

SESSIONE 4
CASI DI STUDIO

NUOVI DATI SUI SINKHOLES DEL BACINO DELLE ACQUE ALBULE (TIVOLI, ROMA)

di Annunziatellis A.¹, Ciotoli G.¹, Guarino P. M.², Nisio S.²

ABSTRACT

Catastrophic subsidence phenomena occurred in Acque Albule basin (Rome); they are primarily concentrated on the travertine plateaux. Sinkholes verified in complex geological-structural and hydrogeological scenarios and some of them can be originated by deep piping phenomena. In Acque Albule area the presence of active faults (N5W) has been recognized. These faults can act as migration pathways for deep aggressive acid fluids (enriched in CO₂ and H₂S) able to dissolve the carbonate matrix decreasing the mechanical characteristics of shallow soil.

In this work new results about geological-structural, hydrogeological, geophysics and geotechnical study are presented.

1. INTRODUZIONE

Il bacino delle Acque Albule è ubicato nelle media Valle dell'Aniene, in un contesto geologico strutturale caratterizzato dalla presenza di linee tettoniche attive e di sorgenti termominerali che hanno dato origine a depositi di travertino (fig 1). Il travertino ha generalmente spessore di alcune decine di metri fino a valori massimi di 85 m per ridursi verso i bordi della placca (10 m in sondaggio) con il passaggio eteropico ai depositi alluvionali del F. Aniene (MAXIA, 1948; 1959, 1954, 1962). Il banco di travertino è composto da un orizzonte superficiale cavernoso e vacuolare, con aspetto spugnoso, impuro, a volte sabbioso, con scadenti caratteristiche fisico meccaniche e molto permeabile (Tartaro Auct.), e da un orizzonte più compatto di maggiore potenza.

L'orizzonte più profondo e litoide può essere interessato da cavità carsiche più o meno estese che, per crolli successivi della volta, costituita prevalentemente dal tartaro, evolvono arrivando fino alla superficie.

Nel bacino delle Acque Albule sono presenti molte sorgenti termo-minerali, con portate di oltre due metri cubi al secondo, alcune alimentano piccoli laghi.

In tale area sono da tempo noti fenomeni di subsidenza generalizzata (FERRETTI *et al.* 2001; SALVI *et al.* 2004, 2005) e di sprofondamento (sinkhole) (COLOMBI, 2001; CARAMANNA *et al.* 2004; NISIO, 2008), oltre ai fenomeni carsici di superficie (doline).

In particolare, nell'area è possibile individuare diversi tipi di fenomenologie da sinkhole; una tipologia è presente nella porzione centrale del bacino. Ivi sono presenti tre piccoli laghi, Colonnelle, Regina e S. Giovanni (MAXIA, 1950; PENTECOST & TORTORA, 1989; CARAMANNA, 2002; NISIO, 2003, 2008; fig. 2), originatisi con meccanismi di sprofondamento in epoca pre-romana (almeno i primi due). Tali laghi sono alimentati al fondo da sorgenti carbonico-

1 Università La Sapienza, Roma.

2 ISPRA - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia.

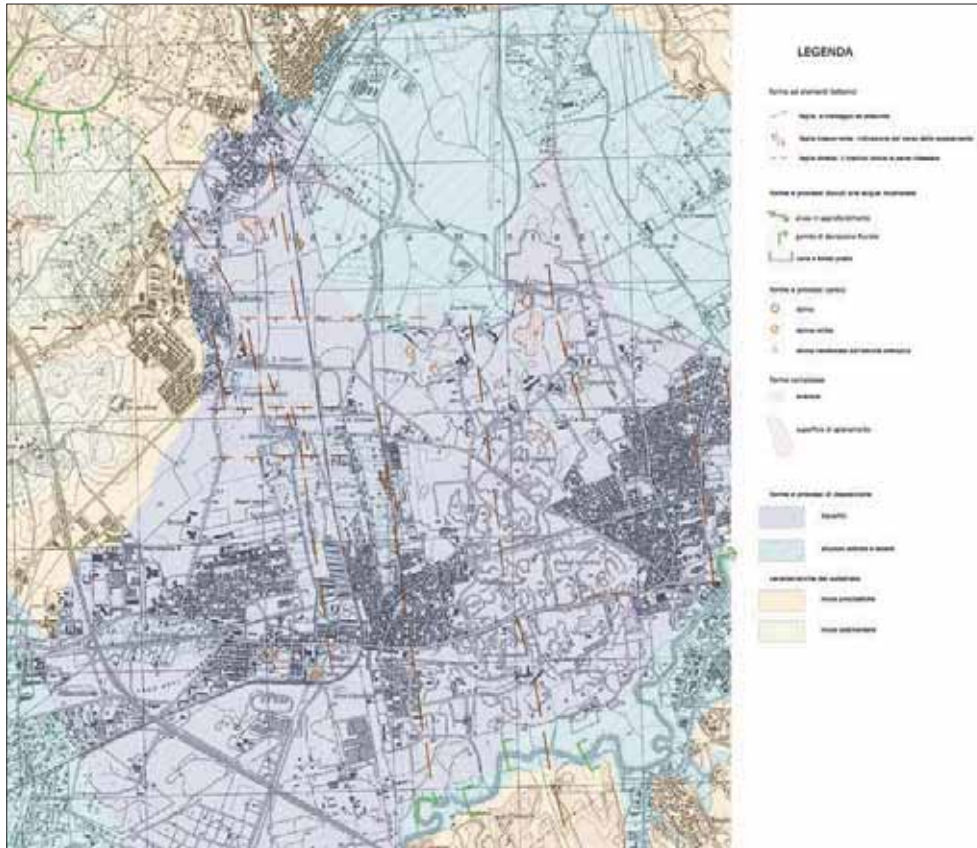


Fig. 1 - Schema geologico dell'area di studio.

solfuree che vengono captate e convogliate, attraverso un canale, presso lo stabilimento termale delle Acque Albule.

Nell'area circostante tali laghi sono stati condotti nuovi studi di carattere geologico-strutturale, geomorfologico, storico, geofisico, geognostico e geo-meccanico. Sono stati prelevati campioni di acque per analisi geochemiche, eseguiti nove sondaggi geognostici (di cui sei spinti a 60 m di profondità) e condotte analisi di gas del suolo.

I risultati ottenuti permettono di fare ipotesi più precise circa la genesi degli sprofondamenti.

2. LE SORGENTI ALBULE: STUDI STORICI

Le sorgenti carbonico-solfuree, presenti nei laghi che alimentano le terme, conservano il nome che ebbero fin dall'antichità: "Acque Albule", biancastre a causa dell'emulsione gassosa che si forma per l'ossidazione dello zolfo ad opera dell'ossigeno atmosferico.

La mineralizzazione delle acque è dovuta ad apporti locali di fluidi mineralizzati risalenti lungo le linee maggiori di dislocazione tettonica.

La termalità è dovuta alla profondità raggiunta dai flussi idrici del circuito, all'apporto di vapore ed acque juvenili, al naturale gradiente geotermico derivante dai fenomeni post eruttivi legati al vulcanismo albano. La temperatura si mantiene rigorosamente costante durante l'anno indipendentemente dalle variazioni stagionali.



Fig. 2 - Ortofoto dei laghi delle Acque Albule (dall'alto verso i basso: il lago di S. Giovanni, il lago delle Colonnelle e il lago della Regina)

Le acque furono sfruttate sin dai tempi dell'antica Roma con la costruzione di uno stabilimento che fu sviluppato soprattutto nel 1900, dopo la sistemazione degli impianti per cure idropiniche, bagni, vari trattamenti terapeutici etc.

Lo sfruttamento delle sorgenti ha inizio nel III sec. a. C. e raggiunge l'apice nel II sec. d. C.. I Bagni di Agrippa o di Zenorbia, riportati alla luce nel sec. XVI erano in riva al lago della Regina o Solfatarata. Nel sec. IX il sito è menzionato con il toponimo di *Acqua Puza*; nel 1532 è presente il toponimo *Acqua Zolfa*. Nei pressi dei laghi sono ancora osservabili i resti di un tempio romano dedicato ad una divinità etrusca di difficile attribuzione; è possibile correlare, tuttavia, la presenza del luogo di culto romano, nonché il nome delle sorgenti, con una divinità romana, *Albunea*, la decima sibilla, a cui lo stesso tempio potrebbe essere dedicato. Infatti la tradizione vuole che la sibilla dava i suoi oracoli presso Tivoli in una foresta che a lei era consacrata:....." e dal suo nome dicevansi *Albunea*. Questa Sibilla chiamavasi ancora *Albua* che credevansi essere la stessa che *Leucotee* o *Matuta*. Era riverita come una dea. Il suo nome doveva venire dalla bianchezza dell'acqua della fontana, che era nella foresta. Altri la chiamavano *Alta* [CHOMPRES & MILLIN, 1804]. Tuttavia ritenere che l'area dei laghetti (in particolare il lago della Regina) fosse proprio il sito in cui dimorava la sibilla viene contraddetto da :...*La foresta e la fontana a lei sacre erano situate sopra un'alta montagna* [CHOMPRES & MILLIN, 1804]. L'area di piana in cui sono situati i laghi, potrebbe, tuttavia, essere molto vicina al luogo citato.

Le terme delle Acque Albule vennero spesso menzionate da scrittori latini e celebrate per le loro virtù terapeutiche: Virgilio ne parla nell'Eneide, Strabone ricorda come le ville romane fossero più numerose nei dintorni delle sorgenti che nella stessa Tivoli. L'imperatore Cesare Augusto, probabilmente affetto da gotta, usava utilizzare i bagni sulfurei, tanto che decise di far costruire dall'architetto Vipsanio Agrippa l'edificio termale, del quale sono visibili ancora i massicci ruderi.

La temperatura delle acque oscilla tra i 22°C e i 24°C e pertanto le acque sono classificate come ipotermali.

Dal punto di vista chimico sono classificabili come acque solfuree-carboniche, a contenuto salino misto di tipo bicarbonato e solfato alcanino.

3. I SINKHOLES DELLE ACQUE ALBULE

Fenomeni di sprofondamento si sono già manifestati nell'area in epoca storica fino ad oggi, dando origine a laghi e cavità sub-circolari [MAXIA, 1950; PENTECOST & TORTORA, 1989; FACCHENNA *et al.* 1994; NISIO, 2008].

Tali sprofondamenti sono dovuti oltre all'accentuato carsismo, anche alla presenza di diaclasi e faglie che attraversano tutta la piana con differenti orientazioni.

In particolare nell'area è possibile individuare diversi tipi di fenomenologie da sinkhole (NISIO, 2003; NISIO & SALVATI, 2004; NISIO *et. al.* 2004, 2007).

La prima tipologia, *cave collapse sinkhole*, si sviluppa sui travertini in affioramento ed interessa le bancate litoidi di travertino al di sotto del tartaro. Il processo è dovuto alla percolazione di acque, attraverso gli strati superficiali del terreno e di tartaro, che tende ad allargare le fratture ed i vuoti naturalmente presenti nel travertino mediante un'azione dissolvvente della roccia. La cavità prodotta progredisce allargandosi attraverso crolli successivi della volta.

La seconda tipologia, *cover collapse sinkhole*, si sviluppa all'interno dei terreni di copertura (*cover*) sciolti, costituiti da sabbie, ghiaie, limi ed argille. Il processo ha origine da cavità che si formano all'interno di un substrato solubile posto ad una certa profondità e che portano per crolli successivi alla formazione di una voragine in superficie.

La terza tipologia di sinkhole interessa il travertino anche se ruolo determinante è svolto dalla risalita di acque mineralizzate in pressione, che portano alla formazione di un condotto, o cammino cilindrico, anche ad elevata profondità. In tale tipo di sinkhole il processo risulta inverso, sviluppandosi dal basso verso l'alto ed è facilitato dalla presenza di linee di faglia o di frattura che possono costituire cammini preferenziali per le acque in pressione ed i gas (*deep piping sinkhole*).

Le differenti tipologie di sinkholes danno luogo in superficie a cavità sub-circolari di diametro e profondità variabile, sezione conica, cilindrica o ad anfora in relazione alla tipologia di sprofondamento. All'interno delle depressioni è spesso presente una sorgente al fondo che trasforma le voragini in piccoli laghi.

L'origine dei laghi di S. Giovanni, Regina e delle Colonnelle è stata in letteratura attribuita a fenomeni di carsismo superficiale (MAXIA, 1950).

Le ricerche storiche hanno rilevato che i laghi delle Colonnelle e della Regina, già noti e sfruttati in epoca romana, non hanno subito sostanziali modifiche nel corso degli anni; solo in occasione del terremoto del 1915 sono state registrate alcune variazioni. Le variazioni di livello e di chimismo delle acque sono riportate nella cronaca del terremoto di Avezzano (ODDONE, 1915): *Il laghetto Regina, che alimenta l'acqua solfa ai Bagni di Tivoli, all'atto del terremoto ebbe un soffio che ne alzò il livello per un metro [egual fenomeno si osservò in occasione del terremoto di Messina, addì 28, XII- 1908], dopochè le acque si abbassarono permanentemente fino a 30 cm sotto il livello solito...Così si abbassò il livello dell'altro laghetto di S. Giovanni; e si asciugò l'altro piccolo denominato "inferno".*

Il lago di S. Giovanni tuttavia, sembra avere un'origine più recente, probabilmente, originato in epoca storica; sulla sua formazione è narrata da una leggenda che riporta l'origine ad un episodio di sprofondamento, avvenuto nel giorno di S. Giovanni (ROMEO DI COLLOREDO, 2007). La data dello sprofondamento potrebbe essere compresa tra il medio evo e il 1698; secondo alcune ricostruzioni catastali, il lago compare con la denominazione di S. Giovanni nella carta corografica dimostrativa della Sabina Antica e Moderna 1698, nella carta della Sabina di Diego de Revillas (1739) e nella Pianta della Città di Tivoli e agro Tiburtino del 1851.

Nella Carta della Campagna Romana del 1666, nell'area compaiono solo due laghi di cui il lago della Regina con il nome di *lago delle Isole Natanti*; nella Carta della Campagna



Fig. 3 - Il lago della Regina, veduta panoramica.



Fig. 4 - Il lago delle Colonnelle, veduta panoramica.

Romana di Cingolati [1692], ne sono ancora riportati solo due. Se le ricostruzioni fossero fedeli si potrebbe collocare la genesi del lago S. Giovanni tra il 1692 e il 1698.

L'esistenza di leggende diffuse nella tradizione popolare spesso avvalorava l'origine di fenomeni naturali mediante episodi catastrofici a cui potrebbero essere ricondotti i laghi in esame.

Per quanto riguarda le caratteristiche fisiche dei laghi, il Lago della Regina (fig.3) ha diametro massimo di 150 m, per lo svasamento dovuto all'immissione delle acque nel canale dell'acqua sulfurea. La cavità originaria, con morfologia cilindrica, ha diametro di circa 60 m e profondità di 36 m, dimensioni che attualmente risultano ridotte, per effetto dell'abbassamento della falda regionale che li alimenta.

Il lago delle Colonnelle ha diametro di circa 50 m (fig. 4) ed una profondità di circa 60 metri.

Lungo il perimetro del lago Colonnelle si rinvenivano formazioni pseudo-stalattitiche dovute alla deposizione del travertino su resti vegetali e sulle colonie di solfobatteri che si trovano nella cavità allagata [Nisio, 2008].

La portata complessiva dei sinkholes Regina e Colonnelle è di circa 2,1 mc/sec..

Il Lago S. Giovanni è ubicato nelle immediate vicinanze del Lago delle Colonnelle in un podere privato; attualmente esso ha diametro di 57 m e una profondità di 16 m (ridotta rispetto al passato, 22 m nel 1860, PALMIERI, 1860). L'acqua del lago è debolmente sulfurea ed alcalina, è stata ascritta alle acque dolci idrotermali con temperatura variabile tra 15° C e 22°C. La cavità è impostata interamente nel travertino e la morfologia della stessa (ad anfora) fa presumere che l'origine sia per crollo di volta.

A circa 2 km ad ovest di Bagni, una polla di acqua sulfurea alimentava un piccolissimo lago le cui dimensioni sono state ridotte a scopo di bonifica a fine ottocento: il *lago dell'Inferno*; estinto poi nel 1915. Non si rinvencono cronache riguardo la formazione del lago dell'Inferno ma la sua morfologia lo fa ascrivere al pari degli altri laghi ad un fenomeno di sinkhole. La portata della sorgente era di 4 l/sec, la temperatura era di circa 20°C il pH di 6.4.

Altri gruppi di sorgenti alimentano l'area. Le sorgenti del Pantano costituiscono un gruppo di manifestazioni che si estendono su una vasta area, a circa 70 m s.l.m., hanno temperatura di 23°C e portata di 125 l/sec. Le acque vengono convogliate nel canale dell'Acqua Acetosa e si disperdono poi nel terreno.

Inoltre tra quota 50 m e quota 43 m, nella piana si rinvencono altre piccole emergenze, la più cospicua delle quali è denominata Cesarni o Cesarea, con una portata di 500 l/sec, posta a 44 m s.l.m. in prossimità dell'alveo del F. Aniene.

Procedendo verso SE all'interno della piana, a 500 m a sud di Bagni, alcune polle liberano abbondanti quantità di gas, la temperatura oscilla tra 19.8°C e 21°C, la portata complessiva è di circa 90 l/sec, il pH è variabile tra 6.2 e 6.5.

3.1 I fenomeni recenti di sprofondamento dell'area

Negli ultimi anni sono stati segnalati dalla popolazione altri fenomeni di sprofondamento che hanno interessato prevalentemente i centri urbani di Guidonia e Bagni di Tivoli ed allertato la Protezione Civile.

Tali sprofondamenti hanno interessato prevalentemente le aree caratterizzate da travertino sub-affiorante prevalentemente urbanizzate (MESSA, 1998; LA CHIOMA, 1999). La presenza di edifici ha mascherato molto la morfologia naturale del fenomeno, pertanto, si è reso difficile analizzare le forme ed i meccanismi genetici di sviluppo della cavità.

In totale si menzionano otto sprofondamenti avvenuti nell'ultimo decennio.

Nell'area, inoltre, sono riconoscibili altre forme sub-circolari relitte che per lo più si individuano all'interno della zona sfruttata dall'attività mineraria, scolpite sui travertini.

Tuttavia l'antropizzazione ha stravolto le originarie forme così, attualmente, risulta difficile distinguere i differenti morfotipi.

Cavità ascrivibili a sinkhole sono segnalate in letteratura (MESSA, 1998), esse attualmente non sono visibili, poiché completamente obliterate dall'urbanizzazione del territorio.

Tra queste sono menzionate il Bollente (Lat. 41,9531 N, Lon. 12,7313 E) che era ubicato all'interno dell'abitato di Villalba e le 'Callarelle' (Lat.41,9828 N, Lon. 12,7311 E) collocate sul confine occidentale dell'attuale aeroporto di Guidonia.

3.2 Abbassamenti del livello di falda

Negli ultimi quattro anni si è registrato, nel territorio di Tivoli e di Guidonia un depauperamento della portata dell'acqua, che è passata da 3.000 litri al secondo a 200 litri al secondo (Relazione tec. inedita, Ass. com. 187, n°714 del 1.12.2005).



Fig. 5 - Abbassamento del pelo libero dell'acqua all'interno dei sinkholes, stimato intorno ai 4 m.

Tale portata d'acqua non è più idonea e sufficiente a garantire il funzionamento delle terme di Tivoli, alimentate dalle sorgenti Regina-Colonnelle di acqua termale e sulfurea (LA CHIOMA, 1999). Contestualmente a questo depauperamento delle risorse termali, si sono registrate preoccupanti lesioni in centinaia di fabbricati di Villalba di Guidonia e di Tivoli Terme, alcuni dei quali sono già stati dichiarati inagibili e sono stati abbandonati dagli occupanti. Sono state svolte delle indagini, commissionate dalla Regione Lazio, dall'Università La Sapienza di Roma e dall'Università Roma Tre, che hanno concluso inequivocabilmente che la causa dell'abbassamento della superficie piezometrica è dovuta alle sollecitazioni dinamiche del pompaggio delle cave di travertino in esercizio.

Gli strumenti estrattivi, che fino a qualche anno fa, estraevano il travertino ad una profondità di 15-20 metri, con le nuove tecnologie riescono attualmente a scavare fino a 50-60 metri. Quando si intercetta la falda acquifera termale, per poter estrarre e lavorare all'asciutto, è necessario allontanare l'acqua. Complessivamente gli stabilimenti estrattivi emungono circa 2.800 litri di acqua al secondo, che viene captata e convogliata nel fiume Aniene.

Tale attività estrattiva ha causato perciò il depauperamento della risorsa termale e potrebbe aver provocato, secondo alcune ipotesi, il costipamento di alcuni orizzonti di terreno.

Gli studi effettuati inoltre evidenziano che è diminuita la piovosità negli anni compresi tra il 2000 al 2003, che è aumentato il numero dei pozzi di uso domestico e che è stata realizzata una fognatura comunale che ha recepito le acque bianche e nere, nella quale peraltro è stata fatta confluire anche l'acqua proveniente dal canale dell'acqua acetosa. La variazione della tavola d'acqua avvenuta negli ultimi anni ha fatto abbassare anche il pelo libero delle acque nei laghi della Regina e delle Colonnelle, con un abbassamento medio stimato intorno ai 4-5 m (fig. 5).

4. I DATI RACCOLTI

4.1 Analisi tettoniche e stratigrafiche

A seguito della realizzazione di una campagna di perforazioni a carotaggio continuo (6 sondaggi a carotaggio continuo e 3 a distruzione di nucleo), è stato possibile definire in

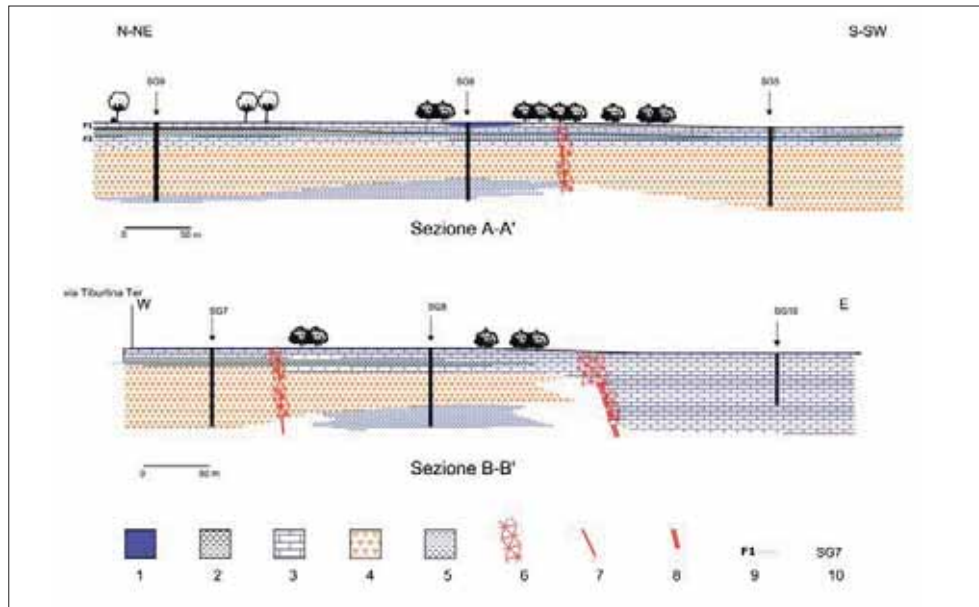


Fig. 6 - Sezioni geologiche. Legenda: 1) materiali di riporto; 2) depositi lacustri recenti, con intercalati livelli di piroclastici rimaneggiati e travertino (Pleistocene Sup.- Olocene); 3) travertino (Pleistocene medio - Olocene); 4) depositi piroclastici da sciolti a semilitoidi con interposti suoli sepolti; 5) depositi lacustri antichi (Pleistocene medio); 6) fratturazione intensa; 7) faglia diretta; 8) faglia trascorrente; 9) livello piezometrico: F1 falda superficiale, F2 acquifero piroclastico, F3 falda profonda; 10) sondaggio a carotaggio continuo.

dettaglio l'assetto geologico del sottosuolo dell'area prossima ai laghi Regina, Colonnelle e S. Giovanni, fino alla profondità di 60 m dal p.c.

In quest'area, sulla base dei dati acquisiti, è possibile distinguere due settori caratterizzati da un diverso assetto stratigrafico.

Nel primo settore, ad occidente dei laghi, la stratigrafia del sottosuolo può essere schematizzata mediante un modello geologico a 3 strati (sezione A-A' in fig. 6).

Il primo strato è dato da depositi di travertino, costituiti da alternanze di calcareniti e calciruditi fitoclastiche di colore biancastro, con diffuse tracce e impronte di rami, in cui i granuli presentano dimensioni molto variabili, disposizione irregolare e spigoli generalmente vivi.

Il travertino si presenta generalmente molto vacuolare, con intercalazioni di livelli maggiormente compatti.

Lo spessore della formazione travertinoso risulta più esiguo nel settore più occidentale dell'areale in oggetto, dove non supera i 5 m e maggiore nel settore centro settentrionale.

In particolare, in quest'area, è possibile riconoscere due distinte fasi di deposizione di travertino separate dall'instaurarsi di condizioni di tipo fluvio-lacustre e conseguente deposizione di argille e limi argillosi (fig. 7).

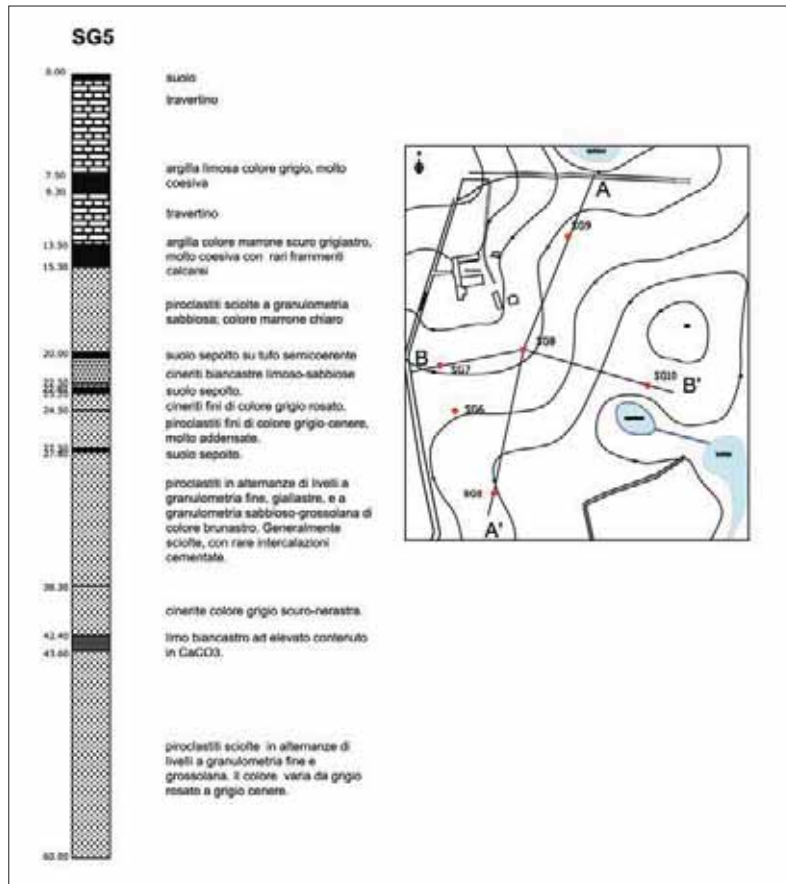


Fig. 7 - Ubicazione delle sezioni di fig. 6 e colonna stratigrafica del sondaggio SG5.

Il secondo strato è costituito da una potente successione piroclastica, avente uno spessore (in sondaggio) compreso tra 40 m e 55 m.

Si tratta di alternanze di depositi piroclastici, prevalentemente incoerenti e in facies di flusso piroclastico, messi in posto a seguito di più eventi eruttivi, riferibili alla attività del Vulcano Laziale *Auct.*, sovente separati da orizzonti di suolo sepolto. Il grado di cementazione è generalmente molto basso o nullo, ad eccezione della parte alta della successione piroclastica, dove il materiale assume una consistenza tufacea con strutture di degassazione del tipo *gas pipes*, e della parte inferiore, dove è presente un deposito mediamente addensato, dal caratteristico colore celeste-turchino, costituito da alternanze di livelli ricchi in cristalli di leucite.

In base alle caratteristiche litologiche, la parte alta della successione piroclastica può essere attribuita alla unità del Tufo Lionato *Auct.*

A letto della successione piroclastica è presente il terzo strato, costituito da alternanze di livelli sabbioso-fini e limoso-argillosi, di colore grigio scuro-nerastro, talvolta ricchi in gusci interi e/o in frammenti di gasteropodi di acqua dolce. Tali depositi sono stati incon-

trati in tutti i sondaggi, ad eccezione del sondaggio SG5, per uno spessore compreso tra 5 e 10 m.

Il sottosuolo del secondo settore, ad oriente dei laghi, risulta caratterizzato, relativamente alla profondità investigata (40 m), dalla presenza esclusivamente di travertino, in alternanze di strati e banchi di colore biancastro, a diverso grado di fratturazione e compattezza (generalmente molto elevata), sormontato da uno strato di sabbia calcarea biancastra (sezione B-B' in fig. 6).

Si ritiene che l'area prossima al Lago delle Colonnelle (profondo 55 m e ubicato interamente nei travertini) e al Lago della Regina presenti un profilo del sottosuolo analogo a quello dell'area depocentrale del bacino delle Acque Albule, dove gli spessori della formazione del travertino raggiungono (e superano) gli 80 m.

L'analisi geomorfologica è stata compiuta dapprima in un'area vasta, all'intorno dell'area oggetto di studio (fig. 1), estesa alcuni kmq, successivamente nell'area di dettaglio prossima ai laghi in oggetto.

Per quanto concerne i fenomeni carsici non sono state individuate, nell'area prossima ai laghi, forme carsiche epigee di neof ormazione, quiescenti o relitte.

Le forme carsiche nell'intero bacino si sviluppano più ad est e a sud dell'area prospiciente i laghi, in corrispondenza dell'affioramento del plateau di travertino. Non sono state individuate, in prossimità dei sinkholes, cavità carsiche ipogee nei sondaggi.

Gli studi morfostrutturali hanno permesso di individuare alcune lineazioni compatibili con sistemi di faglie e/o di fratture.

La linea tettonica principale appare una lineazione ad andamento N5W che si segue dal lago delle Colonnelle al lago di S. Giovanni. Tale lineazione prosegue, verso nord, attraversando località Collefiorito ed il centro abitato di Guidonia, e, verso sud, costeggiando il canale delle acque Albule sino all'abitato di Bagni di Tivoli (fig. 1). Tale lineazione potrebbe rappresentare il prolungamento della *faglia sabina Auct.*, già nota in letteratura (FACCENNA *et al.* 1994).

Tale faglia sembra compatibile con cinematismi di trascorrenza destra e/o con caratteri trassensivi (FACCENNA *et al.* 1994; GASPARINI *et al.* 2001, 2002; MOLIN *et al.* 2002; MARRA *et al.* 2004; PIRRO & DI MARO, 2003; PIRRO & GASPARINI 2003).

La faglia mette a contatto una porzione occidentale, dove affiorano terreni in prevalenza piroclastici, con imponenti spessori di travertino nella porzione orientale (la bancata raggiungerebbe uno spessore di almeno 55 m presso il Lago delle Colonnelle); inoltre allinea idealmente da N a S, i tre sinkholes presenti nella zona (laghi di S. Giovanni, Colonnelle e Regina). Essa caratterizza una zona di stress tettonico ad ovest, contraddistinta da linee di fratturazione minori.

Altre linee ad andamento N5W o NS caratterizzano l'intero bacino, attraversando le aree di Bagni di Villanova e Villalba ad est e Marcellina ad ovest.

Per quanto riguarda l'attività di tale sistema si può ipotizzare che la faglia è stata attiva sino al Pleistocene inferiore-medio durante e successivamente alla deposizione dei terreni piroclastici.

Il sistema trascorrente è intersecato nell'area di studio, da un sistema di faglie dirette ad andamento trasversale, E-W, ben evidente a sud dell'area di studio, con ribassamento verso sud.

Il sistema trasversale è presente nell'area circostante i laghi con due fratture di ordine minore che intersecano il sistema ad andamento meridiano. La prima linea è ubicata poco

a nord del lago delle Colonnelle e costituisce una frattura che attraversa i terreni piroclastici. La frattura interseca la linea principale ad andamento meridiano potrebbe aver assunto carattere distensivo, ribassando l'area a sud, con un probabile cinematismo trastensivo sinistro.

Il sistema ad andamento trasversale (riscontrato all'interno dell'intero bacino) potrebbe aver riattivato linee tettoniche anche durante il Pleistocene, la sua attività sembra contemporanea e successiva al sistema meridiano e pertanto protrattasi sino al Pleistocene medio.

Poco si può dire relativamente a una ri-attivazione più recente, in quanto nei sedimenti più recenti della deposizione lacustre risultano scarsi o nulli i rigetti, le faglie risultano sepolte, si tratta spesso di sole fratture attraverso le quali risalgono i gas del suolo.

Le linee ad andamento meridiano rappresentano i sistemi principali che hanno controllato la sedimentazione dell'area e pertanto i più profondi.

I fenomeni di sprofondamento storici, rappresentati dai sinkholes in oggetto, si allineano su tale sistema di faglie ed i punti a maggiore fragilità risultano essere costituiti dai punti di intersezione dei due sistemi (NS ed EW).

4.2 Analisi fisico-meccaniche e geofisiche

I terreni presenti nel sottosuolo dell'area possono essere raggruppati in tre tipologie litologiche principali: travertini di spessore variabile (compreso tra 5 e 40 m), piroclastiti sciolte con granulometria variabile (da limo sabbioso a sabbie grossolane, talora ricche in ghiaia), limi e argille di ambiente lacustre.

I travertini attraversati in sondaggio sono caratterizzati dalla presenza di due orizzonti separati da depositi fini lacustri: lo strato più superficiale risulta più vacuolare e meno compatto con porosità più elevata, che determina valori di RQD compresi tra il 20 e il 40%. Il secondo orizzonte presenta caratteristiche più litoidi e, conseguentemente, valori di RQD più elevati, generalmente superiore al 40 %.

La bancata di travertino individuata nel sondaggio S10 si presenta molto compatta, con buone caratteristiche di resistenza (RQD superiore all'80%). La resistenza alla compressione determinata attraverso le prove di laboratorio è di circa 25,60 MPa.

I terreni piroclastici sono stati campionati ed analizzati mediante prove di laboratorio; le percentuali di sabbia nei terreni piroclastici variano da 62% a 20%. Le prove di taglio diretto hanno evidenziato in questi terreni discreti valori dell'angolo di attrito (da 31° a 36°) e della coesione 5-20 KPa, buoni valori del modulo edometrico.

I terreni più cedevoli sono costituiti da argille e limi di ambiente continentale, fluvio-lacustre (le percentuali in sabbia sono comprese tra 20-25%).

Tali terreni sono stati individuati in sondaggio a profondità differenti: un orizzonte più superficiale, generalmente compreso tra 6-15 m, con spessore compreso tra 2 e 8 m. Un secondo orizzonte argilloso è stato rilevato a profondità maggiori comprese tra 51-60 m. Lo spessore non è stato accertato perché non totalmente attraversato dalle perforazioni.

Il valore della resistenza misurato con il pocket penetrometer è risultato 127-156 KPa per lo strato più superficiale e 245-274 KPa per lo strato di argilla più profondo. Le prove di taglio hanno fornito valori dell'angolo di attrito compresi tra 21° a 24° e coesione tra 20 e 27 KPa.

I risultati ottenuti dalla prova edometrica mostrano un modulo edometrico alle tensioni litostatiche di 96 MPa, che indica una scarsa propensione al costipamento.

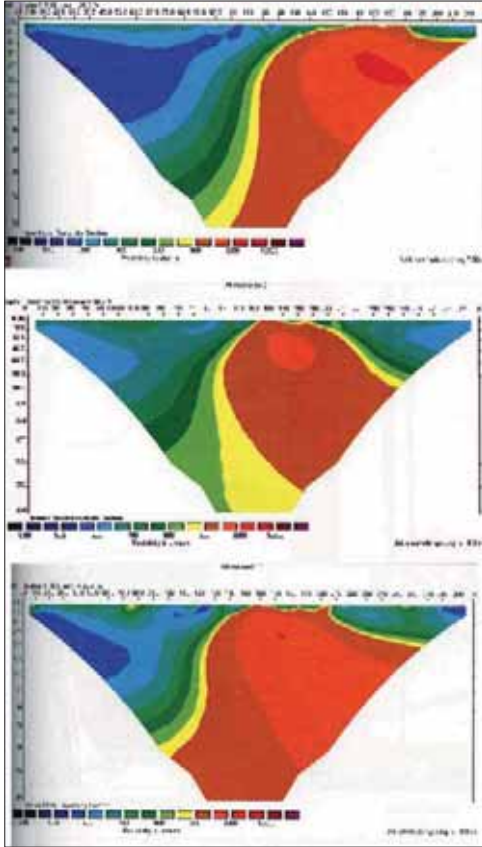


Fig. 8 – Tomografie elettriche realizzate a cavallo della lineazione NS (linea dei laghi), è possibile individuare l'anomalia relativa al contatto tettonico.

Il C_c [coefficiente di consolidazione] risultante dalle curve è compreso tra 0.27 e 0.33, valore che indica bassa compressibilità dei terreni e assenza di materiale organico nello strato ($C_c=3$ per torbe).

Tali sedimenti non sono risultati torbosi né si comportano come materiali altamente plastici e compressibili: il contenuto d'acqua, compreso tra 31% e 38% esclude la possibilità di presenza di sostanza organica.

Le argille lacustri (con fauna dulcicola) rilevate alla base dei sondaggi attestano maggiore addensamento, una buona coesione (23 KPa) ed angolo di attrito (27.5°) che non fanno presumere elevata compressibilità.

Inoltre, sono state eseguite 9 tomografie elettriche (fig. 8) con stendimenti disposti secondo le due direzioni N-S e E-W, secondo una maglia quadrata regolare di 60 m di lato. La distribuzione dei valori della resistività lungo le tomografie elettriche disposte in direzione E-W evidenzia un passaggio laterale molto brusco, verosimilmente compatibile con la presenza di una struttura tettonica, lungo la quale vengono a contatto terreni a resistività molto elevata (piroclastiti) ad ovest e terreni molto meno resistivi (travertino) ad est.

Tab.1 Principali caratteri chimico-fisici della falda presente nelle piroclastiti e nel lago delle Colonnelle

	T (°C)	pH	Cond (µs/cm)	O ₂ (mg/l)	Eh (mV)
Lago Colonnelle	23.6	6.44	2970	2.21	-240
Pz 1	21.2	6.78	985	1.82	30
Pz 2	19.4	6.85	800	3.83	80

Tab. 2 Principali concentrazioni ioniche della falda profonda (lago delle Colonnelle) e nella falda dei terreni piroclastici

	Na	K	Mg	Ca	Sr	Cl	NO ₃	SO ₄	HCO ₃
Lago Colonnelle	71.83	24.20	104.40	548.60	6.00	75.00	assenti	652.00	1513.25
Pozzo 1	25.90	5.00	14.40	125.60	1.00	33.40	50.40	31.40	401.50
Pozzo 2	40.90	10.91	24.60	143.20	2.00	29.70	3.90	99.90	506.45

4.3 Analisi idrogeologiche e geochemiche

La circolazione idrogeologica dell'area di interesse è caratterizzata da flussi idrici provenienti da nord e da ovest che alimentano le sorgenti presenti all'interno dei già citati laghi e scorrono verso l'alveo del F. Aniene.

L'acquifero di base carbonatico rappresentato dalla dorsale dei tiburtini-lucretili caratterizza il flusso proveniente da nord, con acque carboniche che si arricchiscono in profondità di cloruri e solfati per lo scorrimento in rocce piroclastiche o attraverso circuiti profondi per il passaggio in strutture tettoniche.

Il flusso proveniente all'interno della piana da ovest è invece caratterizzato da acque che si arricchiscono in solfati per l'attraversamento di terreni prevalentemente vulcanici.

Nell'area circostante i sinkholes sono state individuate almeno tre falde sovrapposte.

La prima di scarsa entità rappresenta la circolazione superficiale all'interno dei primi metri di terreno (prevalentemente, coperture, riporti, tartaro).

La seconda falda, misurata in sondaggio con piezometro, si stabilizza in tutta l'area alla quota di circa 10 m dal piano di campagna. Tale falda circola all'interno dei terreni sabbiosi e limosi piroclastici. Il chimismo delle acque di sondaggio è riportato in tab.1.

La terza falda, in pressione al di sotto del plateau di travertino, alimenta i laghi della Regina e delle Colonnelle. Si tratta di una falda di circolazione più profonda caratterizzata da elevate concentrazioni ioniche di cloruri e solfati. La falda profonda caratterizza le acque del lago delle Colonnelle, di cui sono stati eseguiti di nuovo campionamenti (tab 2); tali risultati sono in accordo con i dati precedenti (Nisio, 2008) relativi ad un campionamento effettuato nel 2002.

L'assetto idrogeologico di questa porzione della piana è influenzato dai fattori strutturali, tra cui il già discusso elemento tettonico ad andamento NS, che rendono le falde intermedia e profonda sistemi idrici indipendenti. L'elemento tettonico differenzia le caratteristiche idrogeologiche e chimiche delle due falde, la falda profonda artesianica viene ospitata all'interno di depositi piroclastici e/o lacustri alla base dei travertini.

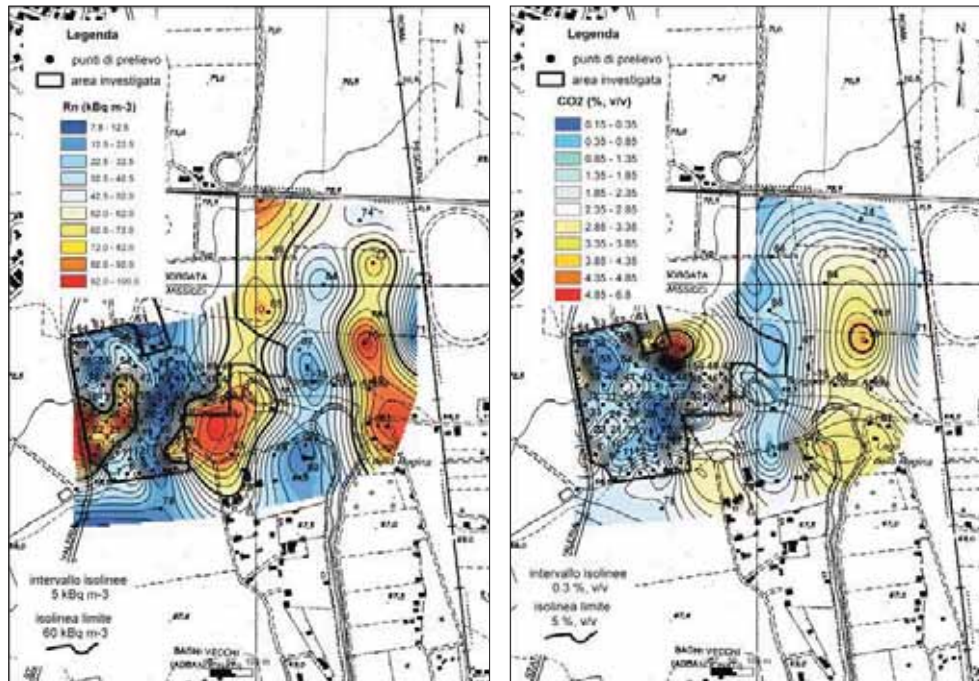


Fig. 9 - Anomalie dei gas del suolo; a) distribuzione delle anomalie di Rn, b) distribuzione delle anomalie di CO₂

I risultati delle prove di permeabilità permettono di classificare la permeabilità dei depositi di copertura da bassa a molto bassa, mentre il passaggio tartaro-travertino ha permeabilità medio bassa.

In definitiva si vengono a costituire nell'ambito dell'area circostante i sinkholes due sub-unità idrogeologiche distinte separate dalla linea di faglia principale ad andamento NS. Nell'ambito di ciascuna unità la circolazione idrica risulta indipendente dall'area limitrofa, ed il chimismo delle acque pertanto differente.

4.4 Analisi dei gas del suolo

Dal campionamento e dall'analisi dei gas del suolo si è registrato che le concentrazioni di radon e di toron sono più elevate che in altre aree vulcaniche. I valori elevati di radon non possono essere attribuiti alle caratteristiche litologiche del sito ma dovuti ad una migrazione dal basso (dal sottosuolo a maggiori profondità), dove tale elemento è presente in concentrazioni elevate. Le alte percentuali di toron non possono analogamente essere soltanto attribuite al decadimento del radio nelle litologie piroclastiche affioranti ma anche ad altra causa.

Le mappe di anomalie del radon (fig. 9a) evidenziano un allineamento ad andamento meridiano e due hot-spot (presso il Lago S. Giovanni e presso sud-ovest SS tiburtina). Il radon è di vita breve ed è considerato un ottimo tracciante di faglie e fratture (CIOTOLI *et al.* 1998, 2007), pertanto l'allineamento anomalo N-S conferma la presenza della linea tettonica

individuata con l'analisi morfo-strutturale (*linea dei laghi*). Gli hot-spot possono essere interpretati come ripetizioni della faglia ad andamento NS e con la presenza di un'altra linea di frattura ad andamento E-W.

Le anomalie di toron ricalcano quelle del radon, almeno per la porzione centro-meridionale dell'area investigata, evidenziando la linea meridiana.

Le concentrazioni di CO₂ (fig. 9b) sono simili a quelle di altre aree vulcaniche ma mostrano valori mediani più elevati.

I valori delle concentrazioni di He sono confrontabili a quelli di altre aree vulcaniche italiane; le concentrazioni di metano risultano addirittura più basse che in aree geologicamente similari.

I valori elevati di He devono essere messi in relazione al decadimento di minerali radioattivi di origine crostale e migranti verso l'alto attraverso canali di permeabilità secondaria. Ciò premesso, le concentrazioni anomale dei principali gas riscontrate possono essere attribuite senza dubbio ad una rete di fratture che caratterizza la piana e che permette la risalita di tali specie gassose da maggiori profondità.

L'elio mostra due *trend* di allineamenti di anomalie: un *trend* N-S confermando la linea principale ed una componente E-W, dove è possibile individuare due linee minori che nei pressi rispettivamente del Lago delle Colonnelle e Regina.

Le concentrazioni anomale di anidride carbonica vengono attribuite all'attività biologica, anche se non si può escludere una componente profonda vista la presenza massiccia del gas all'interno del lago delle Colonnelle.

5. CONCLUSIONI

I dati raccolti permettono di ricostruire con maggiore dettaglio l'assetto strutturale ed idrogeologico di una porzione del bacino delle Acque Albule circostante i laghi Regina, Colonnelle, S. Giovanni, consentendo di definire con maggiore precisione il ruolo svolto dai diversi fattori responsabili della formazione dei sinkholes e, in definitiva, la suscettibilità all'insorgere di ulteriori fenomeni.

I sinkholes si sono aperti in corrispondenza di importanti lineamenti tettonici che attraversano la piana (*linea dei laghi*) che costituiscono via preferenziale di risalita di acque profonde mineralizzate e di fluidi aggressivi. Essi hanno avuto origine da processi di erosione/dissoluzione, a discapito dei travertini, operati presumibilmente dal basso, in cui ha avuto ruolo importante la presenza di una falda di acque mineralizzate e termali in pressione artesiane.

Tale ipotesi trova conferma nel chimismo delle acque presenti all'interno dei laghi (caratterizzato da concentrazioni ioniche di circolazione profonda) e dalla morfologia delle cavità, cilindrica e non conica (tipica di morfologie carsiche).

Come evidenziato dai risultati delle perforazioni, nell'area di studio, la Linea dei Laghi separa due settori con caratteristiche litostratigrafiche distinte:

- un settore occidentale, in cui la successione stratigrafica mostra la presenza di depositi di travertino con spessori modesti (da 5 a 20 m), a tetto di una successione di terreni piroclastici sciolti e rare intercalazioni di depositi argillosi di ambiente lacustre. Gli orizzonti argillosi risultano scarsamente plastici e con scarso contenuto organico.
- un settore orientale in cui il sottosuolo è costituito solo da travertino, attraversato in sondaggio per profondità di 40 m, che raggiunge spessori fino a 80 m nella zona depocentrale del bacino.

L'analisi fotointerpretativa ed i rilevamenti di campagna hanno permesso di individuare alcune lineazioni che si seguono per alcune centinaia di metri sul terreno, a prevalente andamento meridiano (N5W). Tali linee sono compatibili con sistemi di faglie e/o frattura attraverso le quali è possibile la risalita di gas.

Un sistema a *trend* meridiano allinea i laghi della Regina, delle Colonnelle e di S. Giovanni. Questo è intersecato da un secondo sistema di fratture, minore, perpendicolare al primo, e ad andamento circa E-W.

Il punto di intersezione dei due sistemi di linee (faglia NS e sistema di fratturazione EW), ricade nei pressi del lago delle Colonnelle. Tale punto di intersezione costituisce la via preferenziale di risalita dei gas e dei fluidi mineralizzati in superficie.

Le analisi strutturali trovano conferma nelle indagini geofisiche (tomografie elettriche). Le stesse vengono inoltre confortate dalle analisi di gas del suolo che mostrano evidenti anomalie di radon, toron, elio, anidride carbonica con il medesimo *trend*.

I dati ricavati dall'installazione dei piezometri e le analisi chimiche delle acque hanno evidenziato la presenza di due circuiti di circolazione distinta, oltre ad una falda superficiale che interessa i primi metri di terreno.

Il circuito più superficiale si sviluppa all'interno della sequenza piroclastica, porzione occidentale del bacino, sottostante un orizzonte di pochi metri di travertino, e si caratterizza come un acquifero multistrato.

Il circuito più profondo è dato da una falda in pressione presente al di sotto della bancata costituente il *plateau* di travertino che caratterizza la porzione centrale ed orientale dell'intera piana. Esso, costituito da acque mineralizzate, affiora in superficie nei punti di emergenza corrispondenti alle sorgenti sub lacuali. Le acque di tale circuito presentano valori di cloruri e di solfati che indicano processi di arricchimento profondo. I due circuiti sembrerebbero essere resi indipendenti dall'elemento tettonico ad andamento NS.

Il limite di separazione tra i due circuiti di circolazione sotterranea coincide con la linea dei laghi.

In considerazione degli elementi strutturali, geologici ed idrogeologici acquisiti, il settore ad occidentale della *linea dei laghi* risulta a minore suscettibilità all'innescarsi di fenomeni di sprofondamento del tipo *deep piping*.

Il settore ad oriente della *linea dei laghi*, invece, risulta caratterizzato da un circuito idrotermale con acque in pressione fortemente mineralizzate e da elevati spessori dei depositi travertinosi pertanto maggiormente esposto alla formazione dei fenomeni di collasso, sia di tipo profondo che superficiale.

BIBLIOGRAFIA

- CARAMANNA G. (2002) - *I laghetti sorgivi delle Acque Albule*. In: Giardini M. Atti: Il Travertino. Aspetti naturalistici e sfruttamento industriale all'inizio del terzo millennio. Prov. di Roma, pp. 33-43;
- CARAMANNA G., NISIO S. & VITA L. (2004) - *Fenomeni di annegamento dei sinkholes: casi di studio su alcuni laghetti di origine incerta*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004", 229-248.
- CIOTOLI G., GUERRA M., LOMBARDI S., VITTORI E. (1998) - *Soil gas survey for tracing seismic faults: A case study in the Fucino Basin, central Italy*. J. Geophys. Res., **103**, 23,781 - 23,794.

- CIOTOLI G., LOMBARDI S., ANNUNZIATELLIS A. (2007) - *Geostatistical analysis of soil gas data in a high seismic intermontane basin: Fucino plain, central Italy*. J. Geophys. Res. **112**: B05407.
- COMPRES S. & MILLIN A. L. (1804) - *Dizionario portatile delle favole*. Tip. Remondiniana, Bassano.
- COLOMBI, A.; CAPELLI, G.; DI LORETO, E.; HERRING, J. G.; NOLASCO, F.; SALVATI, R., (2001) - *The purposes of the main sinkhole project in the Latium region of central Italy: Proceedings - Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karsts* Vol. 8. Rotterdam - Boston : A.A. Balkema, 2001
- FACCENNA C., FUNICIELLO R., MONTONE P., PAROTTO M., VOLTAGGIO M., (1994) - *Late pleistocene strike in the Acque Albule basin (Tivoli, Latium)*. Mem. Carta Geol. d'It., vol. XLIV, Roma; pp.12
- FERRETTI A., C. PRATI, F. ROCCA (2001) - *Permanent scatterers in SAR Interferometry*. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, 39, 1.
- GASPARINI C., DI MARO R., PAGLIUCA M.N., PIRRO M., MARCHETTI A. (2002) - *Recent seismicity of the 'Acque Albule' travertine basin'*. Annals of Geophysics, vol. 45, pp. 537-550
- GASPARINI C., PIRRO M., MARCHETTI A., PAGLIUCA M.N., (2001) - *Analisi del periodo sismico avvenuto nel territorio di Guidonia Montecelio nel giugno 2001*. Atti XX GNGTS, pp.9.
- LA CHIOMA A., DI NARDO G., FERRANTI N., & PASTORI P. (1999) - *Studi e ricerche finalizzate alla riduzione dell'impatto ambientale delle attività estrattive nel Comune di Tivoli e aree limitorfe'*.
- MARRA F., MONTONE P., PIRRO M., BOSCHI E. (2004) - *Evidence of tectonics on Roman aqueduct system (II-III century A.D.) near Rome, Italy*, Journal of Structural Geology, Elsevier Scienze, [4], pp. 679-690.
- MAXIA C. (1948) - *Studi geologici sui Monti Cornicolani (Lazio)*. La Ric. Sc. 18 Roma, 397-399.
- MAXIA C. (1950) - *Il Bacino delle Acque Albule (Lazio)*. Contr. Sc. Geol. Suppl. Ric. Sc., Roma 20,3-20;
- MAXIA C. (1954) - *Geologia dei Monti Cornicolani*. Ist. Geol. e Paleon. Univ. Di Roma.
- MAXIA C. (1962) - *La Serie Liassica nei Monti Cornicolani e Lucretili*. Boll. Serv. Geol. D'Italia 62 Pp. 73-78.
- MESSA L. (1998) - *Villalba di Guidonia*. Notizie e documenti raccolti da L. Messa. Veligraf Montecelio (Roma 1998), pp. 1-142.
- MOLIN D., ROSSI A., TERTULLIANI A. & VERRUBBI V. (2002) - *Studio della sismicità dell'alto bacino dell'Aniene (Appennino Centrale -Italia) e catalogo sismico di area*. Quaderni di geofisica, 24, Roma, pp. 19-21.
- NISIO S. (2003) - *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia Centrale*. Il Quaternario, **16 (1)** 2003, 121-132.
- NISIO S. (2008) - *I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., LXXXV, 475pp.
- NISIO S., CARAMANNA G., CIOTOLI G. (2007) - *Sinkholes hazard in Italy: first results on the inventory and analysis of some case studies*. In: Parise & Gunn (eds) Natural and Anthropogenic Hazards in Karst areas: Recognition, Analysis and Mitigation. Geological Society, London, Special Publications, 279, 23-45.
- NISIO S., GRACIOTTI R. & VITA L. (2004) - *I fenomeni di sinkhole in Italia: terminologia, meccanismi genetici e problematiche aperte*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei feno-

- men di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. Roma 20-21 maggio 2004”, 557-572.
- NISIO S. & SALVATI R. (2004) - *Fenomeni di sprofondamento catastrofico. Proposta di classificazione applicata alla casistica italiana*. Atti Conv. “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. Roma 20-21 maggio 2004”, 573-584.
- ODDONE E. (1915) - *Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915*. Boll. Soc. Geol. It., **19**, 71-217.
- PENTECOST A., TORTORA P. (1989) - *Bagni di Tivoli (Lazio): a modern travertine depositing site and its associated microorganism*. Boll. Soc. Geol., **108**, 315-324;
- PIRRO M. & DI MARO R. (2003) - *La sismicità recente della medio-alta Valle dell’Aniene (Lazio): considerazioni geologiche e geofisiche*. Atti Gngts 21° CNR, Roma, 19-21 novembre, pag. 9.
- PIRRO M. & GASPARINI C. (2003) - *Morfologie e sismicità nel preappennino centrale*, atti XXI GNGTS, Roma, CNR, pp. 9.
- ROMEO DI COLLOREDO P. (2007) - *Montecelio a Mezzanotte spiriti, fantasmi e folletti della tradizione cornicolana*. Montecelio, 64 pp.
- SALVI S., PIRRO M., GASPARINI C., STRAMONDO S., PAGLIUCA M. N., ATZORI S., COLINI L., TOLOMEI C., DOUMAZ F., FERRETTI A., ALLIEVI J. (2004) - *Le deformazioni del suolo ricavate da dati satellitari in un settore a rischio sinkhole del bacino delle Acque Albule (Lazio)*. Atti Conv. “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. Roma 20-21 maggio 2004”, 623-632.
- SALVI S., PIRRO M., STRAMONDO S., PAGLIUCA N.M., ATZORI S., COLINI L., TOLOMEI C., DOUMAZ F., GASPARINI C. E PETITTA M. (2005)- *Analisi multi-disciplinare applicato allo studio del fenomeno di subsidenza relativo al bacino delle Acque Albule (Lazio): confronto di dati provenienti da tecniche satellitari, di campagna, del sottosuolo e geofisici GNGTS* Atti del 23° Convegno Nazionale.

SEGNALAZIONE DI FENOMENI DI SPROFONDAMENTO NELL'AREA DI SASSO DI FURBARA (SANTA SEVERA-ROMA)

di Bersani P.¹, Canalini A.², Nisio S.³

ABSTRACT

New possible sinkhole phenomena are decrypted in the Sasso Furbara area (Rome district, Latium region).

Sasso di Furbara area (St. Severa - Rome) is characterized by underground mineralized aquifers, uplift of H₂S, sulphurous and gas springs.

The Plio-Pleistocene marine deposits and the calcareous bedrock are interested by some fault or fractures systems, with NS and EW trends. The carbonatic bedrock is lowered below the sedimentary cover which a thickness of several tens of meters.

The marine sediments aquifers and the calcareous bedrock are characterized also by high temperatures (40-50 °C).

A typical cavity, Fossa Cerqueto, showing a sub-circular shape, with diameter of 30-40 m, is recognized. It, showing perpendicular walls and cylindrical shape, is graven in the Pliocene clay.

The Fossa Cerqueto is close to a spring-area "Solferate", on the east, characterized by gas emission, liquefaction of the soils, and, on the west, it is close to another dry cavity (Fossa di Monte Bello).

The chemical-physical characteristics of the spring and the cavities suggest a deep origin and a genesis of the cavities by sink phenomena.

Solferate spring area seems to rise from the bottom through the sedimentary cover; it has, however, a periodic activity remaining completely dry in the summer. Another lake is present, in the south of the area (Sasso di Furbara lake), realized for sporting fish on some cold springs in, probably, depression area.

These springs, lake and cavities, are not described before or reported in technical maps and cartography before the 1971. We observe a correlation between the morphologies and the fault-fractures systems, specially E-W trend systems.

1. INTRODUZIONE

L'area di Sasso di Furbara è ubicata sul litorale nord di Roma, al km 46.800 della SS Aurelia, tra Cerveteri e S. Severa, nella fascia di raccordo tra i rilievi montuosi vulcanici del distretto dei Monti Ceriti e la piana costiera.

1 libero professionista

2 Comune di Roma

3 ISPRA- Dipartimento Difesa del Suolo- Servizio Geologico Nazionale

I Monti Ceriti costituiscono, insieme ai monti di Tolfa e Manziana, i terreni vulcanici effusivi più antichi del Lazio. L'attività dell'apparato vulcanico è datata 2,5 Ma (LOMBARDI *et al.*, 1974), ed è correlabile ai centri vulcanici dei Cimini, di Monte Amiata e della provincia Toscana (MARINELLI, 1961; NICOLETTI, 1969; EVERNDEN & CURTIS, 1965), mentre si differenzia per il basso contenuto di potassio dagli altri distretti vulcanici laziali. L'area di Sasso di Furbara è caratterizzata dalla presenza di domi lavici sub-intrusivi con composizione riolitica-quarzolitica. I prodotti vulcanici ivi affioranti sono caratterizzati da un diffuso grado di alterazione (caolinitizzazione, alunitizzazione, silicizzazione) che ha dato luogo a siti di estrazione di minerali (LOMBARDI & MATTIAS, 1979).

Uno degli affioramenti principali per l'estrazione di caolino è situato proprio a Sasso di Furbara presso Monte Sughereto (MORETTI & PERETTI, 1938; DE CARLI, 1939; BARRESE *et al.* 1993) e costituisce il più importante giacimento attivo nel Lazio.

Il basamento sedimentario al di sotto dei depositi vulcanici è costituito dalla formazione cretacico-miocenica, *Alberese Auct.*, rappresentata da alternanze di calcari marnosi, marne e arenarie su cui poggiano i sedimenti pliocenici costituiti in prevalenza da argille in cui si intercalano orizzonti sabbiosi e conglomeratici.

Nell'area sono presenti altri giacimenti di caolino (es. località Cavarelle, S. Severa Nord) e di fluorite (M.te delle Fate; MORETTI & PERETTI, 1938; DE CARLI, 1939; BARRESE *et al.* 1993). La presenza del caolino è connessa alle risalite lungo fratture di fluidi idrotermali acidi, ricchi in H₂S e CO₂, provenienti dal sottostante basamento. Le reazioni tra i fluidi e le vulcaniti sub-intrusive hanno dato origine, inoltre, a giacimenti di manganese, pirite e marcasite (LOTTI, 1900; DE ANGELIS D'OSSAT, 1947; FORNASIERI, 1955; LOMBARDI & MATTIAS, 1979). A causa di miscelamenti con le acque meteoriche sono stati registrati progressivi abbassamenti delle temperature dei fluidi geotermici (BARBIERI *et al.* 1977; LOMBARDI & SHEPARD, 1977; LOMBARDI *et al.* 1987).

In località Monte Solferata (Sasso di Furbara) sono state individuate alcune depressioni di forma sub-circolare, asciutte o colmate da acque sulfuree, nonché fenomeni attribuibili a liquefazioni e vulcanelli di fango (fig. 1). Si riporta di seguito una prima descrizione delle forme depresse e l'ipotesi di attribuzione di alcuni di questi fenomeni con sinkhole s.s..

2. ASSETTO STRATIGRAFICO-IDROGEOLOGICO

Nell'area di Sasso di Furbara affiorano prevalentemente terreni appartenenti alla successione pliocenica marina costituiti da associazioni di argille e sabbie, localmente cementate ed a luoghi orizzonti di travertino.

I depositi pliocenici presentano spessore variabile compreso tra 50 e 130 m (VIGHI, 1955) e poggiano sui calcari e calcari marnosi del Lias-Cretacico. Il substrato calcareo si attesta a 133 m di profondità nell'area di Riserva Cinquare, a circa due km a nord del sito d'interesse.

I calcari costituenti il substrato si presentano intensamente fratturati o caratterizzati da cavità carsiche; in sondaggio si sono verificate perdite di acqua di circolazione a circa 110 m di profondità.

Nelle immediate vicinanze del sito d'interesse sono presenti alcune sorgenti minerali e termominerali.

La circolazione idrogeologica dell'area è caratterizzata da più falde sovrapposte, oltre alla falda superficiale presente nei primi metri del terreno, contenute in orizzonti sabbiosi all'in-



Fig. 1 - Ubicazione delle cavità, forme depresse e delle sorgenti dell'area di Sasso di Furbara: 1 Fossa Cerqueto; 2 area sorgente Solferate; 3 Fossa Monte bello; 4 Lago di Sasso di Furbara.

terno della successione pliocenica e nel basamento calcareo. Le acque profonde sono contenute in falde termo minerali, ne sono presenti in tutta la zona almeno due sovrapposte, con temperature comprese tra i 40 e 50 °C (VIGHI, 1955; BALDI & FERRARA, 1974). Nella riserva di Cinquare [poco a nord del sito d'interesse] a profondità di 119.42 m si è registrata una forte venuta di acqua termo-minerale con portata di 1,60 l/sec. e prevalenza di circa 2 m, in superficie l'acqua aveva temperatura di 33°C, a fondo foro 40°C (VIGHI, 1955). Nell'area del Torrente Cerqueto la prima falda si registra a profondità di circa 100 m dal p.c. al di sotto dei sedimenti impermeabili e semipermeabili pliocenici (VENTRIGLIA, 1988). Il flusso principale è verso sud.

Una falda più profonda si riscontra alla profondità di circa 158 m con temperatura di circa 50 °C (VIGHI, 1955).

Le temperature elevate delle acque sono giustificabili con la presenza di gas iuvenili compatibili con la presenza dei domi vulcanici, e di provenienza profonda; i fluidi subiscono



Fig. 2 – Panoramica della Fossa Cerqueto.

successivamente miscelazione con le acque di circolazione superficiale. L'acquifero profondo è ospitato all'interno del substrato calcareo, carsificato e fratturato; gran parte della circolazione idrogeologica avviene all'interno di un sistema di fratture che dislocano i calcari.

L'area è infatti caratterizzata da sistemi di faglie e diaclasi con orientazioni distinte: un primo sistema NNW-SSE influisce anche sull'impostazione del reticolo idrografico (la presenza di tale sistema è stata accertata anche da sondaggi profondi).

Un secondo sistema di fratture e/o faglie attraversa ed interseca il primo. La tettonica attiva del settore è testimoniata dalla sismicità storica. L'area è stata interessata da eventi sismici di moderata entità in epoca storica: il primo terremoto è stato registrato il 26 maggio 1819 con epicentro a Tarquinia e con magnitudo 4.3. Successivamente il 2 luglio 1969 è stato registrato un evento sismico con epicentro nei monti della Tolfa, bordo settentrionale dell'alto strutturale di Civitavecchia, con magnitudo 4.3. L'ultimo evento, in epoca recente, è avvenuto il 6 febbraio 1971 con epicentro a Tuscania e magnitudo 4.5.

3. I FENOMENI DI SPROFONDAMENTO

Nell'area di Monte Solferata, in cui non sono noti sinora nella letteratura fenomeni di sinkhole (Nisio, 2008), sono state individuate alcune forme depresse.

La prima depressione "Fossa Cerqueto", posta a quota di 95 m, sulla sinistra del Torrente Cerqueto, presenta circa 45 m di diametro maggiore, 25 m di asse minore e 10 di profondità (fig. 2). Si tratta di una depressione di forma sub-circolare ubicata sul versante di un piccolo rilievo collinare costituito dalla successione di argille e sabbie plioceniche.

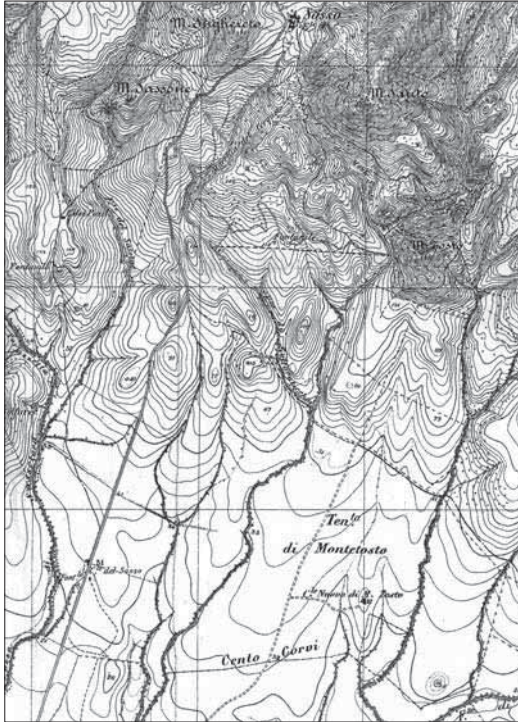


Fig. 3 - Stralcio della tavoletta topografica IGM in scala 1:25.000 dell'anno 1925 dell'area di Sasso di Furbara.

All'interno degli orizzonti argillosi sono presenti livelli di calcite risedimentata. Nel fondo della cavità è presente un quantitativo modesto (circa un metro) di acqua di circolazione superficiale. Gli abitanti attestano la presenza di una maggiore quantità d'acqua in passato, tanto che fu realizzato un canale di scolo delle acque per convogliarle a sud ai piedi del versante, nel piccolo lago di pesca sportiva di Sasso di Furbara.

La presenza della depressione viene ricordata da sempre dagli abitanti, è riportata sulla cartografia IGM, in scala 1:25.000, del 1971, tuttavia essa non è presente nella carta IGM in scala 1:25.000 del 1925 (fig. 3) e del 1879, né nelle mappe del Catasto Gregoriano del 1819. Attualmente rispetto alla cartografia del 1971 la cavità in oggetto mostra di avere il lato meridionale aperto dalle ruspe per la creazione di un canale di drenaggio artificiale.

Ad sud-est della prima forma, a circa 350 m di distanza, è presente un'area depressa di forma sub-circolare, con diametro complessivo di circa 40 m, da cui emergono polle d'acqua sulfurea, la sorgente di M.te Solferata (fig. 4).

Si tratta di un'area di risalita di gas e fluidi mineralizzati, con presenza di episodi di liquefazione, vulcanelli di fango, esalazioni di gas e sorgenti solfuree, che presentano variazioni stagionali sino ad estinguersi nella stagione estiva. La portata delle sorgenti difficile da definire, in quanto diffuse all'interno dell'intera area sub-circolare, è di alcuni litri al secondo (max 10 l/sec). La sorgente di M.te Solferata non è riportata nelle precedenti cartografie (CAMPONESCHI & NOLASCO, 1978; BONI *et al.* 1988; VENTRIGLIA, 2002; CAPELLI *et al.* 2005). All'interno dell'intera area depressa sono presenti numerosi punti di emissione di gas ed acqua fredda, polle sorgive di forma circolare, con diametro di circa 3 m (fig. 4a).



Fig. 4 - a) Panoramica dell'area sorgente Solferate; b) dettaglio di alcune forme sorgive all'interno dell'intera area.



Fig. 5 - Panoramica della Fossa Monte Bello.



Fig. 6 – Panoramica del Lago di Sasso di Furbara (Area di Ristoro il Fenicottero).

Ad ovest delle prime due depressioni a circa 250 m dalla Fossa Cerqueto, sul versante in forte pendenza della collina ubicata dall'altra parte della strada Aurelia - Sasso, è presente un'altra piccola cavità asciutta di forma sub-circolare, "fossa di Monte Bello", con profondità di circa 5 m e diametro di circa 8 m (fig. 5).

Le tre depressioni sopra descritte si allineano secondo un direttrice circa WNW-ESE. Poco a sud è presente il lago di Sasso Furbara, lago artificiale adibito a pesca sportiva (fig. 6). Il lago realizzato negli anni 50-60 (non riportato nella cartografia IGM del 1925), con un argine artificiale che sbarra l'antica valle, veniva alimentato da un canale che convogliava in esso le acque provenienti dal Fosso Cerqueto. Successivamente il sistema di alimentazione è stato chiuso e il lago, sembra sia alimentato oggi solo da sorgenti sub-lacuali. La presenza di tali sorgenti fredde (riportate anche su cartografia specifica, VENTRIGLIA, 1988) è testimoniata anche dalla presenza di risalite di gas ed aria lungo le sponde dello specchio d'acqua.

4. CONCLUSIONI

L'area di Sasso di Furbara è caratterizzata dalla presenza di grandi quantità di gas (H_2S e CO_2) che risale attraverso fratture che interessano le successioni sedimentarie argillose plio-pleistoceniche e vulcaniche quaternarie sino al bedrock carbonatico liassico-cretacico.

Inoltre, acque termo-minerali (con temperature di 40-50 °C) caratterizzano alcune emergenze e/o polle sorgive, nonché gli acquiferi multistrato presenti nella successione plio-pleistocenica e profondi.

I sedimenti argilloso-sabbiosi affioranti in località Monte Solferata presentano spessori compresi tra i 50 m e i 130 m; questi sono ubicati al tetto del basamento carbonatico intensamente fratturato (e/o carsificato).

Alcuni sistemi di faglie e fratture di attivazione recente, attraversano l'area con trend a direzione N-S e E-W. I sistemi di faglie e fratture di età quaternaria hanno favorito la messa in posto di domi lavici a composizione acida, connessi al vulcanismo dei Monti Ceriti.

Lungo gli stessi sistemi di fratture si esplica ancora la circolazione primaria di fluidi mineralizzati ricchi in H₂S e CO₂ che ha favorito la deposizione di grandi quantità di minerali (es. giacimenti di caolino, presso Monte Sughereto).

In tale contesto sono state individuate alcune forme depresse di caratteristica forma sub-circolare, di cui una, ubicata sulla successione marina plio-pleistocenica, "Fossa Cerqueto", con diametro di circa 45 m e pareti cilindriche profonde 10 m circa, sembra avere morfologia compatibile con i fenomeni di sinkhole s.s..

Tale morfologia sembra allinearsi, secondo un trend WNW – ESE, con altre due forme depresse di forma sub-circolare: la prima posta ad oriente (Solferata) è un'area leggermente depressa all'interno della quale vi sono risalite di gas e sorgenti termo-minerale, con portate che vanno dai 10 l/sec sino ad estinguersi nella stagione estiva; la seconda posta ad occidente è una cavità asciutta con dimensioni 10 x 5 m e pareti sub-verticali di circa 5 m, posta in pendenza sul versante (fossa di Monte Bello).

Un piccolo lago di pesca sportiva, inoltre, è stato realizzato, poco a sud delle citate depressioni, sfruttando alcune sorgenti fredde, e/o raccogliendo le acque di deflusso superficiale provenienti dal versante in una possibile area naturalmente depressa. Il lago non subisce importanti variazioni stagionali di livello.

I locali ricordano che nell'area del laghetto di Furbara circa 40-45 anni fa, prima della realizzazione dello stesso, era già presente una polla d'acqua in una depressione naturale (sinkhole?). In questa prima fase di studio dell'area di Sasso Furbara si propende per un'ipotesi naturale delle depressioni individuate e per una genesi, almeno per alcune di esse, connessa con meccanismi di erosione e risalita di acque dal basso tipo sinkhole. Nell'area sono presenti sistemi di fratture con possibili incroci delle stesse che costituirebbero punti nevralgici di un sistema; da questi ultimi è possibile la risalita di fluidi ricchi in gas (ciò è testimoniato dalle polle sorgive di Monte Solferata) che hanno favorito meccanismi di erosione-dissoluzione di orizzonti di terreni sedimentari.

BIBLIOGRAFIA

- AMADEI G. & MAINO A. (1973) – *Considerazioni geofisiche sull'area compresa nel foglio 143 Bracciano, della carta d'Italia al 100.000 dell'IGM*. Boll. Serv. Geol. d'It. XCIV, 27-40
- BALDI P., FERRARA G.C. (1974) – *Hydrochemical features of the Northern Latium (Central Italy) with particular reference to the Stigliano Thermal springs*. Symposium on Water rock Interaction, Praga, 1974.
- BARRESE E., DELLA VENTURA G., DI SABATINO B., CIRIACO G. (1993) – *Nuovi dati chimici sul deposito di caolino di Monte Sughereto*. Geol. Rom. 29, 187-196.
- BARBIERI M., MASI U., TOLOMEO L. (1977) – *Geochemical evidence on the origin of epi-thermal fluorite deposit at Monte delle Fate near Cerveteri (Latium, Central Italy)*. Miner. Deposita, 12, 393-398.

- BONI C., BONO P., CAPELLI G. (1988) - *Schema idrogeologico dell'Italia centrale*.
- CAMPONESCHI B., & NOLASCO F. (1978) - *Le risorse naturali della Regione Lazio: Monti della Tolfa e Monti Ceriti*. Regione Lazio, Roma, 157 pp.
- CAPELLI G., MAZZA R., GAZZETTI (2005) - *Gli acquiferi vulcanici, strumenti e strategie per la tutela e l'uso compatibile della risorsa idrica nel Lazio*.
- DE ANGELIS D'OSSAT G. (1947) - *Giacimento manganesifero a S. Severa (Tuscia Romana)*. Boll. Soc. Geol. It. 64.
- DE CARLI F. (1939) - *I giacimenti di caolino di S. Severa*. L'Ind. Min. d'It. Oltr., 13 Roma, 1939
- EVERNDEN J.F. & CURTIS G. H. (1965) - *Potassium-argon date of Late-Cenozoic rocks in east-Africa and Italy*. Current Anthropol., 6, 343-385.
- FORNASIERI M. (1955) - *Ocre di Antimonio del Sasso di Furbara e dell'Algeniera della Nurra*. Boll. Soc. Min., 11.
- LOMBARDI G., NICOLETTI M., PETRUCCIANI C. (1974) - *Età delle vulcanite acide nei complessi Tolfetano, Cerite e Manziate (Lazio nord-occidentale)*. Per. Mineral. 43(2), 351-375.
- LOMBARDI G. & SHEPPARD S.M.F. (1977) - *Petrographic and isotopic studies of the altered acid volcanics and Tolfa-cerite area, Italy. The genesis of the clays*. Clay Miner. 12, 147-162.
- LOMBARDI G. & MATTIAS P.P. (1979) - *Petrology and mineralogy of the kaolin and alunite mineralizations of Latium (Italy)*. Geol. Rom., 18, 157-214.
- LOMBARDI G., RUSSEL J.D. & KELLER W.D. (1987) - *Compositional and structural variation in the size fractions of a sedimentary and hydrothermal kaolin*. Clay miner., 35, 321-335.
- LOTTI B. (1900) - *I giacimenti metalliferi della Tolfa*. Rass. Min. 13.
- MARINELLI G. (1961) - *Genesi e classificazione delle vulcanite recenti toscane*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 68, 74-116.
- MATTIAS P.P. & CANEVA C. (1979) - *Mineralogia del giacimento di caolino di Monte Sughereto, Santa Severa, Roma*. Reng. Soc. Ital. Miner. Petrol., 35, 721-753.
- MORETTI A & PERETTI L (1938) - *Il caolino di Furbara*. Ind. Min. d'It. e d'Oltremar., 12, Roma, 1938.
- NISIO S. (2008): - *I Sinkhole nel Lazio*. In: I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It. LXXXV, ISPRA- Servizio Geologico d'Italia. Roma.
- NEGRETTO G.C. & MORBIDELLI L. (1963) - *Studio geopetrografico del complesso vulcanico tolfetano -cerite III: le manifestazioni vulcaniche acide del settore cerite*. Ist. Petr. Univ. Roma pp91.
- NICOLETTI M. (1969) - *Datazioni argon-potassio di alcune vulcaniti del M. Cimino (Viterbo)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. A, 78.
- VENTRIGLIA U. (1988) - *Idrogeologia della Provincia di Roma*. Vol. 1 Regione Tolfetana. A cura Assessorato dell'Amministrazione provinciale di Roma. Assessorato LL.PP. Viabilità e Trasporti, Roma.
- VIGHI L. (1955) - *Su due sondaggi per ricerca d'acqua nella zona di Riserva Cinquare, a Nord-Est di Santa Severa (prov. di Roma)*. Geotecnica, A. 2, 5, 217-225.

INDIVIDUAZIONE DI ZONE A RISCHIO SINKHOLE, METODOLOGIE OPERATIVE A CAMAIORE (LU)

di Bughignani V.¹, Di Filippo M.² & Di Nezza M.²

ABSTRACT

In the last decades, in the area of Camaiore Plain (Lucca), a series of surveys was planned and carried out, in order to better understand the causes of the collapse.

In the first time, several geological, geochemical, seismic, geoelectrical and geognostic surveys were those aimed at acquiring both surface and underground geological features of the area; later the sinkholes risk areas were monitoring by Interferometric method.

A gravity investigation was carried out in the area; 3D inverse modeling was found that the rocky substratum in the sinkhole zone is made up of cavernous limestones, intensely fractured and intersected by various direct faults. The bedrock is buried by thick alluvial successions, which reach a thickness of about 140m in the area.

For this reason microgravity prospecting has been applied in order to identify the sinkholes risk areas and any other geological conditions similar to those leading to the 1995 collapse.

The map of the Residual Anomalies of Camaiore town, shows different areal distribution of gravity minimum zones connectable to superficial causes (75 meters depth). The negative gravity anomalies can be just explained with the lower density sediments (gravelly, sandy and silty-argillaceous alluvial deposits).

The Camaiore area have been monitored by Interferometric Synthetic Aperture Radar (which measures surface elevation changes in a wide spatial resolution) and Global Positioning System (which is very accurate for measuring position changes in specific positions) technique. Then raining days, the uplifting area corresponds to that were the negative anomalies occurred.

RIASSUNTO

Nel corso dell'ultimo decennio, numerosi studi geologici, geochimici e geofisici hanno interessato la Conca di Camaiore (Lu). Questi studi di base sono serviti, da principio, per valutare l'entità delle problematiche connesse al sottosuolo e, successivamente, per impostare il monitoraggio tramite interferometria.

Negli anni precedenti, un primo rilievo gravimetrico, aveva consentito di realizzare la batimetria del substrato geologico roccioso denso dell'intera pianura intermontana utilizzando ed integrando i dati disponibili, quali sondaggi, profili e mappe di resistività. Successivamente, le profondità stimate del substrato roccioso sono state accertate e confermate da diversi sondaggi.

1 Geologo, Libero Professionista, Via Capanni, 198 Lucca (LU)

2 Dipartimento di Scienze della Terra, Università " Sapienza" di Roma, P.le A. Moro 5, 00185 Roma

Negli anni successivi al rilievo gravimetrico, e fino ad oggi, sono state indagate quasi tutte le aree abitate nella pianura intermontana con la microgravimetria; attualmente, sono state eseguite circa 3200 stazioni. Diverse campagne microgravimetriche hanno evidenziato e delineato alcune zone di minimo gravimetrico proprio nelle aree abitate, la cui estensione areale permette di ascriverne la causa a variazioni di densità all'interno delle formazioni sedimentarie di origine fluvio-lacustre recenti che ricoprono il substrato roccioso. Queste zone di minimo gravimetrico, sottoposte al monitoraggio GPS prima e interferometrico dopo, mostrano di subire nel tempo, variazioni di quota positive, dopo lunghe e intense precipitazioni atmosferiche, ed in seguito variazioni negative. Nell'ambito dell'ultimo rilievo microgravimetrico effettuato nel 2008-2009, nella zona dei Frati (Camaioere) è presente una forte anomalia gravimetrica negativa, e le notizie dei secoli precedenti riportano di sprofondamenti e formazioni di sorgenti; attualmente, dopo un'intensa pioggia (gennaio 2009) si sono verificati innalzamenti di edifici, proprio in questa zona. Questo studio viene proposto alle amministrazioni come metodologia integrata per il controllo e il monitoraggio del sottosuolo. Lo studio della struttura geologica a grande scala prima (prospezione gravimetrica) e successivamente di dettaglio (prospezione microgravimetrica) della pianura intermontana e dei rilievi che la contornano, insieme al successivo controllo, ha portato a proporre una metodologia per la definizione, valutazione e prevenzione delle eventuali condizioni di pericolo incombente per le aree a rischio di possibile sprofondamento.

1. INTRODUZIONE

In Italia i dissesti provocati da fenomeni di sprofondamento o dovuti alla presenza di cavità sotterranee sono frequenti ed hanno determinato spesso ingenti danni materiali e, in molti casi, anche la perdita di vite umane; ad esempio a Napoli, solo a partire dal 1971, sono noti in letteratura almeno 9 eventi con vittime legati a sprofondamenti (VALLARIO, 2001).

Negli ultimi anni, si è assistito ad un aumento della frequenza dei casi di sprofondamento che, pur essendo caratterizzati da dimensioni areali notevoli, non hanno provocato per fortuna vittime. I casi più noti sono quelli delle voragini verificatisi il 15 ottobre 1995 in località "Le Funi" nel Comune di Camaioere (Lu), il 29 gennaio 1999 in località "Bottegone" nel Comune di Grosseto, il 25 gennaio 2001 a Marcellina (Rm) e il 1 aprile 2007 a Gallipoli (Le).

I meccanismi di formazione ed evoluzione di questi collassi è molto diversificata in Italia: questi possono essere ricollegati a fenomeni di carsismo (per soluzione o collasso), e ricorrono lungo le aree pedemontane dove affiorano le formazioni carbonatiche nell'Appennino, un esempio può essere rappresentato nel Lazio, in località Altopiani di Arcinazzo (Rm) (DI FILIPPO *et al.*, 2004a; DI FILIPPO *et al.*, 2004b). Altri esempi di fenomeni di collasso possono essere ascrivibili anche a fenomeni di origine vulcanica (ad esempio i maar), o a cause antropiche. Recenti studi condotti negli ultimi decenni mettono in evidenza che le zone dove vi è la ricorrenza di fenomeni di collasso, connesse a cause e genesi molto differenti, si verificano o si sono verificate lungo la fascia del margine tirrenico, nel Lazio, Abruzzo, Campania e Toscana, in prossimità di rilievi carbonatici, con evidenze di lineamenti tettonici recenti e in corrispondenza di pianure alluvionali. In particolare, alcuni autori hanno messo in evidenza che tali fenomeni, in questo settore dell'Italia, si verificano lungo lineamenti di faglie regionali sismicamente attive (CARAMANNA *et al.*, 2008). Questi studi hanno confermato che i fenomeni di sprofondamento non possono essere considerati solo come fenomeni di dissoluzione legati al carsismo, ma possono essere ricondotti a

processi che si verificano nelle parti profonde, tipo *piping*, che avvengono all'interno del substrato carbonatico ricoperto da ingenti spessori di sedimenti (CIOTOLI *et al.*, 2000; SALVATI *et al.*, 2000; NISIO 2003; NISIO *et al.*, 2005; 2007). Pertanto, la causa della formazione dei collassi sarebbe da ricondursi alla risalita di fluidi dalle parti profonde (NISIO 2003). In particolare, nella piana di S. Vittorino (Ri), gli improvvisi collassi catastrofici sono, in genere, associati ad anomalie dei fluidi e dei gas lungo le principali dislocazioni (NISIO 2008) a cui si associano anomalie gravimetriche negative (DI FILIPPO *et al.*, 2004a). Stesso discorso viene fatto nella Pianura Pontina, il cui meccanismo genetico è un processo di erosione dal basso, facilitato dalle falde in pressione costituite da *mixing* differenti di acque complessivamente molto aggressive (NISIO 2008) ed anche in questo caso si possono osservare anomalie gravimetriche negative (DI FILIPPO *et al.*, 2002).

Nell'ambito delle attività di prevenzione e nel quadro delle competenze che, per tali attività, le leggi 225/92 e 401/2001 affidano al Dipartimento della protezione civile (DPC) è tenuto conto della diffusione dei fenomeni e dei danni da essi provocati; il DPC ha ravvisato la necessità di avviare studi approfonditi per definire il rischio collegato a tale tipo di fenomeni e a tal fine, ha predisposto nel 2001 uno specifico progetto denominato "Rischio Cavità" (CORAZZA, 2004; CORAZZA, *et al.*, 2002).

E proprio in questo ambito che, a nostro avviso, nella città di Camaione, grazie anche all'enorme sensibilità da parte delle amministrazioni locali, comunali e provinciali, riguardo i problemi connessi ai fenomeni naturali e più in particolare a quelli idrogeologici, che si è potuto intraprendere un progetto duraturo e a lunga distanza, che ha permesso di studiare in modo dettagliato questa pianura intermontana proprio in seguito al verificarsi e all'osservazione di un fenomeno di collasso, che ha interessato una zona abitata. Tale fenomeno è stato preceduto da vistosi fenomeni di dissesto e lesionamento di abitazioni maturate nell'arco di qualche ora, e, in seguito al repentino sgombero delle stesse, non si sono avuti danni alle persone nonostante queste siano state inghiottite.

Camaione rappresenta un ottimo test side in cui, lo studio effettuato nell'ultimo decennio in ambito gravimetrico, ha mostrato l'enorme contributo che la gravimetria può dare nel comprendere le problematiche connesse alle cause ed ai meccanismi di formazione dei *sinkhole* a diverse scale; questa ha consentito di individuare quelle aree che in futuro potrebbero essere interessate da altri fenomeni di dissesto, ma soprattutto tali aree, monitorate con metodo interferometrico, evidenziano continui movimenti del terreno in seguito a forti piogge (BUCHIGNANI *et al.*, 2010).

In queste pagine verrà mostrato il contributo della gravimetria, effettuato nell'ultimo decennio, per lo studio nella Piana di Camaione e come questa metodologia si sia affinata nel tempo per ottimizzare le informazioni per contribuire alla conoscenza delle aree a rischio. Le informazioni ottenute sono facilmente adoperabili per le amministrazioni locali in caso di emergenze e per la pianificazione futura dell'abitato.

2. PROSPEZIONE GRAVIMETRICA

In seguito all'improvviso fenomeno di sprofondamento avvenuto il 15 ottobre 1995 in località "Le Funi" nell'abitato di Camaione (Lu), che ha causato la distruzione e il danneggiamento di diverse abitazioni, furono eseguite diverse indagini geofisiche, geognostiche e geologiche (BUCHIGNANI, 2002, D'AMATO AVANZI *et al.*, 2004, 2002) al fine di avere informazioni sulla geologia del sottosuolo della pianura intermontana e successivamente comprenderne le cause e la genesi della formazione.

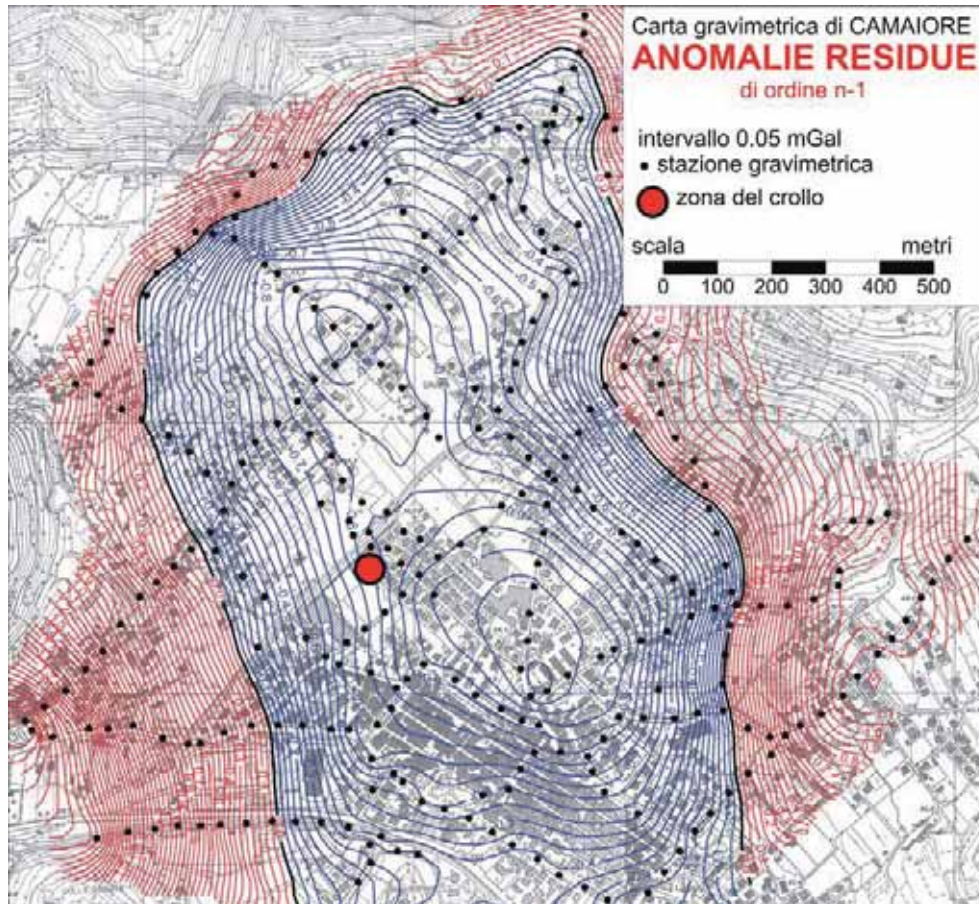


Fig. 1 - Carta gravimetrica del territorio di Camaiore (1998): Anomalie Residue Residue di ordine n-1, intervallo delle isoanomalie di 0.050 mGal.

