e all'abbandono delle numerose opere di drenaggio costruite dai romani nei secoli precedenti; mentre la mancata deposizione potrebbe essere stata favorita da una fase arida di età medievale. Altre fasi deposizionali si sono verificate durante il periodo compreso tra 2.8 e 2.3 ka BP [Amato et al., 2009 a,b] ed anch'esse potrebbero essere state favorite dall'aumento della piovosità tra la fine dell'Età del Ferro e l'inizio dell'Età Romana, mentre l'interruzione della deposizione potrebbe ricondursi ad una fase arida di Età Romana e/o anche alle bonifiche romane degli areali palustri (Figura 2).

2.5 Suoli sepolti ed orizzonti carbonatici

I suoli sepolti che si intervallano nelle SATS di vari contesti morfodinamici, presentano caratteristiche pedologiche essenzialmente diverse a seconda se si sono formati nell'Olocene antico o in quello più recente. I primi sono generalmente di spessore consistente e costituiti in prevalenza da depositi vulcanoclastici argillificati ricchi di materia organica, molto spesso con orizzonti pedogenetici (A,B, C) ben strutturati e caratterizzati da una scarsissima presenza di elementi detritici grossolani. Possono essere interpretati come dei suoli sepolti molto maturi evolutisi in condizioni calde ed umide per un lungo periodo di tempo (durante tutta l'età Neolitica). Tali caratteristiche risultano essere simili a quelle identificati in molti suoli sepolti di successioni sedimentarie dell'Olocene antico dell'Italia centro-meridionale, noti come *Pedomarker B* di Frezzotti & Narcisi [1996]. I suoli sepolti della seconda parte dell'Olocene presentano, invece, caratteri di policiclicità (*multiple buried soils*, *sensu* Daniels, 2003), in quanto sviluppatasi a partire da depositi generatisi da molteplici e continui processi aggradativi di natura vulcanoclastica e sedimentaria, presentando anche un buon contenuto detritico grossolano. Infatti nelle SATS gli orizzonti B ed A sono generalmente poco spessi e poco distinguibili tra loro, a causa del rimescolamento dovuto alle attività antropiche, mentre gli orizzonti C sono generalmente più spessi, denotando una velocità di aggradazione decisamente superiore a quella di pedogenesi. In alcuni contesti di versante e della fascia di aggradazione pedemontana i suoli sepolti risultano essere estremamente ricchi in carbonato di calcio, e possono presentare uno o più orizzonti carbonatici (*calcrete horizons*) e rizoliti. La formazione di orizzonti carbonatici e di rizoliti è generalmente favorita

durante fasi calde ed aride [Wright and Tucker, 1991]. I *calcrete* sono cronologicamente collocabili tra 6.0 e 3.0 ka BP, in quanto si sono formati all'interno dei suoli sepolti di Età Neolitica e del Bronzo Antico, testimoniando delle possibili fasi aride a circa 5.5-5.0 e circa 3.3-3.0 ka BP (Figura 2).

Conclusioni

Dai dati sinteticamente illustrati, si può ipotizzare che l'alternarsi di brevi fasi aride e di periodi più piovosi, è avvenuta prevalentemente durante la seconda parte dell'Olocene (da 5.5 ka BP), mentre nell'Olocene antico sembra che tali alternanze non si siano affatto verificate (Figura 2). Non ci sono evidenze dell'evento di raffreddamento avvenuto circa 8.0 ka BP (*8.2 Cooling event*) e di RCC o BE in tutto l'Olocene antico. Per l'Olocene recente, invece, le SATS di diversi contesti morfodinamici mostrano cambiamenti dei processi sedimentari essenzialmente sincroni, con periodi centrati a 5.5-5.0, 3.7-3.5, 3.3-2.8, at 1.5-1.2 ka BP e durante la Piccola Età Glaciale, probabilmente preceduti da brevi fasi aride, centrate a 5.5, 4.0, 3.3-3.0, 2.0-1.8 e 0.9-0.8 ka BP (Figura 2). Tali periodi sembrano coincidere con quelli relativi alle fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai, alle fasi di innalzamento o abbassamento dei livelli dei laghi, ecc, mentre solo in qualche caso sembrano coincidere con i periodi RCC e con i BE (Figura 2).

Bibliografia

- Allocca, F., Amato, V., Coppola, D. Giaccio, B. Ortolani, F., Pagliuca S., (2000). *Cyclical climatic-environmental variations during the Holocene in Campania ed Apulia; geoarcheological and palethnological evidence*. Mem. Soc. Geol. It., 55, 345-352.
- Amato, V., Di Pasquale, G., Aurino, P., Aiello, G., Russo Ermolli, E., Bailo Modesti, G., Barra, D., Basile, F., Di Pasquale, L., Mancusi, M., Schiano, Di Cola, C., Cerchiai, L., Negro, D., Pellegrino, C., Rossi, A., Viscione, M., D'Andrea, M., (2009 a), *Holocene climate forcing and man-induced environmental changes of Abitato Antico di Pontecagnano area (Salerno – Southern Italy)*. *Mediterranee* 112, 119-128.
- Amato, V., Avagliano, G., Cinque, A., Cipriani, M., Di Paola, G., Pontrandolfo, A., Roskopf, C.M., Santoriello, A., (2009 b). *Geomorphology and geoarchaeology of the Paestum area: modification of the physical environment in historical times*. *Mediterranee* 112, 129-135.
- Amato, V., (2006). *La risposta di alcuni sistemi morfodinamici della Campania alle variazioni climatiche oloceniche*. Tesi di dottorato, www.fedoa.unina.it/486, 405 pp.
- Amato, V., Aucelli, P.P.C., Ciampo, G., Cinque, A., Di Donato, V., Pappone, G., Petrosino, P., Romano, P., Roskopf, C.M., Russo Ermolli, E., (2013) *Relative sea level changes and palaeogeographical evolution of the southern Sele plain (Italy) during the Holocene*. *Quaternary International*, 288, 112-128.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., (2001). *Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene*. *Science*, 294, 2130-2136.
- Bull, W. B., (1991) *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press, 203 pp.
- Crevaschi, M., (2000) *Manuale di geoarcheologia*. Laterza Editore, 368 pp.
- Daniels, J. M., (2003). *Floodplain aggradation and pedogenesis in a semiarid environment*. *Geomorphology*, 56, 225-242.
- De Menocal, P.B., (2001). *Cultural responses to climate change during the Late Holocene*. *Science*, 292, 667-673.
- Frezzotti, M., Narcisi, B., (1996). *Late Quaternary tephra-derived paleosols in central Italy's carbonate Apennine Range: stratigraphical and paleoclimatological implications*. *Quaternary International*, 34-36, 147-153.
- Giraudi C., Orombelli G., Ortolani F., (2007) *Variabilità naturale del clima nell'Olocene ed in tempi storici: un approccio geologico*. Quaderni della Società Geologica Italiana, 24 pp.
- Giraudi, C., Magny, M., Zanchetta, G., Drysdale, R.N., (2011). *The Holocene climatic evolution of the Mediterranean Italy: a review of the geological continental data*. *The Holocene*, 21, 105-117.
- Goudie, A. S., Viles, V. H., Pentecost, A., (1993) *The Late Holocene tufa decline in Europe*. *The Holocene*, 3(2), 181-186.

- Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A., Silenzi, S., (2004). *Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 years*. Quaternary Science Reviews, 23, 1567–1598.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlefin, W, Maasch, K. A, Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R., Steig, E. J., (2004). *Holocene climate variability*. Quaternary Research, 62, 243–255.
- Pedley, M., (1990) *Classification and environmental models of cool freshwater tufas*. Sedimentary Geology, 68, 143-154.
- Russo Ermolli, E., Di Pasquale, G., (2002). *Vegetation dynamics of south-western Italy in the last 28 kyr inferred from pollen analysis of a Tyrrhenian Sea core*. Veget, Hist. Archaeobot., 11, 211-219.
- Salvador, A., (1994). *International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. The Int. Union of Geological Sciences and the Geological Society of America, 284 pp.
- Vita-Finzi, G., (1969). *The mediterranean valleys: geological changes in historical times*. Cambridge Un. Pr, 140 pp.
- Wright, V. P., Tucker, M. R., (1991). *Calcrete: introduction*. Int. Ass. Sediment., Reprint series, 2, 1-22.

Cronologia e fattori ecologici del passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore europeo alla luce dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (40 ka)

Biagio Giaccio¹, Francesco G. Fedele², Roberto Isaia³, Antonio Costa³

¹CNR, Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Roma, Italia

²Università degli Studi di Napoli "Federico II", Laboratorio di Antropologia, Napoli, Italia

³Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli - Osservatorio Vesuviano, Napoli, Italia

Introduzione

L'eruzione dell'Ignimbrite Campana (IC, Campi Flegrei, Italia meridionale) di c. 40 ka BP è da tempo riconosciuta come uno dei maggiori eventi esplosivi della storia vulcanica mediterranea degli ultimi 200 ka e considerata come un esempio di super-eruzione [Sparks et al., 2005; Marianelli et al., 2006; Costa et al., 2012] (Fig. 1). Questo breve scritto riassume i risultati principali di alcuni anni di ricerche interdisciplinari sui potenziali effetti climatico-ambientali di questa catastrofica eruzione e sul ruolo di marker stratigrafico chiave che il suo tefra ha assunto nello studio del "passaggio Paleolitico medio/Paleolitico superiore" (Pm/Ps), una tra le più marcate modificazioni bio-culturali della preistoria del Vecchio Mondo. [es. Fedele et al., 2003; Fedele et al., 2008; Giaccio et al., 2008].

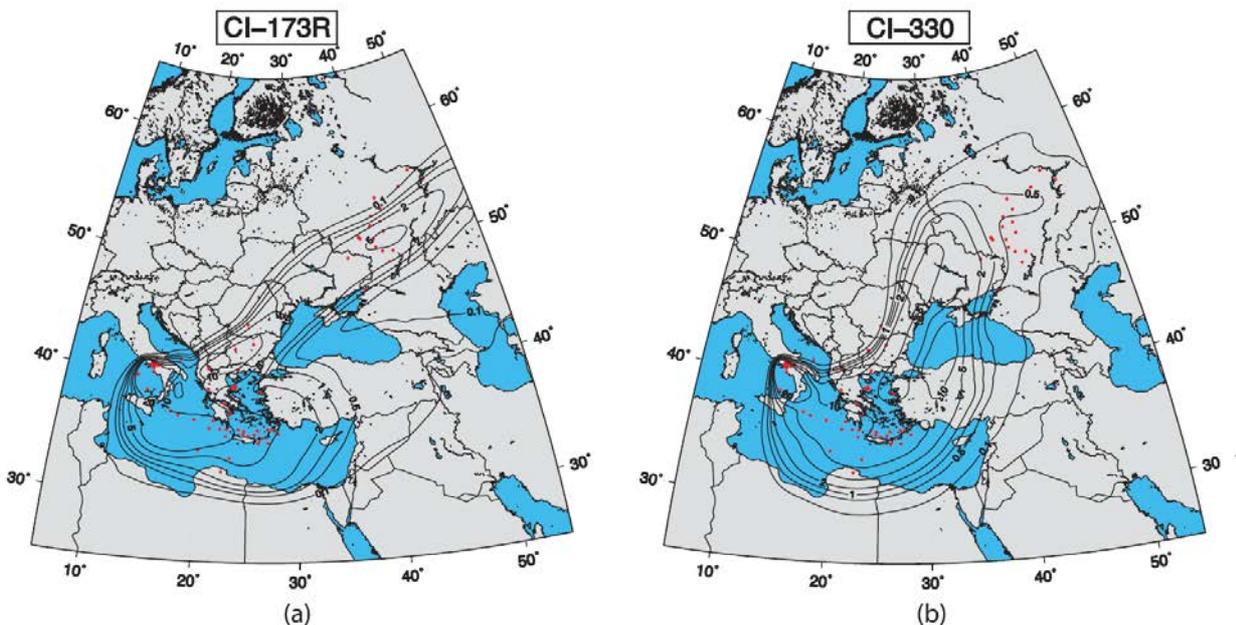


Figura 1. Mappe delle isopache del tefra dell'Ignimbrite Campana (intervalli 0,1, 0,5, 1, 2, 5, 10, 20 cm) derivanti dalla simulazione numerica dell'eruzione, vincolato ad oltre 100 punti di misura (punti rossi) distribuiti tra l'area sorgente e i siti iper-distali a c. 2500 km di distanza dai Campi Flegrei [da Costa et al., 2012].

Nell'ambito del controverso dibattito intorno al passaggio Pm/Ps di c. 45-35 ka BP, e l'ipotetica, sub-coeva sostituzione del tipo fisico di Neandertal da parte di popolazioni di sapiens di "anatomia moderna", il contributo del progetto di ricerca sull'IC è duplice: cronologico ed ecologico.

Sul piano della dimensione temporale, lo studio ha evidenziato una valenza formidabile dell'IC come marker unico per la valutazione del tempo, ritmo e contesto paleoclimatico del passaggio Pm/Ps. Il tefra dell'IC è stato infatti identificato in molti importanti siti, o gruppi di siti, europei (Fig. 2) in stretta relazione con livelli archeologici attribuiti alle fasi più antiche del Paleolitico superiore [es. Giaccio, 2005; Giaccio et al., 2006; Giaccio et al., 2008; Fedele et al., 2008; Lowe et al., 2012]. In alcune di queste sequenze l'IC marca inoltre l'abbandono dei siti o una prolungata interruzione della frequentazione umana.

L'esame di numerose sequenze stratigrafiche del mediterraneo contenenti il tefra dell'IC ha inoltre

evidenziato che l'eruzione si verificò in stretta coincidenza temporale con alcuni importanti eventi o marker stratigrafico-temporali globali dello stadio isotopico marino 3 (MIS 3), grazie ai quali è stato possibile identificare il probabile segnale dell'IC anche nel record paleoclimatico ad alta risoluzione groenlandese GISP2 [es. Fedele et al., 2003; Fedele et al., 2008].



Figura 2. Distribuzione dei siti archeologici contenenti il tefra dell'Ignimbrite Campana (IC; cerchi gialli da [Fedele et al., 2008 e Lowe et al., 2012]) in relazione all'area di dispersione dell'IC relativa all'isopaca di 0,5 cm (area ombreggiata) e alla mappa di isolinee della temperatura media invernale europea durante la fase interstadiale relativamente calda e umida precedente l'eruzione dell'IC (modificata da [Costa et al., 2012]).

La precisa definizione della posizione etnostratigrafica dell'IC, da un lato, e l'individuazione del suo segnale nella carota GISP2, dall'altro, ha quindi permesso di correlare, con elevato dettaglio stratigrafico, queste importanti serie archeologiche europee direttamente alla stratigrafia isotopica groenlandese [Giaccio et al., 2006; Anikovich et al., 2007; Giaccio et al., 2008]. Questa correlazione mostra un suggestivo parallelismo tra cambiamenti culturali e processi climatici in atto, caratterizzati da una marcata instabilità e da una progressiva tendenza al raffreddamento ed inaridimento, suggerendo un possibile legame tra i due fenomeni [Fedele et al., 2008].

L'analisi delle successioni contenenti il tefra dell'IC ha inoltre evidenziato una significativa anomalia delle datazioni radiocarbonio associate – che si concretizza in una notevole dispersione e ringiovanimento delle età ^{14}C – e quindi una totale inaffidabilità dei precedenti modelli cronologici dell'inizio del Paleolitico superiore formulati esclusivamente in base ad elaborazioni di misure radiocarbonio [Giaccio et al., 2006]. Alla luce delle pesanti distorsioni della scala del radiocarbonio intorno a 40 cal ka B.P., evidenziate per la prima volta dallo studio delle successioni contenenti l'IC, sono state avviati importanti progetti di ridatazione delle successioni archeologiche europee con nuovi metodi ^{14}C di trattamento dei campioni che hanno pienamente confermato il quadro desunto in base alla tefrostratigrafia e quindi confutato le precedenti cronologie [e.g. Higham et al., 2009; Douka et al., 2010].

Sul piano dell'impatto climatico-ambientale, la stima di zolfo emesso nel corso dell'eruzione dell'IC è risultata essere nell'ordine delle centinaia o migliaia di Tg [Fedele et al., 2006; Costa et al., 2012], comparabile a quello delle più grandi eruzioni dell'intero record vulcanico globale (es. Toba e Bishop Tuff). Una tale quantità di zolfo avrebbe causato la formazione di una coltre nubi acide capaci di schermare la radiazione solare ed indurre un abbassamento della temperatura globale o semiglobale da 1 a 3 °C per un periodo di 2-3 anni. Sebbene un simile "inverno vulcanico" sarebbe di per se sufficiente ad indurre drastiche alterazioni degli ecosistemi persino in una fase interglaciale, i peculiari processi climatici in atto al tempo dell'eruzione probabilmente ne amplificarono e prolungarono l'impatto.

Alcune sequenze del Mediterraneo mostrano infatti una stretta coincidenza stratigrafico/temporale tra tefra dell'IC e l'inizio di una marcata fase di raffreddamento e inaridimento del clima corrispondente all'*Heinrich Event 4* (HE4 [Fedele et al., 2003; 2008]). Queste stesse sequenze, ed altre distribuite tra il Mediterraneo occidentale e l'area nord atlantica, indicano inoltre che le condizioni climatiche dell'HE4 furono particolarmente più fredde e aride di quelle associate agli altri HEs. Considerando quindi la coincidenza dell'eruzione dell'IC con l'inizio dell'HE4, le anomale condizioni climatiche associate a questo evento possono essere interpretate in termini di meccanismi di *feedback* positivi innescati dall'interazione tra il raffreddamento indotto dall'IC e gli altri processi di riorganizzazione del sistema climatico connessi all'HE4. L'evento dell'IC avrebbe quindi contribuito come ulteriore fattore di raffreddamento, di alcuni °C, pochi decenni dopo il brusco inizio di uno degli HEs, gli episodi climatici freddi connessi ai più drastici processi di riorganizzazione oceanica ed atmosferica dell'Ultimo Glaciale.

Molto significativi si stima furono gli effetti ambientali legati al fluoro (100-300 Tg) ed al cloro emesso durante l'eruzione che impattarono gli ecosistemi dell'intera Europa sud-orientale a partire dai sistemi vegetali, gli erbivori e così via, risalendo la catena alimentare fino al vertice occupato dai predatori, uomo compreso [Costa et al., 2012].

Il quadro vulcanologico, paleoclimatico-ambientale e archeologico che emerge (dinamica dell'eruzione, enorme massa di zolfo, tendenze climatiche e culturali in atto, anomalia dell'HE4, abbandono dei siti) suggerirebbe quindi che l'evento IC-HE4 – qui inteso come evento combinato – probabilmente si inserì nelle dinamiche interattive uomo-ambiente come potenziale agente in grado di accelerare e/o catalizzare i processi di adattamento umano già innescati nei millenni precedenti in risposta all'eccezionale instabilità ed imprevedibilità ambientale della seconda metà del MIS 3. L'IC-HE4 agì probabilmente su questi processi con differenti modalità in relazione alle locali capacità ed opportunità di adattamento; un agente catalitico e selettivo – non necessariamente negativo – probabilmente molto più efficace degli ordinari fattori ambientali. Sebbene la transizione Pm/Ps costituisca un processo troppo complesso per essere ipotizzato solamente alla luce dell'evento dell'IC-HE4 e di altri fattori climatico-ambientali, i dati stratigrafici disponibili per alcuni millenni prima e dopo l'IC forniscono un inedito e dettagliato quadro archeologico, cronologico e paleoclimatico per una rivalutazione dei processi e dei tempi coinvolti in questo importante avvicendamento culturale.

Bibliografia

- Anikovich, M.V., Sinitsyn, A.A., Hoffecker, J.F., Holliday, V.T., Popov, V.V., Lisitsyn, S.N., Forman, S.L., Levkovskaya, G.M., Pospelova, G.A., Kuz'mina, I.E., Burova, N.D., Goldberg, P., Macphail, R.I., Giaccio, B., Praslov, N.D. (2007). *Early Upper Paleolithic in eastern Europe and implications for the dispersal of modern humans*. *Science*, 315, 223-226.
- Costa, A., Folch, A., Macedonio, G., Giaccio, B., Isaia, R., Smith, V.C., (2012). *Quantifying volcanic ash dispersal and impact of the Campanian Ignimbrite super-eruption*. *Geophysical Research Letters*, 39, 10. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL051605>.
- Douka, K., Higham, T.F.G., Sinitsyn, A., (2010). *The influence of pretreatment chemistry on the radiocarbon dating of Campanian Ignimbrite-age charcoal from Kostenki 14 (Russia)*. *Quatern. Res.*, 73, 583-587.
- Fedele, F.G., Giaccio, B., Hajdas, I., (2008). *Timescales and cultural process at 40,000 BP in the light of the Campanian Ignimbrite eruption, Western Eurasia*. *Journal of Human Evolution*, 55, 834-857.
- Fedele, F.G., Giaccio, B., Isaia, R., Orsi, G., Carrol, M., Scaillet, B., (2006). *The Campanian Ignimbrite factor: towards a reappraisal of the Middle to Upper Palaeolithic "transition"*. In R. Torrence & J. Grattan (eds.) "Natural Disasters and Cultural Change". London, UK: UCL Press.

- Fedele, F.G., Giaccio, B., Isaia, R., Orsi, G., (2003). *The Campanian Ignimbrite eruption, Heinrich event 4 and the Palaeolithic change in Europe: a high-resolution investigation*. In A. Robock & C. Oppenheimer (eds.) "Volcanism and Earth's Atmosphere". Geophysical Monograph, 139, 301-325. Washington: AGU.
- Giaccio, B., Hajdas, I., Peresani, M., Fedele, F.G., Isaia, R. (2006). *The Campanian Ignimbrite tephra and its relevance for the timing of the Middle to Upper Palaeolithic shift*. In N. Conard (ed) "When Neanderthals and Modern Humans Met", pp. 343-375. Tübingen: Tübingen Publication in Prehistory.
- Giaccio, B., Isaia, R., Fedele, F.G., Di Canzio, E., Hoffecker, J.F., Ronchitelli, A., Sinitsyn, A.A., Anikovich, M., Lisitsyn, S.N., Popov, V.V., (2008). *The Campanian Ignimbrite and Codola tephra layers: two temporal/stratigraphic markers for the Early Upper Palaeolithic in southern Italy and Eastern Europe*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177, 208-226.
- Giaccio, B., (2005). *L'eruzione dell'Ignimbrite Campana (c. 40 ka BP), oscillazioni climatiche sub-orbitali e i cambiamenti bioculturali dell'OIS 3 europeo*. Tesi di Dottorato, Università di Napoli "Federico II" pp. 164, www.fedoa.unina.it/583/
- Higham, T., Brock, F., Peresani, M., Broglio, A., Wood, R., Douka, K., (2009). *Problems with radiocarbon dating the Middle to Upper Palaeolithic transition in Italy*. Quaternary Science Reviews, 28, 1257-1267.
- Lowe, J., Barton, N., Blockley, S., Ramsey, C.B., Cullen, V.L., Davies, W., Gamble, C., Grant, K., Hardiman, M., Housley, R., Lane, C.S., Lee, S., Lewis, M., MacLeod, A., Menzies, M., Müller, W., Pollard, M., Price, C., Roberts, A.P., Rohling, E.J., Satow, C., Smith, V.C., Stringer, C.B., Tomlinson, E.L., White, D., Albert, P., Arienzo, I., Barker, G., Boric, D., Carandente, A., Civetta, L., Ferrier, C., Guadelli, J., Karkanas, P., Koumouzelis, M., Müller, U.C., Orsi, G., Pross, J., Rosi, M., Shalamanov-Korobar, L., Sirakov, N., Tzedakis, P.C., (2012). *Volcanic ash layers illuminate the resilience of Neanderthals and early modern humans to natural hazards*. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 109, 13532-13537.
- Marianelli, P., Sbrana, A., Proto, M., (2006). *Magma chamber of the Campi Flegrei supervolcano at the time of eruption of the Campanian Ignimbrite*. Geology, 34, 937-940.
- Sparks, S., Self, S., Grattan, J., Oppenheimer, C., Pyle, D., Rymer, H. (2005). *Super-eruptions: global effects and future threats*. Report of a Geological Society of London Working Group. (2nd (print) Edn.). Original (Web) edition available at www.geolsoc.org.uk/supereruptions

Debris flow sineruttivi e intereruttivi sull'Appennino Campano: un punto di vista geologico

Giovanni Zanchetta

Università di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra, Pisa, Italia

Introduzione

Le eruzioni esplosive rilasciano grandi quantità di materiale piroclastico sciolto con granulometria molto varia (dalle ceneri ai lapilli, fino alle bombe) anche a distanze significative (decine di chilometri sottovento) dal centro eruttivo. Questo materiale può essere rapidamente eroso dalle precipitazioni atmosferiche producendo flussi ad alto rapporto sedimento-acqua (*debris flows* e flussi iperconcentrati) che rappresentano un serio rischio nelle aree di formazione ed espansione di questi flussi. La frequenza spaziotemporale di questi eventi dipende da molti fattori, tra cui il volume di materiale piroclastico disponibile, le condizioni climatiche e la frequenza di eruzioni in grado di ricaricare il sistema. Da questo punto di vista la possibilità di formazione di flussi ad alta concentrazione può durare molto a lungo anche dopo l'eruzione, anche se, generalmente, la frequenza degli eventi nel tempo tende a diminuire, fino al punto che la progressiva stabilizzazione dei sedimenti produce flussi ad elevata concentrazione solo in concomitanza di eventi eccezionali. I meccanismi di innesco di questi flussi possono, però, progressivamente cambiare nel tempo, in modo simile a quanto, per esempio, indicato dallo studio sui flussi che si formano a seguito di eventi di incendio [Cannon et al., 2001]. Nel periodo subito successivo ad un incendio prevalgono i meccanismi legati all'erosione diffusa, mentre su periodi di tempo più lunghi tende a diventare prominente il fenomeno localizzato per frane superficiali.

L'area campana è un esempio particolarmente interessante in quanto i rilievi sottovento ai vulcani campani (principalmente, per le ultime migliaia di anni Vesuvio e Campi Flegrei) sono stati ricorrentemente oggetto di fenomeni di colata di fango e detrito. Tipicamente questi flussi si sono alimentati a spese della copertura piroclastica dei depositi da caduta e il loro successivo rimaneggiamento e stabilizzazione della vegetazione sui versanti secondo fenomeni principalmente descrivibili come *soil slip/debris flows* [Del Prete et al., 1998; Di Crescenzo & Santo, 1999; Zanchetta et al., 2004a]. La pericolosità di questi fenomeni è da considerarsi elevata in molte zone Appenniniche in passato sottoposte alla ricaduta di materiali piroclastici [Bisson et al., 2007] come dimostrato dall'evento del 5-6 Maggio del 1998 oppure dall'analisi storica [Pareschi et al., 2000 e bibliografia citata].

L'indagine geologica, tuttavia, permette di definire questi fenomeni come inter-eruttivi, cioè avvenuti quando gran parte del materiale piroclastico è stato sostanzialmente stabilizzato sotto forma di suolo. Durante e nei periodi seguenti le eruzioni la frequenza e i meccanismi di innesco devono essere stati sostanzialmente diversi [Sulpizio et al., 2006] e questo deve essere attentamente valutato nelle considerazioni di rischio ma anche nell'analisi dell'evoluzione del paesaggio e nell'indagine archeologica. D'altra parte, sempre l'analisi geologica ha messo chiaramente in evidenza che la tipologia dei depositi (quindi dei flussi, ma in modo ancora più interessante dei meccanismi di innesco che si possono dedurre dallo studio dei depositi) originati dal rimaneggiamento dei prodotti piroclastici da caduta sull'Appennino campano è anche dipendente dalle condizioni climatiche [Zanchetta et al., 2004b].

Lo studio approfondito delle relazioni tra eruzioni e depositi da *debris flows* vulcanoclastici nelle zone pedemontane dell'Appennino Campano permette, quindi di generare un modello interpretativo di questi eventi che, partendo da una eruzione esplosiva, porta ad una fase caratterizzata dall'innesco di *debris flow* in rapida successione (presumibilmente da mesi a pochi anni), formati da una litologia della componente vulcanica monogenica derivata dai depositi freschi e innescati da erosione diffusa che si concentra all'interno di stretti e ripidi canali. Questa progressivamente viene ad esaurirsi a seguito della stabilizzazione del rimanente materiale vulcanico sui versanti ed i depositi tardivi di questa fase possono avere una maggiore componente del substrato non-vulcanico. È possibile avere anche delle piccole varianti con la formazione di *mud flows* (cioè con un maggior contenuto in fini) legati alla deposizione in aree distali di ceneri fini (spesso freatomagmatiche) come documentato nel caso dell'eruzione del 1631 d.C. [Sulpizio et al., 2006]. Durante i periodi intereruttivi il materiale stabilizzato (che può essere comunque formato da materiali rimasti in situ di più eventi eruttivi) può repentinamente essere rimobilizzato attraverso frane superficiali capaci di formare

anche *debris flows* di dimensioni significative [Zanchetta et al., 2004a]. I corpi sedimentari che si originano sono poligenici e presentano caratteristiche “granulometriche” che le avvicinano più ai suoli vulcanoclastici che non ai depositi vulcanici da caduta originari [Sulpizio et al., 2006]. Tuttavia questo processo è discontinuo e legato ad eventi meteorologici particolarmente significativi. D'altra parte se il sistema non fosse, sulla scala delle migliaia di anni, rifornito da nuovo materiale vulcanico da eruzioni esplosive gran parte del materiale vulcanoclastico presente sulle pendici sarebbe rimobilizzato e la frequenza dei *debris flows* andrebbe a scemare fino (probabilmente) a scomparire quasi del tutto.

Bibliografia

- Bisson, M., Pareschi, M. T., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Santacroce R. (2007). *Volcaniclastic debris-flow occurrences in the Campania region (Southern Italy) and their relation to Holocene–Late Pleistocene pyroclastic fall deposits: implications for large-scale hazard mapping*. Bulletin of Volcanology, 70, 157–167 DOI 10.1007/s00445-007-0127-4.
- Cannon, S.H., Kirkham, R.M., Parise, M., (2001). *Wildfire-related debris flows initiation processes on Storm King Mountain, Colorado*. Geomorphology, 39, 171–188.
- Del Prete, M., Guadagno, F.M., Hawkins, A.B. (1998). *Preliminary report on the landslides of 5 May 1998, Campania, southern Italy*. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 57, 113–129.
- Di Crescenzo, G, Santo, A. (1999). *Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento-colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 22, 57– 72.
- Pareschi, M.T., Favalli, M., Giannini, F., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Santacroce, R., (2000). *May 5, 1998, debris flows in circumvesuvian areas (southern Italy): Insights for hazard assessment*. Geology, 28, 639-642.
- Sulpizio, R., Zanchetta, G., Demi, F, Di Vito, M.A., Pareschi, M.T., Santacroce, R. (2006). *The Holocene syneruptive volcaniclastic debris flows in the Vesuvian area: geological data as a clue for hazard assessment*. Geological Society of America Special Paper, 402, 203–221.
- Zanchetta, G., Sulpizio, R., Pareschi, M.T., Leoni, M., Santacroce, R. (2004a). *Characteristic of May 5–6, 1998 volcaniclastic debris flows in the Sarno areas (Campania, southern Italy): relationships to structural damage and hazard zonation*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 133, 377–393.
- Zanchetta, G, Sulpizio, R, Di Vito, M.A. (2004b). *The role of volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy)*. Sedimentary Geology 168, 249–280.

Genesi, evoluzione e proprietà dei suoli vulcanici nei paesaggi campani

Fabio Terribile, Michela Iamarino, Florindo Antonio Miletì,
Luciana Minieri, Simona Vingiani

Università degli Studi di Napoli "Federico II", Dipartimento di Agraria, Napoli, Italia

Introduzione

I suoli vulcanici sono spesso collegati al concetto di Andosuoli; cioè di suoli profondi, sviluppati principalmente da ceneri vulcaniche pomice, o altro materiale espulso dai vulcani, dominati dalla presenza di i) minerali argillosi poco cristallini, ii) complessi metallo-humus o iii) vetro primario. La densità apparente è generalmente molto bassa nella maggior parte degli orizzonti, mentre la capacità di ritenzione idrica e la permeabilità è generalmente molto elevata. Tali suoli presentano anche una struttura altamente porosa, leggera e "fluffy", bassa carica permanente e alta carica variabile, alto contenuto di C (carbonio) e alta ritenzione fosfatica, rispetto ad altri suoli minerali. Grazie a queste eccellenti proprietà fisiche e chimiche, suoli da ceneri vulcaniche con proprietà andiche (VASA) hanno un elevato potenziale per la produzione agricola e le zone in cui sono presenti spesso sono le aree più popolate al mondo. Nelle regioni umide, sostengono una popolazione di molto superiore a quanto la loro limitata diffusione suggerirebbe [Leamy, 1984]. L'elevata pressione antropica, associata a una fragilità intrinseca derivante dalle loro proprietà uniche, rende i VASA fortemente suscettibili al degrado del territorio. Possono 1) accumulare sostanze tossiche, a causa delle loro proprietà di legare efficacemente inquinanti, 2) perdere la loro fertilità chimica se fortemente lisciviati in climi umidi, 3) essere fortemente erosi dal vento e dall'acqua, a causa delle loro proprietà meccaniche e dell'elevato contenuto di materiali vulcanici leggeri, 4) sviluppare frane catastrofiche, per il risultato di una combinazione di proprietà tixotropiche, proprietà idrologiche e discontinuità morfologiche verticali e laterali (strati di pomice). In questo scenario, una conoscenza di base sui VASA è utile per comprendere meglio le potenzialità e le problematiche degli ambienti vulcanici.

1. Principali proprietà degli Andosuoli

Le peculiari proprietà degli Andosuoli e la loro capacità di sostenere ecosistemi estremamente preziosi ed unici sono strettamente dipendenti dalla particolare composizione mineralogica della frazione argillosa. La rapida trasformazione delle ceneri vulcaniche, in presenza di sostanza organica, porta alla formazione di materiali non cristallini (allofane, imogolite, ferridrite), complessi Al/Fe humus e silice opalina. Questo processo viene definito "andosolizzazione" [Douchaufour, 1984] ed è stato osservato [Shoji et al., 1982; Wada, 1977; Wada et al., 1986] che le caratteristiche dell'ambiente suolo influenzano ampiamente questo processo. Generalmente, valori di pH inferiori a 5 favoriscono la formazione di complessi Al-humus, che portano ad un abbassamento dell'attività dell'Al nel suolo, il quale inibisce la formazione di materiali del tipo allofane e imogolite ("effetto anti-allofanico" [Shoji e Masui, 1972]), mentre l'eccesso di Si precipita sotto forma di silice opalina. La formazione di allofane e imogolite è invece favorita in condizioni di debole acidità e neutralità del suolo. Il rapporto di genesi inversa tra i prodotti dell'andosolizzazione determina una differenziazione naturale e peculiare degli Andosuoli, conosciuta come "composizione binaria degli Andosuoli": i) Andosuoli non allofanici, dominati da complessi Al/Fe - humus, con silice opalina e fillosilicati 2:1 (Aluandic Andosols) e ii) Andosuoli allofanici dominati da allofane e imogolite (Silandic Andosols). I due tipi di Andosuoli differiscono fortemente per proprietà fisiche e chimiche.

La descrizione della genesi, evoluzione e proprietà dei suoli vulcanici nei paesaggi campani viene di seguito presentata con l'utilizzo di schede per unità di paesaggio (ove insistono suoli vulcanici) che evidenziano l'importanza ambientale e culturale di questi suoli.

2. Materiali e Metodi

Il lavoro ha previsto l'elaborazione di informazioni preesistenti e già pubblicate in relazioni e monografie. La digitalizzazione dei tematismi pedologici e la costruzione della banca dati suolo è stata effettuata sulla base dei dati presenti nella monografia di Gennaro et al. [1999]; le informazioni pedoambientali delle aree urbane sono state ricavate da Gennaro et al. [2002]. La valutazione relativa agli aspetti culturali del suolo è stata effettuata utilizzando lo schema proposto da L'Abate & Costantini [2000]; la valutazione relativa al valore naturalistico del suolo è stata effettuata utilizzando lo schema proposto, per la Lombardia, dall'Ente Regionale ERSAF.

3. Risultati

3.1 I suoli in precario equilibrio con l'ambiente

Caratteristiche pedologiche: suoli di diversi ecosistemi in precario equilibrio con l'ambiente. Si tratta di tipologie pedologiche particolarmente vulnerabili quali suoli di ambienti dunari costieri (e retrodunari), suoli torbosi superficiali e profondi, suoli di biotopi delle zone umide (lagune) e suoli andici sottili sui rilievi carbonatici campani.

Caratteristiche ambientali e funzionali: si tratta di suoli a bassa resilienza, molto sensibili ai fenomeni di degrado chimico, fisico e biologico. Un eventuale processo di degrado può portare queste tipologie di suoli a processi di desertificazione e di perdita permanente della fertilità degli ecosistemi ove essi sono presenti.

Per quanto riguarda la produttività agronomica, essi sono suoli con una fertilità da bassa a moderata per alcune limitazioni alla crescita delle piante legate (a seconda degli ambienti) alla limitata profondità, al ristagno idrico, alla granulometria sabbiosa ed alla presenza di torba.

Valore naturalistico dei suoli: alto e moderato.

Caratteristiche culturali dei paesaggi pedologici: sono suoli che esemplificano alcuni importanti processi naturali quali i processi idromorfi degli ecosistemi umidi, ed i suoli relitti degli ecosistemi delle dune costiere. Alcuni di questi suoli sono molto rari nella regione Campania.

3.2 I suoli ad alta biodiversità

Caratteristiche pedologiche: suoli vulcanici andici, generalmente profondi, con orizzonti di superficie ricchi di sostanza organica (epipedon mollici sottili e profondi). Sono suoli presenti sia negli ambienti forestali umidi (a prevalenza di castagno e subordinatamente faggio e quercia) di molti rilievi carbonatici campani che in quelli delle antiche pianure pedemontane vesuviane e flegree.

Caratteristiche ambientali e funzionali: l'elevata sostanza organica degli orizzonti superficiali influenza fortemente il comportamento di questi suoli e la loro reattività ambientale. Sono suoli ad elevata biodiversità per la presenza di importanti ecosistemi forestali attuali (ad es. sui rilievi carbonatici) e/o passati, come nel caso dei suoli delle pianure pedemontane vesuviane e flegree. Sono suoli ad elevata reattività ambientale con un'elevata capacità di interagire con xenobiotici e probabilmente sono i suoli più fertili delle pianure della regione Campania.

