

# **CONTRIBUTO DELLO STUDIO MINERALOGICO ALLA RICOSTRUZIONE DELL'EVOLUZIONE GEOLOGICA DEL BACINO DI POZZO GRANDE (MARCELLINA, ROMA)**

**ALDEGA LUCA\***, **ARGENTIERI ALESSIO\*\***,  
**DE RITA DONATELLA \***, **FABBRI MARINA\***,  
**GIAMPAOLO CIRIACO\***, **LORETELLI SANDRO\*\*\*\***

\*Università degli Studi "Roma TRE" - Dipartimento di Scienze Geologiche.

\*\*Provincia di Roma - Dipartimento V - Servizio 4° "Geologico".

\*\*\*Provincia di Roma - Dip. VI - Servizio 1° "Trasporti, mobilità, sicurezza del territorio e della circolazione stradale"

---

## **INTRODUZIONE**

Un corretto approccio per la definizione dei meccanismi genetici delle voragini catastrofiche deve prevedere un'analisi multidisciplinare, basata sul confronto e sull'integrazione dei risultati ottenuti con diverse metodologie a carattere sia diretto che indiretto.

Il caso di studio del sinkhole di Pozzo Grande (Fig. 1), originatosi improvvisamente il 25 gennaio 2001 nel comune di Marcellina (provincia di Roma), può fornire elementi di notevole interesse in tal senso. La voragine è localizzata all'interno di un'area pianeggiante di modesta estensione nella quale, allo scopo di definire i caratteri peculiari del fenomeno e di verificare la sicurezza delle infrastrutture presenti nelle immediate vicinanze del sinkhole, sono state condotte indagini specialistiche (geofisiche, geognostiche, geologiche, geotecniche, idrogeologiche e mineralogiche) a cura di soggetti pubblici e privati con compiti istituzionali distinti (ARGENTIERI et al., 2004a). Grazie ai dati scaturiti da questa fase di indagini è stato possibile caratterizzare la piana di Pozzo Grande come un bacino sedimentario di età quaternaria, la cui evoluzione recente è stata notevolmente controllata dalla tettonica (ARGENTIERI et al., 2002; 2003).

In questa sede vengono presentati i risultati di uno studio diffrattometrico a raggi X, eseguito su 115 campioni prelevati da un sondaggio effettuato dal Servizio Geologico della Provincia di Roma all'interno della piana, in prossimità della Strada Provinciale "Marcellina" e ad una distanza lineare di circa 300 m dal sinkhole. La perforazione, realizzata a rotazione con carotaggio integrale, ha raggiunto una profondità di -100 m dal piano campagna, interessando una sequenza più o meno degradata di depositi piroclastici fino a -96 m, dove sono state intercettate argille marnose compatte contenenti clasti carbonatici e residui carboniosi (ARGENTIERI et al., 2002).

Il confronto e l'integrazione dei risultati dell'analisi mineralogica con i caratteri litologici, deposizionali, vulcanologici e litotecnici (ricostruiti grazie ad un accurato studio delle carote prelevate, effettuato in collaborazione tra il Servizio Geologico della Provincia di Roma ed il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università degli Studi "Roma TRE") ha permesso di definire la stratigrafia dei depositi di riempimento della piana di Pozzo Grande (limitatamente ai primi 100 m) e quindi di fornire un ulteriore contributo per la ricostruzione dell'evoluzione tettonico-sedimentaria del bacino.



Fig. 1 - La piana di Pozzo Grande e il sinkhole del 25 gennaio 2001 (sullo sfondo i Monti Lucretili e l'abitato di Marcellina); le coordinate della voragine sono:  $x=318143$ ;  $y=4653064$  (datum WGS 84- proiezione NUTM 33).