Nel 1998 è stato compiuto un primo rilievo gravimetrico, figura 1, che ha interessato una superficie di 1.72 km² effettuando 298 stazioni gravimetriche (Rizzo *et al.*, 2002). Tutta l'area di studio è compresa in una zona di anomalia negativa di gravità con valori positivi ai margini, in prossimità ed in corrispondenza degli affioramenti del substrato carbonatico-siliceo-marnoso costituito dai termini della Falda Toscana, che vanno dal Calcere Cavernoso (Norico-Retico) al Macigno (Oligocene Superiore-Miocene Inferiore) e dalle Filladi Sericitiche (Carnico) appartenenti all'Unità Di Massa. Tale carte fa pensare, appunto, che il minimo relativo sia effetto di forti spessori di sedimenti alluvionali o lacustri (Attuali-Olocene Superiore-Pleistocene) che colmano parzialmente la piana, con valori di densità estremamente bassi, sottolineando un certo scadimento delle caratteristiche geotecniche rispetto alle formazioni più antiche, e che si trovano depositati sopra le formazioni che costituiscono il substrato. Il minimo di gravità si presenta allungato in direzione NNW-SSE ed ha due depocentri: uno con entità minori dei valori delle isoanomalie (-0.95



Fig. 2 - Andamento del substrato carbonatico mesozoico nella Conca di Camaiore, i valori delle isobate sono riferiti al livello del mare.

mGal), posizionato nella parte nord-occidentale, ed un secondo nella parte sud-orientale molto più pronunciato del precedente [-1.1 mGal]. Si notano due principali discontinuità gravimetriche che rappresentano un gradino nel substrato geologico più denso: la prima, orientata NNW-SSE, nel bordo sud-occidentale dell'area indagata, la seconda orientata, SW-NE, nella parte settentrionale. Nella parte orientale della zona le isoanomale sono orientate in direzione N-S.

Per individuare le principali discontinuità tettoniche sepolte è stato costruito anche un modello gravimetrico 3D al fine di individuare la batimetria del substrato geologico a maggiore densità [2.6 g/cm³] e le relazioni che persistono con i depositi di copertura a bassa densità [1.9 g/cm³]. La carta strutturale del substrato geologico, figura 2, mostra che l'anomalia generata dal minimo corrisponde ad una depressione con una morfologia piuttosto articolata. La zona più depressa presenta, oltre -80m s.l.m., risulta orientata in direzione NW-SE con una lunghezza di circa 600m e una larghezza di circa 80m ed è limitata da pareti molto acclivi. Tali caratteristiche ricalcano i lineamenti strutturali che ricorrono nei rilievi circostanti in affioramento [D'AMATO AVANZI *et al.*,2004].

Questa prospezione gravimetrica ha permesso di ricostruire il contesto geologico nel quale si è verificato lo sprofondamento di Camaiore. La causa primaria di tale fenomeno

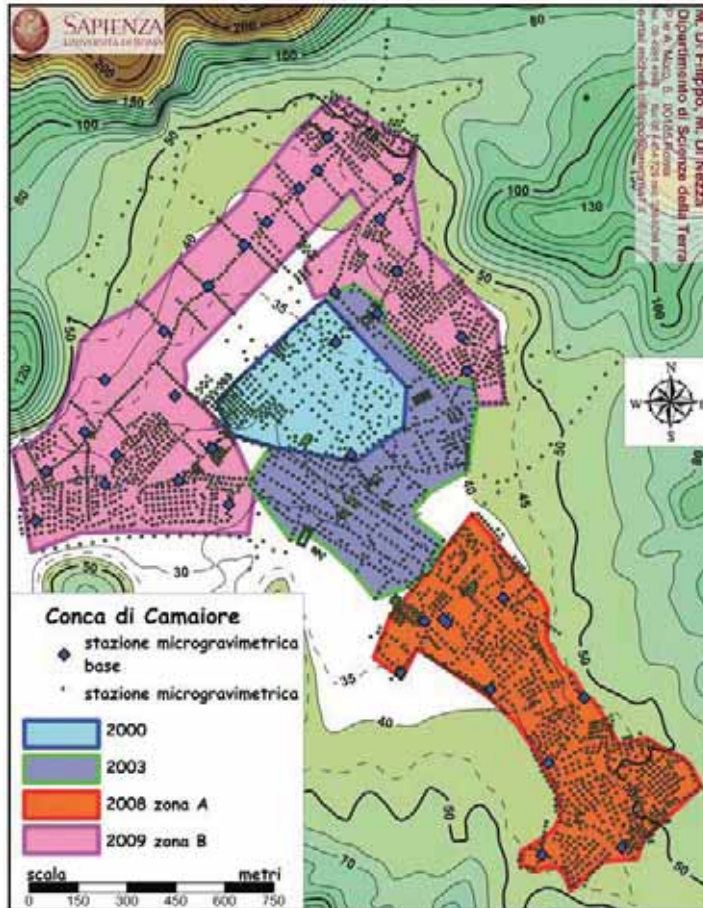


Fig. 3 - Aree in cui sono state effettuate le quattro campagne microgravimetriche nel periodo 2000, 2003, 2008, 2009.

non è da imputare all'esistenza di fenomeni carsici ipogei nel substrato geologico roccioso intensamente fratturato, che sicuramente ci saranno, in quanto esso, formato da Calcere Cavernoso, è sepolto da oltre 100 m di sedimenti a bassa, bassissima densità. Il fatto che nelle zone di minimo gravimetrico (Anomalie Gravimetriche Residue di ordine n-2) si osservino innalzamenti e abbassamenti del pianocampagna do forti e intense piogge, porta a considerare che i sinkhole siano dovuti a liquefazione dei terreni recenti. Tale situazione suggeriva un raffittimento della maglia delle stazioni gravimetriche e quindi una prospezione microgravimetrica che poteva identificare quelle zone più critiche, poste anche a modesta profondità dalla superficie, in quanto le densità attribuite ai terreni alluvionali erano estremamente scadenti.

3. PROSPEZIONI MICROGRAVIMETRICHE

La scelta di eseguire delle prospezioni microgravimetriche nell'abitato di Camaione ha comportato una maggior definizione dell'assetto geologico strutturale di quelle formazioni che si trovano a modeste profondità nel sottosuolo ed, ha permesso anche di rilevare la presenza di eventuali cavità vuote o parzialmente riempite.

Inoltre, le unità alluvionali che ricoprono il substrato geologico sono in genere costituite da argille alluvionali caratterizzate da lenti e livelli anche torbosi, che in alcuni settori arrivano anche al centinaio di metri di spessore, da un alternanza di strati ghiaiosi eterometrici parzialmente clasto-sostenuti e da strati sabbiosi sottilmente stratificati con, intercalati, lenti e livelli limoso-argillosi.

Dal punto di vista delle caratteristiche geotecniche si tratta di materiali relativamente poco addensati, dotati di modesta resistenza al taglio, e di compressibilità generalmente elevata; la permeabilità per porosità è da considerarsi nell'insieme piuttosto bassa.

Queste unità alluvionali sono fortemente variabili nello spazio con scarsa omogeneità laterale, come le caratteristiche della rispettiva densità possono, pertanto, risultare differenti da zona a zona.

La prospezione microgravimetrica può dare informazioni sulla distribuzione areale di corpi geologici sepolti, qualora siano apprezzabili contrasti di densità. A secondo del tipo di maglia adottata, è possibile definire strutture geologiche a differente scala; pertanto, la distribuzione delle stazioni era finalizzato ad individuare eventuali zone anomale di dimensioni tali che potessero generare in futuro eventuali problemi di cedimento connesso alle abitazioni.

Sono state condotte quattro campagne di rilievi microgravimetrici, negli anni 2000 e 2003, 2008, 2009 (Figura3), effettuate allo scopo di fornire una visione dettagliata della distribuzione delle densità, che costituiscono l'immediato sottosuolo dell'abitato di Camaiore e al tempo stesso di delineare le zone a rischio *sinkhole*.

Dalle prospezioni effettuate risulta evidente come le zone di anomalia negativa trovino conferma con la presenza di volumi di sedimenti nel sottosuolo caratterizzati da valori di densità estremamente bassi, quasi al livello di fanghi, e dalle caratteristiche geotecniche estremamente scadenti: alto valore di costipazione, possibilità di solifluzione, e tali da far considerare le aree soprastanti a rischio *sinkhole*. Nelle vaste zone di minimo gravimetrico e la loro distribuzione in una zona urbanizzata, confermate anche da anomalie geoelettriche (BUCHIGNANI 2002; RIZZO *et al.*, 2002), si osserva la sovrapposizione quasi perfetta delle anomalie rilevate distintamente con i due metodi geofisici, sia per quanto concerne la profondità sia per le superficie più critiche individuate nei primi 60 metri di profondità; queste indicano una zona a rischio elevato per la possibilità d'innescare di *sinkhole*, anche a modeste profondità.

Nelle aree dove le anomalie gravimetriche e geoelettriche hanno indicato concordemente la presenza di situazioni a rischio, è stata installata una rete locale di postazioni GPS su dei punti di controllo in modo da monitorare le micro deformazioni del suolo (BUCHIGNANI *et al.*, 2004b).

Queste zone di minimo gravimetrico, successivamente sottoposte al monitoraggio interferometrico, mostrano di subire nel tempo variazioni di quota, positive dopo lunghe e intense precipitazioni atmosferiche ed in seguito variazioni negative (BUCHIGNANI *et al.*, 2004a).

Nel periodo 2008-2009 la prospezione microgravimetrica è stata estesa ad altre due aree con lo scopo di identificare eventuali condizioni analoghe a quelle del collasso del 1995 e pianificare lo sviluppo futuro dell'area.

Ricerche inedite effettuate nel 1995 da F. Caredio e C. Santini presso l'archivio storico del Comune di Camaiore svelano interessanti correlazioni con questi minimi gravimetrici; sono stati analizzati documenti in una sezione pre-unitaria (dove sono conservati docu-

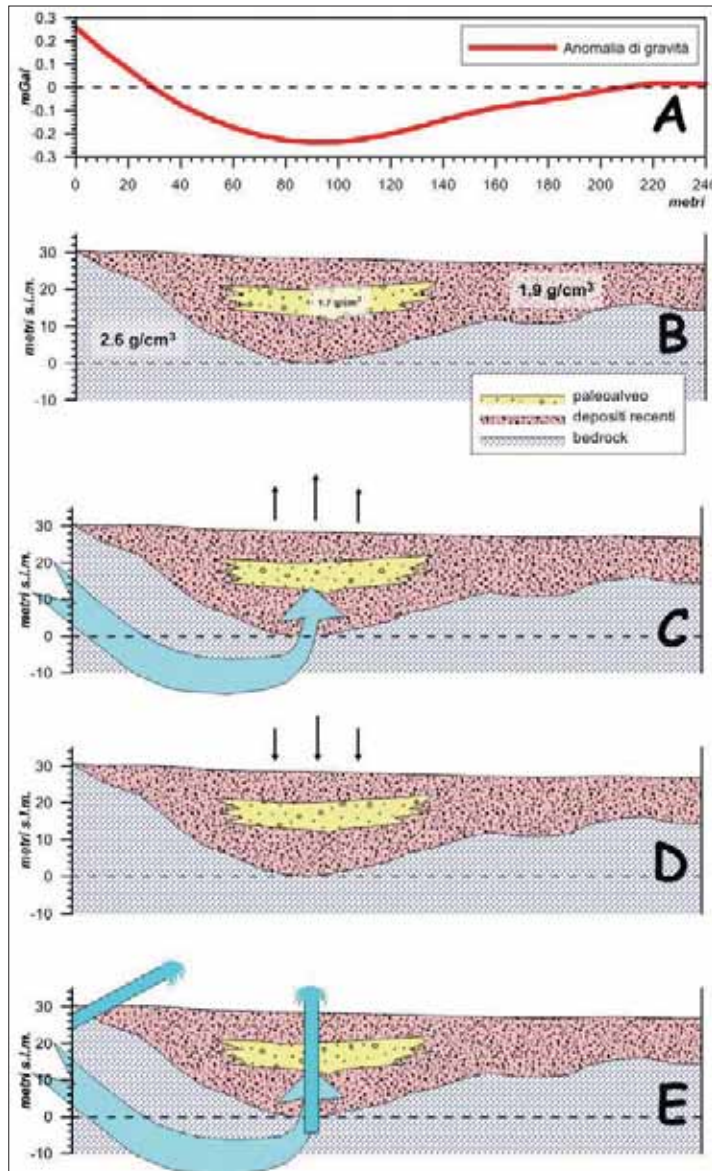


Fig. 4 - Esempio di quello che si osserva nei primi metri nella piana di Camaiore: A) curva delle anomalie residue lungo un ipotetico minimo gravimetrico; B) modello interpretativo del sottosuolo in corrispondenza del minimo, che evidenzia lo spessore delle coperture fluvio-lacustri Oloceniche ed attuali; C) in occasione di forti piogge, a causa dell'aumento della pressione idrostatica nel sottosuolo, in corrispondenza delle zone a bassa densità si ha un innalzamento del suolo dell'ordine di qualche centimetro; D) successivamente all'attenuarsi della pressione idrostatica, avviene la subsidenza; E) per attenuare le pressioni idrostatiche nel sottosuolo nelle zone di minimo gravimetrico si possono creare dei pozzi o scavare dei cunicoli drenanti ai piedi dei versanti.

menti fino al 1860) e in una sezione post-unitaria (dal 1860 in poi), in cui non sono stati trovati dati significativi. Nella sezione pre-unitaria, invece, sono custoditi alcuni documenti, che descrivono situazioni forse ricollegabili a sprofondamenti del suolo.

4. CONSIDERAZIONI FINALI

Questo studio ha portato a proporre una metodologia per la definizione, valutazione e prevenzione delle eventuali condizioni di pericolo incombente per le aree a rischio di possibile sprofondamento in aree urbane. La prospezione gravimetrica ha permesso di ricostruire il contesto geologico nel quale si è verificato lo sprofondamento di Camaiole del 1995, a cui sono corrisposte anche dati geognostici (BUCHIGNANI & CHINES, 2002; D'AMATO AVANZI *et al.*, 2002, 2004) e geoelettrici (RIZZO *et al.*, 2004); la causa primaria di tale fenomeno non è da imputare all'esistenza di fenomeni carsici ipogei nel substrato geologico roccioso formato da Calcere Cavernoso [2.6 g/cm^3] che è sepolto da oltre 100 m di sedimenti a bassa bassissima densità [1.9 g/cm^3]. La prospezione microgravimetrica ha messo in evidenza che le unità alluvionali, che ricoprono il substrato geologico, sono fortemente eterogenee e si tratta di materiali relativamente poco addensati, dotati di modesta resistenza al taglio, e di compressibilità generalmente elevata; la permeabilità per porosità è da considerarsi nell'insieme piuttosto bassa. Sono identificabili a modeste profondità nel sottosuolo volumi di sedimenti caratterizzati da valori di densità estremamente bassi, quasi al livello di fanghi, e dalle caratteristiche geotecniche estremamente scadenti: alto valore di costipazione, possibilità di solifluzione, e tali da far considerare le aree soprastanti a rischio *sinkhole*. Inoltre, nelle aree in cui si sono identificati delle zone con minimi gravimetrici sono stati impostati, in un primo momento, dei caposaldi GPS di controllo da terra per le microdeformazioni (BUCHIGNANI *et al.*, 2004b) e successivamente quasi tutte le aree sono stati coperti dal monitoraggio interferometrico (BUCHIGNANI *et al.*, 2010).

Dalle osservazioni effettuate su capisaldi di riferimento monitorati con GPS, si è osservato che i punti di controllo hanno registrato, proprio in corrispondenza dei minimi rilevati con la prospezione microgravimetrica come quelli indicati a rischio, movimenti verticali concentrati nel centro della conca di Camaiole dell'ordine di circa 4-5 centimetri, con un chiaro fenomeno di sollevamento e di abbassamento delle unità alluvionale nei diversi periodi dell'anno, anche in funzione delle pressioni idrauliche interne. Al limite della conca tali abbassamenti vanno a diminuire, fino ad azzerarsi. In particolare, la notevole entità dell'escursione misurata tra Giugno e Dicembre 2000 ha fatto registrare dei micro-lesionamenti alle strutture murarie rigide, denunciati da proprietari di abitazioni che hanno rilevato piccole crepe, disassamenti dei cancelli, lesioni ai marciapiedi ed ai muretti di recinzione particolarmente evidenti e manifestatisi soprattutto dopo gli eventi alluvionali del Dicembre 2000 (BUCHIGNANI *et al.*, 2004b).

Le zone che hanno fatto rilevare la maggiore entità di scostamenti nelle letture GPS si trovano in corrispondenza delle aree nelle quali le anomalie sembrano meno profonde. Inoltre, un controllo simultaneo delle variazioni piezometriche, ha dimostrato la diretta influenza delle pressioni idrauliche sulle oscillazioni micro-morfologiche del suolo e, probabilmente, del sottosuolo.

Con l'interferometria, che permette un'osservazione non più puntuale ma areale, si vede che, nelle zone dove è stata effettuata di recente una nuova prospezione microgravimetrica, ancora sono stati messi in evidenza dei minimi gravimetrici e, anche in questo caso,

si sono verificati dei fenomeni di sollevamento in seguito ad intense piogge (BUCHIGNANI *et al.*, 2010). In prossimità della zona dei Frati, dove non c'è la copertura interferometrica, si sono osservati nel Gennaio 2009 delle forti lesioni alle abitazioni in corrispondenza proprio di un forte minimo gravimetrico ricadente proprio nell'area B. Documenti storici hanno mostrato che in quest'area anche in passato ci sono stati dei forti lesionamenti sugli edifici e sulla Chiesa del Convento di S. Lazzaro che hanno comportato continui lavori di rifacimento ed adeguamento.

In conclusione, le prospezioni microgravimetriche, effettuate nel corso di questo decennio, hanno messo in luce l'assetto strutturale del basamento cenozoico, evidenziando lo spessore delle coperture fluvio-lacustri Oloceniche ed attuali, figura 4 A e 4 B. Dal punto di vista concettuale, siamo passati dall'idea di cavità carsiche all'interno del substrato denso di natura carbonatica a zone e a volumi di sedimenti recenti non consolidati a bassa e bassissima densità; questi in occasione di forti e continue piogge sui rilievi circostanti, a causa dell'aumento della pressione idrostatica nel sottosuolo, provocano un innalzamento del suolo dell'ordine di qualche centimetro, figura 4 C, e successivamente all'attenuarsi di tale pressione, avviene la subsidenza della zona, figura 4 D. È ovvio che il ripetersi nel tempo di tali situazioni può provocare una liquefazione dei terreni recenti scarsamente addensati con il conseguente collasso.

Nell'ottica di questa considerazione la proposta che, secondo noi, scaturisce, da un decennio di osservazioni e studi sulla Conca di Camaione, per eliminare il rischio sinkhole è necessario attenuare le pressioni idrostatiche che agiscono nel sottosuolo tramite pozzi artesiani impostati nelle zone di minimo gravimetrico e anche, forse anche meglio, scavare dei cunicoli drenanti ai piedi dei versanti, figura 4 E.

BIBLIOGRAFIA

- BUCHIGNANI V. (2002) – *Indagini geologiche e geofisiche relative al fenomeno di crollo nell'ottobre 1995 in loc. "Le Funi"*. Volume "Le Voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana", Ed. Regione Toscana, Firenze, 202-209.
- BUCHIGNANI V., BINDA ROSSETTI I., LEVA D., RIVOLTA C. (2010) - *Monitoraggio Interferometrico con Radar da Terra in area a rischio sinkhole. L'esempio di Camaione*. Atti del convegno: Sinkholes. The Catastrophic sinking in natural and anthropic environments 2nd International workshop, Roma, 3-4 Dicembre 2009. This Volume.
- BUCHIGNANI V., LEVA D., NICO G., RIVOLTA C. (2004a) – *Interferometria Sar per il monitoraggio di un fenomeno di sprofondamento (Sinkhole) in Toscana*. Atti Convegno Nazionale "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", Ed. IGER, Roma, 129-138.
- BUCHIGNANI V., LOMBARDI S., RIZZO S., TORO B. (2004b) – *Il Sinkhole di Camaione*. Atti Convegno Nazionale "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", Ed. IGER, Roma, 139-158.
- BUCHIGNANI V., CHINES C. (2002) - *Indagini relative al fenomeno di crollo verificatosi nell'ottobre 1995 in loc. "Le Funi" - Camaione capoluogo*. Atti Convegno Nazionale "Le voragini catastrofiche: un nuovo problema per la Toscana". Edizioni Regione Toscana, 176-201.
- CARAMANNA G., CIOTOLI G., NISIO S. (2008) - *A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas*. Natural Hazards 45, 145–172.

- CATENACCI V. (1992) – *Il dissesto geologico e geoambientale in Italia dal dopoguerra al 1990*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **XLVII**.
- CIOTOLI G., DI FILIPPO M., NISIO S., ROMAGNOLI C. (2000) - *La Piana di S. Vittorino: dati preliminari sugli studi geologici, strutturali, geomorfologici, geofisici e geochimici*. Mem. Soc. Geol. It. **56**, 297-308
- CORAZZA A. (2004) – Il Rischio di fenomeni di sprofondamento in Italia: le attività del Dipartimento della Protezione Civile. Atti Convegno Nazionale “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio”, Ed. IGER, Roma, 245- 254.
- CORAZZA A., MAZZA R. BERTUCCIOLI P., PUTRINO P. (2002) – *Il Progetto “Cavità” – analisi del rischio dovuto a cavità sotterranee*. Atti dei Convegni Lincei, XIX Giornata dell’Ambiente “Il dissesto idrogeologico. Inventario e prospettive”, Roma 5 giugno 2001, 355-363
- D’AMATO AVANZI G., GIANNACCINI R., PUCCINELLI A., VERANI M. (2004) – *Assetto geologico e pericolosità da sinkhole in aree urbane: il caso di Camaione (Toscana, Italia)*. Atti Convegno Nazionale “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio”, Ed. IGER, Roma, 331-346.
- D’AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A., VERANI M. (2002) – *La geologia della Piana di Camaione in relazione al fenomeno di sprofondamento del 15 ottobre 1995*. Atti Convegno Nazionale “Le voragini catastrofiche: un nuovo problema per la Toscana”. Ed. Regione Toscana, 154-175.
- DI FILIPPO M., TARTARELLO M.C. (2010) – *Nuovi dati gravimetrici e caratteri geologici del settore Sud-Est della Conca di Camaione (Lu)*. Atti del convegno: Sinkholes. The Catastrophic sinking in natural and anthropic environments 2nd International workshop, Roma, 3-4 Dicembre 2009. This Volume.
- DI FILIPPO M., TORO B. (2004) – *Indagini gravimetriche e microgravimetriche nell’abitato di Camaione*. Atti Convegno Nazionale “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio”, Ed. IGER, Roma, 399- 406.
- DI FILIPPO M., NOLASCO F., TORO B. (2004a) – *Gli Altopiani di Arcinazzo: Un’Area a rischio sinkhole*. Atti Convegno Nazionale “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio”, Ed. IGER, Roma, 407- 413.
- DI FILIPPO M., DI NEZZA M., NOLASCO F., TORO B. (2004b) - *Microgravity prospecting in order to research sinkholes risk areas*. Abstract.32th IGC, Firenze 20-28 Agosto 2004.
- DI FILIPPO M., PALMIERI M., TORO B. (2002) – Studio gravimetrico di Doganella di Ninfa (Latina). In: *Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana*. Att. Conv. 31 marzo 2000, G.R. Regione Toscana, 62-70.
- DI FILIPPO M., F. D’OFFIZI, B. TORO (1983): Determinazione della densità di alcune formazioni della Toscana meridionale con metodi gravimetrici. Atti del II Convegno del G.N.G.T.S., 473-481.
- NISIO S. (2008) – *I sinkholes nel Lazio*. Mem Descr. Carta Geol. D’it., LXXXV, 33-148
- NISIO S. (2003) - *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia centrale*. Il Quaternario (Ital J Quat Sci) **16**, 121 – 132.

- NISIO S., CARAMANNA G., CIOTOLI G. (2005) - *Sinkholes hazard in Italy: first results on the inventory and analysis of some case studies*. General assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna, April 24– 29, Geophysical Research Proceeding 7, 03922
- NISIO S., CARAMANNA G., CIOTOLI G. (2007) - In: Parise M., Gunn J. (eds) *Sinkholes hazard in Italy: first results on the inventory and analysis of some case studies*. Geological Society London Special publications: Natural and anthropogenic hazards in karst: Recognition, Analysis and Mitigation 279, 23–45
- RIZZO S., DI FILIPPO M., TORO B. (2002) - *La geofisica applicata nel controllo e nelle indagini sui sinkholes: esempio di Camaione*. Atti Convegno Nazionale "Le voragini catastrofiche: un nuovo problema per la Toscana". Ed. Regione Toscana, 210-225.
- SALVATI R., CAPELLI G., SASOWSKY ID. (2000) - *Conceptual model for development of collapse sinkhole in areas of groundwater discharge, Central Italy*. Geological Society of America, Reno, Nevada
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - *Carta Geologica d'Italia (scala 1:50.000)- Foglio 260 Viareggio*. In stampa.
- VALLARIO A. (2001) - *Il dissesto idrogeologico in Campania*. CUEN ed., Napoli.

VARIAZIONI IDROGEOLOGICHE E RIATTIVAZIONE DEL CARSISMO NEI GESSI DI LESINA MARINA (PUGLIA)

di Canora F.¹, Caporale F.¹, Fidelibus M.D.², Gutierrez F.³, Leandro G.¹, Spilotro G.¹

ABSTRACT

The Lesina Lagoon is located in the East-West-trending northern coast of Gargano and is connected with the sea by two channels. The sea-side mouth of these channels was frequently clogged by sand accumulation. In 1927 a long canal was excavated, to ensure a permanent water exchange between the lagoon and the Adriatic Sea for environmental and fish-farming purposes. This N-S trending canal follows the path of the pre-existing canal, except in the northernmost 800 m. In this artificial reach the canal was excavated in evaporite bedrock and in a small outcrop of igneous rocks situated in the coast and protected by a concrete lining. In 1993 in several parts of the canal, the flanks of the canal were smoothed and the concrete lining was replaced by gabions for stability and scenery improvement.

The northern reach of the canal is dug in Upper Triassic gypsiferous sediments of the Burano Anhydrite Formation. The evaporite bedrock is mantled by loose sands a few meters thick. The exposures found reveal that the gypsum has a high density of dissolution conduits and cavities. Locally, it also shows open fractures and brecciated structure caused by dissolution-induced collapse processes and voids are partially filled with detrital sediments. These features seem to correspond to a palaeo-karst, probably developed at several depths controlled by different sea level stands during the Quaternary.

The construction of the new canal has caused significant changes in the local hydrology. The groundwater flow, previously controlled by the oscillating sea level and by the lagoon level, has been altered introducing a line pulsating water near the value of the sea level along the canal.

As a consequence of the lowering of the water table, slow sub-horizontal phreatic flows have been replaced by more rapid flows.

These hydrological changes have induced the reactivation-acceleration of internal erosion and collapse processes leading to the generation of a large number of sinkholes in the vicinity of the canal.

The great majority of the sinkholes are located within the canal and on two relatively narrow bands situated on its flanks. The Lesina Marina residential area, whose construction in the western side of the canal started around 1970, is currently suffering from subsidence damage, including the occurrence of collapse sinkholes in streets, destruction of pathways and cracking of walls.

1 Dip. Strutture, Geotecnica, Geologia Applicata, Università della Basilicata, Potenza;

2 Dip. Ingegneria delle Acque e Chimica, Politecnico di Bari;

3 Earth Sciences Dept., University of Saragoza, Spain.

1. INTRODUZIONE

L'area di interesse è situata a NW del promontorio del Gargano, tra la foce del F. Fortore e la Laguna di Lesina (fig. 1). Essa costituisce un geosito di particolare interesse per l'affioramento, unico su tutto il versante adriatico della penisola italiana, di rocce ignee associate a gessi, a calcari bituminosi e ad argilliti. In un'area di circa 1 Km² circostante l'affioramento, si estendono le evaporiti, ricoperte per pochi metri da sabbie marine e continentali. Una serie di azioni antropiche si è concentrata proprio in quest'area a partire dal 1927, con la costruzione di un canale di collegamento della laguna con il mare, e intorno al 1970 con l'inizio di un ampio insediamento turistico (fig. 2).

Alla fine degli anni 1980 si fanno risalire le prime segnalazioni agli enti territoriali pubblici della presenza di sinkholes, caratterizzati da crateri nelle sabbie di copertura proseguiti in profondità fino ai gessi sottostanti. Negli anni successivi, le segnalazioni sono aumentate, ed è stato possibile monitorare l'evoluzione di alcuni dissesti.

Il presente studio si avvale dei risultati di numerose campagne di indagini eseguite dal Genio Civile di Foggia (SPILOTRO E COVIELLO, 2000), dal Laboratorio di Geologia Applicata ed Ambientale dell'Università della Basilicata (2008, in atto), da privati e nell'ambito di un lotto di lavori per la mitigazione del rischio eseguiti a partire dal 2008.

Si dispone in particolare delle stratigrafie di oltre 50 sondaggi geognostici eseguiti con carotaggio continuo e successivamente attrezzati a piezometri, che hanno permesso la mappatura del bedrock evaporitico, e di indagini idrogeologiche e geofisiche. Le variazioni di estensione superficiale dei collassi carsici sono state rilevate con ordinari metodi topografici.

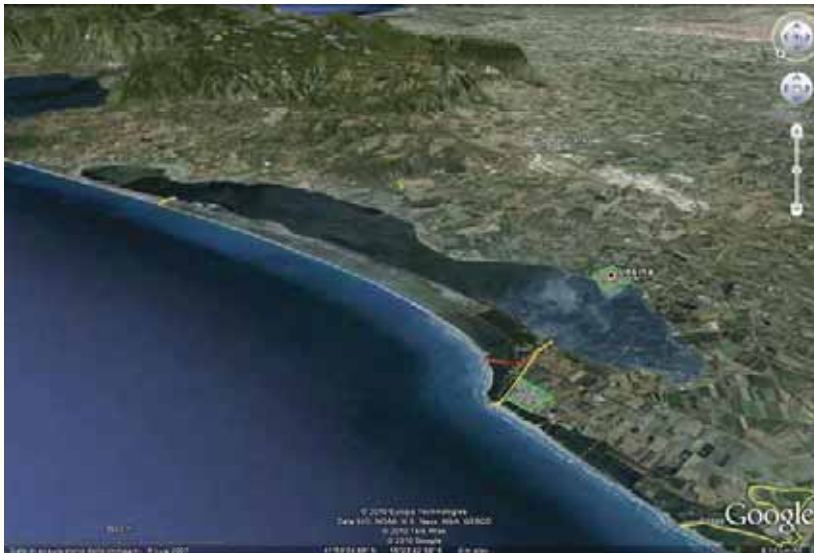


Fig. 1 - Localizzazione geografica geografica dell'area di interesse da satellite (Google Earth). In giallo le attuali connessioni della laguna con il mare; in rosso il vecchio tracciato del canale Acquarotta; in verde i confini dei centri abitati di Lesina e di Lesina Marina.



Fig. 2 - Foto aeree multi temporali (1954, 1991) dell'area di Lesina Marina.

2. CARATTERI DELL'AREA DI LESINA MARINA

Gli elementi caratterizzanti il sito in relazione alla sua evoluzione geologica e geomorfologica sono costituiti dal duomo salino di Punta delle Pietre Nere, messo in affioramento dallo scavo del canale Acquarotta, dalla piana alluvionale del F. Fortore a W, e dalla laguna di Lesina a Sud.

Le evaporiti del Gargano affiorano sotto forma di gessi. Ad essi sono associati calcari e rocce magmatiche. Tale materiale è ricoperto da depositi sabbiosi di alcuni metri dell'Olocene di ambiente marino e fluviolacustre.

Le rocce ignee intrusive sono inglobate nei gessi in diversi corpi e frammenti. Si tratta di melagabbri con subordinate porzioni ultramafiche (affioramento ad est del canale; età 59 My) e corpi melasienitici (affioramento ad W del canale, età 62 My). I calcari nerastri sono intercalati a marne bituminose e calcari marnosi grigiastri, sottilmente stratificati, con fossili in ottimo stato di conservazione o piritizzati. Le rocce calcareo marnose vengono attribuite al Trias superiore, che è la stessa età dei gessi (BIGAZZI ET AL., 1996; Boni, 1969; MARTINIS E PIERI, 1964; POSENATO ET AL., 1994).

I gessi si presentano con struttura microcristallina o in grossi cristalli, spesso geminati a forma di lancia. Talvolta la struttura è fluidale o zonata o listata a fasce diversamente colorate dal bianco al nerastro di spessore millimetrico o centimetrico, con intercalazioni argillose nerastre (Russo, 2008). L'ammasso è molto disturbato; la stratificazione è leggibile in alcuni punti di affioramento lungo il canale e definisce un assetto con immersione verso SW (215 - 265 N). L'affioramento lungo il canale Acquarotta ed il carotaggio dei sondaggi permettono di verificare la presenza di sabbie nei vuoti dell'ammasso gessoso determinati dalle deformazioni tettoniche o da paleo-carsismo (fig. 3).

I gessi sono ricoperti da sabbie marine ed eoliche, interdignite sui bordi del duomo salino (fig. 4) a sedimenti fluviolacustri. Questi ultimi affiorano decisamente sul tracciato dei vecchi rami del f. Fortore, divaganti verso Est e sfocianti nel mar Adriatico o nella laguna, passando intorno al duomo salino.



Fig. 3- Affioramento di gessi presso la foce del canale Acquarotta, in sinistra. Intorno ai gessi prodotti sabbiosi di suffosione.



Fig. 4 - Tetto del bedrock locale evaporitico.

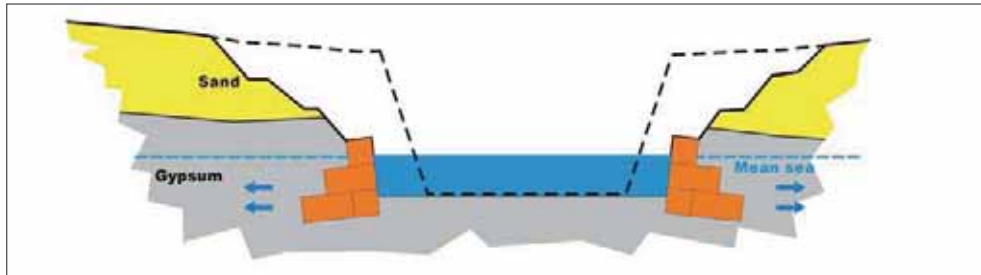


Fig. 5 - Sezione sul Canale Acquarotta, mostrante i lavori del 1993 di risagomatura delle sponde, con l'inserimento dei gabbioni.

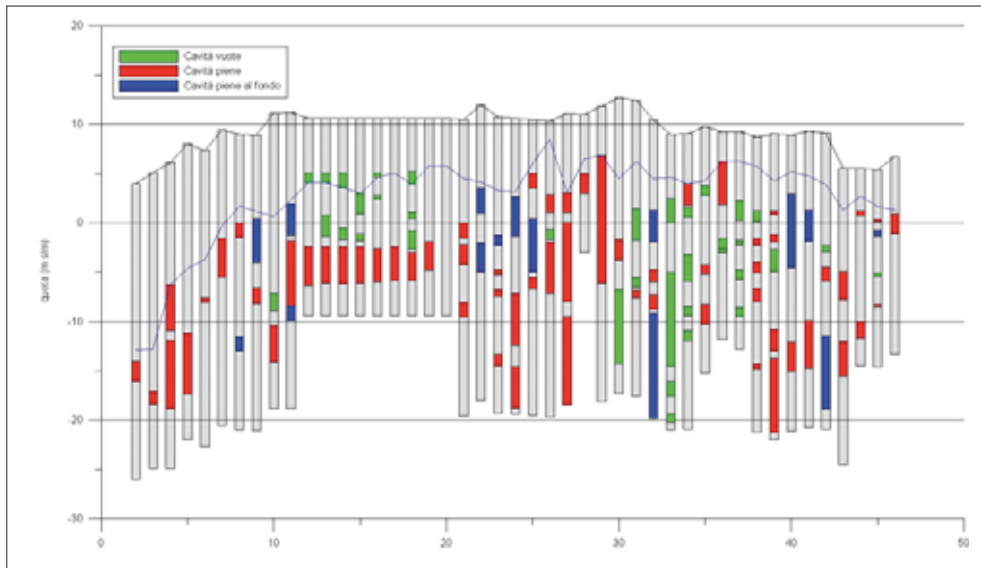


Fig. 6 - Distribuzione delle cavità vuote, parzialmente vuote, riempite nei sondaggi terebrati nell'area presi in considerazione nel presente lavoro.

La laguna è alimentata da oltre 20 piccoli corsi d'acqua che operano il drenaggio di superficie del settore NW del promontorio del Gargano, e da diverse sorgenti che drenano l'acquifero carbonatico del Gargano, con una portata complessiva di circa 1.1 mc/s (COTECCHIA E MAGRI, 1966).

I collegamenti della laguna con il mare sono stati nel tempo diversi e soggetti a funzionamento stagionale: le mareggiate invernali, con l'abbondanza di sedimento portato dai fiumi sfocianti a Nord, insabbiavano le foci; a fine primavera la laguna si ritrovava con un livello di diverse decine di centimetri sopra il livello medio mare e riusciva a riaprirsi la strada verso il mare stesso. In estate il livello della laguna scendeva sotto il livello del mare a causa della forte evaporazione.

Nel 1927 cominciarono i lavori per realizzare tre connessioni stabili tra la laguna e il mare in corrispondenza del canale Acquarotta, della foce S. Andrea e della foce Schiapparo (S.A.I.M., 1930). Il canale Acquarotta, terminato nel 1930, rettificava un precedente tracciato quasi ad angolo retto (fig. 1), puntando per la foce in Adriatico sullo sperone roccioso

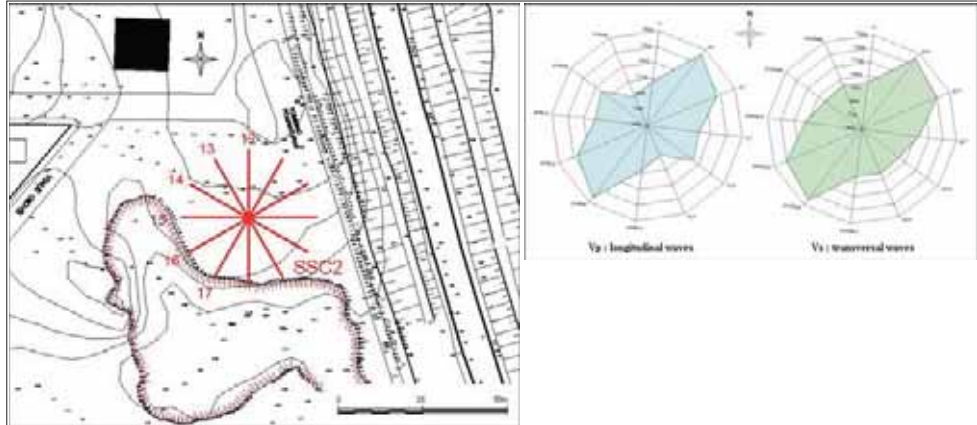


Fig. 7 - Indagini geofisiche con il metodo della sismica a rifrazione ed a scansione radiale. a. una delle postazioni; b. diagrammi polari delle velocità longitudinali e radiali (Spilotro et Al, 2009).

di Punta delle Pietre Nere con il dichiarato obiettivo di minimizzare i problemi dell'insabbiamento invernale della foce. In tal modo il canale attraversava diametralmente il duomo evaporitico, inserendo al suo interno un contorno bagnato oscillante a marea, sia pure con oscillazioni molto variabili.

A partire dal 1970 si è attivata nell'area di interesse una forte pressione urbanistica a finalità turistica, con la creazione di un denso tessuto residenziale esattamente al di sopra dell'area a più ridotta soggiacenza del bedrock evaporitico.

Le cattive condizioni di stabilità delle sponde del canale nel tratto di affioramento dei gessi portarono nel 1993 all'esecuzione di lavori di addolcimento delle scarpate e di inserimento di gabbioni quali rivestimento del bordo del canale (fig. 5).

3. CARSIAMO DEI GESSI E SINKHOLES

La maggioranza dei sondaggi eseguiti in corrispondenza dell'area urbanizzata ha evidenziato la presenza di cavità totalmente o parzialmente vuote, o intasate da prodotti di suffosione prevalentemente sabbiosi (fig. 6). La distribuzione planimetrica delle cavità nell'ammasso ha caratteri di sostanziale omogeneità, riconducibile alla pressoché omogenea distribuzione del disturbo tettonico ed a fasi paleo carsiche (FIDELIBUS et Al, 2009), correlabili ai diversi livelli di stazionamento del mare (LAMBECK ET AL, 2004).

La ricerca delle cavità sotterranee e della loro estensione è stato oggetto di quasi tutti i tipi di indagini geofisiche, con risultati non sempre confortanti. Infatti, la circostanza che molte cavità sono parzialmente o totalmente riempite da materiali discretamente addensati, le rende non facilmente rivelabili dalle tecniche sperimentate (sismica a rifrazione, geoelettrica, georadar e gravimetria). Risultati interessanti sono stati ottenuti da profili geoelettrici lungo il bordo del canale, eseguiti in bassa e alta marea, che hanno permesso di mappare la diversa penetrazione dell'acqua salata, funzionante in questo caso da tracciante del mescolamento dell'acqua di mare con l'acqua di falda. Molto interessante è stata l'applicazione congiunta di sismica a rifrazione e di geoelettrica eseguite con scansione radiale di 30°, che hanno fornito diagrammi praticamente sovrapponibili, rivelanti l'anisotropia meccanica dell'ammasso (figg. 7a e 7b) (SPILOTRO ET AL., 2009). L'anisotropia



Fig. 8 - Distribuzione planimetrica delle cavità carsiche rinvenute nei sondaggi.

meccanica, confermata da rilievi strutturali, permette di identificare anche le direzioni di massima permeabilità dell'ammasso, che sono quelle lungo le quali si allineano i sinkholes. Mentre le cavità risultano distribuite nell'intera area investigata (fig. 8) e rispondono alla logica di un paleo carsismo controllato dai caratteri strutturali e tettonici dell'ammasso, i numerosi fenomeni di sinkholes che si sono sviluppati a partire dall'ultimo decennio dello scorso secolo appaiono distribuiti prevalentemente lungo due fasce parallele al canale (fig. 9a). L'aspetto tipico dei sinkholes è quello di crateri nella copertura sabbiosa (fig. 15 a,b), che proseguono nell'ammasso evaporitico, evidentemente affetto da precedenti cavità carsiche.

Il monitoraggio dell'evoluzione di alcuni di questi fenomeni di dissesto superficiale permette di ricavare un grafico (fig. 8b) che evidenzia un andamento esponenziale dell'evoluzione dei fenomeni in superficie.

4. VARIAZIONI DEL SISTEMA IDROGEOLOGICO

Le ampie variazioni del sistema mare-laguna apportate con la realizzazione del canale Acquarotta hanno comportato alterazioni nei terreni attraversati dal canale ed al regime idrogeologico della falda in essi contenuta, le quali possono essere valutate attraverso opportune modellazioni.

Queste ultime, validate sulle condizioni attuali, sono in grado di simulare l'assetto idrogeologico originario dell'area prima della costruzione del canale.

La modellazione ha riguardato sia il regime del flusso idrodinamico dell'acquifero, sia il modo di oscillare dello stesso in presenza di contorni oscillanti.

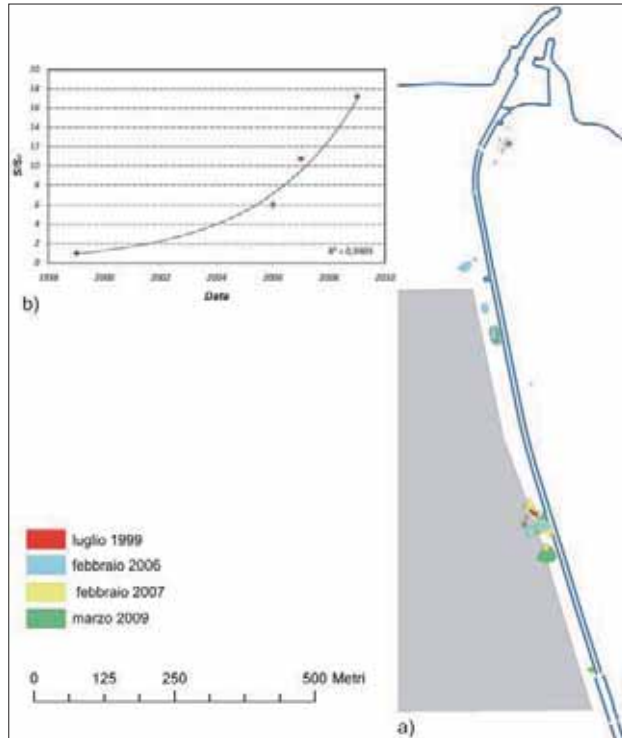


Fig. 9 - Distribuzione planimetrica dei sinkholes lungo i bordi del canale Acquarotta a) e grafico dell'estensione areale dei fenomeni nel tempo [b].

Le simulazioni ed i modelli applicati devono introdurre necessarie semplificazioni nel numero dei parametri coinvolti e nelle assunzioni ad essi relativi; i risultati si intendono quindi molto utili per una valutazione quantitativa preliminare dei fenomeni studiati.

4.1 Variazione del regime idrodinamico

Lo studio è stato condotto mediante l'applicazione di un modello numerico tridimensionale per la simulazione del flusso delle acque sotterranee nelle geometrie definite, in assenza del canale Acquarotta ed in presenza dello stesso. Il codice di calcolo scelto per la modellazione nell'area di interesse è il MODFLOW (McDONALD & HARBAUGH, 1988).

Il modello descritto è stato utilizzato per simulare il comportamento idraulico dell'acquifero di Lesina Marina, in prossimità dell'area del centro abitato, in condizioni transitorie per tener conto delle oscillazioni del livello di falda indotte dalle escursioni di marea.

Il dominio di flusso considerato, che si estende fino alla laguna di Lesina e dalla linea di costa verso l'entroterra per circa quattro chilometri, è stato discretizzato mediante una griglia a spaziatura variabile di 210432 celle; la larghezza del dominio simulato è di circa 4 Km, lo spessore pari a 50 m è suddiviso in otto *layers* rappresentativi delle unità idrogeologiche a conducibilità idraulica variabile con la profondità; tale suddivisione ha consentito di descrivere schematicamente, anche se approssimativamente, il comportamento idraulico delle formazioni costituenti il sistema acquifero. Lo spessore di 50 m è autorizzato dalle misure di filtrazione eseguite, che indicano al di sotto della profondità di 25 m dal l.m. velocità di flusso trascurabili. Le unità schematizzate rappresentano i gessi delle Pietre Nere, estesi indefinitamente in profondità, fortemente fratturati e carsificati, le



Fig. 10 - Ricostruzione della superficie piezometrica attraverso le misure di livello nei sondaggi.

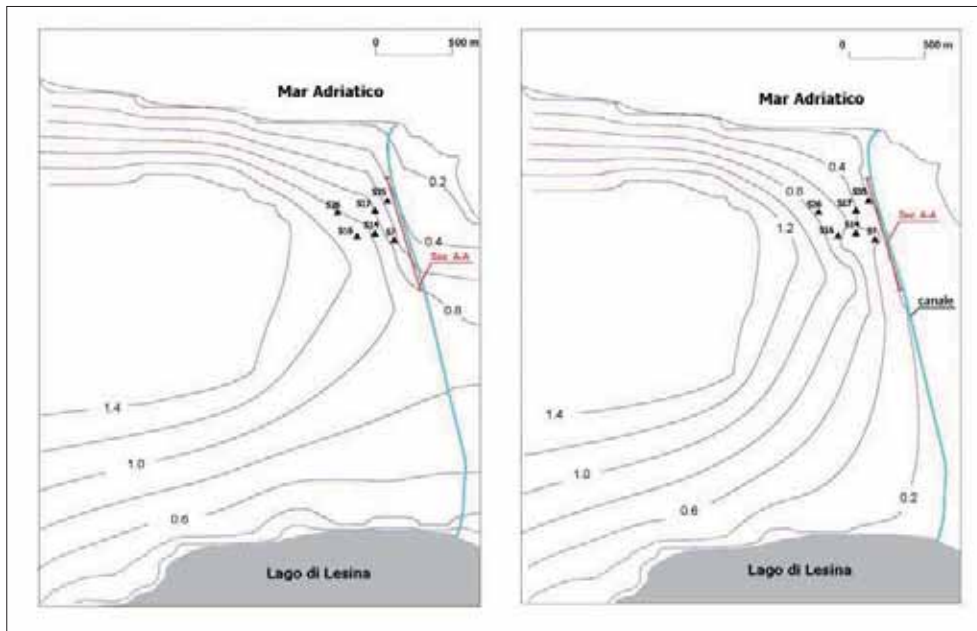


Fig. 11 - Modello della superficie piezometrica restituito dalle simulazioni numeriche: in assenza del canale Acquarotta [a] ed in presenza dello stesso [b].

sabbie di spiaggia, i depositi palustri ed alluvionali, ed i conglomerati di Campo Marino. L'area di maggiore interesse idrodinamico è quella di emersione dei gessi; in tale area, per minimizzare l'errore di discretizzazione spaziale e per consentire una più precisa simulazione delle oscillazioni dei carichi al variare delle condizioni di contorno, regolate dalle condizioni climatiche e di marea, la spaziatura delle celle del modello è stata fortemente ridotta, fino alla dimensione di 10x10 m. L'acquifero è stato ipotizzato in condizioni di disomogeneità e di anisotropia sia verticale che orizzontale. Alla formazione dei gessi è stata attribuita una conducibilità idraulica di 10^{-5} m/s; alle sabbie un valore di conducibilità idraulica di 10^{-4} m/sec ed alle alluvioni di 10^{-3} m/sec. Il gradiente idraulico regionale posto sulla frontiera W è pari al 2 ‰, sulla base dei dati reali disponibili.

Come condizione al contorno sul bordo mare è stata assunta un'oscillazione sinusoidale di ampiezza 0.4 m di periodo di 12 ore (periodo tidale), mentre il livello della laguna è stato ipotizzato fisso a 0.1 m s.l.m.

In fig. 10 è rappresentato l'andamento della superficie piezometrica in corrispondenza dell'area di Lesina Marina come ricostruito nel 1999 da misure in sondaggi; in fig. 11 a e b sono rappresentati i modelli della superficie piezometrica risultati della simulazione numerica. La falda defluisce verso il mare in direzione N e NE, le variazioni dei carichi, generate dai movimenti di marea, si attenuano gradualmente con il crescere della distanza dalla linea di costa. Si sono inoltre computate le oscillazioni di falda in corrispondenza di tre punti di controllo, S26, S17 ed S35, distanti rispettivamente dal canale 400, 150 e 30 m (fig.12).

Nell'ipotesi di assenza del canale, il comportamento oscillante della falda in tali punti risulta confrontabile: in S17 il valore di variazione massimo della falda è pari a 6 cm, in S35 è uguale a 5 cm.

Successivamente il modello è stato applicato computando la distribuzione dei carichi idraulici in presenza del canale Acquarotta. In questa simulazione, la condizione al contorno adottata è definita da un livello mare (estremità del canale) variabile tra + 0.2 e - 0.2 m con periodo 12 ore, dal livello della laguna fisso a + 0.1 m s.l.m. e dal livello nel canale variabile linearmente tra i valori assunti nel tempo alle due estremità.

Il dominio di flusso è stato simulato per un ciclo di marea giornaliero, assegnando un valore di K pari a 10^{-3} m/sec ai gessi fino ai 30 m di profondità, pari a 10^{-5} m/sec al di sotto dei 30 m.

In corrispondenza dei tre punti di controllo S26, S17 ed S35, è stata registrata la risposta del sistema acquifero alle oscillazioni del livello mare e del livello d'acqua nel canale. L'oscillazione naturale misurata nei tre punti è riportata in fig. 12.

I risultati della simulazione (fig. 13) confermano quanto le misure sperimentali rendono già noto: in prossimità del canale si registra la quasi totale coincidenza fra l'ampiezza delle oscillazioni del livello idrico del canale e quelle della falda.

Oltre la distanza di 300 m dall'area di indagine la presenza del canale risulta meno influente ed i carichi risentono in modo attenuato delle variazioni del livello mare.

Presso il punto di controllo S35, posto a circa 35 m dal canale, nell'arco di un ciclo di marea di 12 ore la falda subisce un'oscillazione massima del suo carico di 34 cm; alla distanza di 400 m dal canale la variazione di livello non supera gli 8 cm (fig. 13).

Il modello evidenzia il ruolo drenante del canale, cioè di recapito finale della falda, anche in condizioni di altezza massima di marea. Il comportamento reale, supportato dalle

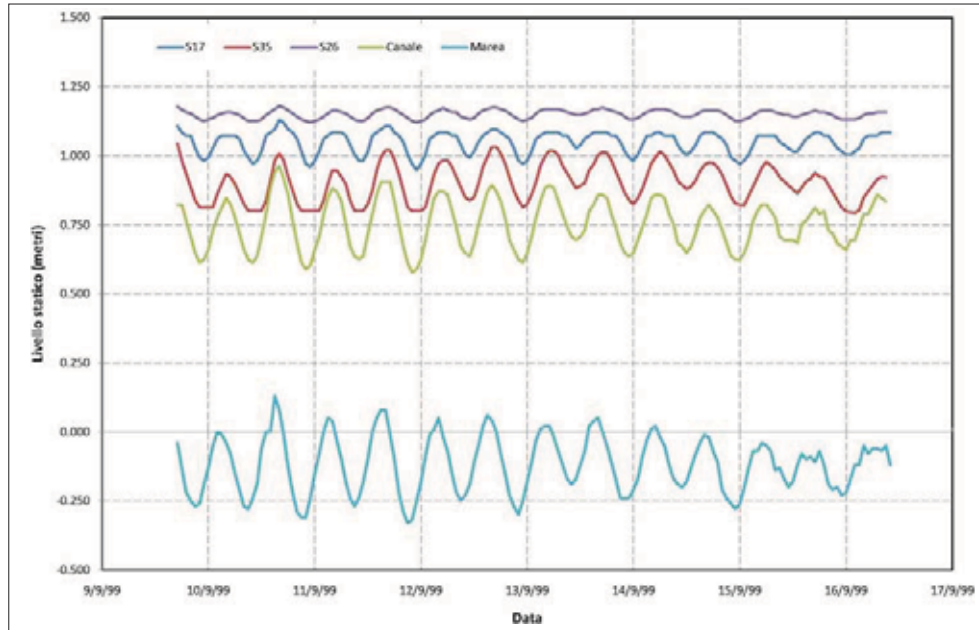


Fig. 12 - Oscillazioni del livello di falda misurate per una settimana nei piezometri S35, S17 ed S26 e del livello del mare.

misure piezometriche disponibili, è invece diverso: quando il livello della laguna è più elevato del livello mare e si è in condizioni di bassa marea, sul bordo del canale può determinarsi inversione della direzione di flusso [dal canale verso l'ammasso evaporitico].

La presenza del canale accentua le fluttuazioni del livello di falda nell'area di affioramento dei gessi. Nel sistema idrogeologico in assenza del canale Acquarotta, tali oscillazioni si riducono a valori centimetrici, direttamente proporzionali alla maggiore distanza dal mare. Per valutare le variazioni idrogeologiche significative ai fini della riattivazione del fenomeno carsico nei gessi, sono state determinate le portate fluenti per una sezione del più ampio dominio idrogeologico sottoposto a modellazione, su un fronte di circa 750 m e profondo 50 m (sez. A-A, fig. 11).

I risultati ottenuti sono sintetizzati in Tab.1. In assenza del canale la portata attraverso la sezione considerata risulta di 1.1 mc/h; in presenza del canale, la portata che scorre nel tratto di ammasso evaporitico risulta di 22.7 mc/h, circa 20 volte superiore.

4.2 L'acquifero costiero in relazione ai contorni oscillanti

Gli acquiferi costieri hanno caratteri idrogeologici peculiari; i principali sono descritti dalla loro permeabilità, non necessariamente omogenea ed isotropa, che si estende al di sotto del livello mare e dalla coincidenza della linea di costa con il contorno a potenziale zero. In queste condizioni, l'acquifero è confinato lateralmente (e talvolta inferiormente) dal mare, che può intrudere nel continente, con processi di equilibrio globale, e di disequilibrio locale per fenomeni di dispersione e diffusione. Uno degli aspetti più complessi dell'in-

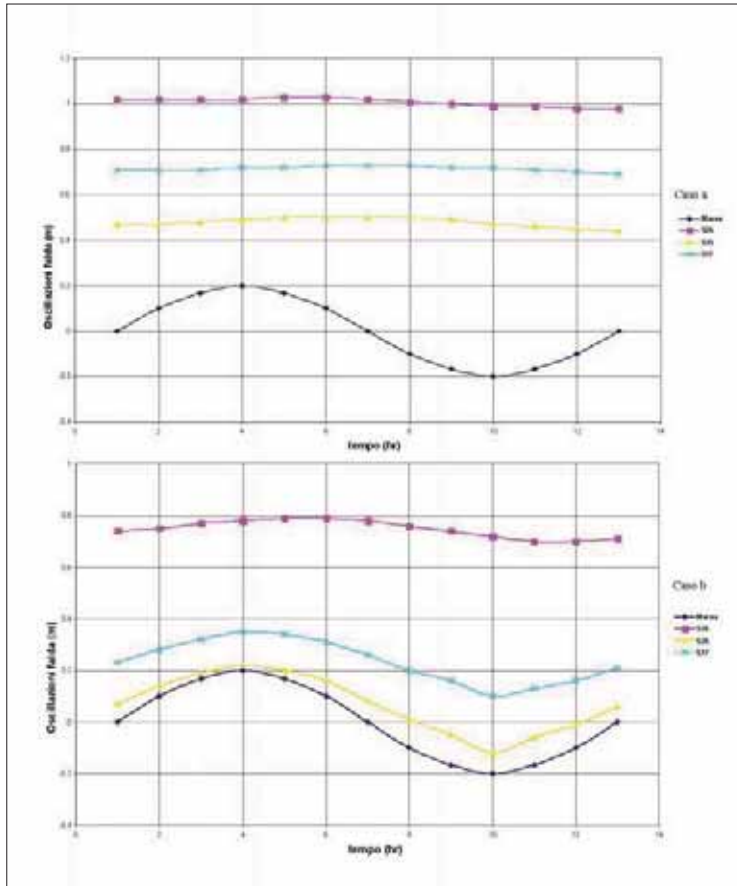


Fig. 13 - Risultati della modellazione tridimensionale di flusso non stazionario nei punti S26, S17 e S35 in assenza del canale Acquarotta ed in presenza dello stesso [un ciclo completo].

Tab. 1 - Portate fluenti nella falda attraverso la sezione di controllo (fig. 11) in assenza del canale Acquarotta ed in presenza dello stesso.

	$Q_{\max}(\text{m}^3/\text{hr})$ (0÷25 m)	$Q_{\max}(\text{m}^3/\text{hr})$ (25÷50 m)	TOT Q_{\max} (m^3/hr)
Presenza canale	18.030	4.695	22.725
Assenza canale	0.863	0.286	1.149

terazione degli acquiferi costieri con il mare è tuttavia quello derivante dalla circostanza che il mare tutto è tranne che un contorno a potenziale fisso e nullo, nel breve e nel lungo termine.

Le interazioni dei processi legati alle maree nelle loro variazioni mensili, alle variazioni barometriche, all'effetto dei venti e delle onde, rendono il livello mare una complessa funzione del tempo, solo parzialmente prevedibile. In relazione alla variazione del carico sul bordo (superficie di contatto tra l'acquifero e il mare) anche nell'acquifero si determinano variazioni di carico nello spazio e nel tempo.

Nel caso dell'acquifero ospitato nelle evaporiti di Lesina Marina e nella parte satura delle sabbie di copertura delle stesse, i contorni oscillanti sono ben tre: la linea di costa a Nord, la linea di costa posta ad Est ed il canale Acquarotta, pressoché parallelo e a circa 400 m da quest'ultima.

L'analisi dell'oscillazione del livello piezometrico, misurato nei vari piezometri presenti nell'area di studio, e della fluttuazione delle maree ha permesso di evidenziare l'interazione tra l'acquifero e le variazioni tidali definendone il comportamento.

Vale la pena ricordare brevemente che il livello nelle varie sezioni del canale e nel tempo è il risultato di un sistema molto complesso, risultante dalla variabilità del livello mare nel punto finale, dalla variabilità del livello della laguna nel punto iniziale e dall'elevato immagazzinamento dei livelli carsici dell'acquifero.

Il livello della laguna ha un'oscillazione tidale molto ridotta, ma variazioni sensibili dovute all'alimentazione delle sorgenti e di almeno 22 piccoli corsi d'acqua drenanti il fianco NW del promontorio del Gargano; inoltre, manifesta durante il periodo estivo un'elevata aliquota dell'evaporazione. Il regime idraulico è infine soggetto a modificazioni derivanti dall'esercizio non programmato delle chiusure delle paratoie sui due canali di connessione al mare e di due idrovore per il drenaggio delle acque basse.

Il fenomeno dell'oscillazione degli acquiferi costieri sotto l'effetto del bordo oscillante, la costa con il mare, è stato oggetto di molti studi, i quali hanno mostrato l'influenza della marea sui processi di flusso e trasporto nei sistemi acquiferi, nelle differenti complesse dinamiche idrogeologiche (LI ET AL., 2000, 2007; TREFRY ET AL., 1999, 2004; GUO ET AL., 2010; e loro riferimenti).

Le fluttuazioni periodiche del livello piezometrico indotte dalla propagazione delle onde di marea in acquiferi confinati e non confinati sono state espresse attraverso un efficiente modello mono-dimensionale, definito modello tidale (JACOB, 1950; FERRIS, 1951; TODD, 1980), il quale consente, nelle ipotesi assunte, la determinazione dei parametri idrologici dell'acquifero, trasmissività e storatività, attraverso l'oscillazione del livello della falda dell'acquifero che varia di ampiezza e di fase con la distanza dal bordo oscillante (ERSKINE, 1991).

Nel caso in esame, disponendo di una serie di misure piezometriche, effettuate in punti allineati su sezioni perpendicolari al canale ed alla costa nel tratto a Est di Punta delle pietre Nere, è stato effettuato uno studio delle interazioni tra le fluttuazioni indotte.

L'applicazione del metodo tidale proposto da Ferris (1951) e Todd (1980) ha permesso di dimostrare che la presenza del canale ha accentuato le fluttuazioni del livello di falda nell'area di affioramento dei gessi. Nell'ipotesi di acquifero confinato ed in assenza di drenanza, le fluttuazioni del carico della falda in funzione del tempo e della distanza dal contorno oscillante sono date da:

$$h = h_0 e^{-x\sqrt{\pi S/t_0 T}} \operatorname{sen}\left(2\pi t/t_0 - x\sqrt{\pi S/t_0 T}\right);$$

dove: h_0 , ampiezza dell'oscillazione del contorno [m]; x , distanza dal contorno [m]; S , coefficiente di immagazzinamento dell'acquifero [-]; T , trasmissività idraulica dell'acquifero [m^2/giorni]; t_0 , periodo dell'oscillazione [giorni]; t , tempo [giorni].

L'innalzamento o l'abbassamento del livello idrico, si manifesta con un certo ritardo (t_{lag}) in falda rispetto al contorno oscillante, in funzione della diffusività idraulica dell'acquifero (T/S), mentre l'ampiezza dell'onda di marea decresce con la distanza da questo.

Nell'equazione sopra riportata, il termine:

$$TE = \exp\left(-x\sqrt{\pi S/t_0 T}\right);$$

definito "Tidal Efficiency Factor" rappresenta il rapporto fra l'ampiezza delle oscillazioni registrate nella falda e quella delle oscillazioni registrate sulla superficie di contorno che genera le prime.

Il termine:

$$t_{lag} = x\sqrt{t_0 S/4\pi T};$$

rappresenta il tempo di ritardo con cui i carichi della falda oscillano rispetto al contorno. Questo modello ipotizza un andamento dei dati di marea assimilabile a quello di un'onda perfettamente sinusoidale composta da una semplice componente armonica.

Mettendo in relazione, secondo la procedura di Erskine (1991), il logaritmo del fattore tidale TE, determinato come rapporto fra l'ampiezza di oscillazione del carico in alcuni dei punti di osservazione della falda, e l'ampiezza della oscillazione forzante, in funzione della distanza di questi dal bordo oscillante, i punti diagrammati si posizionano su una retta passante per l'origine (distanza zero dal bordo oscillante) (fig. 14).

L'analisi effettuata definisce in termini non questionabili come origine della pulsazione all'interno dell'acquifero ospitato nell'ammasso evaporitico il canale Acquarotta.

Dal valore assunto dal coefficiente angolare della retta è possibile determinare, inoltre, il valore medio regionale della diffusività idraulica T/S .

Note le proprietà idrodinamiche regionali, attraverso l'applicazione che definisce le interazioni acquifero-marea, è possibile ricalcolare la variazione del carico idraulico delle acque sotterranee indotta dalle oscillazioni di marea in altri punti o sotto altre ipotesi, come ad esempio, nel nostro caso, in assenza del canale. Le variazioni di ampiezza e fase nei punti di controllo piezometrico rispetto all'ampiezza dell'oscillazione del canale sono riportate nella Tab. 2.

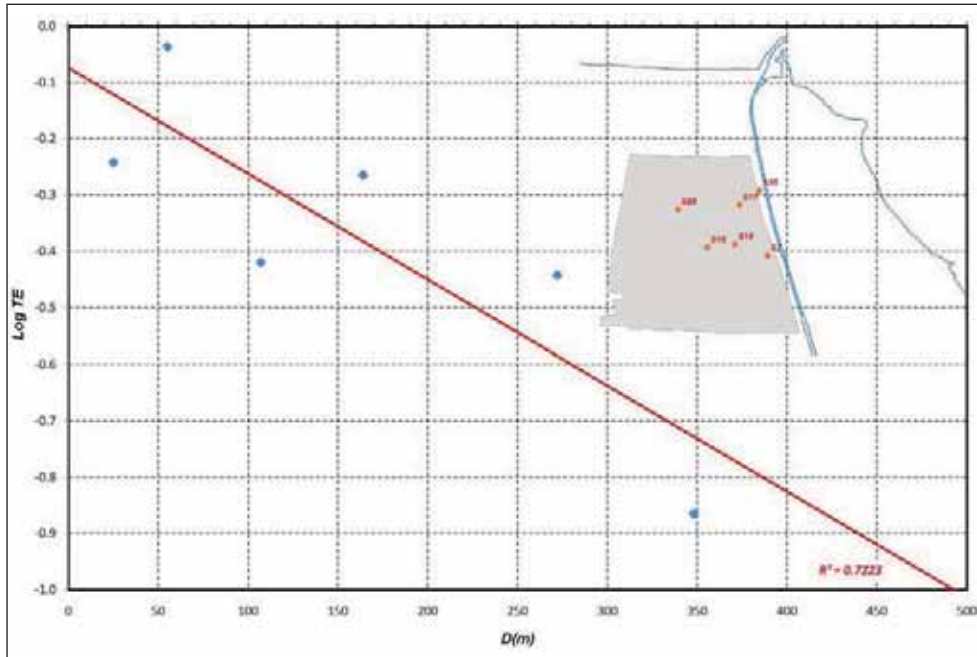


Fig. 14 - Plot dell'efficienza tidale calcolata dalle misure nei piezometri S35, S17 ed S26 in funzione della distanza dal canale. La retta di tendenza incrocia l'asse delle ascisse [distanza dal bordo oscillante] a breve distanza dall'origine.

Tab. 2 - Valori dell'efficienza tidale TE e dello sfasamento tlag calcolati in corrispondenza dei piezometri S35, S17 e S26 nelle ipotesi di assenza e presenza del canale e valori effettivamente misurati.

			Presenza del canale (Dati reali)	Assenza del canale (Metodo Tidale)		Presenza del canale (Metodo Tidale)	
	Distanza canale (m)	Distanza mare (m)	Tidal Efficiency Factor	Tidal Efficiency Factor	Time Lag (giorni)	Tidal Efficiency Factor	Time Lag (giorni)
S35	32	462	0.714	0.078	0.201	0.838	0.014
S17	123	528	0.357	0.054	0.229	0.508	0.053
S26	370	525	0.103	0.055	0.228	0.131	0.161



Fig. 15 - Foto di sinkholes (a e b) e degli effetti della riattivazione carsica profonda e superficiale (c e d).

Nei siti di osservazione è facile verificare come lo scavo del canale abbia amplificato l'oscillazione di marea di 62 volte a 30 m , di 46 volte a 120 m e di 14 volte a ben 370 m dal canale stesso (Tab. 2).

5. PERICOLOSITÀ DA SINKHOLES E MITIGAZIONE DEL RISCHIO

Nell'area interessata dalla presenza delle evaporiti, la presenza di cavità riconducibili a paleo carsismo è segnalata sostanzialmente ovunque e a tutte le profondità investigate dai sondaggi.

I fenomeni di sinkholes superficiali (fig. 15 a,b,c,d) sono invece distribuiti, a meno di pochi casi isolati, essenzialmente in una stretta fascia allungata e parallela al canale Acquarotta. Si può dunque preliminarmente associare la pericolosità legata alla formazione dei sinkholes alla distanza dal canale, sulla base dei rilevanti cambiamenti nel regime idrogeologico delle acque sotterranee introdotti dal canale stesso.

In questa chiave di lettura dei fenomeni e delle problematiche alla loro origine, le azioni di mitigazione possono essere conseguite o annullando la principale causa, la presenza del canale, ovvero modificando opportunamente i parametri idrologici che governano i fenomeni stessi.

Più in particolare, detti parametri sono sintetizzabili nella trasmissività e nella storatività dell'acquifero; una loro modifica è concettualmente possibile con azioni di intasamento

dei vuoti determinati dalle deformazioni tettoniche dell'ammasso gessoso e dal paleo e neo carsismo mediante tecniche opportune.

In questo senso è stata già verificata una riduzione dell'efficienza tidale TE a seguito di un primo intervento di risanamento realizzato mediante iniezioni di intasamento dell'ammasso nella fascia parallela al canale.

BIBLIOGRAFIA

- BIGAZZI G., LAURENZI A., PRINCIPE C., BOCCHINI D. (1996). *New geochronological data on igneous rocks and evaporites of the Pietre Nere Point Gargano Peninsula, Southern Italy*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **115**, 439-448.
- BONI A., CASNEDI R., CENTAMORE E., COLANTONI P., CREMONINI G., ELMI C., MONESI A., SELLI R., VALLETTA M. (1969) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 155 San Severo*. Servizio Geologico d'Italia.
- COTECCHIA V. & MAGRI G. (1966) - *Idrogeologia del Gargano*. Geologia Applicata e Idrogeologia, **1**, Bari.
- ERSKINE A.D. (1991) - *The effect of tidal fluctuation on a coastal aquifer in the UK*. Ground Water **19**, 556–562.
- FERRIS J.G. (1951) - *Cyclic fluctuation of water level as a basis for determining aquifer transmissibility*. IAHS, **33**, Oxfordshire, UK, 148–155.
- FIDELIBUS M.D., GUTIERREZ F., SPILOTRO G. (2009) *Human-induced hydrological changes and sinkholes in the gypsum karst of Lesina Marina area (Foggia Province, Italy)* Geophysical Research Abstracts, **11** EGU2009-5602.
- GUO H., JIAO J., LI H. (2010) - *Groundwater response to tidal fluctuation in a two-zone aquifer*. Journal of Hydrology **381**, 364–371.
- JACOB C.E. (1950) - *Flow of groundwater*. In: Rouse, H. (Ed.), Engineering Hydraulics. John Wiley, New York, 321–386.
- 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.
- LI H., BOUFADEL M.C. & WEAVER J.W. (2008) - *Tide-induced seawater-groundwater circulation in shallow beach aquifers*. Journal of Hydrology, **352**, 1–2, 211–224.
- LI L., BARRY D.A., CUNNINGHAM C., STAGNITTI F., PARLANGE J.Y. (2000) - *A two-dimensional analytical solution of groundwater responses to tidal loading in an estuary and ocean*. Adv. Water Resour. **23** (8), 825–833
- MARTINIS B. & PIERI M. (1964) – *Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale*.
- MCDONALD M.G. & HARBAUGH A.W. (1988) - *A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model: Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey*. USGS Book 6, Chapter A1.
- POSENATO E., DE FINO M., LA VOLPE L., PICCARRETA G. (1994). *L'affioramento del Trias superiore delle Pietre Nere (calcari e gessi) e i prodotti del vulcanesimo basico paleogeneo*. Geologia delle aree di avampaese. 77° Congresso della Società Geologica Italiana (22 settembre – 1 Ottobre, 1994). Guida all'escursione pre-congressuale, 19-23.
- RUSSO M. (2008). *I minerali delle vulcaniti di Punta delle Pietre Nere nel Gargano (Lesina, FG, Puglia)*. Micro, 227-244.

- SINDACATO AGRICOLO INDUSTRIALE MERIDIONALE (S.A.I.M) (1930) *Bonifica del Lago di Lesina*. Roma, Stab. Tipolitografico del Genio Civile.
- SPILOTRO G., COVIELLO L. (2000). *Relazione interpretativa finale delle indagini e sull'individuazione delle cause dei fenomeni e dei possibili interventi di risanamento*. Regione Puglia. Assessorato ai Lavori Pubblici.
- SPILOTRO G., CANORA F., FIDELIBUS M.D. (2009) - *Anisotropy of hydraulic conductivity through shallow geophysical surveys*. Proc. of Int. Conference on Rock Joints and Jointed Rock Masses, Tucson Arizona, USA, January 2009.
- TODD D.K. (1980) - *Groundwater Hydrology*. Wiley, New York.
- TREFRY M. G. (1999) - *Periodic forcing in composite aquifers*, Adv. Water Resour., 22, 645-656.
- TREFRY MG. & BEKELE E. (2004) - Structural characterization of an island aquifer via tidal methods. Water Resour. Res. **40**, W01505.

AN INITIAL APPROACH TO THE ANALYSIS OF ALLUVIAL PLAIN SINKHOLE-CLUSTERS AT FINALE EMILIA AND RENO FINALESE (MODENA - ITALY)

di Cremonini S.¹, Martelli L.², Zanutta A.³

ABSTRACT

Two alluvial plain sinkhole clusters in the lowermost part of the Modena Province (Italy) are illustrated. They could probably be classified as *suffusion sinkholes*, according to the latest Italian taxonomy suggestions. Both clusters developed in orchards, i.e. in areas undisturbed by yearly ploughing. They are characterized by similar surface evidence and ground deformations, and were surveyed by geophysical, hydrochemical, GPS and traditional topographic techniques. In the first case, the cluster is located over the subsiding limb of a vertical deformation possibly coinciding with a minor (tectonic) disturbance. In the second example, the available data do not allow us to verify the existence of a buried disturbance, but strongly suggest this possibility. Direct relationships do not appear to exist between the phreatic water-table level and nearest river flood water levels. In both cases, the phreatic aquifer consists of slightly brackish waters. In the second case, a relationship between the water chemical concentration and tectonic stresses appears to be recorded. Thus, if the two clusters prove suffusion phenomena, these must be regarded as directed vertically downwards.

1. INTRODUCTION

A series of studies were performed in the period 2002-2004 in two areas of the lowermost part of Modena alluvial plain (Fig. 1). The first of the two areas was selected among a number of similar regional settings characterized by a peculiarly low depth of Apennine Chain buried structural highs. That area had already been preliminarily analysed by means of field and lab geochemical surveys (FEBB, 1999) and geophysical surveys (BONORI *et alii*, 2000). The second area was newly found by mere chance during a series of field recognitions (MARTELLI, 2005).

Those preliminary studies were performed to detect whether a relationship could exist between the tectonic structures and the water chemical characters of the overlying aquifers. A peculiar coincidence immediately seemed to exist between brackish water uprising areas and the unusual presence of sinkhole-clusters developing in the orchards. In fact the orchards are thought to be preferential areas for the preservation of this kind of structure simply due to their tranquil nature, being undisturbed by seasonal farming

1) Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università degli Studi di Bologna, Via Zamboni 67 - 40126 Bologna

2) Via Montefiorino, 8, S. Giorgio di Piano (BO)

3) DISTART- Dipartimento d'Ingegneria delle strutture, trasporti, acque, rilevamento e territorio, Università degli Studi di Bologna, Viale Risorgimento 2 - 40136 Bologna

work. The sinkholes were recorded very rarely in ploughed open fields during the winter-spring pre-vegetative period (FEBB, 1999). In the two areas the sinkholes began to appear at least about one decade prior to the beginning of the studies, i.e. in the first half of the 1990s.

The illustrated areas show hollows-clusters of different kinds, for this reason they have been mutually cross-compared.

2. GEOMORPHOLOGICAL AND GEOLOGICAL SETTINGS

The *Dorsale Ferrarese* is the most external front of the Apennine Chain, buried beneath the Po River alluvial plain. It is made up of two slightly separated thrust fold subsets: an inner and an outer one. Area A is located over the inner fold subset and area B over the outer one (Fig. 1). The top of the local structural high is covered by various kinds of deposits, the most recent being Pleistocene to Holocene in age (BOCCALETTI & MARTELLI, 2004). The base of the Pliocene marine sediments lies at 500 m and 1,500 m beneath ground level in zones A and B, respectively. The Holocene cover, postdates BP by about 7,500 years and consists of alluvial plain deposits up to a depth of about 20-22 m, but detailed local information is not yet available. The system of thrusts and fault plains is shown in (CNR, 1990) and successively reinterpreted (BOCCALETTI & MARTELLI, 2004). In both areas a thrust-ramp lies on the exact vertical site. In the case of

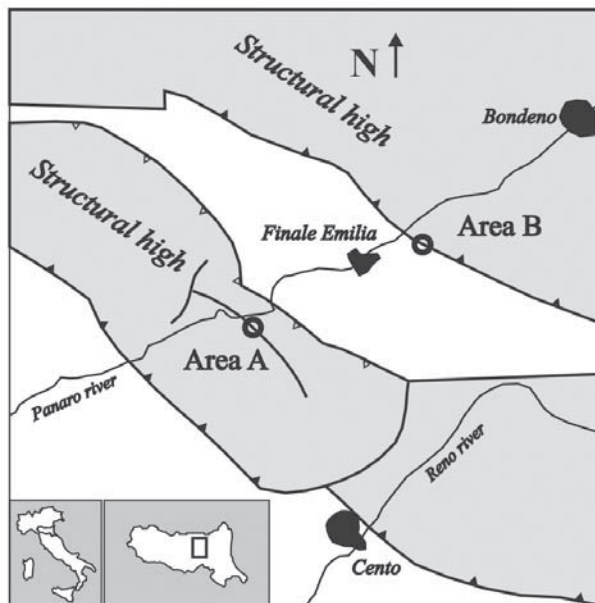


Fig. 1 - Studied sites location in respect to the buried structural elements (after: Boccaletti et alii, 2003, redrawn).

area B in particular, a tearing back normal-fault was recently reinterpreted as a back-thrust structure (BOCCALETTI *et alii*, 2003).

Today, the mean absolute elevation is +16 m asl. in zone A and +10.5 m asl. in zone B. Zone A lies 300 m apart from the right side of Panaro River, whereas zone B is located 250 m from the right side of an old artificial reclamation canal having a high talweg

bottom. Local stratigraphy shows clays and loamy clays of alluvial basins up to 3-5 m in depth probably dating to the ancient-medieval period. The overlying loams and sandy loams represent the natural levee facies of the medieval alluvial ridges (CREMONINI, 1989). Therefore, from a geomorphological viewpoint both areas are characterized by the existence of Panaro and Reno river alluvial ridges. In case B it is almost certain that the last sedimentation episode linked to two palaeoriver channels, happened in the 14th-15th century AD, therefore any subsequent ground transformation could have been permanently recorded in the field aspects.

In area B the existence of at least three toponym *Bollitora* (*Boiling pot*), could recall an historical gas/mud emission activity (CREMONINI, *in litteris*). In the same manner, upon the outermost arc of the Dorsale Ferrarese, recently near Concordia sulla Secchia, natural emissions of methane, foam, brackish mud and mineral oil have been reported (GORGONI & TOSATTI, 2004), possibly due to the highly sensitive character of the frontal tectonic structures, even if these Authors do not account for such an hypothesis, considering different acting mechanisms (i.e. fluid squeezing, ion migrations, thermic convection, bubble mechanical dragging). It ought to be remembered that the deep water well piezometric level appears to be conventionally accepted as a possible geodynamic indicator (ALBARELLO & MARTINELLI, 1994). The local tectonic activity in area B is proved by two earthquakes (M=3) happened on November 16-17, 2009 in an epicentral area located 2.5 km northward the studied zone (INGV website).

The local subsidence rates now appear to be 0-5 mm/y (BONSIGNORE, 2008) and, in particular, in area B no industrial poles of water abstraction are known to exist in a 3-4 km all around the study area.

3. METHODS

In area **A** the studies were performed in 1996-1998 providing the following: location of each hollow, 2 hand borehole up to 8 m in depth, 1 penetration test, 2 orthogonal levelling profiles (monitored throughout the two years), GPR and reflection and refraction seismic surveys (BONORI *et alii*, 2000). That was the first attempt to analyze the terrain and the ground-hollows *per se* in a modern way. Unfortunately, no extensive levelling surveys were carried out, but only along two tracks selected in the orchards and located according to visual field observations.

In 2003 further occasional field observations and some grain size analyses were performed (MARTELLI, 2005). Furthermore, a new free reinterpretation of a previously done seismic line was attempted. Grain size analyses were done on a limited and select number of samples taken at the depths of 1.15m and 2.10m. The samples were wet-sieved using ASTM meshes, and aerometric determinations of the passing fine fraction were used for the granulometric curves (RAVILOLO, 1993) as for Atterberg limits and natural moisture content.

In area **B** the monitoring activities were performed from 2002-2004. The extremely peculiar ground deformation found in this area was preliminarily photographed to avoid the loss of evidence. Three hand-boreholes were made down to a depth of 7m and were successively used as protected free piezometers. The fissuring of the piezometers was made in the 4-7 m depth range. The piezometers and available surrounding water-wells were monitored about every 14 days over a 2-year period, recording water table height, water temperature (°C) and electrical conductivity E_c ($\mu\text{S}/\text{cm}$, 25°C) vertical profiles. A

field conductivity-meter Handy Lab LF1 was used to record those parameters, whereas pH and Eh were determined by means of a Hanna-HF9023C instrument. A 370 m long optic levelling line was surveyed across the study area (SE-NW directed) to correctly plot the reference-datum of the piezometers and to correlate each related stratigraphic column [see below].

The GPS survey was performed by means of the kinematic method, to define the field-ground micromorphology and hence to highlight the relationships existing between the sink-clusters and the local geomorphology. Two GPS dual frequency receivers with geodetic antennas were used to carry out the survey of the Reno Finalese area (Trimble SSE, TRM22020.0 + Ground Plane). During the survey, a reference station (Master) was set up on a tripod a few hundred meters from the area. The Rover receiver was moved by an operator walking along regular tracks in order to cover the whole area with the same density of points. A sampling rate of 1 second and a 10° cut-off angle were adopted during the GPS survey. To calculate the local coordinates of the kinematic points, Code and Phase observables were processed using Trimble Total Control software, following a signal differentiation strategy. A set of transformation parameter characteristics of the area were adopted to insert the survey into the ED50 system. The ellipsoidal heights were transformed into orthometric ones (height above mean sea level; MSL), by means of a global Geoid model. The point tracks were then interpolated by means of the kriging algorithm to generate a dense DTM with 2x2 meter mesh.

Electrical tomography was performed as a first approach to subsoil layering and structure along the same levelling-line direction. A 250m long Wenner setting line, with 5m inter-electrodes spacing, surveyed the subsoil down to 40m depth. Another dipole-dipole tomographic line surveyed the electrostratigraphic details of the uppermost 14 metres. No grain size analyses were performed.

Hydrochemical analyses were performed according to traditional standard methods as in DPR 24/5/1988, 236 (G. U. n° 152 (Serie Generale), Suppl. Ord. 30/6/1988), i.e.: total hardness (EDTA titration, mixed indicator black eriochrome and green bromocresolo); Ca^{2+} (EDTA after Mg^{2+} precipitation by means of NaOH); Mg^{2+} (as difference between Ca^{2+} and total hardness); Na^+ and K^+ (by atomic absorption spettrofotometry); Cl^- (Carlo Erba Idrometer Kit, HgNO_3 titration); SO_4 (precipitation by BaCl_2 and Hach spettrofotometer turbidimetry); HCO_3 (acid titration -pH 8.3 and 4.5- with M/100 HCl).

4. RESULTS

In area **A**, 155m x 177m wide, 193 ground-hollows (i.e. sinkholes) were observed in two subareas separated by an apparently straight line, NW-SE directed (Fig. 2). In the subareas, the hollow (hw) densities were 122 hw/ha and 15 hw/ha, respectively, showing a lowering density toward the river course and with no real relationship with sediment grain size. The hollows were further clustered into 7-10 m wide subsets or possibly along ideal SW-NE directed straight lines. They varied from circular to elliptical in plan-form with eccentricity ($a-b/a$, a being major axis and b minor axis) ranging from 0 to 0.5. In most cases, the hollow vertical cross-sections were those of a reversed funnel, but sometimes elongated forms resembling true large fractures were recorded. The apparent mean depth was 40-50 cm up to 80-120 because of the roof-collapse deposits (CASTELLARIN *et alii*, 2006), but the true depth was originally greater. Another kind of ground deformation existed as a wide depression (25m x 40m), about 20 cm deep, a

sort of “bowl”, resembling a real micro-doline. This peculiar form had its major axis coinciding with the above-mentioned ideal line separating the two main subareas. The orthogonal levelling lines showed a maximum subsidence of 90-110 mm/y. After eight years (in 2005) the preservation state of the ground-hollows was various. Most hollows were filled up and other newer ones appeared, with an areal frequency lower than that of the previous period (1996-98). Though the observation is merely qualitative, nevertheless, the cluster area apparently did not shift laterally.

The local sedimentary sequence consists of loam-clayey loam up to 2m depth; loamy clay (2-8m); hard loamy clay (8-16 m); sand (16-21 m) and stiff/hard silty clay up to 33 m. The liquid limit in the surficial 2m ranged between 43 and 66 [MARTELLI, 2005].

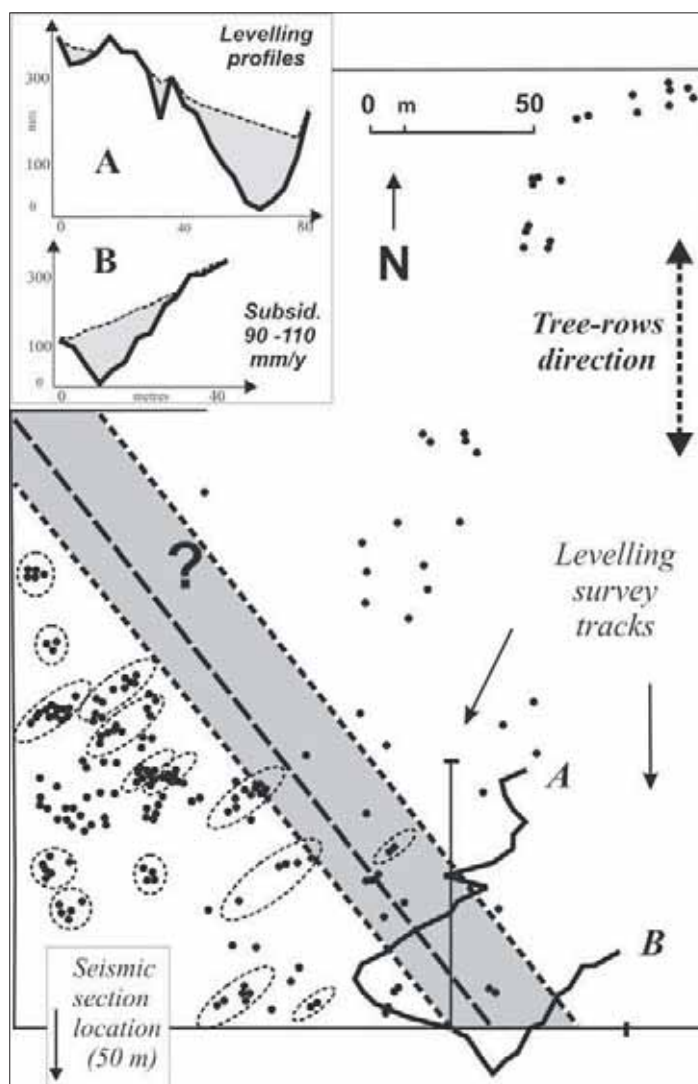


Fig. 2 - Sinkholes location in area A (Finale Emilia). The two lower subsidence graphs are redrawn from [Bonori et alii, 2000].

The water table level varied in a 4m range, with a maximum high reaching 3m below the ground level. The hydrochemical facies was HCO₃-Ca/mg (Ec = 1400-1700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, with a wide, sudden increase up to ~ 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$,) in 1996-97 and in 2003 it was substantially the same but with a lowered Ec (~ 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$,). It is worthwhile stressing that even in this area a striking increase in Ec (from 1700 to 3500 $\mu\text{S}/\text{cm}$) was recorded after the Correggio earthquake on October 16, 1996 with a little delay (BONORI *et alii*, 2000, Fig. 5).

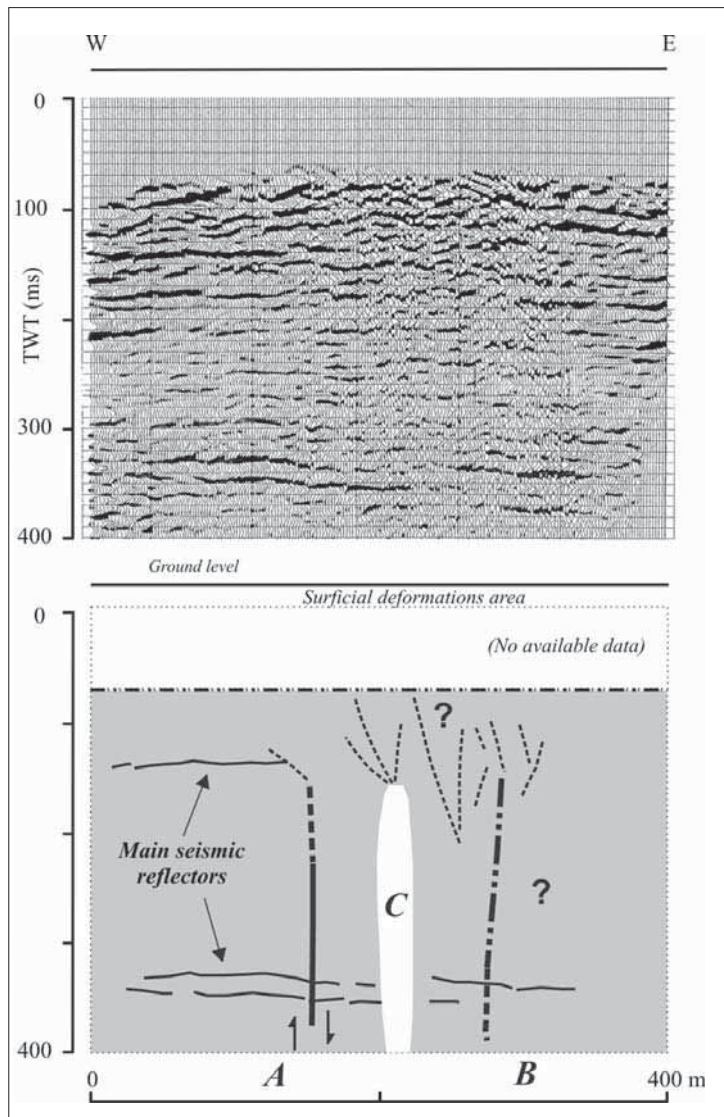


Fig. 3 – Seismic profile [upper part] recorded in area A: line-draw redrawn after Bonori *et alii* (2000, fig. 10). Interpretation of the seismic line [lower part]: A) little fault; b) possible fracture/fault; c) gas-charged volume. Some selected reflectors are reported.

The seismic section (Fig.3) penetrated up to 350 ms TWT (~300 m in depth). Beneath the depth of 130ms planar and subparallel reflectors (marine environment?) are shown, whereas the overlying ones are less linear and continuous, slightly bulging and deformed. Unfortunately, no local stratigraphic data are available, even if a tectonic setting akin to that of Cavone Modenese (NARDON *et alii*,1990) is likely to exist (CARDELLI, 2003). A slight inflection appears between 300 and 350 ms. Furthermore, at least two limited columns of acoustic turbidity could be recognized. Finally, at 280m E a pronounced series of reflector inflections or hyperbole refractions is located between around 120-300 ms in depth.