Per quanto riguarda la produttività agronomica e forestale sono suoli molto fertili ed unici nel territorio nazionale e campano, infatti combinano un'elevata fertilità fisica (ad es. elevata porosità) con un'elevata fertilità chimica. Purtroppo sono spesso mal gestiti ed in alcuni contesti territoriali possono evidenziare marcati segni di degrado sia in ambiente forestale (erosione, frane) che agrario (bassa attività biologica)

Valore naturalistico dei suoli: alto.

Caratteristiche culturali dei paesaggi pedologici: questi suoli hanno un interesse archeologico e paleoambientale in vasti areali della pianura pedemontana flegrea. Su di essi si rinvennero (i) molti siti agricoli ed extra agricoli dell'età del Bronzo Antico (3750 BP) e (ii) ecosistemi forestali del Neolitico.

Pedositi di interesse internazionale: questi suoli, ed in particolare i suoli andici con orizzonte di superficie spesso su superfici neolitiche delle pianure pedemontane flegree, sono riportati tra i geositi di interesse internazionale.

3.3 I suoli sottili in ecosistemi pregiati

Caratteristiche pedologiche: suoli sottili ai primi stadi di pedogenesi in ecosistemi pregiati del Vesuvio, Campi Flegrei, Ischia, Nolano. La maggior parte di essi è presente su lave e tufi, hanno frequentemente una granulometria grossolana.

Caratteristiche ambientali e funzionali: si tratta di suoli a bassa resilienza; la capacità di tamponare effetti di degrado fisico e chimico è infatti molto limitata.

Per quanto riguarda la produttività agronomica, sono suoli a bassa fertilità per le forti limitazioni indotte dalla ridotta profondità di radicazione e dalla bassa capacità di ritenere acqua e nutritivi.

Valore naturalistico dei suoli: moderato.

Caratteristiche culturali dei paesaggi pedologici: i suoli sottili in ecosistemi pregiati caratterizzano un ben determinato paesaggio culturale, importante e chiaramente riconosciuto a livello nazionale ed internazionale (Versanti SSW del Vesuvio, Flegrei-Camaldoli, Tufo verde di Ischia).

3.4 I suoli ad alta sensibilità ambientale

Caratteristiche pedologiche: sono suoli a basso sviluppo pedogenetico caratterizzati da una granulometria sabbiosa e/o abbondante scheletro e/o caratteri marcatamente vitrici. Si rinvencono in molti degli ambienti geomorfologici campani influenzati dalle imponenti deposizioni delle pomice del 79 AD (versanti della Penisola Sorrentina) e delle scorie del 1944 AD (Piana pedemontana del Somma-Vesuvio), in vasti areali dei Campi Flegrei, Ischia e Procida. Si rinvencono inoltre in diversi paesaggi pedologici colluviali alla base dei rilievi carbonatici. Sono suoli le cui proprietà sono fortemente influenzate dall'elevato contenuto in scheletro calcareo.

Caratteristiche ambientali e funzionali: si tratta di suoli a permeabilità molto elevata, bassa capacità di ritenere sostanze xenobiotiche e bassa capacità di ritenere acqua. Sono suoli a bassa capacità filtrante; le falde idriche poste al di sotto di essi non beneficiano dell'effetto filtrante delle coperture pedologiche. Si tratta di suoli molto delicati rispetto all'ambiente in cui essi sono inseriti. Per quanto riguarda la produttività agronomica sono suoli a bassa produttività ma dai quali si possono ottenere produzioni di alta qualità per le specifiche condizioni pedoclimatiche (ad es. moderato stress idrico delle piante con conseguente produzione di sostanze aromatiche secondarie).

Valore naturalistico dei suoli: basso.

Caratteristiche culturali dei paesaggi pedologici: i suoli ad alta sensibilità ambientale caratterizzano un ben determinato paesaggio culturale, importante e chiaramente riconosciuto a livello nazionale ed internazionale quali i versanti NE del Somma-Vesuvio, e vasti areali dei Campi Flegrei, Ischia e Procida.

Pedositi di interesse internazionale: questi suoli (suoli vitrici dei rilievi calcarei e dei terrazzi antropici della Penisola Sorrentina e suoli vitrici ben conservati in ambiente antropizzato dei Campi Flegrei) sono riportati tra i geositi di interesse internazionale [Costantini et al., 2004].

3.5 I suoli a moderato sviluppo pedogenetico degli ambienti alluvionali dei Regi Lagni e del Sarno

Caratteristiche pedologiche: suoli alluvionali di alcune porzioni della piana alluvionale dei Regi Lagni e della Piana del Sarno. Si tratta di suoli ad alta reattività ambientale sia per la granulometria fine che per le proprietà andiche.

Caratteristiche ambientali e funzionali: le peculiari proprietà fisiche e chimiche di questi suoli li rendono molto importanti nella mitigazione del rischio idrogeologico (ad es. inquinamento delle falde) nei due sistemi ambientali di pianura soggetti ad un impatto antropico elevatissimo. Questi suoli hanno una rilevante capacità di adsorbire e ritenere sostanze xenobiotiche. Dal punto di vista agricolo sono suoli ad elevata capacità produttiva.

Valore naturalistico dei suoli: basso.

Caratteristiche culturali dei paesaggi pedologici: sono suoli che caratterizzano un ben determinato paesaggio culturale, importante e chiaramente riconosciuto della pianura dei Regi Lagni e del Sarno. In particolare i suoli della Pianura del Sarno hanno carattere di rarità nel panorama nazionale per la combinazione dei fattori pedogenetici alluvionale e vulcanico. La presenza del flusso piroclastico (*surge*) del 79 AD che mantella molte delle antiche superfici agricole dell'età romana, rappresenta un carattere paleoambientale ed archeologico molto importante nonché un fattore esemplificativo di un importante processo naturale, quale l'eruzione di Pompei, che ha fortemente influenzato la storia della civilizzazione nel territorio della provincia di Napoli.

Bibliografia

- di Gennaro A., Terribile F., De Mascellis R., Maisto G., Riveccio R., Vingiani S., Aronne, G., Buonanno, M., Basile A., Leone A., (1999). *I suoli della provincia di Napoli*. Editor A. di Gennaro e F. Terribile. SELCA, Firenze, 1-63.
- di Gennaro, A., Aronne, G., De Mascellis, R., Vingiani, S., Sarnataro, M., Abalsamo, P., Cona, F., Vitelli, L., Arpaia, G., (2002). *I sistemi di terre della Campania. Monografia e carta 1:250.000, con legenda*. SELCA, Firenze, 1- 63.
- Douchaufour, P., (1984). *Edafologia*. 2 vols., Barcelona, Masson.
- Leamy, M.L., (1984). *Andisols of the world*. In: Congreso Internacional de Suelos Volcánicos. Comunicaciones Secretariado de Publicaciones (ed.) La Universidad de La Laguna. La Laguna, Spain. Serie Informes, 13, 368–387.
- L'Abate G., Costantini, E.A.C., (2000). *I suoli e la valorizzazione delle risorse naturali e culturali del territorio. Un prototipo di sistema esperto applicato in Alta Val d'Elsa*. Elsanatura, 2000 n.1, 8-22.
- Shoji, S., Masui, J., (1972). *Noncrystalline components in young volcanic ash soils, iii. Fine clay fraction*. Jap. J. Soil Sci. Plant Nutr., 43, 187-193 (in Japanese).
- Shoji, S., Fujiwara, Y., Yamada, I. and Saigusa, M., (1982). *Chemistry and clay mineralogy of Ando soils, Brown forest soils, and Podzolic soils formed from recent Towada ashes, northeastern Japan*. Soil Sci., 133, 69-86.
- Wada, K., (1977). *Allophane and imogolite*. In: J. B. Dixon and S. B. Weed (eds.), *Minerals soil environments*, Madison (wi, usa), Soil Sci. Soc. Amer., 603-638.
- Wada, K., Kakuto, Y., Ikawa, H., (1986). *Clay minerals, humus complexes, and classification of four "Andepts" of Maui, Hawaii*. Soil Sci.Soc. Amer. J., 50, 1007-1013.

Le trasformazioni del paesaggio agro-forestale in Campania: l'apporto dello studio di legni e carboni in contesti naturali ed antropici

Gaetano Di Pasquale, Emilia Allevato, Mauro Buonincontri

*Università degli Studi di Napoli "Federico II",
Dipartimento di Agraria, Laboratorio di Storia della vegetazione ed anatomia del legno, Napoli, Italia*

Introduzione

Il contesto archeologico che coincide con il territorio della Campania antica ed in particolare l'area vesuviana, costituisce un'occasione di studio del paesaggio antico e delle sue trasformazioni assolutamente unica in tutto il mondo antico. L'abbondanza e l'eccezionale stato di preservazione dei materiali archeobotanici è d'altra parte all'origine della creazione del Laboratorio di Ricerche Applicate della Soprintendenza Speciale ai Beni Archeologici di Napoli e Pompei, una struttura di ricerca del Ministero dei Beni Culturali unica nel suo genere in Italia; qui per anni, sotto la direzione di Annamaria Ciarallo, sono stati studiati molti dei reperti vegetali provenienti dall'area Pompeiana e da altri contesti della Campania antica [Ciarallo, 2004].

Curiosamente però questa ricchezza di contesti e di materiali non ha favorito nel tempo la nascita di un moderno filone di studi di storia della vegetazione e del paesaggio vegetale per motivi diversi, ma si possono senz'altro evidenziare almeno due cause principali: la tradizionale marginalità attribuita alle problematiche ambientali dall'archeologia classica, dominante in questa area e più in generale nel nostro paese, e poi un'altrettanto scarsa attenzione rivolta agli effetti dell'azione dell'uomo sulla vegetazione da parte della maggior parte degli studiosi di ecologia vegetale. Per quanto riguarda il legno è interessante notare che fino alla fine degli anni 90' del secolo scorso non esistevano studi sistematici; i primi lavori inerenti legno da opera [Fioravanti e Galotta, 2005] e da falegnameria [Mols, 2002] relativi ad Ercolano, si sono basati su analisi puntuali eseguite su un limitato numero di campioni, spesso scelti in base alla rilevanza archeologica di questo o quel manufatto.

A scala locale una delle conseguenze più macroscopiche di questo ritardo culturale può essere bene rappresentato da quanto (poco) ancora oggi sappiamo della storia degli alberi più comuni del nostro paesaggio agro-forestale; per specie come castagno, olivo, noce, carrubo, pino domestico, cipresso, mancano ancora le informazioni essenziali sui processi che hanno condotto alla comparsa e poi alla definitiva affermazione nel paesaggio attuale [Di Pasquale, 2010].

I motivi di questo clamoroso vuoto di informazioni sono semplici: certamente va detto che risolvere problemi di questo genere la paleobotanica tradizionale si rivela inefficace, perchè ciò che serve è un approccio metodologico che consenta di esplorare e ricostruire i paesaggi governando allo stesso livello gerarchico le informazioni ecologiche e quelle storico-archeologiche. In effetti i fattori che hanno determinato comparsa e diffusione di queste specie hanno una forte componente economica e culturale, molto spesso predominante rispetto ai fattori ecologico-climatici, e in genere riguardano un arco cronologico che si limita alla seconda metà dell'Olocene. È indispensabile quindi un approccio che combini l'uso di tecniche di ricerca idonee a decifrare le interazioni uomo-ambiente e che siano capaci di restituire una informazione spazio-temporale di elevata definizione. In questo senso lo studio sistematico del legno/carbone ha diversi vantaggi rispetto ad altri metodi paleobotanici, e quindi una straordinaria potenzialità di produrre risposte utili a colmare questo vuoto di conoscenze. Le peculiarità di questo *proxy* possono essere riassunte nei punti che seguono:

- l'identificazione del reperto permette in molti casi di arrivare al livello di specie;
- per contesti preistorici, protostorici e medievali è possibile riferire le specie identificate ad uno spazio ben definito;
- la datazione radiocarbonica può essere effettuata direttamente sul reperto che interessa datare;
- nel caso del legno è teoricamente possibile procedere ad analisi del DNA.

Negli ultimi anni le ricerche basate sull'analisi sistematica di grandi quantità di reperti legnosi carbonizzati e non, ha riguardato alcuni tra i contesti archeologici di maggiore rilievo dell'area della

Campania antica ed ha consentito di tratteggiare per la prima volta in maniera esaustiva interi capitoli della storia di diverse specie arboree tipiche del nostro paesaggio agro-forestale.

Tra i contesti analizzati si possono ricordare, per la rilevanza dei dati ottenuti il porto antico di Napoli con le tre navi romane, le ville di Poppaea ad Oplonti, di Augusto a Somma Vesuviana e di Pollena [Allevato et al., 2011] e per ultimo il sito di Ercolano, dove le ricerche sono ancora in corso.

Complessivamente si può dire che il legno di conifere era di gran lunga preferito per le costruzioni; questo è vero sia per le imbarcazioni [Allevato et al., 2010] che per gli edifici. L'abete bianco (*Abies alba*) era la specie di gran lunga più utilizzata, ed il fatto che si ritrovi utilizzato come fasciame per imbarcazioni, travi, infissi, mobili e altri manufatti di uso comune [Allevato et al., 2010; Moser et al., 2012] fa pensare che la sua presenza nelle foreste campane e più in generale dell'Italia centro-meridionale fosse tutt'altro che sporadica. Da questo punto di vista è importante notare che i dati campani, in accordo con altri dati antracologici relativi all'Italia peninsulare, suggeriscono che l'abete bianco facesse parte di grandi foreste miste di latifoglie con cerro, faggio, aceri, frassino maggiore e orniello localizzate a quote collinari; si tratta di un tipo di vegetazione che oggi si ritrova solo sull'Appennino molisano e sul versante orientale del Pollino, a quote comprese tra i 700 e i 1000 m s.l.m. e che i dati indicano come diffuso almeno fino a tutto il Medio Evo. Questi dati consentono di ipotizzare che la rarefazione dell'abete bianco nell'Italia peninsulare sia quindi stata determinata più da fattori antropici che da fattori climatici.

Un altro dato da grande interesse riguarda il cipresso (*Cupressus sempervirens*), specie considerata originaria del Mediterraneo orientale, e che sarebbe stata introdotta in epoca classica nella nostra penisola, essenzialmente con funzioni religiose/rituali. In realtà le analisi del legno delle navi romane di Napoli mostra che questo legno, presente in tutte e tre i relitti, era evidentemente impiegato con regolarità in carpenteria navale, anche per imbarcazioni "comuni"; il fatto che questa specie si ritrovi poi come seconda (dopo l'abete bianco) in termini di frequenza tra il legno utilizzato nella realizzazione di solai nelle abitazioni di Ercolano suggerisce che il cipresso dovesse essere presente nei boschi meridionali. Questa ipotesi è in accordo con i risultati di recenti studi genetici [Bagnoli et al., 2009] che hanno dimostrato l'esistenza di popolazioni autoctone di cipresso per l'Italia; quindi in questo caso si deve pensare a tipologie forestali oggi assenti ma presenti e forse comuni fino a 2000 anni fa.

Infine un discorso particolare va fatto per il castagno (*Castanea sativa*); questo albero è stato a lungo considerato come introdotto e poi diffuso in Italia ed in tutta l'Europa occidentale dai Romani. Solo recentemente un studio basato sull'elaborazione statistica di un gran numero di record pollinici sud-europei ha messo in evidenza che il castagno 1) fosse in realtà presente in diverse aree rifugio lungo tutta la nostra penisola e 2) non sia stato oggetto di diffusione in epoca romana [Conedera et al., 2004; Krebs et al., 2004]. I dati antracologici indicano che è molto raro nei materiali dell'area di Ercolano-Pompei, mentre è dominante come legno da opera a nord del Vesuvio; nella villa di Somma rappresenta la specie prevalente per circa quattro secoli, dal II al V dopo Cristo [Allevato et al., 2011] In questo caso le analisi antracologiche suggeriscono che 1) il castagno fosse localmente presente sul versante nord del sistema vulcanico Somma – Vesuvio, probabilmente come elemento autoctono relitto e non introdotto, e 2) che in quest'area venisse utilizzato prevalentemente per la produzione di legname da opera e non per il frutto [Di Pasquale et al., 2010]. Questo ultimo punto conferma per un'area ad alta specializzazione agronomica come la Campania antica il fatto che in realtà non sia probabilmente esistita una castanicoltura in epoca romana.

Nel complesso i dati antracologici, che si riferiscono essenzialmente ad epoche storiche e proto-storiche, permettono di comprendere in maniera approfondita ciò che comunemente viene definito come "human impact", e consentono in definitiva di caratterizzare bene il quadro culturale nel quale si sviluppa il complesso rapporto tra uomo, legno, albero e foresta; da questo punto di vista è possibile ipotizzare che in futuro la possibilità di affiancare ai già numerosi dati palinologici altri dati antracologici per territori ed epoche diverse, potrà certamente fare luce su diversi problemi relativi alla biogeografia storica di specie di grande rilievo ambientale, storico e paesaggistico del territorio italiano.

Bibliografia

Allevato, E., Buonincontri, M.P., Vairo, M., Pecci, A., Cau, M.A., Yoneda, M., De Simone, G.F., Aoyagi, M., Angelelli, C., Matsuyama, S., Takeuchi, K., Di Pasquale, G. (2011). *Persistence of the cultural landscape in Campania (Southern Italy) before the AD 472 Vesuvius eruption: archaeoenvironmental data*. Journal of Archaeological Science, Journal of Archaeological Science, 39, 399-406.

- Allevato, E., Russo Ermolli, E., Boetto, G., Di Pasquale, G. (2010). *Pollen-wood analysis at the Neapolis harbour site (1st-3rd century AD, southern Italy) and its archaeobotanical implications*. Journal of Archaeological Science, 37, 2365-2375.
- Bagnoli, F., Vendramin, G., Buonamici, A., Doulis, G., Gonzales, S.C., La Porta, N., Magri, D., P. Raddi, V., Sebastiani, F., Fineschi, S. (2009). *Is Cupressus sempervirens native in Italy? An answer from genetic and palaeobotanical data*, Molecular Ecology, 18, 2276–2286.
- Ciarallo, A., 2004. *Flora Pompeiana. Studia Archaeologica 134*. L’Erma di Bretschneider, Roma. 266 pp.
- Conedera, M., Krebs, P., Tinner, W., Pradella, M., Torriani, D. (2004). *The cultivation of Castanea sativa (Mill.) in Europe, from its origin to its diffusion on a continental scale*. Vegetation. History and Archaeobotany, 13, 161-179.
- Di Pasquale, G. (2010). *Che cosa è l’archeobotanica*. Carocci, Roma, 126 pp.
- Di Pasquale, G., Allevato, E., Russo Ermolli, E., Lubritto, C., Yoneda, M., Takeuchi, K., Kano, Y., De Simone, G.F., (2010). *Reworking the idea of chestnut (Castanea sativa Mill.) cultivation in Roman times: new data from ancient Campania*, Plant Biosystems, 144 (4), 901-909.
- Fioravanti, M., Galotta, G.,(2005). *I legni di più frequente impiego in epoca romana*. In: La biologia vegetale per i beni culturali- conoscenza e valorizzazione (AAVV eds), pp. 22-25. Nardini Roma.
- Krebs, P., Conedera, M., Pradella, M., Torriani, D., Felber, M., Tinner, W. (2004). *Quaternary refugia of the sweet chestnut (Castanea sativa Mill.): an extended palynological approach*. Vegetation History and Archaeobotany, 13, 145-160.
- Mols, S.T.A.M., (2002). *Identification of the wood used in the furniture at Herculaneum*. In: The Natural History of Pompeii: (Jashemski, W.F., Meyer, F.G. eds.), pp 225-234. Cambridge University Press.
- Moser, D., Allevato, E. Clarke, J.R., Di Pasquale, G., Nelle O., (2012). *Archaeobotany at Oplontis: woody remains from the Roman Villa of Poppaea (Naples, Italy)*, Vegetation History and Archaeobotany, DOI 10.1007/s00334-012-0381-z.

Il metodo del ^{14}C nelle ricostruzioni crono stratigrafiche e paleoambientali

Filippo Terrasi^{1,2}, Manuela Capano², Fabio Marzaioli^{1,2}, Isabella Passariello²

¹Seconda Università di Napoli, Dipartimento di Matematica e Fisica, Caserta, Italia

²INNOVA, Centre for Isotopic Research on Cultural and Environmental Heritage, Caserta, Italia

Il metodo di datazione del ^{14}C è forse, fin dalla sua scoperta da parte di Libby nel 1955, la metodologia scientifica che ha avuto il più forte impatto sull'archeologia, oltre che su un vastissimo spettro di campi di indagine, dalla geologia alla climatologia, dall'idrologia all'oceanografia, dalla paleoantropologia al paleomagnetismo, dalla fisica ambientale alla vulcanologia. Le applicazioni dell'utilizzazione di un cronometro naturale come il ^{14}C forniscono un indicatore molto sensibile di processi naturali che hanno caratterizzato nel passato l'evoluzione dell'ecosistema terrestre e l'attività umana.

È noto che il metodo del Radiocarbonio consente la datazione di reperti di varia natura di età compresa tra 0 e circa 50.000 anni, purché essi contengano Carbonio di origine organica, come è il caso per carbone, legno, tessuti, ossa, paleosuoli, semi, etc. In tal caso, infatti, il rapporto isotopico $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, costante ed uguale a quello di equilibrio dell'anidride carbonica atmosferica finché l'organismo è in vita, diminuisce, a partire dall'istante della morte dell'organismo, con un andamento esponenziale caratterizzato dalla vita media del ^{14}C (8270 a). La misura del rapporto isotopico attuale consente di risalire al tempo trascorso. Il rapporto isotopico per un campione contemporaneo è $\approx 10^{-12}$ e diminuisce fino a $\approx 10^{-15}$ per campioni vecchi circa 60000 anni. La sua misura richiede quindi una sensibilità che non è alla portata della spettrometria di massa convenzionale. D'altra parte, la misura con il metodo radiometrico convenzionale, basato sul conteggio degli elettroni di decadimento del ^{14}C radioattivo, richiede quantità di materiale che in molti casi non sono disponibili e/o tempi di misura che, specialmente per i campioni più vecchi, sono proibitivi.

L'identificazione ed il conteggio diretto degli atomi di ^{14}C presenti nel campione è invece possibile, con quantità che in molti casi sono inferiori al mg e tempi dell'ordine dei minuti, utilizzando un acceleratore come elemento base di uno spettrometro di massa ad alta energia. L'avvento della tecnica AMS (Spettrometria di Massa con Acceleratore) ha fornito uno strumento molto potente a disposizione degli studiosi dell'evoluzione passata dell'ambiente in cui l'uomo ha vissuto, delle sue attività e delle interazioni tra diverse civiltà. Dall'entrata in funzione dei primi sistemi AMS l'indagine scientifica in archeologia ha potuto compiere, in molti casi, un salto di qualità, grazie essenzialmente alla notevole riduzione della quantità minima di materiale dei reperti databili rispetto ai valori caratteristici del radiocarbonio convenzionale. D'altra parte, come sempre avviene quando una tecnologia sofisticata è utilizzata nel campo delle scienze umane, una buona comprensione dei fondamenti del metodo e delle ipotesi che soggiacciono alla sua applicazione è necessaria per una impostazione corretta del problema scientifico. Riepiloghiamo, quindi, i punti essenziali:

- Il reperto da datare deve contenere materiale il cui carbonio derivi chiaramente da processi biochimici la cui cessazione può essere datata, ponendo attenzione al fatto che si suppone che la matrice dalla quale è derivato il carbonio sia l'atmosfera terrestre. La data ottenuta deve essere posta in relazione con il contesto archeologico.
- Il carbonio contenuto in materiali estranei contaminanti deve poter essere separato chimicamente o per altra via. In ogni caso il trattamento può a sua volta introdurre una contaminazione. A parità di quantità relativa di contaminante rispetto al campione l'effetto sull'età misurata è tanto più grande quanto più "vecchio" è il campione.
- L'evento archeologico da datare deve risalire a meno di ~ 50000 anni fa. La precisione strumentale ottenibile può variare da poche decine ad alcune centinaia di anni a secondo dell'età e delle condizioni del reperto. L'intervallo di età calibrata (di calendario) può avere ampiezza variabile, a parità di incertezza sull'età radiocarbonica, e può anche essere multiplo, a causa della variabilità della pendenza della curva di calibrazione e dell'eventuale presenza di fluttuazioni.
- Le piccole quantità di materiale necessario per la datazione con AMS rendono possibili:
 - a) Analisi virtualmente non distruttive di oggetti unici.
 - b) Maggiore libertà di scelta del materiale da datare, cui consegue la possibilità di una migliore correlazione con il contesto archeologico-ambientale.

- c) Una chimica di decontaminazione più rigorosa.
- d) La possibilità di effettuare misure su più campioni (o frazioni) dello stesso materiale o date multiple su reperti in relazione temporale tra di essi.

Particolare attenzione va posta a che sia verificata, caso per caso, l'ipotesi del punto 1. Un caso frequente in cui ciò non avviene è quello del cosiddetto effetto serbatoio da cui possono essere affette le datazioni di resti di flora o di fauna acquatica, conchiglie, coralli, etc. In questo caso, infatti, i microorganismi che hanno sintetizzato la propria biomassa traevano il Carbonio da un ambiente nel quale la CO₂ presente non era in equilibrio con quella dell'atmosfera contemporanea, ma con quella presente in atmosfera un numero di anni prima pari al tempo medio di migrazione dalla superficie alla profondità alla quale si è accresciuto l'organismo: il risultato è che l'età misurata risulterà maggiore dell'età reale. Correzioni per questo "invecchiamento" possono essere applicate utilizzando, in fase di calibrazione dell'età radiocarbonica, il database appropriato. Un effetto simile riguarda la datazione di paleosuoli. Un altro aspetto cui va posta particolare attenzione è quello della cosiddetta "età apparente alla sepoltura". Esso costituisce un buon esempio di problematica connessa alla relazione tra l'evento datato e il contesto che si vuole datare: se ad esempio viene datato un frammento del legno di una trave o del fasciame di una nave, non si può pretendere che la datazione fornisca l'epoca di utilizzazione del legno. Infatti, il segnale radiocarbonico caratteristico del frammento datato si riferisce all'anno in cui si è formato l'anello di accrescimento (o il gruppo di anelli) dell'albero da cui è tratto il manufatto.

Un esempio che illustra l'impatto degli effetti citati è costituito dalla datazione dell'eruzione detta delle pomice di Avellino, l'ultima eruzione pliniana del sistema Somma-Vesuvio precedente quella del 79 d.C., e della conseguente scomparsa della facies di Palma Campania (Bronzo Antico). Le prime misure, effettuate con il metodo del radiocarbonio convenzionale su paleosuoli o frammenti di grossi legni carbonizzati ritrovati nel corso di scavi archeologici, situavano questa eruzione tra 3500 e 3900 a BP, mostrando una variabilità tra di essi al di fuori degli errori sperimentali. Tutte queste datazioni vanno in realtà considerate come limiti superiori alla età reale dell'eruzione, in quanto verosimilmente viziate dall'effetto serbatoio le prime, e dalla cosiddetta età apparente alla sepoltura le altre.



Figura 1. Nola, Masseria Rossa. Resti di una capanna sepolta dall'eruzione delle pomice di Avellino e dettaglio del recinto delle capre.

Con l'AMS è stato possibile datare reperti la cui età è strettamente in relazione con la deposizione dei prodotti piroclastici. Si tratta in particolare di residui carbonizzati di vegetazione "giovane" la cui giacitura indica una combustione causata dai prodotti dell'eruzione, o di prodotti di attività antropiche visibilmente interrotte dall'eruzione stessa. Più recentemente, in uno scavo in località Masseria a Nola è stato rinvenuto un insediamento di capanne con annesso un recinto per le capre. In questa zona la ricaduta di materiale

eruttivo fu tale da consentire la fuga della popolazione, che lasciò alcune caprette nel recinto (fig. 1): su un frammento di osso di una di queste, gravida, è stata effettuata una misura di alta precisione con il sistema AMS CIRCE [Terrasi et al., 2007; 2008] Ne è risultata una datazione dell'evento eruttivo di 3550 ± 20 BP, che corrisponde ad un'età di calendario compresa tra il 1934 a.C. e il 1881 a.C., al livello di confidenza di 1σ (68%) [Passariello et al., 2009].

Al fine di meglio inquadrare l'eruzione delle pomice di Avellino nella sequenza delle numerose eruzioni del Somma-Vesuvio, presso il laboratorio CIRCE abbiamo intrapreso un esteso programma di datazioni in collaborazione con archeologi e geologi da anni impegnati nello studio delle complesse vicende della storia umana che in Campania si è intrecciata con gli eventi eruttivi. Si tratta di un esempio che mostra chiaramente come un lavoro interdisciplinare sia assolutamente necessario al fine di utilizzare al meglio informazioni che provengono da vari approcci disciplinari e si combinano come tessere di un *puzzle*. Ci riferiamo qui in particolare agli sviluppi che i software di analisi dei dati radiocarbonici, inizialmente miranti alla sola conversione delle età radiocarboniche convenzionali misurate in età di calendario, anno compiuto nella direzione di realizzare un'analisi globale dei dati geologici, stratigrafici, archeologici e cronologici. Il cosiddetto approccio bayesiano nell'analisi di sequenze di datazioni riferite a un contesto o a più contesti correlati consente oggi di incorporare nella calibrazioni evidenze di relazioni temporali, anche solo qualitative, tra diversi reperti al fine di fornire una ricostruzione delle fasi insediative di un territorio con le loro durate ed i rispettivi estremi cronologici. Citiamo qui, nell'ambito di questo lavoro, la parte relativa al periodo che va dall'eruzione delle pomice di Avellino alle eruzioni protostoriche dette AP1 e AP2. Molti dati presenti in letteratura relativamente a queste ultime sono spesso mutuamente inconsistenti: 3500 ± 60 BP; 3480 ± 60 BP; 3279 ± 60 BP, in [19]; 3220 ± 65 BP, in [20], per AP1 o 3280 ± 70 BP; 3250 ± 70 BP, 3150 ± 100 BP, in [19], per AP2. L'analisi di numerosi reperti ossei provenienti da S. Paolo Belsito e da Piazzale Tecchio a Napoli suggeriscono che le due eruzioni protostoriche ebbero luogo a distanza di pochi anni tra loro. In particolare un modello bayesiano ha consentito di stabilire la sequenza riportata a titolo di esempio in figura 2 [Passariello et al., 2010a; b].

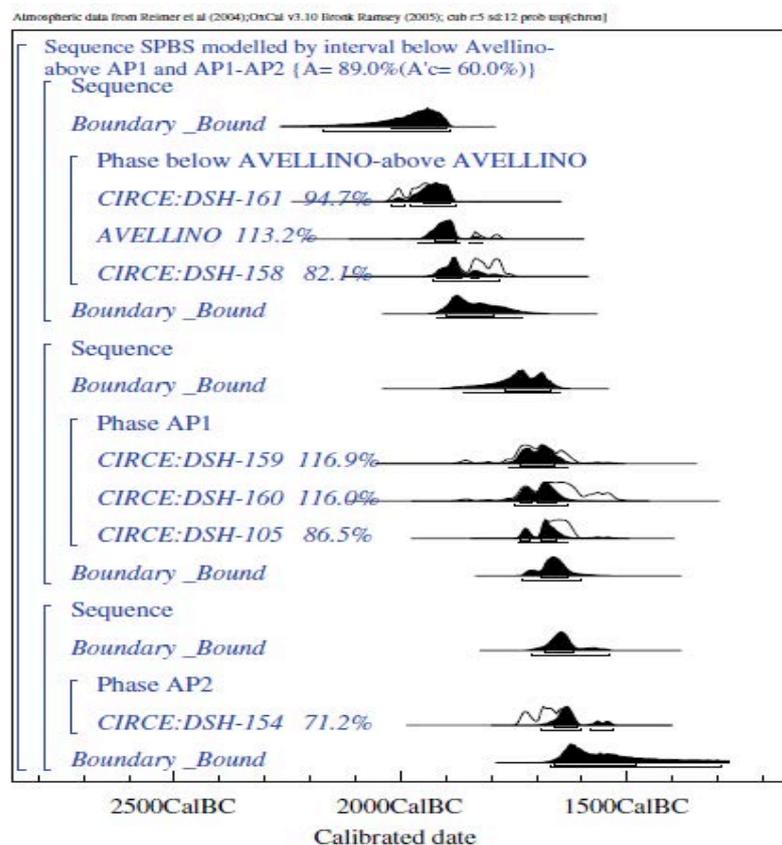


Figura 2. Analisi bayesiana (OxCal v.3.10) di datazioni di campioni provenienti da una stratigrafia di San Paolo Belsito.

Conclusioni

L'AMS è una metodologia consolidata nonostante l'elevato grado di sofisticazione e complessità tecnica. Lo sfruttamento delle sue potenzialità richiede grande attenzione nel porre la data del reperto in relazione corretta con il contesto archeologico-ambientale. Solo un regime di cooperazione tra fisici ed operatori nell'ambito dei beni culturali in tutte le fasi di una datazione, dalla scelta e il prelievo del campione fino all'interpretazione dei risultati, può assicurare che al fisico vengano poste le richieste in modo adeguato e che questi fornisca le risposte nei termini giusti.

Bibliografia

- Passariello I., C. Albore Livadie, P. Talamo, C. Lubritto, A. D'Onofrio, F. Terrasi (2009). *¹⁴C chronology of Avellino pumice eruption and timing of human re-occupation of the devastated region*. Radiocarbon 51, 2, 803.
- Passariello, I., Lubritto, C., D'Onofrio, A., Guan, Y., Terrasi, F. (2010). *The Somma-Vesuvius complex and the Phlaegrean Fields caldera: New chronological data of several eruptions of the Copper-Middle Bronze Age period*. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B268, 1008-1012.
- Passariello, I., P. Talamo, A. D'Onofrio, P. Barta, C. Lubritto and F. Terrasi (2010). *Contribution of radiocarbon dating to the chronology of eneolithic in Campania (Italy)*. Geochronometria 35, 25-33.
- Terrasi F., Rogalla D., De Cesare N., D'Onofrio A., Lubritto C., Marzaioli F., Passariello I., Rubino M., Sabbarese C., Casa G., Palmieri A., Gialanella L., Imbriani G., Roca V., Romano M., Sundquist M., Loger R. (2007). *A new AMS facility in Caserta/Italy*. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B259: 14-17.
- Terrasi F., De Cesare N., D'Onofrio A., Lubritto C., Marzaioli F., Passariello I., Rogalla D., Sabbarese C., Borriello G., Casa C., Palmieri A. (2008). *High precision ¹⁴C AMS at CIRCE*. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B 266: 2221–2224.

Paleoclimatologia isotopica in ambiente continentale e l'evoluzione climatica Olocenica del Mediterraneo

Giovanni Zanchetta

Università di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra, Pisa, Italia

Introduzione

Da quando Urey [1947] dimostrò teoricamente la possibilità di utilizzare la composizione isotopica dei carbonati come geotermometri delle basse temperature, la geochimica degli isotopi stabili è diventata fondamentale per gli studi di paleoclimatologia. Largamente impiegata nei sedimenti marini fin dagli anni 50, solo alla fine degli anni 60 la geochimica degli isotopi stabili ha visto il suo utilizzo massiccio anche nei depositi continentali.

Come è noto l'equazione empirica prevede che la composizione isotopica di un carbonato dipenda dalla temperatura di precipitazione e dalla composizione isotopica della soluzione da cui precipita. A causa della complessità dei frazionamenti isotopici presenti nel ciclo idrogeologico, le acque continentali hanno una grossa variabilità isotopica spazio-temporale [Rozansky et al., 1993], che si riflette nella composizione isotopica dei carbonati di varia origine che precipitano in ambiente continentale (ad esempio carbonati lacustri, concrezioni di grotta o precipitati pedogenetici). Da qui discende che la ricostruzione del clima passato, utilizzando la composizione isotopica dell'ossigeno in ambiente continentale, sia difficilmente quantificabile e contemporaneamente permetta di tracciare le variazioni del ciclo idrologico anziché le temperature. Tuttavia questo è solo un limite apparente (anche nelle successioni marine la variazione della composizione isotopica dei gusci dei foraminiferi raramente può essere interpretata direttamente in termini di temperature assolute) e la possibilità di utilizzare la composizione isotopica dell'ossigeno come tracciante del ciclo idrologico e delle sue variazioni nel tempo è di notevole interesse.

Semplificando molto, due casi estremi si possono presentare in natura. In un primo caso la composizione isotopica delle precipitazioni mostra una forte relazione con la temperatura al suolo (questo è il caso di molte stazioni, per esempio, dell'Europa Centrale; [Rozansky et al., 1993]) di modo che l'effetto temperatura sulle precipitazioni sia superiore all'effetto dovuto al variare del fattore di frazionamento isotopico con la temperatura tra calcite ed acqua. All'estremo opposto si ha il caso nel quale le acque di origine meteorica siano dominate dal così detto "*amount effect*". In questo caso esiste una relazione importante tra ammontare delle precipitazioni e la composizione isotopica delle stesse, e questo effetto è preponderante rispetto all'influenza della temperatura sul fattore di frazionamento isotopico calcite-acqua. Questi due casi estremi, in realtà, sono spesso semplificazioni di una complessità naturale che produce relazioni empiriche nelle precipitazioni, che dipendono dalle provenienze delle masse di vapore e dalla loro progressiva condensazione. In aggiunta, una volta al suolo, le acque meteoriche possono essere coinvolte in ulteriori processi di frazionamento isotopico, come l'evaporazione di un corpo d'acqua, che complicano ulteriormente l'interpretazione del dato nel passato [Baroni et al., 2006]. Non bisogna dimenticare che molte interpretazioni paleoclimatiche si basano sull'assunto che alcune relazioni esistenti in un certo sito siano le stesse nel passato, fatto che, raramente, (se non con l'uso di modelli) è verificabile. D'altra parte, il significato della composizione di un carbonato continentale è fortemente influenzato dal periodo in cui questo precipita. Per esempio, si è osservato che esiste una buona relazione empirica tra composizione isotopica media delle precipitazioni e composizione isotopica dell'ossigeno nei gusci dei molluschi terrestri italiani [Zanchetta et al., 2005], ma la sua applicazione al passato deve sempre tenere presente che i molluschi terrestri secernono il guscio in particolari condizioni di temperatura ed umidità e quindi agiscono da filtro del segnale climatico [Colonese et al., 2010].