## 1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Il settore nord-orientale della Campagna Romana, compreso tra i rilievi carbonatici del Monte Soratte, dei Monti Lucretili–Tiburtini ed il margine settentrionale del Complesso Vulcanico dei Colli Albani (Fig. 2), risulta caratterizzato da una significativa attività tettonica quaternaria e da una certa sismicità, cui si associano diffuse manifestazioni idrotermali (FACCENNA, 1994). Sulla base di dati geofisici (DI FILIPPO et al., 1991) e geologico-strutturali (FACCENNA et al., 1994) è infatti possibile riconoscere un sistema di zone di taglio di importanza regionale, a cinematica trascorrente destra e ad orientazione meridiana, con comprovata attività pleistocenica. Nel peculiare contesto geologico di questo settore del margine tirrenico laziale è possibile individuare diversi bacini sedimentari di età quaternaria, colmati da depositi continentali, come travertini e/o vulcaniti, la cui evoluzione è strettamente influenzata dalla tettonica. L'area di studio (Fig.2), la piccola piana di Pozzo Grande (superficie circa 1 Km<sup>2</sup>), ubicata in corrispondenza della fascia pedemontana dei Monti Lucretili nel territorio comunale di Marcellina (Roma), coincide con una di queste depressioni.

I rilievi lucretili, appartenenti al dominio sabino meridionale, sono formati da più unità strutturali, accavallate verso NW e costituite da depositi in facies di transizione di età meso-cenozoica (COSENTINO & PAROTTO, 1986; 1991). La dorsale è bordata da un sistema di faglie dirette, ad andamento NNW-SSE, che ribassano verso Ovest le strutture carbonatiche con rigetti dell'ordine del migliaio di metri, generando settori ribassati che ospitano sequenze plio-pleistoceniche, con facies evolventi da marine a salmastre e spessori di alcune centinaia di metri (COSENTINO & PAROTTO, 1991). Il sistema di faglie bordiere è in gran parte coperto da una serie di conoidi di deiezione di età olocenica, a loro volta sovrapposte ad una coltre di depositi cineritici alterati e di vulcaniti rimanegiate di probabile età pleistocenica (SERV. GEOL. D'It., 1970).

Il piccolo bacino di Pozzo Grande è colmato da oltre 100 metri di depositi continentali

