

Sant'Agata dei Goti (Benevento). Il grande terrazzo di Saticula

Giovanni Di Maio

91. I plateau ignimbrici incisi dall'Isclero visti dal terrazzo di Saticula

Evoluzione paleoambientale

Durante le fasi preventive d'indagine geoarcheologica era stata data poca importanza alla profonda forra del fiume Isclero che il metanodotto algerino era costretto ad attraversare tuffandosi dal terrazzo di Saticula e risalendo sul versante opposto. Caratterizzato da condizioni geoambientali a dir poco sfavorevoli e da un'indicizzazione di rischio archeologico nullo, il letto del fiume, dall'alto del pianoro sommitale del terrazzo risultava profondamente incassato tra pareti subverticali ricoperte da un intrico di piante secolari e spesso invaso da una striscia di nebbia stagnante che ne definiva il serpeggiante corso dalla Piana Caudina fino alla confluenza nel Volturno (fig. 91).

Più volte l'avevamo osservato dall'alto durante le varie fasi di scavo, che hanno poi portato all'individuazione, sulla sommità del terrazzo, dei resti delle strutture fortificate di Saticula; ma solo l'inizio dei tagli della «candela» del metanodotto, portando alla luce sedimenti di un rosso acceso, visibili anche a grande distanza, ci indussero a ripercorrere quella sorta di viaggio a ritroso nel passato celato nella stratigrafia del terrazzo di Saticula.

La sequenza stratigrafica

L'imponente parete orientale del terrazzo di Saticula mostra una sequenza evolutiva che da depositi schiettamente lacustri passa a torbe, depositi colluviali legati a parziale rideposizione di prodotti vulcanici, vulcaniti ed infine una spessa coltre di breccie e conglomerati di conoide. I prodotti vulcanici, verosimilmente attribuibili alle varie fasi esplosive che hanno caratterizzato l'evoluzione dei vari apparati vulcanici campani (Roccamonfina, Campi Flegrei, ecc.), risultano ben identificabili solo a livelli, essendo prevalentemente ridepositati e fortemente alterati. Una profonda



rielaborazione degli stessi è suggerita da particolari strutture sedimentarie e dalla stessa associazione con altri materiali oltre che dal *weathering* fisico-chimico subito dagli stessi granuli.

In base alle caratteristiche litologiche e sedimentologiche, la stessa sequenza stratigrafica è stata suddivisa in oltre trenta distinte unità. Lo schema esemplificativo riportato di seguito mostra quanto osservato procedendo dall'alto verso il basso della serie:

MC 18: membro conglomeratico a clasti da subarrotondati a vere e proprie breccie ad andamento stratoide di natura prevalentemente carbonatica (dimensioni prevalenti dei clasti variabili tra 1 e 50 cm), in *facies* di conoide. Abbondante risulta la frazione sottile costituita prevalentemente da sabbia e ghiaia minuta di natura vulcanica e subordinatamente carbonatica. Ampio il ventaglio di strutture sedimentarie riconosciuto con paleoalvei, lenti ed *eteropie* laterali,

oltre che sottili livelli piroclastici intercalati. Alcuni paleoalvei risultano intagliati all'interno dello stesso sottostante banco di tufo grigio. Lo spessore massimo riconosciuto in zona supera i 10.0 m mostrando a luoghi l'arrivo di blocchi anche prossimi al m³. L'andamento stratoide tende a delineare un flusso proveniente da est-sudest, ovvero dall'attuale versante occidentale del Monte Taburno.

MC 19: sabbie piroclastiche in matrice cineritica di colore grigio/verdastro a struttura laminare. A luoghi si distinguono microfratturazioni.

MC 20: ceneri vulcaniche di colore grigio rosato a struttura laminare, dal grado di addensamento debolmente crescente con la profondità. Si segnala la presenza di pomici, piccoli frammenti carbonatici e abbondante sostanza organica.

MC 21: lente di ghiaia calcarea in matrice piroclastica di colore verdastro. I ciottoli mostrano orli di reazione/alterazione con sviluppo di

minerali di neoformazione per innalzamento termico.

MC 22: «nuclei» di tufo grigio in sabbie piroclastiche giallastre, addensate e metamorfosate per innalzamento termico. Si riconosce la presenza di frammenti carbonatici metamorfosati. Lateralmente il deposito passa a livelli di piroclastiti giallo/rosse inglobanti grossi nuclei di tufo nero ancora mostranti orli termometamorfici ed aloni di reazione (MC 22a ed MC 22b (Ignimbrite Campana 33.000/36.000 B.P.)).