1. Il Mediterraneo e i dati isotopici continentali

Nonostante il bacino del Mediterraneo sia governato da un complesso regime climatico [Bolle, 2003], esiste un consistente numero di dati che indica come la composizione isotopica sia dominata dall'ammontare

delle precipitazioni piuttosto che dall'effetto temperatura [Bard et al., 2002]. Questo "effetto", che produce precipitazioni meteoriche (considerate come media pesata su un certo periodo di tempo) più arricchite in isotopi leggeri (^{16}O e H) all'aumentare delle precipitazioni e, viceversa, arricchite in isotopi pesanti al diminuire dell'ammontare delle stesse, è anche esasperato in ambienti soggetti a fenomeni evaporativi (come i laghi [Zanchetta et al., 2007a; Roberts et al., 2008]).

Dallo studio di numerosi laghi situati nel bacino Mediterraneo (anche se non tutti oggi ricadenti nella definizione di clima mediterraneo) Roberts et al. [2008] hanno osservato che la prima parte dell'Olocene è caratterizzata da valori isotopici dei carbonati lacustri (siano essi gusci di molluschi, che carbonati bio-indotti) mediamente più "leggeri" se comparati con la parte più recente dell'Olocene. Questo è stato interpretato come indicatore di maggiori precipitazioni nelle aree considerate. Questo *trend* è stato sostanzialmente confermato in altre situazioni in anni più recenti. Una situazione simile è stata osservata anche in carbonati di grotta (speleotemi). Solitamente questi *records* hanno una risoluzione più elevata ed un migliore controllo cronologico rispetto ai dati dei laghi disponibili per il Mediterraneo e almeno nel caso della Grotta di Soreq (Israele) e in quella del Corchia (Alpi Apuane [Zanchetta et al., 2007b]) la composizione isotopica indica un periodo particolarmente umido compreso tra circa 7 e 9 ka BP. La presenza in alcune parti del Mediterraneo di una fase "pluviale" a questa età è indirettamente confermata alla Grotta della Renella nelle Alpi Apuane [Zhornyak et al., 2011] da uno spesso strato fluviale intercalato tra due *flowstones*.

Su questi *trends* di lungo periodo, peraltro ancora da definire in modo preciso, si articolano varie oscillazioni isotopiche che mostrano fasi di inaridimento del clima [Roberts et al., 2011; Giraudi et al., 2011] alternate a fasi climaticamente più umide. La cronologia non è sempre ben definita, ma alcune fasi sembrano evidenti e diffuse su una parte cospicua del bacino Mediterraneo come una fase arida a ca. 4 ka [Drysdale et al., 2006; Roberts et al., 2011; Zanchetta et al., 2012]. Tuttavia, molte successioni devono essere ancora studiate e non tutte quelle fino ad ora pubblicate hanno avuto la risoluzione cronologica adeguata [Zanchetta et al., 1999]. In poche parole molto lavoro resta ancora da fare.

Bibliografia

- Bard, E., Delaygue, G., Rostek, F., Antonioli, F., Silenzi, S., Schrag, D., (2002). *Hydrological conditions in the western Mediterranean basin during the deposition of Sapropel 6 (ca 175 kyr)*. Earth and Planetary Science Letters 202, 481–494.
- Baroni, C., Zanchetta, G., Fallick, A.E., Longinelli, A., (2006). *Mollusca stable isotope record of a core from Lake Frassino, northern Italy: hydrological and climatic changes during the last 14 ka*. The Holocene 16, 827–837.
- Bolle, H-J., editor (2003). *Mediterranean climate. Variability and trends*. Regional Climates Studies, Springer, 372 pp.
- Colonese, A.C., Zanchetta, G., Fallick, A.E., Martini, F., Manganelli, G., Drysdale, R.N., (2010). *Stable isotope composition of Helix ligata (Müller, 1774) from late Pleistocene/Holocene archaeological record from Grotta della Serratura (Southern Italy): palaeoclimatic implications*. Global and Planetary Change 71, 249-257.
- Drysdale, R., Zanchetta, G., Hellstrom, J., Maas, R., Fallick, A.E., Pickett, M., Cartwright, I., Piccini, L., (2006). *Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone*. Geology 34, 101–104.
- Giraudi, C., Magny, M., Zanchetta, G., Drysdale, R.N., (2011). *The Holocene climate evolution of the Mediterranean Italy: a review of the continental geological data*. The Holocene 21, 105–115.
- Roberts, N., Eastwood, W.J., Kuzucuoglu, C., et al. (2011). *Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid- Holocene environmental transition*. The Holocene 21, 147–162.
- Roberts, N., Jones, M.D., Benkaddour, A., et al. (2008). *Stable isotope records of Late Quaternary climate and hydrology from Mediterranean lakes: the ISOMED synthesis*. Quaternary Science Reviews 27, 2426–2441.
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L. and Gonfiantini, R., (1993). *Isotopic patterns in modern global precipitation*. Geophysical Monographs 78, 1-36.
- Urey H. 1947. *The Thermodynamic Properties of Isotopic Substances*. J. Chem. Soc. 562–581.

- Zanchetta, G., Bonadonna, F.P., Leone, G., (1999). *A 37-meter record of paleoclimatological events from stable isotope data on continental molluscs in Valle di Castiglione, Near Rome, Italy*. Quaternary Research 52, 293–299.
- Zanchetta, G., Leone, G., Fallick, A.E., Bonadonna, F.P., (2005). *Oxygen isotope composition of living land snail shells: data from Italy*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 223, 20-33.
- Zanchetta, G., Borghini, A., Fallick, A.E., Bonadonna, F.P., Leone, G., (2007a). *Late Quaternary palaeohydrology of Lake Pergusa (Sicily, southern Italy) as inferred by stable isotopes of lacustrine carbonates*. Journal of Paleolimnology 38, 137–156.
- Zanchetta, G., Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Fallick, A.E., Isola, I., Gagan, M.K., Pareschi, M.T., (2007b). *Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy)*. Quaternary Science Reviews 26, 279–286.
- Zhornyak, L.V., Zanchetta, G., Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Isola, I., Regattieri, E., Piccini, L., Banerjee, I., Couchoud, I. (2011). *Stratigraphic evidence for a “pluvial phase” between ca 8200e7100 ka from Renella cave (Central Italy)*. Quaternary Science Reviews 30, 409-417.

Cambiamenti del livello relativo del mare durante l'Olocene: un contributo da dati vulcanologici e archeologici

Christophe Morhange¹, Viviana Liuzza²

¹*Aix-Marseille Université, IUF, CEREGE UMR 7330, Aix-en-Provence, France*

²*Università degli Studi di Napoli "Federico II", Dipartimento di Scienze della Terra,
dell'Ambiente e delle Risorse, Napoli, Italia*

Introduzione

La seconda metà del 900 ha visto lo svilupparsi dell'uso di indicatori biologici fissati alle strutture archeologiche nell'ambito delle ricostruzioni dei cambiamenti del livello relativo del mare durante l'Olocene [Stephenson e Stephenson, 1949; Schmiedt, 1972; Peres e Picard, 1964; Leung Tack Kit, 1972; Patriti, 1976; Specchi et al., 1976]. Così come ampiamente attestato in molti recenti lavori l'accuratezza fornita da questi indicatori nell'esplorazione dei livelli del mare del passato risulta dell'ordine centimetrico [Laborel e Laborel-Deguen, 1994; Laborel et al., 1994; Morhange, 1994; Morhange et al., 2001]. Pertanto, la comprovata affidabilità e precisione degli indicatori biologici ha consentito la ricostruzione della storia dei cambiamenti relativi del livello del mar Mediterraneo nord-occidentale negli ultimi 5000 anni, a partire da dati provenienti da aree tettonicamente stabili della Francia [Laborel et al., 1994; Morhange et al., 2001]. Di recente si sono condotte ricerche con un analogo approccio atte alla ricostruzione paleoevolutiva delle oscillazioni del livello relativo del mare negli ultimi 2000 anni anche in aree complesse, caratterizzate da un'attiva e vivace vulcano-tettonica, quali il distretto dei Campi Flegrei in Italia Meridionale [Morhange et al., 2006]. In questa sede, si vuole fornire una panoramica per ciò che concerne la metodologie adottate nell'ambito di ricerche condotte nella zona di Pozzuoli [Morhange et al., 2006] e i risultati a cui si è pervenuto.

1. Inquadramento geologico dei Campi Flegrei

I vulcani Campani (Somma-Vesuvio, Roccamonfina e Distretto Vulcanico Flegreo) sono situati lungo un graben Plio-Pleistocenico ad estensione NW-SE (Piana Campana), bordato da depositi carbonatici di piattaforma che costituiscono la struttura della Catena Appenninica. Il Distretto Vulcanico Flegreo è un campo vulcanico Plio-Quaternario che viene solitamente diviso due parti, una insulare, costituita dalle isole di Ischia e di Procida-Vivara ed una continentale, classicamente compresa tra Cuma e Posillipo [Orsi et al., 1996] ma che alcuni autori estendono fino al centro storico della città di Napoli [Cole et al., 1994; Perrotta et al., 2006]. Dal punto di vista strutturale l'area è dominata dalla presenza di due caldere e da un elevato numero di edifici monogenetici. La più grande e vecchia delle caldere è associata all'eruzione dell'Ignimbrite Campana [Orsi et al., 1996; Perrotta et al., 2006] datata 39 ka [De Vivo et al., 2001; Fedele et al., 2008], mentre la più piccola e giovane è associata all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano [Orsi et al., 1992 and 1995; Scarpati et al., 1993] datata 15 ka [Deino et al., 2004]. Questi due eventi eruttivi costituiscono degli importanti marker stratigrafici che permettono di dividere la storia eruttiva del distretto Flegreo in tre periodi di attività vulcanica separati da periodi di quiescenza [Orsi et al., 2004], il più recente dei quali è stato caratterizzato da un elevato numero di eruzioni e da crisi bradisismiche [Barbieri et al., 1984; Di Vito et al., 1999; Orsi et al., 1999; Milia et al., 2000].

2. Metodologie

La ricostruzione della storia dei cambiamenti relativi del livello mare negli ultimi 2000 anni [Morhange et al., 2006] è iniziata con la campionatura biologica di dieci prelievi intorno a +7 m al di sopra dell'attuale livello del mare in tre settori di Pozzuoli (Fig. 1): sulle colonne del mercato romano, in un criptoportico che sostiene il lato settentrionale dell'acropoli di Rione Terra e sulle falesie marine di Rione Terra. L'uso di indicatori biologici fissati a strutture archeologiche nella ricostruzione dei passati livelli del

mare è basata su una precisa zonazione degli stessi fissati a strutture archeologiche [Laborel and Laborel-Deguen, 1994]. I biologi hanno dimostrato che, su substrati duri (falesie e banchine), il limite tra le zone mediolitorali e infralitorali è generalmente caratterizzato da un improvviso cambio nella composizione qualitativa e quantitativa di alghe e organismi marini. Tale limite è detto *biological mean sea level* [Laborel and Laborel-Deguen, 1994]. La quota della fauna marina è stata ottenuta da misure tacheometriche sul campo. Il campionamento si è concentrato sul limite superiore delle popolazioni di organismi bentonici e perforatori, includendo le specie indicative della sommersione: *Litophaga litophaga*, *Ostrea edulis*, *Vermetus sp.*, *Chama gryphoide*, e *Astroides calcularis*. In riferimento alla relazione batimetrica di queste specie rispetto al livello medio del mare si ha in particolare che gli organismi perforatori *Litophaga litophaga* si sviluppano sotto la lama d'acqua per una profondità di 50 m e più; per ciò che riguarda quelli costruttori, essi mostrano un intervallo di profondità in cui vivono piuttosto ampio: nell'ambito di 0-25 m i substrati duri sono dominati da popolazioni di alghe soffici e da specie incrostanti quali Vermetidi e Lamellibranchi (*Vermetus sp.*, *Ostrea edulis*, *Chama gryphoides*). I campioni sono stati tutti trattati presso il Centro di Datazione al Radiocarbonio di Lione. Dopo un pre-trattamento consistente in un rapido risciacquo con acido nitrico e acido cloridrico diluiti per eliminare ogni contaminazione, e in funzione della quantità di materiale disponibile così ottenuta, sono stati preparati e datati a Lione oppure preparati a Lione e inviati per la datazione all'acceleratore di Oxford in Inghilterra. Tutte le datazioni sono state correlate utilizzando il valore di 400 anni per l'effetto serbatoio.

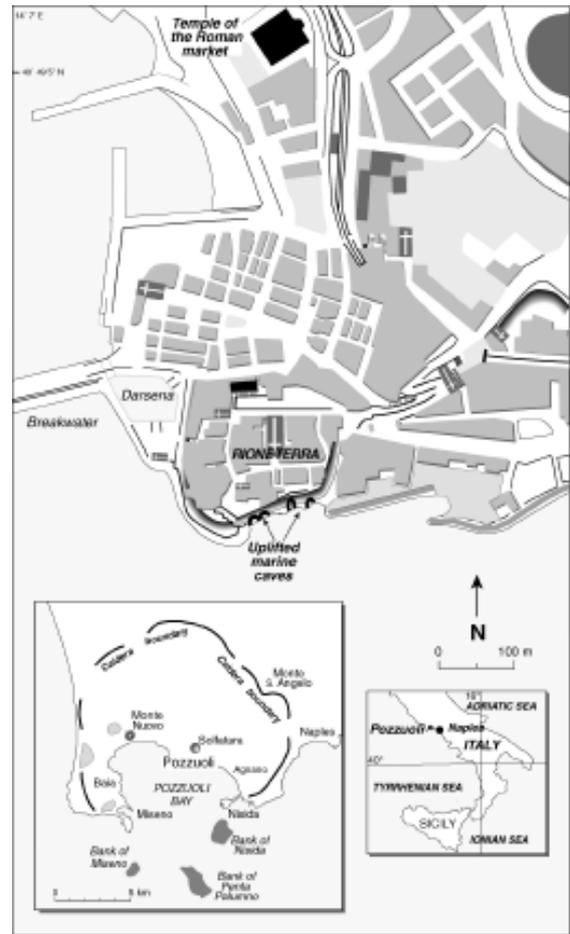


Figura 1. Pianta di Pozzuoli con l'indicazione dei siti in cui sono stati prelevati i campioni.

3. Risultati

Così come mostrato in [Morhange et al., 2006] sono stati identificati tre gruppi di misure, effettuate sui carbonati marini organizzati come segue e tabellati nella tab. 1:

- 1 gruppo (costituito da tre datazioni): due conchiglie di litofagi datate a 2185BP e 2250 BP; due conchiglie di vermetidi a 2225 BP. La data media di questo gruppo è 2230 BP cioè fra il I e III secolo d.C.
- 2 gruppo (costituito da tre datazioni): su alcune valve di *Chama gryphoides* datate a 1735 BP; due conchiglie di litofagi datate a 1955 BP e 1875 BP. La data media di questo gruppo è 1955 BP cioè fra il VI e VII secolo d.C.
- 3 gruppo (costituito da tre datazioni): su alcuni rami di *Astroides calcularis* datate 1245 BP e 1110 BP; una conchiglia di *Ostrea edulis* datata a 1225 BP. La data media di questo gruppo è 1205 BP cioè fra la fine XII e l'inizio del XIII secolo d.C.

4. Discussioni e Considerazioni conclusive

La datazione del materiale biologico ha lasciato intendere che non vi è soltanto un unico breve picco di sommersione dall'epoca romana, come affermato da Dvroak e Mastrolorenzo [1991], bensì una fase

oscillante del livello marino dal periodo tardo antico al XV secolo. Si notano infatti tre periodi di basso livello marino relativo che sembrano datati [Morhange et al., 2006]:

1. Tra il I e l'inizio del III secolo d.C.
2. Tra il IV e la metà del VII secolo d.C.
3. Tra la fine del XII e l'inizio del XIII secolo d.C., seguito da un ben documentato periodo di sollevamento culminato con l'eruzione di Monte Nuovo nel 1538.

Riferimento laboratorio	Materiale datato	$^{13}C/^{12}C$ (‰)	Età C14 (BP)	Età calibrata (d.C.)	Localizzazione
Lyon 967 (OXA)	<i>Astroides calycularis</i>	- 2,12	1245 +/- 55	1042-1287	Rione Terra
Ly 9412	<i>Ostrea</i> sp.	est. 0	1225 +/- 40	1099-1272	Rione Terra
Ly 8558	<i>Astroides calycularis</i>	est. 0	1110 +/- 45	1228-1367	Rione Terra
Lyon 829 (OXA)	<i>Lithophaga lithophaga</i>	2,67	1235 +/- 40	1077-1277	Mercato
Lyon 948 (OXA)	<i>Chama gryphoides</i>	1,55	1735 +/- 45	603-765	Criportico
Ly 8559	<i>Lithophaga lithophaga</i>	est. 0	1875 +/- 60	415-665	Mercato
Lyon 1667 (OXA)	<i>Lithophaga lithophaga</i>	3,04	1995 +/- 40	374-554	Mercato
Lyon 1234 (OXA)	<i>Lithophaga lithophaga</i>	3,32	2185 +/- 50	78-312	Mercato
Lyon 1666 (OXA)	<i>Lithophaga lithophaga</i>	3,56	2250 +/- 35	30-193	Mercato
Lyon 1233 (OXA)	<i>Vermetus</i> sp.	1,26	2225 +/- 45	34-253	Mercato

Tabella 1. Le nuove datazioni sui campioni biologici di Pozzuoli.

L'assenza di solchi di erosione marina conferma che il livello del mare non è rimasto stabile a lungo a + 7m. I movimenti verticali del suolo, seguiti o meno da attività tettoniche, sono comuni in caldere attive. I movimenti deformativi del suolo sono generalmente ascrivibili ad un rigonfiamento della camera magmatica in profondità, connesso all'arrivo di nuovo magma o da un'essoluzione dei fluidi. Pertanto essi possono essere considerati buoni precursori di un'eruzione. Tuttavia non necessariamente le deformazioni del suolo costituiscono il preludio di un evento eruttivo. Per spiegare la deformazione osservata ai Campi Flegrei, dove rapidi sollevamenti sono seguiti da subsidenza senza il verificarsi di eruzioni, una grande enfasi è stata data al ruolo di dei fluidi idrotermali circolanti tra la camera magmatica e la superficie [Bonafede, 1991; Orsi et al., 1999; De Natale et al., 2001]. Molte deformazioni hanno mostrato che derivano dal riscaldamento e dalla pressurizzazione dei fluidi interstiziali, connessa alla degassazione del magma. La ricerca condotta e pubblicata in Morhange et al. [2006] ha permesso di precisare la complessa ricostruzione paleoevolutiva delle oscillazioni del livello relativo del mare negli ultimi 2000 anni nella zona di Pozzuoli e di ricondurla alle dinamiche vulcaniche e bradisismiche dell'area flegrea.

Bibliografia

- Barberi, F., Corrado, G., Innocenti, F. and Luongo, G., (1984). *Phlegrean Fields (1982-1984); Brief chronical of a volcano emergency in a densely populated area*. Bulletin of Volcanology, 41, 1-22.
- Bonafede, M., (1991). *Hot fluid migration, an efficient source of ground deformation, application to the 1982-1985 crisis at Campi Flegrei, Italy*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 48, 187-198.
- Cole, P.D., Perrotta, A., Scarpata, C., (1994). *The volcanic history of the southwestern part of the city of Naples*. Geological Magazine, 131, 785-799.
- De Natale, G., Troise, C. and Pingue, F., (2001). *A mechanical fluid dynamical model for ground movements at Campi Flegrei caldera*. Journal of Geodynamics, 32, 487-517.
- De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P.B., Calvert, A., Bohrsen, W.A., Spera, F.J. and Belkin, H.E., (2001). *New constraints on the pyroclastic eruptive history of Campanian volcanic plain (Italy)*. Mineralogy and Petrology 73, 47-65.
- Deino, A.L., Orsi, G., de Vita, S. and Piochi, M., (2004). *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera, Italy) assessed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating method*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 133, 157-170.

- Di Vito, M.A., Isaia, R., Orsi, G., Southon, J., de Vita, S., D'Antonio, M., Pappalardo, L. and Piochi, M., (1999). *Volcanic and deformational history of the Campi Flegrei caldera in the past 12 ka*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 91, 221-246.
- Dvorak, J.J. and Mastrolorenzo, G., (1991). *The mechanism of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera, southern Italy*. Geological Society of America Special Paper 263, 47 p.
- Fedele, L., Scarpati, C., Lanphere, M., Melluso, L., Morra, V., Perrotta, A. and Ricci, G., (2008). *The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: geochronology, chemostratigraphy and relationship with the Campanian Ignimbrite eruption*. Bulletin of Volcanology 70, 1189-1219.
- Laborel, J., Morhange, C., Lafont, R., Le Campion, J., Laborel-Deguen, F. and Sartoretto, S., (1994). *Biological evidence of sea level rise during the last 4500 years, on the rocky coasts of continental southwestern France and Corsica*. Marine Geology, 120, 203-223.
- Laborel, J. and Laborel-Deguen, F., (1994). *Biological indicators of relative sea-level variations and coseismic displacements in the Mediterranean region*. Journal of Coastal Research, 10, 305-415.
- Leung Tack Kit, D., (1972). *Etude d'un milieu pollué: le Vieux-Port de Marseille. Influence des conditions physiques et chimiques sur la physionomie du peuplement des quais*. Téthys 3 (4), 767-825.
- Milia, A., Torrente, M.M. and Giordano, F., (2000). *Active deformation and volcanism offshore Campi Flegrei, Italy: New data from high-resolution seismic reflection profiles*. Marine Geology, 171, 61-73.
- Morhange, C., (1994). *La mobilité des littoraux provençaux: Eléments d'analyse géomorphologique*, Unpubl. Doctoral dissertation, University of Provence, 269.
- Morhange, C., Laborel, J. and Hesnard, A., (2001). *Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 166, 319-239.
- Morhange C., Marriner N., Laborel J., Todesco M. and Oberlin C., (2006). *Rapid sea-level movements and non eruptive crustal deformations in the Phlegrean Fields caldera, Italy*. Geology, 34, 93-96.
- Orsi, G., D'Antonio, M., de Vita, S. and Gallo, G., (1992). *The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 53, 275-287.
- Orsi, G., Civetta, L., D'Antonio, M., Di Girolamo, P. and Piochi, M., (1995). *Step-filling and development of a three-layers magma chamber: the Neapolitan Yellow Tuff case history*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 67, 291-312.
- Orsi, G., De Vita, S. and Di Vito, M., (1996). *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 74, 179-214.
- Orsi, G., Civetta, L., Del Gaudio, C., De Vita, S., Di Vito, M. A., Isaia, R., Petrazzuoli, S.M., Ricciardi, G.P. and Riccio, C., (1999). *Short-term round deformations and seismicity in the resurgent Campi Flegrei caldera (Italy): An example of active block-resurgence in a densely populated area*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91, 415-451.
- Orsi, G., Di Vito, M. A. and Isaia R., (2004). *Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera*. Bulletin of Volcanology, 66, 514-530.
- Patrity, G., (1976). *Structure et fonctionnement de la partie planctonique dans l'écosystème des zones fermées et semi-fermées des ports de Marseille ((Dystrophie et pollution)*, Unpubl. Doctoral dissertation, University of Aix- Marseille II, 202.
- Pérès, J.-M. and Picard J., (1964). *Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée*. Rec. Tra. Station Mar. d'Endoume 31 (47), 1-137.
- Perrotta, A., Scarpati, C., Luongo, G. and Morra, V., (2006). *The Campi Flegrei caldera boundary in the city of Naples, In: Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites* (B. De Vivo, ed.), pp 85-96. Developments in Volcanology, 9.
- Scarpati, C., Cole, P. and Perrotta, A., (1993). *The Neapolitan Yellow Tuff - A large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, southern Italy*. Bulletin of Volcanology 55, 343-356.
- Schmiedt, G., (1972). *Il livello antico del mar Tirreno: Testimonianze dei resti archeologici*. Leo S. Olschki Editore, Florence.
- Specchi, M., Relini, G. and Famiani, L., (1976). *Osservazioni preliminari sull'insediamento di balani in acque portuali del golfo di Trieste*, Arch. Oceanogr. Limnol. 18 (3), 153-168.
- Stephenson, T. A. and Stephenson A., (1949). *The universal features of zonation between tide-marks on rocky coast*. J. Ecol. 37, 289-305.

L'influenza del vulcanismo esplosivo sulla dinamica dei bacini idrografici dei Monti Lattari dopo l'eruzione del Vesuvio del 79 d.C. (Campania, Italia meridionale)

Aldo Cinque¹, Gaetano Robustelli²

¹Università degli Studi di Napoli "Federico II", Dipartimento di Scienze della Terra, Napoli, Italia

²Università della Calabria, Dipartimento di Scienze della Terra, Rende, Italia

Introduzione

Le aree circostanti i vulcani attivi sono esposte ad un insieme di rischi geologici sia conseguenza diretta dell'attività vulcanica (bradisismi, terremoti, flussi lavici e piroclastici ecc.) che indiretta, intesa come risposta dei sistemi geomorfici alle perturbazioni esterne indotte dall'attività vulcanica [Blong, 2000]. A quest'ultimo caso appartengono i moltissimi esempi che descrivono la risposta dei sistemi fluviali alle grandi eruzioni esplosive in vaste aree non necessariamente prossime ai centri eruttivi [Manville et al., 2005].

In questa nota è sintetizzato il caso dell'eruzione del Vesuvio del 79 d.C., sottolineando le sue conseguenze sulla morfodinamica dei bacini fluviali a forte pendenza, che dissecano la dorsale calcareaa dei Monti Lattari.

1. Geologia e Geomorfologia

Il Vesuvio (Fig.1) è ubicato nella porzione meridionale della Piana Campana, espressione geomorfologica di una profonda depressione strutturale che, insieme al Golfo di Salerno ed alla Piana del Sele, interrompe la continuità del fianco occidentale della catena appenninica [Brancaccio et al., 1991].

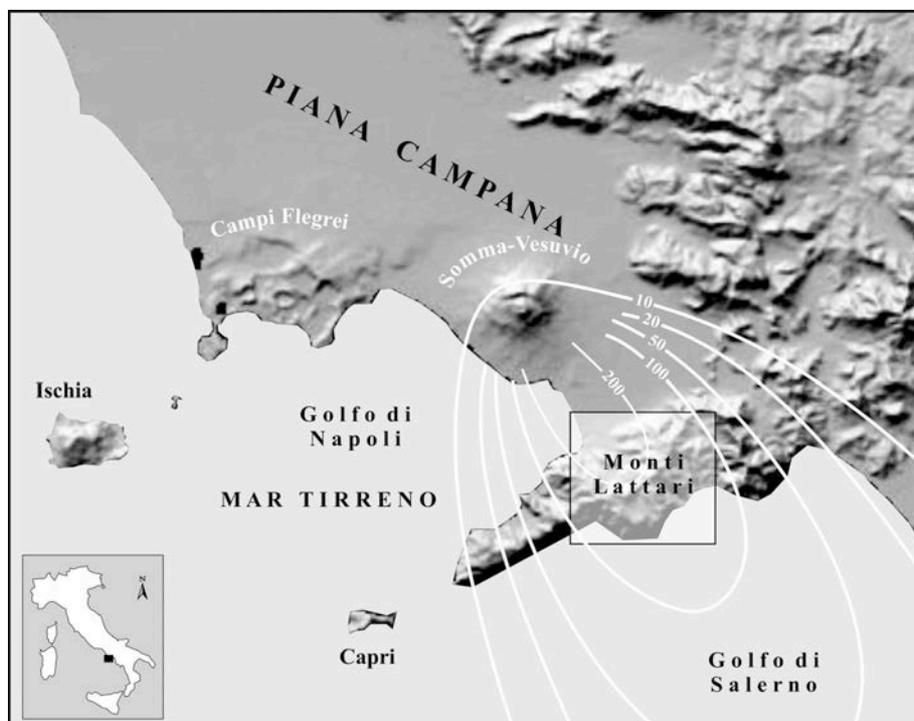


Figura 1. Ubicazione dell'area di studio con indicazioni delle isopache in cm [Sigurdsson et al., 1985] delle pomice dell'eruzione del 79 d.C..

La dorsale dei M.ti Lattari rappresenta un alto strutturale orientato OSO-ENE che separa le suddette depressioni; essa è caratterizzata da versanti molto acclivi e da valli a V a forte gradiente, lungo i quali affiorano le rocce calcaree che ne costituiscono l'ossatura. Sospese rispetto a queste forme si rinvengono lembi di paesaggi erosionali e deposizionali a basso gradiente dove, spesso, è presente una copertura di piroclastiti sciolte. Il loro spessore è in genere inferiore a 2 m ma talora eccede i 10 m, dove localmente è possibile osservare un'alternanza tra depositi piroclastici, paleosuoli e superfici di erosione sepolte. Questa copertura, prodotto dell'attività di tutti i centri vulcanici campani, presenta come termini più recenti i prodotti dell'eruzione del Vesuvio del 79 d.C. Anche in corrispondenza delle aree a minore acclività, i depositi dell'eruzione del 79 d.C. non sono sempre ben preservati; infatti le osservazioni di campagna e i dati di letteratura riportano la continua rimozione dei depositi del 79 d.C. ad opera dell'erosione incanalata e di eventi franosi innescati da periodi di intense precipitazioni. Pertanto, al fine di comprendere i processi sedimentari, sono state analizzate le molte successioni sedimentarie rappresentative delle primissime fasi di rielaborazione dei depositi del 79 d.C. [Cinque et al., 2000; Cinque and Robustelli, 2009], note con il termine "Durece"; la valutazione dei tempi di rimozione della suddetta copertura e di sedimentazione è stata resa possibile da molti vincoli archeologici.

2. I depositi vulcanoclastici definiti "Durece"

La parola "Durece" (dal latino *durescere*: indurire) è il termine tradizionalmente usato dai contadini locali per indicare un tipico deposito, relativamente cementato, costituito dai prodotti del rimaneggiamento dei depositi piroclastici dell'eruzione del 79 d.C. In questa nota il termine *Durece* comprende tutte le successioni sedimentarie prodotte dai processi di rimozione della copertura piroclastica, mentre per evento *Durece* si intende l'intera varietà dei processi sedimentari responsabili della formazione di tale deposito.

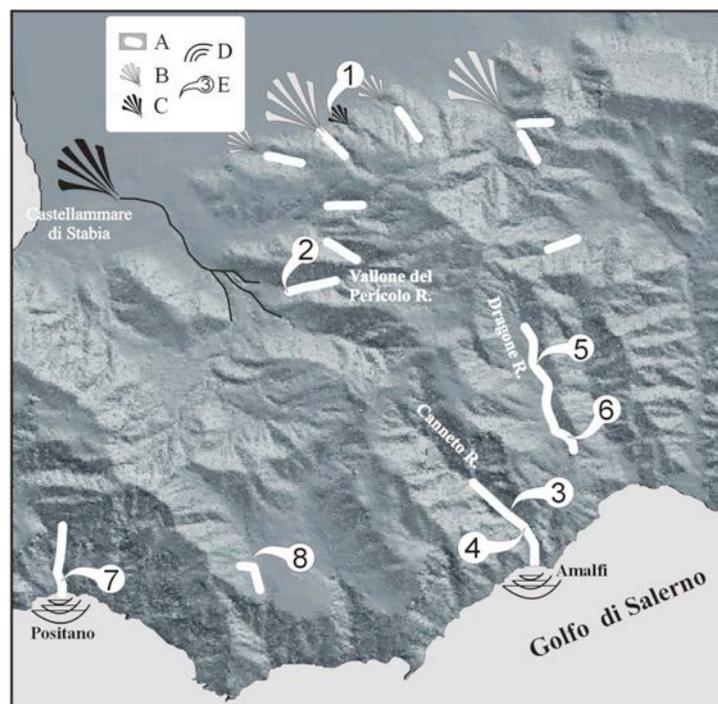


Figura 2. Distribuzione dei depositi "Durece" nell'area di studio. (A) tratti vallivi in cui affiorano lembi residui di *Durece*; (B) conoidi alluvionali con evidenze di riattivazione durante l'evento *Durece*; (C) conoidi alluvionali con probabile riattivazione durante l'evento *Durece*; (D) foci fluviali dove è occorsa progradazione deltizia durante l'evento *Durece*; (E) affioramenti studiati e in parti citati nel testo.

La figura 2 mostra i tratti vallivi dove sono stati rinvenuti lembi residui di *Durece* che, in virtù dell'erosione successiva alla deposizione, dovevano affiorare anche in molti altri tratti vallivi. Nella stessa figura sono rimarcati i conoidi alluvionali sicuramente attivi durante l'evento *Durece* e quelli la cui attività è sospetta per la presenza di

depositi del tipo *Durece* nei bassi tratti dei loro bacini di alimentazione. Sono mappate, inoltre, le foci fluviali dove l'evento *Durece* ha determinato lo sviluppo di apparati deltizi [Sacchi et al., 2009].

Lo spessore del *Durece* raggiunge il suo massimo - da parecchi metri a decine di metri - in corrispondenza di tratti vallivi dal profilo a V, limitati da versanti vallivi subverticali caratterizzati da un moderato gradiente del profilo longitudinale; per esempio lo spessore di *Durece* raggiunge circa 18 m presso l'abitato di Positano (7 in Fig. 2) e supera i 40 m nella Valle del Canneto (3 in Fig. 2). Sui conoidi alluvionali del versante settentrionale dei M.ti Lattari, il *Durece* è rappresentato da una estesa copertura spessa pochi metri; in particolare 2 metri di *Durece* ricoprono le rovine di una villa romana (la cosiddetta "Villa Cuomo"; 1 in Fig. 2) e spessori simili sono stati rinvenuti in numerose perforazioni nei pressi di Castellammare di Stabia.

È importante considerare, inoltre, i dati prodotti dalla sismica a riflessione che evidenziano un forte accumulo sedimentario successivo all'eruzione del 79 d.C. nel tratto di costa prospiciente l'abitato di Amalfi [Sacchi et al., 2009].

3. I processi deposizionali

L'analisi stratigrafico-sedimentologica delle successioni studiate ha permesso di risalire ai processi sedimentari responsabili del sovralluvionamento dei tratti medio-bassi di alcune valli che dissecano la dorsale del Monti Lattari; l'analisi di facies ha sottolineato che più del 90% dei depositi esaminati sono legati a processi massivi, riconducibili a flussi di detrito e flussi iperconcentrati [Cinque and Robustelli, 2009]; sulla base di evidenze in affioramento e di dati di pozzo, detti processi dovevano estendersi fino alle porzioni distali dei bacini idrografici.

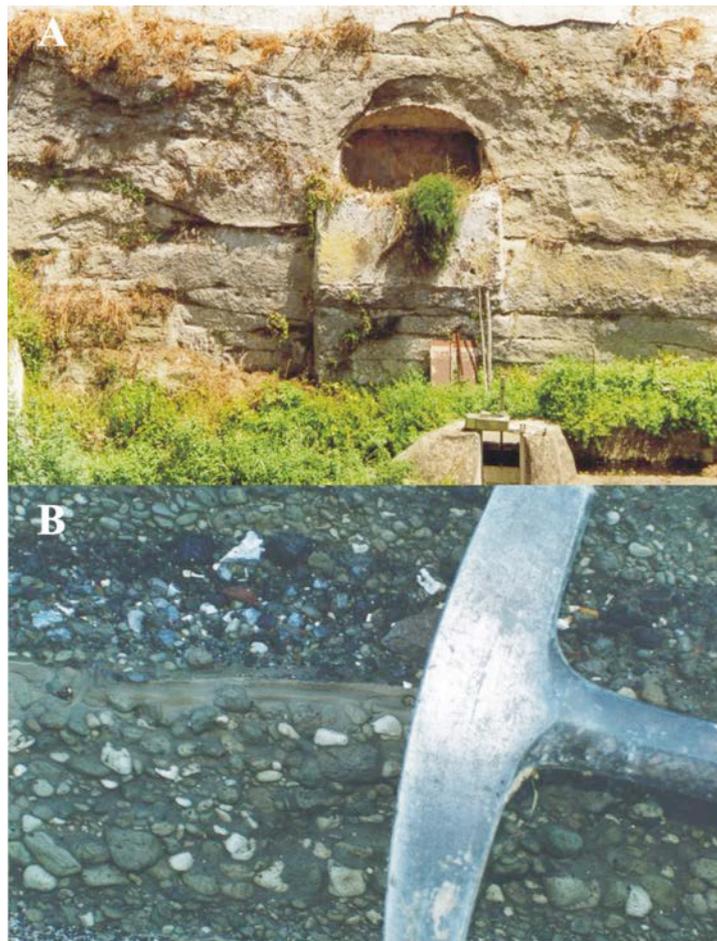


Figura 3. Il "*Durece*" nella Valle del Canneto (Amalfi). (A) Conglomerati massivi, a clasti pomicee organizzati in livelli talora amalgamati (parte alta) ed interpretati come depositi da flussi massivi e iperconcentrati; (B) alternanza di sabbie, pomice e limi prodotti da flussi trattivi.

Un esempio a tal proposito è rappresentato dalla successione affiorante nella Valle del Canneto (3 e 4 in fig. 2) in cui si osserva un'alternanza verticale, localmente regolare, tra depositi ascrivibili a flussi di detrito e a flussi iperconcentrati (Fig. 3A) talora con intercalazioni di livelli e/o lenti di pomici ben stratificate, interpretate come evidenza di flussi trattivi a bassa energia che rimaneggiavano la superficie topografica dopo gli eventi a maggiore energia. Verso l'alto, talora per alternanza, si passa a livelli e lenti di pomici e sabbie fini ben stratificate con intercalazioni di limi, interpretati come flussi trattivi a bassa energia (Fig. 3B). Nel complesso le relazioni descritte indicano che la prima parte dell'evento *Durece* è stata caratterizzata dominatamente da processi sedimentari ascrivibili a flussi massivi che determinavano l'aggradazione dei tratti medio-bassi dei corsi d'acqua. Successivamente si assiste ad una sempre maggiore incidenza dei processi trattivi a bassa energia che rappresentano il principale processo di aggradazione nelle parti basse dei bacini idrografici.