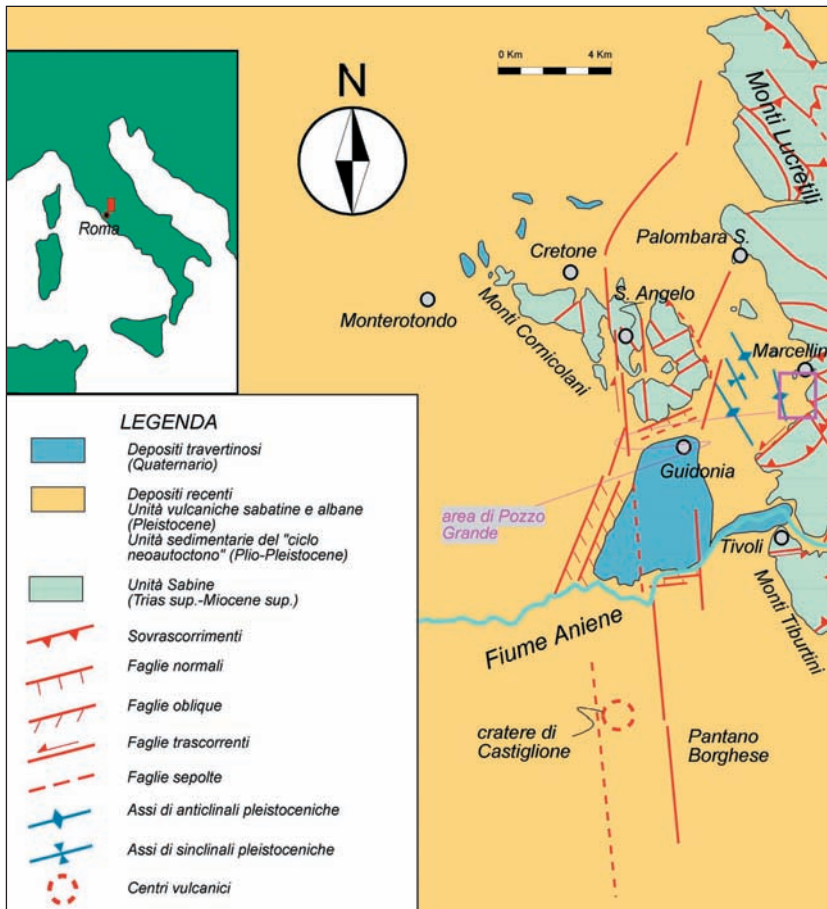


Fig. 2 - Schema geologico dell'area compresa tra i Monti Lucretili, i Monti Cornicolani ed il settore settentrionale del Complesso Vulcanico dei Colli Albani (modificato da FACCENNA et al., 1994). Nel riquadro è evidenziata l'area di studio

e piroclastiti; la successione stratigrafica, che viene illustrata in dettaglio nei paragrafi seguenti, è rappresentata nella Figura 3. In linea generale si individuano, dall'alto verso il basso:

- coltre pedogenizzata (circa 3 metri di spessore);
- sedimenti limoso-argillosi con inglobati livelli ghiaiosi;
- materiale vulcanico degradato a matrice sabbiosa;
- complesso piroclastico, comprendente pozzolane bruno-rossastre fortemente coerenti; tufi litoidi e semilitoidi, paleosuoli, ecc;
- unità basale costituita da marne argillose.

Le indagini sinora effettuate hanno fornito evidenze tali da ritenere che l'evoluzione recente della piana sia stata controllata dall'interazione tra sistemi di faglie a diversa orientazione, cinematicamente compatibili con una shear zone trascorrente destra ad andamento meridiano (ARGENTIERI et al., 2002); il confronto tra dati geofisici e assetto morfostrutturale ha consentito, inoltre, di riconoscere l'originario carattere di bacino endoreico della conca, peraltro già ipotizzata, in base ai soli caratteri morfologici, da MAXIA (1954), che la definisce "conca carsica". Si evidenzia inoltre che studi recentemente avviati nel settore nord-orientale della Campagna Romana individuano altre zone

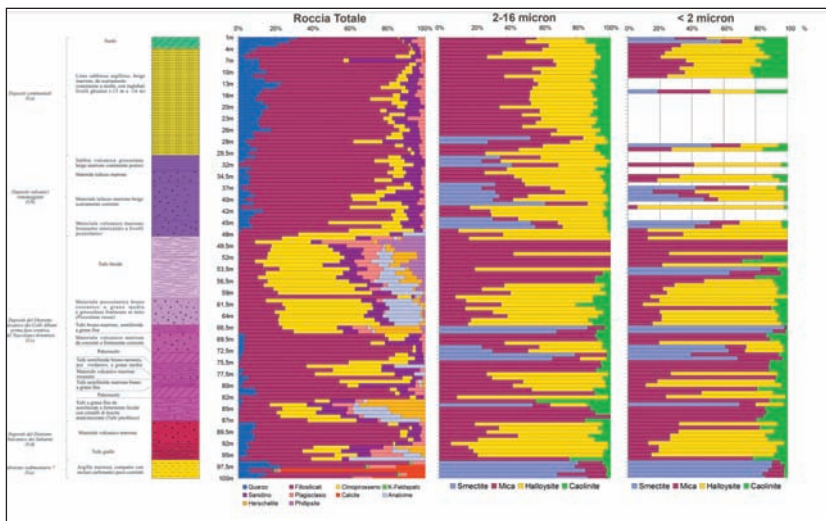


Fig.3 - Quadro sinottico dei risultati della mineralogia delle argille e stratigrafia del sondaggio PG1, realizzato dall'Amministrazione Provinciale di Roma. Le coordinate del foro sono:  $x=317871,4$ ;  $y=4653068,1$  (datum WGS 84- proiezione NUTM 33)

