

**SESSIONE 1**  
**IL QUADRO CONOSCITIVO**  
**DEI FENOMENI DI SINKHOLE:**  
**MECCANISMI GENETICI E**  
**METODOLOGIE D'INDAGINE**



## **I SINKHOLES NELLE PIANURE ITALIANE: I RISULTATI DEL “PROGETTO SINKHOLE”- ISPRA**

*di Nisio S.*

*ISPRA – Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia.*

---

### **ABSTRACT**

In some Italian plain areas sinkholes, that seem not related to karst dissolution, have been identified with a thick sedimentary cover on a buried bedrock. The obtained scenario suggests that this type of collapse could be related to an upward erosion through vertical conduits (i.e. deep faults) caused by deep piping processes whose erosive strength is increased by the presence of acidic fluids. In order to distinguish these collapses from typical karst dissolution phenomena, they are defined as “deep piping sinkholes”.

About 850 cases have been individuated by research in historical archives, specific geological literature, and information from local administrations (Sinkhole Project of ISPRA- Geological Survey of Italy). Geological, geomorphological and hydro-geochemical surveys have been conducted over 350 cases, as well as literature borehole and seismic data have also been considered. Field activities regarding the other 500 cases are in progress.

They are mainly concentrated in alluvial and intermountain plains, close to carbonate ridges and/or in complex geological-structural and hydrogeological settings. The studied cases occur, in major part, along the Tyrrhenian margin (Latium, Abruzzo, Campania, Tuscany) in tectonic, coastal and alluvial plains close to carbonate ridges. These plains are characterised by the presence of pressurized aquifers, hosted in the buried bedrock, overlaid by unconsolidated sediments (i.e. clay, sands, pyroclastic deposits, etc.). The majority of these collapses are aligned along regional master faults and along seismogenic faults. About 50% of the studied cases host small lakes or ponds often characterised by high mineralized springs enriched in CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>S.

The construction of a updatable relational database (<http://sgi.apat.it/sinkhole>) including topographical, geological, hydrogeological, geochemical, and other environmental data of the studied sinkhole cases in Italy, coupled with the GIS facilities, allows the elaboration of the collected data and maps to define the preliminary results regarding the possible typical scenarios of sinkhole prone areas.

### **1. IL PROGETTO SINKHOLE**

I sinkholes costituiscono elevato fattore di rischio per la scarsa prevedibilità e la rapida evoluzione (6-24 ore) che caratterizza i fenomeni; coinvolgono aree urbane, infrastrutture, aree agricole, talvolta con un costo in vite umane.

In Italia soltanto da pochi decenni tali fenomeni sono oggetto di studi e presentano, pertanto, aspetti ancora poco conosciuti.

Dal punto di vista normativo, quasi tutti i Piani Stralcio per l'Assetto Idrogeologico adottati dalle Autorità di Bacino non prendono in considerazione, accanto alla pericolosità da

frana e da alluvione, la pericolosità da sprofondamento, e solo due Regioni italiane (Lazio e Sardegna) hanno emanato norme specifiche che impongono studi e indagini nelle aree suscettibili a sprofondamenti.

I sinkholes sono voragini di forma sub-circolare, con diametro e profondità variabili da pochi metri a centinaia di metri, che si aprono rapidamente nei terreni, nell'arco di poche ore.

Tali fenomeni si verificano generalmente in aree di pianura al di sopra di elevati spessori di terreni di copertura e possono essere rapidamente colmati da acque.

I processi che li originano non sono riconducibili alla sola gravità e/o alla dissoluzione carsica, ma entrano in gioco una serie di cause predisponenti ed innescanti.

Gli spessori dei sedimenti di copertura coinvolti dallo sprofondamento, per lo più costituiti da alluvioni miste con alternanze di intervalli a differente granulometria, sono generalmente di alcune decine di metri, a volte prossimi ai cento metri, o superano ampiamente tali valori.

I sinkholes s.s. (Nisio, 2003) sono più diffusi di quanto originariamente si pensasse, si verificano sul nostro territorio da tempi storici, quando le cause ed i meccanismi genetici di innesco erano ancora sconosciuti.

In tale ambito da alcuni anni il Servizio Geologico d'Italia, in seno all'ISPRA, ha avviato un progetto di studi e ricerche sui sinkholes.

Il "progetto sinkhole" ISPRA sostanzialmente è nato per ottemperare a due tipi di esigenze. La prima esigenza è stata quella di fare chiarezza riguardo la terminologia utilizzata nello studio di questi fenomeni; durante gli studi e le ricerche bibliografiche era stata riscontrata una certa confusione nell'uso dei termini riguardanti i fenomeni di sprofondamento in genere.

Infatti il termine *sinkhole* introdotto, nella letteratura anglosassone, per descrivere fenomeni carsici, in particolare le *doline di crollo* (FAIRBRIDGE, 1968), è stato in seguito utilizzato per definire qualsiasi forma depressa prescindendo dai meccanismi genetici.

Nella letteratura straniera il termine, sinonimo di *doline*, viene utilizzato e preferito a quest'ultimo quando si vuole mettere in risalto il carattere di rischio e di pericolosità, di imprevedibilità e di rapidità con cui si è originato un determinato fenomeno carsico.

In Italia l'utilizzo del termine è stato differente: il vocabolo, introdotto negli anni novanta, è entrato nel lessico scientifico per descrivere un tipo particolare di fenomeni la cui genesi complessa lasciava alcune perplessità; esso differiva dai meccanismi genetici carsici per la presenza di potenti spessori di coperture terrigene sciolte (oltre i 100 m; NISIO, 2003). Tali fenomeni di sprofondamento trovano con difficoltà un corrispettivo nella casistica e nella letteratura straniera, ma piuttosto sembrano peculiari delle regioni italiane e/o solamente di alcuni paesi orientali.

Si è proposto, in passato (NISIO, 2003), di ovviare a tale confusione terminologica aggiungendo al termine *sinkhole* un attributo che ne chiarisse i meccanismi genetici.

La seconda esigenza è stata quella di individuare, nell'intero territorio italiano, quanti in realtà fossero i casi di *sinkhole* con le suddette caratteristiche. A tal fine è stato avviato un censimento partendo dai casi più conosciuti e studiati avvenuti negli ultimi anni novanta e nei primi anni del 2000.

L'approccio seguito è stato quello di uno studio a tappeto del territorio nazionale, delle forme attive e relitte del paesaggio che costituiscono possibile indizio di sprofondamento. Si è arrivati, dopo alcuni anni di studio, a censire circa 850 forme (NISIO, 2008), attive o ricolmate, certe o presunte (fig. 1).

La ricerca dei fenomeni di sinkhole è stata condotta anche mediante un'accurata ricerca storica che ha portato alla luce documenti o cartografia storica che attestano o descrivono la presenza di fenomeni di sprofondamento con formazione di nuovi laghi.



*Fig. 1- Distribuzione dei sinkholes naturali censiti nelle aree di pianura del territorio italiano.*

## 2. PROBLEMI APERTI

Dopo alcuni anni dall'avvio del censimento e di studi e ricerche multidisciplinari riguardo i fenomeni di sprofondamento nelle aree di pianura rimangono, tuttavia, irrisolti alcuni problemi.

### 2.1 Problemi terminologici

I problemi terminologici persistono nella letteratura italiana, anche se risulta sempre più utilizzato il termine *piping sinkhole*. In questa sede si ribadisce la necessità di utilizzare, accanto al termine *sinkhole*, un attributo che permetta di identificare i meccanismi genetici di innesco e propagazione del fenomeno (Nisio, 2003).

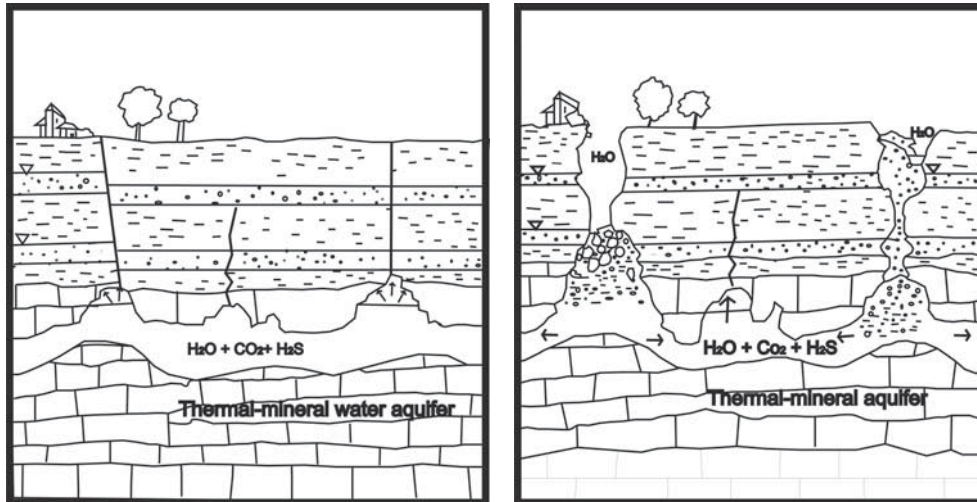


Fig. 2 - Meccanismo genetico per la formazione di un sinkhole, nel caso in cui si ipotizza un basamento carbonatico con la formazione di una cavità carsica nel bedrock.

## 2.2 L'influenza del bedrock carbonatico

Nello studio di numerosi casi di *deep piping sinkholes* è emerso che il motore responsabile della formazione degli sprofondamenti è la presenza di una cavità all'interno del bedrock che progredisce verso l'alto attraverso un condotto cilindrico (*pipe*) mediante l'azione meccanica e dissolvente di acque termo-minerali, in pressione che risalgono dal basso [fig. 2; NISIO, 2003; 2008; NISIO *et al.* 2005; CARAMANNA *et al.* 2007].

La cavità profonda, è ubicata, in un gran numero di casi censiti, all'interno di un basamento carbonatico. In molti altri casi, tuttavia, non si è riusciti a definire la profondità nonché la litologia ospitante un'eventuale cavità di origine.

Molti esempi di casi in cui è stata accertata una cavità all'interno di bedrock carbonatici provengono dalla Toscana, in cui è diffusa la litologia del Calcere Cavernoso (breccia calcarea altamente carsificabile), altri casi dal Lazio, Abruzzo, Campania e dalla Liguria (NISIO, 2008).

Tuttavia sono emersi dalle ricerche alcuni casi di sinkhole in cui non è certa la presenza, nè l'influenza di un bedrock carbonatico al di sotto delle coperture.

In questi casi la profondità del basamento carbonatico, al di sotto della copertura terrigena, è talmente elevata da risultare influente al fine del risentimento in superficie. In tale ambito si collocano i numerosi casi di sprofondamenti avvenuti in aree vulcaniche.

Alcuni esempi in tal senso provengono dalla provincia di Roma e sono quelli di Artena e Colleferro [fig. 3 e 4]. In tali aree depressioni, di forma sub circolare con diametri compresi tra 75 m-160 m e con profondità comprese tra 15 e 40 m, si aprono all'interno di sedimenti piroclastici; il substrato sembra attestarsi a profondità superiori ai 150-200 m [fig. 5; NISIO, 2008].

Altro caso è costituito dai sinkholes di Passerano-Galliciano nel Lazio (Roma) che si aprono nelle piroclastiti del vulcanismo albano, la profondità del substrato non risulta attestata; sondaggi spinti sino a 90 attraversano varie formazioni piroclastiche (NISIO, 2008).



*Fig. 3 - Panoramica del sinkhole della Puzzariga, Artena.*



*Fig. 4 - Panoramica della depressione Ara Loveso (Colferro - Roma).*



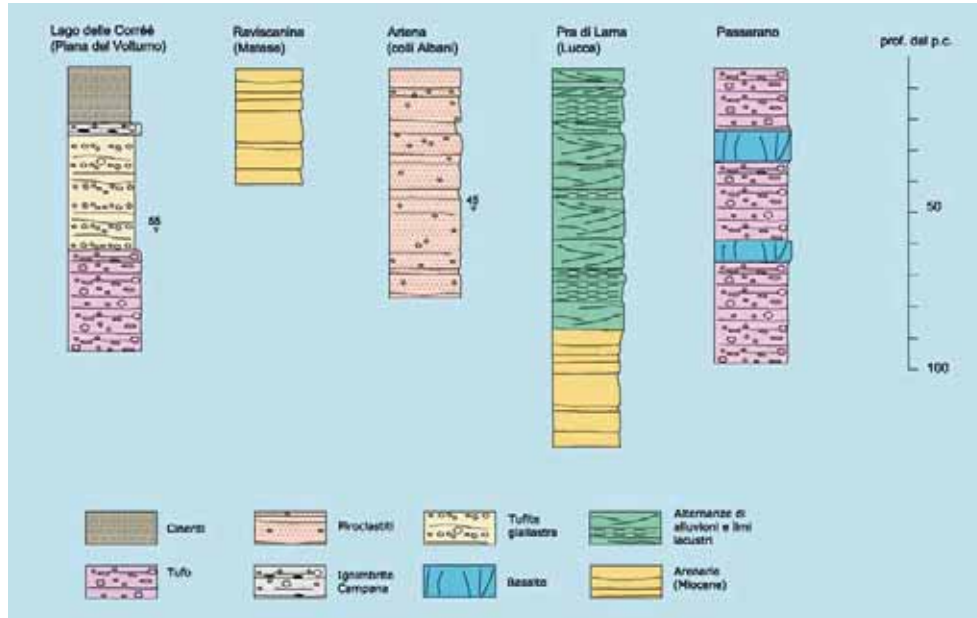


Fig. 5 - Stratigrafie in alcune aree soggette a fenomeni di sinkhole.

Il caso del lago delle Corree, presso Vairano Scalo (Caserta) risulta tra quelli più didattici. Il lago (180 m di diametro), interpretato in passato come maar viene attualmente ascritto alle fenomenologie da sinkhole (DEL PRETE *et al.* 2004; NISIO, 2008), i sondaggi geognostici, spinti a 135 m dal piano campagna incontrano piroclastici caratterizzate da differenti resistenze (fig. 5).

Parimenti sono menzionabili gli esempi delle Fosse Falerne (Mondragone, Caserta) e del Lago di Carinola (fig. 6) dove alcune depressioni a forma sub-circolare o gemellata (230-390 m di diametro) si aprono su terreni vulcanici, alla base dell'edificio vulcanico di Roccamonfina, anche in questo caso lo spessore delle piroclastiti potrebbe superare i 200 m. Infine, fenomeno peculiare è, in provincia di Salerno, il caso della Fossa di S. Vito, depressione sub-circolare con dimensioni di circa 200 m di diametro e 15 di profondità, ubicata nella piana del Fiume Sarno (presso l'abitato di Sarno) al di sopra di piroclastiti di scarsa e media consistenza (GUARINO & NISIO, 2007a; NISIO, 2008).

Oltre a tali casi, formati su litologie piroclastiche, si aggiungono alcuni sinkholes in cui il substrato sembra essere costituito da litologie arenacee, quali la formazione del Macigno (caso sinkhole Pra di Lama; NISIO *et al.* 2004; NISIO, 2008, 2008a;) e da associazioni arenaceo-pelitiche mioceniche (sinkhole di Raviscannina; GUARINO & NISIO, 2007b).

Pertanto alla luce di quanto esposto permane la possibilità che l'eventuale cavità profonda, motore dello sprofondamento, possa non essere presente o essere ubicata su litologie non carsificabili.

### 2.3 Le caratteristiche fisico-meccaniche della copertura

I parametri fisico-meccanici dei terreni di copertura che possano indurre il suddetto processo di sifonamento dal basso (*deep piping*), nonché liquefazione di alcuni orizzonti,





Fig. 6 – Panoramica del Lago di Carinola [Caserta].

non sono ancora noti con assoluta certezza. I terreni di copertura maggiormente interessati da questo processo sembrano avere grandi range di valori delle caratteristiche fisico-meccaniche.

I terreni coinvolti negli sprofondamenti possono presentare caratteristiche molto diverse sia granulometriche che di plasticità. Anche le condizioni di addensamento possono variare e condizionare l'evoluzione del fenomeno.

Le analisi svolte hanno mostrato che gli sprofondamenti hanno interessato terreni alluvionali, ma anche terreni piroclastici.

Tra i primi si passa dalle sabbie limose non plastiche ai limi argillosi di bassa o media plasticità, alle argille di alta plasticità, in uno stato di addensamento da medio ad elevato.

I loro parametri geotecnici sono rappresentati da valori del peso di volume variabile tra 17 e 19 KN/m<sup>3</sup>, angolo di attrito in tensioni efficaci pari a 20-25° con coesione di 5-20 KN/m<sup>2</sup> per i terreni argillosi.

Per i terreni sabbiosi e limosi pur presentando pesi di volume dello stesso ordine di grandezza di quelli argillosi, hanno angoli di attrito superiori fino a 30°-33°, ma coesione da nulla a 10KN/m<sup>2</sup>.

Tra i terreni piroclastici i fenomeni di sprofondamento hanno interessato quelli pozzolanici. In questo caso è lo stato di addensamento a condizionare fortemente i parametri di resistenza al taglio. Infatti quando indisturbati, i terreni pozzolanici, per la loro forma sono dotati di angoli di attrito sempre superiori ai 35° che possono raggiungere i 40°-43°. La coesione ovviamente è nulla negli strati a granulometria sabbiosa poco limosa mentre può raggiungere i 10-20 KN/m<sup>2</sup> nei livelli a granulometria più ricca nelle frazioni limoso-argillose, anche se non in grado di conferire plasticità al terreno.

In considerazione dell'elevata porosità il peso di volume è compreso tra 17 e 18 KN/m<sup>3</sup>. Dove i terreni pozzolanici sono alterati le caratteristiche di resistenza al taglio si riducono con valori dell'angolo di attrito generalmente non superiori ai 35° con coesioni quasi sempre nulle [tab. 1].

Tabella 1 - Parametri geotecnici dei terreni interessati da sprofondamenti.

Terreno coinvolto	Peso di Volume	Angolo di attrito	Coesione
Argille- argille limose	17-19 KN/m <sup>3</sup>	20°-25°	5-20 KN/m <sup>2</sup>
Limi -sabbie	17-19 KN/m <sup>3</sup>	30°-33°	0-10 KN/m <sup>2</sup>
Piroclastiti	17-18 KN/m <sup>3</sup>	35°-43 °	0-20 KN/m <sup>2</sup>

Nei casi studiati in cui i fenomeni di sinkholes si originano al di sopra di coperture costituite da diversi orizzonti con caratteristiche diverse si può propendere per un'ipotesi di più orizzonti liquefabili all'interno dell'intero pacco.

Ad avvalorare questa possibilità è il fatto che in aree suscettibili ai fenomeni di sprofondamento sono state individuate in differenti casi cavità, in sondaggio a varie profondità all'interno di differenti litologie.

#### 2.4 Correlazioni con sistemi di faglia/frattura

Non tutti gli Autori sono concordi nell'ipotizzare una connessione tra innesco di sinkholes e presenza di faglie/ fratture attraverso la copertura terrigena.

Dagli studi svolti questa relazione sembra sussistere e numerosi sono gli esempi in cui questo è avvenuto (fig. 7; NISIO, 2008).

A sostegno di questa ipotesi si possono fare alcune osservazioni (nei casi in cui è presente il basamento carbonatico influente nel processo di formazione).

La prima è l'osservazione che molte delle aree suscettibili ai sinkholes sono ubicate in pianure con abbondante circolazione idrogeologica e nelle immediate vicinanze di sorgenti con portata di alcuni metri cubi caratterizzate da acque termo-minerali (fig. 8).

Inoltre molti dei sinkholes censiti si sono originati al di sopra di una copertura semi-permeabile o impermeabile di cospicuo spessore (oltre i cento metri; fig. 9).

I processi di *suffosione* e *piping* sono molto diffusi in ambiente carsico (BECK, 1984, 1988, 1989; BECK & WILSON, 1987; FORTI, 2002) ma i sistemi carsici termo-minerali difficilmente inducono fenomeni di *piping sinkhole* o *deep piping sinkhole*.

Il motivo va ricercato nelle caratteristiche intrinseche degli acquiferi termo-minerali: infatti spesso le cavità carsiche si sviluppano molto al di sotto della superficie del piano campagna e pertanto è difficile che esse inducano a crolli e/o piping tali da essere risentiti in superficie.