4. Vincoli cronologici

Dato che il *Durece* è essenzialmente costituito dai depositi piroclastici prodotti dall'eruzione del 79 d.C., non vi è dubbio che esso post-data l'evento vulcanico. A favore dell'ipotesi che la deposizione del *Durece* sia iniziata subito dopo l'eruzione ci sono (i) il diretto contatto con i depositi di caduta dell'eruzione del 79 d.C. (1, 4 e 7 in Fig. 2) e (ii) il rinvenimento di rovine romane, attribuite al I secolo d.C., e sepolte dal *Durece* (ninfeo recentemente scoperto ad Amalfi, 4 in Fig. 2; "Villa Cuomo" a S. Antonio Abate e Villa di Positano, rispettivamente 1 e 7 in Fig. 2).

I vincoli cronologici circa la fine dell'evento *Durece* si riferiscono in particolare al rinvenimento, sulla superficie deposizionale del *Durece*, di evidenze archeologiche; in particolare sono state rinvenute tombe del III secolo ad Amalfi, frammenti di ceramica ad Agerola ed attribuiti al III-IV secolo (8 in Fig. 2). Questi dati sottolineano che l'evento *Durece* era sicuramente terminato nel III secolo, ma i dati provenienti da Marina di Equa [Cinque et al., 2000; Cinque and Robustelli, 2009] suggeriscono che l'evento *Durece* durò non più di 120 anni.

5. Ricostruzione dei probabili scenari post-eruttivi

Lo spessore e le caratteristiche sedimentologiche del *Durece* dimostrano che la porzione centrale dei M.ti Lattari è stata soggetta ad un periodo di instabilità geomorfologica successivo all'eruzione vesuviana del 79 d.C. Per comprendere la natura dei fenomeni che hanno accompagnato l'evento *Durece*, è utile osservare che i maggiori volumi di depositi affiorano lungo le valli in cui risultano proporzionalmente più elevate le aree con pendenze superiori a 35° (quasi il 50% nella Valle di Positano e circa il 45% nella Valle del Canneto). Sulla base dei dati raccolti è stato possibile ricostruire le fasi erosive e deposizionali succedutesi nei bacini idrografici dall'eruzione del Vesuvio del 79 d.C. [Cinque and Robustelli, 2009].

Bibliografia

- Blong, R., (2000). *Volcanic hazard and risk management*. In: Sigurdsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H. and Stix J. (Eds.): *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, p. 1215-1227.
- Brancaccio, L., Cinque, A., Romano, P., Roskopf, C., Russo, F., Santangelo, N. and Santo A., (1991). *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. *Zeit. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.82*, p. 47-58.
- Cinque, A., Robustelli, G. and Russo, M., (2000). *The consequences of pyroclastic fallout on the dynamics of mountain catchments: geomorphic events in the Rivo d'Arco basin (Sorrento Peninsula, Italy) after the Plinian eruption of Vesuvius in 79 AD*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 23, 117-129.
- Cinque, A., Robustelli, G., (2009). *Alluvial and coastal hazards caused by long-range effects of Plinian eruptions: the case of the Lattari Mts. after the AD 79 eruption of Vesuvius*. In Violante, C. (ed.) *Geohazard in Rocky Coastal Areas*. The Geological Society, London, Special Publications, 322, 155-171.
- Manville, V., Newton, E.H. and White, J.D.L., (2005). *Fluvial responses to volcanism: resedimentation of the Taupo ignimbrite eruption in the Rangitaiki River catchment, North Island, New Zealand*. *Geomorphology* 65, 49-70.

- Sigurdsson, H., Carey, S., Cornell, W. and Pescatore, T. S., (1985). *The Eruption of Vesuvius in A.D. 79*. National Geographic Research, 1(3), p. 332-387.
- Sacchi, M., Molisso, F., Violante, C., Esposito, E., Insinga, D., Lubritto, C., Porfido, S. and Toth, T.,(2009). *Insights into flood-dominated fan-deltas: very high-resolution seismic examples off the Amalfi cliffed coasts, eastern Tyrrhenian Sea*. In Violante, C. (ed.) Geohazard in Rocky Coastal Areas. The Geological Society, London, Special Publications, 322, 33–71.

Pompei e l'insula dei Casti Amanti: fenomeni naturali, trasformazioni territoriali e interazioni con l'ambiente antropizzato

Aldo Marturano

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli – Osservatorio Vesuviano, Napoli, Italia

Introduzione

Il Vesuvio e Pompei, dall'eruzione del 79 d.C. in poi, hanno finito per essere le icone di Vulcano e Sito Archeologico nell'immaginario collettivo. Ma il vulcano Vesuvio e il sito Pompei nella loro storia evolutiva hanno sperimentato "contatti" in tempi e modi diversi. Infatti un'eruzione si sviluppa in poche ore o giorni ma le fasi preparatorie e susseguenti, seppure meno spettacolari, sono in grado di "segnare" il territorio con effetti permanenti che possono essere ricercati e studiati. Tali fasi rivestono un ruolo significativo per la comprensione dell'intero fenomeno e del rischio essendo interconnesse con l'antropizzazione contemporanea del territorio. Il Somma-Vesuvio e Pompei si sono dimostrati un laboratorio efficiente in tal senso permettendo di dipanare una storia comune letta da specialisti diversi tra cui il geologo, l'archeologo, lo storico. Le trasformazioni del territorio, siano esse veloci (manifestazioni eruttive, terremoti) o lente (trasgressioni marine, deformazioni del suolo) possono indurre rispettivamente risposte immediate (perdite di vite umane e di beni), e nel tempo (reinsediamenti e riutilizzo del territorio). È qui riportata un'esperienza in corso nell'Insula dei Casti Amanti a Pompei, dove è stato accertato come manifestazioni in grado di apportare notevoli sconvolgimenti territoriali, abbiano interagito con insediamenti stabili già nel neolitico. In particolare al geologo, si offre l'insolita possibilità di avvalersi oltre che del record stratigrafico, che attesta l'evento, anche della verifica sperimentale degli effetti di tali manifestazioni su "modelli reali" quali insediamenti, capanne, recinti, muri, edifici, animali ed esseri umani.

Verranno di seguito riportati tre aspetti della ricerca condotta nell'insula dei Casti Amanti che riguardano tre segmenti temporali distinti a riprova di come una ricerca nata per lo studio di un singolo sito possa innescare analisi legate a fenomenologie tanto più ampie in senso temporale e spaziale.

L'insula XII della Regione IX, meglio conosciuta come l'insula dei Casti Amanti da un affresco lì rinvenuto, si affaccia sulla centralissima via dell'abbondanza negli scavi archeologici di Pompei

1. Deformazione del suolo (Olocene)

Sondaggi e saggi stratigrafici eseguiti nell'Insula dei Casti Amanti hanno rilevato, al di sotto dei prodotti del 79 d.C., tre strati sabbioso-siltosi che poggiano sulla lava che insiste sotto l'intero abitato della Pompei antica [Marturano et al., 2009; Varone A., 2007] (Fig. 1A). Nel primo strato (a), al di sotto dei vari battuti stradali, ma specialmente nel secondo strato (b), sono stati rinvenuti reperti databili al Neolitico finale (metà del IV mill. a.C.) e riconducibili alla *facies* archeologica di "Diana". Ancora nello stesso strato sono stati ritrovati frammenti di ossidiana dell'isola di Pantelleria, pomice dell'eruzione cosiddetta di "Mercato" [Santacroce et al., 2008; Mele et al., 2011], e microfossili (Fig. 1B) che testimoniano una deposizione in ambiente marino. Oggi, l'area di Pompei che poggia su un'antica colata lavica, si affaccia alta sulla piana che degrada verso il mare. I depositi marini rinvenuti nell'area dell'Insula dei Casti Amanti, si trovano a circa 25 m sul livello del mare. Il livello medio marino del Mar Tirreno [Lambeck et al., 2004] (curva blu in Fig 1C) si sta innalzando da ~20.000 anni, e in questo lasso di tempo è stato sempre più basso dell'attuale. Se ne deduce che la collina pompeiana, che all'inizio dell'Olocene (circa 10.000 anni fa) era invasa dal mare, si è sollevata ad un tasso medio di 5 mm/anno (curva nera in figura), emergendo e portandosi fino alla quota attuale. Pertanto, nei depositi delimitati dalle lave e dal piano di calpestio romano di Pompei sono racchiusi migliaia di anni di storia che separano questi due marker stratigrafici. Le pomice di Mercato attestano che l'area è stata investita dai prodotti di un'eruzione pliniana avvenuta circa 9000 anni fa, e una comunità neolitica di 5500 anni fa, insediandosi su quella collina, ha fornito le prove che intorno a quella data l'area era ormai completamente emersa [Marturano et al., 2011; 2012; 2013; Di Vito et al., 2013].

2. Periodo pre-eruttivo: terremoti e deformazione del suolo

Due fenomenologie tipiche di un periodo pre-eruttivo hanno certamente interessato l'area vesuviana prima dell'eruzione del 79 d.C. [Sigurdsson et al., 1985]: sismicità e deformazione del suolo [Marturano, 2006].

L'eruzione fu preceduta, nel 62 d.C., da un famoso terremoto descritto da Seneca [Marturano e Rinaldis, 1995]. A Pompei, vicina all'epicentro, IX grado della scala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg), i danni furono più gravi che nelle altre comunità citate dalle fonti (Nuceria, Ercolaneum, Neapolis). Questo terremoto, per il quale è stata stimata una magnitudo $M=5.1 \pm 0.3$, pur essendo il più forte mai registrato nell'area vesuviana, risulta nettamente più piccolo dei terremoti che avvengono nella vicina area appenninica che raggiungono magnitudo $M \approx 7.0$. I danneggiamenti, relativamente più intensi, sono da addebitare alla superficialità dell'evento [Cubellis et al., 2007].

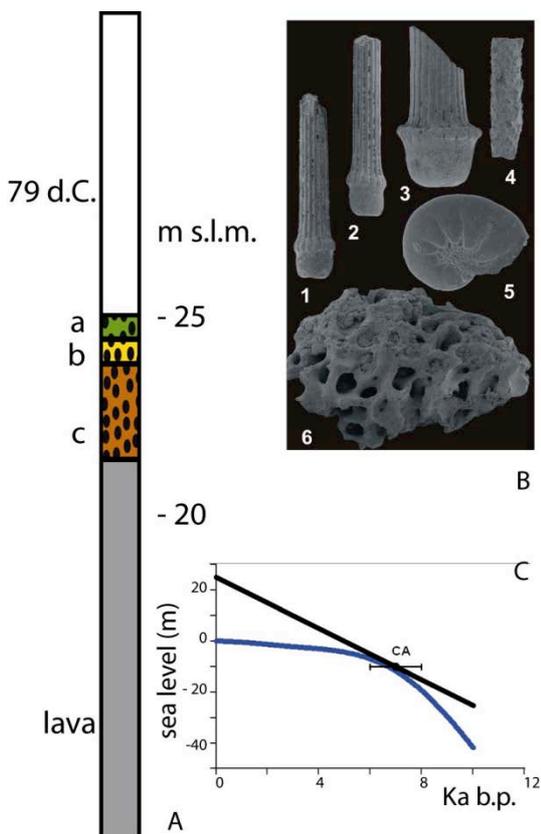


Figura 1. A) Stratigrafia ricostruita dai sondaggi effettuati all'Insula dei Casti Amanti. Sulla destra è indicata la quota in metri sul livello del mare (s.l.m.); B) Resti di microfossili (microfotografie SEM). 1) spina di echinoderma; 2) spina di echinoderma; 3) spina di echinoderma; 4) spina di echinoderma; 5) Nonion depressulum; 6) frammento di bryozoo; C) Livello medio marino negli ultimi 10.000 anni (curva blu). Sollevamento dell'area pompeiana nello stesso periodo (curva nera) avvenuto ad un tasso medio di 5 mm/anno. Dati provenienti dall'Insula dei Casti Amanti (CA).

Al momento dell'eruzione nella città erano in atto numerosi interventi su molti edifici pubblici e privati. L'economia era fiorente, come attestato dalle attività commerciali, anche di pregio, e i rifacimenti, peraltro anche onerosi, erano in corso per rispondere a danni procurati da terremoti vicini nel tempo. Quelli causati dall'evento del 62 erano stati già riparati [Varone, 2000]. Nell'Insula tale dicotomia è evidente. I rifacimenti legati ai danni prodotti nel 62 e quelli in corso sono nettamente distinguibili: i primi contrassegnati da muri riparati da tempo e anneriti dal fumo del forno (Fig. 2a) e anche dai detriti scaricati nel vicolo e ritrovati nelle trincee, i secondi da mucchi di calce (Fig. 2b), materiale per l'edilizia e "pittori al lavoro" nonché dagli interventi in corso nel vicolo per ripristinare le fosse settiche. In questo caso il quadro della sismicità che ha interessato l'area vesuviana in quei decenni può essere integrato dall'apporto dei terremoti registrati dall'archeologia. Il terremoto del 62 d.C è ricordato in un'epigrafe e, cosa quanto mai rara, sembra essere l'oggetto di un bassorilievo ritrovato nella casa di Cecilius Jucundus, raffigurante la Porta Vesuvio, danneggiata, e il Castellum Aquae che, al contrario, sembra essere immune da danneggiamenti.

I rifacimenti a Pompei riguardavano anche l'intero acquedotto civico [Marturano, 2008]. L'intera città era solcata da profonde trincee in cui si stavano sostituendo le vecchie e superficiali condutture con le nuove più in profondità (Fig. 3a). Le case, tra cui quella dei Casti Amanti, le terme e financo le 42 fontane

pubbliche disseminate in tutta la città non erano collegate più ad alcun acquedotto civico e lo stesso terminale cittadino dell'acquedotto regionale, il Castellum Aquae (Fig. 3b), non riceveva acqua. La crisi non era momentanea visto che la città era da tempo in quella situazione e si era tornati a riutilizzare serbatoi cisterne e pozzi. Qualche decennio prima si era provveduto a cambiare la fonte di approvvigionamento, prima collocata nei monti di Avella, allacciandosi all'acquedotto del Serino che portava acqua fino a Miseno, il Porto Militare di Roma nei Campi Flegrei. Esigenze superiori o "scherzi del vulcano"?

Le misurazioni delle deformazioni superficiali rientrano rutinariamente tra le tecniche di sorveglianza dei vulcani attivi. Un rigonfiamento dell'apparato segnala l'approssimarsi di un'eruzione. È pertanto plausibile che un rigonfiamento del vulcano si sia verificato prima dell'eruzione del 79 e che tale rigonfiamento possa aver pregiudicato le pendenze dell'acquedotto, che dal vicino Appennino attraversata la Piana Campana raggiungeva Pompei, impedendo il regolare deflusso delle acque. Una tale possibilità è compatibile con i vincoli topografici e con quelli vulcanologici imposti dalle caratteristiche dell'eruzione che effettivamente seguì.



Figura 2. Insula dei Casti Amanti. a) muro del forno riparato; b) mucchi di calce per lavori in corso.



Figura 3. a) Trincea scavata a Pompei per il rifacimento dell'acquedotto (si noti il tubo da sostituire, in alto, e il tubo nuovo in basso); b) il Castellum Aquae di Pompei, terminale dell'acquedotto regionale.

3. L'eruzione

L'eruzione del 79 d.C. fu un'eruzione catastrofica per Pompei: avvenne tra l'estate e l'autunno, la data più nota è quella del 24 agosto, e fu caratterizzata da due fasi distinte che scaricarono all'aperto circa 4 km³ di materiale [Gurioli et al., 2005a; b]. La prima, la fase pliniana, riversò nella città una pioggia di pomici per più ore riempiendo le strade fino ai secondi piani delle case. La seconda fu caratterizzata da una serie di flussi piroclastici che seppellirono quasi interamente la città abbattendone muri e tetti e spegnendo ogni forma di vita. La durata complessiva, dedotta dal racconto che Plinio il Giovane riporta a Tacito nelle due famose lettere, fa ritenere che l'eruzione si protrasse per circa 18 ore.

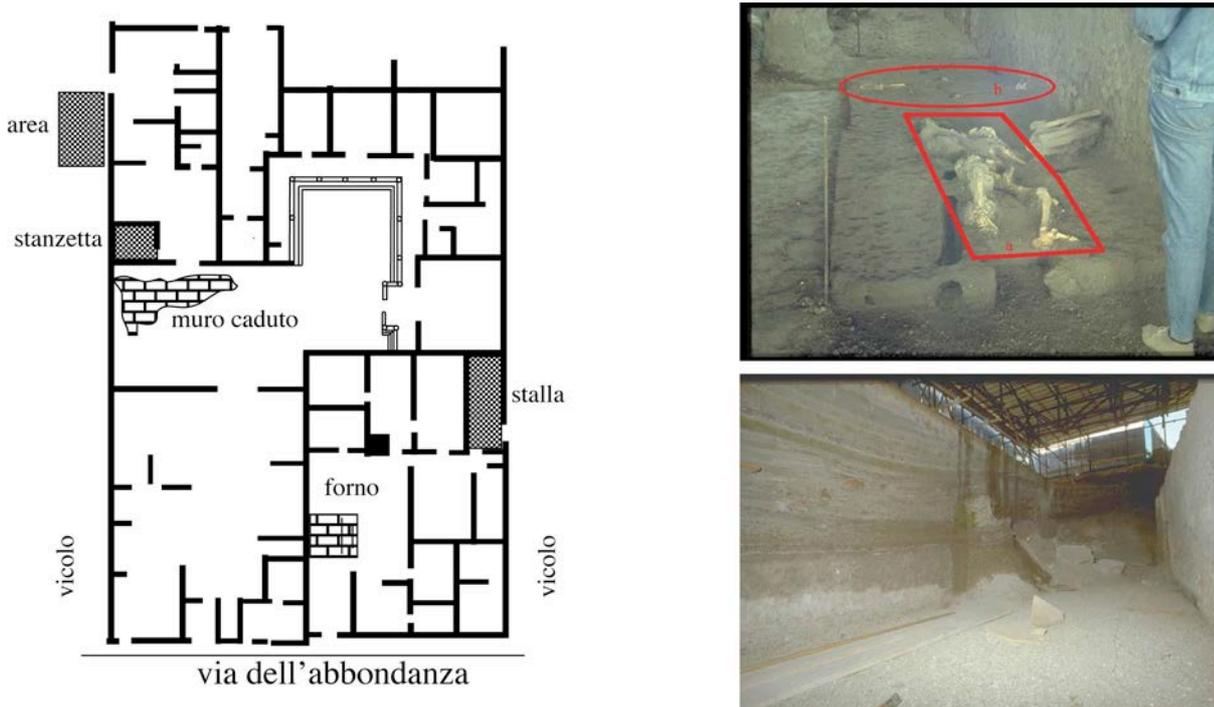


Figura 4. a) Pianta dell'Insula dei Casti Amanti con l'ubicazione dei reperti studiati. b) Due scheletri nel vicolo Ovest dell'Insula dei Casti Amanti (area). Una delle vittime è distesa lungo il vicolo, l'altra, invece, stesa su un lato è in senso trasversale all'andamento del vicolo e dei flussi. Si noti il vuoto cilindrico lasciato da un palo. c) Stratigrafia nel vicolo Ovest dell'Insula dei Casti Amanti. A destra il muro esterno del secondo piano della Casa, sulla parete sinistra la stratigrafia. Il muro del primo piano della casa è sotto un manto di pomici che a questo punto dello scavo ricopre ancora il selciato del vicolo oltre 2 m più in basso. Si notino, in fondo e sulla parete di sinistra, blocchi e tegole trasportate dai flussi.

I livelli di pomici nei vicoli che circondano l'Insula dei Casti Amanti sono stati ritrovati ad altezze differenti, riflettendo la pendenza del selciato e gli scivolamenti dell'accumulo derivanti dalla penetrazione delle pomici negli ambienti delle case che delimitavano i vicoli stessi [Marturano e Varone, 2005]. Per tutta la durata della fase pliniana, due adulti e un bambino avevano trovato scampo in una piccola stanzetta, non interessata dalle pomici, nella parte occidentale della casa. Il macabro particolare del piede di uno degli adulti, ritrovato discosto dal resto dell'arto inferiore, ci attesta gli scivolamenti postumi che hanno interessato l'interno del piccolo ambiente riempito dai materiali della fase seguente. A cinque equidi, 4 muli e 1 asino, nella stalla situata nella parte orientale del fabbricato, tocca una sorte parallela. Troveranno anch'essi la morte all'arrivo dei flussi. La stratigrafia nel vicolo ad ovest registra sopra le pomici un susseguirsi di fasi deposizionali tipiche dei flussi piroclastici abbattutisi sulla città con angolazioni differenti e incontrando una morfologia cittadina che mutava man mano che l'interazione dei flussi con i fabbricati ne modificava la fisionomia (Fig. 4). È una valanga di detriti composta da parti dell'edificio vulcanico, da brandelli di nuovo

magma inglobati in una matrice cineritica, tegole, tronchi d'albero e quant'altro incontrato per via. La valanga scavalca le mura della città e si distende sull'abitato. La forza dell'impatto è violenta. Intere facciate sono prostrate, i tetti vengono divelti, e il materiale raccolto, mattoni, tegole, pali, è incanalato lungo i percorsi preferenziali tracciati dai muri ancora in piedi paralleli alla direzione del flusso come in un torrente in piena. Precedentemente un surge ha già attraversato la città a forte velocità, trascinando con sé pezzi di intonaco e frammenti di tegole. La cenere calda, inalata, brucia e intasa le vie respiratorie. Nel vicolo sono stati rinvenuti gli scheletri di due vittime di questo surge (Fig. 4). Una delle vittime è trascinata via per metri dal flusso successivo, l'altra, invece, stesa su un lato e in senso trasversale all'andamento dei flussi, parzialmente seppellita, offre un'adeguata resistenza al trascinamento, ma tutta la parte sinistra non immersa è troncata di netto da tegole e materiali che il flusso successivo portava con sé.

Le capacità distruttive del flusso che ha troncato una delle due vittime del vicolo si rilevano ovunque nell'Insula. Della facciata che dà su uno spazio aperto a sud dell'Insula, perpendicolare al vicolo, solo la parte basale del muro, quella immersa nelle pomici, è rimasta sul posto. Una buona parte del pezzo sovrastante mancante si trova abbattuta verso sud, completamente immersa nei flussi che l'hanno avvolta mentre cadeva. L'interpretazione cinematica dell'accaduto ha consentito di ricavare informazioni utili anche sulle caratteristiche del flusso, sul suo moto e sulla sua velocità.

Bibliografia

- Cubellis, E., Luongo, G., Marturano, A., 2007. *Seismic hazard assessment at Mt. Vesuvius: the maximum magnitude expected*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 162, 139–148.
- Di Vito, M.A., et al., *Human colonization and volcanic activity in the eastern Campania Plain (Italy) between the Eneolithic and Late Roman periods*. Quaternary International (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.01.001>.
- Gurioli, L., Houghton, B.F., Cashman, K.V., Cioni, R., 2005a. *Complex changes in eruption dynamics during the 79 AD eruption of Vesuvius*. Bull. Volcanol. 67, 144–159. doi:10.1007/s00445-004-0368-4.
- Gurioli, L., Pareschi, M.T., Zanella, E., Lanza, R., Deluca, E., Bisson, M., 2005b. *Interaction of pyroclastic density currents with human settlements: evidence from ancient Pompeii*. Geology 33, 441–444.
- Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A., Silenzi, S., 2004. *Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr*. Quaternary Science Reviews 23, 1567–1598.
- Marturano, A., 2006. *Geophysical precursors at Vesuvius from historical and archaeological sources*. In: Dobran, F. (Ed.), Vesuvius. Developments in Volcanology, vol. 8. Elsevier, pp. 249–263.
- Marturano, A., 2008. *Sources of ground movements of Vesuvius before the AD 79 eruption: evidence from contemporary accounts and archaeological studies*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 177, 959–970.
- Marturano, A., Aiello, G., Barra, D., 2011. *Evidence for Late Pleistocene uplift at the Somma-Vesuvius apron near Pompeii*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 202, 211–227. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.02.010>.
- Marturano, A., Aiello, G., Barra, D., Fedele, L., Grifa, C., Morra, V., Berg, R., Varone, A., 2009. *Evidence for Holocene uplift at Somma-Vesuvius*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 184, 451–461.
- Marturano, A., Rinaldis, V., 1995. *Il terremoto vesuviano del 62 d.C.: un evento carico di responsabilità*. In: AA. VV. (Ed.), Archaologie und seismologie-La Regione Vesuviana dal 62 al 79 D.C. Problemi Archeologici e Sismologici, Colloquium · Boscoreale · 26–27 November 1993. Deut. Arch. Inst. Rom, Sopr. Arch. Pompei, Oss. Ves. Biering & Brinkmann, Munchen, pp. 131–135.
- Marturano, A., Varone, A., 2005. *The A.D. 79 Eruption: Seismic activity and effects of the eruption on Pompeii*. In: Balmuth M. S., Chester D. K., Johnston P. A. (eds.) Cultural Response to the Volcanic Landscape: The Mediterranean and Beyond. Archaeological Institute of America, Boston, Massachusetts (USA).
- Marturano, M., Aiello, G., Barra, D., 2013. *Somma-Vesuvius ground deformation over the last glacial cycle*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 255, 90–97.
- Marturano, M., Aiello, G., Barra, D., Fedele, L., Morra, V., 2012. *Ground movement at Somma-Vesuvius from Last Glacial Maximum*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 211–212, 24–35.
- Mele, D., Sulpizio, R., Dellino, P., La Volpe, L., 2011. *Stratigraphy and eruptive dynamics of a pulsating Plinian eruption of Somma-Vesuvius: the Pomici di Mercato (8900 years B.P.)*. Bulletin of

Volcanology 73 (3), 257e278.

- Santacroce, R., Cioni, R., Marianelli, P., Sbrana, A., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Donahue, D.J., Joron, J.L., 2008. *Age and whole rock glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: a review as a tool for distal tephrostratigraphy*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 177, 1–18.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Cornell, W., Pescatore, T., 1985. *The eruption of Vesuvius in A.D. 79*. National Geographic Research 1, 332e387.
- Varone, A., 2000. *Pompei, I misteri di una città sepolta*. Roma pp. 364.
- Varone, A., 2007. *Per la storia recente, antica e antichissima del sito di Pompei*. In: Guzzo P.G., Guidobaldi, M.P. (Eds.), *Nuove ricerche archeologiche nell'area vesuviana (scavi 2003–2006)*, Atti Convegno Internazionale, Roma 1–3 febbraio 2007.

Gli Scavi di Ercolano

Maria Paola Guidobaldi

Soprintendenza Speciale per i Beni Archeologici di Napoli e Pompei, Napoli, Italia

Gli Scavi di Ercolano, di competenza della Soprintendenza Speciale per i Beni Archeologici di Napoli e Pompei, dal 1997 sono stati dichiarati dall'Unesco "Patrimonio dell'Umanità". Gli Scavi a cielo aperto dell'antica Ercolano (Fig. 1), che era stata esplorata per cunicoli sotterranei nel Settecento durante il periodo borbonico, coprono una superficie di circa 5 ettari che corrispondono a circa un quarto della presunta superficie complessiva della città antica, ancora in gran parte sepolta al di sotto della moderna Ercolano. La suddivisione a fini topografici di quanto messo in luce da Amedeo Maiuri fra il 1927 e il 1960, con limitati ampliamenti sul fronte meridionale negli ultimi venti anni del Novecento, comprende complessivamente 9 *insulae* (II, III, IV, V, VI, VII, *Orientalis* I, *Orientalis* II) e un'area suburbana, convenzionalmente indicata come Terrazza Meridionale, in cui si distinguono l'Area Sacra a Venere e la Terrazza di Marco Nonio Balbo. All'esterno dell'area archeologica propriamente detta, al di là del Vico Mare, è l'area cd. degli "Scavi Nuovi" (1996-1998; 2007-2009), che interessa una superficie di circa 15.000 mq e al cui interno sono state scavate a cielo aperto strutture appartenenti alla Villa dei Papiri, all'Insula I e all'Insula nord-occidentale. Accessibile al n. civico n. 123 di Corso Resina è infine il Teatro, scavato solo per cunicoli in età borbonica e, per le sue difficili condizioni di conservazione e di fruizione, visitabile solo per specifiche esigenze di studio.



Figura 1. Gli Scavi di Ercolano in una vista aerea.

La particolare dinamica del seppellimento di Ercolano, che fu sommersa da flussi di materiale piroclastico solidificatisi per un'altezza media di circa 20 metri, ha determinato un fenomeno di conservazione assolutamente originale e in larga misura privo di confronti a Pompei, restituendoci, carbonizzati dalle altissime temperature sviluppate dal fenomeno vulcanico, svariati reperti organici e molteplici elementi lignei appartenenti al mobilio o alle parti strutturali e architettoniche degli edifici,

preservatisi per la mancanza di ossigeno (Figura 2). La massima parte dell'area archeologica visitabile, il cui ordinato schema ortogonale è scandito dai *cardines* III, IV e V (Figure 3 e 4), dal decumano inferiore e dal decumano massimo (Figura 5), è costituita da abitazioni private di diversa tipologia, più o meno profondamente rinnovate in età imperiale e nelle quali i livelli di esibizione del lusso sono mediamente superiori a quelli delle coeve abitazioni pompeiane. Non mancano alcuni edifici pubblici e sacri, quali i sontuosi impianti termali (le Terme Centrali, le Terme Suburbane e le Terme dell'Insula nord-occidentale), la Sede degli Augustali e l'Area Sacra a Venere. La conservazione di questo ingente patrimonio richiede risorse immense che non è mai stato possibile assicurare in modo proporzionale alle reali esigenze. Dal 2001 è però in corso l'*Herculaneum Conservation Project* (HCP) (www.herculaneum.org), un programma di conservazione, ricerca e valorizzazione del sito di Ercolano condiviso dalla Soprintendenza, dal *Packard Humanities Institute*, una fondazione filantropica americana alla quale si deve l'iniziativa, e dalla *British School at Rome*. L'obiettivo è quello di sostenere l'azione della Soprintendenza nelle opere e nelle attività di conservazione necessarie per salvaguardare questo patrimonio dell'Umanità e trasmetterlo alle generazioni future, ma anche di ampliare le conoscenze scientifiche e promuovere l'interesse del pubblico per la città antica. Attualmente questo progetto rappresenta un'innovativa forma di collaborazione pubblico-privato per la salvaguardia di un sito archeologico complesso.



Figura 2. Gli Scheletri dei fuggiaschi all'interno di un ambiente costiero.



Figura 3. Vista del Cardo III.



Figura 4. Vista dall'alto del Cardo V e, sullo sfondo, il mare, arretrato di alcune centinaia di metri a causa dell'accumulo dei depositi da flusso piroclastico.



Figura 5. Vista del Decumano massimo.

L'analisi pollinica: un valido strumento per la ricostruzione del paleopaesaggio e del paleoclima

Elda Russo Ermolli

Università degli Studi di Napoli "Federico II", Dipartimento Arboricoltura Botanica e Patologia Vegetale, Napoli, Italia

Introduzione

I granuli pollinici, prodotti in grandi quantità dalle piante superiori, hanno un enorme potere dispersivo legato al trasporto fluviale ed eolico anche a grandissime distanze (Fig. 1). La composizione chimica della sporopollenina, che costituisce l'involucro del polline, è tale da permetterne la conservazione in diversi tipi di ambienti. La grande variabilità morfologica (Fig. 2) consente, inoltre, di associare il polline alla pianta che lo ha prodotto.

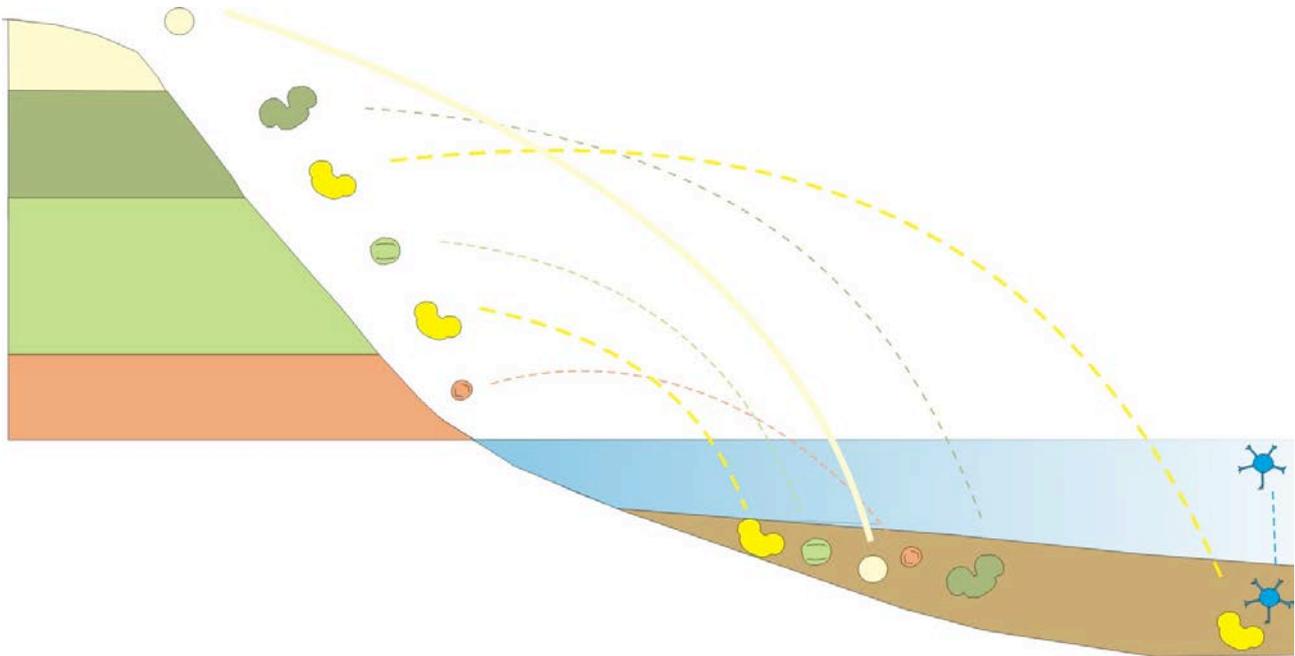


Figura 1. I granuli pollinici provenienti da piante appartenenti a diverse fasce vegetazionali vengono trasportati dal vento e dai fiumi in un bacino sedimentario (continentale o marino) e si accumulano sul fondo insieme alle particelle inorganiche che formeranno il deposito.

L'attuale organizzazione delle associazioni vegetali nelle diverse fasce latitudinali ed altitudinali dipende dalla distribuzione della temperatura e dell'umidità nonché dalla configurazione fisiografica della regione. Le piante reagiscono in modo repentino alle variazioni che il loro habitat subisce in seguito a cambiamenti climatici o ambientali globali, ma anche in seguito a modificazioni locali (variazione del livello della falda, influenze antropiche, ecc..).

L'analisi delle associazioni polliniche fossili, conservate in successioni sedimentarie continue, permette di evidenziare le variazioni che le associazioni vegetali regionali hanno subito nel corso della sedimentazione. Questo è possibile presupponendo che l'associazione pollinica rifletta in modo fedele l'associazione vegetale che l'ha prodotta. I numerosi studi sulla pioggia pollinica attuale lo hanno ampiamente dimostrato ed hanno inoltre fornito delle preziose chiavi di interpretazione per gli spettri antichi.

Lo studio dei granuli pollinici può essere realizzato su sedimenti fini di ambiente anaerobico (assenza di ossigeno) sia continentali (sedimenti lacustri, palustri, torbe) che marini (peliti in genere). I sedimenti

lacustri si prestano particolarmente all'analisi pollinica sia per la loro natura (limi più o meno argillosi, varve, torbe), sia per il loro ambiente di deposizione (più vicino all'ambiente di produzione pollinica). Inoltre, le più alte velocità di sedimentazione degli ambienti continentali (circa 0.5-1 mm/anno) rispetto a quelli marini (circa 0.1-0.3 mm/anno), permettono di prelevare campioni rappresentativi di brevi intervalli di tempo e quindi di ottenere delle ricostruzioni paleoclimatiche e paleoambientali di dettaglio (secolari o addirittura annuali).

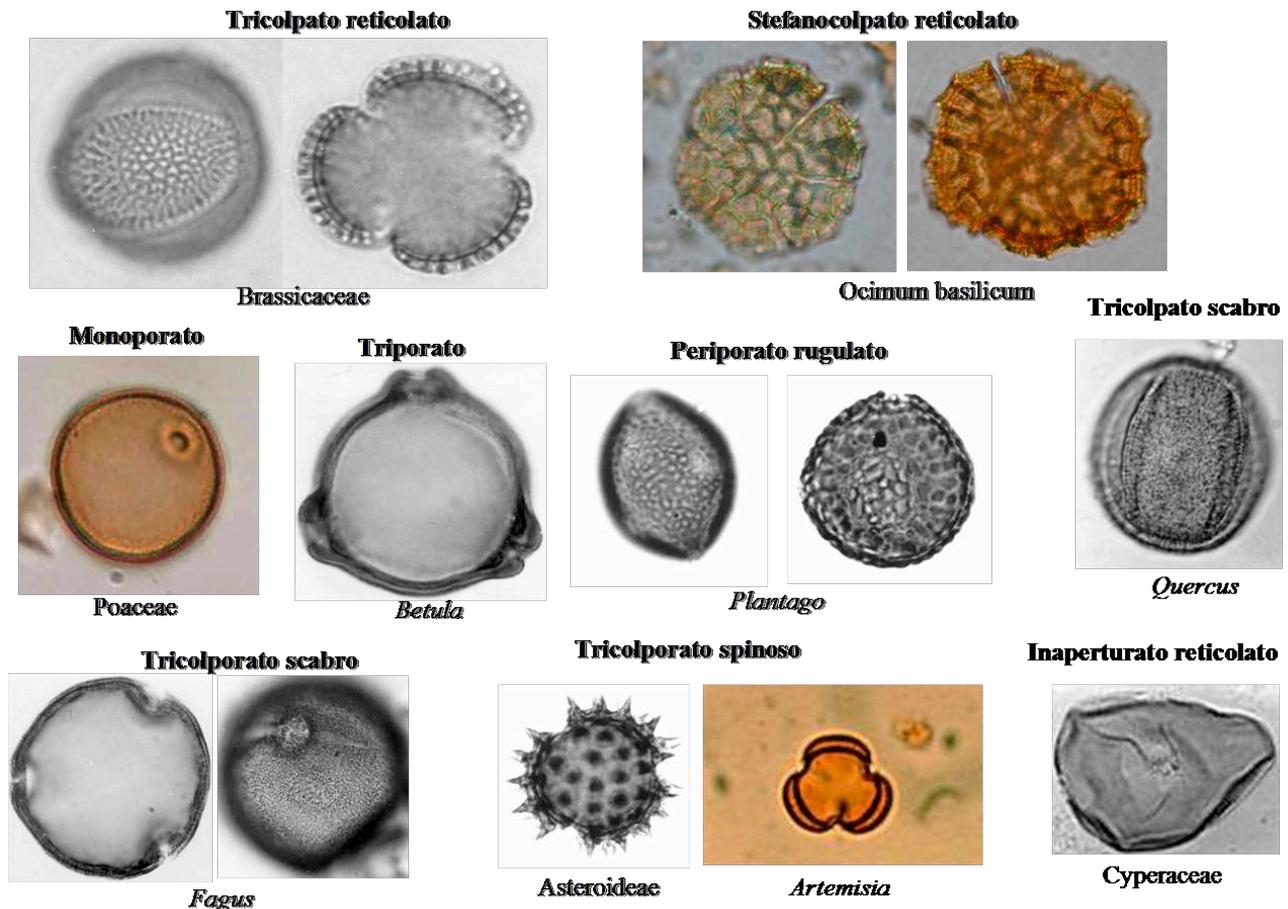


Figura 2. Esempi di granuli pollinici. La grande variabilità morfologica del polline consente di attribuire il granulo alla pianta che lo ha prodotto.