In area **B** no a real topographical survey was performed concerning the usual (sub-circular) sinkholes; in fact, the hollows were about only one tenth (~20) of those in area A and were small in size. Most of these were clustered in the orchard, at the SW end of a V-shaped furrow (120m long, about 30m wide, 0.5m deep), clearly visible in the lateral ploughed field (Fig.4). The micro-morphology derived from the GPS survey (Fig.5) indicates that the furrow was parallel to the local ground slope, and was located on the morphological boundary between an alluvial ridge flank and the lateral alluvial plain. Along the furrow

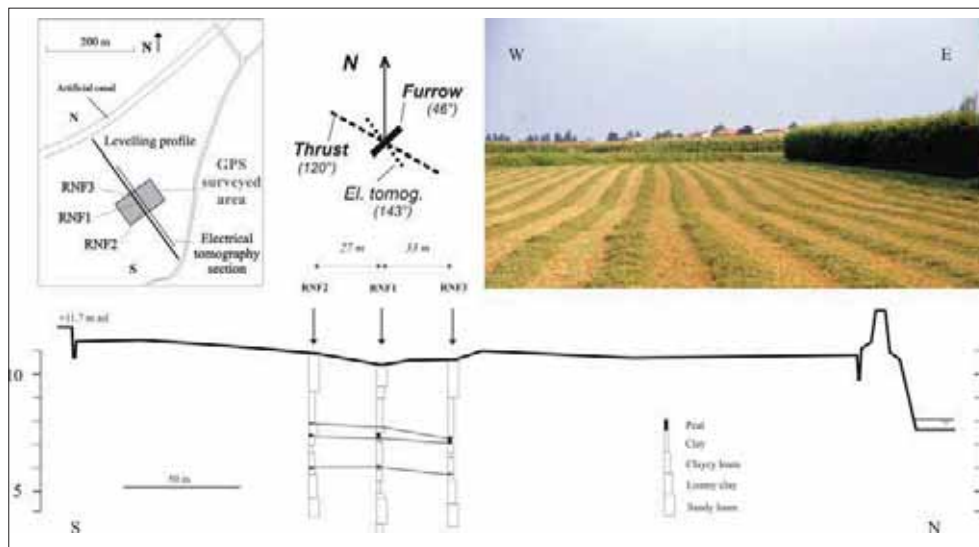


Fig. 4 – Area B levelling profile and related stratigraphic details. In the upper-right corner: V-shaped ground deformation.

axis three subcircular “bowls” (10-15m wide) were present. No actual differences were observed in stratigraphic details of the boreholes (Fig.6). The layering was horizontal and not deformed like the ground-surface, showing oxidized loam (0-1.6 m), loamy clay (1.60-2.9 m), a subtle layer of clayey loam bounded by two thin peat layers (2.9-3.5 m), loamy clay and clayey loam (3.50-7 m).

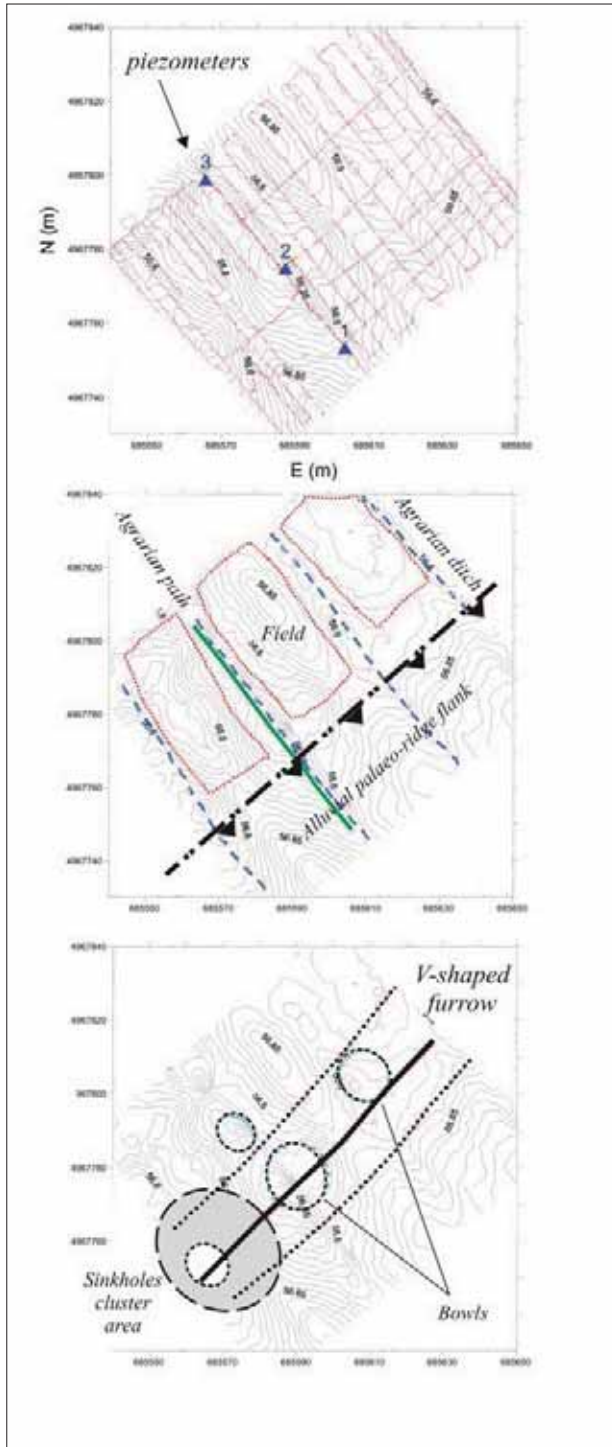


Fig. 5 - GPS survey performed in area B. A) contour level lines [each 5cm] and survey pathways (the restitution is valid only in the core of the pathways square); B) Enhancement of the main geomorphological traits; C) location of the V-shaped furrow and "bowls" (large circles).

The watertable history is summarized in Fig. 6 and detailed further: the piezometric surface is almost always depressed at the central point like the ground surface. A consistent (4 m) recharge episode was recorded in the late spring of 2004. The aquifer chemical characteristics were only tested three times on February 15, 2003, May 16, 2003, June 8, 2004. The hydro-chemical facies varied from $\text{SO}_4\text{-Mg/Ca}$ to $\text{SO}_4\text{-Ca}$ and to $\text{SO}_4\text{-Ca/Mg}$. No Na-facies were found. A striking bottom-water E_c increase ($\sim 4000 \mu\text{S/cm}$) occurred in June 2004 (up to about $8,000 \mu\text{S/cm}$) and then a long decrease trend began. This behavior was recorded by the two lateral piezometers but not by the central one.

The electro-tomographic section (Fig.7) reveals a basic lateral homogeneity of the electro-layers with three kinds of disturbances: i) a general downward inflection of the layers of the right limb, beneath 8-9m depth; ii) a thinning of the less resistive uppermost layer-set in correspondence with the surficial central ground deformation; iii) a peculiar uprising in the electro-layers lying at 0-11 m beneath the ground (located at 190m westward), not corresponding to any sort of surficial deformation. No reflection seismic section was available to validate the previous data.

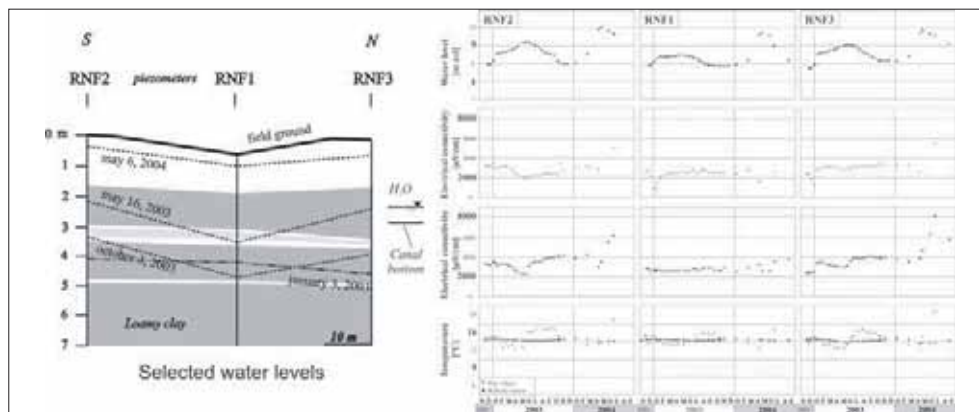


Fig. 6 – Main lithological setting and watertable dynamics of area B in 2003-2004 (left) and related monitoring of water depth, surface and bottom electrical conductivity and temperature.

5. DISCUSSION

The two areas show a clustering of small sinkholes (ground-hollows) and something akin to subsiding “*bowl*s” (little pseudo-dolines of non-karstic origin), generally with no a inner sinkhole. Furthermore, a V-shaped furrow exists only in area B. As concerns the initial developmental-stage of the phenomena, no data are available as generally data recording can only begin after the roof collapse of a buried chamber, indicating the surficial appearance of the phenomenon (CASTELLARIN *et alii*, 2006). After the collapse, these surficial sinkholes (lying at a depth of 50-150cm below ground level) slowly continue to develop or cease their evolution for differing time-spans. On various occasions, in sites other than the studied ones, a series of deeper, completely buried proto-chambers were observed at a depth of 1.5-2 m, with no clear mutual connections, sometimes terminating in very

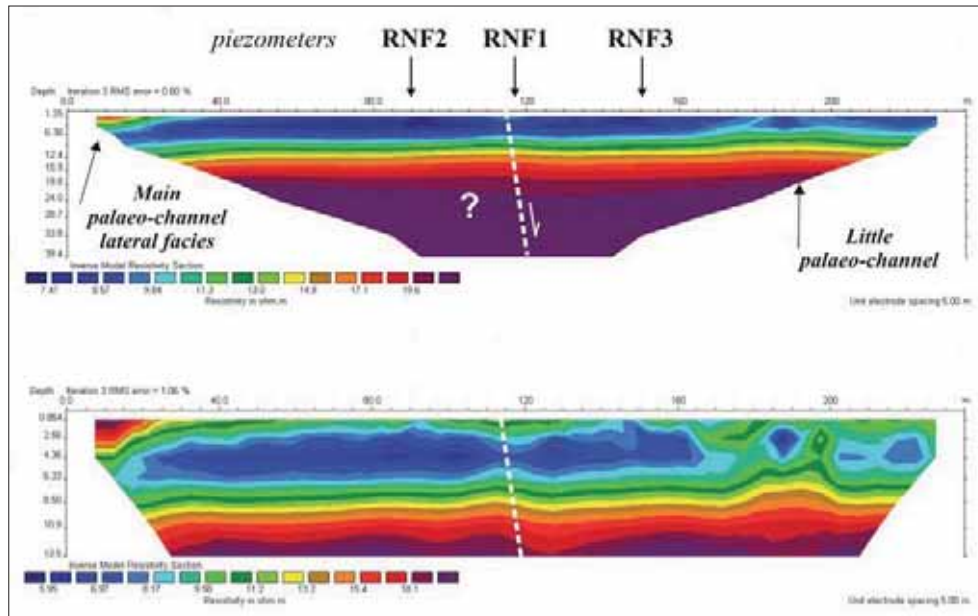


Fig. 7 - Electrical tomography performed in area B. The colors indicate the resistivity values [Ohm·m] (Martelli, 2005).

narrow orifices (4-5 cm), variously oriented and probably forming a complex 3D network (CASTELLARIN *et alii*, 2006). In some cases, a rearranged, moist, loamy material was observed in these proto-chambers, whereas in other cases (not in the present ones) thin fine sands layered deposits were also probably observed in their core. Hence, clear sediment removal due to a suffusion mechanism is evident. A fissure system must be supposed to exist and act below these surficial chamber and proto-chamber levels, capable of hosting or moving out the removed materials that completely disappear.

The “bowls”, like a wide microdepression, in area A show a maximum subsidence of 90-110 mm/y (BONORI *et alii*, 2000) exactly like an usual karst doline (SORIANO *et alii*, 2004). It is not perspicuous whether this kind of areal ground surface lowering is due to an incipient vertical, pervasive suffusion of the sediment, slowly percolating toward the head of a still-existing buried earth fissure or “hidden shaft” (LI & ZHOU, 1999).

In area B a V-shaped furrow was found for the first time; only another case was photographically reported at the end of the 1990s in the *Valli del Mezzano* reclaimed area (MARTELLI, 2005, fig. 1.1.E,F). In the present case, sinkholes developed at the southwestern termination of the furrow, whereas along the inner axis of the structure at least two “bowls” appeared (Fig. 5).

The data hitherto available cannot allow for a recognition of a prevailing lateral (horizontal) suffusion direction, i.e. toward the nearest channel or riverbed, in particular in area B, where the system could have a possible outlet system below the artificial channel bottom elevation. In area A the recording of mutual water-table levels of the surficial aquifer and the highest river bank discharge (with a prevailing 9 m elevation) states that no direct

and immediate connexion exists between the riverbed and the lateral field areas. Above all, no evidence of a water level rising had ever been observed at the sinkholes, thus confirming the non-existence of a water flow directed from riverbed toward the sinkhole fields, using the suffusion network. This observation obliges us to consider a vertical suffusion path-model.

In both A and B cases the uppermost part of the stratigraphic column (2.5-3.5 m), consisting of loams or sandy loams, is oxidized whereas the underling deposits (loamy clays and clays) show evidence of hydromorphism. Area B exemplarily shows (Fig.6) that when the water table is high it can almost reach the ground surface and maintains a depressed V-shaped section-form during the whole period of aquifer recharge, up to the highest water levels. During the water lowering phase, a plan-fixed outlet drainage axis is located under the base of the first clayey bank underlying the upper loams (3.05-3.55 m deep of the central piezometer), or even in the uppermost part of the second clay bank. Hence, the clay banks are in some way highly probably fractured (or more porous), according a long W-E directed line. When this draining system is at a low level, it does not receive any water supply from the lateral artificial channel; therefore, it must be drained by an element or a network developed along an unknown pathway. It is worth underlining the fact that the clay banks fracturing could not geotechnically depend solely on the 4m rising recorded by the aquifer water table history. Thus, if this is a case of hydrofracturing (ENGELDER, 1993; GUDMUNDSSON *et alii*, 2003), a deep causative process (such as gas-escaping or faulting related to dewatering or tectonics) must be taken into account to explain the necessary stress field.

From a chemical viewpoint, the waters were $\text{SO}_4\text{-Ca / Mg}$ (or -Mg/Ca) in both areas. In the present case, there is no trace of real Na-Cl facies, but near A and B areas $\text{SO}_4\text{-Ca/Na}$ and $\text{HCO}_3\text{-Na}$ facies are recorded, respectively. Therefore, a real deep uprising of true brackish water (CASTELLARIN *et alii*, 2006) cannot be reasonably postulated (at least during the monitoring time lapse). No isotopic data are available. It is still impossible to understand the significance of such a high concentration of this surficial sulphate water. It could be due to a severe form of agricultural pollution caused by pH-amendment practice by means of gypsum or similar product (CESARETTI, 2001; PELLEGRINI & ZAVATTI, 1981). Notwithstanding this, it is interesting to stress that the water E_c was always peculiarly high (4000 $\mu\text{S/cm}$, Fig. 6) when it is compared with that of the surrounding water-wells (1700-2200 $\mu\text{S/cm}$). It should be stressed that after the 2003 dryness, during 2004, the local rainfalls (Finale Emilia gauging station: yearly mean $P = 64$ mm) had two monthly relative maxima up to 100 mm/month in February-March and 69 mm in April (ARPA -RER, 2004). By the end of April (i.e. with a 1 month time delay) the water table began to grow up to about 4m (i.e. 20 times more than the rainfall), but just two months later, in June, the water E_c showed a marked signal, doubling (8000 $\mu\text{S/cm}$) its original value. It seems unlikely that this signal could only be due to the aquifer recharge due to the over-long time-delay and, above all, the fact that it would probably have had to involve a dilution, i.e. a lowering, and not an increase in electrical conductivity. Gargini's E_c -evolutive model (GARGINI & MESSINA, 2005) described for sandy sediments suggests different response time delays and E_c values. Even if this detail remains unclear, it should be stressed that the same behavioral history was recorded by another, more southern (25 km) plain site and it was perfectly synchronous with another site located 40 km SE (CASTELLARIN *et alii*, 2006, sites 3 and 4), where no relationships existed between aquifer recharge

and a strong saltwater uprise, probably coinciding with a medium energy seismic event which had occurred in the Apennine chain area. Furthermore, the behavior of the central piezometer in area B appears to be quite anomalous because, even if it records the aquifer recharge, it is not able to react in the same way as the other two lateral points, both as to water level and the Ec. In fact, at any stage, the Ec remained less than that of the two lateral piezometers (here the Ec changing from 2,700 to only 3,800 $\mu\text{S}/\text{cm}$). This fact could be explained by an active dilution, possibly due to a freshwater uprise along the vertical fracture/porosity system beneath the core of the V-shaped deformation. The geophysical surveys only partially aid in understanding the local systems. In area A the reflection survey stopped at about 100 ms-depth showing an inflection of reflectors (Fig. 3) indicating a possible layer deformation (either fracture or flexure). Furthermore, in the uppermost 30 m (not represented in the seismic section) a vertical inversion of

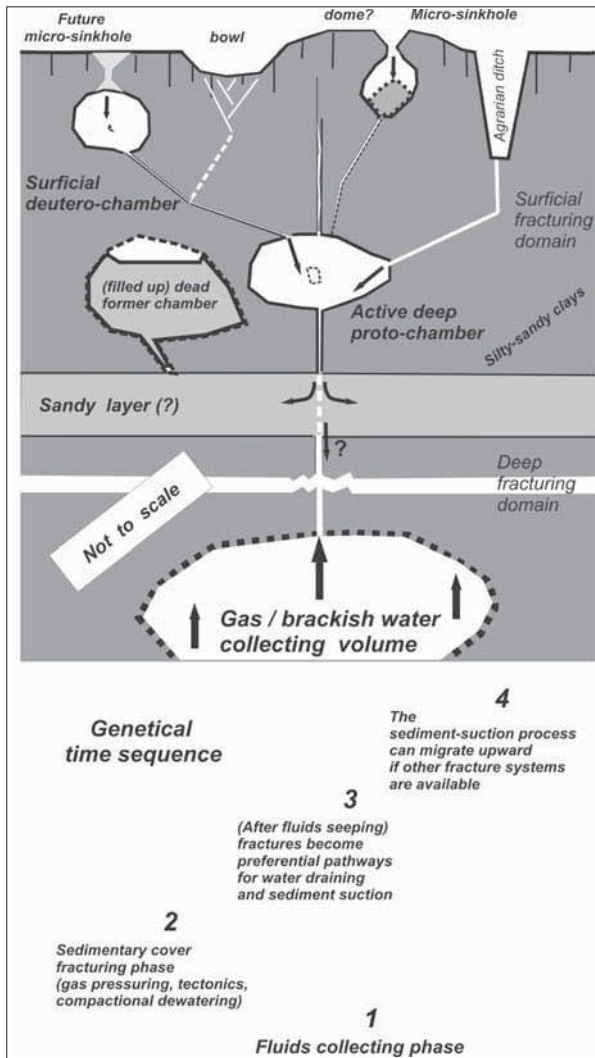


Fig. 8 - Possible qualitative model for the Sph sinkhole genesis and development. It could be applicable to both natural and artificial degassing and/or dewatering processes.

seismic velocities is recorded over the vertical axis of the same deformation (BONORI *et alii*, 2000, Fig. 13). The coincidence of this last anomaly, surficial bowl, the maximum sinkholes concentration on the SW limb of this structure (corresponding to the most disturbed part of the sedimentary cover) and the columnar gas concentration in the central area is astonishing, albeit simply fortuitous. In area B electrical tomography showed an homogeneous electro-layers set all along the section track, but exactly at the plumb-line of the V-shaped surficial ground deformation, flexural evidence emerges displaying a lowering ($\sim 0.8\text{m}$) of the northern limb. These data do not allow to clearly state what kind of relationship exist between the supposed buried deformation ($N46^\circ$ directed) and the main backthrust ($N120^\circ$) located southward, 500 m apart (Fig. 1).

Even if this evidence is not exhaustively probative, it recalls a high similarity to another larger flexural structure existing in the depocentral axis of the Bologna Syncline (MARTELLI, 2005, Fig. 6.14), where the concentration of sinkholes appears to be on the lowering limb, as stated by the conceptual models (MANDL, 1988; ABE *et alii*, 2008). In that last case the seismic surveys clearly show an abundant gas concentration in the first 300m of depth (CASTELLARIN *et alii*, 2006, fig. 8).

6. CONCLUSIONS

The sinkholes illustrated here are due to a suffusion mechanism, but the elements and proof to define the real triggering process is still lacking. In practice, it is still difficult to define a certain link between surficial and medium depth domains. The recorded data are insufficient for a statistical treatment of the problem both in domains of time and space. The soils involved in these phenomena are not vertisols but udifluventic Ustochrept (RER, 1999) and have no clear swelling/shrinkage properties (MAGALDI *et alii*, 2003). The areas are cultivated as orchards or even as sown fields. The buried draining system does not appear to be clearly related to the surficial drainage network. Also, the apparent decrease over time of the areal frequency of the single hollows might indicate that suffusion is not related to a simple lateral (horizontal) piping mechanism, linked to the progressive river talweg lowering (PELLEGRINI & ROSSI, 1967), because this should be thought of as a progressively size-increasing phenomenon and not as a topographically fixed pulse-like mechanism. Hence, an unusual vertical transport system may be supposed.

A very interesting long furrow was recorded for the first time as a peculiar new kind of surficial ground deformation, corresponding to a buried fracture/drainage axis, as already supposed existing on a large scale (MARTELLI, 2005). As the vertical fracture cannot be generated solely by the local maximum aquifer recharge, nor can its location be simply explained, then a deeper cause than a surficial one may well be involved in the processes. This cause could be linked to tectonics or to gas seeping and/or dewatering (both natural and artificial) over the top of the buried front of the Apennine Chain. Hence, a high-resolution seismic survey could at least be necessary to identify and confirm the possible disturbance. If this would be the true hypothesis, then the resulting model for the suffusion phenomena genesis in alluvial plain areas could be something similar to what summarized in Fig. 8.

ACKNOWLEDGMENTS

Many thanks go to Prof. E. Rabbi, lecturer at the Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali of the University of Bologna for his discussions of the chemical analysis; to Dr. R. Parenti for providing the electrical tomography; to Dr. A. Bracci (Geoexploration srl) for the seismic section; to Dr. G. Martinelli, ARPA Regione Emilia-Romagna for further discussions concerning the chemical analysis. The seismic section in Fig. 3 was reproduced with e-mail written permission (December 16, 2009) of *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* Editor in Chief.

This study was funded by Fondi Ministeriali RFO ex 60% 2004 (person in charge: Prof. E. Rabbi) and RFO ex 60% 2003-2004 (*Salienza di acque salmastre nella pianura emiliano-romagnola*, (person in charge S. Cremonini).

REFERENCES

- ABE S. VAN GENT H. URAI J. L. HOLLAND M. (2008) – *Discrete element simulations of the formation of open fractures during normal faulting of cohesive materials*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 49 , Suppl. 2, 305-298-309.
- ALBARELLO D.& MARTINELLI G., 1994 – *Piezometric levels as possible geodynamic indicators: analysis of the data from a regional deep waters monitoring network in Northern Italy*. *Geoph. Res. Letters*, 21, 1955-1958.
- ARPA –RER (2004) – *Annali Idrologici, Parte prima*. (Available at: ARPA-SIM –RER web site).
- BOCCALETTI M. & MARTELLI L. (EDS.) (2004) - *Note illustrative della Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000*. Firenze 2004, 60 pp.
- BOCCALETTI M. BONINI M. CORTI G. GASPERINI P. MARTELLI L. PICCARDI L. TANINI C. VANNUCCI G. (2003) - *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000*. Firenze, 2003.
- BONORI O. CIABATTI M. CREMONINI S. DI GIOVAMBATTISTA R. MARTINELLI G. MAURIZZI S. QUADRI G. RABBI E. RIGHI P.V. TINTI S. ZANTEDESCHI E. (2000) - *Geochemical and geophysical monitoring in tectonically active areas of the Po Valley (N. Italy). Case histories linked to gas emission structures*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 23, 3-20.
- BONSIGNORE F. (2008) – *Subsidenza. Il monitoraggio in Emilia-Romagna*. ArpaRivista, 2008/1, 12-13.
- CARAMANNA G. CIOTOLI G. NISIO S. (2008) - *A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas*. *Nat. Hazards*, 45, 145-172.
- CARDELLI E. (2003) - *Anomalie nelle acque di falda della pianura emiliana: revisione critica*. Tesi di laurea in Scienze Naturali, Facoltà di Scienze MM.FF.NN. dell'Università degli Studi di Bologna, A.A. 2002-2003. Relatore prof. Rabbi E. (Inedita).
- CARDELLI E. (2003) - *Anomalie nelle acque di falda della pianura emiliana: revisione critica*. Tesi di Laurea in Scienze Naturali, Fac. di Sc. MM.FF.NN. dell'Università degli Studi di Bologna, AA. 2002-2003, relatore Prof. E. Rabbi (inedita), 116 pp.
- CASTELLARIN A. RABBI E. CREMONINI S. MARTELLI L. PIATTONI F. (2006) - *New insights into the underground hydrology of the eastern Po Plain (northern Italy)*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 47, 3, 271-298.
- CESARETTI V. (2001) – *Indagine idrochimica delle falde freatiche nei Comuni di S. Giorgio di Piano, S. Pietro in Casale e Bentivoglio (BO)*. Tesi di Laurea in Scienze Naturali, Fac.

- di Sc. MM.FF.NN.dell'Università degli Studi di Bologna, AA. 2000-2001, relatore Prof. E. Rabbi (inedita), 77 pp.
- CNR [CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE] (1990) - *Structural model of Italy and gravity map (1:500.000)*. Prog. Final. Geodinamica, Pubblic. n.114, 6 sheets.
- CREMONINI S. (1989) - *Morfoanalisi della veteroidrografia centese. Approccio semiquantitativo ad un modello evolutivo del dosso fluviale*. In "Insediamenti e viabilità nell'Alto Ferrarese dall'età romana all'alto medioevo".[Atti conv. Cento 1987], Cento, pp. 135-175.
- CREMONINI S. (in litteris) - *A preliminary overview of sinkholes in the Emilia-Romagna Region (Italy)*. (This volume).
- ENGELDER T. (1993) - *Stress regimes in the lithosphere*. Princeton, 457 pp.
- FEBO C. (1999) - *Caratteri idrogeologici e idrochimici di dettaglio delle falde acquifere superficiali della zona di Finale Emilia (MO)*. Tesi di Laurea in Scienze Naturali, Facoltà di Scienze MM. FF.NN., Università. Relatore prof. E. Rabbi (unpublished).
- GARGINI A. & MESSINA A. (2005) - *Processi di trasferimento di massa e pressione in un acquifero sabbioso ricaricato lateralmente dal fiume Po: osservazioni basate su un sistema di monitoraggio in continuo*. Proc. 29th Congress of Hydraulic construction, Trento 7-10 Settembre 2004.
- GORGONI C. & TOSATTI G., 2004 - *Emissioni di metano e fanghi salmastri oleosi da un pozzo dimesso in Comune di Concordia sulla Secchia (Provincia di Modena)*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 135, 155-174.
- GUDMUNDSSON A. GJESDAL O. BRENNER S.L. FJELDSKAAR I. (2003) - *Effects of linking up of discontinuities on fracture growth and groundwater transport*. Hydrogeology Journal, 11, 84-99.
- LI G. & ZHOU W. (1999) - *Sinkholes in karst mininig areas in China and some methods of prevention*. Engineer. Geol., 52, 45-50.
- MAGALDI D. PERONI P. DI STEFANO R. (2003) - *The clayey soils activity hazard map of Italy*. Proceed. 4th Europ. Congress Regional Geoscientific Cartography and Information Systems (Bologna 2003), 1, 268-269.
- MANDL G. (1988) - *Mechanics of tectonic faulting*. Amsterdam, 1988, 407 pp.
- MARTELLI L. (2005) - *Manifestazioni superficiali di fasi fluide nella pianura emiliana*. Tesi di dottorato in Scienze della Terra, Università degli Studi di Bologna (17° Ciclo, 2002-2004), relatore Prof. E. Rabbi, (unpublished).
- NARDON S. MARZORATI D. BERNASCONI A. CORNINI S. GONFALONI M. MOSCONI S. ROMANO A. TERDICH P. (1990) - *Cavone oil field (Italy): an example of the application of the integrated methodologies to reservoir characterization*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 791-805.
- NISIO S. CARAMANNA G. CIOTOLI G. (2007) - *Sinkholes in Italy: first results on the inventory and analysis*. Geol. Soc. London Spec. Publications, 279, 23-45.
- PELLEGRINI M. & ROSSI A. (1967) - *Le variazioni del profile d'equilibrio del fiume Panaro e di alcuni suoi affluenti*. Atti Soc. Nat. Mat. Di Modena, 98, 3-24.
- PELLEGRINI M. & ZAVATTI A. (1981) - *Fertilizzanti chimici e inquinamento delle acque di falda. Uno studio di qualità delle acque nel sottosuolo di un comprensorio emiliano*. Genio Rurale, 44 (7/8), 11-19.
- RAVIOLIO P. L. (1993) - *Il laboratorio geotecnico*. Controls Ed., 610 pp.
- RER (Regione Emilia-Romagna) (1999) - *Carta dei suoli 1:50.000 della pianura emiliano-romagnola [scala 1:25.000]*. Sheets 144SE-185 SO.

- SCIOLI A. (1937) - *L'attività estrattiva e le risorse minerarie della Regione Emilia-Romagna* Modena, 1972 (reprint), Federazione Casse Risparmio and Unione Camere Commercio Emilia-Romagna, 626 pp.
- SHENG Z. HELM D.C. LI J. (2003) - *Mechanisms of earth fissuring caused by groundwater withdrawal*. Environ. & Engineer. Geoscience, 9, 351-362.
- SORIANO M.A. SIMON J.L. ARLEGUI L.E., LIESA C.L. POCCHI A. (2004) - *Problemas causados por el karst aluvial en el centro de la cuenca del Ebro (España)*. APAT (ed.), Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Atti del convegno, Roma, 20-21 maggio 2004, 651-663.

LE MICRO-SINKHOLES DI PAGANICO (PIANA DI LUCCA, TOSCANA): ASPETTI STRATIGRAFICI, IDROGEOLOGICI E GEOTECNICI *di Dell'Aringa M.¹, Giannecchini R.², Puccinelli A.²*

ABSTRACT

Paganico è un piccolo centro abitato situato nella porzione sud-orientale della Piana di Lucca (Toscana nord-occidentale). A partire dagli anni '60, un ristretto comprensorio di alcuni chilometri quadrati con al centro Paganico è interessato dall'apertura di piccole cavità (*micro-sinkholes*) sulla superficie del suolo. Se inizialmente tali fenomeni erano sporadici, di piccole dimensioni e poco considerati dalla popolazione, agli inizi degli anni '80 il fenomeno ha subito una notevole amplificazione, con aumento di frequenza e dimensioni. Attualmente, diverse zone dell'area di Paganico vengono ripetutamente interessate dall'apertura di cavità e collassi del suolo, con dimensioni che generalmente si collocano su alcune decine di centimetri di diametro e profondità, ma che talvolta possono raggiungere i 2 m sia di diametro che di profondità. Per tale motivo, le *micro-sinkholes* stanno causando molteplici disagi alla popolazione residente e alle attività agricole, talvolta con danni anche ai manufatti (lesioni a muri, pavimenti esterni, ecc.).

Per quanto il fenomeno possa manifestarsi in qualsiasi periodo dell'anno, sembra ormai accertato che il periodo maggiormente a rischio per l'apertura di cavità sia verso la fine della stagione estiva, durante o immediatamente dopo i primi eventi pluviometrici intensi, che solitamente caratterizzano, in questa area, la fine dell'estate e l'inizio della stagione autunnale. Peraltro, le loro cause di predisposizione e innesco non sono state completamente chiarite. Questa ricerca ha quindi lo scopo di fornire degli indirizzi rivolti alla comprensione dei meccanismi di innesco ed evoluzione di tali collassi, con particolare riferimento alle caratteristiche stratigrafiche, idrogeologiche e geotecniche dei materiali coinvolti, che sembrano essere gli aspetti principali, oltre al periodo legato alle precipitazioni, per comprenderne il modello evolutivo.

Un altro aspetto emerso durante la ricerca, già ipotizzato da precedenti studi, è legato agli intensi emungimenti che interessano l'acquifero dell'area, caratterizzato da condizioni idro-strutturali particolari. Il sottosuolo di Paganico presenta infatti tre livelli con differenti proprietà litologiche, idrogeologiche e geotecniche: un livello limo-sabbioso superficiale di origine fluviale (spessore: 1-3 m, localmente denominato "Bellettone"), maggiormente coinvolto nei collassi; un orizzonte limo-argilloso intermedio di origine palustre (spessore: 1-3 m); uno spesso orizzonte ghiaioso-ciottoloso inferiore di origine fluviale, caratterizzato da un'importante circolazione idrica ed acquifero principale dell'intera Piana di Lucca, alimentato anche dal deflusso di subalveo del Fiume Serchio. Fin dagli anni '70, tale acqui-

1 Geologo, collaboratore esterno

2 Università di Pisa - Dipartimento di Scienze della Terra

fero è stato sottoposto ad uno sfruttamento incontrollato per effetto di una crescente domanda idrica per uso idropotabile [diversi campi-pozzi, tra cui uno proprio a Paganico], industriale [industria cartaria] ed agricolo.

Pertanto, il sottosuolo di Paganico è caratterizzato dalla presenza di due falde idriche: una temporanea, situata nell'orizzonte superficiale limo-sabbioso; l'altra localizzata nell'orizzonte ghiaioso-ciottoloso inferiore. Tali falde sono separate da un livello limo-argilloso assai meno permeabile. Secondo il modello evolutivo ipotizzato, quest'ultimo tende verosimilmente a manifestare fratture per disseccamento durante la stagione estiva, originando scambi idrici tra le due falde durante i primi importanti eventi piovosi autunnali, in relazione anche alle condizioni di emungimento. La formazione di fratture interesserebbe localmente anche il livello più superficiale, facendo sì che gli scambi idrici producano fenomeni erosivi per asportazione della frazione fine, processo che potrebbe essere alla base dell'apertura delle cavità.

1. INTRODUZIONE

Paganico, piccolo centro abitato di qualche centinaia di abitanti posto nella parte sud-orientale della pianura di Lucca, all'interno del territorio comunale di Capannori (Fig. 1), è interessato, fin dagli anni '60, da un fenomeno relativamente insolito: la formazione di piccole cavità e sprofondamenti nel suolo. Per alcuni anni si è trattato di avvenimenti sporadici, caratterizzati dall'apertura casuale di cavità con profondità e diametri decimetrici, cui gli abitanti prestavano poca attenzione, anche perché, essendo l'area prevalentemente rurale, venivano rapidamente ripianate con le arature. A partire dagli anni '70, e soprattutto '80, il fenomeno iniziò ad aumentare di intensità: le buche tendevano ad aprirsi più frequentemente e anche le dimensioni aumentarono, fino a raggiungere, in alcuni casi, oltre 2 metri di diametro e profondità. Secondo le testimonianze dei residenti, ciò avrebbe provocato danni ai manufatti, amplificati anche dalla vetustà di molti degli edifici dell'area e dalle precarie opere fondazionali superficiali (cosiddette "a sacco"). Il fenomeno dell'apertura delle buche sembra manifestarsi principalmente al termine della stagione seccitosa e in occasione dei primi eventi meteorici intensi, che caratterizzano normalmente la tarda estate e l'inizio dell'autunno.

E' opportuno sottolineare poi che nell'area di Paganico, particolarmente ricca di acque sotterranee (NARDI *et alii*, 1987), fin dagli anni '60-'70 sono state impiantate importanti opere di captazione con prelievo di grandi quantità d'acqua (fig. 1); nel tempo queste sono incrementate sia per lo sviluppo demografico, sia per la nascita di uno dei più grandi poli industriali nazionali ed europei per la produzione della carta. E' noto che la produzione di carta necessita di consistenti quantitativi di acqua [circa 100-200 m³ per tonnellata di prodotto]. A far aumentare i prelievi idrici a Paganico ha contribuito anche e soprattutto il campo-pozzi dell'acquedotto comunale di Capannori, ubicato proprio all'ingresso del nucleo abitato, al quale si devono poi aggiungere i numerosi pozzi privati (oltre 100) destinati all'uso irriguo e domestico, dal momento che, ironia della sorte, l'abitato di Paganico non è allacciato alla rete acquedottistica.

La forte domanda di acqua che caratterizza questa zona della Piana di Lucca ha determinato nel tempo un forte abbassamento della superficie piezometrica (AMBROSIO *et alii*, 2008, 2009), una subsidenza generalizzata (SALVINI & ZUCCARO, 2003; CANUTI *et alii*, 2006) e la scomparsa delle numerose risorgive che un tempo caratterizzavano la zona (NARDI *et alii*, 1987); di conseguenza, essa è stata recentemente inserita tra le aree a

grave deficit di bilancio nel Piano Stralcio di Bilancio Idrico dall’Autorità di Bacino del Fiume Arno (AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME ARNO, 2008).

Questo studio cerca di fornire un contributo alla comprensione delle cause del fenomeno, che sta creando una vera e propria emergenza ambientale con gravi disagi per la popolazione residente. Nel passato più o meno recente alcuni geologi hanno tentato di dare una spiegazione al fenomeno di Paganico. GIAMMATTEI & ROSSI (1999) partono dal presupposto che in passato nell’area esistevano delle risorgive, originatesi in seguito alla pressione della falda profonda in grado di rompere lo strato di argilla palustre. Attualmente, secondo tali autori, a causa dei forti emungimenti cui è sottoposta la falda più profonda, le pressioni non sarebbero più in grado di alimentare le risorgive. Queste vie di circolazione, riutilizzate dalle acque della falda superficiale in senso opposto, per effetto dell’erosione si sarebbero trasformate localmente in cunicoli e cavità. Altre teorie partono dal presupposto che nel passato i depositi palustri del Bientina in periodi siccitosi si siano fratturati per disseccamento. In seguito, i limi sabbiosi (“Bellettone”) deposti dal Serchio avrebbero riempito tali fratture, permettendo così scambi idrici con le ghiaie e i ciottoli attraverso il livello palustre. Il movimento dell’acqua verso il basso avrebbe asportato i materiali contenuti nelle fratture del “Bellettone”, allargandole. Tale meccanismo ripetuto nel tempo avrebbe prodotto il fenomeno delle cavità nello strato superiore. Priva di qualsiasi contenuto scientifico è invece la teoria, tramandata per via orale, secondo cui le cavità avrebbero origine da animali scavatori di vario tipo.

Nel corso di questo studio sono state effettuate numerose indagini, per cercare di fornire una spiegazione convincente al fenomeno delle cavità: raccolta dei dati esistenti (ubicazione cavità pregresse, dati stratigrafici, idrogeologici, ecc.), censimento di nuove cavità, acquisizione di dati stratigrafici, piezometrici e micrometrici. Sono state effettuate due perforazioni a carotaggio continuo ed installati altrettanti piezometri di Casagrande; infine, sono stati raccolti numerosi campioni di materiale sia all’interno delle cavità, sia nei depositi limo-sabbiosi che limo-argillosi, sui quali sono state effettuate analisi granulometriche.



Fig. 1 - Ubicazione dell’area di studio.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA

Nell'area di Paganico e nella Piana sono stati compiuti numerosi studi a carattere geologico, idrogeologico e geomorfologico, ai quali si rimanda per maggiori approfondimenti (NARDI *et alii*, 1987; FEDERICI & MAZZANTI, 1988; DALLAN, 1988; PUCCINELLI, 1991; CANTINI *et alii*, 2001; SARTI *et alii*, 2001; ecc.). Ci sembra tuttavia opportuno illustrare sinteticamente le principali fasi che hanno determinato l'attuale struttura geologica del sottosuolo lucchese.

Il substrato della Piana di Lucca, su cui poggiano sedimenti prevalentemente di origine fluviale e fluvio-lacustre di età pleistocenica, comprende numerose unità tettoniche (Falda Toscana, Nucleo Metamorfico dei Monti Pisani, Liguridi Interne ed Esterne) che a partire dal Miocene superiore furono interessate da fasi distensive, dando luogo a depressioni (bacini intermontani della Garfagnana della Lunigiana, del Mugello, di Firenze-Prato-Pistoia, di Montecatini-Lucca-Lamporecchio, ecc.). Successivamente, secondo DALLAN (1988) al Ruscignano, secondo altri (TREVISAN *et alii*, 1971; CANTINI *et alii*, 2001; SARTI *et alii*, 2001) al Villafranchiano superiore, la depressione lucchese risulta occupata da un vasto lago in cui si depongono sedimenti limoso-argilloso-sabbiosi con intercalazioni nella parte alta di ciottoli di origine fluviale. Posteriormente alla colmata del lago, in concomitanza con le vicende climatiche würmiane, inizia a prendere forma la piana lucchese, in conseguenza di fasi erosive e deposizionali del Paleoserchio, allora tributario dell'Arno, in cui confluiva alcuni chilometri più a sud. Questi depositi alluvionali, di natura assai grossolana (ghiaioso-ciottolosa in matrice sabbioso-limosa) ed affioranti a nord di Lucca, con spessori variabili e profondità crescenti verso sud, sono ricoperti da sedimenti alluvionali più recenti di natura prevalentemente sabbioso-limosa, localmente chiamati "Bellettone", fino a qualche centinaia di metri a sud dell'abitato di Paganico, e vanno a sovrastare, almeno per un breve tratto, anche i depositi palustri del Bientina.

In seguito, il progressivo innalzamento del letto dell'Arno determinò la graduale ostruzione dello sbocco del Paleoserchio, per cui cessò il deflusso verso sud, fu colmata la Piana di Lucca e si verificarono ristagni e impaludamenti, tra cui il lago di Bientina (NARDI *et alii*, 1987; PUCCINELLI, 1991), che, dopo numerosi interventi di bonifica iniziati sotto il Granduca di Toscana Leopoldo II di Lorena, venne prosciugato definitivamente nella prima metà del secolo XX.

Nelle Figg. 2 e 3 sono riportati rispettivamente una carta litologica schematica dei terreni affioranti, ricavata dai dati litologici e geotecnici di superficie, e una sezione litologica dell'area maggiormente interessata dai dissesti. Dalla figura emerge che, dall'alto verso il basso stratigrafico, nell'area di Paganico sono presenti:

- limi sabbiosi di spessore 2-3 m, il cui limite meridionale è compreso tra la Ferrovia Lucca-Firenze e l'Autostrada Firenze-Mare; nella zona orientale passano a prevalenti argille limo-sabbiose;
- argille organiche limose e limi argillosi con frequenti intercalazioni sabbiose, il cui spessore si incrementa andando verso sud e il cui limite settentrionale, corrispondente alla linea di riva dell'ex Lago di Bientina, si trovava nei dintorni dell'area dove si trova attualmente Paganico;
- ghiaie e ciottoli in matrice sabbiosa, con intercalazioni di lenti di sabbie e argille e spessore superiore a 10 m.

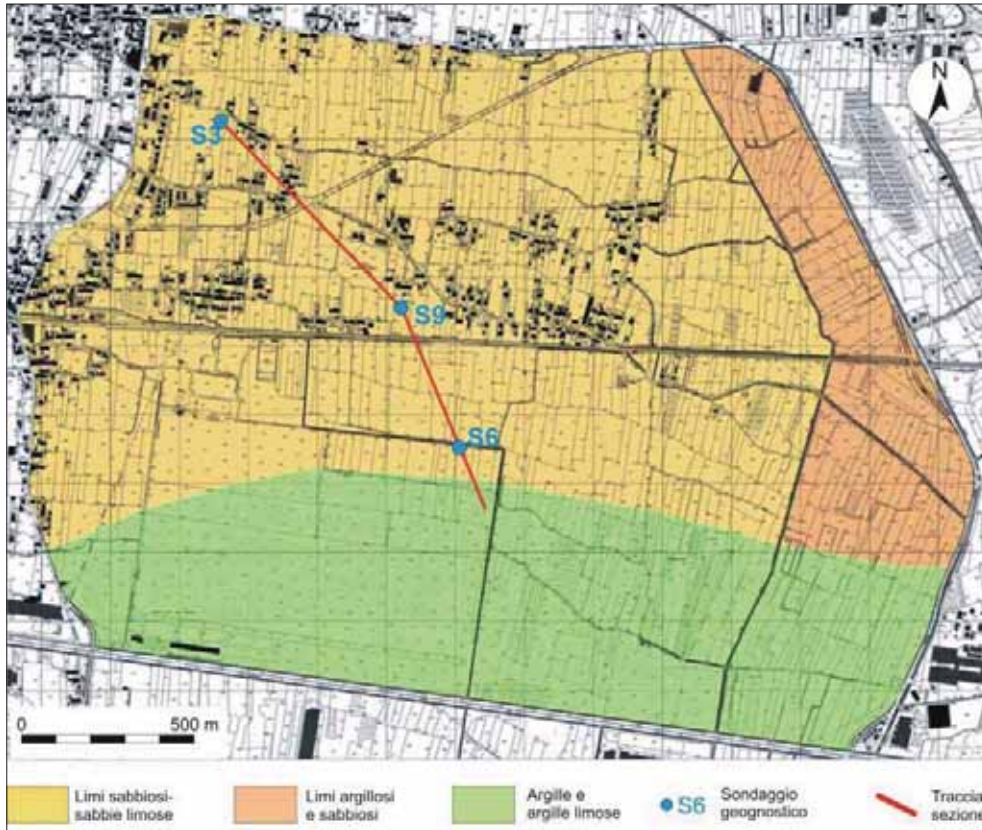


Fig. 2 - Carta litologica schematica dell'area di studio.

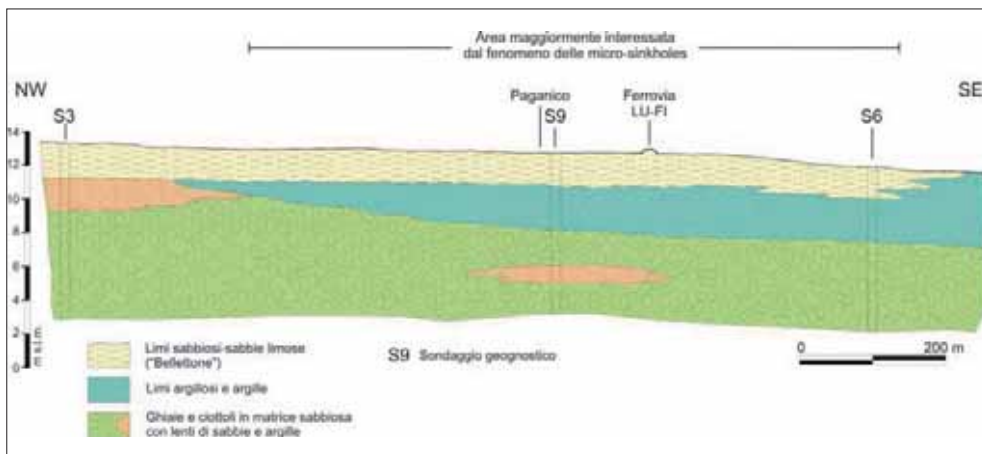


Fig. 3 - Sezione litologica dell'area maggiormente interessata dal fenomeno delle micro-sinkholes.

3. CARATTERI IDROGEOLOGICI

Per le caratteristiche granulometriche e per la disposizione geometrica delle coperture, nell'area di studio è possibile individuare due falde sovrapposte, separate da un orizzonte impermeabile: una superiore, freatica, temporanea, contenuta nei depositi limoso-sabbiosi del Bellettone (acquitardo), alimentata prevalentemente da piogge locali; una inferiore, confinata e generalmente in pressione, contenuta nelle alluvioni grossolane del Paleoserchio (acquifero), alimentata direttamente dalle piogge nelle aree di affioramento e dai flussi idrici di subalveo del Serchio, nonché dagli apporti derivanti dalle formazioni più permeabili affioranti nei rilievi a nord dell'area. Questo acquifero, grazie alle sue elevate permeabilità e trasmissività (il coefficiente di permeabilità è dell'ordine di 10^{-3} - 10^{-4} m/s, localmente superiore), è quello maggiormente sottoposto ad emungimenti. I due livelli acquiferi sono separati, nella zona di Paganico, dallo strato impermeabile formato dai limi argillosi di origine lacustre.

La falda freatica contenuta nel "Bellettone" ha una permeabilità medio-bassa (coefficiente di permeabilità di 10^{-6} - 10^{-7} m/s), ha carattere di temporaneità, in quanto alimentata esclusivamente dalle piogge più intense e prolungate del periodo autunno-primavera. L'esecuzione di semplici prove di svuotamento delle cavità ha permesso di verificare flussi idrici provenienti dalle pareti delle cavità stesse. Si può ipotizzare anche una certa alimentazione dalla falda in pressione, che risale, quando le condizioni idrodinamiche legate ai pompaggi lo permettono, attraverso le fratture di essiccamento nei depositi palustri. Nel passato una situazione del genere può verosimilmente essersi verificata perché, in prossimità dell'area di studio, erano presenti risorgive, che all'incirca avevano uno sviluppo est-ovest, come indicato anche dalla toponomastica intorno a Paganico. Attualmente una tale alimentazione è senz'altro da escludere, poiché durante il periodo osservazione il livello dinamico della falda confinata si trovava sempre al di sotto dei depositi palustri.

La falda confinata è soggetta a gradienti idraulici che comportano un flusso diretto da NW verso SE, secondo quello che era l'alveo del Paleoserchio. La sua superficie piezometrica, nei pressi dell'abitato di Paganico, mantiene una soggiacenza variabile tra 1,0 e 2,5 m (talvolta 3 m). Le oscillazioni piezometriche seguono, con una risposta relativamente veloce, il trend delle piogge, che, per la Piana di Lucca, è caratterizzato da due periodi di maggiore piovosità tra autunno e inverno (principale) e in primavera (secondario). Il periodo più siccitoso si manifesta in estate. Durante i periodi estivi, a causa della mancanza di apporti meteorici e del forte approvvigionamento idrico cui è sottoposta, la falda confinata tende a depressurizzarsi.

Secondo MAGAZZINI (1998), nelle stagioni siccitose o per effetto del pompaggio, quando il livello piezometrico della falda confinata si abbassa, il livello impermeabile compreso tra l'acquitardo superiore e l'acquifero inferiore subisce fenomeni di disseccamento, con variazione di volume tra 3 e 12 cm per metro di spessore, crepacciandosi già con il 30% di umidità. L'autore ha osservato che anche lo strato di Bellettone è in grado di fratturarsi per disseccamento, ma con entità minore: 1-3 cm per metro di spessore con il 26% di umidità. Tale fatto ha un duplice effetto: aumenta la permeabilità dell'acquitardo superiore e permette, quando possibile, uno scambio di acque tra acquitardo e acquifero attraverso lo strato impermeabile.

4. IL FENOMENO DELLE CAVITÀ

Come accennato in premessa, l'area di studio è soggetta fin dagli anni '60 al fenomeno dell'apertura di *micro-sinkholes* nel suolo, allora rappresentate da piccole buche (non oltre

10 cm di profondità) che, secondo le testimonianze degli abitanti, si aprivano solitamente nei campi e venivano subito riempite dagli agricoltori o rimodellate dai processi di aratura. Dalla fine degli anni '80 il fenomeno si è intensificato, sia come dimensioni (raggiungendo in alcuni casi oltre 2 m di profondità e diametro), che come densità. Talora sono state osservate anche forme diverse dalle classiche cavità, rappresentate da fori più o meno verticali e da cunicoli di diametro variabile (entro comunque una decina di centimetri) e di profondità non superiore a mezzo metro, non riconducibili, come sostenuto impropriamente da qualcuno, ad attività di tipo animale, ma a forme dovute all'iniziale processo di formazione delle cavità.

Le buche ed i cunicoli censiti ammontano a più di 500, numero comunque in continua evoluzione, suddivisi sulla base del diametro e della profondità (Tab. 1 e Fig. 4).

Tab. 1 - Caratteristiche morfometriche delle cavità censite nell'area di Paganico e relativa distribuzione.

	Diametro (cm)	Profondità (cm)	Distribuzione (%)
Cavità grandi	70-280	60-200	2
Cavità medie	30-70	30-60	15
Cavità piccole	10-30	10-60	41
Cunicoli verticali	1-8	30-45	42

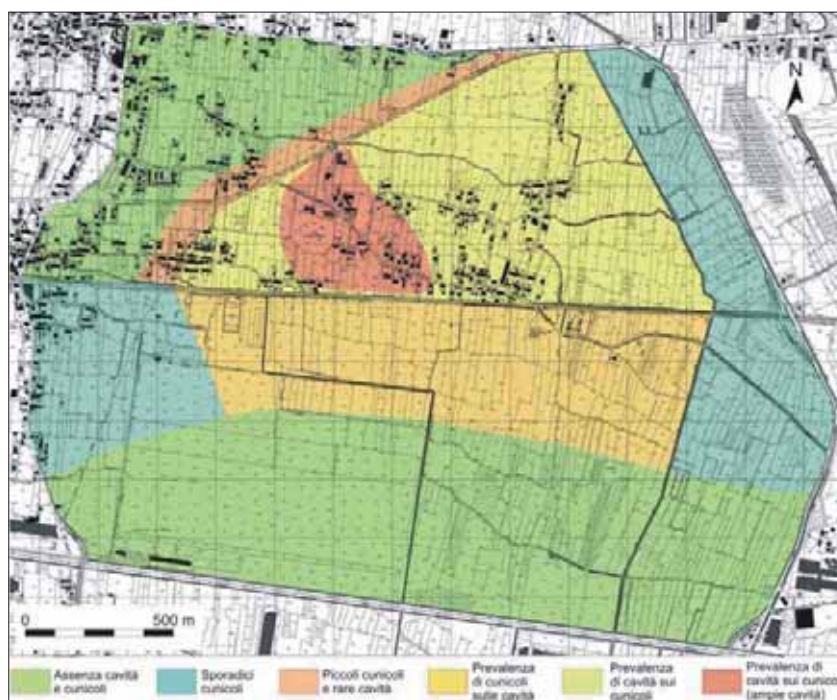


Fig. 4 - Carta della distribuzione delle micro-sinkholes.

I cunicoli e le cavità (Fig. 5A), sul cui fondo spesso si dipartono lateralmente delle condotte a sezione cilindrica, sviluppo orizzontale e piccolo diametro [qualche decimetro] (Fig. 5B), possono essere isolati e disposti apparentemente con una certa casualità, oppure allinearsi secondo direzioni preferenziali (in genere N-S, più raramente E-W), ovvero raggrupparsi in "sciami", sovente parallelamente alla direzione dei fossi. Anche le forme assunte dalle cavità sono variabili: cilindriche, coniche, tronco-coniche, a botte, ecc.



Fig. 5 - Micro-sinkholes viste dall'alto (A) e condotte sub-orizzontali che dipartono dal fondo della cavità (B).

Circa il 60% delle *micro-sinkholes* censite nell'area di Paganico è disposto in "sciami", ovvero in gruppi di cavità sostanzialmente allineate (98%), secondo la direzione N-S. Tale orientazione potrebbe essere imputata principalmente a due cause: a) le cavità sono poste spesso in prossimità di fossi a sviluppo preferenziale N-S; b) i solchi delle arature di direzione N-S potrebbero rappresentare preferenzialmente luoghi di infiltrazione. Solo in pochi casi (2% del totale) sono stati osservati sciame che seguono allineamenti diversi da quello N-S, come, ad esempio, quello E-W, imputabile pur sempre alla presenza di fossi o di aree di raccolta delle acque aventi la medesima direzione.

Le cavità ed i cunicoli verticali si sviluppano nelle litologie a prevalente frazione limoso-sabbiosa del “Bellettone”, mentre tendono a scomparire nella frazione limoso-argillosa. Pur coinvolgendo esclusivamente il “Bellettone”, esse si manifestano sempre in presenza del seguente assetto stratigrafico del sottosuolo (dall’alto verso il basso): limi sabbiosi-sabbie limose; argille limose; alluvioni grossolane (fig. 3). I cunicoli sono presenti principalmente nella porzione più a S di Paganico (limi sabbiosi); le cavità sono diffuse nella zona del centro abitato (sabbie limose). E’ stato osservato che al diminuire della coesione del deposito, le cavità assumono diametri maggiori delle profondità. Nell’area maggiormente interessata dal fenomeno, nei pressi del campo-pozzi di Paganico sono stati rinvenuti dei veri e propri solchi. Questi si evolvono verosimilmente da cunicoli orizzontali superficiali, in cui i processi erosivi hanno determinato l’assottigliamento delle volte e quindi il collasso. Le notevoli dimensioni dei cunicoli orizzontali originari sono probabilmente dovute, come si vedrà in seguito, alla maggiore intensità erosiva che si ha nei dintorni del campo pozzi, a causa dei maggiori gradienti idraulici tra le due falde sovrapposte.

Al fine di precisare la granulometria dei materiali interessati dai dissesti, sono state effettuate 17 analisi granulometriche su campioni prelevati nelle porzioni superiori e inferiori delle *micro-sinkholes*, nonché in aree non coinvolte in fenomeni di dissesto (fig. 6). Per quanto riguarda le aree interessate dai dissesti, i risultati mostrano che cavità e cunicoli si arrestano in profondità con l’aumento della componente argillosa e quindi in prossimità del contatto tra limi sabbiosi-sabbie limose e argille limose. Nelle zone invece non coinvolte dai fenomeni, è stata riscontrata una abbondante componente coesiva dei materiali.

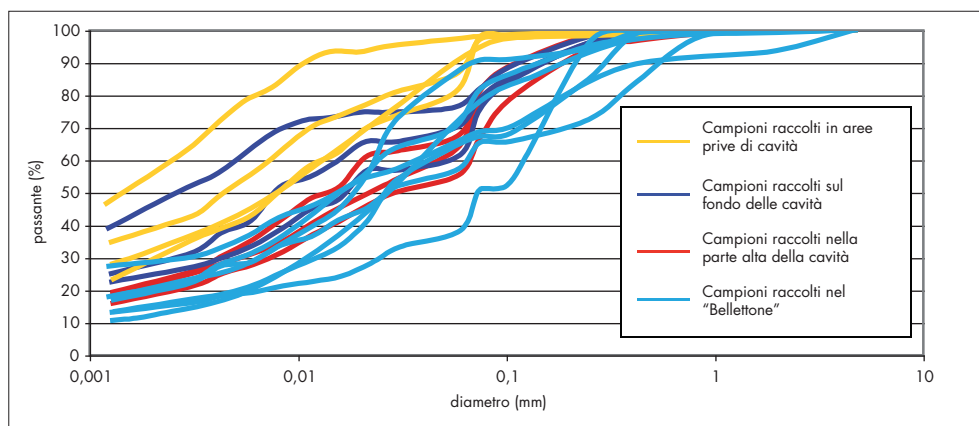


Fig. 6 - Curve granulometriche dei campioni prelevati nell’area di Paganico.

5. MECCANISMI EVOLUTIVI

I meccanismi evolutivi con cui si formano le *micro-sinkholes* sembrano di due tipi. Il primo riguarda le cavità lontane da fossi interpoderali, per le quali gli agenti in gioco sono le due falde. Le cavità si formerebbero per l’erosione prodotta da flussi di drenanza tra le due falde sovrapposte, comunicanti mediante le fratture presenti nel livello argilloso. Il secondo meccanismo riguarda le cavità poste in prossimità di fossati e gli agenti in gioco sono principalmente la falda superficiale e le acque incanalate nei fossi. Le cavità si originerebbero per

l'erosione prodotta da flussi idrici tra la falda superficiale e l'acqua nei canali. Nei sottoparagrafi successivi, saranno descritte in dettaglio le ipotesi formulate per le due tipologie. Interpretando le varie forme rinvenute nel terreno, sia come eventi precursori, sia come tappe intermedie che hanno portato alla formazione di uno stesso fenomeno, è possibile così riassumerne il processo evolutivo ipotizzato:

- 1 all'inizio del periodo piovoso si ha la formazione di microfori in corrispondenza di fratture verticali pervasive prodotte dal disseccamento dei suoli (Fig. 7A);
- 2 per effetto dell'erosione prodotta dall'acqua di infiltrazione nella fessura, si origina una debole depressione in superficie (Fig. 7B);
- 3 l'azione erosiva prodotta dalla percolazione delle acque amplia i microfori, che diventano veri e propri cunicoli verticali (talvolta raccolti in gruppi), mentre l'acqua tende a circolare anche nelle fratture orizzontali, allargandole, per effetto del gradiente e dell'azione meccanica; tale fenomeno si manifesta soprattutto in corrispondenza del contatto tra i limi sabbiosi soprastanti e i materiali argillosi sottostanti, formando cunicoli orizzontali di dimensioni da centimetriche a metriche (Fig. 7C);
- 4 l'intersezione tra cunicoli orizzontali e verticali origina zone sotterranee di debolezza strutturale, per cui può verificarsi il collasso della struttura e la formazione di una cavità (Fig. 7D);
- 5 in alcuni casi, si ha la formazione di veri e propri solchi laddove le cavità ipogee sono collegate da cunicoli orizzontali di notevoli dimensioni e molto superficiali, che comportano il collasso non solo in corrispondenza delle cavità ipogee, ma per tutta la lunghezza dei cunicoli orizzontali (Fig. 7E).



Fig. 7 - Immagini della sequenza evolutiva ipotizzata nella formazione delle cavità: A. Microfori di circolazione attorno ai piani di frattura; B. Zona di parziale depressione; C. crollo della volta ed esposizione dei cunicoli orizzontali; D. Cunicoli orizzontali sul fondo di una cavità; E. solco.

Anche i filmati effettuati dal Comune di Capannori sembrano confermare il modello evolutivo proposto; dalle immagini si rilevano: a) la presenza di fratture e microfori sulle volte di cavità ipogee (Fig. 8A), a testimonianza della loro continuità verticale; b) la presenza di tunnel non ancora venuti a giorno e contenenti cumuli di detrito probabilmente provenienti da crolli pregressi (Fig. 8B); c) la forma dei cunicoli, arrotondati sulla volta e a “V” alla base, che indica effettivamente la possibilità che i tunnel siano stati incisi nel tempo da acque correnti (Fig. 8B).

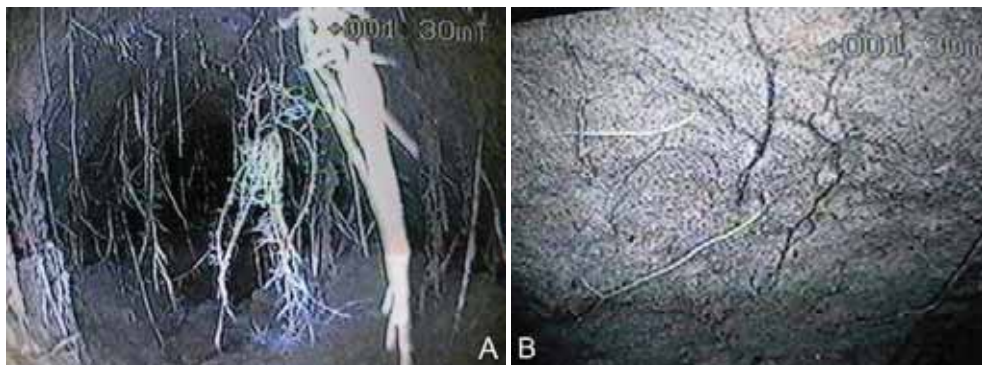


Fig. 8 - A) Interno di un cunicolo orizzontale ripreso da una telecamera; B) Radici, fratture e microfori sulla volta di una cavità ipogea [per gentile concessione del Comune di Capannori].

Il fenomeno delle cavità si colloca nel periodo tra settembre/ottobre e marzo, dopo periodi piovosi prolungati, oppure in concomitanza di episodi meteorici parossistici, come spesso avviene alla fine dell'estate. Peraltro, talvolta i crolli avvengono casualmente anche al di fuori di periodi piovosi.

5.1 1° meccanismo evolutivo - cavità per flussi tra falde sovrapposte

La sequenza (fig. 9) inizia con la fase a), quando a fine estate la falda confinata raggiunge il suo minimo stagionale, mentre la falda freatica è assente. I sedimenti superficiali dissecano. Con l'autunno e il ritorno di periodi piovosi, la piezometrica della falda confinata inizia a risalire e la falda freatica ad essere nuovamente presente (b). I tempi di risposta delle due falde alle piogge sono diversi per la diversa permeabilità dei materiali (abbastanza brevi per la falda confinata in ghiaie e ciottoli, più lunghi per quella superficiale nei depositi sabbioso-limosi). Peraltro, la piezometrica della falda freatica, quando presente, è sempre superiore a quella della falda confinata e si possono verificare scambi idrici dalla falda freatica verso quella confinata attraverso le fratture da disseccamento che si rinvergono anche nei depositi argillosi intermedi, al di sotto dei depositi sabbioso-limosi. Durante le piogge, e il ritorno della falda piezometrica superficiale, i suoli aumentano di volume e le fratture tendono a richiudersi (b). Contemporaneamente, le acque di ruscellamento superficiale si infiltrano nelle fratture e, insieme ai flussi di drenanza, tendono ad eroderle, contrastandone la chiusura.

Concluso il periodo piovoso (b1) la falda freatica raggiunge lentamente il suo massimo piezometrico in ritardo rispetto alla profonda (che lo ha toccato durante il corso delle piogge, b). Durante la fase b1), si ha il maggiore dislivello idraulico tra le due falde e quindi

flussi di drenanza più intensi. Le fratture vengono ulteriormente erose trasformandosi in cunicoli verticali (b1, b2).

Non tutte le fratture da disseccamento sono destinate a diventare cunicoli, ma solo quelle soggette a maggiore erosione, dovuta in un primo momento dalle acque di ruscellamento superficiale e di infiltrazione, e in un secondo momento dai flussi di drenanza. Alcuni fattori predisponenti in superficie sono ad esempio la presenza di locali porzioni più depresse (avvallamenti dovuti alle operazioni di aratura dei campi) dove possono confluire maggiori quantità di acque di ruscellamento.

Inoltre, è possibile che le fratture che attraversano i limi sabbiosi superficiali non si congiungano, lungo la verticale, con quelle delle argille (per le differenti caratteristiche geotecniche) ma mantengano un certo disassamento. Ciò, unitamente alla debole inclinazione del contatto tra limi sabbiosi e argille favorisce il percorso orizzontale delle acque lungo il contatto. Tale movimento produrrebbe lentamente, per erosione, cunicoli orizzontali (b2, b3). L'intersezione tra cunicoli verticali e orizzontali produce aree di debolezza strutturale sulle quali potrebbero impostarsi collassi sotterranei (cavità ipogea, b3). L'evoluzione dei cunicoli orizzontali, verticali e della cavità ipogea può arrestarsi nel momento in cui la falda freatica viene a mancare, ma il processo potrà riprendere con un nuovo periodo piovoso (c, c1, d). E' stato infatti osservato in campagna che, nonostante il ritorno di periodi piovosi, i cunicoli riescono a mantenere le loro caratteristiche, grazie alla plasticità delle coperture. Col tempo, il ripetersi di tali fenomeni comporta l'incremento progressivo delle dimensioni delle cavità ipogee fino al collasso (d1, d2). Il materiale eroso, è probabilmente preso in carico dai flussi di drenanza e trasportato verso le alluvioni grossolane.

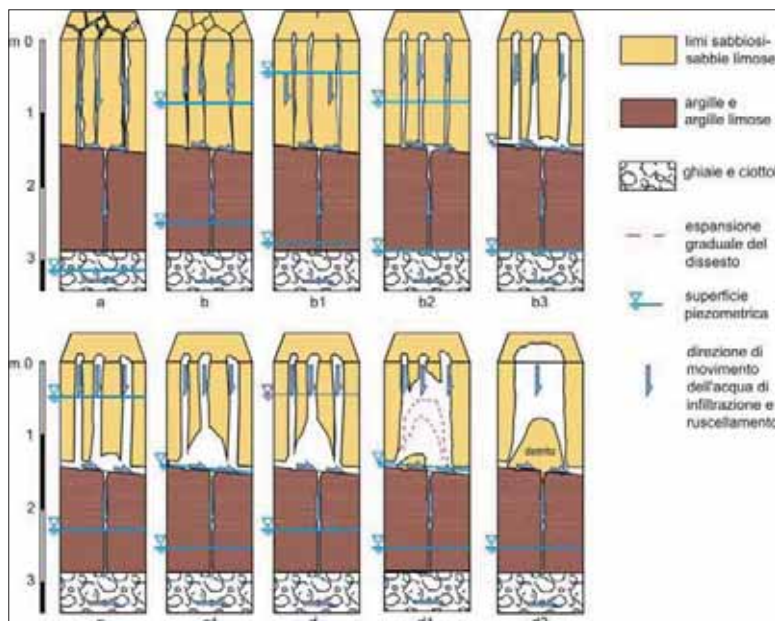


Fig. 9 - Sequenza evolutiva di cavità prodotte per flussi idrici tra falde sovrapposte: a, nel periodo siccitoso; b, durante e immediatamente dopo le prime piogge; c, successivo ciclo di piogge; d, fase di collasso.

Al fine di individuare le aree maggiormente esposte al fenomeno della drenanza, è stata realizzata la carta dei gradienti idraulici tra le due falde (Fig. 10). Ciò è stato effettuato considerando delle condizioni particolarmente particolari e cautelative, ovvero con la falda freatica a piano campagna e la superficie piezometrica della falda confinata a livello minimo (situazione che, nella zona di Paganico, potrebbe essere causata anche da forti emungimenti dalla falda profonda). Ciò ha permesso di individuare quattro classi di pericolosità spaziale in relazione al verificarsi delle cavità:

- I classe (gradiente idraulico nullo): area priva di cavità e cunicoli, dove affiorano i depositi palustri;
- II classe (gradiente idraulico tra 0,1 e 0,6): area con sporadiche cavità e cunicoli, dove affiorano prevalentemente depositi limo-argillosi appartenenti al "Bellettone";
- III classe (gradiente idraulico tra 0,6 e 1,0): area con un gran numero (70% del totale censito) di cavità (con diametri e profondità <1 m), di cunicoli verticali (con diametri <4 cm) e di cunicoli orizzontali (con diametri tra 5 e 10 cm), dove affiorano i depositi limo-sabbiosi appartenenti al "Bellettone";
- IV classe (gradiente idraulico tra 1,0 e 1,9): area (nei pressi dei pozzi dell'acquedotto di Paganico e di quelli delle cartiere Sca-S.Marco e Sca-Italcarta) con i restanti fenomeni (20% del totale censito) comprendenti cavità (da 70 cm ad 2,80 m di diametro, da 60 cm a 2 m di profondità), cunicoli verticali (diametri tra 4 e 8 cm), cunicoli orizzontali (con diametri tra 10 e 30 cm) e solchi, dove affiorano i depositi limo-sabbiosi appartenenti al "Bellettone".

Confrontando la carta dei gradienti con la distribuzione delle *micro-sinkholes*, è emerso che all'aumentare del gradiente idraulico aumentano le dimensioni delle cavità.

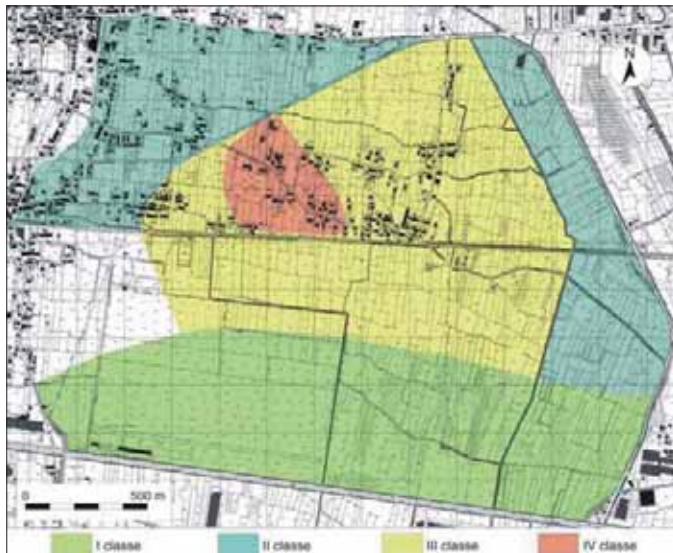


Fig. 10 - Carta dei gradienti idraulici [I classe ($i=0$): assenza di cunicoli e cavità; II classe ($0,1 < i < 0,6$): sporadiche cavità e/o cunicoli; III classe ($0,6 < i < 1$): 70% delle cavità e dei cunicoli censiti di differenti dimensioni [cavità: diametro e profondità <1 m; cunicoli: diametro <4 cm; IV classe ($1 < i < 1,9$): 20% delle cavità e dei cunicoli censiti [cavità da 70 cm ad 2,8 m di diametro; da 60 cm a 2 m di profondità]; cunicoli: diametro tra 4-8 cm]. Presenza di solchi.

Le cavità che si sviluppano lontano dai fossi si originano preferenzialmente laddove si hanno quindi i maggiori emungimenti, che determinano maggiori abbassamenti della superficie piezometrica della falda confinata, come nella zona in prossimità dei pozzi dell'acquedotto di Paganico, caratterizzata, tra l'altro, dai sedimenti del "Bellettone", più permeabili ed erodibili.

5.2 2° meccanismo evolutivo - sciame di micro-sinkholes per flussi tra falda superficiale e fossi

Come già accennato in precedenza, più *micro-sinkholes* possono trovarsi talvolta allineate lungo una direzione preferenziale (sciame, fig. 11A) e sono spesso collegate da cunicoli orizzontali basali (fig. 11B). Circa il 60% delle cavità censite appartiene a sciame in direzione NS; ciò potrebbe essere riconducibile a: i) andamento del contatto tra limi sabbiosi e argille inclinato verso S; ii) solchi di aratura nei campi disposti in genere in direzione NS (rappresentano aree concave dove si raccolgono le acque piovane incrementando l'infiltrazione localizzata e l'erosione); fossi interdoderali e fossati allineati prevalentemente NS.

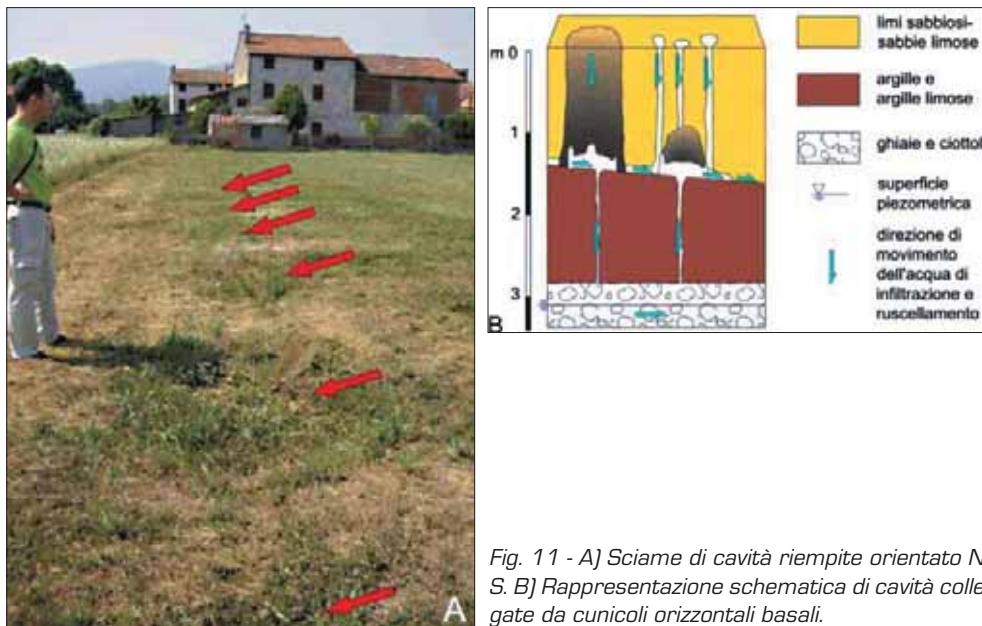


Fig. 11 - A) Sciame di cavità riempite orientato N-S. B) Rappresentazione schematica di cavità collegate da cunicoli orizzontali basali.

Il meccanismo con cui si manifestano flussi idrici tra fossi e falda superficiale può essere sintetizzato secondo lo schema presentato in fig. 12. In estate, le coperture (limo-sabbiose) seccano e si fratturano (fig. 12-a). Le piogge autunnali si ricaricano velocemente i canali nel corso degli eventi, a differenza della falda freatica che ha tempi di risposta più lunghi in questi materiali (fig. 12-b). Si innescano così flussi idrici tra fosso e sponde, con direzione alternata a seconda della variazione del livello dell'acqua (fig. 12-b-c). Il fenomeno prosegue fino al raggiungimento di una condizione di sostanziale equilibrio idraulico tra livello freatico e livello idrico nei fossi (linea rossa in fig. 12-d). Tali flussi producono fenomeni erosivi in punti di debolezza all'interno delle coperture, originando inizialmente cuni-

coli verticali (lungo le fratture verticali) e poi orizzontali (lungo il piano orizzontale, sul quale perdura più a lungo il flusso). Il materiale eroso viene verosimilmente trasportato verso i fossi. Questo schema potrebbe in realtà essere più complicato, perché in certe situazioni, a seconda delle caratteristiche idro-stratigrafiche del sottosuolo, potrebbero coesistere sia questo meccanismo che quello della drenanza tra falde sovrapposte.

Alcuni fattori predisponenti all'insorgere del fenomeno delle cavità nei pressi di fossati sono da ricercare, oltre nelle problematiche idrauliche suddette, nella predisposizione all'erosione. Infatti, una cattiva regimazione fluviale che comporta frequenti esondazioni riversa sui suoli limitrofi abbondanti quantitativi di acqua in tempi ristretti, facilitandone l'erosione delle fratture. Ad esempio è stato riscontrato un cattivo deflusso delle acque nella porzione a Nord della ferrovia, dove tale costruzione costituisce uno sbarramento a molti canali che in prossimità della stessa diventano ciechi e spesso soggetti ad esondare.

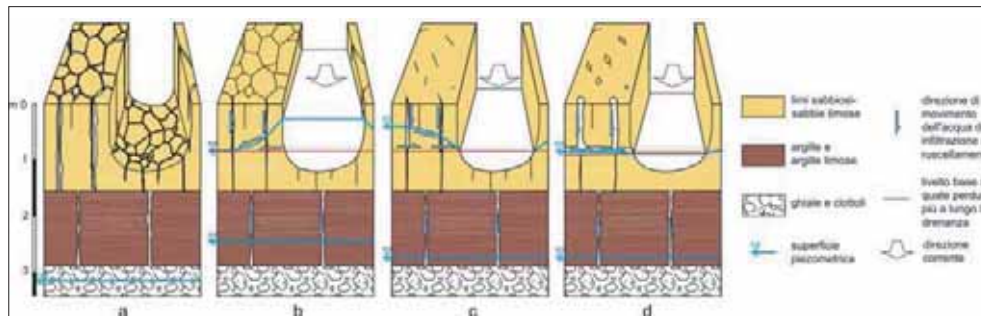


Fig. 12 - Sequenza evolutiva di micro-sinkholes causate da flussi idrici tra falda freatica e fossi [a, situazione seccata; b, inizio piogge; c, appena dopo le piogge; d, 10 giorni circa dopo le piogge].

6. CONCLUSIONI

Gli studi effettuati sull'area di Paganico in merito all'apertura di cavità nei terreni superficiali hanno permesso di individuare alcuni fattori che sembrano avere una certa importanza nell'innescare del fenomeno, che sembra manifestarsi con più frequenza verso la fine dell'estate e con l'inizio dei primi eventi piovosi intensi.

Una delle situazioni predisponenti è imputabile alla configurazione stratigrafico-idrogeologica del sottosuolo; in particolare, il sottosuolo dell'area di Paganico è caratterizzato da un livello limo-sabbioso superficiale, di permeabilità da media a bassa, cui segue un livello assai meno permeabile, rappresentato essenzialmente da materiali limo-argillosi, ed infine un livello molto permeabile, costituito da ciottoli, ghiaie e sabbie appartenenti alle alluvioni grossolane del Paleoserchio. Quest'ultimo livello è sede di una importante circolazione idrica che alimenta una falda comunemente in pressione, dalla quale attingono l'acquedotto di Paganico, i pozzi di una serie di cartiere di rilevanza nazionale e numerosi pozzi privati. Tali approvvigionamenti determinano un forte abbassamento del livello piezometrico della falda confinata, che talvolta scende addirittura al di sotto del tetto dell'acquifero in ghiaie. I sedimenti limo-sabbiosi sono sede invece di una falda freatica temporanea, che si attiva soltanto in occasione di eventi meteorici particolarmente significativi (la cui entità non è al momento quantificabile).

E' stato ipotizzato che, alla fine della stagione secca, sia il livello limo-sabbioso superficiale, che quello limo-argilloso intermedio possano subire fenomeni di disseccamento, con apertura di fratture ad andamento sia sub-verticale che sub-orizzontale, che, al momento dell'arrivo dei primi eventi piovosi intensi, la saturazione e la formazione di una falda freatica temporanea, possano originare fenomeni di drenanza discendente. Tale effetto può favorire l'innescare di processi erosivi nel livello limo-sabbioso superficiale, con asportazione della frazione più grossolana, con formazione di cunicoli verticali ed orizzontali e il collasso delle aree più deboli. In tal senso, è stato appurato che le cavità più grandi si verificano laddove sono maggiori le differenze tra la superficie piezometrica della falda in pressione e la superficie freatica temporanea.

Le cavità sembrano inoltre aprirsi con maggiore frequenza in prossimità delle fosse interpoderali, in cui verosimilmente i processi erosivi sono da ricondurre agli scambi idrici tra la falda freatica e l'acqua nei fossi durante gli eventi piovosi più intensi.

Le cause scatenanti sono da ricercare pertanto nelle piogge intense e prolungate, in grado di saturare i terreni superficiali, dando luogo alla falda freatica temporanea ed innalzando il livello dell'acqua nei fossi.

La situazione stratigrafica-idrogeologica di Paganico sembra quindi essere alla base dello sviluppo di cavità: infatti, pur essendovi ugualmente industrie cartarie e pozzi privati, esse non si aprono né a nord di Paganico (dove manca lo strato limo-argilloso intermedio), né a sud (dove manca il livello limo-sabbioso superficiale), poiché tali mancanze consentono verosimilmente la presenza di un solo livello acquifero (che nel primo caso è rappresentato dalla continuità delle alluvioni grossolane sottostanti con il livello limo-sabbioso soprastante) e quindi l'impossibilità di fenomeni di drenanza. Gli emungimenti causano la formazione di cavità solo quando i coni di depressione, allargandosi, raggiungono situazioni stratigrafiche predisponenti l'insorgere di dissesti, come si verifica decisamente in prossimità del campo-pozzi dell'acquedotto di Paganico.

In conclusione, si può dedurre l'importanza degli emungimenti spinti che si verificano nella zona e che causano forti riduzioni nella pressione della falda confinata, tanto da subire il fenomeno della drenanza discendente. In effetti, in passato, quando gli emungimenti erano più contenuti, la pressione idrica nell'acquifero confinato doveva essere tale da impedire il fenomeno, mentre addirittura si potevano rinvenire nella zona risorgive di acque provenienti dalla falda in pressione.

Per migliorare il grado di conoscenza sin qui ottenuto potrebbe risultare utile continuare ed implementare lo studio sulla effettiva presenza e quantificazione della falda freatica nei sedimenti limo-sabbiosi, mediante la messa in opera di più piezometri di Casagrande, cercando anche di quantificare l'entità della pioggia in grado di formare la falda temporanea. Ciò potrebbe essere utilizzato come soglia di rischio. Ulteriori studi dovrebbero essere finalizzati alla comprensione del fenomeno del disseccamento dei terreni e ad una migliore caratterizzazione geotecnica dei materiali coinvolti.

Infine, alla luce dei risultati conseguiti, per ridurre o addirittura eliminare il problema delle cavità, dovrebbe essere nuovamente aumentata la pressione della falda confinata nelle alluvioni grossolane, limitando e controllando gli emungimenti e/o con tecniche di ricarica artificiale e spostando il campo-pozzi di Paganico in un'area più favorevole dal punto di vista stratigrafico. L'abitato di Paganico, inoltre, dovrebbe essere regolarmente allacciato all'acquedotto, in modo da eliminare i pozzi ad uso privato.

Tutto ciò ovviamente comporterà la scelta di soluzioni alternative per gli approvvigionamenti idrici anche delle industrie cartarie (riciclo delle acque, condotte di derivazione esterna all'area, ecc.), problema del quale, del resto, si parla da anni in questa zona, senza che si sia giunti ad alcuna soluzione.

Rimane il problema delle lesioni sui manufatti, che peraltro, a parte qualche situazione locale, potrebbe essere imputato, oltre a probabili manifestazioni di rigonfiamento/ritiro dei materiali argillosi, più a fenomeni di subsidenza generalizzata dell'area, sempre comunque legata alla compattazione dei terreni per effetto degli emungimenti, che al fenomeno delle singole cavità. La riduzione dei pompaggi porterà certamente beneficio anche a questo fenomeno.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori desiderano ringraziare il Laboratorio di Geotecnica del Dipartimento di Ingegneria Civile dell'Università di Pisa, nella persona di Stefano Giusti, presso il quale sono state effettuate le analisi granulometriche, sotto la supervisione del Prof. Diego Lo Presti e del Dott. Nunziante Squeglia.

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSIO M., BALDACCI F., DEL SORDO A., FAGIOLI M.T., GIANNECCHINI R., SARTELLI A. & SEGHIERI G. (2008) - *Modellazione numerica a supporto della gestione idrica in aree critiche: dati preliminari nella Piana di Lucca-Bientina (Toscana)*. Convegno Società Geologica Italiana, Sassari 15-17 settembre 2008, Rendiconti Online Società Geologica Italiana, vol. 3 (1), pag. 19.
- AMBROSIO M., BALDACCI F., DEL SORDO A., FAGIOLI M.T., GIANNECCHINI R., PUCCINELLI A. & SARTELLI A. (2009) - *Crisi da sovrasfruttamento della risorsa idrica sotterranea: modellazione numerica in un'area campione della Piana di Lucca*. 3° Congresso Nazionale dell'Associazione Italiana di Geologia Applicata e Ambientale (AIGA), Riassunti, pag. 11-12.
- ANGELI A., BIDINI D., BRANDINI P.G., MAGALDI D., MAGAZZINI P. (1985) - *I suoli dell'alveo del Lago di Bientina e delle colline a Sud di Passerella nella bassa valle dell'Arno: genesi, cartografia, problemi d'uso*. Istituto Sperimentale Studio e Difesa Suolo, Annali, Vol. XVI, Firenze, 29-104;
- AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME ARNO (2008) - Progetto di Piano di Bacino del Fiume Arno, Stralcio "Bilancio Idrico".
- CANTINI P., CAVALLINI R., TESTA G., ZANCHETTA G. (2001) - *The Plio-Pleistocene evolution of extensional tectonics in northern Tuscany, as constrained by new gravimetric data from the Montecarlo basin (lower Arno Valley, Italy)*. Tectonophysics, 330, 25-43.
- CANUTI P., CASAGLI N., FARINA P., FERRETTI A., MARKS F., MENDUNI G. (2006) - *Analisi dei fenomeni di subsidenza nel bacino del fiume Arno mediante interferometria radar*. Giornale di Geologia Applicata, 4, 131-136.
- DALLAN L. (1988) - *Ritrovamento di *Alephys lyrix* nelle argille della serie lacustre di Montecarlo (Lucca) e considerazioni stratigrafiche sui depositi continentali dell'area tra il Monte Albano e il Monte Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat, Mem. Ser. A, 95, 1-17.
- FEDERICI P.R., MAZZANTI R. (1988) - *L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno inferiore*. Boll. Soc. Geogr. It., Ser. XI, 5, 573-615.

- GIAMMATTEI L., ROSSI F. (1999) - *Indagini geologico-geotecniche ed idrogeologiche relative a cavità che si riscontrano nell'abitato di Paganico. Rapporto conclusivo*. Comune di Capannori, rapporto tecnico inedito, 16 pp.
- MAGAZZINI P. (1998) - *Indagini sull'idrologia sotterranea e sulla crepacciabilità di un suolo mediante utilizzo di traccianti e misure di estensibilità lineare (COLE) in località Paganico (Comune di Capannori)*. Comune di Capannori, rapporto tecnico inedito, 16 pp.
- NARDI R., NOLLEDI G., ROSSI F. (1987) - *Geologia ed idrogeologia della pianura di Lucca*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10, 132-160.
- PUCCINELLI (1991) - *Nuovi aspetti dell'evoluzione paleogeografia e tettonica al Plio-Quaternario della piana di Lucca (Toscana)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, 171-177.
- SALVINI R., ZUCCARO M. (2003) - *Il monitoraggio della subsidenza nella zona di Porcari (LU) tramite tecniche DInSAR*. Geotalia, 4° Forum FIST, Bellaria 16-18 Settembre 2003, Riassunti, 151-152.
- SARTI G., ZANCHETTA G., MAZZA P., GRASSI R. (2001) - *Sedimentological and palaeontological features of an ancient alluvial plain in the Lucca Basin (Central Italy)*. Eclogae Geologicae Helvetica, 94, 107-117.
- TREVISAN L., BRANDI G.P., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., RAU A., SQUARCI P., TAFFI L., TONGIORGI M. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: foglio 105 (Lucca)*. Min Ind., Comm., Artig., Roma.

MARCELLINA E GISSI, ORIGINE NATURALE E ANTROPICA DEI SINKHOLE.

di Di Filippo M. & Di Nezza M.

Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Sapienza" di Roma, P.le A. Moro, 5. 00185 Roma

ABSTRACT

The main goal of this work is to study the geological and structural setting of two different geological areas, Marcellina close to Rome in Latium and Gissi in Abruzzi, to identify the possible mechanism of the generation and evolution of these collapses.

Close to Marcellina town, a sinkhole suddenly formed in Pozzo Grande area on 2001, sinkhole have been formed in Holocene lacustrine sediments. For this reason microgravity prospecting has been applied in Marcellina town in order to identify the sinkholes risk areas and any other geological conditions similar to those leading to the 2001 collapse. The underground geological features of Marcellina town shows some sinkholes risk areas due to the nature of the sediments and sometimes to the presence of anthropic cavities. Both microgravity and geoelectrical tomography data have been proposed to explain the causes of some future collapse: the results obtained by geoelectrical tomography, made it possible to establish the presence of a low resistivity (< 40 Ohm/m) that corresponds a negative anomaly zone by microgravity survey (due to the presence of a considerable thickness of clay and sand formation, and sediments with lower density and resistivity) and a high resistivity(>320 Ohm/m) corresponds a maximum gravity zone (due to low deep of calcareous bedrock in underground, with higher density and resistivity). A profile is irregular: in the south-east side of cityhall, the presence of a high resistivity corresponds a minimum gravity zone, due to the effect of the cistern or natural or anthropic cavity origin.

Recently many sinkholes have been formed in some peculiar areas of the Abruzzi, Gissi. A microgravity survey of the area was carried out in 2002 and defined the extend, cause and nature of subsidence. It showed the subsidence resulted from underground dissolution of evaporitic rocks which presents karstic processes and active faults; the presence of a great underground water flow with its physico-chemical properties, ascending liquids and gases, tectonic faults and anthropic causes that can develop fastest phenomena. The rapid dissolution of evaporitic rocks in subsurface conditions can result in caves and cavities that rapidly expand, become unstable and start to collapse.

In Marcellina town where the bedrock is buried by thick alluvial successions there are a human geohazards associated with the lower density sediments. Abstraction from sediments aquifers can yield excessively hard water, accelerate removal and cause aggravated subsidence.

In the Gissi area where evaporitic rocks occurs there are a natural or induced geohazards associated with the rock, but awareness of them is low.

RIASSUNTO

Lo studio presentato in questo lavoro riguarda due aree dell'Italia Centrale, Gissi in provincia di Chieti e Marcellina in provincia di Roma, dove sono avvenuti e/o potrebbero ancora verificarsi fenomeni di *sinkhole*.

In queste zone, nel corso degli ultimi decenni, sono stati costruiti edifici in aree dove, in futuro, potrebbero verificarsi dissesti e/o evolvere in veri e propri sprofondamenti. Nel primo caso, Gissi, la genesi è ascrivibile alla dissoluzione delle formazioni evaporitiche messiniane individuate nel sottosuolo; la presenza di orizzonti evaporitici, facilmente dissolubili dall'acqua, potrebbero evolvere nel tempo e giungere a fasi più mature, come evidenziato in alcuni settori, con il successivo sfornellamento, provocando squilibri e crolli degli edifici sovrastanti. In questo caso, è quindi l'uomo che, non valutando correttamente le condizioni geologiche del sottosuolo con ripercussioni sull'abitato (si vedano ad esempio i dissesti sulle murature e pavimentazioni di alcuni edifici di recente costruzione) subisce gli effetti del dissesto.