Inoltre gli acquiferi termo-minerali sono spesso confinati, con al tetto coperture impermeabili o quasi, che impediscono la filtrazione dell'acqua superficiale verso il basso e rendono impossibile il progredire dei processi carsici, attivi nel basamento carbonatico, verso la superficie.

Bisogna considerare anche che i processi carsici attivi in acquiferi termo-minerali raramente causano solo dissoluzione ma il processo più diffuso e prevalente è la *dissoluzione incongruente* (dissoluzione + deposizione), in cui la rideposizione dei carbonati all'interno delle cavità carsiche prodotte determina un aumento della resistenza delle rocce (FORTI, 2002).

Altresì un acquifero carsico termo-minerale può divenire un importante fattore predisponente del *piping* quando: l'acquifero non è confinato e quando la copertura non presenta elevato spessore.

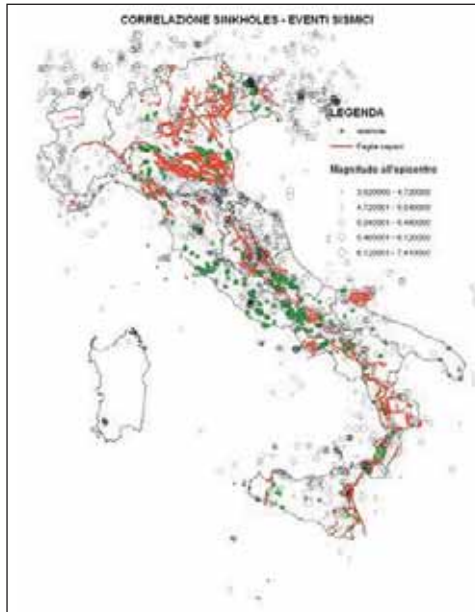


Fig. 7 - Correlazione tra sinkholes e faglie attive.

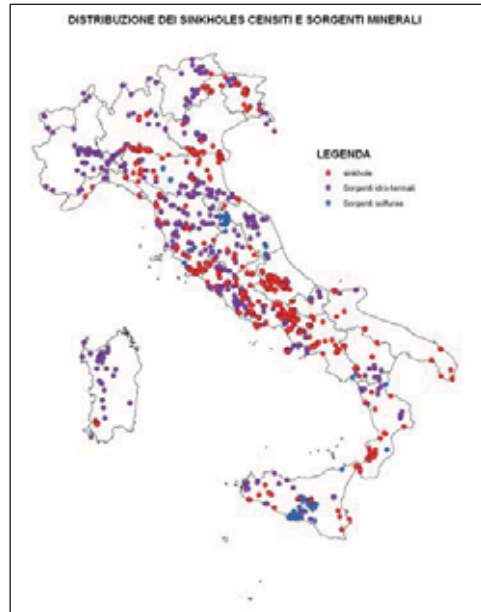


Fig. 8 - Correlazione tra Sinkholes e sorgenti minerali e solfuree.

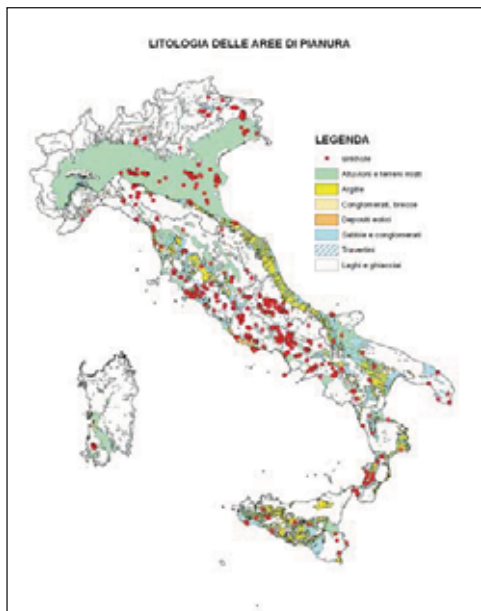


Fig. 9 - Sedimenti costituenti le aree di pianura su cui si verificano i sinkholes.



Fig. 10 - Complessi idrogeologici su cui si impostano i sinkholes; la maggior parte dei fenomeni si originano su acquiferi imprigionati.

Inoltre è necessario che l'evoluzione delle cavità in profondità proceda secondo la sola dissoluzione/corrosione o al massimo attraverso una dissoluzione incongruente in cui il processo di deposizione sia del tutto subordinato rispetto a quello della dissoluzione.

Tuttavia, osservando i casi di sinkhole censiti, ci si rende conto che i casi più peculiari non presentano queste caratteristiche: molti sinkholes si sviluppano in sistemi confinati (fig. 10), in cui, per quanto esposto, non dovrebbe essere possibile lo sviluppo della cavità verso l'alto in quanto le cavità sono totalmente disconnesse dai processi superficiali.

Per tentare di spiegare come questo processo possa verificarsi in natura è da tenere, inoltre, in considerazione che nei casi di *deep piping sinkhole* si assiste alla presenza di un acquifero multistrato con delle falde superficiali generalmente non mineralizzare.

Qualora inoltre si realizzassero processi di miscelazione delle acque tra acque di infiltrazione e acque termo-minerali di provenienza profonda si potrebbe assistere all'aumento della corrosione ipercarsica (FORTI, 2002).

Altra considerazione è che nelle *sinkhole prone areas* si registrano grandi quantità di CO<sub>2</sub> e di H<sub>2</sub>S; la presenza di grandi quantità di gas nelle acque, liberate all'interno delle cavità carsiche profonde, causa l'evoluzione di importanti vuoti e di cupole da corrosione per condensazione soprattutto nei punti dove il grado di fratturazione della roccia è maggiore. Difatti le zone a più densa fratturazione sono anche quelle lungo cui avviene la maggiore infiltrazione delle acque meteoriche nonché quelle riferibili a piani di faglia o frattura; lungo gli stessi piani di fratturazione potrebbe avvenire la miscelazione delle acque degli acquiferi a chimismo differente.

Qualora si verificasse, congiuntamente, un abbassamento della superficie piezometrica al di sotto dell'interfaccia substrato/copertura, i terreni soprastanti il substrato, posti ai margini di un'ipotetica cavità iniziale, subirebbero una sorta di rottura idraulica a causa della perdita delle forze di galleggiamento e dell'aumento del gradiente della pressione di poro, generando così una propagazione verso l'alto del vuoto iniziale, internamente ai terreni di copertura stessi (THARP 1995, 1997, 1999, 2000).

Pertanto se si ammettesse l'azione combinata della corrosione al di sopra della zona termale saturata, della corrosione ipercarsica per miscelazione di acque a differente chimismo, nonché della risalita, delle oscillazioni della tavola d'acqua all'interno di piani di faglia si assisterebbe ad una associazione di fattori predisponenti tali da giustificare fenomeni di piping e suffosione all'interno di acquiferi confinati.

In un sistema siffatto i punti in cui avviene la miscelazione delle acque sono punti nevralgici del sistema i cui le azioni meccaniche e chimiche si concentrano.

La presenza di tali punti si rende più plausibile qualora si ipotizzasse un sistema di fagliazione che coinvolgesse tutta o parte della copertura terrigena.

## 2.5 Il trasporto del materiale

Un problema ancora dibattuto in letteratura riguarda il trasporto e l'accumulo del materiale che collassa verso il basso. La comprensione del fenomeno è difficile anche perché esso è stato solo eccezionalmente oggetto di osservazione diretta. Il trasporto verticale del materiale, dalla superficie verso il fondo, è strettamente connesso alla propagazione verso l'alto delle cavità originatesi all'interno dei terreni di copertura.

Il terreno collassato può essere compattato o trasportato in profondità per processi gravitativi, andando a colmare cavità carsiche presenti nel substrato; esso però può anche subire, almeno parzialmente, un trasporto orizzontale (fig. 11), in presenza di un

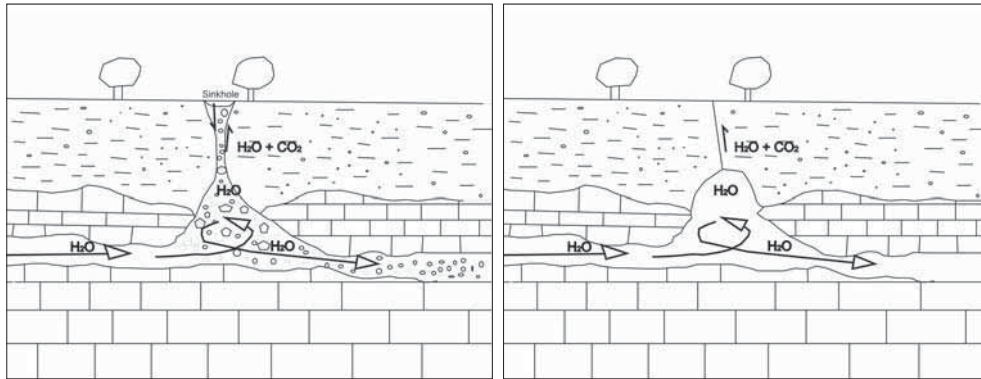


Fig. 11 - Il trasporto orizzontale, in cui si ipotizza un reticolo carsico in profondità.

vero e proprio circuito di drenaggio del materiale, ovvero di un reticolo carsico sotterraneo ben sviluppato e/o di paleo-reticoli carsici.

Il fattore che influenza in maniera determinante i movimenti verticali (dall'alto verso il basso) che avvengono lungo le fratture presenti nella copertura alluvionale, al tetto del substrato, è dato dalla posizione della superficie piezometrica e dalle sue oscillazioni [THARP, 1999; WHITE, 1995]. Quando la falda è ubicata al di sopra del tetto dell'interfaccia substrato/copertura, l'azione combinata delle forze di galleggiamento e della pressione idrostatica di contropinta, che agisce sui materiali posti al di sopra della cavità, unitamente al lento fluire del materiale nei condotti carsici, genera un ritardo dei processi di caduta del materiale di copertura [WHITE, 1995; TIHANSKY, 1999] determinando una lenta evoluzione del *sinkhole*.

Il trasporto orizzontale invece può avere luogo nel momento in cui, alla base dei condotti carsici sub-verticali (attraverso i quali avvengono i primi processi di caduta del materiale di copertura), si verificano le condizioni di presa in carico e di rimozione del materiale. Bisogna quindi ipotizzare delle vere e proprie modalità di trasporto solido che si localizzi alla base dei condotti sub-verticali e che, instaurandosi all'interno di cavità carsiche attive, evolva lungo delle direttrici orientate tangenzialmente.

In questo caso i materiali delle dimensioni della sabbia fine sono i più trasportabili, mentre quelli di dimensioni minori, essendo soggetti a coesione e/o flocculazione tendono ad agglomerarsi e a depositarsi, necessitando così di una maggiore energia da parte del corso d'acqua per essere rimossi dal fondo. Tuttavia le fasi di maggiore interesse per lo sviluppo di *sinkholes* sono quelle legate ad elevata energia dei corsi d'acqua sotterranei, vale a dire durante le piene e fasi alluvionali che risultano in grado di erodere e trasportare materiali anche grossolani. Le velocità di deflusso delle acque in cavità attive, raggiungendo anche velocità nell'ordine dei m/s, potrebbero infatti esplicitare un continuo trasporto del materiale sia sabbioso che argilloso attraverso le discontinuità. In queste condizioni, inoltre, nell'ipotesi in cui il condotto esistente presenti delle irregolarità, le variazioni del regime di flusso, traducendosi in fenomeni di turbolenza potrebbero, accelerarne i processi di erosione, interagendo con i materiali posti al di sopra dell'interfaccia copertura-substrato.

Problema ancora più grande è l'analisi di quei casi in cui non è possibile ipotizzare un reticolo carsico al di sotto della copertura con canali orizzontali attivi. In questi casi, in cui si

può solo prevedere una serie di orizzonti liquefatti, non è ancora chiaro come possa avvenire il trasporto di materiale.

## 2.6 La difficile attribuzione di alcune forme

Nello studio e censimento dei fenomeni di sinkholes ci si imbatte spesso in una serie di forme e di fenomeni che presentano tipologie e meccanismi genetici molto simili ai *deep piping sinkholes* ma che appaiono di difficile attribuzione per alcune peculiarità. Ne sono esempi alcune forme di degassamento, di dilavamento e suffosione ed alcune piccole polle con sorgenti. In particolare il confine tra fenomeni di sinkholes s.s. ed alcuni particolari tipologie di sorgenti appare molto sfumato. Tale difficile attribuzione ha portato alcuni Autori a suggerire per alcune di queste forme la classificazione ad esempio di spring sinkhole [CAPELLI *et al.* 2004; SALVATI *et al.* 2004].

In alcune aree di pianura, poste ad una certa distanza dalle dorsali di alimentazione, sono presenti difatti sorgenti ad acque dolci e/o mineralizzate che formano piccoli specchi d'acqua di forma sub circolare, che mostrano profondità di alcuni metri e pareti cilindriche. Tali sorgenti appaiono alimentate dal basso con acque in pressione che attraversano coperture semi-permeabili o impermeabili.

Altre forme di difficile attribuzione sono alcune "mofete", che possono essere confuse in alcuni casi con sinkholes. Le mofete sono una forma secondaria di attività vulcanica, consistenti in emissioni fredde di anidride carbonica che scaturiscono da dislocazioni presenti nel terreno. SANTI [1798, 1806] testimonia un uso passato del termine mofeta più generale, ovvero comprendente la risalita di gas composti, gas idrogeno per lo più solforato, di gas acido-carbonico, e da carbonico libero. Tale miscuglio, rispetto all'anidride carbonica pura, oltre a risultare velenoso per i minatori era anche più volatile, comprometteva l'integrità delle strutture portanti in legno ed era potenzialmente esplosivo

Vengono annoverate tra le mofete fenomeni di degassamento e risalita di acque dal profondo all'interno di cavità di forma sub circolare tra queste ad esempio è la mofeta dell'Acqua Puzza di Pienza [NISO, 2008].

## 2.7 La classificazione

Nella casistica italiana le forme da sprofondamento sono molte e all'interno di una unica tipologia si individuano molte sfumature.

Le classificazioni presenti nella letteratura straniera [WALTHAM *et al.* 1995] sono poco calzanti, per i casi censiti in Italia.

Molte delle forme di aree di pianura sembrano assimilarsi alle più semplici forme carsiche (*solution doline*, *subsidence doline*, *cover doline* etc) in cui lo spessore della copertura risulta contenuto e le litologie della stessa risultano per lo più permeabili per cui è possibile ammettere un processo di filtrazione verso il basso.

Nei casi invece in cui la copertura supera determinati spessori (50 m) e la composizione di questa presenta caratteristiche di impermeabilità si distinguono alcuni casi in relazione alla presenza o meno di un substrato carbonatico, alla presenza di acque di provenienza profonda dal basso, alla presenza di una falda superficiale.

In definitiva risulta ancora scarso il confronto con il mondo scientifico internazionale. La tipologia dei fenomeni di sprofondamento italiani sembra molto differente dai fenomeni di sinkholes descritti nella letteratura straniera, che risultano per lo più relativi a sprofondamenti da dissoluzione carsica, soprattutto per gli spessori contenuti delle coperture impermeabili o semi-permeabili coinvolte.



## 2.8 Gli eventi sismici quale cause innescanti

Tra le cause innescanti, gli Autori sottolineano spesso la possibilità di connessione tra un evento sismico, verificatosi il giorno stesso o alcuni giorni prima e la formazione dello sprofondamento.

Tuttavia, manca sovente una puntuale verifica dell'effettiva connessione tra evento sismico e sprofondamento; non è mai stata accertata, ad esempio, la relazione (se esiste) tra il tempo che può intercorrere tra il verificarsi di un terremoto, la sua intensità e la formazione di uno sprofondamento, né la distanza massima dall'epicentro alla quale (in relazione all'intensità del sisma) è possibile un risentimento sul terreno.

In realtà sono numerose le cronache, relative ai grandi terremoti appenninici, che descrivono l'apertura di voragini (possibili *sinkholes*).

La connessione è certa per voragini originatesi lo stesso giorno del sisma, ad una distanza contenuta entro alcune decine di Km dall'epicentro (come è avvenuto per la riattivazione del Lago Sinizzo, lo scorso 6 aprile 2009). Tuttavia, per eventi originatesi alcuni giorni dopo il sisma è difficile stabilire una reale connessione.

Alcune verifiche sono state condotte per la piana di S. Vittorino (CARAMANNA *et al.* 2006; NISIO, 2008; CENTAMORE *et al.* 2009), per l'area di Telesse (BN), dove il lago omonimo, originatosi in seguito all'evento sismico del 1349, risulta ubicato ad una distanza dall'epicentro di 65 km circa; altre depressioni formatesi in seguito all'evento sismico del 1805 sono poste ad una distanza di circa 32 km (NISIO, 2008).

Il sinkhole di Camaiole (Lucca), originatosi nel 1995, è stato correlato ad un episodio sismico avvenuto qualche giorno prima, con epicentro in Lunigiana (BUCHIGNANI, 2002; BUCHIGNANI & CHINES, 2002; D'AMATO AVANZI *et al.*, 2002). La distanza dall'epicentro al sito è risultata di 33 km.

## 3. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

La ricerca sui *sinkholes* in aree di pianura in Italia ha permesso di censire circa 850 casi distribuiti in 170 aree suscettibili, localizzate in varie regioni, con maggiore diffusione nell'Appennino centrale.

Nel censimento sono stati considerati soltanto gli sprofondamenti naturali che interessano terreni sciolti (coperture, sedimenti alluvionali, marini, terreni piroclastici).

Per quanto riguarda i contesti geologico-geomorfologici nei quali si riscontrano i *sinkholes*, essi possono essere ricondotti a pochi tipi principali: i *sinkholes* si sviluppano quindi prevalentemente nei contesti nelle conche intramontane, o nelle grandi pianure (sia interne che costiere) e lungo i loro bordi. Un dato interessante scaturisce dall'esame dei terreni coinvolti: fatta eccezione per alcuni casi, soprattutto in Puglia ed in Sicilia (dove affiorano calcareniti), quasi tutte le fenomenologie censite hanno evidenziato la presenza di sedimenti fini alluvionali, o di piroclastiti rimaneggiate granulometricamente assimilabili a limi, limi sabbiosi e sabbie. Solo in pochi casi, gli sprofondamenti interessano travertini e depositi più grossolani di conoide.

Relativamente al substrato, esso è quasi sempre costituito da calcari mesozoici; in pochi casi (Toscana, Calabria, Campania), il substrato profondo è costituito da terreni ad alta componente argillosa, con bassi valori di permeabilità. Per quanto riguarda la profondità del substrato, in numerosi casi esso viene riscontrato generalmente a più di 50 metri dal p.c., sino ad oltre 80-100 metri.



Per quanto riguarda l'assetto idrogeologico, la falda risulta spesso affiorante o sub-affiorante, come testimoniato dalla frequente formazione di laghi, talora perenni; tuttavia nelle diverse aree interessate dagli sprofondamenti, viene frequentemente segnalata la presenza di falde in pressione, provenienti da acquiferi multistrato. Pertanto la maggior parte dei sinkholes si origina in sistemi termo-minerali confinati.

Questo primo censimento dei *sinkholes* nelle aree di pianura italiane ha permesso di effettuare alcune considerazioni sulla genesi di tali fenomeni, partendo dall'osservazione dei fattori causali geologici e geomorfologici che accomunano le aree studiate. Nonostante ciò rimangono aperti molti problemi legati alla presenza e allo sviluppo di eventuali cavità poste in profondità. La genesi dei vuoti o delle liquefazioni profonde rimane ancora controversa; in alcuni casi, i ricercatori tendono ad attribuire la formazione dei *sinkholes* alla risalita di fluidi dal substrato, lungo faglie attive. In altri casi, si tende, invece, ad escludere questa possibilità per la notevole profondità del bedrock carbonatico, pur ammettendo la possibilità di fenomeni di liquefazione da imputare a scosse sismiche o alla variazione del carico idraulico della falda.

Meno chiare sono risultate le relazioni con gli eventi sismici: difatti il passaggio di onde sismiche può provocare in un terreno granulare saturo, unitamente al rapido cambiamento dell'assetto dei granuli, anche un incremento della pressione di poro. Se questa raggiunge i valori della pressione litostatica determinata dal carico dei materiali soprastanti, si produce la liquefazione del terreno. In alcuni casi particolarmente favorevoli, tale fenomeno può anche tradursi nella fuoriuscita violenta di sabbia mista ad acqua dal terreno, con formazione di vulcanelli di sabbia/fango ed eventuali sprofondamenti associati.