depressive di limitata estensione, situate in aree limitrofe al bacino di Pozzo Grande, contraddistinte da un analogo assetto geologico-strutturale (ARGENTIERI et al., 2004b). È infine importante sottolineare che in prossimità dell'area di studio, anche a breve distanza, (fascia pedemontana dei Monti Lucretili; piana di Guidonia- Acque Albule) è stata riscontrata una certa attività sismica (MELONI & PIRRO, 1989; GASPARINI et al., 2001; PIRRO & GASPARINI, 2002; ARGENTIERI et al., 2003).

## 2. METODOLOGIE ANALITICHE

Le analisi mineralogiche sono state condotte presso il Laboratorio di mineralogia delle argille del Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università degli Studi "Roma TRE" tramite diffrazione a raggi X, su un totale di 115 campioni, seguendo la metodica descritta in GIAMPAOLO & Lo MASTRO (2000). I campioni della roccia totale con orientazione random dei cristalliti sono stati analizzati da 2 a  $70^{\circ}2\theta$  mediante diffrattometro Scintag mod. X1 (radiazione  $CuK\alpha$ , spin, rivelatore allo stato solido di silicio) in condizioni operative di 40 mA e 45 kV. Le scansioni sono state eseguite per step di  $0.05^{\circ}2\theta$  con tempi di conteggio di 3 s per step.

I profili diffrattometrici dei preparati orientati asciugati all'aria, invece, sono stati acquisiti per step di  $0.05^{\circ}2\theta$  con tempi di conteggio di 4 s per step da 1 a  $48^{\circ}2\theta$ . La presenza di fasi espandibili è stata determinata attraverso saturazione con glicole etilenico a  $25^{\circ}C$  per 15 ore. I preparati così trattati sono stati analizzati nelle stesse condizioni operative dei campioni non saturati ma con un intervallo di scansione di  $1-30^{\circ}2\mu$ . Dopo centrifugazione, la sospensione contenente le frazioni  $<2 \mu m$  (diametro di una sfera equivalente) e  $2-16 \mu m$  è stata decantata, pipettata e asciugata a temperatura ambiente su vetrini portacampione al fine di produrre un aggregato altamente orientato.

### 3. DISCUSSIONE DEI RISULTATI

L'analisi mineralogica ha permesso di effettuare, all'interno della successione stratigrafica ricostruita grazie allo studio delle carote prelevate dal sondaggio, alcune discriminazioni di maggior dettaglio. In particolare è stato possibile caratterizzare sia l'unità sedimentaria basale, sia le varie unità del complesso piroclastico (nonché i paleosuoli presenti). Assai significative sono le informazioni circa il contenuto mineralogico dei sedimenti più recenti, sui quali poggiano le vulcaniti di deposizione primaria: all'interno di tale complesso è infatti possibile distinguere nettamente le piroclastiti rimaneggiate dai sovrastanti depositi limoso-argillosi, con i quali si chiude la successione del bacino di Pozzo Grande.

#### 3.1. Vulcaniti rimaneggiate (epivulcaniti) e depositi limoso-argillosi

Ventisei campioni non sono stati analizzati nella frazione  $< 2 \mu\text{m}$ , per l'impossibilità di realizzare un preparato orientato. Essi probabilmente sono ricchi di halloysite tubolare, che non ha permesso l'isorientamento dei fillosilicati secondo la forma  $\{001\}$ . Questi campioni si riferiscono a depositi vulcanici rimaneggiati a matrice sabbiosa incoerenti o scarsamente coerenti (da -29,5 m a -48,5 m) e a depositi continentali (da -3 m a -29,5 m), a granulometria prevalentemente limoso-argillosa con presenza di livelli ghiaiosi, che hanno colmato il bacino di Pozzo Grande dopo la deposizione delle piroclastiti primarie del Tuscolano-Artemisio. Le differenze mineralogiche riscontrabili nella composizione della roccia totale riguardano l'incremento di minerali clastici, come il quarzo, e il decremento di minerali di alta temperatura, come clinopirosseno e sanidino, muovendosi verso l'alto all'interno della successione dalle vulcaniti rimaneggiate ai depositi continentali. Si nota, inoltre, un incremento di incidenza percentuale relativa del plagioclasio sodico tipo albite rispetto al sanidino nei depositi continentali. Ciò può essere spiegato con la maggiore instabilità del feldspato potassico alle nuove condizioni termo-bariche.

Nella frazioni granulometriche inferiori, ed in particolare in quella  $2-16 \mu\text{m}$ , le vulcaniti rimaneggiate si distinguono dai sovrastanti depositi continentali per la presenza della smectite.

#### 3.2. Unità vulcaniche

L'analisi mineralogica del sondaggio ha permesso di caratterizzare le unità piroclastiche presenti nel bacino.

Le unità vulcaniche riscontrate appartengono sia al Distretto vulcanico dei Colli Albani (Lithosoma Tuscolano-Artemisio, 0,6-0,3 Ma; DE RITA et al., 1995), sia a quello Sabatino, con le prime stratigraficamente sovrapposte alle seconde.

Le tre unità eruttive albane individuate (da -66 m a -88 m dal piano campagna) sono tre colate piroclastiche, note in letteratura come "Unità di Tor de' Cenci", "Unità del Palatino" e "Unità del Casale del Cavaliere" (DE RITA et al., 2002); esse risultano separate da due paleosuoli (da -72 m a -75 m e da -81 m a -82 m), caratterizzati da una grande abbondanza di minerali fillosilicatici, costituiti principalmente da smectite e subordinatamente da halloysite, mica e caolinite. L'unità di Tor de' Cenci è caratterizzata da zeoliti (analcime ed herschelite), modeste quantità di un clinopirosseno tipo augite e fillosilicati, plagioclasio e sanidino.

L'unità di Tor de' Cenci poggia su depositi riconducibili all'attività del Distretto vulcanico dei Sabatini (da -88 m a -96 m), tra i quali si riconosce il "Tufo giallo della via Tiberina". Esso si distingue dall'Unità di Tor de Cenci per la presenza, nelle frazioni granulometriche  $< 2 \mu\text{m}$  e  $2-16 \mu\text{m}$ , di halloysite e per una minor incidenza percentuale di flo-

gopite che rappresenta la fase più abbondante nel relativo prodotto del Tuscolano-Artemisio. Sulla base della mineralogia della roccia totale invece i due depositi, presentando le stesse fasi mineralogiche, sono difficilmente distinguibili.

A quota - 66 m dal piano campagna si rinviene un deposito bruno-rossastro spesso circa 7 m riferibile all'Unità delle Pozzolane rosse (DE RITA et al., 1995). L'unità è ricca di augite (fino al 50% in peso), presenta quantitativi di fillosilicati ed analcime inferiori al 25% e un contenuto medio in phillipsite e plagioclasio dell'1%. L'herschelite mostra valori di incidenza percentuale compresi tra l'1 e il 4%. Il sanidino costituisce in media solo l'8% della miscela e non è stato utilizzato come fase discriminante per distinguere la successiva unità del Tuscolano-Artemisio.

Le Pozzolane rosse sono separate dalla sovrastante Unità del "Tufo lionato" da un livello biancastro ricco di halloysite, caolinite e mica che testimonia un evento di intensa alterazione delle piroclastiti. Il Tufo lionato si evidenzia per quantità superiori di phillipsite (9% in media), plagioclasio (10% in media) ed herschelite (6% in media), per una minor incidenza percentuale di fillosilicati (16% vs. 21%), analcime (9% vs. 18%) ed augite (40% vs. 49%). La presenza di phillipsite indica il raggiungimento di temperature più elevate rispetto ai depositi contenenti solamente herschelite o analcime (GOTTARDI & GALLI, 1985).