I cambiamenti climatici quaternari nell'area mediterranea sono stati scanditi dall'alternanza di fasi fredde (glaciali) e fasi calde (interglaciali). Tali cicli glaciali-interglaciali (Fig. 3) si sono succeduti con intensità ed ampiezza differenti [Lisiecki e Raymo, 2005] e sono stati caratterizzati, a livello di vegetazione, dalla rapida alternanza di fasi forestali e steppiche. La composizione floristica degli spettri pollinici rispecchia, dall'inizio dei cicli (2.6 milioni di anni fa) ad oggi, una diminuzione generalizzata della temperatura che ha portato alla progressiva scomparsa, da nord verso sud, delle specie vegetali più termofile (che necessitano temperature elevate) [Suc et al., 1995; Bertini, 2003].

Un esempio di applicazione di questa metodologia viene fornito dallo studio dei sedimenti lacustri dell'antico lago che occupava la piana del Vallo di Diano (Cilento) nel Pleistocene [Russo Ermolli, 1994; Karner et al., 1999]. L'analisi pollinica della successione lacustre (Fig. 4), carotata per uno spessore di circa 200 metri, ha consentito di ricostruire la storia del paesaggio e del clima per un periodo di 200 mila anni (da circa 650 a circa 450 mila anni fa).

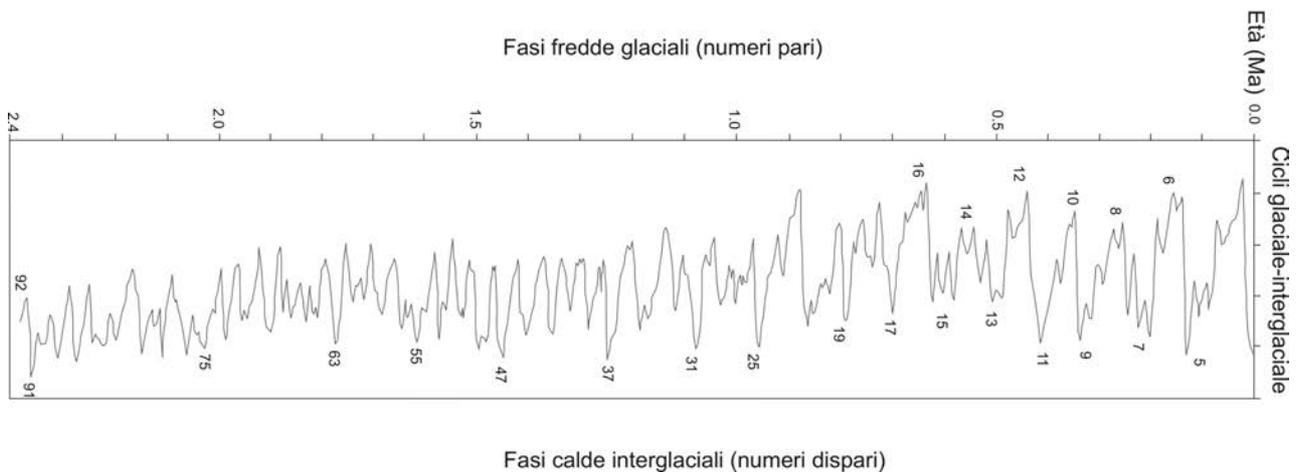


Figura 3. Curva della variazione del contenuto di ossigeno misurato su gusci di organismi marini. La curva mostra delle variazioni cicliche che si sono manifestate come alternanze di fasi glaciali e interglaciali.

L'analisi pollinica ha evidenziato il succedersi di due cicli glaciale-interglaciale durante la deposizione dei sedimenti lacustri. In particolare dalla base dei depositi fino a 152 metri di profondità, gli spettri pollinici sono dominati da essenze erbacee. Fra queste, gli elementi della steppa (fra cui *Artemisia*) raggiungono delle percentuali elevate. Gli spettri di quest'intervallo forniscono l'immagine di un paesaggio aperto in cui le associazioni erbacee hanno, in buona parte della regione, sostituito la copertura forestale che è stata ridotta ed impoverita. Infatti, durante questo primo periodo glaciale, le uniche essenze arboree rappresentate negli spettri pollinici sono la Quercia decidua e il Pino. Successivamente, a partire da 152 m si è registrato un aumento repentino delle percentuali del Pino seguito dal brusco aumento della Quercia e di tutte le essenze arboree tipiche del querceto misto. Tale rapido cambiamento nelle associazioni vegetali denota un altrettanto rapido aumento della temperatura e dell'umidità. Si assiste al passaggio da una fase glaciale ad una fase interglaciale. L'aumento dell'umidità diventa più incisivo successivamente, quando si registra l'aumento dell'Abete.

A questo periodo interglaciale segue, a partire da 117 m, un lento passaggio ad un successivo periodo glaciale; si assiste alla graduale diminuzione della copertura arborea che lascia il posto ad un paesaggio aperto dominato dalle essenze erbacee. Si passa, cioè, ad un secondo periodo glaciale molto simile al precedente in quanto a composizione floristica degli spettri pollinici. La transizione interglaciale-glaciale avviene in maniera molto più graduale rispetto a quella glaciale-interglaciale. Tale andamento, chiaramente evidenziato dalla forma a denti di sega delle curve del $\delta^{18}\text{O}$ marine, viene quindi confermato dalle curve polliniche.

Il secondo periodo glaciale dura fino a circa 85 m, profondità alla quale si registra un nuovo rapido aumento della temperatura e dell'umidità testimoniato dall'espandersi delle associazioni forestali. Queste ultime, sempre dominate dalla Quercia decidua, vengono arricchite floristicamente rispetto al periodo caldo precedente. Sono molto abbondanti essenze quali Edera, *Carya*, Ontano e diverse *Araliaceae* che indicano valori elevati dell'umidità, superiori a quelli dell'interglaciale precedente. Questo secondo periodo interglaciale si interrompe bruscamente a 34.4 m di profondità con un contatto discordante con depositi di conoide.

In conclusione, l'analisi pollinica ha consentito di riconoscere due cicli glaciale-interglaciale nella successione lacustre del vallo di Diano. Sulla base della composizione floristica degli spettri è stato inoltre possibile attribuire tali cicli al Pleistocene medio. In questo periodo l'ampiezza dei cicli climatici è di 100 mila anni, per cui è stata attribuita ai depositi analizzati una durata di circa 200 mila anni. Una datazione numerica (0.6 Ma) su un livello di ceneri vulcaniche intercalato nella successione lacustre (a circa 152 m di profondità) ha infine permesso di correlare i due cicli riconosciuti con gli stadi isotopici 16 a 13.

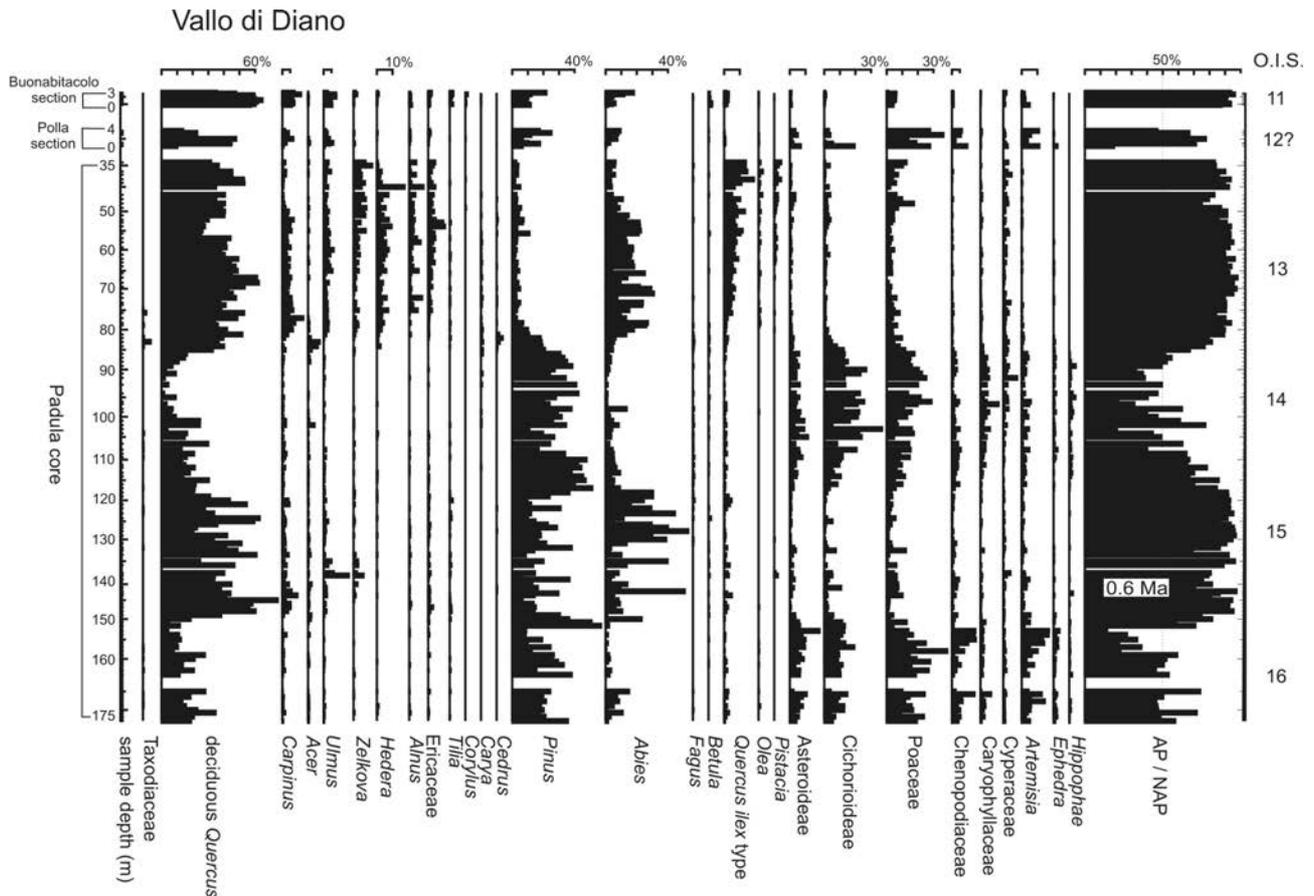


Figura 4. Diagramma pollinico della successione del Vallo di Diano. Si evidenziano due fasi fredde (glaciali) caratterizzate dall'assenza di foreste e dall'abbondanza di erbe e due fasi calde (interglaciali) caratterizzate dallo sviluppo della foresta decidua (querceto misto) e di montagna (abetina).

Bibliografia

- Bertini, A., (2003). *Early to middle Pleistocene changes of the Italian flora and vegetation in the light of a chronostratigraphic framework*. Il Quaternario 16, 19-36.
- Karner, D., Juvigné, E., Brancaccio, L., Cinque, A., Russo Ermolli, E., Santangelo, N., Bernasconi, S., Lirer, L., (1999). *A potential early middle Pleistocene tephrostratotype for the Mediterranean basin: the Vallo di Diano, Campania, Italy*. Global and Planetary Change, 21, 1-15.
- Lisiecki, E.L., Raymo, M.E., (2005). *A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $d_{18}O$ records*, Paleoclimatology, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Russo Ermolli, E., (1994). *Analyse pollinique de la succession lacustre pléistocène du Vallo di Diano (Campanie, Italie)*. Annales de la Société Géologique de Belgique, 117(2), 333-354.
- Suc, J.-P., Bertini, A., Combourieu-Nebout, N., Diniz, F., Leroy, S., Drivaliari A., Russo Ermolli, E., Zheng, Z., Bessais, E., Ferrier, J., (1995). *West mediterranean vegetation and climate since 5.3 Ma*. Acta Zoologica Cracovia, 38(1), 3-16.

Sequenza culturale ed eventi vulcanici in Campania dal Neolitico alla fine dell'età del Bronzo

Pierfrancesco Talamo

Soprintendenza Speciale per i Beni Archeologici di Napoli e Pompei, Napoli, Italia

1. Campania: caratteri del rapporto tra popolamento ed eventi vulcanici

È opportuno iniziare il discorso con alcune considerazioni generali. In Campania il rapporto tra vulcani e popolamento umano è articolato e di lunga durata. Nel rapporto in questione, l'influenza dei vulcani ha carattere univoco: esiste infatti l'influenza dei vulcani sulle comunità residenti, mentre non vi è pressoché alcuna influenza di queste sui vulcani.

I vulcani hanno sulle comunità residenti tanto un'incidenza negativa, in quanto generano eventi catastrofici che modificano il paesaggio antropico (seppellimento e distruzione degli abitati, delle risorse produttive, dei percorsi naturali), quanto una positiva, poiché aumentano enormemente la fertilità dei suoli e facilitano la coltivazione. Cambiando prospettiva, dal punto di vista del potenziale per la ricerca, l'intensa attività vulcanica campana genera un'enorme riserva di dati che permette lo studio dettagliato di questi antichi paesaggi sepolti.

Il vulcanesimo della Campania è caratterizzato: da una pluralità dei centri con caratteristiche molto diverse tra loro, che hanno in qualche modo interessato il suo territorio dalla più remota preistoria; da una notevole frequenza di eruzioni; dall'intensità degli eventi e dall'estesa distribuzione, spesso a scala regionale, dei prodotti che ne derivano. Si vuole focalizzare l'attenzione sui tre vulcani che hanno una reale interferenza con il popolamento della Campania durante la preistoria, specie quella recente (Somma Vesuvio, Campi Flegrei, Ischia).

Senza entrare nei dettagli della storia eruttiva di questi centri, si sottolinea soltanto che gli eventi vulcanici generati da essi hanno diversi livelli d'impatto. Alcuni, come le eruzioni ignimbriche e pliniane, generano eventi catastrofici che modificano più o meno profondamente il paesaggio e la morfologia e di fatto comportano una interruzione, più o meno prolungata, del popolamento. Altri, che si possono definire eventi minori, interferiscono in modo più o meno limitato e momentaneo con il popolamento e spesso apportano un miglioramento dell'ambiente antropizzato, apprezzabile già nel giro di pochi anni.

Fondamentale per la ricerca e lo studio del popolamento antico e delle forme d'uso del territorio è anche l'analisi degli eventi vulcanici come scansioni crono-culturali: essi permettono di distinguere e talvolta motivare occupazioni, abbandoni e rioccupazioni degli insediamenti sepolti. Ciò si aggiunge al dato più noto, che l'altissimo grado di conservazione rende particolarmente produttiva la ricerca archeologica in questi contesti. Di fatto il potenziale di conoscenza prodotto da questo alto grado di conservazione è stato raramente sfruttato in tutta la sua complessità.

In definitiva, l'interferenza tra contesti archeologici e depositi vulcanici genera una sequenza articolata, composta da dati vulcanici, culturali e ambientali intercalati tra loro. In tale sequenza, l'alta potenzialità di definizione cronologica è data dagli aspetti archeologici che contribuiscono a stabilire precise cronologie relative ed assolute; gli aspetti vulcanologici forniscono marker stratigrafici affidabili ed estesi; la conservazione di contesti naturali ed antropici sincronici, diffusi a scala territoriale, permette di ricostruire i paesaggi sepolti e di riferirli anche quando provengono da contesti non direttamente antropizzati - con precisione non facilmente raggiungibile al di fuori della Campania - a determinati aspetti culturali. La presente iniziativa è un tentativo per far crescere la coscienza di quanto può essere ancora fatto.

2. Il popolamento della Campania durante la preistoria: la sequenza culturale in rapporto agli eventi vulcanici

Dal Paleolitico Inferiore in poi il popolamento della Campania sembrerebbe avere una sostanziale continuità, nel senso della successione dei vari aspetti culturali, ma non è detto che sia ininterrotto dal punto di vista cronostatigrafico. In realtà non sappiamo se nel corso di questo lunghissimo arco di tempo tutti gli aspetti culturali, testimoniati nei tanti siti della Campania, siano stati in diretta continuità e se essi abbiano

sempre interessato l'intera regione. È verosimile che alcune interruzioni possano esservi state e alcune sembrano quasi inevitabili e dovrebbero avere riguardato, se non l'intero territorio regionale, almeno una parte molto ampia di questo: tralasciando le conseguenze a scala sovregionale e continentale, di cui in questa sede si occupano più in dettaglio altri, si accenna al fatto che l'eruzione dell'Inimbrite Campana (IC: 39.000 B.P.) con la messa in posto dei suoi prodotti, non può che aver comportato la distruzione totale, pressoché immediata e contemporanea, del paesaggio in vaste zone della regione e lo sconvolgimento sostanziale di altre. Si deve perciò per forza di cose presumere una forzata interruzione del popolamento. Comunque la ripresa, che può avere avuto tempi più o meno lunghi, alla luce delle odierne conoscenze stratigrafiche non sembra avere riguardato proprio le parti centrale e interna della Campania, direttamente interessate dall'eruzione, per alcune decine di millenni: le prime testimonianze significative si trovano ben al di sopra dei prodotti del Tufo Giallo Napoletano (TGN: 15.000 B.P.) e riguardano di fatto già la preistoria recente. Nelle aree della Piana Campana direttamente interessate dalla deposizione del TGN, le tracce più antiche di occupazione risalgono solo a momenti avanzati del Neolitico Medio (Serra d'Alto: Mass. Sanguigno di Acerra). Nelle aree marginali e limitrofe del napoletano sono testimoniati anche momenti antichi del Neolitico Medio (circa V millennio a.C., ceramica dello stile di Capri, da Grotta delle Felci e da pochi altri siti: loc. Fusaro di Avella), scarsamente presenti peraltro nel resto della Campania (La Starza di Ariano Irpino, Grotta della Serratura di Marina di Camerota). Stando dunque alla documentazione sinora disponibile, sembra che anche la messa in posto del TGN abbia comportato sconvolgimenti tali nel popolamento da non essere rimarginati per diversi millenni.

2.1 Il Neolitico

Dal Neolitico in poi il popolamento della Campania diviene comunque intenso e diffuso in tutta la regione, anche se la scarsa densità attestata per taluni aspetti culturali è forse indicativa di ulteriori periodi di crisi.

Il Neolitico Antico, caratterizzato dagli aspetti culturali della Ceramica Impressa, è ben attestato in Campania, ma la sua distribuzione non sembra coprire l'intero territorio regionale. Quasi tutta la documentazione relativa alle fasi arcaica e soprattutto evoluta della Ceramica Impressa è concentrata nella Campania centro-settentrionale interna [Talamo e De Lorenzo, 2008]. In questo territorio sono noti almeno una quarantina di siti che hanno restituito una notevole quantità di reperti, soprattutto ceramici, attualmente in corso di studio. La distribuzione osservata sembra assai significativa: la concentrazione nelle aree interne centro-settentrionali della regione, cui si oppone il vuoto o quasi della Campania anteriore e costiera, sottolinea lo stretto collegamento esistente con la confinante area del versante adriatico pugliese. Se si riflette sul fatto che proprio il Tavoliere è considerato uno dei primi nuclei della penisola ove il fenomeno neolitico si è affermato e sviluppato, si può dedurre che la confinante area campana interna ne doveva essere la periferia, se non parte integrante, sin da momenti molto antichi.

Dal punto di vista stratigrafico non vi sono rapporti del tutto certi tra livelli del Neolitico Antico e depositi eruttivi. Per quanto si è potuto osservare nella maggior parte dei siti della valle del Calore, i livelli neolitici sembrano essere posti al di sopra dei depositi relativi all'eruzione vesuviana delle Pomice di Mercato. In tutti questi casi però il deposito eruttivo appare poco consistente e spesso rielaborato nel suolo superiore. Inoltre resta purtroppo ancora non caratterizzata archeologicamente la paleosuperficie al di sotto di tale eruzione. Le date radiocarboniche note per il Neolitico Antico della Campania indicano che questi aspetti della Ceramica Impressa si collocano nei primi secoli del VI millennio a.C.. Pertanto questo, allo stato attuale delle conoscenze, deve essere considerato il *terminus ante quem* per la datazione dell'eruzione delle Pomice di Mercato, mentre manca ancora per quest'eruzione un *terminus post quem* archeologicamente definito.

Le successive fasi del Neolitico Antico e di quello Medio sono assai scarsamente attestate in tutta la Campania: l'unico sito che mostra una certa continuità di occupazione è la Starza di Ariano Irpino, ove la presenza di alcune di tali fasi (ceramiche graffite e dipinte), insieme con le fasi tarde del Neolitico, permettono di affermare che qui vi sia stata effettivamente continuità di occupazione. La vicenda di questo sito sembra avere perciò forti analogie con quella dei vicini siti neolitici del Tavoliere. Nelle aree interessate marginalmente dal vulcanismo, Capri è il sito principale e pressoché unico del Neolitico Medio a ceramiche tricromiche: lo stile di Capri, oltre che nel sito eponimo di Grotta delle Felci, è di fatto quasi assente nel resto della Campania.

Attestazioni maggiori e distribuite in gran parte della Campania iniziano con la fase avanzata del Neolitico Medio di tipo Serra d'Alto e soprattutto con quella successiva del Neolitico Finale di tipo Diana. Il sito di Mass. Sanguigno di Acerra è per ora il solo caso in cui la fase di Serra d'Alto appare pura, cioè senza

tracce di occupazione successiva. Molto più comune è l'associazione tra le due fasi, Serra d'Alto (forse in un aspetto più tardo) e Diana, che indica senza dubbio una sostanziale continuità culturale tra esse. Non mancano poi siti in cui è attestato l'aspetto di Diana da solo o in associazione con elementi che si possono definire tardo neolitici o forse meglio dell'Eneolitico Iniziale. In definitiva l'impressione è che dalla fase di Serra d'Alto in poi vi sia stato in Campania un lento ma costante incremento nell'occupazione del territorio, durato per tutta la fase di Diana. Questa continuità tra Serra d'Alto e Diana e in seguito con le fasi eneolitiche iniziali in Campania sembra proseguire senza interruzioni per gran parte dell'Eneolitico. Non ci sono nella regione datazioni radiocarboniche sicure di tutte queste fasi tarde del Neolitico e in cronologia relativa si deve presumere che esse occupino il corso del V millennio, giungendo forse agli inizi del successivo. L'unica attestazione sicura di rapporti diretti con depositi eruttivi riguarda la presenza di reperti di tipo Serra d'Alto e Diana, ma soprattutto di pochi riferibili a quell'aspetto tardo Diana o meglio Eneolitico Iniziale, in loc. Cilento - S. Michele di Ischia, in un paleosuolo coperto dai depositi dell'eruzione ischitana della Formazione di Piano Liguori (FPL).

2.2 L'Eneolitico

La fase piena dell'Eneolitico Iniziale (EI) più direttamente riconducibile a Macchia a Mare e le successive fasi dell'Eneolitico Antico, denominate la prima "aspetto dalla base delle strutture di Taurasi" (EA1) e la seconda propriamente di "Taurasi" (EA2), sono presenti in gran parte della Campania. Durante l'Eneolitico Antico (Taurasi) e Medio (Gaudo) sembra esservi un costante aumento nell'occupazione territoriale. Particolare importanza riveste il sito di Caivano (Sottotratta IV, Lotto 10, scavi 2003-2004), ove è stato rinvenuto un abitato, per ora solo ipoteticamente attribuibile alla cultura del Gaudo. Ma in questa sede è importante sottolineare soprattutto che la vita di questo villaggio è disturbata, anche se non del tutto interrotta da ben due eruzioni flegree: Agnano 3 e Paleoastroni 2, cui sono intercalati i diversi livelli di vita dell'abitato. Seguono poi il deposito dell'eruzione flegrea di Agnano – Monte Spina e quello delle Pomice di Avellino. Sono state eseguite diverse datazioni al ^{14}C (Fig. 1), da campioni provenienti dai paleosuoli connessi a entrambi i depositi eruttivi (Agnano 3 e Paleoastroni 2), che riportano tutte ai primi secoli del III millennio (circa XXIX – XXVIII sec. a.C.). L'importanza di queste datazioni consiste sia nel precisare la cronologia di entrambe le eruzioni, sia nel fornire un punto di riferimento molto importante, come *terminus ante quem*, per collocare cronologicamente lo sviluppo della cultura del Gaudo. Infatti nella sequenza culturale la tomba di tipo Gaudo in loc. Parmiano di Acerra rappresenta il contesto più recente direttamente sepolto dai depositi di Agnano 3. Inoltre la data di una delle più importanti tombe del Gaudo, quella del Capo Tribù di Madonna delle Grazie a Mirabella Eclano, si pone tra XXVIII e XXVI sec. a.C.. Si può affermare quindi che il Gaudo si sviluppa prima del XXIX sec. e perdura almeno sino al XXVII- XXVI sec. a.C.

In rapporto alla stratigrafia vulcanica, l'Eneolitico Finale, rappresentato dall'aspetto campano della cultura di Laterza, appare non prima del livello pedogenizzato a tetto del deposito di Agnano – Monte Spina (AMS) nel sito di Gricignano (US Navy [Talamo, 2008b; Pacciarelli e Talamo, 2011]). Le date al ^{14}C [Talamo et al., 2011] pongono questa fase di occupazione all'incirca nel XXVI e forniscono così un *terminus ante quem* per l'eruzione di AMS e un *terminus post quem* per l'eruzione di Astroni 3 (c.d. Flegrea 1) i cui depositi sono direttamente a tetto dei livelli datati. Non ostante il succedersi di molte eruzioni flegree, a Gricignano è attestato con chiarezza il proseguire senza interruzioni della cultura di Laterza nella Piana Campana nel suolo post Astroni 3 ed ancora in quello post Astroni 5 (c.d. Flegrea 2), seppure con un aspetto tardo. Questo è un esempio di come spesso la deposizione di prodotti piroclastici, soprattutto flegrei, pur determinando un periodo di crisi, non abbia rappresentato certo un evento catastrofico ed anzi abbia permesso se non favorito la ripresa delle colture in tempi brevi.

In Campania il passaggio dall'Eneolitico al Bronzo Antico è segnato dalla presenza della cultura di origine balcanica di Cetina, che resta ancora da definire nella sua genesi e diffusione. L'unica datazione disponibile si pone tra il XXV e il XXIII sec. a.C. circa. Non esistono però sinora elementi per una correlazione diretta a depositi vulcanici.

2.3 L'età del Bronzo

Il Bronzo Antico è caratterizzato dalla facies di Palma Campania, che è rappresentata in tutta la Campania da numerosissimi siti e anche da testimonianze di altra natura, come campi coltivati e strade battute [Talamo e Ruggini, 2005]. Questa facies ha una relazione strettissima con l'eruzione vesuviana di tipo pliniano c.d. delle Pomice di Avellino, che rappresenta per essa un evento altamente catastrofico ed esiziale. In tutto il vasto territorio direttamente interessato dalla deposizione dei prodotti di questa eruzione (da caduta e da corrente piroclastica) il popolamento riferibile alla facies di Palma Campania subisce

un'interruzione immediata, completa e pressoché definitiva. Qualche continuità si riscontra solo nelle aree marginali rispetto all'evento, in primis quella costiera del golfo di Napoli, mentre all'interno della regione si deve arrivare in aree distanti circa km 70 dal vulcano per riscontrare una sicura continuità insediativa. Negli ultimi anni sono stati individuati nel cuore dell'area interessata dall'eruzione tracce di rioccupazione successiva all'eruzione. Si tratta di un problema complesso che qui si sintetizza: tutte le rioccupazioni del territorio si riferiscono a periodi successivi di pochi anni (nell'ordine di uno o due decenni) all'eruzione, avvengono ad opera delle stesse genti della facies di Palma Campania, evidentemente parzialmente scampate all'eruzione, e hanno una durata ridotta nel tempo. Ciò sembra dimostrare che, sebbene la ripresa dell'ambiente naturale dovette essere rapida, la destrutturazione del paesaggio rurale e dell'organizzazione sociale doversero essere tali da rendere vani i tentativi di ricolonizzazione da parte delle genti di Palma Campania scampate alla catastrofe. Nelle aree circostanti è invece ben attestata la successiva fase del Bronzo Medio, il Protoappenninico, senza dubbio in diretta continuità culturale con la precedente facies di Palma Campania. Le fasi di rioccupazione successive all'eruzione delle Pomici di Avellino sono pure ben scansite dal punto di vista della stratigrafia vulcanica dal rapporto con i depositi delle eruzioni c.d. AP1 e AP2, in cui sono documentati dapprima i livelli di frequentazione riferibili ancora all'aspetto post Avellino della facies di Palma Campania e poi quelli attribuibili ad una fase di passaggio Palma Campania/Protoappenninico. Particolare attenzione è stata dedicata in questi anni alla definizione della data dell'eruzione delle Pomici di Avellino, che può ora essere indicata con buona probabilità attorno alla fine del XX – inizi del XIX sec. a.C., mentre le due eruzioni AP 1 e 2 sono da porre grosso modo entro il secolo successivo.

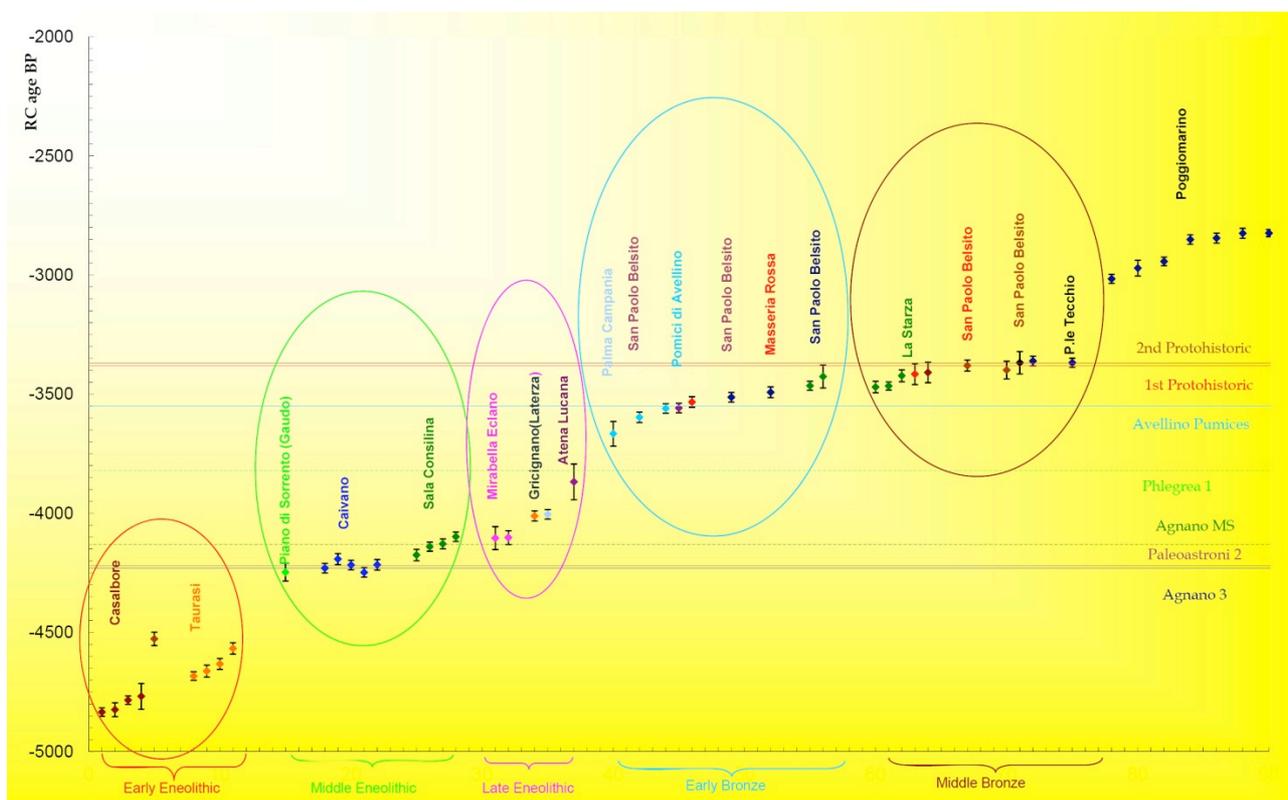


Figura 1. Le date delle principali fasi di occupazione della Campania dall'Eneolitico all'età del Bronzo in rapporto agli eventi vulcanici [Passariello et al., 2010].

Come è noto, al Protoappenninico (Bronzo Medio 1-2) succede in Campania come nel resto dell'Italia centro-meridionale l'Appenninico (Bronzo Medio 3). Questo aspetto mostra nella regione una discreta diffusione ed uno sviluppo notevole. Molti dei siti già occupati nella precedente facies di Palma Campania sono rioccupati stabilmente solo in questo periodo. Per l'Appenninico mancano indicatori di rapporti diretti con eventi vulcanici e non vi sono date radiometriche rilevanti, per cui si rimanda per ora alla cronologia relativa che riferisce ai secoli XV e XIV a.C. questo aspetto.

Ancor meno si può dire per le successive fasi del Bronzo Recente e Finale, rispettivamente occupate dal Subappenninico e dal Protovillanoviano. Il Subappenninico in Campania è attestato poco, ma in continuità con il precedente Appenninico. Il Bronzo Finale sembra invece segnare una sostanziale cesura culturale e insediativa col periodo precedente. Per quanto interessa in questa sede, resta da dire che mancano sin ora riferimenti diretti con eventi vulcanici per entrambe le fasi.

3. Impatto vulcanico e impatto antropico sul paesaggio della Campania: problemi aperti e potenzialità della ricerca

Per tutto quanto detto è ben chiaro che nel territorio campano sono distribuiti e riconoscibili numerosi paesaggi sepolti. Poiché l'impatto antropico sul territorio ha generato sin dall'inizio dei paesaggi strutturati, la grande quantità di *buried soil horizons* osservabili dovrebbe essere oggetto di studi sistematici, dedicati a specifici problemi di ricostruzione delle particolari forme d'uso del territorio e delle condizioni reali dell'impatto sui sistemi culturali dei diversi eventi vulcanici, nonché delle modalità che assunse la resilienza di determinate comunità rispetto a specifiche catastrofi.

Come è noto, l'impatto dell'antropizzazione sul territorio assume in generale molte forme e lascia tracce ben visibili. Se sono ben chiare a tutti le forme e le tracce che l'antropizzazione contemporanea comporta, forse occorre riflettere maggiormente - dedicandovi appositi studi - su quale impatto possano avere avuto sul paesaggio fenomeni come, ad esempio la Neolitizzazione della Campania, con la quale inizia (circa VI m. a.C.) l'agricoltura su ampie porzioni di territorio, o la diffusione della facies di Palma Campania nel Bronzo Antico (circa XX sec. a.C.).

Bibliografia

- Pacciarelli, M., Talamo P., (2011). *Sull'articolazione dell'età del rame nell'Italia meridionale tirrenica*. AttiIIPP XLIII, pp. 87-94.
- Passariello, I., Talamo, P., D'Onofrio, A., Barta, P., Lubritto, C., Terrasi F., (2010). *Contribution of radiocarbon dating to the chronology of Eneolithic in Campania (Italy)*. *Geochronometria* 35, pp. 25-33.
- Talamo, P. (2008a). *Dinamiche culturali nelle aree interne della Campania centro-settentrionale durante le prime fasi dell'Eneolitico*. RSP LVIII, pp. 125-164.
- Talamo, P. (2008b). *Le aree interne della Campania centro-settentrionale durante le fasi evolute dell'Eneolitico: osservazioni sulle dinamiche culturali*. *Origini* XXX (N.S. IV), pp. 187-220.
- Talamo, P., De Lorenzo, G. (2008). *Primi dati sul Neolitico Antico della Campania centro-settentrionale*. *AttiDaunia* XXVIII, 57-70.
- Talamo, P., Ruggini, C. (2005). *Il territorio campano al confine con la Puglia nell'età del Bronzo*. *AttiDaunia* XXV, 171-188.
- Talamo, P., Passariello, I., Lubritto, C., Terrasi, F., (2011). *Evoluzione culturale in Campania: indagine cronologica sistematica tramite datazioni radiocarboniche*. AttiIIPP XLIII, pp. 39-48.

La ricostruzione delle antiche linee di riva da evidenze geologiche e archeologiche nella città di Napoli

Paola Romano, Viviana Liuzza, Maria Rosaria Ruello

*Università degli Studi di Napoli "Federico II",
Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse (DiSTAR), Napoli, Italia*

1. Premessa metodologica

Per ricostruire le variazioni della linea di riva occorse in un'area si utilizzano solitamente gli indicatori geologici e biologici che stazionamenti più o meno prolungati del livello marino modellano o depositano lungo la costa [Pirazzoli, 1996]. Si intende per *indicatore di livello marino* un sedimento e/o una morfologia costiera (ovvero modellata lungo costa dall'azione del moto ondoso) formati in precisa corrispondenza del livello medio del mare (calcolato fra il livello minimo di bassa marea e quello massimo di alta marea).

In contesti dove la storia recente del paesaggio si è intersecata con la presenza antropica, il rinvenimento di strutture archeologiche edificate presso la costa aggiunge un'importante e nuova categoria di *marker* utile alla ricostruzione di una riva fossile.