La contemporaneità con gli eventi sismici è stata verificata soltanto per alcuni casi con riferimento ai dati attualmente disponibili.

La raccolta di ulteriori dati stratigrafici, idrogeologici e geotecnici costituisce certamente un passo di fondamentale importanza per poter chiarire la genesi dei *sinkhole* nelle aree di pianura, e per poter effettuare le prime zonazioni di pericolosità/rischio associati a questi fenomeni. I *sinkhole* si sviluppano, infatti, frequentemente in zone pianeggianti, ovvero in zone utili per l'urbanizzazione o già urbanizzate. In diversi casi, essi hanno storicamente già manifestato il loro potenziale distruttivo, coinvolgendo strutture ed infrastrutture antropiche.

#### BIBLIOGRAFIA

- BECK, B. F., [1984] - *Sinkholes: Their Geology, Engineering and Environmental Impact*. Proceedings of the First. Multidisciplinary Conference on Sinkholes, Orlando, FL.; Rotterdam, Netherlands, A.A. Balkema, Publisher, 429 pp.
- BECK, B. F. [1988] - *Environmental and Engineering Effects of Sinkholes—the Processes Behind the Problems*. 21<sup>st</sup> Meeting of the International Association of Hydrogeologists in Guilin, China, October, 1988. 8 pp.
- BECK, B. F., [1989] - *Engineering and Environmental Impacts of Sinkholes and Karst*. Proceedings of the Third Multidisciplinary Conference, St. Petersburg Beach, FL, October 2-4, 1989, 392 pp.
- BECK, B. F. & JENKINS, D. T. [1985] - *Geotechnical Considerations of Sinkhole Development in Florida*. International Symposium of Environmental Geotechnology, April 21-23, 1986, Allentown, PA, 8 p.

- BECK, B. F., & WILSON, W. L. (1987) - *Karst Hydrogeology: Engineering and Environmental Applications*. Proceedings of the Second Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Environmental Impacts of Karst, Orlando, FL, Rotterdam, Netherlands, A.A. Balkema, Publisher, 429 pp.
- BUCHIGNANI V. (2002) - *Indagini relative al fenomeno di crollo verificatosi nell'ottobre 1995 in località "le Funi" Camaione capuologo, rapporto di aggiornamento 2001*. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 202-209.
- BUCHIGNANI V. & CHINES C. (2002) - *Indagini relative al fenomeno di crollo verificatosi nell'ottobre 1995 in località "le Funi" Camaione*. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 176-201.
- CAMPOBASSO C., GRACIOTTI R., NISIO S. & LETIZIA V. (2004) - *Il progetto sinkhole: le attività svolte dal Dipartimento Difesa del Suolo dell'APAT*. 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". 171-188.
- CAPELLI G., COLOMBI A. & SALVATI R. (2001) - *Catastrophic subsidence risk assessment. A conceptual matrix for sinkhole genesis*: in Geotechnical and Environmental applications of karst geology and hydrology. Beck B.F. and Gayle Herring J. Eds., Balkema, The Netherlands
- CARAMANNA G., CIOTOLI G., FERRELLI L., GUERRIERI L., NISIO S., VITA L., VITTORI E. (2006) - *Relazioni tra strutture sismogenetiche, eventi sismici e fenomeni di sinkhole: un approccio metodologico in Appennino centrale*. Mem. Descr. Carta Geol. It, Vol. LXXI, 121-122.
- CARAMANNA G., CIOTOLI G., NISIO S., VITA L. (2006) - *I fenomeni di sinkholes in Italia: inventario dei fenomeni naturali ed alcuni casi di studio*. Mem. Descr. Carta Geol. It, Vol. LXXI, 123-124.
- CARAMANNA G., CIOTOLI G., NISIO S. (2008) - *A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas*. Journal of Natural Hazard, 45, 145- 172, DOI 10.1007/s, 11069-007-9165-7.
- 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.
- CENTAMORE E., NISIO S. & ROSSI D. (2004) - *Aspetti geologico-strutturali in relazione alla formazione della "sinkhole plain" 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", 285-298.
- CENTAMORE E., NISIO S. & ROSSI D. (2009) - *The San Vittorino Sinkhole Plain: relations between bedrock structure, sinking processes seismic events and hydrothermal springs*. Boll. Soc. Geol. 128, 3.
- 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*. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 154-175.
- FAIRBRIDGE (1968) - *The Encyclopedia of Geomorphology*. Ed. Reinhold, New York, 1968, 1295 pp.

- FORTI P. (2002) - *Evoluzione ipercarsica all'interno di acquiferi termali e in rapporto a possibili problemi di suffosione*. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 11-26.
- GUARINO P.M., NISIO S. (2007 a) - *Sinkholes in the Sarno Plain area*. Fst Sesto Forum italiano di Scienze della Terra. Vol. Abs.2, 244, Rimini 12-14 settembre, 2007.
- GUARINO P.M., NISIO S. (2007 b) - *Natural sinkhole phenomena in the Volturno Valley (CAMPANIA)* Fst Sesto Forum italiano di Scienze della Terra. Vol. Abs.2, 244 Rimini 12-14 settembre, 2007.
- 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., 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 fenomeni 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.
- 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.
- SALVATI R. & SASOWSKY I.D. (2002) - *Development of collapse sinkhole in areas of groundwater discharge*. Journal of Hydrology, 264, 1-4. Amsterdam : Elsevier, Jul., 30, 2002.
- SANTI G. (1798) - *Viaggio secondo per le due provincie senesi che forma il seguito del viaggio al Montamiata*. Ranieri Prosperi stamp., 1798, 451 pp.
- SANTI G. (1806) - *Viaggio Terzo per le due provincie senesi che forma il seguito del viaggio al Montamiata*. Ranieri Prosperi stamp, pp182.
- THARP T.M. (1997) - *Mechanism of formation of cover collapse sinkhole*. Proc. 6<sup>th</sup> Multidisciplinary conference of sinkhole and the engineering and Environmental Impact of Karst: 29 -36, Balkema, Rotterdam.
- THARP T.M. (1999) - *Mechanism of upward propagation of cover collapse sinkhole*. Engineering Geology, 52: 23-33.
- THARP, T. M. (2000) - *Cover-collapse sinkhole formation and piezometric surface draw-down*. P.E. LaMoreaux and Associates, Louisville, Kentucky.
- TIHANSKY, A. B. (1999). - *Sinkholes*. West-Central Florida. 121-141.
- WALTHAM T., BELL F. & CULSHAW M. (2005) - *Sinkholes and subsidence. Karst and cavernous rocks in engineering and construction*. Springer, 382 pp.
- WHITE W.B. (1988) - *Geomorphology and Hydrology of carbonate terrains*. University Press, Oxford, 464 pp.

## CAN SUBAERIAL POCKMARKS EXIST?

di Cremonini S.

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

---

### 1. A PREVIOUS CASE

In 1985-86 some peculiar features of the local stratigraphic units were found (CURZI *et alii*, 1987) during the construction of an important gas pipeline south of Faenza (RA) on the Middle Pleistocene “erosional glacis” (pediment) of the Apennine foothills (CREMASCHI, 1983).

Some of these were pedological features (highly convolute Fe-Mn nodules horizons) of a paleosol (“Suolo a cuspidi” *Auctorum*) with gilgai features (CREMASCHI, 1985) dating back to the end of the Riss/Würm Interglacial period or to the beginning of the Würm Glacial (ANTONIAZZI & CREMASCHI, 1987). The soil was supposedly partially covered by a more recent, buried paleosol (Villagrappa 1 Auct.) not reliably dated (FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1991, 1996).

Other features were considerable pseudconical depressions (i.e. funnel-like) characterising the A horizon of another buried soil lying atop the Marzeno-Samoggia alluvial fan. They were located closer to the riverbed and at the same elevation as the previous paleosols. This soil (Paleosuolo di S. Martino) was less developed than the former (i.e. rich in organic matter, with a well-developed pedostructure and CaCO<sub>3</sub> nodules) and was the ground level for the Neolithic age settlement (FRANCESCHELLI & MARABINI, 2007), now OSL dated 6980-/+700 y (GALLI *et alii*, 2006a; GALLI *et alii*, 2006b).

The funnel depressions had a subelliptical plan section (1-10 m wide, 0.5-5 m deep) and were 20-100 m far from one another. The soil thickness (10-20 cm) highlighted the characteristic funnel form, possessing a prominent lower appendix (CURZI *et alii*, 1987). The depressions axes were vertical and orthogonal to the layering.

Due to their strong resemblance to pockmarks they were immediately interpreted as such. Thus the depressions cluster was identified as a subaerial pockmarks field originating from the degassing activity of the Pliocene marine “Argille Azzurre” Formation. This formation lies at a low depth and dips towards the Po plain accordingly to the Apennine chain’s main vergence. The permeable strata set representing the preferential pathway for the seeping fluids could be the littoral beach sands of the “Sabbie Gialle” Formation *Auctorum*, dating to the end of Lower Pleistocene (Formazione delle Sabbie di Imola: AMOROSI *et alii*, 1998). The overlying fine-grained Formazione di Omatello seals the Sabbie Gialle strata set.

It is worthwhile remembering that the *pocks*-cluster lies 400 m from the current river’s right bank and only characterises the most recent sediments of the apical alluvial fan. In the Lower Holocene the fan was still slightly aggrading during the last silting activity phase prior to starting its entrenchment and terracing. Hence, if the funnel depressions had

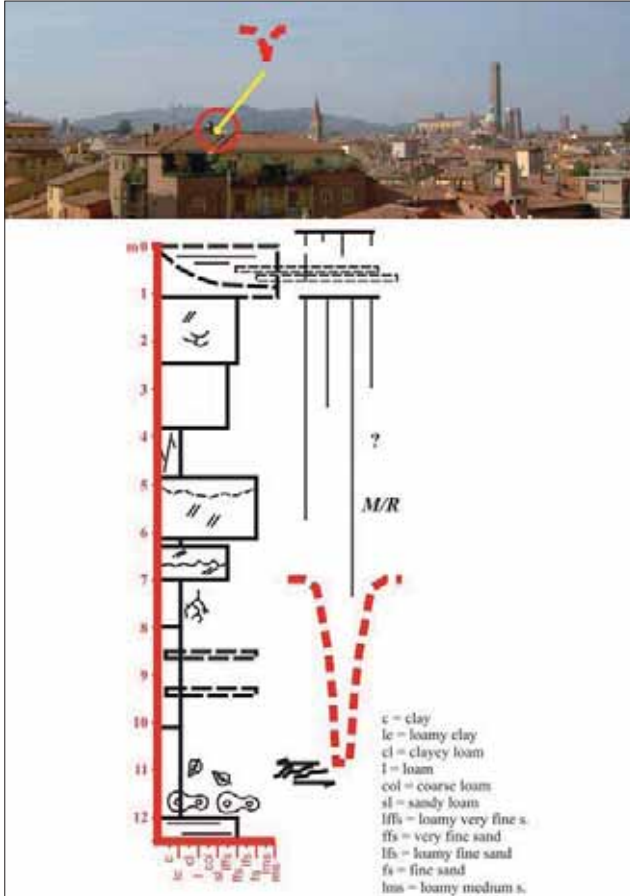


Fig. 1 - The local stratigraphic setting of the "mark".

been generated by an ordinary lateral-suffusion process (for example, linked to the river draining action due to talweg erosion) then they would be much more recent than the Neolithic age, as indicated by the uppermost 70cm-thick sediments [silty fine sand to silty clay splay sequence]. On the contrary, if the depressions had been real *pockmarks*, the significance of those last sediments could point to two different possibilities: i) *pockmarks* genesis post-dates the last sedimentation episode; ii) *pockmarks* activity began before and continued after the last sedimentation, persisting over the same vertical location. Photographs simply indicate the persistence of funnels morphometric characteristics along the vertical axis, exactly as in true *pockmarks*.

## 2. "TO SEE OR NOT TO SEE" : ANOTHER CASE?

In the Summer of 2006 a "mark" similar to the above described ones was observed in a building site located in the immediate outskirts of Bologna, on the foothill front, lying at an elevation of about 110 m. asl. The buried paleosol was highly immature and very thin (about 10 cm). Due to the ongoing works, it was not possible to provide a more detailed study and sampling than what is shown here.

The geometrical axis of the mesostructure was vertical in this case as well. The preserved structure was about 4m high and 4-5m in diameter at the lower inception of the funnel. Even if it was a real pockmark its genetic age is unsure. In fact, it appeared in the core of a stratigraphic 12m-thick interval (but eroded in the uppermost part), consisting of flood plain fine-grained sediments, probably not far from the coeval sea (Membro di Fosso Veggia = Qm3b/a-p.facies ass: AMOROSI *et alii*, 1998). This interval is included between two coastal sands cycles (Sabbie di Imola) assigned to OIS 22 (0.9 -/+ 0.1 Ma) (CYR & GRANGER, 2008) or to 0.7-0.75 Ma (AMOROSI *et alii*, 1998). The whole formation was horizontal but, exactly on the observed site, a gentle fold starts to originate a 28° dipping towards today's alluvial plain (dip-direction: NB°W) and the city. This folding generated various subhorizontal 30cm-thick shear bands.

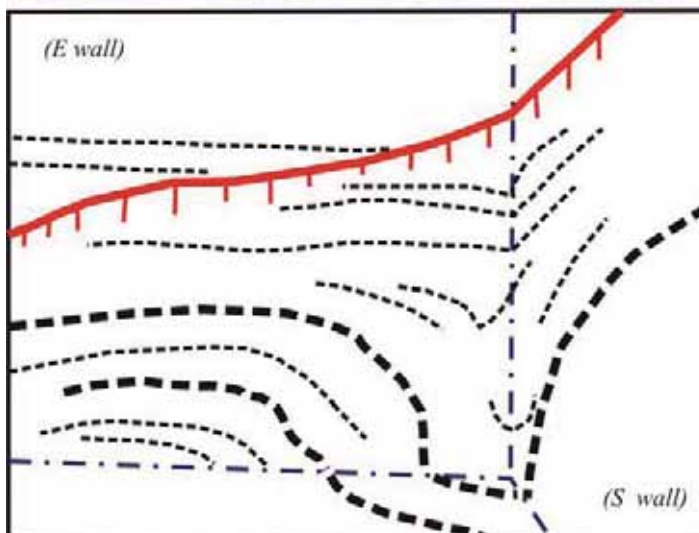


Fig. 2 - The supposed fossil "mark".



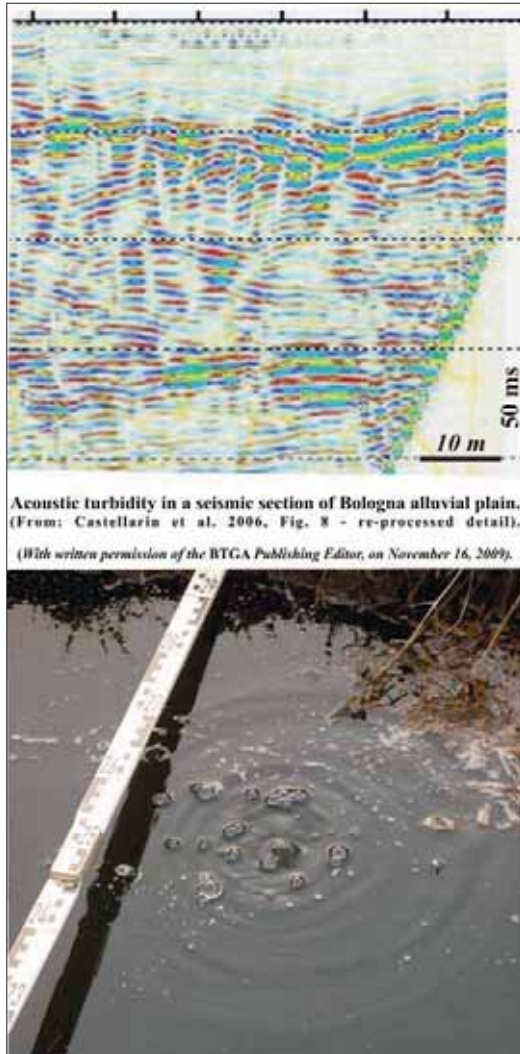


Fig. 3 - Small underground gas concentrations in the alluvial plain.

Poor evidence of a Mid-Pleistocene geosol B/C or C horizon (Fersiallitic soil ?; CREMASCHI, 1987) were preserved at the top of the fine interval. No pedological analyses were performed, hence the correlation between site pedostratigraphy and the regional reference-scales (8 middle Pleistocene paleosols in FARABEGOLI & ONOREVOLI, 1996; CREMASCHI, 1987) is now impossible.

It is likely that the “mark” shown in the central photograph was a sindepositional mesostructure, as no coarse-grained continental sediments occur in its core filling, similar to those characterizing the alloformations postdating the Imola Sands Formation. Thus the evidence is definitely debatable, albeit interesting.

In 1978 by the beaches of Treporti-Lido del Cavallino (Venice) a sudden gas outburst was heard and a little “spot” in the beach was generated (CONTI *et alii*, 2002) with an inner hot water spring (43°C).



Recently, pockmarks have been suggested as being recognised in high-resolution seismic sections (MARTELLI, 2005) in an area located over the depocentral axis of the Bologna Syncline. Those structures could be small in size but are surely comparable to those of the lacustrine environment (NETOFF *et alii*, 2005). From the '30 the existence near Corpo Reno (Ferrara) is known of a clearly evident and continuous methane natural seepage at ground level (CASTELLARIN *et alii*, 2006), in one among the most old exploited gas fields in Italy. In this case the local inhabitants do not remember natural gas outbursts. Other natural seeps in Emilia-Romagna plains are known from a long time span (SSR-RER, 2007).

If the pockmarks exist also in emerged areas, why they are never currently recorded? The question is an altogether open one.

### 3. THE PROBLEM

Pockmarks as degassing structures have been known about for at least four decades. They only characterise subaqueous environments (i.e. marine and lacustrine) and develop at the basin bottom (water/sediment boundary) (JUDD & HOVLAND, 2007; GAY *et alii*, 2004; NETOFF *et alii*, 2005). They are related to both stress fields (tectonics, halocynetics) and sedimentary basin dewatering (polygonal faulting, etc.).

Recently, a question has been put forward (CASTELLARIN *et alii*, 2006) as to whether the natural degassing of the Po plain sedimentary succession could originate morphological features such as marine pockmarks (at least from the functional standpoint) in the present continental domain and, therefore, whether an analogy could be made with the hollows-clusters (suffusion phenomena) recorded on today's emerged alluvial plains. However, in the two environments different geotechnical parameters and surface sediment conditions occur. The continental sediments are indeed fine, cohesive and unsaturated (close to the surface, at any rate) and cannot react mechanically like marine muds. Hence, subaerial environmental degassing may be favoured by various kinds and degrees of sediment permeability and by lower confinement pressure: these factors constrain the paroxysmic character of gas uprising and seepage. The process could be the same in both environments, and its morphological expression alone might differ: the name alone could be lacking.

If the above-mentioned examples are reliable then they could indicate very peculiar and unusual local environmental conditions for subaerial sediments. Nonetheless, they are evidence of the ancient age of these phenomena and state their independence from human activities.

Elements of incorrectness?

### REFERENCES

- AMOROSI A., CAPORALE L., CIBIN U., COLALONGO M., L., PASINI G., RICCI LUCCHI F., SEVERI P., VAIANI S.C. (1998) - *The Pleistocene littoral deposits (Imola Sands) of the Northern Apennines piedmont*. Giorn. di Geol., 60, 83-118.
- ANTONIAZZI A. & CREMASCHI M. (1987) - *I paleosuoli con industrie di tecnica Levallois del paleolitico inferiore finale (nuovi dati)*. Alle origini della Romagna, Forlì, 2, 43-50.
- 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. Geofis. Teorica ed Applicata, 47/3, 271-298.
- CONTI A. STEFANON A. ZUPPI G. M. (2002) - *Gas seeps and rock formation in the Northern Adriatic Sea*. Continental Shelf Res., 22, 2333-2344.