Nessuna evidenza mineralogica e/o stratigrafica ha permesso di individuare l'Unità delle Pozzolane nere, che sembra non aver raggiunto il bacino di Pozzo Grande.

### **3.3. Unità argilloso-marnosa**

Il tratto inferiore del sondaggio ha intercettato un'unità sedimentaria da circa -96 m dal piano campagna sino a fondo foro. Essa è costituita da depositi argilloso-marnosi contenenti clasti carbonatici. La mineralogia della roccia totale (Fig. 3) mostra la presenza di quarzo, calcite, plagioclasio, K-feldspato e fillosilicati. Discriminando la famiglia dei fillosilicati si nota una grande quantità di smectite e subordinatamente mica e caolinite.

Allo stato attuale sono in corso analisi biostratigrafiche e paleoecologiche delle argille marnose (si veda in ARGENTIERI et al., 2004a), al fine di determinare se si tratti di sedimenti riferibili alle sequenze deposizionali pre-vulcaniche in facies marina o salmastra, o di episodi di sedimentazione continentale più recenti.

Nella frazione granulometrica 2-16  $\mu\text{m}$ , le differenze mineralogiche esistenti tra i termini sedimentari basali e quelli vulcanici sovrastanti (cfr. paragrafo 4.2.) risultano evidenti: i primi sono costituiti principalmente da smectite (80%), da mica, da piccole quantità di caolinite e minerali residuali come quarzo, calcite e k-feldspato; i secondi da flogopite, halloysite, caolinite in percentuali maggiori, da smectite limitata ad alcuni campioni e da augite, sanidino e zeoliti.

La frazione <2  $\mu\text{m}$  mostra la stessa mineralogia riscontrata nella frazione precedente. Le differenze rispetto al complesso delle vulcaniti (cfr. paragrafo 4.2.) risiedono nella diversa incidenza percentuale dei minerali argillosi: nell'unità sedimentaria basale si nota una maggior presenza della flogopite, ed un relativo minor contenuto in smectite, caolinite e halloysite (l'abbondanza delle suddette tre fasi nel complesso piroclastico è riconducibile a fenomeni di alterazione del vetro vulcanico).

Nell'unità sedimentaria sono presenti quarzo e calcite, mentre non si rilevano zeoliti (analcime, herschelite e phillipsite), augite e sanidino, che invece abbondano nei depositi piroclastici.

## CONCLUSIONI

Appare evidente come un'analisi mineralogica di dettaglio, effettuata tramite diffrazione a raggi X combinando e confrontando i risultati di diverse frazioni granulometriche, risulti uno strumento sensibile ed affidabile per caratterizzare unità litologiche talvolta difficilmente distinguibili dalla semplice osservazione.

Infatti comparando i dati litotecnici con i risultati dell'analisi mineralogica è possibile caratterizzare i primi 100 metri della successione stratigrafica del bacino di Pozzo Grande, riconoscendo e discriminando cinque distinte unità (Ua-e, vedi fig.3) corrispondenti a fasi di attività dei Distretti vulcanici del margine tirrenico laziale oppure a stadi d'evoluzione tettonico-sedimentaria del piccolo bacino continentale quaternario. L'unità inferiore (**Ue**; da -96 a -100 m) è costituita da argille marnose compatte, la cui attribuzione biostratigrafica e paleoecologica è ancora in via di definizione. Su di esse poggiano circa 8 m di vulcaniti riconducibili all'attività del Distretto vulcanico dei Sabatini (**Ud**), a loro volta ricoperte da piroclastiti correlabili all'attività del Tuscolano-Artemisio dei Colli Albani, per uno spessore complessivo di circa 40 metri (**Uc**). Ancora al di sopra si individuano circa 20 m di vulcaniti alterate e/o rimaneggiate (**Ub**), su cui poggiano oltre 20 m di limi argillosi (**Ua**), che costituiscono i depositi più recenti di riempimento del piccolo bacino.

I dati presentati in questa nota consentono pertanto di riconoscere nel settore in esame, posto al margine nord-orientale della Campagna Romana, la presenza di unità piroclastiche di provenienza sabatina.

Al di sopra di queste si rinvengono alcune unità piroclastiche riferibili all'attività del Tuscolano-Artemisio, con spessori compatibili con quelli osservati in altri settori distali del Distretto vulcanico dei Colli Albani; ciò permette di espandere verso Nord, rispetto a quanto sinora accertato, i limiti del Distretto vulcanico medesimo.

Esistono evidenze mineralogiche e deposizionali per ritenere che una delle fasi principali di strutturazione del bacino di Pozzo Grande sia avvenuta dopo la messa in posto del "Tufo lionato" e che la depressione sia quindi divenuta un'area d'accumulo del materiale d'alterazione delle vulcaniti affioranti nelle aree circostanti.

Allo stato attuale delle conoscenze non si dispone invece di dati sufficienti per una esauriente caratterizzazione del substrato sedimentario delle vulcaniti.

Il sinkhole di Marcellina si inserisce quindi in un particolare quadro geologico, contraddistinto da:

- geometria articolata del bedrock;
- rilevante spessore delle coperture quaternarie sedimentarie e vulcaniche sovrastanti il substrato carbonatico;
- tettonica recente e/o attiva;
- forte controllo strutturale su localizzazione ed evoluzione dei bacini continentali pleistocenici;
- prossimità ad aree sismogenetiche;
- collocazione in aree di recapito delle acque sotterranee del circuito carsico;
- circolazione profonda di gas e fluidi mineralizzati;
- idrografia di superficie fortemente modificata dalle attività antropiche.

Data la verosimile stretta relazione ipotizzabile, nel caso del bacino di Pozzo Grande, tra la localizzazione della voragine ed i caratteri geologico-strutturali e deposizionali del sito, appare importante, ai fini della definizione della pericolosità da sinkhole nel settore peritirrenico laziale, focalizzare l'attenzione su eventuali altre aree ove potrebbe verificarsi la concomitanza dei fattori geologici peculiari descritti.

## BIBLIOGRAFIA

- ARGENTIERI A., LORETELLI S., VECCHIA P., SCIARRA P. (2004a) - Il ruolo del Servizio Geologico della Provincia di Roma nel governo del territorio: il caso del sinkhole di Marcellina (Roma), in questo volume.
- ARGENTIERI A., CECCHINI F., DI FILIPPO M., DI NEZZA M., MARGOTTINI S., TORO B. (2004b) - La depressione di "Il Laghetto" (Roma): un possibile sinkhole?, in questo volume.
- ARGENTIERI A., VECCHIA P., SALVATI R., CAPELLI G., LORETELLI S. (2003) - La pericolosità da sinkhole nel territorio della Provincia di Roma: il caso di Marcellina. Atti del 2° Incontro di Studi "Il carsismo nell'area mediterranea" (Castro Marina, Lecce, 14-16/9/2001), *Thalassia Salentina*, vol. N° **26** Suppl., 95-105.
- ARGENTIERI A., CAPELLI G., DI FILIPPO M., LORETELLI S., SALVATI R., TORO B., VECCHIA P. (2002) - Il sinkhole di Marcellina (Roma) del 25/1/2001: primi dati stratigrafici, idrogeologici e geofisici. Atti dei Convegni Lincei, **181** - "Il Dissesto idrogeologico: inventario e prospettive" (XIX Giornata dell'Ambiente- Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, 5/6/2001), 243-255.
- COSENTINO D., PAROTTO M. (1986) - Assetto strutturale dei Monti Lucretili settentrionali (Sabina): nuovi dati e schema tettonico preliminare. *Geologica Romana*, 25, 73-90.
- COSENTINO D., PAROTTO M. (1991) - La struttura a falde della Sabina (Appennino centrale). *Studi Geologici Camerti*, Vol. Spec. 1991/2 - CROP11, 381- 387.
- DE RITA D., FACCECCA C., FUNICIELLO R., ROSA C. (1995) - Stratigraphy and volcano tectonics. In: Trigila R. (ed.), *The Volcano of the Alban Hills*, Roma, 33-71.
- DE RITA D., GIORDANO G., ESPOSITO A., FABBRI M. & RODANI S. (2002). Large volume phreatomagmatic ignimbrites from the Colli Albani volcano (Middle Pleistocene, Italy). *J. Volc. Geotherm. Research*, **118**, 77-98.
- DI FILIPPO M., RUSPANDINI T. & TORO B. (1991) - Evidenze di taglio N-S in Sabina meridionale. *Studi Geologici Camerti*, Vol. Spec. 1991/2 - CROP11, 67-71.
- FACCECCA C. (1994) Structural and hydrogeological features of Pleistocene shear zones in the area of Rome (Central Italy). *Annali di geofisica*, vol XXXVII, N. 1, 121-133.
- FACCECCA C., FUNICIELLO R. & MATTEI M. (1994) - Late Pleistocene N-S shear zones along the Latium Tyrrhenian Margin: structural characters and volcanological implications. *Boll. Geofis. Teorica ed Appl.*, Vol. XXXVI, N. 141-144, 507-522.
- GASPARINI C., PIRRO M., MARCHETTI A., PAGLIUCA N. (2001) - Analisi preliminare del periodo sismico avvenuto nel territorio del Comune di Guidonia Montecelio (RM) tra Maggio e Settembre 2001. Volume dei riassunti del 20° Convegno Nazionale G.N.G.T.S. (Roma, 6-8 Novembre 2001), 251-252.
- GIAMPAOLO C. & Lo MASTRO S. (2000) - Analisi quantitativa delle argille mediante diffrazione a raggi X. In: FIORE S. (ed.), *Incontri scientifici, Istituto di Ricerca sulle Argille, V corso di formazione AIPEA - Metodi di Analisi di Materiali Argillosi*, Tito Scalo, **2**, 109-146.
- GOTTARDI G. & GALLI E. (1985) - *Natural zeolites*. Springer-Verlag, Berlin, 409 pp.
- MAXIA C. (1954) - La geologia dei Monti Cornicolani (Lazio). *Pubbl. Ist. Geol. e Paleont. Univ. Studi Roma*, 11, 1-98.
- MELONI F. & PIRRO M. (1989) - Analisi preliminare del periodo sismico dal Gennaio 1989 in località Colle Fiorito di Guidonia (prov. di Roma) e aspetti neotettonici dell'area. Atti dell'8° Convegno Nazionale G.N.G.T.S., 26.
- PIRRO M. & GASPARINI C. (2002) - Morfologia e sismicità del preappennino laziale. Volume dei riassunti estesi delle comunicazioni del 21° Congresso Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (CNR - Roma, 19-21/11/2003), 153.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - Carta Geologica d'Italia (scala 1:100.000) - Foglio 144 Palombara Sabina.



**RINGRAZIAMENTI**

La caratterizzazione stratigrafica del bacino di Pozzo Grande si inserisce nel più ampio contesto di studi multidisciplinari intrapresi nel settore nord-orientale della Campagna Romana, con particolare riferimento alla definizione della pericolosità da sinkhole. Le riflessioni qui presentate scaturiscono anche dalle proficue discussioni e dallo scambio di opinioni con Giuseppe Capelli, Paola Cipollari, Domenico Cosentino, Michele Di Filippo, Roberto Salvati, Beniamino Toro, Pierluigi Vecchia.