Al contrario, per quanto riguarda l'abitato di Marcellina è l'uomo stesso che, con l'incauta gestione del territorio, quanto mai attuale, ha creato quelle condizioni per la formazione di zone a rischio *sinkhole*. In particolare per quest'ultima area, i corsi d'acqua a carattere torrentizio, che nascono sui Monti Lucretili da sorgenti poste intorno ai mille metri di quota, dopo un percorso di alcuni chilometri, anche 6-7km, arrivano alle pendici dei rilievi intorno a 180-200 metri di quota. Questi torrenti per decenni non hanno portato acqua, con conseguente intubamento del loro percorso attraverso l'abitato di Marcellina. Nel tempo la ridotta portata dell'acqua, che scorreva nell'alveo naturale al di sotto della tubazione, dopo una pioggia di diversi giorni, può diventare completamente saturo, anche in seguito di un aumento delle precipitazioni e, pertanto, provocare una sovrappressione del corso torrentizio interrato ed intubato nel centro abitato. Un analogo fenomeno, poco fuori Marcellina, Piana di Pozzo Grande, è già avvenuto nel 2001 e potrebbe avvenire in seguito.

Pertanto, in questo studio viene presentata la metodologia microgravimetria che, in alcuni casi integrata a quella geoelettrica, permette di evidenziare le aree riconosciute a possibile rischio *sinkhole* nel sottosuolo e poste alcune considerazioni socio-economiche.

1. INTRODUZIONE

Nel territorio italiano, ed in particolare lungo le aree pedemontane dell'Appennino, i *sinkhole* sono un fenomeno naturale da sempre presenti. Negli ultimi anni l'interesse crescente per le conoscenze del territorio e dei fenomeni geologici ad esse connesse, ha portato ad occuparsi e ad avere competenze sempre maggiori nei confronti di questi fenomeni improvvisi. Infatti, studi specifici, ormai consolidati in altri paesi, sono stati avviati anche in Italia mettendo in evidenza numerose testimonianze di tali fenomeni avvenuti anche in passato. Molto c'è ancora da comprendere per quanto riguarda i meccanismi di formazione dei processi di sprofondamento che avvengono in Italia e come soprattutto questi si possono evolvere nel tempo. Gran parte del territorio italiano, però, sembra appunto essere interessato da tali fenomeni e soprattutto appare evidente che in molti casi è la scarsa conoscenza del territorio e delle condizioni geologiche del sottosuolo, che in alcune parti dell'Italia risultano del tutto carenti, portano a sfruttare in maniera sconsiderato il territorio ed a distruggere l'equilibrio naturale. Questi fenomeni di sfruttamento del territorio, in molti casi, possono accelerare fenomeni di dissesto e nel tempo evolvere in sprofondamenti.

Capire il ruolo che l'uomo ha sull'ambiente circostante e, come esso debba comportarsi per prevenire piuttosto che indurre fenomeni di dissesto, risulta di primaria importanza. Purtroppo una corretta educazione ambientale sul territorio italiano è ancora lungi dall'essere attuata, nonostante gli sforzi fatti da alcuni anni dal Dipartimento della Protezione Civile.

Visto che la genesi e la possibile ricorrenza di tali fenomeni è molto diversificata sul territorio, vengono qui proposti due esempi in Appennino, uno nel Lazio (Marcellina) e l'altro in Abruzzo (Gissi, Chieti) studiati con metodo microgravimetrico, in cui verrà mostrato quanto l'uomo sia responsabile nell'accelerare i dissesti idrogeologici e quanto subisca dalla natura, proprio per la scarsa conoscenza del territorio in cui vive.

Recenti studi (FACCENNA *et al.*, 1993; BONO 1995; COLOMBI 2002; COLOMBI *et al.*, 1999; CARAMANNA 2002; CARAMANNA *et al.*, 2008) hanno messo in evidenza nel Lazio la presenza di numerosi *sinkhole* con caratteristiche geomorfologiche differenziate e con cause differenti di formazione, a seconda delle specifiche condizioni geologiche del sottosuolo e delle rispettive vicende geologiche ad esse ricollegabili (DI FILIPPO *et al.*, 2002a e b).

L'abitato di Marcellina, localizzato nel settore nord-orientale della Campagna Romana, è compreso tra i rilievi carbonatici del Monte Soratte, dei Monti Lucretili-Tiburtini ed il margine settentrionale del Complesso Vulcanico dei Colli Albani, e risulta caratterizzato da una significativa attività tettonica quaternaria e da una certa sismicità (PAGLIUCA *et al.*, 2004; PIRRO & GASPARINI, 2003; GASPARINI *et al.*, 2002; BOSCHI *et al.*, 1995), cui si associano diffuse manifestazioni idrotermali (FACCENNA, 1994).

Durante il periodo di Gennaio-Febbraio 2002 il Comune di Marcellina, situato in provincia di Roma, è stato interessato da un'attività sismica con eventi caratterizzati da modesta entità (M 2.4, *Bollettino Sismico Italiano*, GASPARINI *et al.*, 2001). Questi eventi sismici sono stati avvertiti chiaramente dalla popolazione proprio a causa della loro estrema superficialità, con profondità stimata per i diversi eventi localizzati intorno ai 7km nel corso della quale si verificarono eventi il cui massimo risentimento raggiunse il V-VI° MCS (PAGLIUCA *et al.*, 2004).

Nell'area del paese affiorano terreni calcarei che potrebbero essere soggetti a fenomeni di carsismo ed inoltre, nelle zone circostanti, affiorano rocce carbonatiche caratterizzate da un notevole carsismo; a pochi chilometri di distanza, la mattina del 25 gennaio 2001, nella piana di *Pozzo Grande*, presso Marcellina, si è formata una depressione sub-circolare di circa 40m di diametro e una profondità di circa 15m in parte colmata d'acqua. Mediante gli studi eseguiti nella piana, in prossimità della zona soggetta a sprofondamento, 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.*, 2004); mediante tali studi 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).

Vista la vicinanza delle due aree, quella di Pozzo Grande e l'abitato di Marcellina (figura 3), che presentano però condizioni geologiche simili, si è ritenuto opportuno effettuare una prospezione microgravimetrica per determinare la distribuzione della densità delle rocce e poter individuare e localizzare nel sottosuolo eventuali cavità che potrebbero essere a rischio di crollo. Successivamente sulle aree caratterizzate da bassi valori di densità delle rocce presenti nel sottosuolo dell'abitato, individuate mediante la microgravimetria, sono stati eseguiti stendimenti di tomografie elettriche di controllo.

Per l'abitato di Gissi (Chieti) era stato richiesto un intervento, in quanto, la Caserma del Corpo Forestale dello Stato, di recente costruzione, era stata interessata da alcuni anni

da leggeri dissesti che avevano comportato la formazione di lesioni sia sul pavimento che sulle murature perimetrali e sui tramezzi, limitatamente però al solo piano terra.

In un'area situata ad una cinquantina di metri ad ovest della caserma, si è verificato alcuni anni fa (2000) un modesto sprofondamento imbutiforme causato probabilmente da uno sfornellamento di una cavità ipogea preesistente. Tale fenomeno, dovuto alla dissoluzione di rocce gessose presenti nel sottosuolo è assai diffuso.

In Italia sono poco noti fenomeni di sprofondamento connessi a terreni gessosi, visto la loro alta solubilità in natura e come in superficie si possono manifestare ed evolvere eventuali sprofondamenti. Nei pressi di Ripon, nel nord dello Yorkshire, i fenomeni di sprofondamento sono catastrofici a causa della forte dissoluzione di gessi di età Permiana nel sottosuolo (COOPER 1989; COOPER & WALTHAM 1998). Cooper ha avuto modo di studiare questi fenomeni prima e dopo che si verificassero gli sprofondamenti, mettendo in evidenza prima fenomeni di dissesti molto diversificati seguiti però da improvvisi e violenti collassi (COOPER 1986, 1995, 1996).

2. MARCELLINA, STUDIO INTEGRATO, TOMOGRAFIA ELETTRICA E GRAVIMETRIA

L'abitato di Marcellina, con quote che vanno da 220 a 400 m. s.l.m., è posto ai piedi dei Monti Lucretili. In prossimità e nelle zone circostanti l'abitato sono presenti formazioni di età mesozoica rappresentate dal Calcarea Massiccio del Liass Inf., con le Dolomie del Triass Sup. sovrapposte tettonicamente, formazioni che rientrano nella zona di transizione (MATTEI *et al.*, 1991), su cui sono appoggiati terreni di origine marina, vulcanica e continentale dal Pliocene all'Olocene (SGI 1970a).

Nel centro storico di Marcellina sono state effettuate circa 900 stazioni microgravimetriche con una spaziatura di 20 m l'una dall'altra distribuite su un'area di circa 440000

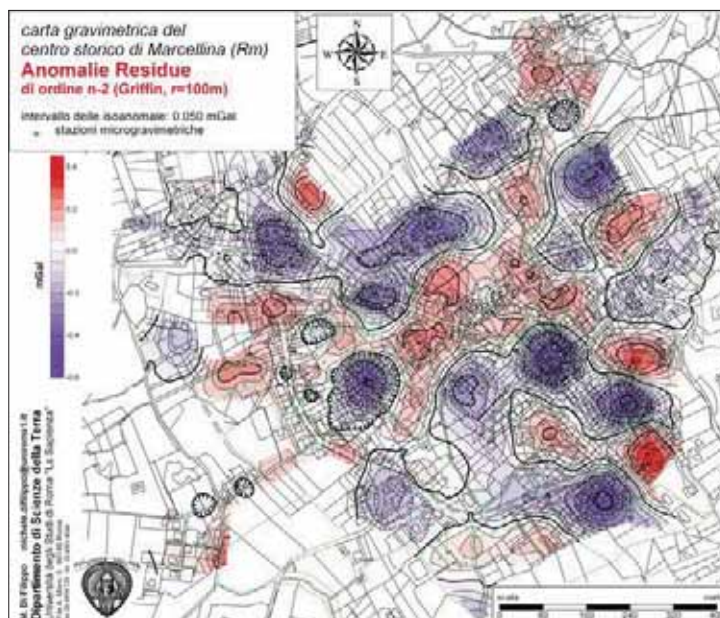


Fig. 1 - Carta gravimetrica del territorio di Marcellina: Anomalie Residue, a fasce di colori con un intervallo delle isanomale di 0.050 mGal.

m^2 (fig. 1, pallini verdi); tale valore permette di evidenziare anomalie indotte da cavità con un raggio di una decina di metri, che potrebbero essere presenti nel sottosuolo. Ai valori della gravità osservata sono state apportate le correzioni standard e realizzate mappe gravimetriche delle Anomalie di Bouguer e Anomalie Residue, elaborate con diversi tipi di filtraggi in modo da evidenziare zone caratterizzate da carenze di massa, imputabili alla presenza di cavità nel sottosuolo e ottenere indicazioni sulle zone a rischio di crollo.

Le Anomalie di Bouguer sono state calcolate utilizzando per la correzione di Bouguer e per la correzione topografica un valore di densità pari a 2.60 g/cm^3 , valore tipico delle rocce carbonatiche dei Monti Lucretili e del substrato geologico dell'area in esame.

Sono state elaborate ulteriori mappe delle anomalie di gravità, effettuando un filtraggio sulle Anomalie Residue di ordine n-1 con il metodo di *Griffin* (GRIFFIN, 1949) e utilizzando un raggio di regionalità pari a 100 e 75 m. I valori dei raggi utilizzati sono stati scelti per filtrare ed esaltare le anomalie indotte da variazioni di densità nel primo centinaio di metri del sottosuolo.

Nella Figura 1, riferita alla carta delle Anomalie Residue n-2 con $r = 100$, sono evidenti numerose aree con minimi gravimetrici circoscritti e di notevole entità. Diversi minimi sono coalescenti tra loro e fanno considerare la presenza di paleoalvei colmi di depositi poco densi.

Il sottosuolo di Marcellina risulta quanto mai eterogeneo per la presenza di formazioni diverse per età e comportamento geofisico, per la loro interazione con le acque della falda e per la presenza di paleomorfologie ormai nascoste.

Per mettere in evidenza la natura dei terreni a bassa densità, ricollegabili ai minimi gravimetrici, si è ritenuto opportuno eseguire anche uno studio di tomografia elettrica. Sono stati realizzate 7 tomografie geoelettriche per una lunghezza complessiva di 1.880 m, nella configurazione Wenner - Schlumberger, con $x=10$ m ed n tra 18 e 32. Nei profili 5, 6, 7 ed in parte nel profilo 3, è stata adottata anche la configurazione dipolo-dipolo. L'ubicazione dei profili è riportata nella figura 2.

I risultati della prospezione microgravimetrica sono stati correlati con quelli ottenuti dalla tomografia elettrica. Ne risulta che le aree di minimo gravimetrico delle Anomalie Residue corrispondono alle zone a minore resistività ($< 40 \text{ ohm}\cdot\text{m}$), al contrario i massimi gravimetrici corrispondono alla presenza di un alto del resistivo ($> 320 \text{ ohm}\cdot\text{m}$).

Ne consegue che i top delle aree ad alta resistività delle tomografie e che corrispondono in superficie ad aree di massimo gravimetrico delle Anomalie Residue, sono l'espressione della presenza a debole profondità delle rocce carbonatiche di età mesozoica che costituiscono il substrato geologico del sottosuolo.

Analogamente gli spessori di aree a bassa resistività delle tomografie corrispondono ad aree di minimo gravimetrico e sono rappresentati da sedimenti clastici, da sabbioso-argillosi a ghiaiosi, a bassa resistività e bassa densità.

Sui modelli di inversione elaborati dalle tomografie è stato riportato, con la traccia rossa marcata il profilo dell'Anomalia Residua di ordine n-2, elaborata con il metodo di *Griffin* (1949) con raggio di regionalità pari a 75 m (fig. 2).

C'è da rimarcare che tutto quanto detto funziona sull'intero abitato di Marcellina, eccetto che per il profilo n. 1 (fig. 2) che corrisponde alla zona di minimo ad est dell'edificio Comune. La mancata corrispondenza tra l'alto del resistivo, a circa una decina di metri di profondità, e il minimo gravimetrico di notevole entità, -1.5mGal , fa ipotizzare la presenza di una cavità vuota, senza acqua, nel sottosuolo. Che poi questa sia di origine

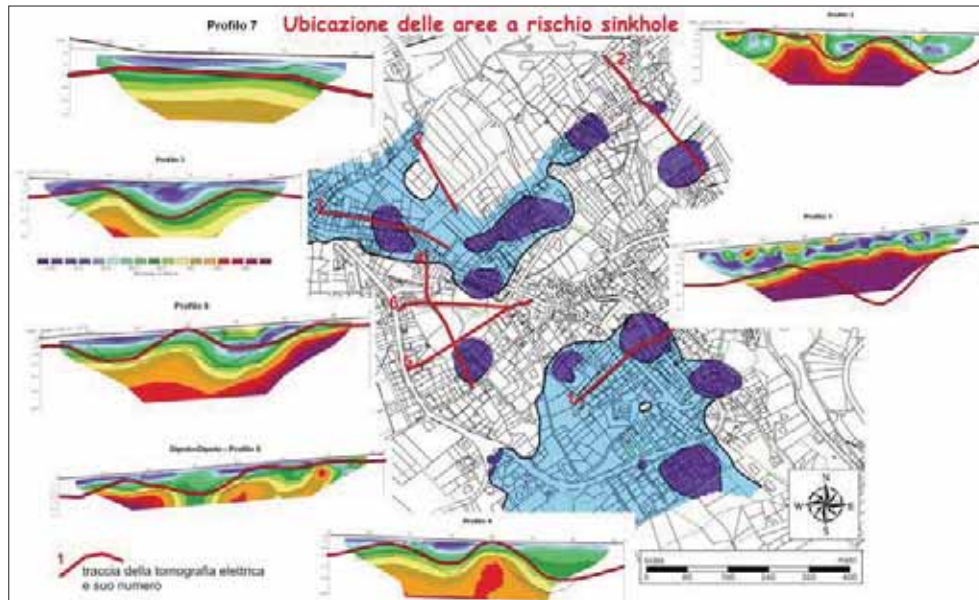


Fig. 2 - Ubicazione delle aree a rischio sinkhole, ottenuta in base alla prospezione microgravimetrica e tomografie elettriche, su ogni tomografia è riportato l'andamento delle Anomalie Residue n-2 ($r=75\text{ m}$) (linea rossa).

naturale e cioè una cavità carsica o sia di origine antropica, una cisterna di età romana, non è possibile discernerlo con i dati a disposizione; sarebbe necessaria una perforazione. Tuttavia anche la presenza di un'altra cisterna a monte di quest'area potrebbe far tendere verso l'ipotesi che sia di origine antropica.

3. CONSIDERAZIONI

Le anomalie di gravità di vario ordine unitamente alle tomografie elettriche effettuate nell'abitato di Marcellina hanno permesso di delineare tali considerazioni:

- è stata individuata un'area con carenza di massa imputabile alla presenza, nel sottosuolo, di una cavità di origine naturale o antropica localizzata a sud-est dell'edificio del Comune;
- sono state delimitate alcune zone caratterizzate dalla presenza nel sottosuolo di sedimenti poco costipati, ad alta permeabilità e tali da poter essere asportati dalle acque del sottosuolo provenienti dai versanti di Monte Alucci, Monte Andrea e Monte Morra.

L'andamento delle isoanomale suggerirebbe la presenza di paleoalvei, nascosti e dimenticati nel sottosuolo di Marcellina, piuttosto che cavità di origine carsica. In queste zone vi sono aree che destano maggior preoccupazione in quanto lo spessore dei terreni sovrapposti al substrato geologico denso di natura carbonatica è piuttosto rilevante.

Con i risultati delle prospezioni e delle modellizzazioni geofisiche sono state delimitate delle aree con propensione al fenomeno *sinkhole*.

Le aree a rischio *sinkhole* sono state evidenziate in blu e in blu più scuro dove il rischio risulta più elevato (fig. 2).



Fig. 3 - Stralcio della tavoletta IGM Foglio 144 Il SE-Palombara Sabina, Scala 1:25.000, è evidenziato il reticolo idrografico presso Marcellina e la Piana di Pozzo Grande.



Fig. 4 - Foto del sinkhole avvenuto in località Piana di Pozzo Grande, gennaio 2001.

Come criterio per individuare e suddividere le aree a rischio *sinkhole* da quelle stabili sono state utilizzate le anomalie gravimetriche residue e la loro correlazione con le tomografie elettriche e da ultimo sono stati controllati tali dati con la modellazione.

I problemi di queste zone a rischio sono duplici:

- la possibilità di uno sprofondamento per asportazione di sedimenti nel sottosuolo da parte delle acque (come già è avvenuto nel 2001, Fig. 3, Fig. 4) e l'eventuale crollo degli edifici soprastanti;
- un maggiore risentimento sia dei terremoti di bassa magnitudo sia dei terremoti con magnitudo più elevata, ma con epicentri lontani a causa dei sedimenti con bassi valori di densità, a cui corrispondono valori relativamente bassi di Vs e quindi con bassa impedenza.

4. Gissi

La successione stratigrafica presente nell'area di indagine a Gissi è di età Messiniana: la litologia è data da alternanze di argille sabbiose sottilmente stratificate con intercalazioni e strati di gesso e superiormente da ammassi di gesso anche cristallino: il potere dissolutivo dell'acqua agisce prevalentemente sui gessi (SGI 1970b). Dal punto di vista strutturale queste formazioni sono sovrapposte tettonicamente sulle argille e argille marnose azzurrognole del Pliocene Inferiore.

I gessi su cui poggia l'abitato di Gissi (fig. 5a), da cui il toponimo, sono stati oggetto di cava sia per scopi edilizi (fig. 5b) sia come materiale litoide (fig. 5c), nonché per la preparazione di malte gessose. L'elevata solubilità dei gessi fa sì che, dove questi sono utilizzati nelle costruzioni e se non sono protetti dall'azione delle acque piovane, possano essere dissolti con grave pregiudizio delle costruzioni stesse.

L'area oggetto della prospezione copre una superficie di circa 10000 m², in cui sono state effettuate 142 stazioni microgravimetriche. Le stazioni sono state distanziate di circa 10 metri. La prospezione è stata estesa alle aree adiacenti la caserma per ottenere dei confronti con la zona dove si è manifestato lo sprofondamento.

Le Anomalie di Bouguer sono state calcolate utilizzando per la piastra e per la correzione topografica un valore di densità costante, 2.2 g/cm³. Questo valore corrisponde alla densità delle formazioni argilloso-sabbiose affioranti ed è stato determinato con metodi statistici (DI FILIPPO *et al.*, 1983)

Le Anomalie Residue di ordine n-1 (fig. 6) evidenziano gli effetti gravimetrici dovuti a variazioni di densità alle profondità che interessano tale studio. Sono presenti alcune zone di massimo gravimetrico, settori 1, 2 e 3 e due zone di minimo gravimetrico, settori 4 e 5. Queste ultime due rappresentano aree con carenza di massa che possono essere causate dalla presenza di due cavità allineate in direzione nord-sud e forse in connessione idraulica. Un lobo dell'anomalia negativa (settore 4) volge verso la parte occidentale della caserma e sembra interessarla parzialmente.

Per determinare in modo quantitativo le variazioni di densità nel sottosuolo evidenziate dai minimi delle Anomalie Residue n-1, sono stati elaborati due modelli gravimetrici bidimensionali, le cui tracce, **A - B** e **C - D** sono riportate in fig. 6.

Il contrasto di densità tra la formazione sabbioso-argillosa del Messiniano (densità 2.2 g/cm³) ed eventuali cavità, utilizzato nella realizzazione del modello **2d**, è stato di -2.2 g/cm³, cioè cavità piene d'aria e di -0.4 g/cm³ per dei terreni allentati (densità 1.8 g/cm³).



Fig. 5 - a) Vista dell'abitato di Gissi; b) uso edilizio dei gessi; c) particolare del materiale litoide.

Per la prima traccia, A-B, è stato elaborato un modello con una cavità vuota fusiforme, con la volta posta ad una decina di metri di profondità.

Per la seconda traccia, C-D, sono stati proposti due modelli costruiti secondo due ipotesi:

- 1 il minimo gravimetrico è causato dalla presenza di una cavità nel sottosuolo con la volta ad una decina di metri di profondità;
- 2 il minimo gravimetrico è dovuto a terreni superficiali a bassa densità [allentati ?].

Nell'uno e nell'altro caso le anomalie di gravità calcolate sui modelli ipotizzati sono concordi con il profilo delle anomalie riscontrate sul terreno. È ovvio che sono necessarie maggiori informazioni sulla stratigrafia del sottosuolo.

5. CONSIDERAZIONI

La prospezione microgravimetrica eseguita a Gissi nell'area della Caserma del Corpo Forestale e nelle aree limitrofe ha fornito un chiaro panorama della localizzazione delle anomalie di gravità, conseguenti alla non omogenea distribuzione di massa e, quindi, delle densità dei terreni del sottosuolo.

L'interpretazione più attendibile delle anomalie negative, settori 4 e 5 della Fig. 6 in aree esterne alla proprietà del Corpo Forestale, è la carenza di massa dovuta alla presenza di due cavità allungate in direzione nord-sud forse in connessione idraulica.

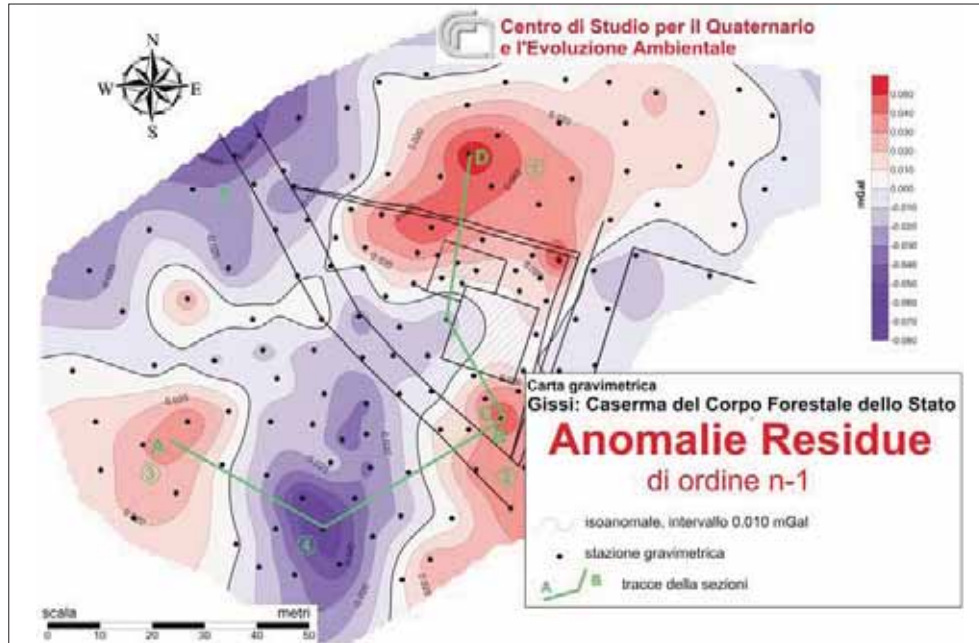


Fig. 6 - Carta gravimetrica del territorio di Gissi: Anomalie Residue con un intervallo delle isoanomale di 0,010 mGal.

Una diramazione dell'anomalia gravimetrica negativa di modesta entità, settore 4 (Fig. 6), interessa parzialmente il lato ovest dell'edificio; con molta probabilità essa rappresenta l'effetto di una cavità nel sottosuolo [sezione C-D, ipotesi 1]

Inoltre, la carta geologica al 100.000 del Servizio Geologico Nazionale e le numerose carte topografiche esistenti, segnalano numerose doline di varie dimensioni, da alcuni metri a decine di metri di diametro nelle zone circostanti. Esse, in generale, sono allineate lungo *talweg* di impluvi o di fossi e costituiscono aree di cattura e di assorbimento delle acque di corruzione superficiale. L'allineamento e la localizzazione dei fenomeni sembra governato da elementi tettonici abbastanza giovani e da sollevamenti recenti quali sovrascorrimenti e faglie che determinano il ringiovanimento delle forme di erosione e dei reticoli fluviali. Tali minimi gravimetrici sembrano disporsi lungo direttrici che ricalcano quelle presenti nell'area.

6. CONCLUSIONI

L'abuso del territorio, senza considerare minimamente le condizioni geologiche del sottosuolo e l'assetto geomorfologico del territorio, comporta un aumento del rischio idrogeologico ed, in alcuni settori, anche l'accelerazione del verificarsi di fenomeni di sprofondamento in centri urbani causati proprio dalla sconsideratezza dell'uomo. Le cause di possibili sprofondamenti in tali aree possono essere differenti a secondo delle specifiche condizioni in cui è ubicato un abitato, ma generalmente, almeno per quanto concerne alcune realtà del territorio italiano, la possibilità in cui possa verificarsi un collasso repentino, può essere ascrivibile a terreni a bassa densità e/o poco costipati e solo subordinatamente alla presenza di rocce facilmente dissolubili e asportabile dal punto di vista chimico.

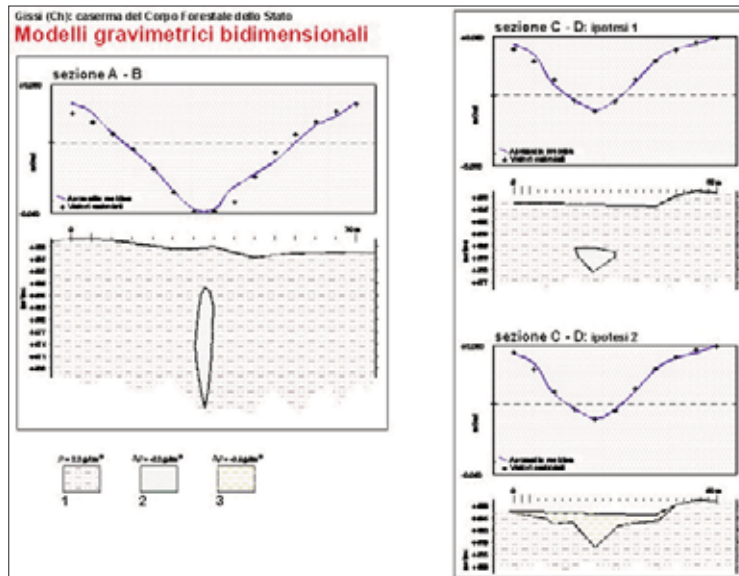


Fig. 7 - Modelli gravimetrici bidimensionali, a) sezione A-B; b) sezione C-D ipotesi 1; c) sezione C-D ipotesi 2.

In questo lavoro, i due casi di studio effettuati nei centri abitati, uno a Marcellina alle porte di Roma, e l'altro a Gissi (Ch), ottenuti mediante il metodo microgravimetrico, hanno permesso di mettere in evidenza la diversa natura della densità delle rocce nell'immediato sottosuolo e pertanto l'individuazione di zone a possibile collasso. Tale studio ha consentito di avere un quadro più chiaro del sottosuolo: nel caso di Marcellina, in alcuni settori dell'abitato, l'andamento delle isoanomalie e dei dati geoelettrici suggerirebbe la presenza di paleovalvei nel sottosuolo. La natura di queste zone anomale è stata successivamente confermata dai risultati di sondaggi effettuati in corrispondenza delle zone più critiche. In queste zone, vi sono aree che destano maggior preoccupazione in quanto lo spessore dei terreni sovrapposti al substrato geologico, più denso di natura carbonatica, è piuttosto rilevante e presentano densità molto basse. Inoltre, le anomalie interpretate come paleovalvei interrati sono la naturale prosecuzione in profondità, in corrispondenza dell'abitato di Marcellina dei torrenti individuati nell'area circostante l'abitato stesso (fig. 3).

La veloce antropizzazione in questa parte della Campagna Romana negli ultimi decenni, come del resto in altre parti d'Italia, ha portato alla trasformazione e alla denaturalizzazione del territorio senza considerare minimamente le conseguenze che avrebbero generato le incaute carenze di informazioni del territorio. Un primo segnale di questo disequilibrio è avvenuto proprio a Pozzo Grande; la sconsideratezza dell'uomo potrà portare al ripetersi di tali fenomeni, in quanto le condizioni di sprofondamento persistono e i processi di edificazione continuano sempre più incessanti.

Nel caso di Gissi, invece, la presenza di orizzonti evaporitici, facilmente dissolubili dall'acqua, potrebbero evolvere nel tempo e giungere a fasi più mature, come evidenziato in alcuni settori. Infatti, la microgravimetria ha messo in evidenza la presenza di anomalie imputabili a carenza di massa dovuta alla presenza di due cavità, forse in connessione

idraulica, che potrebbero evolvere pertanto in crolli. Qui gli effetti di dissesto legato ad una non corretta valutazione delle condizioni geologiche del sottosuolo, che possono ripercuotersi sull'abitato (si vedano i dissesti sulle murature e pavimentazioni di edifici di recente costruzione) è invece strettamente correlato al decorso che la natura ha nel tempo.

BIBLIOGRAFIA

- ARGENTIERI A., LORETELLI S., VECCHIA P., SCIARRA P. (2004) - *Il ruolo del Servizio Geologico della Provincia di Roma nel governo del territorio: il caso del sinkhole di Marcellina (Roma)*, Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di Sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Roma, 20 - 21 Maggio 2004, 93-108.
- 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.
- BOLLETTINO SISMICO ITALIANO, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, <http://bollettino-sismico.rm.ingv.it/>
- BONO P. (1995) - *The sinkhole of Doganella (Pontina Plain, central Italy)*, *Environmental Geology*, 26, 48-52.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPARINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G., VALENSISE L. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*, ING-SGA, Bologna, 977.
- CARAMANNA G. (2002): I laghetti sorgivi delle Acque Albule, in: Giardini M. (a cura di) *Atti del Convegno sul tema : Il Travertino. Aspetti naturalistici e sfruttamento industriale all'inizio del terzo millennio*, Amm. Prov. di Roma, Tivoli, 33-43.
- CARAMANNA G., CIOTOLI G., NISIO S. (2008): A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas. *Nat Hazards* 45, 145-172.
- COLOMBI A. (2002) - *Sinkhole nel Lazio: nuovi orizzonti?*, O.G.L., Latina. 14-16.
- COLOMBI A., SALVATI R., CAPELLI G., COLASANTO F., CRESCENZI R., MAZZA R., MELONI F., E ORAZI A. (1999) - *Problematiche da sprofondamento catastrofico nelle aree di pianura della Regione Lazio. Progetto Sinkhole del Lazio*, "Convegno sulle aree di pianura", Ferrara 6-9 Nov., [poster].
- COOPER A.H. (1986) - *Foundered strata and subsidence resulting from the dissolution of Permian gypsum in the Ripon and Bedale areas, North Yorkshire*. In: Harwood, G.M., Smith, D.B. (Eds.), *The English Zechstein and Related Topics*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 22. Blackwell, Oxford, 127 - 139.
- COOPER A.H (1989) - *Airborne multispectral scanning of subsidence caused by Permian gypsum dissolution at Ripon, North Yorkshire*. *Quarterly Journal of Engineering Geology, London*, 22, 219-229.
- COOPER A.H. (1995) - *Subsidence hazards due to the dissolution of Permian gypsum in England: investigation and remediation*. In: Beck, F.B. (Ed.), *Karst Geohazards: Engineering and Environmental Problems in Karst Terrane*. Proceedings of the Fifth Multi-

- disciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst Gatlinburg/Tennessee/ 2 -5 April. A.A. Balkema, Rotterdam, 23-29, 581 pp.
- COOPER A.H. (1996) - *Gypsum: geology, quarrying, mining and geological hazards in the Chellaston area of South Derbyshire*. British Geological Survey Technical Report WA/96/30.
- COOPER A.H & WALTHAM A. C. (1998) - *Subsidence caused by Permian gypsum dissolution at Ripon, North Yorkshire*. Quarterly Journal of Engineering Geology, London, 32, 305-310.
- DI FILIPPO M., D'OFFIZI F., TORO B. (1983) - *Determinazione della densità di alcune formazioni della Toscana meridionale con metodi gravimetrici*. Atti del II Convegno del G.N.G.T.S., 473-481.
- DI FILIPPO M., NOLASCO F., RIZZO S., TORO B. (2002a) - *Indagini geofisiche per l'individuazione di aree a rischio sinkhole nella Piana di San Vittorino (RI)*. Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di Sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", Roma, 20 - 21 Maggio 2004, 389-398.
- DI FILIPPO M., NOLASCO F., TORO B. (2002b) - *Gli Altopiani di Arcinazzo: un'area a rischio sinkhole*. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di Sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", Roma, 20 - 21 Maggio 2004, 399-406.
- FACCENNA 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.
- FACCENNA C., FLORINDO F., FUNICIELLO R., LOMBARDI S. (1993): *Tectonic setting and sinkhole features: Case the nature from western central Italy*, Quaternary Proceedings, 3, 47-56.
- GASPARINI C., DI MARO R., PAGLIUCA M.N., PIRRO M., MARCHETTI A. (2002) - *Recent seismicity of the Acque Albule travertine basin*. Annals of Geophysics, **45**, 537-550.
- 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.
- GRIFFIN W. R. (1949) - *Residual gravity in theory and practice*. *Geophysics*, **14**, 39-56.
- IGM (1948) - *Foglio 144 Il SE-Palombara Sabina*, Scala 1:25.000 (1948).
- MATTEI M., R. FUNICIELLO, KISSEL C., LAJ C. (1991) - *Rotazioni di blocchi neogenici nell'Appennino Centrale: analisi paleo magnetiche e di anisotropia della suscettività magnetica*. Studi Geol. Camerti, Vol. Sp. (1991/92), CROP 11, 221-231.
- PAGLIUCA N.M., PIRRO M., GASPARINI C., DI MARO R., COLINI L. (2004) - *Seismicity related to cover collapse located along Tyrrhenian side of the Apennines, central Italy*. XXXII Congress Geologist, Florence, 21-28 August, (poster), 69.
- PIRRO M., GASPARINI C. (2003) - *Morfologie e sismicità del Pre-Appennino Laziale*. Atti del 21° Convegno Nazionale GNGTS CNR, Roma 19-21 Novembre 2002, in CD rom, 9.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970a) - *Carta Geologica d'Italia (scala 1:100.000)- Foglio 144 Palombara Sabina*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970b) - *Carta Geologica d'Italia (scala 1:100.000)- Foglio 148 Gissi*.

IL BACINO DELLE ACQUE ALBULE, SINKHOLES E ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

di Di Nezza M.¹, Cecchini F.², Margottini S.², Di Filippo M.¹

ABSTRACT

Systematic analyses of the tectonic structures of the Plio-Pleistocene units and Meso-Cenozoic deposits of the Acque Albule Basin, 10km East of Rome between Mount Soratte, Cornicolani Mts. and Lucretili Mts. in central Italy, show a complex tectonic framework. A gravity survey was carried out to identify the geological and structural features of the basin. Gravity anomalies have been used for the construction of a 3D model of the area, and gravity data for the construction of Bouguer and residual anomaly maps. These data, together with geological surface data, allowed for the understanding of the Plio-quaternary tectonic setting of the basin. The trend of anomalies, around the two relative gravity lows. Here, two relative gravity lows are separated by a wide saddle, located near the Casale Battisti (Guidonia).

This plain are characterized by the presence of some collapse phenomena of different types and/or origins. The majority of these collapses are aligned along regional master and seismogenetic faults.

Over the last 10 years several collapse phenomena risk area have been detected by microgravity survey in Acque Albule plain areas. In this paper only Lago delle Tartare is considered. Both microgravity and seismic tomography data have been proposed in order to better understand the underground geological features of the morphological depression.

RIASSUNTO

L'individuazione di aree a rischio *sinkhole*, utilizzando la microgravimetria, ha interessato il bacino delle Acque Albule già dal 2001 per l'abitato di Guidonia e Collefiorito e successivamente l'area di Bagni di Tivoli e di Villalba (2005). Nel periodo 2006-2008 sono stati realizzati alcuni interventi microgravimetrici in zone più sensibili quali Borgata Massicci, Villanova e Lago delle Tartare. In alcune zone sono state rinvenuti e segnalati minimi gravimetrici ascrivibili a possibili cavità nel sottosuolo. Inoltre, nel caso di Bagni di Tivoli e Villalba, oltre alla microgravimetria, sono stati effettuati anche rilievi sismici e prospezioni geoelettriche.

I dati microgravimetrici sono stati integrati con tutte le stazioni gravimetriche effettuate sull'intera area del bacino, dal Fiume Aniene fino ai rilievi carbonatici meso-cenozoici dei Cornicolani e dei Lucretili. Il dettaglio raggiunto dalla microgravimetria integrata agli altri metodi geofisici, ha permesso di delineare il quadro strutturale del bacino delle Acque Albule che appare notevolmente differenziato da zona a zona, portando nuovi contributi alla conoscenza geologico-strutturale e idrogeologica di questa parte della Campagna

1 Dipartimento di Scienze della Terra, Università "Sapienza" di Roma

2 Geologo, Libero professionista, Roma

Romana, nonché all'evoluzione ambientale nel corso degli ultimi millenni. Proprio quest'evoluzione repentina degli ultimi millenni contribuisce a diversificare le condizioni geologiche nell'immediato sottosuolo per i diversi settori del bacino, portando in alcuni casi a vistosi dissesti come nel caso di Bagni di Tivoli.

1. INTRODUZIONE

Il Bacino delle Acque Albule presenta un'estensione areale complessiva di circa 45 km² di forma ovale e con una lunghezza dell'asse maggiore di circa 9 km. Dal punto di vista morfologico è un'area pianeggiante, nella bassa Valle del Fiume Aniene, depressa rispetto ai rilievi adiacenti, circondata da dorsali carbonatici dei Monti Cornicolani a nord, dei Lucretili-Tiburtini ad est e dai rilievi vulcanici del Distretto Vulcanico dei Colli Albani a sud. I Monti Cornicolani rappresentano la propaggine più occidentale del settore dell'appenninico laziale e sono costituiti prevalentemente da calcari del Lias inferiore e, in minor misura, da analoghi sedimenti del Lias medio-Cretacico medio. I sedimenti carbonatici che, nella successione stratigrafica, seguono il "Calcare Massiccio" di "paleopiattaforma" epicontinentale (CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978), hanno potenze modeste e si sono depositi da Est ad Ovest in tempi sempre più recenti con un arresto durante il Cenomaniano inferiore (SEGRE, 1948; CHIOCCHINI *et al.*, 1979).

I Monti Lucretili-Tiburtini sono rappresentati da una tipica facies Sabina (COSENTINO & PAROTTO, 1986) rappresentati da successioni stratigrafiche che vanno dal Lias Inferiore fino al Miocene Medio.

Nella parte settentrionale il Bacino delle Acque Albule è circondato da depositi sedimentari del Pliocene e Pleistocene; tali depositi sono costituiti da sequenze argillose del Pliocene Medio, mentre nel settore NNE si osservano termini clastici eterogenei (sabbie, limi, argille) del Pleistocene inferiore.

Il margine meridionale è contornato da depositi piroclastici che si incontrano anche nel settore occidentale e nord-orientale e sono rappresentate dalla I e II colata piroclastica del Tuscolano Artemisio (DE RITA *et al.*, 1988), o, come viene definito da altri autori, rispettivamente come Tufo Pisolitico e "Pozzolanelle rosse" o "Pozzolanelle di S. Paolo" (FORNASERI *et al.*, 1963), o per la I colata Tufo Pisolitico Trigoria (KARNER *et al.*, 2001), Unità Trigoria - Tor de' Cenci (PALLADINO *et al.*, 2001).

In seguito e contemporaneamente all'attività vulcanica, sulla riva destra della bassa valle dell'Aniene, a partire da circa 165 ka (FACCENNA *et al.*, 1994), ebbe modo di impostarsi il Bacino travertinoso delle Acque Albule. Lo spessore massimo raggiunto dai depositi travertinosi supera di poco i 100 metri (LA CHIOMA, 1999), osservato in prossimità di Bagni di Tivoli in un sondaggio geo-meccanico.

L'area è caratterizzata da motivi tettonici di estensione sia locale che regionale con la presenza di tre sistemi di faglie subverticali con direzione NW-SE, NE-SW, N-S associati a quattro fasi deformative principali, legate sia a tettonica compressiva che distensiva (MATTEI *et al.*, 1986).

Le prime osservazioni di tipo geologico che hanno interessato tale bacino porta a ritenere che esso si sia formato in seguito ad un sollevamento in blocco della struttura, che ha interrotto la deposizione del travertino e, il conseguente approfondimento del reticolo idrografico ha fatto sì che le acque calcareo-solfidriche risalenti dal sottosuolo esercitino la loro azione incrostante prevalentemente in ambiente ipogeo, contrastando la formazione delle citate cavità nel substrato travertinoso (MAXIA, 1950, 1948).

Secondo l'interpretazione più recente, l'impostazione del bacino venne favorita da un sistema tettonico di tipo pull-apart [Kearey, 1990] governato da faglie trascorrenti destre [FACCENNA *et al.*, 1994; MARRA *et al.*, 2004] con direzione N-S che a seguito della loro dinamica crearono delle zone di subsidenza bordate da faglie dirette.

Dall'insieme dei dati e delle conoscenze acquisite nel corso di studi e ricerche effettuati nel tempo, di quest'area si sa che tale zona del preappennino laziale è caratterizzata da diversi fenomeni di sprofondamento le cui caratteristiche morfologiche ed idrochimiche lasciano ipotizzare di essere anche in presenza di un fenomeno di ipercarsismo geotermico molto spinto [CARAMANNA & GARY 2004].

L'area è interessata dalla formazione di una serie di *sinkhole* nella lente di travertino che caratterizza la piana di Tivoli. Due di questi, Lago Regina e Lago Colonnelle, sono le sorgenti delle Acque Albule, gli altri sono noti come Lago Regina e Lago di S. Giovanni.

Ancora però poco si conosce sull'andamento geologico e strutturale profondo e sugli spessori delle diverse formazioni geologiche che colmano tale bacino.

Studi gravimetrici precedenti mostrano una serie continua di massimi gravimetrici allungati in direzione appenninica, partendo da Perugia per poi terminare nel settore meridionale con la struttura Monte Soratte – Monti Cornicolani. Elemento rilevante è costituito dalla fascia di isoanomale, ad elevato gradiente e decremento della gravità, che borda il lato orientale della struttura Monte Soratte – Monti Cornicolani; è interessante notare come tale struttura non sia continua, ma l'asse gravimetrico positivo della "Dorsale Tiberina" risulta essere interrotto da un lineamento gravimetrico pressoché meridiano. Tale discontinuità divide in due la struttura del Monte Soratte e Monti Cornolani e può essere imputata ad una zona di taglio con direzione N-S con movimento trascorrente [DI FILIPPO *et al.*, 1992].

Per quanto riguarda il rilievo dell'area del bacino [MAINO & MOTTA 1968; MAINO *et al.*, 1969; DI FILIPPO & TORO, 1982], a causa della bassa densità di distribuzione delle misure gravimetriche (1 stazione ogni 2 km²), la carta delle Anomalie di Bouguer mostra una blanda incurvatura delle isoanomale, che sembra riferirsi alla prosecuzione, al di sotto del bacino delle Acque Albule, della struttura carbonatica dei Monti Cornicolani.

Uno studio gravimetrico eseguito in quest'area negli ultimi anni ha consentito di acquisire oltre 3000 nuove stazioni gravimetriche permettendo di osservare la possibile geometria di tale bacino e, pertanto, di identificare i possibili motivi strutturali sepolti.

Inoltre, nel corso dell'ultimo decennio sono state eseguite una serie di prospezioni microgravimetriche in diverse zone del bacino proprio per identificare eventuali aree a rischio *sinkhole*; viene qui proposta quella eseguita presso Lago delle Tartare, in quanto tale depressione, ancora poco studiata, sembra discostarsi per genesi dagli altri laghetti presenti nella piana. Infatti, il Lago delle Tartare e il Lago dell'Inferno sono stati drenati con gli interventi di bonifica della fine dell'800. Uno studio effettuato mediante metodo SAR relativi al periodo 1992-2000 [SALVI *et al.*, 2004], indicano, proprio in corrispondenza del Lago delle Tartare, una forte velocità di subsidenza, con un punto dove si riconosce una velocità di -15.5 mm/anno e un'altro, 40 m all'esterno del bordo del bacino, con velocità di -4.4 mm/anno.

2. PROSPEZIONE GRAVIMETRICA DEL BACINO DELLE ACQUE ALBULE

La carta delle Anomalie di Bouguer è stata ottenuta applicando le correzioni classiche [Faye, Bouguer e topografica, calcolata fino a 29 km] con una densità media di 2,6 g/cm³ desunta con i soli dati gravimetrici, cioè con l'elaborazione statistica di quote e anomalie

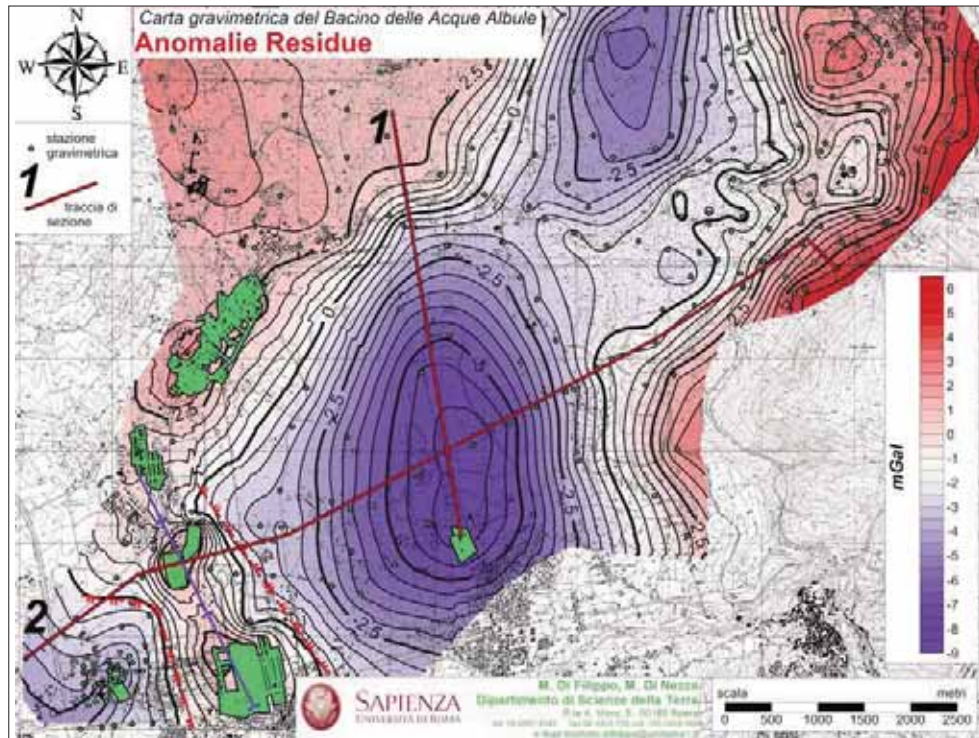


Fig. 1 - Carta gravimetrica del Bacino delle Acque Albule: Anomalie Residue Residue di ordine n-1, intervallo delle isoanomale di 0.500 mGal.

di gravità, una volta detratto il Campo Regionale del I ordine (DI FILIPPO *et al.*, 1983). La mappa delle Anomalie di Bouguer ottenuta con oltre 3000 nuove stazioni di misura, comprende un campo di valori che va da +25 mGal a +15 mGal con un decremento NE - SW dei valori delle isoanomale, in accordo con quello dei precedenti lavori (MAINO & MOTTA 1968; MAINO *et al.*, 1969; DI FILIPPO & TORO, 1982).

Dalla mappa delle Anomalie di Bouguer sono state ottenute le Anomalie Residue n-1 (Fig. 1), utilizzando il metodo di filtraggio nell'ambito del processo di separazione regionale-residua. Tale carta è stata ottenuta approssimando il campo regionale con un polinomio del I ordine, e quindi eliminando il contributo gravimetrico dei corpi geologici posti a maggior profondità; essa ha permesso di delineare un quadro geologico-strutturale caratterizzato dall'estrema eterogeneità, in termini geometrici, spaziali e di densità, delle formazioni presenti nell'area.

I valori delle Anomalie Residue, tracciati con un intervallo di 0.5 mGal, coprono un campo di variazione da un minimo di - 6 mGal ad un massimo di + 6 mGal, raggiungendo i valori più bassi nella parte centrale del bacino e quelli più alti ai margini. Dalla forma e dall'allungamento delle isoanomale che delimitano le zone di minimo, il bacino può essere diviso in due aree: quella nord orientale dove le isoanomale hanno un andamento ellittico con un asse allungato in direzione NNE-SSW, il cui gradiente di gravità orizzontale diminuisce molto dolcemente nella parte centrale ad indicare un moderato approfondimento del substrato geologico; un'altra zona di minimo a sud dove i valori delle isoanomale raggiun-

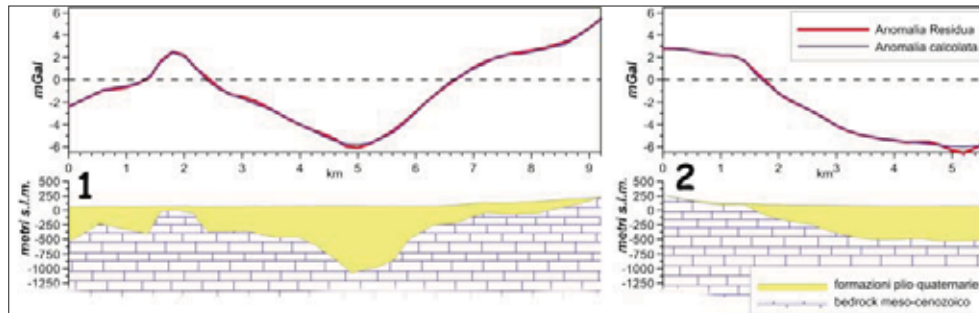


Fig. 2 - Modelli gravimetrici bidimensionali del Bacino delle Acque Albule, sezioni 1 e 2.

gono i maggiori valori negativi e l'asse di allungamento è prevalentemente N-S, sempre con valori del gradiente di gravità orizzontale che diminuisce molto dolcemente nella parte centrale. Questi due minimi relativi di gravità sono divisi da una sella a nord-est di Guidonia, presso Casale Battisti.

E' da notare che le inflessioni delle isoanomale viste nei precedenti lavori gravimetrici [MAINO & MOTTA 1968; MAINO *et al.*, 1969] tendono a scomparire, mentre i valori positivi che caratterizzano i Monti Cornicolani, proseguono ad ovest di Guidonia per culminare in corrispondenza di Tivoli. Ciò indica che l'asse gravimetrico positivo Monte Soratte - Monti Cornicolani continua non al di sotto del bacino delle Acque Albule, ma lo delimita nel suo settore occidentale. Inoltre, i modelli gravimetrici bidimensionali effettuati lungo le tracce 1 e 2 indicate nella Fig. 2, mostrano che proprio in corrispondenza di Tivoli il substrato geologico, a cui è stato attribuita una densità media di $2.6\text{g}/\text{cm}^3$, si incontra a minor profondità, e che la profondità massima raggiunta dai sedimenti che colmano il bacino a [densità media di $2.0\text{g}/\text{cm}^3$] è di circa 800 metri.

E' possibile notare la morfologia molto articolata del substrato geologico, su cui vengono a collocarsi i terreni a bassa densità, raggiungendo spessori variabili da zona a zona.

In particolare, nella zona centrale del minimo gravimetrico meridionale, è stata eseguita una prospezione microgravimetrica di dettaglio che ha permesso di acquisire circa 180 stazioni scelta una con una spaziatura tra le misure di circa 10 m.

I valori e l'andamento delle isoanomale del forte minimo gravimetrico individuato, si accorda con quello della prospezione gravimetrica vista sopra. Per mettere in evidenza la natura dei corpi geologici posti a modesta profondità, responsabili di questo minimo, è stato eseguito un profilo gravimetrico a cui è stato fatto coincidere anche una traccia della tomografia sismica.

Dall'interpretazione congiunta delle due metodologie si osserva che in corrispondenza dei valori più bassi di gravità corrispondono anche gli spessori maggiori dei terreni a basse velocità di attraversamento.

3. CONSIDERAZIONI E CONCLUSIONI

Questo nuovo studio gravimetrico eseguito all'interno di tutto il bacino delle Acque Albule, ha consentito di ottenere una nuova carta gravimetrica molto più dettagliata per l'intera area. La cosa che appare più evidente è che la prosecuzione della struttura carbonatica dei calcari del Lias, che rappresentano il corpo geologico principale dei Monti Cornicolani,

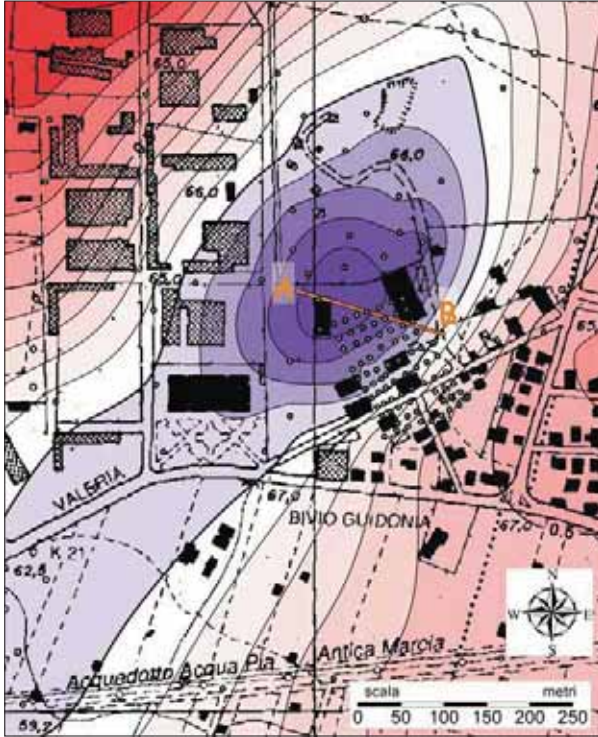


Fig. 3 - Lago delle Tartare, carta gravimetriche: Anomalie Residue.

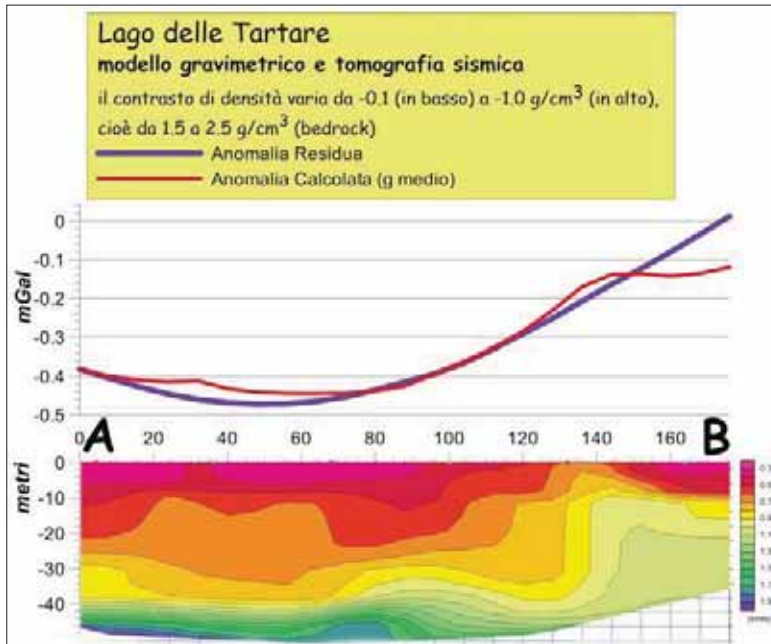


Fig. 4 - Modello gravimetrico bidimensionale e tomografia sismica del Lago delle Tartare.

non prosegue al di sotto del bacino, ma tale struttura tende ad allungarsi sul settore ad ovest del bacino, al di sotto dell'abitato di Tivoli. Inoltre, il bacino delle Acque Albule risulta suddiviso in due settori da una soglia uno settentrionale ed uno meridionale. Dall'andamento delle anomalie, quindi si identificano due bacini entrambi rappresentati da una graduale diminuzione del substrato geologico, raggiungendo profondità massimi di 800m dalla superficie topografica in quello meridionale.

E' proprio in questo settore che viene a collocarsi il Lago delle Tartare; il rilievo microgravimetrico di dettaglio, effettuato per questa depressione, mostra che il forte minimo gravimetrico osservato è imputabile a terreni a bassa - bassissima densità che lo colmano, ciò trova conferma anche dalle bassissime velocità osservate nella tomografia sismica mostrano. Quindi la genesi di questa depressione non potrebbe essere imputata ad un'origine carsica, in quanto né la gravimetria né la sismica indica la presenza di possibili cavità nell'immediato sottosuolo, ma piuttosto in questa zona del bacino si osservano forti spessori di terreni caratterizzati da bassi valori di densità a cui corrispondono valori relativamente bassi di Vs e quindi una bassa impedenza.

BIBLIOGRAFIA

- AMADEI G., MAINO A., MOTTA A. [1953] - *Rilevamento gravimetrico della basse Valle dell'Aniene*. Boll. Serv. Geol., **74**, 34-45.
- CARAMANNA G., GARY M. [2004] - *Applicazione di Metodologie di immersione scientifica e ROV (Remote, Operated, Vehicle) nello studio geologico comparato dei due sinkholes allagati più profondi del pianeta: Pozzo del Merro (Lazio, Italia Centrale), El zacaton (Tamaulipas, Messico)*. Atti Convegno Nazionale "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", Ed. IGER, Roma, 167-178.
- CHIOCCHINI M., MANCINELLI A. [1978] - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). III. Correlazioni tra le facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretaceo inferiore*. Studi Geologici Camerti **4**.
- CHIOCCHINI M., MANGANELLI V., PANNUZZI L. [1979] - *Ricerche geologiche sul Mesozoico della Sabina (Lazio). I Monti Cornicolani*. Boll. Serv. Geol. d'Italia **100**, 235-264.
- COSENTINO D., PAROTTO M. [1986] - *Assetto strutturale dei Monti Lucretili settentrionali (Sabina): nuovi dati e schema tettonico preliminare*. Geol. Romana, **24**, 73-90.
- DE RITA D., FUNICIELLO R., PAROTTO M. [1988]: *Carta Geologica del Complesso Vulcanico dei Colli Albani (Vulcano Laziale)*. Scala 1:50.000. C.N.R., P.F.G. Roma: Gruppo Nazionale per la Vulcanologia.
- DI FILIPPO M., TORO B. [1982]: *Lazio: Anomalie di Bouguer e Campo Regionale del I ordine*. Rend. Soc. Geol. It., **5**, 27-28.
- DI FILIPPO M., D'OFFIZI F., TORO B. [1983] - *Determinazione della densità di alcune formazioni della Toscana meridionale con metodi gravimetrici*. Atti del II Convegno del G.N.G.T.S., 473-481.
- DI FILIPPO M., RUSPANDINI T., TORO B. [1992] - *Evidenze di zone di taglio N-S in Sabina Meridionale*. Studi Geol. Camerti. Vol. spec. [1991/92], CROP 11, 67-71.
- FACCENNA C., FUNICIELLO R., MONTONE P., PAROTTO M., VOLTAGGIO M., [1994] - *Late pleistocene strike in the Acque Albule basin (Tivoli, Latium)*. Mem. Carta Geol. d'It., XLIV, Roma, 12
- FORNASERI M., SCHERILLO A., VENTRIGLIA U. [1963] - *La regione vulcanica dei Colli Albani*.

- Vulcano Laziale*. Ed. CNR, Centro di Mineralogia e Petrografia presso l'Università di Roma, Roma, 283-335.
- KARNER D.B., MARRA F., RENNE P.R. (2001) - *The history of the Monti Sabatini and Alban Hills volcanoes: groundwork for assessing volcanic-tectonic hazards for Rome*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **107**, 185–219.
- KEAREY P., FREDERIK J.V. (1990) - *Global Tectonics*' London, 245.
- LA CHIOMA A., DI NARDO G., FERRANTI N., PASTORI P., (1999) - *Studi e ricerche finalizzate alla riduzione dell'impatto ambientale delle attività estrattive nel Comune di Tivoli e aree limitorfe*. (in CD rom).
- MATTEI M., MONTONE P., SALVINI F. (1986) - *Analisi strutturale dei rilievi del margine appenninico intorno a Tivoli (Roma)*. Mem. Soc. Geol. It. **35**, 579-589.
- MAINO A., MOTTA A. (1968): Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1:100.000. F° 150 "Roma". *Serv. Geol. d'It.*, Roma.
- MAINO A., MOTTA A., SEGRE A.G. (1969): *Considerazioni sui rapporti tra gravimetria e geomorfologia per il F° 150 Roma [Vulcano Laziale] della carta d'Italia al 100.000 dell'I.G.M.*. Boll. Geod. Sc.Aff., Anno XXVIII, **2**, 173-188.
- MARRA F., MONTONE P., PIRRO M., BOSCHI E. (2004) - *Evidence of tectonics on Roman aqueduct system (II-III century A.D.) near Rome, Italy*, Journal of Structural Geology, (4), 679-690.
- MAXIA C. (1950). *Il Bacino delle Acque Albule*. Contributi di Scienze Geologiche, CNR, Roma, Anno 20.
- MAXIA C. (1948) *Studi geologici sui Monti Cornicolani (Lazio)*. La Ric. Sc. **18** Roma, 397-399
- PALLADINO D. M., GAETA M., MARRA F. (2001): *A large K-foiditic hydromagmatic eruption from the early activity of the Alban Hills Volcanic District, Italy*. Bull. Volcanol., **63**, 345–359, DOI 10.1007/s004450100150.
- SALVI S., PIRRO M., GASPARINI C., STRAMONDO S., PAGLIUCA M. N., ATZORI S., COLINI L., TOLOMEI C., DOUMAZ F., FERRETTI A., ALLIEVI J. (2004) - *Le Deformazioni del suolo ricavate da dati satellitari in un settore a rischio sinkhole del Bacino delle Acque Albule (Lazio)*. Atti Convegno Nazionale "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", Ed. IGER, Roma, 623-632.
- SEGRE A.G. (1948) - *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio*. Ist. Geogr. Dell'Univ, XI, 239, Roma.

IL SINKHOLE DI MASSERIA FORTE DI MORELLO (PROV. LECCE, PUGLIA)

di Festa V.¹, Fiore A.^{2,3}, Parise M.⁴ & Quarta G.⁵

ABSTRACT

Salento, the southernmost part of Apulia Region, presents widespread sinkhole phenomena, of variable typology and state of activity, which affect all the carbonate rocks cropping out in the area, from the Cretaceous limestone representing the local bedrock, to the Oligocene, Miocene and Plio-Pleistocene calcarenite, up to the middle-upper Pleistocene terraced marine deposits. Sinkholes are locally the main landform of Salento, especially along the low shorelines on both the Adriatic and Ionian seashores. This work describes the geological, geomorphological and structural features of the Masseria Forte di Morello sinkhole, located a few kilometers north of Lecce. Circular in shape, it is a well-defined, some-mt-deep sinkhole, comprised within a larger depression, which extends for some hundreds of square meters. Topographic surveys enabled to have a detailed reconstruction of the area, and to perform topographic and geologic profiles. The preliminary analysis of geo-structural data suggests that the sinkhole originated along a fragile tectonic zone, where a normal fault, dipping to the NE and active in Quaternary age, is present. The sinkhole has also been analyzed by means of historical documents (aerial photographs, topographic maps, orthophotos) that were useful in reconstructing the recent evolution of the area, even in relation to anthropogenic activities. The overall analysis allowed to identify five phases in the evolution of the sinkhole, three of which occurred in the last decades.

RIASSUNTO

Il Salento, porzione più meridionale della Regione Puglia, presenta numerosi casi di *sinkhole*, di genesi estremamente varia, che si sviluppano in pressochè tutte le litologie carbonatiche affioranti, dai calcari cretacei che costituiscono il substrato dell'area, alle calcareniti oligoceniche, mioceniche e plio-pleistoceniche, sino, infine, ai depositi marini terrazzati del Pleistocene medio-superiore. La notevole diffusione di tali fenomeni, in particolare lungo le fasce costiere, fa sì che in alcuni settori i *sinkhole* costituiscano la principale forma del paesaggio carsico salentino. In questo lavoro si descrivono le caratteristiche geologiche, morfologiche e strutturali del *sinkhole* di Masseria Forte di Morello, ubicato lungo la Strada Provinciale Lecce - Torre Chianca. Sviluppato in calcareniti in facies di *open shelf*, è caratterizzato da un abbassamento del suolo che ha determinato

1 Dip. Geomineralogico, Università di Bari

2 Autorità di Bacino della Puglia

3 Università degli Studi della Basilicata

4 CNR-IRPI, Bari; m.parise@ba.irpi.cnr.it

5 Via Boccaccio 46, Lecce

la formazione di un'ampia area depressa, estesa diverse centinaia di m² e profonda alcuni metri. I principali caratteri descrittivi e morfometrici del *sinkhole* sono stati dedotti mediante appositi rilievi topografici, che hanno consentito di delimitare la depressione in esame e di operare una serie di sezioni topografiche. Dal punto di vista geologico-strutturale, i dati geologici di letteratura suggeriscono che questo *sinkhole* possa essersi impostato lungo una zona di disturbo tettonico fragile determinata da una faglia estensionale immergente verso NE e attiva durante il Quaternario. Si presentano inoltre in questa sede i risultati di ricerche storiche, finalizzate all'individuazione dell'epoca di formazione del *sinkhole*, ed alla sua successiva evoluzione, condotte mediante analisi storiche ed archivistiche ed interpretazione multi-temporale di fotografie aeree ed ortofoto. Tali ricerche hanno consentito di delineare almeno cinque fasi evolutive nello sviluppo del *sinkhole*, tre delle quali riconducibili ad epoca recente.

1. INTRODUZIONE

La Puglia, regione quasi interamente carsica per la presenza in affioramento di litotipi prevalentemente di natura carbonatica, è intensamente affetta da fenomeni di *sinkhole*, riconducibili alle varie tipologie individuate dalla classificazione di WALTHAM *et alii* (2005; cfr. anche la recente riproposizione in italiano della classifica, ad opera di PARISE & FLOREA, 2008). Il Salento, la porzione più meridionale della penisola apula, è a sua volta l'area regionale nell'ambito della quale i *sinkhole* raggiungono la massima diffusione (PARISE, 2008a), coinvolgendo sia i calcari cretacei che costituiscono il substrato dell'area, che le calcareniti oligoceniche, mioceniche e plio-pleistoceniche che li ricoprono, e, infine, i depositi marini terrazzati del Pleistocene medio-superiore. Lungo le fasce costiere della Penisola Salentina, i *sinkhole* sono di frequente legati a processi di ipercarsismo che accentuano la velocità di dissoluzione delle rocce carbonatiche, e localmente giungono a costituire la forma tipica del paesaggio costiero: ad esempio, l'area delle Cesine sul litorale adriatico (DELLE ROSE & PARISE, 2002), mentre su quello ionico le zone di maggiore interesse sono la Palude del Capitano (CARROZZO *et alii*, 2003) e l'area di Torre Castiglione (BRUNO *et alii*, 2008). Anche la zona interna del Salento presenta poi numerose evidenze di *sinkhole*, a diverso grado di freschezza morfologica e con differenti tipologie.

Nel presente lavoro si prende in esame un *sinkhole* ubicato poco a nord di Lecce, in località Forte di Morello (Fig. 1). Esso si sviluppa nel settore adriatico della porzione centrale della Penisola Salentina, caratterizzata da una vasta macro-area endoreica che presenta un reticolo idrografico poco sviluppato e discontinuo; recenti studi hanno suddiviso la macro-area in 7 aree endoreiche a direzione di flusso omogeneo (AA.VV., 2008a,b). Le Carte Geomorfologiche del Salento (in scala 1:50.000), allegate al Piano Urbanistico Territoriale Tematico della Regione Puglia, approvato dalla Giunta Regionale nel 2000 (REGIONE PUGLIA, 2000), individuano circa 1200 forme ascrivibili a doline, mentre la recente Carta Idrogeomorfologica della Regione Puglia (AA.VV., 2009a) individua per il territorio della provincia di Lecce 333 forme ascrivibili a doline. Elementi censiti in un recente studio condotto nella provincia di Lecce dall'Autorità di Bacino della Puglia (AA.VV., 2009b), rappresentati essenzialmente da doline, inghiottitoi nel substrato carsico, voragini nei depositi terrigeni e voragini idraulicamente sistemate come recapito finale del reticolo idrografico, risultano essere numericamente confrontabili con i bacini endoreici (circa 600), con estensione areale compresa tra 0.04 e circa 4.5 km², ottenuti con l'ausilio di

un DTM (*Digital Terrain Model*) con cella pari a 8 metri, derivato dalla Carta Tecnica della Regione Puglia, in scala 1:5.000 (AA.VV., 2009b). Il *sinkhole* di Masseria Forte di Morello si è generato in una di queste area endoreiche, a forma allungata e condizionata prevalentemente da blande dorsali orientate NW-SE.

Del *sinkhole* preso in esame in questo studio vengono presentati i principali caratteri geologici e morfologici, anche grazie all'esecuzione di un accurato rilievo topografico al sito. L'esame storico di materiale cartografico, di fotografie aeree e di ortofoto consente poi di presentare alcune considerazioni sulla recente evoluzione del fenomeno, anche in rapporto alle azioni antropiche che si sono svolte nell'area.



Fig. 1 – Vista obliqua da aereo del *sinkhole* di Masseria Forte di Morello (foto: Maggio 2009, LabTaf dell'Università del Salento).

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'Avampaese Apulo (SELLI, 1962) rappresenta l'avampaese plio-pleistocenico degli orogeni appenninico, a Ovest, e dinarico-ellenico, a Est (RICCHETTI *et alii*, 1988; FUNICIELLO *et alii*, 1991; ARGNANI *et alii*, 1996; Fig. 2). In Puglia, l'Avampaese Apulo affiorante è caratterizzato da tre principali alti morfo-strutturali, separati da zone morfologicamente e strutturalmente depresse. Questi alti sono rappresentati, da NW a SE, da Gargano, Murge e Salento (CIARANFI *et alii*, 1983; RICCHETTI *et alii*, 1988; PIERI *et alii*, 1997), dove affiorano i sedimenti più antichi dell'Avampaese Apulo, vale a dire i carbonati mesozoici della Piattaforma Apula (D'ARGENIO *et alii*, 1973; RICCHETTI *et alii*, 1988; Fig. 2).

Nelle Murge meridionali e nel Salento, la successione affiorante della Piattaforma Apula è rappresentata dal Calcare di Altamura (Turoniano superiore - Maastrichtiano), esposto

per uno spessore complessivo di circa 1 km [CIARANFI *et alii*, 1988]. Esso è costituito principalmente da calcari micritici microfossiliferi e da calcari a Rudiste in sequenze, di norma cicliche, regolarmente stratificate [LUPERTO SINNI, 1996, con bibliografia]. Nelle propaggini più meridionali delle Murge e nel Salento, esso è caratterizzato dalla locale presenza di calcari dolomitici e dolomie [LARGAIOLLI *et alii*, 1969; MARTINIS, 1970; LUPERTO SINNI, 1996]. Per quanto riguarda il Salento, il Calcare di Altamura affiora più diffusamente nel settore centro-occidentale [CIARANFI *et alii*, 1988], dove recenti studi cronostratigrafici condotti da SCHLÜTER *et alii* (2008) indicano per questi calcari una età compresa tra 86 e 66 Ma.

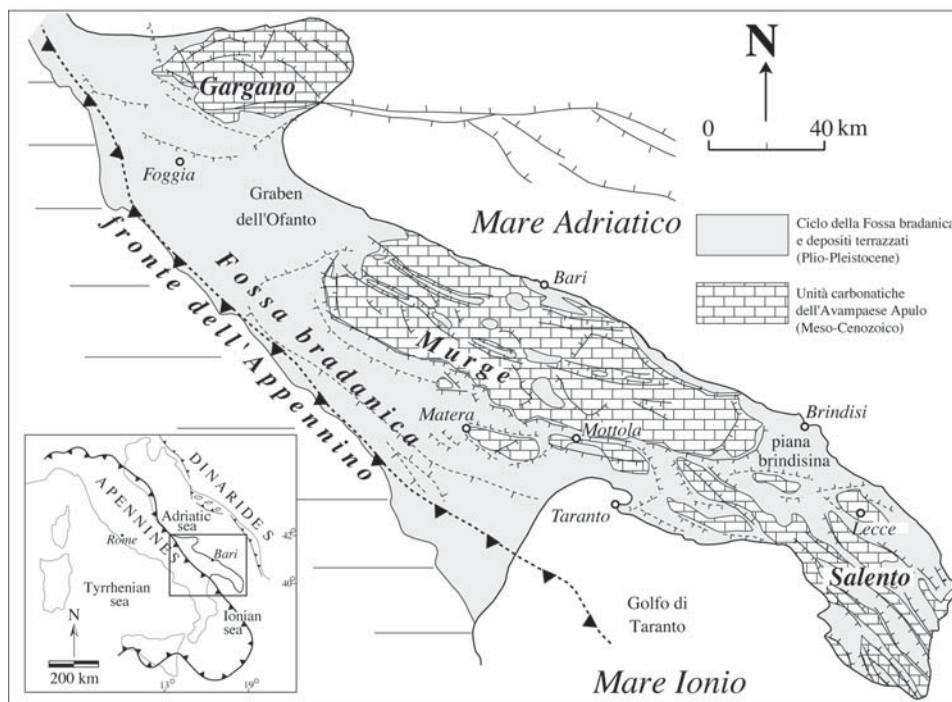


Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'Avampaese Apulo emerso [modificata da Pieri *et alii*, 1997].

In erosione sul Calcare di Altamura poggia un complesso di successioni carbonatiche eomioceniche in trasgressione tra loro, che affiora prevalentemente nei settori orientale e meridionale del Salento [CIARANFI *et alii*, 1988], dove il rapporto con i sottostanti calcari cretacei è localmente segnato dalla presenza di sacche di depositi bauxitici [CRESCENTI & VIGHI, 1964]. I sedimenti più antichi di questo complesso (Eocene - Oligocene) sono esposti in una zona ristretta allungata tra Otranto e Leuca (Fig. 3) e sono rappresentati da calcari coralgali e calcareniti bioclastiche con macroforaminiferi, in *facies* marginale [BOSELLINI, 2006, con bibliografia]. Inoltre, una successione dell'Oligocene superiore costituita da calcari, calcari dolomitici, marne e argille siltose in *facies* palustre costiera viene individuata in affioramenti di limitata estensione tra Lecce e Gallipoli [BOSSIO *et alii*, 1999;

MARGIOTTA & RICCHETTI, 2002; Fig. 3). I sedimenti miocenici affiorano più diffusamente rispetto ai primi (DELLE ROSE, 2001). Nello specifico, essi sono principalmente caratterizzati da calcilutiti glauconitiche e calcareniti bioclastiche del Burdigaliano - Messiniano inferiore, in *facies* di piattaforma aperta (CIARANFI *et alii*, 1988). Soltanto localmente, tra Lecce e Gallipoli (Fig. 3), vengono individuati degli affioramenti di calcareniti, calcari micritici e marne dell'Aquitainiano in *facies* di mare poco profondo con scarso idrodinamismo (BOSSIO *et alii*, 1999; MARGIOTTA & RICCHETTI, 2002). Inoltre, in una zona ristretta allungata tra Santa Cesarea e Leuca (Fig. 3), affiorano dei calcari coralgali e delle calcareniti bioclastiche del Messiniano superiore in *facies* di margine (BOSELLINI, 2006). Lo spessore complessivo di questi sedimenti eo-miocenici è estremamente variabile e non supererebbe i 200 m (CIARANFI *et alii*, 1988; BOSSIO *et alii*, 1999; MARGIOTTA & RICCHETTI, 2002; MARGIOTTA & NEGRI, 2004).

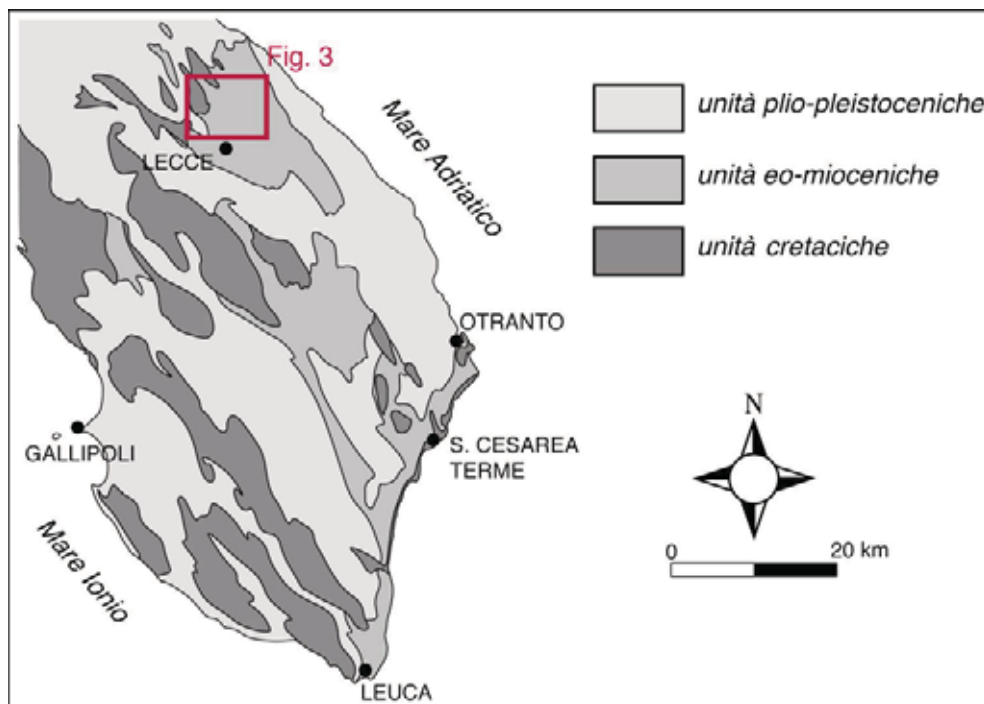


Fig. 3 - Carta geologica schematica del Salento (modificata da Ciaranfi *et alii*, 1988).

In erosione sul Calccare di Altamura e sui depositi eo-miocenici poggiano delle successioni prevalentemente carbonatiche plio-pleistoceniche, che affiorano diffusamente in tutto il Salento (Fig. 3). I litotipi più rappresentativi sono caratterizzati da biocalcareni, biocalci-ruditi e calcilutiti riferibili al Pliocene medio - Pleistocene inferiore, in *facies* sia costiera (D'ALESSANDRO *et alii*, 2004) che di piattaforma aperta (CIARANFI *et alii*, 1988); in quest'ultimo caso si sarebbe determinata una sedimentazione di ambiente di scarpata e di base di scarpata (TROPEANO *et alii*, 2004). Subordinatamente e a tetto di questi depositi, si rinvenivano delle argille emipelagiche del Pleistocene inferiore in affioramenti, di scarsa

estensione, presenti localmente nei dintorni di Lecce e nel Salento sud-occidentale. I depositi plio-pleistocenici si chiudono con un complesso di sedimenti del Pleistocene medio - superiore in *facies* di spiaggia e di piana costiera, riferibili a numerose unità litostratigrafiche terrazzate in vari ordini, collegate a distinte fasi eustatico-tettoniche (CIARANFI *et alii*, 1988). I relativi sedimenti sono principalmente caratterizzati da sabbie, conglomerati e calcareniti in corpi di spessore limitato. Nel complesso, anche lo spessore dei depositi plio-pleistocenici è molto variabile e si attesterebbe su valori massimi di circa 100 m (CIARANFI *et alii*, 1988). Queste unità terrazzate, assieme a scarpate di abrasione marina poste a vari livelli, registrano un sollevamento regionale di circa 0,5 mm/anno a partire dal Pleistocene medio, tutt'ora in atto (RICCHETTI *et alii*, 1988). La successione stratigrafica del Salento termina verso l'alto con sottili depositi olocenici e attuali costieri, palustri e colluviali, rappresentati da sabbie, limi e limi argillosi (CIARANFI *et alii*, 1988; BOSSIO *et alii*, 1999).

Secondo gli studi condotti da MARTINIS (1962), PALMENTOLA & VIGNOLA (1980) e PARISE (2008b), nel Salento si rileva una generale concordanza fra morfologia, poco accidentata, e tettonica. Il paesaggio fisico è delineato da un complesso di superfici sub-pianeggianti, variamente estese, disposte a quote differenti e spesso raccordate da modeste scarpate di faglia principalmente orientate NNW-SSE e NW-SE. Ne consegue un'alternanza di rilievi e depressioni morfo-strutturali tendenzialmente allungati in senso NW-SE e interpretati rispettivamente come *horst* e *graben*. I rilievi prendono il nome di Serre Salentine e raggiungono una quota massima di 199 metri s.l.m. Essi risultano modellati sia sui calcari cretacei che sui depositi eo-miocenici, mentre le depressioni sono sede dei sedimenti plio-pleistocenici. Le faglie orientate NNW-SSE e NW-SE costituiscono i principali elementi strutturali del Salento. Tali strutture, attive in tempi plio-pleistocenici, presentano piani molto inclinati immergenti verso i quadranti sia orientali che occidentali. Gli stessi Autori indicano una cinematica di tipo estensionale e rigetti da modesti fino anche a 200 m. Secondo MARTINIS (1962) queste faglie sarebbero responsabili del piegamento degli strati cretacei ed eo-miocenici nelle Serre Salentine, dove delle blande pieghe anticlinali asimmetriche, con asse orientato circa NW-SE, sono caratterizzate da fianchi meno sviluppati più inclinati e interrotti dalle suddette faglie. Studi più recenti rilevano una importante componente di tipo trascorrente lungo le faglie orientate NNW-SSE e NW-SE e re-interpretano le suddette depressioni morfo-strutturali come bacini dovuti ad una tettonica transtensiva destra (TOZZI, 1993; GAMBINI & TOZZI, 1996).

In riferimento a BOSSIO *et alii* (1999), nell'area a NE di Lecce, in cui ricade il *sinkhole* oggetto di studio, si riscontrano alcuni dei caratteri strutturali e stratigrafici sopra trattati a livello regionale. Come riportato in figura 4, le successioni stratigrafiche rilevate dagli Autori vengono distinte in diverse unità litostratigrafiche, in trasgressione tra loro. In quest'area i calcari del Cretaceo superiore affiorano nel settore orientale. In trasgressione su questi calcari poggiano i depositi prevalentemente calcarenitici del Miocene, che affiorano diffusamente nella porzione orientale e subordinatamente in quella sud-orientale. Infine, in trasgressione sulle unità del Cretaceo e del Miocene poggiano delle calcareniti quaternarie, che affiorano principalmente nel settore centrale. Una serie di faglie estensionali dislocano i calcari del Cretaceo; la loro attività risulterebbe precedente alle blande pieghe che, con asse orientato NW-SE, interessano sia i suddetti calcari sia le unità mioceniche.

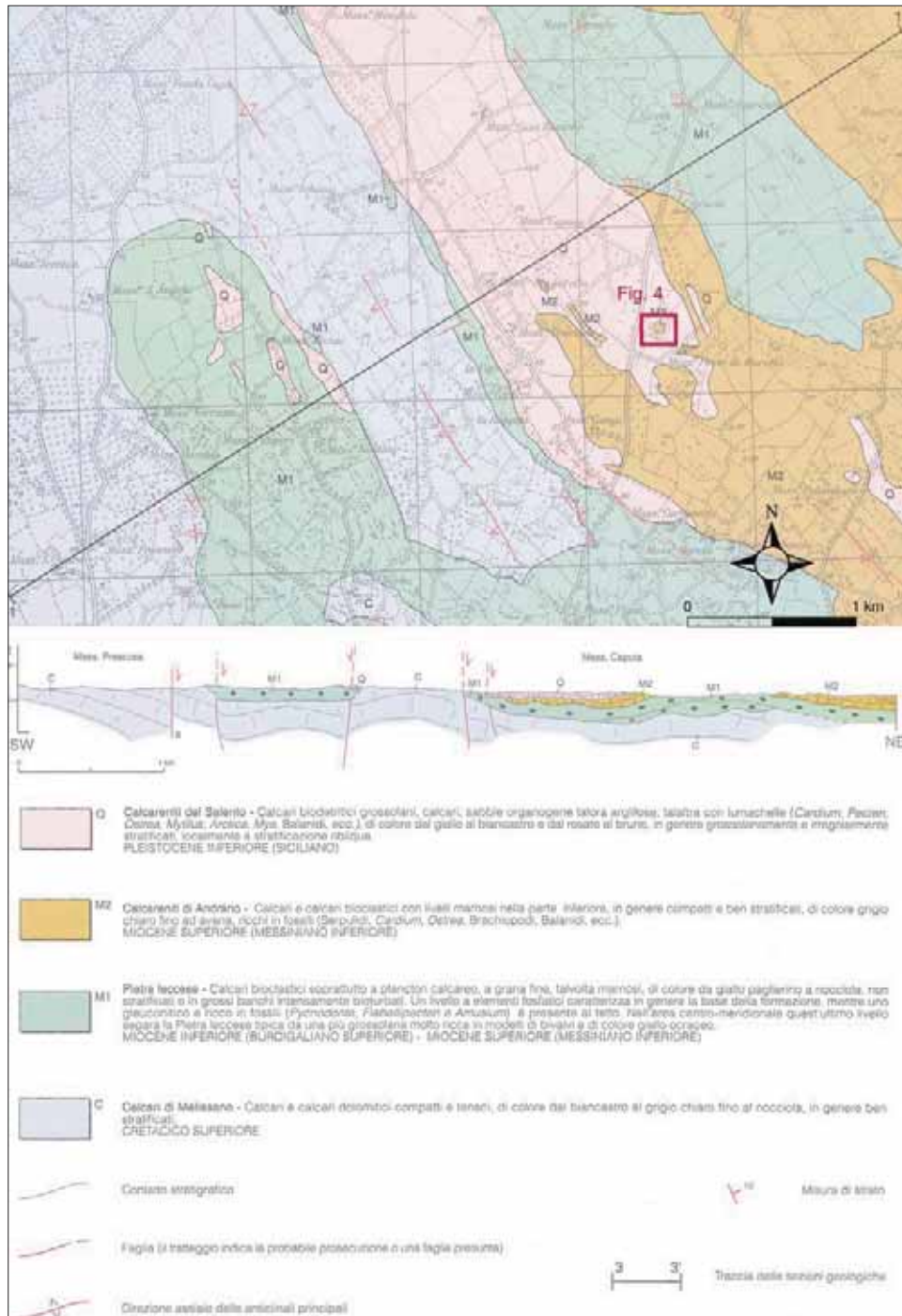


Fig. 4 - Carta geologica nell'area a NE di Lecce (modificata da Bossio et alii, 1999).

3. CARATTERI GEOLOGICI DEL *SINKHOLE*

L'indagine geologica è stata condotta con un rilevamento di dettaglio nell'area del *sinkhole*. Tuttavia, va precisato che i risultati del rilevamento sono stati riportati sulla base topografica di dettaglio ad oggi disponibile, per cui la carta geologica in figura 5 non rappresenta l'intera area di studio. Dal punto di vista stratigrafico, l'area del *sinkhole* è caratterizzata da un substrato calcarenitico miocenico e quaternario; in accordo con *BOSSIO et alii* (1999), i relativi depositi carbonatici vengono riferiti rispettivamente alla Calcarenite di Andrano (M) e alle Calcareniti del Salento (Q; Fig. 5). Da una analisi strutturale preliminare questo substrato è interessato da due sistemi principali di discontinuità tettoniche con piani sub-verticali e orientati NW-SE e NE-SW (Fig. 6A). Su queste calcareniti poggia, attraverso un contatto quasi verticale, un deposito da collasso costituito da breccie e megabreccie ad elementi calcarenitici carsificati in matrice di terra rossa (Pl-br; Figg. 5 e 6B). Lo spessore affiorante è di circa 7 m. Su tale deposito, anche in questo caso in appoggio quasi verticale, si rilevano delle sabbie e sabbie limose continentali (Pl-s; Figg. 5 e 6C), il cui spessore affiorante è di circa 4-5 m. In particolare, un deposito eluvio-colluviale in assetto sub-orizzontale e con spessore massimo dell'ordine del decimetro occupa localmente la parte sommitale delle sabbie e sabbie limose (Fig. 6D).

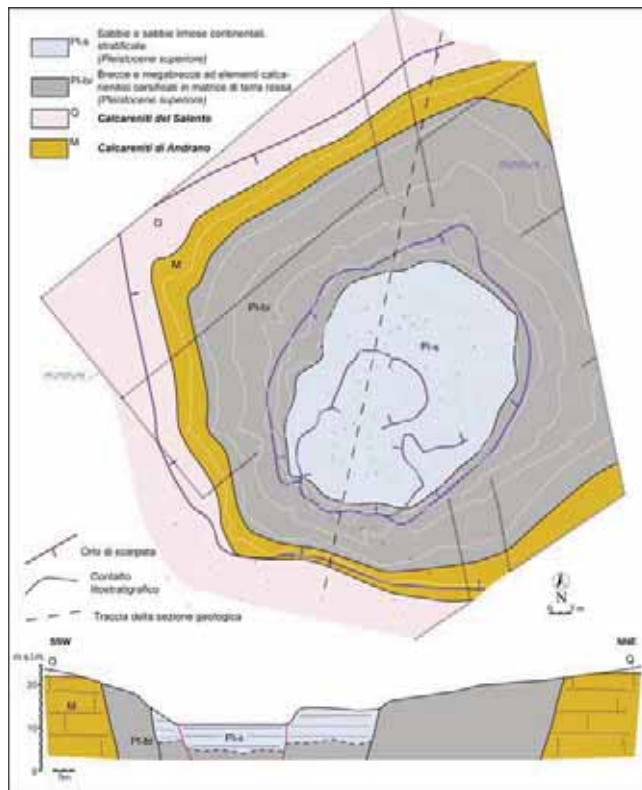


Fig. 5 - Carta geologica del *sinkhole*.

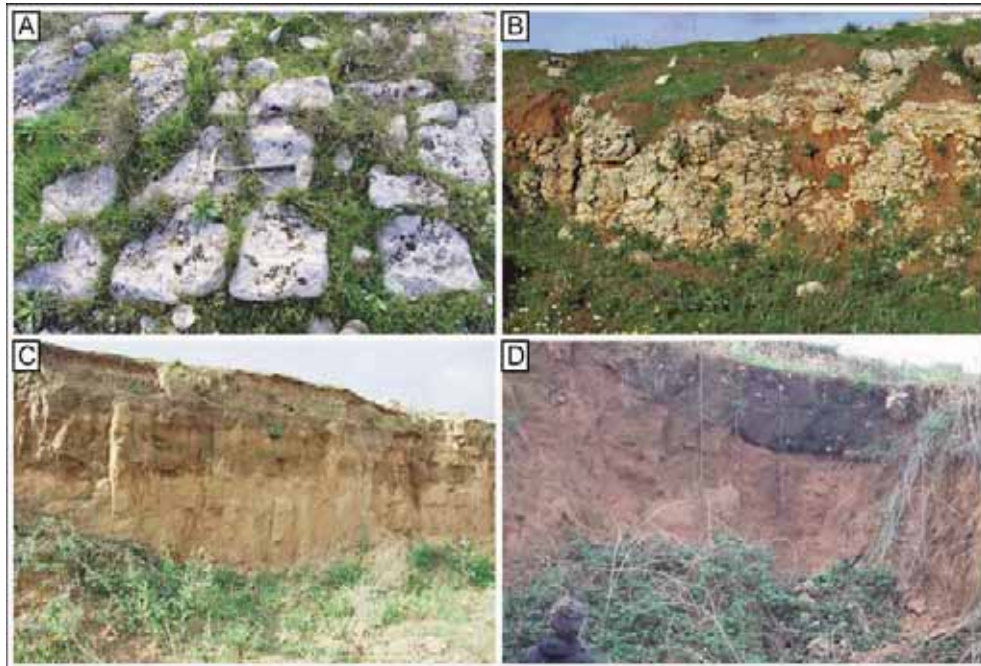


Fig. 6 - Particolari degli affioramenti di: (A) discontinuità tettoniche nelle calcareniti mioceniche, (B) breccie e megabreccie ad elementi calcarenitici carsificati in matrice di terra rossa, (C) sabbie e sabbie limose continentali, (D) deposito eluvio-colluviale nella parte sommitale delle sabbie e sabbie limose.