- CREMASCHI M. (1983) – *Il Pleistocene litorale e continentale del margine pedeappenninico forlivese e la posizione stratigrafica dei siti del paleolitico inferiore ivi rinvenuti*. Le più antiche tracce dell'uomo nel territorio forlivese e faentino. Forlì, 33-43.
- CREMASCHI M. (1985) – *Depositi continentali pleistocenici del margine appenninico bolognese*. Materiali e Documenti per un museo della preistoria. S. Lazzaro e il suo territorio, Bologna, 55-59.
- CREMASCHI M. (1987) – *Paleosols and vetusols in the central Po Plain (Northern Italy)*. Milano, 306 pp.
- CURZI P. V., LENAZ R., MARABINI S., VAI G. B. (1987) - *Mesostrutture deformative tipo pockmark in un paleosuolo olocenico di Romagna*. Rend. Soc. Geol. It., 10, 38-40.
- CYR A. J. & GRANGER D. E. (2008) – *Dynamic equilibrium among erosion, river incision and coastal uplift in the Northern and Central Apennines, Italy*. Geology, 36, 103-106.
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1991) – *La sezione di S. Mamante (Faenza) nel quadro evolutivo neotettonico ed eustatico del Quaternario dell'Appennino romagnolo*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., 46, 417-432.
- FARABEGOLI E. & ONOREVOLI G. (1996) – *Il margine appenninico Emiliano-romagnolo durante il Quaternario: stratigrafia ed eventi*. Lenzi F., Menzioni G., [a cura di ], Lettere di Pietra. I depositi pleistocenici: sedimenti, industrie e faune del margine appenninico bolognese, Bologna, 39-64.
- FRANCESCHELLI C. & MARABINI S. (2007) – *Lettura di un territorio sepolto. La pianura lughese in età romana*. Università di Bologna, Dipartimento di Archeologia, Studi e Scavi, 17, Bologna, 224.
- GALLI A. PANZERI L. MARTINI M. SIBILIA E. VIGNOLA P. ANDÒ S. ROSSI P.M. (2006 b) – *Application of OSL dating for stratigraphic study of Late Glacial-Holocene sand levels in the Po Plain near Imola*. INQUA-SEQS 2006 “Stratigraphy and evolution of the alpine region in the European and global framework” – Milan, Abstract volume, p.109.
- GALLI A. PANZERI L. VIGNOLA P. ANDÒ S. MARTINI M. SIBILIA E. ROSSI P.M. (2006 a) – *OSL datings for the stratigraphic study of Late Glacial-Holocene sand levels in the Po Plain*. INQUA-SEQS 2006 “Stratigraphy and evolution of the alpine region in the European and global framework” – Milan. Poster Session.
- GAY A. LOPEZ M. COCHONAT P. SERMONDADAZ G. (2004) – *Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction – upper Miocene to recent sediments of the Lower Congo Basin*. Basin Research, 16, 101-116.
- JUDD A. & HOVLAND M. (2007) – *Seabed Fluid Flow. The impact on geology, biology and the marine environment*. Cambridge, 475 pp.
- MARABINI S., LENAZ R., VAI G.B. (1987) - *Pleistocene superiore e Olocene del margine pedeappenninico romagnolo*. Rend. Soc. Geol. It., 10, 33-37.
- 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, AA. 2002-2004], relatore Prof. E. Rabbi. [Inedita].
- NETOFF D. BALDWIN C. DOHRENWEND J. (2005) – *Continued activity and geomorphic evolution of fluid/gas escape structures in muddy surficial beds of the recently-exposed Hite delta, Southeastern Utah*. Geol. Soc. Am. Abstract with Programs, 37,6, 7.
- SSR-RER [Servizio Sanitario Regionale- Regione Emilia-Romagna] (2007) – *Il Radon ambientale in Emilia-Romagna*. Contributi alla Prevenzione nei luoghi di vita e di lavoro, 51, 4 sheets. 1 CD, 98 pp.
- VAI G.B. (1995) – *Introduzione alla geologia dell'Appennino nordorientale sulle orme di Scarabelli*. La Collezione Scarabelli, Bologna, 1, 154-177.

## MAY SUBCUTANEOUS EVAPORITES ENHANCE THE RISK OF SUFFUSION DOLINES? EXAMPLES FROM EMILIA ROMAGNA, PIEDMONT, APULIA (ITALY), CARDONA (SPAIN) AND SIBERIA (RUSSIA)

di Cremonini S.<sup>1</sup>, De Waele J.<sup>1,2</sup>, Forti P.<sup>1,2</sup>, Sanna L.<sup>2</sup>, Vigna B.<sup>3</sup>

### ABSTRACT

Evaporite rocks (mainly gypsum) crop out in many European regions and normally display a wide variety of both surface and underground dissolution landforms. On the contrary, when evaporite rocks are overlain by an even thin layer of more or less permeable material (sands, gravels etc.) the absence of turbulent flow of the percolating water does not allow for a great deal of dissolution. This can be explained by the fact that the dissolution of gypsum and halite is controlled by the diffusion from the water film in contact with the rock and the solution, which is negligible in absence of a turbulent flow. Thus, in normal conditions, the development of suffusion dolines in covered evaporite formations is a rare phenomenon.

There are, however, some factors that can ultimately lead to the formation of great sink-holes in very short lapses of time (some hours) and without any warning signs in covered evaporites. There are three main mechanisms that can lead to these phenomena: 1- presence of hypogenic caves; 2- turbulent subcutaneous water flow; 3- emptying of paleokarst by piping. While the collapses of the first type can develop in a completely natural way, and for this reason are relatively difficult to predict, those of the second and third type are normally induced by human activities and therefore can be avoided or minimised through good management practices of the territory.

### 1. INTRODUCTION

Evaporite rocks (mainly gypsum but also anhydrite and halite) crop out along the Mediterranean sea and in many other European regions. Due to their relatively high solubility all these outcrops are always characterized by a wide variety of both surface and underground dissolution landforms (KLIMCHOUK *et alii*, 1996; GUTIÉRREZ *et alii*, 2008a, 2008b). But when evaporite rocks are overlain by even a thin layer of more or less permeable material (clay, sands, gravels etc.) it has been proved (CUCCHI & FORTI, 1993; CARDONA & VIVIER, 2002) that the lack of turbulent flow in contact with the evaporite rocks does not allow important dissolution to take place. Nevertheless catastrophic dolines often occur in such environments (GUTIÉRREZ *et alii*, 2008b); thus it is useful to investigate the possible

1- Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico Ambientali, Università di Bologna

2 - Istituto Italiano di Speleologia

3 - Dipartimento Geoscienze e Territorio, Politecnico di Torino

ways of deep karst development in buried evaporites in order to improve our knowledge on hazards in such environments.

In the present paper the dissolution kinetics for gypsum and halite are firstly shortly discussed and then the possible mechanisms for the development of suffusion dolines, in cases where low permeability material overlies evaporite formations, are discussed.

## **2. THE DISSOLUTION KINETICS FOR BURIED GYPSUM AND HALITE FORMATIONS**

It is well known that carbonate formations undergo faster corrosion when covered by an even thin soil layer (WILLIAMS, 2008). Obviously the gypsum and/or halite solubility is mostly unaffected by the increase of CO<sub>2</sub> content in the seeping water, which may only induce a slight increase of the ionic strength. Sometimes the dissolved CO<sub>2</sub> may induce the incongruent dissolution of gypsum, but simultaneously it causes calcite precipitation (FORTI & RABBI, 1982). Therefore an increase in CO<sub>2</sub> content has never the possibility to enhance the solubility of gypsum and halite.

But it is still unclear why the solubility of these salts seems to be greatly reduced when buried under even a thin layer of low permeability material: in fact it is well known that covered gypsum and/or halite practically do not develop meso- and micro-forms (FORTI, 1991) like those widespread in carbonate formations. To understand this apparently strange behaviour it is necessary to consider the physical-chemical mechanisms by which gypsum and halite dissolve into water.

The dissolution of gypsum is a multi-step process (Fig. 1) involving: 1- the passage of the calcium sulphate as molecular solute from the rock to the boundary layer; 2- the ionization of these molecules to form ions within the boundary layer and 3- the diffusion of these ions into the solution.

The kinetics of these three processes are dramatically different: the first step being relatively slow, the second being extremely fast and finally the third being extremely slow. Thus, the overall gypsum dissolution is totally controlled by the last phase, the ionic diffusion from the boundary layer into the solution. This process is greatly enhanced by a turbulent flow, because this allows for a continuous rejuvenation of the boundary layer. On the contrary when the water flow is laminar, no rejuvenation of the boundary layer may occur and the dissolution depends only on the ionic diffusion, which, being extremely slow, forces the ions to remain in the boundary layer practically inhibiting the dissolution itself. Experimental measurements proved that the overall dissolution of gypsum may be lowered to 1/100 or even more (FORTI, 2005).

The same effect can also be observed in rock salt (halite): although in this case the dissolution is inhibited not by the lack of diffusion from the boundary layer to the solution, but by the development just along the contact with the rock of a thin, much denser, saturate layer (Fig. 2). In absence of turbulence there is almost no mixing between this saturate water film and the less dense flowing waters (CARDONA & VIVIER, 2002).

Moreover in both processes, if the boundary conditions allow for periods of no water contact with the evaporite rock, the even partial evaporation of the boundary layer causes the redeposition of the (few) dissolved material just on top of the formation and the overall dissolution is always kept very very low (FERRARESE *et alii*, 2002).

Thus, the kinetics of the solution reactions in laminar flow regimens justifies why no subcutaneous micro-forms are normally found on the surface of buried evaporite formations. As a consequence, in normal conditions, taking into consideration the simple evaporite

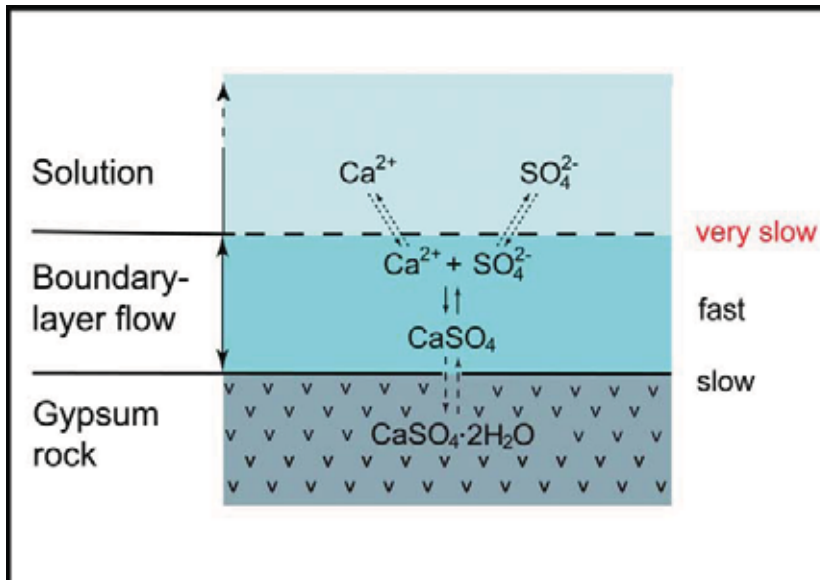


Fig. 1 - Steps in the gypsum solution process: the absence of turbulence practically decreases the possibility of rejuvenation of the boundary layer and consequently of dissolution.

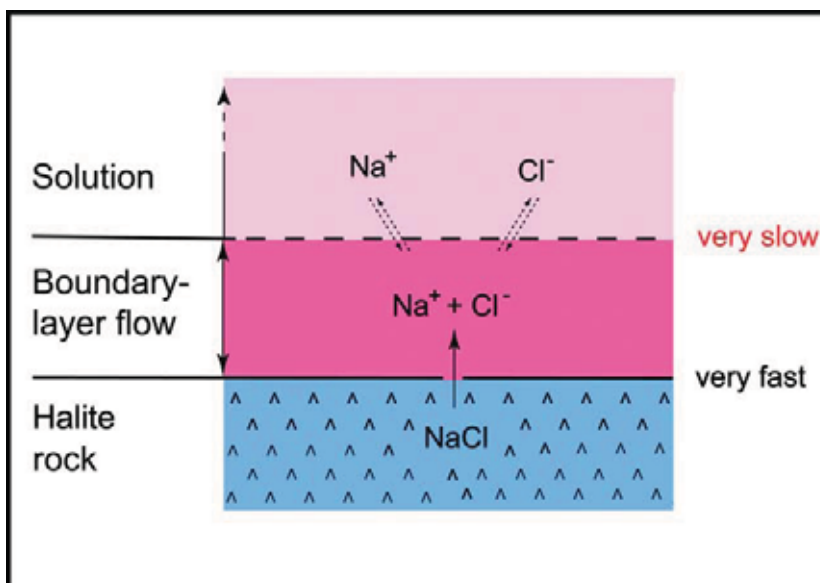


Fig. 2 - Steps in the halite dissolution process: the absence of turbulence does not allow the mixing between the denser boundary layer and the solution body.

solution, the development of suffusion dolines should be a very rare phenomenon in areas with covered evaporite formations. However this is not true: in fact plenty of examples of catastrophic dolines developed over buried evaporitic formations exist throughout the world (GUTIÉRREZ *et alii*, 2008b). Thus it is evident that other processes must be fundamental in their development.

### **3. FACTORS ENHANCING SUBCUTANEOUS EVAPORITE SOLUTION**

In evaporite environments there are some factors that can provoke extremely rapid processes that can ultimately lead to the formation of great sinkholes in very short lapses of time (some hours) and without any warning signs. There are three main mechanisms that can lead to these phenomena:

- presence of hypogenic caves;
- turbulent subcutaneous water flow;
- emptying of paleokarst by piping.

They will now be shortly described with the aids of a few selected examples.

#### **3.1 Presence of hypogenic caves**

In the first case great underground voids can form in gypsum also in areas without evident signs of surface karst landforms (KLIMCHOUK *et alii*, 1996; KLIMCHOUK, 2007). Sometimes very well developed caves, mostly of the maze type, are here formed in phreatic conditions by rising waters and are thus almost completely independent from the surface morphology (e.g. not linked to sinkholes, sinking streams etc.). When the aquifer conditions are favourable these cavities can come in contact with the overlying more or less loose material and cause ravelling and piping phenomena. In normal situations the development of suffusion dolines will be gradual and preceded by small but evident signs that announce the formation of the collapse phenomenon (KLIMCHOUK & ANDREJCHUK, 2002). In other cases, however, human activities can accelerate these phenomena greatly with the formation of sudden collapse dolines. An example of collapse sinkhole in covered Messinian gypsum rocks containing hypogenic caves has occurred in February 2005 near Moncalvo (Asti, Piedmont, North Italy) (BONETTO *et alii*, 2008) (Fig. 3). A large phreatic void was intercepted by an underground excavation in a gypsum quarry causing its emptying overnight with around 60,000 m<sup>3</sup> of water and mud invading the subterranean tunnels. At the surface a 20 meter wide sinkhole formed at the same time by ravelling and ultimately collapse of covering sediments into a large chamber located close to the surface. Subsequent speleological and hydrogeological investigations have shown the presence of several large cavities in gypsum and a very well developed karst drainage network at the base of the gypsum formations (in a thin basal limestone bed) (VIGNA *et alii*, 2009a; 2009b).

#### **3.2 Turbulent subcutaneous flow**

The second case occurs when an underground channelled and thus turbulent water flow, that has enough energy to take in charge the finer materials, comes in contact with the evaporite formations. In this case the dissolution happens very rapidly and, when the hydrological conditions are favourable, the waters are able to create vertical chimneys of considerable size in very short times. This has been recently documented in the gypsum



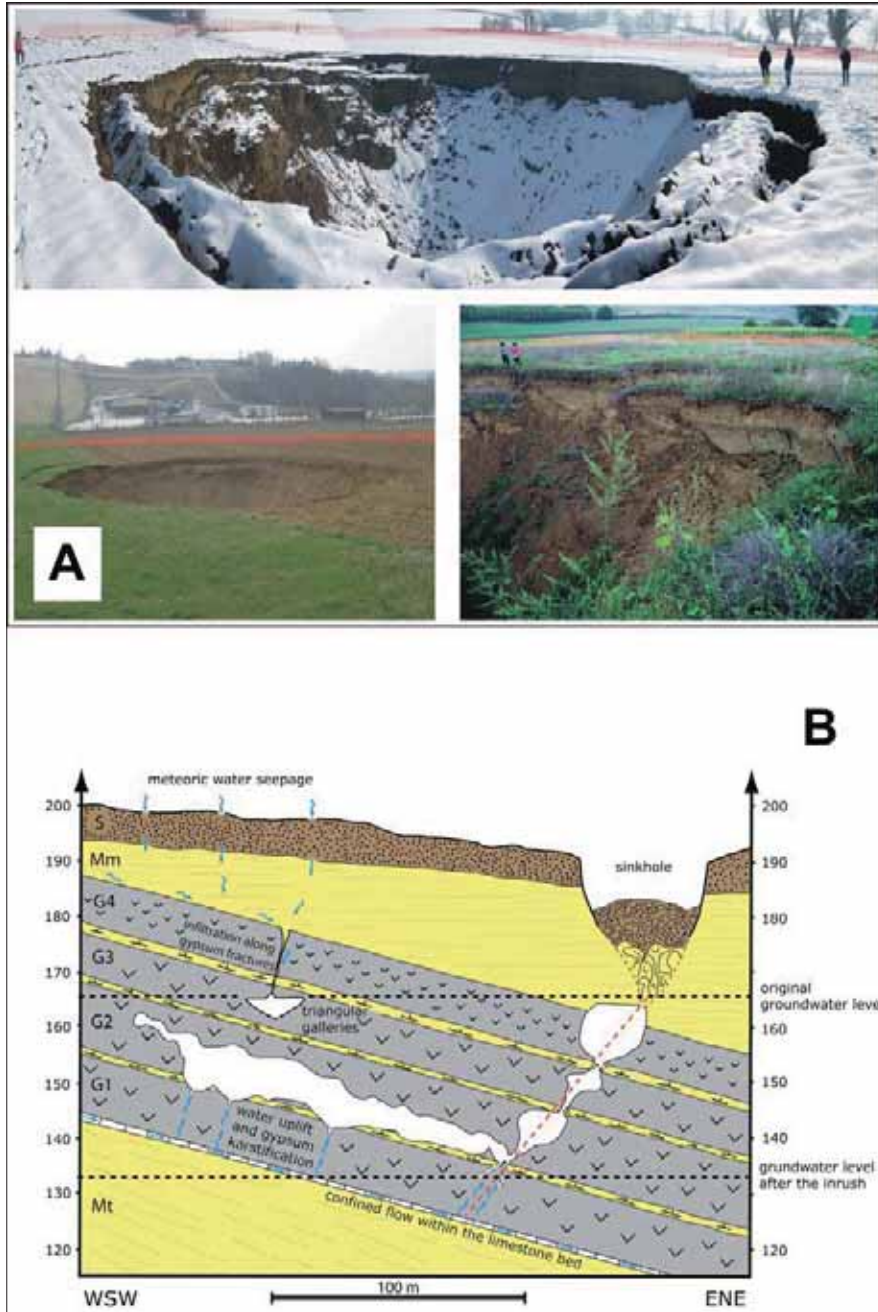


Fig. 3 - Moncalvo (Asti): A: the large suffusion doline developed at the surface in February 2005  
 B: Schematic section of the Moncalvo area with the hypogenic cave, the dewatering of which induced the ravelling which caused the evolution of the suffusion doline.



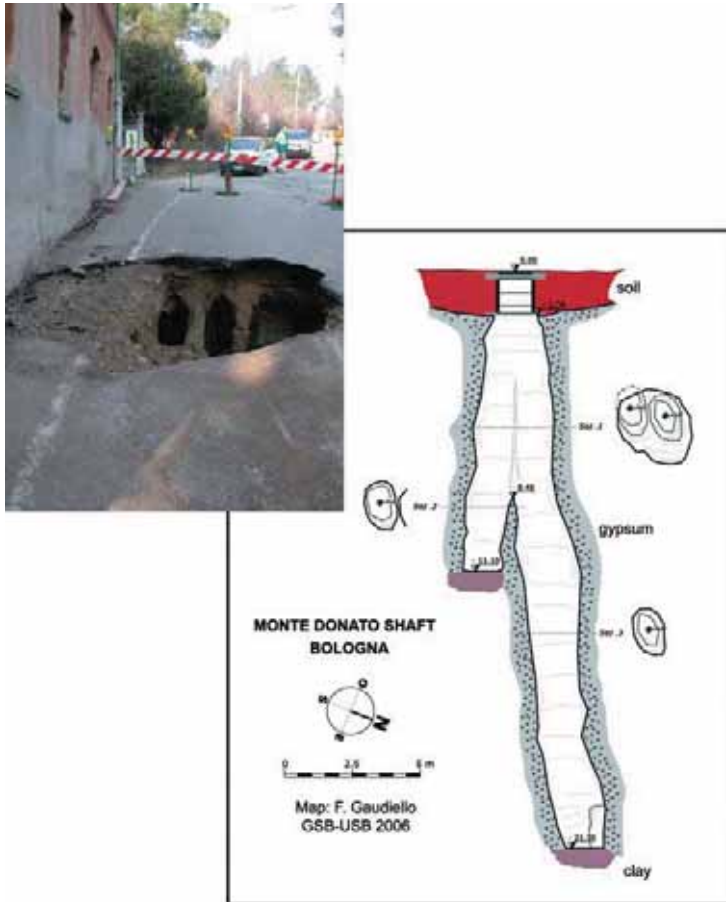


Fig. 4 - Bologna: A: collapse of a street as a consequence of water losses from an aqueduct and consequent erosion of the thin clay layer and the evolution of a large vertical pit within the underlying gypsum; B: vertical section of the Monte Donato Pit, developed due to water losses from an aqueduct tube.

foothills of Bologna (Emilia-Romagna, Italy) (DE MARIA, 2006; GRIMANDI & GAUDIELLO, 2006) and in the salt deposits of Cardona (Spain) (CARDONA & VIVIER, 2002).