L'elenco degli indicatori geologici di uno stazionamento del mare riferito all'ambiente costiero del mar Mediterraneo è il seguente:

1. Indicatori **geologici** di livello marino

Deposizionali:

depositi di battigia
beachrock
depositi lagunari

Erosionali:

solchi di battigia
piattaforme di abrasione

Nel mar Mediterraneo la distribuzione degli indicatori biologici riflette una stretta zonazione della fascia costiera [Laborel and Laborel-Deguen, 1996] fornendo indicazioni sul paleolivello marino con precisione che può essere anche centimetrica:

2. Indicatori **organogeni** di livello marino

Incrostanti: orli e cornici

2a. Eulittoral zone

Balanidi e Patelle verso l'alto

Mitili e Ostreidi verso il basso

2b. Limite midlittoral/infralittoral

Lithophyllum lichenoides (alga che forma un orlo viola sporgente alcuni cm)

2c. Infralittoral

Lithophaga lithophaga

Dendropoma (gasteropodi vermetidi)

Coral reef in acque temperate

Più problematica risulta la composizione di un elenco di possibili indicatori archeologici del livello del mare. Molto spesso l'analisi della struttura archeologica risulta indicativa esclusivamente della presenza di

un ambiente emerso/sommerso prossimo alla riva: è il caso ad esempio di pavimentazioni di edifici o strade prossimi alla costa, ovvero di palificate messe in opera per la costruzione di pontili. In due casi, tuttavia, si ottengono indicazioni molto precise del paleolivello marino:

3. Indicatori archeologici di livello marino

Banchine - Peschiere

In particolare per le peschiere, viene considerato come indicatore del livello marino il limite superiore dei sistemi di chiuse.

Una volta rinvenuti, gli indicatori devono essere quotati con precisione, tenendo in considerazione l'ambiente tidale della regione in studio (macro o microtidale) ed il momento in cui viene effettuata la misura, onde potere raffrontare il dato rispetto al livello medio del mare. Parallelamente essi vanno datati: ciò consente di rapportare la quota di rinvenimento del *marker* con il corrispondente livello marino eustatico dell'epoca al fine di valutarne eventuali dislocazioni rispetto alla posizione originaria, dovute a glacio-idro-isostasia e/o a tettonica.

2. La ricostruzione delle linee di riva lungo la fascia costiera di Napoli

La ricostruzione dei paleoambienti olocenici nella fascia costiera della città antica di *Neapolis* si è avvalsa delle numerose stratigrafie dei sondaggi e sezioni di scavo provenienti dai cantieri di costruzione della Linea 1 e 6 della Metropolitana di Napoli, che sono state studiate ed analizzate in collaborazione con archeologi della Soprintendenza Speciale ai Beni Archeologici di Napoli e Pompei. I paleo ambienti che si sono susseguiti nel periodo di tempo indagato (ultimi 5000 anni) sono dati da alternanze spazio-temporali di spiagge sommerse ed emerse, episodi lagunari e palustri, ambienti decisamente continentali, che hanno dato luogo complessivamente ad una progradazione della linea di costa. La ricostruzione geometrica e l'andamento di questi ambienti nel tempo si sono rivelati di estrema importanza per tracciare l'andamento di *paleo-linee di riva* di varie epoche [Giampaola, 2004; Giampaola et al., 2006; Irollo, 2006; Ruello, 2008; Amato et al., 2009; Carsana et al., 2009; Cinque et al., 2011; Romano et al., 2013].

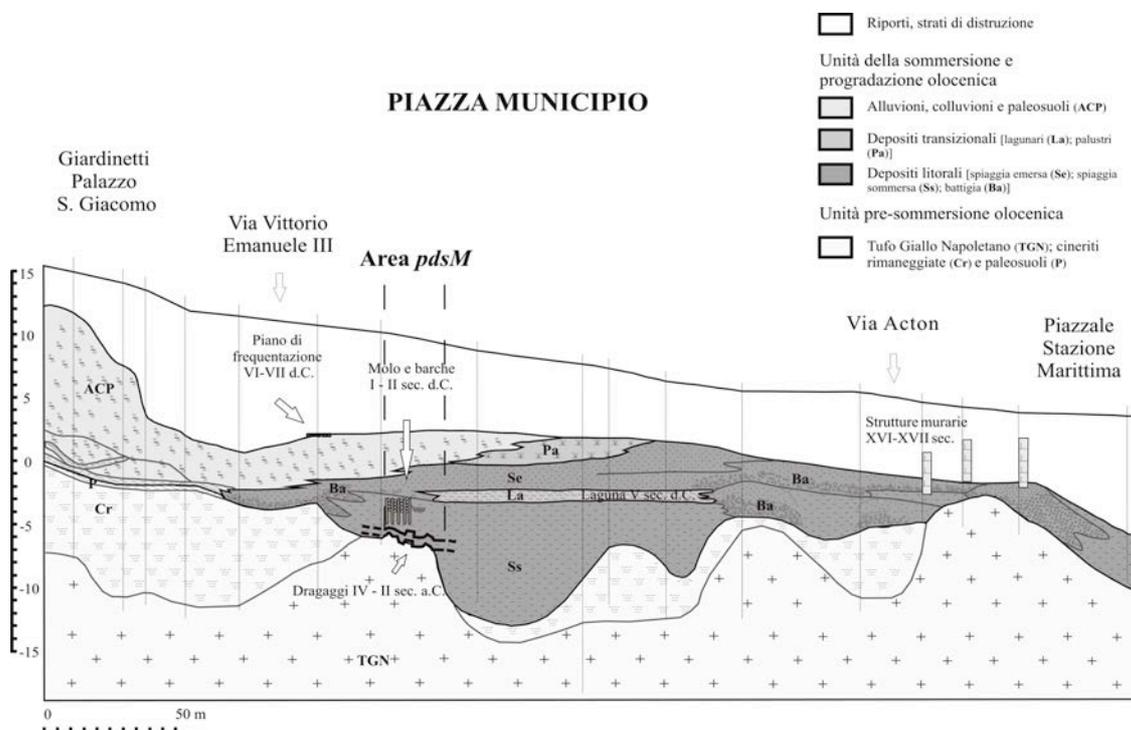


Figura 1. Sezione geologica presso Piazza Municipio. Le linee verticali continue rappresentano i sondaggi geognostici e geo-archeologici usati per la ricostruzione della sezione, mentre con le verticali a tratteggio è delimitata l'area di cantiere [da Amato et al., 2009].

L'area più significativa e sede dei ritrovamenti archeologici di maggiore rilievo è risultata l'area di scavo sita a Piazza Municipio. I dati da qui provenienti sono stati correlati con gli altri numerosi dati stratigrafici e geomorfologici provenienti da Piazza Garibaldi, Piazza Nicola Amore, Piazza Bovio, Riviera di Chiaia. Nella Figura 1 è riportata una sezione geologica di dettaglio ricostruita lungo una direzione circa perpendicolare all'odierna linea di costa in corrispondenza della odierna Piazza Municipio, area dove si sviluppava buona parte della baia portuale greco-romana e che ha restituito resti di moli e relitti di navi affondate.

Nella sezione è visibile una successione stratigrafica, che viene ascritta agli ultimi 4000 anni, formata da depositi sabbiosi e subordinatamente limosi di spessore variabile, poggianti su un substrato vulcanico (costituito dal Tufo Giallo Napoletano –TGN- e dalle sue facies incoerenti di chiusura –Cr-, datato 15 ka in [Deino et al., 2004] articolato da fasi di erosione subaerea ascrivibili all'ultimo periodo glaciale. Nella successione olocenica sono stati rinvenuti numerosi elementi utili alla ricostruzione delle variazioni della linea di costa di tipo, sia geologico che archeologico. I primi sono dati da depositi di battigia (**Ba** in sezione), formati da sabbie grossolane ben classate, che si rinvengono a varie profondità eteropici di facies sabbiose di spiaggia emersa (Se) oppure di spiaggia sommersa, e da depositi lagunari (**La**, in sezione) datati al V secolo AD.

Anche rinvenimenti di tipo archeologico hanno contribuito ad arricchire il quadro degli elementi utili a ricostruire la linea di costa in diversi periodi. Fra essi in particolare figurano resti di moli, sia coevi di imbarcazioni naufragate che successivi, documentati da palificate in un caso infisse direttamente in parte nel relitto più antico. L'alternanza di barche e moli ricade temporalmente nei secoli I e II d.C. Muovendo verso la parte settentrionale della sezione si può osservare come siano coevi di questi livelli dei sedimenti sabbiosi che per caratteri tessiturali (elevata selezione granulometrica, presenza di ghiaietto minuto ben arrotondato) vanno riferiti ad un ambiente di spiaggia intertidale (battigia, **Ba**), indicando la linea di riva corrispondente dell'epoca.

Il quadro sinottico delle linee di riva ricostruite lungo la costa orientale della città di Napoli integrando i dati provenienti da più aree di scavo e da sondaggi geognostici e geo-archeologici, è sintetizzato in Figura 2, dove viene anche riportato il tracciato dei rami principali della rete idrografica, per la parte bassa ricostruiti anche grazie a dati provenienti da stratigrafie e da cartografia storica.

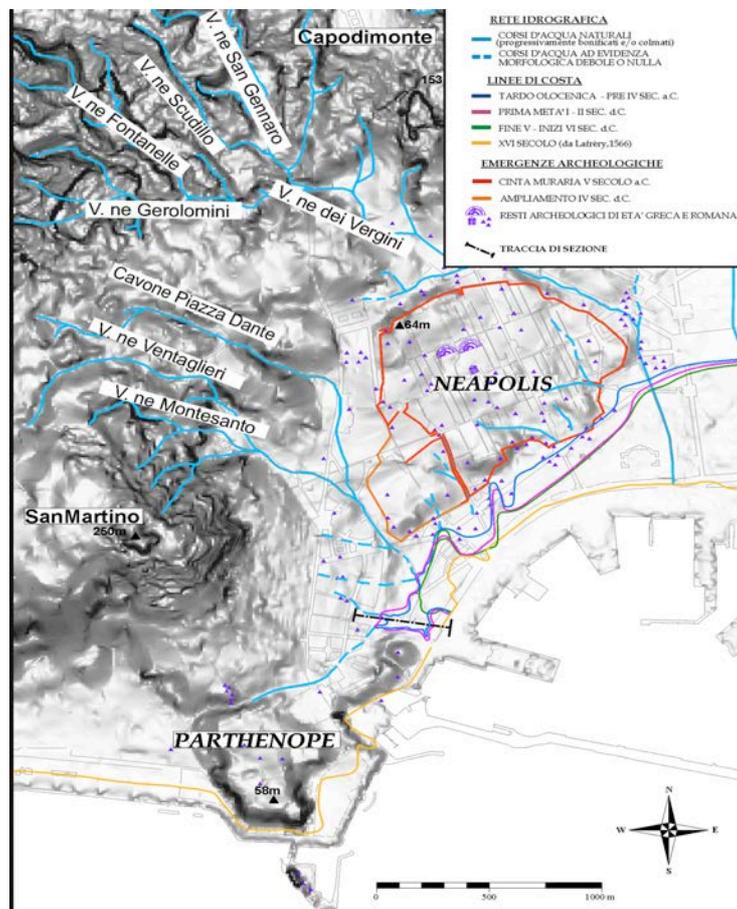


Figura 2. Ricostruzione di alcuni elementi del paesaggio relativo all'antica città di *Neapolis*. Con i diversi colori sono indicate le linee di riva degli ultimi 4000 anni [da Amato et al., 2009, modificato].

3. Movimenti verticali del suolo

Un'altra implicazione di rilievo della ricerca illustrata risiede nella possibilità offerta dalla ricostruzione paleo ambientale descritta di valutare i *moti del suolo* che hanno interessato la fascia costiera di Napoli negli ultimi millenni. La possibilità è emersa dalla considerazione che nell'area in studio vari *indicatori di livello marino* sono stati rinvenuti a profondità s.l.m. che comparate con le *coeve quote eustatiche* di formazione risultano generalmente più basse. Ciò ha fornito inequivocabile evidenza che *movimenti di subsidenza hanno interessato il settore orientale di Napoli durante gli ultimi millenni*.

Al fine di quantificare il ritmo e l'entità dei movimenti verticali del suolo sono stati costruiti dei grafici per diversi settori della costa, dove in ascisse è stata riportata l'età assegnata all'indicatore ed in ordinata la sua quota di rinvenimento. Sia il dato di ascissa che quello di ordinata si riferiscono ad un *range* di variabilità entro cui vanno posizionati rispettivamente età e quota dell'indicatore: per l'età va considerata quella minima e massima che obiettivamente può assegnarsi all'indicatore, sia esso di tipo geologico che archeologico¹; per la quota deve considerarsi l'intervallo altimetrico entro cui può obiettivamente ricadere il paleo livello marino corrispondente.

A titolo di esempio può essere interessante commentare il grafico costruito per l'area di Piazza Municipio rappresentato in Figura 3 dove la distribuzione altimetrica dei *marker* di livello marino è generalmente più bassa rispetto ai dati eustatici, rappresentati dalla fascia di colore grigio. In prima analisi è valutabile un *trend* medio di subsidenza per il periodo tra l'VIII secolo BC e l'VIII secolo AD di circa 1mm/anno; tuttavia la lettura più dettagliata del grafico evidenzia periodi di accelerazione del ritmo di subsidenza, così come fasi di possibile inversione dei moti verticali. Accertare se essi siano verosimilmente ascrivibili a moti di origine vulcano-tettonica è obiettivo di future indagini, indirizzate al confronto fra dati provenienti da diversi settori della città di Napoli.

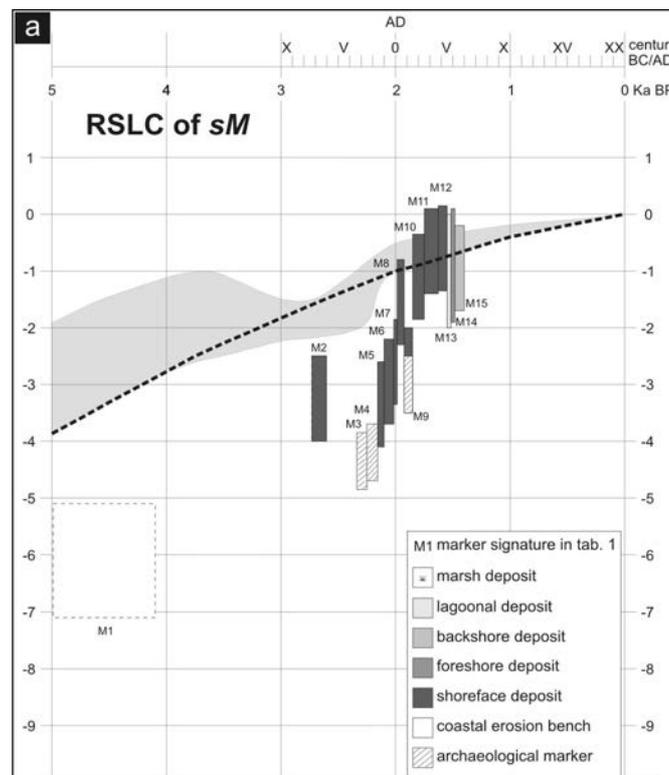


Figura 3. Grafico della curva relativa del livello marino (RSLC) costruito per l'area di Piazza Municipio [da Cinque et al., 2011].

¹ La determinazione dell'età dell'indicatore ottenuta su basi archeologiche solitamente si riferisce ad un intervallo di tempo, decennale o secolare; se ottenuta da metodi radiometrici, quali, ad esempio, quello del C14 misurato su campioni di resti organici, essa è solitamente affetta da errore strumentale, da cui si ottiene un'età minima e massima del campione datato.

Bibliografia

- Amato, L., Carsana, V., Cinque, A., Di Donato, V., Giampaola, D., Guastaferro, C., Irollo, G., Morhange, C., Romano, P., Ruello, M.R., Russo Ermolli, E., (2009). *Ricostruzioni morfoevolutive nel territorio di Napoli: l'evoluzione tardo pleistocenica-olocenica e le linee di riva di epoca storica*, Méditerranée, 112, 23-31.
- Carsana, V., Febbraio, S., Giampaola, D., Guastaferro, C., Irollo, G., Ruello, M.R., (2009). *Evoluzione del paesaggio costiero tra Parthenope e Neapolis: una sintesi geoarcheologica dell'antico porto*, Méditerranée, 112, 15-22.
- Cinque, A., Irollo, G., Romano, P., Ruello, M.R., Amato, L., Giampaola, D., (2011). *Ground movements and sea level changes in urban areas: 5000 years of geological and archaeological record from Naples (Southern Italy)*, Quaternary International, 232, 45-55.
- Deino, A.L., Orsi, G., De Vita, S., Piochi, M., (2004). *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera – forming eruption (Campi Flegrei Caldera – Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 133, 157-170.
- Giampaola, D., (2004). *Dagli studi di Bartolomeo Capasso agli scavi della Metropolitana: ricerche sulle mura di Napoli e sull'evoluzione del paesaggio costiero*, « Napoli Nobilissima », quinta serie, V, I-II, 35-56.
- Giampaola, D., Carsana, V., Botto, G., Crema, F., Florio, C., Panza, D., Bartolini, M., Capretti, C., Gallotta, G., Giachi, N., Macchioni, M., Nugari, P., Pizzo, B., (2006). *La scoperta del porto di Neapolis: dalla ricostruzione topografica allo scavo e al recupero dei relitti*, «Archaeologia Maritima Mediterranea. An International Journal on Under water Archaeology», 2, 2005, Pisa, Roma, pp. 47-91.
- Irollo, G., (2006). *L'evoluzione olocenica della fascia costiera tra Neapolis e Stabiae (Campania) sulla base di dati geologici ed archeologici*, Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XVIII ciclo, Università degli Studi di Napoli Federico II, Website www.fedoa.unina.it
- Laborel, J., Laborel-Deguen, F., (1996). *Biological indicators of Holocene sea-level and climatic variations on rocky coasts of tropical and subtropical regions* Quaternary International, 31, 53-60.
- Pirazzoli, P.A., (1996). *Sea level changes: the last 20,000 years*, John Wiley & Sons, Chichester, England.
- Romano, P., Di Vito, M.A., Giampaola, D., Cinque, A., Batoli, C., Boenzi G., Detta, F., Di Marco, M., Giglio, M., Iodice, S., Liuzza, V., Ruello, M.R., Schiano di Cola, C., (2013). *Intersection of exogenous, endogenous and anthropogenic factors in the Holocene landscape: A study of the Naples coastline during the last 6000 years*, Quaternary International, (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.03.031>.
- Ruello, M.R., (2008). *Geoarcheologia in aree costiere della Campania: i siti di Neapolis ed Elea – Velia*, Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XX ciclo, Università degli Studi di Napoli Federico II, Website www.fedoa.unina.it

L'impatto delle eruzioni vulcaniche nelle aree a nord di Napoli: casi da scavi recenti

Elena Laforgia¹, Giuliana Boenzi², Lucio Amato³, Jim Bishop⁴, Luciano Fattore⁵,
Monica Stanzone⁶, Mauro A. Di Vito⁷

¹Soprintendenza per i Beni Archeologici di SA, AV, BN e CE, Italia

²Collaboratore esterno Soprintendenza Speciale per i Beni Archeologici di Napoli e Pompei, Italia

³Tecno In S.p.a., Servizi ingegneria, Napoli, Italia

⁴CAL srl

⁵ARCA S.A.S.

⁶Università degli Studi "l'Orientale" Dipartimento di Studi del Mondo Classico e del Mediterraneo Antico, Napoli, Italia

⁷Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli - Osservatorio Vesuviano, Napoli, Italia

Introduzione

Come in antico la pianura era luogo privilegiato per lo sfruttamento agricolo dei suoli, così in tempi recenti essa è divenuta il sito preferito per l'insediamento di poli industriali e più in generale di grandi infrastrutture.

In questo senso la pianura campana a nord di Napoli, cui si aggiungono gli agglomerati urbani di Caserta ed Aversa, ha subito negli ultimi venti anni profondi cambiamenti che ne hanno trasformato il volto. Di conseguenza la Soprintendenza per i Beni Archeologici ha dovuto elaborare un programma di tutela basato su un'azione preventiva, capace di limitare il rischio archeologico e di convivere con il naturale sviluppo, secondo procedure di intervento che sarebbero state successivamente normate dal Dlgs 163 artt.95-96.

Le indagini archeologiche connesse agli interventi di tutela legati alla realizzazione di grandi opere infrastrutturali hanno permesso di evidenziare come i fenomeni vulcanici riconducibili all'attività eruttiva dei Campi Flegrei e del Somma Vesuvio abbiano scandito le fasi di frequentazione di età pre-protostorica. [Marzocchella, 1998; Nava et al., 2007]. I dati acquisiti nel corso delle indagini hanno chiaramente dimostrato l'esistenza di un habitat favorevole all'insediamento umano, strettamente legato allo sfruttamento agricoli di suoli fertili.

1. Inquadramento geografico

L'area di intervento è compresa tra la porzione meridionale della provincia di Caserta fino alla periferia nord-orientale di Napoli, corrispondente al settore meridionale della pianura campana, posto a sud e sud-ovest dei Regi Lagni, la canalizzazione di epoca vicereale del corso del fiume Clanis e la depressione del Sebeto, il corso d'acqua, che costituiva il fiume di Neapolis. Un'area in precedenza ritenuta di natura fortemente alluvionale, soggetta a continuo impaludamento e pertanto priva di insediamenti fino ad età storica, il cui unico centro urbano antico è la città di Atella le cui fasi più antiche di frequentazione risalgono alla fine del V sec. a.C..

Le indagini archeologiche preliminari, avviate in relazione alla realizzazione della base di Supporto della Marina Militare Americana a Gricignano di Aversa (CE), del Polo Calzaturiero a Carinara (CE), della Linea Alta Velocità nel tratto meridionale della provincia di Caserta ed in provincia di Napoli, in particolare nei Comuni di Caivano ed Afragola,



Figura 1. Linea A.V. in provincia di Napoli.

hanno dimostrato come questa parte della pianura fosse invece stabilmente frequentata già dal IV millennio a.C..

2. La Sequenza stratigrafica

La linea A.V. dal comune di Teverola (CE) fino a Caivano (NA) corre parallela ai Regi Lagni per una tratta di circa 15 km per poi ripiegare verso sud ovest, distaccandosi dal Clanis, quando entra nel comune di Afragola (NA). Le indagini hanno evidenziato una successione di prodotti eruttivi intercalati da paleosuoli che, nell'area settentrionale del tracciato della Linea A.V., in provincia di Napoli, si sono sovrapposti immediatamente al di sopra della facies incoerente del Tufo Giallo Napoletano. Dal punto di vista del rapporto con le evidenze archeologiche, risulta di particolare interesse la sequenza dei depositi delle eruzioni avvenute negli ultimi 9.000 anni con i depositi dell'eruzione flegrea di Pigna S. Nicola (9.200 anni b.p. cal) e quella vesuviana delle Pomici di Mercato (8.900 b.p. cal) sulla cui superficie si forma un paleosuolo spesso e umificato sigillato dalle ceneri delle eruzioni di Agnano 3 (ca 5.000 anni b.p.) e Paleoastroni 2 (4.700 anni b.p. cal), a loro volta distinte da sottili paleosuoli. Successivamente, prima la potente deposizione dei prodotti di Agnano Monte Spina (4.500 anni b.p. cal.) poi quella delle Pomici di Avellino (3.950 anni b.p. cal) rappresentano i due principali markers di riferimento per il periodo compreso tra l'eneolitico e il Bronzo Antico. Fra tali depositi, limitatamente al settore meridionale dell'area indagata, sono stati individuati sottili livelli ascrivibili a quattro delle numerose eruzioni del vulcano di Astroni nel III mill a.C. (4.100 anni b.p. cal., post quem). In questo quadro l'attività eruttiva, pur alla base di significative cesure nell'occupazione dell'area, ha di contro favorito lo sviluppo agricolo rendendo straordinariamente fertile la piana. Le eruzioni essendo fenomeni geologici molto veloci datano bene un intervallo cronologico ristretto e quindi rappresentano un importante riferimento cronologico per le superfici che vano ad obliterare, sigillano situazioni preesistenti permettendone la conservazione.

3. Modalità di insediamento

L'eruzione di Agnano Monte Spina e quella vesuviana delle Pomici di Avellino provocano evidenti mutamenti nelle modalità di occupazione della piana. La prima costituisce un importante marker stratigrafico ben testimoniato lungo tutta l'area indagata. Gli effetti sono ben evidenti nell'area perfluviale, dove si registra un mutamento dell'equilibrio idrogeologico caratterizzato da un ambiente umido che determina ampie zone acquitrinose che hanno come effetto la delocalizzazione delle sedi antropiche lungo il fiume. L'occupazione stabile si pone lontano dall'area perfluviale a circa 2 km dal Clanis con estesi villaggi che si sviluppano sulle pomici umificate dell'eruzione come hanno dimostrato le indagini all'interno dell'Insediamento U.S. Navy di Gricignano di Aversa (CE) [Fugazzola et al., 2003] e del Polo Calzaturiero di Carinaro (CE).

Un marker stratigrafico di grande importanza che ha rappresentato una cesura significativa nel popolamento del settore meridionale della piana campana è l'eruzione vesuviana delle Pomici di Avellino (Età del Bronzo Antico: XVIII sec. a.C. [Sulpizio et al., 2007]. La diffusione areale dell'eruzione ha interessato la fascia a nord ed a nord ovest del Vesuvio, con una deposizione in successione di livelli di ceneri che in alcuni tratti in comune di Afragola hanno raggiunto lo spessore di 1,50 m. I devastanti effetti di tale eruzione sono ben esemplificati dalla distruzione di un villaggio rinvenuto nel corso delle indagini preliminari alla costruzione di opere accessorie alla realizzazione della linea ferroviaria ad Alta Velocità nel comune di Afragola (NA).

4. Il Villaggio del Bronzo Antico

L'insediamento, inquadrabile in un momento avanzato del Bronzo Antico, era attivo al momento dell'eruzione che inglobando nei depositi cineritici le strutture ne ha permesso l'eccezionale conservazione [Laforgia et al., 2009]. Le indagini condotte su un'area di circa 4.500 mq. hanno consentito di individuare i confini a nord e sud del villaggio, mentre non se ne conosce l'estensione ad ovest e ad est a causa dei limiti dello scavo. A nord e a sud esso era delimitato da una recinzione al di là della quale era presente un'ampia zona alberata costituita da querce e faggi. Al suo interno il villaggio era articolato in un'area a carattere prevalentemente abitativo costituita da capanne e piccoli edifici ad esse complementari e in una zona

destinata a magazzini posta a sud-est. Gli spazi esterni erano suddivisi da recinzioni che racchiudevano ampi settori intorno a più strutture. L'insediamento si sviluppa non molto tempo prima dell'eruzione e, nella pur breve vita, sembra conoscere successivi ampliamenti: la ceramica rinvenuta rimanda alla facies di Palma Campania [Albore Livadie, 2007].



Figura 2. Villaggio di Afragola del Bronzo Antico, particolare di una capanna.

4.1 Lo Scavo

Sin dalle fasi iniziali è stata condotta un'indagine interdisciplinare che ha osservato e studiato gli aspetti archeologici, geologici e vulcanologici con la presenza costante sullo scavo dei vulcanologi dell'Osservatorio Vesuviano e di altri enti italiani e stranieri, i cui studi sono riportati in Di Vito et al. [2009]. Lo studio congiunto ha permesso di definire: a) I meccanismi di messa in posto e le caratteristiche dei depositi vulcanici; b) la successione degli eventi che hanno interessato il villaggio; c) l'interazione tra le deposizioni delle correnti e le strutture preesistenti; d) le modalità di crollo e seppellimento del villaggio; e) la direzione e temperatura delle correnti piroclastiche; f) l'interazione tra depositi vulcanici e la migrazione di uomini ed animali.

Il villaggio è stato interessato dai depositi di corrente piroclastica (Unità 5 a sua volta articolata in sub unità [Di Vito et al., 2009]) che dominano la parte più alta della sequenza eruttiva e sono stati prodotti nella fase finale, freatomagmatica dell'eruzione.

La sintesi dei dati ricavati dallo scavo dei depositi eruttivi, dall'evidenza indiretta di tipo sedimentologico e dall'indagine archeologica del paleo suolo, ha permesso di differenziare tempi e modalità di cedimento delle strutture strettamente connessi alla tipologia costruttiva. È apparso evidente che le correnti piroclastiche non sono state in grado di abbattere le strutture preesistenti che sono crollate sotto l'effetto del carico della cenere vulcanica. La misurazione della paleo temperatura ha inoltre evidenziato che dopo il deposito della sub unità a2 c'è stato un lungo intervallo che ha permesso ai depositi di raffreddarsi, pur rimanendo plastici, tali da consentire il passaggio di uomini e animali che hanno lasciato evidenti impronte. Condizione analoga si è poi verificata sulla sub unità d e sui successivi livelli alluvionali.

4.2 Le Impronte

Estremamente interessante appare il rinvenimento di migliaia di impronte umane ed animali impresse su diversi depositi dell'eruzione individuate sia all'interno del villaggio che su un raggio di ca. 1 km. Le impronte sono state rinvenute sulla superficie dei livelli basali e sommitali dell'eruzione. Numerose impronte sono state individuate anche sui successivi depositi alluvionali, che interessarono un vasto settore della piana dopo l'eruzione. Le fasi concitate al primo manifestarsi dell'eruzione sono testimoniate dalle impronte umane e animali, disposte in maniera caotica, spesso confuse e sovrapposte, nei pressi delle strutture abitative; esse a volte presentano segni di scivolamento e sembrano girare intorno ai vari ostacoli presenti o saltare recinzioni; lontano dai nuclei abitati le impronte si dispongono per direttrici più coerenti.

Le fasi di allontanamento dalla zona, ormai completamente alterata dall'eruzione e dal successivo dissesto idrogeologico, sono testimoniate dalle tracce ordinate del passaggio di gruppi umani con al seguito animali e carri, le cui impronte sono impresse sui diversi depositi alluvionali che si sovrappongono ai livelli eruttivi in giacitura primaria.

L'analisi delle tracce lasciate dalle impronte umane sui diversi livelli eruttivi e post eruttivi ha permesso di ottenere dati particolarmente interessanti sulle direzioni e sull'andatura di marcia. Per quanto riguarda le direzioni appare estremamente interessante notare che le impronte impresse sul livello basale attestano uno spostamento sia verso nord che verso sud in relazione a fenomeni di allontanamento e forse momentaneo ritorno ai villaggi. Le impronte sul livello sommitale e sui soprastanti depositi alluvionali si dirigono verso N, NE e NO ed indicano chiaramente un processo di allontanamento dalla zona ormai insalubre.



Figura 3. Impronte umane nella parte alta dei depositi dell'eruzione.

Conclusioni

L'eruzione delle *Pomici di Avellino*, a causa della catastrofica dimensione del fenomeno e del conseguente dissesto idrogeologico, sembra aver provocato una sensibile discontinuità nell'occupazione di questo settore della piana. Le caratteristiche dei depositi eruttivi e le condizioni paleoclimatiche, non hanno infatti consentito la formazione di suoli ben drenati.

Bisogna attendere il Bronzo Recente e Finale (XIII-XII sec. a.C.) perché si sviluppi un esteso insediamento nelle aree prossime al villaggio (c.15 ha), caratterizzato dalla presenza di materiale che testimoniano contatti consistenti con il mondo egeo [Laforgia et al., 2007].

Bibliografia

- Albore Livadie, C., (2007). *L'età del Bronzo Antico e Medio nella Campania nord-occidentale*, in Strategie di insediamento fra Lazio e Campania in età preistorica e protostorica, Atti XL Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria, Firenze, pp. 179-203.
- Di Vito, M.A., Zanella, E., Gurioli, L., Lanza, R., Sulpizio, R., Tema, E., Bishop, J., Boenzi, G., Laforgia, E., (2009). *The Afragola settlement at Vesuvius, Italy: destruction and evacuation in a Bronze Age village revealed by archaeology, volcanology and rock-magnetism*, Earth and Planetary Science Letters, 277, 408-421.
- Fugazzola Delfino, M.A., Salerno, A., Tagliacozzo, A., Tinè, V., Vanzetti, A., (2003). *Una comunità della facies di Laterza nella pianura campana: L'area "Forum" di Gricignano -US Navy (CE)*, Atti XXXV Riunione Scientifica IIPP, Firenze, pp. 199-214.
- Laforgia, E., Boenzi, G., Bettenelli, M., Lo Schiavo, F., Vagnetti, L., (2007). *Recenti rinvenimenti dell'età del bronzo ad Afragola (Napoli)*, in Strategie di insediamento fra Lazio e Campania in età preistorica e protostorica, Atti XL Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria, Firenze, 935-939.
- Laforgia, E., Boenzi, G., Amato, L., Bishop, J., Fattore, L., Stanzione, M., Viglio, F., Di Vito, M.A., (2009). *The Vesuvian "Pomici di Avellino" eruption and Early Bronze Age settlement in the middle Clanis valley*, in *Mediterrané*, 112, 101-107.
- Marzocchella, A., (1998). *Tutela archeologica e preistoria nella piana campana*, in Guzzo P.G., Peroni R. (ed.), *Archeologia e vulcanologia in Campania*, Atti del Convegno, Napoli, 97-133.
- Nava, M.L., Giampaola, D., Laforgia, E., Boenzi, G., (2007). *Fra il Clanis e il Sebeto: nuovi dati sull'occupazione della piana campana tra il neolitico e l'età del bronzo*, in Strategie di insediamento fra Lazio e Campania in età preistorica e protostorica, Atti XL Riunione Scientifica dell'Istituto Italiano di Preistoria e Protostoria, Firenze , 101-126.
- Sulpizio, R., Bonasia, R., Dellino, P., Di Vito, M.A., La Volpe, L., Mele, D., Zanchetta, G., Sadori, L., (2007). *Discriminating the long-distance dispersal of ash from sustained columns or near ground ash clouds: the example of the Pomici di Avellino eruption (Somma-Vesuvius, Italy)*, Journal of Volcanological and Geothermal Research, 177, 263-276.

Interazione tra attività vulcanica e vita dell'uomo: evidenze archeologiche nell'isola d'Ischia

Costanza Gialanella

Soprintendenza Speciale per i Beni Archeologici di Napoli e Pompei, Napoli, Italia

Sino a pochi anni fa si riteneva che i Greci che, provenienti dall'isola di Eubea, si erano spinti sino all'odierna isola di Ischia, nel golfo di Napoli, per fondarvi *Pithekoussai* nel secondo quarto dell'VIII sec. a.C. avessero scelto, con grande intuito, la zona più sicura dell'isola a quei tempi, nel territorio dell'attuale Comune di Lacco Ameno. Il precedente abitato indigeno ubicato sulla collina del Castiglione (Fig. 1) presso Casamicciola, vissuto dal XIV sino alla prima metà dell'VIII sec. a.C., era stato infatti abbandonato a causa dell'eruzione delle Piroclastiti di Punta La Scrofa [de Vita et al., 2010; 2011], mentre la zona scelta per la fondazione di *Pithekoussai*, dopo la messa in posto della formazione lavica di Marecocco-Zaro, non è più stata interessata da eventi vulcanici.



Figura 1. La collina del Castiglione (Casmicciola) vista da Est.

Fanno tuttavia eccezione tre eventi che hanno comportato una pioggia di sabbia pumicea, riscontrati durante gli scavi della necropoli di *Pithekoussai*, sita nella baia di S. Montano a Lacco Ameno. Il primo è stato datato, grazie ai corredi delle sepolture che si trovavano al disopra ed al disotto di questo strato, al 600 a.C. ca., ed è stato messo dal Buchner [1986] in relazione con l'eruzione del Rotaro I, un complesso vulcanico formatosi molto recentemente; gli altri due, invece, hanno interessato i successivi livelli romani della necropoli, e potrebbero forse essere messi in relazione con il Rotaro II e III [Buchner e Ridgway, 1993].

Tornando alla formazione di lava trachitica di Marecocco-Zaro, collocata tra Lacco Ameno e Forio, va ricordato come essa sia stata attribuita ad età storica [Mercalli, 1884] e messa in relazione con un passo dello storico siciliano Timeo (356-260 a.C. ca), riportato da Strabone, il quale raccontava di una spaventosa eruzione vulcanica avvenuta poco prima dei suoi tempi. Dopo il Mercalli anche il Rittmann [Rittmann, 1930] e Paolo e Giorgio Buchner [Buchner e Buchner, 1940] avevano sposato questa tesi che si basava, fondamentalmente, sull'aspetto ancora fresco della formazione lavica, oltre che sulla descrizione che Timeo aveva dato della catastrofe.

Le recenti determinazioni K-Ar che assegnano alla formazione di Marecocco-Zaro un'età di 6000+/-3000 [Vezzoli, 1988] anni prima di oggi, hanno consentito di smentire questa suggestione, lasciando tuttavia aperta la possibilità che questa eruzione sia avvenuta quando gli uomini già si erano insediati nell'isola d'Ischia.

Tutte le informazioni che possediamo su *Pithekoussai* si basano, in gran parte, sugli scavi condotti da G. Buchner nella necropoli nella valle di S. Montano a Lacco Ameno a partire dal 1950 (Fig. 2) [Buchner e Ridgway, 1993].



Figura 2. La baia di San Montano (Lacco Ameno), sede della necropoli, negli anni '50.

Il recupero dei materiali dello Scarico Gosetti sull'acropoli di Monte di Vico nel 1964 [Buchner, 1969] e le indagini archeologiche del "quartiere metallurgico" in località Mazzola, iniziate nel 1969 [Klein, 1972] hanno poi dimostrato come, intorno al 750 ca a.C., l'insediamento avesse già raggiunto una espansione topografica tale, dal margine nord del promontorio di Monte di Vico - sede dell'acropoli - fino ai nuclei abitati situati in località Mazzola - sita di fronte all'acropoli e ad altri piccoli nuclei, da poter affermare che il primo insediamento greco stabile in Italia risale al secondo quarto dell'VIII sec. a.C. (Fig. 3).

Peraltro erano state illustrate da tempo [Dunbabin, 1948] le ragioni commerciali, legate alla necessità di approvvigionamento del minerale proveniente dai giacimenti metalliferi della Toscana e dell'Elba che determinarono la scelta, da parte degli Eubei, di un sito tanto lontano e dotato di una superficie limitata di suolo coltivabile come Ischia. Ma va considerato anche il peso, determinante in questa scelta per i Greci - forti di una avanzata conoscenza della tecnica siderurgica appresa in Oriente, dove Al Mina appare uno stretto parallelo di *Pithekoussai*, e di una grande capacità di stabilire relazioni anche con terre lontane, come documentato dai rinvenimenti di ceramica euboica a Cipro, in Oriente ma anche in Occidente, oltre che sulla costa tirrenica anche in Sicilia e in Sardegna - di costituire a *Pithekoussai* un centro di fabbricazione e di smercio di prodotti metallurgici finiti, favorevole rispetto al mercato delle popolazioni emergenti dell'Italia centrale, non ancora inserite in un sistema di scambi e di commerci codificati, sulle quali non può negarsi la straordinaria ricaduta determinata dalla fondazione di *Pithekoussai*.