Dal rilevamento geologico e dalla ricostruzione della sezione geologica emerge che nell'evoluzione del fenomeno di sprofondamento si sarebbe dapprima verificato un collasso nell'ambito del substrato calcarenitico, con formazione delle breccie e megabreccie. L'evidenza morfologica di questo sprofondamento è data dall'orlo di scarpata più esterno, impostato sul substrato calcarenitico (Fig. 5). Il deposito da collasso avrebbe subito gli effetti del carsismo, tra cui la presenza della matrice di terra rossa fra gli elementi calcarenitici (Fig. 6B). In una seconda fase nelle breccie si sarebbe verificato un collasso con formazione di un'area depressa delimitata dall'orlo di scarpata intermedio impostato sulle breccie e megabreccie (Fig. 5). In tale area depressa si sono depositate le sabbie e le sabbie limose. Questi due sprofondamenti si sarebbero verosimilmente verificati durante il Pleistocene superiore. Infine, le stesse sabbie sono state interessate da ulteriori sprofondamenti di seguito documentati attraverso l'analisi multi-temporale.

4. ANALISI DI DATI STORICI

L'utilizzo dei dati storici nell'esame dei pericoli naturali, al fine di ricostruire l'evoluzione recente degli stessi come fondamentale supporto alla definizione della pericolosità, risulta di estrema importanza in qualsiasi analisi territoriale (CALCATERRA & PARISE, 2001; GLADE *et alii*, 2001). In particolare, l'analisi aereo-fotointerpretativa, eseguita su levate aeree multi-temporali, è un potente quanto economico strumento di valutazione delle variazioni

(sia naturali che antropiche) occorre al paesaggio e consente di trarre utili informazioni relative all'evoluzione recente di fenomeni naturali (SOETERS & VAN WESTEN, 1996; PARISE, 2001). Il confronto tra cartografie tematiche derivanti dall'esame delle varie coppie stereoscopiche consente, ad esempio, nel caso di fenomeni franosi la valutazione della progressione temporale della frana, anche in relazione agli interventi di sistemazione eventualmente realizzati, dei quali può pertanto essere valutata l'efficacia (PARISE & WASOWSKI, 1999).

In questo studio l'analisi multi-temporale del materiale aereofotogrammetrico e cartografico disponibile è stata eseguita per caratterizzare l'evoluzione recente del *sinkhole* di Masseria di Forte di Morello. Sono state esaminate in visione stereoscopica cinque levate aeree (relative agli anni 1955, 1972, 1987, 1996 e 2003); queste sono state integrate dall'analisi di cartografia storica dell'Istituto Geografico Militare (IGM) risalente al 1874 (carta topografica in scala 1:50.000) e 1912 (carta topografica in scala 1:100.000), di carte catastali dei primi anni del '900, e di ortofoto del 1994, 2000 e 2006, oltre a rilievi in sito svolti a partire dal 2008.

L'analisi di foto aeree storiche ha permesso di rilevare che già dalle foto del 1955 (Foglio 204, Strisciata 177, fotogrammi 8633 e 8634, data ripresa 5 giugno 1955 - Fig. 7A) nell'area dove si è manifestata la fase parossistica del *sinkhole*, era rilevabile una dolina bordata su tutti i lati da muri realizzati allineando blocchi di roccia calcarea, che conferiscono una complessiva forma quadrangolare alla zona. Tale forma è ben visibile anche sulla cartografia ufficiale IGM (Tavolette in scala 1:25.000, F. 204 III NE "Masseria la Badessa" e F. 204 III SE "Lecce"), realizzata proprio utilizzando il volo 1954-55. L'allineamento di blocchi è disposto in corrispondenza della prima rottura di pendenza, ben visibile sia secondo l'allineamento SW-NE che NE-SW rispetto al circostante territorio sub-pianeggiante. In direzione della masseria (W) la morfologia appare più dolce e meno acclive che sugli altri lati. Il fondo dell'area delimitata dai muri appare piatto e molto regolare, con una forma sub-circolare.

Sulle fotografie aeree del 1972 (Foglio 204, Strisciata 34, fotogrammi 479 e 480, data ripresa 29 luglio 1972 - Fig. 7B) compaiono i muri, realizzati in conci di calcarenite, dell'altezza di circa 1 m, legati alla parcellizzazione dei suoli a fini edificatori, eseguita negli anni '60. La forma geometrica della lottizzazione parzialmente oblitera i muri a secco ben visibili nel 1955, ma non la rottura di pendenza, ancora riconoscibile nella visione stereoscopica.

Nel 1987 (Foglio 204, Strisciata 39, fotogrammi 249 e 250, data ripresa 7 luglio 1987 - Fig. 7C), il *sinkhole* è ancora evidente nella sua forma complessiva, di depressione circolare blandamente ribassata rispetto al resto del circostante paesaggio. I muri di parcellizzazione, seppur continui e non ancora disturbati da fenomeni di instabilità, presentano una prima irregolarità nell'allineamento (muro sul lato NE del *sinkhole*), presumibilmente connessa a deformazioni del suolo su cui poggiano i conci.

L'ortofoto del 1994 in bianco e nero (Fig. 7D), ed ancor più la visione stereoscopica delle fotografie aeree del 1996 (Foglio 204, Strisciata 44, fotogrammi 107 e 108, data ripresa 13 luglio 1996 - Fig. 7E), indicano una netta differenza rispetto alle precedenti levate: si è verificato il collasso del settore N all'interno della dolina precedentemente individuata, con formazione di uno sprofondamento (*sinkhole*) che ha coinvolto direttamente una parte dei muri di parcellizzazione, determinandone la distruzione. Il nuovo *sinkhole*, interno alla originaria dolina, appare pertanto ben definito, con chiari elementi di

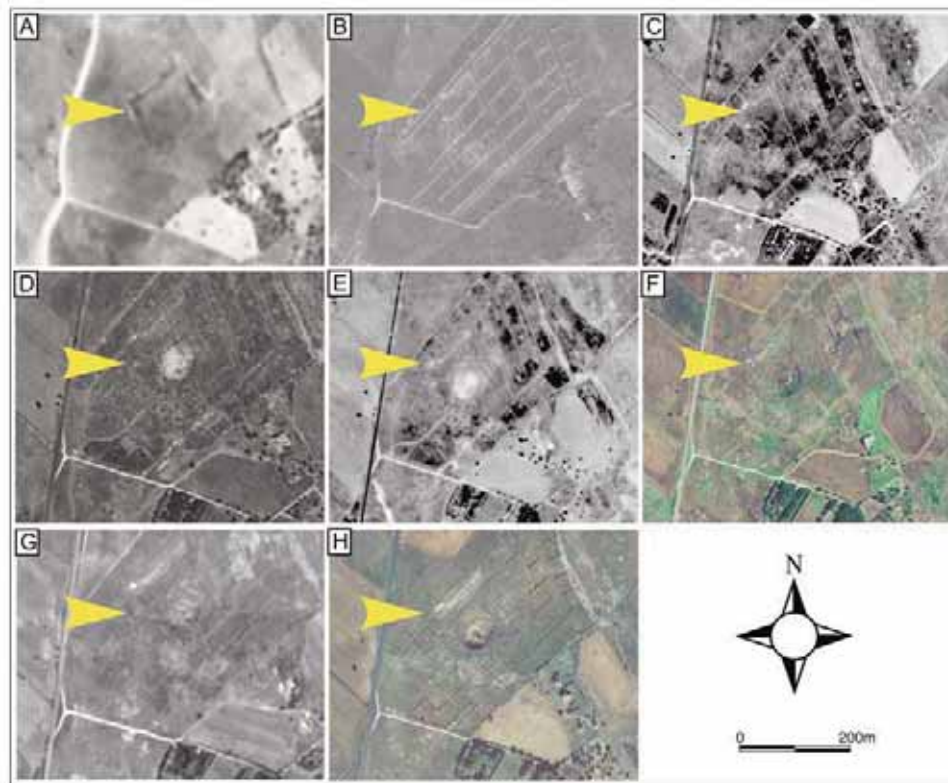


Fig. 7 - Analisi storica del sinkhole: fotografie aeree ed ortofoto di varie epoche esaminate nel presente studio (per la spiegazione vedi testo).

freschezza morfologica e ripide pareti che lo delimitano. Il collasso ha prodotto una forma circolare, approfondita di alcuni metri rispetto all'originario fondo del *sinkhole*, e bordata sul margine SSE dall'elemento che diverrà lo spuntone-testimone attualmente visibile nel *sinkhole* (al margine SSE in Fig. 5).

Un secondo collasso si determina nella parte meridionale della depressione in un'epoca imprecisata tra il luglio 1996 (data delle foto aeree esaminate; Fig. 7E) e il 2000 (data delle ortofoto a colori disponibili; Fig. 7F). Questo evento, approfondendosi alla stessa quota del collasso precedente e congiungendosi a questo, determina la creazione di una forma ad 8, più svasato nella parte inferiore, allungato in senso N-S, con un "disturbo" morfologico al margine centro-occidentale rappresentato dallo spuntone posto nella zona SSE.

Infine, un terzo episodio di approfondimento si registra, successivamente al 2003 (Foglio 204, Strisciata 143, fotogrammi 4865 e 4866, data ripresa 7 maggio 2003 - Fig. 7G) ma prima del 2006 (ortofoto a colori ad alta risoluzione; Fig. 7H), nel settore più meridionale del *sinkhole*, producendo una forma allungata in direzione W-E. Nelle ortofoto del 2006, a poca distanza dal *sinkhole* e attualmente rilevabili in campagna, si individuano altre tre depressioni del suolo con parziale danneggiamento dei muretti della parcellizzazione degli anni '60.

5. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Sono state individuate 5 fasi nello sviluppo del *sinkhole* esaminato (Fig. 8), tre delle quali riferibili alla sua attività recente. Nel dettaglio, una prima fase di sprofondamento interessa il substrato miocenico-quadernario, e determina la formazione delle breccie e megabreccie (Ol-br) che caratterizzano l'area circostante il *sinkhole* (Fig. 7). Il parallelismo tra la direzione delle discontinuità tettoniche rilevate sulle rocce carbonatiche mioceniche (M2, Fig. 4) e i bordi del primo sprofondamento suggerisce un possibile controllo strutturale sulla genesi dello stesso. La seconda fase avviene all'interno delle stesse breccie, determinando la formazione di una depressione, poi colmata dalle sabbie. L'area depressa così ottenuta, colmata e con fondo piatto, è quella riconoscibile tra fine '800 e inizio '900, e probabilmente già indicata sulla cartografia topografica dell'epoca, ma certamente presente sulle foto aeree del 1955 (Fig. 7A). Su di essa si registrano negli ultimi decenni altre tre fasi di recente attivazione, identificate mediante l'analisi multi-temporale delle fotografie aeree e delle ortofoto.



Fig. 8 - Vista generale del *sinkhole*, ripreso da S, dopo un intenso evento di pioggia.

La prima tra queste, ovvero la terza fase complessiva, avviene tra 1987 e 1994, con formazione di un grande collasso circolare, all'interno del quale la parte N risulta più approfondita, e anch'essa di forma circolare (Fig. 7D, E). Allo stato attuale delle conoscenze, non si è in grado di affermare se tale fase sia avvenuta in un unico evento, o in due successivi, vale a dire mediante un iniziale collasso, più ampio, seguito da formazione di quello minore, posto nel settore N.

Tra 1996 e 2000 avviene la quarta fase, nella quale la parte meridionale del *sinkhole* sprofonda, raggiungendo lo stesso livello a cui si attesta il settore N. La morfologia derivante assume una forma ad 8 (Fig. 7F).

Dal 2000 ad oggi si sviluppa la quinta fase. Dalle ultime osservazioni condotte si osserva una geometria circa ellittica di parte dello sprofondamento, con andamento W-E dell'asse maggiore (Fig. 7H). Tale geometria deriverebbe dalla evoluzione del settore meridionale della suddetta forma ad 8 acquisita durante la quarta fase, probabilmente a causa di ulteriori assestamenti, combinati a erosione e piccole frane dai margini della depressione. Le fasi di evoluzione recente del *sinkhole* mostrano una migrazione dei depocentri dei settori sprofondati, i quali via via tendono a migrare da N a S (più precisamente, verso SSE). Quest'ipotesi, ancora in fase di accertamento, sarà oggetto di ulteriori indagini finalizzate alla sua verifica.

Le fasi evolutive sinora individuate per il *sinkhole* di Masseria Forte di Morello evidenziano come la pericolosità connesse alle forme carsiche di tipo dolina, molto diffuse nel Salento, meriti una particolare attenzione, e necessiti di studi specifici per la valutazione degli eventuali rischi. Il *sinkhole* in questione, ad esempio, si presentava sino agli anni '80 come una classica forma da dolina, che poi ha mostrato una rapida evoluzione con formazione di più sprofondamenti all'interno dell'originaria zona depressa. Questo tipo di evoluzione, caratterizzata da collassi parossistici, impone un maggior dettaglio nella identificazione dei *sinkhole* presenti in Salento: cartografare tali forme del paesaggio carsico soltanto come "vore" (cfr., AA.VV., 2008b), un termine di uso dialettale in tale settore regionale (PARISE *et alii*, 2003), senza operare una distinzione tipologica sulla base delle più note classificazioni, che derivano dalla identificazione dei processi che ne determinano la genesi (WALTHAM *et alii*, 2005; GUTIERREZ *et alii*, 2008), è una semplificazione eccessiva che rischia di non far comprendere appieno la pericolosità connessa ad alcuni tipologie di *sinkhole*. In particolare, *sinkhole* per crolli del substrato o della copertura si verificano generalmente con rapidità e senza segni premonitori, e sono tra i fenomeni naturali a maggiore pericolosità in ambiente carsico (WALTHAM & LU, 2007; PARISE, 2008c).

Risulta pertanto essenziale l'esecuzione di studi e progetti specifici sui *sinkhole*, sia di origine naturale che antropica, vista la notevole diffusione che essi presentano in Puglia (BARNABA *et alii*, 2010), ed in particolare nel Salento, e le ripercussioni che i loro effetti possono avere sull'ambiente antropizzato.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2008a) - *La dinamica geomorfologica nelle aree endoreiche della Provincia di Lecce*. Univ. Salento, Dip. Scienza dei Materiali, Osservatorio di Chimica, Fisica e Geologia Ambientale.
- AA.VV. (2008b) - *Studio e Rilevamento delle "Vore" nel territorio della Provincia di Lecce - Prima Fase*. Provincia di Lecce, Editrice Salentina - Galatina (LE).
- AA.VV. (2009a) - *Relazione illustrativa della Carta Idrogeomorfologica della Regione Puglia*. Autorità di Bacino della Puglia, Protocollo di intesa tra Regione Puglia e Autorità di Bacino della Puglia.
- AA.VV. (2009b) - *Studio e rilevamento delle voragini naturali nel territorio della Provincia di Lecce e redazione del progetto per la messa in sicurezza degli impianti soggetti ad allagamento*. Autorità di Bacino della Puglia, Protocollo di intesa tra Provincia di Lecce e Autorità di Bacino della Puglia.

- ARGNANI A., BONAZZI C., EVANGELISTI D., FAVALI P., FRUGONI F., GASPERINI M., LIGI M., MARANI M. & MELE G. (1996) - *Tettonica dell'Adriatico meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 227-237.
- BARNABA F., CAGGIANO T., CASTORANI A., DELLE ROSE M., DI SANTO A.R., DRAGONE V., FIORE A., LIMONI P.P., PARISE M. & SANTALOIA F. (2010) - *Sprofondamenti connessi a cavità antropiche nella Regione Puglia*. Presente volume.
- BOSELLINI F.R. (2006) - *Biotic changes and their control on Oligocene-Miocene reefs: A case study from the Apulia Platform margin (southern Italy)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **241**, 393-409
- BOSSIO A., FORESI L.M., MARGIOTTA S., MAZZEI R., MONTEFORTI B. & SALVATORINI G. (1999) - *Carta geologica del settore nord-orientale della Provincia di Lecce*. Scala 1:25.000, Università degli Studi di Siena.
- BRUNO E., CALCATERRA D. & PARISE M. (2008) - *Development and morphometry of sinkholes in coastal plains of Apulia, southern Italy. Preliminary sinkhole susceptibility assessment*. Engineering Geology, **99**, 198-209.
- CALCATERRA D. & PARISE M. (2001) - *The contribution of historical information in the assessment of the landslide hazard*. In: GLADE T., ALBINI P. & FRANCES F. (a cura di), *The use of historical data in natural hazard assessment*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, Kluwer Academic Publishers, **17**, 201-217.
- CARROZZO M.T., DELLE ROSE M., FEDERICO A., LEUCCI G., MARRAS V., NEGRI S. & NUZZO L. (2003) - *Osservazioni geologiche e indagini geofisiche sul carsismo della costa neretina*. Thalassia Salentina, **26**, suppl., 3-10.
- CIARANFI N., PIERI P. & RICCHETTI G. (1988) - *Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale)*. Memorie Società Geologica Italiana, **41**, 449-460.
- CIARANFI N., GHISSETTI F., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASE S., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., TORRE M., TORTORICI L. & VEZZANI L. (1983) - *Carta neotettonica dell'Italia Meridionale*. C.N.R., pubbl. n. 515, Prog. Final. Geodin., 62 pp.
- CRESCENZI U. & VIGHI L. (1964) - *Caratteristiche, genesi e stratigrafia dei depositi bauxitici cretaci del Gargano e delle Murge; cenni sulle argille con pisoliti bauxitiche del Salento (Puglia)*. Boll. Soc. Geol. It., **83** (1), 285-349.
- D'ALESSANDRO A., MASSARI F., DAVAUD E. & GHIBAUDO G. (2004) - *Pliocene-Pleistocene sequences bounded by subaerial unconformities within foramol ramp calcarenites and mixed deposits (Salento, SE Italy)*. Sedimentary Geology, **166**, 89-144.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Conv. "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino", Accademia Nazionale dei Lincei, 182, 49-72.
- DELLE ROSE M. (2001) - *Salento Miocene: a preliminary paleoenvironmental reconstruction*. Thalassia Salentina, **25**, 41-66.
- DELLE ROSE M. & PARISE M. (2002) - *Karst subsidence in south-central Apulia, southern Italy*. International Journal of Speleology, **31** (1/4), 181-199.
- FUNICIELLO R., MONTONE P., PAROTTO M., SALVINI F. & TOZZI M. (1991) - *Geodynamical evolution of an intra-orogenic foreland: the Apulia case history (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110** (3-4), 419-425.
- GAMBINI R. & TOZZI M. (1996) - *Tertiary geodynamic evolution of the Southern Adriatic microplate*. Terra Nova, **8**, 593-602.

- GLADE T., ALBINI P. & FRANCES F. [a cura di] (2001) - *The use of historical data in natural hazard assessment*. Advances in Natural and Technological Hazards Research, Kluwer Academic Publishers, **17**, 220 pp.
- GUTIERREZ F., GUERRERO J. & LUCHA P. (2008) - *A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporate paleokarst exposures in Spain*. Environmental Geology, **53** (5), 993-1006.
- LARGAIOLLI T., MARTINIS B., MOZZI G., NARDIN M., ROSSI D. & UNGARO S. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia - Foglio 214 Gallipoli*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 64 pp.
- LUPERTO SINNI E. (1996) - *Sintesi delle conoscenze biostratigrafiche del Cretaceo del Gargano e delle Murge*. Mem. Soc. Geol. It., **51** (2), 995-996.
- MARGIOTTA S. & NEGRI S. (2004) - *Alla ricerca dell'acqua perduta. Nuove conoscenze del sottosuolo nel Salento Leccese*. Congedo Editore, Lecce, 191 pp.
- MARGIOTTA S. & RICCHETTI G. (2002) - *Stratigrafia dei depositi oligomiocenici del Salento (Puglia)*. Boll. Soc. Geol. It., **121**, 243-252.
- MARTINIS B. (1962) - *Lineamenti strutturali della parte meridionale della Penisola Salentina*. Geologica Romana, **1**, 11-23.
- MARTINIS B. (1970) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia - Foglio 223 Capo S. Maria di Leuca*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 64 pp.
- PALMENTOLA G. & VIGNOLA N. (1980) - *Dati di neotettonica sulla Penisola Salentina*. Prog. Fin. Geodinamica CNR, **5**, 173-202.
- PARISE M. (2001) - *Landslide mapping techniques and their use in the assessment of the landslide hazard*. Journal of Physics and Chemistry of the Earth, part C, **26**/9, 697-703.
- PARISE M. (2008a) - *I sinkholes in Puglia*. Mem. Descrittive Carta Geol. d'Italia, **85**, 309-334.
- PARISE M. (2008b) - *Elementi di geomorfologia carsica della Puglia*. In: PARISE M., INGUSCIO S. & MARANGELLA A. [a cura di], *Geomorfologia carsica*. Atti 45° Corso CNSS-SSI di III livello, Grottaglie, 2 - 3 Febbraio 2008, 93-118.
- PARISE M. (2008c) - *Rock failures in karst*. In: CHENG Z., ZHANG J., LI Z., WU F. & HO K. [a cura di], *Landslides and Engineered Slopes*. Proc. 10th Int. Symp. Landslides, Xi'an (China), June 30 - July 4, 2008, **1**, 275-280.
- PARISE M. & FLOREA L.J. (2008) - *I sinkholes nella letteratura scientifica internazionale: una breve rassegna, con particolare riferimento agli Stati Uniti d'America*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **85**, p. 427-450.
- PARISE M. & WASOWSKI J. (1999) - *Landslide activity maps for the evaluation of landslide hazard: three case studies from Southern Italy*. Natural Hazards, **20** (2/3), 159-183.
- PARISE M., FEDERICO A., DELLE ROSE M. & SAMMARCO M. (2003) - *Karst terminology in Apulia (southern Italy)*. Acta Carsologica, **32** (2), 65-82.
- PIERI P., FESTA V., MORETTI M. & TROPEANO M. - (1997) *Quaternary tectonic of the Murge area (Apulian foreland - Southern Italy)*. Annali di Geofisica, **40** (5), 1395-1404.
- REGIONE PUGLIA (2000) - *Deliberazione Giunta Regionale n. 1748 del 15/12/2000*.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampaese apulo*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 57-82.

- SCHLÜTER M., STEUBER T. & PARENTE M. (2008) - *Chronostratigraphy of Campanian–Maastriichtian platform carbonates and rudist associations of Salento (Apulia, Italy)*. *Cretaceous Research*, **29**, 100-114.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **3**, 737-789.
- SOETERS R. & VAN WESTEN C.J. (1996) - *Slope instability recognition, analysis, and zonation*. In: TURNER A.K. & SCHUSTER R.L. (eds), *Landslides. Investigation and Mitigation*, Transportation Research Board, Special Report **247**, National Academy Press, Washington, D.C., 129–177.
- TOZZI M. (1993) - *Assetto tettonico dell'Avampaese Apulo meridionale (Murge meridionali – Salento) sulla base dei dati strutturali*. *Geologica Romana*, **29**, 95-111.
- TROPEANO M., SPALLUTO L., MORETTI M., PIERI P. & SABATO L. (2004) - *Depositi carbonatici infrapleistocenici di tipo foramol in sistemi di scarpata (Salento – Italia meridionale)*. *Il Quaternario*, **17** (2), 537-546.
- WALTHAM T. & LU Z. (2007) - *Natural and anthropogenic rock collapse over open caves*. In: PARISE M. & GUNN J. (Eds.), *Natural and anthropogenic hazards in karst areas: recognition, analysis, and mitigation*. Geological Society of London, sp. publ., **279**, 13-21.
- WALTHAM T., BELL F. & CULSHAW M. (2005) - *Sinkholes and subsidence. Karst and cavernous rocks in engineering and construction*. Springer, 382 pp.

METODOLOGIE GEOLOGICHE E GEOCHIMICHE APPLICATE ALLO STUDIO DEI SINKHOLES DELLA PIANA DEL FUCINO (ITALIA CENTRALE)

di Giustini F.¹, Brilli M.², Ciotoli G.¹, Lombardi S.¹, Nisio S.³

ABSTRACT

In this work a geochemical and geological study was carried out on the Fucino plain (central Italy) to understand the relationship between tectonic activity, groundwater chemistry and circulation and soil gas emissions, in order to improve our knowledge about the genesis of the sinkholes in terms of gas-water-rock interaction. Sinkholes formation in the Fucino plain have started since 1876, and this process is still active in numerous places in the plain (the most recent collapse dates back to the April 2009). This investigation that involves geology, geomorphology, soil gas survey, isotope and hydro-geochemistry) has allowed to determine the formation of the sinkholes of the Fucino plain as a result of the contribution of different processes: karst dissolution, liquefaction of medium-fine alluvial sediments, piping and/or chemical dissolution of quaternary sediments.

Nel presente lavoro la piana del Fucino (Italia centrale) è stata oggetto di studi geologici e geochimici volti a stabilire le relazioni tra tettonica, chimica e circolazione delle acque del sottosuolo e gas nel suolo al fine di migliorare le conoscenze sull'origine dei fenomeni di sprofondamento (*sinkholes*) in termini di processi di interazione acqua-gas-roccia. La piana è infatti interessata da numerosi *sinkholes*, i più antichi originatisi successivamente al 1876, ma tuttora in formazione (lo sprofondamento più recente risale all'aprile del 2009). Le indagini effettuate (geologiche, geomorfologiche, prospezione dei gas del suolo, idrogeochimiche ed isotopiche) hanno permesso di attribuire al fenomeno una genesi non semplicemente carsica, ma in parte dovuta a liquefazione degli orizzonti alluvionali di granulometria medio-fine, in parte a un processo di risalita (*piping*) di fluidi aggressivi che possono generare sifonamento (asportazione meccanica di particelle solide) e/o dissoluzione chimica della copertura quaternaria.

1. INTRODUZIONE

La piana del Fucino (AQ) è interessata da numerosi fenomeni di sprofondamento (*sinkholes*) i più antichi originatisi successivamente al 1876, anno in cui iniziò la bonifica del lago che in epoca storica occupava la piana (Nisio, 2008), ma tuttora in formazione (lo sprofondamento più recente risale all'aprile del 2009). Questi fenomeni, che si mani-

1 Dipartimento di Scienze della Terra, Sapienza - Università di Roma

2 Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, CNR

3 ISPRA, Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia

festano in modo improvviso, talvolta in un unico evento o in più fasi, possono sicuramente rappresentare un pericolo per le persone e per le infrastrutture.

In genere il fenomeno dei *sinkholes* si verifica in scenari geologici che mostrano caratteristiche comuni, quali la presenza di acquiferi imprigionati, un substrato a profondità maggiore di 100 m e coperto da depositi incoerenti ed infine la presenza di faglie e/o fratture, vie preferenziali di risalita per fluidi di origine profonda arricchiti in specie gassose come CO₂, He, Rn (FACCENA *et al.*, 1993; BERTI *et al.*, 2002; SALVATI & SASOWSKY, 2002; BEAUBIEN *et al.*, 2003; NISIO 2003; ANNUNZIATELLIS *et al.*, 2004; CARAMANNA *et al.*, 2008). In Italia questi fenomeni si sono verificati nel 32,6% dei casi nei bacini in tramontani, come il Fucino (NISIO *et al.*, 2007). Proprio le interazioni acqua-gas-roccia sembrerebbero alla base dell'innescò di *sinkholes* attraverso un processo di erosione meccanica che procede dal basso verso l'alto noto col nome di suffosione (*piping*). La dissoluzione chimica è un processo favorito dalla presenza di fluidi aggressivi perché ricchi in CO₂ e H₂S. Questi fluidi facilitano la dissoluzione sia del substrato calcareo sia della componente calcarea dei sedimenti di copertura, soprattutto in corrispondenza delle superfici di frattura. In questi punti di debolezza si originano alcune cavità che possono successivamente migrare verso l'alto, generando dissesti e crolli improvvisi. Scosse sismiche e attività antropica (come il forte emungimento della falda che fa sì che si sviluppino, in prossimità dei pozzi, coni di depressione tali da far aumentare notevolmente la velocità dei flussi idrici e quindi l'asportazione delle particelle dei sedimenti e la subsidenza delle coperture alluvionali) sono le principali cause innescanti i crolli della volta di queste cavità ipogee.

La piana del Fucino presenta sia le tipiche condizioni geologiche predisponenti alla formazione dei *sinkholes*, sia le cause innescanti (naturali e antropiche). È stata quindi scelta questa area per svolgere una serie di studi geologici e geochimici volti a stabilire le relazioni tra tettonica, acque del sottosuolo e presenza di anomalie di concentrazione di alcune specie di gas del suolo al fine di migliorare le conoscenze sull'origine dei fenomeni di sprofondamento in termini di interazione acqua-gas-roccia.

2. NOTE GEOLOGICHE ED IDROGEOLOGICHE DELL'AREA IN ESAME

Il Fucino è una delle maggiori depressioni intramontane (circa 200 km²) dell'Appennino centrale, situata ad una quota compresa tra 650 e 680 m s.l.m. La sua origine è legata alla tettonica estensionale che, nel corso del tardo Pliocene, ha interessato il settore centro-occidentale dell'Appennino e che ha provocato l'apertura di diversi bacini appenninici (Rieti, Leonessa, ecc.). Questa depressione tettonica è stata colmata, nel tardo Pleistocene-Olocene, da sedimenti fluviali e lacustri. La piana è inoltre bordata ed attraversata da un complesso ma ben noto reticolo di faglie e fratture, caratterizzate da attività sismica (Fig. 1). Recenti studi (GALADINI & MESSINA, 1994), supportati da dati geofisici, affermano che i sedimenti recenti del bacino sono dislocati da alcuni sistemi di faglia, con riattivazioni oloceniche (MICHETTI *et al.* 1996; GALADINI *et al.*, 1997) e mostrano la presenza di due sub-bacini separati da un *horst* localizzato nella porzione nord-occidentale della dorsale Vallelonga-Trasacco. I due sub-bacini possono essere considerati semi-*graben* con faglie principali immergenti a sud-ovest (SBGMF e TF). In questa area, a testimonianza di un'attività tettonica recente, è stata individuata e misurata una cospicua concentrazione di gas del suolo (CO₂, He e Rn) risalenti attraverso le faglie che interessano la copertura quaternaria (CIOTOLI *et al.*, 2007).

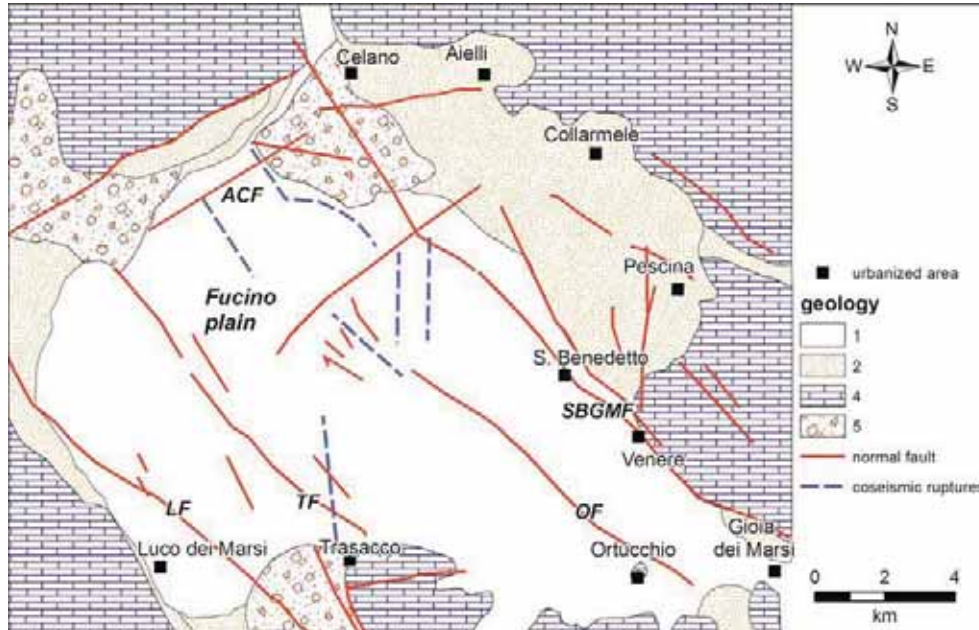


Fig. 1 - Schema geologico-strutturale della piana del Fucino (modificata da Ciotoli et al., 2007). Geologia: [1] alluvioni recenti (Olocene); [2] alluvioni terrazzate (Pleistocene sup.); [3] serie carbonatica della successione Laziale-Abruzzese; [4] conoidi tardo Pleistocene Olocene. ACF faglia Avezzano-Celano, LF faglia Luco dei Marsi, OF faglia Ortucchio, TF faglia Vallelonga-Trasacco Avezzano, SBGMF faglia San Benedetto-Gioia dei Marsi.

Dal punto di vista idrogeologico la piana può essere suddivisa in due complessi (PETITTA et al., 2009):

- a un complesso idrogeologico carbonatico fratturato e carsificato che circonda la piana. Le principali sorgenti si rinvergono alla base dei rilievi carbonatici lungo il contatto con i depositi lacustri a scarsa permeabilità.
- b un complesso idrogeologico di depositi alluvionali costituenti la piana, rappresentato da un *aquitard* superficiale costituito da depositi lacustri pleistocenici e olocenici. Al di sotto si rinviene un acquifero multifalda, contenente una falda in pressione che riceve contributi idrici locali sia dagli acquiferi carbonatici circostanti sia dal substrato carbonatico sepolto.

Le sorgenti che emergono ai bordi della piana presentano temperature inferiori a 13°C e valori di pH compresi tra 7,6 e 7,8. La conducibilità misurata risulta pari a 251 μS nella sorgente Fonte grande (versante Nord); 328 μS nella sorgente Molini e 280 μS nella sorgente Venere (versante Est); 345 μS nella sorgente Ortucchio (versante S-E) (LETTA & MASI, 1997).

Quindi le acque sono medio-minerali ad eccezione delle sorgenti di Fonte Grande e Venere che sono oligo-minerali; dal punto di vista della composizione sono acque bicarbonato-alcalino-terrose, in accordo con la litologia prevalentemente carbonatica degli acquiferi. Le acque che circolano negli acquiferi terrigeni e al di sotto della piana mostrano caratteri-

stiche differenti con arricchimenti in sodio, potassio, ammonio e ferro dovuti al passaggio nei sedimenti alluvionali e lacustri. L'ammonio presente è dovuto alla degradazione della materia organica contenuta nei sedimenti terrigeni della piana.

3. METODOLOGIE DI INDAGINE, CAMPIONAMENTO E ANALISI

Attraverso l'interpretazione delle foto aeree del 2005 e tramite rilevamenti sul campo sono stati localizzati alcuni *sinkholes* (NISIÒ, 2008). È stato effettuato un campionamento dei gas del suolo presso i principali sprofondamenti della piana. Sui campioni raccolti sono state effettuate analisi chimiche delle specie gassose maggiori (N_2 , O_2), minori (CO_2 e degli idrocarburi leggeri dal CH_4 al C_4H_{10}) per mezzo di un gas cromatografo FISON GC-8000 (errore analitico pari a $\pm 3\%$), degli elementi in traccia (He) tramite uno spettrometro di massa tarato per la sola massa 4 (modello Varian Helium Leak Detector 938-41, errore analitico pari a ± 20 ppb). Sono state inoltre effettuate analisi isotopiche del carbonio della CO_2 per mezzo di uno spettrometro di massa MAT 252 della Finnigan. Il $\delta^{13}C$ è espresso in per mille (‰) rispetto allo standard internazionale PDB. L'errore analitico è pari a $\pm 0,1$ ‰.

In alcuni *sinkholes*, che oggi ospitano dei laghi (Pozzone 1, 2, 3), e da due pozzi della piana (Fucino 6 e Fucino 7) sono stati prelevati campioni d'acqua per le analisi chimico-fisiche e per la determinazione della composizione isotopica del carbonio del DIC (*Dissolved Inorganic Carbon* - Carbonio Inorganico Disciolto).

Infine è stata campionata la fase gassosa libera associata ad un piccolo *sinkhole* che presentava un forte gorgogliamento (*gas vent*) e l'acqua in esso presente. Sui gas liberi e sul campione d'acqua sono state effettuate le suddette analisi chimiche ed isotopiche.

4. RISULTATI

4.1 Indagini geologico-strutturali e geomorfologiche

I fenomeni individuati sono concentrati al bordo nord-occidentale del bacino (località Avezano-Le Mole, Pozzone e Pescina) e nel settore sud-occidentale (tra Luco dei Marsi e la Strada 38) dove il tetto del substrato carbonatico, al di sotto della copertura impermeabile, dovrebbe attestarsi intorno ai 100-200 m, mentre non si sono registrati fenomeni presso il centro della piana dove il *bedrock* carbonatico raggiunge profondità maggiori, sino a 800 m (CAVINATO *et al.*, 2002; NISIÒ, 2008) e non sarebbe possibile ammettere un fenomeno di erosione dal basso con eventi di liquefazione per tali spessori (Fig. 2).

Nella piana sono presenti numerosi elementi ed indizi che testimoniano la presenza di faglie attive, le cui caratteristiche geometriche e cinematiche sono state descritte da vari autori (ODDONE, 1915; SERVA, 1991; RAFFY, 1970; BOSI, 1975; GIRAUDI, 1989; GALADINI & MESSINA, 1994). Alcune faglie rappresentano la prosecuzione in superficie di dislocazioni presenti nel basamento, altre la prosecuzione di importanti strutture che interessano le dorsali circostanti. Dai diagrammi a rosa dei venti (SALVINI, 1998) applicati alla faglie della piana risulta che la direzione delle linee tettoniche è generalmente appenninica e, subordinatamente, antiappenninica (Fig. 3a).

Dall'analisi morfometrica, la forma dei *sinkholes* rilevati risulta variabile tra sub-circolare ed ellissoidale, con una buona correlazione lineare ($R^2 = 0,9$) tra le dimensioni dell'asse maggiore e minore (Fig. 4). Piccoli laghi e depressioni asciutte di morfologia sub-circolare,

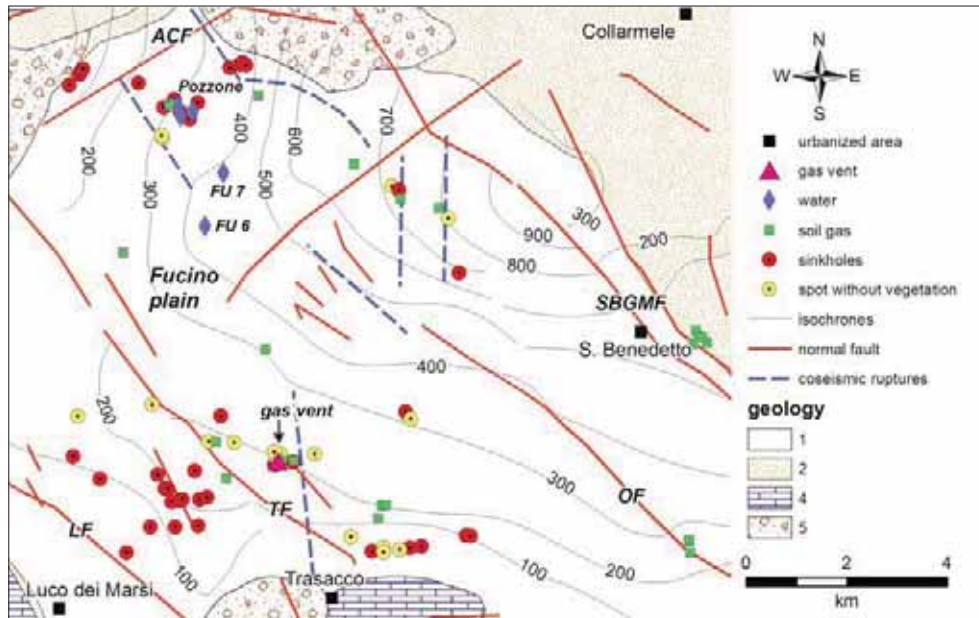


Fig. 2 - Distribuzione dei sinkholes e delle aree prive di vegetazione identificate tramite l'interpretazione delle foto aeree e dei rilievi sul campo. Mappa delle isocrone (intervallo 100 ms) dei depositi fluvio-lacustri che rappresenta la carta delle isopache della copertura sedimentaria [modificata da Cavinato et al., 2002; Ciotoli et al., 2007].

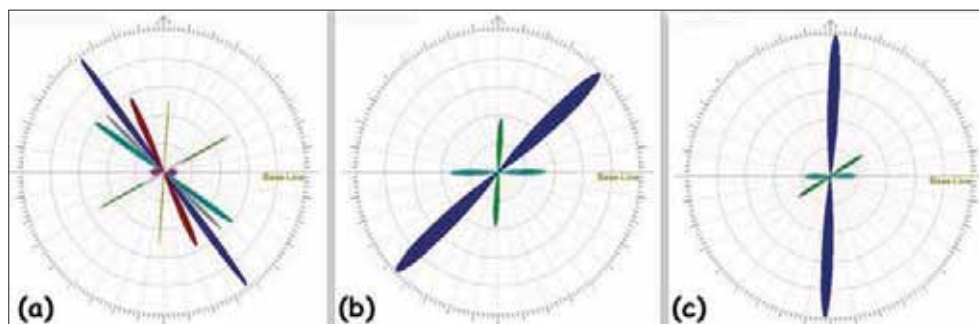


Fig. 3 - Diagramma a rosa dei venti di: a) faglie della piana del Fucino; b) direzione dell'asse maggiore dei sinkholes individuati nel settore nord-occidentale della piana; c) direzione dell'asse maggiore dei sinkholes individuati nel settore sud-occidentale della piana.

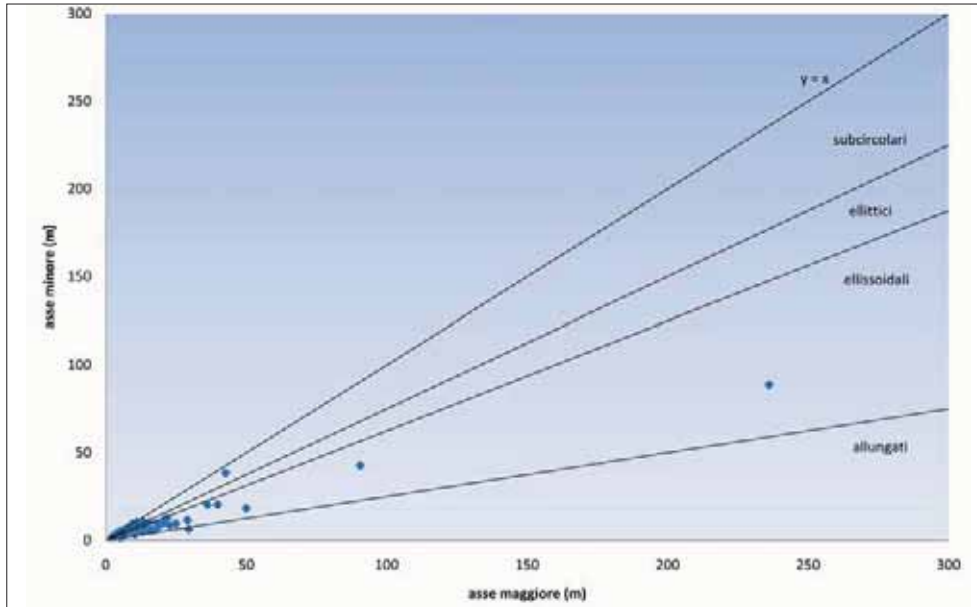


Fig. 4 - Morfometria dei sinkholes della piana del Fucino nelle dimensioni in pianta.



Fig. 5 - Il Lago Pozzone 1- a) ortofoto; b) stralcio della tavoletta I.G.M.(scala 1:25.000); c) foto.

con diametri compresi tra 30 a 5 metri e profondità di pochi metri, sono riportate su cartografie storiche ma attualmente sono stati ricolmati artificialmente.

Alcune cavità, oggi attive, ospitano polle d'acqua e piccoli laghi, a volte utilizzati per la pesca sportiva. In alcuni dei piccoli laghi individuati sono presenti sorgenti perenni. La forma di tali piccoli laghi e polle è prevalentemente sub-circolare, talvolta irregolare, e può derivare dalla fusione di più cavità. Il Pozzone 1, in particolare, è una cavità multipla, di profondità inferiore ai 2 m. Il piccolo lago è perenne e non subisce variazioni stagionali di livello (Nisio, 2008; Fig. 5a, b, c). Le cavità denominate il Pozzone 2 e 3 presentano morfologia sub-circolare.

4.2 Indagini geochimiche

Gas del suolo

La prospezione dei gas del suolo viene solitamente effettuata per individuare elementi tettonici sepolti (faglie, diaclasi). Infatti, poiché la migrazione dei gas attraverso la crosta avviene per meccanismi di tipo avettivo lungo le discontinuità tettoniche, lo studio della distribuzione superficiale di alcune specie di origine endogena (CO₂, CH₄, He, Rn) permette di individuarne le principali vie di risalita. Sono stati compiuti in passato alcuni studi sulle distribuzioni dei gas del suolo (CIOTOLI *et al.*, 1998; CIOTOLI *et al.*, 2007) che mostrano anomalie superficiali di alcune specie gassose del suolo in corrispondenza dei principali allineamenti tettonici che interessano la copertura continentale della piana del Fucino. In questo lavoro è stato effettuato un campionamento di dettaglio dei gas del suolo solamente nelle aree in cui, sulla base dei suddetti studi, erano presenti le principali anomalie di gas in superficie (indicanti dunque delle discontinuità tettoniche sepolte) nell'intento di approfondire il ruolo svolto dalle discontinuità stesse nel condizionare i fenomeni di interazione acqua-gas-roccia.

La tabella 1 riporta i principali parametri statistici dei 37 campioni analizzati. Le concentrazioni di CO₂, N₂ e O₂ mostrano una bassa dispersione, come indicato dal basso valore di deviazione standard. Invece l'ampio *range* di valori di concentrazione del CH₄ e del He, così come l'alto valore dell'asimmetria, indicano la presenza di *outliers*. I valori della media e della mediana del CH₄ e del He evidenziano che la distribuzione di frequenza di questi gas è positivamente asimmetrica, indicando una distribuzione log-normale di questi variabili.

La composizione isotopica del carbonio della CO₂ dei campioni di gas del suolo varia in un *range* compreso tra -17,46‰ e -58,25‰ vs. PDB (Fig. 6). Nel campione prelevato presso il *sinkhole* (Fig. 7) che presentava gorgogliamento con fase gassosa libera (*gas vent*) sono state misurate delle composizioni isotopiche particolarmente negative, da -34‰ a -58‰ vs. PDB.

Tabella 1 – Statistiche descrittive delle principali specie chimiche analizzate nei campioni di gas del suolo.

	N	Media	Mediana	Min	Max	Q1	Q3	Dev.Std	Sk
CO ₂ , %	37	4,20	3,79	0,96	10,30	2,41	5,02	2,61	1,06
O ₂ , %	37	17,53	18,51	6,50	20,95	16,59	20,08	3,55	-1,66
N ₂ , %	37	77,41	77,57	71,85	82,12	75,85	79,25	2,17	-0,16
CH ₄ , ppm	37	805,56	1,71	0,55	29700,0	1,35	2,34	4882,17	6,08
He, ppb	37	5142,90	5051,61	4812,77	6847,74	5000,67	198,02	347,52	3,57

Fase gassosa libera

Nel campione di gas prelevato dal *sinkhole* che presentava gorgogliamento con fase gassosa libera (Fig. 7), è stata misurata una composizione chimica ed isotopica molto diversa dai campioni di gas del suolo, come mostrato in tabella 2. Il campione risulta caratterizzato dall'elevato contenuto in metano (80,18%) e da una forte anomalia negativa di elio (-4657 ppb rispetto alla concentrazione atmosferica). La composizione isotopica del carbonio della CO₂ è pari a 0,44‰ vs. PDB.

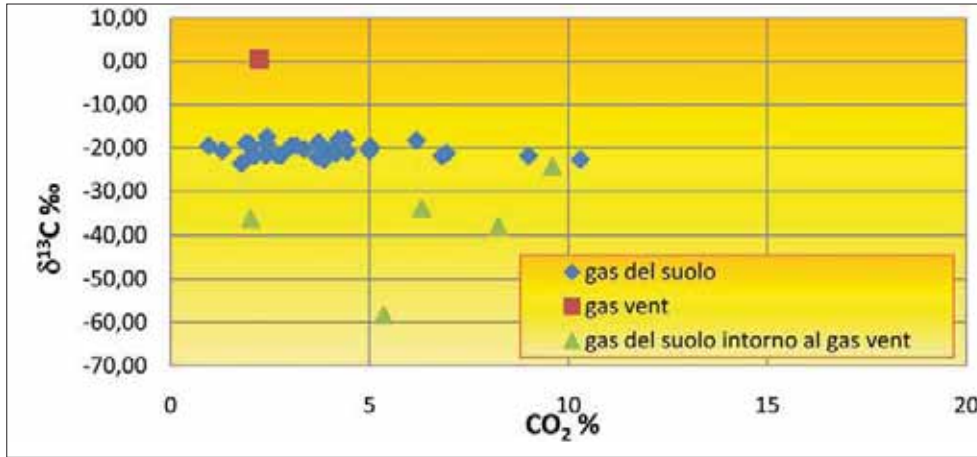


Fig. 6 -Correlazione tra la concentrazione della CO₂ [%] e il ¹³C [‰] del carbonio della CO₂, nei campioni di gas del suolo, nel sinkhole che presentava fase gassosa libera (gas vent) e nel gas del suolo intorno ad esso.



Fig. 7 - Sinkhole recente (aprile 2009) che presenta abbondante fase gassosa libera (gas vent) situato lungo la Strada 38 presso il terzo gruppo di case dall'incrocio con il Canale di Drenaggio.

Tabella 2 - Composizione chimica e isotopica della fase gassosa libera campionata nel sinkhole di Figura 7.

	CO ₂ , %	O ₂ , %	N ₂ , %	CH ₄ , %	He, ppb	δ ¹³ C, ‰ PDB
Gas vent	2,23	1,95	6,09	80,18	567	+0,44

Acque sotterranee

I valori misurati nelle acque presenti all'interno di alcuni piccoli laghi e da due pozzi all'interno della piana (Tabella 3) mostrano conducibilità più elevate (fino a 778 μS) rispetto alle sorgenti poste a bordo piana (le conducibilità delle sorgenti si attestano tra i 251 μS di Fonte Grande e i 345 μS di Ortucchio). I valori del pH sono leggermente inferiori rispetto a quelli delle suddette sorgenti (da 7,1-7,6 a 7,7 delle sorgenti), dato che potrebbe essere compatibile con un aumento della concentrazione di anidride carbonica. Le concentrazioni ioniche misurate risultano compatibili con uno scorrimento all'interno dei depositi terrigeni fluvio-lacustri della piana. Particolarmente mineralizzato e, in particolare, arricchito in solfati risulta il campione d'acqua prelevato nel *sinkhole* con fase gassosa libera, in cui purtroppo non è stato possibile misurare i parametri chimico-fisici.

Poiché la CO_2 , a causa della sua alta solubilità in acqua, può trovarsi disciolta nelle acque sotterranee degli acquiferi, nei campioni delle acque di pozzo e nel *sinkhole* con fase gassosa libera sono state effettuate anche analisi della composizione isotopica del DIC (Carbonio Inorganico Disciolto). Il chimismo e la composizione isotopica del DIC sono infatti utili strumenti per identificare emissioni di CO_2 che non si manifesta in superficie sotto forma di emissioni "asciutte" o come fase gassosa libera associata a sorgenti nonché per discriminare eventuali apporti di CO_2 di origine organica o inorganica.

Il $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ è risultato molto variabile (Tabella 4), da -12,6‰ a +4,3‰, così come la sua concentrazione (da 0,007317 a 0,1587 mol/kg).

Tabella 3 - Parametri chimico-fisici e principali cationi e anioni delle acque campionate. L= sinkholes ricolmati d'acqua a formare piccoli laghi; P= pozzi; S= sinkholes con fase gassosa libera.

Toponimo	tipo	pH	CE (S/cm)	eH	T (°C)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	HCO ₃ (mg/l)	Cl (mg/l)	NO ₃ (mg/l)	NO ₂ (mg/l)	SO ₄ (mg/l)
Pozzone 1	L	7,10	480		7,5	82,1	13	3,17	1,5	317	4,79	30,5	3,8	
Pozzone 2	L	7,29	777		9,6	145	19	6	4,2	531	13,9	130	11,8	
Pozzone 3	L	7,37	778		9,1	111,9	32,3	15	5,7	488	34	43,5	0,3	
Fucino 6	P	7,60	544	-129	14,4	77,6	16,1	11,1	21,8	366	2,9	-	-	0,1
Fucino 7	P	7,62	357	56,5	15						2,2	4,89	-	3,9
gas vent	S	-	-	-	-	294,9	85,9	24,5	37,8	793	18,7	-	-	504

Tabella 4 - Concentrazione del carbonio inorganico disciolto (DIC) e Indice di Solubilità della calcite (SI) calcolati con il programma PHREEQC, e composizione isotopica del carbonio del DIC ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$).

Toponimo	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ‰ PDB	DIC mol/kg	SI calcite
Fucino 6	-0,61	0,007317	0,50
Fucino 7	-12,60		
gas vent	4,3	0,158700	0,73

5. DISCUSSIONE

5.1 Indagini geologico-strutturali e geomorfologiche

Sia l'analisi morfometrica sia il confronto tra andamento delle principali faglie dell'area di studio e la direzione dell'asse maggiore dei *sinkholes*, evidenziano come sussista un controllo da parte della tettonica recente sulla piana in generale e sulla morfologia e sull'evoluzione dei *sinkholes* in particolare. Il rapporto tra asse maggiore e asse minore nei *sinkholes* (Fig. 4) evidenzia che la loro forma risulta variabile tra sub-circolare e ellissoidale; questo allungamento di uno degli assi viene imputato in parte a fenomeni di coalescenza tra cavità formatesi lungo una stessa direzione (come per il *sinkhole* Pozzone 1), in parte viene imputato all'esistenza di linee di debolezza nel substrato che permettono la risalita dal basso di fluidi aggressivi che innescano e fanno ulteriormente progredire questi fenomeni.

L'analisi dei diagrammi a rosa dei venti (Fig. 3) evidenzia come il controllo tettonico sia maggiore nel settore nord-occidentale della piana piuttosto che in quello meridionale. La direzione degli assi maggiori dei *sinkholes* presenti nel settore nord-occidentale della piana segue l'andamento antiappenninico (Fig. 3b), e in particolare quello della faglia Avezano-Celano (ACF), evidenziando la stretta relazione tra tettonica e *sinkholes*. Nei *sinkholes* presenti nel settore sud-occidentale prevale la direzione NS (Fig. 3c), in disaccordo con la direzione delle principali faglie della zona (LF e TF). Il minore controllo tettonico, rispetto al settore settentrionale, può essere imputato a un minore grado di "maturità" dei *sinkhole*, testimoniato dalle minori dimensioni medie dei *sinkholes* e dalla maggiore presenza di *spot* in cui non vi è crescita di vegetazione, indizio di flussi di CO₂ particolarmente intensi dal sottosuolo e dunque possibili punti di formazione di nuovi sprofondamenti (Fig. 2).

Il controllo tettonico risulta comunque subordinato rispetto all'importanza che riveste lo spessore della copertura sedimentaria e la profondità del *bedrock* carbonatico, come dimostra il fatto che non si sono registrati fenomeni presso il centro della piana dove il *bedrock* carbonatico raggiunge profondità maggiori (sino a 800 m) e non sarebbe possibile ammettere un fenomeno di erosione dal basso con eventi di liquefazione per tali spessori.

5.2 Indagini geochemiche

Gas del suolo e fase gassosa libera

Nei gas del suolo la correlazione inversa tra CO₂ e O₂, a fronte della concentrazione dell'N₂ che rimane pressoché costante, costituisce un indizio di processi chimici o biologici di ossidazione della materia organica, facendo escludere la presenza di un flusso di CO₂ di origine profonda che, mescolandosi progressivamente con i gas atmosferici, ne causa progressivamente la diluizione. La composizione isotopica del C della CO₂ (Fig. 6) ne conferma l'origine organica. La maggior parte dei campioni di gas del suolo presentano infatti un δ¹³C compreso tra -17,5‰ e -25‰; questi valori sono confrontabili con quelli della respirazione delle piante. Infatti nelle regioni temperate la maggior parte delle piante presenta valori di δ¹³C variabili tra -24‰ e -30‰, con un valor medio di -27‰ (VOGEL 1993). La decomposizione di questa materia organica produce una CO₂ con lo stesso δ¹³C della materia vegetale da cui deriva. Poiché la CO₂ del suolo è dalle 10 alle

100 volte superiore a quella atmosferica, si genera un gradiente di concentrazione che produce un frazionamento pari a circa 4‰ [CERLING *et al.*, 1991]. Per questo motivo il $\delta^{13}\text{C}$ della CO_2 del suolo, derivante dalla respirazione delle piante, risulta generalmente pari a -23‰.

I campioni di gas del suolo prelevati intorno al *gas vent* presentano invece delle composizioni isotopiche più negative, comprese tra -34‰ e -58‰. In questi campioni è stata misurata una concentrazione di CH_4 compresa tra 0,55 ppm e 29700 ppm. La bassa concentrazione di CH_4 nel suolo associata a valori così negativi di $\delta^{13}\text{C}$ della CO_2 può rappresentare un indizio dell'ossidazione del metano che si verificherebbe nel livello insaturo del suolo. Secondo PETITTA *et al.* (2009) la quota piezometrica si troverebbe a una profondità variabile tra i 2m e i 10m al di sotto del piano campagna, con variazioni stagionali di circa 1m. In questo spessore di suolo insaturo (i cui pori sono quindi occupati da aria con circa il 20% di ossigeno) il CH_4 , che risale in superficie tramite faglie e fratture, si diffonde e subisce un processo di ossidazione da parte dei batteri metanotrofi. Questi organismi consumano preferenzialmente gli isotopi leggeri del C del CH_4 , lasciando un metano residuale arricchito in ^{13}C [COLEMAN *et al.*, 1981; BAKER & FRITZ, 1981] e una CO_2 , prodotto di scarto del loro metabolismo (ipotizzando una forma di respirazione cellulare in presenza di ossigeno) particolarmente "leggera" dal punto di vista isotopico, poiché deriva i suoi atomi di C dal metano consumato. In questo caso la fonte di metano è il *sinkhole* con fase gassosa libera, in cui è stata misurata una concentrazione del CH_4 pari all'80%.

Invece la CO_2 presente con il metano nel *gas vent* (nella fase gassosa libera) non risulta avere un'origine organica (dall'ossidazione del CH_4 o dalla respirazione delle piante), ma piuttosto sembra derivare dai carbonati del Mesozoico. Processi come il termo-metamorfismo o la dissoluzione dei carbonati collegata all'idrolisi dei silicati portano alla formazione di CO_2 la cui composizione isotopica riflette sostanzialmente quella del carbonato di origine. Il $\delta^{13}\text{C}$ della CO_2 del *gas vent*, pari a +0,44‰, è compatibile con il $\delta^{13}\text{C}$ dei carbonati Mesozoici che bordano la piana e ne costituiscono il *bedrock* [-2 / +3 ‰ vs. PDB, AGOSTA *et al.*, 2008].

Acque sotterranee

Il chimismo delle acque campionate nei *sinkholes* Pozzone 1, 2, 3, è indicativo dello scorrimento all'interno dei depositi terrigeni fluvio-lacustri della piana, in particolare nella falda superficiale come indicato dalle alte concentrazioni di nitrati. Particolarmente interessanti sono i valori di pH, leggermente inferiori a quelli misurati nelle acque delle sorgenti che bordano la piana, perché potenzialmente indicativi di un aumento di concentrazione della CO_2 . Le acque dei pozzi (Fucino 6 e 7), meno ricche in nitrati e con pH leggermente più alto, sono invece provenienti dall'acquifero più profondo, meno inquinato. Indicativo di un ambiente anossico è il valore dell'eH misurato nelle acque del pozzo Fucino-6. L'alta concentrazione in solfati che si riscontra nell'acqua del *sinkhole* con fase gassosa libera può essere attribuita all'ossidazione di fluidi ricchi in H_2S che risalgono in superficie.

La concentrazione e la composizione isotopica del DIC molto variabile indica che probabilmente c'è più di una fonte di carbonio che interagisce con le acque e che i processi di interazione gas-acqua si verificano in differenti condizioni ambientali.

I valori del $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ nel *gas vent* e nel campione Fucino 6 confermano l'apporto di carbonio dalle rocce carbonatiche del *bedrock*. Infatti, mentre il $\delta^{13}\text{C}$ del DIC che inizialmente si

dissolve nelle acque sotterranee dipende dalle condizioni che si verificano durante la dissoluzione della CO₂ del suolo (tipo di vegetazione, pH, sistema aperto o chiuso), ma frequentemente varia nel *range* da -20‰ a -15‰, l'arricchimento in ¹³C è conseguenza del δ¹³C dei carbonati Mesozoici [-2 / +3 ‰ secondo AGOSTA *et al.*, 2008]. Il δ¹³C particolarmente positivo del DIC del *gas vent* (+4,3‰) può essere spiegato ipotizzando un frazionamento dovuto alla precipitazione della calcite, tendenza indicata dall'indice di solubilità SI > 0. Principalmente derivante dalla CO₂ del suolo, ma con leggero apporto dalle rocce carbonatiche, il DIC del campione Fucino 7.

5.3 Discussione finale e ipotesi sui meccanismi di formazione dei sinkholes

L'approccio multi-disciplinare (indagini geologico-strutturali, geochemiche e storiche) applicato allo studio dei *sinkholes* della piana del Fucino si è rivelato particolarmente utile per individuare quali sono i fattori che influenzano maggiormente la formazione dei *sinkholes* e per formulare alcune ipotesi sui possibili meccanismi di formazione di questi fenomeni. Sembra possibile distinguere diverse tipologie di sprofondamenti:

- forme "mature" (come i laghi Pozzone 1, 2, 3), localizzate prevalentemente nel settore nord-occidentale della piana, caratterizzate da dimensioni maggiori (media dell'asse maggiore pari a 44,95 m) e in cui la direzione dell'asse maggiore segue l'andamento anti-appenninico caratteristico delle principali faglie di quel settore (faglia Avezzano-Celano).
- forme "recenti", localizzate prevalentemente nel settore sud-occidentale della piana, di dimensioni ridotte (media dell'asse maggiore pari a 11,97 m) e in cui la direzione dell'asse maggiore Nord-Sud non segue la direzione delle principali faglie della zona (faglia Luco dei Marsi e Trasacco). In questo settore sono state individuate diverse aree in cui non vi è crescita di vegetazione e dove è ubicato il *sinkhole* che presenta fase gassosa libera.

La distinzione tra queste tipologie di *sinkholes* è indicativa di diversi fattori che ne influenzano con intensità diversa la formazione, cioè lo spessore della copertura sedimentaria e l'assetto strutturale (presenza di faglie e reticoli di fratture più o meno estesi). Quest'ultimo fattore influenza a sua volta la presenza di gas (come CO₂ e CH₄, ma anche He e Rn) essendo le faglie e le fratture la via preferenziale di migrazione dei gas verso la superficie.

I possibili meccanismi genetici delle cavità individuate escludono una connessione con il carsismo dell'area, ma si ammette una probabile liquefazione di orizzonti alluvionali di granulometria medio-fine. La liquefazione potrebbe avvenire a differenti profondità all'interno dei depositi anche nei primi metri della copertura. In questo caso giocherebbero un ruolo importante i fluidi ricchi in CO₂ derivante dalla respirazione delle piante e dall'ossidazione del metano presente nei sedimenti fluvio-lacustri. Altresì potrebbe essere ipotizzato un fenomeno di *piping* più profondo (*deep piping*) in relazione ai sistemi di faglia e frattura che attraversano la piana all'interno dei quali può avvenire una circolazione di fluidi aggressivi risalenti dal basso, in cui la CO₂ proverrebbe dai carbonati Mesozoici.

6. CONCLUSIONI

Nella piana del Fucino la presenza di faglie attive, che interessano anche le coperture fluvio-lacustri, di potenti spessori di depositi continentali, in prevalenza costituiti da argille

organiche e limi che hanno subito una cementazione ed una modesta sovraconsolidazione, la presenza di anomalie di concentrazione di gas del suolo, nonché la massiccia presenza di CO₂ disciolta anche in acqua, sono condizioni predisponenti la formazione di *deep piping sinkhole* (NISIO, 2003; NISIO *et al.* 2007; CARAMANNA *et al.* 2008; NISIO 2008). Nello studio dei fenomeni dei *sinkholes*, individuati nella piana è stato seguito un approccio multi-disciplinare, utilizzando metodologie geologico-strutturali, storiche e geochimiche, che ha permesso di definire, almeno in linea generale, le variabili in gioco e le possibili interazioni fra di esse.

Le analisi geochimiche, ed in particolare quelle isotopiche, hanno permesso di confermare la presenza di CO₂ che si origina nel basamento carbonatico del Mesozoico, presumibilmente per un processo di termo metamorfismo. Tali concentrazioni di gas sono sicuramente tra i fattori innescanti la formazione dei *sinkholes* presenti nella piana. La presenza di grandi quantitativi di gas nelle acque negli acquiferi profondi della piana facilita i processi di erosione, di dissoluzione e di liquefazione dei terreni.

I fenomeni di *sinkholes* individuati, formati a partire presumibilmente dai primi anni del novecento, dopo la bonifica del lago, sono inoltre correlabili agli effetti al suolo di eventi sismici manifestatisi nell'area che hanno prodotto liquefazione di alcuni orizzonti limosi (ODDONE, 1915).

L'ultimo *sinkhole* censito si è aperto a fine aprile 2009, circa 20 giorni dopo l'evento sismico che ha interessato l'Abruzzo. Essendo l'area posta ad una certa distanza dall'epicentro del sisma, non è certa un'effettiva correlazione con l'evento che tuttavia non può essere esclusa.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia la Sig.ra Anna Baccani e il Dott. Marco Mola per l'assistenza in laboratorio e la Dott.ssa Francesca Di Milia per l'elaborazione dei diagrammi a rosa.

BIBLIOGRAFIA

- ANNUNZIATELLIS A. BEAUBIEN S.E. CIOTOLI G. LOMBARDI S., NISIO S. NOLASCO F. (2004) - *Studio dei parametri geologici e geochimici per la comprensione dei meccanismi genetici degli sprofondamenti nella piana di S. Vittorino*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di *sinkholes* e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004", 63-82.
- AGOSTA F. MULCH A. CHAMBERLAIN P. AYDIN A. (2008) - *Geochemical traces of CO₂-rich fluid flow along normal faults in central Italy*. Geophys. J. Int., **174**, 758-770.
- BAKER J.F. FRITZ P. (1981) - *Carbon isotope fractionation during microbial methane oxidation*. Nature, **239**, 289-291.
- BEAUBIEN S.E. CIOTOLI G. LOMBARDI S. NISIO S. NOLASCO F. (2003) - *Indagini Geologiche e Geochimiche per lo Studio del Rischio Sinkholes nella Piana di S. Vittorino*. Atti Conv. 4° Forum FIST Bellaria (Rimini) 16-18 sett. 2003. Vol Abs., 357-359.
- BERTI G. CANUTI P. CASAGLI N. MICHELI L. PRANZINI G. (2002) - *Risultati preliminari sullo sprofondamento in località Bottegone (Grosseto)*. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 242-256.
- BOSI C. (1975) - *Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale*. Boll. Soc. Geol. Ital., **94**, 827-859.

- CARAMANNA G. CIOTOLI G. NISIO S. (2008) - *A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas*. Natural Hazards, **45**(2), 145-172.
- CAVINATO G.P. CARUSI C. DALL'ASTA M. MICCADEI E. PIACENTINI T. (2002) - *Sedimentary and tectonic evolution of Plio-Pleistocene alluvial and lacustrine deposits of Fucino Basin (central Italy)*. Sedimentary Geology, **148**, 29-59.
- CERLING T.E., SOLOMON D.K., QUADE J., BOWMAN J.R. (1991) - *On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide*. Geochim. Cosmochim. Acta, **55**, 3403-3405.
- CIOTOLI G., GUERRA M., LOMBARDI S., VITTORI E. (1998) *Soil gas survey for tracing seismogenic faults: A case study in the Fucino Basin, central Italy*, J. Geophys. Res., **103**, 23,781 - 23,794.
- CIOTOLI G. LOMBARDI S. ANNUNZIATELLIS A. (2007) *Geostatistical analysis of soil gas data in a high seismic intermontane basin: Fucino plain, central Italy*. J. Geophys. Res. **112**-B05407.
- COLEMAN D.D. RISATTI J.B. SCHOELL M. (1981) - *Fractionation of carbon and hydrogen isotopes by methane-oxidizing bacteria*. Geochim. Cosmochim. Acta, **45**, 1033-1037.
- FACCENNA C., FLORINDO F., FUNICELLO R., & LOMBARDI S. (1993) - *Tectonic setting and Sink-hole Features: case histories from western Central Italy*. Quaternary Proceeding, **3**, 47-56.
- GALADINI F. MESSINA P. (1994) *Plio-quaternary tectonics of the Fucino basin and surrounding areas (central Italy)*. Giornale di Geologia, **56**/2, 73-99.
- GALADINI F. GALLI P. GIRAUDI C. (1997) - *Geological investigation of Italian earthquakes: New paleoseismological data from the Fucino plain (Central Italy)*. J. Geodyn., **24** (1-4), 87-103.
- GIRAUDI C. (1989) - *Lake levels and climate for the last 30,000 years in the Fucino area (Abruzzo, Central Italy): A review*. Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **70**, 249-260.
- LETTA D. MASI U. (1997) *Caratteristiche geochemiche di acque sorgive e di pozzo della zona della Piana del Fucino (l'Aquila, Italia centrale)*. Geologica Romana, **33**, 1-12
- MICHETTI A.M. BRUNAMONTE F. SERVA L. VITTORI E. (1996) - *Trench investigations of the 1915 Fucino earthquake fault scarps (Abruzzo, Central Italy): Geological evidence of large historical events*. J. Geophys. Res., **101**, 5921- 5936.
- NISIO S. (2003) - *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia Centrale*. Il Quaternario, **16**(1), 121-132.
- NISIO S. (2008) - *I fenomeni naturali di sinkholes nelle aree di pianura italiane*. Mem. Descr. Della Carta Geol. D'It., LXXXV, 475pp.
- NISIO S., CARAMANNA G., CIOTOLI G. (2007) - *Sinkholes in Italy: first results on the inventory and analysis*. Geological Society, London, Special Publications, **279**, 23 - 45.
- ODDONE G. (1915) - *Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915*. Boll. Soc. Sismol. Ital., **19**, 71-215.
- PETITTA M. FRACCHIOLLA D. ARAVENA R. & BARBIERI M. (2009) - *Application of isotopic and geochemical tools for the evaluation of nitrose cycling in an agricultural basin, the Fucino Plain, Central Italy*. Journal of Hydrology, **372**, 124-135.
- PARKHURST D.L. (1995) - *User's guide to PHREEQC- a computer program for speciation, reaction path, advective-transport, and inverse geochemical calculation*. US Geological Survey Report, WRI no. 95-4227.

- RAFFY J. (1970) – *Etude Géomorphologique du bassin d’Avezzano (Italie Centrale)*. Méditerranée, **1**, 3-18.
- SERVA L. (1991) – *Un metodo per una migliore comprensione della sismicità di un’area: la conca del Fucino*. In E. Boschi & M. Dragoni (Eds.) *Aree sismogenetiche e rischio sismico in Italia*. Vol. 2, 187-196, Roma.
- SALVATI R. & SASOWSKY I.D. (2002) – *Development of collapse sinkholes in areas of groundwater discharge*. *Journal of Hydrology*, **264**, 1-14.
- SALVINI F. (1998) – *Daisy 2.1 software*. Roma.
- VOGEL J.K (1993) – *Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis*. In: J.R. Ehleringer, A.E. Hall and G.D. Farquhar (Eds.) *Stable isotope and Plant Carbon – Water Relations*, Academic Press, San Diego, CA:29-38.

I SINKHOLES DEL SETTORE NORD ORIENTALE DELLA PIANA DEL F. SARNO: ULTERIORI DATI RELATIVI ALL'ASSETTO LITOSTRATIGRAFICO DEL SOTTOSUOLO

di Guarino P.M. & Nisio S.

ISPRA – Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia

ABSTRACT

Some sub-circular cavities are observed in north-eastern sector of the Sarno River plain area (Campania region); in detail we studied two sub-circular depressions: S. Vito hollow and *Falso Compare lake* (also named Sea Eye).

Some first hypothesis are presented to explain the genesis of *Falso Compare lake* and S. Vito cave. Their origin is compatible to deep piping processes: they were originated in a plain area with pyroclastic and alluvial cover over a buried bedrock, characterised by artesian hydrological circuit presence, probably in historical age. The correlation between collapses and *piping sinkholes* is confirmed by the "drowning" of one of the cavity soon after the formation. The acquisition and analysis of data related to more than 60 boreholes drilled in the study area, bring further items concerning stratigraphical and hydrological framework and confirm the sinking hypotised model. Furthermore, this model is supported by recognition of widespread cavities presence, recognised in alluvial and pyroclastic deposits below topographic surface.

1. INTRODUZIONE

La piana del F. Sarno versa da decenni in uno stato di grave degrado, legato alla diffusa presenza di fonti di inquinamento urbano, agricolo e industriale, all'eccessivo sfruttamento delle sorgenti e delle falde sotterranee (e conseguenti fenomeni di subsidenza indotta), alle modifiche ed alterazioni della rete idrografica e dei canali ed alla diffusa presenza di insediamenti abitativi e produttivi.

In questo scenario, gli studi svolti dal Servizio Geologico d'Italia dell'ISPRA si sono concentrati su di un ulteriore elemento di *fragilità geologica* del territorio, ad oggi ancora poco noto, legato alla suscettibilità al verificarsi di fenomeni di sprofondamento improvviso, fenomeni noti in letteratura come *sinkholes*.

Tali studi hanno consentito, attraverso rilievi sul terreno e la ricerca storica svolta presso archivi e biblioteche, di riconoscere due fenomeni di *sinkhole*: il lago del Falso Compare e la fossa di S. Vito (GUARINO & NISIO, 2007; DEL PRETE *et al.*, 2008).

La prosecuzione delle attività di ricerca ha condotto alla acquisizione di dati stratigrafici relativi ad un totale di oltre 60 perforazioni ubicate nel settore nordorientale della piana del F. Sarno, oggetto di studio, che permettono di definire con maggior dettaglio il complesso assetto litostratigrafico dell'area, condizione essenziale allo studio dei meccanismi di formazione ed alla definizione della suscettibilità a fenomeni di sprofondamento improvviso.

2. LA PIANA DEL F. SARNO: LINEAMENTI STRATIGRAFICI ED IDROGEOLOGICI

La piana del F. Sarno ricade nel settore meridionale del *graben* costiero della Piana Campana, individuatosi probabilmente nel Pliocene sup. (IPPOLITO *et al.*, 1973; APRILE & ORTOLANI, 1978; 1985) o Pleistocene inf. (CINQUE *et al.*, 1987), che si estende dai Monti Lattari a sud, fino alla catena del M. Massico a nord, comprendendo le pianure alluvionali del F. Volturno, del F. Savone, dei Regi Lagni e del F. Sebeto, quest'ultima separata dalla piana del F. Sarno dall'edificio vulcanico del Somma-Vesuvio.

Il sottosuolo della piana del F. Sarno è costituito da una associazione eterogenea di sedimenti di età plio-pleistocenica a tetto del substrato carbonatico mesozoico ribassato da sistemi di faglie ad andamento appenninico ed antiappenninico. La successione plio-pleistocenica è data da depositi di ambiente marino, su cui poggiano depositi piroclastici sciolti e litoidi, depositi di ambiente palustre, torbe e orizzonti di travertino.

Nell'ambito della piana è possibile separare, per effetto delle rispettive peculiarità lito-stratigrafiche, alcuni settori: la fascia costiera, dove prevalgono i depositi sabbiosi, alternati a piroclastiti e depositi palustri; la fascia pianeggiante al piede del Vesuvio, dove sono più potenti le successioni piroclastiche e più frequenti le intercalazioni di depositi lavici; il settore centrale della piana, dove maggiori appaiono le variazioni granulometriche e litologiche legate all'alternarsi frequente di condizioni di sedimentazione di tipo alluvionale e di apporti vulcanici dai centri eruttivi; il settore prossimo ai monti di Sarno, dove i motivi litologici principali sono quelli legati alla presenza di un potente deposito di tufo ignimbritico e alternanze di depositi piroclastici e alluvionali; infine, il settore al piede dei Monti Lattari, caratterizzato da elevati spessori di depositi detritici e conglomeratici intercalati a tufi e piroclastiti.

In conseguenza dell'articolato assetto geologico-strutturale descritto, l'assetto idrogeologico del settore di piana si caratterizza per una marcata diversificazione delle modalità di alimentazione, immagazzinamento idrico e circolazione delle acque sotterranee.

Nell'area investigata, costituita dal settore nord-orientale della piana del F. Sarno (fig. 1), l'acquifero si sviluppa a valle dei rilievi carbonatici del gruppo montuoso di Pizzo d'Alvano, caratterizzati da ingenti riserve idriche sotterranee; essi, infatti, sono sede di una ricca falda che alimenta alcune importanti sorgenti: S.M. la Foce, Mercato, Palazzo, Cerola, S. Marina di Lavarate.

Tale falda alimenta anche la falda profonda in pressione dell'area di piana, il cui livello piezometrico si attesta all'incirca in corrispondenza del piano campagna. Nella sequenza piroclastico-alluvionale a tetto dei calcari, sono presenti, inoltre, molteplici livelli idrici, tutti con carico artesiano e livello statico inferiore a quello della falda di base. Il deflusso della circolazione sotterranea è orientato, nel complesso, da N-NE verso SO, con recapito verso il mare (CELICO *et al.*, 1995).

In alcuni settori prossimi al piede dei versanti, le analisi eseguite su campioni d'acqua prelevati dai pozzi evidenziano valori di conducibilità elevati (1200–1600 $\mu\text{S}/\text{cm}$); tale elemento, in accordo con la presenza di livelli di travertino nel sottosuolo e di incrostazioni in superficie in prossimità di piccole venute d'acqua ("fontanelle"), e la toponomastica locale (il toponimo *Tartarito* si lega etimologicamente all'utilizzo in passato del termine pietra tartara per indicare il travertino AA.VV., 1824; il toponimo località *Acqua rossa* si rinviene in più aree del territorio sarnese) evidenzia l'esistenza di fenomeni di mineralizzazione locale delle acque sotterranee, legati verosimilmente alla risalita di fluidi lungo faglie e fratture. Tali fenomeni spiegano la presenza talora anche molto ravvicinata di sorgenti con caratteristiche chimiche e isotopiche molto diverse, come accade, ad

esempio in prossimità dei giardini pubblici di Sarno, dove a distanza di poche decine di metri (fig. 3), sgorgano una sorgente con acque a profilo bicarbonato-calcico (sorgente Cerola), ed una sorgente con acque fortemente mineralizzate (sorgente Cerola minerale).

3. IL SETTORE NORD-ORIENTALE DELLA PIANA: ASSETTO LITOSTRATIGRAFICO DEL SOTTOSUOLO

3.1 Il raccordo fascia pedemontana-piana alluvionale

L'area su cui sono state concentrate le ricerche comprende la fascia pedemontana che si sviluppa al piede dei rilievi carbonatici di Monte Sarò e del Pizzo d'Alvano e parte della piana alluvionale del F. Sarno (fig. 1).

Nell'ambito della fascia pedemontana è possibile individuare un settore occidentale ed uno orientale, in cui si riscontrano importanti differenze, sia dal punto di vista morfologico che da quello stratigrafico.

Dal punto di vista morfologico, nel settore occidentale, ove si sviluppa l'abitato di Sarno, il raccordo pedemontano tra il rilievo e la piana è più breve, regolare e relativamente più acclive. Nel settore orientale, che si estende verso sud-est fino alla frazione di Lavorate, il raccordo monte-piana risulta meno acclive, più articolato morfologicamente e maggiormente sviluppato in senso longitudinale per effetto della deposizione di depositi di conoide da parte dei torrenti alimentati dai bacini del Vallone S. Lucia, Vallone S. Marco e dei Tre Valloni.

L'assetto del sottosuolo è stato ricostruito grazie alla analisi di oltre 60 colonne stratigrafiche acquisite presso Enti, Amministrazioni e privati, relative a perforazioni le cui ubicazioni sono riportate in fig. 2.

Nel settore occidentale della fascia pedemontana, il tetto del substrato carbonatico presenta un andamento molto articolato, con faglie che dislocano i blocchi di diverse decine di metri, con profondità massima (del substrato) compresa entro i 100 m dal p.c. Nel settore orientale, il substrato carbonatico risulta ribassato maggiormente e non viene raggiunto in sondaggio, anche quando, come nel caso del sondaggio SM9 (NICOTERA & LUCINI, 1969a) esso risulti profondo oltre 250 m.

In direzione dei quadranti occidentali e meridionali, la fascia pedemontana sfuma nel settore di piana posto a circa 20 m s.l.m., attraversato dai corsi d'acqua alimentati dalle sorgenti di Palazzo e S. M. di Lavorate.

Attraverso l'analisi delle descrizioni delle colonne stratigrafiche acquisite, sono state riconosciute e individuate, nei depositi di copertura a tetto del substrato, le seguenti litologie:

1. *Depositi alluvionali, lacustri e piroclastici rimaneggiati recenti (Olocene-Attuale)*. Sono costituiti da: pomice e scorie immersi in una matrice limosa debolmente plastica con ciottoli calcarei a spigoli molto smussati, frustoli vegetali e sostanza organica in decomposizione, presente sia diffusamente che concentrata in livelli di spessore decimetrico (1_a); piroclastici a granulometria fine (pozzolana) con inclusi elementi scoriacei e pomice (1_b); livelli di torba di colore nerastro, con ciottoli calcarei a spigoli vivi e spessore di alcuni m (sondaggi A5 e A6) fino a 6 m.
2. *Depositi piroclastici in giacitura primaria (Pleistocene sup.- Olocene)*: livelli di piroclastici in giacitura primaria, frequentemente costituiti da pomice biancastre del diametro fino a 2 cm, dello spessore > 2 m o cineriti a granulometria fine, sono segnalati nella parte alta dei sondaggi.



Fig. 1 - ubicazione dell'area di studio - Case history location.

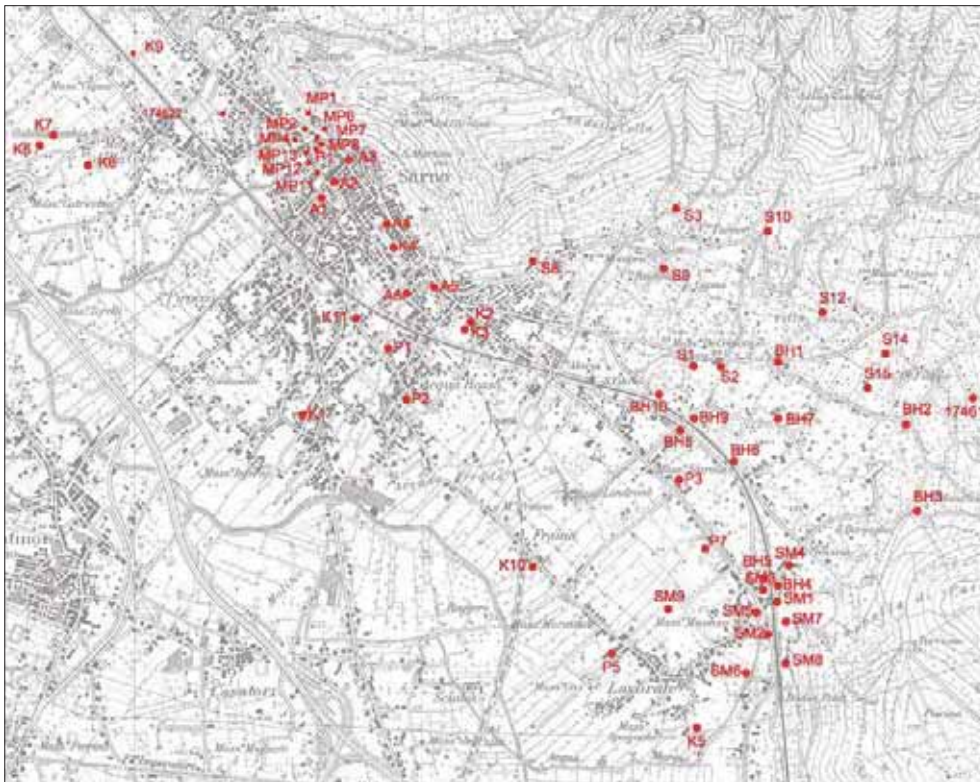


Fig. 2 - ubicazione delle perforazioni - Borehole location.

Fonte dei dati: A - Cascini & Di Maio, 1994; BH e S - Arcadis (Campania); K - Esposito sas; MP - Nicotera & Lucini, 1969a; P - Prov. Salerno; SM - Nicotera & Lucini, 1969b; 1746617 - data-base, ISPRA L.464.

3. *Travertino (Pleistocene sup. - Olocene)*: generalmente in livelli di modesto spessore, inferiore al metro, poco compatto, con intercalati livelli sabbiosi, presenti nella parte alta dei sondaggi. Raramente, lo spessore può risultare di 5-8 m (sondaggio K11).
4. *IC - Ignimbrite Campana (Pleistocene sup.)*. Generalmente presente nella *facies* di Tufo Grigio Campano, è costituita da un tufo semicoerente, ricco in scorie, lapilli lapidei e clasti calcarei metamorfosati. Talora, nella parte alta, il colore vira verso il giallo e aumenta il grado di litificazione. Lo spessore attraversato in sondaggio varia tra pochi m e oltre 30 m (sondaggi SM3, SM6, P1).
5. *Detrito di falda (Pleistocene medio - Pleistocene sup.)*. Depositi dello spessore decametrico (sondaggio A2) costituiti da clasti e ciottoli a spigoli vivi (\emptyset compreso tra 3 e 8 cm) in matrice sabbioso-limosa. Talora (sondaggio A1) sono costituiti da alternanze di pacchi e strati costituiti da frammenti e ciottoli calcarei (\emptyset 3 - 4 cm) elementi tufacei (\emptyset max 10 cm), oppure, anche se non organizzati in alternanze di strati, prevale la matrice piroclastica (sondaggi A1, A2 e A3).
Generalmente, si tratta di depositi formati a seguito della riattivazione dei processi di degradazione dei versanti conseguente alla dislocazione dei blocchi carbonatici per effetto delle fasi neotettoniche. Nel sondaggio A1 il detrito poggia direttamente sui calcari, e, nello stesso sondaggio, sul detrito poggia la formazione del Tufo giallo di Taurano *Auct.* (età 150 ky). In altri casi, la posizione stratigrafica del detrito di falda (a tetto dell'I.C. in A4) indica una età molto più recente, altopleistocenica.
6. *Complesso piroclastico-alluvionale antico (Pleistocene sup.)*. Piroclastiti a granulometria fine (pozzolana) con pomici e frammenti calcarei, livelli di pomici ($\emptyset < 1$ cm) e inclusi calcarei (\emptyset fino a 5 cm); argille limose colore avana con inclusi calcarei e pomici, presenti a letto dell'I.C. e, talora, del TgT (A1).
7. *TgT - Tufo giallo di Taurano (Pleistocene medio)*. Tufo giallo litoide, frequentemente estratto in carote di lunghezza di alcuni dm (sondaggio S174622); età: 150 ky (De Vivo *et al.*, 2001).
8. *Depositi continentali e marini antichi (Pleistocene medio)*. Tali depositi sono stati attraversati nei sondaggi più profondi e comprendono una serie, potente anche molte decine di metri, di sabbie e limi di ambiente salmastro e marino (a gusci di bivalvi, *Cardium* sp., *Tellina* sp.) e materiali torbosi scuri (sondaggio SM9).

L'analisi delle descrizioni dei terreni attraversati in sondaggio evidenzia, di frequente, un aspetto di particolare interesse ai fini dello studio dei meccanismi di innesco e propagazione dei fenomeni di sprofondamento: la presenza di cavità nel sottosuolo.

Oltre alle numerose cavità nella formazione calcarea del substrato, che si presenta generalmente *cariata*, molto fratturata, con i vuoti riempiti di materiale terroso - anche in corrispondenza delle perforazioni effettuate nell'abitato - nel corso delle perforazioni sono state intercettate cavità con altezze superiori a 2 m nei depositi vulcanoclastici e tufacei (sondaggio A1: a -15.6 m dal p.c. e a - 31 m dal p.c.; sondaggio A6 in fig. 3: a - 15 m dal p.c. e - 21 m dal p.c.).

3.2 Le aree interessate da fenomeni di *sinkhole*

Località Tartarito (fig. 3)

I dati acquisiti fanno riferimento a perforazioni realizzate a distanze non inferiori a 350 m dalla ubicazione del *sinkhole* del lago del Falso Compare; nella perforazione maggiormente profonda (sondaggio P1), il substrato calcareo è stato intercettato a - 56 m dal p.c.

Gli elementi più rilevanti sono:

- a) marcata eteropia laterale nei depositi di copertura, costituiti da alternanze di depositi alluvionali e piroclastiti a grado di rimaneggiamento variabile, con spessori fortemente variabili;
- b) presenza di un livello di travertino di spessore variabile (5 - 8 m), contenente frequenti intercalazioni di livelli sabbiosi;
- c) rilevanti variazioni dello spessore e della profondità del tetto della formazione dell'Ignimbrite Campana;
- d) presenza di cavità nei depositi piroclastici, intercettate dalle perforazioni, aventi sviluppo verticale anche maggiore di 2 m;
- e) presenza di livelli idrici con elevato carico artesiano.

Località S. Vito (fig. 4)

I dati acquisiti sono riferiti a perforazioni realizzate anche in prossimità dello sprofondamento, ma, generalmente, di modesta profondità, per cui, di fatto, si limitano a confermare il modello stratigrafico che è possibile definire attraverso l'osservazione di quanto affiora lungo le pareti della fossa: alternanze di depositi di conoide e piroclastiti rimaneggiate a tetto dell'I.C.

I due sondaggi più profondi più vicini al *sinkhole* (P3 e P7) attraversano una successione prevalentemente piroclastica a sua volta sovrapposta a depositi alluvionali antichi, senza tuttavia raggiungere il substrato carbonatico che in questo settore della fascia pedemontana si attesta a profondità maggiori di 250 m (sondaggio SM9).

Sul fondo della fossa di S. Vito è stata realizzata una tomografia elettrica di superficie (TES) della lunghezza di 115 m, con l'utilizzo di 24 elettrodi e interdistanza di 5 m.

I risultati della tomografia (fig. 5) evidenziano la presenza di una elettrostratificazione piano parallela, con uno strato superficiale dello spessore di circa 8-10 metri ad alta resistività, che può essere associato a materiali ghiaioso-detritici, sovrapposto ad una formazione a bassa resistività (< 20 ohm/m), costituita da limi e sabbie, probabilmente in falda, dello spessore di circa 12 metri. Successivamente, fino alla massima profondità investigata (25 metri), si rinvia un orizzonte ad alta resistività.

Poiché la fossa di S. Vito, come si evince dalla ricerca cartografica e documentale storica (GUARINO & NISIO in questo volume), è stata sede di uno specchio lacustre, appare ragionevole ipotizzare che i terreni poco resistivi evidenziati dalla tomografia elettrica possano essere ricondotti a materiali a granulometria fine depositi in ambiente lacustre.

4. CONCLUSIONI

Le fenomenologie di sprofondamento note nel settore nord orientale della piana del F. Sarno sono ubicate al passaggio tra la fascia pedemontana e la piana s.s., al di sopra di coperture alluvionali e piroclastiche a tetto del *bedrock* carbonatico.

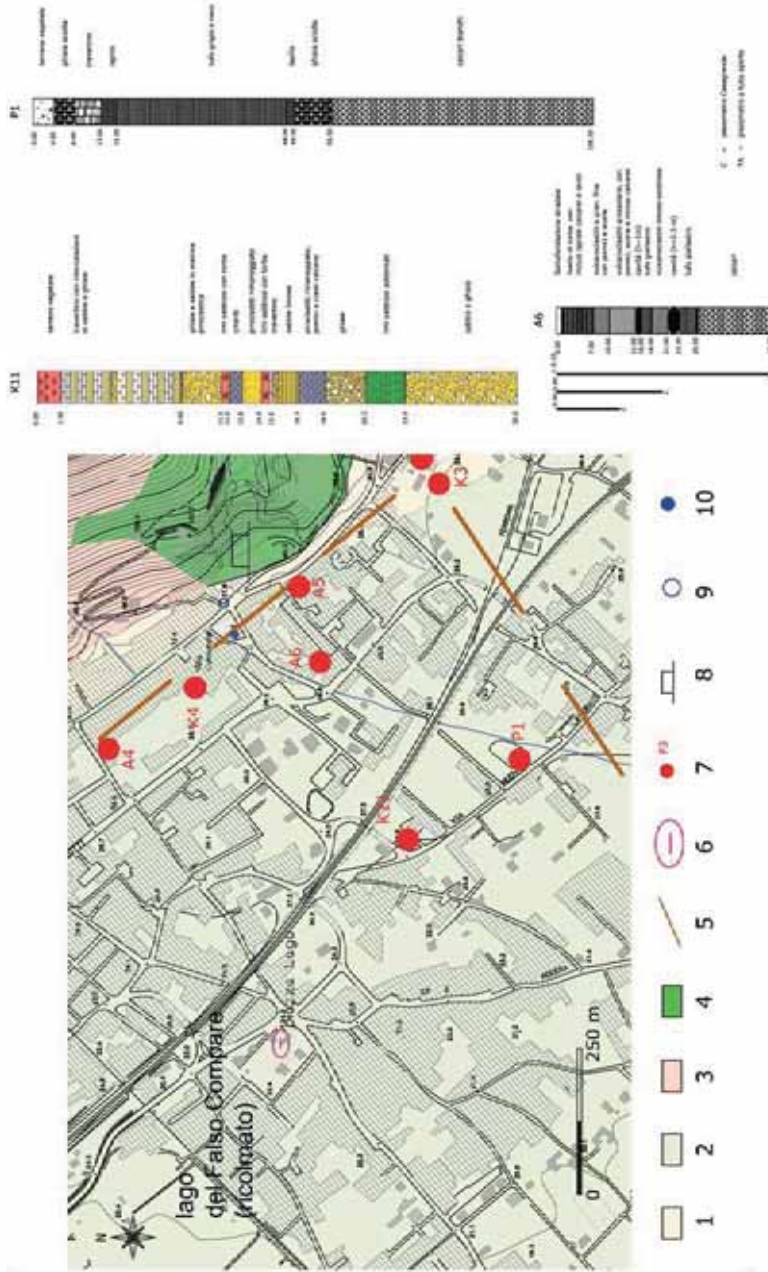


Fig. 3 - stralcio geologico dell'area del sinkhole del lago del Falso Compare e colonne stratigrafiche delle perforazioni di maggiore interesse. Legenda: 1) depositi detritico-colluviali (Olocene); 2) depositi alluvionali con intercalazioni di livelli di travertino, torba, piroclastiti rimaneggiate e tufi (Pleistocene sup - Olocene); 3) piroclastiti da caduta (Pleistocene sup - Olocene); 4) calcari (Mesozoico); 5) faglia sepolta; 6) sinkhole; 7) ubicazione delle perforazioni; 8) area di cava; 9) sorgente Cerola; 10) sorgente Cerola minerale. - Geological sketch of Falso Compare lake sinkhole area and more interesting borehole stratigraphic logs. Legend: 1) colluvial and detritus deposits (Holocene); 2) alluvial deposits with travertine, pyroclastics and tuffs interbedded (Upper Pleistocene - Holocene); 3) pyroclastic fall deposits (Upper Pleistocene); 4) limestones (Mesozoic); 5) buried fault; 6) sinkhole; 7) borehole location; 8) quarry area; 9) Cerola spring; 10) Cerola mineralized spring.

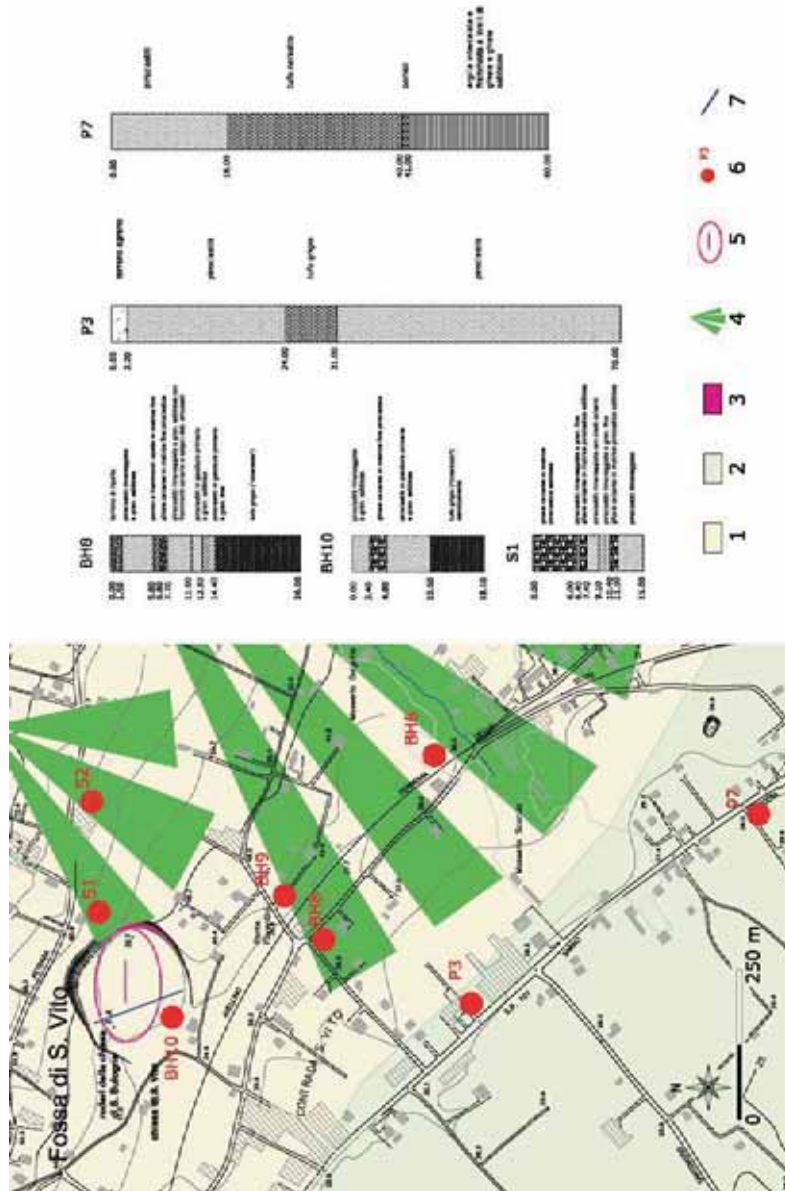


Fig. 4 - stralcio geologico dell'area del sinkhole di S. Vito e colonne stratigrafiche delle perforazioni di maggiore interesse. Legenda: 1) depositi detritico-colluviali e di conoidi recente (Dlocene); 2) depositi alluvionali con intercalazioni di livelli di travertino, torba, piroclastiti rimaggiate e tufi (Pleistocene sup - Dlocene); 3) Ignimbrite Campana; deposito tufaceo da flusso piroclastico di colore grigio scuro con scorie nerastre (Pleistocene sup.); 4) conoidi recente; 5) sinkhole; 6) ubicazione della tomografia elettrica di superficie (TES) - Geological sketch of S. Vito sinkhole area and more interesting borehole stratigraphic logs. Legend: 1) colluvial-detritus and fan deposits (Holocene); 2) alluvial deposits with travertine, pyroclastics and tuffs interbedded (Upper Pleistocene - Holocene); 3) Campanian Ignimbrite pyroclastic flow deposits (Upper Pleistocene); 4) recent fan; 5) sinkhole; 6) borehole location; 7) (ERT) Electrical resistivity tomography location.

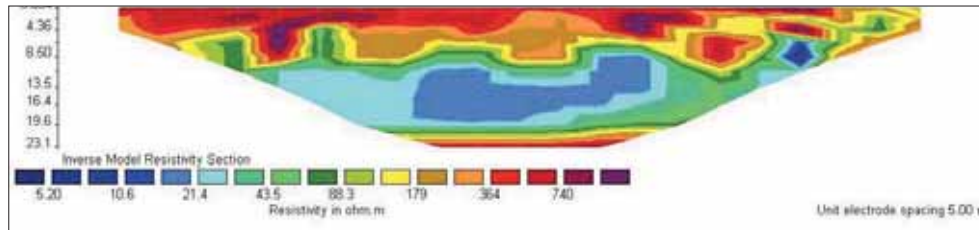


Fig. 5 - Tomografia geoelettrica di superficie [TES] realizzata sul fondo della fossa di S. Vito - (ERT) Electrical resistivity tomography carried out on S. Vito sinkhole bottom.

Quest'ultimo risulta fortemente carsificato, interessato da sistemi di faglie dirette, che ribassano a gradinata le assise carbonatiche che costituiscono i rilievi di M. Sarò e di Pizzo d'Alvano.

Il massiccio carbonatico che borda la piana costituisce importante idrostruttura che alimenta sia i gruppi sorgivi di acque dolci e/o mineralizzate ubicate al piede dei versanti, sia le falde sospese ed in pressione dell'area di piana, attraverso travasi sotterranei.

Si ipotizza, pertanto, l'esistenza di una stretta correlazione tra assetto stratigrafico e idrogeologico locale, tettonica e sviluppo dei *sinkholes*.

I due casi di *sinkholes* individuati (lago del Falso Compare e fossa di S. Vito), appaiono differenti per la successione stratigrafica dei terreni di copertura, ma verosimilmente dovuti, entrambi, all'esistenza di processi di erosione dal basso e conseguente erosione e/o liquefazione di alcuni orizzonti all'interno della copertura, secondo il meccanismo tipico dei *deep piping sinkholes*.

L'acquisizione e l'analisi di dati relativi a oltre 60 perforazioni realizzate nell'area porta ulteriori elementi relativi alla ricostruzione dell'assetto stratigrafico e della circolazione idrica del sottosuolo a conferma del modello di sprofondamento ipotizzato.

In primo luogo, si evidenzia, laddove i dati risultano più numerosi come accade ad es. in corrispondenza del centro abitato di Sarò, un andamento molto irregolare del tetto del bedrock carbonatico, che si presenta fortemente disarticolato in blocchi, per effetto di un fitto reticolo di faglie. In corrispondenza di un *alto relativo* del tetto del substrato, l'azione erosiva legata al carico artesiano della falda profonda può risultare maggiormente efficace a danno delle coperture piroclastico-alluvionali.

In effetti, il sondaggio P1, ubicato nell'intorno del sinkhole del lago del falso Compare, indica una profondità del tetto del substrato carbonatico in un certo senso *anomala*, di soli 56 m dal p.c., considerata la distanza del sondaggio dal piede del versante.

Tale dato porta a ipotizzare la presenza di un *alto strutturale relativo* nel sottosuolo dell'area di piazza Lago, che ha favorito la risalita di acque in pressione appartenenti alla falda profonda.

Analogamente, le repentine variazioni di spessore e delle caratteristiche litotecniche della formazione dell'Ignimbrite Campana, individuate nella analisi dei dati stratigrafici raccolti, possono svolgere un ruolo determinante nel favorire la concentrazione dei fenomeni erosivi legati al travaso per drenanza nella falda superficiale, delle acque della falda profonda in pressione, in quanto, la riduzione e/o l'annullamento dello spessore dell'I.C. può agevolare la risalita concentrata di acque in pressione e conseguente incremento dei fenomeni erosivi sotterranei.

A riguardo, si osservano importanti variazioni di spessore della formazione dell'Ignimbrite Campana nelle stratigrafie dei sondaggi perforati, sia nel settore del lago del Falso Compare che in quello della fossa di S. Vito.

Quest'ultima considerazione può fornire una giustificazione alla formazione di cavità, anche di rilevante sviluppo e alla profondità di alcune decine di m dal p.c., all'interno di litologie piroclastiche e alluvionali, per le quali non può essere chiamata in causa l'azione del fenomeno carsico.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1824) - *Dizionario storico ragionato delle gemme, delle pietre e dei minerali*. Tip. A. Coda, Napoli
- APRILE F. & ORTOLANI F. (1978) - *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a Sud Est del Fiume Volturno*. Boll. Soc. Geol. It., **25**, 591-608.
- APRILE F. & ORTOLANI F. (1985) - *Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 195-206.
- APRILE F., TOCCACELI R.M. (2002) - *Nuove conoscenze sulla stratigrafia e distribuzione dei depositi ignimbrici quaternari nel sottosuolo della piana del sarno (Salerno-Campania) - Italia meridionale*. Il Quaternario, **15** (2), 2002, pp. 169-174.
- BUDETTA P., CELICO P., CORNIELLO A., DE RISO R., DUCCI D., NICOTERA P. (1994) - *Carta Idrogeologica della Campania 1:200.000 - Memoria illustrativa*. Atti Convegno Int. Geoingegneria, "Difesa e Valorizzazione dei suoli e degli Acquiferi", Torino, marzo 1994, p. 565-586.
- CASCINI L. DI MAIO C. (1994) - *Emungimento delle acque sotterranee e cedimenti nell'abitato di Sarno: analisi preliminare*. Riv. It. Geot. **3/1994**, p. 217-231.
- CELICO P. (1979) - *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico Centro Meridionale*. Mem. e Note dell'Istituto di Geologia Applicata dell'Università di Napoli, vol. **14**, Napoli, 97 pp.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quaderni per la Cassa del Mezzogiorno, 4/2, Progetti Speciali per gli schemi idrici nel Mezzogiorno - Idrogeologia dell'Italia centro meridionale, 225 pp.
- CELICO P., DE GENNARO M., FERRERI M., GHIARA M.R., RUSSO D., STANZIONE D. & ZENONE F. (1980) - *Il margine orientale della piana campana: indagini idrogeologiche e geochimiche*. Periodico di Mineralogia, **49**, pp. 241-270.
- CELICO P., SALZANO G. & VALLETTA M. (1990) - *Istudio idrogeologico preliminare della piana del Sarno (Campania)*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It. XXXVIII, 283-296. Ist. Pol. e Zecca dello Stato.
- CINQUE A., HABIBOLLAH A., LAURETI L. & RUSSO F. (1987) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione geomorfologica della Piana del Sarno (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis., Din. Quat., **10**, 161-174.
- CIVITA M., DE RISO R. & NICOTERA P. (1970) - *Sulla struttura idrogeologica alimentante le sorgenti del F. Sarno e le falde pedemontane profonde della parte sud-orientale della Conca Campana*. Atti Convegno Internazionale sulle acque sotterranee. Palermo, 6-8 dicembre 1970.

- CORNIELLO A. (1996) Lineamenti idrogeochimici delle sorgenti dei principali massicci carbonatici della Campania. Mem. Soc. Geol. It., **51** (1996), 333-342, 3 ff., 3 tabb.
- DEL PRETE S., DE RISO R., SANTO A. (2004) - *Primo contributo sui sinkhole di origine naturale in Campania*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", 20-21 maggio 2004, APAT, Roma, pp. 361-376.
- DEL PRETE S., GUARINO P.M., NISIO S., SANTO A. (2008) - *I sinkholes in Campania*. In Nisio S.: *I fenomeni naturali di sinkholes nelle aree di pianura italiane*. Mem. Descr. della Carta Geologica d'It. Vol. LXXXV; 149-209.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A. & SPERA F.Y. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy)*. Mineralogy and Petrology, **73** (1-3), 47-65.
- FABBROCINO S., LANARI R., CELICO P., TERMOLINI G., ZENI G. (2007) - *Groundwater Pumping and Land Subsidence in the Sarno River Plain (Campania)*. Mem- Descr. Carta Geol. d'It., **LXXVI** (2007), pp. 163-174.
- GUARINO P.M. & NISIO S. (2007) - *Natural sinkhole phenomena in the Volturno Valley (CAMPANIA)* Fist Sesto Forum italiano di Scienze della Terra. Vol. Abs.2, 244 Rimini 12-14 settembre, 2007.
- NICOTERA P. & CIVITA M. (1969a) - *Indagini idrogeologiche per la captazione delle sorgenti di S. Marina (Sarno)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **11**.
- NICOTERA P. & CIVITA M. (1969b) - *Ricerche idrogeologiche per la realizzazione delle opere di presa delle sorgenti Mercato e Palazzo in Sarno (Campania)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **13**.
- ROLANDI G., BERTOLLINI F., COZZOLINO G., ESPOSITO N. & SANNINO D. (2000) - *Sull'origine delle coltri piroclastiche presenti sul versante occidentale del Pizzo d'Alvano nell'ambito del territorio comunale di Sarno (Campania)*. Quaderni di Geol. Appl., **7** (1), 37-47.
- SCACCHI A. (1885) - *La regione vulcanica fluorifera della Campania*. Atti Acc. Scienze Fisiche e Matematiche, serie 2, **2**, Napoli.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P. E STANZIONE D. (1966) *Precisazioni sulle forme crateriche dell'Agro Falerno*. Atti Acc. Pont., vol. **17**.

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori desiderano ringraziare il dr. F. Peduto, Responsabile del Servizio Ambiente-U.O.C. Difesa del suolo e Demanio Idrico-Provincia di Salerno, il dott. Geol. I. Esposito e l'Ing. M. Serra (ARCADIS) per la disponibilità fornita nella ricerca e acquisizione dei dati stratigrafici.

SPROFONDAMENTI NATURALI ED ANTROPICI NELLA MEDIA VALLE DEL FIUME ATERNO (ABRUZZO): L'AREA DI S. PIO DELLE CAMERE

di Guarino P.M. & Nisio S.

ISPRA – Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia

ABSTRACT

In the Abruzzo region, sub circular water-filled ponds could be ascribed to cover collapse sinkholes or piping sinkholes. These phenomena, generally, occur in intermontane tectonic valleys bordered by direct or strike – slip regional faults and filled by thick alluvial and lacustrine deposits.

In this work will be illustrated the results regarding some examples in the Aterno River valley. The Aterno River valley shows a general Apennine trend (NW-SE), with a straight-line path, that in the northern sector changes its direction along a NE-SW trend. The valley is bordered by mountain slopes characterized by young tectonic activity (i.e. triangular facets), that highlight that this tectonic valley is bordered by a regional master fault with several reactivations up until the Pleistocene. Five sinkhole prone areas are located along the Apennine trending section (NW-SE) of the Aterno river within a distance of few tens of kilometres (with a total of 35 sinkholes): in the high valley is the first sinkhole prone area around the village of Pizzoli-S. Vittorino; in the medium Aterno valley are the areas of S. Gregorio and Civita villages, S. Demetrio ne' Vestini and S. Pio delle Camere; in the low Aterno Valley (Sulmona plain) is the Raiano-Prezza area. The diameters of the sinkholes range from 30 to 40 meters in the first area with an enlargement trend in the central area of the river valley (up to several hundred of metres). All phenomena are many centuries old.

In many cases, the studies of sinkholes triggering and evolution have demonstrated that exist a strong relation between seismic events and sinkhole formations. The origin of some of this ponds seems to be correlated with a earthquakes in 1456 and 1703. In this work are presented some results of one sinkhole prone area of Aterno Plain : S. Pio delle Camere area. (AQ).

In this area, some studies are conducted after the earthquake of the 6 April 2009: some natural sinkholes and anthropogenic sinking are censused and studied. Three of the censused sinkholes could be classifcated like deep piping sinkholes, originated from deep mechanism and erosion processes with propagation by the bottom to the top. Other studies about the anthropogenic sinkhole are conducted in the Castelnuovo town and S. Pio delle Camere town, where the soil effects of the seismic event were amplified by the presence of numerous antrophic caves.

1. INTRODUZIONE

Nella media Valle del F. Aterno, in provincia de l'Aquila, sono presenti numerose morfologie naturali da collasso, ubicate negli altopiani e nelle valli intramontane, interpretate in

passato come doline alluvionali o di crollo, ed altre di origine antropica, concentrate nelle aree di versante e nei centri abitati.

Sulla base dei dati finora acquisiti, alcune di esse appaiono interpretabili come sprofondamenti dovuti a processi di erosione dal basso, facilitati dalla circolazione di acque aggressive in pressione, del tipo *deep piping sinkhole* (Nisio, 2008).

Tali forme da sprofondamento sono concentrate nelle aree di Civita di Bagno (lago S. Raniero, lago S. Giovanni), S. Demetrio né Vestini (lago Sinizzo, fossa Cupa) e nella conca di Raiano-Prezza (lago la Quaglia).

Lo studio dei fattori di innesco e dell'evoluzione dei fenomeni di sprofondamento improvviso sopra citati evidenzia, in numerosi casi, uno stretto rapporto di causalità tra evento sismico e formazione di un sinkhole.

Alcune cronache relative a grandi terremoti del passato descrivono l'apertura di voragini divenute successivamente sede di specchi lacustri, come nel caso del terremoto del 1352 cui viene attribuita la formazione del lago di S. Raniero, del lago Sinizzo (prob.) e secondo alcuni pareri quella del lago la Quaglia.

Un'area di particolare interesse è costituita dal territorio di S. Pio delle Camere, ove è presente una elevata concentrazione di depressioni allagate nell'area di piana e di cavità nell'area di versante, sulle quali il recente terremoto del 6 aprile 2009 ha avuto importanti effetti e ripercussioni.

2. L'AREA DI STUDIO

L'area di studio ricade nel settore nord-occidentale della regione Abruzzo e comprende parte dell'altopiano di Navelli, tra la Valle dell'Inferno a nord e le dorsali montuose di M. Camarda-M. Castellone ad est e di M. Castello-M. Buscito ad ovest (fig. 1).

L'altopiano di Navelli è parte di una estesa depressione appenninica di origine tettonica, nella quale scorre il medio corso del F. Aterno, che comprende numerose piccole depressioni chiuse, separate da strette dorsali allungate in direzione appenninica.

La dorsale di M. Camarda-M.Castellone, che delimita l'altopiano ad est, è costituita da depositi di margine di piattaforma carbonatica, di età compresa tra il Giurassico medio sup. e il Cretacico inf. La successione carbonatica meso-cenozoica immerge verso i quadranti meridionali con inclinazione variabile tra 25° e 30°; le faglie che la interessano sono generalmente faglie normali con componente trascorrente a direzione NW-SE ed immersione SW e NE. Localmente, sono presenti due sistemi di faglie minori, a direzione NNW-SSE e E-W.

Ad ovest, il settore tettonicamente ribassato è costituito da una articolata successione di tipo continentale di età pleistocenica, che poggia in discordanza sul substrato meso-cenozoico, comprendente cinque cicli sedimentari distinti: Poggio Picenze (a sua volta comprendente le formazioni di Valle Valiano, S. Nicandro, Madonna della Neve, Valverde e Valle Colle), Vall'Orsa, Valle dell'Inferno, S. Giovanni e S. Mauro.

La successione continentale è interessata da un sistema di faglie a direzione NS che ribassano a W e un sistema a direzione NW-SE con immersione SW.

La successione stratigrafica si chiude con le alluvioni recenti presenti nella piana.

Per quanto riguarda l'assetto idrogeologico, i terreni della successione carbonatica meso-cenozoica, presentano elevata permeabilità per fratturazione e carsismo. A loro volta, i terreni delle successioni continentali quali brecce o conglomerati e detriti di falda presentano alta permeabilità sia per fratturazione che per tessitura, mentre le formazioni a granulometria fine, come la formazione di S. Nicandro, si caratterizzano per una permeabilità medio-bassa.

L'assenza di importanti motivi strutturali e quindi di sovrapposizioni o accostamenti di successioni con caratteristiche e valori di permeabilità molto diverse, e l'assenza di un complesso impermeabile esteso e continuo nel sottosuolo, fanno sì che l'acqua di infiltrazione nei rilievi calcarei e nei depositi clastici quaternari a granulometria grossolana vada ad alimentare la circolazione in rete profonda ma che non si generino condizioni favorevoli a importanti venute d'acqua al piede dei versanti né di un acquifero sotterraneo. Nel settore morfologicamente ribassato, corrispondente al percorso della SS17, è presente una falda, ospitata nei depositi alluvionali alto pleistocenici e olocenici, ma anche (come indicano i dati di sondaggio ANAS, 2005) nella successione della formazione di S. Nicandro, il cui andamento piezometrico indica un deflusso generale orientato da NW verso SE (fig. 2).



Fig. 1 - stralcio del Foglio 149 della Carta Geologica d'Italia in scala 1: 50.000.

3. SPROFONDAMENTI NATURALI

Nell'altopiano che si estende ad ovest della dorsale M. Gentile-M. Castellone, sono presenti alcune depressioni allagate di forma sub-circolare (fig. 2).

La più settentrionale è ubicata circa 500 m a SE di Castelnuovo, in prossimità del km 58+500 della SS17. Essa presenta forma sub ellittica, diametro maggiore di circa 100 m ed è di origine antropica.

Poco dopo il km 60 della SS 17, lungo la diramazione che conduce a Tussio, è presente un'altra depressione denominata il Lago (fig. 3a). Essa presenta forma sub-circolare, ed è poco profonda (circa 1.5 m). Questo lago alterna periodi in cui è allagato (attuale) ad altri in cui è asciutto (fino al 2004).

Proseguendo verso SE, ad alcune centinaia di metri di distanza dalla chiesa della Madonna dei Cinturelli, si incontra un'altra piccola depressione allagata, anch'essa di piccolo diametro (circa 22 m), fig. 3b.

Infine, in prossimità del km 64 è presente il piccolo lago del Pantano, del diametro di circa 40 m e profondità dell'ordine di qualche metro (fig. 3c).

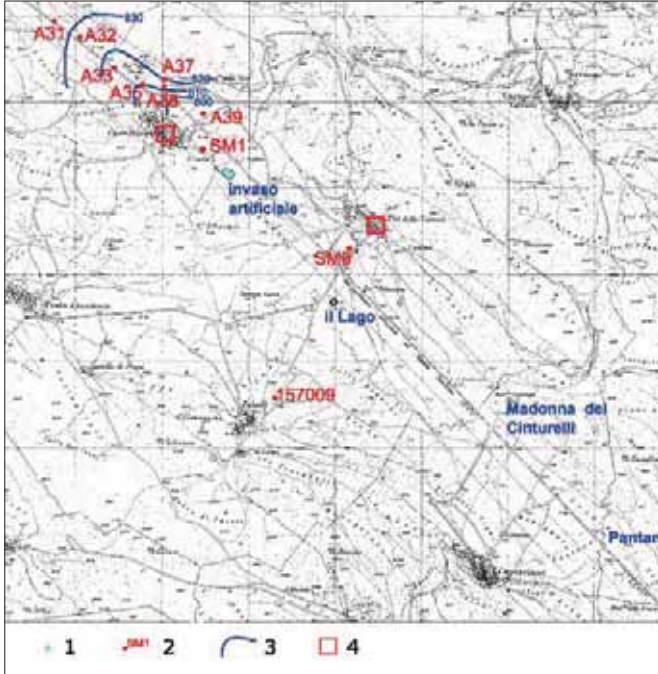


Fig. 2: - L'area di S. Pio delle Camere. Legenda: 1) depressioni allagate; 2) perforazioni; 3) isopieze [m s.l.m.]; 4) aree interessate da sprofondamenti di origine antropica.

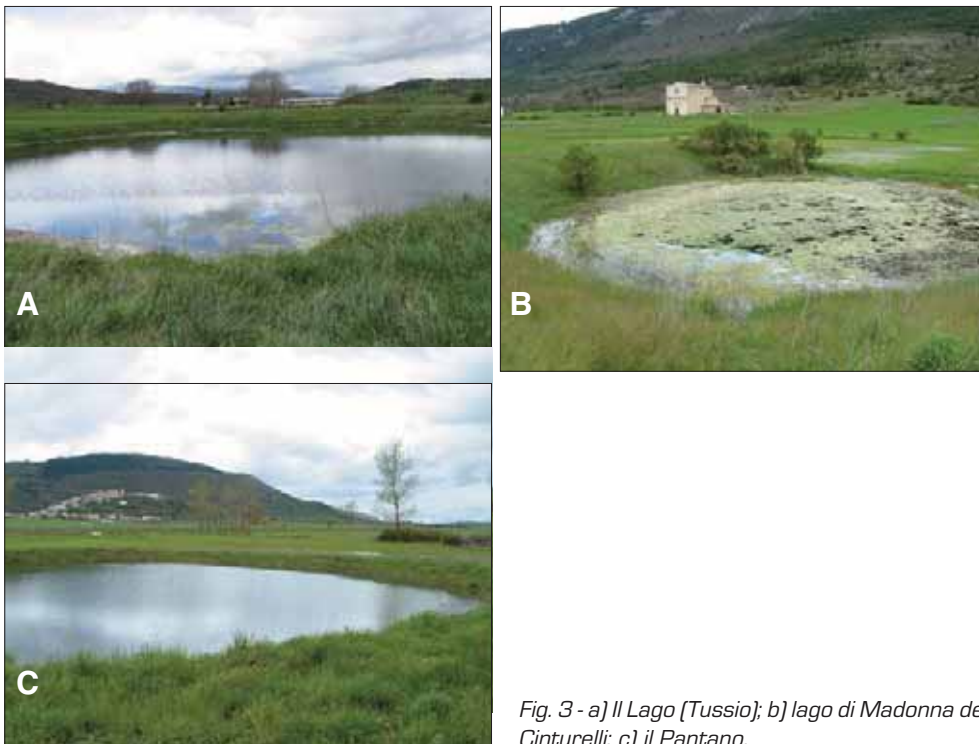


Fig. 3 - a) Il Lago [Tussio]; b) lago di Madonna dei Cinturelli; c) il Pantano.

L'assetto stratigrafico del settore di piana è dato dalla presenza di depositi alluvionali olocenici a tetto della formazione lacustre di S. Nicandro.

Lo spessore dei depositi alluvionali olocenici, cui si interdigitano detriti di falda e di conoide mista in prossimità del piede dei versanti, risulta molto modesto (3 ÷ 6 m) nel settore prossimo a Castelnuovo (sondaggi A31 ÷ A36 - fonte: ANAS S.p.A.) addirittura nullo in corrispondenza dei sondaggi A39 e SM1. Verso SE, l'unico dato certo (sondaggio SM6 - fonte: Regione Abruzzo) indica un ispessimento dei depositi alluvionali, con uno spessore maggiore di 20 m (fig. 4).

Pertanto, il Lago è impostato sui limi della F. di S. Nicandro, mentre il lago di Madonna di Cinturelli e il Pantano sono impostati su depositi alluvionali recenti di rilevante spessore.

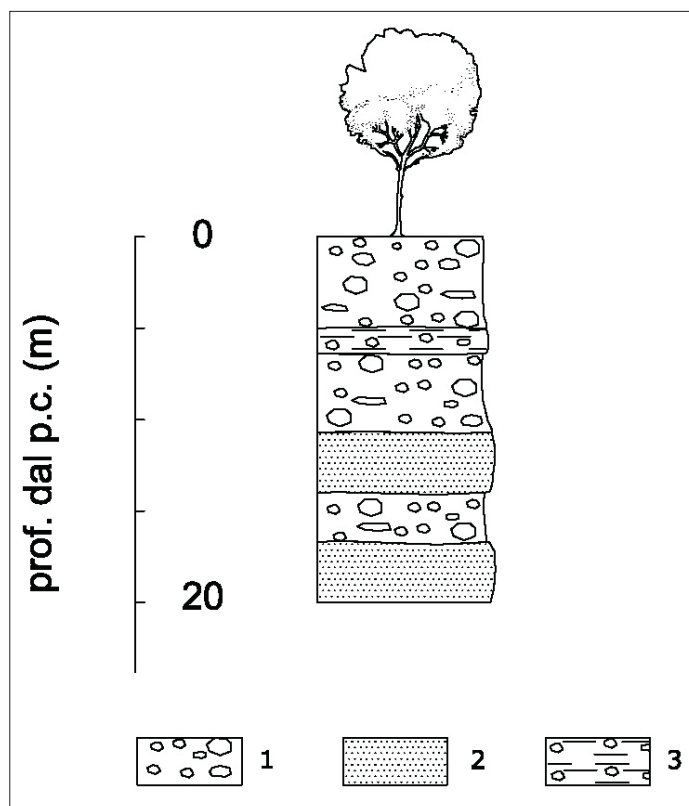


Fig. 4 - Stratigrafia del sondaggio SM6 (fonte: Regione Abruzzo - Direzione Protezione Civile e Ambiente). Legenda: 1) ghiaie calcaree in matrice limoso-sabbiosa; 2) sabbie limose; 3) limo sabbioso con clasti calcarei.

Riguardo l'origine delle depressioni allagate, è stata valutata l'ipotesi di una origine antropica; in particolare, che si possa trattare di invasi realizzati in passato per abbeverare il bestiame.

In effetti, all'interno dell'area di studio si sviluppa parte del tracciato del tratturo L'Aquila-Foggia.

Si tratta di una via armentizia, attestata nei documenti più antichi come la regolamentazione istituita con la *Dohana menae pecundum Apuliae* istituita da Alfonso I d'Aragona il 1 agosto 1447, che coincide almeno in parte con le *viae publicae* romane e con *calles*, lungo le quali venivano effettuati gli spostamenti stagionali del bestiame, ed è verosimile

che alcuni tratti di esse venivano usati anche in epoca anteriore alla romanizzazione [GABBA & PASQUINUCCI, 1979].

Con la plurisecolare amministrazione della Dogana, il paesaggio ha assunto una fisionomia che è rimasta pressoché immutata nei secoli.

La Chiesa della Madonna dei Cinturelli sorge agli inizi del 1500, quando si costruirono lungo il percorso dei tratturi le cosiddette chiese pastorali, in un luogo ritenuto strategico perché posto ad una biforcazione del tratturo.

Tuttavia, le descrizioni e le rappresentazioni iconografiche del tratturo non fanno riferimento alla realizzazione di invasi in territori, invero, ricchi di acque durante tutto l'anno (fig. 5).

In aggiunta, la forma sub circolare e l'assenza di resti di strutture e/o opere antropiche lungo le sponde delle depressioni depongono a favore di una origine naturale.

I dati raccolti consentono di ipotizzare, al momento, locali fenomeni di liquefazione in corrispondenza di livelli sabbioso-fini per effetto di variazioni di carico della falda.

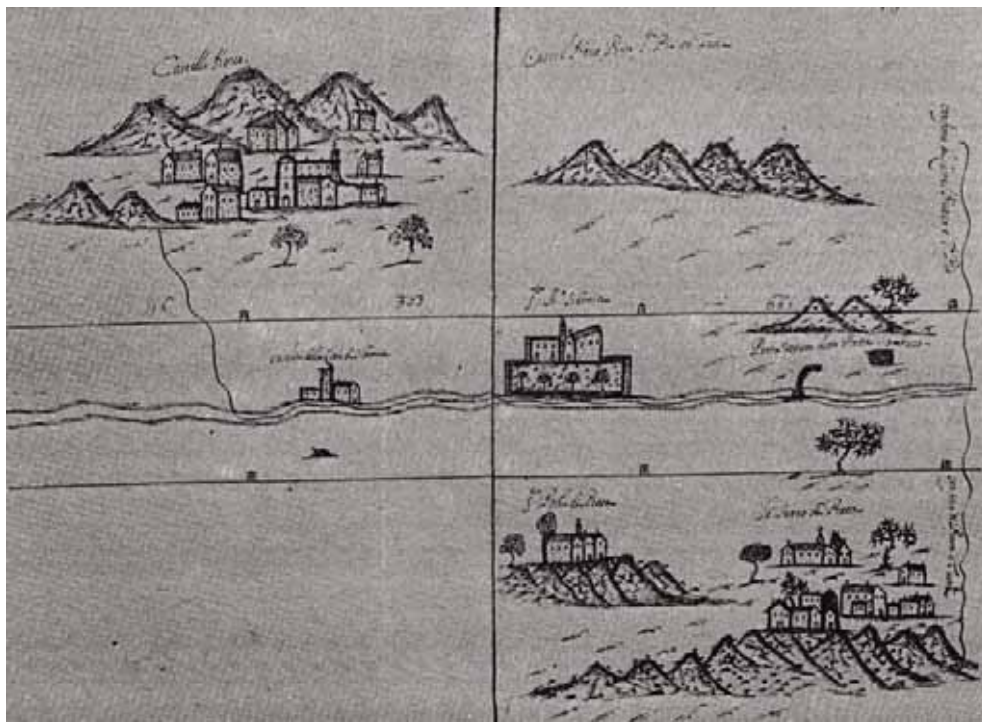


Fig. 5 - Il tratturo L'Aquila-Foggia presso Castelnuovo e Prata d'Ansidonia [fonte: Gabba & Pasquini, 1979].



Fig. 6 - Esempio di cavità ipogea di origine antropica: a sinistra l'accesso dal piano stradale; a destra la grotta scavata nell'ammasso roccioso.

4. SPROFONDAMENTI DI ORIGINE ANTROPICA

Gli sprofondamenti di origine antropica che interessano gli abitati di S. Pio delle Camere e Castelnuovo sono strettamente correlati alla esistenza di una fitta rete di cavità sotterranee.

Si tratta di cavità accessibili dal pian terreno delle abitazioni e/o dal piano stradale, in cui la parte iniziale ha le caratteristiche di una tipica stalla di casa rurale, adibita al ricovero degli animali da lavoro e una strozzatura ad andamento rettangolare, con pareti e volta in muratura di pietrame costituisce di norma l'accesso alla grotta vera e propria, quest'ultima totalmente scavata nell'ammasso roccioso (fig.6).

Il comune di S. Pio delle Camere deve il suo appellativo, aggiunto alla fine del '600 per distinguerlo da altri paesi omonimi della piana, proprio alla diffusa esistenza delle cavità, molto numerose anche nella frazione di Castelnuovo.

4.1 S. Pio delle Camere

L'abitato di S. Pio delle Camere sorge alle pendici del versante occidentale di M. Gentile, rilievo costituito da rocce calcaree in *facies* di transizione piattaforma-bacino prossimale. In corrispondenza dell'abitato affiorano calcari oolitici e calcari bioclastici di colore bianco e avana chiaro, in banchi e strati aventi inclinazione di 25°-30° e immersione SO, a letto di depositi clastici grossolani.

Tali depositi, riferibili alla formazione di Valle Valiano *Auct.*, sono costituiti da frammenti calcarei eterometrici a spigoli vivi o debolmente smussati, immersi in una matrice, più o meno abbondante, limoso-sabbiosa di natura anch'essa calcarea. Si tratta di depositi a struttura caotica, con inclusi grandi blocchi calcarei, e stratificata, con giacitura a frana-poggio. Gli strati, di spessore variabile da decimetrico a pluridecimetrico, immergono verso O-SO con inclinazione di circa 20°.

I depositi di versante presentano un grado di cementazione estremamente variabile: a strati debolmente cementati a matrice prevalente, si alternano strati molto cementati,

privi della frazione fine, in cui gli elementi calcarei sono saldati da un legante di natura calcitica.

Un reticolo di fratture ad andamento sub verticale interessa i terreni della formazione di Valle Valiano, favorendo l'infiltrazione delle acque meteoriche.

A tetto della formazione di Valle Valiano, si rinvengono detriti di versante e di conoide recente, costituiti da breccie calcaree a matrice fine, generalmente di colore rosato [Formazione di Fonte Vedice *Auct.*], che rappresentano il prodotto della successiva erosione e modellazione dei versanti in ambiente subaereo.

Grotte e cavità ipogee sono presenti diffusamente nell'abitato di S. Pio delle Camere; quasi tutte le abitazioni dispongono di una cavità più o meno estesa. Nel complesso, sono più di un centinaio [Perenich, 2000] le principali sono concentrate nell'area del centro storico [fig. 7].

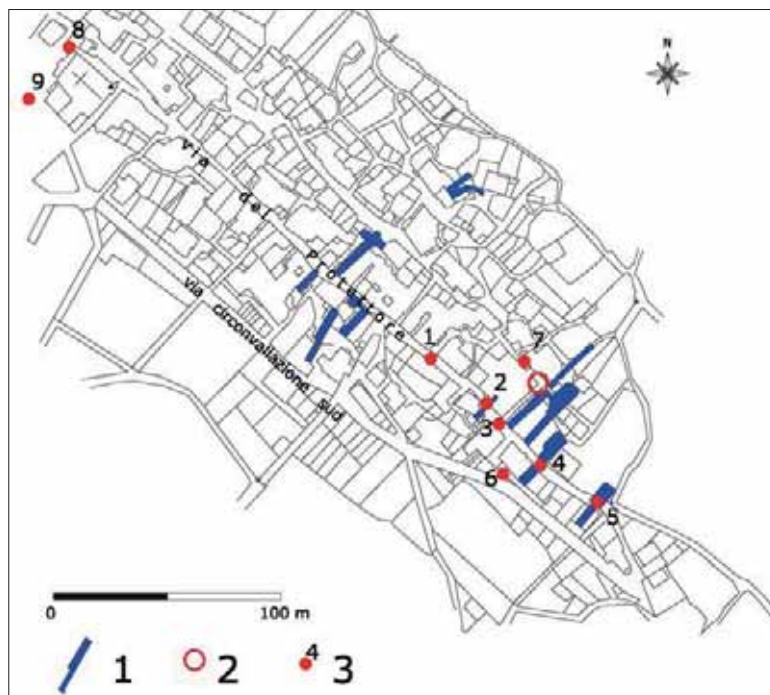


Fig. 7 - S. Pio delle Camere: ubicazione delle principali cavità, dei sondaggi e sprofondamenti. Legenda: 1) cavità ipogee; 2) sprofondamenti; 3) sondaggi.

Gran parte delle cavità risultano scavate nella formazione di Valle Valiano e si caratterizzano per l'esistenza di uno spessore esiguo di terreni in corrispondenza della calotta, compreso tra 2 e 4 m [tab. 1].

Negli ultimi anni, le condizioni di degrado del centro storico e la scarsa manutenzione dei sistemi di allontanamento e smaltimento delle acque meteoriche hanno favorito i fenomeni di infiltrazione delle acque superficiali e, conseguentemente, lo scadimento delle caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni e delle condizioni di stabilità delle volte delle cavità, il cui crollo ha dato origine a sprofondamenti in superficie [fig. 8].

In occasione del terremoto aquilano del 6 aprile 2009, non è stata segnalata l'apertura di nuove voragini.

Tab. 1 - S. Pio delle Camere: profondità delle cavità intercettate durante le perforazioni.

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9
prof. sondaggio	10	5	5	10	5	10	10	10	10
prof. cavità	-	2.20/ 5.0	2.20/5.0	-	3.50/5.0	-	-	-	-



Fig. 8 - S. Pio delle Camere: sprofondamento verificatosi nel 2004. L'ubicazione è riportata in fig. 7. Fonte: Comune di S. Pio delle Camere

4.2 Castelnuovo

L'abitato di Castelnuovo si estende su di un modesto rilievo collinare, che si eleva di circa 50 m sulla piana, costituito prevalentemente da limi calcarei biancastri appartenenti alla Formazione di S. Nicandro.

Si tratta di depositi lacustri quaternari a grana molto fine, granulometricamente ascrivibili alla classe dei limi argillosi con intercalazioni di limi sabbiosi, ad alto contenuto di CaCO_3 , fittamente stratificati e laminati, dotati di una coesione debole e elevata porosità. La formazione è interessata da una diffusa fratturazione, con famiglie di discontinuità che individuano poliedri di forma irregolare, che favorisce l'infiltrazione delle acque meteoriche e conseguente scadimento delle proprietà geomeccaniche dei terreni. Molto frequentemente si osservano faglie che dislocano tali depositi con rigetti dell'ordine di una o qualche decina di centimetri, con direzione compresa tra NNW-SSE e E-W.

A tetto della formazione di S. Nicandro, nella parte sommitale del rilievo, affiorano, per uno spessore di una decina di metri, terreni a granulometria ghiaiosa e giacitura sub orizzontale, ascrivibili alla formazione di Vall'Orsa.

Grotte e cavità ipogee interessano buona parte dell'abitato di Castelnuovo, ad eccezione della parte sommitale del colle; in particolare, sono concentrate nel settore compreso tra via della Marchesa, piazza Marina e piazza del Castello (fig. 9).

Le cavità presentano generalmente forma poligonale allungata e lunghezza massima di poco superiore a 30 m; in fig.9 sono riportate quelle censite dal Comune. In alcuni casi, le cavità sono poste su due livelli sovrapposti.

Anche nell'area di Castelnuovo l'amministrazione comunale ha realizzato recentemente una campagna di perforazioni, le cui ubicazioni sono riportate in fig. 9. Alcuni sondaggi sono stati mirati alla definizione dello spessore del terreno di copertura a tetto delle cavità già note, altri sono stati realizzati in corrispondenza di cedimenti e/o avvallamenti del piano stradale, allo scopo di individuare l'eventuale presenza di ulteriori vuoti, come è stato possibile effettuare in corrispondenza del sondaggio S3.

In tab. 2 si osserva che, in corrispondenza delle cavità sotterranee, lo spessore minimo dei terreni in calotta è dell'ordine di 7-8 m, ad eccezione di quanto accade nel sondaggio S8.

I sondaggi hanno attraversato unicamente terreni della successione limosa della formazione di S. Nicandro; in alcuni casi, sono stati incontrati, in corrispondenza di antichi riempimenti di cavità, materiali di riporto.

Tab. 2: Castelnuovo: profondità delle cavità intercettate durante le perforazioni.

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	S12	S13	S14	S15	S16	S17
prof. sondaggio	15	15	10	10	10	12	10	12	9	10	10	10	10	10	10	12	10
prof. cavità	-	-	3.5/5.8	-	7.5/10	-	-	3.0/5.5	7.0/9	-	-	-	-	-	-	8.2/10.5	7.5/8.8

A differenza di quanto accaduto nel comune di S. Pio delle Camere, nella frazione di Castelnuovo, la presenza diffusa di cavità ha esercitato, in concomitanza del terremoto del 6 aprile 2009, oltre a un marcato effetto di amplificazione del danno in superficie, anche fattore di innesco di sprofondamenti in superficie.

Le voragini, di cui la più grande presenta un diametro di 7.5 m e profondità di 4 m circa, sono ubicate nel settore a monte di via della Marchesa e probabilmente sono state determinate dal crollo della volta della cavità intercettata dal sondaggio S3 (figg. 10a e 10b).

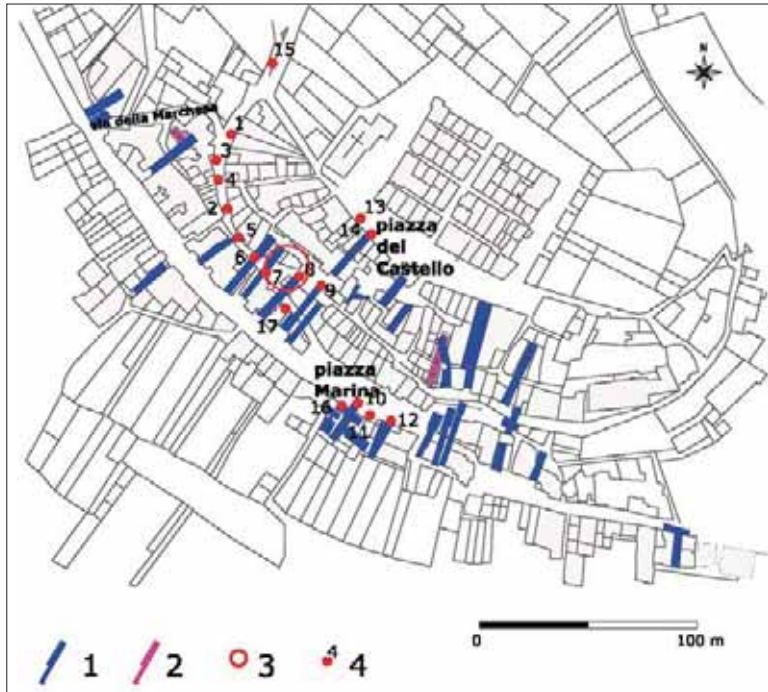


Fig. 9 - Castelnuovo: ubicazione delle principali cavità, dei sondaggi e sprofondamenti.
 Legenda: 1) cavità ipogee [I livello]; 2) cavità ipogee [II livello]; 3) area interessata da sprofondamenti a seguito del terremoto del 6.4.2009; 4) sondaggi.



Fig.10 - a e b: Castelnuovo. Sprofondamenti verificatisi a seguito del terremoto del 6.4.2009.

BIBLIOGRAFIA

- ABRUZZO – Direzione Protezione Civile e Ambiente. *Indagini geognostiche per il Progetto di micro zonazione sismica per la ricostruzione. Macroarea 4 (Lotto4).*
- ANAS S.p.A. (2005) - S.S. 17. *Lavori di ammodernamento ad adeguamento alla sezione C1 del DMIT 5/11/2001.*
- BLUMETTI A.M., CAVINATO G.P., TALLINI M. (1996) – *Evoluzione plio-quadernaria della Conca di Aquila* – Scopito: Studio preliminare. Il Quaternario 9(1), 1996.
- BOSI C. & BERTINI T. (1970)- *Geologia della media valle del fiume Aterno*. Mem. Soc. Geol. It. Vol.9.
- COMUNE DI S. PIO DELLE CAMERE - Commissario Delegato per l’attuazione degli interventi urgenti di Protezione Civile (O. M.I. 2816/1998 e succ. mod. e int.)- *Piano degli interventi urgenti per diminuire il rischio derivante da dissesti idrogeologici*. Indagini, Studio e monitoraggio delle cavità ipogee nel comune di S. Pio delle Camere, 2005.
- GABBA E. & PASQUINUCCI M. (1979) - *Strutture agrarie e allevamento transumante nell’Italia romana* : 3.-1. sec. a. C.- Pisa : Giardini, 197 p.
- GEO s.a.s. RELAZIONE TECNICA - Piano di interventi urgenti per ridurre il rischio derivante da dissesti idrogeologici nel comune di S. Pio delle Camere. Indagini geognostiche. 2007
- MICCADEI E., PARLOTTO M., PIACENTINI T., (1998) - *Assetto geologico-strutturale dei monti della Conca Subequana (Appennino Abruzzese, Italia centrale)* Geol. Rom., 31-50
- NISIO S. (2008) – *I Sinkholes in Abruzzo*. Mem. Descr. Carta Geol. D’It., LXXXV, pp 269-308, figg. 79, tabb. 7.
- PERENICH A. (2000) – *Comune di S. Pio delle Camere (AQ). Cavità ipogee: indagini, studio e monitoraggio. Relazione Geologica Generale.*

RINGRAZIAMENTI

Gli Autori desiderano ringraziare il sindaco e il personale tecnico del Comune di S. Pio delle Camere ed in particolar modo, l’ing. Sulpizi, il dr. Geol. L. Martelli (Regione Emilia Romagna) e l’ANAS S.p.A. per la disponibilità fornita nella ricerca e acquisizione dei dati stratigrafici.

I SINKHOLE DI PIANO DELL'ACQUA (SAN BASILE – CALABRIA SETTENTRIONALE). INDAGINE SULLE FASI DI ATTIVAZIONE SU BASE STORICA, GEOMORFOLOGICA, ED IDROLOGICA

di Iovine G.¹, Parise M.², Caloiero T.³, Lanza G.⁴, & Suriano S.⁵

ABSTRACT

In the territory of San Basile (Northern Calabria), five sinkholes have recently been identified at "Piano dell'Acqua", and analyzed in historical, geological, geomorphological, and hydrological terms. The study area is characterized by Pliocene conglomerate and sand, dislocated by tectonic lines. The sinkholes are limited in size, with maximum diameter of 10 m, and maximum depth of 2.5 m; two of them present elongated shapes, whilst the remaining three are circular.

Initially, sinkhole phenomena were investigated in the whole territory by means of multi-temporal aerial photos, and the outcomes from this analysis were checked in the field. At the same time, historical analyses were performed to collect and critically evaluate the existing information and testimonies about the age of occurrence of the surveyed cases. As a result, it could be assumed that two out of the five sinkholes developed during the winter 2000-2001, with likely rapid formation; two of the remaining cases probably originated during the middle-late 70's, as also suggested by the age of vegetation hosted within them; c) the last case opened sometime between February 2001 and November 2007. According to the collected testimonies, a further phase of sinkhole development might have occurred in the first half of the past century, but no field evidence of such ancient phase could be found.

Since no earthquake has been identified as possible trigger for any of the sinkholes at Piano dell'Acqua, the origin of the studied phenomena may be related to sub-cutaneous erosion, within an area that is known to be rich in groundwater. Local changes in the water table, either related to climate or man-induced activities, may have triggered the development of the sinkholes - that may therefore be ascribed to the suffosion or dropout types. Hydrologic investigations have recently been carried out to analyse in detail the climatic conditions of the three periods mentioned above, in which the considered sinkholes probably originated. For such periods, the recorded rainfalls and drought phases have been analysed in terms of "Standardized Precipitation Index" (SPI), by computing the deficit of precipitation for different temporal scales. Furthermore, by applying the "method of the

1 CNR-IRPI, via Cavour 6 - 87039 Rende (CS), g.iovine@irpi.cnr.it

2 CNR-IRPI, via Amendola 122-I - 70126 Bari

3 Assegnista di Ricerca, CNR-ISAC, Bologna

4 Geologo libero professionista, Castrovillari (CS)

5 Collaboratore, CNR-IRPI, Rende (CS)

runs”, the return periods of the drought phases have also been evaluated. In this paper, after a short description of the study area and of the considered sinkholes, the results of the hydrological analyses are commented, and the climatic characteristics of the assumed periods of origin of the sinkholes are discussed in detail.

1. PREMESSA

I fenomeni di sprofondamento (“*sinkhole*”) sono piuttosto diffusi in Italia e si manifestano spesso repentinamente con forma in genere sub-circolare, e diametri che variano da alcuni metri a qualche centinaio di metri. Tali fenomeni vengono genericamente distinti su base genetica, secondo la nota classificazione di WALTHAM *et al.* (2005). Nel corso di uno studio condotto in Calabria da IOVINE & PARISE (2008), sono stati censiti i fenomeni di sprofondamento in aree di pianura, realizzando una banca dati a scala regionale. Le informazioni relative agli sprofondamenti avvenuti in epoca storica nella regione sono state raccolte attraverso indagini bibliografiche, interviste e consultazione di materiale d’archivio, interpretazione di levate aerofotogrammetriche e verifiche in sito, ed esame delle informazioni stratigrafiche relative a indagini e prospezioni geognostiche effettuate nei pressi dei siti di interesse (rese disponibili dai maggiori studi di geologia applicata della Calabria).

I principali episodi di sprofondamento storicamente segnalati nella regione sono risultati ascrivibili, in buona parte, ad eventi sismici (es. nella Piana di Rosarno, a seguito delle scosse del 1783), e pertanto imputabili a fenomeni di liquefazione dei terreni (NICOLINO, 2007). Soltanto in subordine, gli eventi sono attribuibili a processi di suffusione, e quindi a dilavamento ed erosione sottocutanea (SURIANO, 2008). Infine, i rimanenti casi sono imputabili ad altre cause, connesse ad attività antropiche (es. attività estrattive in sotterraneo - MARTINA, 1991; RODA & MARTELLI, 2006) o alla morfo-evoluzione gravitativa dei versanti (GUERRICCHIO, 1989; GUERRICCHIO *et al.*, 2005).

Nell’ambito dei sopralluoghi realizzati a supporto della citata indagine a scala regionale, sono stati individuati anche una serie di sprofondamenti inediti. In particolare, in località Piano dell’Acqua del territorio di San Basile (provincia di Cosenza, Calabria settentrionale) sono stati rilevati n.5 fenomeni di sprofondamento, alcuni dei quali molto recenti. Sulla base delle evidenze di tipo geomorfologico e stratigrafico-strutturale rilevate in campagna, ed all’insieme di informazioni storiche recuperate attraverso interviste ed indagini archivistiche, è stato proposto un primo schema interpretativo della genesi di detti fenomeni, ipotizzando una sequenza cronologica in tre diversi periodi (cfr. seguito - IOVINE *et al.*, *submitted*).

Al fine di approfondire la comprensione della genesi dei fenomeni da sprofondamento nel territorio di San Basile, sono stati analizzati i caratteri idrologici dei suddetti periodi ipotizzati, verificando per essi i caratteri di eccezionalità degli eventi meteorici (per diverse aggregazioni temporali) e dei periodi siccitosi. In parallelo, sono state realizzate alcune prospezioni al fine di definire con maggior dettaglio i caratteri geologici del sito che ospita gli sprofondamenti (cfr. IOVINE *et al.*, in questo volume).

In questo contributo, dopo una breve descrizione del contesto territoriale in cui si sono sviluppati i *sinkhole* di Piano dell’Acqua, si riportano i principali risultati delle indagini volte alla loro caratterizzazione geomorfologica e storico-evolutiva, con particolare riferimento alle analisi idrologiche finalizzate a verificare ed affinare lo schema cronologico iniziale.

2. I SINKHOLE DI PIANO DELL'ACQUA

Il territorio di San Basile è posto in una fascia strutturalmente complessa che segna la transizione tra i sedimenti plio-quadernari di riempimento del *graben* del Fiume Crati, ad E, e le unità costituenti l'ossatura della catena, ad W (Fig. 1 - IANNACE *et al.*, 2007). Da un punto di vista strutturale, l'elemento principale è costituito da un sovrascorrimento di rilevanza regionale, a sviluppo ca. NNE-SSW, che determina la sovrapposizione delle filladi dell'Unità di Diamante-Terranova sulle dolomie triassiche dell'Unità Lungro-Verbicaro (IANNACE *et al.*, 2005).

La vallecchia in cui ricadono i *sinkhole* è ubicata tra 325 e 400 m s.l.m. a SE di Piano dell'Acqua, in sinistra idrografica del Vallone Cuppone, un affluente del F. Coscile. Come riportato nella cartografia ufficiale (Fig. 2 - CASMEZ, 1969; 1970), l'area è costituita da terreni prevalentemente sabbiosi, ovvero alternanze di sabbie e conglomerati poligenici, localmente associate a conglomerati ben cementati e sabbie a grana fine o media (Pliocene sup. - Calabriano). La permeabilità di tali materiali è generalmente elevata, mentre la resistenza all'erosione è variabile. In superficie, è presente una diffusa copertura di materiale colluviale, a luoghi spesso anche alcuni metri, permeabile. Nei dintorni del sito si segnala infine la presenza di sabbie e conglomerati terrazzati.

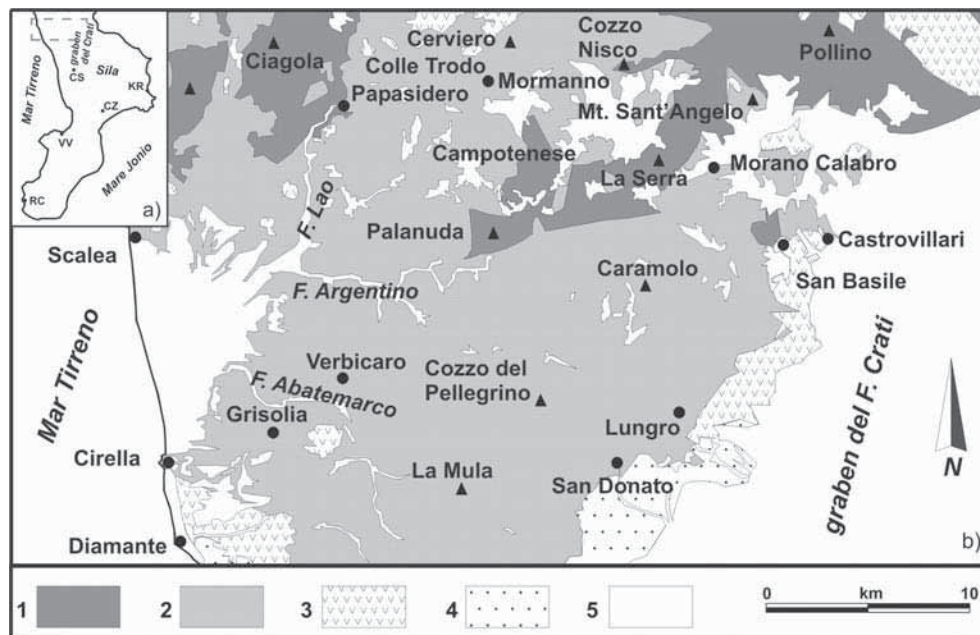


Fig. 1 - Ubicazione dell'area di studio [a] e schema geologico semplificato della Calabria nord occidentale [b], tratto da Iannace *et al.* (2007). Legenda: 1) Unità Pollino-Ciagola [Norico-Langhiano]; 2) Unità di Lungro-Verbicaro [Anisico-Aquitano]; 3) unità ofiolitiche [Giurassico sup.-Cretacico inf.]; Unità di Diamante-Terranova ed Unità di Malvito; nell'area del Pollino, Complesso Liguride [Giurassico sup.-Aquitano]; Unità del Frido, Unità Nord-Calabrese, Formazione delle Crete Nere, Formazione del Saraceno, Complesso ad Affinità Sicilide; 4) Conglomerati ad elementi di crosta continentale, oceanica e di piattaforma carbonatica (Tortoniano sup.-Messiniano); 5) depositi alluvionali, lacustri e costieri, detrito di falda, corpi di frana [Pliocene-Attuale].

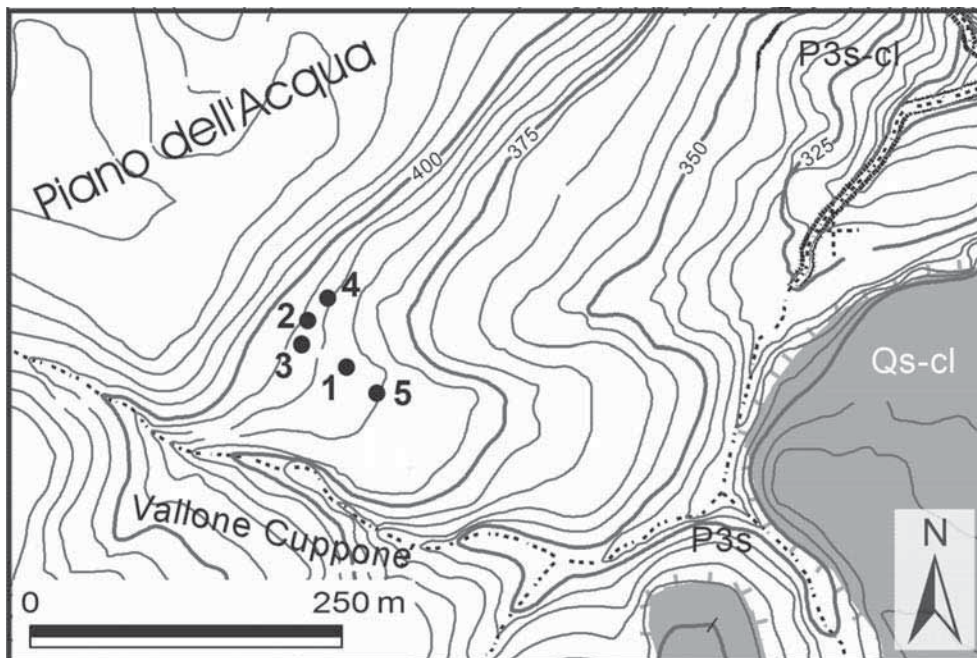


Fig. 2 - Piano dell'Acqua [San Basile - CS]. Ubicazione dei sinkhole e schema litologico del sito interessato dai fenomeni (da CASMEZ, 1969; 1970). Legenda: Qs-cl) sabbie gialle o giallo-rossastre oppure ocracee, sabbie con ciottoli e conglomerati, mal stratificati, ed in genere terrazzati, di ambiente marino (Pleistocene); P3s-cl) alternanza di sabbie e conglomerati poligenici di colore giallo bruno-rossastre, con ciottoli eterometrici di natura calcarea, arenacea, o cristallina, ben arrotondati, caratterizzata da brusche variazioni laterali e verticali di facies (Pliocene sup.-Calabriano); P3s) lenti di sabbie giallastre o rossastre, a grana da fine a media, poco cementate e mal stratificate (Pliocene sup.-Calabriano).

Come si può dedurre dai dati morfometrici riportati in Tabella 1, e dall'esame della Figura 3, i fenomeni presentano dimensioni piuttosto limitate (diametro max = 10 m, profondità max = 2,5 m) e sono caratterizzati da un grado di "freschezza geomorfologica" nettamente diversificato. In particolare, i sinkhole #1 e #4 presentano una forma allungata, mentre i casi #2, #3 e #5 tendono ad una forma più circolare. In generale, il punto più depresso è ubicato presso il margine di valle dei fenomeni, in corrispondenza dell'asse maggiore, ove le pareti interne risultano più acclivi. Il #1 presenta un aspetto relativamente poco modellato, sia al suo interno che lungo le pareti perimetrali; esso non esisteva in occasione del primo sopralluogo (effettuato da uno degli autori il 4 febbraio 2001, a distanza di "pochi giorni" dalla ricezione delle segnalazioni relative ai casi #2 e #4), ed è stato osservato per la prima volta il 14 novembre del 2007. I casi #3 e #5 sono invece i più modellati, ed ospitano al loro interno della vegetazione arbustiva piuttosto sviluppata (la cui età, in base all'esame delle sezioni dei fusti, è riferibile alla seconda metà degli anni '70). I casi #2 e #4 sono infine mediamente modellati, e risalgono al periodo invernale immediatamente antecedente al citato sopralluogo del 4 febbraio 2001.

Tabella 1 – Caratteristiche principali dei sinkhole di Piano dell'Acqua. Per ciascun fenomeno, sono riportati: l'identificativo (#); la lunghezza (L), l'azimut (α) e l'inclinazione (β) dell'asse maggiore; la lunghezza (W) dell'asse minore; la profondità della porzione più depressa rispetto al tratto più elevato dell'orlo (D). Per ciascuna colonna, sono evidenziati in grassetto i valori massimi, in sottolineato i valori minimi. Il simbolo “~” indica le misure meno accurate. Nella colonna delle note, il carattere corsivo contraddistingue le evidenze riscontrate esternamente alle voragini nel novembre 2007.

#	L [m]	α [°]	β [°]	W [m]	D [m]	note
1	9,04	N60°E	8°	5,30	~2,5	Forma allungata; n.1 (2?) gradino interno; folta vegetazione arbustiva; bordo più acclive ad E; <i>lesioni fresche lungo il margine SE.</i>
2	9,80	N75°E	12,5°	8,00	~2,5	Forma circolare; n.1 gradino interno; bordo più acclive a SE; <i>lesioni fresche lungo il margine N.</i>
3	<u>~5,20</u>	N100°E	<u>2°</u>	<u>~5,15</u>	<u>~1,5</u>	Forma circolare; pianta di ginestra; margine molto modellato; assenza di irregolarità.
4	8,79	N100°E	14,5°	5,51	~1,6	Forma allungata; n.3 gradini; n.1 trincea arcuata; bordo più acclive a SSE; <i>lesioni fresche lungo i bordi, eccetto che a N.</i>
5	~6,01	N60°E	10,5°	~6,00	~2,5	Forma circolare; pianta di ligustro; margine molto modellato; assenza di irregolarità; <i>frattura aperta (L=1,5 m) e gradino (H=5 cm) lungo il margine SSW.</i>

Sulla base delle testimonianze raccolte in loco e di informazioni di carattere storico e geomorfologico, è possibile formulare uno schema cronologico preliminare relativo alle fasi di origine dei 5 *sinkhole* di Piano dell'Acqua (LOVINE *et al.*, submitted), secondo cui l'origine degli sprofondamenti potrebbe essere avvertita nel corso delle seguenti tre fasi:

- 1) genesi dei casi #3 e #5 verso la metà-fine degli anni '70;
- 2) genesi dei casi #2 e #4 tra dicembre 2000 e l'inizio di febbraio 2001 (prima del 4 febbraio);
- 3) genesi del caso #1 successivamente al 4 febbraio 2001, ma prima del 14 novembre 2007.

Agli episodi sopra menzionati potrebbe aggiungersi un altro evento che, secondo alcune testimonianze storiche (in fase di verifica), potrebbe essere avvenuto – sempre nella stessa zona – durante la prima metà del secolo scorso (probabilmente negli anni '30), in concomitanza di un periodo piovoso particolarmente prolungato. Di tale episodio non si sono tuttavia rinvenute tracce morfologiche; sono attualmente in corso approfondimenti di indagini.

Nel presente lavoro, il suddetto schema cronologico è stato oggetto di approfondimento attraverso l'analisi idrologica, applicando le tecniche descritte nel seguito.

3. METODO DI STUDIO

I caratteri climatici dell'area di studio sono stati analizzati considerando le stazioni pluviometriche ubicate nei paraggi di San Basile, con serie storiche sufficientemente estese e continue. Le stazioni considerate sono quelle di Morano Calabro (id.1170, attiva dal 1940



Fig. 3 - Immagini dei sinkhole di Piano dell'Acqua a S. Basile: a - sinkhole #1 (foto scattata nel novembre 2007); b - sinkhole #4 (foto scattata il 4 febbraio 2001); c - sinkhole #2 (foto scattata il 4 febbraio 2001); d - sinkhole #3 (foto scattata nel novembre 2007); e - sinkhole #5 - colonizzato da fitta vegetazione (foto scattata il 23 gennaio 2010).

al 2006, ubicata a 722 m s.l.m.), di Castrovillari (id.1180, attiva dal 1919, ubicata a 353 m s.l.m.), e di Firmo (id.1190, funzionante dal 1921 al 2001, ubicata a 369 m s.l.m.). I valori di pioggia giornaliera sono stati desunti dagli Annali Idrologici del Servizio Idrografico per il periodo 1919-2000, e dal sito del Centro Funzionale dell'ArpaCal - Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Calabria (<http://www.cfcalabria.it>) per il periodo successivo. Alcuni dati giornalieri mancanti sono stati ricostruiti, a partire dal 1951, utilizzando il metodo proposto da SIMOLO *et al.* (2009). L'eccezionalità dei periodi piovosi è stata analizzata secondo il modello probabilistico di GUMBEL (1941), determinando il tempo di ritorno per estrapolazione dei valori massimi annuali dalle serie storiche delle precipitazioni giornaliere, mensili, bimestrali e trimestrali. Sono stati valutati, inoltre, i caratteri di siccità: tale fenomeno può essere analizzato considerando diverse variabili (precipitazioni, deflussi superficiali, contenuto idrico del suolo, livelli idrici di falde), e mediante una varietà di indici che differiscono per il numero ed il tipo delle variabili inglobate, per la semplicità o complessità della propria struttura, per la scala temporale e spaziale adottata. Nel presente lavoro sono stati utilizzati due tra i metodi più diffusi in letteratura, ovvero lo *Standardized Precipitation Index* (McKEE *et al.*, 1993), e quello dei "run" (YEVJEVICH, 1967).

3.1 Standardized Precipitation Index

Lo *Standardized Precipitation Index* (SPI) è stato proposto da McKEE *et al.* (1993) allo scopo di quantificare il *deficit* di precipitazione per diverse scale temporali, in modo da considerare gli impatti della siccità sulle differenti risorse d'acqua. Su scale temporali brevi, è l'umidità del suolo a risentire delle anomalie di precipitazione; i deflussi sotterranei, i fiumi e gli invasi rispondono al contrario su scale più lunghe.

L'indice viene usualmente calcolato sui valori delle cumulate mobili delle precipitazioni relative per aggregazioni da 1 a 48 mesi. Nel caso in cui la precipitazione segua una distribuzione di tipo "normale", l'indice SPI è calcolato come il rapporto tra la deviazione della precipitazione rispetto al suo valore medio, per una data scala temporale, e la sua deviazione standard:

$$SPI_{t,\Delta t} = \frac{(X_{t,\Delta t} - \overline{X_{t,\Delta t}})}{S_{t,\Delta t}}$$

con Δt pari al numero di mesi su cui viene calcolata la precipitazione cumulata. La variabile SPI è caratterizzata quindi da media nulla e varianza unitaria, ed assume valori positivi o negativi in condizioni umide o siccitose, rispettivamente. Si noti che un tale indice, caratterizzato da media e varianza fissate, consente di paragonare i valori relativi a località diverse.

Poiché però, in generale, la precipitazione non presenta una distribuzione gaussiana, almeno su scale temporali inferiori all'anno, si procede di solito ad un aggiustamento della variabile, adattando una distribuzione di probabilità (e.g. legge gamma) alla serie storica dei valori cumulati. Assumendo i valori di probabilità così ottenuti come derivati da una distribuzione normale standard, si possono ricavare i corrispondenti valori della variabile standardizzata, con media nulla e varianza unitaria rappresentanti l'indice desiderato. In Tabella 2, si riporta la classifica delle condizioni di siccità, basata sull'indice SPI, come proposta da McKEE *et al.* (1993).

Tabella 2 - Classificazione dell'indice SPI proposta da McKee et al. (1993).

SPI	tipo di siccità
0 ÷ -0.99	lieve
-1 ÷ -1.49	moderata
-1.5 ÷ -1.99	severa
< -2	estrema

3.2 Metodo dei run

Data una serie temporale discreta di una variabile idro-meteorologica $h(i)$, fissando una soglia di riferimento h_0 - detta anche livello di troncamento - è possibile individuare scarti negativi o positivi a seconda del segno della differenza tra i valori della variabile osservati e la soglia scelta, $h(i)-h_0$. Ciascuna sequenza di scarti dello stesso segno preceduti e seguiti da scarti di segno opposto viene definita *run* (YEVJEVICH, 1967). In particolare, un *run* negativo definisce una siccità per la località esaminata.

Le caratteristiche di un evento di siccità che il metodo permette di individuare sono:

1. durata (L), pari al numero di intervalli consecutivi in cui la variabile assume valori inferiori alla soglia prescelta h_0 ;
2. deficit cumulato (D), dato dalla somma degli scarti negativi estesa alla durata della siccità;
3. intensità (I_D), data dal rapporto tra deficit cumulato e durata.

Per una serie di valori annui, la soglia h_0 può ritenersi costante. Essa può essere valutata in funzione della media h_m e dello scarto quadratico medio s mediante la relazione $h_0 = h_m + \alpha p s$, in cui αp è la variabile normale standardizzata, o posta uguale ad un valore della variabile di prefissata probabilità $h_0 = F^{-1}(h)$.

È inoltre possibile stimare i tempi di ritorno dell'evento siccitoso, dati dal valore atteso del tempo di interarrivo tra due siccità critiche successive (SHIAU & SHEN, 2001).

4. RISULTATI

Per i tre periodi di interesse preliminarmente identificati nello schema cronologico sopra citato, l'analisi dei dati di precipitazione registrati alle stazioni più prossime a San Basile ha consentito di evidenziare quanto segue (cfr. Figure 4-7 e Tabella 3).

4.1 Periodo 1975-1980

Relativamente agli eventi di breve durata, si evidenzia un unico episodio di carattere eccezionale avvenuto il 3 dicembre 1976 alla stazione di Firmo ($T = 104$ anni). Se si considerano le precipitazioni mensili e le aggregazioni temporali più prolungate, emerge la stessa stazione un periodo particolarmente "umido" tra ottobre e dicembre 1976, con tempi di ritorno notevoli per cumulate di 60 e 90 giorni. Nello stesso periodo, le piogge cumulate su 90 giorni risultano consistenti anche per la stazione di Castrovillari.

L'analisi dell'andamento dell'indice SPI mostra, tra l'estate del 1976 ed il gennaio 1977, una netta inversione di tendenza: l'indice passa infatti, per tutte le aggregazioni considerate, da valori negativi (tra -1,5 e -2,0) a valori positivi (anche maggiori di 2,0) (Fig. 4). La transizione da condizioni di siccità severa a condizioni non siccitose è legata a precipitazioni consistenti, a scala sia giornaliera che mensile, bimestrale e trimestrale. Un'ulteriore fase di transizione nei valori dell'indice SPI è riconoscibile tra aprile e giugno 1978; essa

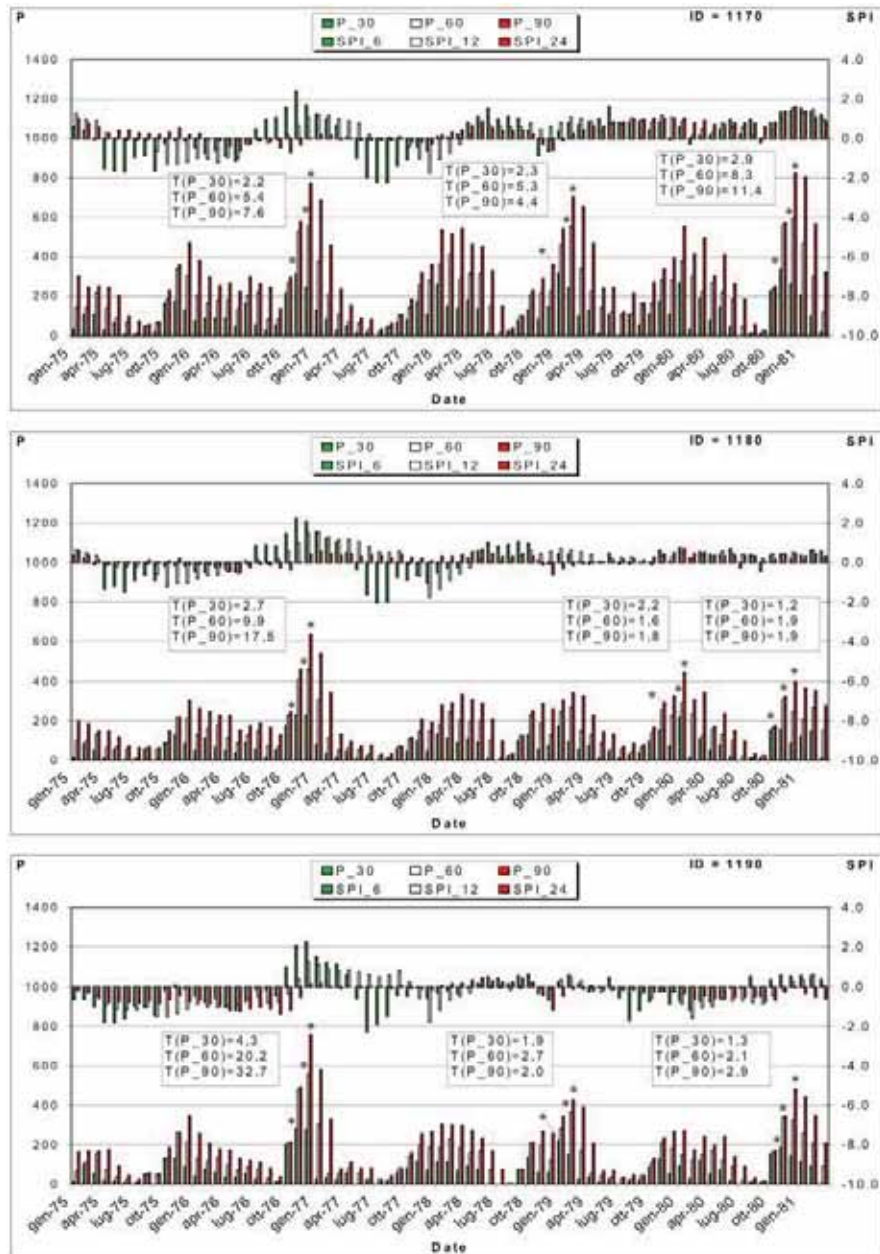


Fig. 4 - Periodo 1975-1980. Diagramma delle precipitazioni cumulate (in basso, aggregate su 1, 2 e 3 mesi), e dell'indice SPI (in alto, calcolato su 6, 12, 24 mesi - secondo McKee et al., 1993). Legenda: P_i precipitazione cumulata su i mesi consecutivi [a ritroso, a partire da quello indicato in ascissa]; SPI_j indice di siccità calcolato sugli ultimi j mesi [a ritroso, a partire da quello indicato in ascissa]; ID 1170=Morano C.; 1180=Castrovillari; 1190= Firmo. Gli asterischi evidenziano i valori cumulati di pioggia per i quali sono indicati, nei riquadri, i tempi di ritorno.

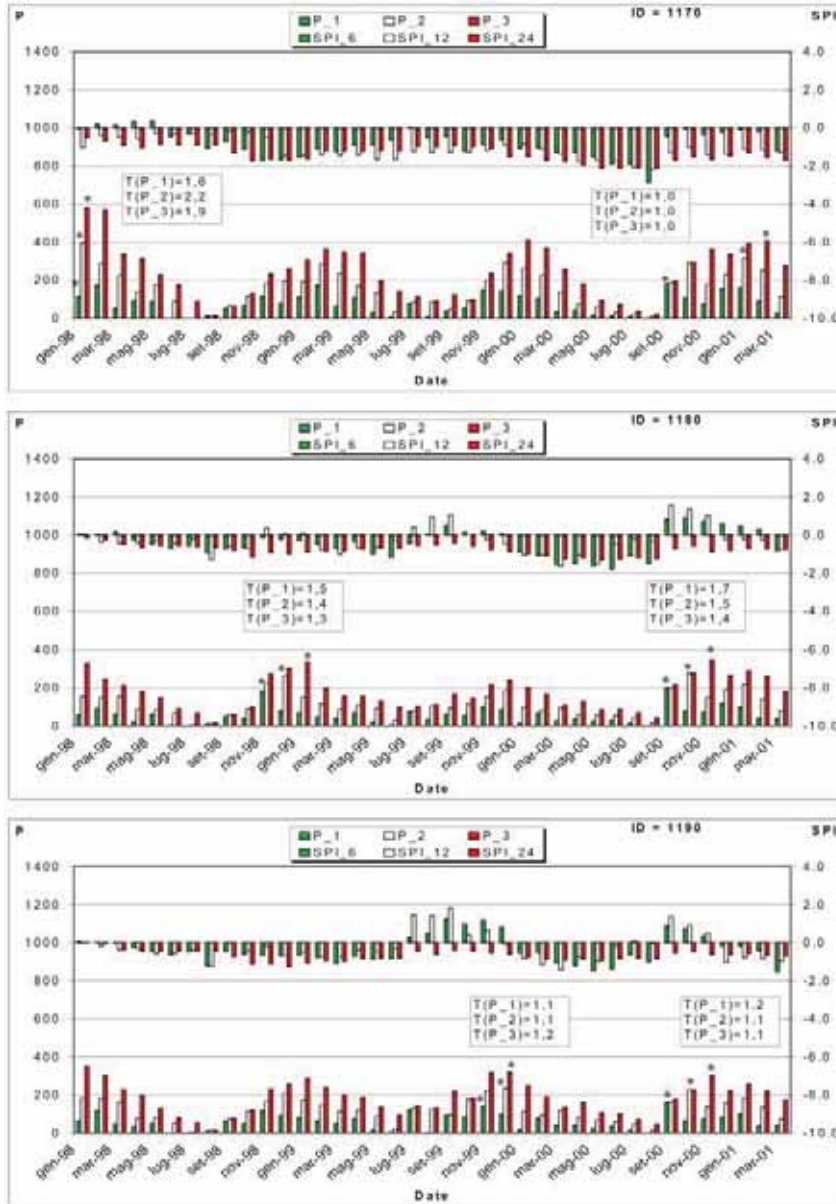


Fig. 5 - Periodo dicembre 2000-inizio di febbraio 2001. Diagramma delle precipitazioni cumulate (in basso, aggregate su 1, 2 e 3 mesi), e dell'indice SPI (in alto, calcolato su 6, 12, 24 mesi - secondo McKee et al., 1993). Legenda: P_i) precipitazione cumulata su i mesi consecutivi (a ritroso, a partire da quello indicato in ascissa); SPI_j) indice di siccità calcolato sugli ultimi j mesi (a ritroso, a partire da quello indicato in ascissa); ID) 1170=Morano C.; 1180=Castrovillari; 1190= Firmo. Gli asterischi evidenziano i valori cumulati di pioggia per i quali sono indicati, nei riquadri, i tempi di ritorno. Si noti che, per maggiore completezza, in figura è rappresentato un periodo più ampio (fin dal gennaio 1998) di quello strettamente considerato nell'analisi.

Tabella 3 – Risultati dell'applicazione del metodo dei “run”: per ciascun periodo siccitoso riconosciuto nell'ambito dei periodi investigati, sono riportati gli anni idrologici di inizio e di fine, la durata (in anni), il deficit cumulato (in mm), l'intensità (in mm/anno) ed il tempo di ritorno (in anni).

Id.	inizio	fine	durata	deficit cum.	intensità	Tr
1190	1970/71	1975/76	6	469,3	78,2	133
1180	1974/75	1975/76	2	70,7	35,3	16
1170	1974/75	1975/76	2	87,6	43,8	16
1190	1991/92	2004/05	14	1872,3	133,7	>1000
1180	1991/92	2005/06	15	2322,3	154,8	>1000
1170	1994/95	2002/03	9	2238,3	248,7	>1000
1170	2004/05	2005/06	2	138,1	69,1	16

non è tuttavia caratterizzata da precipitazioni con tempi di ritorno apprezzabili alle stazioni considerate.

Per la stazione di Firmo, l'analisi condotta con il metodo dei *run* permette, inoltre, di evidenziare la rapida conclusione di un periodo siccitoso protratto per 6 anni (fino al 1975/76), con *deficit* cumulato pari a 469,33 mm e tempo di ritorno massimo pari a 133 anni [cfr. Tabella 3 e Fig. 7].

4.2 Periodo dicembre 2000-inizio di febbraio 2001

I dati pluviometrici desunti dalle registrazioni delle tre stazioni considerate (Fig. 5) non indicano, relativamente alle piogge giornaliere, episodi di carattere eccezionale. Per inciso, si segnala l'evento dell'8 settembre 2000, registrato a Castrovillari con $T \sim 16$ anni, che si colloca esternamente al periodo in cui, secondo le testimonianze raccolte, si sarebbero originati due dei *sinkhole* considerati. Per quanto concerne le precipitazioni mensili e le aggregazioni temporali più prolungate, per tutte le stazioni si conferma rilevante il mese di settembre 2000.

Tra il dicembre 2000 e l'inizio di febbraio 2001 non si riscontrano dunque eventi pluviometrici rilevanti, sia a scala giornaliera ($T_{max} < 1,5$ anni) che mensile, bimestrale e trimestrale ($T_{max} < 2$ anni). Il periodo in esame è tuttavia preceduto da un prolungata condizione di siccità, marcata da valori dell'indice SPI tipici di siccità severa. Nel corso di tale periodo, alle stazioni di Castrovillari e Firmo si osservano due modesti episodi di transizione nelle condizioni di siccità, con passaggio da valori persistentemente negativi a valori positivi dell'SPI, avvenuti nell'estate del 1999 e nel settembre 2000. Detti episodi non sono tuttavia caratterizzati da precipitazioni notevoli; il secondo di essi precede di appena 3 mesi l'epoca riferita dalle testimonianze.

Il metodo dei *run* evidenzia inoltre, a partire dal 1991/92, l'occorrenza di un rilevante evento siccitoso di durata ultradecennale, caratterizzato da *deficit* cumulato pari circa 2300 mm e tempi di ritorno ultramillennari (Tabella 3 e Fig. 7). Tale evento siccitoso (che prosegue fino al 2005/06 - e quindi caratterizza anche il successivo periodo esaminato) ha interessato tutto il meridione d'Italia, e la regione Calabria in particolare (POLEMIO *et al.*, 2007).

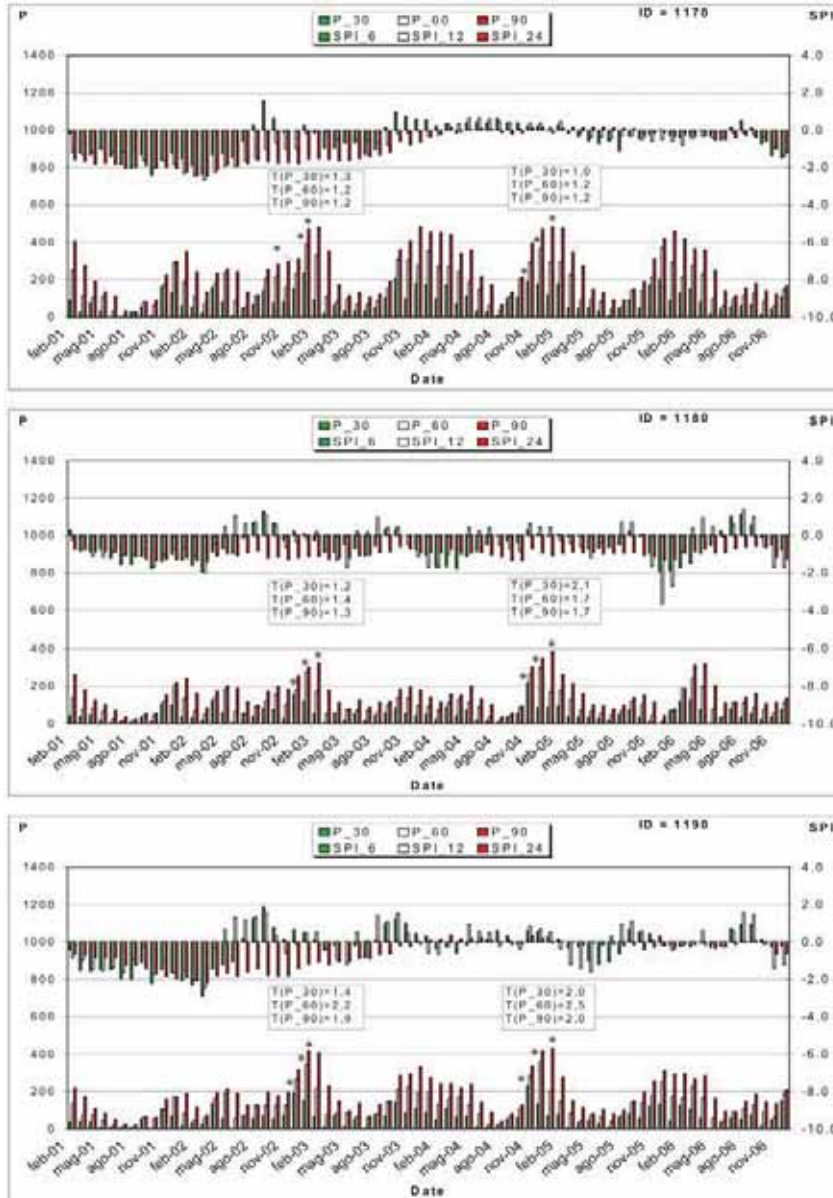


Fig. 6 - Periodo 4 febbraio 2001-14 novembre 2007. Diagramma delle precipitazioni cumulate [in basso, aggregate su 1, 2 e 3 mesi], e dell'indice SPI [in alto, calcolato su 6, 12, 24 mesi - secondo McKee et al., 1993]. Legenda: P_i] precipitazione cumulata su i mesi consecutivi [a ritroso, a partire da quello indicato in ascissa]; SPI_j] indice di siccità calcolato sugli ultimi j mesi [a ritroso, a partire da quello indicato in ascissa]; ID] 1170=Morano C.; 1180=Castrovillari; 1190= Firmo. Gli asterischi evidenziano i valori cumulati di pioggia per i quali sono indicati, nei riquadri, i tempi di ritorno. Si noti che, alla data delle elaborazioni, i dati pluviometrici erano disponibili solo fino al dicembre 2006.

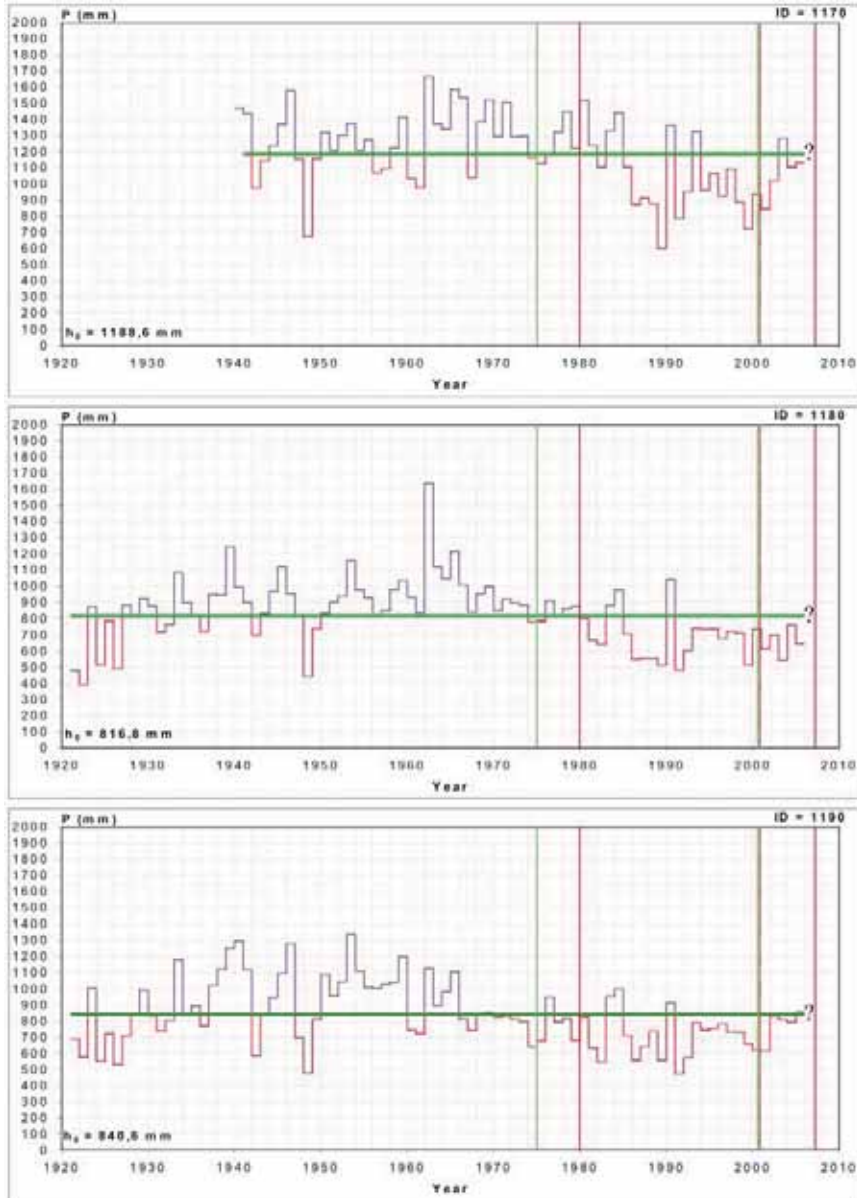


Fig. 7 – Metodo dei run: andamento delle precipitazioni annue rispetto al valore medio annuo h_0 (i valori si riferiscono all'anno idrologico) per il periodo 1920-2006. Legenda: ID) 1170=Morano C.; 1180=Castrovillari; 1190=Firmo. La spezzata segnala, in blu, i periodi di "umidità" rispetto a quelli di "siccità" (in rosso). Le righe verticali segnalano l'inizio (in verde) e la fine (in rosso) dei periodi esaminati, precedentemente individuati sulla base delle informazioni storiche e delle evidenze geomorfologiche. Il 4 febbraio 2001 (data che chiude un periodo esaminato, ed apre il successivo) è marcato da una riga in tratteggio rosso. Il punto interrogativo segnala la mancanza di dati relativi all'ultima parte del periodo analizzato (dal gennaio 2007).

4.3 Periodo 4 febbraio 2001-14 novembre 2007

I dati pluviometrici (disponibili fino al dicembre 2006) non evidenziano eventi pluviometrici rilevanti, sia a scala giornaliera ($T_{\max} < 5$ anni) che mensile, bimestrale e trimestrale ($T_{\max} < 3$ anni). Come già sottolineato per il periodo immediatamente precedente (dicembre 2000-inizio di febbraio 2001), anche questo periodo continua ad essere marcato da prolungati valori negativi dell'indice SPI, che raggiunge valori tipici di siccità estrema (Figura 6), transitando verso valori positivi in due episodi (nel maggio-giugno del 2002, e nell'agosto-settembre 2003). Il periodo siccitoso sembra esaurirsi per tutte le stazioni nell'estate del 2006 (cfr. anche Tabella 3 e Fig. 7).

5. CONCLUSIONI

I *sinkholes* si sono storicamente manifestati in più occasioni nella vallecchia di Piano dell'Acqua (e forse anche in zone limitrofe). L'analisi degli aspetti storici e geologico-geomorfologici ha consentito di ipotizzarne i meccanismi genetici e le tendenze evolutive, nonché la successione cronologica delle principali fasi di sprofondamento avvenute nel corso dell'ultimo secolo. In assenza di eventi tellurici avvertiti in maniera significativa nell'area di studio in corrispondenza dei periodi preliminarmente identificati per la genesi dei fenomeni, ed in mancanza di indizi di tipo diverso (es. cause antropiche), l'origine dei 5 *sinkhole* è stata attribuita ad erosione sottocutanea, in un'area ricca di acque sotterranee anche per il condizionamento operato dalle strutture tettoniche (cfr. LOVINE *et al.*, in questo volume).

I periodi di possibile origine dei fenomeni, individuati su base storica e geomorfologica, sono stati quindi oggetto di analisi idrologica, considerando le registrazioni disponibili per le stazioni più prossime all'area d'interesse. I primi risultati di tale analisi, descritti nella presente nota, hanno in generale consentito di escludere eventi brevi di carattere eccezionale. Alcuni valori significativi sono stati riconosciuti per le aggregazioni da 1 a 3 mesi, talvolta in combinazione con variazioni apprezzabili delle condizioni di siccità sul medio-lungo termine (valutate mediante l'indice SPI su 6-24 mesi).

Più in dettaglio, per i 5 *sinkhole* di Piano dell'Acqua le analisi effettuate hanno indicato che:

- i due casi risalenti alla seconda metà degli anni '70 potrebbero essersi originati tra l'estate del 1976 ed il gennaio 1977, ovvero in corrispondenza del passaggio da un periodo di siccità a tratti estrema, protrattosi per alcuni anni e caratterizzato da un tempo di ricorrenza anche ultra-centennale (cfr. stazione di Firmo), ad un periodo caratterizzato da precipitazioni abbondanti, con tempi di ritorno ultradecennali per aggregazioni bimestrali e trimestrali.
- i due casi risalenti, secondo le testimonianze, all'intervallo dicembre 2000-inizio di febbraio 2001 potrebbero essere stati influenzati da eventi meteorici a carattere locale avvenuti nell'ambito di un prolungato periodo siccitoso a scala sovra-regionale. In base ai dati registrati alle stazioni considerate, l'intervallo è infatti caratterizzato solo da precipitazioni di modesta entità. L'evento siccitoso risulta essere il maggiore di quelli storicamente verificatisi nell'area di studio, con tempi di ritorno ultramillenari in ogni stazione considerata, e tende ad esaurirsi solo nel 2005/06.
- il caso risalente al periodo compreso tra il 4 febbraio 2001 ed il 14 novembre 2007 potrebbe essersi generato in coincidenza con uno degli episodi di transizione tra condizioni siccitose e periodi più umidi, osservati nelle estati del 2002 e 2003, oppure

nell'estate del 2006 in coincidenza dell'attenuazione del fenomeno siccitoso prima descritto.

Alla luce di quanto sopra esposto, quale causa dei *sinkhole* di Piano dell'Acqua sembra ragionevole ipotizzare, alternativamente: i) eventi di pioggia intensa e molto concentrata nello spazio, sfuggiti alle registrazioni dei pluviometri considerati nel presente studio; ii) precipitazioni rilevanti che interrompono un periodo siccitoso (come ad es. nel 1976/77); iii) piogge, anche modeste, verificatesi tuttavia nell'arco di prolungati ed intensi periodi di siccità.

Il confronto tra eventi pluviometrici e fenomeni siccitosi è risultato un valido supporto nell'identificazione dei probabili periodi di formazione dei *sinkhole*. In particolare il confronto tra le piogge e l'indice SPI ha permesso di valutare l'eccezionalità delle precipitazioni a scala mensile, bimestrale e trimestrale e contemporaneamente di identificare i periodi nei quali si è avuto un brusco passaggio da condizioni siccitose a condizioni umide, e viceversa, periodi ai quali si potrebbe far risalire la formazione dei *sinkhole*, come peraltro suggerito in letteratura (cfr. e.g. Niso, 2003). L'analisi condotta con il metodo dei *run* ha invece permesso di caratterizzare anche i periodi siccitosi da un punto di vista quantitativo, permettendo di stimarne i tempi di ritorno (ovvero il valore atteso di interarrivo tra due siccità critiche successive).

La metodologia di analisi adottata nel presente studio risente tuttavia della collocazione delle stazioni di misura, poste generalmente in siti non molto prossimi all'area di studio. In tali condizioni, risulta difficile (se non impossibile) la caratterizzazione di fenomeni meteorici a scala locale che possono causare la formazione di *sinkhole*. Inoltre, per effettuare correttamente il confronto tra eventi pluviometrici e fenomeni siccitosi, è necessario disporre di serie storiche pluviometriche "complete"; ciò non è purtroppo sempre possibile, e si rende pertanto necessario ricorrere a metodi statistici per il recupero dei dati mancanti (che, per quanto precisi, forniscono valori generalmente differenti dal dato reale).

RINGRAZIAMENTI

Gi autori desiderano ringraziare: il Dr. Stefano Luigi Gariano per aver collaborato alla redazione delle figure; il Sig. Roberto Gallicchio di Saracena ed i sigg. Luigi Bellizzi e Antonio Di Maio di San Basile, per aver reso utili testimonianze sull'origine degli sprofondamenti a San Basile nel corso dell'ultimo secolo; il Dr. Francesco A. Viola, per aver consentito l'esame di alcune stratigrafie relative a sondaggi effettuati nel territorio di San Basile; la Dr.ssa Olga Petrucci (CNR-IRPI) per aver fornito utili informazioni sull'episodio dell'inverno 2000-2001, e per favorito l'accesso alla banca dati dell'AsiCal; il Dr. G. Riga per aver segnalato alcuni casi di sinkhole avvenuti in Calabria negli ultimi decenni; il Comune di San Basile per aver fornito la cartografia realizzata nel 2004 per il P.S.C.

BIBLIOGRAFIA

CASMEZ (1969) - Foglio 221-II-NW della Carta d'Italia 1:25.000 dell'I.G.M. "Castrovillari". Carta Geologica della Calabria. Cassa per Opere Straordinarie di Pubblico Interesse nell'Italia Meridionale. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano (NA). Dir. del rilevamento: M.P. Marchetti.

- CASMEZ (1970) - *Foglio 221-III-NE della Carta d'Italia 1:25.000 dell'I.G.M. "Saracena"*. Carta Geologica della Calabria. Cassa per Opere Straordinarie di Pubblico Interesse nell'Italia Meridionale. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano (NA). Dir. del rilevamento: M.P. Marchetti.
- GUERRICCHIO A. (1989) - *Lo sprofondamento della collina di Timpa del Salto a Belvedere Spinello (CZ). Un esempio di impatto ambientale da attività mineraria*. Geol. Appl. Idrogeol., **24**, 27-54.
- GUERRICCHIO A., BIAMONTE V., MASTROMATTEI R. & PONTE M. (2005) - *Land subsidence induced by slow gravitational deformations and by digging of rock-salt in S. Leonardo territory (Lungro town - Calabria region - Southern Italy)*. Proc. 7th Int. Symp. Land Subsidence, Shanghai, 23-28 ottobre 2005, **1**, pp.207-217.
- GUMBEL E.J. (1941) - *The return period of flood flows*. Annals of Mathematical Statistic, **12**(2), 163-190.
- IANNACE A., BONARDI G., D'ERRICO M., MAZZOLI S., PERRONE V. & VITALE S. (2005) - *Structural setting and tectonic evolution of the Apennine Units of northern Calabria*. C. R. Geoscience, **337**, 1541-1550.
- IANNACE A., VITALE S., D'ERRICO M., MAZZOLI S., DI STASO A., MACAIONE E., MESSINA A., REDDY S.M., SOMMA R., ZAMPARELLI V., ZATTIN M. & BONARDI G. (2007) - *The carbonate tectonic units of northern Calabria (Italy): a record of Apulian palaeomargin evolution and Miocene convergence, continental crust subduction, and exhumation of HP-LT rocks*. Journal of the Geological Society, London, **164**, 1165-1186.
- IOVINE G. & PARISE M. (2008) - *I sinkholes in Calabria*. In: Nisio S. (Ed.), *I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., **85**, 323-386.
- IOVINE G., PARISE M., CALOIERO T., LANZA G., NICOLINO N. & SURIANO S. (submitted) - *Prime Osservazioni Sui Sinkhole Di Piano Dell'acqua (San Basile - Calabria Settentrionale)*. Rendiconti della Società Geologica Italiana.
- IOVINE G., PARISE M., FERRARO G. & SURIANO S. (in questo volume) - *Primi risultati di prospezioni di tomografia geoelettrica a Piano dell'Acqua (San Basile - Calabria settentrionale)*.
- MARTINA E. (1991) - *Sviluppo delle coltivazioni per idrodissoluzione nel giacimento di salgemma di Timpa del Salto (Calabria)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 639-643.
- MCKEE T.B., DOESKEN N.J. & KLEIST J. (1993) - *The relationship of drought frequency and duration to time scales*. Proc. 8th Conference on Applied Climatology, Anaheim, California, pp.179-184.
- NICOLINO N. (2007) - *Segnalazioni di eventi di liquefazione sismo-indotta in Calabria*. Tesi di Laurea, Università della Calabria, AA. 2006-2007, 49 pp.
- NISIO S. (2003) - *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia Centrale*. Il Quaternario, **16**(1), 121-132.
- POLEMIO M., CASARANO D. & DRAGONE V. (2007) - *Trend termopluviometrico, siccità e disponibilità di acque sotterranee in Italia meridionale*. In: *Clima e cambiamenti climatici: le attività di ricerca del CNR*. Pubbl. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto Salesiano Pio XI - Roma, pp.585-588.
- RODA C. & MARTELLI G. (2006) - *Il camino di collasso del 25 aprile 1984 in territorio di Belvedere di Spinello (Crotone)*. Giorn. Geol. Appl., **3**, 237-248.

- SHIAU J. & SHEN H.W. (2001) - *Recurrence analysis of hydrologic droughts of differing severity*. Journal of Water Resources Planning and Management, **127**(1), 30-40.
- SIMOLO C., BRUNETTI M., MAUGERI M. & NANNI T. (2009) - *Improving estimation of missing values in daily precipitation series by a probability density function-preserving approach*. International Journal of Climatology, DOI: 10.1002/joc.1992
- SURIANO S. (2008) - *Evidenze da sinkhole nel territorio di S. Basile: contributo al quadro conoscitivo e predisposizione di un sistema di monitoraggio speditivo*. Tesi di Laurea, Università della Calabria, AA. 2007-2008, 176 pp.
- WALTHAM T., BELL F. & CULSHAW M. (2005) - *Sinkholes and subsidence: karst and cavernous rocks in engineering and construction*. Springer, 382 pp.
- YEVJEVICH V.M. (1967) - *An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts*. Hydrology Paper, **23**, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

FENOMENI DI SINKHOLE NELLA REGIONE MOLISE. ESEMPI IN PROVINCIA DI CAMPOBASSO.

di Ludovico D.¹ & Nisio S.²

ABSTRACT

Sinking phenomena in the Molise region are still less studied and much more correlated with important seismic events.

In the Bojano's earthquakes chronicle of 853 d.c., BARATTA (1901) describes sinkhole phenomena and the formation of lakes.

Equally, on the occasion of the earthquake 5th December 1456, chronicles describe cracks formation, sub circular ponds, lakes creation and mineral springs.

Other descriptions are ascribed to Sant'Anna' s earthquake of 26th July 1805, when many sinkholes were formed or reactivated in the boundary of Campania – Molise.

Chasms described in the historical news stories, probably have been filled or obliterated by anthropical activities, but in the Molise region it is possible to find little sheets of water traced back to sinking event by historical chronicles.

The example is the little Saletta's lake near S. Angelo del Pesco.

Today this lake has an elliptical shape (65 m major diameter and 45 m minor diameter) but in the past probably had three times extensive more than today; it's not very deep, it is one meter about.

The lake is placed in clayey Eocene sequence based on carbonate substratum placed on considerable depth.

The origin of lake are led again to sinkhole phenomena; the legend tell the story of some houses and churches collapsed in the earthquake in imprecise age [ALMAGIA, 1908].

Another little sheet of water can be originated by sinkhole phenomena s.s. could be Cascapera's lake in the district of Campobasso; this is a little lake with 55 – 60 metre diameter and 4 metre of depth at best, placed in lacustral sediments rested on a layer of sands and marls.

Somebody traces back the origin of lake to seismic event that could cause the collapse of an religious building, but somebody else led again to ancient ground samples for ceramics manufacture because abundant vases and ceramics emerge near the area.

1. INTRODUZIONE

Nella regione Molise i fenomeni di sprofondamento sono per lo più correlati ad eventi sismici di particolare importanza [NISIO, 2008], che si sono verificati in epoca storica ma anche recente [tab. 1].

1 Ordine dei Geologi del Molise

2 ISPRA-Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico D'Italia

Tab. 1 – Elenco dei principali terremoti che sono stati registrati nel territorio del Molise, da Regione Molise (2007).

Anno	Mese	Giorno	Zona epicentrale	MCS	Ms
346			Sannio	?	
848	06		Campania-Molise	X	
990	10	25	Conza della Campania	IX-X	
1120			Larino	IX	5.5
1231	06	01	Montecassino	VIII-IX	5.9
1293	09		Bojano	VIII	5.9
1349	09	09	S. Elia	X	6.7
1456	12	5-30	Beneventano, Molise, Maiella	X-XI	6.7
1688	06	05	Matese	XI	7.3
1702	03	14	Baronia	X	6.4
1706	11	03	Maiella	IX-X	6.4
1712	05	08	Campobasso	VI-VII	4.7
1732	11	29	Ariano Irpino	X	6.4
1805	07	26	Frosolone	XI	6.7
1825	10	27	Monteroduni	VI	4.4
1831	11	23	Bojano	VI	4.4
1873	12	13	Venafro	VII	5.0
1875	12	06	S. Marco in L.	VIII	5.2
1885	12	26	Campobasso	VII-VIII	5.0
1913	10	04	Vinchiaturò	VIII	5.2
1914	12	19	S. Agapito	VII	5.0
1915	01	13	Avezzano	XI	7.0
1930	07	23	Irpinia	X	6.7
1962	08	21	Irpinia-Sannio	IX	6.2
1980	11	23	Irpinia-Lucania	IX-X	6.9
1984	05	07	Alfedena	VII	4.9
1997	03	19	Sassinoro	VI-VII	4.6
2002	10-11	31-1	S. Giuliano di Puglia	VIII-IX	5.4

Nella cronaca del terremoto di Boiano (Molise) del 853 d.C., ad esempio, BARATTA (1901) riporta: *In tale anno Boiano fu da un disastroso terremoto subissata: si dice inoltre che nel luogo della Città si sia formato un grande lago di acqua dolce.*

In occasione del terremoto del 5 dicembre 1456 le cronache descrivono che, in diverse località dell'Appennino meridionale (Benevento, Isernia, Napoli, Castellammare di Stabia, Ascoli Satriano e Fornelli (IS)), si aprirono fenditure e voragini nel terreno e si intorbidirono le acque di alcune sorgenti. Gli effetti più rilevanti furono registrati a Boiano (CB), che fu sommersa dalle acque, probabilmente a causa di una frana che interruppe il corso del fiume Biferno, e a Castel di Sangro, che fu investita da una frana staccatasi dal monte soprastante. BARATTA (1901) riporta ancora: *Le antiche memorie parlano di città state inghiottite, di laghi formatisi, di squarciature aperte nel terreno esalanti pestilenziali gas e vapori...*

Alcune descrizioni del terremoto di S. Anna, del 26 luglio 1805, a cui viene attribuita la formazione o la riattivazione di alcuni sinkholes (quali Lago delle Corree, Lago La Quaglia), riguardano il confine campano-molisano: *Nel dì seguente al terremoto, verso la metà del Monte di Boiano, si aprirono due profonde voragini: in Acquaviva ed Isernia, un bosco di 20 miglia circa di circonferenza fu interamente sconquassato, il terreno aperto e gli alberi svelti. Fra Calitri e Castiglione successe un fenomeno identico e si aprì pure una fenditura di un miglio di lunghezza e di 5 palmi di larghezza. Nella regione "Piano della Cretta" presso S. Bartolomeo in Galdo, si formò uno spacco ovale comprendente circa 100 moggia di terreno. Presso S. Giorgio la Molara un ponticello di dura roccia si infranse, il terreno adiacente si innalzò di 40 palmi ed in vicinanza si aprì una voragine entro cui si gettarono le acque del Tammaro che diedero luogo alla formazione di un vero lago...* BARATTA (1901). Di alcuni piccoli specchi d'acqua si narrano leggende che ne riconducono l'origine ad un evento di sprofondamento. Il piccolo lago Saletta presso S. Angelo del Pesco (IS) ne è un esempio. L'origine del piccolo lago è ricondotta ad un fenomeno di sprofondamento da leggenda che narra di conseguente scomparsa di case e di una chiesa, in epoca imprecisata (ALMAGIA, 1908).

Molte di tali descrizioni potrebbero essere compatibili con episodi di sprofondamento tipo sinkhole senso stretto.

2. UN ESEMPIO IN PROVINCIA DI CAMPOBASSO: IL LAGO CASCAPERA

Le ricognizioni operate nel territorio della regione Molise, hanno messo in evidenza un evento in particolare, un piccolo specchio d'acqua la cui origine potrebbe essere compatibile con un fenomeno di tipo sinkhole s.s.: il *Lago Cascapera* (NISIO, 2008; fig. 1).

Si tratta di un piccolo specchio d'acqua, di diametro di circa 55 m in diminuzione per prosciugamento, ubicato su sedimenti lacustri su associazioni pelitico-arenacee (figg. 2, 3). La profondità ora molto ridotta (4-5m) è stata maggiore in passato. Il lago, da fonti popolari, sembra essersi formato in seguito ad un fenomeno di sprofondamento collegato ad un evento sismico, altre fonti propongono una genesi antropica per l'estrazione di argilla (BOZZA, 2001).

2.1 Il contesto geologico dell'area

I terreni affioranti nell'area in studio, appartengono alle formazioni marine delle Argille Varicolori di età cretacea-oligocenica e del Flysch di S. Bartolomeo di età miocenica (fig. 2).



Fig. 1 - Panoramica del Lago Cascapera (S. Biase Limosano).



Fig. 2 - Stralcio della Carta Geologica dell'area (scala 1: 100.000) ed ubicazione del Lago di Cascapera.

Nell'area in esame affiora solo il membro inferiore della Formazione delle Argille Varicolori, costituito da litotipi in prevalenza pelitici, fortemente tettonizzati e caotici, che mostrano una marcata scagliosità. La massa argillosa, caratterizzata da argille, argilloscisti e marnoscisti, ingloba, a luoghi, anche blocchi litoidi calcarei le cui dimensioni variano da qualche decimetro a diverse decine di metri; si evidenziano, inoltre, interstratificazioni di calcari, calcari marnosi, calcareniti e più rare intercalazioni arenacee e arenaceo calcaree.



Fig. 3 - Ortofoto del lago Cascapera

Il *Flysch di S. Bartolomeo* è una formazione costituita da depositi arenacei a granulometria grossolana e colore variabile dal grigiastro al giallastro biancastro; frequentemente ai depositi arenacei sono intercalati sottili livelli pelitici costituiti da marne argilloso-siltose di colore grigiastro. A luoghi si rilevano stratificazioni e/o lenti arenaceo-sabbiose con colorazione giallastra.

Gli elementi del deposito conglomeratico sono poligenici e ben arrotondati con diametro variabile da pochi centimetri fino a qualche decimetro.

Alle formazioni marine elencate, si sovrappongono formazioni continentali che si originano dall'azione di alterazione di agenti atmosferici su terreni marini emersi e dal trasporto e conseguente accumulo di questi prodotti di alterazione da parte delle acque dilavanti.

A questi si aggiungono i sedimenti provenienti dalle esondazioni fluviali e quelli formati in seno ai laghi, insediatisi in depressioni vallive a seguito di sbarramenti creati da materiali alluvionali o da frane.

Nell'area del Lago di Cascapera, la formazione continentale affiorante è quella di *Depositi palustri e dei fondi di laghi* risalente al Pleistocene - Olocene, che poggiano sulle *argille varicolori* (fig. 2).

Si tratta di sedimenti costituiti principalmente da argille brunastre, da sabbie più o meno grossolane e sottilmente stratificate, di qualche livello conglomeratico con ciottoli in prevalenza calcarei, minuti ed arrotondati, cui si mescolano strati di limi, di terre brunoie di sostanze carboniose. Lo spessore dei depositi palustri è stimato di circa una decina di metri.

Sondaggi ubicati in linea d'aria in direzione est dal Lago di Cascapera, nei pressi dell'abitato di Petrella Tifernina, mostrano spessori medi di circa 15 m di calcareniti biancastre più o meno brecciate a calcilutiti e marne calcaree varicolori (Formazione delle Argille Varicolori) con localizzazione della falda ad una profondità di circa 10 m dal p.c.

2.2 Ricerche storiche

Da ricerche storiche è emerso che nel primo millennio a.c. il territorio denominato "Cascapera" era in realtà una contrada sannita al margine della quale esisteva una struttura territoriale come evidenziano i numerosi reperti (iscrizioni, monete sannitico - romane, tombe etc) rinvenute in un'area distesamente ampia (Bozza, 2001).

Posta al confine tra i territori di Limosano, di S. Angelo e di Lucito, era ubicata la *Contrada di "Cascapera"* in cui era situato l'omonimo 'Casale', anch'esso feudo. E' possibile che nei secoli XI e XIV l'insediamento fosse già andato distrutto (poiché non figura né nel "*Catalogus Baronum*" e né nelle "*Rationes decimarum ecclesiae*"; Bozza, 2001); tuttavia alcuni documenti dell'archivio vaticano del secolo XIV (inizi) ne fanno menzione.

L'etimologia della parola '*Cascapera*', composta da "casca (plurale di 'cascum', = antico, vecchio)" e da "P(h)ERa", dove la radice 'PYR' (-os, fuoco) potrebbe far pensare ad una località in cui si svolgessero antichi rituali con il fuoco oppure, se la si riferisce a 'PYROS' (-ou, grano), ad una zona, come in effetti ancora è, particolarmente fertile.

La contrada di Cascapera rappresentava insieme con quelle di Ferrara e Lucito uno importante snodo dell'agro limosanesi che consentiva ai Sanniti la gestione delle arterie viarie, che, per diverse direzioni e quasi a raggiera, si dipartivano da esso; la contrada ancora, era compatibile con l'esercizio della difesa, dell'amministrazione e dell'accumulo per le esigenze comuni delle risorse agricole (aree particolarmente fertili), pastorali (a breve distanza corre il tratturo), boschive ed idriche, [...omissis...] "*basti pensare, oltre alle numerose 'sorgenti' e 'fonti' nella zona, allo scomparso 'Lago di Cascapera'*" da Bozza, 2001).

La lettura interpretativa delle iscrizioni latine, specialmente di quelle rinvenute in agro di Limosano (come la "lastra di calcare" n°17-CIL, IX, 2623-, che, per la forma, per la pulizia, il colore rosso delle lettere e la grandezza, sembra, con ogni probabilità, essere porzione della parte frontale di una struttura santuariale) sembra confermare la presenza a Cascapera di un santuario di cui oggi ne restano solo alcune colonne (fig. 4; Bozza, 2001).

In epoca alto medioevale, inoltre, sembra che a Cascapera vi fosse ancora un insediamento e, a qualche centinaio di metri e nelle immediate vicinanze del luogo dove era l'omonimo 'lago', le officine per la produzione di ceramica e di terracotta.

Nella tradizione popolare, inoltre, è ancora viva oggi la testimonianza che vuole proprio a Cascapera il sito di una città scomparsa chiamata "*Napoleucc'* ovvero piccola Napoli".

Tale memoria trova fondamento nella necessità di associare a Cascapera e, non ad altre località limosanesi, la condizione di "destrutta città" (e l'evento, poiché la Limosano attuale non venne nell'occasione 'destrutta', va sicuramente collocato ad epoca di parecchio anteriore al 'terremotus magnus' del 1456) nasce dalla semplice constatazione che "Musane" (o 'Mesane' oppure 'Mosano'), pur se è diventata Limosano, ancora esiste ed esisteva nel 1615 (Bozza, 2007).

Gli abitanti del luogo inoltre ricordano che nei pressi del Lago fosse ubicata una chiesa "La Madonna di Cascapera". E' confermato, infatti, che nel XVIII secolo nel feudo di Cascapera esistesse una chiesa tuttavia nota come "Chiesa di S.Maria di Cascapera". A tale



Fig. 4 - Reperto di antica colonna rinvenuta nell'area di Cascapera (rinvenuti in zona anche iscrizioni, monete, ceramica a vernice nera, tegoli). Da BOZZA, 2007.



Fig. 5 - Croce sul ciglio della strada antistante il "Lago di Cascapera" (Giugno 2009).

riguardo, notizie riguardanti il *“Benefizio semplice senza cura, ò Arcipretura rurale, sotto il tit.o di S. Maria di Cascapera”* ci giungono dall’inventario che fu *“principiato sotto il di 26 X.mbre e terminato sotto il di 31 dell’istesso, dell’anno 1712”* (BOZZA, 2001) in relazione ai patrimoni dei benefici ecclesiastici. In questo inventario la Chiesa di Santa Maria di Cascapera viene così descritta: *“è situata nel Feudo di Cascapera, e da tutti viene chiamata S. Maria di Cascapera, che è nella giurisdizione, e ristretto della Terra de Limusani distante da essa da tre miglia inc.a; di essa Chiesa, ocularmente oggi appena se ne conoscono le vestigie, essendo divenuta un mucchio di pietre, e per antica tradizione dicesi che fusse stata Terra, ò Casale sotto posto alla sudetta Terra de Limusani”*.

Per quanto riguarda le tradizioni e le leggende riguardanti strettamente il lago, appartiene alla memoria popolare la convinzione che, in corrispondenza del “Lago di Cascapera”, fosse ubicato un monastero (DE BENEDETTIS, 1997) abitato da monaci eremiti; questa ipotesi sarebbe avvalorata dal fatto che, nell’alto medioevo, all’epoca di Carlomagno, la zona fosse meta usuale di frati solitari.

La leggenda vuole che i monaci, affamati e privi di risorse per sfamarsi, si fossero recati nel vicino paese in cerca di elemosina; al loro ritorno pare che non avessero trovato più il monastero perché “sprofondato” nel terreno a causa del terremoto verificatosi in quei giorni.

L’unica testimonianza della presenza del suddetto monastero sarebbe una croce, tuttora presente, posta sul ciglio della strada che porta al lago, sostituita negli anni passati (fig. 5).

2.3 Il Laghetto del Sorgio

Ad est del Lago di Cascapera, è presente una piccola depressione lacustre dalla forma irregolare con diametro di circa 10 m che viene denominata dagli abitanti del luogo “Laghetto del Sorgio” (fig. 6).

La formazione di quest’ ultimo potrebbe ricollegarsi ad una attività di prosciugamento svolta negli anni tra il 1938 e il 1942. I proprietari del terreno riportano che, nella prima metà del 1900, il Lago di Cascapera aveva profondità maggiore dell’attuale tale da ospitare una consistente quantità d’acqua.



Fig. 6 – Ortofoto, dettaglio del laghetto del Sorgio.

Negli anni successivi si è proceduto a prosciugare il Lago creando un canale di drenaggio verso valle in direzione proprio del cosiddetto “Laghetto del Sorgio”.

La differenza di quota tra il Lago Cascapera (769,4 m s.l.m.) ed il Laghetto del Sorgio (765,0 m s.l.m.) avrebbe facilitato l’operazione di scolo convogliando l’acqua verso quest’ultimo.

La genesi relativamente recente del laghetto sarebbe anche confermata dalla cartografia. Nei dati cartografici esistenti infatti, non è riportato se non a partire dal 1997; non risulta tuttavia nella CTR in scala 1:5000.

3. UN ESEMPIO IN PROVINCIA DI ISERNIA: IL LAGO SALETTA

Il lago Saletta è ubicato a circa 2 km a sud-ovest di S. Angelo del Pesco (IS) nella Valle del F. Sangro, sulla riva destra del corso d’acqua, a quota 728 m (fig. 7).

Esso ha forma ellittica con asse maggiore di 65 m e asse minore 45 m (fig. 8), la sua superficie doveva essere più estesa, almeno tre volte, di quella attuale; la profondità è molto scarsa e non supera il metro.

Lo specchio d’acqua difficilmente accessibile è invaso da piante lacustri. La morfologia dell’area mostra che il lago in passato occupava un’area di forma sub-circolare più vasta, attualmente sembra in corso di colmamento. Gli abitanti testimoniano una diminuzione progressiva della profondità, che sembra essere alimentata da acque profonde e presenza di sorgenti sub-lacuali, è attualmente dedicato anche a pesca sportiva.

L’origine del piccolo lago è ricondotta ad un fenomeno di sprofondamento in epoca imprecisata (ALMAGIA, 1908). Una leggenda descrive l’episodio di sprofondamento, avvenuto nel giorno di S. Anna, e conseguente scomparsa di case e di una chiesa.

Dal punto di vista geologico il lago è ubicato su depositi alluvionali, eluviali e colluviali (fig. 9) a granulometria variabile che poggiano sui sedimenti eocenici, *Flysh di Agnone, Auct.*, al tetto del substrato carbonatico.



Fig. 7 - a) Stralcio topografico del Lago Saletta. b) Schizzo del lago Saletta (da ALMAGIA, 1908).



Fig. 8 - Ortofoto dell'anno 2000 dell'area del Lago Saletta, in tratteggio blu l'attuale superficie del lago.

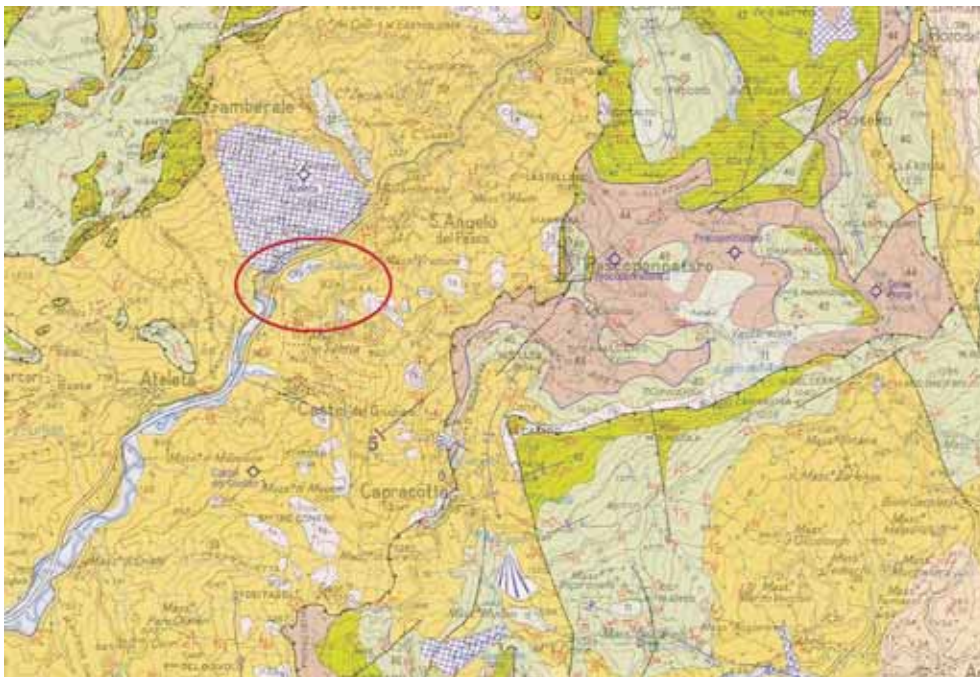


Fig. 9 - Schema geologico dell'area ed ubicazione del Lago Saletta: in Arancione il Flysch di Agnone.

Il Flysch di Agnone è costituito da associazioni pelitico-arenacee ed arenace-pelitiche con presenza di orizzonti conglomeratici.

A tre km a nord-est da S. Angelo del Pesco è ubicato un altro piccolo specchio d'acqua a cui viene attribuita stessa origine, noto come Lago delle Cornacchie.

4. CONCLUSIONI

Il territorio della regione Molise è particolarmente predisponente ai fenomeni di dissesto legati al rischio idrogeologico per la sua peculiare conformazione geologica; inoltre lo stesso è ad elevato rischio sismico per i numerosi eventi che sono stati registrati in epoca storica e recente.

I fenomeni di sprofondamento legati ad eventi sismici o ad eventi idrogeologici sono ancora poco noti e studiati nel territorio.

Dalla presente indagine preliminare si evince che in realtà essi sono accaduti in passato dando origine a voragini, probabilmente successivamente ricolmate, o alla formazione di piccoli specchi d'acqua. In questa prima analisi sono stati presi in considerazione, a titolo di esempio, due specchi d'acqua nelle provincie di Campobasso (il lago Cascapera) e di Isernia (il lago Saletta).

Per quanto riguarda il primo, la cui origine potrebbe risalire ad epoca medioevale, il lago viene infatti riportato nella cartografia ottocentesca, la natura e l'origine del lago sono tutt'ora controverse.

Si è in grado tuttavia, in questa sede, di escludere che lo specchio d'acqua sia dovuto ad un evento franoso, (laghetto di corpo di frana) frequenti sui depositi affioranti nell'area (Argille Varicolori), per la particolare conformazione morfologica del territorio su cui esso è ubicato: un'area di piana lontana da scarpate e versanti. Una seconda ipotesi genetica è quella di natura antropica, il lago potrebbe essere stato realizzato per l'estrazione delle argille utilizzate per la produzione di ceramiche in epoca storica.

Di questo parere è BOZZA (2001) che sostiene che l'area, in corrispondenza del Lago Cascapera, sia stata oggetto di sottrazione di materiale argilloso ad opera dei Sanniti per la lavorazione della ceramica. Questa tesi, sempre secondo l'Autore, trova fondamento in due aspetti molto importanti.

Il primo è quello dell'etimologia della parola Cascapera dal latino casca (plurale di 'cascum', = antico, vecchio) e dal greco pyros (fuoco) a significare luogo ove avvenivano cerimonie con il fuoco probabilmente per la lavorazione della ceramica. Il secondo, a corredo del primo, è il rinvenimento nell'area di numerosi frammenti di vasellami di argilla lavorata appartenenti all'età sannita.

Il lago di Cascapera, secondo questa teoria sarebbe una depressione venutasi a creare in seguito alla detrazione di elevate quantità di terreno a forte componente argillosa, materia prima dunque, per la realizzazione di ceramiche e terrecotte. Tuttavia questa ipotesi non tiene conto della forma stranamente sub-circolare dell'eventuale cava di estrazione, del luogo in cui esso è situato, in piano, scomodo per gli scavi dell'argilla che poteva essere più facilmente asportata lungo da scarpate poste ai piedi del versante, né della mancanza di vie e sentieri di accesso al lago di cui non se ha più traccia.

In questa sede, non escludendo la possibilità di aree, all'interno del territorio di Limosano, di estrazione di argilla, si vuole porre in evidenza anche un'ipotesi di sprofondamento dando maggior credito alle leggende popolari che narrano di uno evento catastrofico connesso ad un episodio sismico, e che spesso trovano fondamento di verità. L'analisi

inoltre morfologica della cavità, fortemente sub circolare, non evidenzia pareti regolarizzate o altri indizi di attività antropica. In tale contesto il lago potrebbe essere connesso ad effettivi episodi di liquefazione e crollo dei terreni argillosi. Il laghetto del Sorgio tuttavia, di origine più recente, metà del novecento, potrebbe avere invece avuto origine antropica dall'effettiva realizzazione di canale e di deviazione ed arginazione delle acque a scopi irrigui.

Il lago Saletta invece è un lago da sprofondamento ubicato su depositi alluvionali di alcune decine di metri, anche su di esso leggende legate al culto di S. Anna confermano l'origine in epoca storica.

BIBLIOGRAFIA

- ALMAGIA R. (1908) – *Notizie sopra alcuni laghetti nelle valli del Sangro, del Sinello e del Trigno*. Rivista Geogr. It. XV, fasc. IX, 551-559.
- BARATTA M. (1901) - *I terremoti d'Italia: saggio di storia, geografia e bibliografia sismica italiana*. - F.lli Bocca, Torino, 1901, 950 pp.
- BOZZA F. (1999) – *Limosano nella storia*. Campobasso. francescobozza.blogspot.com
- BOZZA F. (2001) – *Limosano. Questioni di Storia. Ricostruzioni ed Approfondimenti*. francescobozza.blogspot.com
- BOZZA F. (2007) – *L'antistoria nell'area del Medio Biferno*. francescobozza.blogspot.com
- DE BENEDETTIS G. (1997) - *Repertorio delle Iscrizioni Latine, III Fagifulae, Campobasso*.
- DE PARI P. (1993) – *Aspetti della sismicità storica del Molise fino al 1899*. Almanacco del Molise 1993/94, 137-151. Ed. Enne.
- NISIO S. (2008) – I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane. Mem. Descr. Della Carta Geol. D'It., LXXXV, 475pp.
- REGIONE MOLISE (2007) - *Studio di Microzonazione Sismica dell'abitato del Comune di Limosano*.

RICONOSCIMENTO E CENSIMENTO DELLE FORME DI SPROFONDAMENTO CATASTROFICO IN AMBIENTE CARSICO – AREA DEI M.TI AURUNCI OCCIDENTALI. LAZIO MERIDIONALE. COMPILAZIONE DI UN DATABASE

di Miele P.

Geologo, libero professionista

ABSTRACT

In correspondence of a wide part of the of the western Aurunci Mountains group, in the southern Lazio, has been recognized, in an karst and structurally complex environment, several ground morphologies imputable to catastrophic sinking.

For such elements, that sometimes show signs of recent reactivation, the study of the correlation with the geologic, structural and hydrogeologic context of the area is in progress.

Currently, we drawing up a database that includes the recognition, the classification, the reconstruction of the evolutionary dynamics of such forms, the cartography of their distribution etc.

This job, will be of use to recognize the dangerous areas and, once completed, to contribute to set an evolutionary model of the phenomenon.

RIASSUNTO

In corrispondenza di una vasta porzione del gruppo dei Monti Aurunci occidentali nel Lazio meridionale, sono stati individuati, in un ambiente carsico e strutturalmente complesso, numerosi elementi geomorfologici ascrivibili a sprofondamento catastrofico. Per tali elementi, che talvolta presentano indizi di riattivazione recente, è in corso lo studio della correlazione con il contesto geologico – strutturale ed idrogeologico dell'area. In questa fase della ricerca è quindi in corso d'opera la compilazione di un database che preveda il riconoscimento, la classificazione, la ricostruzione della dinamica evolutiva di tali forme, la cartografia della loro distribuzione ecc. Tale lavoro, oltre ad essere immediatamente utilizzabile per la definizione di aree associate a diverso grado di pericolosità avrà, una volta ultimato, anche e soprattutto lo scopo di contribuire a mettere a punto un modello evolutivo del fenomeno, qualora questo sia inquadrato nel contesto delle aree carsiche montane.

1. INTRODUZIONE

In letteratura, nonostante i notevoli ed encomiabili sforzi ed i considerevoli passi avanti fatti negli ultimi anni, è presente ancora una certa discrepanza di opinioni, tra i diversi Autori, in merito alla definizione e/o alla classificazione, nonché ai modelli evolutivi di quei fenomeni da sprofondamento catastrofico noti come *Sinkholes*. Tali classificazioni, specie



Fig. 1 - Inquadramento geografico dell'area in esame.

in ambiente carsico, presentano a nostro avviso ancora la necessità di ulteriori revisioni. In questo lavoro si è evitato pertanto di ascrivere le forme investigate ad una delle numerose categorie ad oggi descritte dalla letteratura e tantomeno si è voluto proporre una ulteriore categoria sistematica.

Nello specifico sono state analizzate alcune forme di sprofondamento gravitativo "catastrofico" in area carsica, per le quali il carsismo, sia pur attivo, ha comunque svolto un ruolo morfoevolutivo decisamente subordinato. Le morfologie studiate e/o in fase di studio (attualmente il lavoro è in progress) nonostante possano per certi versi essere confuse con forme carsiche s.s. risultano in realtà legate ad una genesi e ad un modello evolutivo diverso.

2. INQUADRAMENTO GENERALE

L'area di studio è ubicata nel Lazio Meridionale, sui Monti Aurunci Occidentali, ad una quota compresa tra gli 800 m ed i 1300 m s.l.m. nelle località "Valle di Sciro - Piano Terruto" (settore di ricerca n. 1), "Acquaviva - Le Mesole" (settore di ricerca n. 2) e "M. Altino - Redentore" (settore di ricerca n. 3) (figura n. 1 e n. 2). Questo settore meridionale della catena dei Volsci si configura come una potente successione di carbonati cretaci tettonizzate "a blocchi", suddivisa, in fase di strutturazione, in due "scaglie" tettoniche principali, quella di "Montuaccio" e quella di "M. Petrella" sulla quale la prima risulta embri-cata [Naso & Tallini, 1993]. A tergo del verso di accavallamento si sviluppa la piana di Formia, dominata dalle più recenti litologie terrigene (dalle unità *sicilidi* alle più recenti conoidi eluvio - colluviali pleisto - oloceniche) e delimitata fisiograficamente a nord dai declivi meridionali dei M.ti Aurunci occidentali, lungo un sistema di versanti strutturali impostati sul lineamento tettonico "Maranola - Campodivivo", associato a cinematismo distensivo. Questo settore dei M.ti Aurunci peraltro risulta incumbente a NE sulla Valle

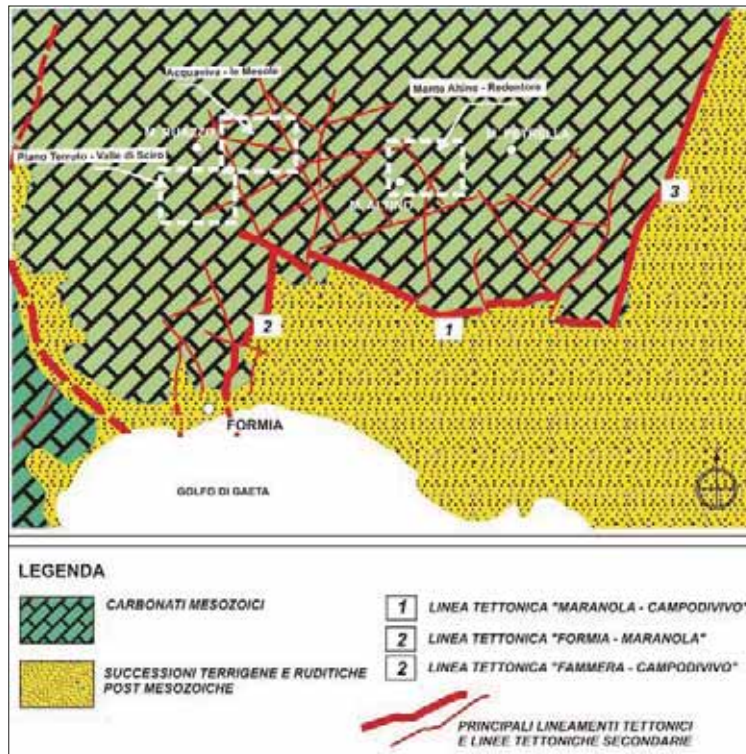


Fig. 2 - Schema geologico e ubicazione dei siti di indagine.

dell'Ausente lungo un'altra importante linea tettonica a componente prevalentemente compressiva, la linea "M. Fammera - Campodivivo" (fig. n. 2).

Nelle aree di indagine prese in considerazione, che si collocano in coincidenza con alcuni pianori in tramontani, il substrato carbonatico affiorante o subaffiorante, risulta interessato da una diffusa carsificazione e le morfologie tipiche di tale fenomeno risultano decisamente numerose. Il carsismo epigeo risulta rappresentato da *doline*, *polje*, *karren* ecc mentre anche il carsismo ipogeo, ben noto alle ultime generazioni di speleologi, piuttosto attivi nel settore ormai da alcuni decenni, conta ormai decine di "pozzi carsici" con sviluppo verticale che varia tra poche decine di metri ed i -296 m dal p.c. locale, dell'"*abisso ciauchella*". Se all'occhio dello speleologo "sportivo" tuttavia tali forme appaiono tutte indistintamente come forme "carsiche", in realtà a seguito delle osservazioni condotte sul campo alcune di esse, nonostante appaiano tali, anche per il contributo che effettivamente è apportato dalla dissoluzione sulla loro morfologia, risultano generate da processi di sprofondamento gravitativo più o meno rapido, legato a processi direttamente controllati dall'assetto strutturale del corpo roccioso.

3. ESPOSIZIONE DEL LAVORO SVOLTO

Nel corso dell'ultimo anno, è stata condotta una campagna di censimento di tutte quelle cavità note localmente con il termine di "*ciauche*", consistenti per l'appunto in profonde voragini a sviluppo prevalentemente verticale, che si aprono numerose nelle aree investi-

gate. Diverse di queste sono già note agli speleologi, ai pastori locali ed a coloro che, in qualche modo, frequentano la montagna. Altre, poste in siti più remoti, sono state individuate in occasione di questo lavoro.

Si tratta dunque di cavità, la cui profondità varia da poche decine di metri a poche centinaia di metri (la più profonda raggiunge quasi i 300 m), dotate di apertura di forma da subcircolare a subreniforme, (è stata riscontrata una relazione tra la forma della pianta dell'apertura e lo spessore/presenza dei sedimenti di copertura del bedrock carbonatico) dal diametro medio che varia da alcuni metri (2 ÷ 5) a circa 12 ÷ 18 m. In alcuni casi lo sviluppo in pianta dell'apertura può presentare una morfologia complessa e composita, in relazione al contesto mesostrutturale locale. Le pareti sono sempre tendenzialmente verticali sia in roccia che per la porzione in terra (quando presente).

Altro dato importante è costituito dalla ubicazione di tali forme, concentrate per lo più in stretta corrispondenza con alcuni pianori, di morfogenesi tettonocarsica, posizionati tra i rilievi montuosi ovvero, ad esempio nel caso del settore "Valle di Sciro", in corrispondenza di vallecole intramontane sospese (anche in questo caso la tettonica ha giocato un ruolo fondamentale).

Interessante è stato il rilevamento, oltre che di forme già completamente sviluppate (voragini già aperte), anche di forme di incipiente apertura. Nello specifico è stata notata una concentrazione in aree ristrette (e spesso impegnate dalla presenza di una cavità già formata), di morfologie "tipo" inghiottitoi, quindi voragini di piccolo diametro in roccia (con apertura non carsificata e bordi non dissolti ma caratterizzati da superfici di rottura frastagliate) o in terra (impegnanti le coperture sedimentarie del bedrock), di recente formazione. La recente formazione è documentata tanto dall'aspetto delle superfici che bordano la depressione (o la cavità) tanto, in alcuni casi, dalla testimonianza diretta di chi ne ha notato l'insorgenza nel giro di non più di due anni (tra questi lo scrivente).

L'ubicazione e le caratteristiche geologico - strutturali e geomorfologiche di tali forme, unitamente alla loro documentazione fotografica, sono state organizzate in un database, la cui compilazione risulta attualmente in progress, l'obiettivo che ci si propone è quello di utilizzare tali dati per individuare una relazione, che abbia un più solido valore statistico, con il contesto geologico - strutturale locale. In tal modo si cerca di costruire un modello che metta in relazione la presenza e le caratteristiche delle forme in esame con il contesto geologico (*latu sensu*) locale e che permetta di costruire una cartografia della pericolosità (e quindi successivamente del rischio) geomorfologica da sinkholes valida per forme di questa tipologia.

Le campagne di rilevamento geologico e geologico strutturale condotte a più riprese nel tempo, sia in superficie che in ambiente ipogeo, hanno permesso, oltre alla ricostruzione della semplice stratigrafia locale (alla scala dei singoli affioramenti), di mettere in relazione la morfologia delle cavità ipogee già connesse con l'ambiente subaereo (i c.d. "pozzi carsici" o "ciauche" in gergo locale) con il pattern strutturale del corpo roccioso ospite, definito attraverso lo studio dei classici parametri quali la giacitura delle famiglie di discontinuità, la loro spaziatura e continuità, ecc. È stato condotto inoltre lo studio morfologico del ciglio delle voragini oltre che osservazioni sui depositi di crollo sul fondo (qualora ispezionabili). A seguito di tali osservazioni è stato possibile dunque distinguere quelle forme, tipicamente carsiche, prodotte per allargamento di fessure a seguito dei processi di dissoluzione, nelle quali eventuali crolli possono essere considerati secondari a tale fenomeno e ad esso direttamente conseguenti, da quelle forme la cui evoluzione morfologica è stata

controllata prioritariamente dalla gravità, attraverso una successione più o meno lunga di crolli in ambiente ipogeo.

Le morfologie ascrivibili alla prima categoria di forme presentano aperture la cui geometria risulta fortemente controllata dalla forma della frattura che le ha originate a partire dal piano campagna. L'evoluzione risulta dunque diretta dall'alto verso il basso (Fig. 3), seguendo il percorso delle acque di infiltrazione e producendo in ambiente ipogeo una morfologia che, naturalmente può essere complessa e funzione della diversa solubilità della roccia alle varie profondità, dal pattern giaciturale – strutturale incontrato alle varie quote ecc. Tuttavia tali forme sono caratterizzate da superfici tendenzialmente levigate (sia sul bordo dell'apertura sia lungo le pareti interne della cavità), speleotemi ben formati ed abbondanti, corpi di fondo (quando presenti) dominati dalle litologie "fini" di tipo prevalentemente residuale. Possono essere rinvenuti naturalmente corpi e morfologie di crollo ma tale fenomeno risulta per lo più subordinato a meno che tale cavità non evolva "in corso d'opera" nella seconda tipologia.

Le morfologie invece ascrivibili al secondo tipo (Fig. 4), con evoluzione controllata prevalentemente dalla gravità, presentano un'apertura la cui forma assume un aspetto molto frastagliato e, alla scala di dettaglio, irregolare. La geometria dell'apertura, quando questa coinvolge le coperture sedimentarie del substrato carbonatico, risulta tendenzialmente subcircolare (lo è tanto più quanto maggiore è la potenza dello strato di copertura stesso) oppure si presenta più articolata quando il substrato è affiorante o subaffiorante. La roccia, presso il piano campagna, presenta spesso superfici di distacco non regolarizzate dall'azione meteorica e spesso non completamente ossidate (assumendo con un colore tipicamente giallo – rossiccio o giallo – biancastro). Gli speleotemi sono per lo più incipienti e scarsi, spesso assenti (ad eccezione di alcuni limitati settori più stabili), le pareti interne presentano forme irregolari, la cui morfologia è controllata dal pattern strutturale locale (spesso ad esempio si riconoscono le testate di strato, gli specchi di faglia o nicchie di distacco con la forma prismatica dei blocchi che ospitavano). Infine, sul fondo (quando accessibile) sono riconoscibili i corpi di crollo con sedimentologia più eterogenea e, naturalmente, ricchi di blocchi provenienti dalla volta e dalle pareti.

Da quanto sin ora emerso a seguito del rilevamento condotto, e come già accennato, le morfologie di questo tipo sono individuabili principalmente nelle aree maggiormente affette da tettonizzazione e ricche di elementi mesostrutturali. Tale situazione è stata particolarmente rilevata ad esempio nel settore n. 3, l'area "*M. Altino – Redentore*" (Fig. 5).

Lungo una stessa faglia o un sistema di faglie, possono allinearsi anche più forme di sprofondamento. Risulta inoltre di notevole interesse la presenza di sorgenti poste immediatamente a valle di tali aree. L'area *M. Altino Redentore* ad esempio, è posta immediatamente a monte di un piccolo sistema sorgivo lineare corrispondente ad un affioramento delle "marne ad orbitalina". Anche in corrispondenza del settore "*Acquaviva – Le Mesole*" in effetti le forme di sprofondamento sembrerebbero essere sempre associate in qualche misura alla presenza di un sistema di piccole sorgenti (la sorgente "Acquaviva per l'appunto ed il gruppo denominato *Ottorile – Pontumella*) ancora legate alla presenza del *livello ad Orbitalina*).

Alle ultime fasi dello sviluppo di cavità ipogee, nella fase di incipienza del crollo finale, sono state associate alcune morfologie epigee.

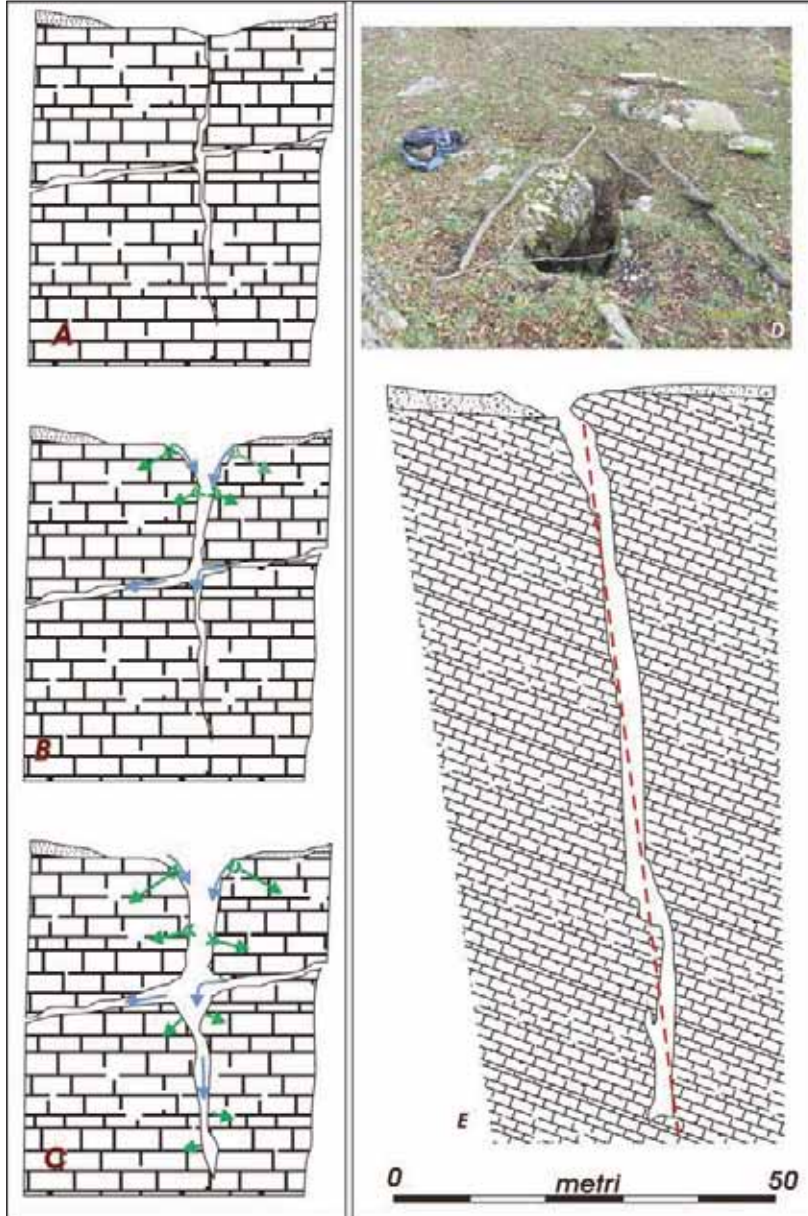


Fig. 3 - Schema evolutivo di un inghiottitoio carsico. A: L'inghiottitoio si sviluppa a partire dal piano campagna, lungo una frattura preesistente. B e C: per successive fasi, la dissoluzione del Carbonato di Calcio da parte delle acque meteoriche provoca l'allargamento e l'approfondimento della frattura, eventualmente connettendo altri giunti della roccia. Le frecce in verde indicano la direzione dell'arretramento delle superfici, quelle in celeste, il flusso delle acque di infiltrazione. A seguito di tale processo, a carattere progressivo, non avviene alcun crollo. D ed E: A titolo di esempio si riporta il caso della "grotta degli spagnoli" (foto dell'apertura e sezione lungo lo sviluppo verticale), censita nell'area "Acquaviva - Le Mesole" ($41^{\circ}18'52,2''$ N - $13^{\circ}35'17,9''$ E).

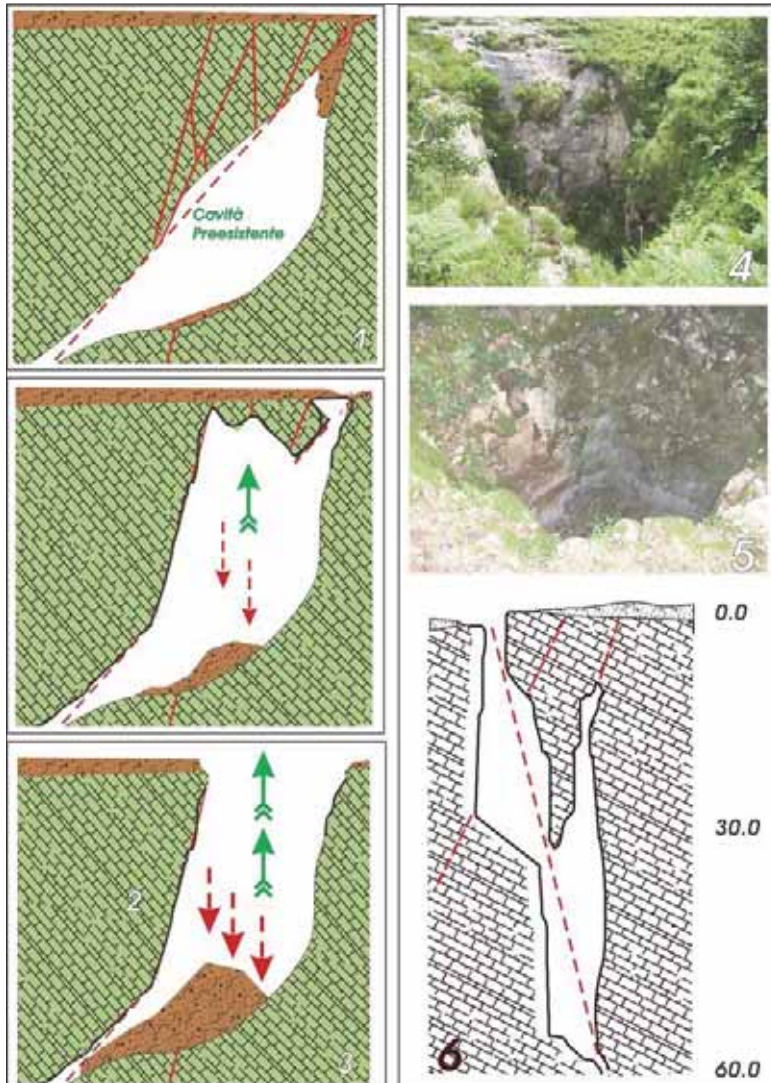


Fig. 4 - Schema del modello evolutivo riconosciuto. 1: all'interno del corpo roccioso è presente una cavità preesistente. 2: attraverso una serie di crolli (freccie in rosso) dei blocchi - strutturalmente isolati - dalla volta, ed innescati da meccanismi di diversa natura, la volta stessa si sposta verso l'alto (freccie in verde). 3: il processo termina quando la volta rocciosa subisce l'ultimo processo di crollo e la cavità viene a giorno (formazione del sinkhole). E' importante che la cavità, qualora non molto ampia, presenti la possibilità di "perdere" il deposito di crollo evacuandolo verso il basso. 4, [41°18'40,6" N - 13°38'26,7" E], 5 [41°18'27" N - 13°35'38,9" E] e 6: in foto e nella sezione, sono riportati alcuni esempi di sinkhole che riteniamo abbiano seguito questo meccanismo.



Fig. 5 - Ubicazione delle forme rispetto ad alcuni elementi strutturali nell'area M. Altino - Redentore. In rosso sono indicate alcune faglie significative per questo lavoro. A: la piccola depressione sul prato è di recente apertura ed è posta in strettissima corrispondenza con un lineamento tettonico. B e C [41°18'36,6" N - 13°38'13,5" E]; le foto illustrano due sinkholes aperti nella medesima area.

Come già accennato tali morfologie sono differenziate a seconda che si presentino in roccia o in "terra".

Quelle in roccia potrebbero essere facilmente confuse con gli inghiottitoi carsici, a causa delle piccole superfici e le notevoli profondità, tuttavia presentano bordi piuttosto frastagliati (assolutamente non modellati dalla dissoluzione carsica) ed impegnati da superfici associabili a distacco recente di blocchi. Ci si potrà preoccupare quando forme del genere risultano ubicate e concentrate in corrispondenza di cavità già formate o lungo le direttrici degli elementi strutturali locali.

Le forme incipienti in terra invece, consistono in depressioni di forma abbastanza regolare, tendenzialmente circolare, dal diametro generalmente esiguo (< 1 m ÷ 2 m), dotate di bordi verticali di altezza variabile (tra 1 m e 3 m circa) e che testimoniano un rapido abbassamento del substrato o una perdita di sedimento originata a partire dal letto del pacco dei terreni di copertura. Anche in tali casi, si nota la corrispondenza con l'orientazione degli elementi strutturali locali e, talvolta, con la presenza di sinkholes già formati ed allineati lungo gli stessi lineamenti tettonici (Fig. 6.).

4. IL MODELLO EVOLUTIVO DELLE FORME

A seguito delle numerose osservazioni condotte sulle morfologie rilevate, in relazione al contesto geologico - strutturale afferente al corpo roccioso ospite, è stato possibile tentare di modellizzare il processo evolutivo che controlla il loro sviluppo.

Tale processo presenta una direttrice di sviluppo tendenzialmente verticale, con verso diretto dal basso verso l'alto, e va analizzato nelle sue tre fasi salienti: l'innescò, lo sviluppo, la venuta a giorno.

4.1 L'innescò

Per l'innescò del processo è necessaria la presenza di una cavità preesistente (Fig. n. 4A). Una cavità che abbia le dimensioni "giuste" in relazione al pattern strutturale della roccia. Una cavità di ampiezza sufficiente a determinare il crollo di blocchi rocciosi della volta, strutturalmente delimitati da giunti di discontinuità dotati di giacitura tale da consentirne il distacco, è il primo atto di tale fenomeno.

La cavità può naturalmente avere una genesi qualunque, tanto naturale quanto artificiale: può essere costituita ad esempio un condotto carsico periodicamente invaso dal flusso dalle acque ipogee [che ne determinano il progressivo ampliamento], può essere prodotta dalla dissoluzione differenziale in ambiente ipogeo di strati a differente solubilità, o ancora dall'asportazione, da parte dei flussi idrici ipogei, di volumi di roccia milonizzata o cataclasizzata caratteristici in aree intensamente tettonizzate. Sta di fatto che per un motivo o per un altro l'ampiezza di tale cavità può diventare tale da "liberare" un numero significativo di giunti di discontinuità strutturale della roccia incombente tale da permettere l'innescò di una serie di crolli progressivi che da questo momento riguarderanno la seconda fase del processo evolutivo. L'innescò naturalmente potrà essere inibito all'origine qualora la cavità in questione risulti soggetta a riempirsi rapidamente e quindi non consenta ulteriori crolli. In questo caso saranno favorite le cavità molto ampie o quelle a sviluppo verticale che permettono lo smaltimento dei materiali verso il basso

4.2 Lo sviluppo

Qualora tale processo riesca ad innescarsi è necessario, come già accennato, che il pattern strutturale dell'ammasso roccioso sia adeguato. Adeguato vuol dire che ogni blocco di roccia della risultare strutturalmente delimitato e che la giacitura delle superfici che lo delimitano debba essere tale da favorirne il movimento verso il basso. Tale condizione si verifica preferibilmente quando il corpo roccioso risulti stratificato ed al contempo attraversato da almeno due famiglie di superfici strutturali reciprocamente orientate ad alto angolo. Esiste un rapporto ideale tra ampiezza della superficie della volta, potenza degli strati, angolo tra le famiglie di giunti che si intersecano e la loro spaziatura. Tale rapporto è, attualmente, in fase di studio.

Il singolo blocco assume dunque una forma tendenzialmente prismatica, con le facce laterali orientate in modo da essere associate ad un attrito trascurabile ed il peso proprio del blocco ne consente il distacco. La velocità di tale processo può peraltro essere controllata da fattori secondari quali i depositi di carbonato di calcio nei giunti presso la superficie della volta, dai riempimenti presenti nei giunti beanti, oppure dai flussi idrici nel corpo roccioso. Qualora le condizioni strutturali del corpo roccioso si mantengano favorevoli per tutto il suo sviluppo verticale, tale processo raggiunge progressivamente i volumi di roccia episuperficiali (Fig. n. 4B). L'innescò dei singoli crolli può essere legato a diverse cause. La più probabile è l'azione delle acque ipogee che agiscono periodicamente secondo numerosi possibili meccanismi, legati tanto a drastiche oscillazioni delle pressioni interstiziali, quanto al dilavamento dei giunti. Un ruolo importante giocato dai flussi idrici è, tra l'altro, legato probabilmente alla loro capacità di asportare il sedimento che si accumula nelle cavità ipogee. Anche altri meccanismi possono agire favorendo il crollo, quali i sismi o le vibrazioni prodotte dalle attività estrattive in località limitrofe ecc.

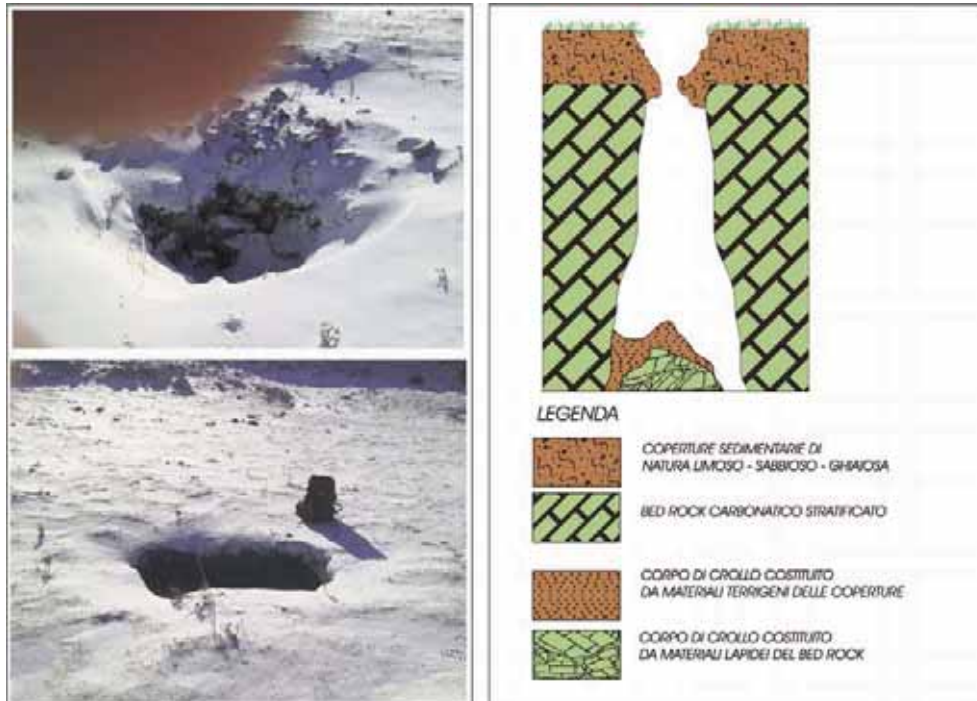


Fig. 6 - In questa figura vengono riportate le immagini, risalenti alla fine di dicembre 2009, di due depressioni piuttosto recenti, considerando che non erano ancora state rilevate fino all'estate 2009 (41°18'53,8"N - 13°38'57,8"E). Nello schema viene illustrata l'interpretazione che ne è stata data.

4.3 La venuta a giorno

Infine quando la cavità ha raggiunto le prossimità del piano campagna, in condizioni di substrato affiorante o subaffiorante e quindi con coperture sedimentarie esigue o quasi assenti, l'apertura definitiva del sinkhole può essere preceduta dall'apertura di una o da un sistema di piccole forme la cui morfologia e tipologia dipende prevalentemente, oltre che dalle dimensioni e dalla forma della cavità sotterranea, dallo spessore dei terreni di copertura. Nel caso di substrato affiorante (o con coperture non superiori a 1 m circa) l'apertura definitiva della cavità può essere preceduta dallo sviluppo di un gruppo più o meno nutrito di pseudo-inghiottitoi in un'area circoscritta, oppure può manifestarsi in maniera improvvisa ed imprevedibile [catastrofica per l'appunto] nel momento in cui la resistenza al taglio dell'ultimo strato di roccia diventa inferiore a quella soglia che consente il cosiddetto "effetto volta" (Fig. n. 4C).

Qualora sia invece presente una certa copertura di sedimento, sembra che tenda a svilupparsi una forma piuttosto simile a quella di una dolina, specie se la cavità sotterranea ha una sezione tendenzialmente circolare. Tale depressione presenta tipicamente una sorta "scalino", di piccola scarpata morfologica interna che indica il venir meno del substrato sul quale poggiano i sedimenti di copertura e quindi il rapido abbassamento del fondo (Fig. 6).

E' forse superfluo aggiungere che se il top del corpo roccioso (anche qualora sepolto) non fosse associato ad un quadro fessurativo consistente e/o se il pattern strutturale non fosse quello idoneo, in considerazione delle resistenze proprie di una roccia non fratturata, il crollo finale non potrebbe avvenire sulla sola base del solo peso della volta ed il sinkhole non si formerebbe.

5. CONCLUSIONI

A seguito dei dati raccolti e delle osservazioni svolte, è stato possibile censire, ed organizzare in un database, diverse forme ascrivibili a sinkholes, ubicate in aree carsificate e poste in corrispondenza di alcuni pianori intramontani di natura tettonocarsica. Per tali forme, impostate su substrato carbonatico affiorante o subaffiorante, è stato proposto un modello evolutivo che prevede lo sviluppo verticale, dal basso verso l'alto, controllato prioritariamente dalla gravità, attraverso una successione di crolli resi possibili solo dal caratteristico assetto strutturale. Per tale motivo tali forme andranno discriminate dalle forme tipicamente carsiche (dalle quali sono distinguibili attraverso l'osservazione di alcuni elementi morfologici caratterizzanti) per le quali è invece la dissoluzione del carbonato di calcio il principale attore morfogenetico. Per tali forme si ritiene peraltro di poter riconoscere alcuni elementi morfologici che, quando si manifestano, possono essere diagnostici di incipienza dello stadio finale della formazione del sinkhole, dell'apertura in ambiente epigeo della voragine stessa. Tali elementi consistono in un sistema di profonde aperture di ridotta superficie (con substrato affiorante) o di piccole depressioni circolari nei depositi sedimentari di copertura (con substrato subaffiorante). In ogni caso tali forme risultano concentrate in un'area ridotta e disposta coerentemente agli elementi strutturali locali, e dove spesso sono presenti sinkholes già formati.

La presenza di tali morfologie in area carsica dunque non deve indurre ad interpretarle, *sic et simpliciter*, come "forme carsiche", sebbene il carsismo possa comunque agire sulle stesse come fenomeno secondario nella morfogenesi. Queste, sarebbero invece da attribuire principalmente al contesto tettonico locale che, in combutta con la giacitura della stratificazione, può determinare la conformazione del pattern strutturale più idoneo al loro innesco e sviluppo. La concomitanza di tale pattern con fattori secondari che abbiano un ruolo nelle fasi di innesco e sviluppo, legati dunque al contesto idrogeologico - idraulico, sismico, geomorfologico ed antropico (attività estrattive nelle vicinanze che prevedano la detonazione di cariche esplosive), può portare in sede di pianificazione territoriale alla individuazione di aree sensibili rispetto alla pericolosità geomorfologica da sinkholes.

BIBLIOGRAFIA

- ARZILIERO L., BAGNOLI A., CURTARELLO M., DE MARCO P., MARIANI R., MA STELLONE F., MAURIZIO I., SCHIAVON E., TOSONI D. (2004) - *Dissesti dovuti al cedimento di cavità sotterranee nel territorio della Regione Veneto*. APAT - Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. Atti del 1° seminario Roma, 20 - 21 maggio 2004. pp. 109 - 119.
- BELFIORE S. (2002) - CEDIMENTI E MECCANICA DELLE ROCCE. ED. DARIO FLACCOVIO, PP. 37 - 45.
- BRUNAMONTE F., PRESTINIZI A. & ROMAGNOLI C. (1994) - *Geomorfologia e caratteri geotecnici dei depositi di terre rosse nelle aree carsiche degli Aurunci orientali (Lazio meridionale, Italia)*. Geol. Rom., 30, 465-478.

- CAPPA E., CAPPA G., FELICI A. (2004) – *Voragine carsica al Livata (Subiaco RM) in località Pozzo dei Monaci. APAT – Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. Atti del 1° seminario Roma, 20 – 21 maggio 2004 pp. 201 - 210.*
- CERISOLA R. & MONTONE P. (1992) – *Analisi strutturale di un settore della catena dei monti Musoni – Aurunci – Lazio, Italia Centrale. Boll. Soc. Geol. It., v. 111, pp. 449 – 457.*
- CIPOLLATI P. & CASENTINO D. (1992) – *Considerazione sulla strutturazione dei Monti Aurunci: vincoli stratigrafici. Studi Geol. Cam. Vol. spec. 1991/2 CROP 11 pp. 143 – 149.*
- LOMBARDI SA, LUCCIO M. (2001) – *L'influenza delle proprietà meccaniche della roccia sulla stabilità delle cavità sotterranee. Da "Schweizerische Bauzeitung, 3/69", pp. 1 – 28.*
- MECCHIA G., MECCHIA M., PIRO M., BARBATI M. *"Le grotte del Lazio., Regione Lazio Ass.^{to} all'Ambiente, Dip. Territorio, Dir. Ambiente e Protezione Civile. Pp. 256, 259. 2003.*
- MIELE P. (2002) – *Parco dei Monti Aurunci – wilderness mediterranea: La geologia, pp. 19 – 26. Ed. Belvedere.*
- NASO G. & TALLINI M. *Tettonica compressiva e distensiva nei Monti Aurunci Occidentali (Appennino Centrale): prime considerazioni. Geologica Romana.*
- NISIO S., GRACIOTTI R. & VITA L. (2004) – *I fenomeni di sinkhole in Italia: terminologia, meccanismi genetici e problematiche aperte. APAT – Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. Atti del 1° seminario Roma, 20 – 21 maggio 2004 pp. 557 -571.*
- NISIO S. & SALVATI R. (2004) – *Fenomeni di sprofondamento catastrofico. Proposta di classificazione applicata alla casistica italiana. APAT – Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. Atti del 1° seminario Roma, 20 – 21 maggio 2004 pp. 573 - 583.*
- PANINI G. (1998) – *Atti del corso D. degli Ingegneri - Bergamo: La statica delle gallerie. Pp. 1 – 33.*
- ROSSI P.P. (1986) – *Le indagini sperimentali per la caratterizzazione degli ammassi rocciosi. Geologia Tecnica, 2/86. pp. 23 – 40.*
- TANZINI M. (2001) - *Fenomeni franosi ed opere di stabilizzazione – I Ed. La caratterizzazione geomeccanica, pp. 131 – 160. Ed. Dario Flaccovio.*

FONTANA LIRI: I LAGHI-SORGENTE SOLFATARA-BUCONE INDICATORI DI TETTONICA RECENTE

di Nisio S.¹ & Scapola F.²

ABSTRACT

The level land surrounding Fontana Liri area (Frosinone) is characterized by a generous underground mineralized water movement as the numerous springs testify, mostly sulphurous and rich of gas. The quaternary, alluvial, lacustrine and slope deposits, that fill up the level land are interested by some fault systems with NW-SE, NS and NE-SW trends. The carbonatic bedrock is lowered below the sedimentary cover which presents a thickness of several tens of meters.

In the beginning of the 20th century, the springs named "Le Caldane" were characterized by high temperatures. These springs were exploited by a thermal establishment now disused. A typical little lake among several springs, La Solfatara, showing a subcircular shape and fed by sub-lacuals emergencies, is close to another spring-lake known as "Bucone". This last one, showing perpendicular walls and cylindrical shape, is graven in the slope deposits. The chemical-physical characteristics of both spring-lakes suggest a deep origin. Spring-water seems to rise from the bottom through the terrigenous cover. "La Solfatara" has had, however, a periodic activity remaining completely dry for some periods. On the other hand the numerous springs of the area are always active. These spring-lakes, described by Plinius the Older and hence known since the roman time, have shown chemical and thermic changes. We observe a close correlation between the behaviour of the spring-lakes, specially "La Solfatara", and the seismic activity in the area. From 2005 till December 2008 the Solfatara was practically dry. Matching this datum with the proceeding local seismic activity, we observe that the 2005 was a year entirely without relevant seismic events and local background seismicity. Microseismicity started in 2006 in the Cassino area with an increasing number of events in 2007. In 2008 seismicity has affected mostly the Sora area. By the end of 2008 and beginning of 2009, the Solfatara lake comes back in the old location, with an increase of carrying capacity of the sub-lacuals springs and remarkable emissions of gas.

On the occurrence of the August 6, 2009 seismic event (M_l 3.9), localized few km East of Fontana Liri, gas emissions have increased inside the lake. The surrounding area was also affected by a widespread degassing. Moreover, warm (20-21 °) air flux across the travertine reef and along the Liri river sides are recognized. In this study are shown the first stratigraphic, historical, geological and hydrogeological data that brings to hypothesize the spring-lakes as a presumable sinking phenomena.

1 ISPRA - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia

2 Libero Professionista

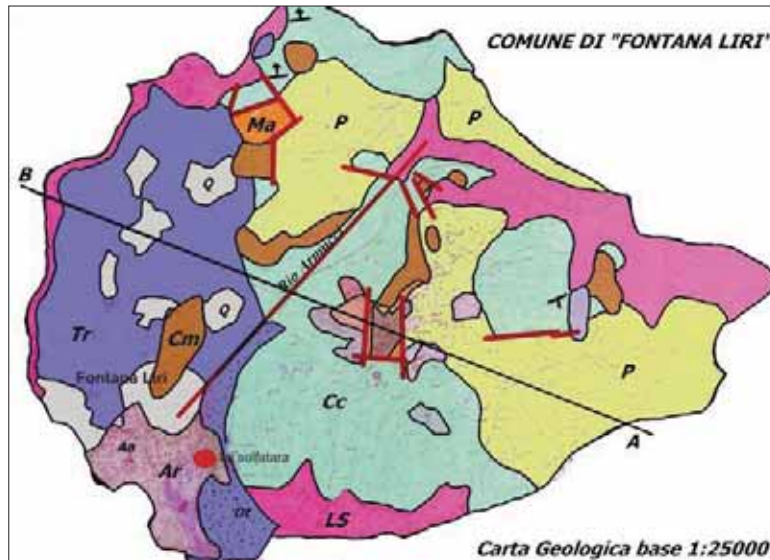


Fig. 1 - Schema geologico semplificato dell'area di Fontana Liri; è riportata l'ubicazione delle Solfatara. Legenda: Cc: calcari cretatici; Cm: Calcari miocenici; Ma: Successione marnoso arenacea miocenica; P: Puddinghe pleistoceniche; LS: Limi e sabbioni calcarei fluviali e lacustri pleistocenici; Tr: Travertini; Aa: Alluvioni antiche terrazzate; Q: Terre rosse; Dt: Detriti di falda; Ar: Alluvioni attuali.

1. INTRODUZIONE

L'area di piana circostante l'abitato di Fontana Liri (Frosinone) è caratterizzata da un'abbondante circolazione idrica sotterranea mineralizzata come testimoniano le numerose sorgenti, in prevalenza solfuree e ricche di gas. I depositi quaternari, alluvionali, lacustri e di versante, che colmano la piana, sono interessati da alcuni sistemi di faglie; il substrato carbonatico risulta ribassato al di sotto della copertura che presenta spessore di alcune decine di metri.

Le sorgenti della piana, nei primi del novecento, erano caratterizzate anche da elevate temperature, "Le Caldane", che venivano sfruttate da uno stabilimento termale da tempo dismesso. Tra le varie sorgenti minerali è caratteristico un piccolo lago, La Solfatara, alimentato da emergenze sub-lacuali, presenta forma sub-circolare e risulta limitrofo ad un altro lago-sorgente noto con il nome di "Bucone".

Nella presente nota verranno esposti i primi studi stratigrafici, storici, geologici-idrogeologici che portano ad ipotizzare i laghi-sorgente come probabili fenomeni di sprofondamento.

2. INQUADRAMENTO TETTONO-STRATIGRAFICO

Il Comune di Fontana Liri, delimitato ad ovest dal Fiume Liri, si sviluppa nella sua porzione superiore prevalentemente sulla successione carbonatica cretacio-miocenica; mentre la parte inferiore si estende in pianura sulle alluvioni antiche e recenti, depositi di travertino e detriti, sia di versante che di conoide, che affiorano ai piedi di Colle Le Cese ed allo sbocco di Rio Arnucci (fig. 1).

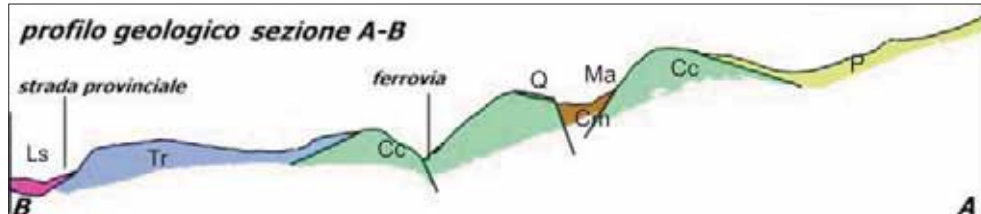


Fig 2 – Profilo geologico della sezione AB, la traccia è evidenziata nella fig. 1; Legenda: Cc: calcari cretatici; Cm: Calcari miocenici; Ma: Successione marnoso arenacea miocenica; P: Puddinghe pleistoceniche; LS: Limi e sabbioni calcarei fluviali e lacustri pleistocenici; Tr: Travertini; antiche terrazze.

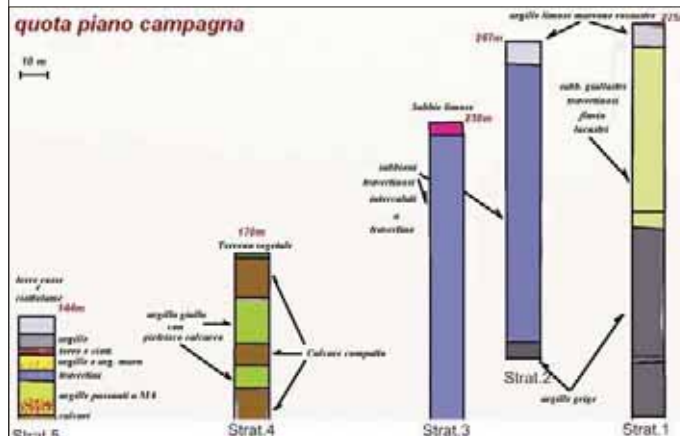
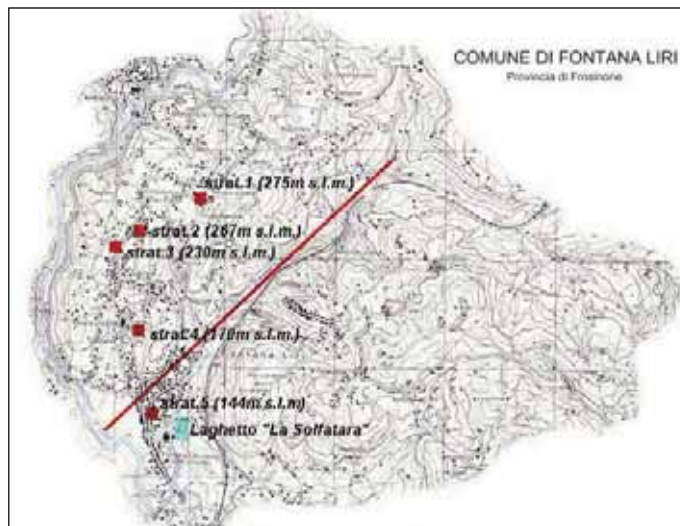


Fig. 3 - a) Ubicazione dei sondaggi stratigrafici dell'area di Fontana Liri; b) Colonne stratigrafiche dell'area di Fontana Liri.

In corrispondenza del centro abitato di Fontana Liri superiore, elementi tettonici giustappongono i termini cretacici con quelli miocenici e con la sequenza marnoso arenacea (fig. 1). Sistema tettonico importante, ad andamento NE-SW, si individua lungo il corso del Rio Armucci (fig. 1); lo stesso potrebbe essere responsabile di abbondanti emissioni di idrogeno solforato che si registrano allo sbocco della valle in pianura.

Il substrato carbonatico risulta ribassato al di sotto della piana da tali sistemi di faglia e si riscontra a profondità variabili da 40 ad oltre 100 m (figg. 2, 3a, b).

I sedimenti costituenti la piana sono per lo più rappresentati da limi ed argille fluvio-lacustri; all'interno di essi si possono rinvenire orizzonti di spessore variabile di travertino (fig. 3b).

I travertini, che affiorano nella piana, fra Sora e Fontana Liri, sono noti in letteratura come "*travertini del Liri*"; essi presentano spessore variabile da alcune decine di metri fino a centoventi metri (CARRARA, 1991) e vasta estensione. Il plateau di travertino, intensamente carsificato, occupa una depressione interessata da tettonica distensiva e transtensiva; esso poggia su sedimenti lacustri contenenti anche orizzonti vulcanici ed è interessato da faglie normali e fratture con direzioni principali E-O e N-S.

L'analisi delle facies indica che i travertini si sono formati in ambienti deposizionali diversi, quali: fluvio-lacustre, palustre, di pendio più o meno acclive e di cascata. Tali dati suggeriscono che nell'area siano stati e siano ancora attivi i processi tettonici prevalentemente verticali. L'anidride carbonica, coinvolta nella formazione degli stessi, sulla base dei valori relativamente alti dei rapporti degli isotopici del carbonio, può essere considerata di origine profonda, metamorfica o endogena, (BAKALOWICZ, 1990). Datazioni radiometriche forniscono per la formazione dei travertini un periodo compreso fra i 360.000 ai 125.000 anni dal presente (ENEA, 1995).

All'interno della Valle Latina a pochi chilometri dal settore in studio è importante segnalare, inoltre, la presenza del distretto vulcanico Ernico caratterizzato da vulcanismo minore di carattere areale il cui sviluppo è controllato da direttici tettoniche NW-SE o NE-SW. Le manifestazioni vulcaniche si sono esplicate attraverso piccoli centri esplosivi localizzati lungo il bordo meridionale della Valle Latina ed in parte all'interno della dorsale dei Monti Lepini (Arnara e Pofi).

3. I LAGHI SOLFATARA E BUCONE

3.1 Dati storici ed idrogeochimici

Le acque termo-minerali di Fontana Liri, ed il lago della *Solfatara*, erano note già in epoca romana: Plinio il Vecchio, come è scritto sulla lapide murata nel 1933 all'ingresso delle Terme, predilesse questo luogo per la sua quiete e la salubrità delle acque al di sopra di ogni altro.

Nei pressi del lago della Solfatara inoltre sorgeva una villa romana, villa Lateria, appartenente a Quinto fratello di Cicerone; la natura termale dei luoghi viene riportata anche nell'Epistolario di Cicerone (106 a. C.), Ad Quintum Fratrem.

Il lago della solfatara e la vicina cavità del Bucone vengono descritte in epoca storica: "*Ai piedi del monte Le Cese e della voragine detta fossa del monte, si estende il pittoresco laghetto Solfatara, dalle acque ferruginose, che si mescolano lungo la sponda opposta alle acque minerali solfuree le uniche della zona fra il Liri ed il Melfa*" (PISTILLI, 1987).



Fig. 4 - Immagine storica dei laghi sorgente La Solfatara e Bucone [sullo sfondo] anno 1913.



Fig. 5 - Inaugurazione dello stabilimento termale di Plinio [1932].

Storicamente, infatti, l'acqua ferruginosa sgorgava, da una cavità naturale limitrofa alla solfatara (fig. 4), posta ai piedi della dorsale calcarea, denominata da sempre *Bucone* (grossa cavità); ad essa si accedeva fino agli anni trenta attraverso uno stretto e scomodo passaggio nella roccia (PISTILLI; 1987). Attualmente il *Bucone* non presenta più le originarie caratteristiche in quanto fu realizzato, dal genio militare, un fabbricato per gli impianti di captazione e sollevamento delle acque.

Nel lato est del lago della Solfatara, dove veniva portato il bestiame ad abbeverarsi, nel 1931 si dette inizio alla costruzione di una struttura alberghiera, con annesse terme, che fu terminata nel 1932 (fig. 5).

Le sorgenti sulfuree sono state attive e sfruttate per secoli, ne sono molte le testimonianze: "il cattivo odore proviene dal laghetto detto Zulufràga, della cui acqua minerale se

ne fa un modesto commercio. Difatti nella notte se ne riempiono piccoli fiaschi e a dorso d'asino o su carretti, all'alba i venditori la van gridando per le vie d'Isola, d'Arpino e di Sora, a un soldo il fiaschetto, la nostra acqua acetosa. I contadini le attribuiscono una quantità di speciali virtù, e ne sono avidissimi" (PESCARELLA, 1914). Ed ancora: "nelle adiacenze del Lago scorgonsi anche avanzi di antiche costruzioni e di terme e vi fu rinvenuta, nel 1796, anche una lapide illustrata da alcuni scrittori" (STRAFFORELLO 1898); inoltre: "quivi non solo scaturisce le detta acqua sulfurea, ma ben anche l'acidola, la ferrata, la calda, la fredda etc., sebbene oggi siano tutte in confusione. Dai rottami di fabbriche e di pavimenti a mosaico antico ivi scoperti si argomenta che un giorno vi sino stati de'Bagni di diverse acque" (PISTILLI, 1987).

Periodicamente nel sito sono sorte terme e bagni aperti e di seguito dismessi, ad indicare variazioni di portata e/o di chimismo e termalismo delle acque; il duca Boncompagni, nel 1820, volle ricostruire gli edifici termali non più funzionanti (LUCCHETTI, 1891) a tal fine furono eseguite le analisi chimiche delle acque ma i risultati non vennero mai resi noti. Altre analisi vennero effettuate nel 1936 da TALENTI & RAGNO che classificarono l'acqua come "medio minerale, sulfurea-bicarbonato-alcantino-terrosa-fredda". Inoltre gli Autori riportano: *L'acqua in questione sgorga dalle fessure di un rudimentale muro a secco di pietra calcareae destinato a sostenere la piccola strada che costeggia il laghetto nel lato sud-ovest. Fra questa sorgente e lo stabilimento Bagni esiste poi un'altra sorgente di acqua sulfurea sul lato ovest di laghetto. Il laghetto risulta ribassato di una quindicina di centimetri rispetto alla suddetta sorgiva.*

Le analisi svolte nel 1936, sono del tutto compatibili con i valori misurati nel 2009 (tab. 1), risultano nel 2009 tuttavia un aumento della salinità, del pH, della conducibilità, nonché della CO₂ disciolta.

Le caratteristiche chimico-fisiche delle acque di entrambe i laghi-sorgente lasciano supporre una provenienza profonda, le acque sembrano risalire dal basso attraverso la copertura terrigena.

3.2 Dati morfologico-stratigrafici

Il lago-sorgente "La Solfatarà", nonostante sia conosciuto da tempi storici (figg. 6, 7), nonché interessato da massivi interventi antropici, non ha finora destato particolare interesse scientifico nonostante fosse l'unico lago-sorgente caratterizzato da grandi quantità di idrogeno solforato.

La Solfatarà attualmente presenta forma allungata con lunghezza di 92,74 m, larghezza di 58 m (fig. 8), superficie di 4250 mq e profondità di 3 m (anche se le dimensioni erano di molto superiori agli inizi del secolo, fig. 6). La portata delle sorgenti sub-lacuali, variabile nel tempo è stata stimata da 0 e 20 l/sec. (DI LORETO *et. al.* 2008).

La solfatarà è ubicata su sedimenti argillosi e limosi lacustri con spessori di 50 m circa (fig. 3b), che presentano i seguenti valori medi delle caratteristiche fisico meccaniche: $\gamma = 1910 \text{ kg/mc}$, $\phi = 11^\circ$, $C = 3380 \text{ Kg/mq}$. Al tetto sono presenti terreni superficiali e terre rosse con i seguenti valori medi delle caratteristiche fisico-meccaniche: $\gamma = 1740 \text{ kg/mc}$, $\phi = 26^\circ$, $C = 1270 \text{ Kg/mq}$. All'interno delle argille lacustri risulta intercalato un orizzonte di travertino il cui spessore di 4-5 m nei pressi del lago aumenta spostandosi ad ovest (presso la polveriera 19 m).

Tab. 1 Parametri chimico fisici delle sorgenti solfatara [dati del 1936 da Talenti & Ragno ed attuali] e del Bucone [dati attuali].

Parametri	1936 Solfatara	Attuali Solfatara	Bucone
Residuo fisso a 110 °C (mg/l)	709,4		
Residuo fisso a 180 °C (mg/l)	695,2		
Ammoniaca (mg/l)	Assente		
NO ₂ -(mg/l)	Assenti		
NO ₃ -(mg/l)	Assenti	1,83	2,34
Grado solfidimetrico 17 °			
Durezza (°F)	66,67		
Alcalinità (mg/l)	121,1		
Temperatura alla sorgente (°C)	16	16,8	14,2 °C
Temperatura aria (°C)	18,5		
Densità a 16 ° C	1,00154		
Conducibilità elettrica specifica a 18°C. (Ohm)	926,9 μS/cm	1.240 μS/cm	1490 μS/cm
pH a 18 °C	6,26	6,30	6,60
CO ₂ (cc)	53,69	110,0	81,83
eH (mV)		- 70	-60
Ossigeno (cc)	assente	3,40	3,36
Gas inerti (cc)	26,96	26,61	
He (cc)		8,99 x 10-4	9,37 x 10-4
H ₂ (cc)		1,80 x 10-5	7,14 x 10-4
H ₂ S (cc)	4,41		
CH ₄ (cc)		0,11	0,07
Na ⁺ (mg/l)	2,3	8,98	8,57
Ca ⁺⁺ (mg/l)	184,3	170	151
Mg ⁺⁺ (mg/l)	50,2	63,9	53,1
Cl ⁻ (mg/l)	16,3	6,43	15,2
SO ₄ ⁻ (mg/l)	27,3	32,6	28,3
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	739,0	851	732
HS ⁻ (mg/l)	10,0		
SiO ₂ (mg/l)	8,5	9,03	8,85
CO ₂ (mg/l)	105,5		
H ₂ S (mg/l)	6,7		
Radiottività	minima		
Rn		675 Bq/l	16Bq/l
F ⁻ (mg/l)		0,31	0,16
Br ⁻ (mg/l)		< 0,10	< 0,10
K ⁺ (mg/l)		2,21	2,31
Al (mg/l)		0,33	0,14
B (mg/l)		0,17	0,13
Sr (mg/l)		0,55	0,46
Fe (mg/l)		0,70	0,47
Li ⁺ (mg/l)		0,03	0,02
U (μg/l)		0,51	1,13
As (μg/l)		15,7	15,4



Fig. 6 - Panoramica del Lago La Solfatara nel 1913.



Fig. 7 - Panoramica del Lago La Solfatara come si presentava nel 1980.

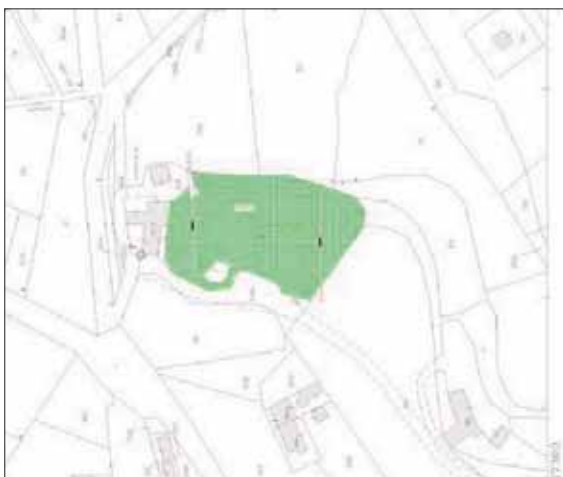


Fig. 8 - Rappresentazione del Lago La Solfatara, Carta Catastale, F. 10, part 66, anno 2009.



Fig. 9 - Panoramica del Lago La Solfatarata nel 2005; il lago era estinto.



Fig. 10 - Panoramica della Solfatarata, come si presenta oggi.

Il lago della solfatara ha subito periodiche variazioni di forma e di portata: nel 2005 (fig. 9) era estinto, è ritornato nella sede attuale nel 2008 (fig. 10).

La cavità, nota con il nome di *Bucone*, oggi prosciugata, era ubicata ai piedi della dorsale, e si apriva sui depositi di conoide con pareti sub-verticali di circa 10 m. Di quest'ultima si può ricostruire la forma e l'esatta ubicazione dall'analisi di alcuni documenti storici; tuttavia è difficile ricostruire il rapporto geometrico e la correlazione spazio-temporale con la cavità contigua che ospita attualmente il lago "La Solfatarata". Il *Bucone* dai dati acquisiti presentava diametro medio di m 30, con portata di 50 l/sec (DI LORETO *et al.* 2008).

Il *Bucone* viene descritto, con il termine *voragine* (e ciò potrebbe implicare una genesi da sprofondamento) dalla forma sub-circolare, a pareti perpendicolari pressappoco cilindriche (PISTILLI; 1987).

Fin dai tempi passati le due depressioni venivano trattate distintamente soprattutto per le differenti caratteristiche chimiche delle acque sorgive che le contraddistinguevano, l'una indicata come ferruginosa fredda (quella del *Bucone*) e l'altra solfurea probabilmente calda sino ai primi anni nel 1900, ma che ha subito anche variazioni di termalismo (nel 1936 le analisi la definiscono fredda).

Le acque sorgive dal *Bucone* si immettevano nella Solfatarata adiacente attraverso, strette pareti incise nel detrito calcareo con un gap morfologico di varie decine di centimetri. I numerosi interventi antropici rendono attualmente molto difficile una ricostruzione più accurata.

3.3 Interpretazione delle sorgenti Solfatarata-Bucone nel contesto tettono-deformativo

Negli ultimi cinque o sei anni il carattere intermittente della portata delle sorgenti sub-lacuali e la variazione dell'intensità del degassamento della solfatarata, in concomitanza di alcuni eventi sismici, con epicentro locale, hanno suggerito interessanti correlazioni con l'attività tettonica del settore.

E' emersa, infatti, una stretta correlazione fra l'attività dei laghi-sorgente, in particolar modo "La Solfatarata", e la sismicità. Dal 2005 sino al dicembre 2008 la Solfatarata era praticamente asciutta; confrontando questo dato con l'andamento della sismicità locale, si nota come il 2005 sia stato un anno completamente privo non solo di eventi sismici ma anche di micro sismicità. Nel 2006 la micro sismicità si è intensificata nella zona di Cassino, nel 2007 gli epicentri si concentrano secondo un allineamento orientato in direzione NW-SE con incremento nel numero di eventi, nel 2008 ha interessato maggiormente l'area del Sorano s.l (fig. 11). In corrispondenza della fine del 2008 - inizi 2009, il lago ritorna nella vecchia sede, con portata delle sorgenti sub-lacuali di alcuni l/sec e notevoli emissioni di gas.

In occasione della scossa sismica del 6 agosto 2009, di magnitudo 3.9 (fig. 11), localizzata a pochi chilometri da Fontana Liri, le emissioni gassose all'interno del lago sono aumentate (fig. 12). L'area circostante il lago è altresì stata interessata da degassamento diffuso (emissioni di CO₂ e maggiori concentrazione di Radon). Inoltre sono state registrate emissioni di vapore attraverso degli sfiori formati nelle bancate di travertino e lungo le sponde del Fiume Liri. L'incremento di circolazione di acque associato alla risalita di gas ha prodotto aumento di carsismo, esplicatosi anche nell'area di versante con riattivazione dei fenomeni carsici presso le grotte di Colle Le Cese.

Tale scossa era stata preceduta nella stessa zona (Arpino, Fontana Liri, Casalvieri) da due micrososse di magnitudo 1.1, in febbraio ed in giugno. Anche in tali circostanze era stato registrato un aumento delle emissioni sub-lacuali che attualmente interessano intensamente e diffusamente la quasi totalità dello specchio d'acqua.

La distribuzione degli eventi sismici dell'ultimo biennio, (fig. 11), sembrerebbe seguire un allineamento preferenziale circa NNE-SSW; su tale trend sembrano allinearsi forme carsiche, sinkholes accertati, piccoli laghi di dubbia origine. Procedendo da nord-est verso sud-ovest: le doline di Campoli Appennino, di Posta Fibreno e quelle nei pressi di Alvito (Fossa Maura e Fossa Lisa), il Lago di Posta Fibreno (AGRILLO *et al.* 2004; NISIO, 2008), la solfatarata di Fontana Liri, un lago presso Monte San Giovanni Campano, il sinkhole del Lago

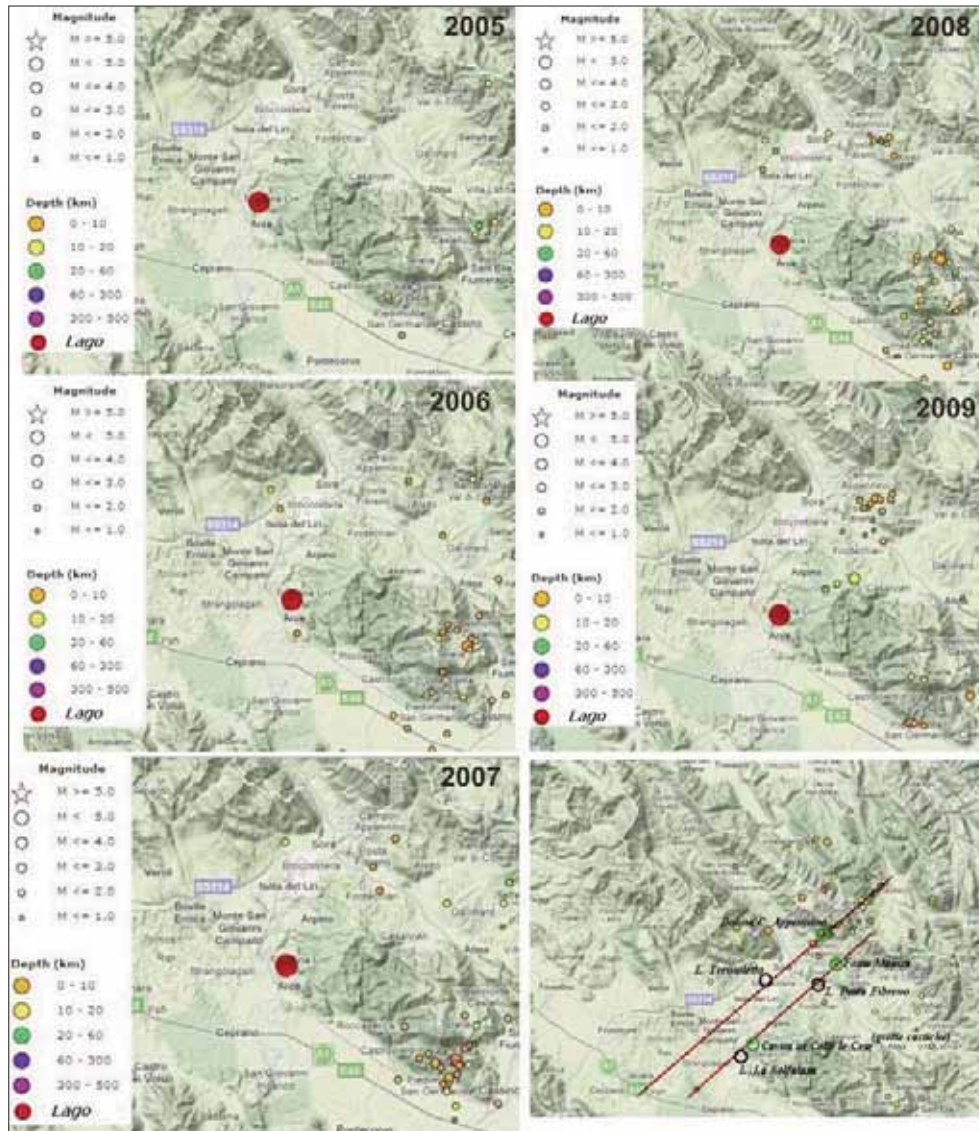


Fig. 11 - Distribuzione degli epicentri degli eventi sismici registrati dal 2005 al 2009 (fonte Iside Terremoti); individuazione di allineamenti preferenziali con distribuzione di forme da sprofondamento.



Fig. 12 - Emissioni gassose registrate sulla superficie del Lago in occasione dell'evento sismico 6 agosto 2009.

Tremoletto (NISIO & SCAPOLA, 2005; NISIO, 2008; NISIO & SCAPOLA in questo volume); le Grotte di Colle le Cese, nonché tutti gli sprofondamenti storici ed attuali documentati per quest'area fra cui la voragine di Strangolagalli (NISIO & SCAPOLA in questo volume), quella di Isola del Liri ubicata presso la chiesa Madonna della Forma, (apertasi in occasione del terremoto del 23 luglio 1654 di magnitudo stimata 6.2 che colpì l'area del Sorano).

È inoltre interessante notare che i centri abitati che hanno subito i maggiori danni durante il sisma del 1654 (Casalattico, Posta Fibreno, Opi, Alvito, Santo Padre, Arpino, Fontana Liri, Arce, Castelluccio, Casalvieri, Fontechiari, Isola del Liri e Sora) ricadano sul medesimo allineamento (DELL'OLIO & MOLIN, 1980; MOLIN & MEUCCI, 1993).

Nel 2006 il lago Solfatara è stato inserito nel catalogo GoogleGas nel progetto di degassamento diffuso INGV-DPC, inoltre, nel 2009, l'INGV ha posizionato una stazione di monitoraggio continuo dell'emissione di CO₂ proprio in prossimità del lago.

3.4 Valutazione della componente trofica

L'attività del lago La Solfatara, iniziata nel gennaio-febbraio 2009, è stata accompagnata da un'abbondante fioritura di alghe verdi filamentose (fig. 13), presumibilmente Ulotricales Cladophorales, unite alla presenza di altre alghe unicellulari, come diatomee, e di Cianobatteri. Usualmente nei bacini di acque minerali con temperature non elevate, come nel caso in oggetto (con T di 16° circa), si rinviene una normale flora algale che può, solamente in determinate condizioni di trofia (aumento soprattutto di fosfati e nitrati), formare anche fioriture. Di conseguenza la siffatta crescita massiva indica che nello specchio d'acqua si manifestava una condizione di eutrofizzazione da nitrati e fosfati provenienti



Fig. 13 – Immagini delle popolazioni algali comparse nel lago a gennaio-febbraio 2009.

dall'humus accumulato nei fanghi del fondale e forse anche da adiacenti terreni agricoli concimati.

I solfuri in generale non sono composti favorevoli allo sviluppo delle alghe e potrebbero risultare tossici in varia misura secondo la loro concentrazione. I talli di macroalghe mostrano, infatti, malformazioni, come arricciamenti anomali. Le eccezioni sono alcune alghe tipiche delle sorgenti termali acide solfuree, rappresentate principalmente da specie di Cianobatteri e da microalghe appartenenti alle alghe rosse più semplici, ad esempio le Cyanidiales.

Ad ottobre 2009 è stata registrata una situazione di sofferenza della biomassa vegetale: la fioritura algale ha comportato anossia degli strati inferiori d'acqua con conseguente moria degli organismi animali, i cui processi di decomposizione insieme a quelli dei vegetali morti (numerosi soprattutto a termine della fioritura) hanno sconvolto ancora di più il precario equilibrio ecologico del lago.

La colorazione delle acque è cambiata nel suddetto periodo: il colore verde ha variato verso il giallastro e sono comparsi agglomerati bianchi composti da alghe morte e da zolfo precipitato. Tale situazione sembra dovuta ad un incremento massiccio di H_2S .

La variazione del pH, dovuto anche al solfidrile, influisce sull'equilibrio CO_2/HCO_3 ed è quindi difficile affermare se la fioritura possa essere stata anche favorita da eventuale emissione di CO_2 dal sottosuolo.

A fine anno 2009 sono comparsi nel lago, inoltre, cianobatteri/batteri mai riscontrati prima in sito, e una numerosissima popolazione di rodobatteri (probabilmente solfobatteri purpurei; fig. 14) tipici di ambienti anossici forse collegati ad un netto aumento dell'emissione di CO_2 , mutando ancora di più la situazione del sito (ELLWOOD *et al.*, 2009), in effetti si riscontra un aumento significativo, sia areale che di intensità, del degassamento sub lacuale.

4. CONCLUSIONI

E' nota la correlazione tra sinkholes ed eventi sismici nonché la presenza di allineamenti di sinkholes lungo sistemi di faglie attive (CARAMANNA *et al.* 2006; NISIO, 2008). Nell'area di Fontana Liri tale correlazione potrebbe spiegare la genesi di due piccoli laghi-sorgente.

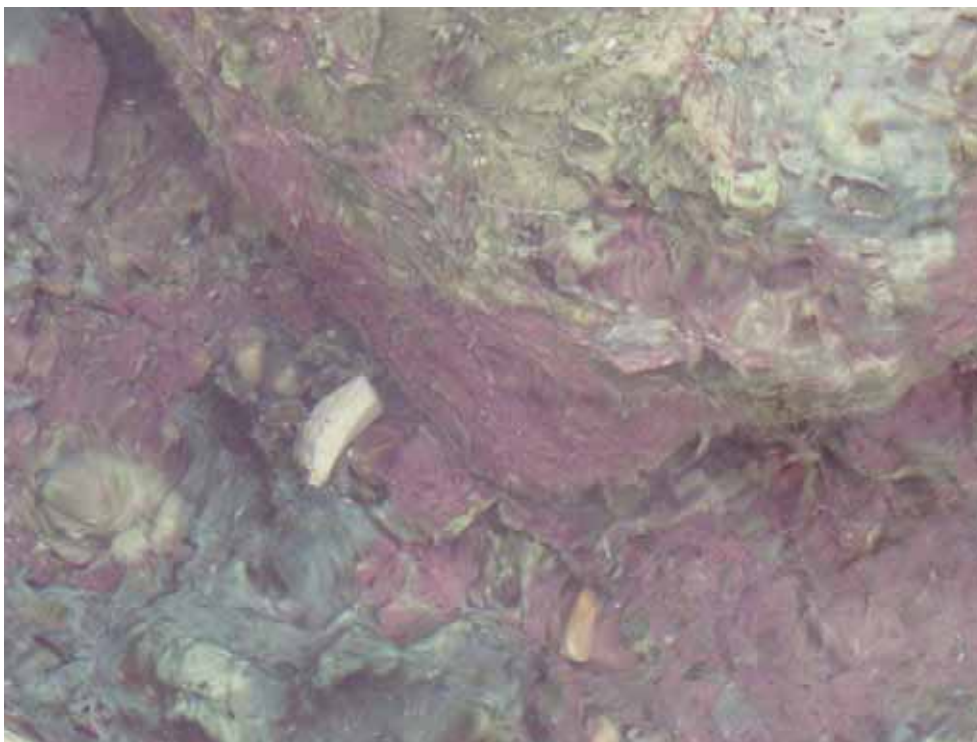


Fig. 14 – Immagini delle popolazioni di cianobatteri o batteri adesi al substrato color rosso vinaccia comparsi nel lago per la prima volta a fine anno 2009.

In questa sede, infatti, si propende per l'ipotesi di attribuire i due laghi in oggetto a tipologie da sinkhole; tale ipotesi trova fondamento non solo nelle analisi, idrogeologiche, geochemiche, stratigrafiche e morfologiche, ma anche nelle fonti storiche; infatti il *Bucone*, veniva definito anticamente *voragine* (PISTILLI; 1987)

La prima delle due cavità analizzate, la Solfatarà, presenta forma sub-circolare ed è colmata da acque mineralizzate di provenienza profonda, inoltre essa è interessata da attività di degassamento.

Anche la seconda cavità, il *Bucone*, più prossima al versante, viene descritta come una voragine (PISTILLI; 1987) sub-circolare con pareti cilindriche scavate nei depositi di conoide, essa, oggi captata, è colmata da acque mineralizzate (ferruginosa fredda) con maggiori conducibilità rispetto alla prima.

La Solfatarà è ubicata su sedimenti lacustri con spessori di 40-50 m posti al di sopra del bedrock carbonatico. Nel pacco alluvionale è stato riscontrato un orizzonte di travertino che presenta nell'area spessore variabile da pochi metri, intercalato nei limi ed argille lacustri, sino a 120 m quando è in affioramento a costituire un vasto plateau, esteso tra Fontana Liri e Sora.

Essa, già nota nel 106 a. C., ha subito periodiche variazioni di portata, fino ad estinguersi, con seguenti riattivazioni. L'ultima estinzione è avvenuta nel 2005, probabilmente

connessa ad assenza di microsismicità [fonte ISIDE Terremoti]. Infatti l'aumento della sismicità del settore, tra il 2006 e il 2009 (caratterizzato da eventi di piccola magnitudo; 500 registrazioni nel 2009), ha portato, nel Comune di Fontana Liri, alla comparsa di nuove sorgenti, emissioni di colonne di vapore, calde attraverso alcuni sfiori ubicati nei travertini, nonché aumento della concentrazione di gas e di radon.

In tale contesto, nel dicembre 2008, si riattivano le sorgenti sub-lacuali della Solfatarina che riportano alla luce il lago estinto. Le emissioni gassose nel lago hanno registrato un picco di massimo in concomitanza del sisma del 6 agosto 2009 (ore 16:36:44), con epicentro presso Colle lo Zoppo (a circa dieci chilometri da Fontana Liri; coordinate epicentrali 41.632°N ed 13.666°E), di magnitudo 3.9 e profondità 11 Km.

Il rilevamento geologico-strutturale ha inoltre evidenziato la presenza di un sistema di faglie, che interessano la piana del Liri, tra cui la faglia di Rio Armucci, orientata NE-SW ed immergente verso SE. Lungo tali faglie risultano ubicate forme carsiche, sinkholes accertati nonché piccoli laghi di origine incerta.

In definitiva è possibile che eventi sismici e circolazione di acque mineralizzate inneschino e facilitano in quest'area gli episodi di liquefazione e di dissoluzione di eventuali orizzonti di travertini, consentendo la risalita di acque di circolazione profonda all'interno di cavità da sprofondamento.

BIBLIOGRAFIA

- ARCHIVIO DI STATO DI NAPOLI, REGIA CAMERA DELLA SOMMARIA [1656] - *Consulta della Regia Camera della Sommaria relativa alla supplica inviata dalla comunità di Opi per ottenere esenzioni fiscali in seguito ai danni causati dal terremoto del 23 luglio 1654, Napoli 29 marzo 1656*, Ruote, vol.52, cc.173-177r.
- ARCHIVIO DI STATO DI NAPOLI, REGIA CAMERA DELLA SOMMARIA [1654] - *Consulta della Regia Camera della Sommaria relativa alle notizie inviate dal duca di Sora sui danni causati nelle sue terre dal terremoto del 23 luglio 1654, Napoli 28 settembre 1654*. Ruote, vol.52, cc.64-68
- BARATTA M. [1901] - *I terremoti d'Italia*. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica italiana (ristampa anastatica, Sala Bolognese 1979). Torino 1901
- BIBLIOTECA APOSTOLICA VATICANA, [1654] - *Relazione delli danni fatti dal terremoto seguito la notte delli 23 del cadente mese di giugno 1654* Barberini Latini, n.4336, 17
- BONANNI R. [1922] - *Ricerche per la storia di Aquino-Alatri*. Isola Editore. Alatri, 1922, Prefazione.
- BONANNI R [1926] - *Fabbrica Registri e Stabilimento Tipografico. Isola del Liri*. Monografie storiche. F.R.E.S.T. 1926, vol. VIII.
- BAKALOWICZ, 1990] - *Geochimie des eaux incrustantes, formation des travertins neotectonique: l'exemple des corbieres*. In: Les tufs et travertins quaternaires des bassins de la Set de Somme, et des regions limitrophes. Actes du colloque de Rouen (14 Novembre 1989). Caen, Centre de Geomorphologie, Bull. 36, 67-78.
- BONITO M. [1691] - *Terra tremante, o vero continuatione de' terremoti dalla Creatione del Mondo sino al tempo presente...* Napoli 1691 (ristampa anastatica, Sala Bolognese 1980).
- CARRARA [1991] - *Travertine deposits of the middle Liry Valley (Central Italy): geomorphological, sedimentological and geochemical study*. Paleoenvironmental and palaeoclimatic implications. Il Quaternario, 4 (1a), 55-58.

- CASTENETO S. & GALADINI F. (1999) - *Il terremoto della Marsica*. Monografie sui maggiori terremoti italiani, vol.2. Roma 1999.
- DI LORETO E., LIPERI L., MELONI F., TONELLI V., ZIZZARI P., TOCCACIELI M., GERARDI A., GALLOZZI P., SATTALINI O., SERICOLA A., CATALANO G. (2007) - *Piano Di Tutela. Delle Acque*. Idrogeologia e Vulnerabilità degli acquiferi. Elaborati cartografici.
- ELLWOOD N.T.W., ALBERTANO P., GALVEZ R., FUNICIELLO R., MOSELLO R. (2009) - *Water chemistry and trophic evaluation of Lake Albano (Central Italy): a four year water monitoring study*. J. Limnol., 68(2), 288-303.
- ENEA (1995) - *Lazio Meridionale, sintesi delle ricerche geologiche multidisciplinari*. - Dipartimento Ambiente, relazione tecnica. pp.80.
- GROSSI E. (1907) - *Aquinum ricerche di topografia e di storia*; Roma 1907
- LUCCHETTI L. (1891) - *Il mio Paesello*. Tipografia Longhi e Montanari. Venezia, 1981.
- NICOSIA A. & CERAUDO G. (2007) - *Spigolature aquinati, studio storico archeologico su Aquino ed il suo territorio*. Aquino 2007. Atti della Giornata di Studio – Aquino, 19 maggio 2007, Ager Aquinas Storia Archeologia nella media valle dell'antico Liris, II, Aquino 2007, Tipogr. Philia S.r.L., Castrocielo; pgg. 224.
- NISIO S. (2003) - *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia Centrale*. Il Quaternario, 16 (1) 2003, 121-132.
- NISIO S. (2008) - *I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It. Vol. LXXXV; 475pp.
- NISIO S. & SCAPOLA F. (2005) - *Individuazione di aree a rischio sinkhole: nuovi casi nel Lazio meridionale*. Il Quaternario. Italian journal of Quaternary Sciences 18(2), 223-239.
- PESCARELLA C. (1914) - *In cioccaria*. Editore Bonsignori, Napoli 1914.
- PINELLI V. (1982) - *Il terremoto del 13-01-1915*. Quaderni di ricerca di Isola del Liri, n.6; Isola del Liri, 1982.
- PISTILLI G. (1987) - *Fontana Liri, due centri una storia*. Fontana Liri 1987
- STRAFFORELLO G. (1898) - *La Patria*- Geografia dell'Italia, Vol. Provincia di Caserta, Torino 1898.
- TALENTI M.& RAGNO A. (1936) - *"L'acqua minerale solfurea del laghetto di Fontana Liri inferiore detto La Solfatarà"*. Annuali di Chimica Applicata, Roma, Istituto di Igiene della R. Università. 10 giugno 1936-XIV.

ACTIVITY OF THE ITALIAN NATIONAL RESEARCH COUNCIL IN THE AFTERMATH OF THE 6 APRIL 2009, ABRUZZO EARTHQUAKE: THE SINIZZO LAKE CASE STUDY

di Parise M.¹, Perrone A.², Violante C.³, Stewart J.P.⁴, Simonelli A.⁵ & Guzzetti F.^{1,6}

ABSTRACT

The 6 April 2009, earthquake ($M_w = 6.3$) that hit L'Aquila and the Abruzzo region, central Italy, caused 306 fatalities, widespread damage to structures and infrastructure, ground deformations and multiple instability phenomena. The National Research Council (CNR) operated in the epicenter and the surrounding area immediately after the main shocks to complete field surveys and geomorphological and geophysical analyses aimed at the evaluation of individual hazards related to seismically-induced slope failures and ground instabilities. This work describes the research activities performed at the Sinizzo Lake, near San Demetrio ne' Vestini, a sinkhole where open cracks were observed immediately after the earthquake. Teams from different Institutions were involved in the study, under the general coordination of the CNR Department of Earth and Environmental Sciences. The Sinizzo lake is located less than 1 km east of the village of San Giovanni, in the San Demetrio ne' Vestini municipality. Circular in shape, and with a diameter of some 120 m, the lake has been subject to man made modifications, including an artificial barrier to increase the lake depth, currently around 10 m. Steep slopes that have been locally affected by small-volume rock falls, a consequence of the 6 April 2009 earthquake, characterize the surrounding area. Following the main shocks, open cracks and evident ground deformations formed on the lakeshore, and evolved rapidly in the following days. To characterize the geometry and structure of soils cropping out in the area, and to assess the integrity of the artificial barrier that raises the shoreline locally, four electric resistivity tomographies (ERT) were performed perpendicular and parallel to the western shore of the lake. The ERT highlighted terrains characterized by different geoelectrical properties, allowed estimating the thickness of the shallow layers, and to identify vertical and horizontal discontinuities in the subsoil. High-resolution, multi-beam bathymetry of the lake was performed, and the processed data used to generate a digital elevation model with a ground resolution of 5 cm x 5 cm. Comparison of the obtained results with pre-existing single-beam bathymetric data indicates no significant difference in the general configuration and depth of the lake-floor. The most relevant feature is an incipient instability along

1 CNR IRPI (Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, Consiglio Nazionale delle Ricerche)

2 CNR IMAA (Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, Consiglio Nazionale delle Ricerche)

3 CNR IAMC (Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Consiglio Nazionale delle Ricerche)

4 University of California, Los Angeles, USA

5 Università del Sannio, Benevento

6 CNR DTA (Dipartimento Terra e Ambiente, Consiglio Nazionale delle Ricerche)

the eastern side of the lake, outlined by an irregular morphological step with a concave shape in plan-view, possibly locally evolving into an open fracture.

RIASSUNTO

Il terremoto del 6 Aprile 2009 ($M_w = 6.3$) che ha colpito L'Aquila e l'Abruzzo ha causato 306 morti, danni ingenti agli edifici ed alle infrastrutture, deformazioni del suolo e diversi fenomeni di instabilità dei versanti. Immediatamente dopo il sisma, il Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) ha operato nell'area epicentrale e nelle zone limitrofe, effettuando sopralluoghi e indagini geomorfologiche e geofisiche mirate a valutare la pericolosità connessa a specifici fenomeni di instabilità dei versanti indotti dal sisma. Questo lavoro descrive le attività di ricerca condotte al Lago Sinizzo, presso San Demetrio ne' Vestini, un'ampia dolina all'interno della quale subito dopo il terremoto si sono aperte evidenti fratture. Gruppi di ricerca di diverse Istituzioni hanno partecipato allo studio, con il coordinamento del Dipartimento Terra e Ambiente del CNR. Il Lago Sinizzo è situato a meno di 1 km a Est dall'abitato di San Giovanni, frazione di San Demetrio ne' Vestini. Di forma circolare, e con un diametro di circa 120 metri, il lago è stato in passato oggetto di modifiche antropiche, fra le quali la realizzazione di uno sbarramento che ha portato il lago alla profondità attuale di circa 10 metri. L'area circostante è caratterizzata da versanti acclivi, che sono stati interessati da crolli in roccia di volumi medio-piccoli in conseguenza del sisma del 6 Aprile 2009. A seguito delle scosse principali, lungo le sponde del lago si è formato un evidente sistema di fratture concentriche, associato a deformazioni del suolo, in rapida evoluzione. Per caratterizzare la geometria e la struttura dei terreni affioranti nell'area, e per valutare l'integrità dello sbarramento artificiale, sono state eseguite quattro tomografie elettriche (ERT), in direzione parallela e perpendicolare al margine occidentale del lago. Le tomografie hanno consentito di individuare terreni con diverse proprietà geo-elettriche, di stimare lo spessore degli strati superficiali, e di identificare discontinuità verticali e orizzontali presenti nel sottosuolo. È stata realizzata una batimetria ad alta risoluzione nel lago, e i dati ottenuti hanno permesso di generare un modello digitale con risoluzione di 5 cm x 5 cm. Il confronto con una batimetria del lago precedente non ha rilevato differenze sostanziali nella configurazione e nella profondità del fondo del lago. L'elemento più significativo è un fenomeno di instabilità incipiente lungo la sponda orientale, evidenziato da un gradino morfologico irregolare di forma concava in pianta, che localmente pare evolvere in una frattura.

1. INTRODUCTION

In addition to the direct effects caused to the built up environment, earthquakes can trigger multiple types of ground instabilities, and produce indirect – locally severe – effects to the natural environment (KEEFER, 1984). Rockfalls and topples are the most common type of seismically induced slope failures, that can be triggered by earthquakes of magnitude 4.0, or larger (MC CALPIN & NELSON, 1996). Among the other possible ground instabilities, reactivation and formation of sinkholes have also been observed (YULE & GRAU, 2003; WALTHAM *et alii*, 2005, and references therein; PARISE, 2008).

On 6 April 2009, at 01:32:39 UTC (03:32:39 local time), the Abruzzo Region, central Italy, was shaken by a severe earthquake of local magnitude $M_L = 5.8$ (moment magnitude $M_w = 6.3$). The epicenter of the earthquake was located WSW of L'Aquila at a depth

of about 8.8 km. On April 7 and April 9, two earthquakes of $M_L > 5$ occurred in the same general area: the first ($M_L = 5.3$) was located 11 km SSE of l'Aquila, and the second ($M_L = 5.1$) 15 km NNW of l'Aquila. The 6 April 2009 earthquake ($M_w = 6.3$) that hit l'Aquila and the Abruzzo Region caused multiple ground deformations and widespread slope instabilities, chiefly rockfalls. The main seismic event took place along a normal fault trending NW-SE, and dipping southwest. The earthquake was the largest event in a seismic sequence that had started a few months earlier and had its most significant previous event on March 30, 2009.

The Italian National Research Council (CNR) operated in the epicentral area and the surrounding region immediately after the main shocks, to complete field surveys and geomorphological and geophysical analyses aimed at the evaluation of individual hazards posed by earthquake induced slope failures and ground instabilities. In this work, we describe the activities conducted at the Sinizzo Lake, near San Demetrio ne' Vestini, a sinkhole where open cracks were observed immediately after the main shocks. Teams from multiple Institutions contributed to the study, under the general coordination of CNR Department of Earth and Environmental Sciences. The study area is located less than one kilometre east of the village of San Giovanni, in the San Demetrio ne' Vestini Municipality. The Sinizzo Lake is one of several karst landforms present in the middle reach of the Aterno river valley (NISIÒ, 2008).

2. GEOLOGICAL SETTING

The epicentral area of the 6 April 2009 earthquake sequence is located in the Central Italian Apennines. In the area crop out stiff, carbonate platform limestone and turbidite sediments deposited in fore-deep basins, and progressively incorporated in the Apennines fold-and-thrust belt during its migration from West to East (ACCORDI *et alii*, 1988; MELETTI *et alii*, 2000; PATACCA *et alii*, 2008). In the area, Quaternary terrains were deposited in large morphological depressions, intra-mountain basins located in the uplifting mountain chain. The intra-mountain sedimentary basins are delimited primarily by high-angle normal faults (BAGNAIA *et alii*, 1989). In general, the intra-mountain basins are delimited by master faults and associated synthetic faults on the eastern sides of the depressions and by anti-thetic faults on the western sides (CAVINATO & DE CELLES, 1999; TONDI & CELLO, 2003). During the Quaternary the middle valley of the Aterno River was therefore affected by phases of sedimentation of fluvio-lacustrine deposits, alternating with erosion phases caused by tectonics and climatic changes.

San Demetrio ne' Vestini is located on the left side of the Aterno River, on a small ridge trending NW-SE consisting of limestone, Cretaceous to Miocene in age. The limestone is covered by alluvial and lake deposits, mostly sand and gravel, Quaternary in age. Several sinkholes have been recognized in the Aterno valley and its flanks, most of which are located on lake and alluvial sediments, and distant from the limestone ridges (NISIÒ, 2008). Near San Demetrio, several sub-circular landforms are present in the plain, and have no direct relation with Cretaceous limestone. Some of them are clearly elongated along an apenninic trend, and include from SE to NW: the Sinizzo lake, another unnamed depression, Fossa Cupa, and Fossa Prinesca (Fig. 1). All these landforms have a diameter greater than 100 m, and a thickness of alluvial deposits of at least 30 m.

The local stratigraphy in the surrounding of the Sinizzo Lake consists of a limestone bedrock of Jurassic - Cretaceous age, overlain by Eocene-Miocene deposits (BOSI & BERTINI,

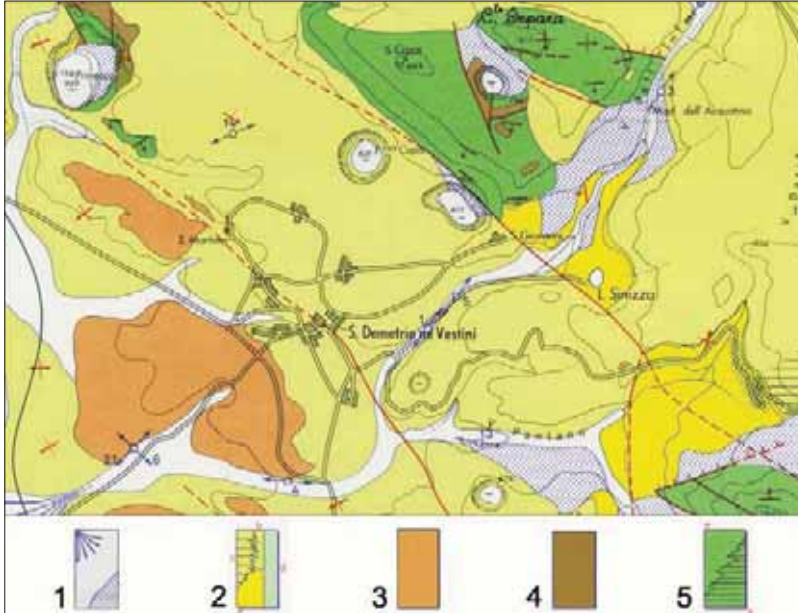


Fig. 1 - Geology of the area [simplified after Bosi & Bertini, 1970]. Key: 1) recent alluvial deposits (Holocene); 2) lower fluvio-lacustrine complex (Lower-Middle Pleistocene); 3) breccias and conglomerates (Upper Pliocene - Lower Pleistocene); 4) Marl limestones (Lower-Middle Miocene); 5) Limestones (Jurassic - Cretaceous).

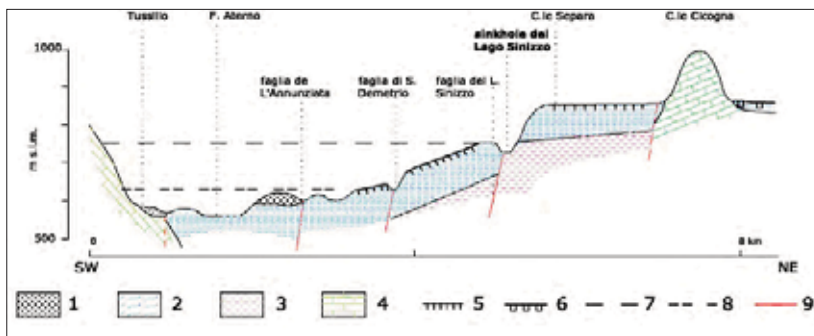


Fig. 2 - Schematic geological cross section of the Aterno valley (modified by Nisio, 2008, after Bosi & Bertini, 1970). Key: 1) upper fluvio-lacustrine complex; 2) Fossa dell'Inferno conglomerates; 3) S. Nicandro calcareous silts; 4) Cretaceous limestones; 5) Valle Daria surface; 6) Ansidonia surface; 7) position of Valle Daria surface; 8) terrace; 9) fault.

1970; BERTINI *et alii*, 1989). For the goals of the present study, the most important lithologies are the Quaternary deposits, and in particular the so-called “lower fluvio-lacustrine complex”, consisting of the San Nicandro calcareous silts, and the overlying Fosso dell’Inferno Conglomerates.

The San Nicandro calcareous silts crop out extensively in the area, and are a soft rock, that locally may become more competent because of the greater degree of calcite cementation. Locally, the silts pass upward to whitish marls, due to an increase in the content of clay minerals. The calcareous silts represent the lower member of the complex, with thickness ranging from 2 m to more than 50 m. The largest thickness is in the central part of the basin, which includes the area between San Demetrio, San Nicandro, and the Sinizzo Lake. The passage to the overlying Fosso dell’Inferno Conglomerates is gradually marked by gravel lenses with calcareous clasts, increasing in number and dimensions towards the top.

The Fosso dell’Inferno Conglomerates show rounded, prevailing calcareous, clasts, in beds ranging from 0.5 to several meters, with local intercalations of light calcareous sands and silty sands (maximum thickness 1 m). Generally in sub-horizontal bedding, and with 110-120 m overall thickness, the conglomerates represent a filling episode of the lacustrine basin, being related to sedimentation deriving from intense erosion of the surrounding areas, with great amounts of coarse debris materials which reached the basin, and deposited above the San Nicandro calcareous silts. Upward, the conglomerates end with a typical horizontal surface (named Valle Daria surface, at elevation about 850 m a.s.l.), the likely filling surface of the Aquilan lacustrine basin (BOSI & BERTINI, 1970). On the opposite (W) valley side of the Aterno River, there is the Ansidonia surface, which according to a number of geometric and stratigraphic considerations by the same Authors, does not coincide with the Valle Daria, and corresponds to an older surface, even though similar in genesis (BOSI & BERTINI, 1970).

Several portions of the Valle Daria surface are identifiable at different sites and heights, which testify to the occurrence of tectonic movements after the last phase of filling of the lacustrine basin. To summarize, the evolution of the middle reach of the Aterno River is characterized by a large lacustrine basin (Lago Aquilano), where filling ends with a wide surface extending from San Pelino to the Conca Subequana. A smaller basin (Sant’Eusanio Lake), probably resulting from tectonic events, originates afterwards within the boundaries of the previous lake; the Sant’Eusanio lake has its eastern margin just below the area where nowadays the inhabited area of San Demetrio is located.

The tectonic setting of the area is quite interesting, especially in terms of the evidence of recent movements: the reliefs on the left valley side of the Aterno River are elongated in NW-SE direction, and correspond to monoclinical ridges dipping mostly to the N (locally, the NE and NW), bounded on the southwestern side by highly dipping (>50°) normal faults. The overall tectonic setting is completed by another fault system (NNE-SSW or NE-SW directed, with sub-vertical dip) that dislocates the area in a number of blocks.

The calcareous bedrock has been reconstructed in the middle reach of the Aterno River by means of geoelectric surveys, presented by BOSI & BERTINI (1970). In regard to the study area, the bedrock (showing $\rho > 1000 \Omega\text{m}$) has been identified at depths greater than 500 m. In describing the geophysical results, the Authors found it was not possible to identify with certainty the nature of the conductive cover above the bedrock: in fact, below a surface horizon of the recent alluvial deposits, the low measured values of resis-



Fig. 3 – Overall view, looking SE, from the northern side of the lake: in the foreground, some of the cracks on the lake shores. Note in the background, in the upper left of the picture, the source areas of rock falls, that follow the strata attitude, affecting the same layer of conglomerate.



Fig. 4 – Rock falls triggered by the April 6, 2009, earthquake at the eastern slope of the lake, and the deriving debris talus. Note the two main source areas, corresponding to a conglomerate layer overhanging because of selective erosion in the underlying finer materials.



Fig. 5 - North-western corner of the lake, showing the man-made outlet realized after the impounding embankment.

tivity ($\rho < 40 \Omega\text{m}$) could correspond to the San Nicandro calcareous silts, but also to the marls of the upper Miocene [BOSI & BERTINI, 1970].

In regard to the geo-structural setting, fault systems have separated in the area many monoclinical ridges that, on the left valley of the Aterno River, dip to the NE, bounded by normal faults dipping SW [BOSI & BERTINI, 1970]. Starting from the Pliocene, a distensional phase begins, which is testified by movements and dislocations occurring after the lacustrine sedimentation in lower Pliocene [BLUMETTI *et alii*, 1996], such as the unconformities in the fluvial conglomerates overlying the lacustrine deposits near San Demetrio ne' Vestini.

The fault of Sinizzo Lake, located on the prolongation of the Paganica fault, belongs to the fault system that also includes the Annunziata and the San Demetrio faults [see Fig. 2]. The Sinizzo Lake fault cuts Fosso dell'Inferno just downslope from the lake, and its main evidence is represented by the abrupt lateral contact between the San Nicandro calcareous silts, cropping out to the NE on both the flanks of Fosso dell'Inferno and along the road to San Nicandro, and the conglomerates to the SW. In addition, the fault is also testified by the Valle Daria surface [Fig. 2]. The fault system creates a step structure, progressively uplifted toward the NE. Within this structure, some insights on the amount of the uplift related to the fault movements can be obtained by analysis of the original position of the filling surface of the lacustrine basin: in detail, the plate between the San



Fig. 6 - Pictures showing the cracks developed after the seismic shocks along the lake shorelines.

Demetrio and the Sinizzo Lake faults should have been lowered irregularly, and at increasing rate toward the NW [from a few meters in the area S of Sinizzo Lake, to some 70 m at Fossa Cupa]. The upslope plate, comprised between the lake and the Colle Cicogna fault, is, on the other hand, uplifted in average about 100 m. In regard to chronology, it seems that these dislocations occurred after the development of the Valle Daria surface, but before the sedimentation of the upper fluvio-lacustrine complex, the deposits of which do not present any offset.

3. The Sinizzo Lake

Lake Sinizzo is located east of the inhabited area of San Demetrio ne' Vestini (Fig. 3). Circular in plan view, the lake has an average diameter of approximately 120 m. The slopes around the lake are very steep at the southern and the eastern margin, where a sub-vertical ridge is present. From the latter, medium-sized rock falls detached as a consequence of the 6 April 2009 earthquake (Fig. 4). The affected slope consists of alternations of gravel and conglomerate layers with intercalations of finer horizons. The differences in the physical characters of the materials determine selective erosion in correspondence of the less resistant horizons, which cause some conglomerate, more compact layers, to overhang and occasionally fall, as experienced during the 6 April 2009 earthquake.



Fig. 7 - Sets of cracks dislocating the shore on the northern margin of the lake.



Fig. 8 - Sinizzo Lake (modified by Google Earth) with location of profiles along which the ERTs were performed.

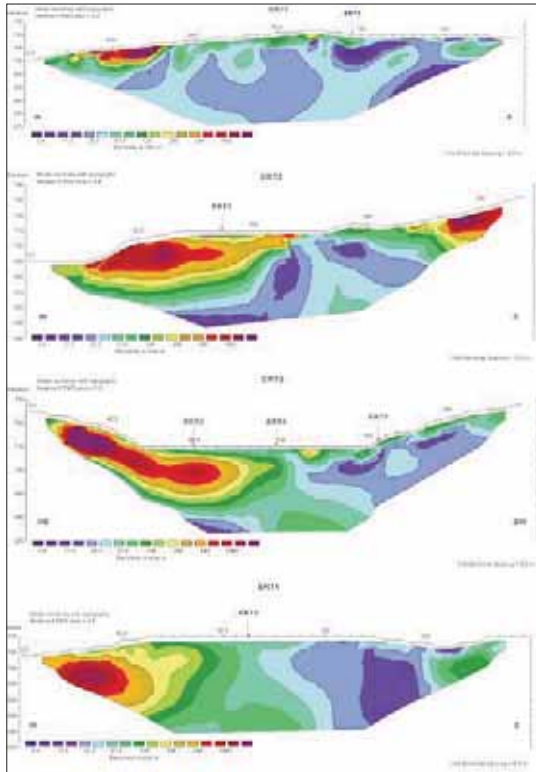


Fig. 9 - Electro Resistivity Tomographies (ERT) at Sinizzo Lake (location shown in figure 8): ERT1 carried out with direction perpendicular to the lake and parallel to the access road to the area; ERT2 carried out with direction perpendicular to the lake, across the artificial barrier built in the western side of the lake; ERT3 carried out with direction parallel to the lake, across the artificial barrier; ERT4, performed with direction perpendicular to the lake, crosses the artificial barrier and can be considered as a zoom of the ERT2.

Originally, the lake probably had a depth of about 7 meters, that was increased to 10 m after realization of a 22.5 m-long impounding embankment (TETÈ *et alii*, 1984) at its north-western margin (Fig. 5). During the 16th century the lake was used to work hemp and linen, and as a hydric resource as well. Remnants of the aqueduct, which reached the ancient town of Corfinio in the Peligna Valley, were still visible in the 18th century (TETÈ *et alii*, 1984). In 1974 the lake was partly drained. A small spring is located at the northern perimeter of the lake; some Authors report that discharge of the spring was strongly diminished, and its minimum value was recorded in July 1975, with 0.02 l/sec.

In regard to the origin of the lake, the geographer ROBERTO ALMAGIÀ, describing the lakes in the Abruzzi region, refers that “the small lake at San Raniero near Civita di Bagno was produced by a sinkhole that occurred in 1352 or in 1353, and a similar genesis is probably also at the origin of the nearby lake of San Giovanni and the Sinizzo Lake near San Demetrio” (ALMAGIÀ, 1919); he therefore describes the Sinizzo Lake as an alluvial doline. MARINI (1976), claiming that the lake originated from a small spring, and that it is hosted in a Quaternary lacustrine clay-filled basin, disagrees with ALMAGIÀ’s hypothesis, and affirms that the potential sinkhole would have been originated below the clay cover.

As a consequence of the 6 April 2009 earthquake, several displacements occurred along the lake shores, and a number of open cracks developed (Figs. 6 and 7). The largest permanent displacements [ranging from a few mm to more than 1,5 m] were registered on the north and south shores respectively, which are also the sectors where the slopes

are more flat and gently sloping. The cracks had a rapid evolution during the 3-4 days following the main seismic shock, with progressive enlargement, and extension at distances of more than 20 m from the shore. Based upon our direct field surveys, further confirmed by other research groups (i.e., the Geotechnical Earthquake Engineering Reconnaissance; GEER ASSOCIATION, 2009), it was clear that the deformations were limited to the Quaternary cover materials, and did not affect the nearby limestone deposits.

The entire perimeter of the lake was affected by open cracks, with a trend sub-parallel to the shore. At several locations, anastomosing crack arrays were observed. They generally bounded individual slides that moved into the lake (see also farther on, the section on lake bathymetry).

4. GEOPHYSICAL SURVEYS

After fractures were observed along the shore of the Sinizzo Lake in the aftermath of the 6 April 2009 l'Aquila earthquake, the main concern was to ascertain the integrity and to determine the stability of the artificial levee located at the north-western corner of the lake. Local authorities and the national Department for Civil Protection (DPC) feared that a sudden failure of the dam could result in an inundation of the areas downstream from the lake. To evaluate the potential hazard, a preliminary set of topographic measurements, to be periodically controlled, was suggested, and geophysical surveys performed. The latter consisted of electrical resistivity tomography and a high-resolution multi-beam bathymetry of the lake, and are described in the section.

4.1 Electric Resistivity Tomography

To characterize the geometric structure of the terrains cropping out in the area and, in particular, to assess the integrity of the artificial barrier, 4 electric resistivity tomographies (ERTs) were performed: three are oriented in W-E direction, whilst the fourth is along the western side of the lake (Fig. 8). To acquire the measurements, dipole-dipole and Wenner-Schlumberger arrays were applied and an electrode spacing varying between 4 – 10 m was used to change the spatial resolution and the investigation depth. The ERTs obtained with different arrays were fully comparable and enabled identification of layers with different geo-electrical properties. In particular, this enabled estimation of the thickness of the shallow layers and to identify both vertical and horizontal discontinuities in the subsoil.

In particular, ERT1 (Fig. 9) was carried out by using 48 electrodes, spaced 4 m apart. The ERT reaches an investigation depth of about 25 m and reveals very low resistivity values ($\rho < 50 \Omega\text{m}$). The shallow western part of the ERT shows higher resistivity values ($\rho > 600 \Omega\text{m}$) that could be associated with the presence of more competent material or plant roots. The blue arrow indicates where ERT1 crosses ERT3.

ERT2 (Fig. 9) was carried out by using 36 electrodes, spaced 10 m apart. It reached an investigation depth of about 50 m and shows high resistivity contrasts. In particular, the western area of the ERT reveals resistive material ($\rho > 200 \Omega\text{m}$), with a thickness of about 25 – 30 m, overlying more conductive material ($\rho < 50 \Omega\text{m}$). The latter characterizes the central and deeper part of the ERT. The eastern side of ERT2 reveals a very high resistive core ($\rho > 600 \Omega\text{m}$) that could be associated with conglomerate terrains outcropping in the area. The resistive material in the western side of the ERT could be associated with the materials used to built the artificial barrier of the lake.

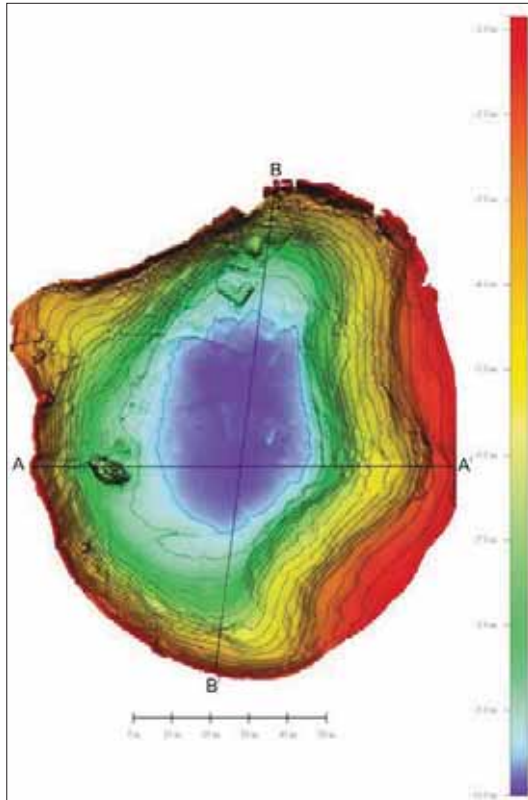


Fig. 10 - Shaded relief map and contour lines of Sinizzo Lake obtained from swath bathymetry data and traces of bathymetric profiles (see Fig. 14).

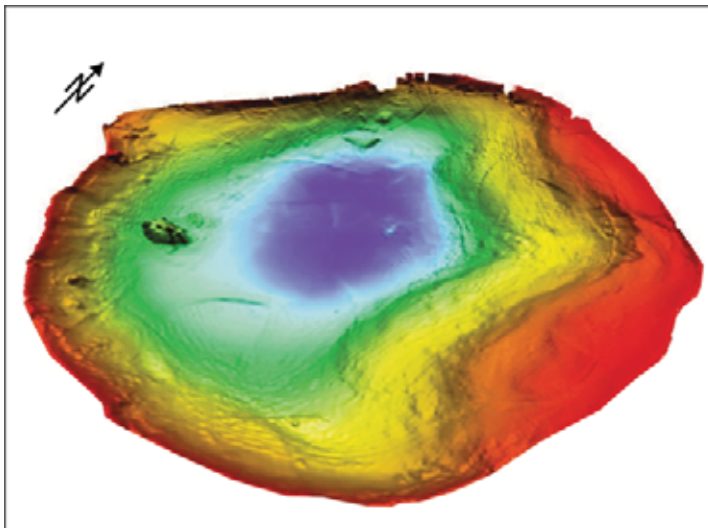


Fig. 11 - Perspective 3D view of the lake looking from the south-east. Note the sector where the main block was detached.



Fig. 12 - The rubber boat "Bombo" equipped with the 8101 multibeam system.

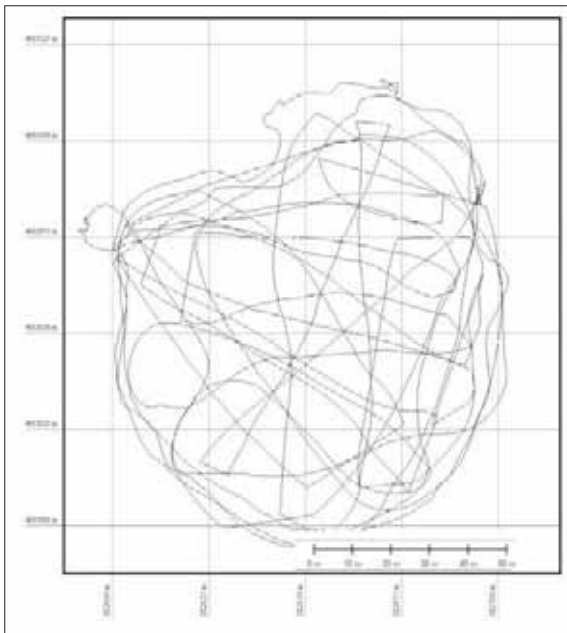


Fig. 13 - Navigation plan for the Sinizzo Lake bathymetric survey.

ERT4 (Fig. 9) was performed in direction parallel to the ERT2 by using 40 electrodes, spaced 5 m apart. Reaching an investigation depth of about 25 m, it can be considered a blow up image of ERT2. ERT4 reveals resistive material ($\rho > 200 \Omega\text{m}$) in the western side and conductive material ($\rho < 50 \Omega\text{m}$) in the eastern side. Also in this case, the resistive material could be associated with the materials used to built the artificial barrier. ERT3 (Fig. 9) was performed by using 44 electrodes, spaced 5 m apart. It reaches an investigation depth of about 35 m and shows high resistivity contrasts. In particular, the extreme north-eastern side is characterized by very high resistive material ($\rho > 600 \Omega\text{m}$) that could be associated with calcareous terrains. The central part of the ERT shows a vertical discontinuity between high resistive material ($200 \Omega\text{m} < \rho < 600 \Omega\text{m}$), associ-

ated with the materials used to built the artificial barrier, and low resistive materials ($\rho < 50 \Omega\text{m}$), associated with silts cropping out in the area. The ERT shows these low resistive materials also on the south-western side of the lake.

ERT3 crosses all the other ERTs, as shown in figure 9 by the blue arrows. The comparison between all the performed ERTs helps to better define the geological setting of the Sinizzo lake. In particular, surficial materials in the southern area of the Sinizzo Lake appears to be relatively less competent. This is consistent with surficial observations of silts in this zone. The other areas around the lake are constituted by more competent material, as conglomerates and alluvial terrains.

The ERTs interpretation highlights vertical and horizontal discontinuities in the stratigraphy and provides estimate of the thickness of the materials within the artificial barrier on the western side of the lake. Moreover, the ERTs provide information on the integrity of the western edge of the lake; it seems that the cracks involving this edge involve only the surface materials, since the ERTs do not highlight the presence of cracks at depth.

4.2 Swath Bathymetry

High-resolution multi-beam bathymetry of Lake Sinizzo (Figs. 10 and 11) was performed on 8 May 2009, 32 days following the main shock. The multi-beam system was equipped with a transducer head with operating frequency of 240 kHz, a processing unit (PU), a gyrocompass and a Dynamic Motion Sensor (TSS). Both heading and attitude data were acquired via a MAHRS inertial navigation system, manufactured by Teledyne. Positioning was obtained through a Topcon GPS equipped with a RTK system. All the instruments were interfaced with the PDS 2000 software package used for survey planning, data acquisition and processing.

Multi-beam bathymetric data were collected from a rubber boat equipped with a dedicated pole and flange used to operate the sonar head (Fig. 12). Vessel tracks were positioned so as to insonify 100 percent of the lake floor, with significant overlap (Fig. 13). Patch test to determine and correct biases from positioning time delay (latency), pitch offset, azimuthal (yaw) offset and roll offset were performed after system installation in accordance with standard procedures. Multi-beam data were edited to eliminate spurious bathymetric and navigation points, and processed using PDS 2000 software from Reson. Subsequently, the processed data were used to generate a digital elevation model (DEM) with cell size of 5 cm x 5 cm, with an accuracy meeting the requirements of the International Hydrographic Organization (IHO).

The collected data revealed morphological features of the lake floor, at metre and decimetre-scale, including features related to slope instability. Overall, the lake is about 10 m deep (9.99m), circular in shape, and with a mean diameter of 120.7 m (Fig. 10, Table 1). The lake bottom is nearly flat, with an asymmetric east-west profile, a concave western slope and a gentle morphologic step along the eastern side (Fig. 14). Hazard-related morphologies include centimetric waves and lobes probably connected to a very shallow creeping of the western slope, arcuate forms, linear depressions, fissures and steps indicating incipient slope instabilities (Fig. 15).

A comparison of the new swath bathymetry data with an existing single-beam bathymetry (Fig. 16; TETÈ *et alii*, 1984) did not reveal any significant difference in the general lake-floor configuration and relative depth distribution. The most relevant feature is an incip-

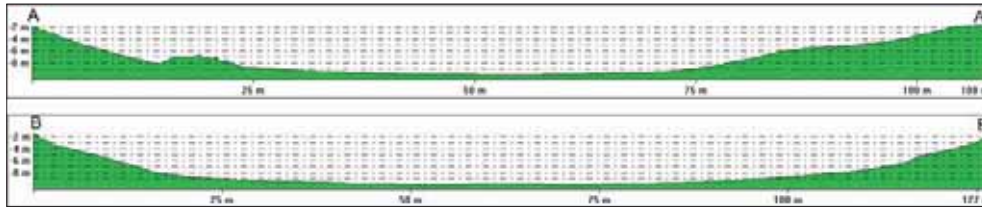


Fig. 14 - Cross sections of the Sinizzo Lake. Trace of the sections shown in figure 10.

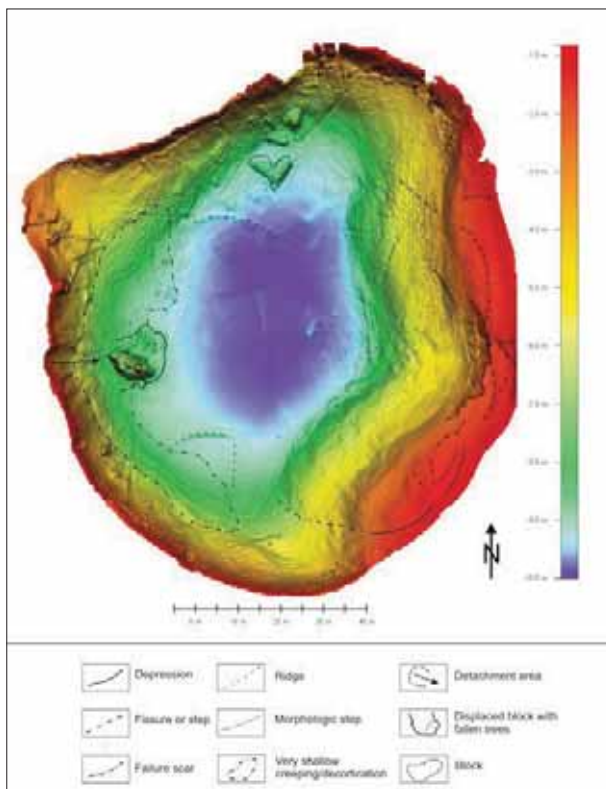


Fig. 15 - Interpretative geomorphologic map of the Sinizzo Lake, based upon the results from the multi-beam bathymetric survey.

ient slope instability revealed by an irregular morphological step (1 to 25 cm in height), of concave shape in plan view, developing for about 120 m along the eastern side of the lake between -1.5 and -7.5 m, and possibly evolving locally into an open crack (Fig. 17). Some of these features may represent the extension underwater of the cracks observed at the lake banks after the main shock. Other lake-floor morphologies induced by the earthquake include a possible shallow creep or decortication of the lacustrine sedimentary cover and a landslide, both located along the western side of the lake. The multi-beam data clearly show the area affected by slope displacement along the western bank (Fig. 17) featured by submerged trees and an arcuate failure scar [see E-W section in Figs. 14 and 15]. The landslide mobilized a cohesive mass of material, probably sustained by

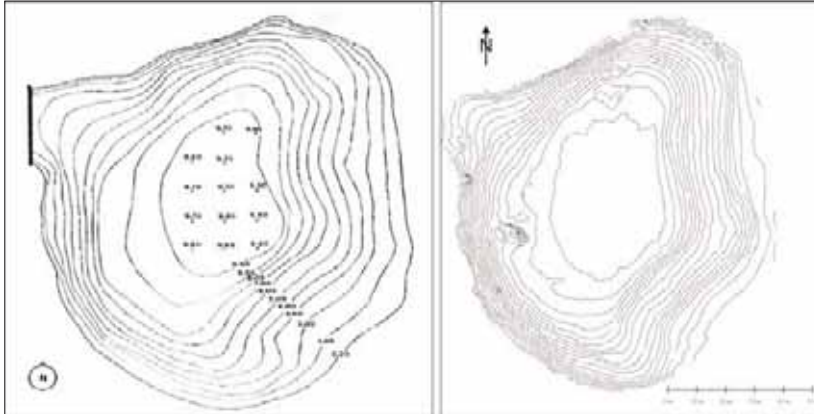


Fig. 16 – Bathymetry of Sinizzo Lake: left, single-beam bathymetry, as surveyed in the 1980's (after Tetè et alii, 1984); right, swath bathymetry data, as surveyed on May 8, 2009.

tree roots and internal cementation, with a total volume of 431.6 m³. The available data also indicate that the displaced block induced a deformation of the lake sedimentary cover occurring at the lake bottom.

The significant similarity between the previous single-beam bathymetry and the new multi-beam data (Fig. 16; Table 1) suggests a highly localized character of the earthquake-induced effects, almost exclusively confined at the lake banks. Scarce underwater evidence for the widespread cracking and fissuring observed above-water, and lack of well-developed ground deformations at the lake floor indicate very superficial, not evolved toppling of the lakeshore. Nevertheless, minor vertical displacement observed locally, along with volume increase of the lake basin (Table 1) may indicate that, after the main shock, minor “sinking” movements affected the lake.

5. CONCLUSIONS

The geophysical surveys carried out at the Sinizzo Lake after the 6 April 2009 earthquake provided information on the effects induced by the seismic shocks in the sinkhole area and its immediate surroundings. Development of an extensive network of cracks around the lake shores, in particular, pushed to investigate the likely continuation of these features at depth, and the occurrence of mass movements as well. Results from both the electrical resistivity tomography and the lake bathymetry indicated that the cracks seem to involve only the Quaternary deposits at shallow depths. Some individual slides were identified, the most striking of which occurred on the western shore of the lake. However, no indications of deeper mass instabilities, or problems related to integrity of the impounding embankment, were observed. This is supported by the overall consistency between the 2009 swath bathymetry and that previously obtained in 1984 with a single-beam technique.

In regard to the sinkhole origin, in order to ascertain whether the Sinizzo Lake originated as a result of a collapse or of a slower process (e.g., suffosion-type) further analyses are needed to reconstruct in greater detail the overburden thickness. In the first case, given



Fig. 17 - Failure of the lake shore occurred soon after the main shock. Note the displaced picnic table in the foreground and the submerged trees in the background.

Table 1 - Morphometric features of Sinizzo lake resulting from multi-beam investigation compared with measurements reported by Tetè *et alii* (1984).

	TETÈ <i>et alii</i> , 1984	This paper	Difference
Perimeter (m)	395	401.8	+6.8
Mean length (m)	135.5	120.7	-14.8
Mean width (m)	87.25	89.78	+2.53
Surface area (m ²)	11,822.38	11,580.82	-241.56
Mean diameter (m)	122.69	120.7	-1.99
Max depth (m)	9.8	9.99	+0.19
Volume (m ³)	66,627.14	68,331.78	+1704.64

the nature of the cover deposits, the collapse may have been originated in voids within the soluble bedrock below, with upward propagation until reaching the ground surface. However, it has to be noted that the overall morphology of the lakeshore may indicate the likely possibility of a suffosion-type sinkhole (WALTHAM *et alii*, 2005), related to downward transport of material into the network of fissures and joints in the limestone bedrock.

ACKNOWLEDGEMENTS

Multi-beam data were acquired and processed with the help of Geomarine S.r.l., Senigallia. We thank Paolo Scotto di Vettimo (CNR-IAMC) for his help during MBES system installa-

tion; Alessandro Giocoli and Giuseppe Calamita, CNR IMAA, for the technical support during the geo-electrical acquisition; Patricia Sclafani, CNR IAMC, for proofreading of the English manuscript.

REFERENCES

- ALMAGIÀ R. (1919) – *Alcuni fenomeni carsici nell’Abruzzo aquilano*. Bollettino della Società Geografica Italiana, **9**, 937-955.
- ACCORDI G., CARBONE F., PAROTTO M., PRATURLON A., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOTSAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1988) – *Carta delle litofacies del Lazio-Abruzzo ed aree limitrofe*. CNR, Prog. Fin. Geodinamica, Quaderni della Ricerca Scientifica, **114**, 223 pp.
- BAGNAIA R., D’EPIFANIO A. & SYLOS SABINI S. (1989) – *Aquilan and Subequan basins: an example of Quaternary evolution in central Apennines, Italy*. Quaternaria Nova, **2**, 187-209.
- BERTINI T., BOSI C. & GALADINI F. (1989) – *La conca di Fossa – S. Demetrio de’ Vestini*. In: CNR, Centro di Studio per la Geologia Tecnica, ENEA, *Elementi di tettonica pliocenico-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell’Appennino laziale-abruzzese*. Società Geologica Italiana, 26-58.
- BOSI C. & BERTINI T. (1970) – *Geologia della media valle dell’Aterno*. Memorie della Società Geologica Italiana, **9**, 719-777.
- BLUMETTI A.M., CAVINATO G.P. & TALLINI M. (1996) – *Evoluzione Plio-Quaternaria della conca di Aquila-Scoppito: studio preliminare*. Il Quaternario, **9** (1), 281-286.
- CAVINATO G.P. & DE CELLES P.G. (1999) – *Extensional basins in the tectonically bimodal central Apennines fold-thrust belt, Italy: response to corner flow above a subducting slab in retrograde motion*. Geology, **27**, 955-958.
- GEER ASSOCIATION (2009) – *Preliminary report on the seismological and geotechnical aspects of the April 6 2009 L’Aquila earthquake in central Italy*. GEER Association report no. GEER-016.
- KEEFER D.K. (1984) – *Landslides caused by earthquakes*. Geol. Soc. America Bulletin, **95**, 406-421.
- MARINI G. (1976) – *Il fenomeno carsico nella conca dell’Aquila*. Quad. Museo Speleologico V. Rivera, **1** (3), 41-56.
- MC CALPIN J.P. & NELSON A.R. (1996) – *Introduction to paleoseismology*. In: MC CALPIN J.P. (ed.) *Paleoseismology*. Academic Press, San Diego, 1-28.
- MELETTI C., PATACCA E. & SCANDONE P. (2000) – *Construction of a seismotectonic model: the case of Italy*. Pure and Applied Geophysics, **157**, 11-35.
- NISIO S. (2008) – *I sinkholes in Abruzzo*. Mem. Desc. Carta Geol. d’Italia, **85**, 269-308.
- PARISE M. (2008) – *Rock failures in karst*. In: CHENG Z., ZHANG J., LI Z., WU F. & HO K. (a cura di), *Landslides and Engineered Slopes*. Proc. 10th Int. Symp. Landslides, Xi’an (China), June 30 – July 4, 2008, **1**, 275-280.
- PATACCA E., SCANDONE P., DI LUZIO E., CAVINATO G.P. & PAROTTO M. (2008) – *Structural architecture of the Central Apennines: interpretation of the CROP 11 seismic profile from the Adriatic coast to the orographic divide*. Tectonics, **27** (3), doi: 10.1029/2005TC001917.
- TETÈ P., PESCE G.L. & LEONARDIS B. (1984) – *Il lago Sinizzo nei pressi di San Demetrio ne’ Vestini (L’Aquila)*. Natura, **74**, 195-206.

- TONDI E. & CELLO G. (2003) - *Spatio-temporal evolution of the Central Apennines fault system (Italy)*. Journal of Geodynamics, **36**, 113-128.
- WALTHAM T. & LU Z. (2007) - *Natural and anthropogenic rock collapse over open caves*. In: PARISE M. & GUNN J. (Eds.), *Natural and anthropogenic hazards in karst areas: recognition, analysis, and mitigation*. Geological Society of London, sp. publ., **279**, 13-21.
- WALTHAM T., BELL F. & CULSHAW M. (2005) - *Sinkholes and subsidence*. Springer, Praxis Publishing, 382 pp.
- YULE D.E. & GRAU T.H. (2003) - *Earthquake event report for the North Alabama 29 April 2003 Mw = 4.6 earthquake*. Engineer Research and Development Center, Geotechnical and Structures Laboratory, 21 pp.

FENOMENI DI SINKHOLE ALL'INTERNO DEI BACINI ENDOREICI NEL BACINO IDROGRAFICO DEL TEVERE

di Ruisi M.¹, Moretti D.², Bersani P.³

ABSTRACT

The endorheic basins, owing to their genesis and the presence of carbonatic rocks, often show inside superficial karst phenomena and sinkhole. In general terms the evolution in the time of a karst area, with one or more sinkhole, can produce the formation of a new endorheic basin. In Tiber river catchment (approximately 17.270 km²) it has been realized a census of the endoreic sub-basins, already partially located in preceding works. In the present study 13 endorheic sub-basins have been characterized with minimal surface of approximately 1 km². Adjacent endorheic sub-basins have been joined to form a single endorheic sub-basin with various points of water superficial infiltration at different altitude. For each of the characterized 13 endorheic sub-basins a standard card has been realized.

An extract of IGM in scale 1:25.000 with the sub-basin delimitation and the superficial water infiltration point with its altitude (doline, shallow hole or small lake) is added to the standard card. The standard cards (table + planimetry in scale 1:25.000) now described could be used for a census of the endorheic sub-basins all over national territory. In the Tiber river basin phenomena of obvious superficial karst are well represented in the endorheic sub-basins in the Aniene river: the sub-basin of "Campaegli", the sub-basin of "Altipiani di Arcinazzo" and sub-basin of "Monte Cotento". The endorheic sub-basins are mostly located in the eastern part of the Tiber river basin, where carbonatic rocks of the Appennino are present and they altogether occupy a surface of approximately 284 km², which constitutes a little more than 1.5% of the total surface of the Tiber river basin.

I bacini endoreici per la loro genesi e per la presenza di rocce carbonatiche presentano spesso al loro interno diversi fenomeni di carsismo superficiale e di sprofondamento.

In generale l'evoluzione nel tempo di un'area carsica, con uno o più sinkhole vicini, può portare alla formazione di un nuovo bacino endoreico.

Nel bacino idrografico del fiume Tevere (circa 17.270 km²) è stato realizzato un censimento dei bacini endoreici, già in parte individuati in precedenti lavori. Nel corso del presente lavoro sono stati censiti 13 bacini endoreici con superficie minima di circa 1 km². Bacini endoreici confinanti sono stati accorpati a formare un unico bacino endoreico con diversi punti di recapito dell'acqua nel sottosuolo a quote differenti.

1 Geologo Autorità di bacino del fiume Tevere manuela.ruisi@abtevere.it;

2 Architetto Autorità di bacino del fiume Tevere daniele.moretti@abtevere.it

3 Geologo professionista pioben@libero.it

Per ognuno dei 13 sottobacini endoreici individuati è stata realizzata una scheda standard, a cui viene allegato uno stralcio IGM in scala 1:25.000 con la delimitazione del bacino ed il punto di recapito, con la relativa quota, delle acque superficiali nel sottosuolo, che può essere costituito a seconda dei casi da una dolina, da un inghiottitoio o da un piccolo lago.

Le schede tipo (tabella + planimetria in scala 1:25.000) ora descritte potranno essere utilizzate per un censimento dei bacini endoreici su tutto il territorio nazionale.

Nel caso del bacino del Tevere i fenomeni di evidente carsismo superficiale sono ben rappresentati nei bacini endoreici individuati nell'Aniene: il bacino di Campaegli, il bacino degli Altipiani di Arcinazzo e il bacino di Monte Cotento. I bacini endoreici sono risultati ubicati prevalentemente nella parte orientale del bacino del Tevere dove affiorano le rocce carbonatiche dell'Appennino e occupano complessivamente una superficie di circa 284 km² costituendo poco più dell'1,5% della superficie totale del bacino.

Nel bacino idrografico del fiume Tevere (circa 17.270 km²) è stato realizzato un censimento dei bacini endoreici, già in parte individuati in precedenti lavori (Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale – Ufficio Compartimentale di Roma, 1999; BENCIVENGA *et al.*, 2000; BERSANI *et al.*, 2009). In questi studi un bacino endoreico era stato considerato tale se la sua superficie risultava di almeno 1,5 km². Bacini endoreici confinanti sono stati accorpatisi a formare un unico bacino endoreico con diversi punti di recapito dell'acqua nel sottosuolo a quote differenti.

Nel corso del presente lavoro sono stati aggiunti due nuovi piccoli sottobacini endoreici, uno nel sottobacino del fiume Aniene e uno nel sottobacino del fiume Turano, anche se con superficie leggermente inferiore a 1,5 km².

Nella Tabella 1 sono riportati i 13 bacini così individuati, riportando per ognuno il nome, l'area, il sottobacino principale in cui ricade, le tavolette IGM su cui insiste ed infine il recapito delle acque superficiali con la relativa quota.

I bacini endoreici sono risultati ubicati prevalentemente nella parte orientale del bacino del Tevere dove affiorano le rocce carbonatiche dell'Appennino e occupano complessivamente una superficie di circa 284 km² costituendo poco più dell'1,5% della superficie totale del bacino. In particolare il sottobacino dell'Aniene ospita 3 bacini endoreici per un totale di circa 26 km² pari a circa il 2% dell'intera superficie del bacino (1.451 km²), il sottobacino del Nera invece ospita ben 8 bacini endoreici per un totale di circa 222 km² pari a circa il 5% dell'intera superficie del bacino (4.311 km²).

Tutti i bacini della Tab.1 ricadono su aree sottoposte a vincolo idrogeologico e sono importanti perché costituiscono aree di ricarica delle falde idriche sotterranee e meriterebbero quindi una maggiore tutela per quanto riguarda la protezione delle acque sotterranee.

Per ognuno dei 13 sottobacini endoreici individuati è stata poi realizzata una scheda standard, a cui viene allegato uno stralcio IGM in scala 1:25.000 con la delimitazione del bacino ed il punto di recapito, con la relativa quota, delle acque superficiali nel sottosuolo, che può essere costituito a seconda dei casi da una dolina, da un inghiottitoio o da un piccolo lago.

Le schede standard possono essere utilizzate come base per un censimento regionale dei bacini endoreici. Poiché la Regione Umbria ricade quasi interamente nel bacino del Tevere i 3 bacini endoreici individuati (Colfiorito, S.Bartolomeo e Prato Grande) già costituiscono il censimento completo dei bacini endoreici della Regione Umbria. Diversamente

Tab. 1 – I 13 bacini endoreici individuati nel bacino idrografico del fiume Tevere

Bacino endoreico	Area (km ²)	Sottobacino	Tavolette IGM	Recapito e relativa quota
1 - Colfiorito	36,94	Chiascio	123 II NE – 123 II SE – 131 I NE	inghiottitoi a quote 788 m, 778 m e 752 m s.l.m.
2 - S. Bartolomeo	1,45	Tevere a Corbara	131 III NE - 131 III SE	dolina a quota 857 m s.l.m.
3 - Verrecchie e Roccacerro	26,61	Nera - Salto	145 II SO	inghiottitoi a quote 1402 m, 944 m e 905 m s.l.m.
4 - Prato Grande	81,99	Nera	132 IV SE - 132 I SO – 132 III NE – 132 II NO	inghiottitoio a quota 1257 m s.l.m.
5 - Maglia Cupa	5,03	Nera - Salto	145 I SO	doline a quote 1244 e 1033 m s.l.m.
6 - Piano di Cornino e Piano di Rascino	40,88	Nera - Salto	139 II SE – 145 IV NE	doline a quota 1735 m e 1261 m e nel lago di Rascino a quota 1138 m s.l.m.
7 - Camposecco	12,22	Nera - Turano	151 IV NE – 151 I NO	dolina a quota 1316 m s.l.m.
8 - Pietrasecca	22,62	Nera - Turano	145 IV SE – 145 III NE	inghiottitoi a quote 808 m s.l.m. (Grotta dell'Ovito) e 892 m s.l.m. (Grotta di Luppa)
9 - Campo della Dogana - Campo Lungo – Campo Rotondo	32,73	Nera - Turano	145 III SE – 145 III SO – 151 I NO	doline a quote 1443 m, 1338 m, 1305 m, 1296 m, 1270 m e 1247 m s.l.m.
10 - Campaegli	4,04	Aniene	151 IV NE	Dolina a quota 1382 m s.l.m.
11 - Altipiani di Arcinazzo	19,17	Aniene	151 IV SE – 151 I SO – 151 II NO - 151 III NE	doline e inghiottitoi a quota minima 822 m s.l.m.
12 - Monna della Forcina	0,8 c.a	Nera - Turano	151 I NO – 151 I NE	dolina a quota 1598 m s.l.m.
13 - Monte Cotento	0,4 c.a	Aniene	151 I NO – 151 I NE – 151 I SE	dolina a quota 1817 m s.l.m.

per il Lazio il censimento deve essere completato anche con altri bacini endoreici ricadenti nel territorio regionale, ma al di fuori del bacino del Tevere.

Di seguito si riportano, per esempio, le schede di un bacino endoreico ricadente nella Regione Umbria e di uno ricadente nella Regione Lazio.

Nella Tab.2 è riportata la scheda tipo realizzata per il bacino n.1: “Bacino endoreico di Colfiorito”, ricadente nella Regione Umbria, mentre in Fig.1 è riportata la planimetria dello stesso bacino con la scala chilometrica.

Tab.2 – Scheda tipo per il censimento dei bacini endoreici in Umbria: il bacino n.1 “Colfiorito”

1 - Bacino endoreico di Colfiorito	
Superficie (kmq)	36,94
Codifica sottobacino Servizio Idrografico, 1999	TEV-160-070-04
Bacino idrografico principale	Fiume Tevere
Sottobacino principale	Fiume Chiascio
Bacino idrografico minore	Fiume Topino
Regione/Regioni	Umbria
Provincia /Province	Perugia
Comune/Comuni	Nocera Umbra, Foligno
Tavoletta IGM scala 1:25.000	123 II NE – 123 II SE – 131 I NE
CTR scala 1:10.000	312110 – 312150 - 324030
Tipo di recapito e relativa quota in m s.l.m.	Inghiotto a quote 788 m, 778 m e 752 m s.l.m.
Litologia prevalente (Servizio Geologico Nazionale)	Foglio Geologico 123 E2 - C4 Calcari e calcari marnosi di colore roseo o rosso mattone, a frattura scagliosa, ben stratificati, con selce; verso l'alto aumenta il tenore argilloso e compaiono interstrati marnosi. Inferiormente calcari più o meno marnosi di colore bianco, dalla tipica frattura scagliosa, ben stratificati, e marne argillose con noduli di selce e liste di selce nera o rosa. FORMAZIONE DELLA SCAGLIA ROSSA E BIANCA. EOCENE MEDIO - CENOMANIANO
Numero di sottobacini endoreici	3



Fig.1 - Planimetria dei bacini endoreici del Piano di Cornino e del Piano di Rascino (base IGM 1:25.000)

Nella Tab.3 è invece riportata la scheda tipo realizzata per il bacino n.11: “Bacino endoreico degli Altipiani di Arcinazzo”, ricadente nel Lazio, mentre in Fig.2 è riportata la planimetria dello stesso bacino con la scala chilometrica.

Tab.3 – Scheda tipo per il censimento dei bacini endoreici nel Lazio: il bacino n.11 “Altipiani di Arcinazzo”

11 - Bacino endoreico degli Altipiani di Arcinazzo	
Superficie (km ²)	19,17
Codifica sottobacino Servizio Idrografico, 1999	TEV- 420-034
Bacino idrografico principale	Fiume Tevere
Sottobacino principale	Fiume Aniene
Bacino idrografico minore	Fiume Aniene
Regione/Regioni	Lazio
Provincia /Province	Frosinone
Comune/Comuni	Arcinazzo Romano, Trevi nel Lazio, Fiuggi, Piglio
Tavoletta IGM scala 1:25.000	151 I SO – 151 IV SE – 151 II NO – 151 III NE
CTR scala 1:10.000	376100 – 376110 – 376140 - 376150
Tipo di recapito e relativa quota in m s.l.m.	Doline e inghiottitoi a quota minima di 822 m s.l.m.
Litologia prevalente interessata da carsismo (Servizio Geologico Nazionale)	Foglio Geologico 151 cr Calcari granulari bianco giallastri con grosse Rudiste caratteristiche del Senoniano. Calcari ceroidi giallo-miele con Rudiste, Lamellibranchi, Gasteropodi caratteristici del Turoniano. Lenti di dolomie e di calcari dolomitici intercalate nei precedenti. CRETACEO.
Numero di sottobacini endoreici	1

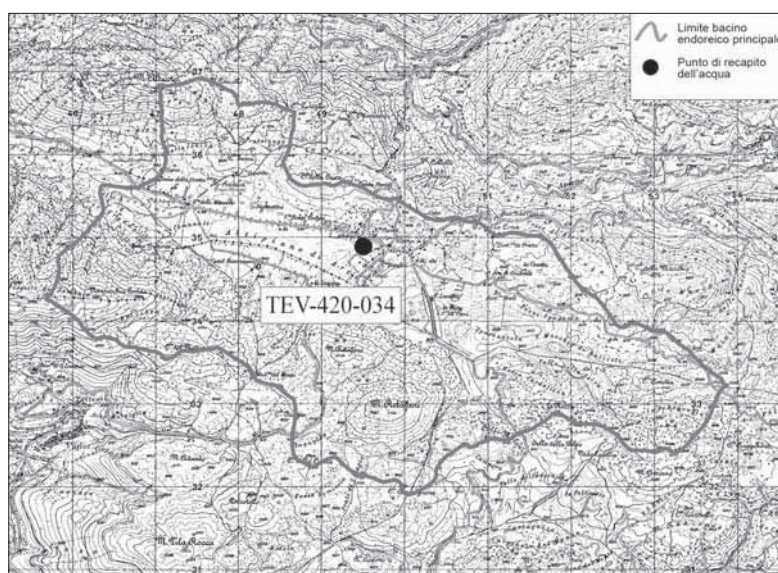


Fig. 2 - Planimetria del bacino endoreico degli Altipiani di Arcinazzo (base IGM 1:25.000)



Fig.3 - Campo dell'Osso a Subiaco: fenomeni di evidente carsismo superficiale

Nella Fig.3 infine è riportata una fotografia scattata a Campo dell'Osso subito ad est del bacino endoreico di Campaegli con evidenti forme di carsismo: voragini in terreni carbonatici con pareti quasi verticali.

Le schede tipo (tabella + planimetria in scala 1:25.000) ora descritte potranno essere utilizzate per un censimento dei bacini endoreici su tutto il territorio nazionale.

I bacini endoreici per la loro genesi e tipologia generalmente presentano spesso al loro interno diversi fenomeni di carsismo superficiale e di sprofondamento.

In generale l'evoluzione nel tempo di un'area carsica, con uno o più sinkhole vicini, può portare alla formazione di un nuovo bacino endoreico.

Nel caso del bacino del Tevere i fenomeni di evidente carsismo superficiale sono ben rappresentati nei bacini endoreici individuati nell'Aniene: il bacino di Campaegli, il bacino degli Altipiani di Arcinazzo e il bacino di Monte Cotento.

BIBLIOGRAFIA

AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME TEVERE (2005): - *Tevere pilot river basin article 5 report*. Gangemi editore, Roma.

BENCIVENGA M., BERSANI P., DI GIACOMO P., TOSTI C. (2000) - *Superficie dei bacini idrografici ricadenti nel Compartimento di Roma del Servizio Idrografico e Mareografico e proposta di linee guida per la definizione dei bacini idrografici*. Geologia Tecnica e Ambientale n.4.

BERSANI P., MORETTI D., FERRANTI C. (2004) - *Autorità di bacino del fiume Tevere - I 57 sottobacini dell'area vasta. Piano Stralcio per il tratto metropolitano P.S.5 Tevere* Rivista trimestrale dell'Autorità di Bacino del Tevere n.28. Gangemi editore Roma.

- BERSANI P., RUISI M., MORETTI D. (2009) - *I bacini endoreici nel bacino del fiume Tevere: loro importanza nella previsione dei fenomeni di piena*. Accademia Nazionale dei Lincei IX Giornata dell'acqua "Il bacino del Tevere. Sezione 1 - Difesa dalle inondazioni". Roma 23 marzo 2009.
- CAPPA E., CAPPA G., FELICI A. (2004) - *Voragine carsica al Livata (Subiaco - RM) in località Pozzo dei Monaci*. Atti del 1° Seminario su: "Stato dell'Arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio". Roma, 20-21 maggio 2004.
- DI FILIPPO M., NOLASCO F., TORO B. (2004) - *Gli Altipiani di Arcinazzo: un'area a rischio sinkhole*. Atti del 1° Seminario su: "Stato dell'Arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio". Roma, 20-21 maggio 2004.
- EMILIANO A., BONO P., CASELLA L. (2004) - *Il polje di Rascino (Rieti): la zona umida della depressione carsica e forme di collasso recenti nel sistema "Suolo - Bed-rock"*. Atti del 1° Seminario su: "Stato dell'Arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio". Roma, 20-21 maggio 2004.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI - SERVIZIO IDROGRAFICO (1923-26) - *Superficie dei bacini imbriferi*. A cura della Sezione autonoma del Genio Civile dal fiume Fiora al lago di Fondi.
- SERVIZIO IDROGRAFICO E MAREOGRAFICO NAZIONALE - Ufficio Compartimentale di Roma (1999) - *Carta dei bacini idrografici*. Presidenza del Consiglio dei Ministri - Dipartimento per i Servizi Tecnici Nazionali. Ediz. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato. Roma.