#### *In gypsum*

Close to Bologna there are Messinian gypsum formations often covered by relatively thin but rather impervious layers (0.1 to 2 m) of soil, clay and some sand. A small portion of these outcrops is located near Monte Donato in the left side of the Savena River where only few and very small caves are known (DE MARIA, 2006). The whole area is quite inhabited with streets, houses and consequently aqueducts and sewage pipes.

In 2005 and 2006 respectively in two different, but very close, places of this area two suffusion dolines opened: the first sudden collapse occurred close to a corner of a house and extended over the whole street (Fig. 4A). It was induced by a loss of 0.1-0.2 l/s from

a sewage pipe over a period of a few months. The gypsum layer was only 1.5 meters below the surface and at the moment of the collapse the total depth of the sinkhole, still partially filled with clay and sand, was 6-7 meters. In this case it was impossible to explore the sinkhole because it was tremendously polluted and the local Authorities hastily filled up the hole because they wanted to reopen the street as soon as possible. The second collapse occurred a few tens of meters ahead of the first one along a pedestrian trail departing from the main road. This time the erosion of the thin soil and clay cover (about 1.60 cm thick) was induced by the breaching of a small plastic aqueduct tube (with an average flow of about 1-2 l/s) which was restored in terms of 48 hours. This time it was possible to explore the gypsum pit developed under the sinkhole which resulted to be a classical 21 m deep waterfall pit (Fig. 4B). The morphology of this pit clearly indicates that a water loss from the aqueduct dated back at least several months if not years in order to allow for the development of such big underground features. The complete breaching of the tube only triggered the formation of the collapse doline and the partial infilling of the pit with the total occlusion of the underground drainage which necessarily existed at the bottom of the pit.

#### *In halite*

Close to the town of Cardona (Spain) there is a halite diapir known and exploited since Roman ages (ELIAS I MARCHAL, 1854). The river Cardener flows just along a flank of the diapir, but the relatively thin alluvial beds are enough to prevent the halite dissolution, due to the impossibility to install turbulent flow in contact with it.

The diapir itself, and the waste disposals of the mine, host several halite caves which were partially visited since the end of the XVII<sup>th</sup> century (BOIXAREU, 1973), while the first true exploration was made by E.A MARTEL (1902) inside the Forat Micó cave in 1901. Only in the final decades of the last century the speleological explorations allowed to find and map several large halite caves sometimes accessible only from the mine galleries (CARDONA & VIVIER, 2002). Anyway, until 1997, the explored caves always developed in the external part of the diapir or inside the mine waste disposal, where the halite presented open fractures thus allowing the water to enter and to widen them (FRUMKIN, 1994).

In March 1998 mine galleries intersected a discontinuity in which water saturated in halite was slowly moving from the hill towards the river bed: immediately the water circulation in these fractures was inverted and unsaturated water from the riverbed started to flow rapidly towards the mine galleries and then into the Meandres de la Sal cave. The effect at the surface was dramatic with the development of several huge suffusion dolines around the mine (Fig. 5A). Underground a series of giant passages formed in the cave (Fig. 5B<sub>1,2</sub>). The dimension of the phenomenon may easily be measured (CARDONA & VIVIER, 2002) by considering the speed of the entrenchment of the main gallery of the Meandres de la Sal cave (Fig.6A), which was deepened by more than 50 m in less than 3 years. The only method by which it was possible to stop this phenomenon and thus to save the town of Cardona from total destruction was to dig a gallery that cut the whole meander of the Cardener river close to the diapir (Fig.6B). The tunnel was finished in October 2000: the flow from the riverbed to the mine was completely stopped and the evolution of the Meandres de la Sal cave restarted to be controlled only by the scarce direct infiltration of meteoric water from the surface.



A

B

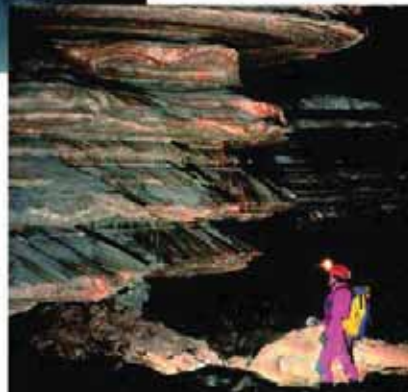


Fig. 5 - Cardona (Spain): A: the effects of piping close to the salt mine; B: a huge chamber within the Meandres de la Sal cave.

### 3.3 Emptying of paleokarst by piping

In the third case the collapse, that occurs very rapidly, is caused by piping of loose sediments that fill more or less ancient karst voids. This process can be accelerated by human activities such as in the case of Marina di Lesina (Apulia, South Italy) and Irkutsk (Russia). In Marina di Lesina Triassic gypsum bodies have been karstified in the past and the voids were fossilized by infilling of aeolian and marine sands of Tertiary and Quaternary age (Fig.

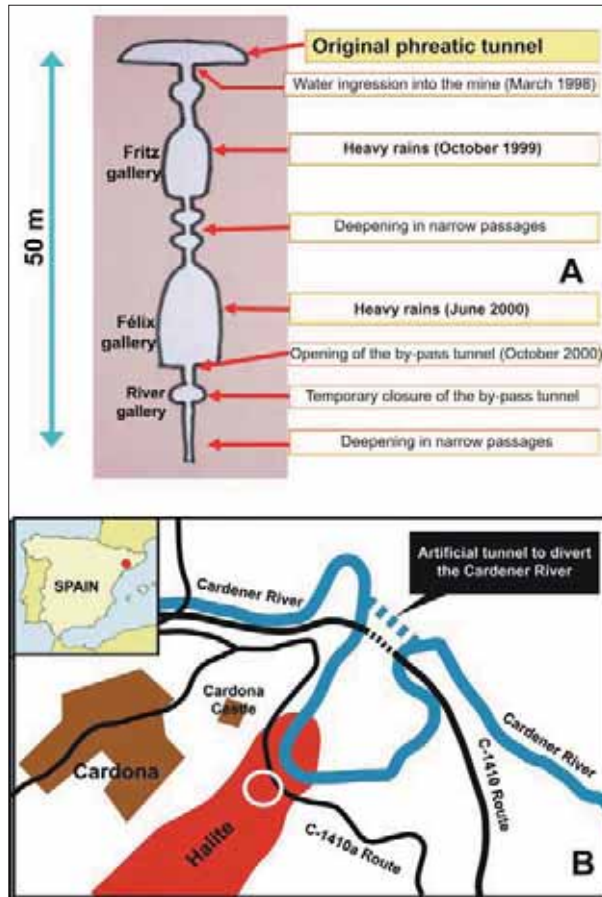


Fig. 6 – Cardona [Spain]: A: the fast deepening of the Cueva des Meandres de la Sal as a consequence of the inlet of the water from the Cardener river. B: sketch of the Cardona area where the white circle indicates the area in which most of the piping effects occurred.

7). The digging of a channel that connects the sea to some coastal ponds has lowered the local water table and installed a subterranean underground flow towards the channel, causing fast piping of these palaeokarsts and the development of cover collapse dolines. The area interested by these phenomena has expanded from the channel towards the often inhabited and constructed areas of this small coastal town, with evident problems to all kinds of infrastructures [MELIDORO & PANARO, 2000; SELLERI & MASTRONUZZI, 2003]. A few hundred kilometers North of Irkutsk (Siberia) there is one of the largest water reservoirs of the world: the Bratsk Lake, which was constructed in the middle of the last century. Due to water pumping, its level fluctuated seasonally up to 5-15 m. In several locations along the lake a Permian gypsum layer some 10 m thick is exposed: this formation displays a sub horizontal structure and is covered by relatively thick (3-20 m), totally impervious, clay deposits. In the last 50 years the lake waters developed solutional caves within the gypsum (Fig. 8A) which may reach even some hundred meters of development [FORTI, 2004].

During the high stand of the reservoir most of the gypsum layer is submerged by 10 or more meters of water, thus this water is forced by the hydrostatic pressure to rise along



*Fig. 7 – Punta degli Scogli Neri, Marina di Lesina [Apulia]: A: sign announcing the presence of sinkholes, B: deformation of the channel walls due to subsidences and collapses, C: more than 7 m deep sinkhole cutting of the footpath less than 20 m from the channel.*

the gypsum fractures filling them with water up to the bottom of the above lying clay deposits. When the level of the reservoir decreases the fluid clays are easily piped through the caves: the last 50 years of fluctuation of the lake surface were enough to give rise to the development of widespread and huge suffusion dolines (Fig. 8B) up to some hundred meters far from the lake and up to an elevation of 30-50 meters above the average lake level.

#### 4. CONCLUSION

In normal conditions covered gypsum or halite rocks are subdued to a very minor dissolution process, and epikarst is almost completely lacking. Therefore suffusion dolines occurring in such situations are the direct result of other processes than dissolution. There are three main situations in which suffusion dolines can form in covered evaporite settings: 1- in the presence of hypogenic caves; 2- when subcutaneous water flow becomes turbulent; and 3- when precedently formed voids filled with loose sediments undergo piping processes.



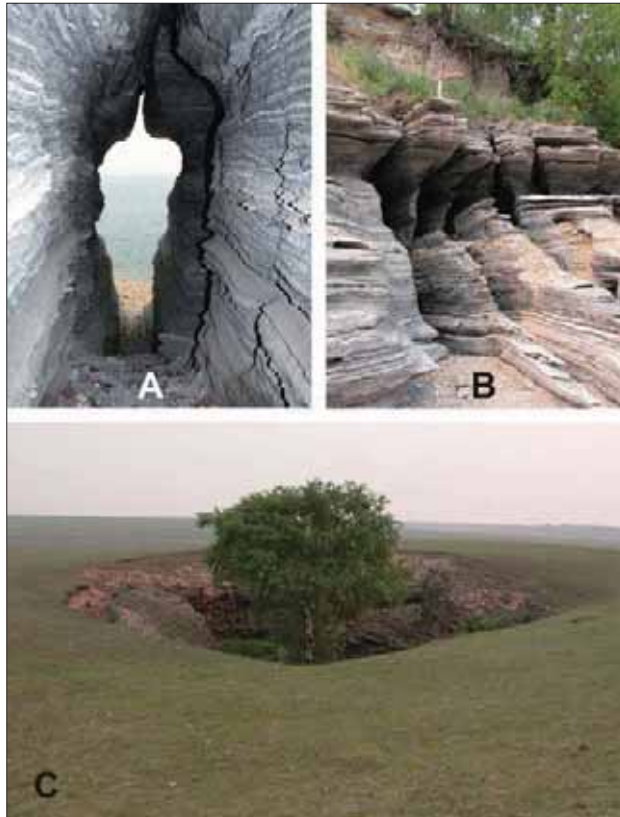


Fig. 8 - Bratsk lake, [Irkutsk, Russia]: A: suffusion doline and B: karst cavities at the reservoir level.

While the collapses of the first type can develop in a completely natural way, and for this reason are relatively difficult to predict, those of the second and third type are caused by human activities and therefore can be avoided or minimised through good management practices of the territory.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

Discussions with Francisco Gutiérrez, José Maria Calaforra and Mario Parise were valuable to understand the genesis of subsidence features at Marina di Lesina. Personnel of Fassa Bortolo S.p.A. are thanked for their assistance during field campaigns in the underground quarries of Moncalvo. Speleological exploration of the sinkholes in Bologna were carried out by cavers from the Gruppo Speleologico Bolognese. Farran Cardona supplied the photos and some informations from the Cardona area [Spain].

#### REFERENCES

- BOIXAREU R. (1973) - *Diario de los viages hechos en Cataluña de Francisco de Zamora*. Editorial Curial, Barcelona, 511 p.
- BONETTO S. FIORUCCI A. FORNARO M. VIGNA B. (2008) - *Subsidence hazard connected to quarrying activities in karst area: the case of the Moncalvo sinkhole event [Piedmont, NW Italy]*. Estonian Journal of Earth Sciences, 57(3), 125-140.

- CARDONA F. VIMIER J. (2002) - *Sota la sal de Cardona*. Espeleo Club Garcia, 128 p.
- CUCCHI F. & FORTI P. (1993) - *Dissoluzione sottocutanea nei gessi: analisi e considerazioni*. Atti Congresso Naz. Speleol., Udine 1990, vol.1, 89-100.
- DE MARIA D. (2006) - *Note sul carsismo di Monte Donato*. Sottoterra, 123, 30-39.
- ELIAS I MARCHAL M. (1854) - *Memoria sobre el criadero de sal gema de Cardona*. Barcelona
- FERRARESE F. MACALUSO T. MADONIA G. PALMERI A. SAURO U. (2002) - *Solution and recrystallisation processes and associated landforms in gypsum outcrops of Sicily*. Geomorphology, 49, 25-43.
- FORTI P. (1991) - *Il carsismo nei gessi con particolare riguardo a quelli dell'Emilia-Romagna*. Speleologia Emiliana, s.IV, a.XVII, 2, 11-36.
- FORTI P. (2004) - *Settemila chilometri per una grotta di 7 metri...* Sottoterra, 117, 24-27.
- FORTI P. (2005) - *Degradazione meteorica dei gessi: nuovi dati dalla Cava Filo (Parco dei Gessi Bolognesi)*. Speleologia Emiliana, 14/15, 15-19.
- FORTI P. & RABBI E. (1981) - *The role of CO<sub>2</sub> in gypsum speleogenesis: 1<sup>o</sup> contribution*. International Journal of Speleology, 11, 207-218.
- FRUMKIN A. (1994) - *Morphology and development of salt caves*. National Speleological Society Bulletin, 26, 171-189.
- GRIMANDI P. & GAUDIELLO F. (2006) - *Il Pozzo di Monte Donato*. Sottoterra, 123, 24-29.
- GUTIÉRREZ F. COOPER A.H. JOHNSON K. S. (2008a) - *Identification, prediction and mitigation of sinkhole hazards in evaporite karst areas*. Environmental Geology, 53, 1007-1022.
- GUTIÉRREZ F. GUERRERO J. LUCHA P. (2008b) - *A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain*. Environmental Geology 53, p. 993-1006.
- KLIMCHOUK A.B. (2007) - *Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective*. National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, USA, 106 p.
- KLIMCHOUK A.B. & ANDREJCHUK V. (2002) - *Karst breakdown mechanisms from observations in the gypsum caves of the Western Ukraine: implications for subsidence hazard assessment*. International Journal of Speleology, 31(1-4), 55-88.
- KLIMCHOUK A.B. LOWE D.J. COOPER A.H. SAURO U. (Eds.) (1996) - *Gypsum karst of the world*. International Journal of Speleology, 25(3-4), 307 p.
- MARTEL E.A. (1902) - *La montagne de sel de Cardona*. La Nature, 1512, 371-374.
- MELIDORO G. & PANARO N. (2000) - *Sprofondamenti carsici nei gessi costieri di Marina di Lesina (Gargano) e mitigazione del rischio*. Geologia Tecnica ed Ambientale, 3, 13-24.
- SELLERI G. & MASTRONUZZI G. (2003) - *Puglia*. In: Madonia G. & Forti P. (Eds.), *Le aree carsiche gessose d'Italia*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia, 11(14), 231-240.
- VIGNA B. FIORUCCI A. BANZATO C. DE WAELE J. (2009a) - *Messinian karst in Monferrato gypsum areas (North Italy)*. In: White W.B. (Ed.), *Proceedings of the 15<sup>th</sup> International Congress on Speleology*, Kerrville (USA), 19-16 July, 1003-1009.
- VIGNA B. FIORUCCI A. BANZATO C. FORTI P. DE WAELE J. (2009b) - *Hypogene gypsum karst and sink-hole formation at Moncalvo (Asti, Italy)*. Zeitschrift für Geomorphologie, [in print].
- WILLIAMS P.W. (2008) - *The role of epikarst in karst and cave hydrogeology: a review*. International Journal of Speleology, 37(1), 1-10.



## PIT FALLS AND SINKHOLES: AN ANALOGOUS MECHANISM FEATURES IN DIFFERENT GEOLOGICAL SITUATION

di Schiazza M. & Tranquilli A.

Università degli Studi "G.d'Annunzio" - Dipartimento di Scienze della Terra - Chieti

---

### ABSTRACT

Among circular and oval forms of collapse, similar to sinkholes, are the pit falls, which consists of land forms linked to volcanism. These morphologies can reach dimensions similar to those of the largest sinkholes, but have completely different origin. In fact, they generated by the collapse of the ceiling of large lava tubes. This kind of structures are primarily found in volcanoes fed by basaltic magma, characterized by an emissions rate of several thousand cubic meters per second. Fairly fluid lava can rapidly build up tunnels, and run inside them for several tens of kilometers. The mechanisms of collapse are similar to that of sinkholes and consists in the gradual propagation of the collapse of the tunnel roof which is often layered. It is possible that this mechanism was helped by the emission of volcanic gases at high temperature which makes plastics the rocks. An evidence of this is the presence of staffilites and other melting features. Within pit falls are often interesting and unique micro habitats with the presence of endemic species. The most important places where these morphologies are found are the islands of Hawaii, the Canary Islands and Iceland.

### 1. INTRODUZIONE

Tra le forme di collasso circolare ed ovale più simili ai *sinkholes*, possono essere presi in considerazione i *pit lava falls* e i *pit craters*, morfologie caratteristiche di ambienti vulcanici.

Queste morfologie posso avere dimensioni simili a quelle dei più grandi *sinkholes*, ma hanno origine totalmente diversa. Si generano infatti per collasso della parte superiore di tunnel lavici, per i *pit lava falls*, mentre il meccanismo di formazione dei *pit craters* è ancora dubbio. Questo genere di strutture si riscontrano principalmente in apparati vulcanici alimentati da magmi di tipo basaltico, le cui lave sono abbastanza fluide da poter formare tunnel e scorrervi all'interno. I meccanismi di collasso sono simili a quelli dei *sinkholes* e consistono nella propagazione progressiva di crolli delle volte stratificate. E' possibile che tale meccanismo sia aiutato dall'emissione di gas vulcanici ad alta temperatura che possono rendere plastiche le volte, come testimoniato dalla presenza di staffiliti e altre strutture da fusione. All'interno di queste strutture depresse spesso si creano dei veri e propri micro habitat con la presenza di specie endemiche. Le località più importanti dove sono presenti queste morfologie sono le isole Hawaii, le isole Canarie e l'Islanda.

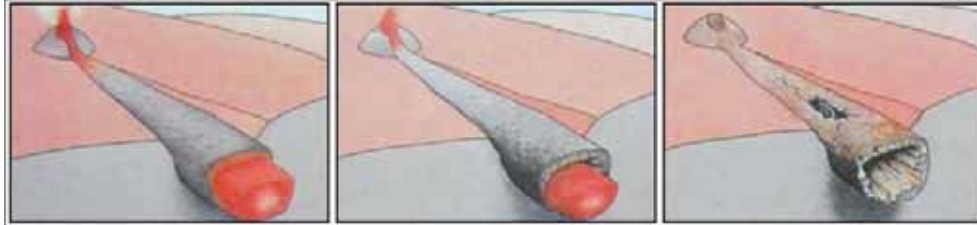


Fig. 1 - Schema evolutivo di un tubo di lava; descrizione delle tre fasi, osservate da sinistra verso destra: 1) al di sopra della colata fluida si va formando una crosta [roofing] più o meno solidificata mentre all'interno continua a fluire la lava con alto gradiente termico; 2) l'emissione vulcanica può subire una lenta o una brusca variazione della portata fino a far cadere il livello del magma, creando in questo modo un vuoto al di sotto della crosta superficiale; 3) cessa l'eruzione e la lava ha terminato la sua corsa nel tunnel si possono generare dei crolli da raffreddamento, breakdown o pit lava falls [modificato da M.Schiazza].