Tuttavia il dibattito sulla funzione di *Pithekoussai* quale *emporion* o *apoikia* non sembra ancora concluso anche perché nuovi dati, come la pubblicazione delle prime 700 tombe della necropoli, e la scoperta di nuove tracce di abitati, hanno riaperto i termini della questione, che sembrava irrigidita sull'immagine di uno stanziamento di tipo emporico - secondo il modello del polanyano *port of trade* - o di un *comptoir* inteso come una sorta di compendio di quella fase di contatti commerciali ed esplorativi che si svolse in un momento precedente la vera e propria colonizzazione, tra la fine del IX e la metà dell'VIII sec. a.C..

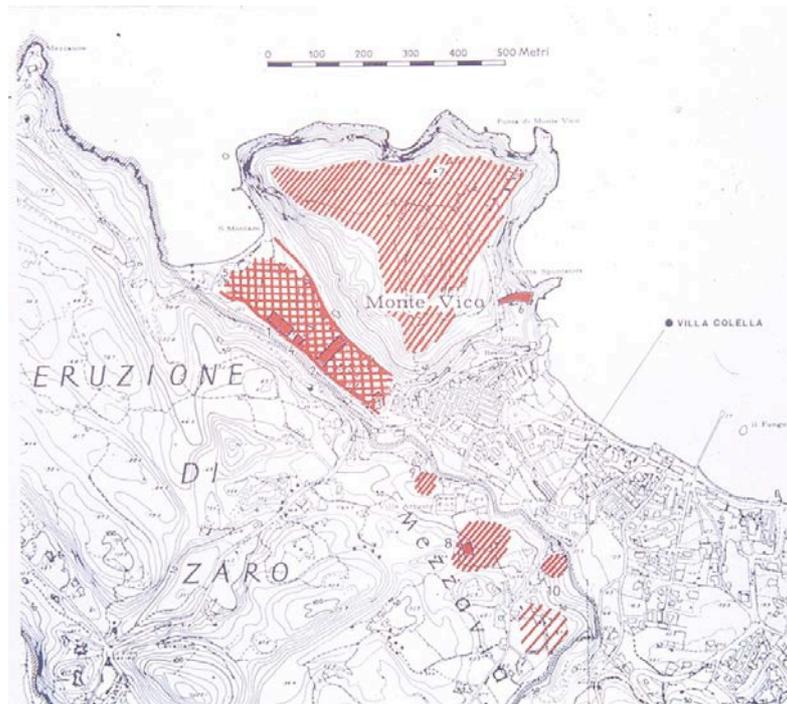


Figura 3. Planimetria generale dell'insediamento di Pithekoussai (Lacco Ameno).

Ma più ancora che dal mondo dei morti è finalmente dal mondo dei vivi che i nuovi scavi apportano elementi utili a chiarire le complesse dinamiche dell'insediamento pithecusano, oltre che ad arricchire il tema, che si dava come è stato già riferito già per risolto, delle ripercussioni che i fenomeni vulcano-tettonici hanno avuto sulla vita umana nell'isola.

Il primo elemento di novità è stato fornito dallo scavo eseguito in località Punta Chiarito (Fig. 4), frazione di Panza, nella regione di Forio - all'estremità opposta dell'isola rispetto a Lacco Ameno -, dove si è individuato un abitato che va ad aggiungersi ad altri analoghi insediamenti documentati, ancorché da rinvenimenti sporadici, a S. Angelo-Cavagrado e sulla collina di S. Alessandro, che domina ad Occidente il Porto di Ischia, a dimostrazione di come tutta la fascia pedemontana a ridosso della costa fosse abitata e sfruttata da insediamenti agricoli costituenti la *chora* di *Pithekoussai* [De Caro, 1994]. Questa forma di popolamento corrisponde bene alla definizione "kata komas", cioè dispersa per villaggi che, comunque, erano sempre pertinenti ad un'unica realtà istituzionale, com'è documentato anche ad Eretria.

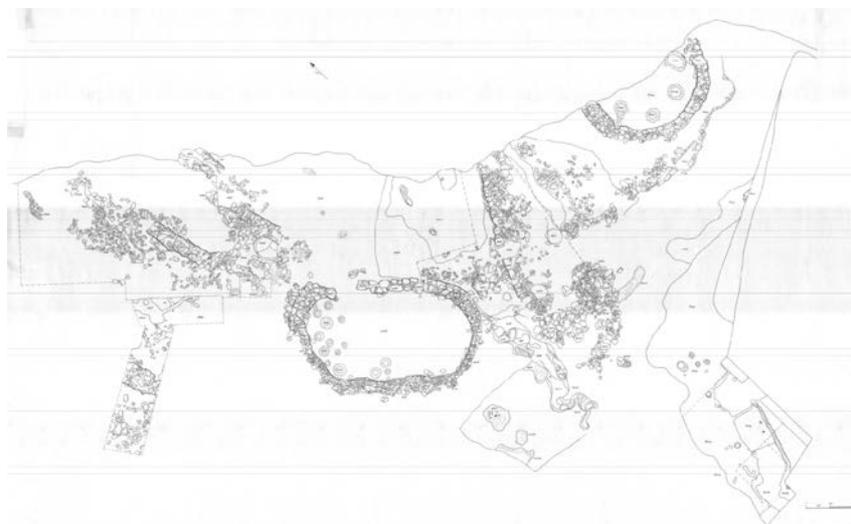


Figura 4. Planimetria generale del villaggio di Punta Chiarito (località Panza, Forio).

Le indagini archeologiche [Gialanella, 1994; De Caro e Gialanella, 1998] hanno rivelato la struttura di questo piccolo insediamento, situato alla base di un promontorio dominante due baie riparate, come spesso si riscontra negli insediamenti greci arcaici. Il villaggio era composto da una serie di piccole capanne a pianta ovale, costruite a secco, con pietre irregolari di tufo di dimensioni non uniformi; i muri sono conservati in elevato per un'altezza, compresa la fondazione, di poco inferiore al metro e poggiano sul piano di campagna antico, costituito da un paleosuolo di colore bruno (e piace qui ricordare come G. Buchner ed il padre Paul siano stati i primi in Italia, negli anni '40 del secolo scorso, ad eseguire le prime ricerche sistematiche dedicate allo studio dei paleosuoli quali livelli-guida nella serie delle stratigrafie vulcaniche [Buchner e Buchner, 1940]). I tetti dovevano essere a copertura vegetale. La prima fase di vita dell'insediamento, la cui durata si è potuta collocare, grazie ai materiali rinvenuti con gli scavi, in un arco temporale compreso tra il 750/730 a.C. - e dunque in un periodo coincidente con la fondazione di *Pithekoussai* - e, al più tardi, gli inizi del VII secolo, è stata distrutta da un'evento catastrofico, di cui dà testimonianza un paleosuolo formato da uno strato di cenere e lapilli, dello spessore da ca m 1, certamente costituente il prodotto, in giacitura primaria, di un'eruzione vulcanica.

Questa eruzione era del tutto ignota, ad Ischia, e tale sarebbe rimasta se gli scavi non l'avessero portata alla luce. Grazie al proficuo quanto costante rapporto di collaborazione con i vulcanologi dell'INGV - indispensabile per gli archeologi che operano in zone vulcaniche - ed in particolare con S. de Vita e M. Di Vito, organizzatori di questa Scuola, si è potuto identificare il centro eruttivo, ubicato nella c. d. depressione di Panza, un cratere oggi sepolto da materiali detritici successivi [de Vita et al., 2010; 2011].

L'impatto sul villaggio deve essere stato devastante, anche se di una delle capanne (edificio I), costruita in parte contro terra, è rimasta integra, ancorché seppellita dalle ceneri e dalle pomici dell'eruzione - che un saggio ha rivelato appoggiate contro la parete esterna della casa -, la struttura perimetrale con muri a secco, tanto che essa è stata poi riutilizzata quando, intorno alla fine del VII sec. a.C., il villaggio è stato ricostruito, con case ancora a pianta ovale. Questa tipologia era stata di gran moda, durante l'VIII sec. a.C., in Eubea e nella stessa *Pithekoussai* - come testimoniano le strutture del ricordato "quartiere metallurgico" in loc. Mazzola a Lacco Ameno -, ma era certo obsoleta nel VI secolo, denunciando la sua riproposizione un fenomeno di attardamento culturale.

Alcune differenze nelle tecniche costruttive tra le case delle due fasi sono tuttavia rilevabili. L'edificio III (Fig. 5), infatti, costruito interamente nella seconda fase di vita dell'insediamento, presenta il muro perimetrale, conservato per un'altezza media di 50 cm, costituito da pietre di trachite di piccole e medie dimensioni, piuttosto ben sbozzate, sistemate in modo da comprendere nella facciavista esterna la loro superficie più ampia, con piani di posa piuttosto regolari. La facciavista interna doveva essere rivestita da intonaco, e non presenta piani di posa regolari; le pietre, sebbene ben sbozzate, si dispongono tra loro con giunti piuttosto irregolari, spesso riempiti di terra e scapoli di pietre, non privilegiando alcun ordine nella scelta delle pietre, che vengono utilizzate indipendentemente dalle loro dimensioni.



Figura 5. L'edificio III di Punta Chiarito in corso di scavo.

Anche la fine di questa seconda fase di vita del villaggio è stata determinata da un evento traumatico naturale. Il paleosuolo più recente appare infatti sigillato da una spessa colata fangosa, “mud-flow”, in termini geologici, di uno spessore superiore ai 3 m, composto da minuti detriti del tufo verde dell’Epomeo [de Vita et al., 2006; Della Seta et al., 2012]. La maggior parte del versante meridionale dell’isola è ricoperto da simili formazioni detritiche, esposte nella sezione di alcune cave fino ad uno spessore di oltre 200 m, e che devono essersi messe in movimento a varie riprese nel tempo, in concomitanza di eccezionali nubifragi e, probabilmente, a volte, anche di terremoti. Quello osservato a P.ta Chiarito rappresenta l’ultimo episodio del genere in questo sito, ed ha avuto un esito fatale per l’insediamento antico, rimasto completamente sepolto sotto questa poderosa coltre di fango che, tuttavia, ha sigillato, sul piano di campagna dell’edificio I (Fig. 6), il suo intero *instrumentum domesticum*: ma questa è un’altra storia [Gialanella, 2005].



Figura 6. L’edificio I di Punta Chiarito in corso di scavo.

Un ultimo, almeno per ora, elemento di novità è poi appresentato dallo scavo effettuato sulla collina di San Pietro ad Ischia Porto, in occasione della realizzazione di un depuratore a servizio dei Comuni di Ischia e di Barano.

Sulla collina, già negli anni ‘40 del secolo scorso, Buchner aveva osservato, in corrispondenza della sezione naturale esposta lungo il costone nord/est visibile dalla spiaggia, un deposito culturale soprastante le lave di San Ciro [de Vita et al., 2010], e ricoperto dalla sequenza piroclastica dell’eruzione del Porto [de Vita et al., 2013].

Stando all’analisi di tali dati l’insediamento - il cui scavo è ancora in corso - sarebbe sorto al di sopra della collina costituita da colate laviche di origine locale, dette di San Ciro, e sarebbe stato poi obliterato definitivamente nel corso del V sec. a.C. dall’eruzione che avrebbe determinato la formazione del craterelago del Porto. Plinio (*N.H.* II, 203), infatti, parla di un abitato sprofondata (*oppidum haustum profundo*) a causa di una catastrofe, l’eruzione, appunto, in seguito alla quale emerse un lago (*stagnum emersisse*). Secondo Buchner, si tratterebbe del lago che, in epoca borbonica, è stato poi trasformato nell’attuale porto.

Sulla base dei materiali rinvenuti durante le preliminari indagini geo-archeologiche ed i primi scavi, tuttavia, il materiale ceramico attesta una più antica frequentazione del sito di S. Pietro, inquadrabile alla fine dell’VIII sec. a.C.: seppure in pochi esemplari, infatti, al di sopra di un paleosuolo a prevalente matrice sabbiosa, sono stati raccolti frammenti di ceramica tardo-geometrica corinzia e di anforette a spirali, analoghe a quelle già note dalla tomba 944 della necropoli di S. Montano [Buchner e Ridgway, 1983].

Di gran lunga più cospicua è invece la quantità di materiale recuperato dal paleosuolo datato tra la fine del VI e la prima metà del V secolo a.C.: tegole ed embrici decorati in bianco ed in bruno, contenitori da derrate (*pithoi*), contenitori da trasporto (anfore da trasporto corinzie e anfore di tipo locale), ceramica comune acroma (olle e *alabastra*), ceramica corinzia e ceramica di tradizione ionica, ceramica a bande

(*oinochoai*), ceramica da mensa (*lekanai*) e da cucina (*chytrai*).

Nella ricostruzione della sequenza stratigrafica esiste una cesura netta tra la seconda metà del V sec. a.C. - periodo che, a questo punto, costituisce il *terminus post quem* per l'eruzione di Porto - ed il I sec. a.C., cui risalgono i materiali recuperati nei carotaggi.

La sequenza stratigrafica ad oggi ricostruita è il frutto di una lettura sinergica di dati ottenuti tramite carotaggi e scavo archeologico: grazie ad un accurato *screening* stratigrafico, infatti, è stato possibile mettere in evidenza porzioni - purtroppo ridotte- dell'abitato antico attestatosi sulla collina di S. Pietro tra la fine dell'VIII e gli inizi del V sec. a.C..

I prodotti dell'eruzione del Porto sono costituiti da una sequenza di livelli piroclastici a diversa granulometria, composti da cenere da fine a grossa di colore grigio-scuro con abbondanti frammenti grossolani (lapilli e bombe scoriacee nerastre e blocchi lavici). La sequenza, sempre caratterizzata da una pendenza piuttosto accentuata da nord verso sud, presenta un andamento in generale concordante con quello delle superfici degli strati immediatamente sottostanti. L'eruzione copre quasi sempre uno strato di cinerite rimaneggiata e variabilmente umificata di colore grigio verdastro; l'unità è caratterizzata da frequenti pomici e da frammenti di lava pluricentimetrici di colore grigio scuro nella parte a contatto con lo strato eruttivo soprastante.

Al di sotto del livello cineritico si individua il paleosuolo frequentato durante il VI e V sec. a.C., costituito da cinerite di colore grigio brunastro, talora tendente a verdastro, in cui si intercalano livelli cineritici di colore bruno ed includente, talvolta, anche pomici. L'interfaccia non è sempre umificata uniformemente, ed in talune zone la presenza dell'*humus* è decisamente debole, motivo per il quale non è stato sempre agevole individuare una chiara interfaccia di esposizione.

I carotaggi effettuati nella zona centro-settentrionale del cantiere hanno restituito il maggior numero di reperti: qui, in particolare, al di sopra della superficie del paleosuolo, oltre ad uno strato circoscritto di terreno costituito da carboncino e reperti malacologici, interpretabile come uno scarico, sono state recuperate grandi quantità di laterizi e di lastre architettoniche di rivestimento decorate in bianco ed in bruno, *pithoi*, anfore di tipo locale, olle, ceramica attica – soprattutto coppe del tipo B2, che costituiscono i fossili-guida anche negli scavi che, a Cuma, va conducendo l'Istituto Universitario Orientale -, *oinochoai*, *lekanai*, e *chytrai*. La stessa tipologia di reperti è stata rinvenuta in abbondanza sul paleosuolo nel corso dello scavo del Saggio I, posto nella zona orientale del cantiere, dove la si è interpretata come un accumulo di materiale edilizio in giacitura secondaria, pertinente principalmente al crollo della copertura e di parte dell'elevato di un edificio dotato di un possente tetto in tegole che, presumibilmente, doveva trovarsi su un livello più alto - probabilmente una terrazza superiore - posto a nord, dal quale è scivolato più a valle a seguito dell'abbandono del sito verificatosi nei momenti precedenti la fase esplosiva dell'eruzione del Porto.



Figura 7. L'accumulo di materiale edilizio, c.d. "dorsale" nella vasca 2 (promontorio di S. Pietro, Ischia).

Il paleosuolo nel resto del Saggio I, oltre a restituire frammenti sporadici di ceramica acroma ed alcuni

frammenti di bucchero, sparsi sulla superficie, presenta tagli di piccole fosse circolari ed il taglio di una fossa più grande, attribuibili rispettivamente ad arbusti e ad un albero, probabilmente un olivo.

Un altro consistente accumulo di materiale edilizio, costituito anche in questo caso prevalentemente da tegole e blocchi di trachite di medie e grandi dimensioni, è stato individuato all'interno della vasca 2, posta a nord del Saggio I, dove si è individuato un accumulo di terreno formante una sorta di dorsale piuttosto allungata, contenente materiali ceramici lungo tutta la sua superficie (Fig. 7). Nella zona orientale sono presenti anche grandi quantità di tegole che, in alcuni punti, sembrano costituire esse stesse parte dell'accumulo: i materiali, infatti, si adagiano prevalentemente lungo i lati di questa dorsale ed in particolar modo le tegole poste lungo la faccia N del tratto orientale sembrano impilate una sull'altra, quasi appoggiate al fianco di questa cresta di terreno. Tutti i materiali sembrano essere fluitati verso il paleosuolo posto più in basso, trasportati insieme al terreno della dorsale, che abbiamo tentativamente identificato, vista anche la presenza a S di essa di un taglio che interessa la zona fino ai sottostanti livelli riferibili all'VIII sec. a.C., come il limite di un terrazzamento, una sorta di cordolo di sicurezza prima di arrivare sullo strapiombo dato dal margine S/O della costa. L'approfondimento dello scavo al disotto della dorsale ha messo inoltre in evidenza uno strato sabbioso dallo spessore costante (ca. 0,30 m), che geologicamente può essere identificato come sabbia marina, confermando in questo punto la presenza della linea di costa (Fig. 8).

Questi strati naturali, databili per posizione stratigrafica in un momento non meglio definibile posto tra VII e VI sec. a.C. coprono a loro volta, obliterandolo, uno strato limoso compatto la cui frequentazione è testimoniata da due attività: una è un taglio orientato N/S, ben definito, la cui posizione richiama in qualche modo il margine costiero individuato nei livelli superiori della stessa area di scavo; l'altra è costituita da una serie di tagli di piccola e media grandezza, profondi tra 15 e 30 cm, a pianta circolare ed ellittica. È probabilmente possibile interpretare questi tagli come riferibili ad una banchina/approdo ed agli impianti ad essa annessi, come recinzioni/bitte o strutture similari, collegate alle attività di ormeggio che, durante il VII secolo, dovevano verosimilmente interessare la parte più interna dell'insenatura.



Figura 8. Profilo della costa antica (sezione), vasca 2 (Promontorio di S. Pietro, Ischia).

Questa potrebbe trovarsi a sud del profondo taglio sopra ricordato, dove la stratigrafia cambia notevolmente: è presente, infatti, tutta la sequenza dell'eruzione del Porto. La significativa assenza dei paleosuoli antichi corrobora la presenza, in questo punto, di un'insenatura riempita poi nel corso del V sec. a.C. dai prodotti dell'eruzione del Porto, che hanno modificato in maniera massiccia ed invasiva la morfologia della zona.

Come già noto per gli altri siti ischitani di Mazzola e Punta Chiarito, anche l'insediamento di S. Pietro

doveva essere organizzato su terrazzamenti, almeno tre, che digradavano da N verso S: quello più alto (purtroppo non ancora indagato) ospitava probabilmente l'edificio sacro cui sono pertinenti i molti materiali rinvenuti nei terrazzamenti inferiori in giacitura secondaria. Le terrecotte architettoniche, seppur poche, e l'impressionante quantità di laterizi venuti alla luce, unitamente al discreto numero di ceramica attica, inducono ad identificare l'edificio (o gli edifici) come una struttura destinata al culto, attorno alla quale si è organizzato l'insediamento.

Se le suggestioni proposte nel corso di quest'analisi sono corrette, inoltre, è possibile anche, come sopra riferito, ipotizzare la presenza di un'insenatura piuttosto profonda, individuata lungo il lato S/E del promontorio antico, che conferma la presenza di un insediamento documentato, per altro, già per la fase precedente di VIII secolo, come per i promontori di Monte di Vico e Punta Chiarito e per buona parte degli insediamenti costieri greci euboici nel golfo di Napoli [de Vita et al., 2013].

Bibliografia

- Buchner, P., Buchner, G., (1940). *Die Datierung der vorgeschichtlichen und geschichtlichen Ausbrüche auf der Insel Ischia*. In *Die Naturwissenschaften*, Berlin, 28, 553-564.
- Buchner, G. (1969). *Mostra degli scavi di Pithecosa*. *Dialoghi di Archeologia*, 3, 85-101.
- Buchner, G. (1986). *Tremblements de terre, éruptions volcaniques et vie des hommes dans la Campanie antique*. Publications du Centre Jean Bérard, Naples, pp. 156.
- Buchner, G., Ridgway, D., (1983). *Pithekoussai 944*. In *Annali del Seminario di Studi del Mondo Classico*. Istituto Universitario Orientale, Napoli, pp. 1-10.
- Buchner, G., Ridgway, D., (1993). *Pithekoussai I*, Monumenti Antichi dei Lincei, Serie Monografica, Roma, IV, 29-30.
- De Caro, S., (1994). *Appunti per la topografia della chora di Pithekoussai nella prima età coloniale*. In *Apoikia*. Scritti in onore di G. Buchner. *Annali dell'Istituto di Archeologia e Storia Antica*, Nuova Serie n. 1. Istituto Universitario Orientale. Napoli, 37-45.
- Dunbabin, T.J., (1948). *The Western Greeks*, Oxford.
- De Caro, S., Gialanella, C., (1998). *Novità pitecusane. L'insediamento di Punta Chiarito a Forio d'Ischia*. In *Euboica. L'Eubea e la presenza euboica in Calcidica e in Occidente*. Atti del Convegno Internazionale di Napoli 13-16 novembre 1996. Napoli, 337-353.
- Della Seta M., Marotta E., Orsi G., de Vita S., Sansivero F., Fredi P., (2012). *Slope instability induced by volcano-tectonics as an additional source of hazard in active volcanic areas: the case of Ischia island (Italy)*. *Bulletin of Volcanology*, 74 (1), 79-106, DOI 10.1007/s00445-011-0501-0.
- de Vita S., Di Vito M., Gialanella C., Sansivero F., (2013). *The impact of the Ischia Porto Tephra eruption (Italy) on the Greek colony of Pithekoussai*. *Quaternary International*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.01.002>.
- de Vita S., Di Vito M.A., Marotta E., Sansivero F., (2011). *Giorgio Buchner precursore del rapporto tra archeologia e vulcanologia: il ruolo delle determinazioni crono-archeologiche nella ricostruzione della storia vulcanica e deformativa recente dell'isola d'Ischia*. In: C. Gialanella e P.G. Guzzo (a cura di) "Dopo Giorgio Buchner: studi e ricerche su Pithekoussai", 75-95. Lacco Ameno, 20 giugno 2009. Naus Editore.
- de Vita, S., Sansivero, F., Orsi, G., Marotta, E., (2006). *Cyclical slope instability and volcanism related to volcano-tectonism in resurgent calderas: the Ischia island (Italy) case study*. *Engineering Geology*, 86, 148-165.
- de Vita, S., Sansivero F., Orsi G., Marotta E., Piochi M., (2010). *Volcanological and structural evolution of the Ischia resurgent caldera (Italy) over the past 10 ka*. In: Groppelli G. and Viereck L. (Eds.) "Stratigraphy and geology in volcanic areas", Geological Society of America Book series, Special paper n. 464, 193-239.
- Gialanella, C., (1994). *Pithecosa: gli insediamenti di Punta Chiarito*. In *Apoikia*. Scritti in onore di G. Buchner. *Annali dell'Istituto di Archeologia e Storia Antica*. Nuova Serie n. 1. Istituto Universitario Orientale. Napoli, 169-204.
- Gialanella, C., (2005). *Gli inizi della colonizzazione: il caso di Ischia*. *La Magna Grecia: Archeologia di un sapere*. Catalogo della Mostra di Catanzaro, agosto-ottobre 2005. Milano, 362-365.
- Klein, J. J., (1972). *A Greek metalworking quarter: eight century excavations on Ischia*. *Expedition*, 14, (winter), 34-39.

- Mercalli, G. (1884). *L'isola d'Ischia e il terremoto del 28 luglio 1883*. In Memorie Real Istituto Lombardo. Classe di scienze matematiche e naturalistiche. 15. Milano, pp. 99-154.
- Rittmann, A., (1930). *Geologie der Insel Ischia, Z. f. Vulkanol., Ergänzungsband*, 6, Berlino.
- Vezzoli, L., (1988). *Island of Ischia*. CNR Quaderni de "La ricerca scientifica", 114 (10), 122 pp.

Il contributo della Paleontologia della definizione del contesto archeologico. Metodi e case studies regionali

Valentino Di Donato, Serena Forlano, Viviana Liuzza, Elda Russo Ermolli

*Università degli Studi di Napoli "Federico II",
Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse, Napoli, Italia*

Introduzione

In ambito geoarcheologico, la Paleontologia è una disciplina di rilievo, che offre strumenti fondamentali per la definizione del contesto archeologico in diversi ambiti deposizionali. Il contributo del paleontologo negli studi archeologici può essere molteplice, e in genere richiede l'intervento di diverse specializzazioni, quali la paleontologia dei vertebrati, la paleobotanica, la micropaleontologia, solo per citarne alcune. Nella ricostruzione degli ambienti e dei paesaggi in ambito archeologico, è importante operare una distinzione tra indagini realizzate *in situ* e di quelli *extra situ*. Ogni studio dovrebbe ovviamente prevedere indagini estese ad entrambi gli ambiti. Tuttavia, come si vedrà, è importante tenere presente quali sono i limiti insiti in analisi realizzate in contesti fortemente antropizzati. Ogni ricostruzione paleoambientale, sia essa qualitativa o quantitativa, deve essere calibrata definendo le relazioni dei *proxies* paleontologici con gli ambienti e i parametri ambientali o climatici. Concettualmente, ogni ricostruzione deriva da una applicazione più o meno estesa del principio dell'uniformismo formulato tra la fine del 18° secolo e l'inizio del 19° da Hutton e Lyell, per cui è bene considerare se e in che misura l'impatto delle attività umana possa avere distorto le relazioni che intercorrono tra biotopo e biocenosi. Inoltre, in contesti già fortemente antropizzati durante la frequentazione e l'utilizzo dei siti, il segnale incluso nei *proxies* è più paleoantropico che paleoambientale. Ciò crea una sorta di cortocircuito, in cui diviene molto complesso stabilire se le modificazioni ambientali individuate siano reali, e come tali abbiano influenzato lo sviluppo del sito o magari indotto discontinuità, o se siano al contrario apparenti ed esse stesse determinate dalle attività umane.

Negli ultimi anni, nell'ambito dei progetti e delle collaborazioni avviate dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Napoli, sono stati realizzati (o sono tuttora in corso) studi geoarcheologici o di Geologia del Quaernario che hanno incluso un contributo paleontologico. Questi studi sono stati realizzati in diversi contesti geomorfologici, deposizionali e archeologici. In questa sede l'attenzione sarà incentrata sul contributo degli studi micropaleontologici e di quelli relativi alla paleontologia degli invertebrati nella ricostruzione paleoambientale degli ambienti relativi a contesti archeologici. La prima sezione di questo testo è focalizzata sulle metodologie di analisi dei dati che possono essere utilizzate per ottenere ricostruzioni, nei migliori dei casi, anche quantitative. Nella seconda saranno illustrate applicazioni e casi di studio regionali.

1. Analisi composizionale dei dati per le ricostruzioni paleoecologiche

In ambito paleontologico i dati, quale che sia il gruppo tassonomico analizzato, sono quasi sempre costituiti da dati composizionali, ossia da dati chiusi su un totale prefissato (ad esempio 1 o 100). La comparazione di associazioni fossili diverse, se indirizzata alla definizione delle relazioni intercorrenti tra i diversi taxa e tra questi e i parametri paleoecologici che si vogliono ricostruire è infatti possibile solo se i dati vengono analizzati in forma di abbondanza relativa. L'abbondanza assoluta, ossia il numero di individui su un volume o peso di sedimento di riferimento, è certamente un parametro importante, in quanto può essere associato, nei casi (non troppo frequenti in realtà) in cui si abbia uno stretto controllo sul tasso di sedimentazione e sul "tempo" che un certo campione rappresenta, alla paleoproduttività del gruppo tassonomico analizzato. Tuttavia si può facilmente mostrare come i dati relativi alle abbondanze assolute, proprio perchè dipendenti dal totale degli esemplari, non consentono di definire correttamente i rapporti di covarianza delle variabili. L'approccio analitico ai dati composizionali è stato ampiamente sviluppato, negli ultimi decenni, a partire dalla monografia fondamentale, ed oggi sono disponibili molte tecniche di analisi,

sia per la definizione delle relazioni tra le variabili (tradizionalmente definite come tecniche R-mode) che quelle volte alla caratterizzazione e classificazione dei campioni (tradizionalmente definite come Q-mode).

L'analisi dei dati composizionali è basata fundamentalmente sui logaritmi dei rapporti tra variabili (*logratios*). In ambito paleoecologico una tecnica di larga applicazione è rappresentata dai *relative variation biplots*, che consentono di rappresentare sia i taxa che i campioni in uno spazio a dimensionalità ridotta. Nell'analisi di successioni stratigrafiche, anche in ambito geoarcheologico l'adozione di tecniche di zonazione rielaborate per l'utilizzo in ambito composizionale [Grimm, 1987; Di Donato et al., 2008], rappresenta uno strumento di analisi fondamentale, consentendo di suddividere la stessa in intervalli omogenei ed allo stesso tempo di caratterizzarli composizionalmente. L'analisi può essere realizzata anche su più profili stratigrafici, consentendo di individuare intervalli simili da un punto di vista composizionale, con una procedura utilizzabile ai fini delle correlazioni tra facies.

2. La ricostruzione delle condizioni paleoclimatiche

La ricostruzione del contesto paleoclimatico in cui si colloca la frequentazione di un sito, o anche lo sviluppo o il declino di una civiltà, è tra le finalità principali delle investigazioni geoarcheologiche. Basti pensare al dibattito, tuttora acceso, sul se e in che modo dei cambiamenti climatici (in particolare l'instaurarsi di condizioni aride) possano avere contribuito al declino delle civiltà del Bronzo nel Mediterraneo.

Stime quantitative delle variazioni paleoclimatiche possono essere ottenute da diversi *proxies* paleontologici, sia per i parametri atmosferici che per quelli marini. Le tecniche più comunemente utilizzate sono rappresentate da *transfer functions* e analoghi moderni. Queste tecniche, elaborate calibrando il segnale paleoclimatico ricavabile dai *proxies* paleontologici rispetto alle relazioni che esistono per le condizioni attuali tra biocenosi e parametri ambientali, possono essere anche sviluppate nell'ambito della teoria dei dati composizionali [Di Donato e Martín-Fernández, 2008]. L'applicazione ai foraminiferi planctonici è stata utilizzata per ricostruire le paleotemperature delle acque superficiali nel Tirreno meridionale durante l'Olocene. L'analisi ha messo in evidenza, per il Mediterraneo, l'elevata incertezza associata alle stime ottenute per gli intervalli temporali caratterizzati da assetto delle masse d'acqua diverso rispetto a quello l'attuale. Per gli ultimi 5000 anni, le ricostruzioni indicano, nel Golfo di Gaeta e nel Golfo di Salerno [Di Donato et al., 2009], temperature lievemente superiori all'attuale (con anomalia nell'ordine di 1°C) tra circa 4.4 e 3 ka BP. La differenza è leggermente più marcata per le temperature invernali.

Per quanto riguarda la ricostruzione quantitativa dei parametri paleoatmosferici (ad es. temperatura, piovosità) l'applicazione in ambito palinologico ha messo in evidenza diverse problematiche, in buona parte ancora irrisolte. La prima è relativa al fatto che i *databases* moderni su cui sono calibrate le ricostruzioni non coprono adeguatamente la varietà degli ambienti e dei contesti vegetazionali che caratterizzano l'area Mediterraneo e l'Italia in particolare. Inoltre, come già accennato, le modificazioni operate dall'uomo sull'assetto vegetazionale sono tali da disarticolare la distribuzione delle vegetazione rispetto alle condizioni climatiche. Ancor più, le associazioni vegetali attuali sono intrinsecamente differenti da quelle che possono essersi sviluppate in passato in condizioni naturali. Ne deriva che in molti casi le associazioni fossili non hanno un valido analogo moderno su cui calibrare la stima paleoclimatica.

3. Lo studio delle piane costiere: l'esempio della Piana del Sele

La ricostruzione dell'architettura deposizionale e dell'evoluzione degli ambienti costieri e di piana alluvionale richiede un approccio intrinsecamente multidisciplinare, che include, oltre che investigazioni paleontologiche, metodi di prospezione, analisi geomorfologiche di estremo dettaglio e analisi di facies. Lo studio paleontologico può includere ostracodi, foraminiferi e malacofaune, e deve essere strettamente integrato con l'analisi sedimentologica dei depositi. Gli studi condotti in ambito regionale in Piana campana, e in Piana del Fiume Sele [Barra et al., 1999; Amato et al., 2012], hanno dimostrato la validità di questo approccio, in particolare per quanto riguarda la ricostruzione paleoambientale della varietà di ambienti che possono definirsi in ambito costiero e transizionale (ad es. spiagge, lagune) o acquadulcicolo (ambienti fluviali e lacustri). Il passaggio da condizioni francamente marine a transizionali è marcato da un decremento della diversità delle microassociazioni, in particolare dei foraminiferi bentonici. Già in condizioni mesoaline, le associazioni sono spesso costituite da un numero molto ristretto di *taxa*, in cui spesso domina *Ammonia*

tepidi, comunemente in associazione con l'ostracode *Cyprideis torosa*. In condizioni oligoaline e acquadulcicole, le associazioni micropaleontologiche sono costituite dai soli ostracodi, con specie la cui distribuzione consente di distinguere condizioni oligoaline e acquadulcicole. In piana del Fiume Sele, analisi micropaleontologiche sono state realizzate in un settore costiero posto in sinistra orografica e includente il sito della antica *Posidonia*. I diversi sondaggi studiati hanno consentito di ricostruire l'evoluzione tardo olocenica del sistema barriera laguna. Tale evoluzione è marcata, a partire da 6.7 ka BP [Amato et al., 2013], da una marcata progradazione del sistema barriera laguna, estendendosi anche all'area di affioramento dei travertini di Porta Marina, che appare attiva anche dopo la fondazione di *Posidonia*.

4. Geoarcheologia costiera

I litorali campani sono caratterizzati dalla presenza di abbondanti testimonianze archeologiche. Questi contesti offrono la possibilità di ricostruire in dettaglio le variazioni relative del livello del marino [Laborel e Laborel-Deguen, 1994; Schmiedt, 1972; Morhange et al., 2001]. In particolare il livello superiore della fauna marina sui resti archeologici (BMSL) *sensu* Laborel and Laborel-Deguen [1994] consente stime molto accurate, dell'ordine del centimetro, delle posizioni relative del livello marino del passato coerenti con quanto deducibile dagli indicatori geomorfologici disponibili. Questo approccio è stato già ampiamente utilizzato in differenti contesti di antichi porti del mediterraneo (i.e. Marsiglia, Frééjus, etc.) e lo si sta applicando al caso di *Neapolis*. Nell'ambito delle ricostruzioni paleoambientali in corso su sezioni archeostratigrafiche proprio nell'antico porto Greco Romano di *Neapolis* sono state condotte analisi di macro e microfauna. L'analisi composizionale preliminare delle associazioni realizzata con i metodi più sopra descritti ha messo in evidenza la stretta affinità composizionale delle associazioni rinvenute nelle stesse unità stratigrafiche ma in sezioni differenti. Ciò suggerisce che le malacofaune possono essere utilizzate come strumento di correlazione delle facies laddove manchi continuità laterale tra le sezioni geoarcheologiche.

Bibliografia

- Amato, V., Anzalone, E., Aucelli, P.P.C., D'Argenio, B., Ferreri, V., Roskopf, C.M., (2012). *Sedimentology and depositional history of the travertines outcropping in the Poseidonia-Paestum archaeological area*. Rendiconti Lincei 23, 37-44.
- Amato, V., Aucelli P.P.C., Ciampo G., Cinque A., Di Donato V., Pappone G., Petrosino P., Romano P., Roskopf C.M., Russo Ermolli E. (2013), *Relative sea level changes and paleogeographical evolution of the southern Sele plain (Italy) during the Holocene*, Quaternary International, 288, 112-128.
- Barra, D., Calderoni, G., Cipriani, M., De La Geniere', J., Fiorillo, L., Greco, G., Mariotti, Lippi, M., Mori Secci, M., Pescatore, T., Russo, B., Senatore, M.R., Tocco Sciarelli, G., Thorez, J., (1999). *Depositional history and paleogeographic reconstruction of Sele coastal plain during Magna Grecia settlement of Hera Argiva (Southern Italy)*. Geologica Romana 35, 151-166.
- Di Donato, V., Esposito, P., Russo-Ermolli, E., Scarano, A., Cheddadi, R., (2008). *Coupled atmospheric and marine palaeoclimatic reconstruction for the last 35 kyr in the Sele Plain-Gulf of Salerno area (southern Italy)*. Quaternary International 190: 146-157.
- Di Donato V., Esposito P., Garilli V., Naimo D., Buccheri G., Caffau M., Ciampo G., Greco A., Stanzione D. (2009). *Surface-bottom relationships in the Gulf of Salerno (Tyrrhenian Sea) over the last 34 kyr: Compositional data analysis of palaeontological proxies and geochemical evidence*. Geobios, 42, 561-579.
- Di Donato, V., Martín-Fernández, J.A., 2008. *CODAMAT: a Modern Analogue Technique for compositional data*. In: Daunis-i-Estadella, J. and Martín-Fernández, J.A. (Eds.), Proceedings of CODAWORK'08, The 3rd Compositional Data Analysis Workshop, May 27-30, University of Girona, Girona (Spain), CD-ROM (ISBN: 978-84-8458-272-4), 4 p.
- Grimm, E. (1987). *CONISS: A Fortran 77 Program for Stratigraphically Constrained Cluster Analysis by the Method of Incremental Sum of Squares*. Computer and Geosciences 13, 13-35.
- Laborel, J., and Laborel- Deguen, F., (1994). *Biological indicators of relative sea- level variations and coseismic displacements in the Mediterranean region*. Journal of Coastal Research, 10, 305-415.