MC 23: terra piroclastica bruno/rossastra, caratterizzata dalla presenza di orli di alterazione da termometamorfismo con i soprastanti tufi.

MC 24: orizzonte di pomici biancastre grossolane rimaneggiate in matrice terrosa di colore bruno/ocra.

Caratteristicamente il livello presenta una debole inclinazione verso ovest.

MC 25: terra piroclastica pedogenizzata di colore marrone rossiccio contenente scarse pomici argillificate.

MC 26 terra piroclastica pedogenizzata di colore marrone rossiccio.
MC 27: livello di pomici, lapilli e litici, immersi in matrice terrosa humificata di colore rossastro.
MC 28: terra piroclastica di colore rossastro a struttura massiva contenente poche pomici molto alterate.
MC 29: falli di pomici grossolane di colore biancastro costituenti delle bande ad andamento subparallelo.
MC 30: paleosuolo di colore rossastro.
MC 31: sottile livello di grosse pomici biancastre parzialmente alterate.
MC 32: terra piroclastica argillificata di colore rossastro.
MC 33: sottile livello di grosse pomici biancastre parzialmente alterate.
MC 34: suolo piroclastico di colore bruno rossiccio o struttura massiva.
MC 35: piroclastite sabbiosa, parzialmente humificata, massiva di colore bruno/rossastro.
MC 36: orizzonte sabbioso/limoso di prevalente origine piroclastica fortemente alterato e argillificato. A luoghi si riconosce una estrema ricchezza di concrezioni tipo caliche che accenni di stratificazione incrociata.
MC 37: Piroclastite addensata, prevalentemente costituita da ceneri e sabbie di colore giallastro a sottili livelli piano/paralleli. A luoghi sono state riconosciute microfrazzature interessanti i soli orizzonti sottostanti.
MC 38: Paleosuolo torboso nerastro, compatto, fortemente coesivo e intensamente fessurato. Il livello risulta ricchissimo di materia organica oltre che di frammenti ossei grossolani.
MC 39: Argille e limi di color nocciola recanti spinti fenomeni di alterazione/ossidazione concentrati prevalentemente lungo fessure riducenti l'ammasso in prismi con successiva sfaldatura a scaglie. Sempre lungo le stesse fratture si nota la presenza di patine di arricchimento in croste di ossidi. Si segnala la presenza di pomici e minuti frammenti di natura calcarea e silicea.



MC 40: Sottile livello grigio/verdastro di argilla marnosa molto coesiva.
MC 41: Argilla marrone/nocciola fortemente alterata, massiva attraversata da fessure subverticali con patine di arricchimenti in ossidi. Nella pasta di fondo si riconosce a luoghi la presenza di minuti ciottoli di quarzo ma anche plagioclasio e piccoli ciottoli calcarei. In questo orizzonte si rinvengono con particolare frequenza resti ben conservati di mammalofauna. Nella parte alta si riscontra la presenza di piccoli nuclei ed aggregati in disequilibrio di vivianite.
MC 42: Argille e limi con sabbia di

colore marrone/rossastro fittamente fessurate.
MC 43: Livello discontinuo di sabbia fine a granuli prevalentemente quarzosi in matrice rossastra di natura piroclastica.
MC 44: Argilla e limi bruno/giallastri a struttura massiva. Si riconosce ancora la presenza di abbondanti frammenti di micromammiferi.
MC 45: Orizzonte lentiforme costituito da minuti ciottoli prevalentemente quarzosi in matrice di aspetto terroso.
MC 46: Argilla grigio/azzurra mista a limo e sabbia a struttura massiva con rari accenni di stratificazione marcati da nuclei ed aggregati di ossidi;

caratteristica la presenza di resti organici tra i quali piccole ossa ed opercoli di gasteropodi. Nella parte a tendono ad essere maggiormente diffusi nuclei e concentrazione di vivianite. Quale prima interpretazione quindi possiamo delineare il seguente iter di eventi registrati all'interno della colonna stratigrafica. Prima della principale fase eruttiva dell'Ignimbrite Campana, attualmente datata in un intervallo compreso tra i 33.000 ed i 36.000 yBP nell'antico bacino del fiume Isclero si accumulò, con buona continuità, una spessa colta di sedimenti continentali su cui prevalsero i processi pedogenetici uni

al continuo apporto di materiali piroclastici dai vari centri eruttivi allora attivi nella Piana Campana (fig. 92). Si tratta di un lungo periodo di stabilità durante il quale prevalse la pedogenesi e di conseguenza si formarono suoli molto alterati. Come è noto, una lettura in chiave climatica dei paleosuoli vorrebbe che essi testimoniassero periodi di fitta copertura vegetale, favoriti da un clima opportuno (interglaciale), contrapposto ad altri periodi in cui rigide condizioni climatiche (glaciali), inibendo la copertura vegetale, limitassero i processi pedogenetici e favorissero al contrario l'erosione e la sedimentazione. Tale schematizzazione seppur riduttiva ed insoddisfacente va unita al fatto che i paleosuoli, soprattutto in aree

fortemente attive dal punto di vista tettonico, testimoniano il perdurare per lungo tempo di condizioni di stabilità morfostrutturale. Tale assetto sembra caratterizzare, per grandi linee un lungo periodo attualmente inquadrabile sommariamente tra il Pleistocene Superiore e l'arrivo dell'Ignimbrite Campana. Ancor prima di tale periodo l'area risulta caratterizzata dalla presenza di paleoambienti ricchi di specchi lacustri estesi forse in continuità dalla Piana Caudina alla Valle del Volturno. Le indicazioni emerse dai lavori svolti dai vari autori di seguito riportati, pur necessitando di indispensabili e approfonditi studi, permettono di ipotizzare ai margini di tali laghi una ricca copertura di foreste ed una



abbondante fauna a grandi mammiferi (elefanti, ippopotami e cervidi). Il clima doveva essere probabilmente temperato-umido con temperature medie superiori alle attuali e con abbondanti precipitazioni, alternate a periodi di maggiore aridità. La presenza di cavalli e di rinoceronti testimonia infine che i querceti e le foreste di *Carya* dovevano essere alternati a spazi aperti che potessero consentire pascoli adeguati a questi perissodattili. L'arricchimento in ferro tipico in depositi lacustri e la formazione di cristalli di vivianite testimonia il perdurare di ambienti poveri di ossigeno ed estremamente ricchi in materia organica in decomposizione.

Tali ambienti sembrano occupare una

fascia temporale (attualmente non meglio definibile) (fig. 94) compresa tra il Pleistocene Inferiore ed il Pleistocene Medio. Il regime di biostasia che caratterizzava tale lasso di tempo risulta disturbato solo dall'arrivo di pomice, ceneri e lapilli, verosimilmente attribuibili a fasi eruttive del giovane vulcano del Roccamonfina. La presenza di microfratturazioni osservate a più luoghi, evidenzerebbe comunque la presenza di varie fasi di instabilità tettonica.

Come comunemente avviene nella storia evolutiva degli spettri lacustri, anche il lago di Masseria Cambera cessa di vivere per successivo interramento, trasformandosi prima in una palude anossica, poi in una specie di torbiera e poi in una prateria. Il livello eruttivo

MC 37 decreta la scomparsa definitiva dei ristagni.

Come già detto, alla morte del lago fa seguito un continuo accumulo di suoli e prodotti piroclastici da sottoporre ad opportuni studi analitici, che perdura fino alla crisi ambientale determinata dalla grande eruzione dell'Ignimbrite Campana (fig. 93). Infatti, solo in fase successiva all'arrivo del tufo grigio, si registra in zona l'arrivo di una spessa coltre detritica di conoide generata dall'erosione dei retrostanti versanti carbonatici del Monte Taburno durante una delle ultime crisi glaciali. Sempre in questa fase, anche in ragione di consistenti variazioni del livello di base, l'Isclero ed i suoi affluenti cominciano a reincidere l'intera colonna stratigrafica fino ad individuare i profondi valloni attuali ed a riportare alla luce gli antichi sedimenti lacustri. Anche durante questa fase si registra l'arrivo in zona di prodotti piroclastici relativi ad ulteriori fasi esplosive del vulcano del Roccamonfina.

Il successivo approfondirsi della rete idrografica porta quindi all'individuazione di quell'arrocato terrazzo di Saticula, posto a controllo dell'intera valle dell'Isclero e quindi dell'importante via di accesso alla Piana Caudina, che l'uomo comincerà ad occupare fin dal Neolitico ed anche fino ad epoca storica, quando le genti sannitiche lo trasformeranno in quel centro di grande importanza strategica che i romani chiameranno Saticula.

94. Sezione geoarcheologica: sequenza stratigrafica