## 2. PIT LAVA FALLS, TUNNEL LAVICI, BURBUJAS E SKYLIGHT

I *pit lava falls* sono sprofondamenti naturali generati dal crollo di una porzione della volta dei cosiddetti tunnel lavici (fig. 1). In genere il crollo del tetto dei tunnel avviene al diminuire della pressione idraulica interna, subito dopo o durante la fase di esaurimento del flusso lavico. I tunnel si formano durante la messa in posto di colate laviche fluide, in genere si tratta di magmi a composizione basaltica (tholeiiti, basalti alcalini) che vengono eruttati a temperature che oscillano tra i 1150 ed i 1250°C (Greeley, 1971, 1987; PETERSON AND SWANSON, 1974; PETERSON *et al.*, 1994; HALLWORTH *et al.*, 1987). Tuttavia anche magmi relativamente più viscosi possono produrre tunnel lavici seppure minori (CALVARI *et al.*, 1994a; CALVARI E PINKERTON, 1998). Non mancano neanche esempi di tunnel lavici in rioliti e fonoliti caratterizzati da più bassa temperatura (970-1100°C) e alta viscosità. Il tetto del tunnel si forma a causa del fenomeno di *roofing*, la solidificazione della parte superiore della colata, che si raffredda più rapidamente a causa della convezione che si forma a contatto con la parte subaerea della colata stessa. I tunnel si enucleano nelle zone in cui è maggiore lo spessore e la velocità della lava che consente una separazione di livelli a diversa velocità (flusso laminare). Dato che le colate laviche procedono sul terreno seguendo la linea di massima pendenza in genere le condizioni per il *roofing* si verificano lungo solchi vallivi stretti. Le dimensioni variano da alcuni metri di diametro a decine di metri, mentre la lunghezza varia da poche centinaia di metri ad anche qualche decina di chilometri. Le dimensioni sono proporzionali alla portata che nel caso del vulcanismo fissurale d'intraplacca, a composizione basaltica e basaltica alcalina, può raggiungere anche le migliaia di metri cubi al secondo, mentre per vulcani come l'Etna o il Kilauea in genere sono intorno ad alcune centinaia di metri cubi al secondo. Molto spesso questi tunnel, quando generati da apparati vulcanici insulari, possono raggiungere la costa e proseguire il loro cammino per molti chilometri sotto il livello del mare, come ad esempio accade a Lanzarote, nell'arcipelago delle isole Canarie, dove il tunnel lavico *Atlantida*, generato alla base del vulcano de la Corona, raggiunge l'oceano e continua il suo cammino per molti chilometri sotto il livello dell'acqua. I *lava tube* giocano un ruolo fondamentale nella propagazione a grande distanza della lava dato che all'interno del tubo la temperatura è pressoché costante o perde solo uno o due gradi per chilometro. La maggior parte dei tubi di lava possiede uno sviluppo sub-orizzontale, ma non sono rari i casi in cui la morfo-



*Foto 1 - Dal basso verso l'alto: sulla parete si possono osservare le strie per attrito dei cristalli intratellurici che indicano la direzione del flusso lavico, mentre nella porzione superiore si osservano delle staffiliti [foto di M.Schiazza].*



*Foto 2 - In primo piano è evidente il gocciolamento di lava su di un gradino [livello di piena fossile], mentre superiormente sono ancora visibili delle staffiliti [foto di M.Schiazza].*

logia è caratterizzata da pozzi verticali che hanno anche la funzione di scaricare verso l'alto i gas che vengono essoluti dalla lava e che possono subire compressione all'interno del tunnel a causa delle partizioni del livello lavico. Tuttavia, una volta che si è formato il tunnel la lava può scorrere con effetti artesiani secondo percorsi che presentano variazioni piano altimetriche. Questo fatto spiega la complessità e la tortuosità di certi complessi di tunnel lavici. Inoltre le variazioni di portata alla bocca determinano, la fossilizzazione dei tunnel lavici di livello superiore, mentre la lava si ingrotta mediante fenomeni

di *roofing* sotterraneo. Alla conclusione dell'evento effusivo, il tubo più basso si svuota e lentamente avviene il raffreddamento definitivo che forma un pavimento piano con superficie scabra (*ah'ah*), increspata o mammellonare (*pahoehoe*). In genere sulle pareti e sul soffitto del tunnel si notano numerosi e caratteristici indizi dei livelli di piena della lava e fenomeni di colamento del rivestimento vetroso che forma l'interno del tubo. Anche caratteristiche sono le striature che si formano per attrito dei cristalli intratellurici con le pareti del tubo stesso, ma le forme più affascinanti e varie sono strutture simili a stalattiti che però si originano con un meccanismo diverso e fin tanto che il tubo è caldo e plastico. Queste forme dette staffiliti possono essere semplici schizzi di lava o gocciolamenti del soffitto rifuso dal calore della lava e spesso hanno forme eccentriche o che denotano il senso di flusso dei gas (foto 1 e 2). In alcune zone dei tunnel si possono inoltre formare dei laghi in cui la lava ristagna, oppure nel caso di dislivelli improvvisi, per aperture di connessioni verticali o altri accidenti, da origine a vere e proprie cascate.

Esistono anche vuoti di forma globulare anche di una decina o più metri di diametro le cosiddette *borbujas* la cui origine non è del tutto chiara e viene in genere connessa all'accumulo di gas in determinate zone di una colata. Esse sono allineate lungo il flusso lavico ma non sono interconnesse e tuttavia hanno spesso la volta collassata o aperta. Un'origine simile ma legata ai tunnel lavici, hanno gli *skylight*, anch'essi di forma circolare, ma di dimensioni minori rispetto ai *pit lava falls*. Questi si generano contemporaneamente al passaggio del flusso lavico nel tunnel dove la pressione dei gas varia a causa di fattori legati alla velocità, la viscosità, il contenuto di volatili ed al tempo di permanenza della lava nel sistema (Mangan *et al.*, 1993). Lo sfogo verso l'esterno dei gas determina un'apertura nella volta, eventualmente in zone assottigliate, mettendo così in comunicazione il tunnel lavico con l'atmosfera. In corrispondenza di essi può formarsi un *hornito* senza radici dovuto all'accumulo di frammenti semifusi di lava espulsi dal tunnel lavico. In caso di riempimento completo del tunnel si possono generare piccole colate subaeree effimere. Gli *skylight* sono ottimi punti per studiare e monitorare il flusso di lava, le emissioni gassose e le temperature. Visti dal cielo, durante l'eruzione, essi appaiono come un filo di perle rosso incandescente contro il nero della superficie *pahoehoe*.

### 3. PIT CRATER

Nel 1845 l'esploratore americano C. Wilkes propose il termine "*pit crater*" per descrivere le depressioni presenti lungo la zona dell'*Est Rift* sul vulcano Kilauea nell'arcipelago delle isole Hawaii (foto 3), descrivendole come voragini con pareti ripide costituite da rocce vulcaniche e riempite da detrito proveniente dalle stesse e specificando che non si trattava di centri d'emissione primari. A riprova che queste strutture non siano centri di emissione primari è l'assenza di flussi radiali e depositi piroclastici correlabili ad essi. I *pit craters*, sono forme di collasso sub circolari, le dimensioni dell'asse maggiore di queste può variare da alcune (foto 3) decine di metri fino a raggiungere in alcuni casi anche 1200 metri (*Iki crater*, Kilauea); la profondità varia da alcuni metri fino a centinaia di metri in quelle maggiori. Le dimensioni aumentano con il passare del tempo a causa del crollo di materiale dalle pareti (foto 4), mentre la profondità diminuisce a causa dell'accumulo di detriti e dal riempimento da parte di colate laviche che vi si riversano all'interno (foto 5). In questo caso vengono riempiti da lava, formando laghi secondari di lava (*Halema'uma'u crater*, Kilauea) (foto 6). Sono stati proposti molti modelli per spiegare l'origine dei *pit craters*. Stearns and Clark (1930) proposero che la formazione avesse inizio lungo una frattura riempita dal magma, in seguito alla



Foto 3 - Keanakakoi crater, pit crater nella zona di rift orientale del Kilauea [isole Hawaii] (foto di A. Tranquilli).



Foto 4 - Crollo massivo lungo il versante meridionale dell'Iki crater, Kilauea [isole Hawaii] (foto di A. Tranquilli).

subsidenza di questo si aveva il crollo del tetto con la formazione di un *pit crater*. BLEVINS (1981) suggerì invece che i *pit craters* della zona di *Est Rift* del Kilauea si formassero per collasso di grandi cavità presenti nel versante orientale del vulcano; FAVRE (1993), che alcuni *pit craters* potessero formarsi al di sotto di dicchi parzialmente svuotati; WALKER (1988) propose che questi si formassero sopra i condotti profondi che dalla camera magmatica portavano magma alla zona est del Kilauea; altri autori (MACDONALD *et al.*, 1990; HIRN *et al.*, 1991; SENSKE *et al.*, 1992) suggeriscono che questi si formino come risultato di una subsidenza del terreno su un serbatoio di magma depressurizzato; Okubo and Martel (1998)





Foto 5 - Deformazione plastica in flusso lavico che cola; zona di rift sud occidentale del Kilauea [isole Hawaii] (foto di A. Tranquilli).



Foto 6 - Foto panoramica della parte sommitale del Kilauea [isole Hawaii]; a destra è visibile quanto rimane del lago di lava Halemauau (foto di A. Tranquilli).

propongono invece un modello secondo il quale i *pit crater* si formino in risposta a zone di frattura nelle zone di *rift*.

Gli esempi più rappresentativi di tunnel lavici e di *pit lava falls* li riscontriamo nei vulcani a scudo delle isole Hawaii, in Islanda, a Lanzarote [isole Canarie], all'isola della R union e come unico esempio in Italia sull'Etna; mentre i maggiori esempi di *pit craters* sono alle isole Hawaii: nell'isola di *Big Island*, dove i pi  rappresentativi si trovano nella zona Orientale del *Kilauea*, che   anche la zona pi  studiata, e sul *Mauna Loa* in prossimit  del vulcano *Hualalai*; inoltre sono presenti *pit crater* sull'isola di *Lana'i* e nella zona occidentale dell'isola di *Maui*, in quella orientale dell'isola di *Moloka'i* e nei vulcani dell'isola di *Kaua'i*. Oltremodo, i *pit craters*, sono presenti anche sui vulcani dell'Equador e delle isole Galapagos, e dallo studio di foto scattate durante le missioni spaziali, queste strutture



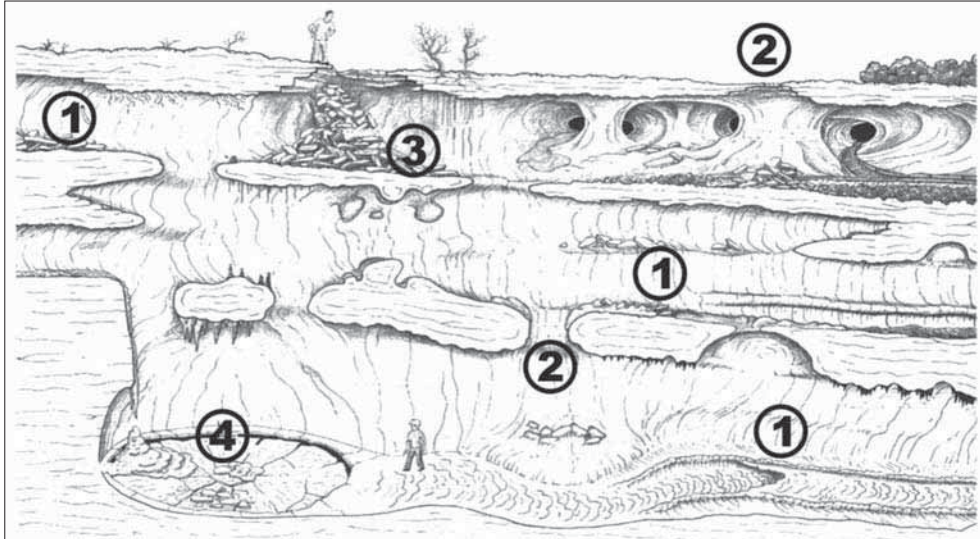


Fig. 2 - Schema di convergenza morfologica tra i sistemi vulcanici e carsici: 1) tunnel lavico; 2) skylight; 3) breakdown; 4) cascata e lago di lava [modificata da M.Schiazza].

sembrano essere presenti anche nelle zone vulcaniche di Marte e Venere [Carr *et al.*, 1977; Senske *et al.*, 1992].

#### 4. CONFRONTO FRA PIT LAVA FALLS E SINKHOLES

Stante che la morfologia dei *sinkholes* e i *pit lava falls*, *gli skylights* e *pit craters* presenta delle convergenze morfologiche in realtà anche i meccanismi genetici pongono simili problematiche e modelli basati, oltre che sul crollo, anche sull'emissione di gas, deformazioni tettoniche ecc.; rendendo interessante lo studio di queste forme sicuramente vulcaniche anche per l'interpretazione di altri sprofondamenti catastrofici in ambienti diversi (figura 2). Anche le dimensioni giocano un ruolo importante per la identificazione e la proposizione dei meccanismi genetici. Si tratta quindi di fenomeni non a scala invariante e la differenza fondamentale tra un *pit lava fall* e uno *skylight* possono essere solo funzione delle dimensioni minori di questi ultimi. I *pit crater* hanno dimensioni ancora maggiori e anche questo si presume possa essere indizio di un meccanismo genetico diverso dal semplice crollo. Tali meccanismi complessi e in parte poco noti offrono spunti di paragone con le varie categorie di *sinkhole*. Mentre i *pit fall* possono essere assimilati alle doline, *lime sink*, *cenote*, tuttavia il meccanismo genetico è diverso perchè i *pit lava falls* sono cavità singenetiche, originatesi insieme con la roccia che li contiene, mentre le cavità carsiche sono molto posteriori e non hanno niente a che vedere con i meccanismi deposizionali della roccia in cui si sviluppano. Questa è la caratteristica fondamentale che li distingue dalle altre cavità naturali che sono dovute all'azione fisica (erosione) e chimica (dissoluzione) delle acque piovane e di falda per centinaia di migliaia di anni se non addirittura in milioni di anni, nelle rocce carbonatiche e nei gessi; mentre la formazione di una grotta lavica avviene spesso nel lasso di tempo di una settimana o al massimo di alcuni mesi e dove a differenza degli altri tipi di grotta l'acqua e la fratturazione non sono più



Foto 7 - Stalattiti e stalagmiti nella colata carbonatitica di Kalyango a Fort Portal in Uganda (foto di F.Stoppa).

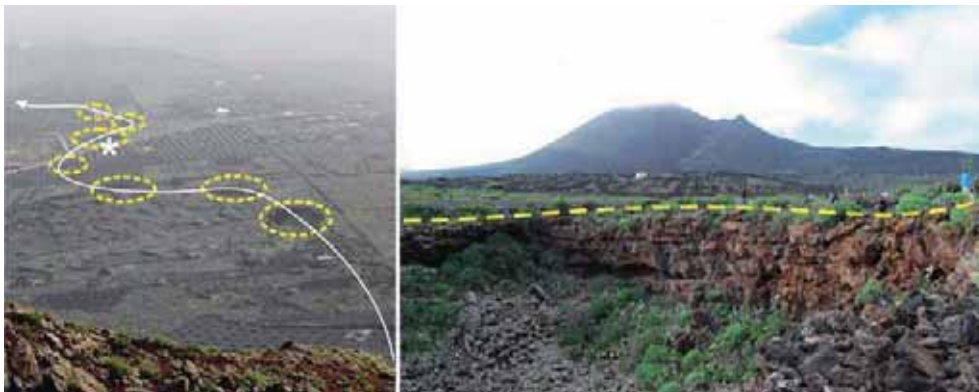


Foto 8 - da sinistra verso destra: Malpaís de la Corona con tunnel lavico (segmento continuo in bianco) e pit lava falls (ovali tratteggiati in giallo) osservati dall'orlo del cratere e a destra, in primo piano, il pit lava fall contrassegnato da asterisco bianco nella veduta precedente, e vulcano de la Corona sullo sfondo (foto di M.Schiazza).

fattori ed agenti determinanti. Tuttavia, per le altre forme come gli *skylight* e i *pit crater* esistono maggiori somiglianze anche genetiche con i *sinkhole* in terreni non carsici (NISO, 2008; DEL PRETE *et al.*, 2008). Ciò lascia aperta l'ipotesi che essi si generino con meccanismi del tutto analoghi ai *sinkhole* solo in zone vulcaniche. Esula da questo lavoro il discernere forme interpretate come *sinkhole* che si trovano in terreni e aree vulcaniche. Le strutture che si possono riscontrare all'interno di questi tunnel lavici sono morfologicamente paragonabili a quelle caratteristiche degli ambienti carsici. Curiosamente, esiste un solo caso noto di tunnel lavico modificato da carsismo che si trova nella colata carbo-



Foto 9 - Ingresso di Cueva de los Verdes; a differenza di Jameo del Agua il tunnel lavico non è antropizzato, ma solo reso accessibile per un tratto di circa un chilometro tra gallerie a connessioni verticali. In alcuni punti si arriva ad avere tre livelli di tunnel lavici sovrapposti (foto di M.Schiazza).



Foto 10 - Sala degli Esteti; sono ben visibili tutte le caratteristiche dei tunnel lavici: colamenti, staffiliti, solchi di piena, skylight e crolli (foto M.Schiazza).

natitica di Kalyango a Fort Portal in Uganda (foto 7) (BAILEY *et al.*, 2005; BARKER & NIXON, 1989; EBY *et al.*, 2009).

##### **5. LANZAROTE: ESEMPIO DI TURISMO SOSTENIBILE APPLICATO A PIT FALL (JAMEOS DEL AGUA) E TUNNEL LAVICI (CUEVA DE LOS VERDES)**

*Jameos del Agua*, come la *Cueva de los Verdes*, è situato nel nord dell'isola di Lanzarote, nel comune di Haría, ed è integrata nel vasto paesaggio vulcanico del Monumento Naturale del *Malpaís de la Corona*. La sua formazione è il risultato dell'attività eruttiva del



Foto 11 - Jameo del Agua e skylight associato al tunnel lavico del Malpaís de la Corona, Lanzarote, Isole Canarie [foto di M.Schiazza].

vulcano *Monte de la Corona* (circa 3000-5000 anni fa), che ha dato luogo a un esteso tunnel lavico sotterraneo di oltre sei chilometri di lunghezza che si estende dal cono fino al mare (foto 8), inoltrandosi ancora per un chilometro e mezzo con un tratto sottomarino denominato "Tunnel dell'Atlantide".

*Jameos del Agua* si trova nella porzione di tunnel più vicino alla costa e deve il suo nome all'esistenza di un lago interno che, trovandosi al di sotto del livello del mare, si forma per filtrazione di acqua marina, mentre la forma altro non è che un *pit lava falls*, denominata con il termine aborigeno di "*jameo*", che consente così l'accesso alle diverse grotte.

Il crollo parziale della volta, rendendo così possibile l'accesso all'interno dei diversi segmenti di questo tunnel, ha fatto sì che le prime testimonianze che troviamo sull'esi-





Foto 12 - *Munidopsis polymorpha* (granchio cieco), specie endemica delle isole Canarie e simbolo di Jameo del Agua [foto di M.Schiazza].

stenza della *Cueva de los Verdes* provengono dagli scritti dell'ingegnere militare italiano Leonardo Torriani, risalenti al 1590. Torriani, oltre a sottolineare la significativa bellezza di questa vistosa asperità del terreno, ne esalta le possibilità difensive e di protezione per la popolazione dell'isola (foto 9 e 10).

*Jameo del Agua* è il primo Centro d'Arte, Cultura e Turismo creato da César Manrique (1919-1992), pioniere della pittura astratta spagnola elevato al grado di architetto per il genio artistico nel dare vita all'armonia tra la natura e la creazione artistica. Il percorso si svolge all'interno di tre *Jameos* (*Chico*, *Grande* e *Redondo*) che conservano la struttura di volta a botte, propria dei tunnel vulcanici, uno dei quali conserva integro al centro uno *skylight* che illumina il lago marino naturale (foto 11). Questo habitat acquatico sotterraneo, dalla fauna ricchissima, ospita più di una dozzina di specie endemiche di grande interesse scientifico tra cui spiccano i famosi granchi ciechi delle Canarie dal nome locale di "*Jameito*" (*Munidopsis polymorpha*) che costellano il fondo roccioso del lago (foto 12). La loro carenza di pigmentazione è dovuta all'oscurità della grotta. Questo raro esemplare, unico al mondo, dal colore bianchiccio e lungo appena un centimetro, è il simbolo di *Jameo del Agua*.

La struttura definitiva del *Jameo del Agua* risulterà definitiva nel 1977; ciononostante, successivamente si realizzarono nuove strutture adibite a funzioni precise come il museo della "*Casa de los Volcanos*", che rappresenta nell'arcipelago delle Canarie uno dei centri più importanti per la ricerca scientifica.

## 6. CONCLUSIONI

La presenza di cavità e crolli in terreni vulcanici dimostra che certi meccanismi genetici legati ai *sinkhole* possono riprodursi in terreni diversi da quelli carsici o alluvionali. Anche per le voragini in zone vulcaniche le origini e la classificazione non sono sempre chiare,

inoltre tali forme, per la loro relativa rarità e dato che si verificano in zone in genere scarsamente popolate non rivestono una grande importanza sociale se si esclude la loro rilevanza come forme naturali, ospitanti ecosistemi specifici e che possono essere convertite in beni culturali naturali. Uno studio comparativo specifico tra *sinkholes* in zone non vulcaniche e *sinkholes* in zone vulcaniche non è stato ancora tentato ma le considerazioni generali presentate in questo lavoro indicano che tale studio sarebbe opportuno ai fini dell'inquadramento generale della casistica, della classificazione genetica dei *sinkholes*.

#### BIBLIOGRAFIA

- BAILEY K. LLOYD F. KEARNS S. STOPPA F. EBY N. & WOOLLEY A. (2005) - *Melilitite at Fort Portal, Uganda: another dimension to the carbonate volcanism*. *Lithos*, 85, 15-25.
- BARKER D.S. & NIXON P.H. (1989) - *High-Ca, low-alkali carbonatite volcanism at Fort Portal, Uganda*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 166-177.
- BLEVINS J.Y. (1981) - *Subsidence mechanics of Kilauean pit craters*. M.S. thesis, University of Hawaii.
- CALVARI S. & PINKERTON H. (1998) - *Formation of lava tubes and extensive flow field during the 1991-93 eruption of Mount Etna*. *J. Geophys. Res.*, 103, 27291-27302.
- CALVARI S. & PINKERTON H. (1999) - *Lava tube morphology on Etna and evidence for lava flow emplacement mechanisms*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 90, 263-280.
- CALVARI S. COLTELLI M. NERI M. POMPILIO M. & SCRIBANO V. (1994a) - *The 1991-93 Etna eruption: chronology and geological observations*. *Acta Vulcanol.*, 4, 1-15.
- CARR M.H. GREELEY R. BLASIUS K.R. GUEST J.E. & MURRAY J.B. (1977) - *Some martian volcanic features as viewed from the Viking Orbiters*. *J. Geophys. Res.*, 82, 3985-4015.
- CAS R.A.F. & WRIGHT J.V. (1988) - *Volcanic Successions. Modern and Ancient*. Ed. Chapman & Hall, London, 528 pp.
- DEL PRETE S. GUARINO P.M. NISIO S. & SANTO A. (2008) - *I sinkholes in Campania*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, LXXXV, 149-212.
- EBY G.N. LLOYD F.E. & WOOLLEY A.R. (2009) - *Geochemistry and petrogenesis of the Fort Portal, Uganda, extrusive carbonatite*. *Lithos*, 113, 785-800.
- FAVRE G. (1993) - *Some observations on Hawaiian pit craters and relations with lava tubes*. In: Halliday, W. Ed., *Proceedings of the 3rd International Symposium on Vulcanospeleology*. International Speleological Foundation, Seattle, WA, 37-41.
- HIRN A. LEPINE J. SAPIN M. & DELORME H. (1991) - *Episodes of pit-crater collapse documented by seismology at Piton de la Fournaise*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 49, 89-104.
- MACDONALD G.A. ABBOTT A.T. & PETERSON F.L. (1990) - *Volcanoes in the Sea*. University of Hawaii Press, Honolulu, 44-45.
- MANGAN M.T. CASHMAN K.V. & NEWMAN S. (1993) - *Vesiculation of basaltic magma during eruption*. *Geology*, 21, 157-160.
- NISIO S. (2008) - *I sinkholes nel Lazio*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, LXXXV, 33-148.
- NISIO S. (2008) - *I sinkholes nelle altre regioni*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, LXXXV, 419-426.
- NISIO S. GRACIOTTI R. & VITA L. (2004) - *I fenomeni di sinkhole in Italia: terminologia, meccanismi genetici e problematiche aperte*. *Atti Conv. 1° Seminario APAT "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"*, 557-571.



- NISIO S. & SALVATI R. (2004) - *Fenomeni di sprofondamento catastrofico. Proposta di classificazione applicata alla casistica italiana*. Atti Conv. 1° Seminario APAT "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", 573-583.
- OKUBO C.H. & MARTEL S.J. (1998) - *Pit crater formation on Kilauea volcano, Hawaii*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 86, 1-18.
- SENSKE D.A. SCHABER G.G. & STOFAN E.R. (1992) - *Regional topographic rises on Venus: geology of western Eistla Regio and comparison to Beta Regio and Atla Regio*. J. Geophys. Res., 97, 13395-13420.
- SIGURDSSON H. HOUGHTON B. McNUTT S.R. RYMER H. & STIX J. (2000) - *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 1417 pp.
- STEARNS H.T. & CLARK W.O. (1930) - *Geology and water resources of the Kau District, Hawaii*. US Geol. Surv. Water Supply Paper, 616 pp.
- WALKER G.P.L. (1988) - *Three Hawaiian calderas: an origin through loading by shallow intrusions?*. J. Geophys. Res., 93, 14773-14784.



## **MAARS, DIATREMI, VULCANI DI FANGO, CRATERI DA IMPATTO, PIPING SINKHOLE: DISTINZIONI E CRITERI CLASSIFICATIVI**

*di Stoppa F.*

*Dipartimento di Scienze della Terra, U.d'A.*

---

### **ABSTRACT**

In addition to sinkholes produced by failure above karstic cavities and other collapse structures resulting from underground mechanical or chemical “erosion”, there are many other circular structures with similar features that are found in volcanic or non volcanic areas. However, it is difficult to establish simple criteria that can be used to distinguish impact craters, maars, mud volcanoes and sinkholes from one another. As a first step, it is important therefore to place these structures into a geological context. Even if we are lucky enough to place the structures into a known geologic setting, e.g. presence of an impermeable cover on a fractured substrate hosting overpressure fluids, the evidence may still be insufficient to attribute them to a specific mechanism. Such problems certainly occur in active volcanic terranes. The mere presence of ejected material, as one example, is not conclusive enough to distinguish phreatic eruptions, mud volcanoes and piping sinkhole, or even ejectamenta from impact craters. It is important to consider the nature and mode of ejection of sediments. The superficial expression of all of these phenomena is a crater which grows by means of block subsidence. Impacts can also form by a gas-bubble blow out, and sinkholes by a piston cylinder mechanism. Piping sinkholes, mud volcanoes and phreatic volcanoes form by gas expansion phenomena in a viscous medium, resulting in outpourings of mud and laharic flows. These differ from maars and impact craters which are largely controlled by hot gas expansion (blast, surge). Piping-sinkholes, mud volcanoes and maars are associated with buried conduits, commonly interconnected, unlike impact craters or hydro-magmatic maars. The presence of hydrocarbons and gas emissions, especially their stable isotopic compositions, may help discriminate igneous from non-igneous phenomena. In some cases, these forms are the result of rapid changes of an unstable system that can be triggered by seismic activity. Continuity of activity coupled with periodicity of formation may help in discriminating co-seismic from non co-seismic forms. The establishment of criteria are needed to discriminate these various forms belonging to a largely neglected group of geological phenomena. These may be of crucial importance in the understanding and the management of both hydro-geological, volcanic and seismic risks.

### **1. INTRODUZIONE**

Esistono sensibili convergenze strutturali tra le numerose forme circolari con fondo depresso, con o senza bordo rilevato, presenti sulla superficie terrestre. Le problematiche qui analizzate potrebbero essere estese anche a forme extraterrestri, in cui però strut-

ture circolari di piccole dimensioni non vengono generalmente considerate, per inadeguatezza dei mezzi di risoluzione o scarsità di dati geologici di contesto.

Le forme circolari a fondo depresso hanno cause sia endogene che esogene e tra queste ultime gli impatti e le forme antropiche rappresentano una notevole variante. Sebbene esse abbiano genesi molto differenti è possibile confonderle le une con le altre a meno di seguire una metodologia d'indagine spesso complessa e che si basa sull'analisi di parametri che devono essere ponderati e comparati secondo uno schema ipotetico progressivo di esclusione piuttosto che di affermazione. Il contesto geologico, su cui vengono fatte molte assegnazioni genetiche in letteratura, è spesso solo una condizione necessaria ma non sufficiente. Per esempio ogni forma circolare in zone vulcaniche viene considerata come un possibile cratere mentre alcuni di questi sono invece *sinkhole* o addirittura forme fluviali come i meandri abbandonati etc. Gli aspetti morfologici sono anche fuorvianti perché forme circolari pressoché analoghe si formano per esplosioni, attività sismica, glacialismo o anche attività antropiche. I vulcani di fango hanno relazioni strette sia con depositi di idrocarburi che con attività magmatica e tettonica. D'altra parte ci sono, per ciascuna forma ed origine, alcuni parametri e caratteristiche che possono essere presenti o mancare senza inficiare la tesi classificativa finale. Quindi tutti i parametri distintivi devono essere considerati fino a verificare le condizioni di necessità e sufficienza che siano discriminanti. Tali parametri derivano da un'analisi pluridisciplinare e spesso interdisciplinare che coinvolge il contesto geologico, la morfologia, la giacitura, la litologia, la geochimica.

Uno schema sistematico generale non è ancora stato proposto in letteratura e questo lavoro rappresenta un primo passo in tal senso. La dimostrazione che la questione non è sterile è che in letteratura esistono interpretazioni controverse. La terminologia classificativa è attualmente mutuata da differenti discipline ed è quindi inconsistente da un punto di vista sistematico. Tuttavia se si facessero classificazioni solo da un punto di vista, per esempio su base morfologica, molte forme che hanno origine diversa tra loro finirebbero in una stessa categoria. Se escludiamo un criterio descrittivo basato solo su parametri fisici perché non è omogeneo e non porta e risultati classificativi univoci, anche quello genetico non è del tutto soddisfacente in quanto se è vero che effetti simili possono derivare da cause diverse, effetti diversi possono derivare da una stessa causa (esempio esplosione).

## **2. FORME NATURALI ED ANTROPICHE A FONDO DEPRESSO**

Data l'enorme varietà e disparità di forme circolari è conveniente limitare l'analisi al campo di maggior sovrapposizione di forme diverse e a dimensioni che consentono un'analisi relativamente agevole per completezza e abbondanza. Infatti, molte forme circolari depresse, tra cui i *sinkhole*, non sono scala invariante e quindi alcune forme troppo grandi o troppo piccole possono essere classificate solo in base alle dimensioni. Le forme giganti, con diametri di decine di chilometri, sono riferibili solo agli impatti e alle caldere, invece forme più piccole di due metri spesso hanno cause estremamente superficiali come variazioni di quota della falda o fenomeni pedogenetici e sono note voragini di dimensioni molto limitate che si formano per elutriazione (ie asportazione della componente più sottile di un sedimento) ad opera di acque circolanti in sedimenti molto permeabili. Le forme comprese tra 2 e 200 metri sono multiformi e complesse, legate a fenomeni geologici importanti per l'uomo e l'ambiente e possono essere ricondotte almeno a 3 tipi di

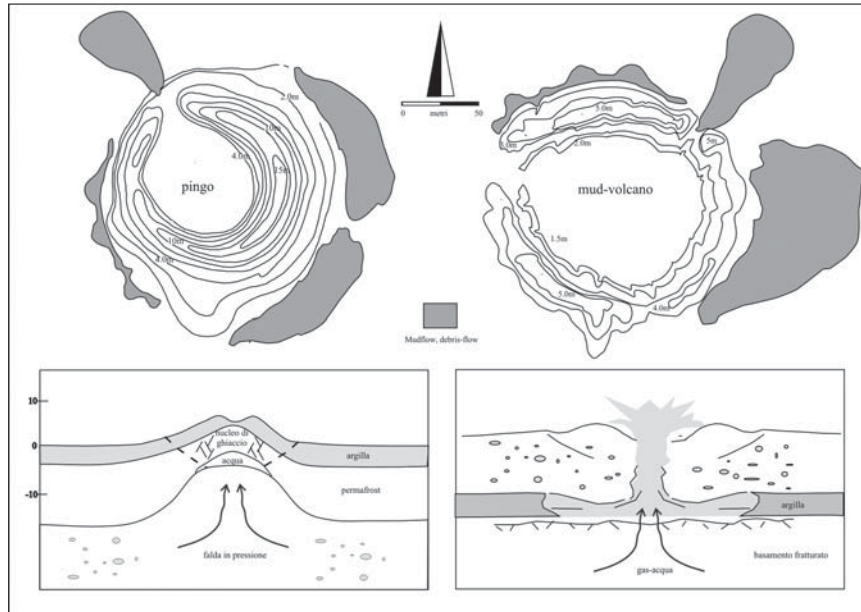


Fig. 1. - Confronto tra le morfologie ed i meccanismi di formazione di un pingo e un vulcano di fango.

genesi principali: eiezione, crollo/compattazione, azione antropica. Ogn'uno di questi tipi ammette più cause che si diversificano per l'agente che le produce, es. azione chimica o meccanica, tipi di fluidi, e per le modalità di formazione, es., velocità di subsidenza, ripetizione o meno nel tempo, e consiste di vari effetti che possono sovrapporsi o convergere dal punto di vista morfologico e/o della distribuzione dei depositi che eventualmente possono formarsi. Un esempio caratteristico di tale similitudine si può fare, a titolo esemplificativo, confrontando due morfologie: un mud-vulcano e un pingo collassato; oltre alla morfologia in pianta è interessante notare che anche il sistema di alimentazione e crescita presenta della analogie (Fig. 1).

Lasciando da parte le forme antropiche, la distinzione naturale più ovvia tra le forme circolari a fondo depresso è tra quelle che mostrano segni di emissioni e quelle invece solo subsidenti. Tra le forme che emettono prodotti possiamo distinguere tra quelle solo eietive e quelle produttive. Le forme non eietive variano dal crollo alla deflazione, dal collasso progressivo alla subsidenza. Sebbene un'analisi dettagliata di ciascuno di questi effetti esuli dagli scopi di questo lavoro una breve revisione e descrizione delle principali forme note viene rappresentata in tabella 1. Si noti che la maggiore incertezza riguarda la classificazione dei *piping sinkhole* i quali possono, a seconda se siano associati o meno ad emissioni essere classificati tra i "crateri" o le "voragini". Sia i crateri che le voragini possono essere connessi sia a cause locali che a fenomeni geologici a più ampia scala. Sebbene una causa probabile sia legata alle deformazioni tettoniche questa si accompagna sempre a fattori stratigrafici e a fenomeni concomitanti a più piccola scala. Per questo motivo il loro significato geologico anche in termini predittivi e valutativi di alcuni pericoli geologici è ampiamente sottostimato.

Tabella 1. Principali tipi di meccanismi genetici di forme circolari depresse.

Ejezione	Crollo	Azione antropica
magmatico/ freatica	svuotamento tunnel lavico lago di lava (pitfall, pit crater)	scavo sotterraneo
eruzione di gas, idrocarburi, fango	dissoluzione/lisciviazione carbonati, solfati, cloruri, silicati (CO <sub>2</sub> , SO <sub>2</sub> , Cl, F)	opere idrauliche
tettonica-sismi	Glacialismo (pingos)	bomba
impatto meteoritico	compattazione/ combustione/ elutriazione	esplosione atomica sotterranea

## 2.1 Crateri

Il termine cratere deriva dal greco antico *κρᾶσις* cioè mescolare. Per estensione si riferisce alla forma svasata dei recipienti da cui si attingevano le bevande durante i banchetti. Implica quindi che il cratere sia una forma circolare a fondo depresso che in qualche modo "versi fuori" qualcosa. Il termine dovrebbe essere riservato solo a forme che derivano da una delle cause seguenti: eruzione magmatica, eruzione freatica, eruzione di gas, emissione di correnti fangose che mobilitano sedimenti profondi, impatto meteoritico, esplosioni. Quindi fuori dal campo genetico accettato per i *sinkhole*. Attualmente il termine "cratere" viene anche utilizzato in maniera figurativa e ascientifica per indicare le aree macrosismiche epicentrali dei terremoti, un uso che andrebbe stigmatizzato.

I *Maar* magmatici sono definiti come una forma vulcanica avente il fondo ribassato rispetto al substrato pre-eruttivo e sono spesso incassati in terreni non vulcanici (Fig. 1A). Hanno una natura monogenica e sono ampiamente distribuiti in zone anorogeniche che possono mancare di fenomeni vulcanici più vistosi. Sono legati ad attività molto esplosiva, il volume di materiale emesso è ridotto e non danno luogo a colate laviche (Stoppa, 1996). Sono radicati alla sorgente magmatica, in genere sublitosferica, attraverso un condotto detto diatrema e sono associati a magmi ultramafici alcalini, molto ricchi in volatili (carbonatiti, kimberliti, melilititi, lamproiti). Sono circondati da un anello o una semiluna di piroclastiti con caratteristiche litologiche specifiche, spesso di basso profilo morfologico e avente un pendio esterno al cratere (*outward*) a basso angolo. Tali depositi sono messi in posto da ondate piroclastiche turbolente molto simili ai *base surge* delle esplosioni nucleari. I diatremi contengono tipiche brecce subvulcaniche dette tuffisiti e molto spesso contengono grandi quantità di frammenti di peridotite.

I *Maar* freatomagmatici e freatici hanno una morfologia e una geometria dei depositi uguale a quella dei *maar* magmatici però la composizione chimica dei prodotti emessi non è specifica come nel caso dei *maar* magmatici perché l'esplosività non deriva dai fluidi juvenili tipici dei magmi ultra-alcalini ma dall'interazione con acque esterne (Lorenz, 1986). Anche le caratteristiche litologiche, descritte a dopo, sono diverse. I *maar* freatomagmatici sono in genere comuni nelle aree vulcaniche in prossimità di acque superficiali e sono



una variante di altre forme eruttive spesso relativamente poco esplosive come le eruzioni hawaiane e stromboliane. I *maar* freatici sono dovuti al solo incontro di calore magmatico con un reservoir di acqua oppure direttamente all'eruzione di un sistema idrotermale ad alta temperatura. In questo caso tra gli ejecta non si ritrova materiale magmatico juvenile, si tratta quindi di forme non produttive. Si formano in genere colate di fango. Queste due forme non sono associate a diatremi.

I *Mud Volcanoes* hanno modalità di formazione riconducibili a diapiri e fluidi che nella risalita asportano sedimenti fini da un reservoir o dal condotto (Huseynov e Guliyev, 2004; Kopf *et al.*, 2006). Perché si formino è necessario un reservoir relativamente profondo sigillato da livelli argillosi che vengono iniettati dalla pressione di acqua e gas sottostanti in una copertura incoerente. L'agente è in genere costituito da idrocarburi, fluidi artesiani, fluidi termali di basso grado (< 100°C), gas magmatici o da un insieme di questi. Possono essere persistenti o dare luogo a una sola eruzione. La forma di questi crateri è relativamente complessa, il fondo può essere ribassato o sollevato e si può assistere anche alla costruzione di un vero e proprio edificio conico o festonato, soggetto a collassi, spesso si osservano campi costellati da tali forme o allineamenti su fratture locali. Le dimensioni variano da pochi metri a molte decine di metri sia lateralmente che verticalmente, in casi eccezionali hanno anche dimensioni maggiori. La caratteristica fondamentale è la produzione, lenta o parossistica, di colate di fango che formano depositi omogenei in genere canalizzati. Nel caso di espulsione di fanghi molto fluidi questi possono espandersi su un'area molto vasta assumendo un basso profilo morfologico. Si può osservare subsidenza areale a causa dell'espulsione di notevoli quantità di fluidi e collassi delle zone di emissione. In caso di esplosioni di gas (es. CH<sub>4</sub> o CO<sub>2</sub>) le manifestazioni parossistiche sebbene violente sono effimere così come le strutture che si formano. Si sono osservate variazioni della composizione chimica, es aumento del Radon, prima di un terremoto e fasi eruttive scatenate da scosse sismiche. In genere sono collocati in zone orogeniche e associati a zone in deformazione. In Italia sono frequenti e ne vengono elencati 61 tra gli attivi subaerei (MARTINELLI e JUDD, 2004).

I Crateri da impatto si formano per la brusca espansione di una bolla di gas incandescenti prodotta dall'impatto di un bolide che volatilizza gran parte del proiettile e del bersaglio. In realtà i crateri da impatto sono eiettivi ma non produttivi quindi il volume del deposito è in genere simile o inferiore al volume del cratere considerando anche gli aggiustamenti che si verificano nel cratere stesso. La morfologia e i depositi sono simili a quelli dei maar magmatici (es strutture a fiamme, dune) ma la litologia e la geochimica possono presentare fattori sufficienti, sebbene non necessari, a far identificarne la genesi. L'onda d'urto che si scatena nel substrato genera strutture meccaniche caratteristiche e facilmente riconoscibili (GILMOR e KOELBER, 2004).

Nel caso di esplosione di ordigni convenzionali si crea un cratere con un bordo scarsamente rilevato formato da ejecta grossolani che non presentano in genere azioni termiche, scarsa la mobilitazione turbolenta di materiali fini, sono presenti invece frammenti dell'ordigno, tuttavia possono essere confusi con piccole doline (MAYER *et al.*, 2007).

## 2.2 Voragini

Il termine voragine deriva dal latino *voràginem* dal tema *vòrare* e *àginem* desinenza indicante azione. Indica dunque una cavità profonda che ingoia senza restituire. Tra queste sono senz'altro compresi la maggior parte dei *sinkhole* tuttavia questa categoria ospita



Fig. 2 - Alcune forme naturali A: maar; B: diatrema; C: pingo collassato; D: impatto; E: pitfall; F: piping sinkhole; G: mud volcano idrotermale; H: mud volcano idrocarburi.

forme di origine varia tra cui alcune di pertinenza dei fenomeni associati al magmatismo e altre morfologie circolari a fondo ribassato si formano per il collasso dei *pingos* (MACKAY, 1987). Quelli fossili sono difficili da diversificare rispetto ad altre forme. *Pingos* fossili sono stati identificati in Africa, Cina, Europa, Canada e Stati Uniti. [e.g., DE GANS 1981]. I *pingos* vengono generati da falde freatiche in pressione risalenti da zone sottostanti al permafrost che gelano al nucleo del pingo. Richiedono che la stratigrafia locale consista di un livello più superficiale impermeabile e un livello molto permeabile e non gelato al di sotto del permafrost. Sono caratterizzati da un processo progressivo di crescita e collasso sia meccanico che termico in genere hanno da 100 a 200 metri di diametro ma possono essere più grandi. Crescono in tempi geologicamente brevi ma possono perdurare a lungo. La pendenza dei fianchi è molto variabile. Essi sono anche in grado di emettere colate di fango o produrre fuoriuscita di acqua. Originano depositi centripeti associati con scivolamenti gravitativi e *debris flow*. Depositi alluvionali si formano per svuotamento delle acque dei laghetti che spesso si formano dentro di essi. Sono quindi un tipico caso problematico perché queste caratteristiche sono frequenti sia nei *mud-volcanoes* che nei maar freatici (Fig. 2). Un caso meno complesso e più limitato è costituito dagli sprofondamenti dovuti alla fusione di blocchi di ghiaccio inglobati in *jokullaupt* o morene.

Molti *sinkhole* si formano per dissoluzione di sedimenti solubili costituiti da carbonati, solfati, cloruri etc. facilmente attaccabili da acque aggressive. Questo meccanismo è molto noto e non occorre soffermarvisi (e.g. BECK, 1984). Forme depresse per dissoluzione si generano intorno a bocche che emettono H<sub>2</sub>S che esercitando una forte azione caolinizzante e solfaticizzante determinano fenomeni di compattazione e lisciviazione anche su rocce silicatiche. Questo fenomeno produce morfologie depresse con bordi franosi per il materiale che viene richiamato verso la zona di emissione. Localmente si possono formare piccole voragini intorno alle zone di emissione più intensa.

Alcuni *sinkhole* formano condotti cilindrici profondi decine di metri, con un rapporto profondità/diametro notevole. Si formano in sedimenti non strettamente sensibili a dissoluzione, compattazione o altri fenomeni prima elencati. La formazione di condotti cilindrici così profondi è poco probabilmente legata a collassi di cavità che si propagano con altre geometrie in accordo alla meccanica delle terre. È postulabile un meccanismo tipo piston-cylinder ma le cause non sono chiare. Tuttavia non sembrano neanche legati ad un qualche tipo di emissione, sebbene ci sia notizia di emanazioni solfuree o soffocanti. Inoltre non è noto quale sia l'influenza del contesto geologico e non mostrano relazioni dirette con strutture tettoniche attive. Si tratta di forme diffuse in natura la cui causa di formazione non è ancora compresa e spesso sono trascurati (NISO, 2003, NISO *et al.*, 2004). I *Piping sinkhole* si formano spesso lungo zone di faglia e sul prolungamento di esse. Non occorre che la faglia affiori ma è sufficiente la perturbazione e l'eteropia che essa produce in profondità a giustificare la formazione dei *sinkhole*. Esempi sono noti lungo la faglia di *San Andreas* anche dove questa non dà effetti morfologici evidenti in superficie. Si tratta di *piping sinkhole* che emettono correnti di fango formando letti stratificati. In questo sono estremamente simili ai *mud-volcanoes* effimeri.

I *pit crater* sono depressioni circolari a pareti verticali causate dal collasso della superficie al di sopra di una camera magmatica superficiale o di un lago di lava; i *pitfall* sono legati allo svuotamento e al collasso parziale della volta dei tunnel lavici lungo il cui percorso si allineano, gli *skylight* sono legati allo sfondamento della volta dei tunnel lavici

da parte di gas compressi. Non si tratta di forme eiettive e non sono associati ad esplosioni di alcun genere.

I paravulcani sono dovuti alla presenza di accumuli di materiali combustibili, coperti da suoli leggeri possono bruciare in condizioni anossiche per lungo tempo. La conseguente diminuzione di volume e il concentrarsi dei gas prodotti in camini produce collassi circolari associati a zone di ossidazione che possono venire confusi con fenomeni termali. Strutture antropiche tipo "calcare" anche possono simulare fenomeni paravulcanici ed assumere la morfologia di piccoli pozzi ma sono facilmente riconoscibili dai manufatti cui in genere si trovano associate.

Gli ordigni nucleari che esplodano nel sottosuolo producono crateri caratterizzati dalla presenza di residui radioattivi. Le esplosioni nucleari per uso commerciale sono state piuttosto comuni in passato nel blocco dei paesi dell'est e sono quindi stati studiati in dettaglio. Alla base del meccanismo di formazione di strutture circolari in superficie c'è sempre la formazione di una cavità sotterranea instabile. Mentre i gas si liberano, le rocce sovrastanti collassano nella cavità riempiendola in un'unica fase o in fasi successive in dipendenza della stratigrafia locale. Il collasso è completo se il duomo di fratturazione si estende fino alla superficie [BOCHAROV *et al.*, 1988].

### 3. MORFOLOGIA

Non tutti i parametri morfologici sono stati ben studiati ai fini di una discriminazione tra le varie forme genetiche. Per esempio i rapporti profondità/diametro delle voragini e dei crateri vengono considerati importanti e discriminative, a parità di erosione. La natura del condotto e il suo meccanismo di formazione influenzano tale rapporto a seconda che la forma sia da crollo oppure derivi da altri meccanismi (es. deflazione, erosione) e inoltre ha stretta relazione con le dimensioni di eventuali cavità sotterranee. Al momento non esistono studi sistematici che definiscano tale rapporto e lo colleghino a categorie di forme o a specifici meccanismi di formazione.

La presenza di un bordo rilevato è sempre diagnostico ma la diagnosi dipende dalla natura litologica, dalle strutture sedimentarie presenti e dalla geochimica dei materiali. Un criterio discriminativo necessario nelle forme non produttive ma eiettive è che il volume del bordo deve approssimare quello della cavità centrale, questo è vero grossomodo anche per le forme da ablazione come i crateri da impatto [STOPPA, 2005]. Il diametro di base di un eventuale bordo rispetto al diametro del cratere è anche importante ed in genere qualifica la velocità di formazione che è tanto maggiore quanto maggiore è questo rapporto.

Nel caso di forme produttive e non solo eiettive è molto importante anche la distribuzione dei prodotti emessi che spesso ne qualifica il meccanismo di messa in posto. L'espressione inglese "*aspect ratio*" indica il rapporto fra la larghezza e l'altezza di un deposito, come una colata di fango per esempio, ed ha relazioni sia con la viscosità del mezzo sia con la portata che con la velocità di messa in posto tutti fattori che dipendono dalla natura dell'emissione. Purtroppo i dati di letteratura sono scarsi

Tutte le forme circolari a fondo depresso di qualsiasi origine convergono rapidamente verso uno stato di equilibrio morfologico, si allagano, addolciscono i pendii, si interrano rapidamente e subiscono erosione accelerata. Sono forme molto labili geologicamente e anche per questo la loro importanza e significato viene in genere sottovalutato. In genere vengono riempite e livellate anche artificialmente aumentando così il rischio futuro per

cose e persone dato che questi fenomeni potenzialmente pericolosi tendono a ripetersi nelle stesse aree.

#### 4. LITOLOGIA

La litologia è in genere altamente discriminante per comprendere l'origine dei depositi che formano i bordi dei crateri sfortunatamente esige il lavoro di specialisti di settore e va combinata con l'analisi geochimica sia dei sedimenti in toto che della componente mineralogica per cui non è speditiva e richiede analisi di laboratorio. I depositi legati ai *maar* freatomagmatici o freatici sono tufi caratterizzati da abbondante materiale fine (cenere) costituito da frammenti angolari. Dato che il mezzo che si espande e trasporta tali frammenti è il vapore d'acqua quando questo condensa forma matrici fangose che si presentano a volte vescicolare per espansione di vapore residuo. La messa in posto dei materiali varia da turbolenta con formazione di laminazioni incrociate a trattiva e anche in massa con formazione di colate di fango. Questi tufi spesso contengono letti di lapilli formati da gusci concentrici di fango (lapilli d'accrescimento) che aderisce a un nucleo centrale. La composizione della frazione magmatica può essere di qualsiasi natura, in casi di *maar* freatici non si troverà alcuna frazione magmatica giovanile.

La litologia dei *maar* magmatici è molto differente sebbene si tratti di tufi con laminazioni incrociate e dune da ondata piroclastica qui il mezzo che si espande è in genere CO<sub>2</sub> quindi non necessariamente osserveremo colate di fango e formazione di lapilli d'accrescimento. Questi sono sostituiti dagli *spin lapilli* o lapilli tuffisitici formati da gusci di lava che si accrescono intorno a un nucleo spesso formato da un nodulo mantellico o uno xenocristallo mafico. Tali lapilli rappresentano una componente eruttata a partire dalle breccie sub vulcaniche dette tuffisitici che rappresentano il litotipo tipico che riempie i diatremi (Stoppa *et al.*, 2003). La composizione è sempre mafica o ultramafica con notevole componente di carbonati. Per spiegare la formazione a grandi profondità di tali breccie e la loro rapida risalita ed eruzione, alla velocità di alcune decine di km al secondo, occorre che dopo una liberazione esplosiva della CO<sub>2</sub> dal fuso questa formi tasche di gas lungo le pareti del diatrema e sulla superficie dei lapilli e dei frammenti di peridotite più grandi aumentando la galleggibilità e riducendo l'attrito proprio come la bucherellatura di una palla da golf. I depositi possono contenere blocchi ma in genere le particelle che formano la matrice sono pellettoidali. I depositi non sono saldati ma possono essere cementati da carbonato primario.

I crateri da impatto sono circondati da un litotipo brecciato molto tipico che potrebbe facilmente essere scambiato con un deposito ignimbrico dato che contiene frammenti vetrosi schiacciati e allungati (*fiammae*). Tuttavia tali frammenti risultano dalla fusione del substrato e quindi hanno una composizione chimico-mineralogica diversa dai vetri magmatici. Tale breccia saldata con fiamme è chiamata *suevite* che forma una miscela eterogenea con frammenti litici e cristalli che mostrano effetti di shock meccanico e messa in posto da un moto estremamente turbolento e violento. La presenza di tale litotipo intorno a una depressione circolare indica un impatto con un corpo meteoritico denso ad alta velocità. I frammenti litici possono presentare delle tipiche superfici a nicchie simili a quelle delle meteoriti (regmagliptiche) dovute ad ablazione termico-meccanica (Gilmor e Koeberl, 2004). Sono tipiche anche striature e incisioni delle superfici che non devono essere confuse con quelle carsiche (*karren*) cui somigliano. Inoltre i depositi da impatto contengono spesso elementi del gruppo del platino in concentrazione molto superiore a

quella dei materiali cristallini come conseguenza della volatilizzazione del proiettile e della contaminazione del bersaglio [KOEBERL *et al.*, 2000]

La litologia dei fanghi emessi dai mud-volcanoes è in genere quella di una breccia con clasti polimictici inglobati in una matrice argillosa. La composizione dei minerali argillosi dipende dalla stratigrafia locale e dalla complessità della zona sorgente di solito predominano kaolinite, smectite, halloysite e illite. Si tratta comunque di fanghi relativamente poco viscosi e facilmente liquefacibili [MURTON e BIGGS, 2003]. E' relativamente facile distinguere tali fanghi da quelli vulcanici che contengono poca argilla e molta cenere vetrosa. In altri casi è possibile discernere un'origine magmatica o non magmatica dei fluidi basandosi sugli isotopi stabili, infatti la CO<sub>2</sub> di origine magmatica è caratterizzata da isotopi del C pesanti, e su quelli radiogenici (es. Sr<sup>86</sup>/Sr<sup>87</sup>).

## 5. CONCLUSIONI

Le proposte metodologiche di classificazione delle forme circolari a fondo depresso sono ancora pionieristiche. E' estremamente difficoltoso categorizzarle ponendo limiti classificativi precisi. La loro sovrapponibilità scoraggia criteri di tipo puramente tassonomico mentre i criteri genetici appaiono ancora largamente interpretativi dato che la natura esatta di molte forme non è ancora stata determinata. In questo lavoro viene proposta una prima suddivisione tra forme non eiettive e forme eiettive e poi, in queste ultime, tra quelle produttive e quelle non produttive. Le forme vulcaniche possono essere discriminate in base alla litologia e alla geochimica così come quelle da impatto. Nell'ambito dei sinkhole esistono ulteriori incertezze data la presenza di forme border line rispetto a fenomenologie eiettive non direttamente legate al magmatismo. In definitiva, un maggior sforzo interdisciplinare è richiesto per arrivare a una definizione classificativa a un'interpretazione genetica che non misconosca il significato geologico e il valore dell'informazione nei confronti del rischio geologico di tali forme.

Tabella 2. Parametri che definiscono condizioni necessarie e sufficienti per il formarsi di una struttura circolare depressa.

tipo	geochimica	litologia	geologia
mud volcano	sufficiente	no	Necessaria
impatto	sufficiente	necessaria	no
maar freatico	no	necessaria	no
maar magmatico	necessaria	sufficiente	necessaria
Pit crater	no	no	sufficiente
Pitfall	no	no	sufficiente
sinkhole	no	no	necessaria
piping sinkhole	no	no	necessaria
pingo	no	no	no



Tabella 3 - Caratteristiche strutturali di alcune forme circolari depresse

Tipo	Fondo	Bordo rilevato	emissione
mud volcano	depresso	si	si
impatto	depresso	si	si
maar	depresso	si	si
pit crater	depresso	no	no
Pit fall	depresso	no	no
sinkhole	depresso	no	no
piping sinkhole	depresso	no	si
Pingo collassato	depresso	si	no

Tabella 4 - Principali litologie associate alle forme ejetive.

tipo	geometria deposito	litologia	struttura deposito
mud volcano	colate radiali sottili	fango	caotica
impatto	radiale o asimmetrico	suevite, impattite	caotica, dune, antidune
maar freatico	radiale, flussi ed ondate piroclastiche umide, lahar	fango, brecce angolari, lapilli d'accrezione	lamine, strati, impatti, dune e antidune
maar magmatico	asimmetrica, flussi ed ondate piroclastiche secche	tuffisite, rocce ultramafiche e alcaline	lamine, strati, impatti, dune e antidune
piping sinkhole	canalizzato	sabbia	laminato

#### BIBLIOGRAFIA

- BECK B. (1984) - *Sinkholes: their geology, engineering and environmental impact*. Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes, Orlando, FL.; Rotterdam, Netherlands, A.A. Balkema, Publisher, 429 pp.
- BOCHAROV M.V., KUDRYASHOV M.A., TSYGANKOVA O.L. (1988) - *Dome collapse of an underground-blast cavity in a granular medium*. Journal of Mining Science, 24, 2, 118-122.
- DE GANS, W. (1981) - *The Drentsche Aa Valley System, a study in Quaternary geology*. Rodopi, Amsterdam, The Netherlands.
- GILMOR I., KOEBERL C. (2004) - *Impacts and the Early Earth*. Lecture notes in Earth Science, 91, Springer, Berlin, 445 pp.

- HUSEYNOV D.A, GULIYEV I.S. (2004) - *Mud volcanic natural phenomena in the South Caspian Basin: geology, fluid dynamics and environmental impact*, Environmental Geology, Springer, 46, 8.
- KOEBERL C., REIMOLD W.U., McDONALD I., ROSING M. (2000) - *Search for petrographic and geochemical evidence for the late heavy bombardment on Earth in Early Archean rocks from Isua, Greenland*. In *Impact and the Early Earth* (eds. Gilmour I. and Keoberl C.) Lecture Notes in Earth Science, 91, 73-98.
- KOPF A.J., CLENNELL M.B., BROWN K.M. (2006) - Physical Properties of Muds Extruded from Mud Volcanoes: Implications for Episodicity of Eruptions and Relationship to Seismicity. In: *Mud Volcanoes, Geodynamics and Seismicity* (MARTINELLI G., PANAHİ B., Eds), Nato Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences, 51, 263-283.
- LORENZ V. (1986) - On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology*, 48, 5, 265-274.
- MACKAY J.R. (1988) - *Pingo collapse and paleoclimatic reconstruction*. *Can. J. Earth Sci.*, **25**, 495-511
- MARTINELLI G., JUDD A. (2004) - *Mud volcanoes of Italy*, *Geological Journal*, 39,1, 49-61
- MAYER W, CLAUDIN F., ERNSTSON K. (2007) - *The Sirente craters (Italy): On the possible origin of geomagnetic anomalies (Ormö et al. 2007)*. In <http://www.impact-structures.com/sirente.html>
- MURTON M AND BIGGS J. (2003) - *Numerical modelling of mud volcanoes and their flows using constraints from the Gulf of Cadiz*. *Marine Geology*, 195, 223-236.
- NISIO S, CARAMANNA G., CIOTOLI G. (2004) - Sinkholes in Italy: first results on the inventory and analysis. In: *Collapse and subsidence hazards*, Geological Society, London, Special Publications, 279, 23-45.
- NISIO S. (2003) - *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia centrale*. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 16-1, 121-132
- STOPPA F. (1996) - *The San Venanzo maar and tuff ring, Umbria, Italy: eruptive behaviour of a carbonatite-melilitite volcano*. *Bullettin of Volcanology*, 57, 563-577.
- STOPPA F. (2005) - *The Sirente crater, Italy: impact versus mud volcano origins*. *Meteoritics and Planetary Sciences*, 41, 467-477.
- STOPPA F., LLOYD F.E. AND ROSATELLI G. (2003) - *CO<sub>2</sub> as the propellant of carbonatite-kamafugite connate pairs and the eruption of diatremic tuffisite*. *Periodico di Mineralogia*, 72, 205-222.