- Morhange, C., Laborel, J., and Hesnard, A., (2001). *Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166, 319-239.
- Schmiedt, G., (1972). *Il livello antico del mar Tirreno: Testimonianze dei resti archeologici*. Leo S. Olschki Editore, Florence.

L'uso dei microresti vegetali per le ricostruzioni paleoambientali e per la valutazione degli effetti dell'attività antropica: l'esempio dei laghi vulcanici laziali

Laura Sadori¹, Anna Maria Mercuri²

¹Università degli Studi "La Sapienza", Dipartimento di Biologia Ambientale, Roma, Italia

²Università di Modena e Reggio Emilia, Dipartimento di Scienze della Vita, Modena, Italia

Introduzione

Il polline, i microcarboni, i palinomorfi non pollinici depositati stratigraficamente sul fondo dei laghi rappresentano un importante archivio biologico. Costituiscono *proxies* per ricostruire l'ambiente vegetale e formulare ipotesi sullo sfruttamento delle risorse naturali da parte dei gruppi umani che in passato popolarono quell'area [Mercuri et al., 2002; Sadori et al., 2004].

La potenzialità dell'analisi pollinica negli studi paleoambientali è ormai nota e dimostrata da innumerevoli libri e lavori scientifici. Consente, infatti, tramite il riconoscimento e il conteggio del polline estratto chimicamente dai sedimenti campionati in sequenza cronologica, di ricostruire la storia e la dinamica della flora e della vegetazione del passato e di ottenere importanti informazioni sul paleoclima.

La potenzialità dell'analisi dei micro-carboni è, al contrario, ancora solo parzialmente nota e necessita un'attenta verifica. Il ritrovamento dei carboni microscopici è scontato in sedimenti depositatisi in periodi in cui si sono verificati incendi o in cui le popolazioni umane usavano il fuoco per scaldarsi, cuocere il cibo, produrre metalli. Le particelle di carbone, prodotte durante il processo di combustione e portate in alto da correnti atmosferiche e da forti venti, ricadono al suolo o su superfici lacustri; quelle che cadono nei laghi sono incorporate e conservate nei sedimenti come altri microfossili.

La potenzialità dello studio dei palinomorfi non pollinici (NPPs - non pollen palynomorphs), pur se proposta da molti anni [Birks et al., 1988] sta emergendo solo di recente. È molto utile per una migliore comprensione dei complessi rapporti tra ambiente ed esseri umani che hanno portato alla formazione del paesaggio culturale. Gli NPP sono microrestiresti biologici quali spore fungine, elementi algali e altri corpuscoli di origine vegetale o animale che offrono importanti informazioni paleoecologiche complementari a quelle fornite dal polline.

Negli ultimi decenni diversi studi hanno dimostrato l'utilità di combinare le analisi polliniche con lo studio dei microcarboni e dei palinomorfi non pollinici [Carrión e Navarro, 2002; Miras et al., 2004; Riera et al., 2006] e sempre più spesso i lavori riportano risultati da entrambi i tipi di reperti, che possono essere analizzati sugli stessi preparati e quindi in laboratorio non richiedono estrazioni diverse.

Lo studio palinologico di sequenze lacustri oloceniche permette di approfondire la conoscenza dei complessi rapporti tra l'uomo e l'ambiente e di ricostruire le trasformazioni del paesaggio avvenute sia sotto la pressione di eventi naturali e/o climatici che culturali [Mercuri e Sadori, 2012, 2013; Mercuri et al., 2010; Roberts et al., 2011; Sadori et al., 2011].

Nell'ultimo decennio, per comprendere i processi di azione e trasformazione del paesaggio avvenuti sotto la pressione di eventi naturali/climatici o culturali [Mercuri et al., 2010; 2013; Roberts et al., 2011; Sadori et al., 2004; 2011] ha successo il confronto fra gli studi pollinici ottenuti da sedimenti di carote continentali e marine (*ex situ*) e quelli di contesti archeologici (*in situ*).

I segni dell'influenza antropica sul paesaggio vegetale sono leggibili nei diagrammi pollinici principalmente osservando l'andamento di vari tipi di curve:

- a. la curva di forestazione, cioè la somma del polline di piante arboree (PA) che nel complesso offre una misura della copertura forestale dell'area studiata; essa può mutare sia in relazione a cause ambientali e antropiche;
- b. le curve degli indicatori antropici [*sensu* Behre, 1986], cioè delle piante legate alla presenza e all'attività umana; esse mutano in funzione di cause antropiche e sono inquadrabili essenzialmente in due categorie principali: 1) Coltivate/Coltivabili – si tratta di piante legnose ed erbacee prima protette/curate e poi spesso coltivate, il cui significato nei diagrammi dipende dall'abbondanza del rinvenimento, dal contesto e dalla cronologia del sito. 2) Indicatori Antropici Spontanei – si tratta di piante spontanee che

si diffondono naturalmente al seguito degli insediamenti. Fra questi si distinguono le ruderali (strettamente legate agli abitati, al calpestio e al disturbo antropico in generale), le infestanti dei coltivi (papavero, fiordaliso) e le indicatrici di pascolo (romice, cicoria);

- c. le curve di concentrazione di microcarboni, distinte in base alle dimensioni degli stessi [Sadori e Giardini, 2007] per poter stimare incendi locali (frammenti più grandi di 200/250 micrometri e difficilmente trasportabili dalle correnti aeree) e regionali (frammenti più piccoli di 200/250 micrometri e facilmente trasportabili dalle correnti aeree);
- d. le curve dei palinomorfi non pollinici (NPP) sono per lo più relative a spore o cisti algali e fungine, o a frammenti di organismi diversi, che possono ad esempio dare indicazioni sull'ecologia delle acque (colonie algali), sull'erosione (*Pseudoschizaea*, *Glomus*), sulla pastorizia (funghi coprofilici).

Per estensione, l'individuazione di questi segni di attività antropica consente inferenze sul comportamento umano [Mercuri, 2008]. Ad esempio una diminuzione della copertura arborea può segnalare il taglio intenzionale di alberi per aprire radure atte a ospitare un insediamento abitativo, per creare spazi alle coltivazioni, per utilizzare il legname per le costruzioni; l'aumento degli indicatori antropici, dei microcarboni e degli NPP può indicare, a seconda della tipologia che viene considerata, la messa in atto di cambiamenti nelle strategie di sussistenza, dalla caccia-raccolta alla coltivazione, oppure la scelta ed estensione di colture legnose o erbacee, l'introduzione di nuove colture, l'abbandono di alcuni tipi di colture a favore di altre, l'abbandono di un'area, l'estensione di un abitato.

1. Lo studio dei sedimenti lacustri medio e tardo olocenici dei laghi del Lazio

I lavori palinologici intesi a ricostruire i paesaggi del Lazio (Fig. 1) sono in buon numero e di varia tipologia. I laghi vulcanici sono molti e sono stati oggetto di varie analisi polliniche, anche condotte su lunghi intervalli di tempo [Lagaccione: Magri, 1999; Lago di Mezzano: Ramrath et al., 2000; Sadori et al., 2004; Lago di Vico: Magri e Sadori, 1999; Lago di Martignano: Kelly e Huntley, 1991; Stracciacappa: Giardini, 2007; Valle di Castiglione: Follieri et al., 1988; Di Rita et al., 2013; Lago Albano e Lago di Nemi: Lowe et al., 1996; Mercuri et al., 2002]. Accanto a questi sono da considerare studi condotti su altri bacini lacustri o in aree costiere [Lago Lungo: Calderoni et al., 1994; Mensing et al., 2013; Lago di Ripa Sottile: Ricci Lucchi et al., 2000; Stagno di Maccarese: Di Rita et al., 2010; Porto: Sadori et al., 2010a, 2010b, Pepe et al., 2012].

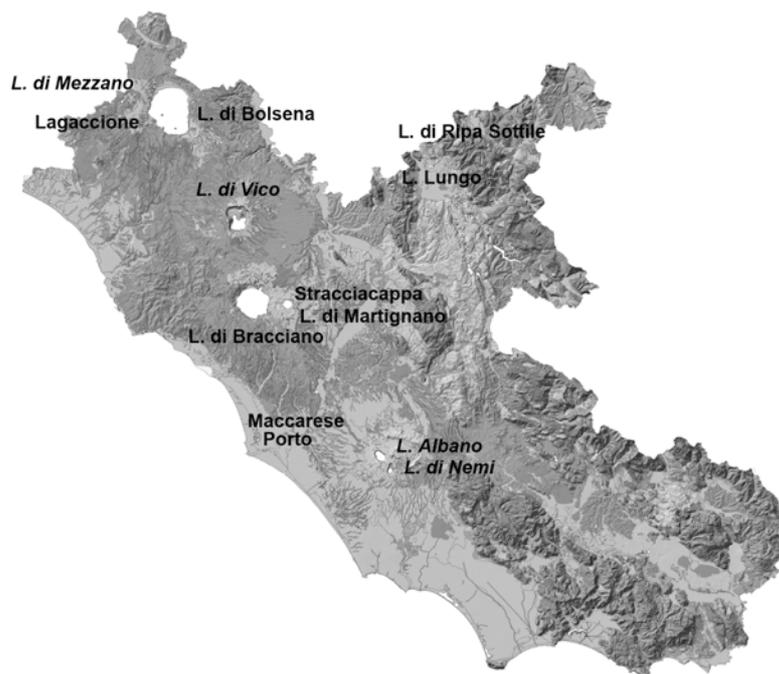


Figura 1. I principali bacini lacustri del Lazio e altri siti citati nel testo. In corsivo i nomi dei laghi che sono stati usati per la sintesi di questo lavoro.

I dati ottenuti dalle analisi polliniche dei sedimenti lacustri campionati tramite carotaggio (Fig. 2) dal fondo dei laghi attuali o prosciugati sono stati utilizzati per ricostruire l'ambiente del passato. In Italia e in tutto il bacino del Mediterraneo esiste un'apparente incongruenza fra le prove fornite da macrofossili, quali semi e frutti, e dal polline: i primi mostrano infatti che l'agricoltura era una pratica utilizzata sin dal Neolitico, ma l'immagine di paesaggi coltivati e di territori sfruttati dall'uomo si desume dai diagrammi pollinici solo dall'età del Bronzo [Sadori e Giardini, 2008; Mercuri e Sadori, 2012]. Ciò accade ad esempio al Lago Albano e al Lago di Nemi [Lowe et al., 1996; Mercuri et al., 2002], al Lago di Vico [Magri e Sadori, 1999] e al Lago di Mezzano [Sadori et al., 2004]. Le possibili spiegazioni per questa lacuna temporale sono almeno due: 1) la distanza tra gli insediamenti e i laghi. Se le aree circostanti i laghi non erano intensamente sfruttate e frequentate da popolazioni umane, molto difficilmente i diagrammi pollinici possono aver registrato le variazioni causate dall'uomo sulla vegetazione; 2) l'indigenato di molte piante eduli e la difficoltà d'identificazione di altri indicatori antropici. La vite, l'ulivo e alcune leguminose sono infatti piante spontanee in Italia. I diagrammi pollinici del Lazio e di tutto il bacino del Mediterraneo mostrano che il loro polline si rinviene ben prima della nascita dell'agricoltura. I cereali coltivati hanno polline non solo non distinguibile da quello di altri cereali, indigeni nelle nostre regioni, ma anche da quello di altre graminacee.



Figura 2. Operazione di carotaggio nei laghi. a,b,c: Lago di Mezzano. d: Lago di Vico.

Già prima del Neolitico il Lazio era coperto da boschi di latifoglie, da querceti misti, talvolta diradati nelle zone pianeggianti e collinari, querceti che si compenetravano salendo in quota con faggete sempre più pure man mano che ci si approssimava alle zone montuose, sia appenniniche che vulcaniche. Le foreste di quel periodo erano ben più fitte di quanto oggi possiamo vedere anche nelle zone più preservate del Lazio [Sadori, 2005]. Circa 8200 anni fa, proprio all'inizio del Neolitico, una variazione climatica, o forse meglio il momento di inizio di una leggera ma continua tendenza verso l'inaridimento determinata con ogni probabilità da una riduzione delle precipitazioni, è stata registrata in molti laghi del Lazio e da alcuni autori correlata con un cambiamento climatico repentino individuato nell'oceano Atlantico, ma segnalato anche in altre sequenze sedimentarie del Mar Mediterraneo e dell'Europa continentale [Alley et al., 1997; Davis e Stevenson, 2007; Törnqvist et al., 2004].

Questa variazione climatica determinò nel Lazio vistose un diradamento dei boschi ed una diminuzione degli alberi che richiedono condizioni più umide, come è stato possibile stabilire per le zone intorno al Lago di Vico [Magri and Sadori, 1999], al Lago di Mezzano [Ramrath et al., 2000] e al lago estinto di Lagaccione [Magri, 1999]. La situazione, verosimilmente, interessò anche il resto della regione.

Particolare è la coincidenza esistente fra la data di questa variazione climatica e l'inizio dell'età neolitica, che può essere vista come un'ulteriore testimonianza del sinergismo tra clima e storia dell'uomo: proprio il clima può essere considerato il fattore naturale che più ha influenzato e determinato l'evoluzione umana. Nel corso del Neolitico e dell'Eneolitico i boschi di alberi caducifogli, per lo più costituiti da querce, carpini, faggi, aceri, olmi e tigli in proporzioni variabili negli articolati territori del Lazio, furono molto estesi, ma iniziarono a diradarsi. In tal modo forse qualche zona pianeggiante, con copertura boschiva diminuita, iniziò ad essere disponibile per le piante erbacee, e quindi anche per la coltura di quelle commestibili. Come l'inizio del Neolitico anche la fine dell'Eneolitico (datata a circa 4300 anni fa) sembra presentare un'altra coincidenza con il cambiamento del clima. Intorno a 4400 anni fa si verificò infatti un altro brusco e rapido episodio climatico che accelerò la leggera tendenza verso l'inaridimento evidenziata nel corso dei quattro millenni precedenti (dall'inizio del Neolitico alla fine dell'Eneolitico) e che sembra aver favorito l'evoluzione delle popolazioni dell'età del Bronzo. A quell'epoca il paesaggio del Lazio era ancora caratterizzato dalla presenza di fitti boschi nelle zone montuose e collinari [Magri, 1999; Magri e Sadori, 1999; Sadori et al., 2004] e da boschi diradati nelle zone pianeggianti [Follieri et al., 1988]. Nel Lazio centro-settentrionale le foreste erano costituite principalmente da alberi caducifogli, in maggioranza da querce accompagnate da carpini, olmi, con faggi nelle zone più elevate. Nello stesso periodo nella campagna romana [Follieri et al., 1988] si verificò una temporanea espansione delle querce sempreverdi. Circa 3700-3800 anni fa ebbe luogo una brusca riduzione dei boschi [Calderoni et al., 1994, Follieri et al., 1988; Lowe et al., 1996; Magri, 1999; Magri and Sadori, 1999; Sadori et al., 2004] che è stata messa in relazione con l'abbassamento di livello registrato in molti laghi, L. Albano, L. di Bolsena, L. di Mezzano, L. di Vico [Giraudi, 2000; Giraudi e Narcisi, 1994; Sadori et al., 2004]. Contrariamente a quanto si possa pensare per un periodo in cui la presenza dell'uomo nel territorio è attestata da numerosi insediamenti, la deforestazione iniziale non sembra imputabile all'uomo, che, con incendi controllati, avrebbe potuto produrre un paesaggio del tutto simile a quello che è stato ricostruito tramite le analisi polliniche. La prova che il fenomeno registrato a livello regionale è di origine climatica è fornita dal fatto che al Lago di Mezzano [Sadori et al., 2004] l'apertura dei boschi non è accompagnata da incendi e che una presenza umana in grado di esercitare un impatto sull'ambiente è documentata solo uno o due secoli dopo, quando gli uomini ricorsero all'uso controllato del fuoco per la sussistenza e la produzione metallurgica, al taglio selettivo di querce caducifoglie e di ontani per costruire le proprie abitazioni lungo le rive del lago, alla coltivazione di cereali e legumi nelle zone pianeggianti emerse in seguito all'abbassamento del livello lacustre o in altre aree forse disboscate intenzionalmente. Un aiuto fondamentale per stabilire la cronologia delle fasi vegetazionali dell'età del Bronzo laziali viene dal tefra di Avellino [Sulpizio et al., 2008], trovato nei sedimenti dei laghi di Mezzano, di Vico, Albano e di Nemi [Mercuri e Sadori, 2012]. La presenza di erbe infestanti i coltivi, di altre indicanti calpestio e disturbo umano completa il paesaggio antropico ricostruito verso la fine del Bronzo antico. Anche a L. di Vico e L. Albano un'inequivocabile presenza antropica viene registrata dopo la brusca variazione climatica di circa 3700-3800 anni fa, con evidenti tracce di coltivazioni di piante erbacee e arboree. Tutti i dati disponibili per la regione quindi indicano che le prime popolazioni umane a produrre variazioni significative nel loro ambiente, di cui restano chiare tracce nei sedimenti lacustri, furono le popolazioni della fine del Bronzo antico, forse proprio perché in quel periodo l'acqua divenne una risorsa poco disponibile e obbligò le comunità umane a stabilirsi in prossimità di corsi d'acqua e di laghi sul fondo dei quali si è potuta conservare testimonianza di un forte impatto antropico sull'ambiente circostante.

Le popolazioni del Bronzo non produssero tuttavia ancora cambiamenti significativi e permanenti del paesaggio a larga scala, ma sfruttarono e favorirono il diradamento naturale dei boschi coltivando le zone aperte: fu probabilmente ancora una volta l'andamento climatico a guidare l'evoluzione ambientale. A partire da circa 3000 anni fa e durante l'età del Ferro al Lago di Vico [Magri and Sadori, 1999], non solo furono coltivate piante erbacee come cereali e legumi, ma anche e soprattutto piante arboree come il castagno, il noce, l'ulivo. Anche la vite accompagna le piante coltivate nel periodo in cui, insieme ad una presenza antropica di forte impatto, si assiste alla ripresa della vegetazione arborea, rappresentata dalla rigenerazione di fitti boschi caducifogli. Nei dintorni di Roma, presso il lago attualmente estinto di Valle di Castiglione, vicino a Osteria dell'Osa, l'espansione di castagno, ulivo e noce venne registrata probabilmente nello stesso periodo, nella fase in cui le querce sempreverdi divennero gli alberi predominanti nella zona. Al Lago Albano, in cui le tracce della preistoria non furono registrate con continuità [Lowe et al., 1996] probabilmente a causa di eventi catastrofici che solo recentemente sono stati messi in evidenza [Funicello et al., 2002; 2003], nell'età del Ferro le popolazioni umane causarono un impatto simile a quello rilevato a Valle di Castiglione e al Lago di Vico. In epoca romana l'uso del territorio fu ancora più marcato e

localmente finalizzato a particolari coltivazioni, quali ad esempio quella della canapa per produrre cordami navali, come testimoniato dai ritrovamenti nei due laghi ancora attivi dei Colli Albani, Lago Albano e Lago di Nemi [Mercuri et al., 2002]. Il paesaggio in età romana fu fortemente modificato dall'uomo, che indusse cambiamenti ambientali di alto impatto e di lunga durata.

Bibliografia

- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., (1997). *Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago*. *Geology*, 25, 483–486.
- Behre, K.E., (1986). *Anthropogenic indicators in pollen diagrams*. Balkema, Rotterdam.
- Birks, H.H., Birks, H.J.B., Kaland, P.E., Moe, D. (eds), (1988). *The Cultural Landscape: Past, Present and Future*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Calderoni, G., Carrara, C., Ferreli, L., Follieri, M., Gliozzi, E., Magri, D., Narcisi, B., Parotto, M., Sadori, L. and Serva L. (1994). *Palaeoenvironmental, palaeoclimatic and chronological interpretations of a late-Quaternary sediment core from Piana di Rieti (central Apennines, Italy)*. *Giornale di Geologia*, 56, 43-72.
- Carrión, J.S., Navarro, C., (2002). *Cryptogam spores and other non-pollen microfossils as sources of palaeoecological information: case studies from Spain*. *Annales Botanici Fennici*, 39, 1-14.
- Davis, B.A.S., Stevenson, A.C., (2007). *The 8.2 ka event and early mid Holocene forests, fires and flooding in the Central Ebro Desert, NE Spain*. *Quaternary Science Reviews* 26, 1695–1712.
- Di Rita, F., Celant, A., Magri, D., (2010). *Holocene environmental instability in the wetland north of the Tiber delta (Rome, Italy): sea-lake-man interaction*. *Journal of Paleolimnology*, 44, 51-67.
- Di Rita, F., Anzidei, A.P., Magri, D. (2013). *A Lateglacial and early Holocene pollen record from Valle di Castiglione (Rome): Vegetation dynamics and climate implications*. *Quaternary International*, 288, 73-80.
- Follieri, M., Magri, D., Sadori, L., (1988). *250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma)*. *Pollen et Spores*, 30, 329-356.
- Funciello, R., Giordano, G., De Rita, D., Carapezza, M.L., Barberi, F., (2002). *Vulcanologia. L'attività recente del cratere del Lago Albano di Castelgandolfo*. *Rendiconti Lincei: Scienze Fisiche e Naturali*, s.9, 13, 113-143.
- Funciello, R., Giordano, G., De Rita, D., (2003). *The Albano Maar Lake (Colli Albani volcano, Italy): recent volcanic activity and evidence of pre-Roman age catastrophic lahar events*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123: 43-61.
- Giraudi, C., (2000). *Le oscillazioni di livello del lago di Vico (Lazio) nell'ambito delle variazioni climatico-ambientali dell'Italia Centrale*. *Il Quaternario*, 13, 21-30.
- Giraudi, C., Narcisi, B., (1994). *Ricerche paleoclimatiche in ambiente lacustre. Il contributo della Task Force "Ambiente Globale e Cambiamenti Climatici"*. RT/AMB/94/31.
- Giardini, M., (2007). *Late Quaternary vegetation history at Stracciacappa (Rome, central Italy)*. *Vegetation History and Archaeobotany* 16, 301-316.
- Kelly, M.G., Huntley, B. (1991). *An 11,000-year record of vegetation and environment from Lago di Martignano, Latium, Italy*. *Journal of Quaternary Science* 6, 209-224.
- Magri, D., (1999). *Late Quaternary vegetation history at Lagaccione near Lago di Bolsena (central Italy)*. *Review of Palaeobotany and Palynology* 106, 171–208.
- Magri, D., Sadori, L., (1999). *Late Pleistocene and Holocene pollen stratigraphy at Lago di Vico (central Italy)*. *Vegetation History and Archaeobotany* 8, 247–260.
- Lowe, J., Accorsi, C.A., Bandini Mazzanti, M., Bishop, A., van der Kaars, S., Forlani, L., Mercuri, A.M., Rivalenti, C., Torri, P. and Watson, C., (1996). *Pollen stratigraphy of sediment sequences from lakes Albano and Nemi (near Rome) and from the central Adriatic, spanning the interval from oxygen isotope stage 2 to the present day. Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)* *Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia*, 55, 71-98.
- Mensing, S., Tunno, I., Cifani, G., Florindo, F., Noble, P., Sagnotti, L., Piovesan, G., (2013). *Effects of human impacts and climate variation on forests: the Rieti basin since medieval time*. *Annali di Botanica* 3, 121-126.
- Mercuri, A.M., (2008). *Plant exploitation and ethnopalynological evidence from the Wadi Teshuinat area (Tadrart Acacus, Libyan Sahara)*. *Journal of Archaeological Science* 35, 1619–1642.

- Mercuri A.M., Sadori L., (2012). *Climate changes and human settlements since the Bronze age period in central Italy*. Rendiconti Online della Società Geologica Italiana, 18: 32-34.
- Mercuri, A.M., Sadori, L., (2013). *Mediterranean culture and climatic change: past patterns and future trends*. In: Goffredo, S., Dubinsky, Z. The Mediterranean Sea: its history and present challenges. Springer.
- Mercuri, A.M., Accorsi, C.A., Bandini Mazzanti, M. (2002). *The long history of Cannabis and its cultivation by the Romans in central Italy, shown by pollen records from Lago Albano and Lago di Nemi*. Vegetation History and Archaeobotany, 11, 263-276.
- Mercuri, A.M., Sadori, L., Uzquiano Ollero, P., (2010). *Mediterranean and north-African cultural adaptations to mid-Holocene environmental and climatic changes*. The Holocene, 21, 189-206.
- Miras, Y., Laggoun-Défarge, F., Guenet, P., Richard, H., (2004). *Multidisciplinary approach to changes in agro-pastoral activities since the Subboreal in the surroundings of the "nurse d'Espinasse" (Puy de Dôme, French Massif Central)*. Vegetation History and Archaeobotany, 13, 91-103.
- Pepe, C., Giardini, M., Giraudi, C., Masi, A., Mazzini, I., Sadori, L., (2012). *Plant landscape and environmental changes recorded in marginal marine environments: the ancient Roman harbour of Portus (Rome, Italy)*. Quaternary International, doi: 10.1016/j.quaint.2012.11.008
- Ramrath, A., Sadori, L., Negendank, J.F.W., (2000). *Sediments from Lago di Mezzano, central Italy: a record of Late Glacial/Holocene climatic variations and anthropogenic impact*. The Holocene, 10, 87-95.
- Ricci Lucchi, M., Calderoni, G., Carrara, C., Cipriani, N., Esu, D., Ferreli, L., Girotti, O., Gliozzi, E., Lombardo, M., Longinelli, A., Magri, D., Nebbiai, M., Ricci Lucchi, F. and Vigliotti, L. (2000). *Late Quaternary record of the Rieti basin, central Italy: paleoenvironmental and paleoclimatic evolution*. Giornale di Geologia, 62, 105-136.
- Riera S., López-Sáez A., Julià R., 2006. *Lake responses to historical land use changes in Northern Spain: the contribution of non-pollen palynomorphs in a multiproxy study*. Review of Palaeobotany and Palynology, 141, 127-137.
- Roberts, N., Brayshaw, D., Kuzucuoğlu, C., Perez, R., Sadori, L., (2011). *The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: Causes and consequences*. The Holocene, 21: 3-13.
- Sadori L., 2005. *L'evoluzione del paesaggio del Lazio dall'inizio dell'agricoltura ad oggi*. In: Caneva G., a cura di, La Biologia Vegetale per i Beni Culturali, vol. II. Conoscenza e valorizzazione. Nardini, Firenze, , pp. 409-412.
- Sadori, L., Giraudi, C., Petitti, P. and Ramrath, A. (2004). *Human impact at Lago di Mezzano (central Italy) during the Bronze Age: a multidisciplinary approach*. Quaternary International, 113, 5-17.
- Sadori, L., Giardini, M., Giraudi, C., Mazzini, I., (2010a). *The plant landscape of the imperial harbour of Rome*. Journal of Archaeological Science, 37, 3294-3305.
- Sadori, L., Mercuri, A.M., Mariotti Lippi, M. (2010b). *Reconstructing past cultural landscape and human impact using pollen and plant macroremains*. Plant Biosystems, 144, 940 – 951.
- Sadori, L., Jahns, S., Peyron, O., (2011). *Mid-Holocene vegetation history of the central Mediterranean*. The Holocene, 21, 117-129.
- Sadori, L., Giardini, M., (2007). *Charcoal analysis, a method to study vegetation and climate of the Holocene: the case of Lago di Pergusa, Sicily (Italy)*. Geobios, 40, 173-180.
- Sadori, L., Giardini, M., (2008). *Environmental history in the Mediterranean basin: microcharcoal as a tool to disentangle human impact and climate change*. In: Fiorentino, G., Magri, D. (eds). *Charcoals from the Past: Cultural and Palaeoenvironmental Implications*. BAR International Series, 1807, 229-236.
- Sulpizio, R., Bonasia, R., Dellino, P., Di Vito, M. A., La Volpe, L., Mele, D., Zanchetta, G., Sadori, L., (2008). *Discriminating the long distance dispersal of fine ash from sustained columns or near ground ash clouds: The example of the Pomice di Avellino eruption (Somma-Vesuvius, Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17, 263-276.
- Törnqvist, T.E., Bick, S.J., González, J.L., van der Borg, K., de Jong, A.F.M., (2004). *Tracking the sea-level signature of the 8.2 ka cooling event: New constraints from the Mississippi Delta*. Geophysical Research Letters 31: L23309, doi:10.1029/2004GL021429.

Eccezionale sviluppo di insediamenti dal Neolitico all'età del ferro sui suoli di origine vulcanica della Calabria tirrenica

Marco Pacciarelli

Università degli Studi di Napoli "Federico II", Dipartimento di Studi Umanistici, Napoli, Italia

1. Il promontorio di Tropea: breve quadro geografico e geopedologico

Il promontorio denominato del Poro o di Tropea o di Capo Vaticano costituisce la maggiore prominenza della costa tirrenica calabrese. Dal punto di vista geologico si tratta di un alto morfostrutturale – culminante nel Monte Poro (m 710 slm) – interposto tra i bacini sedimentari di Sant'Eufemia e del Mesima.

Lungo l'intera fascia costiera del promontorio si estende una serie di superfici subpianeggianti dislocate a gradoni (a quote comprese tra 1,8-2 m e 330 m s.l.m. nella zona più esterna, fino a ca. 600 m verso l'interno), interpretate come terrazzi marini di età pleistocenica.

Il substrato geologico è costituito da rocce ignee e metamorfiche erciniche (graniti e gneiss), che rappresentano le unità tettono-stratigrafiche in posizione più elevata nella struttura dell'orogene Calabro-Peloritano.

Su tale basamento paleozoico, in posizione sommitale, è modellato un paesaggio costituito da un vasto altopiano – c.d. *altopiano del Poro* – nel cui ambito si riconoscono ampi lembi residui di una paleosuperficie di spianamento da subpianeggiante a debolmente acclive.

Sul basamento cristallino è presente, con contatto basale discordante, una copertura sedimentaria discontinua, di età miocenica.

Sulla superficie dell'altopiano del Poro – la cui altitudine oscilla in prevalenza tra i 500 e i 700 metri s.l.m. – e sul sottostante terrazzo di Caria si osserva una estesa copertura di suoli evolutisi a partire da depositi vulcanici molto fini, generati da eruzioni riconducibili ai vulcani delle isole Eolie. Tali suoli, che secondo la Soil Taxonomy rientrano nell'ordine degli *andosoli*, presentano un colore bruno scuro e un aspetto polverulento quando asciutti. Dal punto di vista dell'uso agricolo si caratterizzano per l'estrema porosità e la stabilità della struttura, permeabilità e ritenzione idrica elevate. Sono definiti dei veri e propri "serbatoi d'acqua" che viene ceduta facilmente alle colture a causa delle grandi dimensioni dei pori. Il contenuto elevato in sostanza organica, la sua stabilità conferita dalla presenza di materiale poco cristallino e l'elevata capacità di scambio cationico contribuiscono alla spiccata fertilità di questi suoli. Grazie a queste caratteristiche nell'area si sviluppano attualmente floride colture seminatave e orticole a ciclo primaverile, estivo e autunnale, in regime non irriguo.

2. Il progetto di ricognizione

Il lavoro di studio della necropoli del primo Ferro di Torre Galli, iniziato dallo scrivente nel 1982, ha costituito il punto di partenza di un progetto di ricerca territoriale sistematica nel promontorio di Tropea, volto a integrare i dati sull'organizzazione sociale emergenti dall'analisi del contesto funerario, con quelli relativi all'organizzazione del territorio nel corso dell'età dei metalli. Di concerto con la Soprintendenza per i Beni Archeologici della Calabria sono state condotte dal 1984 ricerche territoriali finalizzate in una prima fase alla ricerca "mirata" di insediamenti su altura – secondo modalità già sperimentate con successo in Etruria e nella Sibaritide, e che hanno ottenuto positivo riscontro anche in quest'area – e successivamente estese all'intero territorio con una perlustrazione "a tappeto", che ha permesso l'identificazione di nuovi modelli di insediamento, di cui fino a quel momento non si era sospettata l'esistenza.

Tra i risultati di maggior rilievo dell'indagine, condotta su un'area di circa 200 kmq, vanno annoverate sia la grande quantità di siti individuati (oltre 100, considerando solo quelli ben datati), sia la loro distribuzione cronologica, coprente tutto l'arco di tempo tra il tardo Neolitico e l'età del ferro. Ciò offre un'opportunità pressoché unica di ricostruire l'intero processo evolutivo delle forme di organizzazione del territorio dalla fine del V agli inizi del I millennio a.C..

Lo studio analitico dei complessi ceramici, oltre ad aver apportato un sensibile contributo alla conoscenza degli sviluppi cronotipologici della Calabria preistorica e protostorica, ha permesso di datare

dettagliatamente una elevatissima percentuale dei siti individuati, contribuendo alla perspicuità e all'attendibilità dell'esame diacronico dei processi territoriali.

3. I rinvenimenti archeologici

Le ricerche di superficie condotte nella zona hanno permesso di identificare, soprattutto in corrispondenza degli andosuoli dell'altopiano del Poro e del terrazzo di Caria, decine di aree di affioramento di frammenti ceramici pre- e protostorici, le cui caratteristiche permettono di riferirli in senso lato a insediamenti. Tali aree sono disseminate in tutto l'altopiano, ma in particolare si addensano in un settore centrale dalla morfologia più marcatamente ondulata, in cui si trovano elevazioni come la collina di Crista di Zungri (ca. m 640 slm), e un'area depressa in località Passo Murato, che durante il periodo in esame è stata plausibilmente occupata da uno specchio lacustre o palustre.

Tale fitto quadro distributivo, interpretabile come un palinsesto di occupazioni di età diverse, indica che la presenza degli andosuoli dell'altopiano del Poro rappresentò una condizione particolarmente favorevole all'occupazione umana durante un lunghissimo arco di tempo, che inizia con il tardo Neolitico (fine V-inizi IV millennio a.C.) e perdura continuativamente fino al Bronzo antico (fine III-inizi II millennio a.C.). Una intensa ripresa dell'occupazione si ebbe nell'età del Bronzo recente (XIII-XII sec. a.C.), e importanti insediamenti continuarono nell'area anche durante il Bronzo finale e la prima età del ferro. In quest'ultimo periodo si sviluppò il grande centro abitato di Torre Galli, che rivestì un importante ruolo territoriale dal IX al VI secolo a.C..

Bibliografia

- AA.VV. (2003). *I suoli della Calabria. Carta dei suoli in scala 1:250.000 della Regione Calabria. Monografia divulgativa 2003.*
- Amodio Morelli, L., Bonardi, G., Colonna, V., Dietrich, D., Giunta, G., Ippolito, F., Liguori, V., Lorenzoni, S., Paglionico, A., Perrone, V., Piccarreta, G., Russo, M., Scandone, P., Zanettin Lorenzoni, E. and Zuppetta, A., (1976). *L'Arco Calabro Peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide.* Memorie della Società Geologica Italiana, 17, pp. 1-60.
- Gramigna, P., Morsilli, M. and Russo, F., (2008). *Facies changes in siliciclastic-carbonate depositional environments of the M.te Poro area (Upper Miocene, Southern Calabria).* Rendiconti online Società Geologica Italiana, 2, pp. 93-96.
- Grandinetti, G., (1995-96). *L'insediamento eneolitico di Briatico C/da Gaio (VV).* Tesi di specializzazione in Archeologia, indirizzo preistorico e protostorico, Università di Firenze, relatrice: L. Sarti.
- Lo Torto, A., Pacciarelli, M., Rombolà, C., Rombolà, F., Staropoli, F. and Varricchio, M.R., (2001). *Rinvenimenti di ceramiche campaniformi nel promontorio di Tropea (Calabria, Italia).* In *Bell Beaker Today*, Atti del convegno (Riva del Garda 1998), a cura di Nicolis F., II, Trento, pp. 675-676.
- Marino, D. and Pacciarelli, M., (1996). *Calabria.* In *L'Antica Età del Bronzo*, Atti del congresso (Viareggio 1995), Firenze, pp. 147-162.
- Miyauchi, T., Dai Pra, G. and Sylos Labini, S., (1994). *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy.* Il Quaternario, 7, pp. 17-34.
- Pacciarelli, M., (1999). *Torre Galli. La necropoli della prima età del ferro (scavi Paolo Orsi 1922-23),* Soveria Mannelli.
- Pacciarelli, M., (2001). *Dal villaggio alla città. La svolta protourbana del 1000 a.C. nell'Italia tirrenica,* Firenze.
- Pacciarelli, M., (2008). *Il popolamento della Calabria meridionale tirrenica nelle età dei metalli.* In *La Calabria tirrenica nell'antichità. Nuovi documenti e problematiche storiche* (Atti del convegno, Rende 2000), a cura di Sensi Sestito G., Soveria Mannelli, pp. 77-94.
- Pacciarelli, M. and Talamo, P., (2011). *Sull'articolazione dell'età del Rame nell'Italia meridionale tirrenica.* In *L'età del rame in Italia*, Atti della XLIII riunione scientifica dell'I.I.P.P., pp. 87-94.
- Pacciarelli, M., Grandinetti, G., Lo Torto, A., Minniti, C., Paone, R., Rombolà, C., Rombolà, F., Scarciglia, F., Staropoli, F. and Varricchio, M.R., (2011). *Insediamenti eneolitici del Promontorio del Poro.* In *L'età del rame in Italia*, Atti della XLIII riunione scientifica IIPP, pp. 263-269.

Tortorici, G., Bianca, M., de Guidi, G., Monaco, C. and Tortorici, L., (2003). *Fault activity and marine terracing in the Capo Vaticano area (southern Calabria) during Middle-Late Quaternary*. *Quaternary International*, 101-102, pp. 269-278.

Coordinamento editoriale e impaginazione

Centro Editoriale Nazionale | INGV

Progetto grafico e redazionale

Daniela Riposati | Laboratorio Grafica e Immagini | INGV

© 2013 INGV Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Via di Vigna Murata, 605

00143 Roma

Tel. +39 06518601 Fax +39 065041181

<http://www.ingv.it>



Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia