

SESSIONE 3
SINTESI REGIONALI

IL RUOLO DELLE VORAGINI NELLA VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ IDRAULICA DELLE AREE ENDOREICHE DELLA PENISOLA SALENTINA

di Alemanno D.¹, Damato B.¹, Denora D.¹, Di Santo A.R.^{1,2}, Fiore A.¹, Iacobellis V.² & Intini V.¹

ABSTRACT

The Salento peninsula area (southern Apulia), morphologically little raised above sea level (199 m a.s.l.), is characterized by the presence of wide surfaces placed at several altitudes spaced out by thin ridges, coincident with structural highs (Serre) predominantly stretched along NW-SE direction. Because of the recent geological evolution of this area, in the central part of the peninsula occurred the formation of wide endorheic areas with a discontinuous and little developed hydrographic network. Where the superficial network does not flow in vertical structures connecting the superficial waters with the deep karst system, the endorheic morphology associated with terrigenous or residual paleo-karstic "terre rosse" covers represents one of the most important causes of hydraulic hazard, that in the past caused hygienic-sanitary criticalities, due to the formation of wide marshes. The hydraulic hazard has increased during the last decades with the expansion of urban centres not only due to the increased waterproof surfaces but also for the undue intersections with the hydrographic network, often considered wrongly inactive by reason of its "episodic" regime. The "Voragine del Genio Civile", in the territory of Scorrano and the "Voragine di Melissano" are two significant examples of natural systems undergone to anthropization with the aim of containing the superficial waters, in order to reduce the hydraulic hazard of endorheic areas of southern Salento peninsula.

RIASSUNTO

L'area della Penisola Salentina (Puglia Meridionale), morfologicamente poco elevata sul livello del mare (199 m s.l.m.), è caratterizzata dalla presenza di estese superfici disposte a diverse quote intervallate da esili dorsali, coincidenti con alti strutturali (Serre), allungate prevalentemente NO-SE. L'evoluzione geologica recente di tale area ha fatto sì che nella porzione centrale della penisola si formassero vaste aree endoreiche con un reticolo idrografico poco sviluppato e discontinuo. La presenza di morfologia endoreica associata alla presenza di coperture terrigene o di terra rossa residuale di origine paleo-carsica, ha rappresentato, laddove il reticolo superficiale non confluiva verso strutture verticali in grado di creare un collegamento diretto tra le acque superficiali e il sistema

1 - Autorità di Bacino della Puglia.

2 - Dipartimento di Ingegneria delle Acque e di Chimica - Politecnico di Bari.

carsico profondo, una delle principali cause di pericolosità idraulica che in passato ha anche determinato criticità di tipo igienico-sanitario per la formazione di vaste paludi. Tale pericolosità idraulica è aumentata negli ultimi decenni in relazione all'espansione urbanistica dei centri abitati e non solo per l'aumento delle superfici impermeabili ma sovente per le indebite intersezioni con il reticolo idrografico che per il suo regime "episodico" viene spesso, a torto, considerato "inattivo". Esempi particolarmente significativi di sistemi naturali antropizzati al fine di regimare le acque superficiali per la riduzione della pericolosità idraulica delle aree endoreiche della porzione meridionale della Penisola Salentina sono rappresentati dalla Voragine del Genio Civile, in agro di Scorrano e dalla Voragine di Melissano.

1. LE AREE ENDOREICHE DEL SALENTO

L'evoluzione geologica della Penisola Salentina ha fatto sì che nella porzione centrale della penisola si formassero vaste aree endoreiche con un reticolo idrografico poco sviluppato e discontinuo; recenti studi hanno individuato 7 aree endoreiche a direzione di flusso omogeneo (AAVV 2008 a).

Sulla base di studi effettuati con l'ausilio del DTM (Digital Terrain Model) con cella pari a 8 metri derivato dalla Carta Tecnica della Regione Puglia, condotti nell'ambito di un Protocollo di intesa tra la Provincia di Lecce e l'Autorità di Bacino della Puglia, sono stati individuati circa 600 bacini endoreici con estensione areale compresa tra 0.04 e circa 4.5 km² (AAVV 2009a) (Fig. 1). Tale valore è numericamente confrontabile con il numero degli elementi individuati tra doline, inghiottitoi nel substrato carsico, voragini nei depositi terrigeni e voragini idraulicamente sistemate come recapito finale del reticolo idrografico. Sono state, infatti, cartografate 333 doline e 180 voragini, la maggior parte delle quali ricadono nella macro area endoreica della penisola salentina. Delle voragini censite quasi 1/3 (57) ricade in un raggio di influenza del reticolo idrografico pari a 150 metri. Tale censimento certamente non è esaustivo di tutti i sistemi di collegamento tra il reticolo idrografico ed il substrato permeabile presenti nell'area a fronte delle oltre 1200 doline individuate da interpretazione di foto aeree per la redazione delle carte Geomorfologiche del Salento a scala 1:50.000 (Fogli 525, 526, 527, 536, 537) (Fig. 2) di G. Ricchetti (1988) e nella Carta Geomorfologica allegata al Piano Urbanistico Territoriale Tematico della Regione Puglia (Fogli 495, 496, 511, 512, 513, 525, 526, 527, 536, 537), approvato dalla Giunta Regionale nel 2000 (D.G.R. 2000).

Nelle aree endoreiche individuate sono diversi i casi in cui voragini presenti nel substrato carbonatico o deformazioni dei sedimenti terrigeni, formatesi per richiamo di forme carsiche profonde, hanno avuto una funzione determinante per la regimazione dei deflussi superficiali dovuti a piogge intense.

Spesso, tuttavia, l'intervento dell'uomo, atto a risolvere i problemi connessi ai fenomeni di allagamento delle aree endoreiche, è risultato del tutto inadeguato, in quanto le opere di sistemazione idraulica e/o gli interventi di bonifica realizzati prescindono dall'osservazione diretta del territorio, tesa a meglio definire il contesto geologico e geomorfologico in cui si opera, e da analisi condotte sulla base di modelli appropriati.

A tale proposito si può citare, quale esempio significativo tra i tanti riscontrabili, il caso della Voragine Colucce in territorio di Nardò.



Fig. 1 – Aree endoreiche del Salento meridionale

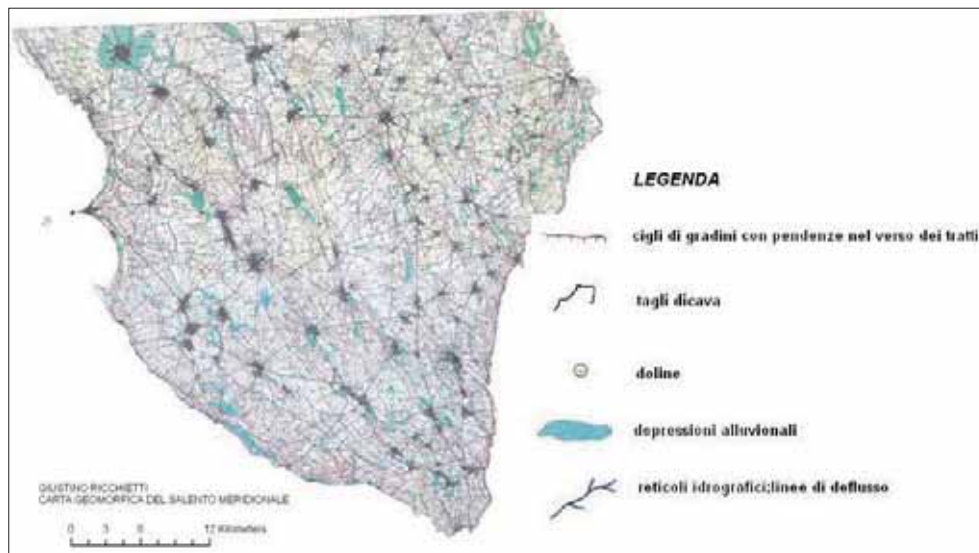


Fig. 2 – Carta geomorfologica del Salento Meridionale [G. Ricchetti, 1988]



Fig. 3 - Riempimento delle depressioni che non rispettano i vincoli dei parametri plano-altimetrici imposti (Fill Sink) - fase iniziale

La Voragine Colucce, che rappresenta l'elemento di maggior rilievo del sistema di inghiottitoi individuato all'interno di una vasta depressione estesa nel territorio a Nord dell'abitato di Nardò, funge da recapito principale delle acque del più importante bacino endoreico della penisola Salentina, sotteso dal Canale Asso (Fig. 3). Il bacino idrografico del Canale Asso, che si sviluppa nella parte sud occidentale della penisola Salentina, mostra forma allungata in direzione SE-NW e il reticolo idrografico che gli sottende drena una vasta superficie depressa compresa tra gli alti morfologico-strutturali delle Serre di S. Eleuterio, degli Angeli e di Collemeto. L'ultimo tratto del Canale Asso è rappresentato dal Canale Paduli che si immette in un'ampia e blanda depressione il cui fondo è caratterizzato dalla presenza di numerosi inghiottitoi carsici. Pertanto, ove un ramo del reticolo afferente al Canale Asso termina in corrispondenza di un inghiottitoio carsico, come nel caso del Canale Sirgole, le acque alimentano la rete di drenaggio superficiale solo in occasione di eventi di piena che determinano il superamento della capacità di infiltrazione degli inghiottitoi.

La Voragine Colucce si trova ad una quota di circa 31 metri sul livello del mare e nell'area si rinvenivano depositi calcarenitici. Attualmente l'opera di sistemazione idraulica della voragine Colucce è rappresentata da una vasca di sedimentazione di forma rettangolare, con base di 40 x 8.60 m ed altezza di 6 m, e un sistema di grigliatura posizionato davanti all'imbocco del sistema carsico, che si presentano in condizioni naturali, costituito da un primo tratto di ingresso a sviluppo verticale in fondo al quale si sviluppa il "pozzo" carsico vero e proprio, anch'esso a sviluppo prevalentemente verticale (Fig. 4).

Poiché in occasione di eventi eccezionali la Voragine Colucce ha manifestato una capacità di assorbimento inferiore alla portata di piena dal Canale Asso, come documentato dai numerosi eventi alluvionali verificatisi in passato, negli anni '70 fu realizzato un canale scolmatore (nei limiti delle dimensioni ad esso assegnato) in grado di trasferire verso il mar Ionio, attraverso un sistema di paratoie, le acque in esubero.



Fig. 4 – Voragine Colucce di Nardò

Analisi di carattere idrologico ed idraulico condotte per la Voragine Colucce di Nardò hanno permesso di stimare, in corrispondenza della sezione di chiusura di un bacino di 160 Km², portate idriche per eventi pluviometrici con tempi di ritorno di 30 e 200 anni, rispettivamente pari a circa 123m³/s e 228.7 m³/s. Tali valori di portata, risultano tuttavia incompatibili con le attuali dimensioni geometriche delle sezioni trasversali del canale Asso, e possono determinare fenomeni di esondazione del canale sia in corrispondenza dell'abitato di Nardò che dell'area di recapito finale delle Voragini Colucce e Parlataano. In tali circostanze, in queste aree possono accumularsi considerevoli volumi di acqua stimati in circa 950.000 m³, per eventi con tempo di ritorno di 30 anni, e fino a circa 1.000.000 di m³, per eventi con tempi di ritorno di 200 anni, cui possono corrispondere tiranti idrici, rispettivamente, dell'ordine di 1.5 m e 2.00 m dal piano campagna. Opportune elaborazioni di carattere idrologico ed idraulico mettono, pertanto, in evidenza come la Voragine Colucce, pur svolgendo un importante ruolo dal punto di vista idraulico, non è in grado di smaltire tutte le portate convogliate verso di essa, determinando nell'area prossima alla voragine stessa un alto grado di pericolosità idraulica.

2. CRITERI DI DEFINIZIONE DELLE AREE DI DRENAGGIO ENDOREICHE ED ESOREICHE

Le aree endoreiche con funzione di drenaggio delle acque superficiali, individuate nell'ambito dello studio condotto dall'AdB Puglia nella provincia di Lecce, sono depressioni morfologiche con definiti caratteri plano altimetrici (estensione dell'area e altezza massima di invaso) ed idraulici (volume contenuto nella depressione, superficie piana del riempimento, quota di sfioro, quota del fondo della depressione, area in piano della superficie dell'area di drenaggio). Difatti non tutte le depressioni morfologiche presenti sul territorio analizzato sono riconducibili ad aree di tipo endoreico che svolgono una funzione di tipo idraulico.

L'individuazione delle aree con funzione di drenaggio delle acque superficiali è stata ottenuta con una procedura semi automatica in ambiente GIS (Geographic Information

Sistem] utilizzando il DTM della Regione Puglia, con cella di risoluzione 8 metri, che ha previsto:

- la generazione del DTM omogeneo, a scala di macroarea, ottenuto come mosaico dei singoli Fogli dell'area di studio, teso ad eliminare gli errori di interpolazione nelle fasce prossime a Fogli attigui;
- l'estrapolazione automatica dal DTM omogeneo dei bacini idrografici sia endoreici che esoreici, con qualunque estensione areale, con restituzione di un GRID avente la stessa dimensione di cella del DTM d'origine;
- l'attribuzione dei parametri plano-altimetrici per l'individuazione dei bacini endoreici con funzione di drenaggio delle acque superficiali;
- il riempimento con procedura di "fill" delle depressioni che non rispettano i parametri plano-altimetrici indicati nel punto precedente e delle aree di cava, individuate con l'ausilio dello strato informativo estratto dalla Carta Idrogeomorfologica della Regione Puglia [AAVV 2009 b];
- l'estrapolazione da DTM modificato (DTM mod) dei soli bacini idrografici endoreici rispondenti ai requisiti imposti;
- l'individuazione nell'ambito dei bacini endoreici dei depocentri;
- la creazione di un geodatabase contenente alcune informazioni di carattere idraulico relative ai singoli bacini endoreici individuati, quali: volume contenuto nella depressione, superficie piana del riempimento, quota di sfioro, quota del fondo della depressione, area in piano della superficie dell'area di drenaggio;
- il confronto degli spartiacque dei bacini endoreici ottenuti con il reticolo idrografico sia naturale che antropico (canali di bonifica), (Carta Idrogeomorfologica della Regione Puglia, Edizione 2009), e l'accorpamento delle aree di drenaggio che confluiscono, a mezzo della rete idrografica, in un unico recapito finale.

La verifica e l'accorpamento di più bacini si rende indispensabile se si considera che numerosi interventi di sistemazione idraulica, realizzati in maniera più o meno diffusa e discontinua in tutta l'area di studio, hanno modificato nel tempo il naturale deflusso delle acque superficiali tanto da ridefinire in termini "artificiali" i limiti naturali di alcuni dei bacini idrografici individuati. Ne consegue che bacini resi intercomunicanti attraverso la realizzazione di reti di drenaggio afferenti al medesimo recapito finale, perdono la loro identità individuale dando vita ad un unico macrobacino di natura alternativamente esoreica o endoreica.

A titolo di esempio, oltre al caso del Canale Asso, già illustrato in precedenza, ve ne sono altri, per lo più localizzati nella porzione centrale del territorio salentino, per i quali la realizzazione di canali con sistemazione idraulica che scolmano le acque di più bacini endoreici verso voragini con elevata potenzialità di assorbimento delle acque ha dato origine a nuovi macrobacini di natura endoreica. Gli esempi più significativi al riguardo sono quelli inerenti i comuni di: Campi Salentina, Melissano, Ruffano, Supersano, Scorrano, Soleto.

3. DETERMINAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ IDRAULICA NELLE AREE ENDOREICHE

Le aree endoreiche con funzione di drenaggio delle acque superficiali, come già specificato, sono depressioni morfologiche con definiti caratteri plano altimetrici ed idraulici.

Di seguito si riportano le fasi di studio relative a due aree campione, analizzate nel presente studio, per determinare la pericolosità idraulica delle zone contermini a quelle dei recapiti finali di tipo endoreico: analisi morfologica, analisi idrologica e analisi idraulica.



Fig. 5 - Inquadramento territoriale dei casi di studio.

L'elaborazione è stata volutamente condotta senza attribuire alle voragini una capacità filtrante in ragione di due importanti considerazioni. È infatti necessario tenere presente che non sono disponibili dati sperimentali sull'effettiva capacità di assorbimento delle voragini in condizioni di saturazione e che il potere di assorbimento di tali sistemi non sempre è garantito nel tempo a causa di motivi naturali e/o, talvolta, antropici. I due casi analizzati nel presente studio sul funzionamento di una rete drenante a carattere endoreico, che bene interpretano le molteplici casistiche presenti nel territorio salentino, sono rappresentati dalla Voragine del Genio Civile, in agro di Scorrano, e dalla Voragine di Melissano (Fig. 5).

3.1 Analisi Morfologica

L'analisi è stata condotta con l'ausilio della Carta Tecnica Regionale (CTR) della Regione Puglia in scala 1:5000, che rappresenta il supporto cartografico più aggiornato (2007) e di maggiore dettaglio disponibile. Tale analisi, da ritenersi propedeutica a quelle più propriamente idrauliche, ha lo scopo di individuare le aree di pertinenza fluviale o lacuale, le zone di depressione morfologica e le zone che già in passato sono state interessate da eventi alluvionali, oltre che quello di definire i bacini idrografici afferenti a tali elementi morfologici.

L'individuazione delle aree con funzione di drenaggio delle acque superficiali è stata ottenuta con una procedura semi automatica in ambiente GIS, utilizzando il DTM della Regione Puglia, con cella di risoluzione a 8 metri.

3.2 Analisi Idrologica e Idraulica

L'analisi idrologica condotta a livello di bacino per la determinazione delle curve di possibilità pluviometrica, riferite ad eventi con tempi di ritorno caratteristici, permette di individuare, nelle fasi successive di elaborazione e mediante la determinazione delle altezze di pioggia per i differenti tempi di durata dell'evento critico, le portate attese e/o i volumi di accumulo nelle aree idraulicamente esposte al rischio.



Fig. 6 – Sottozone omogenee individuate dal VaPi.

L'analisi idrologica a livello di bacino per la determinazione delle portate/volumi attese/i con diversi tempi di ritorno è stato condotto in conformità a quanto previsto dal progetto Valutazione Piene del Gruppo Nazionali di Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) (COPERTINO & FIORENTINO, 1992) e ha tenuto conto dei dati raccolti dagli Uffici periferici dell'ex Servizio Mareografico e Idrografico Nazionale e di eventuali elaborazioni dei dati prodotti dagli stessi Uffici.

Dal punto di vista dell'approccio pluviometrico, secondo lo studio condotto da Castorani e Iacobellis (2001), il territorio di studio ricade nell'area pluviometrica omogenea Zona 6 (Fig. 6) per la quale è possibile calcolare la curva di possibilità pluviometrica sulla base della seguente equazione:

$$x(t,z) = 33.7 t [(0.488 + 0.0022 z) / 3.178]$$

ove x rappresenta l'altezza di precipitazione in mm e t la durata della pioggia in ore.

Ai valori così ottenuti vanno applicati i coefficienti moltiplicativi relativi al Fattore di Crescita KT (funzione del tempo di ritorno dell'evento di progetto, espresso in anni), ed al Fattore di Riduzione Areale KA (funzione della superficie del bacino espressa in kmq, e della durata dell'evento di progetto espressa in ore).

Il Fattore di Crescita per le zone 5-6 (Puglia Centro-Meridionale e Salento) è espresso dalla relazione:

$$KT = 0.1599 + 0.5166 \ln T$$

In Tabella 1 sono indicati i valori di KT determinati attraverso una procedura numerica iterativa, per tempi di ritorno fino a 100 anni, unitamente ai valori ottenuti applicando la formula su esposta, evidenziati in grassetto, il cui uso consente una stima del fattore di crescita, con errore inferiore al 5%, per tempi di ritorno superiori a 100 anni.

Tabella 1 – Fattori di crescita in funzione dei tempi di ritorno

Tempi di Ritorno (anni)	5	10	20	30	40	50	100	200	500	1000
Coefficienti Moltiplicativi KT	1.26	1.53	1.82	2.00	2.13	2.23	2.57	2.90	3.38	3.73

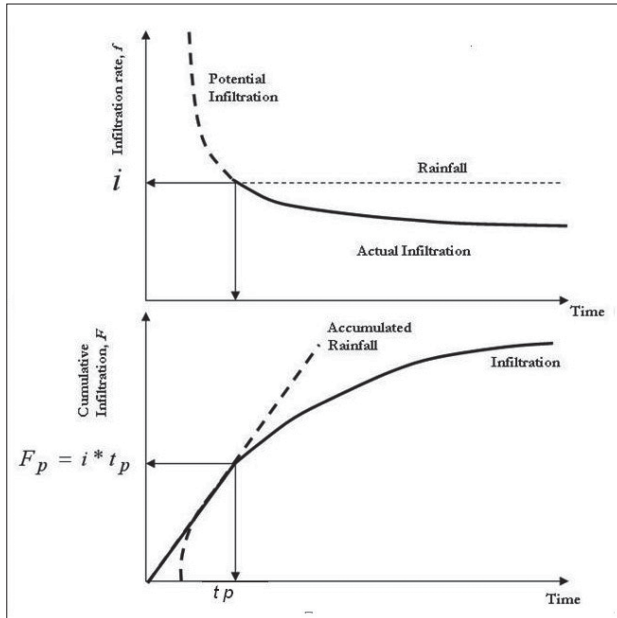


Fig. 7 - Curva di infiltrazione di Horton.

Tale procedura assume particolare rilievo nel caso in cui l'analisi venga condotta su bacini endoreici, contribuenti ove l'intensità di precipitazione ricavabile dalla curva di possibilità pluviometrica dovrà essere confrontata con la capacità di assorbimento del suolo, variabile in funzione delle diverse litologie affioranti e della durata dell'evento.

Pertanto, la procedura utilizzata deve prevedere un metodo per l'individuazione della componente di precipitazione che partecipa al deflusso e di quella che invece risulta persa (trattenuta dal suolo o dalla vegetazione, evaporata o infiltrata), necessario per il calcolo della *pioggia netta* e, quindi, per la trasformazione afflussi-deflussi, finalizzata alla determinazione delle caratteristiche della piena.

3.3 Metodo di Horton

Nell'analisi della stima delle criticità idrauliche legate ai recapiti finali dei bacini endoreici, il criterio di riferimento consiste nel massimizzare i volumi di pioggia netta accumulati durante l'evento critico. Il metodo di Horton, ad esempio, fornisce, per l'area in esame, un modello attendibile per la valutazione dei volumi di piena nei bacini endoreici. Esso infatti permette di valutare il valore della capacità di infiltrazione reale nel tempo $f(t)$ per ogni litologia costituente l'area del bacino drenante.

In base a tale modello, la variazione della capacità di infiltrazione potenziale nel tempo risulta caratterizzato da una legge esponenziale che tende al valore in condizioni di saturazione $[f_c]$.

La condizione di saturazione viene raggiunta asintoticamente a partire da un valore iniziale f_0 , secondo modalità temporali essenzialmente dettate dalla costante k , che rappresenta la rapidità di esaurimento di f secondo una legge espressa dalla seguente equazione $f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-t/k}$ (Fig. 7)

ove la capacità di infiltrazione è espressa in mm, t e k sono quantità valutabili in ore.

In linea di principio, i tre parametri del modello sono suscettibili di calibrazione sulla base di osservazioni dirette effettuate sul bacino di interesse e, come già accennato, sui suoli ivi presenti.

Nella implementazione del modello semidistribuito si è fatto riferimento, per i parametri f_0 ed f_c , a valori di letteratura, riportati in Tabella 2, associati ai gruppi di permeabilità del Soli Conservation Service (SCS).

La valutazione della capacità di infiltrazione al variare della durata dell'evento avviene, in corrispondenza dei diversi ietogrammi di ingresso, sulla base del confronto della intensità di pioggia con la capacità di infiltrazione potenziale, attraverso il calcolo del tempo di ponding [t_p] (Fig. 8), e tramite la soluzione del sistema:

$$\int_0^{t_p} i(t) dt = F(t_p - t_o)$$

con $i(t) = f(t_p - t_o)$

dove $i(t)$ è l'intensità di precipitazione in mm/ora, considerata variabile nel tempo, $F(t)$ è l'infiltrazione cumulata potenziale in mm e t_o è una costante di tempo, in ore, tale che sia

$$Fr(t_p) = F(t_p - t_o)$$

dove $Fr(t)$ è l'infiltrazione cumulata reale.

Naturalmente, nel caso in cui la precipitazione è costante, il sistema si riduce come di seguito:

$$it_p = F(t_p - t_o)$$

$$i = f(t_p - t_o)$$

L'applicazione del modello appena descritto consente di valutare l'aliquota dei volumi di precipitazione atmosferica che, decurtati della parte dei volumi totali che si infiltrano nei terreni a diverso grado di permeabilità, ruscella in superficie e converge verso le depressioni morfologiche del territorio in esame, allagandole.

Note le caratteristiche morfologiche delle depressioni e i volumi accumulabili nelle stesse, è possibile risalire all'altezza del tirante idrico relativo a ciascun evento alluvionale, caratterizzato da un determinato tempo di ritorno, ed all'estensione planimetrica delle corrispondenti aree di allagamento.

Di seguito si riportano le elaborazioni così condotte nei casi di studio di Melissano e Scorrano.

Nel caso della Voragine Colucce di Nardò, che costituisce il recapito finale del canale Asso e rappresenta uno dei sistemi endoreici più importanti del Salento, è stata applicata la medesima metodologia di analisi morfologica ed idrologica, ma si è utilizzato un differente metodo di calcolo della pioggia efficace, ovvero quello del Curve Number (CN - SCS), conducendo l'elaborazione idraulica in condizioni moto permanente monodimensionale e bidimensionale lungo l'asta principale del canale Asso, attraverso l'utilizzo dei software Hec-Ras e Tuflow, per la determinazione delle altezze idriche e delle eventuali aree di esondazione contermini al canale Asso.

4. VORAGINE DEL GENIO CIVILE DI SCORRANO

La Voragine del Genio Civile, in agro di Scorrano, anche nota come "Vora del Genio Civile" o "Vora del Guercio", si trova nei pressi della Masseria Api, circa 3 km a Sud del centro abitato (Fig. 9). Essa rappresenta un elemento di assorbimento naturale sistemato ed

Tabella 2 - Parametri del modello di Horton

Gruppo di permeabilità SCS	f_0 [mm/h]	f_c [mm/h]	k [h^{-1}]
A	250	25.4	0.5
B	200	12.7	0.5
C	125	6.3	0.5
D	76	2.5	0.5

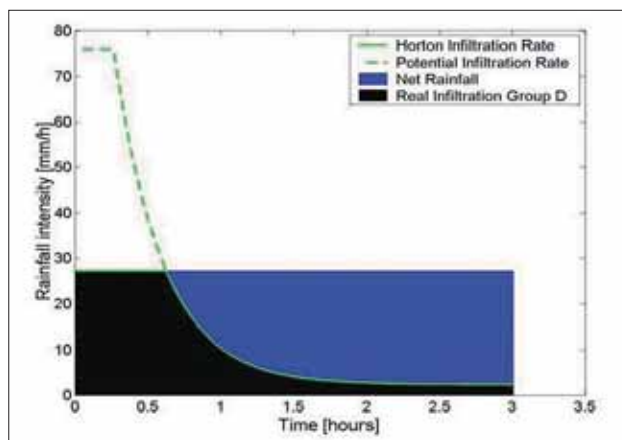


Fig. 8 - Valutazione del tempo di ponding

ampliato dal Genio Civile negli anni 50, al fine di consentire un più agevole inasveamento delle acque meteoriche. La "Vora del Genio Civile" di Scorrano rappresenta il recapito finale di un sistema di canali naturali di cui fanno parte il "Canale Culupara", il canale "Pezzate", il canale "Paduli" e alcuni dei loro piccoli affluenti.

La "Vora del Genio Civile" di Scorrano si colloca in un sistema idrografico complesso nel quale è riconoscibile l'evoluzione tipica dei bacini endoreici in substrati carsici, più comunemente nota come "valle morta", che porta alla migrazione dei punti assorbenti verso il tratto di monte. Lungo l'alveo di un corso d'acqua che ha come recapito finale una voragine e attraversa rocce carsificabili, può verificarsi la cattura del reticolo a seguito della formazione di nuove voragini che interferiscono con il reticolo stesso in un tratto posto a monte dell'originario punto di recapito finale [AA.VV. 2008 a, b]. In tal caso il tratto di bacino a valle del nuovo scolmatore, in condizioni di piena ordinarie, non viene più interessato dal deflusso delle acque superficiali, e il vecchio recapito finale si riattiva solo in caso di eventi eccezionali che determinano deflussi superiori alla capacità di smaltimento della nuova voragine originatasi nel tratto di monte. Nel caso in esame la "Vora del Genio Civile" di Scorrano ha catturato il reticolo idrografico che si immetteva più a valle nella voragine denominata "Vora Appidè", in territorio di Corigliano d'Otranto.

La voragine si trova ad una quota di circa 90 metri sul livello del mare e nell'area si rinven-gono depositi calcarenitici. In corrispondenza della voragine si riscontra la presenza di una depressione morfologica più ampia, caratterizzata da una quota minima che si attesta sugli 80 m s.l.m ed una quota del ciglio di sfioro che si attesta sugli 88 m s.l.m.. L'opera



Fig. 9 - Vista aerea della Voragine del Genio Civile, in agro di Scorrano



Fig. 10 - Voragine del Genio Civile di Scorrano

di sistemazione idraulica è rappresentata da un canale di adduzione che attraversa una vasca di scolmatura per la laminazione di parte dei volumi ed una prima sedimentazione del materiale trascinato dalla corrente. Attraverso un salto di fondo, l'acqua in uscita dalla vasca di scolmatura viene convogliata all'interno dell'ampia depressione morfologica, rivestita in muratura a secco con faccia a vista, all'interno della quale è stato realizzato un setto, in massi a secco, che consente l'accumulo dei materiali grossolani e la deposizione del materiale più fine, trasportati dalla corrente. In questa maniera il sistema tende a far immettere all'interno della voragine vera e propria, situata sul fondo della citata area depressa, le sole portate liquide (Fig. 10).

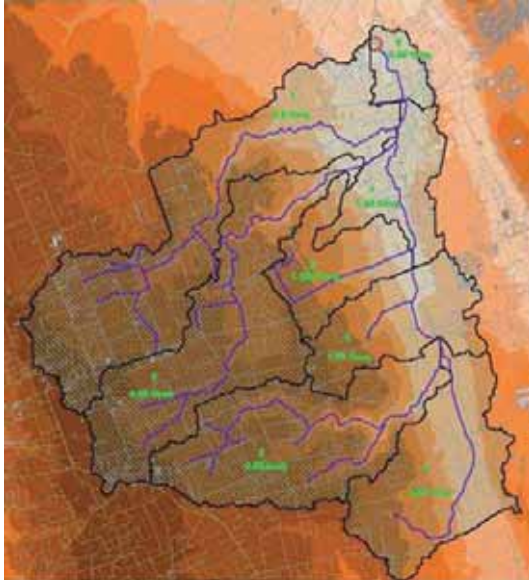


Fig. 11 – Bacino, con individuazione dei relativi sottobacini, afferente alla voragine del Genio Civile di Scorrano.

Le principali caratteristiche morfometriche del bacino contribuente della voragine (Fig. 11), per il quale sono stati individuati anche i relativi sottobacini, sono riportate in Tabella 3:

L'elaborazione idrologico-idraulica è stata condotta sul bacino complessivo per il quale, oltre alle caratteristiche morfometriche, sono state individuate anche le caratteristiche litologiche e di uso del suolo.

La distribuzione percentuale delle litologie affioranti all'interno del bacino contribuente, individuate in base alla classificazione del Soil Conservation Service, è riportata in Tabella 4. La maggior parte dei suoli costituenti il bacino possiede una potenzialità di deflusso moderatamente bassa, ovvero un'alta capacità di infiltrazione che, di conseguenza, individua una capacità di ruscellamento delle piogge efficaci molto bassa.

In base alla carta dell'uso del suolo, contenuta nella CTR della Regione Puglia, circa il 78% dell'area del bacino drenante è destinato ad uliveti. A questo tipo di coltura viene localmente associata una particolare lavorazione del terreno, mediante il livellamento e la compattazione dello stesso, finalizzata ad una più agevole raccolta delle olive che vengono fatte cadere su delle reti opportunamente appoggiate al suolo. Detta pratica agricola determina una riduzione della permeabilità dei suoli, aumentando, di conseguenza, l'aliquota di ruscellamento superficiale delle acque.

Per il bacino della voragine del Genio Civile di Scorrano, avente area pari a 23,14 Km², l'analisi idrologica ha restituito i valori della curva di possibilità pluviometrica, per tempi di ritorno degli eventi a 30, 200 e 500 anni e per diverse durate dell'evento [1, 3, 6, 12, 18, 24 ore], riportati in Tabella 5.

L'analisi idraulica ha restituito i volumi netti di accumulo alla depressione morfologica in corrispondenza della voragine del Genio Civile di Scorrano, riportati in Tabella 6.

Dall'elaborazione così condotta, emerge che la depressione della voragine potenzialmente può contenere 80517 m³ per propria conformazione morfologica. Essa, inoltre, riceve i

Tabella 3 – Caratteristiche morfometriche del bacino

Voragine di Scorrano			
Area bacino (km ²)	H max (m slm)	H min (m slm)	H med (m slm)
23,14	120,9	79,5	105,3

Tabella 4 – Percentuali di classi litologiche secondo il Soil Conservation Service

Voragine di Scorrano			
Litologia	Classi SCS	Area (km ²)	Area %
Argille	D	1,1	4,57
Calcareniti a grana grossa	B	5,0	21,57
Sabbie, conglomerati e calcareniti	B	17,1	73,85

Tabella 5 – Ietogrammi di pioggia calcolati

Voragine di Scorrano			
ore	Altezza di pioggia (mm) in funzione dei Tempi di Ritorno (TR)		
	30 anni	200 anni	500 anni
1	67,40	97,73	113,91
3	28,81	41,78	48,69
6	16,85	24,44	28,48
12	9,86	14,30	16,66
18	7,21	10,45	12,18
24	5,77	8,36	9,75

Tabella 6 – Calcolo della pioggia efficace e volumi di accumulo

Voragine di Scorrano			
TR (anni)	Volumi efficaci (m ³)	Volume accumulabile (m ³) alla quota sfioro (88 m s.l.m.)	Volume di sversamento (m ³)
30	61.359	80.517	-
200	419.207		338.690
5000	814.150		733.633



Fig. 12 – Vista aerea della Voragine di Melissano

contributi del proprio bacino afferente con riferimento ad eventi con tempi di ritorno di 30 anni, pari a 61.359 m^3 , riuscendo a contenerli tutti; mentre i volumi in arrivo per eventi con tempi di ritorno maggiori ($V_{200} = 419.207 \text{ m}^3$ e $V_{500} = 814.150 \text{ m}^3$) risultano superiori alle capacità di contenimento della depressione che contiene la voragine di Scorrano. Le elaborazioni idrologiche ed idrauliche mostrano, dunque, come la “Vora del Genio Civile” di Scorrano, pur svolgendo un importante ruolo dal punto di vista idraulico, non è in grado di smaltire tutte le portate convogliate verso di essa, determinando nell’area prossima alla voragine un alto grado di pericolosità idraulica.

5. VORAGINE DI MELISSANO

La Voragine di Melissano, situata al margine orientale dell’abitato, è un inghiottitoio naturale, sistemato dal Consorzio di Bonifica Ugento Li Foggi in tempi relativamente recenti al fine di consentire un più agevole inasveamento delle acque meteoriche, che ivi convergono dalle campagne circostanti (Fig. 12). In tale voragine, che rappresenta il recapito finale di un sistema di canali artificiali, confluiscono le acque del bacino endoreico che si sviluppa tra gli abitati di Melissano, Casarano a Nord-Est e Taurisano a Sud-Est.

La voragine si trova ad una quota di circa 50 metri sul livello del mare e nell’area si rinven- gono sedimenti calcarenitici e calcarei. L’opera di sistemazione idraulica è rappresentata da un canale di adduzione non rivestito che convoglia le portate nell’intorno della voragine, ove è stata realizzata una platea in calcestruzzo suddivisa in settori concentrici. Nel primo settore arriva la portata “grezza” che staziona e si accumula depositando il mate- riale di trasporto solido assieme ad eventuali rifiuti trascinati lungo il corso del canale. Successivamente l’acqua passa in un secondo comparto costituito da setti in calce- struzzo, ove si accumula e, a mezzo di un sistema di grigliatura e di sedimentazione, depo- sita i materiali più fini. Da questo settore i volumi d’acqua convogliati passano, per traci-



Fig. 13 – Voragine di Melissano

mazione, nell'ultimo comparto costituito da una platea in calcestruzzo, dove si trova il pozzo della voragine protetto da una rete metallica, che ha la funzione di trattenere il materiale eventualmente sfuggito ai precedenti trattamenti (Fig. 13).

Il bacino contribuente complessivo ha un'estensione pari a circa 30.5 Km² e le sue principali caratteristiche morfometriche sono riportate in Tabella 7.

L'elaborazione idrologico-idraulica è stata condotta sul bacino complessivo per il quale, oltre alle caratteristiche morfometriche, sono state individuate anche le caratteristiche litologiche e di uso del suolo.

La distribuzione percentuale delle litologie affioranti all'interno del bacino contribuente, individuate in base alla classificazione del Soil Conservation Service, è riportata in Tabella 8.

La maggior parte dei suoli costituenti il bacino possiede un'alta capacità di infiltrazione, con il 34% del totale costituito da calcari e calcari dolomitici stratificati ascrivibili, secondo la classificazione del Soil Conservation Service, alla categoria A "terreni con scarsa potenzialità di deflusso". Tuttavia, anche in questo caso, la destinazione agricola dei terreni, prevalentemente dedicata ad uliveto, unitamente alla presenza di una discreta superficie del bacino occupata dall'abitato, rende il terreno meno propenso all'assorbimento delle acque meteoriche che vi ruscellano, generando una diminuzione della capacità di infiltrazione.

Per il bacino della voragine di Melissano, l'analisi idrologica ha restituito i valori della curva di possibilità pluviometrica, per tempi di ritorno degli eventi a 30, 200 e 500 anni e per diverse durate dell'evento (1, 3, 6, 12, 18, 24 ore), riportati in Tabella 9.

L'analisi idraulica ha restituito i volumi netti di accumulo alla depressione morfologica in corrispondenza della voragine Melissano, riportati in Tabella 10.

Dall'elaborazione così condotta, emerge che la depressione della voragine potenzialmente può contenere 174.444 m³ per propria conformazione morfologica.

Tabella 7 – Caratteristiche morfometriche del bacino

Voragine di Melissano			
Area bacino (km ²)	H max (m slm)	H min (m slm)	H med (m slm)
30,5	179,6	42,4	86,7

Tabella 8 – Percentuali di classi litologiche secondo il Soil Conservation Service

Voragine di Melissano			
Litologia	Classi SCS	Area (km ²)	Area %
Calcari e calcari dolomitici stratificati in strati di spessore variabile da qualche centimetro a circa un metro	A	10,4	34,2
Sabbie, conglomerati e calcareniti riferibili ad unità terrazzate in vari ordini	B	16,7	54,8
Calcareniti a grana grossa e calciruditi a luoghi a stratificazione incrociata, di colore dal giallo al rosato, al bruno	B		
Centro abitato	D	3,4	11,0

Essa, inoltre, riceve i contributi del proprio bacino afferente con riferimento ad eventi con tempi di ritorno di 30, 200 e 500 anni, rispettivamente pari a 200.648 m³, 563.293 m³ e 1.059.035 m³ che risultano superiori alle capacità di contenimento della depressione che contiene la voragine di Melissano.

In tutti e tre i casi i volumi che giungono alla depressione morfologica, sul cui fondo si sviluppa la voragine, risultano superiori alla sua capacità di contenimento, generando uno sversamento a valle con conseguente aumento della pericolosità idraulica a nord dell'abitato di Melissano.

6. CONCLUSIONI

La porzione centro-meridionale della penisola salentina è caratterizzata dalla presenza di una macroarea endoreica, i cui sottobacini, in alcuni casi, presentano, come recapito finale del reticolo idrografico, strutture assorbenti naturali o idraulicamente sistemate. Con procedure semiautomatiche condotte in ambiente GIS sull'area di studio, avvalendosi anche dell'ausilio della Carta Tecnica della Regione Puglia, sono stati individuati circa 600 bacini endoreici con estensione areale compresa tra 0.04 e circa 4.5 km². Tale valore è numericamente confrontabile con il numero degli elementi recentemente censiti nell'ambito di uno studio condotto per la Provincia di Lecce, rappresentati essenzialmente da doline, inghiottitoi nel substrato carsico, voragini nei depositi terrigeni e voragini idraulicamente sistemate come recapito finale del reticolo idrografico. Sono state, infatti, cartografate 333 doline e 180 voragini, la maggior parte delle quali ricadono nella macro area

Tabella 9 – Ietogrammi di pioggia calcolati

Voragine di Melissano			
	Altezza di pioggia (mm) in funzione dei Tempi di Ritorno (TR)		
ore	30 anni	200 anni	500 anni
1	67,40	97,73	113,91
3	28,52	41,35	48,20
6	16,57	24,03	28,01
12	9,63	13,97	16,28
18	7,01	10,17	11,85
24	5,60	8,12	9,46

Tabella 10 – Calcolo della pioggia efficace e volumi di accumulo

Voragine di Melissano			
TR (anni)	Volumi efficaci (m ³)	Volume accumulabile (m ³) alla quota sfioro (50 m s.l.m.)	Volume di sversamento (m ³)
30	200.647,9	174.444,4	26.203,5
200	563.292,7		388.848,3
5000	1.059.035,0		884.590,6

endoreica della penisola salentina. Delle voragini censite quasi 1/3 [57] ricade in un raggio di influenza del reticolo idrografico pari a 150 metri.

E' stato analizzato il ruolo idraulico di due voragini, quella del Genio Civile in agro di Scorrano e quella di Melissano, con la determinazione, attraverso un'analisi idrologica ed idraulica, delle fasce di pericolosità idraulica.

Analisi di carattere idrologico ed idraulico condotte per la voragine di Scorrano hanno permesso di stimare, in corrispondenza della sezione di chiusura di un bacino di 23,14 Km², volumi d'accumulo per eventi pluviometrici con tempi di ritorno di 30, 200 e 500 anni, rispettivamente pari a 61.359 m³, 419207 m³ e 814150 m³. Tali analisi hanno dimostrato inoltre che la voragine non è in grado di smaltire tutte le portate che convogliano verso di essa. A detti valori di portata corrispondono tiranti idrici tali da riempire tutta l'area di depressione, nel caso eventi con tempi di ritorno di 30 anni, e da allagare le aree contermini alla depressione, nel caso eventi con tempi di ritorno di 200 e 500 anni. Le elaborazioni idrologiche ed idrauliche mostrano, dunque, come la "Vora del Genio Civile" di Scorrano, pur svolgendo un'importante ruolo dal punto di vista idraulico, non è in grado di smaltire tutte le portate convogliate verso di essa, determinando nell'area prossima alla voragine un alto grado di pericolosità idraulica.

Analoghe analisi di carattere idrologico ed idraulico condotte per la voragine di Melissano hanno permesso di stimare, in corrispondenza della sezione di chiusura di un bacino di 30,5 Km², volumi d'accumulo per eventi pluviometrici con tempi di ritorno di 30, 200 e 500 anni, rispettivamente pari a 200.648 m³, 563.293 m³ e 1.059.035 m³. A detti valori di portata corrispondono tiranti idrici che raggiungono, nei punti più depressi, valori dell'ordine di circa 5 m dal piano campagna, con conseguente alto grado di pericolosità idraulica.

In entrambi i casi l'attuale sistema di adduzione e recapito non permette dunque di scongiurare la pericolosità idraulica nelle aree limitrofe alle voragini studiate, valutabile per tempi di ritorno di 30, 200 e 500 anni, come situazioni di alta, media e bassa pericolosità idraulica.

Da quanto esposto sinora, si comprende facilmente come il sistema di drenaggio delle acque superficiali dei bacini endoreici del Salento è fortemente condizionato dalla presenza e capacità di assorbimento delle voragini che in molti casi rappresentano il recapito finale del reticolo idrografico. E' altrettanto evidente che per il ruolo idraulico che tali elementi morfologici svolgono è necessario garantire il mantenimento della loro efficacia nel tempo, realizzando opere idrauliche in grado di ridurre il trasporto solido e trattenere eventuali rifiuti trasportati dalle acque, al fine di far immettere nei sistemi carsici la sola portata liquida. Inoltre va aggiunto che un'analisi completa del sistema di voragini nell'ambito dei singoli bacini endoreici o nell'ambito di porzioni di territorio più estese, condotta anche con prove sperimentali di assorbimento, potrebbe permettere di capire come valorizzare sistemi carsici oggi non più attivi per cause naturali od antropiche.

BIBLIOGRAFIA

- AAVV (2008A) - *La dinamica geomorfologica nelle aree endoreiche della Provincia di Lecce*. Relazione a cura dell'Università del Salento, Dipartimento di Scienza dei Materiali, Osservatorio di chimica, Fisica e Geologia Ambientale.
- AAVV (2008b) - *Studio e Rilevamento delle "Vore" nel territorio della Provincia di Lecce - Prima Fase*. A cura della Provincia di Lecce; dell'Università del Salento, Dipartimento di Scienza dei Materiali, Osservatorio di chimica, Fisica e Geologia Ambientale; del Gruppo speleologico Leccese 'Ndrónico. Editrice Salentina - Galatina (LE).
- AVV (2009a) - *Studio e rilevamento delle voragini naturali nel territorio della Provincia di Lecce e redazione del progetto per la messa in sicurezza degli impianti soggetti ad allagamento*. Relazione a cura dell'Autorità di Bacino della Puglia, Protocollo di intesa tra la Provincia di Lecce e l'Autorità di Bacino della Puglia (in stampa).
- AAVV (2009b) - *Relazione illustrativa della Carta Idrogeomorfologica della Regione Puglia e cartografia allegata*. Relazione a cura dell'Autorità di Bacino della Puglia, Protocollo di intesa tra la Regione Puglia e l'Autorità di Bacino della Puglia.
- CASTORANI A. & V. IACOBELLIS (2001) - *Analisi regionale dei massimi annuali delle precipitazioni in Puglia*. In Studi propedeutici per la redazione del Piano di Bacino Regionale, Regione Puglia, a cura di A. Castorani, Bari.
- CASTORANI A., DI SANTO A.R. & IACOBELLIS V. (2006) - *Flood prediction in endorheic basins*. IAHR International Symposium on hydraulic structures, Ciudad Guayana, Venezuela.
- COPERTINO V. & FIORENTINO M. (1992) - *Valutazione delle piene in Puglia*. CNR-GNDCI, Potenza.
- DELIBERAZIONE GIUNTA REGIONALE n. 1748 del 15/12/2000.
- RICCHETTI G. (1988) - *Carta Geomorfologica del Salento Meridionale*. Quaderno di Ricerche del Centro Studi Geotecnici e di Ingegneria, 11, Lecce.

DISTRIBUZIONE GEOGRAFICA E STATO DI CONSERVAZIONE DELLE DOLINE DI CROLLO DELLA COSTA IONICA SALENTINA (PUGLIA MERIDIONALE)

di Beccarisi L.³, Delle Rose M.², Ernandes P.¹, Napoletano S.¹, Zuccarello V.¹

ABSTRACT

The Western Ionian coast of Salento (Southern Apulia), between Torre Castiglione (Porto Cesareo) and Serra Cicora (Nardò), is characterized by not very deep cave-collapse sinkholes (named "spunnulate") showing different degrees of morphological evolution. They are developed in carbonate rocks, mainly of Quaternary age. Their interior usually is filled with brackish water because of its proximity to the sea; this involves hyperkarst chemical and morphological phenomena. The collapse events are subtle type of hazard, which produced damages to the anthropogenic infrastructures and buildings, occurring as rapid to very rapid sinkhole.

According to Directive 92/43/EEC, the "spunnulate" are classified as "Cave not open to the public" and "Submerged or partially submerged sea caves", that are natural habitats of Community importance, as "Coastal lagoons" priority habitat, and as habitats of some protected animal species.

The aims of this study are: the definition of the geographical distribution of the "spunnulate" and the analysis of the anthropogenic factors that negatively affects the conservation status through the application of a specific biological indicator (hemeroby).

About 80 "spunnulates" with different morphologic and ecologic features are identified. Geomorphologic and floristic land data were recorded and analysed at different scales. Some spunnulates systems turns out to be areas with high human impact because of the increasing pervasiveness of human presence. Overall, the conservation status of natural habitats of spunnulate may not be considered fully satisfactory.

1. INTRODUZIONE

La costa ionica del Salento è caratterizzata dalla presenza di doline di crollo che si aprono nei pianori calcarenitici prossimi al litorale. Tali forme vengono identificate col termine locale di "spunnulate" e risultano dal crollo delle volta di preesistenti cavità carsiche ipogee. In molti casi esse ospitano uno specchio d'acqua di falda che, data la vicinanza al mare, è salmastra e a salinità variabile. Le spunnulate sono organizzate in sistemi carsici allineati secondo le principali linee di fratturazione tettonica. L'evoluzione di tali sistemi può dare origine a forme coalescenti (*compound sink*; DELLE ROSE & FEDERICO, 2002). Dal punto

1 - Laboratorio di Ecologia Vegetale, Dipartimento di Scienze e Tecnologie Biologiche ed Ambientali, Università del Salento, Lecce

2 - Consiglio Nazionale delle Ricerche, IRPI, Bari

3 - Associazione Gruppo Speleologico Neretino ONLUS, Nardò (Lecce)

di vista geomorfologico, l'evoluzione di tutte queste forme è rapida (DELLE ROSE & PARISE, 2002) e complessivamente il fenomeno ha un ruolo anche nell'evoluzione della linea di costa (DELLE ROSE *et al.*, 2004).

Le spunnulate sono oggetto di tutela idrogeologica (D.Lgs. 152/99), appartengono al patrimonio speleologico salvaguardato dalla Regione Puglia (L.R. 33/2009). Inoltre, rappresentano habitat tutelati dalla Direttiva "Habitat" 92/43/CEE (BIONDI *et al.*, 2009), i cosiddetti "habitat naturali d'interesse comunitario", che nello specifico corrispondono alle "Grotte non ancora sfruttate a livello turistico" (codice Natura 2000: 8310), "Grotte marine sommerse o semisommerse" (8330), "Lagune costiere" (1150, un habitat prioritario) e all'habitat delle specie dei seguenti vertebrati dell'allegato II della direttiva: *Aphanius fasciatus* e *Emys orbicularis*. Inoltre si riscontra la presenza di alcune specie incluse nell'allegato IV, quali *Bufo viridis*, *Lacerta viridis* e *Podarcis sicula* (BASSO in MAINARDI, 1988; BIANCHI *et al.*, 1994).

Il presente studio ha i seguenti obiettivi:

- 1) La realizzazione di una cartografia delle spunnulate, comprensiva degli sprofondamenti di cui si sono perse le evidenze morfologiche negli ultimi 50-60 anni perché distrutte o sepolte;
- 2) L'analisi dello stato di conservazione degli habitat delle spunnulate con un'approccio semiquantitativo, attraverso l'applicazione di uno specifico indicatore ecologico (emerobia).

Il concetto di "stato di conservazione" viene definito dalla Direttiva "Habitat" 42/43/CEE come "l'effetto della somma dei fattori che influiscono sull'habitat naturale in causa, nonché sulle specie tipiche che in esso si trovano, che possono alterare a lunga scadenza la sua ripartizione naturale, la sua struttura e le sue funzioni, nonché la sopravvivenza delle sue specie tipiche". La valutazione dello stato di conservazione fa riferimento a requisiti spaziali, strutturali e funzionali, con implicito riferimento alle biocenosi presenti. Infatti, secondo la direttiva, lo stato di conservazione di un habitat naturale è considerato "soddisfacente" quando "le superfici che comprende sono stabili o in estensione, la struttura e le funzioni specifiche necessarie al suo mantenimento a lungo termine possono continuare ad esistere in un futuro prevedibile e lo stato di conservazione delle specie tipiche è soddisfacente".

2. AREA DI STUDIO

L'area di studio (Fig. 1) è rappresentata da una fascia costiera lunga 25 km, posta sul litorale ionico salentino (Puglia), compresa tra le località Torre Castiglione, a nord, e Serra Cicora, a sud, nei comuni di Porto Cesareo e Nardò. Essa è caratterizzata da piane costiere ampie in media alcune centinaia di metri e da coste rocciose e basse. Il substrato geologico affiorante è costituito da calcareniti, calcari macrofossiliferi e brecce carbonatiche, spessi complessivamente alcuni metri, del Pleistocene superiore (ROSSI, 1969; LARGAIOLLI *et al.*, 1969), riferibili ai depositi marini terrazzati di CIARANI *et al.* (1988). Essi giacciono in discontinuità stratigrafica su depositi di età cretacea, costituiti da calcari e calcari dolomitici. Studi effettuati a Torre Castiglione descrivono tre distinti depositi marini di età comprese tra la fine del Pleistocene medio e il Pleistocene superiore (DAI PRA, 1982; DAI PRA & HEARTY, 1989). Le caratteristiche geomorfologiche della piana costiera risultano omogenee da Torre Castiglione sino a Torre Lapillo mentre a sud-est di quest'ul-

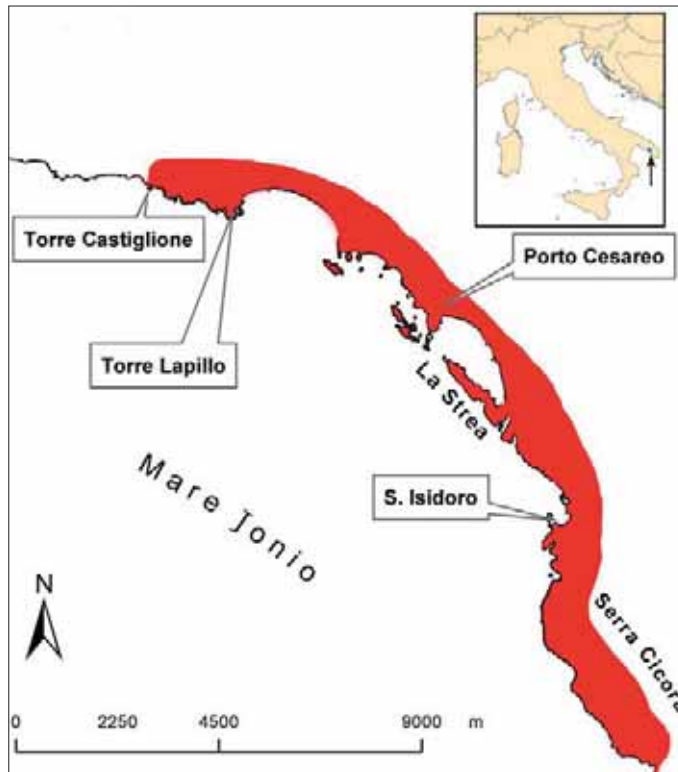


Fig. 1 - Area di studio.

tima località e sino alla penisola della Strea si succedono tre ampie falcature intervallate da modesti promontori [zona di Porto Cesareo].

A sud della penisola della Strea, si estende una ampia piana costiera compresa tra S. Isidoro e Serra Cicora. Analogamente alla parte nord-occidentale dell'area studiata, depositi del Pleistocene medio-superiore giacciono in discontinuità stratigrafica su depositi di età cretacea, costituiti da calcari e calcari dolomitici. Gli strati presentano quattro sistemi di fratture subverticali con direzioni medie [misurate da N verso E] all'incirca: 0°, 45°, 90° e 135°. Le coperture recenti sono costituite da argille e limi palustri, sabbie dunari e di spiaggia e terre rosse.

Alcune zone della piana sono soggette ad impaludamenti stagionali. La più estesa di esse è la Palude del Capitano, un'area morfologicamente depressa di circa 4 ettari, parallela alla linea di costa e delimitata da un gradino di altezza inferiore al metro (CARROZZO *et al.*, 2003). Presenta affioramenti ricoperti da sabbia grossolana, e nelle depressioni depositi residuali rossastri e di terra scura umicola.

La piana costiera più meridionale si raccorda per mezzo di una scarpata al rilievo di Serra Cicora (elevato di circa 60 m s.l.m.) che fa parte di una dorsale carbonatica estesa per circa 20 Km in direzione NW-SE. Tale scarpata coincide con un sistema di faglie ad angolo alto orientate NNW-SSE, NW-SE e, secondariamente, NE-SW, in accordo con l'assetto tettonico generale del Salento nord-occidentale (BECCARISI *et al.*, 2002).

Lungo questo tratto di costa, circa 1300 ha di territorio sono classificati come Siti di Interesse Comunitario (SIC), afferenti alla Rete Natura 2000. I SIC sono denominati "Palude

Del Conte - Dune di Punta Prosciutto” (codice IT9150027), “Porto Cesareo” (IT9150028), “Palude del Capitano” (IT9150013), “Torre Inserraglio” (IT9150024) e “Torre Uluzzo” (IT9150007). Sono inoltre presenti due aree protette regionali (istituite con L. R. del 15/3/2006 n. 5 e 6): la Riserva Naturale Orientata Regionale “Palude del Conte e Duna Costiera - Porto Cesareo” ed il Parco Naturale Regionale “Porto Selvaggio e Palude del Capitano”.

Le spunnulate ricadenti nell’area in oggetto sono state già interessate da diversi studi ecologici; si rimanda alla bibliografia riportata in BECCARISI *et al.* (2006) per un quadro esaustivo.

BECCARISI *et al.* (2006) hanno tracciato una descrizione della distribuzione spaziale e temporale delle spunnulate (in un periodo compreso negli ultimi 50 anni) e ne hanno valutato lo stato di conservazione con l’elaborazione di un modello DPSIR. Tale studio ha evidenziato 95 elementi morfologici, quali spunnulate, *compound sink*, grotte e fori carsici e ha messo in evidenza che, nel periodo storico considerato, il rapporto tra il numero delle spunnulate di nuova formazione rispetto a quello delle spunnulate distrutte è di 1/15. Inoltre almeno una spunnulata esistente su quattro presenta evidenze di degrado degli habitat naturali. Infatti, si riscontrano alterazioni delle biocenosi e la presenza di diverse forme di inquinamento legati ad una pressione antropica che nel corso degli anni ha registrato una tendenza positiva.

3. MATERIALI E METODI

3.1 Distribuzione geografica delle spunnulate

Sono state utilizzate foto aeree della zona di indagine di tre anni diversi: 1955, 1985, 1997. Le foto aeree del 1955 e del 1985 sono stampe fotografiche monocromatiche, in scala 1:37000, acquisite dall’archivio del dipartimento di Archeologia di Beni Culturali, laboratorio di Topografia Antica. Esse sono state digitalizzate e georeferenziate. La serie del 1997 è costituita dalle ortofoto digitali della Provincia di Lecce, in scala 1:10000. La carta topografica utilizzata è la Carta Tecnica Numerica della Provincia di Lecce, in scala 1:10000, del 1997. Le foto e la base topografica sono stati assemblati in un sistema G.I.S., con il quale sono state effettuate anche le analisi spaziali. Le foto sono state utilizzate per una prima localizzazione delle spunnulate, successivamente sottoposta a verifica, avvenuta in campo attraverso l’utilizzo di un GPS palmare. Le geoforme censite sono: spunnulate, aree di subsidenza carsica, grotte e fori carsici. Relativamente alle spunnulate, per ognuna di esse sono stati effettuati i rilievi relativi ad alcune variabili ecologiche e morfologiche, come la superficie occupata dallo specchio d’acqua (se presente), la profondità, le lunghezze degli assi maggiore e minore.

3.2 Stato di conservazione

L’emerobia è una espressione che integra gli effetti dell’attività umana passata e presente sulle condizioni di un sito o di una vegetazione, attività che limita lo sviluppo spontaneo verso uno stadio finale (SUKOPP, 2004). Tale concetto trova applicazione nell’ambito dell’Ecologia vegetale per l’elaborazione di strategie di gestione del territorio e di conservazione della natura. L’emerobia è collegata al concetto generale di naturalità (*naturalness*), ed i due termini sono spesso interpretati come antitetici. ÇOLAK *et al.* (2003) rilevano tuttavia la differente origine semantica dei termini *hemeroby* e *natural likeness*: nel

Tab. 1 - La scala di emerobia, secondo Steinhardt et al. (1999).

Classi di emerobia	Denominazioni	Tipi di uso/copertura del suolo
1	Oligoemerobico	Foreste miste, prati periodicamente inondati
2	Mesoemerobico	Foreste marginali, canali umidi, foreste decidue, cespugli, siepi, parchi, cavità rocciose, file di alberi
3	β -euemerobico	Viali di alberi da frutto, acque ruscellanti, laghi/stagni, foreste di conifere, alberi in crescita, praterie permanenti
4	α -euemerobico	Zona coltivata, comunità rurali, zone per sport e ricreazione
5	Poliemerobico	Ferrovie, vie, fosse aperte
6	Metaemerobico	Strade, comunità urbane, discariche di liquami

primo caso l'analisi è fatta sullo stato dell'ecosistema e conduce ad una misura degli effetti causati dall'attività umana; nel secondo caso l'analisi si basa sugli stati precedenti dell'ecosistema e conduce ad una misura della deviazione dalla struttura biocenotica originaria. L'emerobia è definita su una scala ordinale che, secondo valori crescenti di intensità di effetto antropico, è la seguente: *ahemerob*, *oligoahemerob*, *mesoahemerob* e *euahemerob* (JALAS, 1955). KOWARIK (1990) e STEINHARDT *et al.* (1999) aumentano la risoluzione di questa scala, aggiungendo ulteriori classi. In questo studio è stata utilizzata la scala di STEINHARDT *et al.* (1999) (Tab.1).

I gradi di emerobia possono essere associati alle tipologie ambientali oppure alle singole specie floristiche (KIM *et al.*, 2002). Nell'applicazione del concetto di emerobia, è possibile quindi distinguere due tipi di approcci, che possono essere chiamati *habitat approach* e *species approach*. Nel primo caso le tipologie ambientali (habitat, tipi di copertura o di uso del suolo, ecc.) sono direttamente associate alla scala di emerobia. Nel secondo caso le specie vegetali sono indirettamente associate alla scala di emerobia, attraverso l'affinità delle specie per i diversi habitat. Le affinità delle specie per gli habitat, e degli habitat ai gradi di emerobia, sono stabilite sulla base di conoscenze pregresse fondate su più ampie scale geografiche e/o ecologiche, come ad esempio quelle delle flore. Nello *species approach* l'assegnazione dei gradi di emerobia ad una specie si realizza, quindi, attraverso la composizione di due relazioni tra tre insiemi di elementi: l'insieme delle specie, quello degli habitat e quello dei gradi di emerobia. Le relazioni specie-gradi di emerobia costituiscono dei modelli empirici. Per questo motivo, la validità di tali modelli è limitata alla regione geografica per cui sono stati sviluppati (GUISAN & ZIMMERMANN, 2000).

Emerobia delle spunnulate

La compilazione dell'elenco floristico è stata effettuata in campo, registrando tutte le specie di cormofite e alghe macroscopiche presenti all'interno di ogni spunnulata. Il censimento è stato effettuato tra febbraio e luglio del 2006. Il dato è rappresentato dalla matrice binaria (di presenza/assenza) $[d_{r,i}]$, dove r sono le spunnulate ed i le specie.

Il calcolo dei gradi di emerobia delle spunnulate segue lo *species approach*. Le associazioni specie-habitat ed habitat-gradi di emerobia sono descritte rispettivamente dalle due matrici binarie $\{a_{i,j}\}$ e $\{b_{j,k}\}$, dove i sono le specie, j gli habitat e k i gradi di emerobia (Tab. 1). La composizione di $\{a_{i,j}\}$ si basa sulle informazioni della flora italiana di PIGNATTI (1982). La composizione di $\{b_{j,k}\}$ è stabilita empiricamente valutando singolarmente ogni caso. L'assegnazione del grado di emerobia alle specie avviene attraverso il seguente prodotto riga per colonna, la cui matrice risultante è anch'essa binaria

$$\{c_{i,k}\} = \{a_{i,j}\} \times \{b_{j,k}\}$$

L'assegnazione del grado di emerobia alle spunnulate avviene attraverso il prodotto riga per colonna tra la matrice delle presenze floristiche e quella dei gradi di emerobia delle specie

$$\{e_{rk}\} = \{d_{r,i}\} \times \{c_{i,k}\}$$

dove e_{rk} rappresenta il numero di specie aventi grado di emerobia k relativo alla spunnulata r .

La misura dell'emerobia associata alla spunnulate r è data dall'indice M

$$M_r = 100 \cdot \frac{\sum_k e_{rk} \cdot k}{\sum_k e_{rk} \cdot k_{max}}$$

dove k_{max} è il massimo grado della scala di emerobia. Secondo la scala adottata di STEINHARDT *et al.* (1999), $k_{max}=6$. M ha valori compresi tra $100/k_{max}$ [=16,7] e 100. La massima emerobia è rappresentata dal valore 100.

L'associazione tra M e le variabili ambientali è analizzata sulla base dell'indice di correlazione r . L'ipotesi nulla $H_0: r = 0$ è testata attraverso il t -test a due code (con $n-2$ *df*) usando l'errore standard di r (SOKAL & ROHLF, 1981).

Emerobia degli spazi geografici contermini delle spunnulate

Per ogni spunnulata è stato definito uno spazio geografico contermini, avente forma circolare, con il centro coincidente con il centroide della spunnulata ed il raggio di 500 m. Nei limiti del perimetro di questo spazio sono stati descritti i tipi e la distribuzione degli habitat; questo risultato è stato ottenuto attraverso la classificazione manuale (ROBINSON *et al.*, 1995) delle foto aeree. Così, per ognuno dei tre anni considerati, è stata realizzata la carta degli habitat degli spazi contermini delle spunnulate. Sono 15 gli habitat considerati, tra cui si annoverano sia habitat naturali che di origine antropica.

Il calcolo dei gradi di emerobia dello spazio geografico contermini di ogni spunnulate, per ogni anno, si basa sull'*habitat approach*. Ad ogni tipo di habitat è associato un determinato grado di emerobia secondo la scala di STEINHARDT *et al.* (1999). Per ogni spazio geografico contermini r e per ogni grado di emerobia k è calcolata la superficie relativa f_{rk} . L'indice M_r è calcolato come in precedenza, sostituendo il numeratore con f_{rk} .

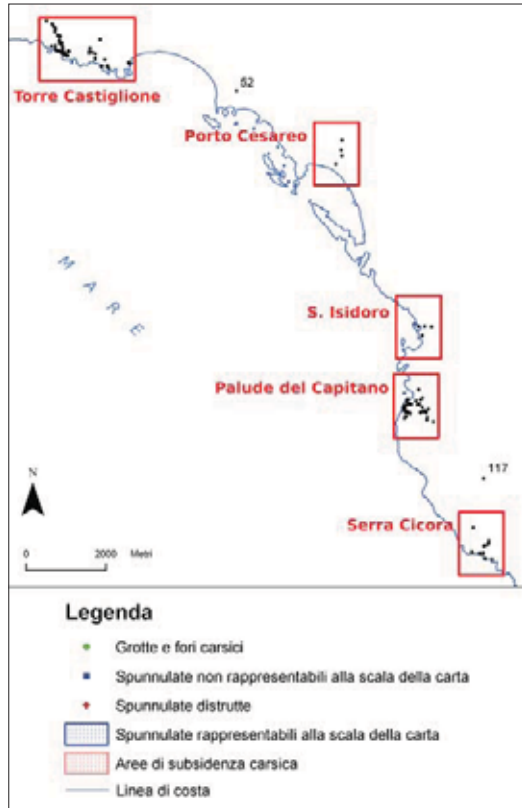


Fig. 2 - Distribuzione geografica delle spinnulate - Quadro d'unione.

4. RISULTATI

4.1 Distribuzione geografica delle spinnulate

La cartografia prodotta dei geoelementi censiti è riportata nelle Figg. 2-8. In essa è rappresentato un numero complessivo di 117 elementi: 66 spinnulate esistenti, 16 spinnulate distrutte, 35 forme costituite da grotte e fori carsici. Da segnalare anche dieci zone, più o meno estese, formate da doline coalescenti (*compound sink*) o più genericamente soggette a subsidenza carsica.

Tutti gli elementi si riscontrano in una fascia di territorio che va dalla linea di costa ad una distanza massima di 600 m nell'entroterra. La superficie planimetrica delle spinnulate varia da 5 a 6000 m². La loro profondità varia da 0,1 a 5,0 m. In 43 spinnulate è presente uno specchio d'acqua che può occupare, a secondo dei casi, completamente o solo parzialmente la superficie planimetrica. Le altre spinnulate sono anidre a causa della presenza di un deposito detritico nel loro interno, che può avere un'origine naturale o artificiale.

Le spinnulate distrutte sono state sottoposte principalmente a colmate. Le spinnulate n. 97 e 98 della zona di Porto Cesareo (Fig. 6) risultano attualmente inglobate nel centro abitato e sono parzialmente sormontate da fabbricati. La spinnulata n. 26 (Fig. 4) si formò improvvisamente nel 1992 lungo la strada statale nei pressi di Palude del Capi-

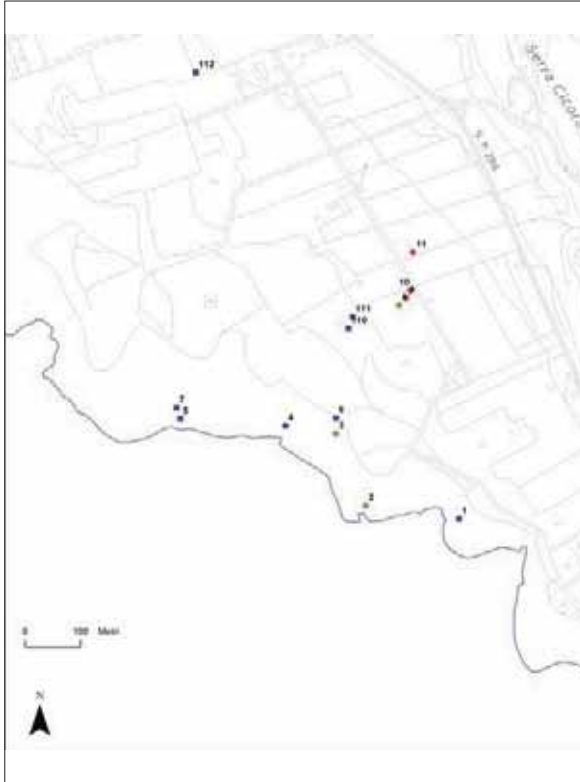


Fig. 3 - Sistema carsico di Serra Cicora [coord. vertice NO: 2769962, 4451550; vertice SE: 2770999, 4450338; Gauss-Boaga fuso est; equidistanza tra isoipse: 5 m].

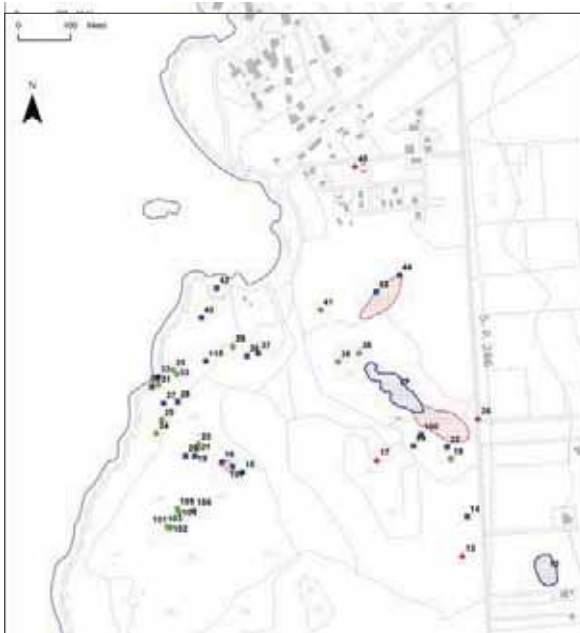


Fig. 4 - Sistema carsico di Palude del Capitano [coord. vertice NO: 2768209, 4455225; vertice SE: 2769396, 4454005; Gauss-Boaga fuso est; equidistanza tra isoipse: 5 m].

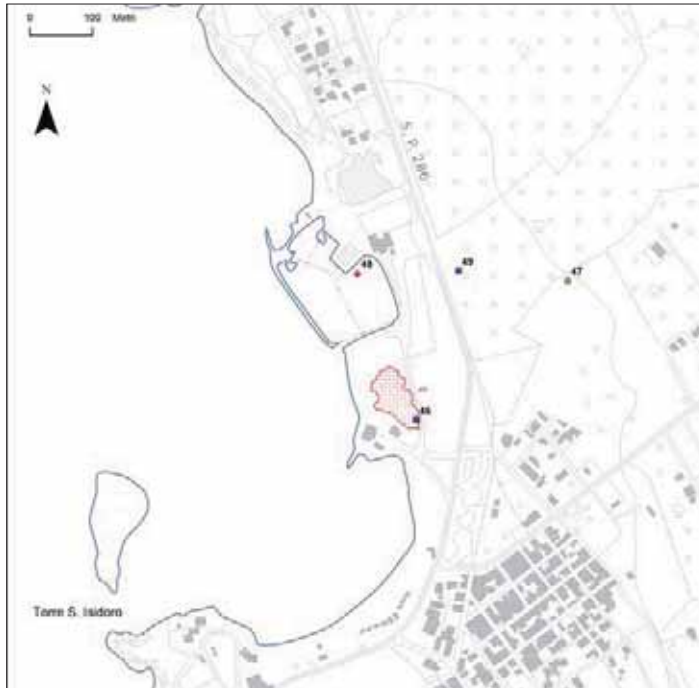


Fig. 5 - Sistema carsico di S. Isidoro [coord. vertice NO: 2768401, 4456963; vertice SE: 2769489, 4455863; Gauss-Bouga fuso est; equidistanza tra isoipse: 5 m].

tano e venne rapidamente colmata per consentire il ripristino della viabilità stradale (DELLE ROSE, 1992). Essa è la sola dolina di crollo di neoformazione.

Due elementi risultano isolati: le spinnulate n. 52, che è andata distrutta, e n. 117 (Fig. 2); gli altri sono organizzati in cinque sistemi carsici.

4.2 Stato di conservazione

Il numero complessivo di specie vegetali censite all'interno delle spinnulate è di 252. Le specie più frequenti sono xerofite della macchia mediterranea che popolano le pendici rocciose delle spinnulate ed igrofile alofile.

Le matrici $[a_{ij}]$, $[b_{j,k}]$ e $[d_{r,i}]$ hanno rispettivamente le dimensioni 252x184, 184x6 e 62x252.

Relativamente all'emergia delle spinnulate, la distribuzione delle frequenze di M è asimmetrica, con una coda a sinistra e con classe modale di 50 (Fig. 9). La correlazione di M con la distanza dalla linea di costa è molto significativa ($P = 0,0032$) e quella di M con la profondità è altamente significativa ($P = 0,0001$); invece non è significativa la correlazione con le altre variabili (Fig. 10). Occorre comunque osservare che le due variabili ambientali distanza dalla linea di costa e profondità hanno una correlazione positiva molto significativa ($P = 0,0030$).

I valori di emergia degli spazi geografici contermini sono andati aumentando negli anni, dimostrando un progressivo sfruttamento del territorio da parte dell'uomo. Più in dettaglio, si osserva che i cinque sistemi hanno un'evoluzione storica diversa (Fig. 11). Quello di Porto Cesareo presenta il massimo valore di emergia in tutti gli anni, dato il contesto



Fig. 6 - Sistema carsico di Porto Cesareo [coord. vertice NO: 2766354, 4461313; vertice SE: 2767459, 4460147; Gauss-Bouga fuso est; equidistanza tra isoipse: 5 m].

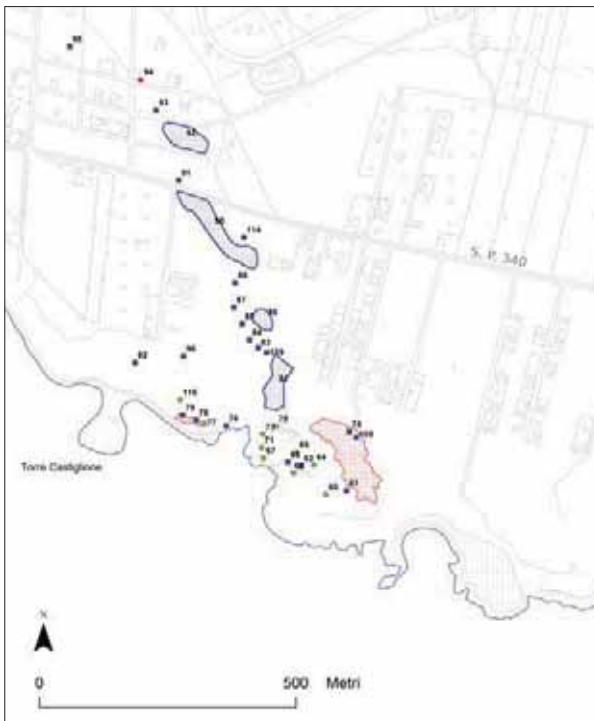


Fig. 7 - Sistema carsico di Torre Castiglione - parte ovest [coord. vertice NO: 2759502, 4464269; vertice SE: 2760665, 4462689; Gauss-Bouga fuso est; equidistanza tra isoipse: 5 m].



Fig. 8 - Sistema carsico di Torre Castiglione - parte ovest (coord. vertice NO: 2760656, 4464269; vertice SE: 2761798, 4462696; Gauss-Bouga fuso est; equidistanza tra isoipse: 5 m).

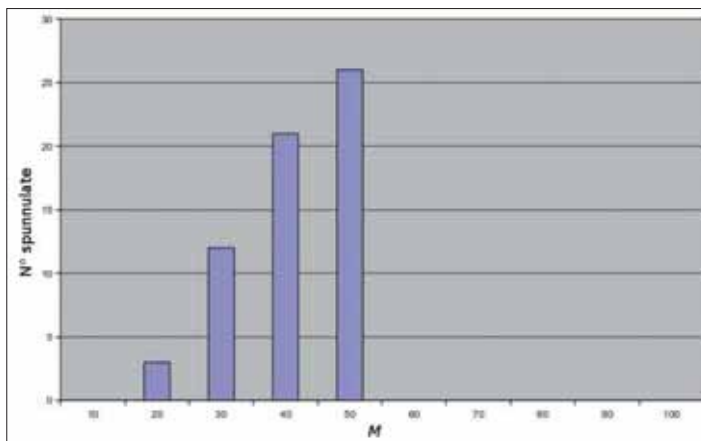


Fig. 9 - Distribuzione delle frequenze dell'indice di emerobia (M) delle spinnulate.

urbanizzato in espansione in cui è inserito. Gli spazi geografici contermini degli altri sistemi hanno un valore simile di emerobia nel 1955, ma subiscono negli anni successivi l'incremento della pressione antropica in maniera diseguale; oggi sono i sistemi di Palude del Capitano e di Serra Cicora quelli più prossimi alla naturalità (*sensu ÇOLAK et al., 2003*). Gli indice M delle spinnulate e dei territori contermini sono fortemente correlati ($r = 0,93$).

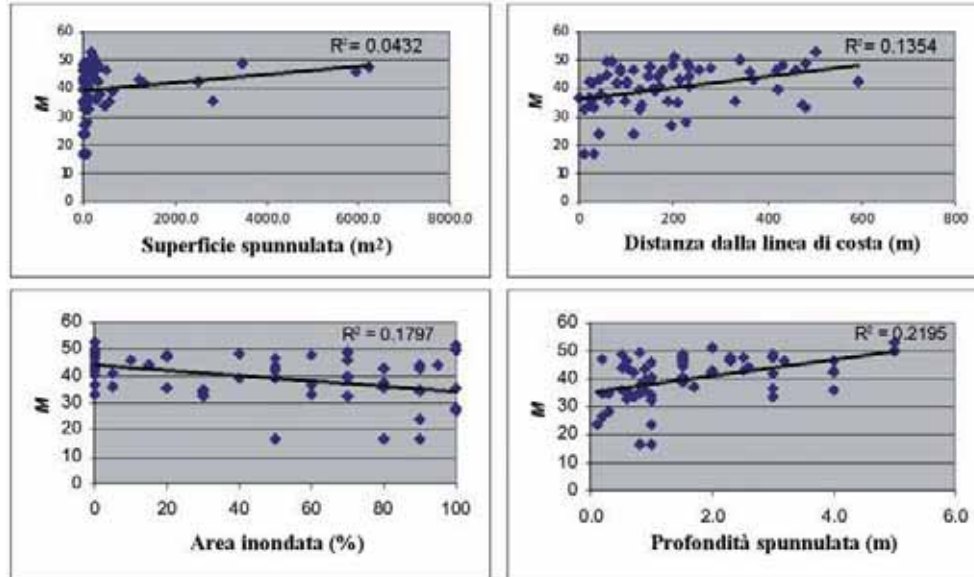


Fig. 10 - Distribuzioni bivariate dell'indice di emerobia [M] delle spunnulate con alcune variabili morfologiche e topografiche.

5. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'attenzione della comunità scientifica e dell'opinione pubblica relativamente alla problematica sui *sinkhole* è attualmente orientata principalmente ad interpretare i fenomeni di sprofondamento come fattori di rischio per l'ambiente antropico (Nisio, 2008), mentre il significato di questi geoelementi quali habitat naturali passa generalmente in secondo piano. È importante osservare che il territorio oggetto del presente studio, fortemente interessato dalla presenza di questi elementi, è disabitato sulla maggior parte della sua superficie. Esso esprime principalmente una vocazione per la conservazione della natura ed una fruizione a scopi produttivi e turistici a basso impatto; come detto sopra, tale condizione è riconosciuta dall'amministrazione pubblica, individuando in questa zona alcune aree protette regionali ed una serie di siti d'interesse comunitario. Dato questo specifico contesto, quindi, la tesi qui sostenuta considera l'uomo come fattore ecologico in grado di determinare trasformazioni sugli habitat naturali e non solo come soggetto esposto al rischio di sprofondamenti catastrofici.

L'emerobia è la variabile utilizzata in questo studio per descrivere l'influenza dell'uomo sugli habitat naturali. L'indice di emerobia ha più volte superato il confronto con altri indici di disturbo e di impatto antropico (STEINHARDT *et al.*, 1999; HILL *et al.*, 2002; FANELLI *et al.*, 2006). A tal proposito, STEINHARDT *et al.* (1999) affermano che "l'indice di emerobia richiede diverse considerazioni iniziali ma ha il grande vantaggio di essere facilmente interpretabile" (traduzione degli autori). Grazie inoltre alla modularità dell'approccio, l'indice di emerobia risulta essere versatile per analisi di tipo multiscale, come quella effettuata in questo studio, in cui si procede alla valutazione a livello sia di spunnulate che di spazio geografico contermini.

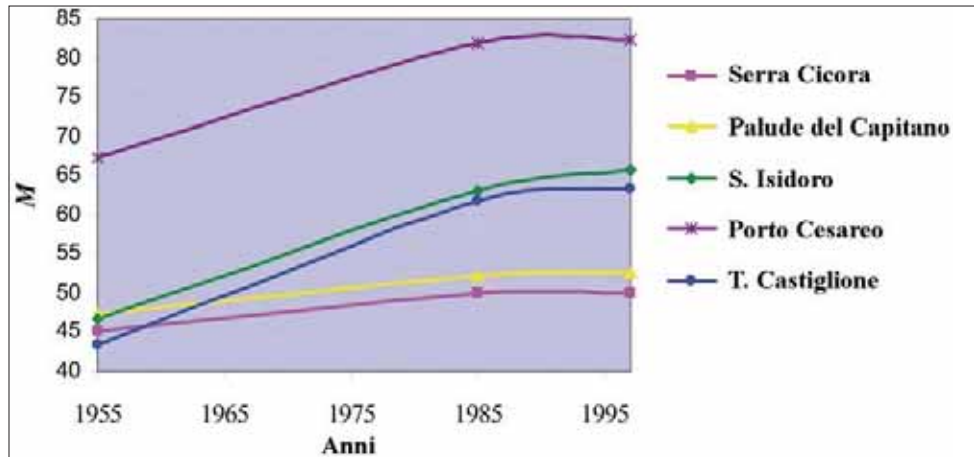


Fig. 11 - Andamento storico dell'indice di emerobia (M) degli spazi geografici contermini per singoli sistemi carsici.

Lo stato di conservazione di un habitat naturale è considerato soddisfacente quando le superfici che comprende sono stabili o in estensione. Dal presente studio risulta che il rapporto tra i numero delle spunnulate di nuova formazione rispetto a quello delle spunnulate distrutte, nel periodo storico considerato, è di 1/16. Quindi, le superfici degli habitat delle spunnulate sono chiaramente in regressione.

La valutazione dello stato di conservazione prende inoltre in considerazione le modificazioni della struttura delle biocenosi tipiche dell'habitat. Relativamente a questo aspetto, occorre osservare che i valori di emerobia degli spazi geografici contermini delle spunnulate hanno subito un incremento nel corso degli anni, a causa del progressivo sfruttamento del territorio da parte dell'uomo (Fig. 11). Non è possibile, dato l'approccio seguito (*species approach*) e data la mancanza di dati floristici pregressi, valutare direttamente il cambiamento storico dell'emerobia all'interno delle spunnulate. Comunque, dalla forte correlazione tra l'emerobia delle spunnulate e quella degli spazi geografici contermini, è possibile dedurre che lo stato di conservazione delle spunnulate sia fortemente dipendente dall'utilizzo del suolo da parte dell'uomo nello spazio geografico prossimo alle spunnulate e, per estensione, che questo stato di conservazione abbia subito un peggioramento in maniera sincrona al cambiamento dell'utilizzo del territorio. A conferma di ciò, si osserva che sono le spunnulate più vicine alla linea di costa a presentare il più basso grado di emerobia (Fig. 10), essendo meno in contatto con le aree coltivate ed urbanizzate.

Complessivamente, quindi, lo stato di conservazione degli habitat naturali delle spunnulate non può essere ritenuto soddisfacente.

Occorre anche segnalare che recentemente BRUNO *et al.* (2008) hanno elaborato una carta della suscettibilità alla formazione di nuovi *sinkhole* per l'area del sistema carsico di Torre Castiglione, già studiato ed evidenziato da BECCARISI *et al.* (2006) (cfr. Figg. 7-8). Il presente lavoro potrà consentire, attraverso l'uso della nuova cartografia e l'implementazione di variabili ambientali quali la copertura vegetale, la quota, la presenza di strade ed insediamenti, tutti fattori riconosciuti come rilevanti in questo tipo di analisi (YILMAZ,

2008], di valutare ulteriormente la propensione a tali dissesti anche per le aree dei sistemi carsici di Porto Cesareo, S. Isidoro, Palude del Capitano e Serra Cicora (cfr. Figg. 2-6). Si sottolinea, comunque, che su 82 doline censite solo una è risultata di neoformazione, dopo il 1955. Inoltre, data la sua localizzazione (sulla strada litoranea), è plausibile sospettare l'influenza di certe infrastrutture antropiche nell'agevolare la formazione di nuovi *sinkhole*.

BIBLIOGRAFIA

- BECCARISI L., CACCIATORE G., CHIRIACÒ L., DELLE ROSE M., GIURI F., LISI G., MARRAS V., QUARTA G. (2002) - *Il carsismo di Serra Cicora (Nardò, prov. di Lecce)*. Grotte e Dintorni, **4**, 287-295.
- BECCARISI L., ERNANDES P., DELLE ROSE M., ZUCCARELLO V. (2006) - *Valutazione dello stato di conservazione delle "spinnulate" della costa di Porto Cesareo e Nardò (provincia di Lecce) con un approccio vegetazionale*. Thalassia Salentina, **29**, 215-236.
- BIANCHI C. N., BOERO F., FORTI S., MORRI C. (1994) - *La Palude del Capitano: un ambiente salmastro costiero della Penisola Salentina d'interesse idrobiologico e speleologico*. Ist. It. di Speleologia, Memoria, **6**, S. II, 99-106.
- BIONDI E., BLASI C., BURRASCANO S., CASAVECCHIA S., COPIZ R., DEL VICO E., GALDENZI D., GIGANTE D., LASEN C., SPAMPINATO G., VENANZONI R., ZIVKOVIC L. (2009) - *Manuale Italiano di interpretazione degli habitat della Direttiva 92/43/CEE*. <http://vnr.unipg.it/habitat/> consultato in data 21 gennaio 2010.
- BRUNO E., CALCATERRA D., PARISE M. (2008) - *Development and morphometry of sinkholes in coastal plains of Apulia, southern Italy. Preliminary sinkhole susceptibility assessment*. Engineering Geology, **99**, 198-209.
- CARROZZO M., DELLE ROSE M., FEDERICO A., LEUCCI G., MARRAS V., NEGRI S., NUZZO L. (2003) - *Osservazioni geologiche e indagini geofisiche sul carsismo della costa neretina*. Thalassia Salentina, **26 suppl.**, 3-10.
- CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1988) - *Note alla carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centromeridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 449-460.
- ÇOLAK A. H., ROTHERHAM I. D., ÇALIKOĞLU M. (2003) - *Combining 'Naturalness Concepts' with Close-to-Nature Silviculture*. Forstw. Cbl., **122**, 421-431.
- DAI PRA G. (1982) - *The Late Pleistocene marine deposits of Torre Castiglione (Southern Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **5**, 115-119.
- DAI PRA G., HEARTY P. J. (1989) - *Variazioni del livello del mare sulla costa ionica salentina durante l'Olocene. Epimerizzazione dell'isoleucina in Helix sp.* Mem. Soc. Geol. It., **42**, 311-320.
- DELLE ROSE M. (1992) - *Il rischio geologico nel Salento: censimento del suolo per crollo di cavità carsiche: il caso di S. Isidoro*. Il Leccio, **9**, 16-20.
- DELLE ROSE M., FEDERICO A. (2002) - *Karstic phenomena and environmental hazards in the Salento coastal plains (Southern Italy)*. 9th Congress "Engineering Geology for Developing Countries", Durban, South Africa, 1297-1305.
- DELLE ROSE M., PARISE M. (2002) - *Karst subsidence in South-Central Apulia, Southern Italy*. International Journal of Speleology, **31 (1/4)**, 181-199.
- DELLE ROSE M., FEDERICO A., PARISE M. (2004) - *Problematiche connesse a fenomeni di subsidenza carsica e sinkholes in Puglia*. 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei feno-

- meni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali del governo del territorio”, Roma, 377-388.
- FANELLI G., TESCAROLLO P., TESTI A. (2006) - *Ecological indicators applied to urban and suburban floras*. *Ecological Indicators*, **6**, 444-457.
- GUISAN A., ZIMMERMANN N. E. (2000) - *Predictive habitat distribution models in ecology*. *Ecological Modelling*, **135**, 147-186.
- JALAS J. (1955) - *Hemerobe und hemerochore Pflanzenarten. Ein terminologischer Reformversuch*. *Acta Societatis Pro Fauna et Flora Fennica*, **72**, 1-15.
- KIM Y. M., ZERBE S., KOWARIK I. (2002) - *Human impact on flora and habitats in Korean rural settlements*. *Preslia*, **74**, 409-419.
- KOWARIK I. (1990) - *Some responses of flora and vegetation to urbanization in Central Europe*. In: SUKOPP H., HEJNÝ S. (Eds.) - *Urban Ecology. Plants and plant communities in urban environments*. SPB Academic Publishing, The Hague, 45-74.
- HILL M. O., ROY D. B., THOMPSON K. (2002) - *Hemeroby, urbanity and ruderality: bioindicators of disturbance and human impact*. *Journal of Applied Ecology*, **39**, 708-720.
- LARGAIOLLI T., MARTINIS B., MOZZI G., NARDIN M., ROSSI D., UNGARO S. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100000 Foglio 214*. Servizio Geologico d'Italia.
- MAINARDI M. (Eds.) (1988) - *Per il recupero ambientale delle "spunnulate" di Torre Castiglione*. Garofano Verde Sez. Puglia, Associazione Cooperative Produzione e Lavoro, Circolo AICS Lecce.
- NISIO S. (Eds.) (2008) - *I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **LXXXV**. ISPRA, Torino.
- PIGNATTI S. (1982) - *Flora d'Italia*. Edagricole, Bologna.
- ROBINSON A. H., MORRISON J. L., MUEHRCKE P. C., KIMERLING A. J., GUPTILL S. C. (1995) - *Elements of Cartography. Sixth Edition*. John Wiley & Sons, Inc.
- ROSSI D. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100000 Fogli 203, 204, 213*. Servizio Geologico d'Italia.
- SOKAL R. R., ROHLF F. J. (1981) - *Biometry. Second Edition*. W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- STEINHARDT U., HERZOG F., LAUSCH A., MÜLLER E., LEHMANN S. (1999) - *Hemeroby index for landscape monitoring and evaluation*. In: PYKH Y. A., HYATT D. E., LENZ R. J. (Eds.) - *Environmental Indices. System Analysis Approach*. Oxford, EOLSS Publ., 237-254.
- SUKOPP H. (2004) - *Human-caused impact on preserved vegetation*. *Landscape and Urban Planning*, **68**, 347-355.
- YILMAZ I. (2008) - *Discussion on "Development and morphometry of sinkholes in coastal plains of Apulia, southern Italy. Preliminary sinkhole susceptibility assessment" by E. Bruno, D. Calcaterra, M. Parise [Engineering Geology 99 (2008) 198-209]*. *Engineering Geology*, **101**, 283-284.

FENOMENI DI SPROFONDAMENTO DEL PIANO DI CAMPAGNA IN PIANURA PADANA: IL RUOLO DEL CONTESTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E GEOTECNICO

di Borgatti L.¹, Bianchi E.², Bonaga G.¹, Gottardi G.¹, Landuzzi A.¹, Marchi G.¹, Mastrangelo A.³, Rodorigo S.², Vico G.², Vittuari L.¹

ABSTRACT

In Italy, natural sinkhole phenomena which are not connected to karst processes are relatively frequent. In the plains of Veneto and Emilia-Romagna, for example, several small sub-circular lakes are described, whose formation is thought to have been caused by evorsion (erosional processes related to vertical turbulence) and/or suffosion (piping) in alluvial sediments.

This paper deals with particular phenomena and related landforms, recently developed in the Po Plain between the provinces of Modena and Bologna. These processes have periodically produced shallow sinks, up to 2 m wide and deep, that disrupted agricultural works and exposed farm equipment to hazard, requiring costly remedial measures. In some cases, the land productivity itself was impaired. On the basis of literature information, as well as available geological, geomorphological and geotechnical data, the possible triggering factors and the evolution of these phenomena are described.

An inventory carried out some years ago shows that these phenomena tend to develop in different geological settings, from the apex of the alluvial fans down to the lower alluvial plain (from 64 to 6 m a.s.l.), generally within relatively short distances from streams and artificial channels. In most cases, the affected soils have silty-sandy textures, related to alluvial ridges. The latter are composed by sandy channel fills, bounded by levees of mixed sand and silt, which pass outwards to finer silts and clays of interchannel zones. As sediments accrete, distributary streams shift laterally, forming new channels. Old channels are then gradually buried under interchannel silts and clays. As a result, the silty-clay body of the alluvial plain is laced with intersecting strings of loose sands surrounded by less permeable sediments. These sand strings, which may be recharged by streams and channels, behave as artesian aquifers at their distal ends.

On the basis of Cone Penetration Tests (CPTs), some of the affected areas have been characterized with reference to lithology, stratigraphy and relevant geotechnical parameters. Under an overconsolidated cohesive unit, with sufficient clay fraction to form and

1 Dipartimento di Ingegneria delle Strutture, dei Trasporti, delle Acque, del Rilevamento, del Territorio – DISTART, ALMA MATER STUDIORUM Università di Bologna, Bologna

2 ERS Erg Rivara Storage, Modena

3 ENSER, Bologna

retain shrinkage cracks in the so-called active zone, at a depth in the order of 6 meters, a sandy unit can be typically found, that has shown to be susceptible of liquefaction as a consequence of natural or artificial causes (seismic shaking, water table sudden draw-down, heavy vehicles transit etc.). The liquefaction and subsequent packing of loose sediments leads to the development of proto-chambers, that reveal as sinkholes when their roofs collapse.

In the proposed conceptual model, triggering and evolution of these phenomena depend on the grain size of sediments involved, and on specific hydraulic conditions related to the distal sectors of alluvial ridges in a recent alluvial plain.

1. INTRODUZIONE

Negli ultimi anni, e in particolare tra la fine degli anni '90 e i primi anni 2000, il verificarsi di fenomeni di sprofondamento del piano di campagna in alcune località della bassa pianura bolognese e modenese ha creato difficoltà nella gestione delle aree interessate (Fig. 1).

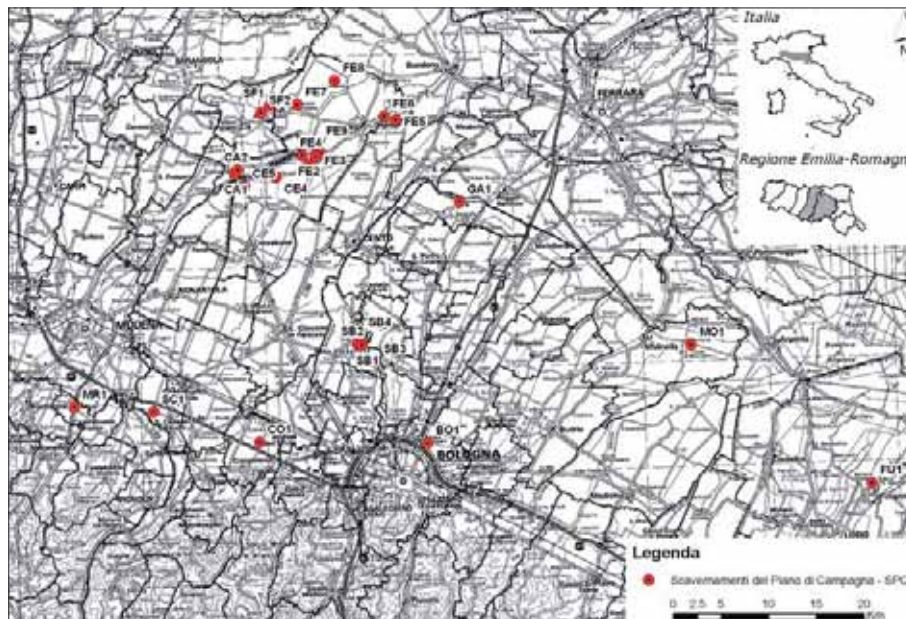


Fig. 1 - Ubicazione geografica dei fenomeni di scaVERNAMENTO del piano di campagna.

I processi e le relative forme e depositi che saranno qui di seguito descritti non hanno una nomenclatura ben definita nella letteratura scientifica e tecnica. In lavori precedenti (BONORI *et al.*, 2000; PROVINCIA DI BOLOGNA, 2002; MARTELLI, 2004), con il prefisso composto "micro-pseudo" si faceva riferimento alla limitata dimensione delle forme e a una genesi non completamente coerente con il sostantivo reggente, ad esempio micro-pseudo-sinkhole (MPS), per riferirsi a localizzati collassi del piano di campagna che danno luogo a cavità con forma da sub-circolare ad ellittica (diametro 80-100 cm, profondità fino a 100-170 cm, volume massimo di 1 m³ circa).

I fenomeni saranno qui denominati come Scavernamenti del Piano di Campagna (SPC), descrivendo le due principali morfologie che sono state riconosciute sul terreno (Fig. 2):

- cavità a geometrie da regolari a irregolari, dell'ordine di qualche metro e con profondità generalmente inferiori a 2 m;
- cavità strette (15-50 cm) a sezione da sub-circolare a ellittica. Questi cunicoli sono forme di dimensioni ridotte, ma possono raggiungere anche lunghezze metriche.



Fig. 2 - Sprofondamento del Piano di Campagna: SPC (a) e cavità stretta (b). La foto in (a) è tratta da Provincia di Bologna (2002).

Di seguito si riportano le caratteristiche salienti degli SPC, desunte dalla documentazione raccolta da altri Autori (BONORI *et al.*, 2000; PROVINCIA DI BOLOGNA, 2002; MARTELLI, 2004; CASTELLARIN *et al.*, 2006 con relativa bibliografia). In letteratura si riporta che tra le province di Reggio E., Modena, Bologna e Ravenna i fenomeni di SPC erano noti già prima dell'ultima guerra. Nelle aree di indagine si sono manifestati nei primi anni '90, per poi assumere uno stato di attività parossistico tra il '96 e il '02. Allo stato attuale, non si hanno segnalazioni di nuovi fenomeni di dimensioni rilevanti, né se ne sono osservati in evoluzione.

I singoli SPC si presentano come localizzati affossamenti della superficie del suolo, a forma di cavità, con dimensioni in pianta e profondità al massimo di qualche metro. Essi si manifestano improvvisamente a causa del crollo di una volta superficiale che, una volta collassata, evidenzia la presenza di una cavità al di sotto del piano di campagna. Spesso le cavità mostrano una morfologia a imbuto invertito, in altri casi si presentano in forma di ampie fessure. Per i volumi di terra mancanti non è stata finora trovata un'evidente direzione di trasporto, e non sono stati riscontrati in nessun caso accumuli esterni di materiale, né in prossimità dei punti di sprofondamento né in luoghi comunque distanti dagli stessi. Le manifestazioni superficiali di SPC hanno un carattere repentino, ma è molto probabile che siano precedute da una fase preparatoria di durata non stimabile, durante la quale le cavità si formano e si allargano progressivamente o per stadi accelerati.

Sono state osservate cavità nei terreni arativi, ma la frequenza dei fenomeni in oggetto è massima nelle aree condotte a frutteto. Nei frutteti non si ha reiterazione periodica delle lavorazioni e si pratica l'inerbimento degli spazi interfilari. La presenza di specie vegetali idroesigenti che determinano un aumento dell'evapotraspirazione e della suzione, unitamente al passaggio dei mezzi agricoli durante le fasi di lavorazione, determina una marcata costipazione dei primi decimetri di suolo. L'aumentata resistenza di questo strato superficiale contribuisce a mantenere integro il piano di campagna durante lo

sviluppo delle cavità sub-superficiali. Il crollo dello strato superficiale di terreno può avvenire più o meno improvvisamente per la rottura della volta, generalmente in concomitanza con piogge intense, oppure in seguito al transito di un mezzo agricolo.

Nella prossima sezione sarà riesaminata la bibliografia riguardante le forme e i processi riconducibili ai fenomeni di scavamento qui introdotti. Nelle sezioni successive ci si occuperà di un censimento delle occorrenze nella pianura emiliano-romagnola e di una loro caratterizzazione a scala regionale e locale, con particolare riferimento agli aspetti sedimentologici, geomorfologici e geotecnici.

2. STATO DELL'ARTE

Allo stato attuale delle conoscenze, le linee evolutive degli SPC non sono ancora ben definite. In base agli studi specifici condotti negli ultimi anni (Bonori et al., 2000; PROVINCIA DI BOLOGNA, 2002; MARTELLI, 2004; SOVERINI & MARTELLI, 2004; VETTORE et al., 2004; CASTELLARIN et al., 2006 e bibliografia ivi inclusa), è stato ipotizzato che tali fenomeni siano manifestazioni superficiali della risalita di convogli fluidi da domini genericamente profondi, eventualmente collegate all'attività tettonica e sismica dell'area. Sono state infatti riportate da testimoni la fuoriuscita di gas, di composizione non nota, e l'emissione di rumori sordi simili a scoppi, in occasione del collasso di alcuni SPC. Inoltre, sulla verticale di tali forme, si sono osservate anomalie nella propagazione delle onde sismiche, indicative della presenza di gas nei sedimenti alluvionali (CASTELLARIN et al., 2006). Alcuni pozzi idrici in aree interessate da SPC hanno mostrato brusche oscillazioni del livello piezometrico e anomalie geochimiche della falda freatica e di quella artesianica, con particolare riferimento a variazioni repentine della conducibilità elettrica (BONORI et al., 2000; CASTELLARIN et al., 2006), anche se gli SPC che si trovano vicino agli argini dei fiumi (Reno, Panaro, Po) non hanno mai rivelato alcuna connessione idraulica diretta con le aste fluviali, né alcuna relazione diretta con eventuali colmi di piena. Durante il loro rilevamento sul terreno le cavità sono sempre risultate asciutte, ma si hanno testimonianze di flusso turbolento delle acque che le hanno riempite nel corso di eventi piovosi.

2.1 Fattori e processi associati alle deformazioni superficiali

I processi e gli agenti del modellamento che prendono parte alla genesi degli SPC sono vari e, singolarmente o associati, possono agire in diverse fasi di sviluppo del fenomeno (fase preparatoria, innesco, fase post-rottura ed erosione). I meccanismi che alterano l'assetto originario delle successioni sedimentarie recenti affioranti nelle piane alluvionali possono essere determinati da:

- Presenza di faglie attive, con varie componenti di movimento, veloce o lento (fino al *creep* asismico), al di sotto della copertura sedimentaria (PAVELKO et al., 1999).
- Consolidazione di terreni limoso-argillosi, dovuta a un abbassamento naturale o artificiale della superficie piezometrica, con carattere eventualmente differenziale ed estensione locale o regionale. Questo fenomeno si ha in presenza di acquiferi che si sovrappongono a un substrato roccioso irregolare (BOUWER, 1977; BURBEY, 2002), eventualmente anche fagliato (HOLZER, 1984), e comunque in sedimenti fini che presentano variazioni laterali di facies e di spessore. In questi casi si possono generare tensioni di taglio verticali, rotazioni o distensioni orizzontali (HELM, 1994).
- Rilascio di acqua per fenomeni di compattazione diagenetica (LEEDER, 1982) o per variazione di chimismo dovuta a sostituzione dell'acqua a scala di intero bacino (REF-AGIP,

1998). In quest'ambito si inserisce anche l'attività di naturale degassamento dei sedimenti. L'idrofratturazione naturale (ENGELDER, 1993) si definisce invece come la neoformazione di piani di taglio dovuta a eccessi di pressione idrostatica di varia origine e distribuzione areale. Questi processi possono essere responsabili di deformazioni elastiche asismiche, che tendono a trasmettersi dal dominio profondo verso la superficie topografica (AYALEW et al., 2004).

Le variazioni di volume nel materasso alluvionale possono essere legate a:

- Dissoluzione chimica di fasi minerali facilmente solubili.
- Assorbimento di acqua (idrocompattazione o idroconsolidazione), che permette il riassetto delle particelle fini del sedimento. Il collasso, come nel caso dei silt eolici (ALEXANDER, 1990; ROGERS et al., 1994), è dato dalla rimozione del cemento tra le particelle.
- Decomposizione di materia organica.
- Contrazione ed espansione di suoli a dominante componente argillosa (vertisuoli).
- Fenomeni di *piping* e sviluppo di sorgenti (o risorgive) conseguenti al sifonamento della falda.

In generale, quindi, si può affermare che i fattori predisponenti la formazione di SPC sono di tipo geologico, geomorfologico e idrologico, mentre i fattori di innesco sono costituiti da forti precipitazioni.

2.2 Morfologie assimilabili agli SPC

Esiste un'ampia bibliografia inerente le cavità che si aprono nel terreno, nonché diverse proposte di nomenclatura (BERTI et al., 2002; BEAUBIEN et al., 2003; NISIO, 2003; NISIO et al., 2004; NISIO & SALVATI, 2004; CARAMANNA et al., 2008). Il criterio adottato per la classificazione si fonda essenzialmente sulla distinzione dei processi coinvolti nella genesi dei singoli fenomeni. Per definizione, uno sprofondamento è una depressione del suolo di forma varia, anche se comunemente sub-circolare, che si manifesta in modo rapido e improvviso (CANUTI, 1982; BERTI et al., 2002; NISIO, 2003). Nella letteratura anglosassone generici fenomeni di sprofondamento del suolo sono indicati con il termine *sinkhole*, in italiano "camino di collasso" (NISIO, 2003). In Italia il fenomeno è diffuso particolarmente nelle regioni Toscana e Lazio (FACCENNA et al., 1993; DEL GRECO et al., 2003; NISIO, 2003; NISIO et al., 2004; NISIO & SALVATI, 2004). L'ambiente geomorfologico tipico è in aree con substrato carsificabile o in aree nel cui sottosuolo siano presenti cavità di varia natura, anche antropica. In genere, è il crollo della volta di queste ultime, siano esse naturali o artificiali, a determinare gli effetti osservati in superficie. Tuttavia, l'origine dei *sinkhole* è spesso dovuta all'interazione di più processi, tra i quali assumono particolare rilievo le risalite fluide, il sifonamento e la suffusione (NISIO, 2003). In presenza di questi o altri processi, e in assenza di dissoluzione, si parla comunemente di fenomeni pseudo-carsici (HALLIDAY, 2007). In ogni caso, nell'ampia letteratura del settore non sono state finora descritte forme che siano assimilabili agli SPC, né per dimensioni né per ambiente di formazione. In sedimenti poco consolidati, lo sviluppo di depressioni superficiali può essere dovuto all'espulsione di fluidi (acqua e/o idrocarburi liquidi o gassosi), provocata dal processo di compattazione. I più noti esempi di questo fenomeno sono i *pockmark*, depressioni del fondo marino a forma di cono rovesciato, riconosciute e ben definite geometricamente dalla sismica a riflessione (CURZI & VEGGIANI, 1985; HOVLAND & JUDD, 1988). La genesi di queste strutture è legata a diversi fattori, tra cui i movimenti tettonici possono assumere

una notevole importanza (HASIOTIS et al., 1996). In ambiente emerso i *pockmark* non sono stati mai osservati, se si eccettuano alcune mesostrutture identificate come tali in un paleosuolo olocenico nei pressi di Faenza (CURZI et al., 1987). Le analogie degli SPC con i *pockmark* consistono in una morfologia simile e nella possibile venuta a giorno di gas, accompagnata da anomala salinità delle acque descritta da CASTELLARIN et al. (2006). Le dimensioni sono però assai differenti, poiché i diametri dei *pockmark* raggiungono spesso le centinaia di metri (HASIOTIS et al., 1996) e talora i chilometri (BØE & RISE, 1998), mentre i diametri degli SPC non superano gli 1,5-2 m. Questa differenza può diminuire se si considera che intorno ad alcuni SPC sono state misurate variazioni altimetriche negative nell'ordine di 10 mm/anno, congruenti con lo sviluppo di forme concave di raggio fino a 40 m (BONORI et al., 2000).

In terreni caratterizzati da uno strato superficiale particolarmente rigido, le cavità possono formarsi per fratturazione. Le *earth fissures* sono fessure beanti che si sviluppano nella copertura sedimentaria, larghe fino a un metro e mezzo, profonde da pochi decimetri ad alcuni metri e lunghe fino a centinaia di metri (LI et al., 2000). Le tensioni che generano queste fratture sono dovute perlopiù a compattazione differenziale della coltre sedimentaria (CARPENTER, 1999). Gli esempi più noti si trovano negli Stati Uniti e in Cina (SCHUMANN, 1994; MORTON, 1994; PAVELKO et al., 1999; CARPENTER, 1999). Nella stessa classe vengono annoverate anche le fessure del terreno indotte da emungimento di acqua o altri fluidi dal sottosuolo (SCHUMANN E POLAND, 1969; YERKES & CASTLE, 1976; BOUWER, 1977; HOLZER, 1984; HUPB et al., 1999). In alcuni casi, le fessure sono imputate a movimenti tettonici e sismicità (ZELLMER et al., 1985; LEKKAS et al., 1996). In altri casi, le *earth fissures* delimitano megastrutture poligonali da disseccamento (300 m di diametro e 5 m di profondità), come quelle segnalate nelle *playa* del Great Basin (NEAL et al., 1968).

Se le acque d'infiltrazione sono in grado di erodere il suolo, ed esistono vie sotterranee di evacuazione del materiale eroso, le cavità possono formarsi o allargarsi per *piping*. L'uso del termine è rivolto, di norma, a un ampio spettro di forme di erosione superficiale originate da differenti fenomeni. La suffosione è un meccanismo di erosione dovuto allo scorrimento sub-superficiale dell'acqua nel suolo, che si esercita laddove questo sia estremamente poroso o fessurato e l'acqua, abbondante ed adeguatamente in pressione, trovi vie nelle quali fluire con velocità elevate (CASTIGLIONI, 1986). Gli effetti di erosione del suolo si traducono nella formazione di condotti in genere sub-orizzontali (BERRY, 1970), che operano con sviluppo rimontante nella direzione degli assi di deflusso idrico (TERZAGHI & PECK, 1966). Forme analoghe si realizzano per erosione di cavità preesistenti da parte dall'acqua circolante (*tunnel erosion*). Il secondo processo differisce dal precedente per due motivi: da un lato non ha necessariamente uno sviluppo retrogressivo, dall'altro non necessita di elevate pressioni di filtrazione dell'acqua.

Tra i fattori che controllano i processi di *piping* sono particolarmente rilevanti i gradienti topografico e idraulico (JONES, 1981; GUTIÉRREZ et al., 1997). In aree di pianura, allo scarso gradiente topografico si può ovviare con l'instaurazione di un elevato gradiente idraulico locale, legato all'abbassamento erosivo di un alveo fluviale o a sovrasfruttamento delle falde idriche.

Forme dovute all'erosione operata dalle acque sotterranee sono anche quelle denominate in genere fontanazzi e gorgi. Infatti, dalla Provincia di Lodi sino al mare, il Po e i suoi affluenti sono notevolmente pensili, mentre il loro alveo sepolto tocca il primo livello acqui-

fero, posto a profondità comprese tra qualche metro e 20 m circa e generalmente confinato superiormente da uno strato limo-argilloso. La pressione della falda ospitata in tale acquifero è regolata dalle altezze idrometriche dei corsi d'acqua e l'acquifero è caratterizzato da un'elevata diffusività idraulica, per cui il gradiente di pressione ha valori molto bassi (anche $< 0,5 \text{ ‰}$) e il segnale di pressione si può trasmettere a grande distanza in tempi relativamente brevi. Si tratta di situazioni ideali per determinare sifonamenti della falda, i cosiddetti fontanazzi. La probabilità del sifonamento aumenta dove si assottiglia lo strato superficiale argilloso, in corrispondenza di avallamenti del terreno o delle sezioni di scavo di grandi canali di bonifica. Il sifonamento della falda può avvenire anche a notevole distanza dal corso d'acqua, ad esempio ad alcuni chilometri, come avvenne in concomitanza della piena del 1705.

3. DATI E METODI

I ventotto siti affetti da SPC nelle province di Modena e Bologna sono stati analizzati in ambiente GIS, con riferimento alla loro distribuzione geografica rispetto a differenti lineamenti del territorio. L'analisi della distribuzione dei fenomeni, sia a scala regionale sia a scala locale, può fornire indicazioni di interesse riguardo i fattori predisponenti. Qui di seguito si riporta un elenco dei dati utilizzati nell'analisi:

- Documentazione raccolta dalla Provincia di Bologna nell'ambito dello studio dei fenomeni di scavamento del piano di campagna (Settore Ambiente, Servizio Assetto Idrogeologico della Provincia di Bologna).
- Dati digitali del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli (SGSS) della Regione Emilia-Romagna:
 - DEM con cella a 5 metri;
 - CTR (a scala 1:250.000, 1:25.000 e 1:5000);
 - Reticolo idrografico;
 - Tessitura dei terreni superficiali di pianura (Progetto Nazionale CARG, Scala 1:50.000);
 - Suoli (Carta dei suoli di inquadramento regionale in scala 1:250.000 e Carta dei suoli di semidettaglio di pianura alla scala: 1:50.000);
 - Uso del suolo (Corine Land Cover, Scala 1:100.000);
 - Catasto pozzi per uso civile su base comunale;
 - Data Base delle Prove geognostiche.
- Subsidenza regionale da livellazioni e *Permanent Scatterers* (ARPA Ingegneria Ambientale).

Per visualizzare localmente i rapporti stratigrafici fra le varie unità, in aree significative è stato disegnato un profilo altimetrico, sul quale stati collocati i grafici delle verticali penetrometriche (resistenza di punta in ascissa – profondità in ordinata). Poiché la dimensione areale dei siti in studio è di un ordine di grandezza maggiore rispetto alla profondità indagata dalle prove, la scala verticale è 1:200, mentre quella orizzontale è 1:2000.

La natura litologica dei terreni è stata identificata per mezzo dell'abaco di SCHMERTMANN (1978) per le CPT meccaniche, basato sul diverso comportamento che mostrano le varie litologie (sabbie, limi, argille) in termini di resistenza penetrometrica di punta e attrito laterale. L'elaborazione dei dati delle prove penetrometriche effettuate con piezocono permette l'individuazione della natura litologica dei terreni interessati dagli scavamenti,

tramite la classificazione di ROBERTSON (1990) e la ricostruzione di un modello stratigrafico.

La caratterizzazione geotecnica è stata orientata anche alla definizione per i terreni coesivi del rapporto di sovraconsolidazione (OCR). L'OCR è una grandezza adimensionale che esprime il rapporto fra la tensione litostatica efficace massima cui è stato sottoposto (s'_p) e la tensione litostatica efficace alle condizioni attuali (s'_{vd}). Il valore di OCR per un terreno si determina classicamente tramite prove edometriche eseguite in laboratorio. La letteratura riporta varie correlazioni che permettono di risalire ai valori di OCR a partire dai risultati delle prove penetrometriche. Nel caso in esame, la determinazione dei valori di OCR è stata possibile mediante la relazione di POWELL et al. (1988), che lega la resistenza penetrometrica di punta all'OCR.

4. CARATTERIZZAZIONE DEI FENOMENI DI SCAVERNAMENTO A SCALA REGIONALE

Nell'ambito del presente lavoro si sono utilizzate le informazioni riguardanti i fenomeni di scavernamento raccolte nello studio della Provincia di Bologna per la pianura modenese e bolognese (PROVINCIA DI BOLOGNA, 2002), dal momento che il censimento operato in una fase apparentemente parossistica dei fenomeni stessi appare la base dati più completa attualmente disponibile (Figura 1). Tuttavia, non è escluso un'areale di distribuzione più ampio di quello individuato che vede, approssimativamente, il limite settentrionale nel Fiume Po e quello meridionale nella fascia pedeappenninica. Si sottolinea nuovamente che la localizzazione dei fenomeni è basata sulle fonti citate e su un rilevamento di campagna effettuato nel 2008. Dal momento che nel corso di tale rilevamento non si sono potute osservare forme correlabili a SPC (se si escludono casi di piccole dimensioni), le localizzazioni riportate nelle elaborazioni cartografiche sono da considerare non di dettaglio ma di massima, ovvero l'espressione di areali di dimensioni non definibili (diametri nell'ordine delle centinaia di metri), interessate in passato da fenomeni di SPC.

4.1 Lineamenti geologici e geomorfologici della pianura emiliano-romagnola

Il territorio della Regione Emilia-Romagna si estende dal versante nord della catena appenninica settentrionale, emersa nel Miocene superiore e fortemente sollevata fino al Pleistocene inferiore, a un settore della Pianura Padana caratterizzato da strutture tettoniche sepolte, sorte perlopiù nel Pliocene superiore e variamente riattivate nel Quaternario (CASTELLARIN et al., 1985).

Le ricerche di idrocarburi che l'AGIP ha condotto dal dopoguerra in poi hanno rivoluzionato le conoscenze relative agli assetti strutturali dell'intera pianura e ai suoi rapporti con la catena appenninica (AGIP MINERARIA, 1959; PIERI & GROPPI, 1981; CREMONINI & RICCI LUCCHI, 1982; AMOROSI et al., 1997; AMOROSI et al., 2002). Ai dati di sottosuolo della ricerca petrolifera si aggiungono quelli ricavati dallo studio dei pozzi per l'approvvigionamento idropotabile (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998). Attraverso l'acquisizione di sezioni sismiche calibrate da pozzi profondi (estese a tutto il territorio padano-adriatico) è stata documentata l'esistenza di un sistema di imbricazione sepolto che si estende per un massimo di circa 40 km a N del margine pede-appenninico (PIERI & GROPPI, 1981; BIGI et al., 1992). Nel settore emiliano, il fronte della catena appenninica coincide con gli archi più esterni delle strutture sepolte note come Pieghe Emiliane e Pieghe Ferraresi. Ingenti spessori di sedimenti pleistocenici e olocenici ad assetto quasi tabulare (da poche centi-

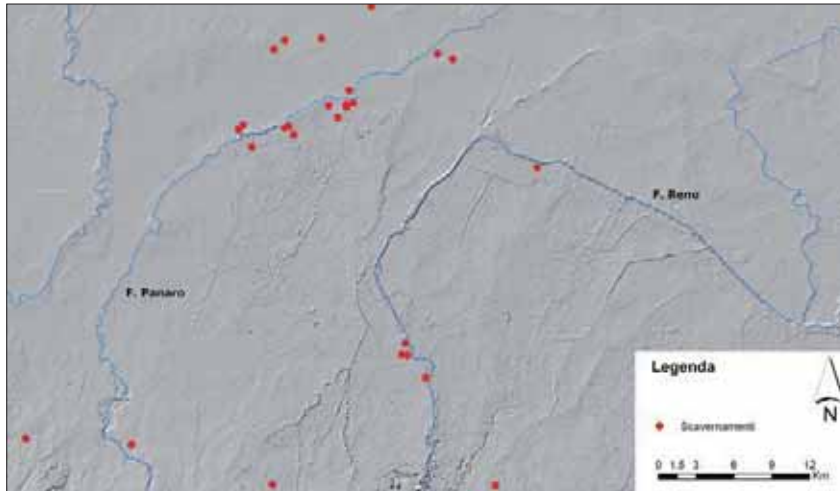


Fig. 3 - SPC sul modello digitale di elevazione (Digital Elevation Model - DEM) elaborato come shaded relief.

naia di metri a 2500 m circa) ricoprono queste strutture, la cui residua attività si manifesta con variazioni di subsidenza ad ampio raggio.

Le forme e i processi che caratterizzano la morfologia del territorio sono rappresentati da forme e depositi di origine fluviale e, in epoca più recente, dovuti all'intervento dell'uomo. Dal punto di vista geomorfologico, la bassa pianura è caratterizzata dalla presenza di aree rilevate, dette "dossi", che corrispondono ad alvei antichi od attuali, pensili sulla pianura circostante e da zone depresse, dette "valli", all'interno delle quali l'acqua tenderebbe a ristagnare, se non fosse allontanata dai canali di bonifica. I dossi e i paleodossi sono di forma generalmente allungata e sinuosa, poco rilevati e dolcemente raccordanti alle superfici adiacenti (CASTALDINI, 1987; CASTIGLIONI E PELLEGRINI, 2001; CONSORZIO DELLA BONIFICA BURANA, LEO, SCOLTENNA, PANARO, 2001; CASTALDINI & GHINOI, 2008). L'area in esame fa parte dell'ambiente deposizionale della "Piana a copertura alluvionale", contraddistinta dalla presenza di depositi a sequenze prevalentemente fini (sabbie, limi, argille) dovuti ad una crescita di tipo verticale, data da processi di tracimazione e rotta fluviale, che hanno portato alla deposizione di strati suborizzontali a geometria lenticolare probabilmente riferibili a singoli eventi alluvionali. In generale il modello di pianura alluvionale caratteristico di tutta la media e bassa pianura emiliano-romagnola interessata da fiumi e torrenti appenninici è relativamente semplice. Prima dei massicci interventi di regimazione idraulica che hanno portato alla costruzione di argini artificiali, la dinamica geomorfologica era caratterizzata da frequenti divagazioni degli alvei fluviali, dovute alle ricorrenti rotte e tracimazioni dei corsi d'acqua, che scorrevano in alvei pensili rispetto alla piana circostante, modellati dalla loro naturale azione di erosione e deposizione. Nel caso di rotte e tracimazioni le acque inondavano i territori adiacenti l'alveo, depositando sedimenti più grossolani (i.e., sabbie e sabbie limose) nelle vicinanze dello stesso e sedimenti più fini al diminuire della capacità di trasporto. Se poi il corso d'acqua abbandonava il proprio alveo per un tracciato impostato in aree più depresse, l'evoluzione del reticolo idrografico continuava con l'innalzamento di un nuovo edificio pensile. Secondo

questo modello, l'accrezione della pianura avviene sia orizzontalmente, con il giustapporsi di successivi corpi d'alveo, sia verticalmente, a causa di continui cicli di sedimentazione in seguito a fenomeni esondazione. La pianura risulta dunque costituita da un intrecciarsi di lenti a tessitura prevalentemente sabbiosa, corrispondenti a corpi d'alveo sepolti, e da sedimenti più fini (limi e argille) che vanno a colmare i bacini interfluviali di esondazione.

4.2 Analisi della distribuzione geografica dei fenomeni di scavamento

Gli SPC si collocano in un'ampia fascia altimetrica (Fig. 3), dall'alta alla bassa pianura, tra quote massime di 64 m s.l.m. e quote minime di 6 m s.l.m. In tutti i casi, gli SPC si verificano in corrispondenza di aree di pertinenza fluviale.

Se si considera la tessitura dei terreni superficiali, ottenuta dal SGSS nell'ambito della stesura della Carta Geologica della Pianura del Progetto CARG, si può notare che l'82% dei fenomeni per i quali si dispone di informazioni sulla tessitura del terreno si collocano nell'ambito di limi sabbiosi. Se si considerano le unità dei suoli tenendo conto della loro composizione, il quadro della tessitura superficiale è sostanzialmente confermato, con il 57% dei fenomeni che si collocano su suoli franchi o franco limosi corrispondenti a depositi di rotta e diramazioni secondarie o parti distali di un canale principale (Figura 4). Riguardo all'uso del suolo, si è notato come i fenomeni si distribuiscano prevalentemente su seminativo semplice (61%) e su frutteto (25%).

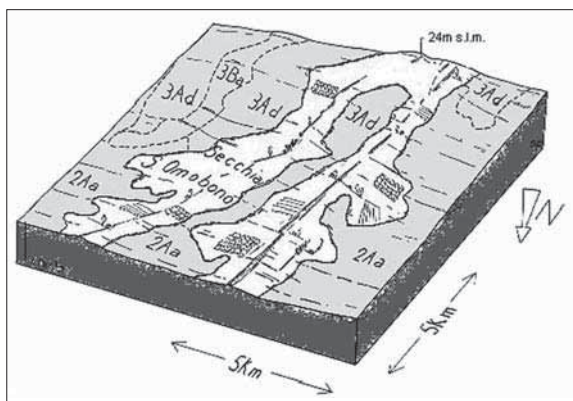


Fig. 4 - Schema tratto dall'allegato alla Carta dei suoli della REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1999), Livello di dettaglio 1:250.000. Una associazione tipica di suoli prevede le seguenti unità: S. Omobono Franco Argilloso Limosi: 3Aa; Secchia S. Omobono Franco Limosi e Secchia Franchi: 3Ab; Pradoni Franco Argilloso Limosi: 3Ad; Cataldi franco argilloso limosi e San Giorgio franchi: 3Ba; Risaia del Duca argilloso limosi: 2Aa. I suoli dell'unità cartografica 3Ba sono in antichi dossi fluviali. I suoli dell'unità cartografica 3Ab sono in dossi fluviali recenti, attraversati da corsi d'acqua ancora attivi. I suoli dell'unità cartografica 3Ad sono in zone di transizione tra dossi contigui o tra i dossi e le depressioni morfologiche. I suoli Sant'Omobono franchi limosi sono tipicamente nelle parti distali rispetto al canale principale; si differenziano per la tessitura, media con maggiore abbondanza della frazione limosa. I suoli Secchia franca sono tipicamente in prossimità del canale principale o su rotte e diramazioni secondarie; si differenziano per la tessitura media con minore abbondanza della frazione limosa. I suoli Sant'Omobono franchi argilloso limosi sono tipicamente nelle parti topograficamente più rilevate; hanno buona disponibilità di ossigeno. I suoli Pradoni franchi argilloso limosi sono tipicamente nelle parti relativamente depresse; hanno moderata disponibilità di ossigeno. I suoli Risaia del Duca argilloso limosi sono tipicamente nelle depressioni morfologiche.

Alcuni fenomeni si sono sviluppati in aree a forte subsidenza, altri in aree a subsidenza decisamente minore. In Fig. 5 è descritto il fenomeno della subsidenza (indotta principalmente dalle attività antropiche) mediante una rappresentazione a curve isocinetiche, con passo di 5mm/anno. Tali isolinee sono state interpolate, al fine di consentire una più facile lettura del fenomeno a scala regionale, a partire dalle misure puntuali di velocità di movimento verticale ottenute dall'analisi interferometria differenziale PS DInSAR nei periodi 1992-2000 e 2002-2006 (ARPA Ingegneria Ambientale, 2007).

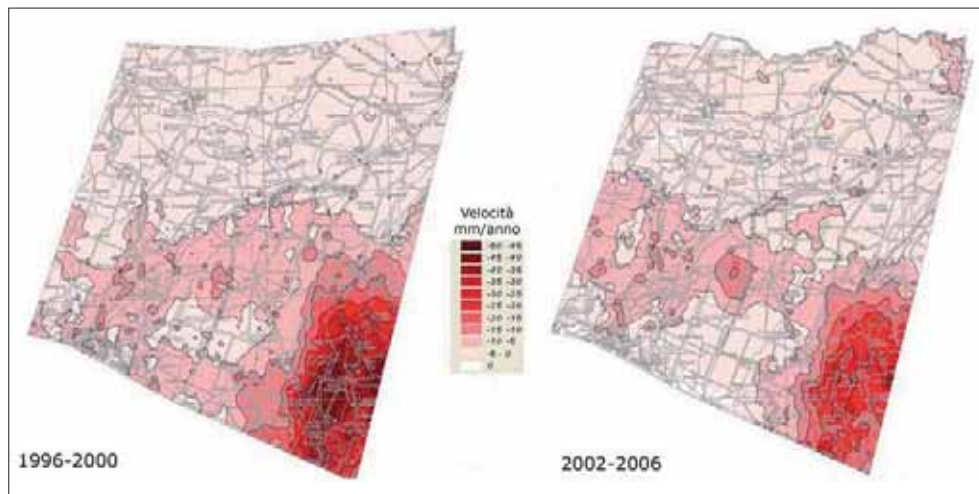


Fig. 5 - Carta della velocità dei movimenti verticali ottenuti dall'interferometria SAR nel periodo 1992-2000 e nel periodo 2002-2006.

Analizzando il fenomeno a scala regionale, si può affermare che gli SPC si verificano in ambiti fisiografici e tettonici differenti, ovvero in alta, media e bassa pianura, in aree caratterizzate da alti strutturali così come in pieno depocentro sinclinalico. Da un punto di vista geomorfologico, la loro distribuzione si concentra in aree di pertinenza fluviale, e particolarmente in corrispondenza dei dossi fluviali, che presentano terreni a tessitura prevalentemente sabbioso-limosa sui quali si sviluppano unità di suolo franco-limose. Il tratto comune a tutti i siti interessati dal fenomeno è la presenza di sabbie limose, a partire da profondità di 2 m circa, depositate in corrispondenza di ventagli di rotta.

5. CARATTERIZZAZIONE GEOTECNICA DEI FENOMENI DI SCAVERNAMENTO

5.1 Caratterizzazione geotecnica areale dei terreni interessati da SPC

Per effettuare una caratterizzazione geotecnica è stato necessario reperire dati derivanti da indagini geognostiche. Si sono rese disponibili un grande numero di prove penetrometriche con punta meccanica (CPT) provenienti dagli archivi dei comuni locali (costituiti nell'ambito della stesura dei nuovi Piani Strutturali Comunali) e dall'archivio del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna (SGSS). La profondità massima raggiunta da tali prove è di 15 m da p.c. (mediamente si aggira intorno ai 10 m).

Alla luce della distribuzione dei dati di partenza, si è effettuata una caratterizzazione geologico-geotecnica di tipo areale, consistita nella selezione di tutte le prove penetrometriche poste entro un raggio massimo di 1000 m dai fenomeni di scavamento. Scegliendo le aree che presentavano simultaneamente la maggiore densità areale di scavernamenti e di CPT, sono emerse due aree significative, ovvero un'area sita nel comune di Sala Bolognese presso località Padulle e un'area sita nel comune di Camposanto, a ovest dell'omonimo centro abitato.

La caratterizzazione litologica, basata sulle classificazioni di SCHMERTMANN (1978), ha individuato sostanzialmente due unità litologiche, di cui una sabbioso-limoso (incoerente) e l'altra argilloso-limoso (coesivo). Lo strato superficiale di terreno è stato generalmente classificato come terreno agricolo misto costituito da sabbia, limo e argilla. La caratterizzazione geologico-geotecnica ha distinto ulteriormente l'unità argilloso-limoso in tre unità, sulla base della resistenza alla penetrazione della punta. Il suolo è stato dunque suddiviso in cinque unità litotecniche:

- Unità 1: terreno agricolo costituito da argille, limi e sabbie in proporzioni variabili, a luoghi sovraconsolidato per essiccamento (cosiddetta *active zone*, $q_t = 0,6 \div 6,0$ MPa);
- Unità 2: Argille e limi da poco a mediamente consistenti ($q_t = 0,5 \div 1,5$ MPa);
- Unità 3: Argille e limi consistenti ($q_t > 1,5$ MPa);
- Unità 4: Argille e limi da poco consistenti a molli ($q_t \sim 0,5$ MPa);
- Unità 5: Sabbie e limi sabbiosi, variamente addensati ($1,0 < q_t < 10,0$ MPa).

L'assetto stratigrafico nelle aree interessate dagli scavernamenti vede l'unità litologica coesiva nei primi metri di profondità, subito al di sotto dell'*active zone* e al di sopra dell'unità incoerente sabbioso-limoso, il cui tetto si rinviene a profondità mai maggiori di 6 m da piano campagna. La consistenza dei terreni coesivi è comunque variabile, così come lo sono i rapporti stratigrafici fra unità coesiva e unità incoerente. La valutazione del rapporto di sovraconsolidazione (OCR) dei terreni fini conferma queste tendenze. La distribuzione dell'OCR nelle prove sulle sezioni mostra un evidente strato superficiale interessato dai cicli stagionali di imbibizione-essiccamento dello spessore di $1,5 \div 3,0$ m, per il quale OCR è molto variabile e dipende fra l'altro anche dalla stagione in cui è stata effettuata la prova. A profondità maggiori i valori di OCR dei terreni coesivi subiscono un'evidente diminuzione generalizzata, che si localizza fra i 3,5 e i 7,0 m di profondità ($OCR_{medio} = 0,5 \div 4$). Oltre i 7 m di profondità i valori di OCR si attestano fra 1 e 7. La maggioranza delle prove penetrometriche selezionate mostra quindi valori di OCR prossimi a 1 entro i primi 10 m (da 4,0 a 10,0 m di profondità). In Figura 6 è riportato uno stralcio di profilo geotecnico.

Va ricordato che queste differenze, benché possano rappresentare un risultato importante, si fondano su una caratterizzazione areale, e che le prove sono mediamente molto distanti dai punti in cui si osservano i fenomeni di scavamento. Per accertare la consistenza di questo risultato e ricercare eventualmente una relazione fra proprietà geotecniche dei terreni e meccanismi di scavamento è quindi necessario approfondire le analisi, ovvero caratterizzare puntualmente i siti mediante l'esecuzione di nuove indagini geognostiche. Questa necessità è particolarmente sentita nel caso del riconoscimento di suoli strutturati sovrapposti (ad esempio inceptisuoli, vertisuoli etc.). Da un lato, infatti, la dinamica geomorfologica di tali ambienti prevede successivi episodi di alluvionamento che possono aver interrotto la formazione di un suolo oppure sepolto un paleosuolo. Dall'altro lato, secondo la letteratura l'estensione in profondità delle strutture colonnari

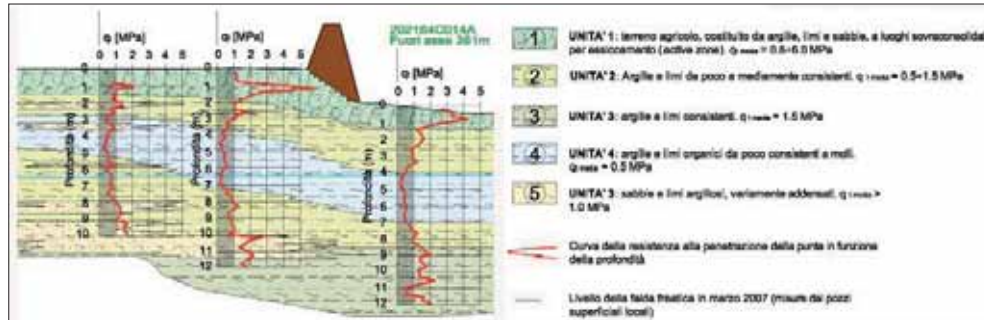


Fig. 6 - Stralcio di una sezione geologico-geotecnica, con la legenda utilizzata.

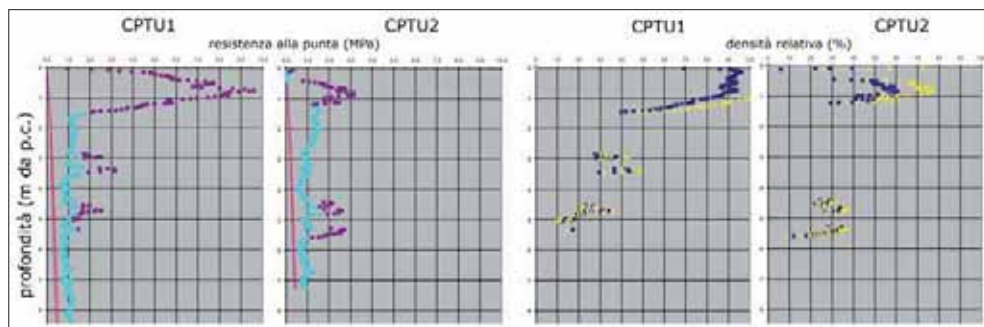


Fig. 7 - [a] Distribuzione dei terreni coesivi (quadretti azzurri) ed incoerenti (quadretti viola) nei grafici di resistenza di punta vs profondità secondo ROBERTSON (1990). Le due rette viola e rossa individuano la resistenza di punta che idealmente ha un terreno coesivo normalconsolidato e quindi permettono di stimare qualitativamente il grado di consolidazione dei terreni fini. [b] Densità relativa dei terreni incoerenti in funzione della profondità secondo SCHMERTMANN (1978).

dei vertisuoli (più sviluppata quanto più è rappresentata la frazione montmorillonitica) non supera i 2 m, mentre nella realtà tali strutture si possono estendere anche fino a 4 m. In questi casi l'interpretazione delle prove penetrometriche può essere falsata, se non si hanno elementi per un corretto inquadramento pedo-stratigrafico dei parametri ottenuti.

5.2 Caratterizzazione geotecnica locale dei terreni interessati da SPC

In corrispondenza di alcuni scavernamenti che sono stati osservati in località Fusignano (RA) nell'ottobre del 2004, sono state eseguite due prove penetrometriche statiche con piezocono (CPTU1 e CPTU2, i cui dati sono disponibili per gentile concessione della S.G.T. S.a.s. di Bagnacavallo, RA). Il frutteto consiste in alberi di pesco, organizzati in filari paralleli. Ciascun filare era posto ad una distanza di 5÷6 m da quelli adiacenti. Gli SPC, localizzati prevalentemente negli spazi interfilari, mostravano forme da sub-circolari a oblunghe, con diametro massimo in superficie di circa 60 cm e profondità massima visibile di circa 50 cm. Nelle cavità il cui tetto non era del tutto crollato, si è visto come quest'ultimo fosse costituito da alcuni decimetri di terreno agrario particolarmente consolidato. Le prove penetrometriche non sono state spinte oltre i 10 m di profondità. Al termine delle prove è stato misurato il livello della falda freatica, che si attestava a 2 m dal piano di campagna.

Nel grafico della resistenza di punta rispetto alla profondità (Fig. 7) si osserva la distribuzione dei terreni coesivi e di quelli incoerenti (ROBERTSON, 1990). I terreni incoerenti si collocano nei primi metri come parte del terreno agrario, e più in profondità come lenti. L'addensamento dei terreni coerenti è stato stimato usando le correlazioni più note in letteratura.

Le elaborazioni svolte hanno permesso di sintetizzare il modello stratigrafico descritto di seguito (Fig. 8):

- Unità A: da piano campagna fino a 1,20 di profondità. Limo sabbioso, debolmente argilloso di bassa plasticità, molto sovraconsolidato per essiccamento (OCRE) e in suzione (ML/CL nella Classificazione USCS);
- Unità B: da 1,20 a 3,00 m di profondità. Argilla limosa e/o limo argilloso, sovraconsolidato per essiccamento nell'intervallo 1,20÷1,70 m (CL/CH in lieve suzione nella Classificazione USCS);
- Unità C: da 3,00 a 7,50 m di profondità. Sabbie limose e limi sabbiosi molto sciolti e/o estremamente sciolti, organizzati in lenti e banchi decimetrici o metrici (SM/ML nella Classificazione USCS);
- Unità D: oltre i 7,0 m di profondità (solo in CPTU1). Limi argilloso-sabbiosi mediamente consistenti (CL/CH/ML nella Classificazione USCS).

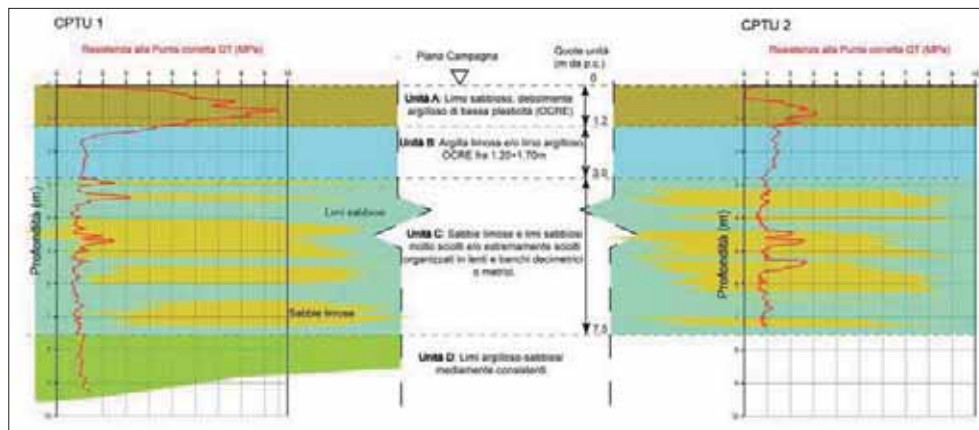


Fig. 8 - Modello stratigrafico schematico.

L'unità superficiale A, costituita prevalentemente da limi sabbiosi con frazioni limitate di argilla, ha uno spessore modesto (1,20 m circa) ed è soggetta a processi evaporativi che ne determinano l'essiccamento, ben visibile negli elevati valori di resistenza che il terreno esercita all'atto della penetrazione. L'essiccamento è esasperato dalla presenza degli apparati radicali arborei, i quali accentuano le dimensioni della frangia capillare e provocano un incremento, fino a valori notevoli, delle tensioni negative intergranulari (processo di suzione). Generalmente la risalita capillare dell'acqua durante i periodi siccitosi, aumentata dalla presenza di radici arboree, provoca un ritiro volumetrico del terreno e l'insorgenza di sforzi di trazione. Poiché la resistenza del terreno a tali sforzi è quasi nulla si creano una serie di fratture da essiccamento che, grazie all'azione combinata di evaporazione e traspirazione, possono propagarsi in profondità fino anche a 4 m (in pianura).

Nei terreni coltivati a frutteto, il maggiore sviluppo delle fratture si ha tra un filare e l'altro, dove l'effetto essiccante dovuto alla traspirazione dei due filari adiacenti si sovrappone e quindi si somma. In generale, questo essiccamento produce una sorta di crostone dotato di una certa resistenza e costituito da prismi di terreno giustapposti lungo le fratture da ritiro.

Dal punto di vista idrologico e idrogeologico, l'unità superficiale A ha un'elevata permeabilità secondaria dovuta all'intensa fratturazione. Al di sotto dell'unità A si rinviene l'unità B, costituita da argille e limi poco permeabili. Seguendo il ciclo meteo-climatico stagionale, nei periodi secchi estivi si ha la formazione delle fratture da essiccamento, accentuate localmente dalla disposizione dei filari alberati. Nei periodi umidi autunnali e invernali, la maggior frequenza delle precipitazioni crea le condizioni perché si sviluppino ristagni d'acqua superficiali nell'unità A (falde sospese), che possono essere favoriti dalle lavorazioni agricole (fresature, arature etc.) nei pressi degli alberi da frutto. Intorno ad ogni albero si crea infatti una depressione sub-circolare centrata nel fusto, dovuta anche all'effetto dell'essiccamento che in prossimità della pianta è più intenso e riduce maggiormente il volume del terreno. Queste depressioni costituiscono dei piccoli bacini di raccolta delle acque piovane, che possono alimentare la falda sospesa nell'unità A.

L'unità B è costituita da materiali fini a bassissima permeabilità, quali argille limose e limi argillosi. Poiché il tetto e la base di questa unità sono rispettivamente intorno a 1,2 m e 3,0 m dal piano campagna, essa può essere localmente interessata dalla propagazione delle fratture da essiccamento superficiali. Dove ciò non accade, la stessa unità rappresenta un *acquiclude* fra le unità acquifere A e C.

L'unità C è costituita prevalentemente da banchi e lenti di sabbie limose sciolte, in uno stato di addensamento minimo. Tali materiali incoerenti (noti in campo geotecnico come *mixed soil*) derivano da depositi alluvionali di tracimazione o di rotta, accumulati durante eventi ad alta energia idrodinamica, che si alternano a sedimenti limoso-argillosi tipici di ambienti a energia idrodinamica bassa o bassissima. Le modalità deposizionali di tali terreni, costituiti da sabbie e limi in proporzioni variabili, possono creare un'architettura intergranulare metastabile di tipo aperto (*honeycomb structure*, struttura a nido d'ape). In questi casi la frazione fine del terreno genera legami di natura elettrostatica fra i granuli sabbiosi, ostacolando il processo di addensamento. All'interno dell'unità C, nella quale risiede la falda idrica vera e propria, i materiali hanno un indice dei vuoti molto alto e un contenuto naturale d'acqua che può essere pari al limite liquido o addirittura superiore. Per le ragioni sopra esposte, le sabbie limose dell'unità C sono potenzialmente collassabili ed eventualmente liquefacibili, se sottoposte a sforzi ciclici di taglio. Tali sforzi possono essere generati da vibrazioni anche di modesta entità, come quelle indotte dal passaggio di mezzi agricoli o da piccole scosse sismiche.

La presenza di un'unità più profonda (D) è indicata unicamente dalla prova CPTU 1. L'unità in questione è costituita prevalentemente da limo argilloso, da poco a mediamente consistente e poco permeabile.

6. MODELLO EVOLUTIVO

Sulla base delle caratteristiche degli SPC, della specifica indagine geotecnica e dell'analisi della bibliografia esistente, la formazione di cavità sub-superficiali si può imputare a liquefazione e/o addensamento rapido di sedimenti sciolti (sabbie fini con intercalazioni limose e argillose, eventualmente ricche di materia organica) tipici dei corpi sedimentari

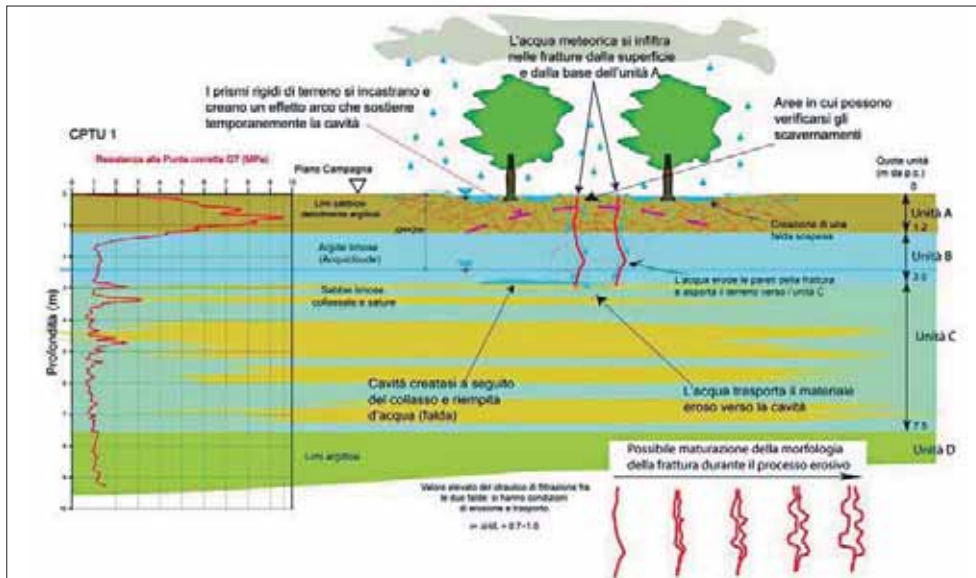


Fig. 9 - Modello evolutivo dei fenomeni di Sprofondamento del Piano di Campagna.

compositi creati dalla sovrapposizione dei ventagli d'erosione fluviale (ventagli di rotta o lobi di *crevasse*), che sul terreno presentano morfologie di dossi fluviali. Lo sviluppo del fenomeno prevede distacchi ciechi della copertura di suolo in superficie, con l'apertura di cavità in profondità. Lo strato superficiale si trova quindi sospeso su queste camere vuote, con equilibrio statico garantito dalla sua stessa resistenza. In seguito si verifica il collasso dello strato di suolo sospeso, e con esso la formazione di buche in superficie. Quest'evoluzione finale del fenomeno produce un'intensa fessurazione, con incrementi di porosità e permeabilità eventualmente associati a mobilitazione di fluidi.

La genesi degli scavernamenti è strettamente connessa alle caratteristiche stratigrafiche e fisiche delle unità precedentemente descritte. È quindi probabile che l'evoluzione degli SPC si articoli nelle seguenti fasi (Fig. 9):

- Per le loro caratteristiche fisiche, i terreni sotto falda dell'unità C collassano, ad esempio in seguito a vibrazioni prodotte da mezzi agricoli in transito o da eventi sismici. Se il collasso è sufficientemente repentino si ha una liquefazione del materiale granulare e si generano delle sovrappressioni interstiziali, che gradualmente si dissipano.
- L'addensamento del terreno sotto falda crea una cavità piena d'acqua.
- Il tetto della cavità si sostiene grazie alle proprietà meccaniche dell'unità superficiale A, che pur essendo fessurata ha un comportamento globale rigido (suoli strutturati, come vertisuoli azonali). I prismi rigidi di terreno delimitati dalle fessure non collassano a loro volta, ma tendono a incastrarsi maggiormente e, grazie all'effetto arco, possono favorire un ulteriore sviluppo della cavità.
- Nei periodi di piogge intense, all'interno dell'unità A possono crearsi delle falde sospese. Il terreno lavorato intorno agli alberi ospita piccoli bacini di raccolta delle acque, che favoriscono l'infiltrazione dell'acqua nell'unità A.
- La zona interposta tra due filari alberati può essere interessata da uno sviluppo particolarmente profondo delle fratture da essiccamento, poiché in essa la suzione è incre-

mentata dalla sovrapposizione dei volumi d'influenza della traspirazione relativi ai due filari adiacenti. Per questa ragione, nelle zone interfilari le fratture da essiccamento possono scendere in profondità oltre l'unità B, intercettando le lenti e i banchi dell'unità C. Le piogge raccolte in superficie hanno la possibilità di infiltrarsi attraverso tali fratture, per il gradiente idraulico che si instaura fra la falda superficiale e quella sottostante.

- Questo moto di filtrazione dall'alto verso il basso, ovvero dall'unità A all'unità C, crea un'erosione progressiva delle pareti delle fratture.
- Col progredire dell'erosione, l'effetto arco che sorregge l'unità A sopra alla cavità sub-superficiale viene gradualmente a diminuire, finché la stabilità dell'unità A viene compromessa e si verifica il crollo del terreno superficiale, con la comparsa di una piccola voragine.

Questo processo può avere anche un carattere ciclico, provocando la comparsa di molti SPC a fronte di un solo fenomeno di addensamento nei depositi sabbioso-limosi dell'unità C. Lo sviluppo degli SPC può avvenire qualora la combinazione delle condizioni geomorfologiche, stratigrafiche, geometriche, fisiche, idrauliche e geotecniche siano favorevoli all'innescamento del meccanismo sopra descritto. La combinazione ottimale riscontrata nell'area di Fusignano, l'unica per la quale si dispone di dati originali e non elaborati, sembra del tutto confrontabile con l'insieme delle caratteristiche rilevate nelle aree di pianura delle province di Modena e Bologna, dove si sono manifestati gli esempi più notevoli di SPC (cfr. BONORI et al., 2000). Allo stato attuale delle conoscenze e alla luce di tali convergenze, si può quindi affermare che il processo possa svilupparsi con le stesse modalità in entrambi i contesti geografici.

7. CONCLUSIONI

Gli scavernamenti del piano di campagna (SPC), così come definiti nel presente studio, sono un fenomeno complesso che in primo luogo dipende dalla possibilità di trasferire masse di terreno dalla superficie al sottosuolo. L'origine degli SPC dipende da più fattori predisponenti, tra i quali i principali sono:

- la presenza di uno strato superficiale compatto, spesso circa due metri, che resista almeno temporaneamente al di sopra di una cavità in via di formazione;
- la presenza di uno strato sub-superficiale (profondità da 2 m a 10-30 m) caratterizzato da granulometria, grado di addensamento e condizioni idrauliche tali da rendere possibile un processo di liquefazione ed assestamento intergranulare, con forte riduzione della porosità e quindi del volume complessivo;
- il verificarsi di un evento che inneschi la liquefazione e/o l'addensamento rapido del sedimento.

Circa lo strato superficiale, i dati indicano che la presenza di un terreno (*i.e.* suolo franco-limoso) suscettibile di suzione per la presenza attuale o pregressa di piante da frutto conduce alla formazione di uno strato compatto con $q_t > 2$ MPa (fino a 10 MPa), come si è riscontrato nelle aree caratterizzate dagli SPC.

Circa lo strato sub-superficiale, le litologie maggiormente suscettibili di liquefazione e/o addensamento rapido risultano essere i sedimenti sabbioso-limosi con $q_t < 1$ MPa, sempre presenti nelle aree caratterizzate dagli SPC. In una piana alluvionale come quella in esame, tali litologie sono caratteristiche delle porzioni medio-prossimali sui fianchi dei dossi fluviali (*alluvial ridges*).

Circa la causa d'innescò della liquefazione e/o addensamento rapido nei sedimenti sabbioso-limosi sottoconsolidati, sono possibili piú modelli alternativi che non si escludono a vicenda. E' probabile che nella maggioranza dei casi l'innescò sia dovuto a vibrazioni indotte dal ripetuto passaggio di pesanti macchine agricole, che contribuisce anche al progressivo costipamento dello strato superficiale. In casi piú rari, come quello documentato il 9 maggio 1987 in località Cantarane (San Felice sul Panaro, MO), è probabile che l'innescò sia dato da scosse sismiche, anche di lieve entità. Infine, tenendo conto dei modelli proposti in letteratura (cfr. CASTELLARIN et al., 2006), delle testimonianze secondo cui la formazione di SPC sarebbe associata a violente emissioni di gas, e della presenza di metano a poca profondità nell'area esaminata, è possibile ipotizzare che l'innescò della liquefazione e dell'addensamento rapido dei sedimenti sabbioso-limosi sia provocato dalla risalita di fluidi in pressione (gas e acqua, come nei *pockmark*). Tuttavia, mentre l'emissione di gas è frequente e ampiamente documentata nelle situazioni di alto strutturale (*i.e.*, Pieghe Ferraresi), gli SPC si formano anche in contesti tettonici completamente differenti (depocentri sinclinalici). Per questa ragione, è assai improbabile che la risalita di fluidi sia causa comune di tutti i fenomeni osservati.

BIBLIOGRAFIA

- AGIP MINERARIA (1959) - *I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale*. Atti del Convegno di Milano (30 settembre - 5 ottobre 1957). Acc. Naz. Lincei e ENI, Roma 1959, 3 volumi.
- ALEXANDER D.E. (1990) - *Calamità naturali. Lineamenti di Geologia ambientale e studio dei disastri*. Pitagora ed., 1990, Bologna.
- AMOROSI A., FORLANI L., FUSCO F. & SEVERI P. (2002) - *Cyclic patterns of facies and pollen associations from Late Quaternary deposits in the subsurface of Bologna*. *GeoActa*, **1**, 2001-2002, 83-94, Bologna.
- AMOROSI A., CAPORALE L., FARINA M., PRETI D. & SEVERI P. (1997) - *Late Quaternary sedimentation at the southern margin of the Po basin (Northern Italy)*. *Geologia Insubrica*, **2**, 149-159.
- ARPA INGEGNERIA AMBIENTALE (2007) - *La subsidenza in Emilia-Romagna. Il monitoraggio tramite interferometria satellitare. Esperienze a confronto*. Atti del Convegno, 3 dicembre 2007, Bologna. http://www.arpa.emr.it/ingamb/Relazioni_conv_subs.htm.
- AYALEW L., YAMAGISHI H. & REIK G. (2004) - *Ground cracks in Ethiopian Rift Valley: fact and uncertainties*. *Engineering Geology*, **75**, 309-324.
- BEAUBIEN S.E., CIOTOLI G., LOMBARDI S., NISIO S. & NOLASCO F. (2003) - *Indagini geologiche e geochimiche per lo studio del rischio sinkholes nella piana di S. Vittorino*. *Geoitalia*, 4° Forum FIST, 2003. Bellaria, 16-18 Settembre. Volume Abstracts, 357-359.
- BERRY L. (1970) - *Some erosional features due to piping and sub-surface wash with special reference to the Sudan*. *Geografiska Annaler*, **52 A**, 2, 113-119.
- BERTI G., CANUTI P. & CASAGLI N. (2002) - *Voragini e sprofondamenti nel territorio nazionale: analisi morfometrica di alcuni casi caratteristici in aree appenniniche*. In "Le voragini catastrofiche: un nuovo problema per la Toscana". Atti del convegno svoltosi a Grosseto il 31 marzo 2000. Catalogazione nella pubblicazione (CIP) a cura della Biblioteca della Giunta regionale toscana: 551.44709455.

- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992) – *Structural Model of Italy scale 1: 500.000*. Progetto Finalizzato Geodinamica. C.N.R. G.N.D.T. Roma.
- BØE R., RISE L. (1998) – *Giant pockmarks on the southern slope of the Norwegian trench in the Skagerrak*. Proc. 5th Int. Conf. on gas in marine sediments, Bologna 1998, 21-23.
- BONORI O., CIABATTI M., CREMONINI S., DI GIOVANBATTISTA R., MARTINELLI G., MAURIZZI S., QUADRI G., RABBI E., RIGHI P. V., TINTI S. & ZANTEDESCHI E. (2000) – *Geochemical and geophysical monitoring in tectonically active areas of the Po Valley (Northern Italy). Case histories linked to gas emission structures*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **23**, 3-20.
- BOUWER H. (1977) – *Land subsidence and cracking due to groundwater depletion*. Groundwater, **15**(5), Settembre-Ottobre 1977.
- BURBEY T.J. (2002) – *The influence of faults in basin-fill deposits on land subsidence, Las Vegas Valley, Nevada, USA*. Hydrogeology Journal, **10**, 525-538.
- CANUTI P. (1982) – *Ambienti geologici investigati nell'ambito del sottoprogetto fenomeni franosi*. C.N.R., Progetto Finalizzato Conservazione del Suolo.
- CARAMANNA G., CIOTOLI G. & NISIO S. (2008) – *A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas*. Natural Hazards **45**(2), 145 – 172.
- CARPENTER M.C. (1999) – *Earth fissures and subsidence complicate development of desert water resources*. In "Land Subsidence in the United States", Circular 1182, U.S. Geological Survey, 65-78.
- CASTALDINI D. (1987) – *F° 75 Mirandola: un esempio di cartografia geomorfologica*. Atti della Riunione dei Ricercatori di Geologia, Milano.
- CASTALDINI D. & GHINOI A. (2008) – *Recent morphological changes of the River Panaro (Northern Italy)*. Il Quaternario, 21(1B), 267-278.
- CASTELLARIN A. (2001) – *Alps-Apennines and Po Plain-Frontal Apennines Relationships*. In Anatomy of an Orogen. The Apennines and adjacent mediterranean basins (Vai G.B. e Martini I.P., eds.). Kluwer Academic Publishers, 177-195.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B. (1985) – *Analisi strutturale del fronte appenninico padano*. Giorn. Geol., **47**(1/2), 47-76.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSERS G. & SELLI L. (1992) – *Alpine compressional tectonics in the southern Alps. Relations with the N-Apennines*. Ann. Tect., **6**, 62-94.
- CASTELLARIN A., RABBI E., CREMONINI S., MARTELLI L. & PIATTONI F. (2006) *New insights into the underground hydrology of the eastern Po Plain (northern Italy)*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, **47**, 271-298.
- CASTIGLIONI G. B. (1986) – *Geomorfologia*. UTET, 436 pp.
- CASTIGLIONI G.B. & PELLEGRINI G.B. (a cura di) (2001) – *Note illustrative della carta geomorfologica della Pianura Padana*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **IV**.
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (1982) – *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. Guida Geol. Reg., Soc. Geol. It., 247 pp.
- CURZI P.V. & VEGGIANI A. (1985) – *I pockmarks nel mare Adriatico centrale*. Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense, **21**, 79-90.
- 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.
- DEL GRECO O., GARBARINO E., OGGIERI C., FORNARO M. & PIOLI F. (2003) – *Studio del fenomeno di subsidenza del "Bottegone" (Grosseto)*. GEAM, **1**, anno XL.

- ENGELDER T. (1993) - *Stress regimes in the Lithosphere*. Princeton U. P., 457 pp.
- FACENNA C., FLORINDO F., FUNICIELLO R. & LOMBARDI S. (1993) - *Tectonic setting and sinkhole features: case histories from western central Italy*. Quaternary Proceedings, **3**, 47-56.
- GUTIÉRREZ M., SANCHO C., BENITO G., SIRVENT J. & DESIR G. (1997) - *Quantitative study of piping processes in badland areas of the Ebro Basin, NE Spain*. Geomorphology, **20**, 237-253.
- HALLIDAY W.R. (2007) - *Pseudokarst in the 21st Century*. Journal of Cave and Karst Studies, **69**, 103-113.
- HASIOTIS T., PAPTAEODOROU G., KASTANOS N. & FERENTINOS G. (1996) - *A pockmark field in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 14/7/93 seismic event*. Marine Geology, **130**, 333-344.
- HELM D.C. (1994) - *Hydraulic forces that play a role in generating fissures at depth*. Bull. Ass. Eng.
- HOLZER T.L. (1984) - *Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediment*. Geol. Soc. of Am., Reviews in Eng. Geol., **VI**, 67-105.
- HOVLAND M. & JUDD A.G. (1988) - *Seabed pockmarks and seepages*. Graham e Trotman publisher, 293 pp.
- HUBP J.L., GARCÍA O.S. & GARCÍA M.A. (1999) - *Grietas en campos de cultivo: un tipo de riesgo*. Prevención, **22**, 18-23.
- JONES J.A.A. (1981) - *The Nature of Soil Piping*. Res. Monogr. Ser. 3, GeoBooks, Norwich, 301 pp.
- LEEDER M.R. (1982) - *Sedimentology. Process and product*, 310 pp.
- LEKKAS E., LOZIOS S., SKOURTSOS E. & KRANIS H. (1996) - *Liquefaction, ground fissures and coastline change during the Egio earthquake [15 June 1995, Central-Western Greece]*. Terra Nova, **8**, 648-654.
- LI Y., YANG J. & HU X. (2000) - *Origin of ground fissures in the Shanxi Graben System, Northern China*. Eng. Geol., **55**, 267-275.
- MARTELLI L. (2004) - *Manifestazioni superficiali di fasi fluide nella pianura emiliana*. Dottorato in scienze della terra XVII ciclo, Università di Bologna, Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, 147 pp.
- MORTON D.M. (1994) - *Subsidence and ground fissures in the San Jacinto basin area, Southern California*. U.S. Geological Survey Open-File Report, 94-532.
- NEAL J.T., LANGER A.M. & KERR P.F. (1968) - *Giant desiccation polygons of Great Basin Playas*. Geol. Soc. Am. Bull., **79**, 1, 70-89.
- NISIO S. (2003) - *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia centrale*. Il Quaternario, **16**(1), 121-132.
- NISIO S. & SALVATI R. (2004) - *Fenomeni di sprofondamento catastrofico. Proposta di classificazione applicata alla casistica italiana*. In Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. Atti del convegno, Roma, 20-21 maggio 2004, 573-583.
- NISIO S., GRACIOTTI R. & VITA L. (2004) - *I fenomeni di sinkholes in Italia: terminologia, meccanismi genetici e problematiche aperte*. In Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Atti del convegno, Roma, 20-21 maggio 2004, 557-571.

- PAVELKO M.T., WOOD D.B. & LACZNIAK R.J. (1999) – *Gambling with water in the desert*. In Land Subsidence in the United States, Circular 1182, U.S. Geological Survey, 49-64.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy)*. C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. n. 414, 13 pp.
- POWELL J.J.M., QUARTERMAN R.S.T. & LUNNE T. (1988) – *Interpretation and use of the piezocone test in UK*. In Penetration Testing in the UK, Thomas Telford, Londra, 47-52.
- PROVINCIA DI BOLOGNA – SERVIZIO ASSETTO IDROGEOLOGICO (2002) – Indagini svolte sui fenomeni di sprofondamento del piano di campagna in aree della bassa pianura bolognese e modenese. Relazione finale, 2004.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) – Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia Romagna. 120 pp., 9 tav.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1999) – Carta dei suoli della pianura emiliano-romagnola 1:50.000 [edizione divulgativa, 1:25.000]. I suoli dell'Emilia-Romagna - Note illustrative e carta alla scala 1:250.000. Bologna.
- ROBERTSON P.K. (1990) – *Soil classification using the CPT*. Canadian Geotechnical Journal, **27**(1), 151-158.
- ROGERS C.D.F., DIJKSTRA T.A. & SMALLEY I.J. (1994) – *Hydroconsolidation and subsidence of loess: studies from China, Russia, North America and Europe*. Eng. Geol., **37**, 83-113.
- SCHMERTMANN J.H. (1978) – *Guidelines for CPT: performance and design*. Report FHWA-TS-78-209, Federal Highway Administration, Washington DC.
- SCHUMANN H.H. (1994) – *Land subsidence and earth-fissure hazards near Luke Air Force Base, Arizona*. U.S. Geological Survey Open File Report 94, 532.
- SCHUMANN H.H. & POLAND J.F. (1969) – *Land subsidence, earth fissures and groundwater withdrawal in south-central Arizona, USA*. In Land Subsidence Symposium, Tokyo, 1969.
- SOVERINI G.P. & MARTELLI L. (2004) – *Terreni che sprofondano*. Il Divulgatore, quaderno di informazione agro-ambientale, **6**.
- TERZAGHI K. & PECK R.B. (1966) – *Soil Mechanics in Engineering Practice*. Wiley, New York, 566 pp.
- VETTORE L., MARTELLI L., CREMONINI S., RABBI E. & CIABATTI M. (2004) – *Applicazione di metodologia GPR allo studio di collassi del piano di campagna in un'area di pianura (Bologna)*. In Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Atti del convegno, Roma, 20-21 maggio 2004, 697-709.
- YERKES R.F. & CASTLE R.O. (1976) – *Seismicity and faulting attributable to fluid extraction*. Eng. Geol., **10**, 151-167.
- ZELLMER J.T., ROQUEMORE G.R. & BLACKERBY B.A. (1985) – *Modern tectonic cracking near the Garlock fault, California*. Geol. Soc. Am. Bull., **96**, 1037-1042.

http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/progetto_sinkhole (Gennaio 2010)

PALEOSINKHOLES AND MODERN SINKHOLES IN THE BROOKSVILLE RIDGE REGION OF FLORIDA, USA: CLUES TO LANDSCAPE GENESIS

di Brinkmann R., Hafen M. and Van Beynen P.

Department of Geography, University of South Florida

ABSTRACT

The development of karst landscapes in West-central Florida is not well understood. Complex and varied karst features provide significant clues to the Cenozoic history of the state, but little evidence has been gathered to chronicle its geomorphic history. In order to develop a model of karst landscape formation in the region, sinkhole morphology and distribution were examined in a portion of West-central Florida. Active sinkhole formation is common throughout West-central Florida, particularly in a linear zone between the Gulf of Mexico shoreline and the Brooksville Ridge in the Gulf Coastal Plain north of Tampa. Here, hundreds of large sinkholes form each decade. This line of sinkholes, within a few miles of the coast, trends north-south and may be formed and or enhanced by mixing corrosion. Most of the sinkholes that form in this area are quite small (less than 1 km² in area). Dozens of sinkhole insurance claims are made each year in this region as a result of the formation of cover subsidence sinkholes, produced through raveling of marine sand downward into limestone voids. While the genesis of this area is complex, it is instructive to compare this coastal plain with sinkholes in the higher and adjacent Brooksville Ridge. The ridge is an irregular remnant of limestone that has been impacted by repeated sea level inundations that isolated it during high sea level stands into an archipelago similar to, although smaller than, the Bahamas. On the ridge there are fewer sinkholes, although they are larger and much more complex as a result of the comparative antiquity of the surface. A model of karst landscape formation in West-central Florida based on sinkhole and other landscape data is presented that takes into account the variability of sea level, associated migration of the mixing zone environment, sedimentation, and spring movement.

INTRODUCTION

Florida is often seen as a flat featureless plain. However, in reality, it is a complex landscape sculpted by successive coastal inundations and modified by long periods of karst landscape development. In this paper, we focus on a portion of West-central Florida, specifically the Brooksville Ridge and the Gulf Coastal Plain, to identify the sequence of events that took place to create the landscape, in order to develop a genetic model for the karst landscape of the region.

1. GEOLOGIC AND GEOMORPHIC SETTING

The peninsula of Florida contains a series of parallel ridges that trend north/south from the northern portion of the peninsula south to the Everglades [SCHMIDT, 1997]. The ridges

are cored with Eocene and Oligocene aged limestone and are frequently covered by marine sands or sand transported to the higher elevations by wind and reworked into sand dunes. East of and between many of the ridges are a series of complex Miocene and Pliocene sedimentary and rock layers, including some important phosphatic deposits (SCOTT, 1997). Finally, Quaternary sediments, which were deposited during the most recent sea level high stand, are found along the western edge of the ridges in the form of extensive flat beach deposits or dune fields (DUBAR, 1991).

Therefore, most of limestone bedrock in the peninsula is covered with sediments. The associated karst landscape that develops is called a covered karst landscape (UPCHURCH AND LAWRENCE, 1984). It is only along the highest ridges and portions of the coastline where extensive areas of the Eocene and Oligocene rocks are exposed. In peninsular Florida, the sediment cover on top of the bedrock thickens as one moves south leading to greater bedrock exposure in the northern ridges of the state and along the northern shores of the Gulf of Mexico and Atlantic Ocean.

The Florida peninsula is part of a tectonically stable carbonate platform which extends from the Atlantic Ocean westward into the Gulf of Mexico. Six major Holocene coastal systems surrounding the peninsula have been described by DAVIS *et al.* (1992). These include the East Coast barrier island system, the Florida Keys carbonate system, the Southwest Florida mangrove coast, the West-central barrier island system, the Big Bend marsh coast, and the Northwest barrier island system. Holocene sedimentary deposition along these coastal systems and inland developed during sea level fluctuations primarily through reworking of older Quaternary siliciclastic sediments (except for the Florida Keys), which now thinly overlie karst features inland. The near shore areas are generally lacking in sediment, with littoral drift transporting what sediments remain from north to south on both the east and west coasts (DAVIS *et al.* 1992).

The limestone in Florida has not been deeply buried and thus the features are those associated with an eogenetic karst landscape (SINCLEAR *et al.*, 1985). The porosity of the limestone is quite high with significant primary porosity enhanced by solution to create extensive interconnected secondary porosity. Such a high degree of underground interconnectivity has a significant influence on the landscape evolution in the region. For example, there are hundreds of springs in Florida, many quite notable including Weeki Wachee Springs and Juniper Springs (Fig. 1) that are outlets for water emerging from the complex groundwater system (SCOTT *et al.*, 2004). In addition, there are hundreds of caves in Florida (FLOREA, *et al.*, 2007). Most of the air-filled caves are quite small, containing significant breakdown, which clearly demonstrate they were once part of much larger cavernous systems (REEDER AND BRINKMANN, 1998). However, deeper within the limestone there are many large water-filled cave systems that have been explored by intrepid cave divers. Some of the largest, including Weeki Wachee and Wakula Springs, show that the caves can extend for many kilometers. Weeki Wachee spring has been explored to a depth of 120 meters (FLOREA *et al.*, 2007). The presence of long and deep water-filled caves in the region associated with small broken-down air-filled caves indicated that there are different processes acting at different times to create the different features. Of note within the coastal sections in the flooded caverns is the presence of a mixing zone environment near the coastline where highly corrosive water forms from a mix of fresh and salt water. This highly aggressive water is respon-



Fig. 1 - Juniper Springs, Florida.

sible for very high solution rates within a few kilometers of the coastline throughout the peninsula.

The surface landforms are also heavily influenced by the properties of the eogenetic limestone (FLEURY *et al.*, 2008). Given the porosity of the rock, there is a great deal of solution activity underlying most areas of the state, particularly within the mixing zone environments near the coastline. Tens of thousands of solution features are present in the state and are termed sinkholes within the Florida. The vast majority of these sinkholes form where there is a sedimentary cover on top of the limestone. This type of sinkhole is termed a cover collapse sinkhole (BRINKMANN *et al.*, 2009). The nature of these sinkholes is highly irregular, although groups of similar types of sinkholes are present within particular physiographic settings (SEALE and *et al.*, others, 2007).

While sinkholes can form anywhere in the state, sinkhole mapping in recent years has demonstrated that newly formed sinkholes that caused some type of structural or property damage occur within distinct zones near Tampa, Orlando, and Ocala. However, there are hundreds of paleosinkholes that are not associated with these regions. This leads to questions as to the nature of karst landscape development in Florida and its history.

3. STUDY AREA

The study area consists of Pasco, Hernando, and Citrus Counties in West-central Florida (Fig. 2). The western boundary of the study site is the Gulf of Mexico. Inland from the Gulf, the land rises almost imperceptibly to create two broad physiographic regions called the Coastal Swamp and the Gulf Coastal Plain that extend north-south through the entire study area. The Coastal Swamp has regular tidal inundation and the Gulf Coastal Plain is only flooded during extreme storm surge events that occur during tropical storms or hurricanes. These two flatlands range in elevation from sea level near the coast to 10-20 meters inland. East of the Gulf Coastal Plain, the land rises to the Brooksville Ridge, one of the parallel ridge systems that are present throughout the peninsula. The ridge extends from north of Tampa approximately 100 km to the Ocala region. It is highly irregular and reaches an elevation of nearly 100 meters in some areas.

The karst features in the Gulf Coastal Plain are dominated by sinkholes that dot the landscape in the form of lakes, wetlands, ponds, and dry depressions (BRINKMANN *et al.*, 2007).

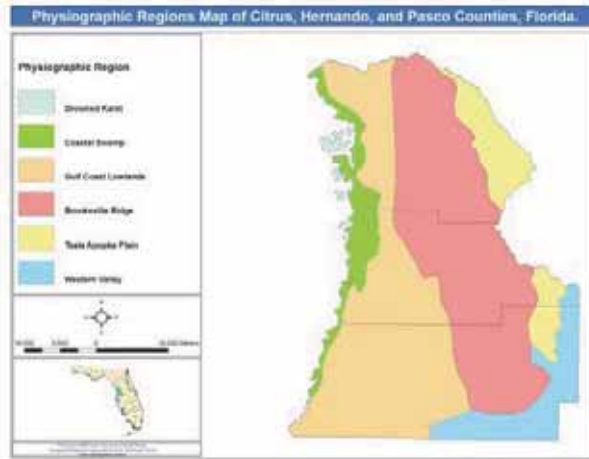


Fig. 2 - Physiographic regions in the study area.

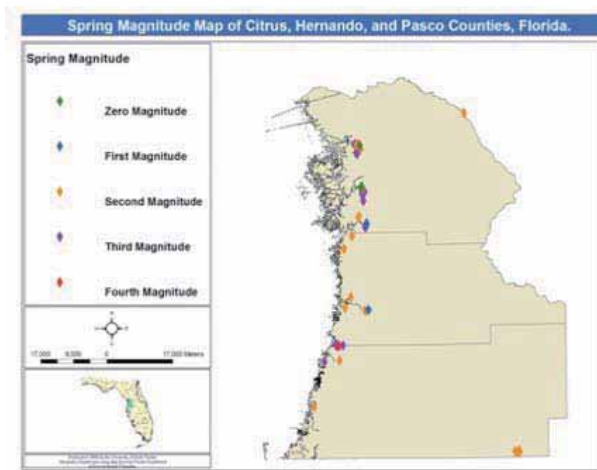


Fig. 3 - Springs in West-central Florida.

However, the local relief is quite limited. Topographically, it is difficult to gauge the depth of some of the sinkholes as most are lakes or ponds. Those that are filled with water have less than 10 meters in depth. Also present in the Gulf Coastal Plain are several springs that emerge into spring runs that make their way into the Gulf of Mexico (Fig. 3). Most notable in this region are Homosassa Springs and Weeki Wachee Springs. Based on evidence from explorations within Weeki Wachee Springs, the mixing zone environment is present underneath the Gulf Coastal Plain in this area, a few kilometers inland from the coastline. While there have been many large water-filled caves found in this region, no air-filled caves are present.

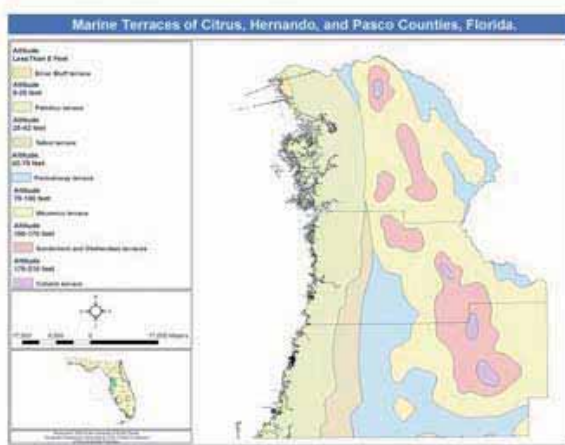


Fig. 4 - Marine terraces in West-central Florida.

In contrast to the Gulf Coastal Plain, the Brooksville Ridge has highly irregular karst features and variable local relief. The solution features are quite large and have significant depth in some areas (over 60 meters). Most of the depressions are dry, except during rain events. Some of them are uvalas and others are small poljes (JENSEN, 1987). The depressions are highly irregular, although some of them are clearly solution valleys. There are no surface streams on the ridge suggesting that the ridge is a recharge surface for the nearby rivers or springs. Topographically, the ridge is not a wholly connected. Close examination of its topography reveals it consists of ridge-like features, disconnected hills, and complex depressions. The contrast between the Brooksville Ridge and the Gulf Coastal Lowlands is stark, and their differences provide an opportunity to examine the karst landscape of the region to develop a model for karst landscape formation.

Throughout the Quaternary, eustatic changes caused by glacial and interglacial periods have had a significant impact on karst development and landscape formation in Florida. During high sea level stands, much of peninsular Florida was inundated with only the highest portions of the state, the ridges, exposed as islands similar to the Bahamas archipelago (pink-purple areas in Fig. 4). In the study area, the Brooksville Ridge was certainly an island, or more accurately, a series of islands due to the complexity of the ridge noted earlier (BRINKMANN AND REEDER, 1994). The Gulf Coastal Plain and Coastal Swamp would have been under water and part of a near shore environment consisting of barrier islands and embayments. During sea level regressions, the shoreline moved gulfward, thereby expanding the natural width of peninsular Florida. The maximum relief in the study area is slightly over 100m, leaving the entire area subject to the impact of sea level changes. The region is highly modified by human activity, making mapping difficult. Over the past half century, as Florida's population has significantly increased, so has the level of human disturbance of the karst environment (NORTH *et al.* 2009). The pure Ocala limestone is mined extensively for cement and aggregate production, leading to wholesale destruction of the surface and subsurface karst features. Phosphate mining in West-central Florida has created both surface disturbance as well as water pollution of the aquifer, when tail-

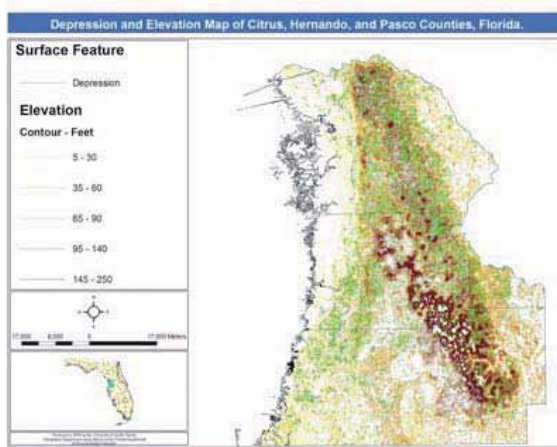


Fig. 5 - Elevation in the study area.

ings ponds leak into the substrate below (LANE 1994). Groundwater withdrawals have allowed the intrusion of the brackish water into coastal areas, with Pinellas County now lacking potable water for its residents. Artificial lowering of the water table during cold periods is common when farmers have to cover their crops with a protective layer of warm groundwater. This lowering results in removal of buoyant support which can allow sinkholes to form. For example, during January 2010, 11 consecutive nights days of below 0°C temperatures caused 1 billion gallons per day of withdrawals, which lowered the local water table by 20 m. Consequently, 85 sinkholes appeared during that period (PITTMAN, 2010).

In addition, agriculturally related nitrite levels have risen in springs across Florida, producing algal blooms and eutrophication in coastal areas. Karstified bedrock does not filter the groundwater, thus any agricultural pollution goes unchecked. Urban development also augments nitrate levels as well as dangerous bacteria, making water unsafe for consumption or recreation. For example, Sulphur Springs in Tampa was closed as a swimming facility due to extremely high bacteria counts (WALLACE 1993). Sinkholes are natural traps for urban garbage, which clogs drainage and leads to residential flooding. Many sinkholes have been infilled to make way for development, but they can also form when the increased weight of built structures causes subsurface collapse of cavities. After such events, thousands of tons of cement grout are pumped into the voids for stabilization purposes. However, this grout then creates plugs that impede groundwater flow. Consequently, both rural and urban development has resulted in severe human disturbance of the karst environment in Florida.

4. METHODS

In order to better understand the karst history within this portion of Florida, all topographic depressions were mapped within the three county study area using standard United States Geological Survey 1:24,000 map (Fig. 5). The depressions were digitized within a Geographic Information System (GIS) to allow ease of analysis. Basic morphometric characteristics within each landform category were analyzed including the

number of depressions, the area covered by depressions, the size ranges of the depressions, the depression density (depressions/area), and the percent area covered by solution features within the study area. From these data a conceptual model for karst development was developed that provides an outline for better understanding of the geologic history of West-central Florida. For the purposes of this paper, the Gulf Coastal Plain and the Coastal Swamp were combined due to their similarity of topographic characteristics.

5. RESULTS

Within the study area, 1165 solution features were measured within the Gulf Coastal Plain. These depressions are quite small with a normalized average size of 9526 square meters (Table 1). Upon examination, most of these features are circular and form small lakes or wetlands locally called cypress domes. The depressions range in size from 393-615,812 square meters.

Table 1

	Gulf Coastal Lowlands	Brooksville Ridge
Number of Solution Features	1165	67
Normalized Average Size (m²)	9526	221,309
Size Range (m²)	393-615,812	7385-4,895,417
Total Area (km²)	25	40
Depression Density (depressions/km²)	1.5	0.22
Percent Coverage in Solution Features	3.2	13.3

The total amount of land covered by depressions in the Gulf Coastal Plain is 25 square kilometers, accounting for 3.2 percent of the landscape and the depression density value is 1.5. Upon examination of their spatial distribution, the depressions are not commonly found near the coast where saline groundwater is present and where periodic inundation would redistribute sediments to fill existing depressions. East of the coastline, sinkhole frequency increases, likely due to the presence of a mixing zone environment. Moving further east, sinkhole distribution decreases toward the Brooksville Ridge where a series of paleodunes abut the western flank of the ridge.

In contrast the Brooksville Ridge contained only 67 solution features with a normalized average size of 221,309 meters square. The sizes ranged from 4895-4,895,417 square meters. These depressions, which cover 40 square kilometers, are highly variable and non-circular. Because there are fewer of them than in the Gulf Coastal Plain, with a depression density of 0.22, but they cover 13.3 percent of the landscape. Upon examination of the depressions on a map, one finds that they are unevenly distributed and highly irregular. In many ways, the Brooksville Ridge appears transitional between a karst ridge and a cockpit karst landscape commonly found within tropical karst plains.

The results indicate that the sinkholes on the Gulf Coastal Plain are small, common, and clearly distributed in patterns across the landscape. Their circularity, lack of topographic

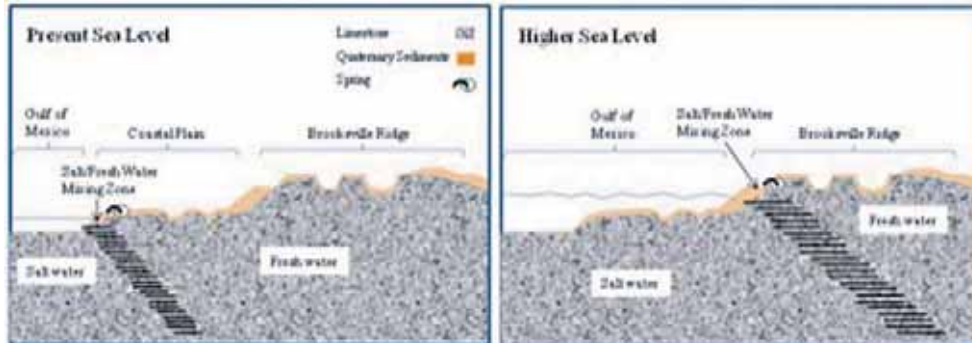


Fig. 6 - Model showing landscape of the region during high and low sea level stands.

expression, and small size suggests that they are relative recent sinkholes that formed after the last sea level high stand that inundated the Gulf Coastal Plain. In contrast, the sinkholes within the Brooksville Ridge are large and complex and have significant local relief. These characteristics suggest that the sinkholes are much older than those in the Gulf Coastal Plain.

6. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

There are several implications for landscape evolution associated with the data presented above that must be examined within the context of marine and karst processes. (With Quaternary eustatic transgression, beaches and other coastal landforms move inland, eventually filling karst depressions that may have formed. The gulf shoreline, which at times extended to the edges of the Brooksville Ridge, was a zone where rock and sediment were impacted by wave action. As inundation occurred, salt water inhibited further enhancement of pore space in the subsurface, thereby stopping karst processes in areas covered by seawater. The highly corrosive mixing zone migrated inland to enhance karstification of the landscape a kilometer or inland from the paleo-shoreline. During high sea level stands, the mixing zone would have underlain the Brooksville Ridge.

Water tables rise and fall with eustatic changes. Consequently, the fresh water table would have raised inland with sea level transgressions in the region. It is probable at high sea level stands that the current air-filled caverns in the Brooksville Ridge filled with water, and currently dry depressions were freshwater lakes and wetlands. The presence of water within the ridge reactivated karst activity. Springs, too, would have migrated inland from their current coastal locations as sealevel rose, or conversely, they would have continued to discharge fresh water at their current locations into the expanded Gulf of Mexico. At the highest sea levels, the ridge would have been divided into distinct islands due to its topographic irregularity [LANE 1994].

As sea levels dropped, the reverse occurred. The mixing zone and springs would have moved westward, exposing flat marine bottoms, draining the ridges and associated caves and depressions, and allowing wind activity to rework exposed sediments into dunes. The most active solution zones transferred from near or underneath the Brooksville Ridge to

the westward edge of the Gulf Coastal Plain. The Brooksville Ridge, therefore, due to its great age of exposure, contains very old sinkholes that date to the formation of the ridge surface. That is why they are so large and irregular. In contrast, the small, circular sinkholes in the Gulf Coastal Plain formed since the land was exposed during the last sea level drop.

REFERENCES

- BRINKMANN, R. AND REEDER, P. (1994). The Influence of Sea-Level Change and Geologic Structure on Cave Development in West-Central Florida. *Physical Geography*. V. 15, p. 52-61.
- BRINKMANN, R., WILSON, K., ELKO, N., SEALE, L., FLOREA, L., VACHER, H. (2007). Sinkhole distribution based on pre-development mapping in urbanized Pinellas County, Florida, USA. *Geological Society of London Special Publications* V. 279, p 5-11.
- BRINKMANN, R., PARISE, M., DYE, D. (2008). Sinkhole distribution in a rapidly developing urban environment: Hillsborough County, Tampa Bay area, Florida. *Engineering Geology*. V. 99, p. 169-184.
- DAVIS, R.A., HINE, A.C., AND SHINN, E.A. (1992). Holocene coastal development on the Florida Peninsula. In Fletcher, C.H. II and Wehmiller, J.F. (eds.), *Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Publication No. 48, 194-212.
- DUBAR, J.R. (1991). Quaternary geology of the Gulf of Mexico Coastal Plain—Florida Peninsula. In: Morrison, R.B., (ed.), *The Geology of North America: Quaternary Nonglacial Geology*, V.K-2, p. 595-604.
- FLEURY, S., CARSON, S., AND BRINKMANN, R. (2008). Testing reporting bias in the Florida sinkhole database. *Southeastern Geographer*. V. 48, p. 38-52.
- FLOREA, L.J., VACHER, H.L., DONAHUE, B., NARR, D. 2007. Quaternary cave levels in Peninsular Florida. *Quaternary Science Reviews*, V 26, p. 1344-1361.
- JENSEN, J.H. (1987). Valley poljes in Florida karst. In: Beck, B.F. and Wilson, W.L. (eds.) *Proceedings of Karst Hydrogeology: Engineering and Environmental Applications*, p. 31-39.
- LANE, E. (1994). *Florida's Geological History and Geological Resources*, Special Publication No. 35. Division of Resource Management, Department of Environmental Protection.
- NORTH, L.A., VAN BEYNEN, P.E. AND PARISE M. (2009). Interregional comparison of karst disturbance: West-central Florida and southeast Italy. *Journal of Environmental Management*, V.90 (5), 1770-1781
- PITTMAN, C. (2010). During record cold, farmers used 1 billion gallons of water daily, causing 85 sinkholes. *St Petersburg Times*, January 27, 2010
- REEDER, P. AND BRINKMANN, R. (1998). Paleoenvironmental Reconstruction of an Oligocene-Aged Island Remnant in Florida, USA. *Cave and Karst Science*. V. 25, p. 7-13.
- SCHMIDT, W. (1997). Geomorphology and physiography of Florida. In: Randazzo, A.F. and Jones, D.S. (eds.), *The Geology of Florida*, University of Florida Press, p. 1-12.
- SEALE, L., FLOREA, L., VACHER, H., BRINKMANN, R. (2007). Using ALSM to map sinkholes in the urbanized, covered karst of Pinellas County, Florida—1, methodological consideration. *Environmental Geology*, V. 54, p. 995-1005.

- SINCLEAR, W.C., STEWART, J.W., KNUTILLA, R.L., GILBOY, A.E., AND MILLER, R.L. (1985). *Types, Features, and Occurrence of Sinkholes in the Karst of West-Central Florida*. U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report 85-4126, 81p.
- SCOTT, T.M. (1997). Miocene to Holocene history of Florida. In: Randazzo, A.F. and Jones, D.S. (eds.), *The Geology of Florida*, University of Florida Press, p. 57-67.
- SCOTT, T.M., MEANS, G.H., MEEGAN, R.P., MEANS, R.C. UPCHURCH, S.B., COPELAND, R.E., JONES, J., ROBERTS, T., AND WILLET, A. (2004). *Springs of Florida*. Florida Geological Bulletin 66, 377 p.
- UPCHURCH, S.B. AND LAWRENCE, F.W. (1984). In: Beck, B.F. (ed.). *sinkholes: Their Geology, Engineering and Environmental Impact*, p. 23-28.
- WALLACE, R. E. (1993). Dye trace and bacteriological testing of sinkholes: SulphurSprings, Tampa, Florida. *Environmental Geology*, V22 (4), 362-366.

GYPSUM'S ROLE IN THE FRIULI VENEZIA GIULIA SINKHOLES

di Calligaris C.¹, Zini L.¹, Cucchi F.¹, Stefanelli N.²

ABSTRACT

A sinkhole, also known as a sink, shake hole, swallow hole, swallet, doline, is a natural depression or hole in the surface topography caused by the removal of soil or bedrock, often both, by water. Sinkholes may vary in size from less than a meter to several hundred meters both in diameter and depth. These morphologies may be formed gradually or suddenly, and are found worldwide. In the mountain areas of the Friuli Venezia Giulia Region in the northern part of Italy several are the instability phenomena caused by the dissolution of gypsum deposits (fig. 1). The evolution of these phenomena is usually progressive but slow, sometimes can be catastrophic. Among the phenomena that evolve in a slow and progressive way, it is possible to include:

- A) erosions and dissolutions at the foot of the slope with a consequent trigger of instability conditions;
- B) the dissolution of gypsy clasts within alluvial deposits or loose moraine can cause the depletion of geotechnical characteristics;
- C) the dissolution of gypsum or limestone bedrocks covered by loose deposits or rock is able to create vertical subsidence (solution or subsidence or collapse dolines,).

Among the second type of phenomena, the ones that evolve in a sudden way, it is possible to recognize the genesis of collapse dolines (collapse doline) and the subsequent formation of alluvial dolines (suffosion dolines) or of subsidence in the bedrock (subsidence doline).

Sinkholes can also form from human activities, not only from natural flush processes: sinkholes may occur in urban areas due to water main breaks or sewer collapses when old pipes give way. They can also occur from the over pumping and extraction of groundwater and subsurface fluids. Anyway, independently from their genesis, these phenomena can be extremely damaging to infrastructures and dangerous for the populations.

With this contribution we propose to assess the state of evolution of some sinkholes of great geomorphological interest, some of them are already described in literature and related to the presence of gypsum bedrock (MARINELLI, 1897, 1916; GORTANI, 1904, 1965; CUCCHI & PIANO, 2002). The interest area is a stretch of several kilometers of the Tagliamento Valley, between the villages of Ampezzo and Enemonzo, where there are frequent points of absorption associated with collapse dolines, or better alluvional doline or subsidence doline large and deep collapsed in the cemented fluvial-glacial deposits and in the recent alluvial deposits. The aim of the study was to verify the state of art of the sinkholes in the Alta Val Tagliamento (Quinis village) and to characterize and monitor a reality density in order to define the hazardous areas.

¹ Geosciences Department - University of Trieste

² Civil Protection - Friuli Venezia Giulia Region

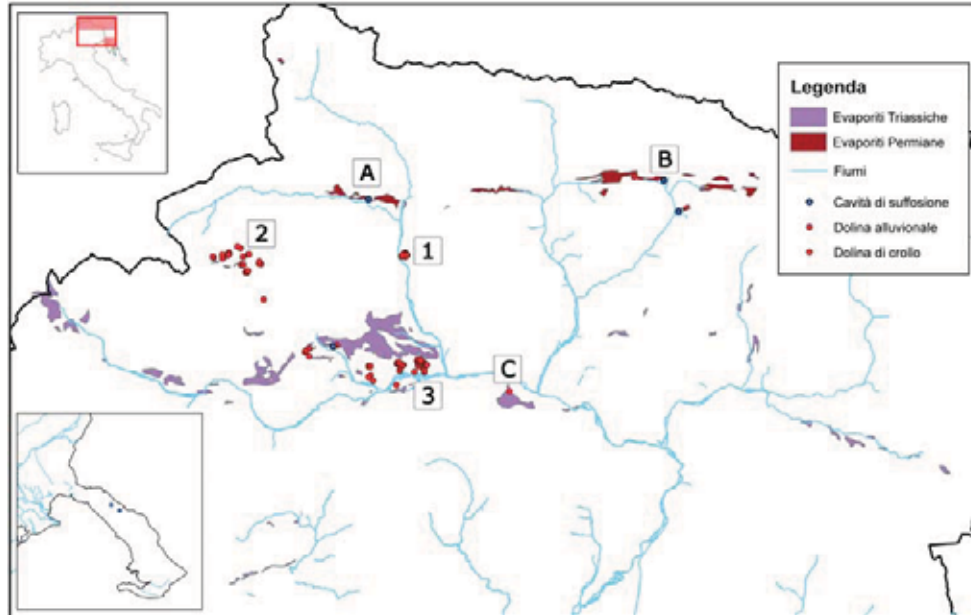


Fig. 1 - Distribuzione delle evaporiti nel Friuli Venezia Giulia e localizzazione dei sinkholes. A = Sostasio - Prato Carnico (fig. 2A); B = Dierico - Paularo (fig. 2B); C = Chiaulis - Verzegnis (fig. 2C); 1 = Ovaro; 2 = Sauris (fig. 3); 3 = Ampezzo - Enemonzo - Quinis (fig. 4).

Evaporites outcrops into Friuli - Venezia Giulia Region and sinkholes distribution. Violet = Triassic evaporites (Carnian in age); burned brown = Permian evaporites (Bellerophon Fm., Upper Permian in age)

A = Sostasio - Prato Carnico (fig. 2A); B = Dierico - Paularo (fig. 2B); C = Chiaulis - Verzegnis (fig. 2C); 1 = Ovaro area; 2 = Sauris area (fig. 3); 3 = Ampezzo - Enemonzo - Quinis area (fig. 4).

1. GENERALITÀ

Il particolare assetto geologico e strutturale che ha dato origine ai territori della Regione Friuli Venezia Giulia, ha fatto sì che nei secoli venissero alla luce determinati fenomeni in areali ben identificati. Tra gli eventi di sinkholes maggiormente noti e localizzati sono da inserire quelli verificatisi nei depositi evaporitici (fig.1); altri, molto meno frequenti, si verificano nelle aree carsiche ed in particolare sul fondo di doline.

In Friuli le evaporiti della Formazione dei Calcari a Bellerophon (Permico superiore) e quelle comprese nella successione triassica (brecce e gessi carnico-raibliani) sono responsabili di numerosi dissesti oltre che di morfologie particolari.

La Formazione dei Calcari a Bellerophon è caratterizzata da una sequenza trasgressiva, distinta in tre membri, che vede i gessi del membro inferiore sovrastare i depositi continentali della Formazione delle Arenarie di Val Gardena (CARULLI & COLUSSI, 1974; VENTURINI, 1990; CARULLI, 2006). I gessi, solitamente microcristallini, ma anche saccaroidi con sottili intercalazioni di calcari e dolomie nerastri, al tetto, sono sostituiti da brecce calcareo-dolomitico-gessose vacuolari e da calcari dolomitici che appartengono al membro intermedio delle "dolomie cariate" o "facies fiammazza". Il membro superiore è dato da calcari scuri, bioclastici potenti un centinaio di metri.

Alla fine del Carnico superiore, un altro importante episodio evaporitico ha dato origine a gessi saccaroidi ricchi d'impurità argillose rinvenibili in lamine millimetriche ritmiche, con alternanze metriche e/o decimetriche di dolomie marnose e dolomie vacuolari (CARULLI, 2006).

La potenza dei due orizzonti evaporitici, superiore di certo al centinaio di metri, è difficile da determinare dato che in loro corrispondenza si sono impostati alcuni dei principali disturbi tettonici carnico-friulani che li hanno utilizzati come orizzonti di scollamento. Non affiorano quindi in maniera arealmente diffusa, ma sono spesso localizzati alla base dei rilievi o negli assi vallivi dove divengono, per la loro alta solubilità ed erodibilità, causa predisponente se non scatenante di innumerevoli fenomeni di dissesto (KLIMCHOUK *et alii.*, 1997).

In funzione di come le evaporiti entrano nel meccanismo di dissesto, tali fenomeni possono essere catalogati in tre tipi principali: dissesti dei versanti per erosione al piede, perdita di portanza per dissoluzione ipogea, doline alluvionali e/o di suffosione.

Queste tre tipologie di fenomeno possono avere drammatiche conseguenze sull'attività antropica; la complessa situazione strutturale regionale e la particolare conformazione dell'orografia ne offrono numerosi esempi.

L'instabilità, la dissoluzione di clasti evaporitici entro depositi sciolti alluvionali o morenici e la dissoluzione di substrati rocciosi evaporitici coperti da depositi sciolti permeabili ha dato origine a fenomeni tra cui doline di crollo e conseguente formazione di doline alluvionali o di subsidenza in roccia³. In altri casi, l'alta erodibilità e l'altissima solubilità possono portare, ove le caratteristiche geologiche e geomorfologiche lo consentono, ad un continuo e veloce scalzamento al piede dei rilievi, generando diffusi e continui franamenti dalle pareti sovrastanti (in genere calcari e dolomie) e tutta una serie di adattamenti del piede del pendio stesso: ondulazioni, inghiottitoi, scavarnamenti, sprofondamenti.

Ben localizzate sono le aree a maggior concentrazione di sinkholes, tutte allineate Est-Ovest secondo alcune delle principali linee tettoniche (CUCCHI & PIANO, 2002; BURELLI *et alii.*, 2004).

Lungo la Linea Comeglians - Ravascletto (fra la Linea della Valsugana e la Linea Fella-Sava) sono presenti lembi dei membri evaporitici della Formazione a Bellerophon che condizionano la morfologia della Val Pesarina, della Conca di Ovaro, della Valcalda, della Val Pontaiba e della Conca di Paularo. In questa fascia sono note alcune piccole doline di subsidenza e/o doline alluvionali, e evidenziati sporadici sprofondamenti e piccole cavità di suffosione (anche recentissime, fig. 2). In particolare, in corrispondenza dell'abitato di Ovaro si sono aperte, con particolare frequenza, circa una ventina di anni fa, piccole cavità di suffosione ravvicinate, ciò, com'è risultato da indagini geologico-tecniche⁴ è avvenuto molto probabilmente a causa di una serie di dissesti nel sottosuolo gessoso scatenati dalla cattiva manutenzione della rete acquedottistica e dalla mancanza di una rete fognaria (DiSGAM, 1997). La copertura alluvionale, un ampio conoide sovralimentato, è data da corpi lenticolari irregolari di ghiaie prevalenti su ghiaie sabbiose debolmente limose, più o meno addensate, potenti fino a una trentina di metri a copertura di un

³ Per quanto riguarda la nomenclatura, si è adottato quanto proposto da Stefania Nisio (2008) sul tema.

⁴ Rilevamenti geologici e geomorfologici, sondaggi meccanici, linee sismiche e sondaggi elettrici, coordinati dal DiSGAM per conto della Protezione Civile regionale nel 1996-1997.



Fig. 2 - Sprofondamenti e cavità di suffusione recenti negli abitati di Sostasio - Prato Carnico = A [area A nella fig. 1]; Dierico - Paularo = B [area B nella fig. 1]; Verzegnis = C [area C nella fig. 1]; Samatorza nel Carso Classico triestino [sprofondamento sul fondo in terra rossa di una dolina di dissoluzione] = D.

Recent suffusion dolines: A = Sostasio hamlet near Prato Carnico village [A area into fig. 1]; B = Dierico hamlet near Paularo village [B area into fig. 1]; C = Chiaulis hamlet near Verzegnis village [C area into fig. 1]; D = Samatorza [sinkhole at the bottom of a dissolution doline filled by "terra rossa" in the Classical Karst].

substrato gessoso, interessato da doline, vallecole cieche, forre. Acque di percolazione ed acque di falda originano scorrimenti sui gessi che confluiscono nelle doline-inghiottitoio o negli inghiottitoi ubicati lungo le linee di deflusso preferenziale: tutto ciò porta alla genesi di sprofondamenti e/o avvallamenti superficiali (dolines di subsidenza). Altre volte le depressioni nel substrato gessoso creano nei depositi alluvionali lenti "allentamenti" e vuoti in corrispondenza dei livelli meno addensati; il cedimento degli strati addensati sovrastanti porta poi alla genesi di doline alluvionali "di crollo". E' evidente che sono le acque di percolazione il principale imputato dei dissesti.

Lungo la Linea di Sauris, ed in particolare nella conca omonima, ove affiorano con una certa continuità e potenza le evaporiti permiane, particolare interesse rivestono alcune profonde doline di soluzione/crollo che si aprono nelle evaporiti e numerose altre doline di subsidenza in roccia che si aprono nelle siltiti e nelle arenarie quarzoso micacee werfeniane. Queste ultime sono allineate lungo la linea di cresta del versante originato dallo sovrascorrimento delle unità permotriassiche sulle unità triassiche [fig. 3].

Una delle aree a maggior concentrazione di sinkhole è la zona dell'Alta Val Tagliamento, lungo la Linea dell'Alto Tagliamento, e nello specifico tra il Passo della Mauria e Tolmezzo. I centri più interessati sono gli abitati di Ampezzo, Enemonzo e Quinis. Traccia dei primi collassi è possibile ottenerla attraverso ricostruzioni bibliografiche. Dalla fine dell'800

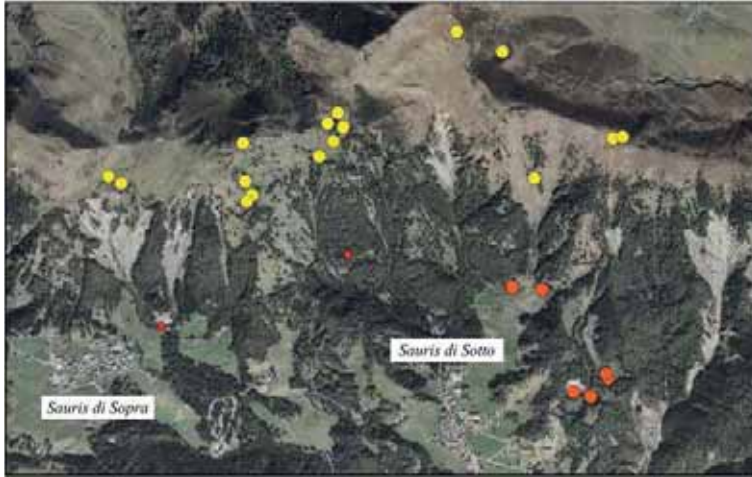


Fig. 3 - Distribuzione delle doline di crollo in arancione (in evaporiti della Formazione a Bellerophon), degli sprofondamenti / cavità di suffosione in rosso (depositi di versante su evaporiti della Formazione a Bellerophon) e doline di subsidenza in giallo (in siltiti e areniti werfeniane poggianti per faglia su evaporiti della Formazione a Bellerophon) nell'area di Sauris (area 2 nella fig. 1).

La distanza fra i due centri abitati (Sauris di Sopra ad ovest e Sauris di Sotto ad est) è di circa 2000 m. Elaborazione da rilievi sul terreno, foto aeree e immagini lasercanner sulla Ortofotocarta della Regione FVG.

Collapses dolines -in the evaporites of the Bellerophon Fm.-, cover subsidence sinkholes -in the evaporites of the Bellerophon Fm.- and subsidence dolines -in the siltites and arenites of Werfenian overthrust on the evaporites of the Bellerophon Fm.- in the Sauris area (area n. 2 in the fig. 1).

The distance from the two villages (Sauris di Sopra at the west, Sauris di Sotto at the east) is about 2000 m. Data from: field observations, aerial photographs and laser scanner translated into the orthophoto map 1:10.000 original scale of the FVG Region.

(GORTANI, 1904; MARINELLI, 1897) si sono verificati sprofondamenti nei depositi alluvionali recenti ed attuali. Gortani (1965) rileva una fase parossistica degli eventi sviluppatasi negli anni '60 conseguentemente allo sfruttamento delle acque del Tagliamento a fini idroelettrici. E' proprio in questo periodo che in prossimità dell'abitato di Enemonzo e in corrispondenza dell'alveo del Tagliamento si sono verificati, negli anni '60-70, collassi eccezionali per rapidità ed evidenza, ripresi e riportati anche nel più recente Piano Regolatore Generale Comunale come fenomeni di sprofondamento puntuali. Più recentemente in corrispondenza dell'abitato di Quinis si sono verificati nuovi sprofondamenti che stanno interessando alcune abitazioni (fig. 4).

Lungo la Linea della Val Resia infine, in sinistra del Torrente Fella, sono presenti evaporiti carniche, causa di alcuni fenomeni di dissesto.

2. CASO STUDIO: QUINIS

Un esempio rappresentativo delle problematiche legate alle doline alluvionali ed alle cavità di suffosione, è quello dato dalla situazione presente in sinistra della valle del Fiume Tagliamento. Numerosissime sono le segnalazioni di sprofondamenti improvvisi, numerose le depressioni presenti in un tratto di alcuni chilometri del terrazzo alluvionale costituito da



Fig. 4 - Dissesti ed andamento del substrato evaporitico [gessi e silti gessose del Carnico] nel sotto-suolo dell'abitato di Quinis posto su un terrazzo alluvionale a quote variabili fra 374 e 375 m s.l.m. (area 3 nella fig. 1). In giallo le isobate del bedrock in metri s.l.m.; in viola gessi in affioramento; in verde una dolina alluvionale. Le frecce blu indicano le direzioni preferenziali di trasferimento della fluoresceina. In rosso gli edifici con lesioni recenti, a righe blu l'area ove sorgevano gli edifici distrutti nel 1800, in rosso i piezometri.

Collapses on evaporitic bedrock -Triassic evaporites Carnian in age - in the Quinis village placed on a alluvial terrace at 374 - 375 m asl (area n.3 in the fig. 1).

Yellow = bedrock isoipses in meters asl; violet = gypsum outcrop; green = subsidence doline. Pale blue arrows marks fluoresceina transport directions. In red recently damaged edifices, in blue the area where the buildings were destroyed during '800, in red the piezometers.

depositi potenti alcune decine di metri che poggiano su un substrato roccioso formato dalle evaporiti afferenti al Carnico che affiorano alla base dei rilievi posti a nord dell'abitato di Quinis. I rilievi, modesti nonostante l'alta geodinamicità dell'area, sono in calcari e calcari dolomitici alternati a marne in strati sottili di età Triassico superiore. Dal punto di vista tettonico la zona è interessata dalla Linea dell'Alto Tagliamento e dalla Linea Monte Dof - Monte Auda, due sovrascorrimenti d'importanza regionale che portano la successione del Carnico a sovrascorrere su se stessa e che in prossimità dell'area sono sepolti. I terreni sovrastanti il substrato roccioso consistono prevalentemente in limi sabbioso argillosi con ghiaia ai quali si alternano livelli più o meno potenti caratterizzati da una prevalenza della frazione ghiaiosa o da una prevalenza della frazione fina. Si tratta di depositi alluvionali del fiume Tagliamento, talora lateralmente interdigitati con depositi di versante. Recentemente, in corrispondenza del centro abitato di Quinis (frazione di Enemonzo), a quota di circa 375 m s.l.m., si è avuta una recrudescenza degli sprofondamenti che interessano alcune abitazioni. Poiché la stabilità delle stesse risulta compromessa, la Protezione Civile regionale ha dato corso ad uno specifico programma di monitoraggio e studio per individuare la morfologia del substrato evaporitico, le caratteristiche della copertura alluvionale e soprattutto di quelle idrogeologiche.

Al fine di giustificare alcune evidenze morfologiche superficiali, si è ricostruito mediante perforazioni -cinque sondaggi a carotaggio continuo (S1-S5), nove a distruzione di nucleo

(S6 - S14) e quattro linee per complessivi 497 metri di sismica leggera- l'andamento del substrato evaporitico e, mediante piezometri e traccianti, profondità e dinamica della falda freatica contenuta nelle alluvioni che lo ricoprono⁵.

Il substrato risulta avere un andamento ondulato in corrispondenza della parte centrale dell'abitato e in rilievo rispetto ai margini occidentale e orientale della zona d'indagine. La Carta delle isobate del substrato, riportata in fig. 4, costruita mediante interpolazione geostatistica (metodo di Shepard modificato) a partire dai dati di profondità del substrato derivanti dai sondaggi e dalla sismica mette in evidenza proprio questo andamento: si riconosce un alto morfologico che dai rilievi si estende verso SW: gli edifici lesionati risultano ubicati sull'alto e/o sul suo fianco meridionale.

Nell'area è stato portato avanti un programma di monitoraggio della falda freatica con lo scopo precipuo di definire nel tempo le escursioni e le caratteristiche idrogeologiche ed idrochimiche delle acque nell'areale indagato. Si volevano individuare le direzioni preferenziali di scorrimento in quanto, in loro corrispondenza, si verificano i maggiori fenomeni di asporto ed erosione meccanica e chimica di materiale. Meccanismi che, a lungo andare, possono dare origine a fenomeni di sprofondamento localizzati quali i sinkhole.

La campagna di misure riconosce una superficie piezometrica posta tra 10 e 20 metri dal piano campagna ad andamento centrifugo rispetto l'alto morfologico sepolto che in qualche maniera quindi condiziona le direzioni di deflusso idrico (fig. 5).

In un secondo tempo, si è effettuata una prova di tracciamento utilizzando due traccianti diversi immessi (iniezione effettuata il 26/09/2006) in due siti distinti (S9 ed S1) a monte dei fenomeni di dissesto. La scelta dei traccianti è ricaduta su quelli di tipo fluorescente ed in particolare sul Tinopal CBS-X e sulla Fluoresceina sodica, sostanze già ampiamente utilizzate per marcature di acque sotterranee (KASS, 1998). Le determinazioni del passaggio dei traccianti e della loro concentrazione sono state compiute mediante il prelievo di campioni d'acqua e la loro successiva analisi in laboratorio con spettrofluorimetro. Sono stati installati inoltre tre acquisitori automatici in continuo dei valori di concentrazione dei traccianti in falda e messi in opera, in ogni piezometro disponibile, due tipologie di fluocaptorini (una per ogni tipologia di sostanza utilizzata). In ogni piezometro sono stati eseguiti più prelievi a profondità prestabilite in corrispondenza dei livelli più permeabili.

In seguito all'iniezione del tracciante il campionamento è avvenuto due volte al giorno per i primi quattro giorni; successivamente la frequenza è divenuta giornaliera diminuendo progressivamente fino ad avvenire una volta al mese. In tutto sono state eseguite 27 campagne di campionamento in altrettante giornate di lavoro, per un totale di 486 campioni d'acqua raccolti ed in seguito analizzati.

Il test di tracciamento con la fluoresceina ha messo in luce, nella parte nord occidentale dell'area in studio, deflussi idrici caratterizzati da tempi di transito relativamente rapidi e a probabile direzione prevalente NE - SW. L'onda di acqua marcata ha attraversato solo marginalmente l'area in studio. Tuttavia, il breve tempo intercorso tra l'iniezione del tracciante ed il suo primo rinvenimento nel piezometro S10, a circa 80 metri dal pozzo di iniezione (meno di 24 ore dopo l'immissione), prova che la velocità di circolazione, almeno in

⁵ I sondaggi sono stati effettuati dalla Ditta Geobasi per conto della Protezione Civile regionale, la sismica dal Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Trieste, per conto della Ditta Geobasi. Le indagini idrogeologiche sono state effettuate da personale del Dipartimento di Geoscienze e da studenti impegnati in tesi

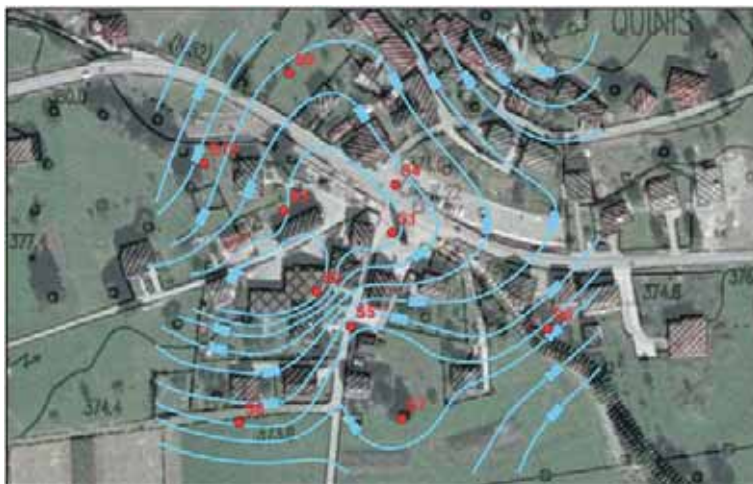


Fig. 5 - Andamento delle isofreatiche in occasione del massimo impingimento misurato il 19 settembre 2006.

Maximum isophreatic map measured on September 19th 2006.

alcune porzioni dell'acquifero indagato, è rapida. Il tracciante negli ulteriori tre giorni è stato rinvenuto in tracce nei piezometri S5, S7 e S8 e sei giorni dopo nel piezometro S6. I risultati del test di tracciamento mettono inoltre in luce come le direzioni di deflusso siano condizionate, oltre che dalle caratteristiche di permeabilità dei depositi che costituiscono l'acquifero, anche dall'andamento del substrato roccioso.

La diffusione praticamente nulla del tinopal comprova l'esistenza di domini caratterizzati da bassa permeabilità e di porzioni di acquifero scarsamente interconnesse. Questo viene confermato anche dal rilevamento eseguito quattro mesi dopo l'immissione del tracciante nel piezometro S1 dove le concentrazioni di tinopal sono risultate ancora estremamente elevate (maggiori di 400000 ppb).

Il rilievo sepolto localizzato in corrispondenza del piezometro S1 identifica un'area a bassa conducibilità idraulica ai margini della quale sono impostate invece due vie di deflusso preferenziale (fig. 4) evidenziate sia dal tracciamento, che dalla presenza di depressioni. Resta il fatto che la fluoresceina è passata attraverso il rilievo, pur subendo rallentamenti e diluizione: il rilevamento del tracciante nel piezometro S6, a 38 metri di profondità dal piano campagna, ed il contemporaneo non rilevamento del tracciante nei piezometri compresi tra il punto di immissione ed il piezometro S6 stesso, giustifica l'esistenza di una circolazione idrica profonda all'interno della massa rocciosa non desumibile sulla sola base delle misurazioni piezometriche.

I dati di livello della falda rilevati nei piezometri e i risultati delle prove con traccianti, indicano che il sottosuolo dell'abitato di Quinis è caratterizzato da deflussi idrici in falde poste a quote differenti. Lo provano, fra l'altro, le notevoli differenze nei valori freaticometrici misurati in piezometri posti a breve distanza l'uno dall'altro imputabile sia alla morfologia del substrato che alle eterogeneità dell'acquifero poroso che poggia su di esso.

REFERENCES

- BURELLI G., CLEVA S., CUCCHI F., OBERTI DI VALNERA S. (2004) - *Stato di evoluzione di sinkholes in alcune aree montane del Friuli Venezia Giulia*. Atti 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes", Roma, maggio 2004, APAT Ed., 159-170.
- CARULLI G.B., (2006) - *Carta geologica del Friuli Venezia Giulia alla scala 1:150.000 e Note Illustrative*. Ed SELCA, Firenze.
- CARULLI G.B., COLUSSI I. (1974) - *Sulla valorizzazione dei depositi gessiferi della regione Friuli-Venezia Giulia: risultati di una ricerca preliminare*. Atti 1° Conv. Int. "Coltivazione di pietre e minerali litoidi" Torino 4-6 Ottobre 1974: 1-33, Torino 1975.
- CUCCHI F., PIANO C. (2002) - *Ipercarsismo superficiale e sepolto nelle evaporiti del Friuli-Venezia-Giulia*. Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana, Edizioni Regione Toscana, 35-46.
- DiSGAM-Trieste (1997) - *Indagini geofisiche e geologiche in Comune di Ovaro*. Rapporto interno redatto da Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine (DiSGAM) per la Direzione Regionale della Protezione civile del Friuli-Venezia Giulia.
- GORTANI M. (1904) - *Una dolina di sprofondamento presso Treppo Carnico*. Mondo Sott., 1 (2): 40-41, Udine.
- GORTANI M. (1965) - *Doline alluvionali in Carnia*. Mondo Sott., n.u. 1965: 14-20, Udine.
- KASS W. (1998) - *Tracing technique in geohydrology*. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp 581
- KLIMCHOUK A., CUCCHI F., CALAFORRA J.M., AKSEM S., FINOCCHIARO F., FORTI P. (1997) - *Dissolution of gypsum from field observations*. Int. J. Speleol. 25 (3-4), 1996, 37-48.
- MARINELLI O. (1897) - *Fenomeni di tipo carsico nei terrazzi alluvionali della Valle del Tagliamento*. Studi orografici nelle Alpi orientali, Mem. Soc. Geogr. It., VIII (2): 415-419. Roma 1898.
- MARINELLI O. (1916) - *La Nuova dolina di sprofondamento di Auronzo*. Mondo Sott., 13 (4/6): 1112-1116. Udine.
- NISIO S. (2008) - *I sinkholes*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., LXXXV (2008), pp. 17-32, figg.4
- VENTURINI C. (1990) - *Geologia delle Alpi Carniche Centro Orientali*. Pubbl. n° 36 del Museo Friulano di Storia Naturale, 220 pp., Udine.

IWSD – ITALIAN WEB SINKHOLE DATABASE. CARATTERISTICHE, STATO D’AGGIORNAMENTO E PROSPETTIVE FUTURE DELLA BANCA DATI ON LINE DEI SINKHOLES DELL’UNIVERSITÀ DI ROMA TRE.

di La Vigna F.¹, Di Salvo C.¹, Mazza R.¹, Capelli G.¹, Taviani S.¹ & Teoli P.¹

ABSTRACT

IWSD, The Italian Web Sinkhole Database was born from RomaTRE University Lagaa (Laboratory of Applied Environmental Geology) research activity regarding several projects (“Latium Region Sinkhole Project” 2002, and “INGV-DPC V5 Project - Diffuse Degassing in Italy”) and from current monitoring activities of hydrogeological parameters in sinkhole prone areas.

Actually the database includes phenomena falling mainly in Latium Region (Central Italy). The final objective is collecting more information related to all the Italian phenomena.

In this way the IWSD would also allow other researchers from universities, research organizations or civil and environmental protection agencies, to exchange scientific contribution and information about Italian sinkholes.

1. INTRODUZIONE

Il Laboratorio di Geologia Applicata all’Ambiente di RomaTRE ha da qualche anno realizzato e pubblicato online una banca dati relativa agli sprofondamenti catastrofici con la speranza che possa diventare una piattaforma di scambio scientifico su scala nazionale. La banca dati è visitabile dalla pagina web del laboratorio all’indirizzo:

<http://host.uniroma3.it/laboratori/idrogeologia/iwsd.php>

Il database IWSD (*Italian Web Sinkhole Database*) nasce dalla sintesi di alcune delle attività svolte dal Laboratorio, che a partire dal “Progetto *Sinkhole* del Lazio” conclusosi nel 2002, ha continuato negli anni a svolgere attività di ricerca su questa tipologia di fenomeno collaborando da ultimo come Unità di Ricerca relativamente alla problematica “*sinkhole*” all’interno del progetto INGV-DPC V5 “Diffuse Degassing in Italy” puntando principalmente a definire eventuali segnali precursori dal monitoraggio in continuo dei parametri idrogeologici nelle aree a rischio.

La banca dati è sviluppata in Microsoft Access secondo un ragionato sistema di relazioni strutturate secondo diversi criteri. A seguire vengono illustrate le singole sezioni del database seguendo la sua stessa struttura.

¹ Università degli Studi RomaTRE, Dip. Scienze Geologiche, Lagaa - Laboratorio di Geologia Applicata all’Ambiente

2. GENERALITÀ

Nelle generalità vengono descritte le caratteristiche generali di questi fenomeni, specificando, che all'interno della banca dati vengono omessi quegli sprofondamenti che non si possono descrivere come naturali, così come quelli che avvengono sulle dorsali carbonatiche ed appartengono alle fenomenologie prettamente carsiche.

Alle generalità sono collegate direttamente le *Sinkhole Prone Areas* (ossia le aree a rischio *sinkhole*) e le tipologie di *sinkhole* (Fig.1).

Le *sinkhole prone areas*, che attualmente si riferiscono solo alle aree della Regione Lazio, vengono descritte singolarmente dal punto di vista geologico e idrogeologico; sono messi inoltre in evidenza e in collegamento dinamico i fenomeni direttamente ricadenti in ogni singola area a rischio.

La pagina relativa alle tipologie di *sinkhole* elenca i vari tipi di fenomeno secondo la letteratura e secondo gli studi degli autori; è inoltre possibile, direttamente dalle finestre di ogni singola tipologia, visualizzare direttamente quei fenomeni che sono stati riconosciuti come appartenenti a alla tipologia stessa.

La presenza dell'*anthropic sinkhole* tra le tipologie, non vuole andare contro le finalità della banca dati espresse precedentemente (considerare solo fenomeni naturali), ma viene considerata per quei fenomeni che avvengono in aree predisposte al rischio di sprofondamento ma indotti da cause antropiche (es. ipersfruttamento degli acquiferi).

3. FENOMENI

Attualmente il database raggruppa 81 fenomeni ricadenti nella Regione Lazio. La lista dei fenomeni può essere visualizzata per toponimo, per *prone area*, per provincia e per comune, mentre il singolo fenomeno può essere individuato tramite un motore di ricerca. Cliccando su un singolo fenomeno si apre una sottopagina con schede differenti (Fig.2).

Localizzazione

La scheda "Localizzazione" riporta i dati geografici del *sinkhole* selezionato. Vengono riportati la località, il comune, la provincia e il toponimo. Si possono leggere inoltre le coordinate metriche UTM del centro del *sinkhole* e la sezione di Carta Tecnica Regionale in scala 1:10.000 di riferimento.

Una finestra con un collegamento interattivo mostra la localizzazione del fenomeno su Google Maps® tramite cui è anche possibile spostarsi e usare lo zoom.

Nella stessa scheda è riportato il logo relativo a chi ha fornito i dati del fenomeno, eventuali fotografie e note.

Caratteristiche

Nelle "Caratteristiche" si mostrano, se disponibili, i dati morfometrici del *sinkhole* assieme ad eventuali immagini relative alle isobate della depressione.

Misure sperimentali

La scheda "Misure sperimentali" mostra i dati relativi a parametri idrogeologici di acque presenti nel *sinkhole* o rilevate in pozzi limitrofi. In tal senso vengono riportati i dati di livello piezometrico, e dei parametri chimico-fisici speditivi (conducibilità elettrica, pH e temperatura), in caso di *sinkhole*-sorgente è possibile riportare anche i dati di portata in uscita. Nella stessa scheda c'è anche la possibilità di visualizzare dati di analisi chimiche più dettagliate delle acque e la presenza, ed eventuale misura, di emissioni gassose.

Per ogni dato riportato viene indicato il riferimento bibliografico dinamico presente nella sezione bibliografia.



Fig. 1 - Home page della banca dati on line [a sinistra] e pagine relative alle prone areas e alle tipologie di sinkhole [a destra]

Stratigrafia

La scheda "Stratigrafia" riporta una stratigrafia tipo riferita ad un singolo fenomeno. Inoltre viene specificato il tipo di litologie (per grandi gruppi litologici) affioranti e il tipo di litologie costituenti il *bedrock* dell'area.

Attività

Tutte le notizie storiche, dati sull'attivazione del fenomeno, tipologia di manufatti coinvolti, ma anche informazioni su relazioni tecniche esistenti o bibliografia dedicata ad un singolo fenomeno sono riportate nella scheda "Attività".

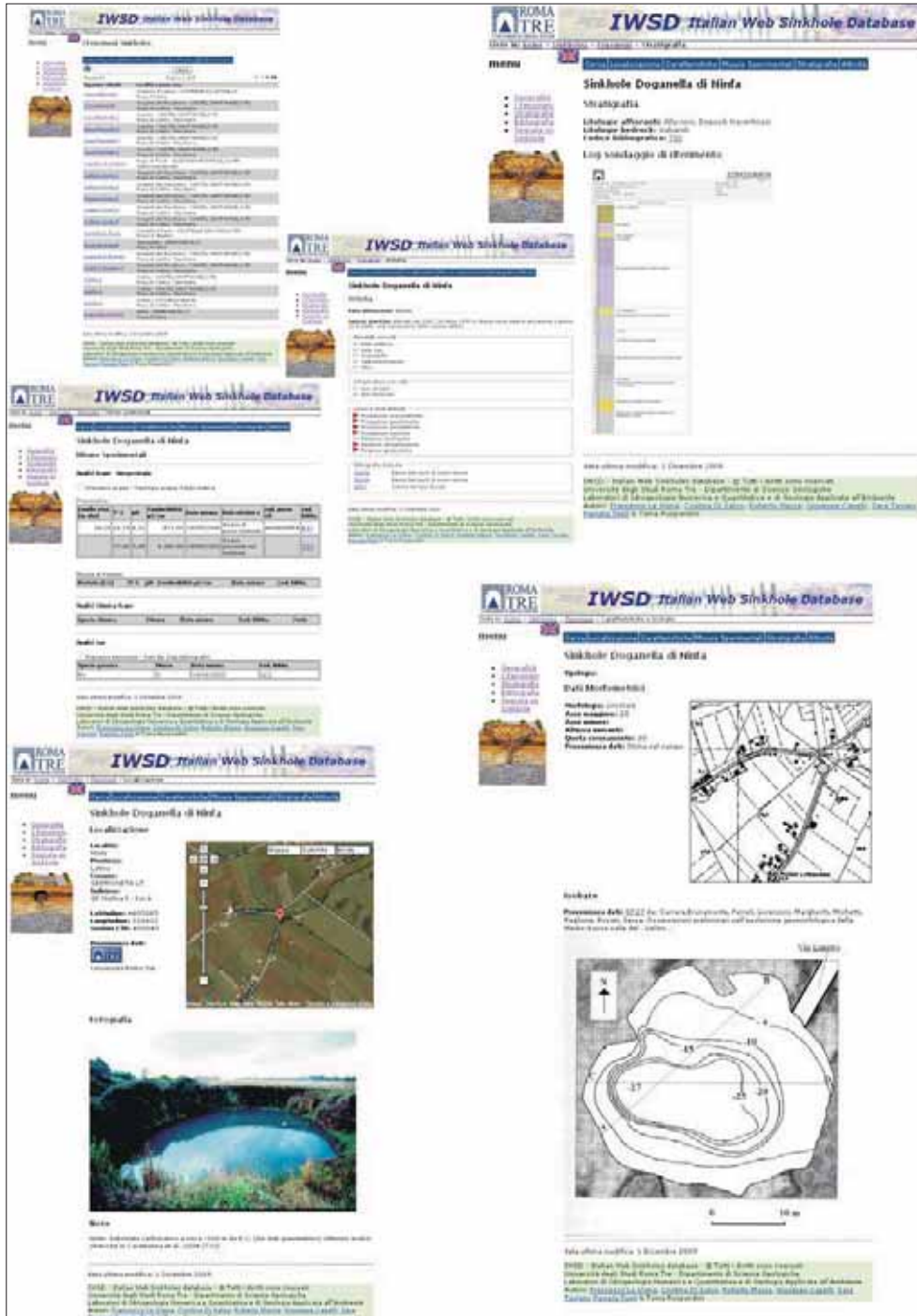


Fig. 2 - Elenco fenomeni del database (in alto a destra) e singole schede di un fenomeno visualizzato.

The screenshot displays the IWSD website interface. At the top, the logo for ROMA TRE (Università degli Studi Roma Tre) and the title 'IWSD Italian Web Sinkhole Database' are visible. A navigation menu includes 'Stratigrafie' and 'Scheda'. The main content area is titled 'Stratigrafia S40' and 'Scheda'. It features a list of menu items: 'Descrizione', 'I Caratteri', 'Stratigrafia', 'Bibliografia', and 'Segnala un Sinkhole'. A small image of a sinkhole is shown. To the right, technical data is provided: Comune: [blank], quota (m slm): 124, Profondità (m): 30, Longitudine: 327351, Latitudine: 4504603, Codice bibliografico: Centro Anzani, CTR: 400040, and Ambito: Piana Pontina. A satellite map shows the location in Dogana di Torfa. Below this, the 'Fenomeni di riferimento' section lists 'Dogana di Torfa'. The 'Sondaggio' section shows a stratigraphic column with various layers and their descriptions. At the bottom, there is a footer with the date 'data ultima modifica: 1 Dicembre 2009' and copyright information for the University of Rome Tre and the authors: Francesco La Loggia, Cristina Di Salvo, Roberto Marzà, Giuseppe Capelli, Sara Tassin, Pamela Tecci & Tania Ruspandini.

Fig. 3 - Visualizzazione dell'elenco stratigrafie e di una scheda aperta. La stratigrafia riportata in basso è scaricabile come file in formato .pdf.

The image shows two screenshots of the IWSD website. The top screenshot displays the 'Bibliografia' section with a list of references and a sidebar menu. The bottom screenshot shows a form titled 'Segnala la presenza di un Sinkhole' (Report the presence of a Sinkhole) with instructions and a list of required data points for submission.

Segnala la presenza di un Sinkhole

Una degli intenti principali di questo database è quello di fornire una piattaforma di scambio di informazioni tra studiosi della problematica "sinkhole" sul territorio nazionale.

Insieme quindi tutti coloro che desiderino inserire nella banca dati fenomeni da loro conosciuti o/o studiati ad inviare la documentazione relativa agli spezzonamenti compliendo l'apposito [foglio di segnalazione](#) cliccando di seguito ed inviando lo stesso, assieme all'[autocorrezione al trattamento dei dati](#) ad eventuali foto o cartografie al Laboratorio di Idrogeologia di RomaTRE all'attenzione del Dr. Francesco La Vigna (lavigna@uniroma3.it).

Fai per l'invio dei dati:

1. Compilazione del [Foglio Inquadramento Dati IWSD](#)
2. Selezione dello stralzo cartografico CTR (Carta Tecnica Regionale 1:50.000) con dimensioni minime 1024x768 e formato file jpg per ciascun fenomeno segnalato
3. Selezione di una foto panoramica del fenomeno secondo i seguenti standard di formato minime 1024x768
4. Selezione di eventuale documentazione fotografica a/c/schematica circa una "zona area" che non sia già presente nel database (immagini jpeg compressate)
5. Selezione di eventuale documentazione fotografica a/c/schematica circa una rete di microstruttura sinkhole che non sia già presente nel database (immagini jpeg compressate)
6. Invio email all'indirizzo lavigna@uniroma3.it specificando nell'oggetto INVOO DATI IWSD (rispettare assolutamente questa dicitura) allegando:
 - a. Foglio Inquadramento Dati IWSD
 - b. Stralzo cartografico CTR dati fenomeno/i
 - c. Foto panoramica a/d/i fenomeno/i
 - d. Eventuale LO-OO dell'area di appartenenza da inserire sulle schede relative ai fenomeni segnalati e di cui si è inviato il foglio dati.
7. Invio del [Foglio autocorrezione al trattamento dei dati](#) compilato in ogni sua parte e firmato.

I dati dopo una verifica di compatibilità con il database verranno inseriti ripartendone l'origine (il nome di chi invia il dato, sede di appartenenza, ed email di contatto).

ATTENZIONI!

È di fondamentale importanza che il campo denominato "nome fenomeno" nel "Foglio Inquadramento Dati IWSD" sia un nome UNIVOCO con il quale si intende indicare un solo sinkhole o un gruppo di sinkholes che per la loro reciproca interferenza possono essere considerati un unico fenomeno e quindi trattati con una singola scheda.

Download:

- [Foglio Inquadramento Dati IWSD.xls](#)
- [Autocorrezione al trattamento dei dati.doc](#)

T.B.:
La tempistica di inserimento dei dati sarà subordinata agli impegni di ricerca del Laboratorio che potrebbero ritardare il tempestivo controllo e successivo inserimento.

* Per gli obiettivi della banca dati si invita ad inviare quanti più dati possibili per ciascun fenomeno onde evitare che la stessa diventi un mero elenco di sinkholes.

Data ultima modifica: 1 Dicembre 2009

IWSD - Italian Web Sinkholes database - © Tutti i diritti sono riservati
Università degli Studi Roma Tre - Dipartimento di Scienze Geologiche
Laboratori di Idrogeologia Numerica e Quantitativa e di Geologia Applicata all'Ambiente
Autori: [Francesco La Vigna](#), [Corrado Di Salvo](#), [Roberto Marzà](#), [Giuseppe Caselli](#), [Sara Tassinari](#), [Patrizia Tassi](#) & [Tania Ruggadini](#)

Fig. 4 - Visualizzazione della sezione "Bibliografia" e della pagina dedicata alla trasmissione di nuovi dati sui sinkholes da parte degli utenti

4. STRATIGRAFIE

La sezione "Stratigrafie" raggruppa i log stratigrafici selezionati da molteplici banche dati relativamente alle prone areas (Fig. 3).

È stato svolto un notevole lavoro di ricerca per associare ad ogni fenomeno una stratigrafia rappresentativa ricadente nelle vicinanze del fenomeno stesso.

Tutte le stratigrafie (scaricabili in formato .pdf dagli utenti) sono state validate ed uniformate in simbologia e colori per motivi di omogeneità del dato e per confrontare più agevolmente gli assetti geologici relativi ad aree differenti.

5. BIBLIOGRAFIA

Tutti i riferimenti bibliografici sono archiviati nella sezione "Bibliografia". Questa sezione raggruppa sia il materiale edito sia lavori inediti relativi alla tematica *sinkhole*, sia per gli aspetti generali, sia per i singoli fenomeni (Fig.4).

6. SEGNA UN SINKHOLE

Poiché la finalità di questa banca dati è prima di tutto la condivisione delle informazioni tra chi studia i sinkholes, sono state inserite in questa sezione le istruzioni per poter segnalare uno o più fenomeni.

È possibile infatti scaricare un foglio Excel in cui inserire i dati già in un formato compatibile con la banca dati. Inoltre sono indicate le specifiche dettagliate su come inviare immagini e cartografie (Fig. 4).

Chiaramente i dati che vengono trasmessi sono sottoposti ad un controllo accurato prima di essere pubblicati on line. Ovviamente è garantita la giusta visibilità sul sito relativamente alla paternità dei dati inviati.

7. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Nella banca dati che è tuttora in fase di miglioramento, sono stati inseriti come dato di partenza i casi di sprofondamento ricadenti principalmente nel Lazio, ma l'obiettivo finale è quello di raccogliere sempre più informazioni e aggiornamenti relativi ai fenomeni dell'intero territorio nazionale permettendo anche ad altri ricercatori di università, enti di ricerca o agenzie di protezione civile e ambientale, di portare il proprio contributo relativamente a quei fenomeni o a quelle aree prettamente di propria competenza.

I SINKHOLES IN SARDEGNA MERIDIONALE. ALCUNI ESEMPI DAL SULCIS IGLESIENTE E POSSIBILI CORRELAZIONI CON LE ATTIVITA' ANTROPICHE

Caredda P.¹, Mariolu E.², Nisio S.³

ABSTRACT

The South-Western part of Sardinia has been afflicted, from the 1990, by several cover-collapse sinkholes mostly occurring in Carbonia-Iglesias areas.

The study area, that lies in the Iglesiente-Sulcis region, is characterized by the cropping out of the Palaeozoic basement and Tertiary rocks, covered with some meters (30-50 m) of continental Quaternary sediments (sand, gravels and clays).

Historical studies of these phenomena has pointed out several areas in which these hazards have frequently occurred and where the susceptibility of cover collapse sinkhole formation seems to be much higher. Direct and indirect surveys have enabled to formulate some hypothesis for the genesis of these sinkholes; some hypothesis for the correlation between cavities and pumping system is done.

This study tries to define an adjourned census of the sinkholes in Sardinia and can help local planners to avoid hazards due to these phenomena in the future.

1. INTRODUZIONE

Il meccanismo di formazione di grosse voragini nel settore sud-occidentale della Sardegna è stato recentemente al centro di numerosi dibattiti e lavori (a causa di un riacutizzarsi della problematica negli ultimi anni), nei quali sono state affrontate le possibili correlazioni tra il contesto geologico e le attività antropiche.

L'introduzione di una normativa specifica, che approfondisse e regolamentasse le aree interessate dai fenomeni di sinkholes, è stata disciplinata dalle norme di attuazione del Piano di Assetto Idrogeologico, già presente come Legge n° 267 del 3/08/1998 modificata e aggiornata con decreto del Presidente della regione Sardegna n° 35 del 21/03/2008. E' doveroso ricordare che con tale norma di attuazione è stato previsto un protocollo tecnico "tipo", approvato dal Comitato Istituzionale dell'Autorità di Bacino, che fornisce le indicazioni per l'esecuzione dello studio dettagliato delle aree soggette a rischio Sinkholes.

La necessità di imporre una normativa specifica su scala regionale, avente carattere cautelativo e preventivo tale da garantire nel territorio regionale adeguati livelli di sicurezza di fronte al verificarsi di eventi idrogeologici, evidenzia quanto il problema sia diven-

1 Portovesme S.r.l.

2 Libero professionista

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

tato attuale e di particolare rilevanza, al fine di tutelare le attività umane, i beni economici, di patrimonio ambientale e culturale esposti a potenziali danni.

Nella valutazione dello stato attuale dei sinkholes presenti nella Sardegna meridionale ricadenti nella Provincia di Carbonia-Iglesias, si è reso necessario analizzare il contesto geologico ed idrogeologico puntuale, l'evoluzione storica e l'impatto antropico derivante da un uso indiscriminato del territorio, quale l'emungimento incontrollato della falda sotterranea, l'attività mineraria centenaria e l'uso scorretto del suolo a fini agricoli e industriali e civili. Tale studio ha permesso di individuare, in ogni settore esaminato, una serie omogenea di fattori predisponenti ed innescanti, riconducibili allo stesso processo genetico di formazione delle voragini.

2. SINKHOLES NELLA PIANA DEL CIXERRI

Nella piana del Cixerri (Zona Industriale e mineraria) sono ubicati numerosi fenomeni di sinkhole, oggetto di alcuni studi di carattere tecnico (BALIA *et al.*, 2001; DE WAELE & MUNTUN, 2001; COSSU *et al.* 2007; DE WAELE, 2009; DE WAELE *et al.*, 2009; CAREDDA *et al.* 2004; ARDAU *et al.*, 2005; NISIO 2008).

La piana del Cixerri, deriva da un'originaria fossa tettonica con andamento est-ovest, colmata in successione da sedimenti argillosi e detriti di età terziaria e quaternaria. Tale fossa denominata "Fossa del Cixerri" si estende ad est dell'abitato d'Iglesias e si innesta ortogonalmente alla piana del Campidano. I limiti geomorfologici sono marcati da faglie "Alpine" est-ovest e nord-sud che determinano una forma approssimativamente trapezoidica, allungata in direzione est-ovest per circa 26 Km e larga 8 Km. Si presenta come irregolare successione degradante di ampi terrazzi alluvionali e di bassi rilievi calcareo-scistosi del Paleozoico (M.te Ollastu, M.te Maiori) e da rilievi conici eruttivi del Terziario. Complessivamente la valle è da ritenersi stabilita in una sinclinale, che fa parte di un sistema di pieghe, con assi circa E-W (MAXIA, 1935). La valle del Cixerri è colmata da depositi clastico-terrigeni derivanti dalla demolizione dei rilievi paleozoici circostanti, con uno spessore di circa un centinaio di metri. Le alluvioni recenti sono costituite da sedimenti clastici di trasporto fluviale mentre il detrito di falda abbonda al bordo sud-occidentale della valle, dove spesso forma conoidi dolcemente degradanti verso la pianura.

Il nucleo più antico dell'area è costituito da formazioni di età cambriana: la Formazione di Nebida, costituita da metasiltiti e metareniti con lenti e livelli di metacalcari dolomitici; la Formazione di Gonnese, presente con il Membro della Dolomia Rigata, costituito da dolomie primarie, il Membro della Dolomia Grigia, con dolomia massiva diagenetica e il Membro del Calcarea Ceroide, costituito da metacalcari massivi; la F. di Cabitza (attribuita recentemente all'Ordoviciano inferiore), rappresentata dal Membro del Calcarea Nodulare; metacalcari a struttura nodulare e dal Membro degli Argilloscisti; sequenza ritmica di metargilliti laminitiche e matasiltiti.

La sequenza prosegue con le litologie dell'Ordoviciano, rappresentata alla base dalla *Puddinga Auct.* (metaconglomerati poligenici a cemento arenaceo ematitico) e da associati *Scisti varicolori Auct.* (alternanze di metaranarie, metagrovacche, metasiltiti e metargilliti varicolori).

Il complesso assetto strutturale del Sulcis Iglesiente risulta caratterizzato da due principali eventi orogenetici: il primo polifasato, di età Ercinica (plicativa), il secondo di età Alpina a carattere prevalentemente fragile (distensiva).



Fig. 1 - Panoramica di un sinkhole in località Corongiu de Mari.

3. IDROGEOLOGIA DELLA PIANA DEL CIXERRI

Dal punto di vista idrogeologico l'area in oggetto può essere suddivisa in quattro complessi idrogeologici principali. Il Complesso terrigeno inferiore (800 m di spessore - Formazione di Nebida) è costituito alla base da siltiti, argilliti ed arenarie e nella parte superiore da alternanze di arenarie quarzose, scisti arenacei con strati e lenti di calcari gradatamente sostituiti da dolomie. La serie appare intensamente piegata, ma con una fatturazione limitata ai soli banchi arenacei e calcarei. La permeabilità per fessurazione è scarsa o nulla, anche se localmente è presente una modesta circolazione idrica nelle intercalazioni carbonatiche. Il Complesso carbonatico antico (500-1000 m di spessore) è limitato al letto dal membro della Dolomia rigata ed al tetto dai Calcari nodulari. È costituito da tipi litologici della Dolomia grigia e del Calcare ceroide. Il limite inferiore è scarsamente permeabile per la contenuta fratturazione e per la quasi assenza di carsificazione. La Dolomia grigia ed il Calcare ceroide hanno un comportamento idrodinamico analogo, mentre si differenziano notevolmente per il comportamento meccanico, a causa della diversa costituzione petrografica, giacitura, fratturazione e carsificazione. Le dolomie si presentano debolmente fratturate, con le fratture spesso concrezionate e colmate da materiali residuali. La carsificazione è presente, ma non molto spinta. I calcari invece, sono caratterizzati quasi ovunque da una fitta rete di fratture poco concrezionate. Sono presenti numerose cavità carsiche. Le caratteristiche del complesso sono localmente variabili in funzione delle giaciture e anche della presenza di filoni. Il Complesso scistoso intermedio (300-400 m di spessore) comprende la parte superiore dei *Calcari nodulari*,

dove sono prevalenti i livelli argillosi, e gli *Argilloscisti di Cabitza*. Si tratta di un complesso impermeabile che, dando origine ad alcune soglie di permeabilità, condiziona fortemente la circolazione idrica sotterranea. Il Complesso terrigeno superiore, (200-500 m di spessore) caratterizzato da permeabilità variabile, comprende i terreni ordoviciani costituiti dal conglomerato poligenico basale, dagli argilloscisti arenacei, dalle argille siltose, da argilliti e siltiti con locali masse calcaree inglobate. Questo complesso borda l'area dell'Iglesiente come una barriera quasi continua, che va dal mare fino alla valle del Cixerri, comprendendo sia l'abitato di Iglesias che quello di Villamassargia.

3.1 Località Cuccuru Tiria

La località di Cuccuru Tiria, è ubicata ai piedi del complesso del Marganai, tra rilievi carbonatici, a quote di circa 200 metri s.l.m.. Il sistema carsico di Cuccuru Tiria (grotta Cucurru Tiria, presenza di corsi d'acqua sotterranei) costituisce la fonte principale delle acque sotterranee che alimentano la piana del Cixerri. Nel settore in esame sono stati censiti 15 *sinkholes*, tra depressioni singole e multiple, ubicate nella piana alluvionale del Rio Corongiu (NISO, 2008). I *sinkholes* censiti presentano una certa differenziazione morfometrica. Alcune cavità non superano i 5-6 metri di diametro, con profondità di circa 3-4 metri. La maggior parte sono ricoperte da vegetazione o presentano stadio evolutivo senile. Negli anni passati, nel corso di altri studi, sono state segnalate voragini a differente diametro, successivamente ricolmate e di difficile ubicazione. Altre voragini ubicate presso le località, Corongiu de Mari e Serra de Daga, presentano diametri maggiori (30 m) ma scarse profondità (3 m; fig. 1). Nell'area sono presenti altre cavità di piccolo diametro, segnalate solo agli inizi dell'anno 2000. Il *sinkhole* di dimensioni maggiori è stato osservato per la prima volta nel 2001 (CAREDDA *et al.* 2004). Nell'area di Cucurru Tiria sono numerosi i pozzi di emungimento e potrebbe essere possibile una connessione con i fenomeni di sprofondamento. I fenomeni hanno nel tempo progressivamente coinvolto la valle, lungo la direzione che segue il collettore sotterraneo che da Cuccuru Tiria raggiunge la piana sottostante.

3.2 Località Guardia su Merti

L'area di Guardia su Merti è pianeggiante, circondata da rilievi collinari, che sovrastano la depressione valliva del Cixerri. Il contesto geologico è caratterizzato da alluvioni ghiaioso-sabbiose in matrice argillosa poggianti su arenarie, al di sotto delle quali si attesta il bedrock carbonatico (calcarei e dolomie a profondità comprese tra i 20 m e i 40 m). Il settore in esame ricade presso la zona industriale di Iglesias. Presso Guardia Su Merti sono stati censiti 8 *sinkholes*, di dimensioni variabili, che spesso superano i 30 m di diametro e 10 m di profondità. Alcuni interessano una fascia a ridosso della linea ferroviaria (BALIA *et al.* 2001; CAREDDA *et al.* 2004). Le voragini mostrano caratteristiche similari, per la tipologia di sprofondamento, e morfometria della cavità. La voragine apertasi nel 1999 aveva diametro di 35 m e profondità di 12 m al momento della formazione. Nei pressi della stessa erano presenti altre cavità di diametro minore (3 m) e profondità scarsa (3, 5 m). Gli altri *sinkholes* hanno diametri variabili tra 30 m e 10 m, e sono attualmente in corso di colmamento con materiale gradato idoneo. Il substrato è stato individuato a profondità comprese tra 40 m e 20 m. La maggior parte dei fenomeni sono ricoperti da vegetazione o messi in sicurezza attraverso la perimetrazione della voragine con reti metalliche, che nella maggior parte dei casi sono state divelte o sono cadute per il



Fig. 2 - Panoramica di un sinkhole presso località Caput Acquas.

progressivo avanzamento della stessa. E' da segnalare che anche in tale area sono presenti molti pozzi per uso idropotabile; va inoltre ricordata l'intensa azione antropica prodotta dalle opere di manutenzione, relative alla rete ferroviaria e al vicino polo industriale, che ha determinato frequenti vibrazioni sui terreni.

3.3 Località Caput Acquas

Località Caput Acquas è ubicata nel Comune di Villamassargia, ad alcuni chilometri dall'abitato, a ridosso dei versanti settentrionali del Monte Ollastus, a breve distanza dall'alveo del Rio Cixerri. Nei pressi di Monte Ollastu, a poche centinaia di metri dalla sorgente di Caput Acquas, si sono aperti alcuni *sinkholes* sui quali sono costantemente eseguiti monitoraggi per verificarne lo stato attuale di avanzamento. In particolare sono stati censiti 4 *sinkholes* (fig. 2), dei quali uno è stato ricolmato, uno ricoperto da vegetazione e messo in sicurezza attraverso reti metalliche, mentre i restanti due sono ancora aperti e non ancora messi in sicurezza. La maggiore delle voragini, osservata per la prima volta nel 2001 (CAREDDA *et al.* 2004), presenta diametro di 20 m e profondità di 15 m. Le altre si presentano come voragini singole e coalescenti con diametri di circa 10 m e profondità di 2-3 m.



Fig. 3 - Stralcio della carta I.G.M. foglio 564 [sez. I]; in rosso, a destra della città di Carbonia, l'ubicazione dell'area di Cannas.

4. SINKHOLES NEL SULCIS

I *sinkholes* censiti nel Sulcis si manifestano in superficie con l'apertura di voragini di forma sub-circolare con diametri medi di 20 m e profondità non superiori ai 15 metri. I *sinkholes* si sono manifestati con maggiore frequenza a partire dagli ultimi anni del 1990, presumibilmente a causa di interazioni fra movimenti di corpi idrici in falda, gallerie minerarie e cavità ipogee da carsismo. La profondità del substrato carbonatico non sempre è stata accertata ma nella maggior parte dei casi sono presenti più di 30-40 m di coperture continentali. Nell'area sono stati censiti più di 30 casi; di seguito una breve trattazione delle aree interessate dai fenomeni

4.1 Località Cannas (Carbonia)

Il territorio Comunale di Carbonia (CI), è fra le nuove aree della Sardegna meridionale ove ultimamente si sono rilevati fenomeni di crollo legati sia ad eventi naturali, quali il carsismo, sia ad azioni antropiche quali l'emungimento indiscriminato della falda e all'intensa attività mineraria pregressa. Tali fenomeni sono attualmente tenuti sotto osservazione; si auspica un intervento di studio più dettagliato per poter definire al meglio sia l'estensione del problema che l'inserimento di tali aree fra quelle soggette a disciplina P.A.I..

Negli ultimi anni in particolare si è assistito in diverse aree del comune alla formazione di voragini, di dimensioni tali da poter essere considerate un reale rischio per possibili danni a beni o persone.



Fig. 4 - Ubicazione dei fenomeni verificatesi presso Carbonia: in rosso i Sinkholes in blu la stazione di pompaggio comunale delle acque sotterranee. Sulla destra una dolina di forma sub-circolare.



Fig. 5- Sinkhole in località Cannas (foto del 10/05/2004).



Fig. 6 - Sinkhole in località Cannas (foto del 19/11/2009).

Recenti sopralluoghi nel territorio comunale hanno permesso di verificare in prossimità del Rio Cannas e nell'abitato di Bacu Abis delle aree di sprofondamento di varie dimensioni e profondità.

La località di Cannas di sopra è ubicata nella periferia est della città di Carbonia a poche centinaia di metri dalle ultime abitazioni (fig. 3).

Dal punto di vista geologico l'area mostra affioramenti ascrivibili al Paleozoico (Cambriano inferiore, formazione di Gonnese), localmente coperti da suoli ed alluvioni recenti. Le formazioni calcaree e dolomitiche presenti sono spesso interessate da importanti manifestazioni carsiche. L'attività carsica di tale area è ampiamente sviluppata sono presenti numerose cavità e diverse doline.

Nel maggio del 2004 è stata individuata una cavità di neoformazione: un pozzo, con sezione di forma sub circolare che aveva, al momento della formazione, un diametro di 5,5 x 5 m circa ed una profondità di circa 12 metri (fig. 4). Alla sua base le dimensioni erano più che triple rispetto all'apertura in superficie cui seguiva un piano molto inclinato per altri 8-10 metri di dislivello che andava a collegarsi con i sottostanti ambienti della vicina miniera di barite abbandonata.

Il crollo, partendo da circa 2-3 m di profondità, aveva messo in evidenza le litologie cambriane a cui seguivano chiare morfologie d'approfondimento in regime vadoso sino alla profondità di circa -20 m per uno sviluppo complessivo di circa 50 m, per intersecare quindi il margine nord-orientale della coltivazione mineraria.

Un successivo sopralluogo nel dicembre del 2005 ha consentito di verificare (anche dall'interno) che in poco più di un anno il sinkhole ha avuto un progressivo collasso strutturale



Fig. 7 – Sinkhole nei pressi della stazione di pompaggio comunale di Cannas

determinando un aumento delle dimensioni del pozzo d'accesso che dai 5,5 x 5 m iniziali sono diventate decisamente più ellittiche passando ad 8,30 x 6 m lungo gli assi maggiori. L'ultimo sopralluogo effettuato alla fine del 2009 ha permesso di verificare l'allargamento della voragine che ha raggiunto la misura di circa 11 x 6,5 m ed una profondità di poco più di 8 m a causa del materiale precipitato dalla volta (fig. 5).

Tale collasso, peraltro prevedibile, provocato dall'alternato dilavamento e disseccamento e della conseguente progressiva perdita di coesione dei sedimenti detritico-argillosi di riempimento, ha determinato la netta messa in evidenza, in particolare nel margine orientale, delle litologie cambriane alquanto carsificate.

Sul fondo, al termine dell'imponente accumulo di detriti che costituiscono il piano inclinato, si intercetta un bacino idrico con profondità media di circa 2 m, in diretto collegamento con la parte già nota della Miniera.

Altri fenomeni di crollo si sono manifestati nella vicina valle di Cannas di Sopra, posta immediatamente più a nord. Noti da qualche tempo hanno dato origine a sinkholes di piccole dimensioni che sono stati parzialmente riempiti con rifiuti di varia natura (fig. 6). Tali eventi possono essere correlati agli emungimenti di acqua dal sottosuolo di una vicina stazione di pompaggio comunale di cui attualmente non si conoscono le portate complessive emunte (fig. 7).

4.2 Località Nuxis e Narcao

Nei Comuni di Nuxis, frazione di Acquacadda, e Narcao si sono verificati alcuni piccoli episodi di sprofondamento a partire dalla fine degli anni ottanta alla metà degli anni novanta. Attualmente i fenomeni sono stati ricolmati con pietrame ed obliterati dalla rigo-



Fig. 8 - Un sinkhole presso il centro abitato (giardini pubblici) di Narcao



Fig. 9 - Esempio di un piccolo sinkhole (scavernamento) presso l'area di Narcao.

gliosa vegetazione. L'area di Nuxis, a partire dall'inizio del secolo, è stata interessata da intensa attività mineraria ed emungimento della falda per uso idropotabile. Gli anziani minatori che lavoravano nella miniera di Sa Marchesa, negli anni 70-80, a pochi chilometri dall'abitato di Nuxis, ricordano che un vasto sprofondamento interessò una parte della strada provinciale Acquacadda-Carbonia nei pressi di Acquacadda, il quale provocò il blocco del traffico per alcuni giorni, fino a quando non si procedette a ripristinare la strada colmando lo sprofondamento con diversi carichi di pietrame.

Nell'area di Narcao i fenomeni sono ancora in corso, e coinvolgono lo stesso centro abitato (fig. 8) anche se di piccole dimensioni e profondità, alcuni possono essere considerati scavamenti (fig. 9). L'area di studio ubicata nei pressi del Rio Cannedu mostra affioramenti ascrivibili al Paleozoico, localmente coperti da suoli ed alluvioni recenti.

La conformazione morfologica del territorio circostante il centro abitato del comune di Narcao, può essere distinta in due zone differenti, chiaramente differenziate in relazione alle litologie presenti.

La prima a nord del centro abitato è caratterizzata da quote che progressivamente crescono da sud verso nord, con piccole valli in cui scorre con direzione circa nord sud il Rio Cannedu.

Le quote partono da circa 130 metri nella zona sud per arrivare a quota 339 m di Punta Cannedu e a quota 398 m di Monte Ega mentre la zona a sud del centro abitato, ha una morfologia subpianeggiante caratterizzata da deboli pendenze.

Nel caso del Rio Cannedu in prossimità del centro abitato di Narcao, il crollo ha interessato in diversi punti l'alveo del corso d'acqua, con conseguente temporanea scomparsa dell'acqua in sub-alveo.

L'acqua riaffiora dalle stesse cavità nei periodi di maggiore piovosità solo dopo aver saturato completamente le litologie calcaree su cui scorre, permeabili appunto per carsismo e fessurazione.

5. CONCLUSIONI

In Sardegna le aree a maggior suscettibilità ai *sinkholes* sono distribuite nel Sulcis-Iglesiente, nei Comuni di Iglesias, di Villamassargia, Carbonia, Nuxis, Narcao e S. Anna Arresi. Il presente lavoro, attraverso la raccolta di dati di letteratura, integrati successivamente da sopralluoghi e rilevamenti effettuati nel corso del anno 2009, mette in luce la formazione di alcuni nuovi fenomeni in aree precedentemente e apparentemente non vulnerabili, quali il territorio comunale di Carbonia.

Sono emersi inoltre, diversi aspetti legati allo stato di abbandono in cui si trovano i *sinkholes*, i quali in alcuni casi, sono dimora di discariche abusive, spesso con presenza di materiali pericolosi quali Eternit, batterie d'auto, olii esausti ecc. che purtroppo testimoniano una carenza, da parte delle Amministrazioni locali, nelle attività di messa in sicurezza e monitoraggio delle voragini.

I *sinkholes* della Sardegna sud-occidentale, censiti, presentano meccanismi di formazione ancora in corso di uno studio approfondito ma indicanti lo stesso fattore predisponente: il substrato litoide cambrico di natura calcareo-dolomitica, interessato da strutture carsiche ipogee ed epigee, la circolazione delle acque sotterranee profonde, nonché la falda freatica presente nelle coperture continentali. I fattori innescanti sono da ricercarsi nell'alterazione della dinamica delle falde sotterranee, ovvero nel repentino abbassamento del livello piezometrico per emungimento eccessivo, e nei regimi pluviometrici che carat-

terizzano la Sardegna meridionale (alternanza di periodi di siccità e di alluvionamento). Infatti il repentino abbassamento del livello piezometrico, comporta crollo della copertura per perdita di equilibrio statico e ripercussione dei vuoti verso l'alto per compensazione. E' interessante notare, infatti, che il gran numero di sprofondamenti si sono sviluppati al termine del decennio siccitoso degli anni novanta. Tuttavia non possono essere escluse concause antropiche quali la presenza di gallerie minerarie che alterano gli equilibri della falda creando vie di scorrimento preferenziali. Una lenta erosione potrebbe inoltre essere operata dalle acque di falda idrica superficiale nei confronti della roccia alterata e dei terreni clastici appartenenti alla copertura continentale. I sedimenti sciolti asportati, vengono convogliati verso le cavità carsiche, e determinano progressivi ampliamenti verticali ed orizzontali dei vuoti sotterranei.

BIBLIOGRAFIA

- ARDAU F., BALIA R., BIANCO M., CINUS S., DE WAELE J. (2005) - *Assessment of cover-collapse sinkholes in southwest Sardinia (Italy)*. Geophysical Research Abstract, **7**.
- BALIA R., GAUAUDO E., GHIGLIERI G. (2001) - *Multimethod geophysical survey on a karst area. a case study from Sardinia, Italy*. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, **6**, 167-170
- CAREDDA G., CINUS S., FARRIS M. (2004) - *I sinkholes del Sulcis-Iglesiente*. - Atti 1° Workshop: *Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*. APAT, Roma, 2004; 249-262.
- COSSU A., DE WAELE J., DI GREGORIO F., (2007) - *Coastal karst geomorphosites at risk? A case study: the floods of 6-11 December 2004 in Central-East Sardinia*, in: , Natural and Anthropogenic Hazards in Karst Areas: Recognition, Analysis and Mitigation. Geological Society Special Publication 279, 85-95.
- DE WAELE J. & MUNTUN A. (2001)- *Cover collapse sinkhole risk in the Cagliari province (Sardinia, Italy): location genesis and forecasting*. 13 Congr. of Speleology. Brasilia, 12-22 June, 2001. Vol. Abs.
- DE WAELE J. (2009) - *Evaluating disturbance on Mediterranean karst areas: the example of Sardinia (Italy)*. Environmental Geology **58**, 239-255. DOI: 10.1007/s00254-008-1600-x
- DE WAELE J., MUCEDDA M., MONTANARO L. (2009) - *Morphology and origin of coastal karst landforms in Miocene and Quaternary carbonate rocks along the central western coast of Sardinia (Italy)*. Geomorphology, **106**, pp. 26-34.
- MAXIA C. (1935) - *Contributo alla morfologia della valle del Cixerri*. Mem. Soc. Geol. Italiana.
- NISIO S. (2008) - *I sinkhole nelle pianure italiane*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It. Vol. LXXXV; 475pp.

KARST, GIS AND GEOLOGICAL HAZARD PLANNING AND MANAGEMENT IN GREAT BRITAIN.

di Cooper A.H., Farrant A.R., Price S.

British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, NG12 5GG

INTRODUCTION

The British Geological Survey (BGS) database of karst features for the United Kingdom include dolines, cave entrances, stream sinks, resurgences and building damage; data for approximately half of the country has so far been gathered. BGS makes and utilises digital geological map data, which includes lithological and stratigraphical information for bedrock and superficial deposits. By incorporating this digital map data with digital elevation slope models and karst data, BGS has generated a derived dataset assessing the likelihood of subsidence due to karst collapse. This dataset is informed and verified by the karst database and marketed as part of its GeoSure suite; the karst layer includes areas of limestone, chalk, gypsum and salt. It is currently used by environmental regulators, the insurance and construction industries plus the BGS semi-automated enquiry system. The karst database and GeoSure datasets can be combined and manipulated using GIS to make other datasets that deal with specific problems. Sustainable drainage systems, some of which use soak-aways into the ground are being encouraged in the UK, but in karst areas they can cause problems. Similarly, open loop ground source heat pumps may induce subsidence if installed in certain types of karst such as chalk with overlying sand deposits. Groundwater abstraction also has the potential to trigger subsidence in karst areas. GIS manipulation of the karst information will allow the UK to be zoned into areas suitable, or unsuitable, for such uses; it has the potential to become part of a suite of planning management tools for local and National Government to assess the long term sustainable use of the ground.

1. SOLUBLE ROCKS AND KARST IN THE UK

Britain has five main types of soluble (or karstic) rocks; dolomite, limestone, chalk, gypsum and salt, each with a different solubility and dissolution rate generating individual characteristics and associated problems (Fig. 1). Subsidence, often triggered by anthropogenic disturbance of the surface water, groundwater or water abstraction occurs widely, especially where karstic rocks are overlain by a thin superficial cover. These can cause significant engineering and foundation problems of such concern that they are the subject of Government Planning Guidance Policy (Department of the Environment, 1990 and Department of Transport, Local Government and the Regions, 2002). Aquifer vulnerability and the rapid transmission of groundwater and contaminants are of particular concern in some areas, especially those underlain by these karstic rocks. Consequently, aquifer

ahc@bgs.ac.uk

protection zones are delineated by the Environment Agency to fulfil the Groundwater Regulations (2009) that were introduced to accord with the Water Framework Directive (2000/60/EC) and Groundwater Directive on the Protection of Groundwater Against Pollution and Deterioration (2006/118/EC).

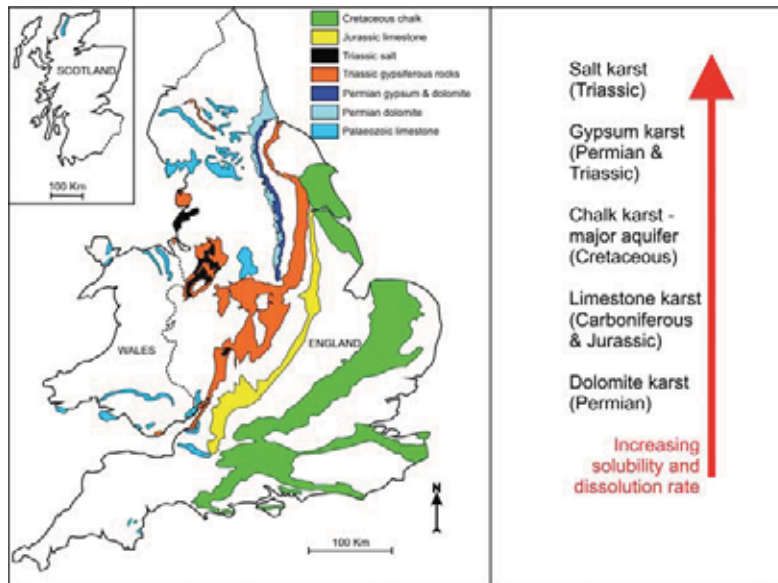


Fig. 1 - Soluble rock types and their distribution in the UK.

1.1 Limestones

The Carboniferous Limestone hosts the best-developed karst landscapes and the longest cave systems in the country. Although karst features are widespread, the best-developed karst occurs in the Yorkshire Dales, the Peak District, the Mendip Hills and around the margins of the South Wales coal-field. Cambrian and Devonian Limestones, together with some Jurassic limestones also display karstic characteristics (WALTHAM *et al.*, 1997). The major problems associated with these karst areas are water supply protection, geological conservation and engineering problems. Subsidence associated with sinkhole (doline) formation does occur, but generally often in remote and rural areas with little impact on property and infrastructure. However, these subsidence hollows are often sites for illegal tipping of farm and other refuse or waste which can cause rapid contamination of the groundwater and local drinking supplies.

1.2 Dolomite

Permian dolomite is present, mainly in north-east England, but because of its lower solubility few karstic features have been recorded, except where it is associated with gypsum.

1.3 Chalk

The Chalk is the most widespread carbonate rock in the country and of immense importance for water supply. It forms the UK's most important aquifer. In places, the develop-

ment of solutionally enlarged fissures and conduits can potentially cause problems for groundwater supply by creating rapid contaminant pathways through the aquifer, especially in areas adjacent to impermeable Palaeogene strata. This is particularly important as the Chalk often underlies major transport corridors and several large urban areas. Chalk dissolution also generates subsidence hazards and difficult engineering conditions (EDMONDS, 1983; FARRANT, 2001; McDOWELL *et al.*, 2008) associated with the development of clay filled pipes and fissures. These problems include irregular rockhead, localised subsidence, increased compressibility and diminished rock mass quality.

1.4 Gypsum

Gypsum karst is present mainly in a belt 3km wide and about 100km long in the Permian rocks of eastern and north-eastern England (Fig. 1) (COOPER, 1986, 1989, 1998). It also locally occurs in the Triassic strata, but the effects of it are much less severe than those in the Permian rocks. The difference is mainly caused by the thickness of gypsum in the Permian sequence and the fact that it has interbedded dolomite aquifers. In contrast the Triassic gypsum is present mainly in weakly permeable mudstone sequences. The gypsum karst has formed phreatic cave systems, but the rapid solubility rate of the gypsum (JAMES *et al.*, 1981) means that the karst is evolving on a human time scale. Active subsidence occurs in many places, especially around the town of Ripon. The active nature of the dissolution and the ongoing subsidence features, cause difficult conditions for planning and development.

1.5 Salt

Salt in Great Britain occurs mainly in the Permian and Triassic strata of central and north-eastern England (Fig. 1). Many towns on the Triassic strata have “wich” or “wych” in their names indicating that they are sited on former salt springs emanating from actively dissolving salt karst (COOPER, 2002). These places became the focus for shallow mining and near-surface “wild” brine extraction, a technique that exacerbated the salt karstification. In some of these areas subsidence is still occurring. Most extraction of natural brine has ceased and modern exploitation is mainly in dry mines or by deep controlled brine extraction leaving brine-filled cavities. Since the cessation of natural brine pumping, the saline ground water levels have returned towards their pre-pumping state. Brine springs are becoming re-established and natural karstification and subsidence may be expected to occur. The exact nature of the brine flow, and how it might interact with mined and brined areas, has yet to be studied.

2. BGS NATIONAL KARST DATABASE

2.1 The Database

The British Geological Survey has developed a database of karst features and about half the country has now been included. This dataset has utilised and improved on information that was initially gathered for the UK Government database of natural cavities (APPLIED GEOLOGY LIMITED, 1993). Initially the karst database was gathered using a bespoke ArcView interface, but now it is running on ArcMap9.2. In addition to holding the data in GIS format the point information and database tables are held within the main BGS Oracle database. Five main entities are gathered in the database with information about 1. sinkholes

[dolines], 2. springs, 3. caves, 4. stream sinks and 5. building damage. All the entries have a point location and the sinkholes that are big enough to be digitised at a 1:10,000 scale also have their outline digitised and gathered as a polygon. The database fields for each of these entities are listed by FARRANT AND COOPER (2008). The mapping of building damage is particularly sensitive for recording even small amounts of subsidence (GUTIÉRREZ AND COOPER 2002) and the full building damage classification is reviewed and presented by COOPER (2008a).

2.2 Capture of Karst Database information in the field

The karst database GIS interface was initially set up as an office-based collection system (Cooper et al., 2001). More recently BGS has implemented a digital field data capture system known as BGS SIGMAmobile (Jordan 2010). This interface running on rugged waterproof Tablet PCs with built-in GPS allows the capture of field data with interfaces for recording map information, field records and sections (Fig. 2). The karst database has been incorporated as a function in BGS SIGMAmobile (Fig. 3) so that the 5 sets of karst-related information can be gathered directly in the field and uploaded to the main BGS database on return to the office. There is also the functionality of recording landslides in the format of the BGS landslides database. At the time of writing BGS SIGMAmobile is available free and can be downloaded from the internet (BGS 2010a). The condition of its use is that any improvements and modifications that are developed must be provided to BGS for inclusion in later releases.

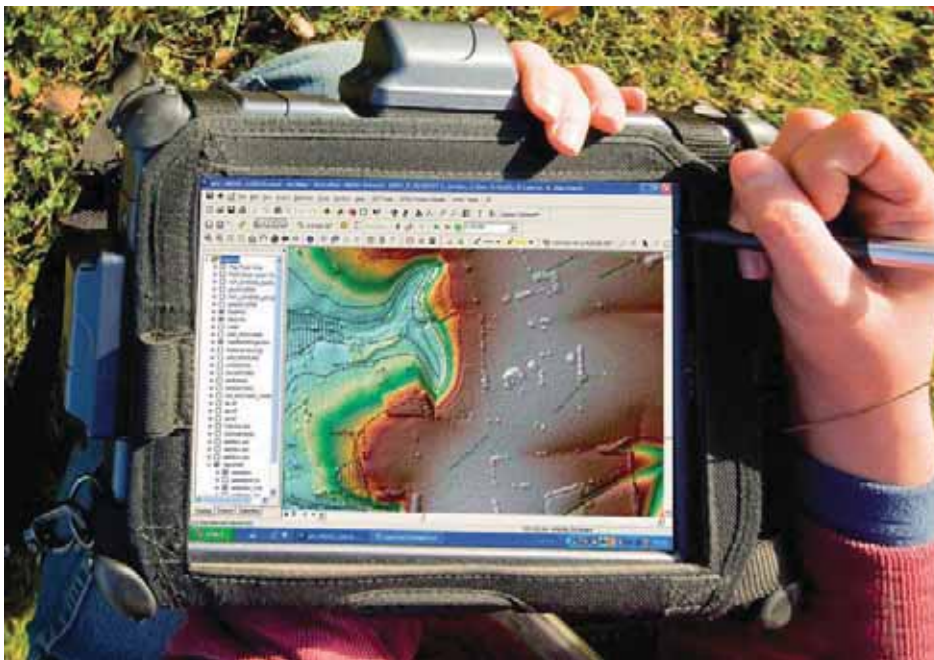


Fig. 2 - A BGS-SIGMAmobile tablet PC running the field data capture software; NextMap digital elevation model from Intermap Technologies.

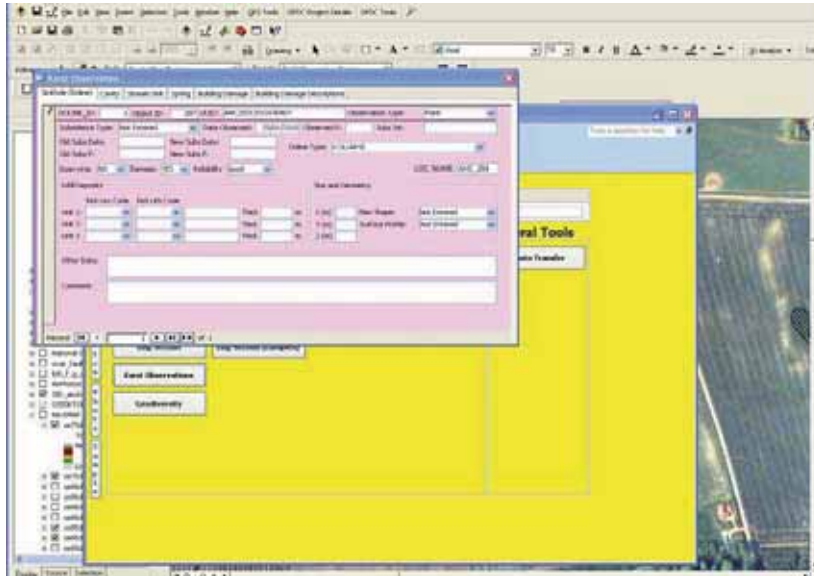


Fig. 3 - The BGS-SIGMA mobile karst (doline) data capture screen.

3. GENERATING THE GeoSURE DATASETS FOR SOLUBLE ROCKS

3.1 The GeoSure hazard layers

BGS produces a series of six map layers for the country indicating the susceptibility to certain hazards. These layers include landslides, compressible ground, shrink-swell clays, running sands, collapsible ground (loess etc) and soluble rocks (HARRISON AND FORSTER, 2006). The datasets are marketed under the name of GeoSure, supplied to BGS resellers and utilised in products such as house stability reports, they are also extensively used by insurance companies to limit their local exposure to geological hazards. In addition, the information is now being more widely used by the Environment Agency to help with planning and the environmental protection of karst aquifers. In addition, these datasets have been utilised to assess linear routes for roads and pipelines (GIBSON *et al.*, 2005).

The soluble rocks layer for GeoSure has been produced by utilising the digital geological map data (bedrock and superficial), superficial deposit thickness, DTM slope model and the karst database plus expert knowledge. Because of their different solubilities and geological situations different algorithms are utilised to assess the different rock types. In many places expert polygons have also been digitised to cope with marginal situations that cannot be derived from the basic geological map information. For the main limestone and chalk units with their overlying superficial deposits a scoring scheme has been developed (FARRANT AND COOPER, 2008). For the gypsum and salt areas where the deposits are largely buried beneath thick superficial deposits the bedrock geology and karst database (to assess the concentration of sink-holes) has been used (COOPER 2008b). The manipulation of the numerous digital layers has been undertaken using ArcGIS and the final results are a 5 subdivision ranking of 1 (or A) to 5 (or E) where 1 is low susceptibility and 5 is very high. The inputs into the assessment and their characteristics are described below:

3.2 BGS digital map data

The British Geological Survey has digitised all the published legacy 1:50,000 scale geological map data for the country. It now produces all its information digitally and the majority of the country is now available at a working scale of 1:50,000. Four datasets have been gathered, the bedrock geology (including faults, mineral veins, coal seams etc), the superficial geology, mass movement deposits (mainly landslides) and artificial deposits (mainly made ground and excavations). In addition a significant amount of the country, especially urban areas, has been digitised from the 1:10,000 scale dataset, the scale at which most of the surveying has been done. For these areas the same four dataset layers are collected.

For this digital information each map polygon is attributed with a 2-part seed indicating the lithology and the stratigraphy. The lithological codes are listed on the internet in the BGS Rock Classification Scheme (RCS – BGS 2010b) with an internet search facility (BGS 2010c). The stratigraphy is listed within the BGS Stratigraphical Lexicon that can also be searched on the internet (BGS. 2010d). Recently the whole 1:50,000 scale map dataset for the bedrock and superficial geology has been made available on the internet for free public non-commercial use under the banner of OpenGeoscience with a free geology viewer (BGS 2010 e and f).

3.3 Bedrock geology

The major controlling factor of the karstic rocks is the rock type. Basic information about this is held in DiGMapGB by the polygon seeds for lithology (detailed above). In addition, some stratigraphical units, such as those with thick jointed limestones, are more prone to the development of large concentrations of karstic features and sinkholes. The karst database, literature and local knowledge also help to delineate these units. Once identified, the lithological or combined lithological and stratigraphical seeds for the polygons allow these more prone units to be selected from the digital map dataset. It is possible to identify the formations and geological units that have certain characteristics such as the soluble halite, gypsum, limestone and chalk areas. It is also possible to rank and score the individual formations for their susceptibility to karstification and sinkhole formation.

3.4 Superficial deposit geology

The nature of the superficial deposits and the geological history of these units have a strong bearing on the susceptibility of areas to sinkhole formation. Some domains such as the weathered mantled domain comprising residual and weathering deposits are particularly prone to collapse and given a high score. In many areas, such as the chalk of southern England, the overlying materials also have a strong influence on the number of cavities and sinkholes that can develop. Impervious capping materials concentrate runoff around their margins and these marginal areas are more prone to sinkhole formation. Permeable capping materials such as superficial sands and gravels can span cavities caused by dissolution at the interface between the superficial materials and the underlying soluble rock, but these materials can fail dramatically if water is able to dissolve the underlying bedrock. Like the bedrock, the superficial deposits are coded with a two-part seed for the lithology and stratigraphy so the largely impervious or mainly pervious capping materials can be identified; this selection is informed by the BGS Superficial Permeability database. Utilising their geological settings, the deposits can be grouped

together into domains and given scores dependent on their severity to sinkhole (doline) development

3.5 BGS superficial deposit thickness data

The thickness and lithology of the superficial deposits that conceal the soluble rocks can have a large influence on the susceptibility to collapse. Using the large amounts of bore-hole information that BGS holds [indexed on GeolIndex – BGS 2010g] the contact between the superficial deposits and the bedrock has been identified. This has allowed the generation of a superficial deposit thickness model (BGS 2010h). This has been utilised to identify areas where the superficial deposits are so thick that they protect the underlying soluble rocks from further dissolution. Areas of chalk in Yorkshire overlain by 30 or more metres of glacial till near the coast are included in this scenario and given a negative score which reduces their impact in the final results.

3.6 NextMap™ Digital Terrain Model and slope model

The slope angle in chalk and limestone rocks exposed at and near surface has a strong influence on the susceptibility to sinkhole development. Steep slopes allow the water to run off and reduce the severity of the dissolution, and rates of surface erosion may be greater than the rate of sinkhole formation. Conversely, flattish areas can develop karstic depressions at surface or beneath thin covering deposits. The British Geological Survey uses slope information from the NextMap Britain elevation data from Intermap Technologies to calculate this factor, which generates another score to be added to the resultant mark.

3.7 Expert GIS polygons

While the digital map polygons allow the soluble rocks at surface to be identified they do not cater for marginal and interstratal effects. Marginal effects occur as two main types: runoff margin and feather edge (Fig. 4). The runoff margin zone occur in situations where an aquitard, such as a mudstone, either overlies or occurs adjacent to a soluble rock such as a limestone. Here the drainage from the impervious strata may be directed onto the adjacent limestone creating a zone where preferential dissolution of the limestone can occur. In these situations, karst features such as stream sinks, sinkholes and caves are often particularly common. A feather-edge margin occurs where these aquitards are sufficient thin to allow water flow to the underlying soluble rock. Here karstic features such as cover collapse sinkholes and stream sinks can develop within the overlying material. Depending on the lithology and fracture characteristics of the overlying material, these sinkholes can develop through several tens of metres of cover strata. These areas can only be identified manually or from the karst database. Where such situations are identified, the increasing cover thickness away from the feather edge of the deposits tends to limit the degree of karstification, so the width of the affected areas are manually determined and digitised. Both the runoff margin and feather edge areas are given a score. Interstratal karst is present where the karstic rocks pass beneath or are interlayered with non-karstic rocks. In this situation, for example, sandstone sequences overlying limestones or gypsum, the insoluble rocks may themselves be susceptible to sinkhole formation caused by collapse of the soluble rocks at depth. This susceptibility and the extent of the area affected can only be determined manually, but it is informed by the distribution of sinkholes recorded in the karst database (FARRANT AND COOPER, 2008).

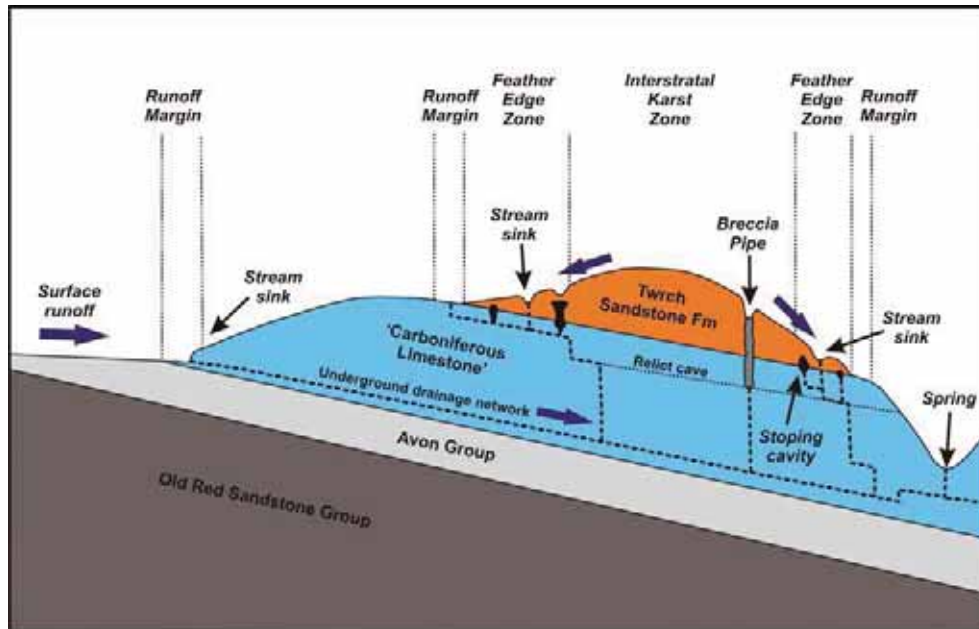


Fig. 4 - Schematic section through the north crop of the South Wales coalfield showing the relationships between the runoff margin, feather edge zone and interstratal karst zone.

4. NEW USES FOR THE GEOSURE DATASET?

4.1 Information to inform the development of sustainable drainage systems (SUDS)

Sustainable Drainage Systems (SUDS) are being encouraged in the UK to help mitigate the effects of flooding caused by development which is increasing the rapidity of surface runoff (WOODS-BALLARD *et al.* 2007). In the UK, the draft Flood and Water Management Bill will include provision for the implementation of National Standards for SUDS (DEFRA 2010). Identifying safe areas for the sustainable installation of SUDS in light of developing legislation, will ensure that their long-term performance is maintained while minimising their potential environmental impacts. In many areas they can be effective and safe, with various solutions available including soak-aways, holding ponds and porous pavements and surface materials. In some areas, the installation of infiltration based SUDS may be inappropriate. For example, disposal of surface water into the ground may lead to pollution of groundwater or increase the susceptibility to geohazards. In karst areas any water disposal method that infiltrates drainage through the ground has the potential to wash fine materials out of the covering deposits and induce sinkhole development (Fig. 5). This is a well-documented phenomenon alongside US highways where drainage ditches commonly cause the development of sinkholes adjacent to the road (WALTHAM *et al.*, 2005). Sinkholes caused by leaking pipes are well documented (MCDOWELL, 2005; WALTHAM *et al.*, 2005) and soak-aways are an anthropogenic trigger that has caused subsidence in Mosul city, Iraq (JASSIM *et al.*, 1997).

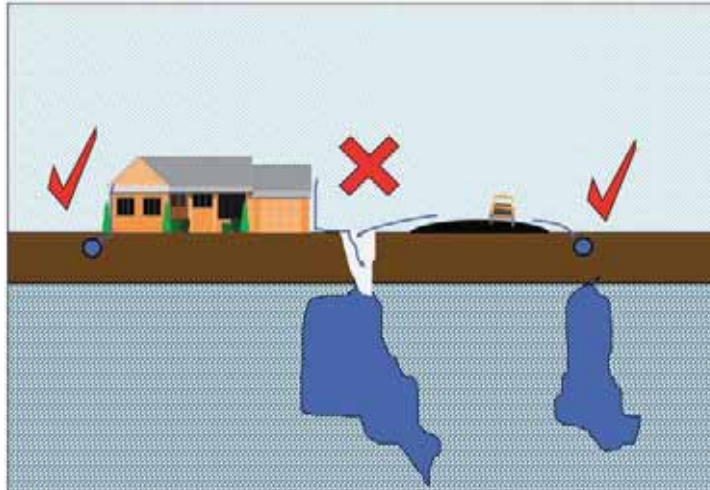


Fig. 5 - Disposal of surface water in karstic areas can trigger subsidence, such areas are unlikely to be suitable for SUDS that use soakaways.

In addition to karstic collapses inappropriate disposal of surfacewater can increase the susceptibility to landslides, collapsible ground and shrink-swell problems. The information derived for the various GeoSure layers can be applied to a Sustainable Drainage Systems decision support dataset that would inform and possibly help regulate the installation of such facilities. Some areas will be inappropriate because of high groundwater levels and potential groundwater flooding, especially in the chalk. Some areas will be inappropriate because of karst, shrink-swell clays and landslides. In other areas groundwater quality may be impacted but this is dependant in part, on the attenuation capacity of the geological subsurface. Conversely, some will be suitable where there are free-draining deposits and deep water tables or clay deposits suitable for the installation of surface lagoons.

4.2 Information to help with the safe implementation of ground source heat pumps

Ground source heat pumps are becoming popular as a source of green energy, but their uncontrolled and uninformed installation could cause future problems and liabilities. The installation of open loop ground source heat pumps in the chalk aquifer of the London region is subject to controls by the Environment Agency with respect to groundwater source abstraction licences and discharge consents which are granted for limited times (FRY, 2009; LE FEUVRE AND ST JOHN COX, 2009). However, the development of ground source heat pumps in the chalk of the London area have also highlighted the need to carry out the Rossum Sand Test to assess the risk of sand being transported from the Thanet Sand Formation into the wells (CHEN, 2009). This leads to a further potential problem that is not addressed: that of subsidence caused by the collapse of the Thanet Sand Formation into karstic cavities in the underlying chalk. This is the failure mechanism that was responsible for the destruction of four houses in Bromley on the outskirts of London in April 2006. This also forced the temporary closure of a main railway line and the evacuation of 20 houses (BBC 2010; FABER MAUNSELL, 2006). The exact triggering mechanism

of this collapse is not known, but similar collapses in the future could be induced by the installation of open loop ground source heat pumps in this sequence. Similarly, other karstic sequences could also be affected and information needs to be made available to inform the regulators.

The GeoSure information, which gives an indication of the susceptibility to karstic collapse is suitable to inform on karstic areas where it is unwise to install open loop ground source heat pump systems. In these areas there should be a presumption to install closed loop systems (Fig. 6). This type of synthesis could be allied with information on the ground thermal conductivity and terrestrial heat flow plus other controlling factors (BUSBY *et al.*, 2009) to produce a national ground source heat pump suitability map.

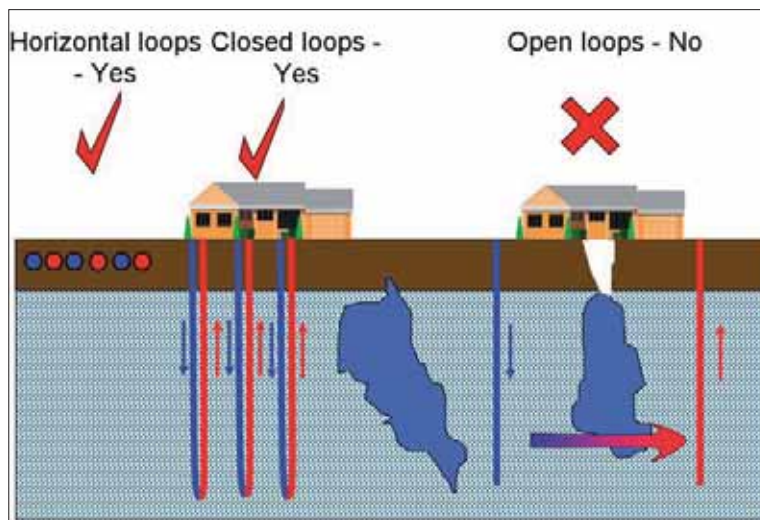


Fig. 6 - Subsidence problems in karst areas that could be caused by open loop ground source heat pumps; closed loop systems are unlikely to cause such problems.

4.3 Groundwater abstraction and aquifer protection

In the UK the protection and licensing of ground water abstraction is managed by the Environment Agency. Based on groundwater modelling, groundwater protection zones have been calculated for groundwater supplies and the information is available on the internet (ENVIRONMENT AGENCY 2010) with an interactive searchable map "What's in your backyard?". Groundwater protection areas benefit from regulations on the amount of fertilizers that can be applied to the ground and regulations with respect to pollutants entering the ground. For the modelling, the overall nature of the aquifers and covering materials have been taken into account, but the amount of karstification and details of the karst are not generally known or built in to the modelling. Using tracer tests, it has been shown in many limestone areas, and some chalk areas, that the presence of karstic conduits can permit the very rapid transmission of pollutants (MAURICE *et al.*, 2006). In Lithuania the presence of sinkholes is taken into account when assessing the aquifer vulnerability

in karst areas and the agricultural regulation around them (PAUKSTYS *et al.*, 1999). It is feasible to utilise the BGS GeoSure information to help with the modelling of the susceptibility of karst areas to groundwater pollution via sinkholes.

All karstic areas are prone to subsidence caused by natural or induced fluctuations in the local groundwater levels. These can be changed dramatically by groundwater abstraction and local groundwater recharge, both of which can cause subsidence. Consequently, the effective management of karstic aquifers should also try to control the rapidity and amount of the fluctuations in the piezometric surface. Large-scale abstraction for industry or irrigation can cause subsidence. Irrigation of fields is also proven to cause an increase in subsidence features in geologically susceptible areas (GUTIÉRREZ *et al.*, 2008). Currently in the UK there is no regulation of groundwater abstraction that specifically considers the susceptibility of areas to subsidence induced in the karstic rocks. The GeoSure soluble rocks dataset could be utilized to inform the regulators of areas where ground water abstraction could cause karstic collapses.

5. CONCLUSIONS

The use of digital map information allied with the karst database and local knowledge have allowed the construction of the GeoSure soluble rocks derived dataset which gives a measure of the susceptibility of areas to karstic subsidence. This dataset is already being used to assess areas for insurance and site characterization purposes. In addition, it has potential to be used as a part of the tools for the design or regulation of sustainable drainage systems (SUDS) geothermal heat pump installations and groundwater abstraction.

Acknowledgements

The authors thank Dr Helen Reeves, Dr Colm Jordan, Matt Harrison and Dr John Busby, for helpful discussions about the work and/or comments on the manuscript. The paper is published with permission of the Executive Director, British Geological Survey (NERC).

REFERENCES

- APPLIED GEOLOGY LIMITED (1993) - *Review of instability due to natural underground cavities in Great Britain*. Royal Leamington Spa, Applied Geology Ltd.
- BBC (2010) - *News about collapse of houses in Bromley*, April 2006 available online from: <http://news.bbc.co.uk/1/hi/england/london/4915618.stm>
- BGS (2020a) - *BGS SIGMAmobile available online at:* <http://www.bgs.ac.uk/science/3dmodelling/SigmaDownload.html>
- BGS (2010b) - *Rock classification scheme available online at:* <http://www.bgs.ac.uk/bgsrscs/>
- BGS (2010c) - *Rock classification scheme internet search facility available online at:* <http://www.bgs.ac.uk/bgsrscs/searchrscs.html>
- BGS (2010d) - *Stratigraphical lexicon search facility available online at:* <http://www.bgs.ac.uk/lexicon/>
- BGS (2010e) - *Open Geoscience available online at:* <http://www.bgs.ac.uk/OpenGeoscience/>
- BGS (2010f) - *Free geological map viewer available online at:* <http://maps.bgs.ac.uk/geologyviewer/>

- BGS (2010g) - *Geological Data Index (GeoIndex) available online at:*
<http://www.bgs.ac.uk/GeoIndex/index.htm>
- BGS (2010h) - *Superficial deposit thickness model information available online at:*
<http://www.bgs.ac.uk/science/3Dmodelling/superficialthickness.html>
- BUSBY, J. LEWIS, M. REEVES, H. and LAWLEY, R. (2009) - *Initial geological considerations before installing ground source heat pump systems*. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, **42**, pt. 3, 295-306.
- CHEN, A. (2009) - *Running Hot and Cold*: Report of the joint meeting of the British Geotechnical Association and the Engineering Group of the Geological Society on ground source energy systems, Wednesday 11 February 2009. Ground Engineering, August 2009, 10-11.
- COOPER, A H. (1986) - *Foundered strata and subsidence resulting from the dissolution of Permian gypsum in the Ripon and Bedale areas, North Yorkshire*. 127-139 in HARWOOD, G.M. and SMITH, D. B. (Editors). The English Zechstein and related topics. Geological Society of London, Special Publication. No. 22.
- COOPER, A H. (1989) - *Airborne multispectral scanning of subsidence caused by Permian gypsum dissolution at Ripon, North Yorkshire*. Quarterly Journal of Engineering Geology (London), **22**, pt. 3, 219-229.
- COOPER, A.H. (1998) - *Subsidence hazards caused by the dissolution of Permian gypsum in England: geology, investigation and remediation*. In MAUND, J.G. and EDDLESTON, M (eds.) Geohazards in Engineering Geology. Geological Society, London, Engineering Special Publications, 15, 265- 275.
- COOPER, A.H. (2002) - *Halite karst geohazards (natural and man-made) in the United Kingdom*. Environmental Geology, **42**, 505-512.
- COOPER, A.H. (2008a) - *The classification, recording, databasing and use of information about building damage caused by subsidence and landslides*. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, **41**. Pt. 3, 409-424.
- COOPER, A H. (2008b) - *The GIS approach to evaporite karst geohazards in Great Britain*. Environmental Geology, **53**, 981-992 [also digital publication 2007 DOI 10.1007/s00254-007-0724-8]
- COOPER, A.H., FARRANT, A.R., ADLAM, K.A.M. and WALSBY, J.C. (2001) - *The development of a national geographic information system (GIS) for British karst geohazards and risk assessment*. In BECK, B.F. and HERRING.J.G. (eds.) Geotechnical and environmental applications of karst geology and hydrogeology. Proceedings of the eighth Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst, April 1-4th Louisville, Kentucky, USA. Balkema Publishers. 125-130.
- DEFRA (2010) - *Department for the Environment Food and Rural Affairs, Flood and Water Management Bill available online at:* www.defra.gov.uk/environment/flooding/policy/fwmb
- EDMONDS, C.N. (1983) - *Towards the prediction of subsidence risk upon the Chalk outcrop*. Quarterly Journal of Engineering Geology, London, **16**, 261-266.
- ENVIRONMENT AGENCY. (2010) - *Groundwater protection zones information available online at:* <http://www.environment-agency.gov.uk/homeandleisure/37833.aspx>
- FABER MAUNSELL. (2006) - *Highway Structures General Advice – Ridley Road Emergency Works Final Report on Site Investigations*. For London Borough of Bromley Environmental Services Department 5th December 2006. 38pp. Downloaded from the

- internet <http://www.bromley.gov.uk/NR/rdonlyres/77FB058D-886B-443F-9AC7-C190741CC679/0/RidleyRoadfinalreport.pdf>.
- FARRANT, A.R. (2001) - *Karst development in the southern English Chalk*. In BECK, B.F. and HERRING, J.G. (eds.) Geotechnical and environmental applications of karst geology and hydrogeology. Proceedings of the eighth Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst, April 1-4th Louisville, Kentucky, USA. Balkema Publishers. 77-82.
- FARRANT, A.R. and COOPER, A.H. (2008) - *Karst geohazards in the UK: the use of digital data for hazard management*. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, **41**. Pt.3, 339-356
- FRY, V.A. (2009). *Lessons from London: regulation o open-loop ground source heat pumps in central London*. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, **42**. Pt.3, 325-334.
- GIBSON, A D., FORSTER, A., CULSHAW, M. G., COOPER, A. H., FARRANT, A., JACKSON, N. and WILLET, D. (2005) - *Rapid Geohazard Assessment System for the UK Natural Gas Pipeline Network*. Proceedings of the International Symposium on Geology and Linear Developments - Geoline 2005. Lyon 23rd -25th May 2005. Digital Proceedings ISBN 2-7159-2982-x.
- GUTIÉRREZ, F. and COOPER, A.H. (2002) - *Evaporite dissolution subsidence in the historical city of Calatayud, Spain: damage appraisal, mitigation and prevention*. Natural Hazards, **25**, 259-288.
- GUTIÉRREZ, F., COOPER, A.H. and JOHNSON, K S. (2008) - *Identification, prediction and mitigation of sinkhole hazards in evaporite karst areas*. Environmental Geology, **53**, 1007-1022. [also digital publication 2007 DOI 10.1007/s00254-007-0728-4]
- HARRISON, M. and FORSTER, A. (2006) - *The Assessment of National Scale Geohazard potential through the application of GIS modelling*. In: CULSHAW, M.G., REEVES, H.J., JEFFERSON, I and SPINK, T.W.(eds) Engineering Geology for Tomorrow's Cities. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publication No 22. The Geological Society London. CD paper number 286.
- JAMES, A N, COOPER, A H and HOLLIDAY, D W. (1981) - *Solution of the gypsum cliff (Permian Middle Marl) by the River Ure at Ripon Parks, North Yorkshire*. Proceedings of the Yorkshire Geological Society, **43**. Pt. 4, 433-450.
- JASSIM A.Z. ANTWANET S. and NUMAN N.M.S. (1997) - *Gypsum karstification in the middle Miocene Fatha Formation, Mosul area, northern Iraq*. Geomorphology, **18**, 137-149.
- JORDAN, C.J. (2010) - *BGS SIGMAmobile; the BGS Digital Field Mapping System in Action*. In: SOLLER D.R. (ed) Digital Mapping Techniques 2009 Proceedings, May 10-13 Morgantown West Virginia. U.S. Geological Survey Open-file Report.
- LE FEUVRE P. & ST JOHN COX C. (2009) - *Evidence. Ground source heating and cooling pumps - state of play and future trends*. Environment Agency report prepared by AEA Technology Plc <http://publications.environment-agency.gov.uk/pdf/SCHO1109BRGS-e.pdf>
- MAURICE, L.D., ATKINSON, T.C., BARKER, J.A., BLOOMFIELD, J.P., FARRANT, A.R. AND WILLIAMS, A.T. (2006) - *Karstic behaviour of groundwater in the English Chalk*. Journal of Hydrology, **330**, 63-70.
- McDOWELL, P.W. (2005) - *Geophysical investigations of sinkholes in chalk, U.K. Case Study No 9* pp 313-316 in: WALTHAM, T., BELL, F.G. and CULSHAW, M.G. 2005. Sinkholes and

- Subsidence. Karst and Cavernous Rocks in Engineering and Construction. Praxis, Chichester.
- McDOWELL, P.W. COULTON, J. EDMONDS C.N. and POULSOM, A.J. (2008) - *The nature, formation and engineering significance of sinkholes related to dissolution of chalk in SE Hampshire, England*. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, **41**, Pt. 3, 279-290.
- PAUKSTYS, B., COOPER, A.H. and ARUSTIENE, J. (1999) - *Planning for gypsum geohazards in Lithuania and England*. Engineering Geology, **52**, 93-103.
- WALTHAM, A.C., SIMMS, M.J., FARRANT, A.R. and GOLDIE, H. (1997) - *Karst and Caves of Great Britain*. Geological Conservation Review Series. Chapman and Hall, London.
- WALTHAM T., BELL F. and CULSHAW M.G. (2005) - *Sinkholes and Subsidence; Karst and cavernous rocks in engineering and construction*. Chichester, UK: Praxis, Springer 382pp
- WOODS-BALLARD B., KELLAGHER R., MARTIN P., JEFFERIES C., BRAY R. and SHAFFER P. (2007) - *The SUDS Manual*. C697, CIRIA. London. ISBN 978-0-86017-697-8

A PRELIMINARY OVERVIEW OF SINKHOLES IN THE EMILIA-ROMAGNA REGION (ITALY)

di Cremonini S.

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

ABSTRACT

A short appraisal of Emilia-Romagna sinkhole morphologies has been performed by adding *evorsion* hollows, *combustion* hollows, *pockmarks* and *earth-fissures* to the new Italian sinkhole taxonomy put forward by CARAMANNA *et alii* (2008), while both the classical karstic environment and anthropogenic morphologies *sensu stricto* have been considered marginally. The most interesting and complex class is that of the alluvial plain *micro-sinkholes* (*Suffusion phenomena*).

The origin of these morphologies is still misunderstood, and the variously related genetic hypotheses could refer to: i) direct suffusion; ii) water over-withdrawal; iii) active tectonics; iv) ways of natural sediments compaction due to deep basin-dewatering and/or degassing.

Various kinds of difficulty negatively constrain research improvements, starting from the actual discovery of the phenomena. In fact, randomness in time and space still seems to be the only available possibility in the research of the outcropping areas, consisting of a perennial field recognition series and merely random information recording.

1. INTRODUCTION

The most recent studies dealing with sinkholes in Italy (NISIO *et alii*, 2007; CARAMANNA *et alii*, 2008) have shown a remarkable lack of records/information concerning Northern Italy, and the Emilia-Romagna region in particular. This is surely due both to the scarce number of karstic rocks outcrops and to the existence of unusual kinds of phenomena, hard to detect and to be classified too (NISIO, 2003; NISIO *et al.*, 2007). Here the various sinkhole classes will be summarized and briefly discussed, paying a special attention both to the most frequent and to categories not usually considered to be sinkholes. In so doing, the newest classification put forward for sinkholes (CARAMANNA *et alii*, 2008) may allow very interesting prospects for a broadening of scientific horizons, even if, fortunately, the hazard levels linked to all of these subjects (as yet to be discussed) may probably not be extreme. In such a perspective, the possible introduction of at least *combustion hollow* phenomena, *earth fissures* (as a collateral typology of suffusion phenomena), and *pockmarks*, could be a useful suggestion, whereas another class (*Anthropoinduced* sinkholes) is now difficult to define and propose, though existing. Therefore, the **CHph** (*Combustion Hollow Phenomena*), **EF** (*Earth-Fissures*), and **PKM**. (*Pockmarks*) could be added to the sinkhole phenomenological classes proposed in (CARAMANNA *et alii*, 2008), i.e. **AS** (*Anthropogenic S.*), **Kph** (*Karst Phenomena*), **ESph** (*Evorsion and Suffusion Phenomena*), **DPS**

[Deep Piping Sinkholes]. Other possible classes are proposed for an initial discussion, such as: **BTph** (*Bioturbation Phenomena*), **AphSM** (*Alluvial Phreatic Spring Mouths*) and **EUS** (*Embankment Underseepage phenomena*). No edited lists have been made available so far in any kind of literature for any of these classes.

2. REGIONAL GEO-MORPHO SETTINGS OUTLINE

The Emilia-Romagna region is subdivided into two main geomorphological domains: the Apennine Chain (made up of a series of tectonized siliciclastic sequences, dating from the Mesozoic up to the Middle Pleistocene) and the still evolving large alluvial plain of the Po and apenninic rivers. In the chain domain only two true karstifiable formations (evaporitic $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) exist, the messinian *Gessoso-Solfifera Fm* (VAI & RICCI LUCCHI, 1976) and the triassic *Gessi di Sassalbo* (LUGLI, 2001), and the *Arenarie di Bismantova* (Miocene carbonatic sandstones). Therefore, classical karst phenomena such as dolines and related morphologies can develop exclusively in limited areas where these formations outcrop, i.e. in three long and very narrow ribbon areas (Fig. 1) located not far from the chain front line (near Reggio Emilia, Bologna, and Imola-Faenza, respectively), and in the uppermost reach of the Secchia river watershed (BERTOLANI *et alii*, 1980; FORTI & SAURO, 1996).

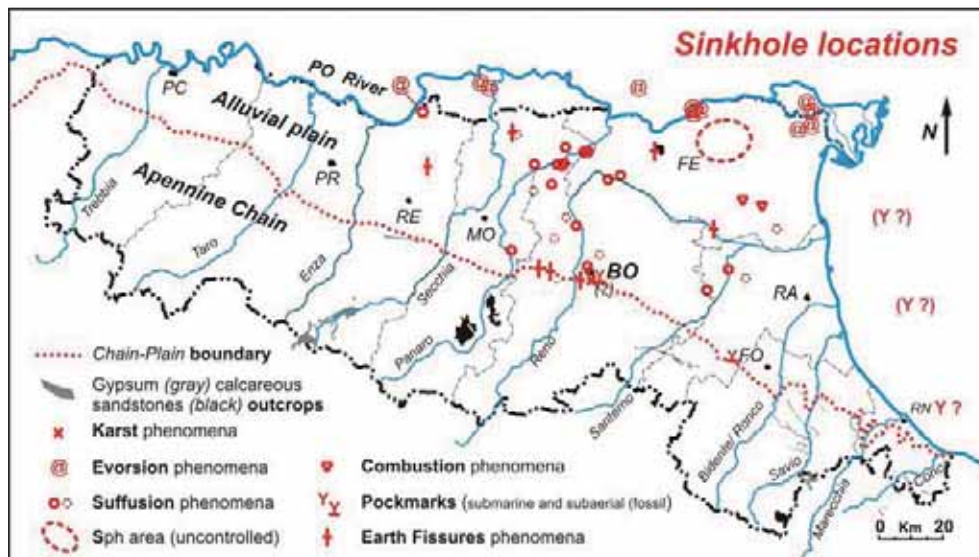


Fig. 1 - Location of sinkholes known up to now in plain areas (only author's data).

The whole of the other sinkhole phenomena is located down in the alluvial plain areas (Fig. 1). The alluvial Po river plain is a perisutural, foreland tectonic basin whose core hides the buried outermost part of the frontal system of the Apennine orogen (VAI & MARTINI, 2001). Today's behavior and significance of that fold-and-thrust belt are still being debated (BOCCALETTI & MARTELLI, 2004; PICOTTI & PAZZAGLIA, 2008). The emerging chain front separates a fast vertically growing domain from a northern, highly subsiding external basin, showing large and very deep syncline sub-basins such as the *Bologna Syncline*. This structure is filled up with 8 km of Pliocene-Quaternary sediments (CNR, 1990). The fine sedi-

ments of the oldest part of the succession are of the marine environment and are capped by about 400m of transitional to continental deposits. Between these two terms a 400m thick succession of fine delta and prodelta sediments exists with a typical inner bedding (*Clinostratified lithosome*): its roof and bottom in the Bologna.

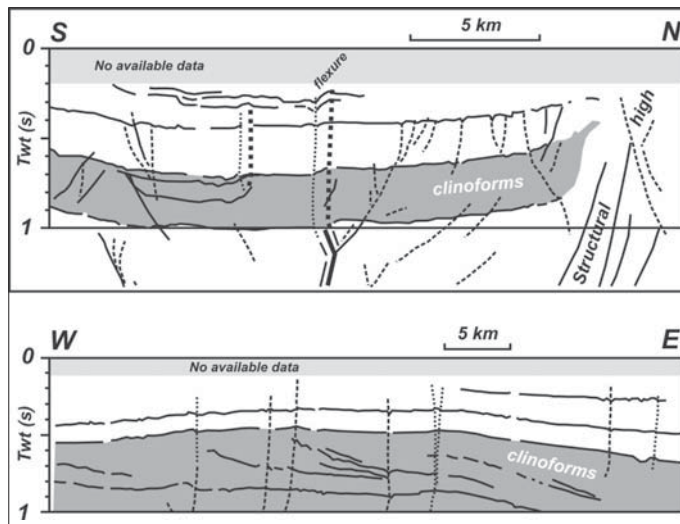


Fig. 2 - A) Probably still active tectonic deformations in a Bologna Syncline transect [Castellarin *et alii*, 2006, fig. 3a: redrawn]. B) Example of Pleistocene Clinoform Set deformations [Castellarin *et alii*, 2006, fig. 3b: redrawn].

Syncline lie at 400-500 m and 1000 m [or more], respectively, below ground level [CASTELLARIN *et alii*, 2006]. This lithosome is the largest salt/brackish water reservoir among the latest transitional HST sedimentary bodies and it is severely deformed by the tectonic stresses [Fig. 2].

Though it is still being debated, the low seismic activity of the Emilia plain [BONORI *et alii*, 2000; BOCCALETTI & MARTELLI, 2004] is related to the Adria Plate subduction mechanism [PICOTTI & PAZZAGLIA, 2008], the persisting relative plates motion being clearly recorded by satellite geodesy [GRENERCZY *et alii*, 2005; D'AGOSTINO *et alii*, 2008]. The clear evidence of deformation even of the uppermost part of the Bologna Syncline filling succession [Fig. 2 A] must be related to this geodynamic style. The real significance of the recent faulting of the syncline core is unclear [MARTELLI, 2005] but it is definitely still active, as testified by the levelling data [CREMONINI, 2003, Fig. 7].

Due to tectonic, isostatic and compactional components, the natural subsidence rate is 1-2 mm/y [CARMINATI & DI DONATO, 1999; BONDESAN *et alii*, 2001]. At places, during the last five decades of the 20th century the total subsidence rate exceeded the natural rate by up to about fifty to 100 times [CREMONINI, 2003], whereas the present one is 25-30 mm/y [STRAMONDO *et alii*, 2007; BONSIGNORE, 2008; PIGNONE *et alii*, 2008]. In such terms it would almost be possible to compare the Po river plain with a sort of "mega-sinkhole" induced by anthropogenic activities superimposed upon a general geodynamic trend providing a W>E tilting [ARCA & BERETTA, 1985].

3. PHENOMENOLOGICAL CLASSES

The Emilia-Romagna sinkholes can be assigned to five of the nine below-mentioned classes.

3.1 AS (Anthropogenic Sinkholes)

According to the “Anthrocavities” taxonomy (*mining, civil engineering, urban, trading-stockage, destructive, strategic-stockage*) proposed by the French Authors’ (DEWOLF & BOURRIÉ, 2008), many conduits and galleries exist in the region either known (DI LABIO, 2005) or not yet recorded. They are linked to ancient mining activity practices or to covering works of the ancient canals, sewers and water drains. Nevertheless, dangerous sinking episodes have never been recorded. The vault collapse of these tunnels can occasionally generate surficial forms identical to the natural Sph (Fig. 3A). This example contributes to highlighting how much the evidence can at times be debateable; in fact, curiously a case of this artificially-caused sinkholes developed in the Bologna foothills in April 2009.

Also, the subsequent karst phenomena class can sometimes intersect the anthropogenic one [see below].

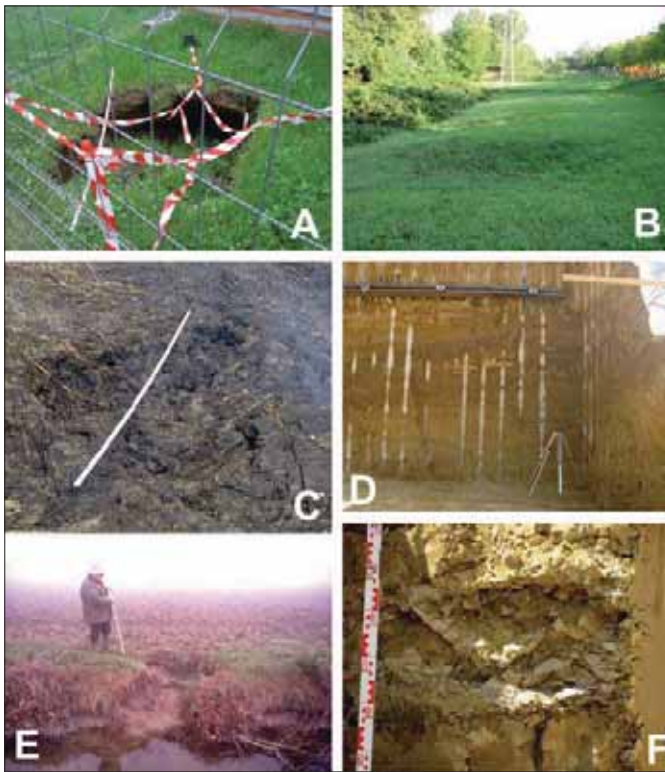


Fig. 3 - A) Sinkhole on anthropogenic structure (Bologna, Porta Saragozza Gardens, April 2009). B) “Bowl” (Bologna, Public Gardens, September 2009). C) Peat combustion sinkhole (reclaimed Valli di Comacchio, 2006). D) Possibile Pleistocene pockmark in Bologna (Cremonini, in litteris). E) Little sinkhole on a Nutria burrow (reclaimed Valli di Comacchio, 2008). F) Inner structure example of a small fault in clayey loam (Bologna, “Sabbie Gialle” auct. Formation, 2007).

3.2 Kph (*Karst Phenomena*)

In the above-mentioned gypsum formations all the traditional karstic phenomena occur (BERTOLANI *et alii*, 1980; FORTI & SAURO, 1996: therein references) up to large dolines near Bologna and palaeokarst cases (FORTI *et alii*, 1985). Notwithstanding this, cases of sinking activity do not appear to be monitored (FORTI, 2002) and are only occasionally pointed out and recorded (CREMONINI *et alii*, *in litteris* a). The apparent lack of interest in these subjects could be explained by the fact that, in general, the karstifiable rocks outcrops do not intersect urban areas boundaries. In fact, only a recent case of a 20m-deep karstic well roof collapse near Bologna (GRIMANDI & GAUDIELLO, 2006) partially damaged a human infrastructure network for the first time and was probably due to the action of improper drainage work execution.

The existence of a small alluvial doline is known of in the Secchia riverbed near Poiano (COLOMBETTI & FAZZINI, 1976; Idem 1985) due to the Triassic evaporite outcrops. The local vertical movements are very peculiar and complex, also consisting of ongoing salt-diapirism phenomena (CHIESI & FORTI, 2009; CHIESI *et alii*, *in press*).

3.3 ESph (*Evorsion and Suffosion Phenomena*)

They could be maintained distinct as **Eph** (*Evorsion Ph.*) and **Sph** (*Suffosion Ph.*).

3.4 Eph (*Evorsion Ph.*)

Unlike the mountain or glacial “*giant’s kettles*”, in alluvial plain evorsion (CASTIGLIONI, 1999) occurs everywhere that the water-current flow is concentrated in a narrow corridor (and, subsequently, a vertical axis turbulence of flux appears, as in the active case, up to 24m deep, of “*fossa*” di *Polesella*, in the present Po river channel). This is the typical case of a crevasse splay apex, especially when it originates from an artificially embanked river course. Actually, these over-erosion structures due to the water flow concentration can be generated both at the mouth of the river crevasse (*proximal*/Eph) and at the point where the alluvial waters come out from a flooded plain basin (*distal*/Eph). The difference between the two kinds of structures consists in a differing activity degree. In fact, in the first case the solid bedload discharge tends to obliterate the original hollow by means of crevasse-splay sedimentation mechanisms, whereas in the second one the sediment underfeeding cannot allow the filling-up of the original breach-bottom hollow, since the only sediment involved in the process is that of the collapsed obstacle/embankment bordering the alluvial basin (backcoastal sand dune ridges or palaeo-alluvial ridges) and a small volume deriving from the near-upstream erosion. In this latter case, the evorsion cavity can be preserved as an open structure.

In the Po plain they are called *Gorgh*i (*whirlpools*), *Bugni* (*furuncle*), in Mantua areas (CREMONINI & RESMI, 1994) or *Bule* (*bubbles*) in Piedmont. The largest and most beautiful examples are recorded in Rovigo Province (e.g. the wide *Gorgo della sposa*): they have very broad sizes (many tens of meters) and depth (various metres) (BONDESAN, 1995). In Emilia region, they are smaller in size, appear to be transient landscape-features and may be naturally or artificially reworked all along their borderlines by slides, waste disposal (or perhaps ancient quarrying activities). As incipient structures linked to an initial stage of a crevasse splay development they are occasionally preserved at Luzzara (RE) in the bankfull terrace of the Po river, near Ro Ferrarese (COMUNE RO FERRARESE, 1998) and in the Ferrara deltaic plain (Mesola zone), near the ancient eolian dune ridges (STEFANI & VINCENZI, 2002; Idem, 2005).

Fossil *gorghi*, now filled-up and disappeared, are recorded in ancient cartography, e.g. near Pieve di Cento (Bologna) (CHIESA, 1742) or by toponymy. In the latter case, it is difficult to understand whether the place name refers to a simple eversion structure or to a real palaeo-rivercourse as at *S. Martino del Gorgo*, South of Ferrara (CREMONINI, 1991), Guastalla - Reggio (river Gorgo-Tagliata) (CREMONINI, 2001) and the large area between Bagnolo and Novellara (North of Reggio Emilia) recorded by the medieval age sources (RIO, 1931). A peculiar toponym near Ferrara, *Occhiobello* (*Beautiful eye*), is of uncertain origin (QUEIRAZZA *et alii*, 1990) but its location is pregnant from an hydraulic standpoint; furthermore the location coincides with another medieval toponym of unclear meaning, i.e. *Ponte-lagoscuro* (*Bridge of the dark lake*). Unfortunately, no edited lists or database are available for this class, either.



Fig. 4 - Common suffosion (*piping*) sinkholes developed upon fractures in mountain rextatic areas between Bologna and Modena Appennine.

3.5 *Sph* (Suffosion Ph.)

As a general process, suffosion consists of a localized sediment erosion exerted by water flow beneath the field-ground level (subcutaneous erosion) (TRICART, 1977; CASTIGLIONI, 1999). Such a process leads to the genesis of empty tunnels, voids of various sizes and collapse wells/shafts (the proper *sinking-hollows* or *sinkholes*) at the topographic surface. If the etymology of the specific term is clear in its original Latin word, the terms *piping* and *tunnelling* (BRYAN & JONES, 1997) are more frequently used in the international literature to indicate both the proper process and the resulting morphologies. In the most common aspects, the evacuation of the eroded sediment is clearly visible as it is entrained

by water flowing into the hydrographic network. On the contrary, in other cases (e.g. in plain areas) the final sediment receptor is not always directly recognizable or detectable. In the mountain **bad-land** areas (*Calanchi*) small-sized sinkholes are quite common structures and appear to be related to the desiccation-cracks and to slope steepness (CASTIGLIONI, 1999; ZHU, 1997). Obviously, they can generate in clayey material banks (e.g. in quarries), where huge, vertical open-fractures reach ground surface (Fig. 4).

Less common than the previous case is, instead, the existence of suffosion and sinkholes in plain areas. In this subclass could well be convenient to further distinguish a **surficial-draining kind** subset due to the subcutaneous water-drainage related to the low-water stages of the main local river [even involving the underseepage structures and triggering *Eph* in an embanked river: see 2.9.2] and another **deep-draining kind** subset. The first kind is still unknown in the region but is well exemplified by the “*occhi pollini*” (STRINI, 2004). For a brief genesis discussion see §4. The second subclass is characterized by surficial system of features as *hollows* (the sinkholes ss.), *bowls*, *little-domes*, *furrows*, buried *fissures* or fissures-clusters: all of these probably being mutually interrelated (MARTELLI, 2005; CASTELLARIN *et alii*, 2006; CREMONINI *et alii*, *in litteris* b). **Hollows** appear to be both isolated and clustered. None exhaustive statistical analysis was performed about the morphometry of the sinkholes. The surficial hole-mouth has axes ranging in size between 30 and 180 cm (or more, if the holes coalesce). In a area near Finale Emilia an attempt was made to analyze the relationships between eccentricity of the mouth hollows and the apparent depth of the feature (FEO, 1999), the eccentricity ranging between 0.1 and 0.5. The hole depth may vary between about 0.8 and 1.5 m. The hole appears when the roof of an already existing, buried chamber, collapses. Chamber genesis occurs when the sediment can be removed, i.e. when wetted up to the liquid limit, moving downwards throughout the fractures system. **Bowls** resemble microdolines 10-20 cm deep, with 5-15m axis (Fig. 3B), and could be generated by a really diffuse, slow but continuous suffosion probably linked to a hidden shaft or fracture. **Little-domes** are positive morphologically specular structures in respect to bowls. In practice, they are only known by farmers who can qualitatively observe the ground field evolution day-by-day: no levelling data are available. Only one *furrow* has been known up to now in the Reno Finalese area and it is linked to sinkhole clusters. The **buried fissures** were observed in the sub-surficial setting (under the ploughed zone) and are supposed to exist in a deeper dominion (CREMONINI *et alii*, *in litteris* b). This group of forms do not correspond to infilled war explosion-craters, unknown waste disposal and sewers or to biological activity forms (i.e. vertebrates burrows). They outcrop in open agrarian areas, apparently far from special water withdrawal points and in loams or sandy-loams, not in vertisols or vertic-soils. Furthermore, they lie at distance of various hundreds of meters (or even more) from the active riverbeds and canals and almost always are located in orchards and rarely in sown fields. They are never transformed into phreatic water outlets during water-table seasonal increasing or river bankful-discharge transits. In the Modena low plain they were already known about during the Second World War, i.e. in a period in which the artificial water withdrawal and the erosional lowering of the river talweg could not be invoked as causative factors.

Gas uprisings, tectonics, natural dewatering, water over-withdrawal, saltwater intrusion are all factors (and explicative hypotheses) that might really mutually join up and intersect to generate the sinkhole system (see below).

Up to now they have been recorded at Massa Finalese (PELLEGRINI & VEZZANI, 1978), Finale Emilia, Crevalcore and Sala Bolognese (BO), Luzzara (RE) (MARTELLI, 2005) (Fig. 1). For other areas of the region, only uncontrolled, personal communications have up to now been available concerning the existence of sinkholes in various epochs. This information refers to Poggio Renatico and Gallo Ferrarese (FE) (where sinkholes were seen in the early 1970s), to the lowermost predeltaic lands in Ferrara province (during the 1980s) and to some localities of western Romagna (e.g. Conselice, Masssalombarda and Fusignano areas) (Martelli, 2005). No truly reliable information concerning the western part of the region (Parma and Piacenza Provinces) is available.

3.6 CHph (*Combustion Hollow Phenomena*)

Another as yet unproposed class of sinkholes could be considered: i.e. the *Combustion Hollows Phenomena* (CHph). Today they involve the peaty soils of the predeltaic lowlands of Po river domain in particular. In the reclaimed old Comacchio lagoon (Ferrara Province) the peat combustion events (natural or human-induced) originate a conspicuous reduction in the volume of the surficial organic layers, clearly and directly perceived at ground level as subelliptical metric depressions, 0.15-0.20m in depth (Fig. 3C), often intersecting and damaging the public road local network. Vertically seeping methane is partly of biogenic surficial origin and partly due to a deep seepage (CREMONINI *et alii*, 2008). It should be remembered that in times past (i.e. when the peat banks were still actively living and formed stratigraphic units, before the 19th century land reclamation works) this kind of phenomenon, apparently of no importance at present, was capable of generating very large and deep craters in the plain lowlands if burnt by lightning flashes or by the farmers, as reported in 1809 by the agronomist Filippo Re (CREMONINI, 1995). The toponymy probably also contributes to recording ancient cases attributable to this kind of phenomena, such as *Focomorto* (*dead fire*) and *Ostellato* (Latin *Ustulatum*, i.e. *burnt*). Therefore, reasonable doubt may arise when the Apollonius Rhodius' words are recalled on the Argonauts' myth citing a still open, burning wound, along the ancient Po riverbed, exhaling a tremendous vapor after the fall of *Helios*' son, *Phaeton* (CREMONINI *et alii*, 2008).

3.7 DPS (*Deep Piping Sinkholes*)

DPS are considered upward-erosive (piped) and collapsing, (sub-circular in surface and sub-cylindrically-shaped) forms characterized by endorheic drainage networks, possibly correlated to active faulting (CARAMANNA *et alii*, 2008). In this recent review on sinkholes in Italy, two cases of supposed DPS are located in the north-eastern Emilia plain (CARAMANNA *et alii*, 2008, fig.1): it may be thought that from a taxonomical standpoint they are considered as *Feature 3-Collapse-DPS* of the same Authors. It is possible that those examples are similar to the sinkholes indicated in the present study as deep-suffosion phenomena (§2.3.2). At our current state of knowledge, it would be preferable to consider this class as being based on a suffosion phenomena, at least up to the certain recognition of the mechanisms truly acting in their formation.

3.8 EF (*Earth-Fissures*)

A possible, collateral class could, if this be case, that one of the *earth-fissures/fractures*, i.e. elongated, rectilinear ground-cracks generated by tensile stresses of various and sometimes unclear origin (Li *et alii*, 2000; AYALEW *et alii*, 2004), depending on tectonics

and earthquakes (ZELLMER *et alii*, 1985; LEKKAS *et alii*, 1996) and compaction (CARPENTER, 1999), i.e. by natural (dewatering) or artificial (fluids withdrawal) subsidence (SCHUMANN & POLAND, 1969; YERKES & CASTLE, 1976; BOUWER, 1977; HOLZER, 1984; HUPB *et alii* 1999; PAVELKO *et alii*, 1999; HELM & LI, 2003). This class excludes the tension cracks characterizing the sliding phenomena ss. Though it could be difficult clearly to distinguish between EF and seasonal desiccation cracking (shrinkage) characterizing the pedological domain in clayey alluvial plain soils (NEAL *et alii*, 1968), the former tend to be longer than the latter, isolated or low-clustered and not polygonal in planform. In the Emilia region they appear to be rare features due to their rapidly transient character, given that their preservation is linked to soil erosion dynamics and human reclamation and agricultural works.

Recently, a number of these fissures have been recognized in the alluvial plain of the Reggio Emilia Province, coinciding with the 1997-1998 seismic activity period, and in this case the EF were described as long and extremely narrow (BONORI *et alii*, 2000). Historical EF evidence has been recorded during various earthquakes events at Ferrara in 1570 and Argenta (Ferrara) in 1624 (BOSCHI *et alii*, 1997), near Bologna in 1505 (BOSCHI *et alii*, 1997), in 1929 (BOSCHI & GUIDOBONI, 2003) and in 1779-80 (ROVERSI, 1966). Other earth fissures are recorded in Mirandola (MO) area (SCIOLI, 1937, point 130) and at Montegibbio mud volcano near Sassuolo (GASPERI & PELLEGRINI, 2007).

93.1 PKM. (*Pockmarks*)

Pockmarks are reversed conical (funnel) morphologies up to now known in subaqueous environments. They represent paths of large gas volume deliveries from deep reaches (JUDD & HOVLAND, 2007; HOVLAND *et alii*, 2002; GARCIA-GARCIA *et alii*, 2007). In the past decade various examples of PKM have been recognized on the Adriatic Sea seabed (TRINCARDI *et alii*, 2004a). The most recent studies state that they are linked not only to traditional tectonic faulting but also to polygonal faulting, for instance (GAY *et alii*, 2004). Other features can accompany PKM, like *bubblemarks-fields* (each bubblemark being 20/70-200cm wide), due to shallow gas seepage, characterized by a very short recycling time, depending on the stiffness of the sea-bottom fine sediments (FLODÉN & SÖDERBERG, 1994). Within the boundaries of Italian Adriatic Sea bottom no evidence of *Pockmark* activity has been reported up to now in the reach of Emilia-Romagna region. But the dense network of h-r reflection seismic lines performed by the Marine Geology Lab of the Italian CNR might conceal PKM cases, as suggested by printed examples on the Ravenna sheet of the Geological Map of the Italian Seas (S.G.I., 2001) in all the bottom-areas not yet buried under the Holocene HST progradational clinoform prism (TRINCARDI *et alii*, 2004 b). The gas column seeping and uprising can be even seen by fishermen as it crosses the sea surface, hence representing a potential hazard case (CURZI *et alii*, 1988; CURZI, 1996). Though no PKM examples are known in the Emilia-Romagna sea, in this region the first case of possible palaeoPKM-field was recorded in the Faenza Apennine foothill (CURZI *et alii*, 1987). This could be interesting if it were possible to verify the theoretical conditions of the existence of subaerial pockmarks (CASTELLARIN *et alii*, 2006). In the specific case of Faenza paleo-PKM it is interesting to consider that in any case they are natural and not anthropogenic phenomena, owing to their ancient age (post-neolithic age) and, above all, they probably appear to be completely independent from the possible suffosion linked to main river entrenchment, i.e. they could have been really dependent only upon natural

causes. In 2006 another, more ancient, similar piece of evidence was probably recorded in the hills near Bologna (Fig. 3D). (CREMONINI , *in litteris* b).

3.10 BTph (*Bioturbation Phenomena*)

In this class the sinkhole sizes are of a micro-type (lesser than 20-30 cm) and are rare but existing (Fig. 3E). They are mainly due to the collapse of tunnel-networks shelters of selected animal species (THOMASSIN , 1982), e.g. vertebrates such as the badger and nutria (*Myocastor coipus Molina*), which choose river embankments or ditches and canals banks, respectively (around the mean water level), causing severe damage to the stability of artificial works (BIAVATI *et alii*, 2008 a; Idem, 2008 b). Small sinkholes similar to the above-described Sph class can be found in the lowermost alluvial plain areas (TONGIORGI *et alii*, 1999), very close to the local water base-level. Due to their wide areal distribution they are not recorded in figure 1.

3.11 *Incertae sedis*

Phenomena are grouped in this class-like, whose congruence and resemblance to the sinkholes category is debateable.

3.12 APhSM (*Alluvial Phreatic Spring Mouths*), *Fontanili*

As also evorsion hollows were considered among the sinkholes, it seems fair to wonder whether the alluvial phreatic water outlets hosted by the low alluvial plain (*Fontanili* = *low-seated natural fountain*), i.e. natural water uprisings linked to permeability limits or other causes (PETRUCCI *et alii*, 1982), can be placed in a sinkhole class as well. Whereas the APhSMline (*Linea delle risorgive*) is still active in the alpine fringe due to the large amount of available underground freshwater generating true rivers, along the Apennine foothill it is inactive or poorly active structure, and the APhSM apparatuses (ALBANI, 1965) are today often filled up with anthropogenic debris, and the related rivulets have either been covered or devoted to sewerage systems. Resting upon a general decrease in rainfall linked climatic warming, this APhSM disappearance trend is due to anthropogenic water over-withdrawal. The APhSMline usually lies in the middle/low alluvial-fan zone. So far only one case of APhSM is known in the lower alluvial plain, located at the avulsion point of a medieval age Reno River palaeochannel at Casino di Monteborre, near Cento Ferrarese (CREMONINI , 1989).

The question is: if anew uprising of the phreatic watertable eventually occurred in the future (as has happened in Milan area), what might happen to the original spring-hollows? Where would the waters regenerate their outlets? Is this really a matter of no interest for land management purposes? It is worthwhile bearing in mind that about an half of the secondary drainage network in the plain areas was created to drain those peculiar waters.

3.13 EUS (*Embankment Underseepage Phenomena*) , *Fontanazzi da sifonamento*.

Incipient APhSM structures located in the lowermost alluvial plain areas, due to fluidification of buried sand layers during the transit of a high bankful-discharge event. Their main character consists in the removal of silty-sandy sediment lying beneath the river embankment and its deposition originating a peculiar form (small conical mounds of sand possessing a small central crater), just off the embankment bodies (Fig. 5). They are

always transient features, leading to a crevasse breach generation in natural uncontrolled conditions. In such a sense they are tightly linked to the eversion phenomena and are a concurrent subclass not properly identified as sinkholes, even if their development causes a local void-structure leading to slight subsidence.



Fig. 5 - Embankment underseepage phenomena (*sifonamento* and *fontanazzi*) along the Po River right bank near Luzzara (RE) during the 2000 flood event (the local hydraulic head was about 4.5 m). 1000m up-current, previously formed sinkholes were completely empty and dry.

4. RELATED COLLATERAL PHENOMENA

Dealing with surficial phenomena requires us to bear in mind some remarks indicating that a possible vertical water circulation exists as a process independent of the mere vertical infiltration.

In Emilia, the brackish water plume of Na-facies ($E_c = 15.000-20.000 \text{ S/cm}$) reaching the ground-floor are known to be fixed in time and space. The toponyms "*Le Saline*", *Salara* ("*salt-work*") often record the uprising and outcropping phenomena at 75-100 km from the today Adriatic sea coast (RER & ENI-AGIP, 1998; BONORI *et alii*, 2000; CASTELLARIN *et alii*, 2006; Saglia 2008). This presumably indicates the existence of long-lasting preferential, vertical seeping pathways, in various cases probably related to buried structural highs. They cannot be due to anthropogenic pollution dynamics. Further, brackish waters of various facies can be detected by phreatic monitoring over wide areas as unusually high electrical conductivity (up to 5000 S/cm) "strips". A first study-attempt was performed in the Bologna Syncline, NW of Bologna, (GALLUCCI, 2000) over an area 12x16 km wide.

It highlighted two strip-families, parallel and orthogonal to the basin axes, 4-6 km equally spaced out and fixed, but characterized by a moderate E_c variability through time. All these kind of waters are thought to be ancient marine, variously and repeatedly mixed with surficial freshwaters, and uprising from a depth of several hundred metres by means of deep “fractures” or weakened, porous vertical “bands”.

The existence of those buried fractures/bands at various scales is probably indicated (also in sown areas and not just in orchards) also by water temperature peaks, punctual and sudden watertable lowerings and anomalous vertical structures appearing in high-resolution seismic sections (such as clear signal attenuation) [CASTELLARIN *et alii*, 2006]. At depth, it is reasonable to imagine structures characterized by a very small slip, probably resembling that one shown in Fig. 3F, whereas it could be a mere secondary porosity increase towards the field-ground.

As fluid, natural gas emissions (mostly CH₄) are also known in plain areas. If the above-reported words of Apollonius Rhodius were not be considered as proof of deep gas seepage, as long ago as the first half of the 19th century a long-lasting gas outburst had been described near Bologna [BARILLI FILOPANTI, 1841], not related to seismic activity. The existence of place-name like *Bollitore* [boiling pot] [CREMONINI *et*

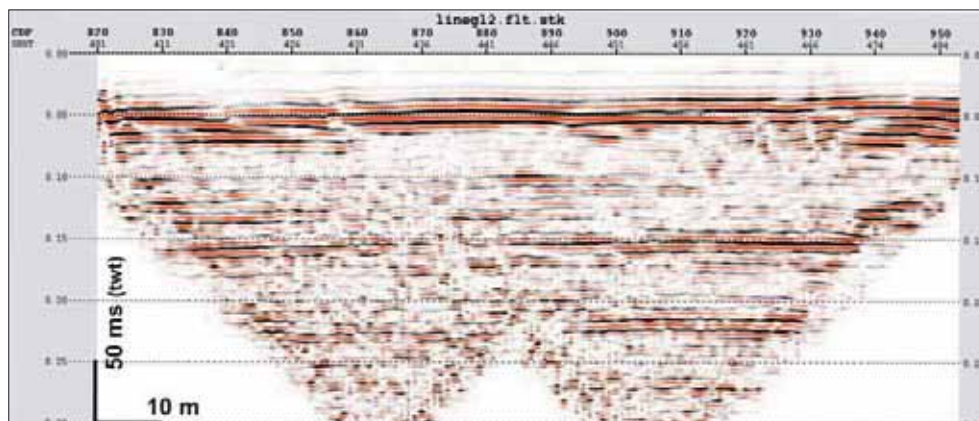


Fig. 6 - S-N directed seismic profile at Padulle di Sala Bolognese (BO): acoustic turbidity zone are evident (CBRP, 2005: with permission, Prot. N. 5274, 30/9/2009).

alii, in litteris) as in Romagna subregion [KRACK & ZAMBRINI, 1995] elsewhere known as *Barboi* and *Salse*, or *Corte Vulcanello* [small-volcano farm] near Poggio Rusco [CASTELLARIN *et alii*, 2006] may be reminiscent of an historical gas/mud emission activity [SCICLI, 1937]. Another well-known example of natural gas seepage is to be found at Corpo Reno [CREMONINI *et alii*, in litteris b].

All of these examples may refer to paroxystic or conspicuous cases of gas emissions; but a minor, almost continuous, gas seeping exits almost everywhere in the Po plain. Recently, an updated inventory of water and gas emissions on a regional scale was compiled by ARPA-RER [SSR-RER, 2007] showing the high occurrence frequency of this methane exfiltration. This can be corroborated by a high resolution seismic profiles (Fig.6) performed

in 2005 in a depocentral area of Bologna Syncline (MARTELLI, 2005): here acoustic turbidity levels, columns and “chimneys” (JUDD & HOVLAND, 2007) are easily recognizable. A cyclical series of minor perturbations [*saw-toothed* like] in water level of the *Po di Levante-Canal Bianco* recorded at Porto Levante hydrometric gauging station (CREMONINI, 2003, Fig. 4) is possibly (at least in part) due to this kind of shallow gas seepage. Every cycle (Fig.7) is 7-10cm high, lasts 5-7 years and is asymmetrical, possessing a first sudden and very fast collapsing-branch and a longer low-steep “recharging” one. Since these are hydrometric values, the related ground-elevation values must be viewed as specular ones, i.e. with the elevation maxima corresponding to an annual period of gas uprising. This could represent a simple model of a autocyclic mechanism for the biogenic gas releasing/accumulation in very recent prodeltaic muds (but in older plain sediments it could be characterized by a different, slightly longer, timing). Clearly, gas emissions during earthquake events are almost a normal phenomenon and they are well documented at the end of the 18th century AD e.g. at Bologna (ROVERSI, 1966).

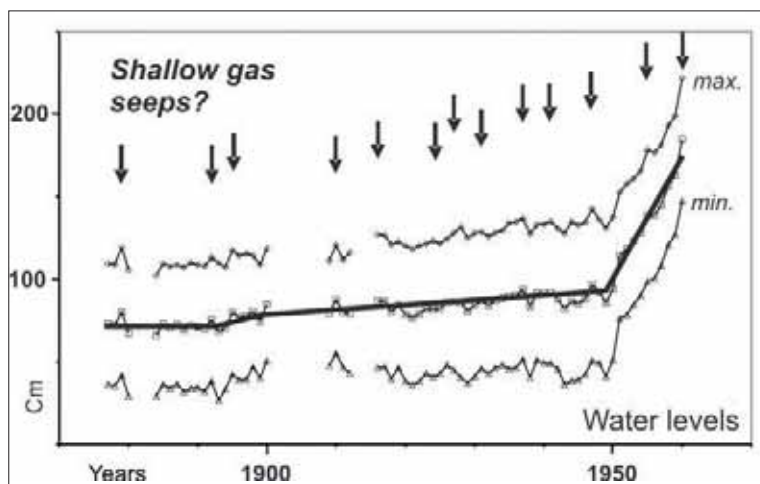


Fig. 7 - Hydrometric record and related minor pulses at Porto Levante (RO) (Cremonini, 2003, redrawn).

5. HYPOTHESIS FOR Sph GENESIS

All the classes previously examined have an easily explicable origin and act according to relatively simple and almost obvious mechanisms. Only the *Sph vertical[deep]-draining kind* is the most unknown and controversial class as to what attains its origin: for this reason, it is the most interesting class. Unfortunately, in Italy no attention has been paid to these phenomena, whereas in other countries they have been monitored from a long time-span (USGS, 1999). In the Po plain the Sph had already existed before or during the Second World War (CASTELLARIN *et alii*, 2006), i.e. in a period in which a water over-withdrawal did not yet exist, hence indicating that they are a natural phenomenon (i.e., not necessarily anthropogenic). But up to now it is not clear whether a sort of cyclicity or characteristic

timing exists in their development. Today, the knowledge elements are too scarce to judge whether in the near future Sph behavior will be the same as in the past.

If the clusterized micro-sinkholes are the phenomenon and the suffosion is the process, what the entire acting-system and the triggering causes are? The acquired data suggest that: i) no direct connections exist between sinkhole systems and the surficial drainage network of whatever order and its related talweg adjustment; ii) generically deep fissures/fractures/-bands exist (CREMONINI *et alii*, *in litteris* b); iii) the hollows can drain huge volumes of meteoric water and can depress the aquifer water table; iv) no water of any kind (fresh or brackish) uprises from the hollows; v) both the original sediment volumes eroded by the system and whatever other kind of infilling material cannot remain in the surficial domain but is probably delivered downward in a generic "bottom"-domain; vi) often, but not always, the sinkhole clusters generate over buried tectonic structures (even in syncline areas). Furthermore, other observations/suggestions can be made, such as the following: a peculiar coincidence seems to exist between the presence of sinkhole clusters and orchards or poplar-groves. The orchards are indeed thought to be the preferential areas for the preservation of this kind of structure, simply due to their tranquil character, undisturbed by the seasonal field ploughing. Very rarely have the sinkholes been recorded in ploughed open fields during the winter-spring pre-vegetative period (FEBBO, 1999) or in grassy areas like gardens (CASTELLARIN *et alii*, 2006) or on aged river embankments. In some areas the sinks were believed to be generated by tree-roots water suction (in particular, poplar trees) in a way similar to what was suggested by SCAGLIONI (1986); but the sinking phenomena continued to develop even after the tree removal.

In some cases, tree root activity has been suggested as generating a sort of suction-fracturing (HIGGINS & SCHONER, 1997) linked to climatic causes. But the climate cannot act directly in terms of increasing temperature and lowering rainfall, since, first of all, the sinkholes appear in non vertic-soils, and, secondly, because they were also generated sixty-seventy years ago in a completely different climatic setting. If this were a mechanism involving the relationships between climate, rainfall regime and sedimentary cover thickness, then the entire Po plain (at least from Piacenza to the Adriatic sea) would be recording sinkholes almost everywhere from now on. Furthermore, should be stressed that tree suction directly involves the water and the sediment dewatering but not the mechanical sediment removal (*loam-suction*).

Indeed, some Authors remember authoptical fracture observations down to a depth of 9m (HIGGINS & SCHONER, 1997) without being able to see the system termination. In the California piping systems, the lack of a surface outlet was clearly recognized, and the consequent existence of deep-buried, empty reservoirs was postulated (HIGGINS & SCHONER, 1997), suggesting buried palaeochannels such as reservoirs, capable of functioning up to a complete clogging of their inner porosity.

Paradoxically, the crucial problem properly concerns the huge volume of disappearing sediments to be quickly reallocated. The kind of sediment porosity/permeability is strongly linked to the removal and to the new downward accommodation/stockage of sediment at depth. On the other hand, there can be no doubts as to the fact that the suffosion is of a deep kind. In fact, even if a peri-riparian suffosion is recorded in some places in recent hanging riverbeds (particularly at the intersection points between active and ancient channels), no sinkholes appear in the proximity. Furthermore, sinkhole systems do not appear to be characterized by a time-increase in pipe sizes and outcropping areas enlargement.

To gain large-size reservoir volumes, capable of hosting the eroded sediment by suffosion, it must refer to a more deep dominion. Dewatering, water withdrawal, tectonics, gas uprisings (as well as saltwater intrusion perhaps) could contribute to generating new accommodation spaces (HELM, 1994) at depth (not previously existing) for the uppermost sediments. All of them can give rise to about the same morphological phenomena at the ground surface.

The artificial dewatering due to the water overwithdrawal is often remembered as a possible cause of Sph; but up to now *earth-fissures/fractures* like those of Las Vegas area (USGS, 1999; BURBEY, 2002) have not been recorded in the Emilia plain, even if the lowering rate of the confined aquifer top recently was very high (5m/y between 1996 and 1998) (MARTELLI, 2005).

Natural dewatering depends on the primary fluid expulsion from the sediments and can be allowed by the hydrofracturing (PATERSON, 1978; GUDMUNDSSON *et alii*, 2003), polygonal faulting (GOULTY, 2001; CARTWRIGHT ET ALII, 2003; DAVIES ET ALII 2009), etc.. As a naturally subsiding basin, the Po river plain is surely a compacting one (DOMENICO & SCHWARTZ, 1998), i.e. an immature basin still expelling (or rather, is just now beginning to expel) fluids, according to horizontal preferential pathways related to West-East directed sediment permeability according to the basin axis (ENI-AGIP & RER, 1998). But this problem is not quite clearly stated, for example, by the radiochronometry of the deep freshwaters (MOLINARI *et alii*, 2007). Certain proof is now available concerning the real chance that the brackish deep-waters may circulate vertically in the sediment column, rising from the bottom towards the ground surface (CASTELLARIN *et alii*, 2006), indicating that the aquitard/aquiclude levels could must be permeable, probably due to local fracturing/fissuring phenomena or something similar.

Also, the high or low-depth degassing activity (i.e. gas seeping) (see § 3) must be included in the fluid expulsion category. Lastly, even palaeo-salt/brackish waters uprising could theoretically induce a volume reduction in clayey materials (MEADE, 1964).

All those fluids (water and gas) may be subjected to abnormal pressures due to both ongoing sedimentation/compaction, tectonic stresses and other mechanisms (ROURE *et alii*, 2005; MAGRI *et alii*, 2005). In fact, a possible excess of such pore-fluid pressures had for a long time already been thought to exist in the Po river sedimentary basin (DOMENICO & SCHWARTZ, 1998), this being a common characteristic of the active fold-and-thrust belts foreland basins (ROURE *et alii*, 2005). This factor contributes to increasing the possibility of a more frequent fluids vertical circulation occurrence. In fact, a strong correlation was observed between buried structural highs and slightly brackish waters uprisings along a SW-NE directed transect surveyed in a plain area east of Bologna (BACCHI, 1999). Furthermore, a long-lasting clear increase in water electrical conductivity was recorded in various phreatic wells in Emilia plain (STORTONI, 1999) during the high seismic activity period 1997-1998 during which the earthquake number in Italy was almost three times as much as the 1983-2004 mean value (Fig. 8). Unfortunately, we do not know whether an identical positive temporal correlation exists between the sinkhole development and the enhanced seismic activity. Nevertheless, it is possible that a true positive correlation exists in Emilia plain between sinkhole-clusters hitherto observed and areas located on the structural axis (i.e. thrusts or synclines). If these could really be the suitable model for the Po plain Sph, their development areas should be preferentially located all along the buried fault/thrusts lines (on the lowered limb) and around the periphery of the struc-

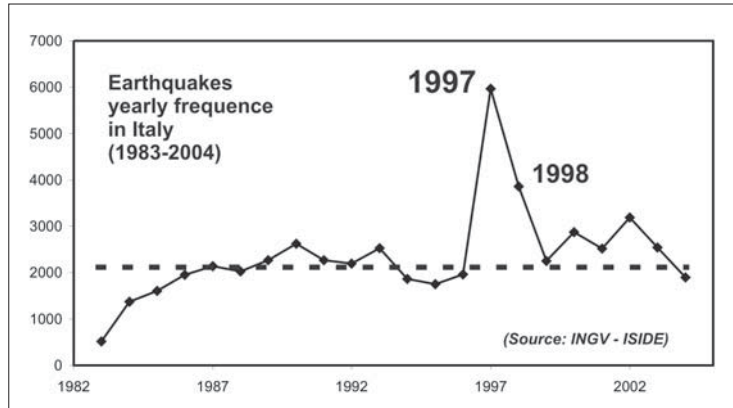


Fig. 8 - Number of earthquakes per year in Italy in the 1983-2004 period : raw data [<http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp>].

tural highs. In fact, the acquired permeability models due to tectonic movements over the blind point of a buried fault indicate a clear increase in this kind of permeability on the lowered limb (MANDL, 1988), according to unusual and very complex patterns (ABE *et alii*, 2008), even without any sort of surficial slope gradient being developed.

A peculiar case is that of Luzzara (RE). Here during the transit of the 2000 bankful discharge peak no water underseepage occurred throughout the sinkhole openings near the embankment outer foot, whereas underseepage occurred 2 km downstream, according to pathways not using pre-existing sinkholes. In that case, the area appears to be located over a deep syncline, but at a hinge-band separating northern areas with isostatic positive rebound and southern subsiding domains (MURST, 1997; BONDESAN *et alii*, 2000; CARMINATI *et alii*, 2003).

Therefore, the potential mechanisms capable of generating volume capable of receiving and hosting the suffosion-originated sediment are many. So far an answer does not appear to be available to the question concerning the kind of porosity generated by these types of movement: a 3D-diffuse model (such like micro tension-gashes variously interlaced) or a concentrated one along vertical fractured bands (CREMONINI *et alii*, *in litteris*)? Unfortunately, the depth range involved in this kind of study is not that of the industrial deep seismic profiles nor that of the merely surficial depths, but the intermediate one, which can be studied only by means of dedicated high-resolution seismic surveys. For this reason the kind, size and geometry of these medium-depth discontinuities have never been studied up to now. This has made such structures something apparently akin to being “*non-existent*” only because they are unknown, due to a supposed lack of scientific interest. It is likely that the link existing between the deep-physiology (i.e tectonic and/or compactional triggering) and the surficial sinkholes lies in this structure typology. When those kinds of data become available then the acoustic turbidity zones at medium-depth clearly highlight the existence of large amounts of shallow gas. Then, in particular, the vertical blowout-pipes ending with pockmarks, indicated by JUDD & HOVLAND (2007, Fig. 7.10), could very well represent the gas and fluid seeping-paths, capable of accepting sediment volumes after the gas escape. If those chimneys represent the subaerial equivalent of underwater pockmarks they clearly appear to be of a lesser size than these (about 50-

70 m in vertical length) and do not appear to show a truly related summit crater. A possible example of this could be represented by the event that happened in 1978 at the beach of Treporti-Lido del Cavallino [Venice], where a sudden gas explosion was heard due to methane outburst and a little "spot" in the beach sand generated with a inner hot (43°C) water spring (CONTI *et alii*, 2002).

6. METHODOLOGICAL PROBLEMS OF Sph DETECTION AND RESEARCH

At present it is impossible to think about an estimation attempt for the hazard/risk due to the complete lack of adequate information. In fact, in the knowledge-flow-diagram proposed by BERTI *et alii* (2002) today we would only be at the first step.

So far the sole method for detecting the existence of sinkhole phenomena has been the personal and occasional communication offered by landowners and farmers in the areas afflicted by the phenomena or their casual discovery during field-monitoring surveying. The Sph-fields are, in fact, too small, fast and concentrated phenomena to be easily detected in a remote-sensing automated way. The chance to have a safe and complete information concerning the existence, dating (and historical memory), size, behavioral evolution over time, the existence of system outlets of the sinkholes and the water table and chemistry variability would be a fundamental analytical tool to study Sph statistically. This initial stage of knowledge could be achieved, for example, by means of a capillary distribution of a proper schedule to the technical and professional organizations operating on the territory devoted to restoring old (e.g. the memory of ancient accidents occurring to artificial structures, etc.) and current data. The main obstacle to this possibility certainly lies in the personal fear of a depreciation in the value of countryside landholdings.

Only a wide information set can allow us to select a peculiar areas to be submitted to further intensive monitoring and surveying such as: 1) continuous areal levelling to detect the (negative and positive) vertical motion; 2) gas seepage monitoring; 3) high-resolution geophysical surveys; 4) water outlet mapping in summer riverbeds; 5) a better understanding of the real subsoil details stratigraphy; 6) collateral information and data concerning e.g. i) water withdrawal data, ii) local seismic activity; iii) complete review and critical editing of the available industrial seismic data at least up to 2-3s TWT; iv) local weather climate and floods reports.

In terms of hazards, at present we should at least ask whether: i) Sph sinkholes on the inner side of embankment body could also evolve towards underseepage phenomena, ii) the sink development could be influenced in terms of T and salt-water intrusion in a climate-change perspective.

7. CONCLUSIONS

The most interesting sinkhole class is the SPh as it is an evolving one and still has no clear origin, even if *some* could be related to shallow gas seepage. To better understand its significance and thus importance it should be furtherly studied within a future perspective. When these details are defined then it will be decided whether or not SPh can be classified as DPS. Oddly, up to now even comparisons appear to be virtually lacking on the international scenario. In fact, the studied cases in which the interpretation is sure and simple, i.e. usual drainage-suffosion (like in hillslopes, peatlands, semiarid regions), are few and far between. Both areal distribution of S-Phenomena and their altitude control are fundamental. In fact, up to now no continuous levelling monitoring surveys have ever been

performed in any area, so that the significance of the micro-ground-bulges (little-domes) that farmers are always pointing out are hard to recognize and evaluate.

The SPH could be especially important for their potential geodynamic significance. If this is so, it could be hard to detect, forecast and control sinkhole development and behavior. Within such a frame of knowledge, it is almost impossible today to constrain the problem in terms of hazard and risk.

ACKNOWLEDGEMENTS

Many thanks go to Dr. Claudio Negrini, General Director of Consorzio di Bonifica Reno-Palata, who allowed (Prot. N. 5274, dated 30/9/2009) us to print the seismic section of Fig. 6, from the inner technical report "*Consorzio di Bonifica Reno-Palata; 2005 - Studio sui fenomeni di sprofondamento del piano di campagna in Comune di Sala Bolognese (frazione Padulle)- Prospezione sismica a riflessione - Rapporto lavori*. Forlì, Gennaio 2005, 22 pp.", and to Dr. Marilena Martinucci for her personal communications concerning sinkholes and *gorghi*.

REFERENCES

- ABE S. VAN GENT H. URAI J. L. HOLLAND M. (2008) - *Discrete element simulations of the formation of open fractures during normal faulting of cohesive materials*. Boll. Geof. Teor. Appl., 49, Suppl. 2, 305-298-309.
- ALBANI D. (1965) - *La zona delle risorgive nella pianura emiliana a ponente del Reno*. Riv. Geografica It., 72, 150-164.
- ARCA S. & BERETTA G.P. (1985) - *Prima sintesi geodetico-geologica sui movimenti verticali del suolo nell'Italia Settentrionale (1897-1957)*. Boll. Geod. Sc. Aff., 44, 125-151.
- AYALEW L. YAMAGISHI H. REIK G. (2004) - *Ground cracks in Ethiopian Rift Valley: fact and uncertainties*. Engineering Geology, 75, 309-324.
- BACCHI G. (1999) - *Verifica di un potenziale controllo sul chimismo di falde acquifere di pianura*. Tesi di Laurea in Scienze Naturali, Facoltà di Scienze MM. FF. e NN., Università degli Studi di Bologna, AA. 1998-1999. Relatore prof. E. Rabbi (unpublished).
- BARILLI-FILOPANTI Q. (1841) - *Memoria sui fuochi fatui*. Nuovi Annali delle Scienze Naturali, Bologna, 5, 5 pp.
- BERTI G. CANUTI P. CASAGLI N. (2002) - *Criteri per la previsione e la prevenzione del rischio connesso agli sprofondamenti catastrofici*. In: *Le voragini catastrofiche. Un nuovo problema per la Toscana*, Firenze, 82-95
- BERTOLANI M. FORTI P. REGNOLI R. (1980) - *Il catasto delle cavità naturali dell'Emilia-Romagna*. Bologna, 258 pp.
- BIAVATI G. GHIROTTI M. MAZZINI E. MORI G. TODINI E. (2008 a) - *The use of GPR for the detection of non-homogeneities in the Reno River embankments (North-Eastern Italy)*. Locat J., Perret D., Turmel D., Demers D., Leroueil S. (Eds.) - Proc. 4th Canadian Conference on Geohazards : from causes to management. Presse de l'Université Laval, Quebec, 133-140.
- BIAVATI G. MAZZINI E. MORI G. GHIROTTI M. TODINI E. SIMONI G. (2008 b) - *Il Cavo Napoleonico: una sfida per la sicurezza idraulica del basso Bacino del Fiume Reno (Emilia-Romagna, Italia)*. Giorn. Geol. Appl., 11, doi:10.1474/GGA.2009-11.O.
- BOCCALETTI M. & MARTELLI L. (EDS.) (2004) - *Note illustrative della Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000*, Firenze 2004, 60 pp.

- BONDESAN M. GATTI M. RUSSO P. (2001) – *Movimenti verticali del suolo desunti dalle livellazioni I.G.M.* In: *Note illustrative della Carta Geomorfologia della Pianura Padana*, Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 4, 141-148.
- BONDESAN M. (1995) – *Osservazioni sui Gorghi e su altre cavità di erosione nei territori di Rovigo e Ferrara. Ipotesi sulla loro origine.* Atti Acc. Scienze Ferrara, 70-71, 129-156.
- BONDESAN M. GATTI M. RUSSO P. (2000) – *Subsidence in the eastern Po plain (Italy).* Land Subsidence (6th Int Symp., Ravenna 2000), 2, 193-204.
- BONORI O. CIABATTI M. CREMONINI S. DI GIOVAMBATTISTA R. MARTINELLI G. MAURIZZI S. QUADRI G. RABBI E. RIGHI P.V. TINTI S. ZANTEDESCHI E. (2000) – *Geochemical and geophysical monitoring in tectonically active areas of the Po Valley (N. Italy). Case histories linked to gas emission structures.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., 23, 3-20.
- BONSIGNORE F. (2008) – *Subsidenza. Il monitoraggio in Emilia-Romagna.* ArpaRivista, 2008/1, 12-13.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G., GASPERINI P., *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*, Bologna 1997, 644 pp.
- BOSCHI E. & GUIDOBONI E. (2003) – *I terremoti a Bologna e nel suo territorio dal XII al XX secolo*, Bologna, 597 pp.
- BOUWER H. (1977) – *Land subsidence and cracking due to groundwater depletion.* Groundwater, 15 (5), 1977.
- BRYAN R. B. & JONES J. A. A. (1997) – *The significance of soil processes: inventory and prospect.* Geomorphology, 20, 209-218.
- BURBEY T. J. (2002) – *The influence of faults in basin-fill deposits on land subsidence, Las Vegas Valley, Nevada, USA.* Hydrogeology Journal, 10, 525-538.
- CARAMANNA G. CIOTOLI G. NISIO S. (2008) – *A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas.* Nat. Hazards, 45, 145-172.
- CARMINATI E. & DI DONATO G. (1999) – *Separating natural and anthropogenic vertical movements in fast subsiding areas: the Po plain (N. Italy) case.* Geophysical Research Letters, 26 (1999), 2291-2294.
- CARMINATI E. MARTINELLI G. SEVERI P. (2003) – *Influence of glacial cycles and tectonics on natural subsidence in the Po Plain (Northern Italy): insights from ¹⁴C ages.* Geochemistry, Geophysics, Geosystems, G³, 4 (10), 14 pp.
- CARPENTER M. C. (1999) – *Earth fissures and subsidence complicate development of desert water resources.* In: “*Land Subsidence in the United States*”, Circular 1182, U.S. Geological Survey, 65-78.
- CARPENTER M. C. (1999) – *Earth fissures and subsidence complicate development of desert water resources.* In “*Land Subsidence in the United States*”, Circular 1182, U.S. Geological Survey, 65-78.
- CARTWRIGHT J. JAMES D. BOLTON A. (2003) – *The genesis of polygonal fault system: a review.* Geological Society London Special Publication, 216, 223-243.
- CASTELLARIN A. RABBI E. CREMONINI S. MARTELLI L. PIATTONI F. (2006) – *New insights into the underground hydrology of the eastern Po Plain (northern Italy).* Boll. Geof. Teor. Appl., 47, 3, 271-298.
- CASTIGLIONI G. B. (1999) – *Geomorfologia.* Torino, 436 pp.
- CBRP (Consorzio di Bonifica Reno-Palata) (2005) – *Studio sui fenomeni di sprofondamento del piano di campagna in Comune di Sala Bolognese (frazione Padulle)-Prospezione sismica a riflessione – Rapporto lavori.* Forlì, Gennaio 2005, 22pp.

- CERRINA FERRONI A. OTTRIA G. MARTINELLI P. MARTELLI L. CATANZARITI R. (2002) – *Carta geologico-strutturale dell'Appennino Emiliano-Romagnolo, scala 1:250.000*, Firenze, 2002.
- CHIESA A. (1742) – *Carta del Bolognese, etc.* Scala di pertiche di Bologna 2000= 2250 mm. Sheet D.
- CHIESI M. & FORTI P. (2009) - *L'alimentazione delle fonti di Poiano*. Memorie Istituto Italiano di Speleologia, 22, 69-98.
- CHIESI M., FORTI P., DE WAELE J H., (IN PRESS) – *Origin and evolution of a salty gypsum karst spring: the case of Poiano (Northern Apennine, Italy)*.
- CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche) (1990) - *Structural model of Italy and gravity map (1:500.000)*. Prog. Final. Geodinamica, Pubblic. n.114, 6 sheets.
- COLOMBETTI A., FAZZINI P. (1976) - *L'alimentazione e l'origine della sorgente salso-solfata di Poiano (Reggio Emilia). Fenomeni di dissoluzione nella valle del fiume Secchia*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 403-421.
- COLOMBETTI A., FAZZINI P. (1985) - *Il salgemma nella formazione dei gessi triassici di Burano (Villaminozzo – R.E.)*. Le Grotte d'Italia, 12, 205-219.
- COMUNE DI RO FERRARESE (1998) – *Schedatura dei maceri, gorgi e bacini (del territorio comunale)*.
- CONTI A. STEFANON A. ZUPPI G. M. (2002) – *Gas seeps and rock formation in the Northern Adriatic Sea*. Continental Shelf Res., 22, 2333-2344.
- CREMONINI S. MARTELLI L. ZANUTTA A. (IN LITTERIS b) - *An initial approach to the analysis of alluvial plain sinkhole-clusters at Finale Emilia and Reno Finalese (Modena – Italy)*. (This volume).
- CREMONINI S. (1989) - *Morfoanalisi della veteroidrografia centese. Approccio semiquantitativo ad un modello evolutivo del dosso fluviale*. In “*Insedimenti e viabilità nell'Alto Ferrarese dall'età romana all'alto medioevo*”, [Atti conv. Cento 1987], Cento, pp. 135-175.
- CREMONINI S. (1991) - *Una “finestra geomorfica” d'età classica nella pianura bolognese. Inquadramento analitico del gruppo morfologico del Reno antico*. In: Romanità della Pianura. L'ipotesi archeologica a S. Pietro in Casale come coscienza storica per una nuova gestione del territorio. Atti Giornate di Studio, 7/8 Aprile 1990, Bologna, pp. 243-301.
- CREMONINI S. (1995) - *Dati sul livello del mare in età antica dal litorale adriatico Emiliano Romagnolo e settentrionale*. Atti e Memorie Dep. St. Pat. Prov. Romagna, 45, 3-103.
- CREMONINI S. (2001) - *Nuovi dati per l'evoluzione paleoambientale recente da una stratigrafia centropadana (Fossa di Concordia, Prov. Modena)*. Materiali per una storia di Concordia sulla Secchia, 3, 37-45.
- CREMONINI S. (2003) - *Alcune considerazioni sul profilo longitudinale del fiume Reno (Italia)*. Annali di Ricerche e Studi di Geografia, 59 (2003), pp.1-29.
- CREMONINI S. (IN LITTERIS) - *Can subaerial pockmarks exist?* Poster presented at the 2nd International Workshop “*I sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato*”, Roma, 3-4 Dicembre 2009, ISPRA. Volume abstract, 29.
- CREMONINI S. DE WAELE J. FORTI P. SANNA L. VIGNA B. (IN LITTERIS a) – *May subcutaneous gypsum (evaporites) enhance the risk of suffosion dolines? Examples from Emilia Romagna, Piedmont, Apulia (Italy) and Cardona (Spain)*. (This volume).

- CREMONINI S. ETIOPE G. ITALIANO F. MARTINELLI G. (2008) - *Evidence of possibile enhanced peat burning by deep-originated methane in the Po River delta plain*. Journ. Geol., 116, 401-413.
- CREMONINI S. & RESMI U. (1994) - *L'Olocene della sinistra Secchia. Note di geologia e geografia fisica dell'Oltrepò mantovano*. Quaderni della Bassa Modenese, 25/1, 5-28.
- CURZI P. V. (1996) - *Acoustic evidences related to a quaternary evolution in the Adriatic gas charged sediments*. 4th Int. Conf. on "Gas in marine sediments", Varna, 3 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.
- CURZI P.V. CANU M. ROPA CASINI D. ROSSI S. (1988) - *Geoengineering Hazard study in the Adriatic sea*. Offshore & Marine Engin., 2, 5-15.
- 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.
- D'AGOSTINO N. AVALLONE A. CHELONI D. D'ANASTASIO E. MANTENUTO S. SELVAGGI G. (2008) - *Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors*. Jour. Geoph. Res., 113, B12413, 19 pp.
- D'ANASTASIO E. DE MARTINI P.M. SELVAGGI G. PANTOSTI D. MARCHIONI A. MASEROLI R. (2006) - *Short-term vertical velocity field in the Apennines (Italy) revealed by geodetic levelling data*. Tectonophysics, 418, 219-234.
- DAVIES R.J. IRELAND M.T. CARTWRIGHT J.A. (2009) - *Differential compaction due to the irregular topology of a diagenetic reaction boundary: a new mechanism for the formation of polygonal faults*. Basin Research, 21, 354-359.
- DEWOLF Y. & BOURRIÉ G. (2008) - *Les formations superficielles. Genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques*. Paris, 829 pp.
- DI LABIO E. (2005) - *Il catasto nazionale delle cavità artificiali*. Opera Ipogea, 6 [2004] 2/3, 9-79.
doctoral thesis - Università degli Studi di Bologna, 17° Ciclo (2002-2004), relatore: prof. E.
- DOMENICO P.A. & SCHWARTZ F.W. (1998) - *Physical and chemical hydrogeology*. New York, 480 pp.
- FEBO C. (1999) - *Caratteri idrogeologici e idrochimici di dettaglio delle falde acquifere superficiali della zona di Finale Emilia (MO)*. Tesi di Laurea in Scienze Naturali, Facoltà di Scienze MM. FF.NN., Università. Relatore prof. E. Rabbi (unpublished).
- FLODÉN T. & SÖDERBERG P. (1994) - *Shallow gas traps and gas migration models in crystalline bedrock areas offshore Sweeden*. Baltica, 8, 50-56.
- FORTI P. Francavilla F. Prata E. Rabbi E. Veneri P. Finotelli F. (1985) - *Evoluzione idrogeologica dei sistemi carsici dell'Emilia-Romagna. Problematica generale. Il complesso Spipola-Acqua Fredda*. Bologna, 60 pp.
- FORTI P. & SAURO U. (1996) - *The gypsum karst of Italy*. Int. Journ. Speleol., 25, 3-4, 239-250.
- FORTI P. (2002) - *Evoluzione iprcarsica all'interno di acquiferi termali*. In: *Le voragini catastrofiche. Un nuovo problema per la Toscana*, Firenze, 11-26.
- GALLUCCI A. (2000) - *Studio geomorfologico e idrogeologico di un'area della medio-bassa pianura bolognese*. Geological Sciences Degree Thesis, MM.FF.NN. Sciences Faculty, AA 1999-2000, Relatore prof. C. Elmi, 174 pp. (unpublished).

- GARCIA-GARCIA A. ORANGE D.L. MISEROCCHI S. CORREGGIARI A. LANGONE L. LORENSON T.D. TRINCARDI F. NITTRouer C.A. (2007) - *What controls the distribution of shallow gas in the western Adriatic Sea?* Continental Shelf Research, 27, 359-374.
- GARGINI A. & MESSINA A. (2005) - *Processi di trasferimento di massa e pressione in un acquifero sabbioso ricaricato lateralmente dal fiume Po: osservazioni basate su un sistema di monitoraggio in continuo.* Proc. 29th Congress of Hydraulic construction, Trento 7-10 Settembre 2004.
- GASPERI G. & PELLEGRINI M. (2007) - *Caratteristiche geologiche del sito archeologico "Il Poggio", presso Montegibbio (Sassuolo, Modena) e possibile interpretazione delle deformazioni murarie dell'edificio risalente al I secolo a.C.* In: *Archeologia a Montegibbio. La scoperta di una villa romana*, Catalogo della mostra di Sassuolo, a cura di F. Guandalini, Milano, 19-26.
- 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.
- GOULTY N.R. (2001) - *Mechanics of layer-bound polygonal faulting in fine-grained sediments.* Jour. Geol. Soc. London, 159, 239-246.
- GRENERCZY G. SELLA G. STEIN S. KENYERES A. (2005) - *Tectonic implications of the GPS velocities field in the northern Adriatic region.* Geoph. Res. Letter, 32, L16311, 4 pp.
- GRIMANDI P. & GAUDIELLO F. (2006) - *Il Pozzo di Monte Donato.* Sottoterra, 123, 24-29.
- GUDMUNDSSON A. GJESDAL O. BRENNER S. L. FJELDSKAAR I. (2003) - *Effects of linking up of discontinuities on fracture growth and groundwater transport.* Hydrogeology Journal, 11, 84-99.
- HELM D. C. & LI J. (2003) - *Mechanisms of earth fissuring caused by groundwater withdrawal.* Environmental Engineering Geoscience, 9 (4), 351-362.
- HELM D. C. (1994) - *Hydraulic forces that play a role in generating fissures at depth.* Bull. Ass. Eng. Geol., 31 (3), 293-304.
- HIGGINS C. G. & SCHONER C. (1997) - *Sinkholes formed by piping into buried channels.* Geomorphology, 20, 307-312.
- HOLZER T. L. (1984) - *Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediment.* Geol. Soc. of Am., Reviews in Eng. Geol., 6, 67-105.
- HOVLAND M. GARDNER J.V. JUDD A.G. (2002) - *The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards.* Geofluids, 2, 127-136.
- HUBP J. L. GARCIA O. S. GARCIA M. A. (1999) - *Grietas en campos de cultivo: un tipo de riesgo.* Prevención (Messico), 22, 18-23.
- JUDD A. HOVLAND M., (2007) - *Seabed Fluid Flow. The impact on geology, biology and the marine environment.* Cambridge, 475 pp.
- LEKKAS E. LOZIOS S. SKOURTSOS E. KRANIS H., (1996) - *Liquefaction, ground fissures and coastline change during the Egio earthquake [15 June 1995; Central-Western Greece].* Terra Nova, 8, 648-654.
- LI Y. YANG J. HU X. (2000) - *Origin of ground fissures in the Shanxi Graben System, Northern China.* Eng. Geol., 55, 267-275.
- LUGLI S. (2001) - *Timing of post-depositional events in the Burano Formation of the Secchia Valley (Upper Triassic Apennines), clues from gypsum-anhydrite transitions and carbonate metasomatism.* Sedim. Geol., 140, 107-122.

- M.U.R.S.T. [Ministero Università e Ricerca Scientifica e Tecnologica] (1997) - *Carta geomorfologica della Pianura Padana scala 1:250.000*. Firenze: 3 sheets.
- MAGRI F. BAYER U. JAHNKE C. CLAUSNITZER V. DIERSH H. J. FUHRMAN J. MOLLER P. PEKDEGER A. TESMER M. VOIGT H.J. (2005) - *Fluid-dynamics driving saline water in the North East German Basin*. Int. Journ. Earth Scie., 94, 1056-1069.
- MANDL G. (1988) - *Mechanics of tectonic faulting*. Amsterdam, 1988, 407 pp.
- MARTELLI L. (2005) - *Manifestazioni superficiali di fasi fluide nella pianura emiliana*. Earth Sciences doctoral Thesis, Università degli Studi di Bologna (17° Ciclo, 2002-2004), relatore Prof. E. Rabbi, 151 pp. (unpublished).
- MEADE R. H. (1964) - *Removal of water and rearrangement of particles during the compaction of clayey sediments - Review*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 497 B, 24 pp.
- MOLINARI F. C. BOLDRINI G. SEVERI P. DURONI G. RAPTÌ CAPUTO D. MARTINELLI G. (2007) - *Risorse idriche sotterranee della Provincia di Ferrara*. R.ER.-Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli (ed.), Parte prima, 7-61.
- NEAL J.T. LANGER A. M. KERR P. F. (1968) - *Giant desiccation polygons of Great Basin Playas*. Geol. Soc. Am. Bull., 79 (1), 70-89.
- 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.
- NISIO S. (2003) - *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia centrale*. Il Quaternario, 16(1), 121-132.
- NISIO S. CARAMANNA G. CIOTOLI G. (2007) - *Sinkholes in Italy: first results on the inventory and analysis*. Geol. Soc. London Spec. Publications, 279, 23-45.
- PATERSON M. S. (1978) - *Experimental rock deformation. The brittle field*. Berlin, 254 pp.
- PAVELKO M.T. WOOD D.B. LACZNIAK R. J. (1999) - *Gambling with water in the desert*. In "Land Subsidence in the United States", Circular 1182, U.S. Geological Survey, 49-64.
- PELLEGRINI M. & VEZZANI L. (1978) - *Faglie attive in superficie nella pianura padana presso Correggio (Reggio Emilia) e Massa Finalese (Modena)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 1, 141-149.
- PELLEGRINI M. & VEZZANI L. (1978) - *Faglie attive in superficie nella pianura padana presso Correggio (Reggio Emilia) e Massa Finalese (Modena)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 1, 141-149.
- PETRUCCI F. BIGI B. PECORARI M. VIDONI TANI M.E. (1982) - *Le risorgive nella pianura parmense e piacentina*. Geogaf. Fis. Dinam. Quat., 5, 277-284.
- PICOTTI V. & PAZZAGLIA F.J. (2008) - *A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy)*. "Journal Geophysical Research" 113, B08412, doi:10.1029/2007JB005307,.
- PIGNONE R. CIBIN U. SEVERI P. (2008) - *Subsidenza. Pianura bolognese e costa le aree più critiche*. ArpaRivista, 2008/1, 8-9.
- QUEIRAZZA G. C. MARCATO C. PELLEGRINI G.B. PETRACCO SICARI G. ROSSEBASTIANO A. , (1990) - *Dizionario di toponomastica. Storia e significato dei nomi geografici italiani*. Grugliasco, 720 pp.
- R.ER.-ENI & AGIP (1998) - *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna*. Firenze 1998, 9 sheets, pp.120.

- RIO R. (1931) - *Vestigia Crustunei. La vicenda storica dell'agro reggiano*. Libro primo. Reggio Emilia, 89 pp.
- ROURE F. SWENNEN R. SCHNEIDER F. FAURE J.L. FERKET H. GUILHAUMOU N. OSADETZ K. ROBION P. VANDEGINSTE V. (2005) - *Incidence and importance of tectonics and natural fluid migration on reservoir evolution in foreland fold-and-thrust belts*. Oil & Gas Science and Technology, 60, 67-106.
- ROVERSI G. (1966) - *I terremoti bolognesi degli anni 1779-80 e il vulcano artificiale a Gaibola*. Strenna Storica Bolognese, 16, 267-308.
- S.G.I. (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA) (2001) - *Carta Geologica dei mari italiani, 1:250.000, Sheet NL-3310, Ravenna*, 108 pp., 2 sheets.
- SAGLIA G. (2008) - *Studio di un'anomala acqua freatica in provincia di Rovigo*. Tesi di Laurea Specialistica in Conservazione e Gestione del Patrimonio Naturale, Fac. di Sc. MM.FF.NN. dell'Università degli Studi di Bologna, AA. 2006-2007, relatore Prof. S. Cremonini (inedita), 73 pp.
- SCAGLIONI A. (1986) - *Alberi e fabbricati: una convivenza difficile*. Genio Rurale, 49, 11.
- SCHUMANN H. H. POLAND J. F. (1969) - *Land subsidence, earth fissures and groundwater withdrawal in south-central Arizona, USA*. In: "Land Subsidence Symposium", Tokyo, 1969.
- SCIOLI A. (1937) - *L'attività estrattiva e le risorse minerarie della Regione Emilia-Romagna Modena, 1972* (reprint), Federazione Casse Risparmio and Unione Camere Commercio Emilia-Romagna, 626 pp.
- SHENG Z. HELM D.C. LI J. (2003) - *Mechanisms of earth fissuring caused by groundwater withdrawal*. Environ.& Engineer. Geoscience, 9, 351-362.
- 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.
- STEFANI M. & VINCENZI S. (2002) - *Geologic-stratigraphic map of the Po delta central area*. - Foglio 187 Codigoro, 1:50.000 - Sperimentale.
- STEFANI M. & VINCENZI S. (2005) - *The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system*. Marine Geol., 222-223, 19-48.
- STORTONI G. (2000) - *Studio dei caratteri idrogeologici e idrochimici della falda freatica di una porzione della pianura ferrarese*. Tesi di Laurea in Scienze Naturali, Facoltà di Scienze MM. FF. e NN., Università degli Studi di Bologna, AA. 1999-2000. Relatore prof. E. Rabbi, 120 pp. (Unpublished).
- STRAMONDO S. SAROLI M. TOLOMEI C. MORO M. DOUMAZ F. PESCI A. LODDO F. BALDI P. BOSCHI E. (2007) - *Surface movements in Bologna (Po Plain - Italy) detected by multitemporal DInSAR*. Remote Sensing of Environment, 110, 304-316.
- STRINI A. (2004) - *Erosione sotterranea e sprofondamenti nell'alta pianura lombarda: gli "occhi pollini"*. APAT (ed.), Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Atti del convegno, Roma, 20-21 maggio 2004, 665-675.
- THOMASSIN S. (1982) - *Le multiguide nature des traces d'animaux*. Bordas, 157 pp.
- TONGIORGI P. SALA L. FONTANA R. SPAMPANATO A. LANZI A. GIANAROLI M. (1999) - *La Nutria in provincia di Modena, aspetti ecologici e gestionali*. Noi e l'Ambiente, 57, 36-47.
- TRICART J. (1977) - *Precis de geomorphologie, Tome II*. Paris, 345 pp.

- TRINCARDI F., CATTANEO A., CORREGGIARI A., RIDENTE D. (2004A) - *Evidence of soft sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the late Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea*. *Marine Geology*, 213, 91-119.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., CORREGGIARI A. (2004 B) - *Mediterranean prodelta systems. Natural evolution and human impact investigated by EURODELTA*. *Oceanography*, 17/4, 34-45.
- USGS (1999) - *Land Subsidence in the United States*. Circular 1182, U.S. Geological Survey, 177 pp.
- VAI G. B. & MARTINI I.P. (2001) - *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basin*. London 2001, 633 pp.
- VAI G.B. & RICCI LUCCHI F. (1976) - *The Vena del Gesso Basin in Northern Apennines: growth and mechanical breakdown of gypsified algal crusts*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 16, 217-249.
- VETTORE L., MARTELLI L., CREMONINI S., RABBI E., CIABATTI M. (2004) - *Applicazione di metodologia GPR allo studio di collassi del piano di campagna in un'area di pianura (Bologna)*. APAT (ed.), Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, Atti del convegno, Roma, 20-21 maggio 2004, 697-709.
- WU Q., YE S., WU X., CHEN P. (2003) - *A nonlinear modelling and forecasting system of earth fractures based on coupling of artificial neural network and geographical information system-exemplified by earth fractures in Yuci City, Shanxi, China*. *Environ. Geol.*, 45, 124-131.
- XUE Y. Q., ZHANG Y., YE S.-J., WU -J. C., LI Q.-F. (2005) - *Land subsidence in China*. *Environ. Geol.*, 48, 713-720.
- YERKES R.F. & CASTLE R.O. (1976) - *Seismicity and faulting attributable to fluid extraction*. *Eng. Geol.*, 10, 151-167.
- ZELLMER J. T., ROQUEMORE G. R., BLACKERBY B. A. (1985) - *Modern tectonic cracking near the Garlock fault, California*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 1037-1042.
- Zhu T. X. (1997) - *Deep-seated, complex tunnel systems-a hydrological study in a semi-arid catchment, Loess Plateau, China*. *Geomorphology*, 20, 255-267.

I SINKHOLE DELL'APPENNINO CAMPANO: STATO DELLE CONOSCENZE

di Del Prete S.¹, Di Crescenzo G.², Santo A.³

ABSTRACT

Recent researches carried out throughout Campania territory have shown interesting information about sinkholes distribution and genesis.

Sinkholes formed both in carbonate contexts and in alluvial plains areas where high thickness of sands, conglomerate and pyroclastic deposits are present.

In the carbonate contexts the collected data suggest that karst collapse sinkholes result from enhanced dissolution phenomena related to the uprising of deeply derived fluids, for which active faults represent preferred pathways; they are favoured by the presence of a relatively shallow water table. In the collapse events, an important role is possibly played by seismic shaking.

In the alluvial plain contexts the underground voids are not directly linked with karst processes but originate due to the presence of an under pressure water circulation.

In this paper different typology of sinkhole phenomena and the results of some detailed geological surveys will be illustrated and discussed.

RIASSUNTO

Le ricerche condotte da diversi anni sui sinkhole della Campania hanno permesso di trarre alcune importanti considerazioni sulla distribuzione e sulla genesi di queste fenomenologie. I sinkhole si aprono sia in contesti pedemontani di natura carbonatica, sia in aree alluvionali pianeggianti, spesso colmate da potenti coltri di depositi alluvionali e piroclastici. Nei contesti carbonatici questi fenomeni non hanno una distribuzione casuale ma sono concentrati in settori caratterizzati dalla contemporanea presenza di più fattori predisponenti quali: calcari fortemente fratturati e carsificati, falde mineralizzate, faglie regionali con evidenze di attività tardo quaternaria. In questi casi il ruolo della mineralizzazione delle acque, a causa di venute endogene, svolge un ruolo importante per la carsificazione e il conseguente indebolimento degli ammassi rocciosi, sino al collasso, soprattutto in concomitanza di forti terremoti.

Nelle aree alluvionali, caratterizzate dalla presenza di notevoli spessori di materiali sciolti a granulometria fine, la formazione dei vuoti sotterranei e il trasporto del materiale non sembrerebbero legati a processi carsici riferibili a un substrato profondo, ma essenzialmente all'azione di acque sotterranee in pressione, da mettere in relazione a risalite della falda in concomitanza di intensi eventi piovosi all'interno del materasso piroclastico alluvionale.

1 Geologo, Federazione Speleologica Campana

2 Dottore di Ricerca in Geologia Applicata

3 Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Geotecnica ed Ambientale (Sez. di Geologia Applicata) Università di Napoli Federico II

Nel presente lavoro vengono individuati differenti contesti geologici e geomorfologici in cui si sono verificati fenomeni di sinkhole e descritte le loro peculiarità geologico stratigrafiche e idrogeologiche. Vengono, inoltre, riportati alcuni casi di studio ed alcune indagini di dettaglio condotte sia in contesti carbonatici che alluvionali e ci si sofferma sulla possibile genesi dei sinkhole.

1. PREMESSA

I fenomeni da sinkhole sono ampiamente diffusi nel territorio italiano ed interessano sia terreni granulari che rocce litoidi (AA.VV., 2008). Il termine sinkhole viene frequentemente utilizzato anche per indicare sprofondamenti connessi ad attività antropiche in sotterraneo e, più in generale, collassi che non si verificano necessariamente in ambiente carsico. La confusione terminologica relativa alle diverse tipologie di sinkhole è anche favorita dall'utilizzo del termine "sinkhole" negli Stati Uniti con finalità prevalentemente ingegneristiche, rispetto a una più frequente diffusione del sinonimo "dolina", in ambito europeo, utilizzato con finalità prevalentemente geomorfologiche.

Nel caso delle aree carsiche, la più recente e completa classificazione dei sinkhole è quella proposta da WALTHAM et al. (2005) che suddivide i fenomeni di sinkhole in sei tipologie: *solution*, *collapse*, *caprock*, *dropout*, *suffosion*, *buried sinkhole*.

Questa classificazione, tuttavia, facendo stretto riferimento ad ambiti carsici o comunque caratterizzati dalla presenza di un substrato carbonatico carsificabile sepolto ma comunque non profondo, in alcuni casi, come ad esempio in contesti di piana alluvionale con substrato carbonatico molto profondo, può risultare di difficile applicazione tanto che alcuni Autori italiani ne hanno proposto altre (NISIO, 2003; NISIO & SALVATI, 2004; NISIO et al., 2004) di più ampio respiro.

Nonostante le numerose ricerche, la complessità di questi fenomeni spesso rende la loro genesi ancora poco chiara ed anche il loro controllo e monitoraggio risulta difficile in quanto i sinkhole si formano improvvisamente senza particolari segni premonitori.

Solo di recente, peraltro, il verificarsi di catastrofici fenomeni di collasso in varie regioni italiane che hanno coinvolto aree abitate come Camaione, in Toscana (ottobre 1995), Telesse, in Campania (febbraio, 2002) e Gallipoli, in Puglia (marzo 2007) stanno iniziando ad attirare anche l'attenzione delle Amministrazioni statali in termini di pianificazione del territorio e di Protezione Civile come dimostrano i primi provvedimenti legislativi adottati da regioni come il Lazio, la Toscana e la Sardegna.

In questa nota, dopo una breve rassegna sulle precedenti conoscenze relative alle varie interpretazioni delle morfologie da sinkhole presenti sul territorio campano, viene analizzato lo stato odierno delle conoscenze acquisite sulla distribuzione del fenomeno e sulle probabili genesi di fenomeni di sinkhole sia in aree di piana s.l. (piana alluvionale, piana fluviale e conca intramontana) che su versanti carbonatici.

2. PRECEDENTI CONOSCENZE

La presenza di alcune depressioni morfologiche nell'area alluvionale del medio corso del F. Volturno, nel settore settentrionale della Campania, già dalla prima metà dell'800 aveva attirato l'attenzione di alcuni studiosi, GUSSONE & TENORE (1835) e SCACCHI (1885), che, precorrendo i tempi, già le interpretavano come fenomeni da sprofondamento in analogia a fenomeni e morfologie presenti anche nel Lazio.

Successivamente, tuttavia, altri Autori (SCHERILLO, 1965; SCHERILLO et al., 1965; 1966; 1968, GASPARINI, 1965; 1966), reinterpretarono queste stesse morfologie come crateri

vulcanici “gassosi” da mettere in relazione al vulcanismo del Roccamonfina secondo le stesse supposizioni avanzate anche per le “Fosse falerne” presenti lungo la fascia pedemontana del Monte Massico.

Nel 1986, CORNIELLO & DE RISO, in uno studio sull'idrogeologia e idrochimica delle sorgenti dell'agro telesino, individuano sul colle calcareo di Montepugliano (estrema propaggine meridionale del più ampio massiccio dei Monti del Matese) un gran numero di doline da collasso la cui origine è messa in relazione con il ripetuto oscillare del livello di base carsico e la presenza di acque mineralizzate cui sono associati fenomeni di ipercarsismo.

Nel 1995, CORNIELLO & SANTO, svolgendo uno studio sulle problematiche geologiche connesse ai fenomeni di dissesto della basilica benedettina di S. Angelo in Formis, segnalano la presenza di trincee e di doline da crollo ellittiche lungo i versanti settentrionali del Monte Tifata (margine nord orientale della Piana Campana), presumibilmente a movimenti gravitativi profondi di versante.

A seguire, BUDETTA et al. (1996) e SANTO & TUCCIMEI (1997), nell'ambito di uno studio sui fenomeni deformativi lungo versanti carbonatici associati a fenomeni carsici, focalizzano la loro attenzione sulle due doline da sprofondamento della Jala, in Penisola Sorrentina, e di Pianelle nei pressi dell'area termale di Contursi. In entrambi i casi gli Autori riconoscono, tra le cause predisponenti la loro formazione, la presenza di eventuali vuoti carsici, uno stato di intensa fratturazione e carsismo degli ammassi, la presenza di manifestazioni termali e termominerali quali condizioni per l'instaurarsi di fenomeni di ipercarsismo e una correlazione con forti *shock* sismici. Vengono, inoltre, evidenziate le forti implicazioni tra lo sviluppo di questi fenomeni e quelli deformativi di versante in contesti carbonatici nonché le complesse interazioni con la presenza di infrastrutture di trasporto in sottoterraneo esistenti o in fase di realizzazione.

Dopo questa serie di ricerche puntuali o che in qualche caso trattavano solo di riflesso l'aspetto legato alla formazione di morfologie da collasso variamente interpretate, è solo nel 2004 che viene pubblicata una prima sintesi sulla distribuzione delle morfologie da sinkhole in Campania (DEL PRETE et al., 2004) cui hanno fatto seguito una serie di studi di dettaglio sia per siti o contesti specifici (SANTO et al., 2007; DEL PRETE et al., 2008a; 2010a) che di carattere generale (DEL PRETE et al., 2008b, 2010a; 2010b).

3. SINKHOLE IN CAMPANIA

Le ricerche in corso hanno consentito di identificare almeno 120 morfologie da collasso (Fig. 1) che coinvolgono terreni sia granulari che litoidi e che si distribuiscono in differenti contesti geologici riconducibili ad estese piane alluvionali, valli fluviali, conche intramontane e versanti carbonatici bordieri delle piane peritirreniche (DEL PRETE et al., 2010b).

Quando interessano terreni granulari, si tratta sia di sinkhole che si sviluppano nelle coperture detritiche pedemontane presenti alla base di massicci carbonatici (brecce di versante e ghiaie di conoide), che di sprofondamenti in materiali limoso-sabbioso-ghiaiosi costituiti da piroclastiti in sede o rimaneggiate in aree di piana alluvionale o conche intramontane (DEL PRETE et al., 2008 a; 2008b).

Viceversa, nel caso di sinkhole in terreni litoidi, essi coinvolgono rocce di natura prevalentemente calcarea, molto carsificate con eventuali coltri detritiche di copertura di ridotto spessore e si distribuiscono alla base o lungo scarpate di faglie bordiere (SANTO et al., 2007; DEL PRETE et al., 2010a).

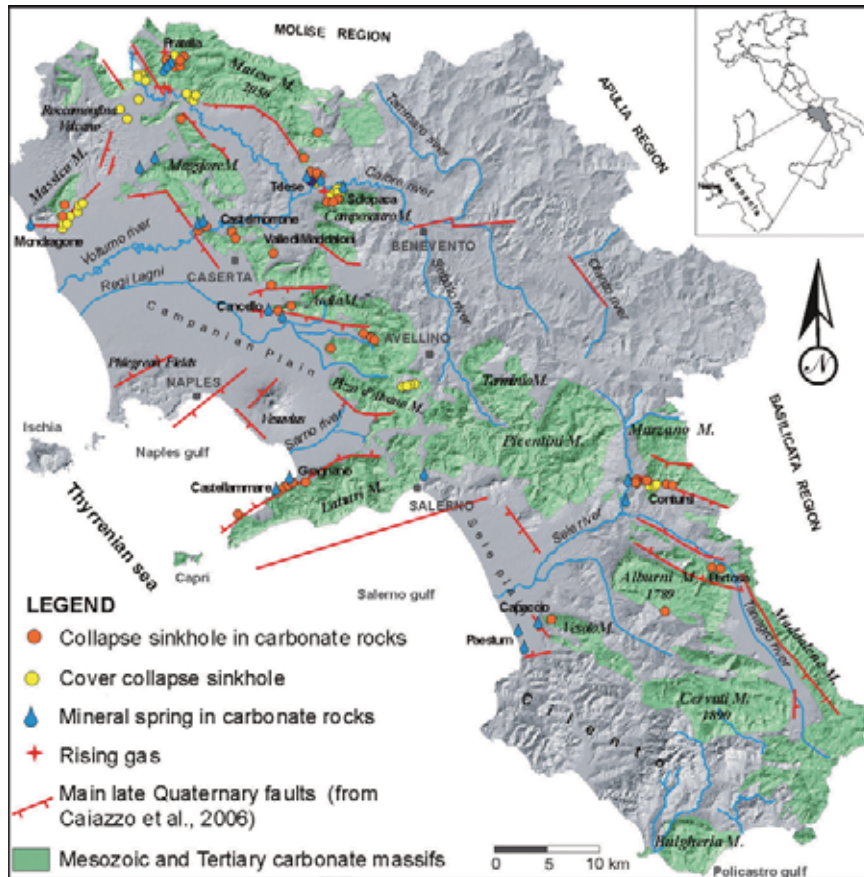


Fig. 1 - Distribuzione dei sinkhole in Campania (da Del Prete et al., 2010a)
 Fig. 1 - Sinkhole distribution in Campania Region (after Del Prete et al., 2010a).

3.1 Sinkhole di pianura

I sinkhole che si sviluppano nelle aree di piana s.l., interessano ambiti geologici e geomorfologici riferibili ad ampie piane alluvionali (es. piana campana settentrionale, valle del fiume Calore beneventano; CELICO, 1983), valli fluviali strette (es: valle del fiume Lete) e conche intramontane (es. conca di Forino).

Lungo i margini interni della catena appenninica, le fasi tettoniche estensionali hanno prodotto ampi graben e piane costiere riempite da sedimenti marini, alluvionali e vulcanici con potenti spessori di alcune centinaia di metri. I sinkhole che si sviluppano all'interno di queste ampie piane alluvionali, come quella del Volturno e della Piana Campana, presentano alcune caratteristiche comuni rappresentate da:

- potenti spessori di sedimenti alluvionali (limo-sabbioso-ghiaiosi) e piroclastici (sabbioso-ghiaiosi sciolti o tufacei) in sede o rimaneggiati;
- elevate profondità del substrato carbonatico (rinvenibile ad alcune centinaia di metri di profondità);

- presenza di falda poco profonda, talora in pressione che satura i sedimenti e dà origine a piccoli laghetti ospitati all'interno dei sinkhole;
- allineamenti lungo importanti faglie regionali;
- età di formazione recente come dimostra il coinvolgimento nelle fasi di collasso di terreni olocenici e di manufatti storici;
- elevata suscettibilità a fenomeni di liquefazione dei sedimenti innescata da forti shock sismici.

I sinkhole presenti nella piana a sud est del Monte Massico e quelli presenti nella paleo valle del Volturno lungo la fascia pedemontana nord orientale del Roccamonfina, sono accomunati da quasi tutte queste caratteristiche. Sono tutti impostati in depositi limoso-sabbioso di origine alluvionale e piroclastiti riferibili sia all'Ignimbrite Campana (39.000 anni) che post Ignimbrite. Inoltre, in diversi di essi la falda è tuttora affiorante dando origine a caratteristici laghetti, mentre per altri esistono foto storiche ad attestarne la presenza nel passato. Sebbene, infine, ancora non siano state trovate prove certe sulla loro origine, non è da escludere una loro origine connessa a forti terremoti come narrano alcune leggende popolari locali.

3.2 Sinkhole in valli fluviali

In Campania sono presenti alcuni sinkhole formati all'interno di valli fluviali ampie da poche centinaia di metri a pochi chilometri. La copertura dei depositi alluvionali è in genere caratterizzata da spessori minori rispetto a quella della più ampie piane alluvionali prima descritte, ed è costituita da depositi limoso-sabbioso ghiaiosi. A questi depositi possono localmente intercalarsi anche lenti e livelli travertinosi, lacustri e piroclastici in sede o rimaneggiati e pedogenizzati. La falda è in genere superficiale o poco profonda e le sue oscillazioni relativamente limitate per l'elevata permeabilità dei depositi.

In questi contesti i sinkhole:

- non sono mai di grandi dimensioni (pochi metri di diametro);
- interessano sempre depositi sabbioso limosi;
- la loro genesi è associata a repentine oscillazioni della falda in periodi particolarmente piovosi che possono innescare fenomeni di liquefazione;
- vengono rapidamente obliterati dalle morfodinamiche fluviali.

Esempi di sinkhole originatisi in simili contesti sono presenti nell'alta valle del fiume Lete, nella valle del Calore beneventano presso Telesse e nella medio-alta valle del Volturno presso Mastrati. In tutti questi casi i sinkhole hanno coinvolto depositi limo sabbiosi (in qualche caso anche travertinosi), talora con lenti torbose (Volturno). In tutti i casi le forti variazioni di carico della falda associate a forti piogge, hanno indotto fenomeni di liquefazione che si sono manifestati con un repentino rigonfiamento dell'area interessata dal sinkhole causato dalla improvvisa risalita dell'acqua che ha provocato l'espulsione di acqua e fango.

Anche in questi contesti non si può escludere, quale ulteriore fattore d'innescio per alcuni casi, l'influenza dei forti terremoti come attestato dalla formazione del lago di Telesse in occasione del forte terremoto del settembre 1349.

3.3 Sinkhole all'interno di conche intramontane

All'interno della catena appenninica e sempre in connessione alla sue fasi di surrezione, sono presenti alcune conche intramontane. Queste depressioni possono essere ampie da alcune centinaia di metri ad alcuni chilometri e presentare riempimenti di depositi lacu-



Fig. 2 - Panoramica della stratigrafia visibile lungo le pareti del sinkhole di Contrada Petrosa (foto del marzo 2007). Legenda: A) suoli recenti con due livelli di eruzioni vulcaniche storiche [472d.C. e 1631]; B) pomici dell'eruzione vulcanica di Mercato/Ottaviano, 8000 anni fa; C) cineriti rimaneggiate (limi sabbiosi) con pomici e locali livelli di sabbie e paleosuoli; D) pomici grigie e scorie probabilmente riferibili all'eruzione di Sarno rimaneggiate in ambiente alluvionale; E) cineriti (limi sabbiosi) pedogenizzate con locali livelli di sabbie fini.

Fig. 2 - View of stratigraphy along the wall of Contrada Petrosa sinkhole (photo of 2007, March). Legend: A) present soils with two levels of recent tephra (472 d.C. and 1631 eruptions); B) tephra of Mercato/Ottaviano eruption (8000 y. b.p); ash and pumice interbedded with sands and paleo-soil levels; D) grey pumices and scoria of Sarno eruption reworked in alluvial environment; E) weathered ash levels with thin sandy layers.

stri e piroclastici sia in sede che rimaneggiati dell'ordine del centinaio di metri poggianti su un substrato flischioide. Lungo i bordi sono invece presenti depositi detritici grossolani derivati dallo smantellamento dei versanti.

I sinkhole che si sviluppano all'interno delle conche intramontane, come quella di Forino, presentano alcune caratteristiche comuni rappresentate da:

- coinvolgimento di potenti spessori di sedimenti alluvionali (limo-sabbioso-ghiaiosi) e piroclastici (sabbioso-ghiaiosi sciolti) in sede o rimaneggiati;
- elevate profondità del substrato carbonatico (rinvenibile anche ad un centinaio di metri di profondità);
- rapide oscillazioni della falda con repentini incrementi del gradiente idraulico all'interno del corpo di sedimenti di riempimento della conca intramontana;
- periodica circolazione idraulica all'interno del pacco di sedimenti di riempimento della conca intramontana in occasione di forti piogge;

La conca di Forino costituisce un bacino endoreico di circa 10 km² localizzato sul margine esterno della dorsale carbonatica dei monti di Sarno. La genesi della depressione è associata all'azione di faglie attive durante il Plio-Quaternario che hanno dislocato le dorsali calcareo mesozoiche su cui poggiano, in trasgressione, successioni terrigene mioceniche. Nel centro della piana, il substrato miocenico ed i sottostanti calcari risultano ribassati a gradinata sino a poche centinaia di metri. Il riempimento quaternario della conca è costituito da successioni fluvio-lacustri, di natura limo-argillosa, ricoperte da tufi dell'Ignimbrite

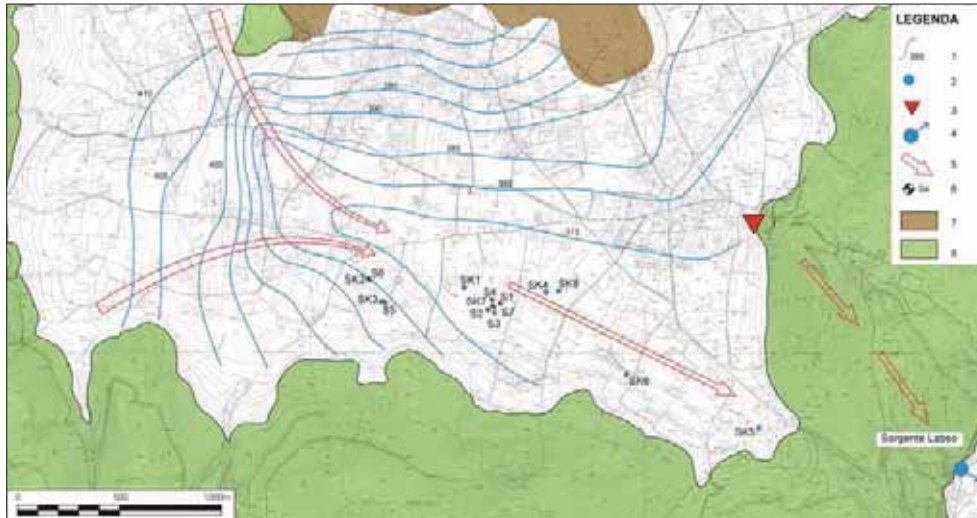


Fig. 3 - Isopiezometriche della falda della piana di Forino [da Santo et al., 1998 mod.]. Legenda: 1) curva isopiezometrica e relativa quota s.l.m.; 2) sinkhole; 3) inghiottitoio; 4) sorgente; 5) direzione di drenaggio sotterraneo; 6) sondaggio; 7) flysch miocenici; 8) calcari mesozoici.

Fig. 3 - Isopiezometric curves of the Forino plain [from Santo et al., 1998, mod.]. Legend: 1) isopiezometric curve and altitude above sea-level; 2) sinkhole; 3) ponor; 4) spring; 5) groundwater flow direction; 6) borehole; 7) Miocene flysch; 8) Mesozoic limestones.

Campana [39.000 anni] e da alternanze di piroclastiti sia in sede che rimaneggiate dell'attività flegreo vesuviana e paleosuoli limo sabbiosi.

Nella conca sono stati identificati 8 sinkhole, due dei quali generatisi nel marzo e nel giugno 2005 (Fig. 2), che nell'ambito del bacino tendono a distribuirsi lungo la fascia di deflusso preferenziale della falda del materasso alluvionale (DEL PRETE et al., 2008 a).

A contorno del sinkhole del giugno 2005, è stato possibile eseguire una campagna d'indagine costituita da 5 carotaggi (1 all'interno del sinkhole e 4 al contorno; Fig. 3). La ricostruzione stratigrafica di dettaglio del sito e lo studio della circolazione idrica sotterranea (Figg. 3 e 4), hanno messo in evidenza l'instaurarsi di fenomeni di erosione lungo una paleo incisione impostata nell'Ignimbrite Campana sepolta da livelli sabbioso limosi al suo top (DEL PRETE et al., 2008 a). Questi fenomeni di suffosione producono la formazione di vuoti che poi collassano in occasioni di forti piogge per incremento delle tensioni in volta dei sedimenti granulari imbibiti dalle intense precipitazioni e/o incrementi di pressione idraulica dovuti alla circolazione idrica sotterranea nel pacco di sedimenti al top dell'Ignimbrite. La ricerca da un lato ha consentito di escludere con certezza l'eventuale influenza dovuta alla presenza di cavità nel substrato carbonatico, dall'altro ha evidenziato il possibile ruolo delle dorsali carbonatiche a contorno. Detto ruolo consiste sia nell'influenzare le variazioni di carico idraulico nella falda multistrato dell'acquifero alluvionale, sia nello smaltimento delle acque dell'acquifero alluvionale e del trasporto solido che deriva dai processi di suffosione verso la falda profonda attraverso inghiottitoi sepolti ubicati nella zona di recapito finale della falda dell'acquifero alluvionale a margine della conca intramontana (Fig. 5).

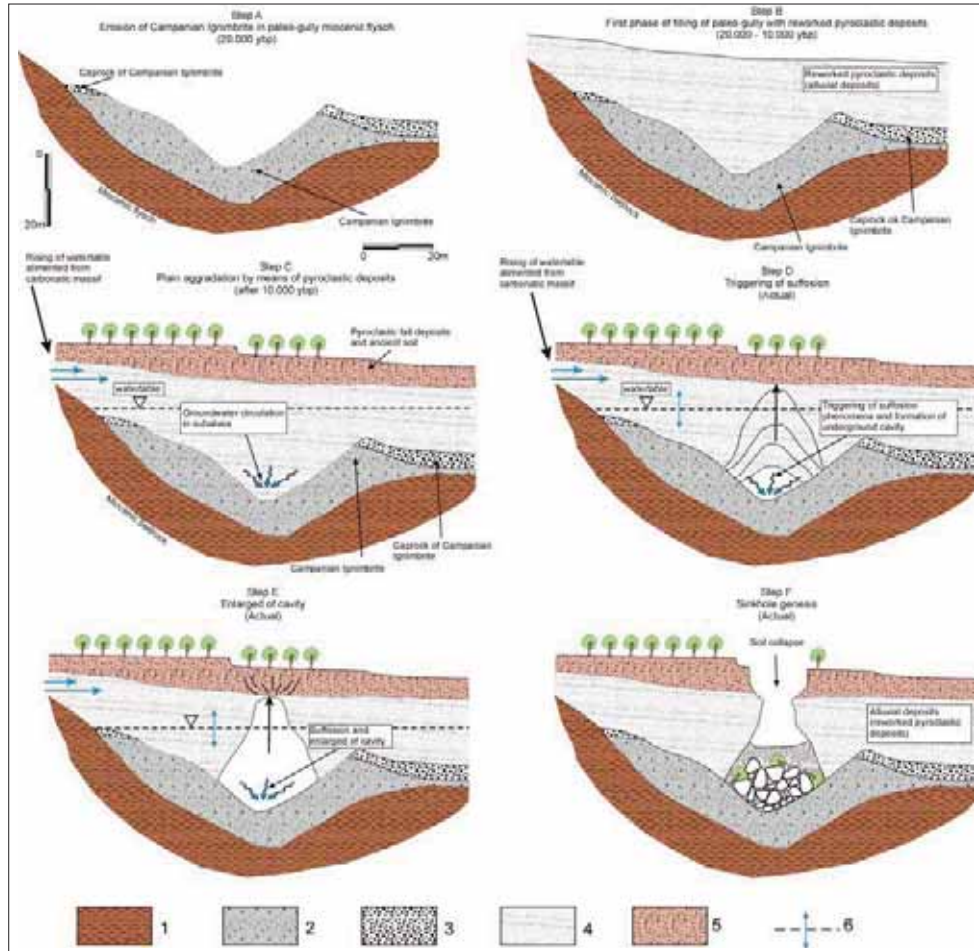


Fig. 4 - Evoluzione geomorfologica del sinkhole di Contrada Petrosa a Forino (da Del Prete et al., 2008 a mod.). A) paleoincisione nel substrato terrigeno (circa 40.000 anni fa) ed erosione dell'Ignimbrite Campana (39.000 anni) operata dal nuovo reticolo idrografico dopo la sua deposizione; B) fase di riempimento della paleoincisione (tra 20.000 e 10.000 anni fa); C) ulteriore fase di aggradazione della piana per caduta di depositi piroclastici seppellisce definitivamente la paleovalle; D) in profondità si creano le condizioni per la circolazione idrica nell'acquifero piroclastico-alluvionale con un deflusso preferenziale che segue la paleoincisione sepolta (post 10.000 anni fa); E) la circolazione idrica sotterranea innesca un lento processo di erosione sotterranea che porta alla formazione di vuoti che causa i sinkhole (F).

Fig. 4 - Geomorphological evolution of the Contrada Petrosa sinkhole (modified after Del Prete et al., 2008). A) Palaeo-gully in the flysch deposits and erosion of the Campanian Ignimbrite (about 39.000 BP) after its deposition with genesis of a new gully (about 20.000 BP); B) phase of valley filling (between 20.000 and 10.000 BP); C) plain aggradation by means of pyroclastic fall deposits. The ancient valley, cut in the Campanian Ignimbrite and filled with reworked pyroclastic deposits, is definitely buried (10.000 BP); D) groundwater circulation within the alluvial-pyroclastic aquifer has a flow direction oriented as the buried paleo-gully, and causes a slow erosion that produces formation of void; E) upward void migration causes the sinkhole (F).

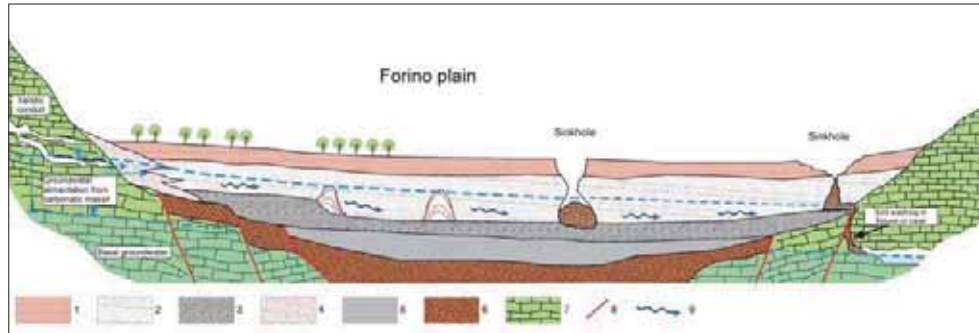


Fig. 5 - Rappresentazione schematica della formazione dei sinkhole nella piana di Forino. 1) Depositi piroclastici da fall alternati a paleosuoli e livelli alluvionali; 2) piroclastiti rimaneggiate in ambiente alluvionale; 3) Ignimbrite Campana; 4) detrito di versante; 5) depositi limoso-sabbiosi pre - Ignimbrite campana; 6) flysch miocenici; 7) substrato carbonatico mesozoico; 8) faglia; 9) circolazione idrica sotterranea nell'acquifero alluvionale.

Fig. 5 - Schematic representation of sinkhole formation in the Forino plain. Legend: 1) pyroclastic fall deposits, paleosoils alternated with alluvial deposits; 2) alluvial deposits; 3) Campanian Ignimbrite; 4) detrital talus; 5) alluvial sandy and silty deposits pre-Campanian Ignimbrite; 6) Miocene flysch; 7) Mesozoic limestones; 8) fault; 9) underground water circulation inside alluvial aquifer.

3.4 Sinkhole su versanti carbonatici

In Campania sono presenti numerosi massicci carbonatici interessati da un diffuso carsismo sia epigeo che ipogeo (Russo et al., 2005). I paesaggi carsici possono presentare una enorme varietà anche in termini di forme e dimensioni che combinate fra loro possono creare delle condizioni estremamente complesse per le costruzioni ingegneristiche la cui conoscenza è di fondamentale importanza per la definizione dell'*hazard* in aree carsiche nel campo dell'ingegneria civile.

Il collasso di una cavità formatasi per dissoluzione è il più classico dei processi evolutivi di un'area carsica.

In Campania è emerso che i 77 sinkhole in terreni carbonatici studiati sono principalmente localizzati nel settore settentrionale della regione concentrandosi lungo aree ben specifiche coincidenti con le principali faglie attive durante il Quaternario e/o in prossimità delle principali sorgenti minerali della regione (DEL PRETE et al., 2010a).

La gran parte di questi sinkhole si distribuisce lungo le aree di versante (46%) e secondariamente nelle aree pedemontane o di top del versante. Presentano in genere delle morfologie da sub circolari a ellittiche, ma le forme su versante hanno forma più frequentemente rettangolare o rombica evidenziando un chiaro controllo strutturale da parte di faglie o fratture principali.

A differenza dei sinkhole in terreni granulari, in quelli carbonatici sono molto frequenti morfologie di notevoli dimensioni con lunghezze degli assi che frequentemente superano il centinaio di metri e volumi principalmente ricadenti in un intervallo di 10.000-100.000 m³ (64%). In 3 casi è stato stimato un volume anche di 1 milione di m³.

Da un punto di vista litologico la stragrande maggioranza dei sinkhole identificati coinvolge depositi carbonatici Mesozoici (soprattutto calcari cretacei di piattaforma) e subordinatamente brecce di versante o depositi ghiaiosi di conoide su substrato carbonatico.

Osservazioni di carattere macro strutturale hanno, inoltre, evidenziato che i lineamenti tettonici principali associati a faglie con orientamento appenninico (N120°), influenzano

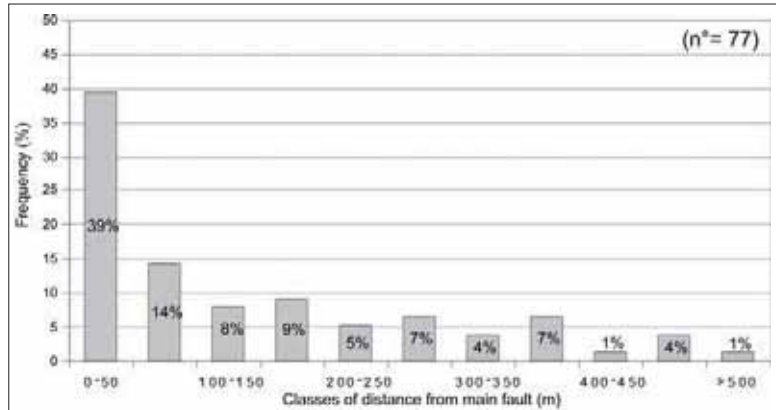


Fig. 6 - Diagramma di frequenza della distanza dei sinkhole dalle faglie principali.
Fig. 6 - Frequency diagram for the distance from the main fault.

soprattutto la forma rombica o rettangolare del sinkhole, mentre la loro localizzazione è più strettamente controllata da fattori litostutturali locali.

La stretta relazione con i lineamenti tettonici principali dei versanti su cui si impostano è altresì confermata dalla ridotta distanza rispetto ai quali si ubicano le depressioni che nella maggior parte dei casi (90%) è inferiore a 350m (Fig. 6).

La valutazione del Rock Mass Rating (BIENIAWSKI, 1979) effettuata lungo le pareti di alcuni sinkhole (DEL PRETE et al., 2010a), ha evidenziato valori piuttosto scadenti dell'ammasso (classe IV).

Dal punto di vista idrogeologico è emerso che i sinkhole sono frequentemente associati alla presenza di emergenze mineralizzate presenti alla base dei massicci e sono caratterizzate da elevati tenori di CO₂ e H₂S.

Un altro aspetto importante da considerare nell'ambito delle relazioni tra falde mineralizzate e genesi dei sinkhole, è anche la variazione nel tempo della quota della falda all'interno dell'ammasso. In tal senso sono significative le osservazioni che si possono fare lungo i versanti meridionali del colle di Montepugliano, a Telesse, dove si possono osservare zone di alterazione dovute a manifestazioni mineralizzate (acque sulfureo-bicarbonato calciche) a diverse altezze lungo i fronti di cava provocate dalle variazioni della quota di sfioro delle sorgenti nel tempo lungo la verticale del rilievo (CORNIELLO & DE RISO, 1986). Numerose e dettagliate sono le fonti storiche che riportano di frequenti terremoti anche distruttivi in Appennino meridionale, tuttavia solo raramente si riportano informazioni sulla concomitante formazione di sinkhole.

Nello specifico le fonti storiche consentono di risalire con certezza alla formazione di sinkhole sul colle di Montepugliano in occasione del terremoto del 9 settembre 1349 (Fig. 7) con epicentro nell'area di Montecassino (ROSSI, 1857; RICCARDI, 1927) e successivi ampliamenti di alcuni sinkhole della stessa zona in occasione dell'evento sismico del 26 luglio 1805 (ROSSI, 1857; PORFIDO et al., 2002; intensità Macrosismica M=6,8).

Anche il sinkhole di Pianelle lungo il versante di Monte Marzano generatosi nel maggio 1981, viene considerato da BUDETTA et al. (1996) come un effetto secondario associato al terremoto del 23 novembre 1980 [magnitudo M=6,9].

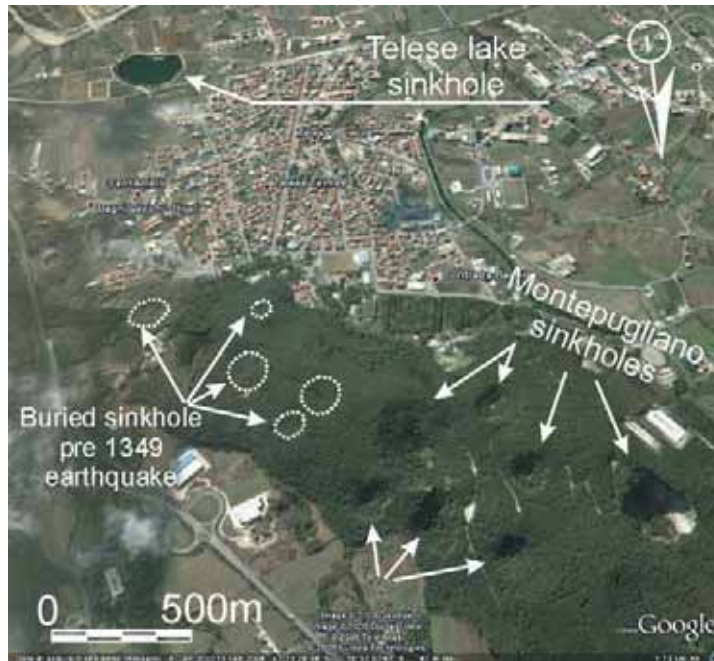


Fig. 7 - Sinkhole sul colle di Montepugliano e nella antistante piana (lago di Telese) generati con il terremoto del 1349. Nella foto è possibile osservare anche la presenza di altri sinkhole colmati dai depositi dell'Ignimbrite Campana e, quindi, precedenti il 1349.

Fig. 7- Montepugliano hill and Telese plain (Telese lake) sinkholes formed during the 1349 earthquake. The aerial view show some other sinkhole buried by Campanian Ignimbrite (39.000 ybp).

BUDETTA et al. (1996) e SANTO & TUCCIMEI (1997) ipotizzano che anche il sinkhole della Jala si sia formato a seguito di una crisi sismica che avrebbe interessato l'area dei Monti Lattari alla fine del XVII secolo basandosi sui risultati di una datazione assoluta eseguita su speleotemi tranciati rinvenuti al fondo dell'ampia frattura tensionale (Spacco della Jala) presente a monte del sinkhole stesso. I dati paleo sismici, infatti, confermano che tra il 1695 ed il 1698 l'area fu interessata da 5 terremoti con intensità tra V e VII della scala MCS (CNR/PFG, 1985). La stessa area, inoltre, secondo il BARATTA (1901) risentì anche degli effetti del terremoto della Basilicata del 1694.

In sintesi, sebbene non esistano molti dati disponibili che confermino una stretta correlazione tra la formazione di alcuni sinkhole e forti terremoti storici, non si può escludere che alcuni di essi si siano formati in periodi preistorici o lontani da aree antropizzate danneggiate richiamate nelle cronache storiche. Nello stesso tempo è anche significativa la vicinanza delle aree dei maggiori epicentri di terremoti storici rispetto alle aree in cui sono localizzati i sinkhole.

4. STATO DELLE CONOSCENZE SULLA POSSIBILE GENESI DEI SINKHOLE E PROBLEMI APERTI

Dallo studio delle numerose fenomenologie di sinkhole che è stato possibile riconoscere in Campania ne deriva che essi possono coinvolgere sia terreni granulari che litoidi e che

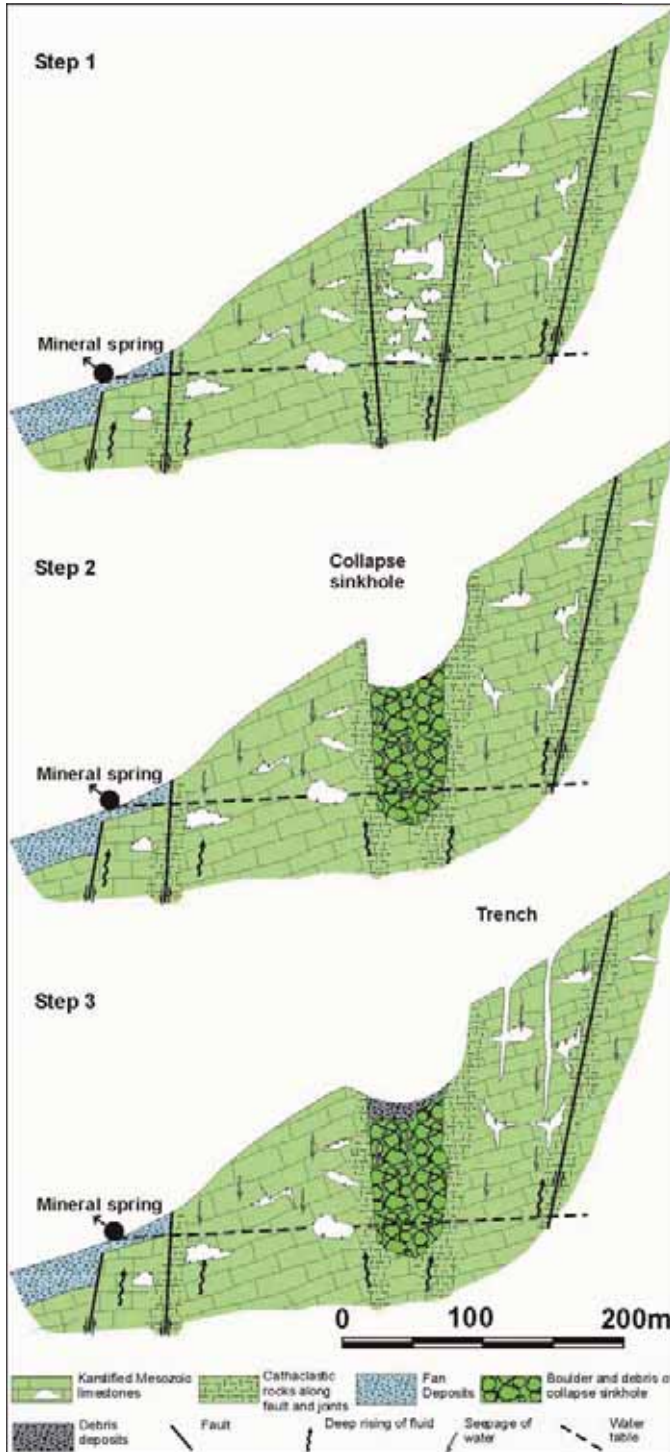


Fig. 8 - Genesis ed evoluzione dei collapse sinkhole lungo versanti carbonatici.

Fig. 8 - Genesis and evolution of the studied collapse sinkhole on carbonate rock.

possono interessare differenti contesti morfologici caratterizzati da specifiche condizioni e assetti geologici.

Sinkhole in terreni granulari si rilevano tipicamente nell'ambito di aree di piana, valli fluviali o conche intramontane caratterizzate da coltri di depositi alluvionali, marini, piroclastici sia in sede che rimaneggiati e depositi lacustri con spessori che possono andare da alcune decine di metri ad alcune centinaia di metri (DEL PRETE et al., 2008 a; DEL PRETE et al. 2010b). Si tratta di sequenze sedimentarie costituite da alternanze di strati a differenti permeabilità, con acquiferi multistrato in cui la circolazione idrica sotterranea, le oscillazioni del livello di falda ma soprattutto locali incrementi di carico idraulico possono instaurare fenomeni puntuali di liquefazione o di erosione (*ravelling* o *suffosion*) sotterranea con conseguenti fenomeni di collasso in superficie che coinvolgono terreni sciolti a granulometria prevalentemente limoso sabbiosa (Fig. 5). Quando i collassi sono strettamente legati a incrementi di carico idraulico con conseguente liquefazione, il fenomeno è preceduto da un improvviso rigonfiamento del terreno con espulsione di acqua e fango. In questo caso si generano delle ampie e profonde depressioni di forma da circolare a ellittiche spesso occupate da uno specchio d'acqua, e con larghezza e pareti sub verticali di poche decine di metri.

Non si può escludere che, insieme ai fattori sopra esposti, anche nei contesti di pianura l'effetto di uno *shock* sismico, comportando un incremento delle pressioni di poro con conseguenti fenomeni di liquefazione, possa rappresentare un'importante causa d'innescio di sinkhole. Simili fenomeni, peraltro, sono confermati dalle fonti storiche nel caso della piana di Telesse (1349) nonché dagli eventi recenti connessi al sisma del 2009 nell'aquilano. In questi contesti, in ogni caso, non si ha evidenza di un ruolo diretto di un eventuale substrato carsificabile profondo nella genesi degli sprofondamenti.

Nel caso dei sinkhole in rocce litoidi i dati finora raccolti evidenziano che essi interessano prevalentemente calcari cretaci molto fratturati e carsificati che coinvolgono volumi tra i 10^4 e i 10^5 m³.

Dal punto di vista morfostrutturale la maggior parte di essi si localizza lungo versanti di faglia alla cui base ci sono evidenze di tettonica recente. I sinkhole si aprono in genere a poche centinaia di metri dalla faglia bordiera (Fig. 6).

Considerazioni di carattere paleosismologico sembrano attestare una correlazione tra aree caratterizzate da forti terremoti e aree in cui sono localizzati i sinkhole. Questo dato potrebbe giustificare l'assenza di sinkhole nel settore meridionale della Campania notoriamente caratterizzata da una bassa sismicità.

Sebbene le aree interessate da sinkhole facciano parte di massicci carbonatici in genere caratterizzati da un diffuso carsismo epigeo ed ipogeo, in vicinanza dei sinkhole non sono noti estesi sistemi carsici ipogei. Viceversa, gli ammassi si presentano notevolmente fratturati e microcarsificati o caratterizzati dalla presenza di vuoti isolati e circoscritti di dimensioni metriche (DAVIDE, 1977; RUSSO et al., 2005; COZZOLINO et al., 2007).

La presenza di emergenze mineralizzate in corrispondenza di aree interessate dalla presenza di sinkhole è indicativa dell'instaurarsi di fenomeni di ipercarsismo e dello sviluppo di processi carsici ipogenici (KLIMCHOUK, 2007) che rappresentano delle condizioni predisponenti all'innescio di sinkhole. I fenomeni ipogenici come è noto si sviluppano lungo l'interfaccia tra la zona freatica ed epifreatica e pertanto altrettanto significative sono anche le eventuali variazioni del livello di base carsico nel tempo associate alla variazione relativa di quota della falda all'interno dell'ammasso carsificabile.

Ai fenomeni di sinkhole lungo versante, infine, spesso si associa la formazione di profonde trincee generate da fenomeni di detensionamento del versante (Fig. 8) con evidenti effetti anche a livello di instabilità dei versanti e problemi in fase di progettazione e costruzione di opere di ingegneria civile.

5. CONCLUSIONI

La conoscenza dei sinkhole in Campania negli ultimi anni è andata gradualmente migliorando tanto da permettere di poter definire con buona precisione le aree maggiormente suscettibili a sprofondamenti sia nei contesti di pianura che in quelli carbonatici.

I sinkhole si sviluppano laddove sono presenti alcuni fattori geologici ed idrogeologici predisponenti. Nella aree di pianura essi coinvolgono depositi granulari (alluvionali e vulcanoclastici) di natura sabbiosa o limoso-sabbiosa, saturi per la presenza di una falda. I fattori d'innescio sono rappresentati generalmente da incrementi dei gradienti idraulici e dell'aumento di pressione di poro che possono indurre liquefazioni e conseguenti collassi. Gli incrementi di pressione idraulica, oltre che da fattori idrogeologici, possono essere indotti da shock sismici. Per tale motivo, nelle aree già interessate da sprofondamenti, è molto importante la caratterizzazione geologico-stratigrafica del sottosuolo che può mettere in evidenza anche la possibilità di meccanismi genetici molto particolari come quelli di suffocazione (DEL PRETE et al., 2008 a).

Nell'ambito dei massicci carbonatici campani, si è constatato che i sinkhole si concentrano in aree dove sono presenti falde e sorgenti minerali, prevalentemente sulfuree, molto probabilmente collegate a risalite endogene lungo faglie tardo-quadernarie attive. In questi contesti si creano situazioni di ipercarsismo, che provocano una notevole alterazione ed indebolimento dell'ammasso roccioso e conseguenti sprofondamenti che possono essere facilitati da shock sismici come, tra l'altro, ben testimoniato in alcuni casi storici.

Nel complesso, tuttavia, diversi aspetti genetici dei sinkhole non sono ancora chiari e richiederebbero maggiori studi e risorse economiche per poter effettuare indagini e per approfondire gli aspetti stratigrafici, idrogeologici e geotecnici.

È importante segnalare che negli ultimi anni diverse amministrazioni pubbliche preposte alla pianificazione territoriale stanno gradualmente iniziando a prendere sempre più coscienza del problema e ad elaborare le prime norme di salvaguardia sul problema sinkhole.

Sarebbe opportuno, tuttavia, che anche negli studi di pianificazione locale o in quelli relativi alla progettazione ed esecuzione di grandi infrastrutture, si tenesse conto della eventuale presenza dei sinkhole soprattutto in prospettiva sismica.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2008) - *I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane*. Mem. Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **85**, 482 pp., Roma.
- BARATTA, M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. F.lli Bocca Editori, Torino, 950 pp.
- BIENIAWSKI, Z.T. (1979) - *The Geomechanics Classification in Rock Engineering applications*. Proc. 4th Int. Congr on Rock Mechanics, **2**, 51-58.
- BUDETTA P., NICOTERA P. & SANTO A. (1996) - *Controlli e monitoraggio di fenomeni deformativi indotti da carsismo in versanti carbonatici dell'Appennino campano*. Atti Conv. Int. "La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica", C.N.R. - G.N.D.C.I., Alba 5-7 Novembre 1996, 383-395.

- CELICO, P., 1983: *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*.- Quad. per la Cassa del Mezzogiorno, 4/2, Prog. Spec. per gli schemi idrici nel Mezzogiorno, Idrogeologia dell'Italia centro meridionale, p. 225.
- CNR/PROGETTO FINALIZZATO GEODINAMICA (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **114**, 2B, 239 pp.
- CORNIELLO A. & DE RISO R. (1986) - *Idrogeologia e Idrochimica delle sorgenti dell'Agro Telesino*. Geol. Appl. e Idrogeol., **21**, 53-84.
- CORNIELLO A. & SANTO A. (1995) - *I dissesti della Basilica Benedettina (XI secolo) di Sant'Angelo in Formis (Capua) ed il complesso assetto geologico dell'area*. Geol. Appl. e Idrog., **30**, 125-137.
- COZZOLINO L., PIANESE N., SANTANGELO N., DI CRESCENZO G. & SANTO A. (2007) - *Sinkhole di origine carsica nell'area dei Monti Lattari*. Atti I Convegno Regionale di Speleologia "Campania Speleologica", 1-3 giugno 2007, Oliveto Citra (SA), Federazione Speleologica Campana ed., 85-101.
- DAVIDE B. (1977) - *Descrizione di un particolare aspetto speleogenetico in calcari mesozoici a forte tettonicizzazione (la grotta nuova di Fellino, 866 Cp)*. Atti del Circolo Culturale "B. G. Duns Scoto" di Roccarainola, dicembre 1977, 33-40.
- DEL PRETE S., DE RISO R. & SANTO A. (2004) - *Primo contributo sui sinkhole di origine naturale in Campania*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", 20-21 maggio 2004, APAT, Roma, 361-376.
- DEL PRETE S., GIULIVO I. & SANTO A. (2008a) - *Nuove ipotesi sulla formazione dei piping sinkhole in aree alluvionali: il caso della Piana di Forino (Avellino, Campania)*. Il Quaternario, **21**, 395-408.
- DEL PRETE S., GUARINO P.M., NISIO S. & SANTO A. (2008b) - *I sinkhole in Campania*. Mem. Descr. della Carta Geologica d'Italia, LXXXV, 149-211.
- DEL PRETE S., DI CRESCENZO G., SANTANGELO N. & SANTO A. (2010a) - *Karst sinkholes in Campania (southern Italy): geo-structural analysis, predisposing factors and genetic hypothesis*. EGU general Assembly 2008, Zeitschrift für Geomorphologie N.T., **54**, 2, 259-284, Berlin Stuttgart.
- DEL PRETE S., IOVINE G., PARISE M. & SANTO A. (2010b) - *Type and distribution of sinkholes in the plain areas of Southern Italy*. In stampa su Geodinamica Acta, special issue EGU2009 - Vienna, Karst Systems & Karst Hazards.
- GASPARINI P. (1965) - *Contributo allo studio di alcune forme crateriche in prossimità del Monte Massico (Caserta) mediante misure di gravità*. Ann. Oss. Ves, sr. 6, **7**, 23-43.
- GASPARINI P. (1966) - *Indagini gravimetriche su alcune forme crateriche della Campania settentrionale*. Atti Acc. Pontaniana, n. sr., **15**, 53-55.
- GUSSONE G. & TENORE M. (1835) - *Osservazioni fisiche e geognostiche fatte in un viaggio per diversi luoghi delle province di Terra di Lavoro e di Abruzzo nella estate del 1834 (laghetto delle Correie)*. Ann. Civili del Regno delle Due Sicilie, 9 (17), Napoli.
- KLIMCHOUK A. (2007) - *Hypogene speleogenesis*. Nat. Cave & Karst Inst. Sec. Publ. n.1, 108 p.
- NISIO S. (2003) - *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia centrale*. Italian Journal of Quaternary Sciences, **16**, 1, 121-132.

- 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 sinkhole e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", 20-21 maggio 2004, APAT, Roma, 573-583.
- 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 sinkhole e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", 20-21 maggio 2004, APAT, Roma, 557-571.
- PORFIDO S., ESPOSITO E., VITTORI E., TRANFAGLIA G., MICHETTI A. M., BLUMETTI M., FERRELLI L., GUERRIERI L. & SERVA L. (2002) - *Areal distribution of round effects induced by strong earthquakes in southern Apennines (Italy)*. Survey Geophysics, **23**, 529-562, Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- RICCARDI L. (1927) - *Telesia - Ricordi e Speranze*. Tip. Nazzareno Borrelli, Benevento 1927.
- ROSSI D. (1857) - *Sulle acque minerali di Telese e sullo Stabilimento dei Bagni quivi costruito*. Annali Civili del Regno delle due Sicilie, Napoli, 61 (121), sett/ott 1857.
- RUSSO N., DEL PRETE S., GIULIVO I. & SANTO A., editors (2005) - *Grotte e speleologia della Campania*. Federazione Speleologica Campana, Sellino ed., 624 pp., 1 DVD-Rom, 9 tav. f.t.
- SANTO A. & TUCCIMEI P. (1997) - *Ricostruzione di eventi deformativi di versante tardo-quadernari ed olocenici attraverso studi geomorfologici e datazioni radiometriche Th/U: l'esempio dell'area di Vico Equense (Campania)*. Il Quaternario, **10**, 2, 477-484.
- SANTO A., DEL PRETE S., DI CRESCENZO G. & ROTELLA M. (2007) - *Karst processes and slope instability: some investigations in the carbonate Apennine of Campania (southern Italy)*. Parise & Gunn (eds): Natural and Anthropogenic Hazards in Karst Areas: Recognition, Analysis and Mitigation. Geological Soc. London, Special Pub, **279**, 59-72.
- SCACCHI A. (1885) - *La regione vulcanica fluorifera della Campania*. Atti Acc. Sc. Fis. E Mat., serie 2, 2, Napoli.
- SCHERILLO A. (1965) - *Latino e vulcanologia "... apud agrum calenum flamma eructata ..."*. Atti Acc. Pontaniana, n. sr., **14**, 97-100.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P., STANZIONE D. & VALLANTE G. (1965) - *Forme crateriche tra Mondragone e Vairano*. Per. di Min., **34** (2-3), 497-513.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P. & STANZIONE D. (1966) - *Guida alle forme crateriche della Campania settentrionale*. Atti Acc. Pontaniana, n. sr., **15**, 49-52.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P. & STANZIONE D. (1968) - *Precisazione sulle forme crateriche dell'Agro Falerno*. Atti Acc. Pontaniana, n. sr., **17**, 261-278.
- WALTHAM T., BELL F. & CULSHAW M. (2005) - *Sinkholes and subsidence*. Springer, 382 pp.

PRIMO CONTRIBUTO SUI SINKHOLE NELLE EVAPORITI DELLA SICILIA (ITALIA)
FIRST REPORT ON THE SINKHOLE PHENOMENA IN THE SICILIAN EVAPORITES (ITALY)

di Di Maggio C.¹, Di Trapani F.P.¹, Madonia G.¹, Salvo D.² & Vattano M.¹

ABSTRACT

In Sicily Messinian evaporite rocks are widespread covering a total area over 1000 km². The main evaporite areas develop in central and southern part of the island; small evaporitic basins occur in west, north and south-eastern Sicily. The evaporites consist of a succession of carbonates, gypsum and salts, with many intercalations of clays, marls and carbonates. The succession lies on clayey, marly-sandy deposits of Upper Serravallian-Lower Messinian and it is overlain by different lithotypes like pliocenic calcarenitic, marly and clayey deposits, pleistocenec clayey and arenitic rocks.

In the evaporitic successions karst phenomena are widespread and generally occur in "exposed karst" conditions able to create well developed surface landforms, ranging in size from micron to kilometers, and underground systems.

Where evaporites are covered by insoluble rocks a number of sinkholes like subsidence and cover dolines occur. These forms can develop in sandstones, clays or marly-limestones, show different shape and size and can hold a little permanent pond.

Beside the depressions linked to karst processes, in Sicily the sinkholes are also connected to the mining activity. Anthropogenic sinkholes are located in the Caltanissetta, Enna and Agrigento areas, in correspondence of abandoned salt mines; they can develop in gypsum rocks or in clayey deposits overlaying salt layers, or they may affect waste domes of the mines. Sinkhole diameters vary from some meters to about 300 m and depth may be up to 70 m.

In this note distribution, typology and genetical mechanism of sinkhole occurring in evaporitic areas of Sicily are illustrated.

RIASSUNTO

In Sicilia affiorano diffusamente le più potenti ed estese successioni evaporitiche messiniane che si sono depositate nel Bacino del Mediterraneo. Esse affiorano principalmente nella Sicilia centrale e meridionale coprendo una superficie complessiva superiore a 1000 km². Piccoli bacini evaporitici sono localizzati anche nella Sicilia occidentale, settentrionale e sud-orientale. Le evaporiti, ascrivibili al "Gruppo Gessoso-Solfifero" del Messiniano, sono

¹ Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università degli Studi di Palermo, Via Archirafi 20/22, 90123 Palermo.

² Comune di Racalmuto, Sezione Urbanistica, Via Vittorio Emanuele 14, 92020 Racalmuto (Agrigento).
 Corresponding author: Giuliana Madonia, e-mail: madoniag@unipa.it

costituite da una successione di carbonati, gessi e sali con diverse intercalazioni di argille, marne e carbonati. Tali successioni giacciono su depositi prevalentemente argillosi, sabbiosi e marnosi del Serravalliano superiore-Messiniano inferiore e sono ricoperte da formazioni plioceniche e pleistoceniche.

Nelle evaporiti siciliane il carsismo si manifesta principalmente in condizioni di carso esposto con lo sviluppo di forme sia superficiali, con dimensioni variabili dal micron al chilometro, che sotterranee.

Doline di subsidenza e doline nelle coperture, con forme e dimensioni differenti, si sviluppano in corrispondenza di terreni calcarenitici, argillosi o calcareo marnosi, sovrastanti le unità evaporitiche. Piccoli specchi d'acqua possono occupare il fondo di queste cavità. Nelle aree di Caltanissetta, Enna e Agrigento molti sinkhole sono connessi all'abbandono di miniere di sali, prevalentemente salgemma, sali potassici e magnesiaci. Questi sinkhole, che presentano diametri fino a 300 m e profondità superiori ai 50 m, si sviluppano nelle rocce gessose o in quelle argillose che ricoprono i depositi salini, o possono interessare gli accumuli degli scarti di lavorazione dei sali.

1. INTRODUZIONE

In Sicilia i sinkhole nelle evaporiti sono molto diffusi e mostrano una vasta gamma di dimensioni e tipologie in relazione alla grande estensione di rocce evaporitiche presenti (superiore ai 1000 km²), al loro contesto geologico-strutturale e alle condizioni climatiche.

Si distinguono *solution dolines*, *subsidence dolines*, *cover dolines* e *collapse dolines* (sensu SAURO 2003); esse si possono ritrovare isolate o associate in gruppi all'interno di un'unità morfocarsica ben definita (AGNESI & MACALUSO, 1989; SAURO, 1996; FORTI & SAURO, 1996; AGNESI *et al.*, 2003), conferendo ai paesaggi carsici siciliani unicità e grande valenza scientifico-naturalistica nell'ambito dell'intero Bacino del Mediterraneo.

Accanto alle depressioni di natura carsica, nell'Isola sono presenti numerosi sinkhole indotti dall'attività antropica. Si tratta di cavità connesse all'attività mineraria che ha visto, fino alla fine degli anni '70, la coltivazione di estesi depositi salini, essenzialmente halite e sali potassico-magnesiaci.

Questa nota vuole rappresentare un primo contributo sullo stato dell'arte degli studi relativi ai sinkhole nelle evaporiti siciliane, facendo riferimento alla loro distribuzione, tipologia e meccanismi genetici.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

In Sicilia affiorano le più complete ed estese successioni di evaporiti che si sono depositate nel Bacino del Mediterraneo durante il Messiniano. Tali rocce, riferibili alla formazione Gessoso-Solfifera, recentemente elevata a Gruppo dalla Commissione Italiana di Stratigrafia, affiorano diffusamente nella Sicilia centrale e meridionale; piccoli ma significativi affioramenti sono presenti nella Sicilia occidentale, settentrionale, nord-orientale ed in quella sud-orientale.

Il Gruppo Gessoso-Solfifero è costituito dalla formazione di Cattolica e dalla formazione Pasquasia, corrispondenti rispettivamente al "complesso evaporitico inferiore" e "superiore" di DECIMA & WEZEL (1971), separate da una superficie di discordanza inframessiniana (DECIMA & WEZEL, 1971; CATALANO, 1979; CATALANO *et al.* in CITA *et al.*, 2007) (Fig.1). Tali formazioni mostrano caratteristiche differenti in relazione alla loro posizione nell'ambito dell'evoluzione dell'avanfossa siciliana nel Miocene e nel Pliocene.

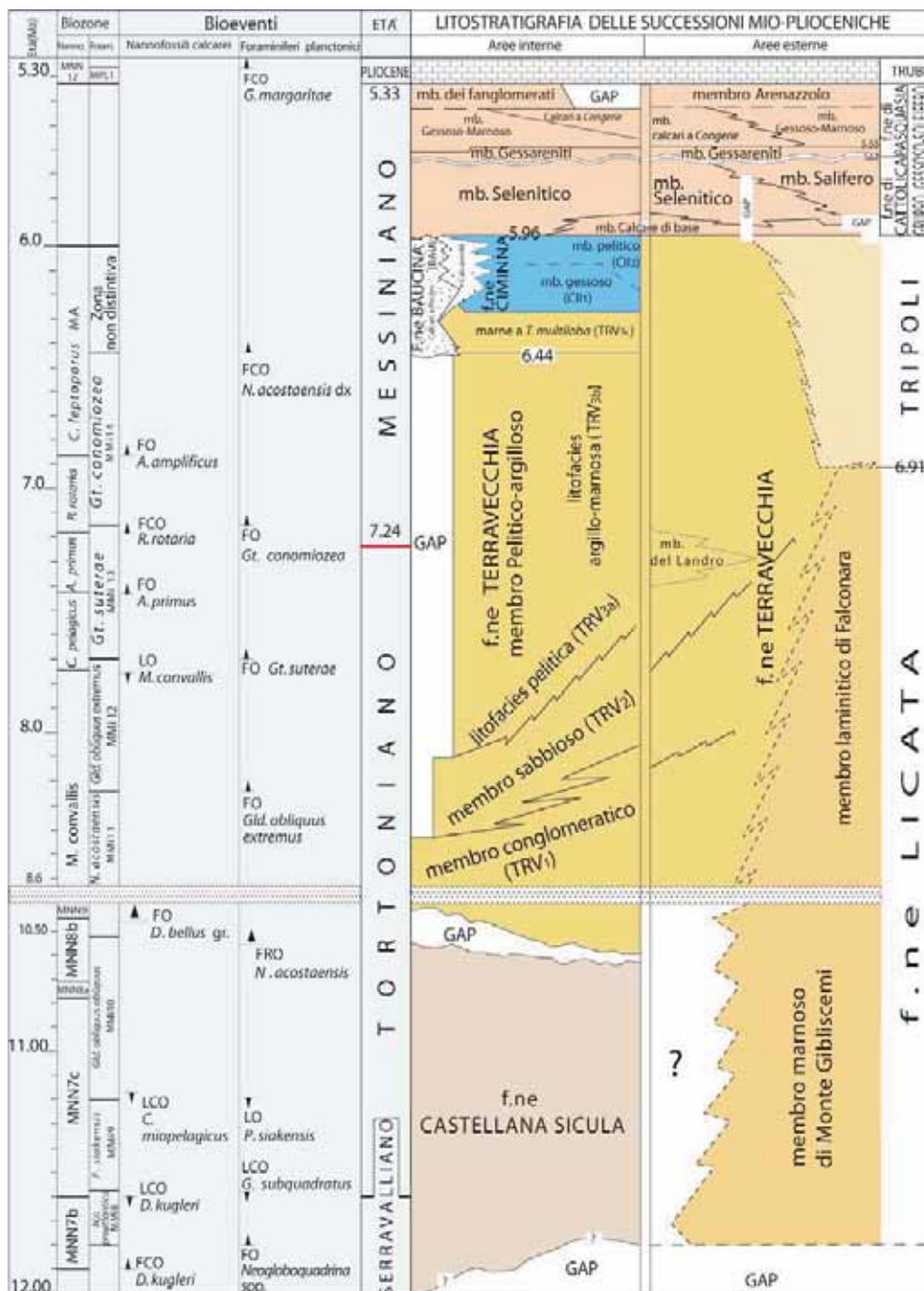


Fig. 1 - Schema stratigrafico del Messiniano siciliano (da Catalano et al. in Cita et al., 2007).
Stratigraphic sketch of sicilian Messinian (from Catalano et al. in Cita et al., 2007).

Nel settore di avanfossa distale (area del bacino di Caltanissetta) la formazione di Cattolica è costituita dal membro Calcare di base, dal membro Selenitico formato da gessi selenitici massivi e/o stratificati, e dal membro Salino costituito prevalentemente da halite e sali potassico-magnesiaci. Nella formazione di Pasquasia si riconoscono i seguenti membri: Gessareniti, Calcari a Congerie, membro Gessoso-Marnoso e Arenazzolo, quest'ultimo formato prevalentemente da sabbie giallo-brune di composizione arcossica e scarsamente cementate (OGNIBEN, 1957; DECIMA & WEZEL, 1971).

Nel settore di avanfossa interna, la formazione di Cattolica risulta costituita dal membro Selenitico ed in misura limitata dal membro Calcare di Base; la formazione di Pasquasia è formata dai membri Gessareniti, Calcari a Congerie e dal membro Fanglomerati, rappresentato da gessareniti, gessopeliti, argille e marne con intercalazioni di conglomerati polimittici.

Le rocce appartenenti al Gruppo Gessoso-Solfifero poggiano in discordanza su depositi pre-evaporitici di natura silico-clastica, di età compresa tra il Serravalliano superiore e il Messiniano inferiore, a luoghi sulla fm. Tripoli (Messiniano inf.), costituita da un'alternanza ritmica di strati diatomitici e marnoso-calcarei, e sono ricoperte da un'alternanza ritmica di marne e calcari ricchi in plancton calcareo (fm. Trubi, Zancleano).

Localmente si rileva inoltre la presenza di coperture plioceniche e pleistoceniche che ricoprono sia i Trubi che i gessi messiniani.

Le principali modificazioni tettoniche cui sono state sottoposte le aree evaporitiche sono rappresentate da faglie, spesso ad alto angolo, con diverse direzioni, in relazione alla posizione dei vari bacini durante le fasi deformative, e da pieghe ad ampio raggio di curvatura ed assi orientati in direzione NW-SE e secondariamente E-W (cfr. GHISSETTI & VEZZANI, 1983). Tali deformazioni possono essere riconducibili all'evento transpressivo pliocenico attivo fino al Pleistocene medio (*sensu* CATALANO *et al.*, 1996) o all'evento transpressivo plio-pleistocenico (*sensu* NIGRO & RENDA, 2000).

3. OBIETTIVI E METODI

In questo lavoro ci si propone di fornire un quadro sullo stato delle conoscenze relativamente alla distribuzione e ai meccanismi genetici dei sinkhole presenti nelle aree evaporitiche della Sicilia.

L'attenzione è stata rivolta principalmente ai sinkhole di natura carsica e a quelli connessi all'attività mineraria legata allo sfruttamento di depositi salini.

Per quanto riguarda i sinkhole di natura carsica, sono stati presi in considerazione quelli che si generano in successioni di copertura (*subsidence dolines* e *cover dolines*, *sensu* SAURO 2003) e quelli che si sviluppano direttamente sulle rocce gessose per fenomeni di crollo per la presenza di cavità sotterranee (*collapse dolines*, *sensu* SAURO 2003), poiché i relativi meccanismi genetici possono costituire elementi di rischio per l'ambiente.

Al fine di fornire un primo quadro sullo sviluppo dei sinkhole in Sicilia, sono stati condotti degli studi basati su un'accurata analisi della letteratura esistente, sull'interpretazione di foto aeree e di ortofoto di età e scale diverse, sull'osservazione di immagini da satellite e su attività di campo. Attraverso tali indagini è stato possibile effettuare una prima mappatura delle forme, la misurazione dei principali parametri morfometrici e individuare preliminarmente i meccanismi responsabili della loro formazione.

I dati raccolti sono stati inseriti in un database costruito all'interno di sistema informativo territoriale.

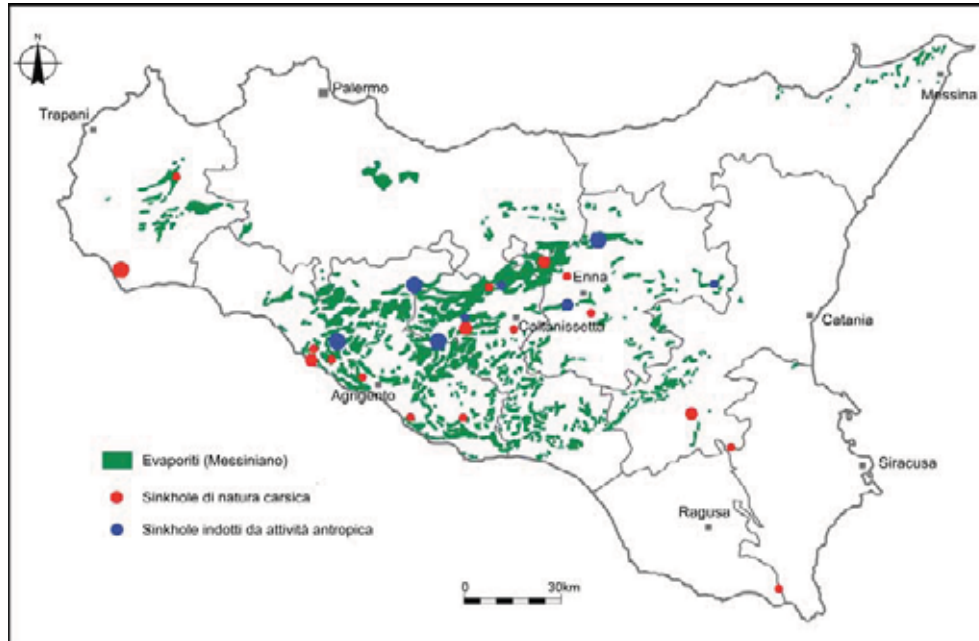


Fig. 2 - Distribuzione delle evaporiti e dei sinkhole in Sicilia. Il raggio dei punti colorati è proporzionale al numero di sinkhole presenti nell'area.

Distribution of evaporites and sinkholes in Sicily. The radius of colored dots is proportional to the number of sinkholes in the area.

4. I SINKHOLE NELLE AREE EVAPORITICHE DELLA IN SICILIA

Gli studi fin qui condotti hanno permesso di riconoscere nel territorio siciliano più di cento sinkhole (Fig.2). In relazione alla distribuzione delle evaporiti, tali forme sono localizzate principalmente nel settore centrale e meridionale dell'Isola. Significativi esempi sono stati rilevati nella Sicilia occidentale, mentre nella Sicilia sud-orientale sono presenti alcune forme che richiedono ulteriori indagini per una loro comprensione genetica.

Di seguito verrà riportata una descrizione sintetica degli esempi più significativi di sinkhole, sulla base della loro natura carsica o indotta dall'attività antropica.

4.1 I sinkhole di natura carsica

In Sicilia la maggior parte dei sinkhole di natura carsica, escludendo quelli legati a processi di soluzione, sono localizzati in corrispondenza di terreni sovrastanti le unità evaporitiche e sono riconducibili a doline di tipo *subsidence dolines* e *cover dolines* (*sensu* SAURO, 2003).

Le *subsidence dolines* o doline di subsidenza sono depressioni chiuse che si formano per il cedimento di rocce competenti non carsificabili in seguito alla soluzione di rocce carsificabili sottostanti.

Tra gli esempi più significativi si annoverano il complesso delle conche lacustri localizzate nella Sicilia sud-occidentale, il Gorgo delle Sanguisughe, i laghi Soprano, Medio e Sottano e il Lago di Pergusa.

Nella Sicilia sud-occidentale, nell'area di Mazara del Vallo (Trapani), sono presenti diverse depressioni in parte occupate da specchi lacustri, già notate e descritte da alcuni Autori nei primi anni del '900 (MARINELLI, 1900; CIPOLLA, 1934; TREVISAN & DI NAPOLI, 1937). Tali cavità si impostano in corrispondenza di terreni prevalentemente calcarenitici del Pleistocene inferiore (RUGGIERI, 1978), che poggiano in discordanza sui calcari marnosi della fm. Trubi o direttamente sulle unità gessose messiniane. Si tratta del Lago Murana, del Lago Preola, dei Gorgi Tondi e di diverse depressioni chiuse sub-circolari dalle ripide pareti, chiamate localmente "Catafossi", che dal 1998, per la loro valenza naturalistico-ambientale, sono sede di una Riserva Naturale della Regione Siciliana. L'insieme delle depressioni è disposto secondo un allineamento NO-SE, in corrispondenza di una grande depressione allungata nella stessa direzione, che nelle Carte del Regno di Sicilia del 1700 veniva indicata come un unico grande specchio d'acqua dal nome Lago del Cantarro. Procedendo da NO verso SE si individuano: il Lago Murana, attualmente privo d'acqua, che presenta una forma ellittica, un perimetro di circa 1,3 km e area di circa 0,1 km²; il Lago Preola, dalla forma irregolare, con un perimetro di 4,1 km e un'area di 0,4 km²; seguono i Gorgi Tondi costituiti dal Gorgo Alto, Medio e Basso. Si tratta di tre piccoli laghi dalla forma circolare o ellittica, con profondità tra 7 e 11 m e con perimetro compreso tra 540 e 720 m. L'alimentazione dei laghi, oltre che dalle acque di precipitazione meteorica, è legata alla presenza di una falda idrica sotterranea. Tale falda è soggetta a un continuo depauperamento che ha comportato l'abbassamento della superficie piezometrica e una crescente intrusione di acqua marina, fattori che hanno determinato la scomparsa di alcune zone umide, la riduzione della profondità dei laghi e l'aumento della concentrazione salina delle acque dei laghi (TREVISAN & DI NAPOLI, 1937; HAUSER *et al.*, 2002).

Sempre in provincia di Trapani, nel territorio di Calatafimi-Segesta si sviluppa un'altra depressione assimilabile ad una *subsidence doline* che prende il nome di Gorgo delle Sanguisughe, descritta per la prima volta da Marinelli nel 1900. Si tratta di una conca impostata sui Calcari a Congerie del Messiniano superiore, sovrastanti i termini gessosi del Gruppo Gessoso-Solfifero, che mostra un perimetro ellittico di circa 1,5 km, allungato in direzione N-S, un'area di 0,15 km² ed una profondità media di 34 m. Sul fondo è presente un piccolo specchio d'acqua alimentato prevalentemente dalle acque di precipitazione meteorica.

Nella stessa area sono presenti altre depressioni di grandi dimensioni, ma di ridotta profondità, impostate sui calcari marnosi della fm. Trubi, che devono anch'esse la loro origine a processi di soluzione dei gessi e al cedimento dei terreni non carsificabili sovrastanti.

I laghi Soprano, Medio e Sottano sono localizzati nella Sicilia centrale a poca distanza dall'abitato di Serradifalco, in provincia di Caltanissetta. Tali depressioni fanno parte di una vasta zona umida, oggi in parte bonificata, e si impostano sui calcari marnosi pliocenici della fm. Trubi. Attualmente solo il Lago Medio, oggi indicato come Lago Soprano, presenta al suo interno un piccolo specchio d'acqua che viene alimentato sia dalle acque di precipitazione meteorica, sia dalle acque di falda (Fig.3). Anche quest'area, per la sua valenza naturalistico-ambientale, costituisce dal 2000 una Riserva Naturale della Regione Siciliana.

Il Lago di Pergusa è localizzato nella Sicilia centrale, a pochi chilometri dalla città di Enna, e con una superficie di circa 1,47 km² rappresenta il lago naturale di maggiori dimensioni della Sicilia. Il lago ha una forma ellittica, con asse maggiore orientato in direzione



Fig. 3 - Lago Soprano [Caltanissetta]. Esempio di dolina di subsidenza impostata su calcari marnosi pliocenici sovrastanti i termini gessosi.

Lago Soprano [Caltanissetta]. An example of subsidence doline developed in pliocenic marly limestones overlying gypsum rocks.

NE-SW, un perimetro di 4,7 km ed una profondità massima, misurata da Marinelli nel 1896, di appena 4,6 m. Il lago si imposta su terreni calcarenitici con intercalazioni di sabbie, arenarie e argille sabbiose di età Pliocene inferiore-medio (CATALANO *et al*, 1993), al di sotto dei quali si rinvengono marne e calcari marnosi, poggiati a loro volta sulle unità evaporitiche del Messiniano. La depressione lacustre non presenta né immissari né emissari di grande rilevanza e la sua alimentazione è connessa alle precipitazioni meteoriche e alla presenza di una falda idrica sotterranea di piccola entità. Nonostante dal 1995 sia una Riserva Naturale il lago ha subito numerose modificazioni a causa dell'attività antropica che ha contribuito a ridurre le dimensioni e la profondità, facendo aumentare le condizioni di salinità.

Sinkhole riconducibili a *cover dolines* o doline nelle coperture (SAURO, 2003) sono stati osservati essenzialmente nella Sicilia meridionale, in prossimità della zona costiera agrigentina. Tali depressioni si sviluppano generalmente su superfici di abrasione marina sub-pianeggianti o debolmente inclinate, in corrispondenza di depositi sabbiosi del Pleistocene inferiore riferibili alla fm. Montallegro (DECIMA, 1963) e in corrispondenza di depositi di terrazzi marini, costituiti da ciottoli poligenici e sabbie a luoghi ben cementati, a luoghi sciolti ed estremamente pedogenizzati, aventi spessori compresi tra 50 cm e 10 m. Tali depositi possono poggiare direttamente sui gessi o sui calcari marnosi pliocenici della fm. Trubi. I sinkhole presentano una forma a ciotola o a piatto e sono caratterizzati da un perimetro sub-circolare con diametro compreso tra 120 e 300 m, e da profondità modeste, generalmente inferiori ai 20 m (Fig.4); quando queste depressioni si trovano ai margini dei rilievi gessosi, possono essere aperte da un lato con la soglia erosa.

Tra i sinkhole di natura carsica in Sicilia è stato osservato, fino ad oggi, un solo esempio di *collapse doline* (*sensu* SAURO, 2003). Si tratta del Lago Sfondato, un piccolo specchio lacustre localizzato nella Sicilia centrale, vicino la città di Caltanissetta (Fig.5). Il Lago Sfondato, che dal 1997 costituisce una Riserva Naturale, si imposta sui termini gessosi della fm. dei Gessi di Cattolica, presenta un perimetro circa ellittico allungato in direzione NE-SW, un'area di 3404 m² e una profondità massima di 10 m (CUMIN, 1953; MADONIA *et al*, 2006). La sua origine, datata al novembre del 1907 (DE GREGORIO, 1910), è da imputarsi al crollo delle rocce gessose per la presenza di cavità sotterranee legate a processi di dissoluzione dei termini



Fig. 4 - Dolina nelle coperture impostata in deposito di terrazzo marino pleistocenico, nei pressi di Montallegro (Agrigento).
Cover doline developed in pleistocenic marine terrace deposit (Agrigento).



Fig. 5 - Lago Sfondato (Caltanissetta). Esempio di dolina di crollo nei gessi legata alla dissoluzione dei sali sottostanti (Foto Arch. RNI Lago Sfondato).
Lago Sfondato (Caltanissetta). An example of collapse doline due to dissolution of underlying salts (Photo Arch. RNI Lago Sfondato).

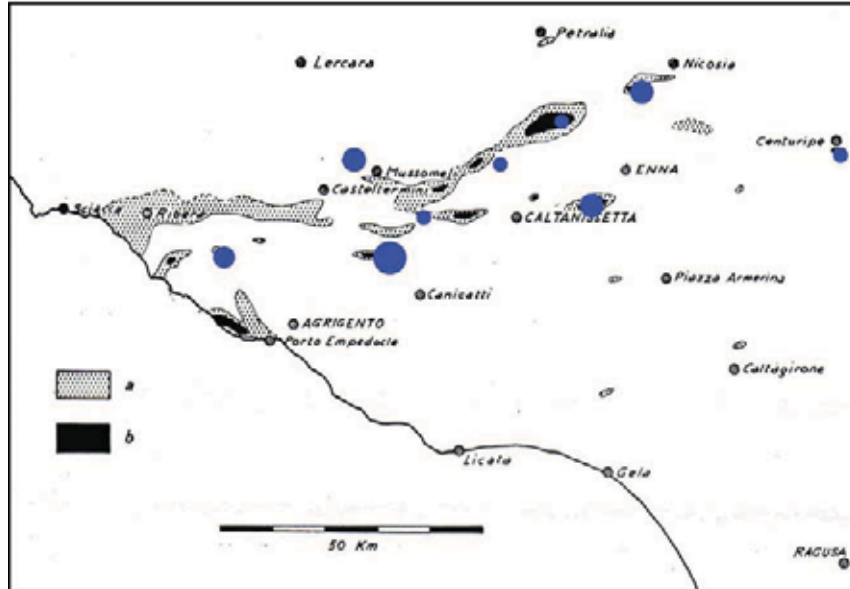


Fig. 6 - Distribuzione dei giacimenti salini e dei sinkhole ad essi connessi. a: halite; b: sali potassico-magnesiaci [modificato da Decima & Wezel, 1971].

Distribution of salt deposits and anthropogenic sinkholes. a: halite; b: potash-magnesium salts [modified from Decima & Wezel, 1971].

salini sottostanti, come testimoniato anche dall'elevato tenore salino delle acque. L'alimentazione del Lago Sfondato è da attribuirsi alle acque di precipitazione meteorica e a quelle di deflusso superficiale (MACALUSO *et al.*, 2001; MADONIA *et al.*, 2006).

4.2 I sinkhole indotti da attività antropica

Le indagini geologiche e minerarie effettuate nel passato nelle successioni del Gruppo Gessoso-Solfifero hanno permesso di individuare numerosi corpi salini, costituiti prevalentemente da halite e sali potassico-magnesiaci, il cui volume complessivo è stato stimato in 200 km³ (MEZZADRI, 1989). La maggior parte di tali corpi si ritrova allineata lungo una fascia SO-NE, tra la linea di costa agrigentina e le propaggini orientali della provincia di Enna (Fig.6). Gli spessori dei giacimenti variano tra 400 e oltre 1000 m, in relazione alle deformazioni tettoniche compressive cui sono stati sottoposti (DECIMA & WEZEL, 1971). Per diversi anni molti di questi depositi sono stati sfruttati industrialmente, rappresentando un'importante risorsa per l'economia dell'Isola fino alla metà degli anni '70, quando molte miniere vennero definitivamente chiuse [attualmente in Sicilia sono in attività solo 3 miniere di sale].

Il totale abbandono delle miniere, l'assenza di manutenzione e di pompaggio delle acque sotterranee, ha causato l'allagamento di molti ambienti ipogei con la conseguente dissoluzione dei corpi salini e il crollo delle rocce sovrastanti costituite da gessi o da terreni di natura argillosa. In diverse località inoltre l'innesco dei fenomeni di crollo/subsidenza, sono stati favoriti dalla ridotta profondità del tetto dei sali. Tali processi hanno determi-



Fig. 7 - Miniera "Muti-Coffari" (Agrigento). Sinkhole impostato nei sali subaffioranti con inghiottitoio alla base.

"Muti-Coffari" Mine (Agrigento). Anthropogenic sinkhole in salt with swallow hole at the bottom.

nato lo sviluppo di numerosi sinkhole, anche di notevoli dimensioni, che hanno provocato numerosi danni all'ambiente circostante.

Tra gli esempi più significativi si segnalano i sinkhole legati alle miniere "Muti-Coffari", di Racalmuto e di Cattolica Eraclea, nella provincia di Agrigento, i sinkhole associati alla miniera "Pasquasia" in provincia di Enna e quelli connessi alle miniere "Trabona" e "Bosco", in provincia di Caltanissetta.

La miniera "Muti-Coffari", sita nel territorio di Cammarata, in sinistra idrografica del Fiume Platani, costituiva una miniera di salgemma disposta su 8 livelli, il cui giacimento presentava una superficie di circa 1 km² e spessore compreso tra 400 e 600 m. Al di sopra del sale, talora in affioramento, si ritrovano argille e gessi detritici. Successivamente al termine dell'attività estrattiva e quindi delle operazioni di emungimento delle acque sotterranee, si è avuto l'allagamento dei livelli inferiori della miniera con il conseguente crollo dei livelli sovrastanti e l'innescò di sprofondamenti diffusi in superficie, tutt'oggi in atto.

Tutta l'area è interessata sia da sinkhole di grandi dimensioni con diametri che possono arrivare fino a 350 m e profondità di 70 m, sia da depressioni più piccole arealmente, ma con profondità comunque rilevanti. Sono caratterizzate da versanti molto ripidi e possono presentare un inghiottitoio sul fondo, laddove il sale si ritrova in affioramento (Fig.7). Gli inghiottitoi danno accesso a piccole cavità nel sale, in collegamento con i livelli più superficiali delle gallerie della miniera. L'area è inoltre contraddistinta dalla presenza di diffusi fenomeni franosi sulle argille che contribuiscono ad amplificare i problemi alle attività agricole presenti.



Fig. 8 - Gruppo di sinkhole indotti dall'attività estrattiva del sale nelle miniere nell'area di Racalmuto (Agrigento).

Anthropogenic sinkholes in the Racalmuto mine area (Agrigento).

L'area di Racalmuto, localizzata più a Sud rispetto a quella sopra descritta, è caratterizzata dalla presenza di uno dei più estesi bacini salini di cloruro di sodio e di sali potassici che presentava uno spessore verticale di circa 1000 m e una superficie di circa 4,5 km² (MEZZADRI, 1989). Il settore centro-occidentale del corpo salino è attualmente sfruttato industrialmente per la produzione di sali destinati ad uso alimentare e industriale. Nel territorio sono presenti numerosi sinkhole connessi alla grande estensione di questo deposito salino e al suo sfruttamento. Nell'area adiacente alla miniera oggi attiva, nei pressi del Vallone di Racalmuto, il crollo di diverse porzioni di antiche gallerie sotterranee ha prodotto il collasso dei sovrastanti livelli gessosi e la formazione sia di sinkhole circolari, dal diametro di circa 90 m e profondità di 25 m, sia di depressioni allungate, con assi fino a circa 300 m, che ricalcano l'andamento delle gallerie stesse. L'inesco di questi fenomeni ha anche indotto la società titolare dell'impianto industriale, alla realizzazione di un nuovo sistema di gallerie per l'accesso al corpo salino.

Ad Est di questo settore, in C/da Sacchitello, si trovano altre depressioni della stessa tipologia connesse ad un'altra miniera, oramai abbandonata. Anche in questo caso sono stati rilevati diversi sinkhole alcuni dei quali allungati, a testimonianza del collasso delle gallerie sottostanti, altri dal perimetro sub-circolare con profondità fino a 50 m, che interessano diffusamente un'area di circa 97.500 m² e che hanno danneggiato abitazioni e infrastrutture, quali strade e diramazioni di acquedotti (Fig.8). Anche nella porzione più orientale del corpo salino, dove erano attive due miniere di sali potassici fino alla fine degli anni '70,

i sinkhole sono frequenti e diffusi e coinvolgono le strutture, ormai abbandonate, degli impianti industriali.

Nell'area di Cattolica Eraclea, a Nord-Ovest della città di Agrigento, per molti anni è stata in esercizio una miniera di salgemma di ottima qualità. Il corpo salino, con una superficie di oltre 2 km² e spessori compresi tra 80 e 300 m, si trova a profondità variabili tra 38 e 160 m, al di sotto dei gessi e argille del Gruppo Gessoso-Solfifero (MEZZADRI, 1989). L'abbandono della miniera, avvenuto intorno alla fine degli anni '70 per il crollo di alcune gallerie, ha indotto lo sviluppo di oltre 20 sinkhole che interessano le porzioni sommitali e i versanti del rilievo in cui è scavata la miniera stessa. Si tratta di depressioni di piccole e medie dimensioni, dal contorno sub-circolare con diametro compreso tra 20 e 250 m e profondità variabili tra pochi metri e circa 25 m, che si impostano prevalentemente in corrispondenza dei termini gessosi. Il rilievo è inoltre interessato da una serie di fratture longitudinali, parallele alla direzione di versanti, che danno indicazione che processi di sprofondamento sono tutt'oggi in atto.

A pochi chilometri a SO dalla città di Enna, in C/da Salinella, è presente una depressione lacustre perfettamente circolare formatasi nel 1983 in corrispondenza di depositi prevalentemente argillosi (AGNESI *et al.*, 1986). Il Lago presenta un diametro di 75 m, non si hanno dati sulla sua profondità, ed è caratterizzato dalla presenza di un piccolo immissario che contribuisce alla sua alimentazione, connessa anche alle acque di precipitazione e ad una piccola falda sotterranea. L'origine della cavità sembra essere legata alla presenza della miniera di sali potassici "Pasquasia", ormai dismessa, localizzata a pochi chilometri a SO. L'attività di tale miniera ha visto la coltivazione di un grande corpo salino esteso per circa 10 km² con spessori variabili da poche decine di metri ai margini del bacino fino a 500 m nelle porzioni centrali (MEZZADRI, 1989).

Nel territorio di Santa Caterina Villarmosa, in provincia di Caltanissetta, si ha la presenza di un piccolo lago originatosi nel 1971, connesso all'attività estrattiva di kainite nella miniera ex "Salina Trabona". Anche in questo caso, la presenza del sale a ridotta profondità, congiuntamente all'abbandono della miniera, ha determinato l'innescò di fenomeni di sprofondamento nelle coperture sovrastanti, costituite da terreni argillo-gessosi, e la formazione della piccola conca lacustre.

In questa categoria sono stati inclusi anche quei sinkhole che si formano in corrispondenza di rilievi costituiti da scarti di lavorazione del sale, come nel caso della "Miniera Bosco", nel territorio di San Cataldo, in provincia di Caltanissetta. Qui è presente un grande rilievo con una superficie di circa 120.000 m² e un'altezza di 50 m, formato interamente dall'accumulo degli scarti di lavorazione di sali potassici, estratti fino alla fine degli anni '70. La base del rilievo è caratterizzata dalla presenza di numerose risorgenze di acqua che, provocando la dissoluzione del sale nelle porzioni inferiori, hanno determinato l'innescò di imponenti fenomeni di sprofondamento lungo i versanti (Fig.9).

5. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'analisi dei dati fin qui ottenuti attraverso lo studio della letteratura esistente, le segnalazioni forniteci, l'osservazione di foto aeree e di immagini da satellite, congiuntamente alle indagini sul campo, ha permesso di delineare un primo quadro conoscitivo sullo sviluppo dei sinkhole nelle evaporiti siciliane che, tuttavia non può essere ritenuto esauritivo.



Fig. 9 - Miniera "Bosco" (Caltanissetta). Sprofondamento negli scarti di lavorazione del sale.
"Bosco" Mine (Caltanissetta). Sinkhole in mine waste deposit.

Nell'Isola sono stati individuati sinkhole sia di natura carsica che indotti dall'attività antropica. I sinkhole di natura carsica sono localizzati essenzialmente nella Sicilia centrale e meridionale e sono riconducibili a doline di subsidenza, doline nelle coperture e doline di crollo. I sinkhole legati a subsidenza si impostano in corrispondenza di terreni pliocenici e/o pleistocenici di natura calcareo-marnosa, argillosa o calcarenitica, sovrastanti le formazioni gessose del Gruppo Gessoso-Solfifero. Tali depressioni ospitano spesso al loro interno piccoli specchi lacustri che vengono alimentati, oltre che dal deflusso superficiale e dalle acque di precipitazione meteorica, anche da acque di falde idriche superficiali.

Le doline nelle coperture si sviluppano prevalentemente nella Sicilia meridionale su terreni argillo-sabbiosi e/o depositi di terrazzi marini pleistocenici, ricoprenti superfici di abrasione marina intagliate nei gessi, e sono caratterizzate da versanti debolmente inclinati e ridotte profondità.

Ad oggi è stata evidenziata la presenza di un solo esempio di sinkhole nei gessi, legato al crollo di cavità sottostanti connesse alla dissoluzione di un corpo salino sub-superficiale. In relazione alla grande estensione di corpi salini presenti nel sottosuolo anche a profondità ridotte, all'intensa attività mineraria svolta, e al successivo abbandono degli impianti alla fine degli anni '70, sono state censite diverse decine di sinkhole strettamente connessi alla coltivazione e al successivo abbandono delle miniere di sale. Questi sinkhole presentano diametri variabili tra pochi metri e centinaia di metri, profondità che possono raggiungere anche i 70 m e versanti ad elevata acclività. Generalmente si ritrovano disposti in gruppi, talvolta allineati, generando notevoli danneggiamenti alle attività agricole e alle infrastrutture presenti.

I sinkhole di natura carsica e quelli indotti dall'attività antropica mostrano una velocità di evoluzione diversa. I sinkhole carsici, eccetto quelli connessi a crolli, sono legati a processi che evolvono molto lentamente e pertanto non costituiscono un fattore di rischio. Essi possono rappresentare delle risorse naturali di grande valenza scientifico-naturalistica,

come anche riconosciuto dalla Regione Siciliana attraverso l'istituzione di aree naturali protette.

L'evoluzione dei sinkhole connessi all'attività mineraria di contro è molto rapida. L'origine di queste forme si può far risalire al massimo a circa trent'anni fa, il loro sviluppo avviene repentinamente e l'innesco può essere preceduto dalla formazione di fratture e/o di dissesti lungo i versanti. Per i loro meccanismi genetici questi sinkhole sono ad elevata pericolosità per l'ambiente circostante.

Il quadro fin qui proposto, tuttavia non può essere ritenuto esaustivo. Numerosi sono gli studi che devono essere ancora condotti sia sui sinkhole già descritti che su altri fino ad oggi solo censiti. Oltre a completare l'analisi morfometrica di tutte le forme, è necessario effettuare studi di dettaglio di carattere geologico-strutturale e geomorfologico, studi idrogeologici ed idrogeochimici al fine di perfezionare la comprensione dei meccanismi genetici ed evolutivi dei singoli sinkhole e di individuare aree potenzialmente suscettibili al loro sviluppo. Sarebbe inoltre auspicabile effettuare un programma di monitoraggio nelle aree soggette ai sinkhole indotti dall'attività antropica, data la loro elevata pericolosità per le aree contermini.

BIBLIOGRAFIA

- AGNESI V. & MACALUSO T. [a cura di] (1989) - *I gessi di Santa Ninfa (Trapani). Studio multidisciplinare di un'area carsica*. Mem. Ist. It. Spel., ser. II, **3**, pp. 202.
- AGNESI V., MACALUSO T. & PIPITONE G. (1986) - *Fenomeni carsici epigei nelle evaporiti della Sicilia*. Le Grotte d'Italia, ser. IV, **13**, 123-161.
- AGNESI V., MACALUSO T., MADONIA G. & PANZICA LA MANNA M. (2003) - *Sicilia*. In: MADONIA G. & FORTI P. (Eds.), *Le aree carsiche gessose d'Italia*. Mem. Ist. It. Spel., ser. 2, **14**, 253-278.
- CATALANO R. (1979) - *Scogliere ed evaporiti Messiniane in Sicilia. Modelli genetici ed implicazioni strutturali*. Lavori dell'Istituto di Geologia dell'Università di Palermo, **18**, pp.21.
- CATALANO R., DI STEFANO E., LO CICERO G., INFUSO S., VAIL P.R. & VITALE F. (1993) - *Basin analysis and sequence stratigraphy of the Plio-Pleistocene of Sicily*. In: Max M.D. & Colantoni P. (Eds) *Geological development of the Sicilia-Tunisian Platform*. Unesco reports in marine science, 99-104.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F. (1996) - *Paleogeography and structure of the Central Mediterranean Sicily and its offshore*. Tectonophysics, **260**, 291-323.
- CIPOLLA F. (1934) - *Nuovi contributi alla geologia e geografia fisica di Mazara del Vallo e suoi dintorni (Prov. di Trapani)*. Boll. Soc. Sc. Nat. ed Econ., **16**, 28-35.
- CITA M. B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F. M. (2007) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., ser. III, **7**, (VII), pp. 382.
- CUMIN G. (1953) - *Il laghetto "Lo Sfondato" nella Sicilia centrale*. Boll. Soc. Geogr. Ital., ser. VI, **5**, 207-211.
- DE GREGORIO A. (1910) - *Formazione di un nuovo lago minuscolo a Mimiani (presso Marianopoli)*. Naturalista Siciliano, **1**, 223-224.
- DECIMA A. (1963) - *Il Pleistocene in facies levantina di Montallegro (Sicilia sud-occidentale)*. Geol. Rom., **2**, 59-119.
- DECIMA, A. & WEZEL F.C. (1971) - *Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale*. Rivista Mineraria Siciliana, **130-132**, 172-187. Palermo.

- FORTI P. & SAURO U. (1996) - *The gypsum karst of Italy*. In: KLIMCHOUK A., LOWE D., COOPER A., SAURO U. (Eds.), *Gypsum Karst of the World*. Int. J. Speleol., **25**, (3-4), 239-250.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1983) - *Deformazioni pellicolari mioceniche e plioceniche nei domini strutturali esterni dell'Appennino centro-meridionale (Maiella ed Arco Morrone-Gran Sasso)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 563-577.
- HAUSER S., CUSIMANO G. & VASSALLO M. (2002) - *Idrogeochimica di ambienti umidi costieri: Mazara del Vallo, Trapani*. GEAM, Rivista dell'Associazione georisorse e ambiente, **4**, 71-76.
- MACALUSO T., MADONIA G., PALMERI A. & SAURO U. (2001) - *Atlante dei Karren nelle evaporiti della Sicilia*. Quaderni del Museo "G.G. Gemmellaro", **5**, Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo, pp. 143.
- MADONIA P., NASELLI FLORES L., PARELLO F., PARLATO B. & VIOLA A. (2006) - *Geological development of a gypsum lake formed at the beginning of the 20th century in central Sicily, Italy: integration of historical data with modern survey techniques*. Chemistry and Ecology, **22**, 333-347.
- MARINELLI O. (1896) - *Alcune notizie sopra il lago di Pergusa in Sicilia*. Riv. Geogr. It., **9**, (III), 509-519.
- MARINELLI O. (1900) - *Conche lacustri dovute a suberosioni nei gessi in Sicilia*. Riv. Geogr. It., **5**, (VII), 273-285.
- MEZZADRI P. (1989) - *La serie gessoso solfifera della Sicilia ed altre memorie geominarie*. Roberto De Nicola, pp. 866.
- NIGRO F. & RENDA P. (2000) - *Un modello di evoluzione dell'avanfossa neogenica siciliana*. Boll. Soc. Geol. It., **119**, 667-686.
- OGNIBEN L. (1957) - *Petrografia della serie solfifera-siciliana e considerazioni geotenuiche relative*. Memorie descrittive della carta Geologica d'Italia, **33**, pp. 275.
- RUGGIERI G. (1978) - *Una trasgressione del Pleistocene inferiore nella Sicilia occidentale*. Il Naturalista Siciliano, ser. IV, **3-4**, (II), 159-171.
- SAURO U. (1996) - *Geomorphological aspects of gypsum karst area with special emphasis on exposed karst*. In: KLIMCHOUK A., LOWE D., COOPER A., SAURO U. (Eds.), *Gypsum Karst of the World*. Int. J. Speleol., **25**, (3-4), 105-114.
- SAURO U. (2003) - *Dolines and sinkholes: aspects of evolution and problems of classification*. Acta Carsologica, **32/2**, 41-52.
- TREVISAN L. & DI NAPOLI E. (1937) - *Tirreniano, Siciliano e Calabriano nella Sicilia sud-occidentale. Note di stratigrafia, Paleontologia e Morfologia*. Giorn. Sc. Nat. e Econ., **39**, (8), 1-38.
- WALTHAM T., BELL F. & CULSHAW M. (2005) - *Sinkholes and subsidence: Karst and cavernous rocks in engineering and construction*. Springer, pp. 382.

CATALOGO IN PROGRESS DEI SINKHOLE DEL LAZIO. REVISIONE ED IMPLEMENTAZIONE DEL CATALOGO – APPROCCIO ECOSISTEMICO PER LA VALORIZZAZIONE DEI SITI – NORMATIVA E PIANIFICAZIONE TERRITORIALE

di Liperi L., Meloni F., Tonelli V., Zizzari P.

Regione Lazio, Dip. Territorio, Direz. Ambiente e Cooperazione tra i Popoli, Area Difesa del Suolo, lliperi@regione.lazio.it, fmeloni@regione.lazio.it, vtonelli@regione.lazio.it, pzizzari@regione.lazio.it

ABSTRACT

In 2002 the Lazio Region in collaboration with the Department of Geological Sciences, University of RomaTre arranged a first catalogue of sinkhole phenomena of the entire region.

After about 10 years since those activities are now presented the first results of studies to update the catalogue, done by an internal working group within the Regional Plan Areas subject to risks Sinkhole.

In order to implement the catalogue have been developed systematic analysis of ancient collections of maps, recent and current.

It was also acquired historical documentation and scientific literature consists of publications, reports of visits, technical documentation, etc..

The results obtained have made significant additions to the library (about 100 events at about 300), with better positioning of events and their diversification based on the degree of reliability and characterization of geological and environmental events are redefined some of subsidence be classified as karst phenomena and new ones are identified, classified as karst phenomena in chalk..

Are confirmed areas previously identified as a notable phenomenon of the concentration of the sinkhole, and we are developing new ones.

The ultimate purpose is to define the areas affected by the phenomenon, setting the hazard and associated risk, and preparing the revision of existing rules for the study and management of these territories.

RIASSUNTO

Nel 2002 la Regione Lazio in collaborazione con il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Roma Tre predispose un primo Catalogo dei fenomeni di sprofondamento dell'intero territorio regionale.

A distanza di circa 10 anni dall'inizio di quelle attività vengono ora presentati i primi risultati degli studi di aggiornamento del Catalogo, eseguiti da un Gruppo di lavoro interno nell'ambito del Piano regionale delle Aree Soggette a Rischio Sinkhole.

Al fine di implementare il catalogo, sono stati predisposte analisi sistematiche di collezioni cartografiche antiche, recenti ed attuali. E' stata inoltre acquisita documentazione storica

e bibliografica costituita da pubblicazioni scientifiche, relazioni di sopralluoghi, documentazione tecnica, ecc.

I risultati ottenuti sono costituiti da un notevole arricchimento del catalogo (da circa 100 eventi a circa 300), con migliore ubicazione degli eventi e con la loro diversificazione sulla base del grado di attendibilità e della caratterizzazione geologica ed ambientale: vengono ridefiniti alcuni eventi di sprofondamento, classificabili come fenomeni carsici e ne vengono individuati di nuovi, classificati come fenomeni di carsismo nei gessi.

Trovano conferma le aree già precedentemente individuate per la notevole concentrazione del fenomeno dei sinkhole, e ne vengono individuate di nuove.

Lo scopo finale è quello di circoscrivere le aree interessate dal fenomeno, stabilendo pericolosità e rischio associato, e predisporre la revisione della normativa già esistente per lo studio e la gestione di questi territori.

1. INTRODUZIONE

La Regione Lazio - Area Difesa del Suolo per compito istituzionale valuta l'ammissibilità delle proposte edificatorie (Piani Regolatori Comunali, Piani Attuativi) con le condizioni geomorfologiche del territorio (art. 13 L. 64/1974 e art. 89 D.P.R. 380/01).

Nell'ambito di questa attività la presenza di aree affette da sinkholes nel territorio regionale crea problemi circa la compatibilità con gli interventi costruttivi, per la difficoltà di delimitare le zone a rischio e di stabilire una frequenza di occorrenza del fenomeno. Per tali motivi vi è sempre stata una particolare attenzione nei riguardi dei fenomeni naturali di sprofondamento. Già nel 1994-1996 in seguito al verificarsi di sinkholes in due aree del Lazio, la prima ubicata nella piana di San Vittorino, nel comune di Cittaducale (Pr. di Rieti) e la seconda nel territorio del comune di Pontinia (Pr. di Latina) furono emesse direttive tecniche ed urbanistiche tese ad inibire l'edificazione.

Nel primo caso (fig. 1) si era trattato della prima disposizione normativa (Delibera di Giunta Regionale n° 8998/1996), con la quale si divideva la parte orientale della Piana

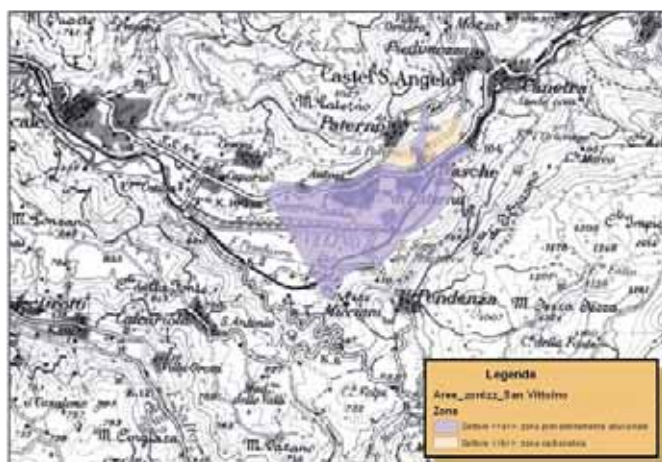


Fig. 1 - Zonizzazione territoriale dell'area di San Vittorino (Rieti) contenuta nella Delibera di Giunta Regionale del Lazio n° 8998/1996).

Geographical zoning of the area of St. Victorino (Rieti) contained in the Lazio Regional D.G.R. No. 8998/1996).



Fig. 2 - Area di inedificabilità del P.R.G. di Pontinia (LT) per la presenza di fenomeni di subsidenza e sprofondamento, con substrato carbonatico posto a profondità comprese tra 100 m e 120 m dal piano campagna.

Area of prohibited construction development in the Pontinia PRG (LT) for the phenomena of subsidence and collapse, characterized by a carbonate bedrock placed at depths between 100-120 m from ground level.

di San Vittorino in due Settori: la zona alluvionale (setto- re "a") nel quale si vietava l'edifi- cazione, a meno di opere ineluttabili e strutture di servizio; la zona carbonatica (setto- re "b") in cui gli edifici potevano essere realizzati con un massimo di due piani e con distanze pari al doppio dell'altezza, previi studi geognostici e geofisici, con divieto ad edificare nel caso fossero stati riscontrati spessori di calcari inferiori ai 10 m sovrastanti a sedimenti alluvionali.

Nel secondo caso (fig. 2), in occasione della predisposizione del Piano Regolatore Gene- rale del Comune di Pontinia (Lt), fu individuata una fascia di inedificabilità per la presenza di fenomeni di subsidenza e sprofondamento (definito come "carsismo"), alluvionamento, faglie e terreno con scadenti caratteristiche geomeccaniche. Tale fascia comprendeva in particolare il setto- re con profondità del substrato carbonatico inferiore ai 100-120 m dal piano campagna.

La necessità di norme restrittive per l'edificazioni nella Piana di San Vittorino e a Pontinia erano ritenute necessarie perchè i fenomeni di sprofondamento verificatisi avevano inte- ressato opere civili di primaria importanza [*strada statale Salaria e Ferrovia*] con il rischio di coinvolgere seriamente persone, strade ed edifici esistenti.

Nell'ottobre 2002, al fine di comprendere meglio la distribuzione territoriale del feno- meno, è stata intrapresa una collaborazione con il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università degli studi di RomaTre, per mettere a punto una zonazione delle aree a rischio di sprofondamento catastrofico del territorio regionale. Il "Progetto sinkhole" è stato sviluppato attraverso ricerche di fonti bibliografiche, studi geofisici e geognostici e lavoro di verifica di campagna. Il risultato del progetto è stato la creazione del primo Cata- logo regionale dei fenomeni di sinkhole e la proposta di vincolare alcune aree della Pianura Pontina, in analogia a quanto effettuato per l'area di San Vittorino (fig. 3).

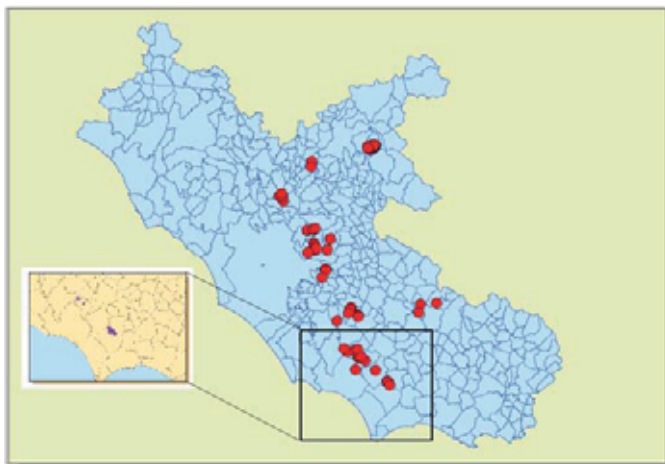


Fig. 3 - Primo Catalogo Regionale dei fenomeni di sinkhole (2002) e proposta di vincolo di alcune aree della Pianura Pontina, indicate nel riquadro, in analogia a quanto effettuato per l'area di San Vittorino.

First Regional sinkhole Catalogue (2002) and proposal of tying some areas of the Pontina plain, shown in the box, similar to the one for the area of St Victorino.

Contemporaneamente la Regione Lazio – Area Protezione Civile ha commissionato più studi geofisici sulla Piana di San Vittorino per approfondire il grado di conoscenze e di sicurezza di quell'Area.

Sulla base dei risultati ottenuti dagli studi precedentemente effettuati, è stata predisposta una normativa per delimitare le aree a rischio (tab. 1 e fig. 4) e per definire una metodologia di studio (tab. 2) in grado di permettere l'individuazione delle aree da inibire all'edificazione [D.G.R. n. 1159/2002 "normativa tecnica per le indagini da effettuare nelle zone indiziate di rischio sinkhole"].

Tab. 1 – Aree a Rischio Sinkhole nella Regione Lazio (DGR 1159/2002)

PROVINCIA	ROMA		FROSINONE	LATINA	RIETI	VITERBO
AREA	Bacino delle Acque Albule	Altipiani di Arcinazzo	Altipiani di Arcinazzo	Fascia Pedemontana dei Monti Lepini	Piana di San Vittorino	-
COMUNI	Tivoli Guidonia Montec.	Arcinazzo Rom.	Piglio Trevi nel Lazio	Cisterna di Latina Norma Latina Sermoneta Sezze Priverno Pontinia Sonnino	Castel S. Angelo Cittaducale	-

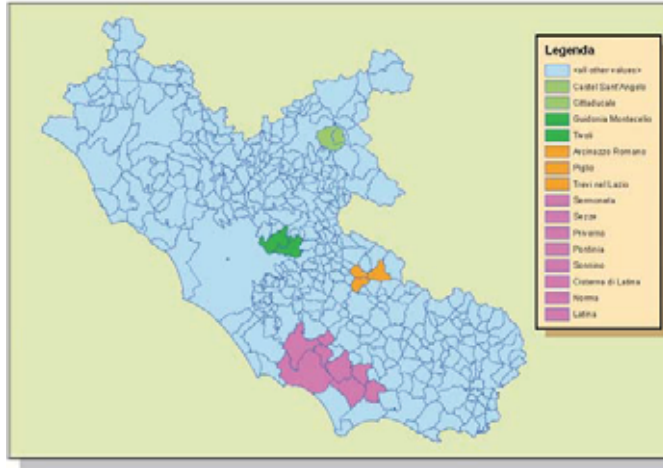


Fig. 4 - Comuni della Regione Lazio interessati dalla normativa per le aree a rischio sinkhole, secondo la DGR 1159/2002.

Towns of the Lazio Region submitted to the rule of DGR 1159/2002

Tab. 2 - Indagini da effettuare nelle aree a rischio sinkhole [DGR 1159/2002]

INDAGINI	Geofisiche	Geognostiche	Idrogeologiche e geochimiche
Prima fase	n. 2 SEV con AB 3000 m	n. 3 sondaggi (min)	
	Rettangoli di Resistività		
Seconda Fase (in caso di anomalie elettriche)	Tomografia elettrica		
	Microgravimetria		
Terza Fase (in caso di anomalie elettriche e gravimetriche imputabili a presenza di cavità)			Studio idrogeologico
			Campionamento delle acque di falda con analisi chimico-fisiche
			Prelievo di gas al suolo (CO ₂ , Radon, Elio, Metano)
RELAZIONE DI SINTESI	Carta della delimitazione delle zone a rischio sinkholes		
	Carta dell'idoneità territoriale (ai sensi dell'art. 13 L. 64/74 e art. 89 DPR 380/01)		

Fin dall'inizio degli studi, fu evidenziata la maggiore difficoltà nell'applicare queste norme tecniche alle zone pedemontane dei Monti Lepini, dove tuttora risultano aperte diverse problematiche.

In particolare, dalle nuove conoscenze dell'andamento del substrato geologico nella Pianura pontina, attraverso indagini geognostiche eseguite nel sito negli anni, sono emerse le particolarità e le notevoli differenze geologiche tra le diverse aree di ubicazione dei sinkholes. Ciò si è evidenziato in particolar modo tra l'area dei laghi del Vescovo, con

notevoli spessori di sedimenti alluvionali e lacustri (fino ad oltre 200 m) soprastanti un bed-rock carbonatico, e la zona del Lago di Cotronia e Casa Affonata, dove si hanno spessori consistenti di travertini sub affioranti, soprastanti a sedimenti alluvionali, lacustri e piroclastici.

La difficoltà di comprensione dei meccanismi del fenomeno, come pure l'incertezza nell'individuazione nel sottosuolo delle zone in cui il fenomeno è già accaduto nel passato (presenza di sedimenti lacustri di riempimento e sedimenti caotici), e la mancanza di conoscenza sulla frequenza di occorrenza del fenomeno in un determinato sito, rende poco efficace l'interpretazione degli studi prescritti.

Per tali motivi è emersa in modo chiaro la necessità di approfondire ancora le ricerche, al fine di migliorare le conoscenze geologiche dei fenomeni, con la finalità di mettere sempre più a fuoco gli aspetti tecnici, riguardanti le indagini geologiche da eseguire preliminarmente agli interventi per l'individuazione delle aree di pericolo e di attenzione al rischio sinkhole.

2. CATALOGHI PRECEDENTI

Il "Progetto Sinkhole del Lazio" del 2002 sviluppato attraverso una collaborazione tra Regione Lazio e il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Roma Tre, pose la massima attenzione sulle aree già precedentemente conosciute delle province di Roma, Latina e Rieti e solo in parte interessò il resto della Regione Lazio (Regione Lazio-UniRomaTre, 2002). Lo studio permise di effettuare una prima vasta raccolta di studi anche a carattere storico, sui fenomeni accaduti, attraverso la consultazione di cataloghi di fenomeni carsici, di studi scientifici, di pubblicazioni contemporanee agli eventi e di cartografie storiche. A questo si associò una fase di studio di dettaglio su aree maggiormente interessate dal fenomeno, cioè la Pianura Pontina e la Piana di San Vittorino. Gli studi si concentrarono soprattutto sulla prima che, rispetto alla seconda, risultava maggiormente carente di informazioni.

I risultati complessivi furono raccolti in una monografia e in un database dei fenomeni di sinkhole, caratterizzato da circa 100 eventi censiti, gran parte dei quali ubicati in aree ben conosciute, anche dal punto di vista scientifico (Piana di San Vittorino), e un ridotto numero situato in aree poco studiate.

Nel corso di questi ultimi anni, con il rinnovato interesse scientifico sulla materia, sono stati messi a punto nuovi cataloghi sinkhole che comprendono anche il Lazio e che, a partire da questo catalogo 2002, hanno implementato il numero dei fenomeni di sinkhole e arricchito le conoscenze su alcuni singoli fenomeni (Catalogo Nazionale del Dipartimento della Protezione Civile Nazionale; Catalogo ISPRA 2009).

In particolare il Catalogo ISPRA 2009 ha censito alcune centinaia di sinkhole ubicati all'interno del territorio della Regione Lazio, che, oltre ad arricchire le conoscenze in aree già note, ne individua altre finora poco o nulla conosciute.

3. IL NUOVO CATALOGO IN PROGRESS DEI SINKHOLE DEL LAZIO

La presenza di più cataloghi con indicazioni di nuove aree affette dal fenomeno sinkhole, la necessità di meglio circoscrivere le aree a rischio e la convinzione di poter migliorare le norme per le indagini in tali aree ha reso evidente la necessità di predisporre di un nuovo Piano per lo studio del fenomeno dei Sinkhole.

A tal riguardo è stato effettuato uno studio sistematico del territorio basato sulla consultazione delle Cartografie recenti e storiche appartenenti a collezioni di facile reperibilità e consultazione, in parte appartenenti a collezioni di proprietà regionale [carta tecnica regionale, collezioni di foto aeree di varie annate] in parte di altri Enti [carte delle bonifiche dell'IGM, Catasto] [tab. 3], oltre che all'esame di numerose lavori scientifici ed a stampa già in possesso o di nuova acquisizione.

Tab. 3 - Schema delle principali cartografie consultate

Cartografie Recenti	Cartografie storiche
Carta Tecnica regionale (scala 1:10.000)	Catasto Alessandrino (1660-1661)
Tavolette IGM (scala 1:25.000)	Catasto Gregoriano (1816-1835)
Foto aeree anno 2000	Cessato Catasto Rustico (1870-1930/1952)
Foto aeree anno 2008	Cartografie della Bonifica Pontina (scala 1:5.000; 1927-1932)
Fogli geologici (scala 1:100.000)	Cartografie storiche di varie epoche

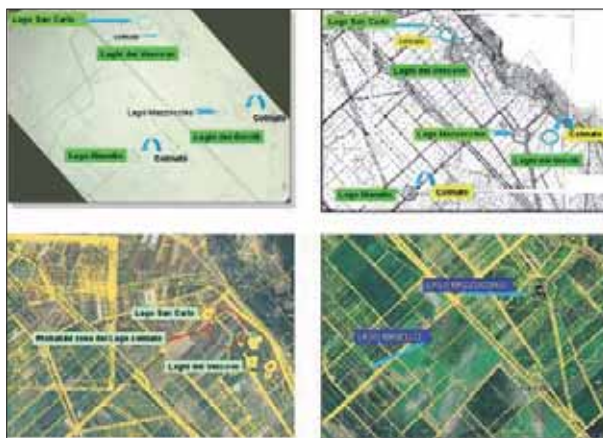


Fig. 5 - Confronto tra cartografie storiche e moderne in Pianura Pontina; è possibile individuare eventi di sinkhole ormai colmati e non più visibili.
 Pontina Plain. Comparison of historical and modern maps from which you can find events sinkhole now filled and no longer visible.

Le forme individuate dall'analisi delle cartografie sono costituite da laghi, da depressioni circoscritte del terreno e da ampie aree depresse, spesso con toponimi caratteristici [pantano, pantanella, laghetto, ecc.].

I risultati "grezzi" del lavoro sono rappresentati da un numero elevato di segnalazioni, oltre 700. Questi primi dati sono stati rivisti attraverso analisi comparate di più cartografie

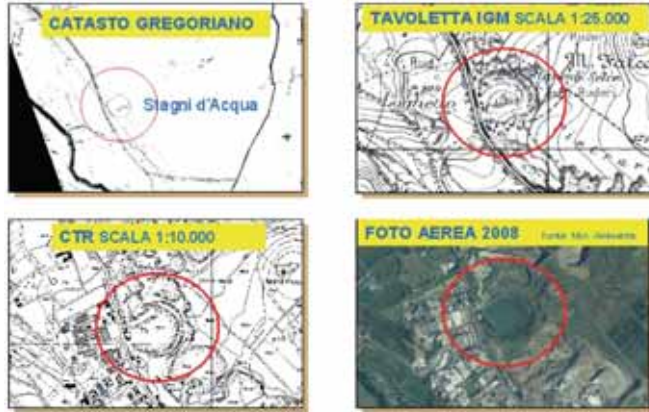


Fig. 6 - Comune di Montecompatri (RM) Forme di sprofondamento naturale (forse sinkhole) presenti nelle vecchie mappe del Catasto Gregoriano che attualmente sono utilizzate come cave o laghetti sportivi.

City of Montecompatri (RM) forms of natural subsidence (perhaps sinkhole) present in the old Gregorian cadastre map, currently used as quarries or sport lakes.



Fig. 7 - Bacino delle Acque Albule (Guidonia). Lago presente nel Catasto Alessandrino ora utilizzato all'interno di un campo da golf.

Acque Albule Basin (Guidonia). Ancient lake currently engaged in golf sport activity.

(carte geologiche, idrogeologiche, foto aeree di varie epoche), documentazione tecnica, sopralluoghi.

L'esame delle cartografie storiche in sequenza temporale (fig. da 5 a 7) è risultato particolarmente utile nel permettere di individuare eventi di sinkhole ormai colmati e non più visibili o di evidenziare modifiche della loro forma, come pure di riconoscere come sinkhole delle forme ancora esistenti ma riutilizzate dall'uomo, spesso come cava o laghetto sportivo.

Attraverso poi l'introduzione di un grado di attendibilità del dato censito (tab. 4) è stata effettuata una prima selezione classificando le "forme" censite tra forme antropiche e naturali e, all'interno di quest'ultime, differenziando tra forme riconducibili a sinkholes, accertati o in corso di valutazione (grado di attendibilità), oppure riconducibili ad altre fenomeni (carsismo nei gessi e nei calcari; maar).

Tab. 4 – Classificazione delle forme censite e grado di attendibilità

CLASSIFICAZIONE		ELEMENTI DI SELEZIONE
FORME NATURALI	SINKHOLES	CERTO <i>1 – studi e pubblicazioni descrittive del fenomeno 2 – documentazione tecnica 3 – sopralluoghi di verifica 4 – cartografie storiche</i>
		PROBABILE <i><u>PIU' ELEMENTI DISTINTIVI CONCORDANTI</u> a – forma tondeggiante b – vicinanza a sinkhole accertati c – altri indizi: - risalita gas - acque mineralizzate - vicinanza di faglie - toponomastica - aspetti geologi</i>
		POSSIBILE <i>UNO O POCHI ELEMENTI TRA I PRECEDENTI</i>
		INCERTO <i>a - di difficile attribuzione b- segnalazione da verificare</i>
	ALTRO	<i>FORME CARSICHE E MAAR</i>
FORME ANTROPICHE	NON SINKHOLE	<i>FORME ANTROPICHE</i>

A conclusione della fase di classificazione sono stati considerati come sinkhole con diverso grado di attendibilità circa 400 forme, quasi uniformemente distribuite tra le classi da “certo” a “incerto”, come mostrato in sintesi nelle figura 8.

La distribuzione spaziale dei sinkhole individuati risulta più ampiamente distribuita nel territorio regionale, con interessamento consistente anche delle provincie di Viterbo e Frosinone e con l’arricchimento del catalogo per le altre provincie dove il fenomeno era già abbastanza conosciuto (fig. 9).

Il catalogo dei sinkholes ottenuto deve ritenersi come un database aperto, dove verranno implementati nuovi dati derivanti da ulteriori ricerche e da segnalazioni di nuovi casi di sprofondamenti.

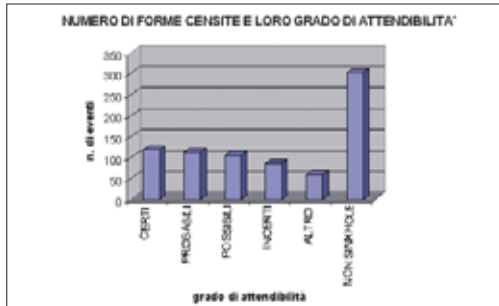


Fig. 8 - Grafico che mette in relazione le circa 400 forme individuate nel corso del censimento Sinkhole, e il Grado di attendibilità.

Chart that relates the approximately 400 types surveyed during the census Sinkhole, and the degree of reliability.

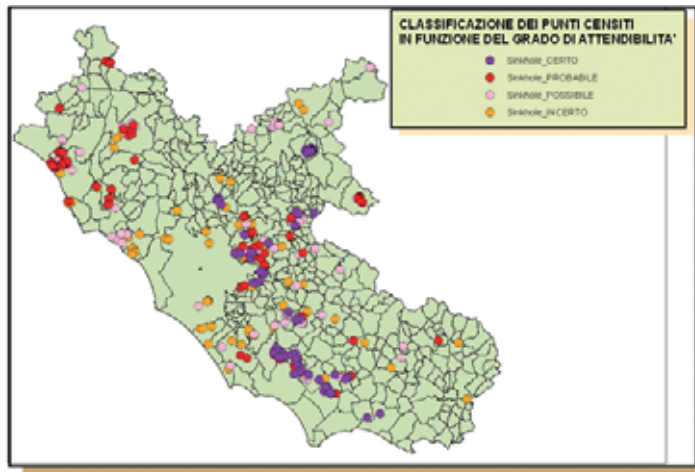


Fig. 9 - Distribuzione spaziale dei sinkhole individuati nel Nuovo catalogo della Regione Lazio, maggiormente distribuita nel territorio regionale, con interessamento consistente anche delle provincie di Viterbo e Frosinone.

The spatial distribution of sinkholes identified in the new catalogue of the Lazio Region is more widely distributed in the region, also consistent with involvement of the provinces of Viterbo and Frosinone

4. PROSEGUO DELLE ATTIVITÀ

Nel proseguo degli studi verranno effettuate analisi sulla distribuzione dei sinkholes in rapporto all'assetto geologico-tettonico delle aree (fig. 10) e al grado di naturalità del territorio, con l'obiettivo finale di definire la pericolosità ed il rischio delle singole aree, in funzione della frequenza di occorrenza degli eventi e della esposizione delle strutture antropiche (fig. 11).

Analogamente a quanto stabilito per San Vittorino e le altre aree oggetto degli studi precedenti (Piana di Arcinazzo), per ciascuna area indiziata di rischio di sprofondamento dovranno essere prodotte delimitazioni di dettaglio che permettano di distinguere un'area

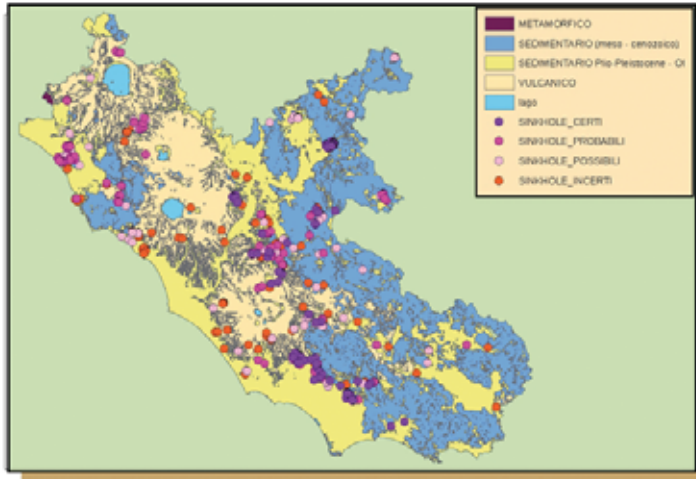


Fig. 10 - Distribuzione dei sinkholes, distinti nelle diverse classi di attendibilità, in relazione all'assetto geologico del territorio regionale.

Distribution of sinkholes, distinct in different classes of trust in respect of the regional geological features.



Fig. 11 - Ubicazione di alcuni sinkholes della Piana Pontina ed esposizione delle strutture antropiche. Location of some Pontina Plain sinkholes and exposure of man-made structures

critica (da proteggere o da interdire all'edificazione) e un' *area di attenzione*, da sottoporre a studi di dettaglio prima di prevederne l'utilizzo.

Come già detto uno dei scopi principali del lavoro, è la messa a punto di normative per le indagini da eseguire e di stabilire i criteri per l'utilizzo di tali aree nella pianificazione territoriale.

A titolo d'esempio, in relazione alla individuazione delle *aree critiche*, si riportano (fig. 12) alcuni tentativi di delimitazione basati sul solo criterio geometrico (senza considerare per esempio un criterio geologico, idrogeologico, naturalistico) con un buffer di forma circolare ampio di 100, 200 e 1.000 metri di raggio intorno ad alcuni sinkhole nel bacino delle Acque Albule e della Pianura Pontina. Si è osservato che nelle aree in cui è presente

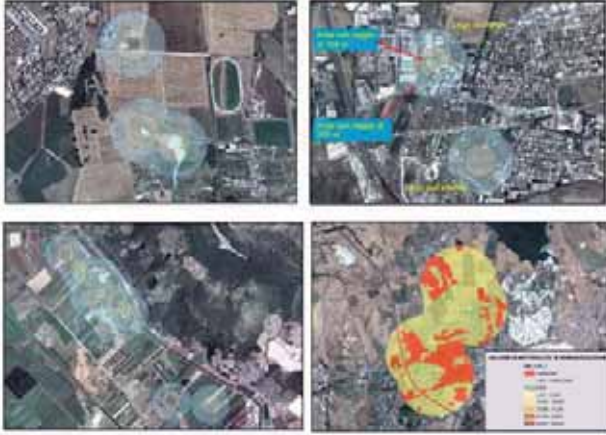


Fig. 12 - Tentativi di delimitazione delle aree critiche con criterio geometrico con un buffer di forma circolare ampio 100m, 200m e 1.000 metri di raggio intorno ad alcuni sinkhole nel bacino delle Acque Albule e nella Pianura Pontina. In presenza di una depressione allagata, vi sono poche strutture antropiche; mentre nei casi di sinkhole colmati (Lago dei tartari e Lago dell'Inferno) l'urbanizzazione coinvolge l'intero territorio, con strutture ad elevata esposizione (Istituto tecnico).
Attempts at definition of critical areas with geometric criterion with a large circular buffer of 100 m, 200 m and 1,000 m radius around some of the sinkholes in Acque Albule Basin and Pontina Plain. Where there is still a flooded depression, the presence of manmade structures is little or nothing, while in cases of sinkhole filled (Lake of the Tartars and Lake of the hell) urbanization affects the whole country, with facilities for high exposure (Institute technician).

ancora un depressione allagata, la presenza di strutture antropiche è minima o nulla; mentre nei casi di sinkhole colmati (Lago dei tartari e Lago dell'Inferno) l'urbanizzazione coinvolge l'intero territorio, addirittura con strutture con elevata esposizione (Istituto tecnico). Il criterio geometrico, andrebbe pertanto valutato e adattato caso per caso. Anche per le *aree di attenzione*, è necessario stabilire criteri di delimitazione visto che il coinvolgimento di strutture antropiche preesistenti è ancora più diffuso, come si vede nel caso di un buffer di 1.000 m intorno ai sinkholes. Andranno molto probabilmente seguiti criteri multipli basati su aspetti geometrici, geologici e vegetazionali. Una volta individuate e delimitate le aree, si prevede di stabilire, per le aree critiche, l'inedificabilità e l'eventuale istituzione di aree naturali da proteggere o vincolare, mentre per le aree di attenzione dovrà essere aggiornata la normativa già in vigore per renderla più efficace, dopo la fase di attuazione e di verifica sul campo esperita.

5. CONCLUSIONI

Nel 2002 la Regione Lazio in collaborazione con il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Roma Tre ha predisposto il suo primo catalogo dei fenomeni di sprofondamento dell'intero territorio regionale e la prima normativa per normare tali aree. Al fine di implementare il catalogo, l'Area Difesa del Suolo della Regione Lazio ha predisposto un nuovo studio per investigare in modo sistematico l'intero territorio regionale attraverso l'esame della cartografia disponibile.

Nel futuro immediato, si pongono i seguenti obiettivi:

- strutturare l'attuale catalogo in progress in un catalogo aggiornabile, derivante da un opportuno confronto con i diversi cataloghi prodotti negli ultimi anni;
- delimitare e normare le aree di rischio sinkhole istituendo, per ciascuna area:
 - aree critiche, di limitazione all'edificazione e di protezione ambientale;
 - aree di attenzione, in cui regolamentare l'utilizzazione territoriale e condizionarla all'esecuzione di approfonditi studi multidisciplinari, regolamentati attraverso l'aggiornamento della normativa preesistente.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2002). - *Progetto Sinkhole del Lazio*". Regione Lazio Servizio Geologico Regionale – Dip. Scienze geologiche Univ. Roma Tre. Roma
- AA.VV. (1994). - *Lazio e Appennino Umbro-Marchigiano - Guide Geologiche Regionali*" Roma, B.E.M.A.
- ARGENTIERI A. VECCHIA P., LORETELLI S., REITANO R., SCIARRA P., PIRO M., FABIANI M., CAPELLI G., SALVATI R., PAROTTO M., DI FILIPPO M., TORO B., RUSPANDINI T., CECCHINI F., MARGOTTINI S., (2001). - *Il sinkhole di Marcellina (Roma): Indagini geologiche, geotecniche, idrogeologiche e geofisiche. Il dissesto Idrogeologico: inventario e prospettive*", Roma, Accademia dei Lincei.
- BERSANI P. BIAGI P., PIOTTI A., (2001) - *Gli sprofondamenti della Piana di S.Vittorino*. Tevere-Studi 17: 8-13.
- BERTI G. CANUTI P., GASAGLI N. (2000) - *Some examples of sinkhole in Italy and preliminary report on the Grosseto case. Le voragini catastrofiche: un nuovo problema per la Toscana*. Camaione (LU), Regione Toscana.
- BIGI G. CAPELLI G., MAZZA R., PAROTTO M., PETITTA M., SALVATI R. (1999) - *Strutture di collasso nella piana di S.Vittorino (fiume Velino, Lazio): interazione tra circolazione idrica sotterranea e tettonica attiva. Conoscenza e Salvaguardia delle aree di pianura. Il contributo delle scienze della Terra*. Ferrara, Italy.
- BONI C. BONO P., CAPELLI G. (1986) - *Schema Idrogeologico dell'Italia centrale*. Memorie della Società Geologica Italiana 35(2): 991-1012.
- BONI C. BONO P., CAPELLI G., (1988) - *Carta Idrogeologica del territorio della Regione Lazio*". Roma, Regione Lazio e Dip. Se. della Terra - Univ. "La Sapienza".
- BONI C. CAPELLI G., PETITTA M., (1995) - *Carta idrogeologica dell'alta e media valle del Fiume Velino*. Roma, Systemcart.
- BONO P. (1995) - *The sinkhole of Doganella (Pontina Plain, Central Italy)*." Environmental Geology 26.
- BORTOLANI L. CARUGNO P. (1979) - *Lineamenti geologici e strutturali dell'area a sud del M. Soratte (Lazio centro-settentrionale)*." Boll. Soc. Geo/. II, 98: 353-357.
- BRONDI M. CAMPANILE R., DALL'AGLIO M., ORLANDI C., TERSIGNI S., VENANZI G., (1995). - *Acque naturali. Lazio meridionale. Sintesi delle ricerche geologiche multidisciplinari*. E.- Dip.Ambiente. Rome.
- BUCHIGNANI V. CHINES C. (2000) - *Risultati delle indagini sulla voragine verificatasi a Camaione (Toscana). Le voragini catastrofiche: un nuovo problema per la Toscana*", Camaione (LU), Regione Toscana.
- CAMPONESCHI B. NOLASCO F. (1979) - *Acque mineralizzate fredde e termali, cave e miniere nel settore dei M.ti della Laga, M.ti Reatini, M.ti Sabini, M.ti Cicolani e M.ti della Duchessa. Le risorse naturali della Regione Lazio* - Roma, Regione Lazio.
- CAPELLI G. PETITTA M., SALVATI R. (2000) - *Relationships between catastrophic subsidence hazards and groundwaters in the Velino Valley (Central Italy)*. Sixth International Symposium on Land Subsidence, Ravenna, Italy.

- CASTIGLIONI G.B. (1986) - *Geomorfologia*, UTET.
- CELICO P. (1980) - *Le sorgenti della Piana di Fondi (Lazio meridionale): prime considerazioni idrogeologiche in base al chimismo delle acque.* Bollettino di Scienze Naturali di Napoli 89.
- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale.* Quaderni della Cassa del Mezzogiorno Napoli, Cassa del Mezzogiorno.
- CIOTOLI G. DI FILIPPO M., NISIO S., ROMAGNOLI C., (2001) - *La Piana di S.Vittorino: dati preliminari sugli studi geologici, geomorfologici, geofisici e geochimici.* Memorie della Società Geologica Italiana 56: 297-308.
- CREMA C. (1924) - *Sprofondamenti carsici del gennaio 1915 nella Valle del Velino.* Tra i Monti del Lazio e dell'Abruzzo. 1.
- DE RISO R. NICOTERA P. (1969) - *I fenomeni di subsidenza del F.sso di S. Martino (Capena, Roma) in relazione alla nuova linea ferroviaria Settebagni-Orte.* Memorie della Società Naturalistica di A/apo//78(Suppl.): 165-169.
- DE RITA D. DI FILIPPO M., SPOSATO A., (1993) - *Geological map of the Sabatini Complex.* Rome, CNR.
- DI LORETO E. LIPERI L., PIRO M., (1999) - *La riqualificazione ambientale del geotopo "Lago Puzzo" nel Comune di Fiano Romano (RM).* Mem. Descr. Carta Geo/. d'lt. 54: 339-346.
- DI NARDO G. FERRANTI N., LA CHIOMA A., PASTORI P., (1998) - *Programma di studi e ricerche finalizzati alla riduzione dell'impatto ambientale delle attività estrattive del travertino nel Comune di Tivoli e aree limitrofe. Tivoli (Roma).* Centro per la valorizzazione del Travertino Romano-Regione Lazio-Comunità Europea.
- I.N.G. (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c al 1997.* Roma, ING.
- IACOBINI A. (1999). *Correlazione tra assetto geologico-strutturale, le aree di ricarica e il dissesto idrogeologico nell'area dei M.ti Reatini.* Graduation. Dip. Se. Geologiche. Univ. "Roma TRE". Roma
- ISPRA (2009) - Database nazionale dei fenomeni di sprofondamento, Versione elettronica
- MAXIA C. (1950) - *Il Bacino delle Acque Albule (Lazio).* Supplemento Ricerca Scientifica. Rome, Università di Roma "La Sapienza": 20-27.
- MAXIA C. (1954) - *La Geologia dei Monti Cornicolani (Lazio).* Pubblicazione Istituto di Geologia e Paleontologia 11.
- MERCALLI G. (1895) - *Il nuovo lago di Leprignano.* Natura e Arte. Milano.
- MODERNI G. (1895) - *Il nuovo lago e gli avallamenti nei dintorni di Leprignano.* Boll. Soc. Geo/. II, 27(1).
- PANDOLFI (DON) O. (1927) - *La valle di S.Vittorino*, Diocesi di Cittaducale.
- PAROTTO M. PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Apennine.* Structural Model of Italy. Parotto M. Rome, CNR.
- PETTITA M. (1986) - *Studio idrogeologico delle sorgenti lineari e localizzate dell'alta e media valle del Fiume Velino.* Graduation. Dip. Se. della Terra. Univ. "La Sapienza". Roma
- PONZI G. (1856) - *Sull'eruzione solforosa avvenuta nei giorni 28, 29 e 30 Ottobre sotto il paese di Leprignano nella contrada detta "Lago Puzzo."* Atti Acc. Pont. Naz Lincei X.
- REGIONE LAZIO – UNIROMATRE (2002) - *Progetto Sinkhole del Lazio*, Rapporto tecnico inedito.
- S.G.I., *"Carta Geologica d'Italia"*: Foglio Vari, Servizio Geologico d'Italia.
- SEGRE A. (1948) - *Fenomeni carsici e speleologici del Lazio.* Roma, Pubbl. Ist. Geogr.
- VENTRIGLIA U. (1989) - *Idrogeologia della Provincia di Roma - Regione vulcanica sabatina e Regione Orientale* Roma, Amministrazione Provinciale di Roma-Assessorato LL.PP., Viabilità e Trasporti.

I SINKHOLES NEL FRUSINATE

di Nisio S.¹ & Scapola F.²

ABSTRACT

The geological-structural and hydro-geological setting of a portion of the lower Latina valley and of some plains of the Frosinone district, shows a tendency to the activation of sink-hole phenomena. The Frosinone province is characterized by alluvial plains and intermountain basins filled with quaternary deposits of over 100 meters of thickness, mainly silt alternate with clay. The plains are bordered by normal or trastensive faults.

The carbonate ridges surrounding the plains are strongly affected by karst phenomena. Below the quaternary cover the carbonate bedrock is deeply disjointed by systems of dislocations and is seat of a confined aquifer, which shows a considerable water flow (total flow over 20 m³ / s).

Moreover, this combines with a strong underground flow of mineralized fluids (H₂SO₄ and H₂S) connected with the volcanism of Roccamonfina volcano and/or to a very deep circulation within fault systems. Recent seismicity in the area is observed trough historical and instrumental seismic data.

The indiscriminate human activities with draining-off water from the subsoil resulted in the lowering of groundwater and the migration of some springs.

These features give to the studied plain areas all the proneness and triggering conditions for the formation of sinkhole phenomena s.s.. In fact, the area close to Cassino, in historical times, was characterized by small lakes of sub-circular shape reported on ancient maps. For this reason it was known as land of the lakes. Moreover, some legends and also some historical sources tell us about the opening of large chasms in the soil.

The research throughout the whole area of Frosinone has identified some sub-circular morphologies coinciding with small pools, lakes or dry depressions (among them, the Tremoletto lake, in the plain of Sora, the lakes of St. Giorgio and Acquasanta).

The photographic analysis have also identified paleo-cavities and the field observation have confirmed that within the old morphology we can found ponds or small spring pools frequently.

However the evidences of generation mechanisms that can be linked with sinkhole s.s. phenomena comes from the Caira sinkhole (known in literature as Caira lake) occurred during the night between 18 and 19 february 1724.

Taking into account the deepness of the bedrock, the remarkable thickness and the composition of the sedimentary cover (mainly silty and rather substantial), the morphology of the hollow the process that originated the Caira lake can be expalined with an erosion from the bottom through a pipe.

¹ Ispra - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia

² Libero Professionista.

1. PREMESSA

La situazione geologico-strutturale ed idrogeologica di una porzione della bassa Valle Latina e di alcune pianure del frusinate è predisponente alla formazione di fenomeni di sinkholes.

La provincia di Frosinone è caratterizzata da pianure alluvionali e conche intramontane colmate da depositi quaternari con spessori di circa cento metri, che a luoghi possono superare le centinaia di metri, costituiti in prevalenza da un'alternanza di limi e argille, e bordate da faglie dirette o trasversive (FREPOLI & AMATO, 1988, 2000).

Le dorsali carbonatiche circostanti le pianure sono fortemente interessate da fenomeni carsici; il substrato carbonatico, al di sotto della copertura quaternaria, è profondamente disarticolato da sistemi di dislocazioni ed è sede di un acquifero confinato, in cui si esplica una notevole circolazione idrica (sorgenti con portate complessive superiori ai 20 m³/s; VARRONE, 1954, CELICO, 1976; CELICO & STANGANELLI, 1976).

A ciò si associa una forte circolazione sotterranea di fluidi mineralizzati per la presenza di H₂SO₄ e H₂S legati al vulcanesimo di Roccamonfina e/o ad una circolazione molto profonda all'interno di sistemi di faglia. L'attività tettonica recente del settore è testimoniata dalla sismicità sia storica che strumentale (IST. NAZ. DI GEOF. E VULC., 2000; FREZZOTTI *et al.* 2000).

L'attività antropica ha forse inciso sulla suscettibilità ai sinkholes del territorio con emungimento indiscriminato di acque dal sottosuolo (nonché localmente con l'estrazione di petroli) che ha determinato l'abbassamento del livello di falda e la migrazione di alcune sorgenti.

Tali caratteristiche al contorno conferiscono alle aree di pianura studiate tutte le condizioni predisponenti ed innescenti la formazione di fenomeni di sinkholes.

La ricerca, ormai quasi completata su tutto il territorio pianeggiante della provincia, ha permesso di individuare alcune aree caratterizzate dalla presenza di morfologie sub-circolari coincidenti con piccole polle, laghi o depressioni asciutte (tra questi il lago Tremoletto, nella piana di Sora, i laghi di S. Giorgio e Acquasanta). L'analisi fotointerpretativa ha messo in evidenza, inoltre, paleo-cavità; la verifica sul terreno ha confermato che all'interno delle paleoforme sono spesso presenti specchi d'acqua in via di estinzione o piccole polle sorgive sede di degassamento diffuso (Gallinaro, S. Donato Val Comino, Atina, Ripi). La conferma di meccanismi di formazione riconducibili a fenomeni di sinkhole s.s. è avvenuta con il reperimento della cronaca dello sprofondamento di Caira (NISIO & SCAPOLA, 2005; NISIO, 2008), noto in letteratura come Lago di Caira, formatosi nella notte fra il 18 ed il 19 febbraio del 1724 (GATTOLA, 1733, 1734; SARAGOSA & SARAGOSA, 1998).

Il processo genetico che origina gli sprofondamenti nelle aree di pianura del frusinate è, tuttavia, variabile; alcune pianure sono infatti caratterizzate da grandi spessori di travertino la cui dissoluzione origina fenomeni di *cave o cover collapse sinkhole*. In altre pianure invece, così come è avvenuto nella piana di Caira, considerando l'assenza di travertino, la profondità del substrato, il notevole spessore e la composizione dei sedimenti di copertura, (prevalentemente limosa dotata di una certa consistenza), la morfologia di alcune cavità è possibile ipotizzare processi di erosione dal basso attraverso condotti cilindrici.

2. FENOMENI CARSICI SULLE DORSALI DEL BASSO FRUSINATE

Diffusi fenomeni carsici interessano le aree di dorsale che bordano le pianure del basso frusinate; particolarmente evidenti sono le forme della dorsale dei Monti Simbruini-Monte Caira, (es. Alvito, Fossa Maiura e Fossa Lisia e a Montecassino con i Due Vulcani) nonché



Fig. 1 – Fenomeni carsici di neoformazione: a) presso Isola del Liri; b) presso località Terelle riattivazione all'inizio del 2009.

le forme epigee di altre località, quali località Monacato a Caira, Terelle e Colle Le Cese presso Fontana Liri.

Le dorsali risultano fortemente sottoposte alla dissoluzione superficiale e profonda, con sviluppo di forme epigee di profondità comprese tra undici e quaranta metri, nonché di un reticolo, ancora ignoto, di cavità ipogee al di sotto di alcuni centri abitati (es. presso Isola del Liri, località Vadopalanca, i sondaggi eseguiti hanno intercettato al di sotto 20-30 m di spessore di carbonati seguono vuoti di 60 m; presso l'Olivella-S. Elia Fiumerapido [via S. Croce sono stati registrati 60 m di vuoto]).

Il processo carsico è tuttora attivo nell'area (fig. 1) e sembra essersi intensificato negli ultimi anni, come dimostrano i continui tremori, boati e crolli avvertiti dagli abitanti di alcuni centri abitati (Cassino, Caira, Posta Fibreno, Terelle).

Dal 1005 tali fenomeni, registrati e riportati nella letteratura dell'Abbazia di Monte Cassino, venivano attribuiti dapprima a sismi locali (DISSERTATIO, 1800; PILLA, 1837) ed in seguito a crolli ipogei (DE MARCO, 1888; SACCHETTI, 1920; NISIO & SCAPOLA, 2005). Tuttavia, non si può escludere la correlazione dell'intensificarsi del fenomeno (fig. 1) con la ripresa dell'attività sismica del settore che si è registrata a partire dal 2006.

A novembre-dicembre 2006 alcuni fenomeni (tremori e boati) interessarono l'abitato di Caira ed allarmarono la cittadinanza, tanto che furono installate alcune stazioni di registrazione sismica mobili. Tali fenomeni possono essere associati ad una serie crolli di volte ipogee innescati, in quell'occasione, da un evento sismico con magnitudo 3.3.

Durante l'estate 2009 gli abitanti di località Le Vallette avvertirono una serie di forti tremori, di cui un evento, in particolare, portò la popolazione ad uscire di casa in piena notte; in questo caso la rete sismica nazionale non aveva registrato eventi sismici.

3. GLI SPROFONDAMENTI NELLA PROVINCIA DI FROSINONE: DATI STORICI

La presenza di alcuni piccoli laghi di forma sub-circolare nelle aree di pianura del basso frusinate, è testimoniata, in epoca medioevale e successiva, da cartografie storiche (GUGLIELMELLI, 1715; GATTOLA, 1733; DEL FOCO, 1902) nonché da antichi documenti raccolti presso archivi specializzati (l'area di Cassino infatti è nota con il nome di *terra dei laghi*; DISSERTATIO, 1800; JANDOLO, 1966; LECCISOTTI & AVIGLIANO, 1977).

Episodi di sprofondamento catastrofico, responsabili della formazione di alcuni di questi specchi d'acqua, sono testimoniati in alcune cronache (GATTOLA, 1733, 1734; DE MARCO, 1888; DEL FOCO, 1902; SARAGOSA & SARAGOSA, 1998).



Fig. 2 - Rovine dell'antico tempio dedicato alla Dea Cerere (Aquino).



Fig. 3 - Ubicazione degli antichi laghi di Aquino, del tempio di Cerere e dello sprofondamento nei pressi del Tempio (da Bonanni, 1922 modificato).

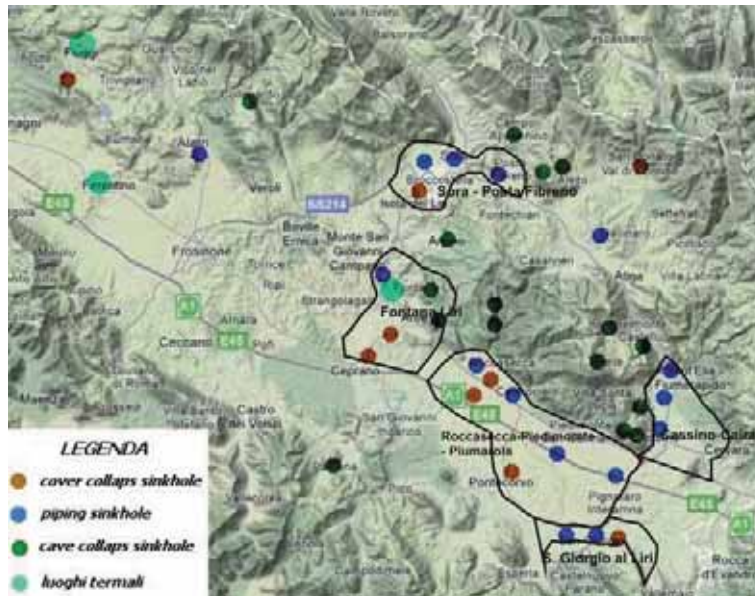


Fig. 4 - Ubicazione delle aree di interesse.

Si ritiene, inoltre, che tali episodi, innescati talvolta anche da eventi sismici, si sono da sempre verificati nell'area anche in epoca precedente a quella medioevale. A sostegno di questa ipotesi è la presenza di alcuni culti pagani, dedicati a divinità ctonie, quali quelli alla dea Cerere (Demetra), culto particolarmente sentito ad Aquino (GROSSI, 1907) dove nei pressi di un lago (il lago Maggiore, sinkholes?) ed di una voragine originata da sprofondamento (BONANNI, 1922), venne eretto un tempio dedicato a Cerere Elvina (figg. 2, 3; BONANNI, 1922). A Cerere o Demetra, dea della terra, venivano spesso dedicati, infatti, luoghi di culto lì dove si erano manifestati episodi endogeni catastrofici. Nel caso di Aquino il tempio, rimasto di difficile attribuzione per molti anni in quanto sorgeva all'interno delle mura perimetrali della città, potrebbe essere stato edificato proprio nei pressi di una voragine.

Nel Medio Evo, per la reazione del Cristianesimo sul paganesimo, vennero eretti su tali edifici nuovi luoghi di culto cristiani: La Chiesa Madonna della Libera, presso Aquino, si dice fu eretta sopra un tempio romano dedicato ad Ercole Liberatore (divinità spesso connessa ad episodi sismici, fig. 3).

4. LE PIANURE SUSCETTIBILI AI SINKHOLES

Le aree di pianura del basso frusinate, colmate da sedimenti fluvio-lacustri, a luoghi caratterizzati da orizzonti di travertino, sono interessate da differenti tipologie di sinkholes (NISIO, 2003; NISIO & SALVATI, 2004; NISIO *et al.* 2004).

E' possibile suddividere il territorio provinciale, interessato da questi eventi, in cinque macro aree di pianura (fig. 4), ciascuna caratterizzata da un'omogeneità di fattori predisponenti la formazione di voragini in terra e da aree caratterizzate da sprofondamenti su versante che coinvolgono sia le coperture che il substrato.



Fig. 5 - Ubicazione di sinkholes e presunte paleo forme da sprofondamento nella Piana di Cassino Caira.

La presenza e l'intensificarsi dei processi di sprofondamento nel frusinate è correlato con l'abbondante circolazione idrogeologica, con il gran numero di sorgenti (caratterizzate anche da elevate portate) e con le variazioni di portata di queste, con le caratteristiche fisico-chimiche delle acque circolanti (spesso ricche in H_2S ed in CO_2), con l'intensa fratturazioni delle litologie costituenti il substrato (dovuta ai numerosi sistemi di faglie che interessano le pianure o le bordano), con la sismicità, elevata in questo settore del Lazio, nonché, talvolta, con l'attività di emungimento indiscriminato delle acque del sottosuolo. Le pianure interessate sono valli alluvionali (parte settentrionale della Valle Latina, a Nord del Fiume Liri) e conche in tramontane (piana di Sora, Cassino), bordate da elementi strutturali.

5. LA PIANA DI CASSINO-CAIRA

La piana del Fiume Rapido, su cui sono ubicati gli abitati di Cassino e Caira, è delimitata ad ovest da una dislocazione ad andamento NS, *faglia teodicea* (NISIO & SCAPOLA, 2005), il cui proseguimento è intercettabile verso Nord, sino agli abitati di Atina e Sant'Elia Fiume Rapido.

L'area di pianura, colmata da depositi lacustri (DEVOTO, 1965), presenta un'omogeneità stratigrafica dei sedimenti di copertura. Una colonna stratigrafica tipo è costituita da: terre limose con ghiaia da 0 a 5 m, argille limose da 5 m a 17 m, ghiaie da 17 m a 19 m, argille limose con ghiaia da 19 m a 29 m, ghiaia da 29 m a 30 m, argille limose da



Fig. 6 - Esempio di un sinkhole colmato d'acqua (località Casa Lucense).

30 a 66 m, ghiaia da 66 m a 69 m e argille scure fino ad oltre 100 m. Tuttavia, notevolmente variabile è la profondità a cui risulta ubicato il substrato carbonatico, affiorante nei pressi delle Terme Varroniane (Cassino) e riscontrato sino a profondità di circa trecento metri nel depocentro del bacino.

Questo settore è interessato dalla presenza di sinkholes, classificati nella tipologia di *deep piping sinkhole* (fig. 5) (NISIO & SCAPOLA, 2005). Tali fenomeni sono strettamente connessi alle caratteristiche geologiche ed idrogeologiche del settore: abbondante circolazione di fluidi idrotermali ricchi in CO₂ e H₂S, in pressione dal basso, presenza di sorgenti con portate notevoli, presenza di un substrato carbonatico, al letto della copertura alluvionale, carsificato e fratturato, presenza, al tetto del substrato, di depositi continentali a granulometria variabile con particolari alternanze di orizzonti a diversa permeabilità e coerenza, presenza di un sistema di deformazione fragile ben sviluppato da agevolare la circolazione dei fluidi e favorire i processi di erosione. A facilitare il processo sono le frequenti variazioni del livello della tavola d'acqua, nonché la elevata sismicità dell'area che si esplica anche con frequenti eventi sismici a bassa intensità.

Un esempio della formazione di un sinkhole è il Lago di Caira (NISIO & SCAPOLA, 2005; NISIO, 2008). La formazione catastrofica di questo lago, avvenuta nella notte fra il 18 ed il 19 febbraio del 1724 (GATTOLA, 1733, 1734; DE MARCO, 1888; DEL FOCO, 1902; SARAGOSA & SARAGOSA, 1998), è riportata nei manoscritti conservati presso l'Abazia di Montecassino, in cui si legge la cronaca dello sprofondamento (profondo 23 m) :..." *subito divenne un lago periodicamente solfureo ed a seguito di un altro evento, a distanza di quasi duecento anni, si estinse*" (DEL FOCO, 1902).

Attualmente il sito in cui sorgeva il Lago di Caira è occupato da un vivaio della forestale. Parte dei terreni ospitano ancora la risalita di acque periodicamente accompagnate da emissioni di gas.

L'osservazione del territorio ha messo in evidenza altre paleo forme e piccoli laghi (tra cui le sorgenti Magnesiaca, Salauca, il laghetto La Pescarola; NISIO & SCAPOLA, 2005; NISIO 2008) correlabili ad altrettanti eventi di sprofondamento (fig. 6). Tali forme tendono a



Fig. 7 - Ubicazione di Laghi presso S. Giorgio al Liri.

disporsi secondo direttrici precise, ricalcando generalmente i principali lineamenti tettonici. In particolare si addensano in prossimità della linea ad andamento NS che attraversa la porzione occidentale della piana (*faglia teodicea*) bordando il settore orientale di Monte Cairo.

La ricerca di documentazione storica ha messo in evidenza la presenza di altri piccoli laghi di forma sub-circolare oggi ricolmati. Presso Sant'Elia, ad esempio, ove sono ubicate le due polle Magnesiaca e Salauca, le carte antiche ne riportavano anche una terza oggi estinta (GATTOLA, 1733). Interessante, inoltre, è che in località San Pasquale (Cassino), ove dallo studio delle foto aeree si riscontra il maggior numero di paleoforme sub-circolari, gli abitanti ricordano la presenza di una polla di forma sub-circolare ubicata proprio al di sotto dell'ospedale Santa Scolastica.

L'innesco dei fenomeni di sinkhole può, in quest'area essere agevolato da eventi sismici, le cronache sismiche ricordano infatti episodi di liquefazione; SANTORO (1985), ad esempio, riporta un brano tratto dall'anonimo cassinese, riguardo la cronaca del terremoto del nove settembre 1349: "... circa mille vittime ebbe San Germano, odierna Cassino, ove le case locate su per la costa stettero, le costrutte nel piano, perché molle e paludoso, sprofondarono"; inoltre le cronache del terremoto del primo giugno 1231 riportano che: "... le acque limpide si fecero torbide e per due ore si mutarono in "fetido Fango" e videsi "aprirsi il suolo tanto che gli abitanti temevano di essere inghiottiti vivi".

6. LA PIANA DEL LIRI (S- GIORGIO AL LIRI)

La Piana di San Giorgio a Liri è colmata da successioni fluvio-lacustri e continentali (DEVOTO, 1965), che superano di molto i 100 metri di spessore. In quest'area sono presenti piccoli laghi di forma sub-circolare (fig. 7) su cui sono narrate leggende circa la loro formazione (lago S. Marco; NISIO & SCAPOLA, 2005). L'individuazione di tali specchi d'acqua è stata guidata dalla consultazione di cartografie storiche (laghi di San Giorgio e Acquasanta); inoltre nei pressi di Sant'Angelo in Theodice documenti antichi segnalano la presenza di numerosissime polle sorgenti attualmente estinte. Le stratigrafie di sondaggi, nei pressi dei laghi di S. Giorgio, mostrano coperture di almeno 70 m di terreni alluvionali, complessivamente semipermeabili o impermeabili: dieci-venti metri di limo argilloso e limo argilloso con ghiaie, seguono, argille limose (20-25 m), limo argilloso con brecce (5 m circa), limo con sabbia e brecce (5 m circa), brecce con ciottoli e sabbia (10-15m), breccia calcarea in livelli argillosi (10 m circa), ciottoli e brecce grossolane (15 m circa).



Fig. 8 - Ubicazione di paleoforme e forme attive presso Roccasecca-Pedimonte-Piumarola.



Fig. 9 - Panoramica di una cavità presso Piumarola.

Nell'area sono state inoltre individuate paleoforme (località San Marco) nonché polle d'acqua ferruginosa. L'origine da evento catastrofico di tali forme e piccoli specchi d'acqua non è confermata da documentazione specifica. Tuttavia non si può escludere un meccanismo tipo sinkhole s.s. per analogia, con quanto avvenuto e documentato in aree limitrofe [NISIO & SCAPOLA, 2005].

7. L'AREA DI ROCCASECCA-PIEDIMONTE-PIUMAROLA

Caratteristica di quest'area, ubicata a Nord del Fiume Liri, è la presenza di un plateau di travertino [DEVOTO, 1965; CARRARA, 1991], con spessori che possono superare i 120 m, a contatto, per eteropia laterale, con le alluvioni ed i depositi lacustri, costituiti per lo più da limi ed argille.

Elementi tettonici NW-SE bordano ed attraversano questo tratto della valle Latina, intersecati da sistemi di faglie ad andamento NS che caratterizzano l'area delle Gole del Melfa nonché l'impostazione del reticolo idrografico.

La cartografia storica riporta la presenza, all'interno della piana, di numerosi laghi di cui soltanto pochi sono ancora attivi (fig. 8): fra questi il Lago di Piumarola (fig. 9), con 16



Fig. 10 - Panoramica di una cavità (località Panniglia) presso Roccasecca.

metri di diametro e 1,5 di profondità; le polle in località La Volla di 4-5 metri di diametro e 2 circa di profondità [le dimensioni erano più vaste in passato l'area depressa si estendeva dove oggi vi è tessuto urbano]; i piccoli laghi nei dintorni delle sorgenti di Capo d'Acqua, con dimensioni di 12-15 m di diametro e scarsa profondità.

Nel territorio prossimo all'abitato di Roccasecca, in particolare, sono state individuate paleoforme (con dimensioni dai 30 – ai 60 metri di diametro e 20 di profondità, via Querceto via le Fosse) e forme attive (con dimensioni di 2-3 m di diametro e 4 di profondità, Via Piave, Via Lazio, Via Montello) associabili ad almeno due modelli genetici distinti. Alcune di esse si sviluppano nell'area urbana in cui affiorano sedimenti alluvionali con orizzonti di travertino di modesto spessore (Via Querceto, Via Le Fosse e Via Piave). La stratigrafia di dettaglio dell'area, in cui sono ubicate le forme di collasso, è la seguente: 0-3 m terre rosse, 3-23 m ghiaie e sabbie in matrice limoso-argillosa, 23-30 m travertini, 30-57 m alternanza di ghiaie ed argille, 57-65 m di argille scure.

Altre forme si sviluppano al di sopra del plateau di travertino, che presenta spessore variabile, da pochi metri sino a decine di metri.

Particolare è la natura di un piccolo lago (località Panniglia; fig. 10) dalla caratteristica forma circolare, con 5-6 m di diametro e profondità di circa 8 m, il cui livello non subisce variazioni significative nei cambi stagionali. Esso è ubicato a Sud-Ovest dell'abitato di Roccasecca, in un'area in cui è stata riscontrata saltuaria risalita di acque termali all'interno di pozzi, emanazioni localizzate di gas dal suolo e polle di acque minerali (ad otto metri di profondità dal piano campagna) ricche in radon.

Altra area interessata da forme depresse (da attribuirsi a sprofondamenti) è quella circostante l'abitato di Aquino; in tale territorio erano presenti in tempi storici alcuni laghi di piccolo e medio diametro oggi scomparsi. L'analisi fotointerpretativa ha permesso di individuare alcune morfologie sub-circolari (ne è esempio una paleoforma ubicata a NW della valle del Lesogne con circa 25 m di diametro). Nella porzione orientale dell'abitato di Aquino, al di sopra del plateau di travertino, alla fine dell'anno mille, si formò, per un fenomeno di sprofondamento, un piccolo lago o stagno (GATTOLA 1734; CAYRO, 1808). Inoltre alcuni Autori (GATTOLA, 1734; CAYRO, 1808) riportano che il lago era profondo 40 metri circa; nell'area dove sorgeva tale specchio d'acqua, infatti, sono state ritrovate alcune colonnine di attracco per imbarcazioni. Esso fu prosciugato nel XVI secolo in seguito all'opera di bonifica curata dai principi Buoncompagni (GROSSI, 1907).



Fig 11 - Forma depressa dove sorgeva l'antico Lago Maggiore presso Aquino.

GROSSI (1907) riporta inoltre la presenza di altri laghi (fig. 11): *“la città era ben difesa a settentrione ed oriente dalle acque del Lago Maggiore e del primo dei minori; il lato meridionale era difeso dall'insenatura del secondo dei minori (detto ora La Cava), il terzo lago finiva il località la “Volla”. A separazione dei due laghi minori si eleva un gran masso di travertino, tratto di unione fra le due sponde su cui edificarono un castello dedicato alla Santa Croce.*

Alcuni di questi laghi erano alimentati, oltre che dalle acque del Melfa e del Lesogne, da sorgenti perenni (di cui quelle del Lago maggiore erano più calde): *“Si ravvisa che detta antica città aveva il comoldo di tre fonti perenni, [...] una attualmente nominata fontana Mala Nuova [...] nel piano del lago di una volta, una che sorge in mezzo alla valle ove scorrono le acque di detto lago nominata la Fontana, ed un'altra verso il principio del Lago detta Fontana Mucciomeo. Oltre infiniti altri pozzi che continuamente si scoprono fra dette ruine* (GROSSI, 1907).

Le ricerche storiche hanno permesso di identificare e di ubicare tre dei laghi descritti, oggi scomparsi (fig. 3).

8. L'AREA DI FONTANA LIRI

L'area di piana circostante l'abitato di Fontana Liri è caratterizzata da terreni alluvionali e lacustri in cui si intercalano orizzonti di travertino; il travertino costituisce, inoltre, un plateau, di spessore variabile, che si estende da Fontana Liri verso nord. L'area è caratterizzata, da sorgenti minerali e termali, che hanno variato nell'arco dei secoli chimismo e temperatura (NISIO & SCAPOLA, in questo volume), la cui attività sembra legata all'attività sismica del settore. Nel territorio sono presenti, inoltre, numerosi sfiori da cui fuoriescono emissioni di gas ad elevata temperatura.

Nell'area di Fontana Liri sono ubicate alcune forme (fig. 12) che possono essere attribuite a fenomeni di sprofondamento, alcune si rinvencono sui terreni argillosi fluvio-lacustri (La Solfatara e il Bucone; NISIO & SCAPOLA, in questo volume), altre sembrano essere connesse con la dissoluzione dei travertini, altre ancora correlate al carsismo che si esplica sulla fascia di raccordo tra piana e versante.

Sono molti i racconti che si tramandano tra la popolazione di sprofondamenti avvenuti, di cui uno è segnalato nella Via Anticolana, tra Anagni e Fiuggi, ubicato in un terreno privato di cui oggi, tuttavia, non ne rimane traccia.



Fig. 12 - Ubicazione delle probabili forme da sprofondamento nell'area di Fontana Liri.



Fig. 13 - Panoramica dello sprofondamento avvenuto a Borgosanto (Strangolagalli), agli inizi del 1900 in cui sprofondò un mulino.

Tra questi il più caratteristico è il racconto di uno sprofondamento avvenuto agli inizi del 1900 in località Borgo Santo (fig. 13), nel Comune di Strangolagalli, lungo il corso di Rio Argento [quotidiano Il Tempo, 24 febbraio 2002].

Il racconto riporta che: " Agli inizi del 1900, alcune persone facoltose di Strangolagalli decisero di costruire a Borgo Santo, località ricca di acque del Rio Argento e di cascate, un mulino, nei pressi dell'omonimo "laghetto di Bruu-Sant", così chiamato in dialetto locale. Sfruttando la forza motrice dell'acqua venivano mosse le pale collegate ad una macina che frantumava cereali e frumento. La tradizione religiosa voleva che il giorno di Sant'Anna, 26 luglio, gli agricoltori appendessero gli arnesi da lavoro al chiodo, ma raccontano che un 26 luglio di anni fa, alcuni contadini, mentre facevano battere il grano dai buoi e irridevano alla sacralità del giorno e della Santa, il mulino sprofondasse dando vita ad un secondo laghetto nel cui fondale ancora oggi si trovano i resti di quella costruzione. Successivamente si decise di ricostruire il mulino in un posto più sicuro".

L'area di Borgo Santo, Strangolagalli, è caratterizzata da argille plastiche, limi argillosi di bassa permeabilità cui si intercalano orizzonti, più francamente permeabili a granulometria variabile. In affioramento non sono presenti travertini.



Fig. 14 - Panoramica del Lago di forma sub-circolare presso S. Giovanni Campano.

Il Torrente Argento lungo il suo corso, a tratti in pendenza, forma cascate e specchi d'acqua di forma sub-circolare (lungo un chilometro di percorso ne sono presenti quattro). L'area è attualmente abbandonata, vegetata a bosco, i terreni limitrofi sono utilizzati per la coltivazione e per la caccia; tuttavia il piccolo lago di cui si racconta è oggi ancora presente, così come è visibile la costruzione del secondo mulino; nelle aree limitrofe il lago sono presenti alcune polle sorgive di acqua solfurea.

E' da segnalare, inoltre, che, a circa cinque chilometri di distanza, da Borgo Santo, nel comune di Ripi (zona San Giovanni, località Petroglie), è presente un antico campo di pozzi petroliferi che fu attivo dal 1868, agli inizi del 1900, anni in cui fu registrato lo sprofondamento.

Presso Monte San Giovanni Campano, al bivio fra La Lucca e Colli, è presente un altro lago (fig. 14) di forma sub-circolare con diametro di circa venti metri, ed alcuni metri di profondità. Le pareti sub verticali sono incise nei terreni di copertura; esso presenta emissario.

9. LA PIANA DI SORA- POSTA FIBRENO

Sora è situata al centro di un bacino, che mette in contatto la Valle Roveto con la Valle Latina. La piana di Sora presenta una copertura sedimentaria costituita da sabbie e limi sino ad una profondità variabile tra i 15 m e i 25 m. Al di sotto si rinvencono sabbie



Fig. 15 - Ubicazione di paleo forme e forme attive da sprofondamento nell'area di Sora-Posta Fibreno.

calcaree ed orizzonti di travertino con spessore complessivo di circa 20 m, seguono argilla limosa (20-25m), limo argilloso con ghiaie (circa 10m), limo con sabbia e breccie (idem), breccia con ciottoli, sabbia e breccia calcarea in livelli argillosi (dai 20 ai 25m), ciottoli e breccie grossolane (10m circa). Infine a profondità di centodieci metri circa si riscontra un orizzonte di breccie con ciottoli e sabbia.

A luoghi (es. località Carnello) sono state segnalate cavità, riscontrate in sondaggio alla profondità di 20-25 m.

In quest'area vengono riportate notizie riguardanti l'apertura di voragini in terra in occasione di eventi sismici importanti (fig. 15).

In occasione del terremoto del 1654 nei MANOSCRITTI BARBERIANI LATINI (1654) è riportato: "Trà l'Isola e Sora hà rovinato la Chiesa della Madonna della Forma dove s'è aperta una gran voraggine"; e che sempre fra Isola del Liri e Sora, in un luogo non meglio specificato, "... si aprì una gran voragine presto colmata in lago".

Durante il terremoto del 1915, con epicentro ad Avezzano, sono stati registrati effetti al suolo anche presso l'abitato di Sora: "In parecchi punti del cimitero la terra appare ferita da tagli regolari dai quali fluiscono tranquillamente, in larghe volute, vapori bianchicci ed acri, con forte sentore di zolfo: ogni tanto a getti intermittenti ed altissimi scappan fuori da questa ferite zampilli di acqua solfurea bollentissima" (PANICCIA, 1990).

Ulteriore conferma della presenza di fenomeni di sprofondamento, nel 1915, provengono da PINELLI (1982) e ODDONE (1915) che riportano, la formazione di una cavità nel terreno con fuoriuscita di acqua mista a fango e formazione di vulcanelli e fontane di sabbia.

PINELLI (1982) descrive inoltre la formazione di voragini negli anni ottanta: "Assistiamo, nell'ultimo biennio, all'apertura di quattro voragini l'ultima delle quali dal diametro compreso fra i tre ed i quattro metri e profonda circa dieci (località Isola del Liri- Vado-palanca)".

Le forme da sprofondamento, di tipo sinkhole, ancora conservate in quest'area, sono due: il Lago Tremoletto (NISIO & SCAPOLA, 2005; NISIO, 2008; fig. 10) ed un piccolo lago in località Carnello (figg. 16, 17). Ulteriore segnalazione pervenuta è di uno sprofondamento originatosi presso la tenuta dei Conti Mancone, che originò un lago oggi ricolmato.



Fig. 16 - Panoramica del Lago Tremoletto, originatosi probabilmente durante un episodio sismico nel 1654 (Sora).



Fig. 17 - Panoramica del Lago Carnello (Sora.)

Il Lago Tremoletto costituisce oggi una paleoforma depressa (fig. 16) di circa 210 m di diametro; secondo alcune fonti l'origine risale ad epoca borbonica, ovvero potrebbe coincidere con la descrizione della voragine apertasi nel 1654 (il lago era già presente nella cartografia storica dei primi del 1800). La tradizione popolare riporta, in ogni caso, che l'origine del lago è avvenuta mediante un episodio catastrofico, da cui il nome "tremoletto" per la presenza costante di tremori e boati nel sottosuolo che sono stati registrati anche dopo la sua formazione.

A partire dal 1800 il lago ha iniziato a colmarsi per gli apporti detritici del Fiume Fibreno e ridotto ad un piccolo specchio d'acqua. Nel 1948 esso è stato definitivamente bonificato, nel 1971 ne rimane, tuttavia, un piccolo bacino melmoso (CARBONE, 1971).

Il lago di Carnello, ancora attivo e colmo di acqua (fig. 17), di cui non è nota la data di origine, ha dimensioni di circa 30- 40 m di diametro e profondo più di 12 metri; non subisce variazioni stagionali.

Anche il lago di Posta Fibreno e l'area circostante sono caratterizzati da forme di collasso e cavità di forma subcircolare (AGRILLO *et al.*, 2004; NISIO, 2008).

L'accelerato dinamismo del fondale lacustre potrebbe essere favorito dalla risalita di fluidi gassosi ricchi di CO₂ che accelerano la dissoluzione chimica dei carbonati determinando la formazione di cavità fino al collasso delle stesse (AGRILLO *et al.*, 2004; NISIO, 2008).

Negli ultimi anni il complesso sorgentizio - lacustre ha continuato a dare forti ed evidenti segnali di attività, variazione del livello delle acque, della flora e della fauna; sono stati segnalati boati, tremori ed acque bianche. Di recente si sono aperte alcune cavità dalla forma tronco-conica ed altre sono in evoluzione.

Il fenomeno delle acque bianche, intorbidimento improvviso delle stesse talvolta associato ai boati registrato di recente (8 maggio 1998, 31 luglio 2000, 17 maggio 2004, 13,16 gennaio e 20 marzo 2006) può essere spiegato dal sopraggiungere di un cospicuo flusso gassoso, metano e anidride carbonica, la cui improvvisa liberazione nelle acque determina variazione dell'equilibrio chimico producendo un'abbondante e repentina precipitazione di cristalli di calcite.

10. CONCLUSIONI

La situazione geologico-stratigrafica, strutturale ed idrogeologica delle aree di pianura del basso frusinate è predisponente la formazione di fenomeni di sinkholes a causa della presenza di rocce solubili (travertini) affioranti o sub-affioranti, abbondante circolazione di fluidi aggressivi, presenza di faglie attive e fratture che attraversano le aree di piana. Episodi di sprofondamento catastrofico, responsabili della formazione di alcuni di specchi d'acqua, sono testimoniati da cronache e documenti antichi.

La presenza, inoltre, di laghi di forma circolare nelle aree di pianura (CARAMANNA *et al.* 2004), è testimoniata, in epoca medioevale e successiva, da cartografie storiche, nonché da documenti storici raccolti presso archivi specializzati (l'area di Cassino infatti è nota con il nome di terra dei laghi).

Si ritiene, inoltre, che tali episodi, innescati talvolta anche da eventi sismici, si sono da sempre verificati nel frusinate, anche in epoca romana. A sostegno di questa ipotesi è la presenza di alcuni culti pagani, dedicati a divinità ctonie, quali quelli alla dea Cerere (Demetra, dea protettrice della terra), culto particolarmente sentito ad Aquino (BONANNI, 1922), dove nei pressi di due laghi, originati presumibilmente da sprofondamenti, venne eretto un tempio dedicato alla dea ed uno ad Ercole.

Il processo genetico che origina gli sprofondamenti nelle aree di pianura del frusinate è tuttavia variabile; alcune piane sono infatti caratterizzate da grandi spessori di travertino la cui dissoluzione ha determinato fenomeni di *cave o cover collapse sinkhole*. In queste aree le forme che si sviluppano hanno dimensioni molto variabili, comprese tra due metri e più di trenta metri di diametro e lo stesso dicasi per le profondità. Variazioni della tavola d'acqua in seguito ad eventi alluvionali e siccitosi, nonché presenza di fratture, favoriscono la formazione e l'ampliamento delle cavità nel travertino.

Ne è esempio la porzione di valle Latina compresa tra gli abitati di Roccasecca-Piedimonte-Piumarola caratterizzata da presenza di spessori di travertino consistenti (compresi tra i 30 e i 120 m), e da profondità notevoli del bedrock carbonatico (il pozzo Acquino per ricerche petrolifere spinto sino a 1600 m non intercetta il bedrock). In tale territorio sono state identificate forme da probabile genesi di sprofondamento, nonché ubicati alcuni laghi (laghi di Aquino), oggi ricolmati, formatisi mediante episodi catastrofici. Altro esempio è costituito dalla piana di Sora, dove sono stati identificati voragini e laghi estinti, ubicati al di sopra di plateau e di orizzonti di travertino, originatisi in seguito ad

alcuni eventi sismici ad elevata magnitudo (BARATTA, 1901; PINELLI, 1982; SANTORO, 1995; CASTENETTO & GALADINI, 1999)

Alcune aree di pianura, tuttavia (area Fontana Liri), sono colmate da argille e limi fluvio-lacustri (oltre 100 metri di spessore) in cui il travertino è presente in forma di lenti o di orizzonti non continui, di alcuni metri di spessore. Tali aree sono caratterizzate da risalite di fluidi mineralizzati dal basso. I fenomeni di sinkholes in tale contesto potrebbero avere origine differente ed essere connessi ad una circolazione idrogeologica profonda in pressione (la Solfatara, Borgo Santo?), ed alla liquefazione e dissoluzione di alcuni orizzonti.

Altre pianure, invece (piana di Cassino-Caira- S. Giorgio al Liri), sono caratterizzate da sedimenti fluvio-lacustri e da assenza di travertino. La profondità del substrato, variabile da 50 m ad oltre 100 m, la composizione dei sedimenti di copertura, con caratteristiche di impermeabilità e dotata di una certa consistenza nonché la morfologia delle cavità, fanno ipotizzare processi di erosione dal basso attraverso condotti cilindrici (*deep piping sinkhole*; NISIO, 200; 2008, NISIO & SCAPOLA, 2005; NISIO *et al.* 2007; CARAMANNA *et al.* 2008).

E' inoltre stato riscontrato che la sismicità, elevata in questo settore del Lazio, ha favorito da sempre l'innescio di voragini attribuite alle varie tipologie. L'aumento della sismicità, registrato negli anni 2000 ha intensificato anche i processi carsici che si esplicano sulle doline che bordano le piane, destando preoccupazione per i fenomeni indotti.

BIBLIOGRAFIA

- AGRILLO E., BONO P., CASELLA L., D'ANDREA L., CARAMANNA G. (2004) - *Cavità di collasso recenti e antiche nel bacino lacustre di Posta Fibreno (Frosinone)*. Atti Workshop "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"; 11-18.
- BARATTA M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. Arnaldo Forni Editore, 95 pp
- BONANNI R. (1922) - *Monografie Storiche*. F.R.E.S.T., Fabbrica Registri e Stab. Tipografico, Isola del Liri 1926, pp. 214.
- 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.
- CARBONE A. (1971) - *Giustiniano Nicolucci e la sua patria*. 410 pp. Isola del Liri, 1971. Ristampa 2009.
- CARRARA C. (1991) - *Travertine deposits of the middle Liri Valley (Central Italy): geomorphological, sedimentological and geochemical study*. Palaeoenvironmental and palaeoclimatic implications. Il Quaternario, n. 4 (1a), pp. 55-84.
- CAYRO (1808) - *Storia sacra e profana di Aquino e sua diocesi*. Vol. I, 90-91. Napoli. Rist. a cura Associazione Archeologica di Pontecorvo, 1981.
- CASTENETTO S. & GALADINI F. (1999) - *Il terremoto nella Marsica*. Monografie sui maggiori terremoti italiani, 2; Roma 1999.
- CELICO P. (1976) - *Nuove vedute sulla struttura della piana di Cassino in base a recenti indagini idrogeologiche*. Boll. Soc. Nat. In Napoli, **85**, 1-16.
- CELICO P. & STANGANELLI V. (1976) - *Sulla struttura idrogeologica dei monti di Venafro (Italia meridionale)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **85**, pp. 1-26, tav. II.

- DE MARCO G. (1888) - *Monte Cassino: Nei tre regni della natura*. 216 pp.
- DEL FOCCO O. (1902) - *Cassino e le sue Acque*. Milano, 79 pp.
- DEVOTO G. (1965) - *Lacustrine Pleistocene in the lower Liri Valley*. Geol. Rom., IV, 1965, 6, 291-368.
- DISSERTATIO I (1800) - *Saeculum nonum a constructione coenobi cassinensis*. Cap VII, Pars VII.
- FREPOLI A. & AMATO A. (2000) - *Fault plane solution of crustal earthquakes in Southern Italy (1988-1995): seismotectonic implications*. Annali di Geofisica, vol. 43, N. 3, June 2000.
- FREZZOTTI M., MOLIN D. & NARCISI B. (1988) - *Correlazione tra caratteri strutturali e sismicità storica dell'area di Roccamonfina*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 12 ff.
- GATTOLA E. (1733) - *Historia Abbatiae Cassinensis*. Pars Secunda, Venetiis, Coleti, Monte Cassino.
- GATTOLA E. (1734) - *Ad Historiam Abatiae Cassinensis Accessiones*. Venetiis, Coleti, **2**, 907 pp.
- GROSSI E. (1907) - *Aquinum ricerche di topografia e di storia*. Roma 1907. 72, 176.
- GUGLIEMELLI M. (1715) - *La Terra di S. Benedetto. nei disegni acquerellati di Marcello Guglielmelli* (sec.XVIII). Vol. **4**. Riproduzione Banca Popolare cassinata. Cassino 1986.
- ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA (2000) - *Annali di Geofisica*. **43**, 4, 609-868. August 2000.
- JANDOLO E. (1966) - *La Bonifica Benedettina*. Istituto della Enciclopedia Italiana, Fond. G. Treccani.
- LECCISOTTI T. & AVAGLIANO F. (1977) - *I Regesti dell'Archivio*. Vol. VI, Abbazia di Monte Cassino.
- MANOSCRITTII BARBERIANI LATINI - *Relazione delli danni fatti dal terremoto seguito la notte dell' 23 del cadente mese di giugno 1654*. Biblioteca Apostolica Vaticana, Manoscritti Barberiani Latini, n.4336
- NARCISI B. (1986) - *Ricerche di tefracronologia nella media e bassa Valle Latina*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 909-912, 3 ff., 1 tab.
- NISIO S. (2003) - *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia Centrale*. Il Quaternario, **16(1)**, 121-132.
- NISIO S. (2008) - *I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It. Vol. LXXXV; 475pp.
- NISIO S. & SCAPOLA F. (2005) - *Individuazione di aree a rischio sinkhole: nuovi casi nel Lazio meridionale*. Il quaternario. Italian journal of Quaternary Sciences 18(2) 223-239.
- NISIO S, CARAMANNA G., CIOTOLI G. (2007) - *Sinkholes hazard in Italy: first results on the inventory and analysis of some case studies*. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna April 24-29; Geophysical Research Abs. Vol. **7**, 03922, 2005.
- NISIO S., GRACIOTTI R. & VITA L. (2004) - *I fenomeni di sinkhole in Italia: terminologia, meccanismi genetici e problematiche aperte*. Atti Workshop 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", 557-572.
- NISIO S. & SALVATI R. (2004) - *Fenomeni di sprofondamento catastrofico. Proposta di classificazione applicata alla casistica italiana*. Atti Workshop 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", 573-584.

- ODDONE G. (1915) - *Gli elementi fisici del grande terremoto marsicano-fucense del 13 gennaio 1915*. Boll. Soc. Sismol. Ital., **19**, 71-215.
- PANICCIA V. (1990) - *Il terremoto del '15; Sora nei giornali dell'epoca*. Sora 1990
- PILLA L. (1837) - *Relazione dei tremuoti che afflissero la città di S. Germano ed il Monastero di Montecassino nella primavera dell'anno, 1837*. Manoscritto conservato presso l'Abb. Di Cassino.
- PINELLI V. (1982) - *Il terremoto del 13.01.1915*. Quaderni di ricerca su isola del Liri, 6.
- SACCHETTI G. I. (1920) - *Storia Geologica di Montecassino (stato attuale delle conoscenze e ricerche personali)*. Stabilimento tipografico Emilio Di Mauro, Cava Dei Tirreni.
- SANTORO D (1985) - *Notizie storiche sui grandi terremoti dell'alta Campania e specialmente della Valle cominese*. Ed. Centro Studi Sorani V. Patriarca, pp 52.
- SARAGOSA S. & SARAGOSA L. (1998) - *Caira, frazione di Cassino, dalle origini ad oggi*. Tipografia Francesco Ciolfi Cassino.
- VARRONE M.T. (1954) - *Marco Terenzio Varrone ed il Cassinate*. Roma 1954.

SINKHOLES DUE TO GYPSUM DISSOLUTION. GENETIC MECHANISM – DEFINITION OF SINKHOLE PRONE AREAS A CASE STUDY IN CYPRUS

*di Poyiadji El.¹, Hadjicharalambous Kl.², Sampatakakis P.³, Karmis P.⁴,
Demetriadis Al.⁵, Nikolaou N.⁶, Stergiopoulos C.⁷*

1. INTRODUCTION

A two-year project has been carried out by the Geological Survey Department of Cyprus in collaboration with the Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME-Greece), and its external partners (GEOINVEST-Cyprus, cbs - C. Stergiopoulos), for the study of sinkholes due to gypsum dissolution in Cyprus.

Gypsum in Cyprus occurs in the form of strata layers created during Messinian Salinity Crisis in Mediterranean. These Messinian evaporates (“Kalavassos formation”) were deposited usually in fault controlled basins. (KOUTSOUELI *et al.*, 2008). Gypsum layers are found between the Lower and the Upper Gypsiferous Marls.

Last years, after an increase to the water needs that lead to an over-pumping, extended sinkhole problems occurred in several places in Cyprus. The target of the project was:

- The study of areas with known problems affecting urban environment
- The definition of sinkhole prone areas and recommendation of appropriate mitigation measures.

A multi-scientific team conducted the following works:

- Interpretation of airphotos and satellite images
- Engineering Geological Studies
- Geophysical Investigations
- Hydrogeological – Geochemical studies
- Underground stability analysis of cavities
- Geotechnical Evaluation – Geological “Suitability” (using GIS).

2. INTERPRETATION OF AIRPHOTOS AND SATELLITE IMAGES

The interpretation of satellite images lead to the recognition of geological linear elements, which were linked to the fault pattern of the area. The lineaments have been statistically

1 Engineering Geologist, Institute of Geology and Mineral Exploration

2 Engineering Geologist, Geological Survey Department of Cyprus

3 Hydrogeologist, Institute of Geology and Mineral Exploration

4 Geophysicist, Institute of Geology and Mineral Exploration

5 Geochemist, Institute of Geology and Mineral Exploration

6 Engineering Geologist, Institute of Geology and Mineral Exploration

7 Engineering Geologist, Consultant

analysed as to their main directions that prevail, in each of the pilot study areas and were presented in the form of rose-diagrams.

The main target of the interpretation-analysis of airphotos that cover areas with karst phenomena – problems was the definition of faults and its relation to karst structures and phenomena. Several geo-forms were recognised and recorded like: sinkholes, lowlands and cracks.

Airphotos were examined in pairs using a large mirror stereoscope (type “WILD”) and were interpreted using classical qualitative photogeological criteria (linear vegetation, angular changes of watercourses, discontinuation of topographic relief, morpho-tectonic lineation). The various geological formations as well as the large fault systems were identified and mapped. Interpretation results were evaluated and correlated to field mapping.

3. ENGINEERING GEOLOGICAL STUDIES

In the frame of Engineering Geological studies the following works were performed:

- Engineering geological mapping
- Palynological analyses
- Surveillance – evaluation of geotechnical boreholes
- Laboratory tests (soil and rock mechanics)
- GIS database
- Correlation and interpretation of all data – design of engineering geological cross sections.

In the areas of Cyprus with gypsum outcrops, engineering geological maps were produced in a scale of 1:5,000, using field data, palynological analyses, data from the interpretation of satellite images and airphotos, as well data from the boreholes. In selected sites where known sinkhole problems affect urban places, geotechnical maps were created in scale 1:2,000. In the same seven selected sites, twenty eight (28) geotechnical boreholes were drilled with total length 1,537.50 m (Table 1). The boreholes were drilled using personnel and equipment of the Geological Survey Department of Cyprus. GSD had the responsibility of the description, photographing, sampling and laboratory testing (mainly soil mechanics).

Table 1

Area	Project boreholes	Length (m)	Old boreholes	Length (m)
Aradippou	7	507.80	12	361.90
Pera Chorio - Nisou	2	185.20	50	2,654.10
Ayios Athanasios	5	119.50	13	170.50
Mouttayiaka	2	92.00	77	851.30
Maroni	5	218.00	7	255.80
Tochni	6	336.00	8	301.50
Kalavastos	1	79.00	-	-
7 selected sites	28	1,537.50	167	4,595.10

Rock mechanic tests were carried out by IGME. Several specimens, representative of the various types of gypsum (marble, selenite, brecciated), were tested in uniaxial compression and then slake durability tests were performed on the “broken” samples. Slake durability test examines mainly the mechanical corrosion of the rocks trying to simulate the climatic changes of dryness and wetness. The initial water used for the test was distilled, while the used water at the end of the test was chemically analysed.

The following results were deduced from the correlation and interpretation of chemical analyses, slake durability index and the uniaxial compressive strength of gypsum specimens:

- Gypsum of “marble” type present greater strength,
- Mechanical corrosion is not influenced by sample strength nor by the type of gypsum,
- Chemical analysis of the used water shows that all types of gypsum are soluble. The used water found rich in Ca^{2+} και SO_4^{2-} and consequently the samples were supersaturated in gypsum.
- The values of the proportion $\text{Na}:\text{Cl} < 1.0$ show that gypsum samples present low relevant concentrations of Na explained by the way of gypsum genesis.

A GIS database was created which helped the overall interpretation and evaluation of results. Engineering geological cross sections were designed in all selected sites, which helped the better understanding of the geological structure. The data used for the design of engineering geological cross sections derived from, morphological relief, field mapping, geophysical investigations and finally from boreholes (195 boreholes with a total length 6,132.60 m).

4. GEOPHYSICAL STUDY

The geophysical fieldworks were carried out by the Geological Survey Department using its own personnel and equipment, while IGME helped with the interpretation of the results. The method applied was the electrical resistivity using Saris device of Scintrex, a multi-canal cable of 24 electrodes in a pole-dipole layout while electrodes spacing was 5m.

All data of apparent specific resistance were processed and switched with the use of Res2dinv software (LOKE and BARKER (1996)). All results are presented in sections of 2 dimensions where the distribution of the actual values of specific resistance with depth is presented.

At the same time, in places where there were available lines in a grid, an attempt was made for a 3D presentation. The 2D interpreted data along the lines have been integrated with the use of special software created for this purpose, and it includes techniques of interference in 3D. This type of presentation is known as quasi – 3D because it combines measurements of 2D used in three-dimensional interpretation and presentation.

“Anomalies” with characteristics of cavities were detected in all sites except Aradippou because the cavities there, are found in great depths, greater than the max depth that geophysical investigation can reach.

In all sites, the “anomalies” with characteristics of cavities appear with low values of specific resistance, indicating the presence of clayey-silty filling material.

5. HYDROGEOLOGICAL – HYDROCHEMICAL – GEOCHEMICAL STUDY

The hydrogeological – hydrochemical – geochemical investigations carried out aimed at the study of karst mechanism of gypsiferous formations.

The first step was the process and evaluation of older data and the second on was the determination of a network of hydro-points in two reference sites (Aradippou and Pera Chorio Nisou). Water table measurements and sampling of underground water were carried out from the aforementioned network of boreholes. The frequency of measurements for year 2005 was every six months and in 2006 every month.

Moreover, soil and rock samples were selected from the drill cores. All hydrochemical and geochemical analyses were performed in the chemical laboratory of the Geological Survey Department.

The physicochemical parameters evaluated were: pH , Ca , SO_4^{2-} , HCO_3^- and electrical conductivity [E.C.]. The physicochemical "trends" were correlated to the hydraulic characteristics of the underground water flow.

The karst forms that were observed in the drill cores allowed the introduction of the reference sites into the following four categories of karst types:

«young»,

«active»,

«mature» κα

«inactive».

The main conclusions of the hydrogeological and hydrochemical study were the following:

- An important factor of gypsiferous formations solubility is the groundwater. This is confirmed by the tracing of "active" or "young" karst cavities in great depths under impermeable overburden formations with thickness ≥ 60 m. Within these conditions, surface water cannot act mechanically.
- Karst processes are natural phenomena that are under development. The progress of karst formation depends on the local engineering geological conditions. Consequently, the time occurrence and magnitude of sinkholes varies in every location.
- Finally, "saturation" conditions, namely equilibrium state and pausing of solution processes, cannot be reached as both groundwater systems, Aradippou and Pera Chorio - Nisou, are not "closed". Thus, the whole process of karst development is a natural phenomenon in progress and cannot be stopped.

6. UNDERGROUND STABILITY ANALYSIS OF A CAVITY IN MARONI VILLAGE

Maroni is built up on a hill while a river is passing at the foot of it. The presence of terrace materials on the top of the hill indicates the presence of an older watercourse at that level and therefore old karst cavities may exist higher than the present level of the river. Several boreholes encountered some voids that are linked to possible palaeokarst. The exploratory works did not succeed to identify the exact geometry of the cavity (The area above palaeokarst is very densely built and drillings or geophysical investigation were not possible to perform). For this reason, stability analysis was carried out for the worst scenario of a hypotheticalal geometry.

Systematic recording and processing of numerous orientation measurements were performed with respect to both bedding planes (B) and joint planes (J), in two (2) locations, for the investigation of the microtectonic structure of the geological formations near the possible cavity. In addition, information concerning the characteristics of the discontinuity patterns, such as spacing, persistence, separation (aperture), roughness, infilling, weathering, profile (shape) and joint roughness coefficient (JRC), were recorded.

Recorded measurements were plotted as poles using lower hemisphere equal area projection [Schmidt distribution]. Then, in each diagram, the areas of equal density of discontinuity poles were delimited leading to the determination of the weight centers of highest density areas. These points (weight centers) correspond to the poles of “mean” discontinuity planes. Furthermore, statistical process of each individual qualitative element of the discontinuities (spacing, persistence, separation, roughness, infilling material, weathering, discontinuity shape, JRC) was performed for every discontinuity system.

Aforementioned data were taken into account for the determination and stability analysis of the forming rock wedges. As tetrahedral wedges are defined the tetrahedrons that have three enclosed surfaces in the rockmass and one free, which coincides with a sidewall or the roof of the cavity and where they can move due to sliding or due to free (gravitational) fall, respectively.

Two phases have been followed for the investigation of the stability analysis of every rock tetrahedral wedge:

- Determination of the sliding conditions using kinematic analysis. The geometry and the location of a wedge in the rockmass in relation to the orientation and inclination of the under examination sidewall or roof of the cavity, determines whether it will slide or collapse. In the case that the wedge will slide, then the surface or the intersection of surfaces should be defined.
- If kinematic analysis shows that a specific wedge can slide or collapse then the respective safety factor is calculated. The safety factor is calculated for both static and dynamic load.

According to the results of the stability analysis and the calculations of safety factors for the examined wedges it is concluded that there is a stability problem of a tetrahedral wedge falling from the roof.

The calculated safety factors for static ($\alpha = 0$) as well as dynamic load ($\alpha = 0.25$) result the following values, respectively:

$$F_{[ACD]}/\text{Static Analysis} = 0.45 \text{ και } F_{[ACD]}/\text{Dynamic Analysis} = 0.32.$$

The shape of the unstable tetrahedral wedge is very elongated (height is the biggest dimension) and thus the expected ground failure on the surface should be very small.

7. GEOTECHNICAL EVALUATION

One of the main targets of the project was the estimation of consequences from sink-holes on urban environment and the design of geological “suitability” maps for the selected areas.

For the determination of geological “suitability” the understanding of genetic model is needed together with the determination of the local engineering geological conditions. For this reason geotechnical maps of 1:2,000 scale were designed.

The general criteria for the determination of sinkhole prone areas are the following:

- Gypsum thickness.
- Presence or not of karst forms, type, magnitude, distribution and depth
- Gypsum depth (overburden thickness).
- Lithological type and geomechanical characteristics of overburden formations.
- Type of groundwater and fluctuations of water table
- Solubility
- General engineering geological conditions.

In the frame of the geotechnical evaluation, the distribution and magnitude of sinkholes in a selected area were statistically evaluated (Fig. 1). Every sinkhole was numbered and for each one several characteristics were recorded (time of occurrence, distance from the river, thickness of overburden loose materials, thickness of cohesive overburden material, max diameter and surface area).

The greater number of sinkholes occurs in the zone of 30-60 m, within the riverbed. The distance from the river of younger sinkholes, trend to increase. This can be explained by the theory that the mechanical action of the water washes out filling materials and progressively can reach more remote areas.

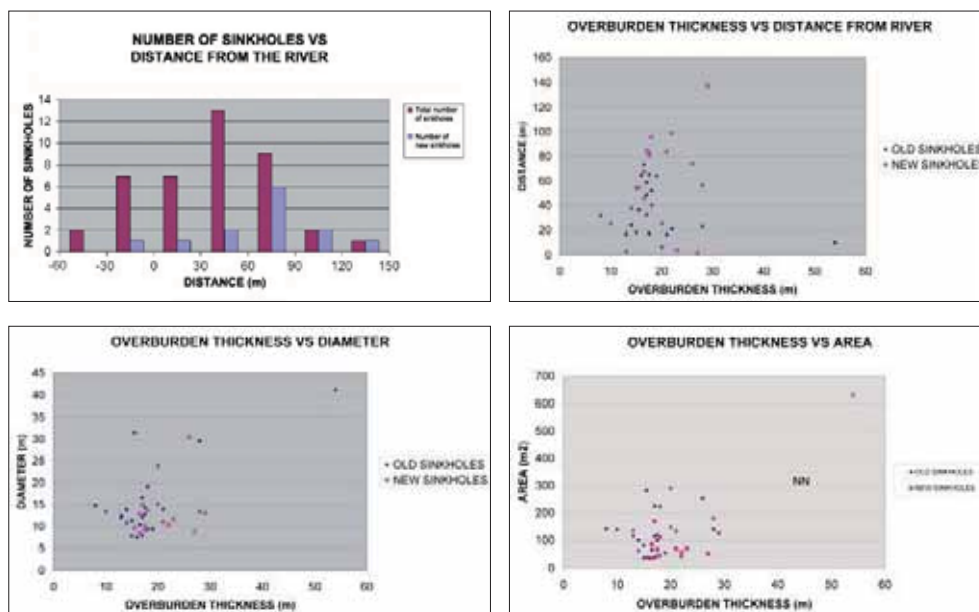


Fig. 1 - Statistical analysis of sinkholes

The distance from the river is a determinative factor while overburden thickness also affects the development of sinkholes. Another controlling factor for the development of sinkholes is the depth of groundwater table as the mechanical action of river water decreases when entering in the regional groundwater table because of the reduction of its velocity. The greater recorded distance of a sinkhole from the river was 137 m and the greater overburden thickness 54m.

The study of sinkholes due to gypsum dissolution revealed that in Cyprus two are the most significant genetic models. The main characteristics and main influencing factors for each type area summarized in Table 2 (Fig. 2).

Table 2

MAIN CHARACTERISTICS	MAIN INFLUENCING FACTORS
TYPE I (Pera Chorio – Nisou) the dissolution of gypsum and associated problems occur in the vicinity of rivers	
<ul style="list-style-type: none"> • Mature karst environment • Direct inflow of runoff water • Washout of filled karst • Low dissolving capacity of groundwater 	<ul style="list-style-type: none"> • Distance from watercourse • Thickness and lithological type overburden • Groundwater table depth
TYPE II (Aradippou), the dissolving capacity of groundwater is high, there is no direct flow of runoff water and the associated problems at the surface are controlled mainly by the fault systems.	
<ul style="list-style-type: none"> • Young karst • Overburden formations of low permeability • Widening of underground voids • High dissolving capacity of groundwater 	<ul style="list-style-type: none"> • Thickness and lithological type overburden • Overburden formations of low permeability • Dissolving capacity of groundwater • Fault systems



Fig. 2 - a) left – An old sinkhole in a riverbed , b) right – Linear ground cracks

8. GEOLOGICAL SUITABILITY

The main target of a geological “suitability” study is to define zones with same characteristics in respect to “safe” housing. The term “safe” refers to any kind of geo-problem thus any geological condition that can affect people, buildings and infrastructure. In the case of this study the main geo-problem is the development of sinkholes and so the zones correspond to sinkholes prone areas but also are related to the set of respective mitigation measures or directives that can be applied for every zone.

For every selected site the following steps were conducted:

- Determination of engineering geological structure
- Definition of the type of genetic model
- Application of main influencing factors
- Implementation of local characteristics
- Examples of geological suitability zones and of the mitigation measures proposed are presented in the following for three different selected sites:

9. PERA CHORIO – NISOU (TYPE I)

In 1992, several sinkholes developed within local riverbed (old sinkholes). The period 2000-2001 new sinkholes developed this time and outside the riverbed. There is a propagation towards the housing area of the village.

Several studies have been carried out and data from a large number of boreholes (50) were available, while 2 more boreholes were drilled during this study and thus the engineering geological conditions were very well defined.

The following zones of geological suitability were determined according to their individual characteristics:

- Areas suitable for housing.
 - 1 Those that consist of formations underlying gypsum.
 - 2 Those that have a distance from the river greater than 150 m and the overburden thickness exceeds 50 m.
- Areas suitable for housing under certain conditions.
 - 1 Low hazard zones with distance from the river greater than 150 m but the overburden thickness is less than 50 m. Conditions are that prior to construction of new buildings local geological and geotechnical study is needed and special foundation design should be applied.
 - 2 High hazard zone which is in the vicinity of the local river (distance from the river lower than 150 m). Conditions: suspension of building works and application of special mitigation measures: Decrease of water pumping until groundwater table levels at +234 m, diversion or waterproof the section of the riverbed that runs within the urban area, monitoring of the area for five years, re-evaluation.

10. ARADIPPOU (TYPE II)

In 1984, several linear cracks developed while local people were saying about older phenomena. In 2006, during the project, new linear cracks were developed.

Several studies have been carried out and data from 12 older boreholes were available, while 7 more boreholes were drilled during this study.

The following zones of geological suitability were defined according to their individual characteristics:

- Areas suitable for housing.
 - 1 Those where overburden thickness exceeds 50 m.
- Areas suitable for housing under certain conditions.
 - 1 Small overburden thickness while karst forms are very small. Conditions: special foundation design.
 - 2 Those where there is not enough information. Conditions: Complementary exploratory works needed.

- 3 High hazard zone, phenomena of linear character in progress. Conditions: special foundation design.

11. MARONI (TYPE I)

The village is built up a hill and a river is passing at the foot. In 1977, several sinkholes developed within local riverbed. In 1989 during the construction of a gabion retaining wall for the stabilization of the local slope, a sinkhole was created underneath the gabions. Under the new events, a study was undertaken in Maroni and 7 boreholes were drilled. The boreholes found several karst cavities mainly at the river level but some higher. The river was diverted after the recommendations from GSD. No new sinkholes were recorded since then.

The presence of terrace materials on the top of the hill indicates the presence of an older watercourse at that level and therefore old karst cavities may exist higher than the present level of the river. Several boreholes encountered some voids that are linked to possible palaeokarst. The diversion of the river helped slowing the karst processes but old cavities continue to exist. Given the seismicity in Cyprus, a collapse would be possible. In the frame of this project, the exploratory works continued and 5 more boreholes were drilled.

The following zones of geological suitability were defined according to their individual characteristics:

- Areas suitable for housing.
 - 1 Those that are in a distance greater than 150 m.
- Areas suitable for housing under certain conditions.
 - 1 Before the diversion of the river these areas were being influenced by the river (distance <150 m) possible karst cavities. Conditions: Local geological – geotechnical study, special foundation design.
 - 2 The central area of the village at the top of the hill, covered with terrace materials. There various indications that paleokarst cavities exist but it was hard to define the exact geometry of them. Stability analysis was carried out for the worst scenario of hypothetical geometry. The discontinuity pattern showed that there is a possibility of collapse but the size of the formed wedge is very small. Conditions: New buildings should be constructed only after a local geological geotechnical study, Public should be informed and be aware, periodic examination and monitoring.
- Areas not suitable for housing.
 - 1 Those that are adjusted to riverbed.

REFERENCES

- KOUTSOVELI AN., POYIADJI E., NIKOLAOU N. AND KYRIAKOU E, (2008) - *Geological-Geotechnical investigations of "karst" phenomena in gypsiferous Messinian sediments in Cyprus*, 33rd IGC, Oslo, GTE-01, abstract CD.
- LOKE, M.H. AND BARKER, R.D. (1996). - *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections*. Geophysics, 60, 1682-1690.

PAST AND PRESENT DOLINE DEVELOPMENT IN THE CENTRAL EBRO BASIN (NE SPAIN)

Soriano M.A., Luzón A., Pérez A., Pocoví A., Simón J.L. And Gil H.

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. Spain

ABSTRACT

Karst subsidence induced by dissolution of evaporite rocks is a well known process in the Ebro basin, where constitutes a very active process causing high economic losses in urban areas surrounding the city of Zaragoza. Semiarid climate conditions in the area suggest that human activities enhance this dissolution. Karst has also been active through the Pleistocene, as evidenced by the occurrence of a high number of paleodolines affecting Quaternary sediments. Among tens of collapses of Pleistocene age surveyed in the last years, two of them, developed on different terraces of the Ebro River, have been studied using sedimentological, structural and geomorphological methods. They have been selected owing to their quality, size, presence of syn-sedimentary deformation, and presence of a non-deformed sedimentary cover at top.

The studied sediments were deposited in a braided fluvial environment conditioned by local syn-sedimentary karst subsidence in a way, that there are characteristics atypical in this fluvial environment and that concern to syn-sedimentary deformation conditioned by karstification. For the structure studied in Site 1, a Late Pleistocene age has been determined by OSL dating. The distinct mechanisms (dissolution, collapse, subsidence and suffosion) involved, as well as the successive stages of evolution have been reconstructed. In Site 2, with an estimated Early Pleistocene age, the origin of the structure is not so clear. One of its limits has a marked structural control with a trend coincident with the tectonic stress field in the NE Spain. The presence of diapirs in the surrounding area, also controlled by faults, suggests that the generation of this collapse could be the result of the interaction among several processes (karstification, tectonics and diapirism).

1. INTRODUCTION

Karstification is one of the most important risks appearing in the central Ebro Basin. In this region, the presence of evaporite rocks covered by detrital Quaternary deposits gives rise to development of doline fields. Besides, the exposition here is very high since this is one of the most populated areas in the whole region (there are near 700.000 inhabitants in Zaragoza urban area). This causes economic losses (millions of euros each year). In the last years numerous research papers and technical reports about the present-day dolines and subsequent problems have been made (SORIANO AND SIMÓN, 1995; 2002; GUTIÉRREZ *et al.*, 2008; SIMÓN *et al.*, 2008; GALVE *et al.*, 2009).

Owing to continuous activity of karst, maps made from aerial photographs represent only a piece of information about their evolutionary stage. The main karst mechanisms that

generate dolines (dissolution, collapse and suffosion) can act independently or together. In It is well known that natural conditions the importance of each mechanism varies through time. As a result, the doline morphology is modified (i.e. dissolution and collapse cause dolines with vertical walls, but after a time suffosion can become more important and the angle of these walls diminish, consequently a wall doline changes into a funnel doline). The spatial distribution of zones with intense karstification can also vary with time but this is more evident when human action is involved. Therefore, an analysis through periods of time as long as possible is necessary to understand the evolution patterns or karst. In this line, the study of old dolines, with no activity at present, can contribute to clarify this aspect. The analysis of sections of paleodolines permits a direct access to the internal structure of these landforms. In this way the determination of the sedimentological characteristics, architecture and deformation of beds facilitates the interpretation of their genetical environment, the mechanisms involved in their genesis and its succession through time.

This paper deals with the problems that present-day dolines induce and with the study of old collapses developed in Pleistocene sediments of the Ebro River. Sedimentological, structural and geomorphological methods have been applied to the study of karst subsidence. The detailed sedimentological study of one of these structures indicates the influence of non-autocyclic processes in the sedimentation and several clear evolutionary stages in their deformation through time related with karstification. In a second analysed structure, the deformation styles are ambiguous and its origin could be the result of coexistence of karst, tectonic and diapiric processes.

2. GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL CONTEXT

The studied area is located in the central Ebro Basin (NE of Spain). The Pyrenees, to the north, the Iberian Range, to the south and the Catalanian Coastal Range, to the east, surround this basin (Fig. 1). The uplift of those mountain chains, mainly the Pyrenees, conditioned the relationship between sedimentary supply and subsidence in the basin. The connection of this basin with the Atlantic Ocean was closed during the Late Eocene causing its endorheic regime till the upper Miocene. Alluvial fans in the borders and evaporite and carbonate lacustrine systems in the central area of the basin developed (Pardo *et al* 2004). This caused the sedimentation of detrital materials at the margins (conglomerates, sandstones and mudstones), and evaporite and carbonate rocks at the centre, where Zaragoza city is located.

The Pliocene and the Quaternary sedimentation was linked to the opening of the old endorheic basin towards the Mediterranean Sea (PÉREZ RIVARÉS *et al.* 2002; GARCÍA CASTELLANOS *et al.*, 2003). Sediments during this stage were associated with the precursor fluvial network of the Ebro River (crossing the longitudinal WNW-ESE basin axis) and its tributaries (mainly sourced in the Pyrenees and the Iberian Chain). Tertiary rocks underwent important erosion, and structural landforms from the upper Miocene till the present were developed. Fluvial terraces and pediment levels are the main Quaternary sediments, covering one third of the Tertiary rocks (GUTIÉRREZ AND PEÑA, 1989). Those deposits are arranged in eight terrace levels and six pediment levels (SORIANO, 1990). Quaternary deposits consists of gravels, with minor sands and mudstones, with a mean thickness between 5 and 30 m in terraces and 5-10 m in pediment deposits (LUZÓN *et al.*, 2008),

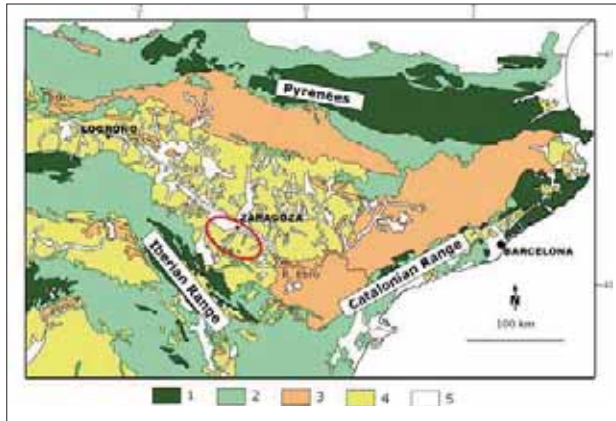


Fig. 1 - Geological sketch of the Ebro Basin. The studied area is marked with an ellipse.

reaching exceptionally thickness of more than 100 m in areas linked to solution processes of the Tertiary evaporites (BENITO *et al.*, 1998).

The Neogene rocks are subhorizontal but gentle macrostructural deformations (folds and faults) have been recognized (QUIRANTES, 1978). The Quaternary deposits are affected by tectonic, gravitational, diapiric and dissolution processes (SIMÓN AND SORIANO, 1986; BENITO AND CASAS, 1987; ARLEGUI AND SIMÓN, 2000). At present, the most active geological process in the neighbourhoods of Zaragoza is the karstification caused by the dissolution of Tertiary evaporite rocks and the subsequent collapse, subsidence and suffosion of the Quaternary detrital cover.

3. PRESENT-DAY KARSTIFICATION

As a consequence of the dissolution of underlying evaporites, different karst landforms have developed in the Ebro Basin. At present, climate has semiarid characteristics, but the human activities contribute to the income of water to the aquifer and, consequently, to enhance karstification. The most representative landforms in the area are dolines. The karst risk has increased in the last tens of years (by exposition increase). When the main land use in this region was farming, dolines were covered or maintained in its natural stage. Dolines induce the lost of some areas by flooding (when the bottom of the depression was below of the water table) or by an increase in humidity that causes that these areas could not be dedicated to crop grow. In some places, drainage canals were necessary to keep the fields dry. In that period, the economic losses were not very high. However, during the urban development of the Zaragoza neighbourhoods, since 1970, most of these depressions were filled with earth and debris of different origin. Industrial and residential areas were built on it without the adoption of special engineering techniques. After 5 or 10 years of urbanisation, damages (cracks in walls, floors, roofs, subsidence of pavements, breaks in water supply system, collapse in roads, railways, etc) appeared. Most damages are related with the presence of previous dolines (SORIANO AND SIMÓN, 2002; SIMÓN *et al.*, 2008). As an example, a small area located west of Zaragoza is represented in Fig. 2. From the aerial photographs of 1946 and 1957, an high number of dolines were identified. Later, most of them were levelled and developed as urban or industrial areas. Only seven dolines among those identified in the earliest photographs

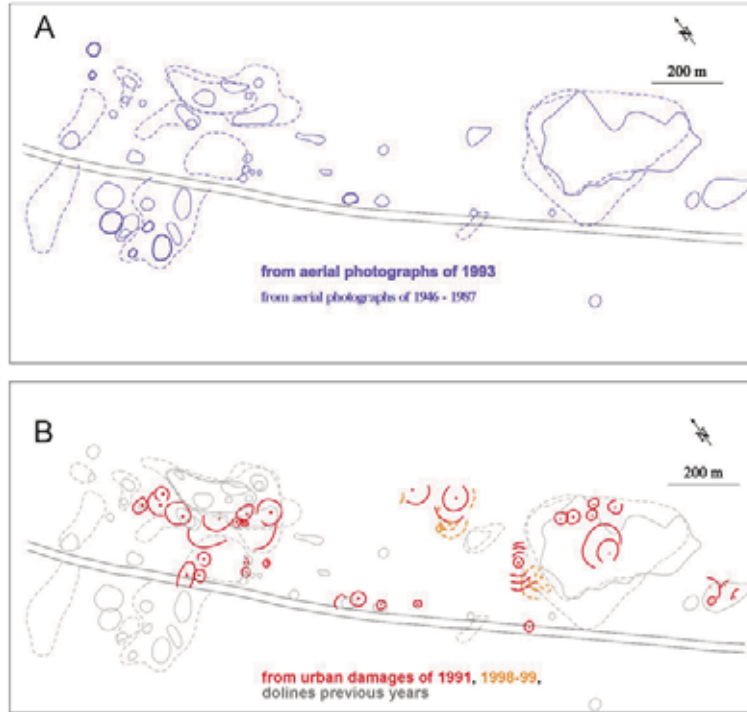


Fig. 2 - Maps of dolines and related urban damages at a small area to the NW Zaragoza. A: The number of dolines has been decreasing through years filled by human activities. In 1993 [thick line] only a few dolines among those identified in 1946 and 1957 remained. B: Most of the recognised urban damages are related with location of dolines.

remained without modification by 1993 (Fig. 2A). From the study of such urban damages, it is possible to determine the subsidence centre, which generally appears close to the margins of the ancient dolines (Fig. 2B). Lost of proprieties, cost of maintenance works, geotechnical studies or special engineering building techniques cause economic losses that can be estimated in tens of million of euros per year.

Hazard maps based on actual doline distribution from aerial photographs, as well as on assessed karst susceptibility, have been elaborated in the last two decades (SORIANO AND SIMÓN, 1995; SIMÓN *et al.*, 1998; LAMELAS *et al.*, 2008; GALVE *et al.* 2009). However, doline research from a temporal perspective is also necessary. Evolutionary analysis of ancient dolines (those active during Pleistocene times but showing no activity at present), could give some information about the future behaviour of the present-day ones.

4. PALAEOCOLLAPSES

The high number of artificial outcrops (quarries, roads, and railways) present in this region, permitted that many sections were considered for study. In many of them, Quaternary sediments are deformed by different processes (karst, tectonics, diapirism). In the case of those generated mainly by karstification the morphologies are varied (SORIANO *et*

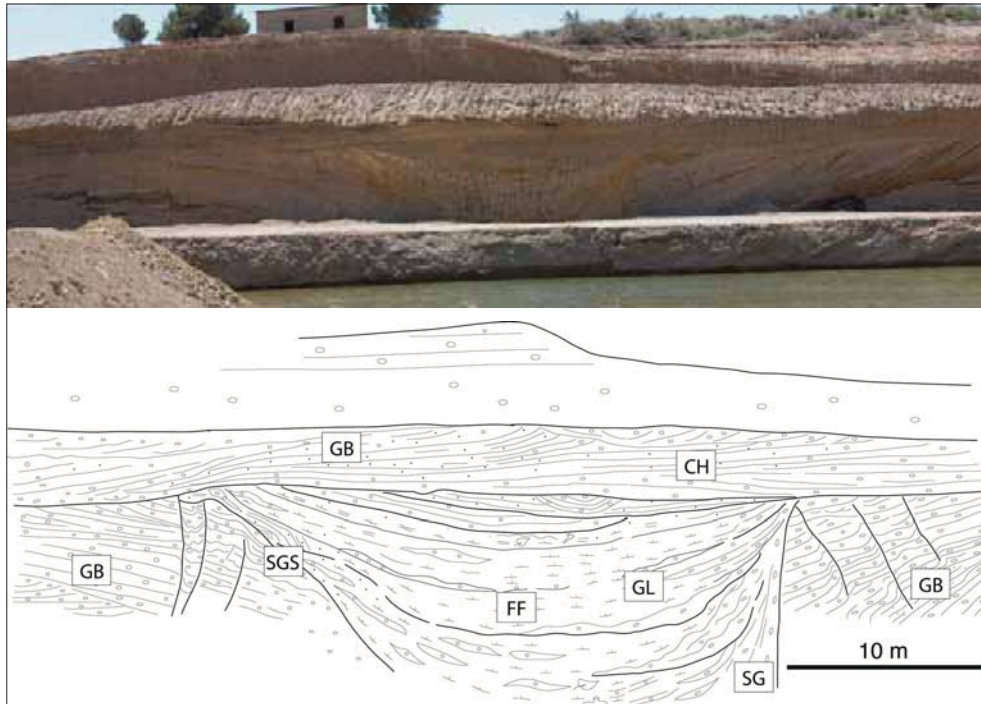


Fig. 3 - Case 1 outcrop, where gravels, anomalous thickness of fine sediments, faults and tilted beds can be recognised. In the scheme, all the architectural elements are recognised.

al., 2004, GUTIÉRREZ *et al.*, 2008). Forty-five sites with around 28 km in length were surveyed. Most of them are in terrace levels and in some cases pediment levels. Two especially interesting sites were selected for its analysis. The criteria followed for this selection was the evidence of syn-sedimentary deformation, quality of the section, size, and the presence of a non-deformed sedimentary cover that indicates the end of the deformation process.

4.1 Case 1

The studied section is located at the T3 terrace level of the Ebro River, with a relative elevation of about 30 m. Gravels (mainly sandstone, quartzite and limestone clasts) predominate with less frequent sands and very scarce lutite levels. Imbricated clasts and horizontal bedding in gravels, as well as trough and planar cross-bedding in gravels and sands, are common. A sedimentological study following the Miall methodology (Miall, 1978) was achieved. Seven architectural elements have been identified: Gravel Bars (GB), Gravel-filled Channels (CH), Sheets and Channel-fill Sands (SB), Gravel Lobes (GL), Sediment Gravity Flow deposits (SG), Sands with Slumps and Convolute Bedding (SGS) and Overbank Fines (FF). The last four only appear where deformation is present, while the others are represented across the entire area (LUZÓN *et al.*, 2008). A brief description of the characteristics of these architectural elements and their interpretation are summarised in Table 1.

Table 1 - Summary of characteristics and interpretation of the architectural elements identified in fluvial sediments].

Architectural element	Dominant facies	Bed characteristics	Internal features	Interpretation
GB	Gm, Gh	Tabular	Grain-supported imbricated pebbles*	Longitudinal bars
CH	Gt, St	Channeled	Grain-supported pebbles*	Channels
SB	Sh, Sl, Sr	Mainly tabular	Coarse sand	Top of the gravel bars, sandy bedforms
				
GL	Gm	Lenticular	Grain-supported pebbles	Unconfined deposits
SG	Gm, Gms	Irregular	Disorganized, grain or matrix-supported pebbles*	Disorganized fill of depressions
SGS	Sh (distorted)	Irregular	Fine-coarse sand with convolute lamination and slipage	Fluidised sands
FF	Ft, Fm	U-shaped	Massive or laminated	Settling in depressions
* Cobbles could be also present				
				

The deformed area is 150 m in length with a 30 m-wide of maximum deformation (Figure 3). The thickness of the outcropping series is 15 to 20 m. Limiting the main deformed area, sheets of gravels (GB) and channels of gravels (CH) are tilted (up to 30°). Reverse and normal faults near the maximum deformation area appear. The zone with maximum deformation is basin-shaped and is filled mainly by lutites (FF). They are laterally related to disorganized gravels (SG) adjoined to the west boundary of the structure (constituted by a normal fault) and they pass to gravel lobes (GL) above them. The gravel lobes define a progressive unconformity that indicates syn-sedimentary deformation. Sands with slumps and convolute bedding (SGS) are present in the in the eastern border (with a lower

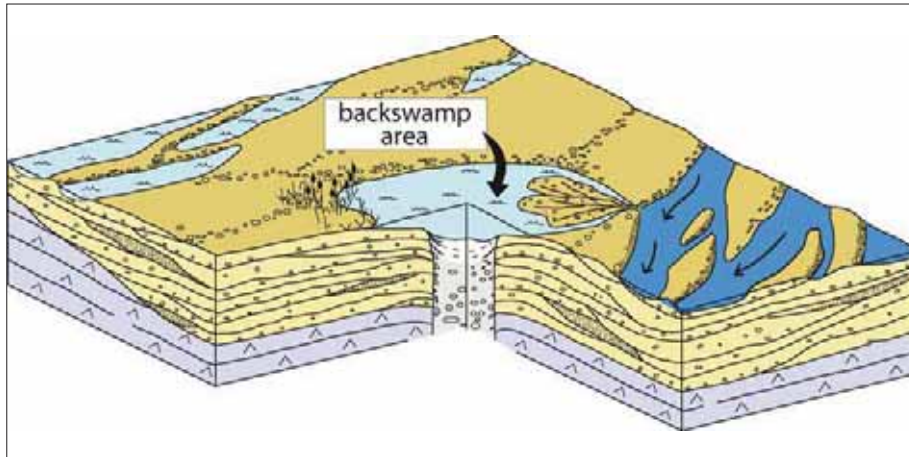


Fig. 4 - 3D diagram showing a collapse structure generated close to the active braided channel, whose size increases by gravitational processes. The collapse is flooded and filled with fine sediments.

angle). Above these, gravels and sands slightly deformed appear. Finally, non-deformed gravel beds (GB) overlie the whole deposit.

Gravel bars and gravel channels are the most frequent architectural elements in the area. Their characteristics reveal a braided gravel system (Fig. 4) dominated by horizontal bars and unstable channels (MIALL 1996; COLLINSON, 1996). In this framework the existence of gravel lobes, frequent gravitational sediments or thick basin-form lutite deposits are not a common feature, and we consider their genesis not to be linked to autocyclic processes. The abrupt contact between the basin-shaped fill and the nearly horizontal gravels is interpreted as borders of collapse structures that affected the existing gravel deposits generating a depression close to the fluvial active area. These structures are restricted to a few sites within the whole surveyed area. This fact, together with the presence of extensive fields of dolines in this sector of the Ebro Basin, allows a karstic origin to assign to this collapse structure.

Stratigraphic relationships permit different episodes in the evolution of the studied collapse to be deduced. Quaternary gravels sunk as a consequence of dissolution of the underlying evaporites. Tilting of gravel beds as well as fractures related to collapse gave rise to the enlargement of the doline. Initially disorganized gravels coming from the collapsed borders filled the bottom. Subsequently, the doline acted as a backswamp area being progressively filled mainly by lutite deposits as well as by gravel lobes and sediment gravity flow deposits at their margins. Stratigraphic relationships between different gravel lobes indicate several stages of subsidence (Fig. 4). Finally, the presence of non-deformed gravel levels indicates the end of the subsidence process.

OSL dating of two samples collected in this paleodoline gives ages of 77753 ± 7749 years BP and 72959 ± 5153 years BP, which indicate that filling of the doline took several thousands of years during Late Pleistocene times, with an estimated rate of deposition of approximately 2 mm/year.



Fig. 5 - Case 2 outcrop, where gravels and sands are affected by faults and tilting. Progressive unconformity reflects syn-sedimentary deformation.

4.2 Case 2

This section is located at the T8 terrace of the Ebro River. Its relative elevation above the river is about 200 m. The age of this level is estimated as Early Pleistocene (IGME, 2006). Quaternary deposits exhibit a complex deformation style caused by a combination of distinct processes. These interact with fluvial sediments giving rise to complex stratigraphic architectures (GB and minor SB architectural elements predominate) related to a gravel braided river environment dominated by horizontal bars and unstable channels. The most conspicuous structure is a spectacular synform (Fig. 5) filled with syntectonic gravels (bottom) and sands (top). As in case 1 SG, SGS and FF architectural elements are present (Table 1). The main deformed area is around 10 m long, and the outcropping thickness is 11 m. A thick sand succession has been conserved probably due to slow subsidence. Sheets of gravels are limiting this zone and they are tilted (to 60°). This structure could be due to karstic collapse, in this second case generated in the active fluvial area. However, it shows a clear tectonic control since a nearly vertical fault makes its western boundary. Its nearly N-S strike is similar to the dominant, N-S to NNW-SSE direction of reverse and normal faults and fractures observed cutting the surrounding gravel deposits. Fractures Normal faults appear at decametre to decimetre scale, dipping both eastward and westward and showing from negligible up to metre-scale vertical offsets. Several collected samples make conjugate systems compatible with stress ellipsoids characterized by a nearly vertical σ_1 axis, a nearly horizontal N-S to NNW-SSE σ_2 axis, and a nearly horizontal E-W to ENE-WSW σ_3 axis. Such stress ellipsoids can be easily related to the recent (Neogene-Quaternary) tectonic stress field in the northeastern Iberian Peninsula, whose maximum horizontal stress axis (S_{Hmax}) usually trends NNW-SSE to NNE-SSW (Arlegui and Simón, 2000, 2001; Liesa and Simón, 2009).

In the SW and SE sectors of this quarry, Miocene marls that are extremely folded appear, showing abundant embedded Quaternary gravels. The observed thickness of the Quaternary deposits drastically varies around the marl bodies (till 12 m). At contacts between Miocene and Quaternary materials, evidences of differential vertical movement, such as sharp monoclines, mechanized surfaces and gravel-marl melanges, are found. There-

fore, these structures are interpreted as diapirs that partially pierce the Quaternary fluvial cover. Its growing has induced internal deformation within unconsolidated gravels and sands, at distances up to several metres from their boundaries. Such deformation, owing to combined rising and wedging effects of the diapiric intrusion, involves horizontal shortening that produces typical high-angle reverse faults and flexures that are locally detected by rotate pebbles (SIMÓN AND SORIANO, 1986). Also diapiric structures seem to have been partially controlled by tectonic faults, as evidenced by the elongation of the eastern diapir, whose western limb outcrops as a NNW-SSE trending monocline along the quarry front, and the predominance of high-angle reverse faults and flexures showing the same N-S to NNW-SSE direction. Such control could be substantiated by differences of lithostatic load induced by normal faults, which triggered migration of plastic Miocene materials.

In addition, small karstic collapses appear, at least, as narrow chimneys filled with unstructured clastic detrital materials, which cut either vertically or obliquely through the terrace Quaternary fluvial sediments sequence. Other negative (relatively)The main deformed zone previously mentioned (sinking) structures, including that shown in Figure 5), could also be due to karstification subsidence. Nevertheless, they show ambiguous deformation styles, which could be due as well to either diapiric rise or reactivation of deeper tectonic normal faults. Indeed, such deformation structures unequivocally record a certain kinematical setting (vertical differential movement between a sinking body and a rising one), but generally do not evidence the origin of such movement. Moreover, mass loss inducing subsidence at certain points could be triggered by both tectonic faults (acting as preferred paths of water flow, and hence dissolution or piping) and diapirs (migration of plastic materials towards domes). The observed result is a complex deformation setting in which the three referred processes could interact while fluvial sedimentation was in progress. The relative weight of each process and the mechanisms whereby they interact are the target of our current research at this site.

Quaternary deposits exhibits a complex deformation at this site Deformation exhibited by fluvial deposits at this site is complex, as a result of coexistence of karstic, tectonic and diapiric processes. Moreover, these interact with fluvial and eolian sedimentation giving rise to complex sedimentary architectures.

The most conspicuous structure is a spectacular synform filled with a syntectonic sandy unit at the central sector of the carry. It could represent a karstic collapse, but shows a clear tectonic control since a nearly vertical fault makes its western boundary. Its nearly N-S strike is similar to the dominant, N-S to NNW-SSE direction of normal faults and fractures observed cutting the fluvial deposits. Fractures appear at decametre to decimetre scale, dipping both eastward and westward and showing from negligible up to metre-scale vertical offsets. Several collected samples of minor faults and fractures make conjugate systems compatible with stress ellipsoids characterized by a nearly vertical σ_1 axis, a nearly horizontal N-S to NNW-SSE σ_2 axis, and a nearly horizontal E-W to ENE-WSW σ_3 axis. Such stress ellipsoids can be easily related to the recent (Neogene-Quaternary) tectonic stress field in the northeastern Iberian peninsula, whose maximum horizontal stress axis (S_{Hmax}) usually trends NNW-SSE to NNE-SSW (ARLEGUI AND SIMÓN, 2000, 2001; LIESA AND SIMÓN, 2009).

Two large diapiric structures outcrop as well within the studied carry. They show a core made of Miocene gypsum and marls, which partially pierces the Quaternary fluvial cover. At contacts between Miocene and Quaternary materials, evidences of differential vertical

movement, such as sharp monoclines, mechanized surfaces and gravel–marl melanges, are found. Growing of diapirs has induced internal deformation within unconsolidated gravels and sands, at distances up to several tens of meters from their boundaries. Such deformation, owing to combined rising and wedging effects of the diapiric intrusion, involves horizontal shortening that produces typical high-angle reverse faults and flexures that are locally detected by rotate pebbles (SIMÓN AND SORIANO, 1986). Also diapiric structures seem to have been partially controlled by tectonic faults, as evidenced by (i) elongation of the eastern diapir, whose western limb outcrops as a NNW-SSE trending monocline along the carry front, and (ii) predominance of high-angle reverse faults and flexures showing the same N-S to NNW-SSE direction. Such control could be substantiated by differences of lithostatic load induced by normal faults, which triggered migration of plastic Miocene materials.

Karstic collapses appear, at least, as narrow chimneys filled with unstructured clastic materials, which cut either vertically or obliquely through the terrace sequence. Other negative (relatively sinking) structures, including that shown in Fig. 5, could also be due to karstic subsidence. Nevertheless, they show ambiguous deformation styles, which could be due as well to either diapiric rise or reactivation of deeper tectonic normal faults. Indeed, such deformation structures unequivocally record a certain kinematical setting (vertical differential movement between a sinking body and a rising one), but generally do not evidence the origin of such movement. Moreover, mass loss inducing subsidence at certain points could be triggered by both tectonic faults (acting as preferred paths of water flow, and hence dissolution or piping) and diapirs (migration of plastic materials towards domes). The observed result is a complex deformation setting in which the three referred processes could interact meanwhile fluvial sedimentation was in progress. The relative weight of each process and the mechanisms whereby they interact are the target of our current research at this site.

5. CONCLUSIONS

Present-day dolines located in the neighbourhoods of Zaragoza are causing high economic losses. Damages appearing after 5 to 10 years after urbanisation of areas with previous dolines indicate that karstification is a very active process in this zone. The low income of water to karst system by natural precipitation suggests that human activities significantly intensify its development.

Karstification was active during the Pleistocene, as the presence of numerous fossilized subsidence structures (appearing in the artificial outcrops of terrace and pediment levels) reveals. Their size and morphology is varied.

The study of two of these ancient structures has showed that the affected sediments (mainly gravels) were deposited in a braided fluvial system. The presence of atypical architectural elements in this fluvial context evidences the imprint of other processes, non-related with the sedimentary system dynamics, such as dissolution of underlying evaporite rocks. Dolines generated near or in the channel active area. Several evolutionary episodes (dissolution, collapse, flooding and subsidence) have been identified. The end of karstification is marked by the presence of non-deformed fluvial deposits covering the structures. OSL dating reveals that the age of the sediments in case 1 is Late Pleistocene and that the evolution of this collapse took thousands of years.

The second paleocollapse analysed has a more complex history. The existence of distinct structures such as faults and diapirs suggests that other processes could condition and interact with karstification.

The study of these outcrops gives new data about the natural evolution of karst landforms in this area during Pleistocene time but it reveals that, in some cases, other mechanisms could be involved in their development.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been supported by the projects PI 030/08 (Diputación General de Aragón) and GA-LC-026/2009 (Diputación General de Aragón-Caixa).

REFERENCES

- ARLEGUI, L. AND SIMÓN, J.L. (2000) - *Fracturación y campos de esfuerzos en el Cuaternario del sector central de la Cuenca del Ebro*. Cuaternario y Geomorfología **14**, 11-20.
- ARLEGUI, L. AND SIMÓN, J.L. (2001) - *Geometry and distribution of regional joint sets in a non-homogeneous stress field: case study in the Ebro basin (Spain)*. Journal of Structural Geology, **23**, 297-313.
- BENITO, G AND CASAS, A.M. (1987) - *Small-scale deformations in Quaternary deposits in the northeastern Iberian Peninsula*. Géologie Méditerranéenne **15**, 233-243.
- BENITO, G., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., GUTIÉRREZ, F. AND MACHADO, M.J. (1998) - *River response to Quaternary subsidence due to evaporite solution (Gállego river, Ebro basin, Spain)*. Geomorphology **22**, 243-263.
- COLLINSON, J.D. (1996) - *Alluvial sediments*. In Reading, H.G. (ed) Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy. Blackwell Science. 688p.
- GARCÍA-CASTELLANOS, D., VERGÉS, J., GASPARESCRIBANO AND J., CLOETHING, S. (2003) - *Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia)*. Journal of Geophysical Research **108** (B7), 2347.
- GUTIÉRREZ, F.; GUERRERO, J. AND LUCHA, P (2008) - *A genetic classification of sinkholes illustrate from evaporite paleokarst exposures in Spain*. Environmental Geology **53**, 993-1006.
- GALVE, J.P.; GUTIÉRREZ, F.; LUCHA, P.; BONACHEA, J.; REMONDO, J.; CENDRERO, A.; GUTIÉRREZ, M.; GIMENO, M.J.; PARDO, G. AND SÁNCHEZ, J.A. (2009) - *Sinkholes in the salt-bearing evaporite karst of the Ebro river valley upstream of Zaragoza city (NE Spain)*. Geomorphological mapping and análisis as a basis for risk management. Geomorphology **108**, 145-158.
- GUTIÉRREZ, M. AND PEÑA, J.L. (1989) - *Depresión del Ebro*. In: Pérez González, A.; Cabra, R; Martín Serrano, A. (eds). *Mapa del Cuaternario de España*. ITGE. 141-151.
- IGME (2006) - *Mapa y memoria de la hoja nº 412 (Pina de Ebro) del Mapa Geológico de España, escala 1: 50.000*. Madrid. 94 p.
- LAMELAS, M.T., MARINONI, O.; HOPPE, A. AND DE LA RIVA, J. (2008) - *Doline probability map using logistic regresión and GIS technology in the central Ebro Basin (Spain)*. Environmental Geology **54**, 963-977.
- LIESA, C.L., SIMÓN, J.L. (2009) - Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, **474**, 144-159.

- LUZÓN, A.; PÉREZ, A.; SORIANO, M.A. AND POCOVI, A. (2008) - Sedimentary record of Pleistocene paleodoline evolution in the Ebro basin (NE Spain) *Sedimentary Geology* **205**, 1-13.
- MIALL, A.D. (1978) - *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of petroleum Geologists. Mem. 5, Calgary, Alberta, Canada. 859 p.
- MIALL, A.D. (1996) - *The Geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, Basin analysis and petroleum Geology*. Springer. 582 p.
- PARDO, G., ARENAS, C., GONZÁLEZ, A., LUZÓN, A., MUÑOZ, A., PÉREZ, A., PÉREZ -RIVARÉS, F.J., VÁZQUEZ-URBEZ, M. AND VILLENA, J. (2004) - *La cuenca del Ebro*. In: Vera, J.A. (Ed.), Geología de España IGME and Sociedad Geológica de España, Madrid, 533-543.
- PÉREZ-RIVARÉS, F.J.; GARCÉS, M.; ARENAS, C. AND PARDO, G. (2002) - *Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro)*. Revista de la Sociedad Geológica de España **15**, 217-231.
- QUIRANTES, J. (1978) - *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Publicación 681. CSIC. Zaragoza.
- SIMÓN, J.L. AND M.A. SORIANO (1986) - *Diapiric deformations in the Quaternary deposits of the central Ebro Basin, Spain*. Geological Magazine, **123**, 45-57.
- SIMÓN J.L.; SORIANO, M.A.; ARLEGUI, L. and CABALLERO, J., (1998) Estudio de riesgos de hundimientos en el corredor de la Carretera de Logroño. Informe público del Ayuntamiento de Zaragoza. 59 p. <http://www.zaragoza.es/contenidos/urbanismo/pgouz/memoria/anejos/anejo03/anejo032.pdf>
- SIMÓN J.L.; SORIANO, M.A.; ARLEGUI, L.; GRACIA, J.; LIESA, C.L. AND POCOVI, A. (2008) - Space-time distribution of ancient and active alluvial karst subsidence: examples from the central Ebro Basin, Spain. *Environmental Geology* **53**, 1057-1065.
- SORIANO, M.A. (1990) - *Geomorfología del sector centro-meridional de la Depresión del Ebro*. Institución Fernando el Católico. Diputación Provincial de Zaragoza. Zaragoza.
- SORIANO, M.A., SIMÓN J.L. (1995) - *Alluvial dolines in the central Ebro Basin, Spain: a spatial and Developmental Hazard Analysis*. *Geomorphology* **11**, 295-309.
- SORIANO, M.A., SIMÓN J.L. (2002) - *Subsidence rates and urban damages in alluvial dolines of the central Ebro Basin (NE Spain)*. *Environmental Geology* **42**, 476-484.
- SORIANO, M.A., SIMÓN J.L., ARLEGUI, L., LIESA, C.L. AND POCOVI, A. (2004) - *Problemas causados por el karst aluvial en el centro de la cuenca del Ebro (España)*. Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e roulo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. APAT. Rome. 651-663.

METODOLOGIE PER LA DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DA SINKHOLE NELLA PIANA PONTINA

di Teoli P., Capelli G., & Mazza R.

Laboratorio di Geologia Applicata all'Ambiente – Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi di Roma Tre, (Italy)

ABSTRACT

The work presented here is the continuation of "Sinkhole Project of Latium Region" (2002), carried out by Researchers of the Laboratory of Applied Geology Environment of the Department of Geological Sciences of the University "Roma Tre", Rome (Italy), through which were found, in different plain of the whole Region, Sinkhole prone areas, using a methodology based on the superimposition of thematic layers corresponding to geological and anthropogenic breaking factors.

In the last years several specific investigations have been conducted by Researchers of the Laboratory in the Pontina Plain, that is located in the south west of the Latium Region, concerning the geological-stratigraphic setting, the sketch of flow in the aquifers located in the Pontine depression, the chemophysical groundwater characteristics, the density of wells, the amount of well pumping and piezometric changes. This required the implementation of several piezometric and chemophysical surveys, the collection and validation of a large number of stratigraphic and geophysical data.

All data in the archive have been computerized and the maps vectorized. This makes it possible today to address the analysis with Geographical Information Systems and to start numerical flow simulations, regarding both the heavily drained deep confined aquifer, and the areas subject to the presence of an important water exchange between the recharge area in the Lepini Mountains (carbonatic ridge) and terrigenous aquifers of the plain.

Among the main causes that trigger the catastrophic collapses there are, in fact, all the phenomena that cause the mass density reduction through erosion, leaching, dissolution. All these agents are associated with water circulation: flow, velocity, CO₂ saturation rate, carbonates saturation rate.

The spread in the Pontina plain of deep and high pumping wells, wrongly built without the correct way of progress, and without the realization of cemented portions properly located, can lead to the rise of the artesian groundwater that flows into sandy horizons scarcely thickened, carrying out liquefaction and collapse phenomena. Thus, thanks to the numerous piezometric surveys, different areas have been identified in the plain: artesian wells areas with full water rise, areas with few artesian wells and areas with partial water lift.

The analysis of geophysical data has allowed to draw deep profiles that show how along the axis of the plain the roof of carbonates has very changeable heights, due to a complex tectonic evolution. In correspondence to one of the most senior buried structural heights in the carbonate substratum of the plain, a karst cave was intercepted during a drilling

on the vertical of a sinkhole opened in 1989, which could be interpreted as a paleospring. The right application of technologies for drilling and completion of the hole, however, has prevented against the recurrence of the phenomenon of collapse.

This work illustrates a matrix calculus implemented by the authors, by which you can come to an assessment of the distribution of Sinkhole hazard in the Pontina Plain. The matrix takes into account different parameters that are related to the breaking causes of the phenomenon. Each parameter is assigned a value (index) representing its variation. The area studied was divided into 150 m square cells, each cell is assigned the value of the Sinkhole hazard index, that is the sum of the various indices assigned to that cell. Such a methodology widely used in other scientific research must be improved by optimizing the values and weights that were assigned to each parameter and implementing the matrix by adding more parameters that influence the phenomenon. A discussion about the importance of these characterizing parameters is presented for further development of the methodology.

1. INTRODUZIONE

Il lavoro qui presentato è la prosecuzione del "Progetto Sinkhole della Regione Lazio" del 2002, svolto dai ricercatori del Laboratorio di Geologia Applicata all'Ambiente del Dipartimento di Scienze Geologiche di Roma Tre, attraverso il quale si riuscirono ad individuare, in diverse piane della Regione, delle Sinkhole Prone Areas, utilizzando una metodologia basata sulla sovrapposizione di livelli tematici, corrispondenti a fattori geologici ed antropici predisponenti.

Negli ultimi anni sono state condotte dai ricercatori del Laboratorio, nella Pianura Pontina, ubicata nel settore sud occidentale della Regione Lazio, numerose indagini specifiche riguardanti l'assetto geologico-stratigrafico, lo schema di circolazione negli acquiferi presenti nella depressione pontina, le caratteristiche chimico-fisiche delle acque sotterranee, la densità dei pozzi, la distribuzione, l'entità degli emungimenti e le variazioni piezometriche. Ciò ha richiesto la realizzazione di numerose campagne di rilevamento piezometrico e chimico-fisico, l'acquisizione e validazione di un gran numero di stratigrafie, la ricerca di materiale geofisico.

Tutti i dati presenti nell'archivio sono stati informatizzati e le cartografie vettorializzate. Ciò rende possibile, oggi affrontare le analisi con sistemi informativi territoriali e di avviare delle simulazioni numeriche sia nelle zone di forte emungimento degli acquiferi confinati profondi, sia relativamente al comportamento degli acquiferi in aree in cui si è riscontrata la presenza di un importante scambio idrico tra l'area di ricarica in dorsale carbonatica e gli acquiferi terrigeni di pianura.

Tra le cause principali che innescano gli sprofondamenti catastrofici vi sono, infatti, tutti i fenomeni che inducono la riduzione di densità della massa attraverso erosione, dilavamento, dissoluzione. Tutti questi agenti sono connessi con la circolazione idrica e più specificamente con la sua portata, velocità di flusso, grado di saturazione in CO₂, grado di saturazione in carbonati.

Il diffondersi nella pianura Pontina di perforazioni importanti per profondità e portata emunta, realizzate senza le necessarie modalità di avanzamento e senza la realizzazione di tratti cementati opportunamente localizzati, può portare alla risalita di falde ad alta pressione ed alla loro diffusione in orizzonti sabbiosi poco addensati, sviluppando fenomeni di liquefazione e collasso. In tal senso, grazie alle numerose campagne di rilevamento

piezometrico sono state distinte nella piana aree in cui sono prevalentemente presenti pozzi effluenti, aree in cui tale circostanza è saltuaria e aree in cui si ha solo parziale risalita.

L'analisi del materiale geofisico ha consentito la realizzazione di profili profondi che evidenziano come lungo l'asse della piana il tetto dei carbonati presenti quote assai variabili a seguito di una complessa evoluzione tettonica. In corrispondenza di uno dei maggiori alti strutturali sepolti, nel substrato carbonatico della pianura, sulla verticale di un sinkhole apertosi nel 1989, è stata intercettata, in perforazione, una cavità carsica che potrebbe essere interpretata come una paleosorgente. Tale perforazione, alimentata dalla falda regionale confinata, è entrata in effluenza. La rigorosa applicazione di tecnologie di perforazione e completamento del foro, ha però scongiurato il ripetersi del fenomeno di collasso.

Gli autori hanno implementato un calcolo matriciale attraverso il quale si è giunti ad una valutazione indiretta della distribuzione della pericolosità da Sinkhole in un settore della Pianura Pontina (fig 1). La matrice tiene conto di diversi parametri che sono legati alle cause di innesco del fenomeno. Ad ogni parametro viene assegnato un valore. Il territorio analizzato è stato suddiviso in celle quadrate di dimensioni 150 per 150 m, ad ogni cella è stato assegnato il valore dell'indice di pericolosità da Sinkhole dato dalla somma dei vari indici assegnati a quella cella.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il graben pontino è impostato prevalentemente su sequenze carbonatiche di piattaforma. Studi gravimetrici recenti (AA. VV., 2002). hanno messo in luce la presenza di una elevazione orientata da nord-est a sud-ovest, che separa due grandi depressioni che raggiungono i -400 metri dal livello del mare. La più settentrionale di esse ospita una paleo valle che dall'arco sotteso tra Cisterna, Ninfa e Valvisciolo, si dirige verso Latina. L'altra depressione è impostata nella zona dei Laghi del Vescovo, e si identifica con una nota area subsidente (SERVA & BRUNAMONTE 2007). Il top di questa piccola dorsale si attesta a circa 120 metri sotto il livello del mare. I complessi plio-pleistocenici marini, che colmano il graben pontino e che sono in diretto contatto con i carbonati, sono costituiti prevalentemente da sequenze argilloso-sabbiose e sabbioso argillose, anche se in sondaggio sono stati intercettati depositi di ghiaie e di calcari detritici (Macco) (CONFORTO *et al.*, 1962). La facies continentale che confina la serie marina è molto differenziata. A nord-ovest della linea Latina-Sermoneta si estende il "complesso delle vulcaniti" nel quale sono presenti tre colate piroclastiche appartenenti alla fase tuscolano-artemisia (ROSA C., 1995). I materiali vulcanici sono intercalati a depositi fluviali e lacustri, costituiti anche da vulcaniti rimaneggiate. In affioramento e a vari livelli di soggiacenza si trovano banchi e livelli travertinosi, interpretabili come depositi di sorgente. Questa realtà favorisce situazioni di confinamento delle acque sotterranee. Ai margini della dorsale lepina ampie coltri di depositi di versante e di conoide si vanno ad intercalare ai depositi di pianura. Dalle sezioni geologiche e dalla mappatura dei siti di manifestazione di fluidi endogeni, sembrerebbe che le sequenze del complesso delle vulcaniti siano interessate da dislocazioni tettoniche di tipo distensivo. Più a sud della linea Latina-Sermoneta la presenza di depositi vulcanici si fa più episodica e gli spessori divengono assai più modesti. Tra la linea pedemontana ed il Fiume Sisto, a sud-est di Sezze Scalo è presente in affioramento un esteso complesso costituito da argille limose, limi argillosi con livelli torbosi, a luoghi intercalati a banchi travertinosi,

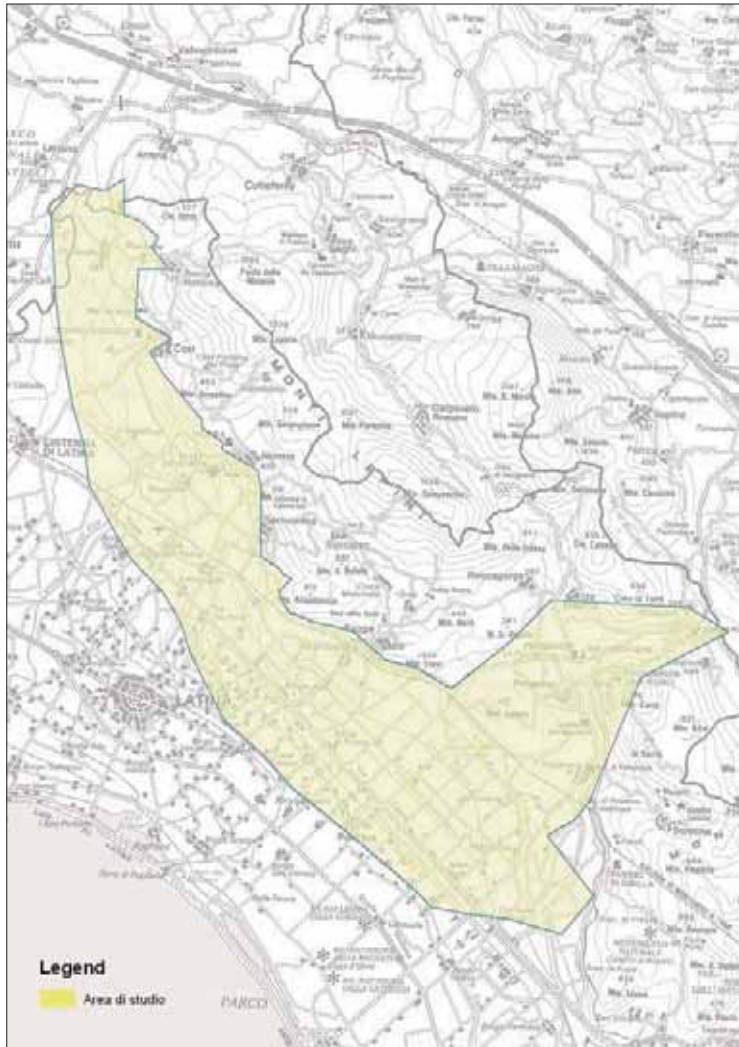


Fig. 1 - Area di studio.

che presentano uno spessore medio di circa 40 metri (SERVA & BRUNAMONTE 2007). Oltre il Sisto, fino alla linea di costa affiorano i sedimenti prevalentemente sabbiosi della “Duna Antica” (SEVINK J. *et al.* 1982), costituiti da sabbie quarzose rossastre, con orizzonti torbosi e argillo-limosi. Verso la costa assume importanza il complesso lacustre delle “Argille limose” con intercalati livelli torbosi.

Al di sotto dei complessi affioranti è presente con spessori di alcune decine di metri, un complesso sabbioso estremamente esteso, che poggia su argille del Pleistocene-Siciliano (BARBIERI *et al.*, 1999). Scarse sono le informazioni sui sedimenti maggiormente soggiacenti. Il Pozzo Pontinia ha incontrato, al di sotto delle Argille del Siciliano, una coltre di circa 50 metri di sabbie e argille, 10 metri di ghiaie e sabbie, 50 metri di Macco (CONFORTO *et*

al., 1962). A contatto dei carbonati è stato ritrovato un corpo ghiaioso spesso poco più di 10 metri. Nel Pozzo Fogliano, posto a ridosso dell'omonimo lago, al di sotto delle Argille turchine del Pliocene inferiore e delle ghiaie sono presenti le Marne del Miocene inferiore, appartenenti alla serie sabina e all'Horst di Fogliano (FUNICIELLO R. *et al.*, 1978).

3. METODOLOGIA

Come già accennato all'inizio, questo lavoro deriva dallo studio regionale del 2002 (AA. VV., 2002), attraverso il quale si riuscirono ad individuare i parametri indicatori ossia le condizioni di innesco e di sviluppo per i fenomeni di sinkhole presenti nel territorio della Regione Lazio. Si definirono i cosiddetti "parametri indicatori" che furono suddivisi in due categorie:

- Parametri che riguardano le condizioni geologiche e idrogeologiche al contorno e di dettaglio di una determinata area;
- Parametri che riguardano le variazioni di alcune grandezze fisiche e chimiche che possono essere indotte da condizioni di innesco prossimo o di sviluppo in atto di un sinkhole.

La prima categoria comprende:

- presenza di un substrato carbonatico anche a profondità considerevoli;
- presenza di una spessa copertura quaternaria o recente poco o affatto cementata con intercalati orizzonti a bassissima o nulla permeabilità e orizzonti ad alta permeabilità e matrice e/o cemento carbonatico;
- presenza di una importante circolazione idrica sotterranea nell'acquifero ospitato all'interno del bedrock carbonatico;
- presenza di fluidi e gas mineralizzati di origine profonda risalenti lungo discontinuità strutturali;
- presenza di discontinuità strutturali di ordine regionale;
- presenza o prossimità ad aree di sismicità attiva o recentissima;

La seconda categoria comprende quei parametri legati ai fattori scatenanti una "crisi da sinkhole" e di fatto quelli che i sistemi di monitoraggio finora progettati cercano di tenere sotto continuo controllo, che sono:

- parametri chimico fisici delle acque di circolazione all'interno del bedrock o nell'acquifero della copertura immediatamente sovrastante il contatto – in particolare Temperatura e Conducibilità elettrica;
- scuotimento e/o accelerazione improvvisa del terreno dovuta a crolli locali nel sottosuolo legati all'evoluzione di cavità carsiche nel bedrock carbonatico, quando questo non sia troppo profondo, o all'interno della copertura;
- specifici parametri chimici quali ad esempio le variazioni di emissione di Rn^{222} nelle acque di circolazione idrica sotterranea.

Di questi parametri, nonostante siano tutti riscontrabili nell'area pianeggiante della Pianura Pontina, per il momento solo alcuni di essi sono stati considerati nel calcolo, in quanto non per tutti si dispone di una conoscenza dettagliata e distribuita.

La metodologia presentata sviluppa un calcolo matriciale tramite il quale si determina una mappa nella quale è rappresentato un indice che indica la pericolosità da Sinkhole. Questo calcolo consiste nell'assegnare ad ogni parametro, spazializzato sull'area di indagine e rappresentato da un GRID di celle 150 m x 150 m, un indice ottenuto dal valore che il parametro assume su ogni cella per il peso che quel parametro ha sull'innesco del feno-

meno e che viene sommato a quello degli altri parametri, in modo tale che la mappa finale di calcolo sia un GRID di cella 150m x 150m, dove per ogni cella si ha un valore "Indice" che rappresenta la probabilità di innesco del fenomeno Sinkhole (§ 3.8).

Inoltre è importante sottolineare che nel calcolo matriciale non vi è nessun parametro che prenda in considerazione la presenza dei fenomeni censiti sull'area (LA VIGNA *et al.*, 2007), questo perché la mappa deve risultare indipendente dal fenomeno pregresso e inoltre così facendo si possono sfruttare gli stessi per verificare la validità del calcolo. La tabella 1 sintetizza i parametri considerati:

Tabella 1: Elenco dei parametri inclusi nel calcolo matriciale

PARAMETRO
Grado di coesione delle litologie affioranti
Spessore delle coperture presenti al di sopra del tetto dei carbonati sommersi
Densità dei prelievi: n° pozzi/ha
Presenza di sorgenti termominerali
Indice di saturazione del CaCO ₃ nelle acque dei pozzi captanti la falda dei calcari sommersi
Abbassamento della piezometria misurata tra periodo di ricarica e di magra (giugno 2008 – ottobre 2008)
Presenza di faglie presunte e certe che interessano il settore della pianura pontina

3.1 Grado di coesione delle litologie affioranti

Il primo parametro analizzato prende in considerazione le litologie affioranti derivanti dalla carta litologica informatizzata in scala 1:100000 della Regione Lazio (progetto finanziato dalla Regione Lazio e convenzionato al Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Roma Tre – 2002) che ricadono nell'area in esame. Ad esse è stato abbinato un grado di coesione descrittivo derivante dalle conoscenze generiche delle proprietà meccaniche di ogni litotipo. L'ulteriore affinamento di questo livello prevede di raccogliere dati meccanici (GARBIN *et al.*, 2004) di prove geotecniche di perforazioni già realizzate, in possesso degli Enti Locali o di altri Enti come per esempio il Servizio Geologico d'Italia - Dipartimento Difesa del Suolo (ISPRA). Di seguito è riportata la tabella che descrive il grado associato a ciascuna litologia e il valore attribuito a ciascun grado:

Tabella 2: Valori associati alle litologie affioranti

DESCRIZIONE LITOLOGIA	GRADO	VALORE
Detriti antropici (Olocene)	scarsissime	4
Alluvioni ghiaiose, sabbiose, argillose attuali e recenti anche terrazzate e coperture colluviali ed eluviali (Olocene).	scarse	3
Conoidi e detriti di pendio e di falda anche cementati, facies moreniche (Pleistocene – Olocene)	medie	2
Travertini (Pleistocene-Olocene)	buone	1

3.2 Spessore delle coperture presenti al di sopra del tetto del carbonato sommerso nella Pianura Pontina

Un altro parametro che è stato considerato è lo spessore delle coperture presenti al di sopra del tetto del carbonato. Questa informazione è stata desunta sottraendo alle elevazioni del DEM del Lazio quelle del tetto dei carbonati elaborate per il Progetto Sinkhole della Regione Lazio (AA. VV., 2002). Lo spessore delle coperture varia da meno di 50 m a 600 m, esso è stato suddiviso in diverse classi come indicato nella tabella successiva:

Tabella 3: Valori associati agli spessori delle coperture

Spessore delle coperture quaternarie (m)	Valore
<50	1
50-100	2
100-250	3
250-350	4
350-600	5

I valori esposti nella tabella sono soprattutto pensati per mettere in luce la pericolosità legata ai fenomeni di Sinkhole antropici, che sono connessi alla elevata densità delle opere di captazione in pozzo nell'area considerata, alla bassa qualità delle tecniche e delle opere di completamento delle perforazioni e alla presenza di acquiferi multistrato.

3.3 Densità dei prelievi: n°pozzi/ha

Questo parametro prende in considerazione la densità dei pozzi per ettaro che si trovano nel settore della Pianura Pontina studiata. Questa informazione deriva in particolare dal database della Provincia di Latina corrispondente ai soli pozzi, per uso domestico e non, derivante dalle autodenunce ai sensi della Legge 275/93, in cui sono riportati i soli pozzi con concessioni di portata modesta. Pertanto in questa densità non rientrano i grandi prelievi da pozzi delle concessioni industriali che nelle successive fasi di implementazione del calcolo andranno considerate. La presenza di emungimenti in terreni sciolti non consolidati, e la presenza di opere di captazione non efficienti, come documentato in diverse pubblicazioni (ALIMONTI *et al.*, 2007) può comportare fenomeni di sifonamento dovuti soprattutto all'asportazione di materiale fino che determina sinkhole in terreni di copertura (Sinkhole di tipo antropico; NISIO *et al.*, 2004).

Nella tabella successiva sono riportati i valori abbinati a questo parametro:

Tabella 4: Valori associati alla densità dei pozzi

N°pozzi/ha	VALORE
<1	0
1-2	1
2-4	2
4-5	3

3.4 Presenza di sorgenti termominerali

La presenza di sorgenti termominerali, contenenti livelli di CO₂ e H₂S, testimoniano la risalita di acque profonde, che può essere legata alla presenza di discontinuità strutturali che interessano il bedrock carbonatico e ad eventuali sifonamenti, impostatisi all'interno di terreni non consolidati.

L'informazione delle sorgenti termominerali deriva da uno studio inedito redatto dagli autori, ossia dalla Carta Idrogeologica del Lazio in scala 1:100000, in allestimento per la stampa, che ha visto il censimento di tutti i punti d'acqua del territorio regionale, e quindi anche delle sorgente termominerali.

Di seguito è riportata la tabella relativa a questo livello:

Tabella 5: Valori associati alla presenza delle sorgenti termominerali

DESCRIZIONE	VALORE
Assenza di sorgenti	0
Presenza di sorgente	1

3.5 Indice di saturazione del CaCO₃ nelle acque dei pozzi captanti la falda dei calcari sommersi

Con questo parametro si prendono in considerazione le acque sotterranee della falda dei calcari sommersi in quanto espressione indiretta dello stato di dissoluzione in atto o a termine delle rocce carbonatiche, e quindi indicazione indiretta del fenomeno del carsismo che sappiamo essere un fattore scatenante gli sprofondamenti. Questa indicazione può essere data dall'indice di saturazione (SI) che esprime il livello di saturazione nelle acque di Carbonato di Calcio, che ci da indicazione se l'acqua è un'acqua aggressiva (SI<0) ossia sottosatura, o un'acqua incrostante (SI>0) ossia sovrasatura. Questo valore si può ricavare avendo a disposizione delle analisi chimiche delle acque, ossia le concentrazioni dei principali ioni coinvolti nella reazione di dissoluzione del carbonato di calcio, i valori di pH, T e le concentrazioni della conducibilità (TUCCIMEI *et al.*, 2005). I dati chimici delle acque derivano da una campagna idrogeologica di rilevamento del periodo '70-'71 che ha interessato, oltre alle principali sorgenti delle dorsale lepina, anche delle perforazioni profonde della Pianura Pontina le cui stratigrafie indicano chiaramente la provenienza delle acque dalla falda carbonatica.

Le prossime revisioni di questo lavoro dovranno prevedere l'aggiornamento della mappa con dati chimici recenti.

In base ai dati puntuali a disposizione è stato prodotta la mappa dell'Indice di Saturazione utilizzando i valori come da tabella:

Tabella 6: Valori associati all'indice di saturazione

INDICE DI SATURAZIONE	VALORE
<0	1
>0	0

3.6 Abbassamento della piezometria misurata tra periodo di ricarica e di magra (giugno 2008 – ottobre 2008)

La presenza di falde acquifere nei depositi di copertura al di sopra del bedrock carbonatico può avere un'influenza sulla formazione di Sinkhole. Per questo indice sono stati considerati gli abbassamenti localizzati della piezometria che comportano delle variazioni differenziali delle qualità meccaniche dei terreni di copertura ad alta eterogeneità come quelli della Pianura Pontina.

Nell'anno 2008 sono state condotte diverse campagne di misura piezometrica della falda dei depositi quaternari, in particolare sono state condotte quattro campagne stagionali. Quelle prese in considerazione sono quella del giugno 2008 e quella dell'ottobre 2008, esse sono quelle che evidenziano lo "stress idrico" che la falda subisce nel periodo estivo e quindi quelle in cui si intensificano gli emungimenti da pozzi. Dopo aver ricostruito separatamente le due superfici piezometriche si è proceduto ad elaborare una mappa derivante dalla differenza delle elevazioni delle due superfici e in seguito sono stati assegnati i seguenti valori:

Tabella 7: Valori associati all'abbassamento della piezometria

ABBASSAMENTO DELLA SUPERFICIE PIEZOMETRICA (m)	VALORE
<0	0
0-2	1
2-8	2

In relazione all'elevatissimo numero di pozzi presenti nella Piana va considerato che quando essi entrano in emungimento determinano degli abbassamenti e delle compressioni dinamiche delle falde, che normalmente sfuggono ai rilievi piezometrici tendenti a rappresentare una situazione statica. Pertanto localmente possono esserci degli abbassamenti di gran lunga maggiori di quelli considerati.

3.7 Presenza di faglie presunte e certe che interessano il settore della Pianura Pontina

Questo livello deriva dalle carte del Servizio Geologico d'Italia del foglio 159 e 158 e da un lavoro eseguito dal Dipartimento di Scienze Geologiche di Roma Tre nel Comune di Priverno, per la redazione del Piano Stralcio delle Attività estrattive, in cui era previsto un aggiornamento dell'assetto tettonico dell'area di Priverno, posta subito a monte dell'area sorgiva dei Laghi del Vescovo [AA.VV., 1999].

Questo parametro rappresenta un indicatore spaziale molto importante soprattutto perché è dalle discontinuità strutturali che risalgono fluidi o gas che con le acque sotterranee possono aumentare l'aggressività nei confronti dei materiali carbonatici e quindi indurre fenomeni di crollo. Questo accade soprattutto se le discontinuità interessano il bedrock carbonatico [STORTI *et al.*, 2003] in quanto esse sono causa di un aumento localizzato di permeabilità della roccia tale da favorire localmente circolazione sia di liquidi che di gas.

Nel calcolo matriciale alla presenza/assenza di faglie è stato assegnato il seguente valore:

Tabella B: Valori associati alla presenza di faglie

DESCRIZIONE	VALORE
Assenza di faglie	0
Presenza di faglie	1

3.8 Calcolo della matrice

Dopo avere definito tutte le mappe, ossia dopo aver assegnato ad ogni cella della nostra area di studio un valore relativo ad ogni parametro si è passati ad eseguire il calcolo finale per ottenere la mappa dell'indice della pericolosità da Sinkhole: attraverso la seguente equazione:

$$I_{\text{sinkhole}} = \sum_i \lambda_i I_i$$

I_{sinkhole} : è l'indice di pericolosità da Sinkhole calcolato su ogni cella della mappa che rappresenta la pericolosità da Sinkhole

λ_i : sono i pesi di ciascun parametro

$$\sum_i \lambda_i = 1$$

I_i : sono i valori attribuiti ai parametri e descritti nelle tabelle precedenti

Nel calcolo viene introdotta un'ulteriore variabile legata ai pesi di ogni parametro. Questo indica che nonostante questi parametri siano tutti considerati fattori scatenanti e predisponenti del fenomeno, essi sono classificabili in parametri più importanti che hanno un peso maggiore rispetto ad altri che invece hanno peso inferiore che sono considerati parametri meno importanti.

Di seguito è riportata la tabella che sintetizza i valori dei parametri e i valori dei pesi dei parametri, un'immagine che sintetizza la spazializzazione di ogni parametro e a seguire la mappa dell'indice di pericolosità, ossia la mappa del calcolo matriciale finale:

Tabella 9: Valori dei pesi associati ad ogni parametro

Parametro	Descrizione	Peso	Descrizione qualitativa e quantitativa del parametro	Valore
Caratteristiche delle litologie affioranti	grado delle caratteristiche coesive delle litologie affioranti	0.20	Buone Medie Scarse Scarsissime	1 2 3 4
Coperture quaternarie	Spessore (m) delle coperture presenti al di sopra del tetto del carbonato sommerso	0.20	<50 50-100 100-250 250-350 350-600	1 2 3 4 5
Prelievi da pozzi	densità dei prelievi: n°pozzi/ha	0.15	<1 1-2 2-4 4-5	0 1 2 3
Sorgenti termominerali	presenza di sorgenti termominerali	0.1	Assenza di sorgenti	0
			Presenza di sorgente	1
Chimica delle acque del substrato carbonatico	Indice di saturazione del CaCO ₃ nelle acque dei pozzi captanti la falda dei calcari sommersi	0.1	<0 >0	1 0
Dinamica della falda presente nelle coperture quaternarie	Abbassamento (m) della piezometria misurata tra periodo di ricarica e di magra (giugno 2008 – ottobre 2008)	0.15	<0 0-2 2-8	0 1 2
Faglie	Presenza di faglie presunte e certe che interessano il settore della Pianura Pontina	0.1	Assenza di faglie/presenza di faglie	0 1

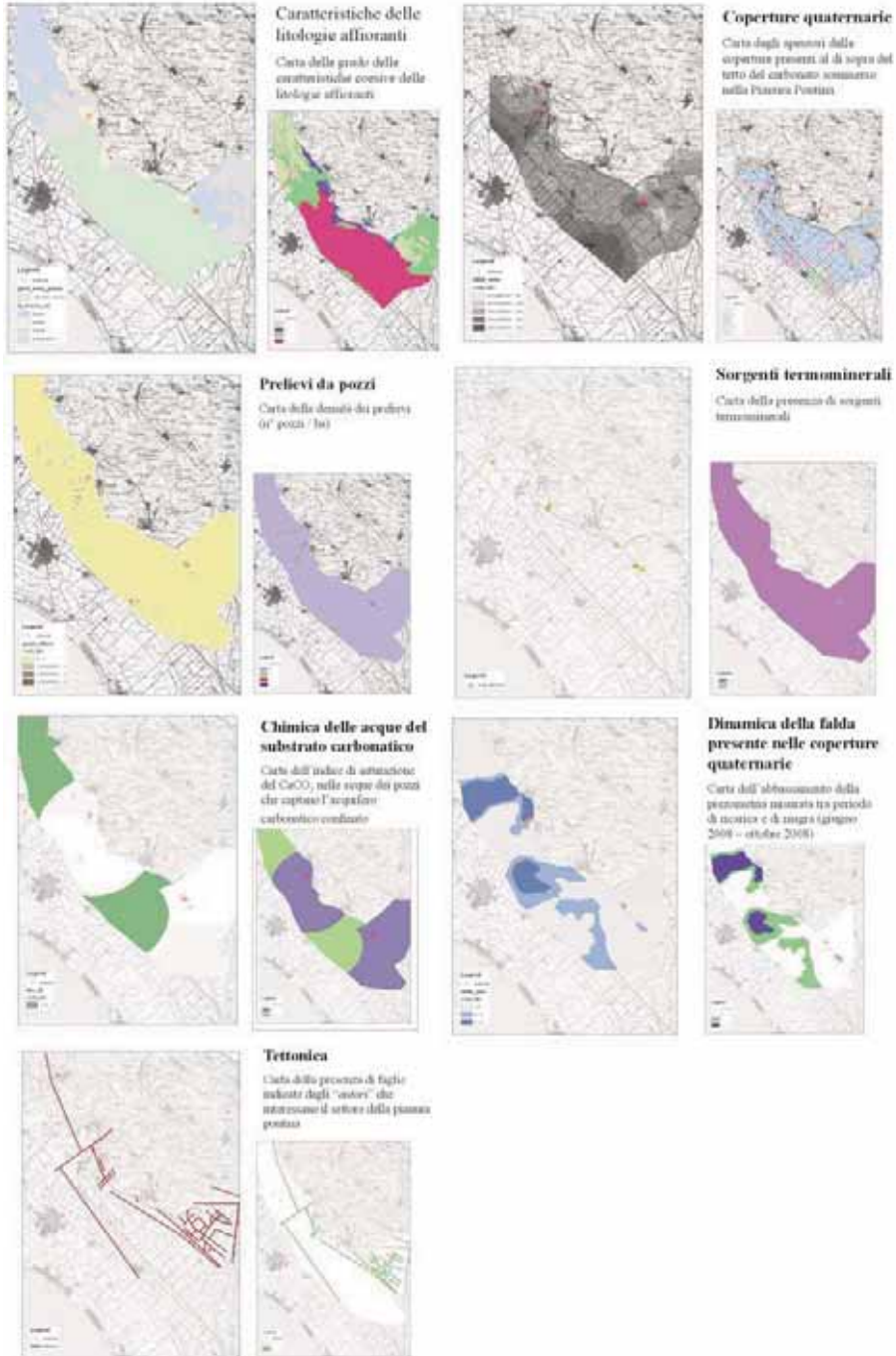


Fig. 2 - Mappe delle spazializzazioni di ciascun parametro

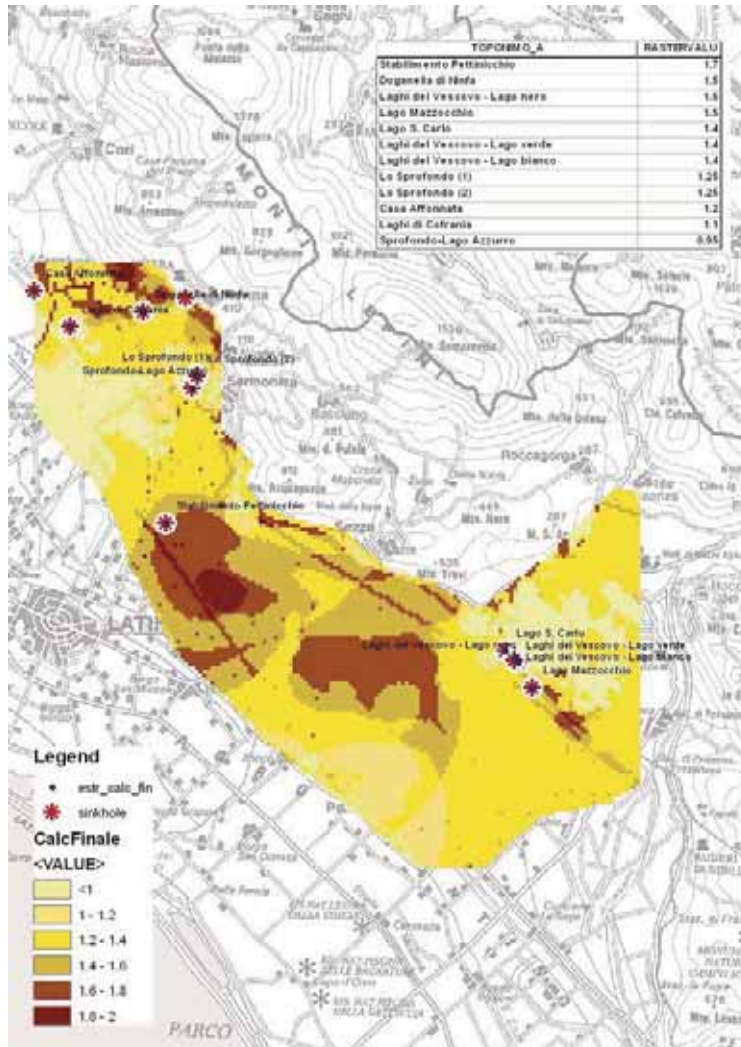


Fig. 3 - Mappa dell'indice di probabilità di Sinkhole

4. CONCLUSIONI

Il calcolo matriciale ha prodotto una mappa in cui è possibile distinguere 6 classi di probabilità da Sinkhole:

- 1° classe: <1
- 2° classe: 1-1.2
- 3° classe: 1.2-1.4
- 4° classe: 1.4-1.6
- 5° classe: 1.6-1.8
- 6° classe: 1.8-2

Quanto ottenuto è ritenuto soddisfacente, poiché i primi risultati confermano che i sinkhole che fino ad ora si sono verificati nell'area in esame ricadono con un percentuale di circa il 60% nella 4° classe di indice di pericolosità su un totale di sei classi.

Nonostante il buon risultato la metodologia deve essere migliorata, infatti dovranno essere ottimizzati i dati sperimentali di partenza, i valori e i pesi attribuiti ad ogni parametro e inoltre, la matrice dovrà essere ottimizzata aggiungendo degli ulteriori parametri che influenzano il fenomeno.

In particolare si potranno aggiungere i seguenti parametri:

- Depressioni della topografia (aree subsidenti) del settore della Pianura Pontina
- Punti e/o entità di emissioni di gas, in particolare della CO₂
- Classificazione geomeccanica dei litotipi.

Il primo parametro può essere ricavato dalle aree a maggiore subsidenza derivanti dalle letture satellitari attraverso tecnologie InSAR.

Lo sforzo compiuto dagli autori è stato quello di ricavare, all'interno di alcune note Sinkhole Prone Areas, delle perimetrazioni frutto di un'analisi quantitativa che si basa su parametri ricavati sperimentalmente.

Questo tipo di prodotto può essere d'aiuto nella pianificazione territoriale, non solo ai fini urbanistici, ma anche ai fini di Piani per lo sviluppo industriale/produttivo, nell'ottica di creare delle attenzioni, che si traducono in norme che tengano conto di più parametri rispetto a quelli che fino ad ora sono stati considerati nella gestione della pericolosità da Sinkhole.

BIBLIOGRAFIA

- ALIMONTI C., PEROTTO C., GAZZETTI C. & MARINUCCI E. (2007) - *Captazioni e risorsa idrica del bacino di Mazzocchio* – Progetto monitoraggio acque superficiali interne e costiere della Provincia di Latina. Gangemini Editore.
- BARBIERI M., CARRARA C., CASTORINA F., DAI PRA G., ESU D., GLIOZZI E., PAGANIN G. & SADORI L. (1999) - *Multidisciplinary study od middle-upper Pleistocene Deposits in a core from the Piana Pontina (Central Italy)*. Giornale di Geologia, ser. 3°, vol. 61, 47-73 pp. Bologna
- FUNICIELLO R., PAROTTO M. (1978) - *Il substrato sedimentario dell'area dei Colli Albani. Considerazioni geodinamiche e paleogeografiche sul margine tirrenico dell'Appennino Centrale*. Geol. Rom. 17, 233-287. Roma, 1978.
- GARBIN F., SCARAPAZZI M., CIANCI S., CAPELLI G., SALVATI R., ALBANESE G. & STORONI S. (2004) - *Esempio di caratterizzazione geotecnica finalizzata alla definizione del rischio in un'area interessata da fenomeni di sprofondamento catastrofico (Tor Tre Ponti, Latina)*. Atti del 1° Seminario "Stato dell'arte sullo studio di fenomeni Sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio", 425-439 pp. Roma, 20-21 maggio 2004
- LA VIGNA F., DI SALVO C. & RUSPANDINI T. (2007) - *IWSD, Italian Web Sinkhole Database*, Epitome Vol. II/2007 – Atti del Sesto convegno FIST (federazione Italiana di Scienze della Terra) Rimini 12-14 settembre 2007.
- NISIO S., SALVATI R. (2004) - *Fenomeni di sprofondamento catastrofico. Proposta di classificazione applicata alla casistica italiana*, Atti del 1° Seminario "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.

- ROSA C. (1995) - *Evoluzione geologica quaternaria delle aree vulcaniche laziale: confronto tra i settori dei Monti Sabatini e quello dei Colli Albani*. Tesi di dottorato, Università degli studi di Roma "La Sapienza", 228 pp.
- SEVINK J., VOS P., WESTERHOFF W., STIERMAN A. & KAMERMANS H. (1982) - *A sequence of marine terraces near Latina (Agro Pontino, Central Italy)*. Catena, 9, 361-378 pp.
- STORTI F., BILLI A., SALVINI F., (2003): Particle size distributions in natural carbonate fault rocks: insights for non self-similar cataclasis. *Earth and Planetary Science Letters*, 206, 173-186.
- TUCCIMEI P., SALVATI R., CAPELLI G., DELITALA M.C. & PRIMAVERA P. (2005) - *Groundwater fluxes into a submerged sinkhole area, Central Italy, using radon and water chemistry*. *Applied Geochemistry* 20.
- LA VIGNA F., CAPELLI G., MAZZA R., DI SALVO C., TAVIANI S. & RUSPANDINI T. IWSD (Italian web Sinkhole Database) <http://host.uniroma3.it/laboratori/idrogeologia/iwzd.php>

Documenti inediti:

- AA. VV. (2002): Relazione finale del Progetto Sinkhole del Lazio – Convenzione tra Regione Lazio, Direzione Regionale Ambiente e Protezione Civile Servizio Geologico Regionale & Università degli Studi di Roma Tre Dipartimento di Scienze Geologiche.
- AA. VV. (1999): Relazione Finale dello schema di Piano Stralcio delle Attività estrattive, di calcare e sabbie silicee del comune di Priverno (LT) - Convezione Tra Comune di Priverno, Università degli Studi di Roma Tre Dipartimento di Scienze Geologiche e Unione Cave Latina.

ANALISI DELLA SUSCETTIBILITÀ DA *SINKHOLES* PER COLLASSO DI CAVITÀ NATURALI NELLE MARCHE SETTENTRIONALI

di Tiberi V.

Dipartimento di Scienze dell'Uomo, dell'Ambiente e della Natura, Università degli Studi di Urbino "Carlo Bo", Urbino, Italia. valentina.tiberi@yahoo.it

ABSTRACT

This work describes a geomorphological analysis carried on in order to define sinkhole susceptibility in the karst areas of the Northern Marche Region (Central Italy). Here, underground karst phenomena involve both Meso-Cenozoic limestones and Messinian gypsums but preliminary field surveys suggest to focus mainly on the surface response of cavities collapses within gypsum sequences. Unfortunately, in many cases where Messinian gypsum outcrops, a polygenetic mosaic of karst-landslide and anthropogenic surface morphologies don't allowed a satisfying definition of sinkhole phenomena. In particular, from 1955, several subsidence events have been recognized showing some morphological similarities with *cave/cover collapse sinkholes* and *deep piping sinkholes*.

1. INTRODUZIONE

Questo lavoro descrive le fasi preliminari di uno studio *in progress* mirato alla definizione della suscettibilità da *sinkholes* per collasso di cavità naturali nel territorio Nord-marchigiano, per il quale il tema non è mai stato trattato in maniera organica. La ricerca dedica particolare attenzione ai fenomeni di sprofondamento legati al processo carsico o all'interazione tra carsismo e altre tipologie di processi di modellamento superficiale con particolare riferimento alla dinamica gravitativa di versante e all'azione antropica affrontando il problema principalmente sotto il profilo geomorfologico.

Nelle Marche settentrionali il carsismo riguarda principalmente le successioni carbonatiche meso-cenozoiche ed i litotipi gessosi messiniani. Nei due casi i contesti geologico-geomorfologici, geodinamici ed idrogeologici mostrano marcate differenze e lasciano ipotizzare una diversa predisposizione alla formazione ed evoluzione dei *sinkholes*. Evidenze di terreno e quanto osservato da altri Autori per sistemi in parte confrontabili con quelli marchigiani (FORTI, 1987 a; FINOTELLI *et al.*, 1986; FORTI *et al.*, 1987; FORTI & FRANCAVILLA, 1988), hanno fatto sì che, nell'ambito della presente analisi, una maggiore attenzione fosse indirizzata verso i fenomeni carsici delle successioni gessose ed i processi superficiali di sprofondamento ad essi correlabili.

2. IL CARSIAMO NELLE MARCHE SETTENTRIONALI

2.1 Il fenomeno ipogeo

Nelle Marche settentrionali la formazione di cavità carsiche riguarda principalmente i termini carbonatici meso-cenozoici della Successione Umbro-Marchigiana (fig. 1b) e le

unità gessose messiniane. Il primo caso presenta certamente il maggior grado di diffusione, dovuto anche alla netta predominanza nel territorio in esame dei litotipi calcarei a fronte di quelli gessosi. Il processo carsico nelle due situazioni si presenta come un fenomeno speleogenetico e morfogenetico complesso caratterizzato da marcate differenze che riflettono i diversi contesti geologico-geomorfologici, idrogeologici e geodinamici presenti nell'area. In particolare, la speleogenesi nei carbonati sembrerebbe legata a fenomeni ipercarsici che prevedono la risalita, lungo specifiche direttrici strutturali, di fluidi termali ed aggressivi capaci di innescare una potente macchina di dissoluzione del calcare. Speleogenesi ipogenetiche sono attribuibili con tutta probabilità ai sistemi sotterranei presenti entro le formazioni di età prevalentemente giurassica delle principali dorsali dell'Appennino Nord-marchigiano. Ne costituiscono un esempio quelle di M. Nerone e M. Rotondo, dove si riscontrano sistemi in parte confrontabili con quelli più noti e meglio studiati di Frasassi per i quali sembra accertata l'azione di un fenomeno carsico risultante di processi di tipo chimico-fisico e biochimico (CUCCI & FORTI, 1990; GALDENZI & MENICHETTI 1995; GALDENZI *et al.* 1997; GALDENZI *et al.* 1999; GALDENZI & SARBU 2000; SARBU *et al.* 2000; GALDENZI 2001; GALDENZI & MARUOKA 2003). All'interno dei rilievi gessosi al contrario, la speleogenesi sembra essere legata ad un meccanismo carsico che prevede una circolazione di acque meteoriche coinvolte in cicli idrogeologici più brevi e superficiali. Cavità importanti per dimensioni e sviluppo si rinvengono nelle successioni a facies macrocristalline a grossi banchi (fig. 1a). Più complesso invece, e non ancora ben conosciuto, il carsismo sotterraneo nelle sequenze in cui facies evaporitiche sono associate ad alternanze di litotipi non carsificabili arenacei, argillosi o bituminosi. Qui, il processo carsico è complicato e/o obliterato da fenomeni morfogenetici di altra natura (gravitativi e antropici principalmente).

2.2 I sinkholes come risposta superficiale al carsismo sotterraneo

I diversi contesti e meccanismi di formazione delle cavità sotterranee naturali dei complessi carsificabili Nord-marchigiani, producono risposte superficiali differenti, sia per quanto riguarda la tipologia delle forme che la loro evoluzione spazio-temporale. In ogni caso, caratteristica comune nelle diverse situazioni, è una marcata interferenza dell'evoluzione superficiale delle cavità con un vasto insieme di processi morfogenetici di natura prevalentemente non carsica secondo modalità ancora poco studiate. Di certo i *sinkholes* non costituiscono un elemento morfologico ad ampia diffusione nel territorio Nord-marchigiano e, da quanto è emerso finora nell'ambito di questo studio, non si conoscono episodi catastrofici legati alla loro comparsa o all'attività post-formazione e probabilmente questa è la causa che ha fatto sì che il tema degli sprofondamenti venisse trascurato nell'ambito di ricerche mirate ad esempio alla definizione del rischio idrogeologico.

I *sinkholes* attualmente rintracciati nell'ambito del presente lavoro sono attribuibili alla categoria dei "*cave collapse sinkhole*" e/o "*cover collapse sinkhole*" (CRAMER, 1941; CASTIGLIONI, 1986; FORD, 1989). Nelle successioni carbonatiche alcune tra le forme più spettacolari e note non sono datate e difficile risulta la ricostruzione delle fasi della loro formazione. Nei gessi, al contrario, la dinamica di alcuni sprofondamenti, chiaramente connessa con la presenza di cavità sotterranee, è risultata ben apprezzabile (anche se in maniera qualitativa) durante un intervallo temporale di qualche anno, permettendo di comporre preliminari ipotesi i meccanismi evolutivi e di elaborare i primi modelli previsionali (fig. 2).



Fig. 1- Esempi di cavità naturali: a) nei gessi macrocristallini del Messiniano rintracciabili nelle porzioni più settentrionali del territorio considerato e b) nelle successioni carbonatiche mesozoiche affioranti lungo le principali dorsali dell'Appennino marchigiano.

3. LA DEFINIZIONE DELLA VULNERABILITÀ DA *SINKHOLES*

3.1 Le fasi del programma di definizione preliminare

Al momento della stesura di questo breve *report*, il lavoro sulla definizione della suscettibilità da *sinkholes* per collasso di cavità naturali nell'area Nord-marchigiana è nella fase di attuazione dei primi *steps* di un programma operativo che prevede l'applicazione di un approccio di tipo prettamente geomorfologico. Va inoltre premesso che nell'ambito di quest'analisi, sono state prese in considerazione anche porzioni di territorio (di qualche chilometro di estensione) comprese nella Regione Emilia Romagna e prossimali al confine con la Regione Marche, dal momento che esse presentano situazioni confrontabili con quelle marchigiane e particolarmente utili per i fini della ricerca. Le fasi operative iniziali del programma possono essere semplificate come segue.

FASE 1 - Identificazione delle cavità naturali conosciute/accatastate e contestualizzazione geolitologica, geomorfologica e speleogenetica.

FASE 2 - Elaborazione di cartografie sulla distribuzione delle successioni suscettibili ad essere interessate da fenomeni carsici ipogei (scale: 1:100.000, 1:25.000 e 1:10.000).

FASE 3 - Censimento e definizione morfometrica-morfodinamica dei fenomeni di *sinkholes* o pseudo-*sinkholes* chiaramente connessi al cedimento di cavità naturali.

FASE 4 - Studio geomorfologico delle modificazioni topografiche con particolare riferimento ai fenomeni di subsidenza che potrebbero subire un'evoluzione in *sinkholes*. L'analisi si basa principalmente sullo studio di foto aeree relative all'intervallo temporale 1955-2003 e su verifiche di campagna condotte a partire dal 2009.

FASE 5 - Elaborazione di cartografie-prova di suscettibilità da *sinkholes* (per alcuni casi è previsto il dettaglio della scala 1:5.000).



Fig. 2 - Particolare di un cave collapse sinkhole originatosi per crollo di una cavità naturale in gesso.

3.2 Le questioni aperte: spunti di ricerca

Le analisi condotte principalmente nell'ambito della fase 4 hanno fatto emergere, entro le zone di affioramento delle successioni evaporitiche messiniane, diversi casi di evoluzione topografica negativa (estensione areale del fenomeno alla scala metrica o decametrica) con produzione di morfologie fortemente obliterate dall'attività agricola. Per queste aree non sono osservabili cavità sotterranee ma gli elementi geomorfologici raccolti lasciano pensare all'azione di processi carsici ipogei. Si tratta infatti di morfologie che si pongono a metà strada tra i *cave/cover collapse sinkholes* e i *solution sinkholes* (CRAMER, 1941; CASTIGLIONI, 1986) difficilmente definibili soprattutto a causa del modellamento antropico subito. Queste situazioni meriterebbero di divenire oggetto di indagini geognostiche e di monitoraggio atte a definire la probabilità di un'evoluzione in *sinkholes*. Esse sono state comunque classificate preliminarmente come aree subsidenti ad alto grado di suscettibilità da *sinkholes*.

Nelle medesime aree sono state rintracciate altre situazioni di difficile definizione che vedono il coinvolgimento di un *bedrock* parzialmente carsificabile in fenomeni di dissesto gravitativo che hanno dato origine a: 1) produzione di morfologie miste *cave/cover collapse sinkholes*/ scorrimenti rotazionali e 2) emergenza d'acqua. Meriterebbe per questi casi verificare l'esistenza di meccanismi genetici confrontabili con quelli responsabili di sprofondamenti del tipo *deep piping sinkholes* (LITTLEFIELD *et al.*, 1984; DERBYSHIRE & MELLORS, 1988; DERBYSHIRE *et al.*, 1991; BILLIARD *et al.*, 1992; 1993; FACENNA *et al.*, 1993; MUXUART *et al.*, 1994; CIOTOLI *et al.*, 2000; BERTI *et al.*, 2002 a, b; NISIO, 2003; NISIO *et al.*, 2005).

4. CONCLUSIONI

Il lavoro preliminare, svolto al fine di definire la suscettibilità da *sinkholes* per collasso di cavità naturali nelle Marche settentrionali, ha messo in luce una complessità geomorfologica che spinge ad approfondire e a proseguire l'analisi nell'ambito di una tematica, come quella degli sprofondamenti catastrofici, ancora poco considerata per questo territorio. L'attenzione va rivolta sia ai fenomeni carsici che interessano le successioni carbonatiche meso-cenozoiche sia a quelli rintracciabili nelle sequenze gessose del Messiniano, tuttavia la rapida evoluzione dei processi geomorfologici sui terreni gessosi ha fatto sì che su di essi si focalizzassero analisi più dettagliate.

Dalla ricerca è emerso un insieme di sistemi molto diversi tra loro dove forme poligeniche e difficilmente classificabili complicano notevolmente la definizione di suscettibilità da *sinkholes*. Va aggiunto inoltre, che i fenomeni di subsidenza che potrebbero evolversi in *sinkholes* hanno subito negli ultimi 55 anni ripetute oblitterazioni antropiche legate principalmente alla pratica agricola, rendendo ancor più difficile la definizione del fenomeno.

BIBLIOGRAFIA

- BERTI G., CANUTI P. & CASAGLI N. (2002 a) – *Voragini e sprofondamenti nel territorio nazionale: analisi morfometrica di alcuni casi caratteristici in aree appenniniche*. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 200, GR, regione Toscana, 71-81.
- BILLIARD A., MUXART T., DERBYSHIRE E., WANG J.T. & DIJKSTRA T.A. (1992) – *Les glissements de terrain induits par le loess de la province de Gansu, Chine*. Annales de Géographie, **566**, 495-515.
- BILLIARD A., MUXART T., DERBYSHIRE E., WANG J.T. & DIJKSTRA T.A. (1993) – *Landsliding and land use the loess of Gansu Province, Chine*. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band, **87**, 117-131.
- CASTIGLIONI G.B. (1986) – *Geomorfologia*. Opere UTET di geografia e discipline affini; pp 436.
- CIOTOLI G., DI FILIPPO M., NISIO S. & ROMAGNOLI C. (2000) – *La Piana di S. Vittorino: dati preliminari sugli studi geologici, strutturali, geomorfologici, geofisici e geochimici*. Mem. Soc. Geol. It., **56**, 297-308.
- CRAMER H. (1941) – *Die Systematik der Karstdolinen*. Neues Jb. Miner. Geol. Paläont., **85**, 293-382.
- CUCCHI F., FORTI P. (1990) – *Evoluzione Speleogenetica del Complesso Carsico Grotta del Fiume – Grotta del Vento (San Vittore, Genga – Marche)* - Memorie Istituto Italiano di Speleologia serie II, **4**, 143-154.
- DERBYSHIRE E. & MELLORS T.W. (1988) – *Geological and Geotechnical characteristic of some loess and loessic soil from China and Britain: a comparison*. Engineering Geology, **25**, 135-175.
- DERBYSHIRE E., WANG J., JIN J., BILLIARD A., EGEL Y., KASSER M., JONES D.K.C., MUXART T. & OWEN L. (1991) – *Landslide in the Gansu loess of China*. Catena Supplement, **20**, 119-145.
- FACCENNA C., FLORINDO F., FUNICELLO R. & LOMBARDI S. (1993) – *Tectonic setting and Sinkhole Features: case histories from western central Italy*. Quaternary Proceeding n. **3**, 47-56.
- FINOTELLI F., GIRALDI E., PINI G.A. (1986) – *Genetical Analyses of natural cavities in the Messinian evaporites of the Bologna area (Italy). I - Spipola cave (Spipola-Acqua Fredda Karst System)*. Atti "Int. Symp. on Evaporite Karst, Bologna, p. 247-257.

- FORD D. & WILLIAMS P. W. (1989) – *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, London, pp. 601.
- FORTI P. (1987a) – *Fenomeni carsici nei gessi dell'Emilia-Romagna*. *Nat. e Montagna* 1, p. 13-22.
- FORTI P., FRANCAVILLA F. (1988) – *Hydrodynamics and hydrochemical evolution of gypsum karst aquifers: data from the Emilia-Romagna region*. *IAH 21 st Congress, Guillon, China, vol. 1, p. 219-224*.
- FORTI P., FRANCAVILLA F., PRATA E., RABBI E., GRIFFONI A. (1987) – *Evoluzione idrogeologica dei sistemi carsici dell'Emilia-Romagna: 3-Il complesso carsico Rio Stella-Rio Basino (Riolo Terme)* *Atti XV Congr. Naz. Spel., Castellana Grotte, p. 349-368*.
- GALDENZI S., & MENICETTI, M. (1995) – *Occurrence of hypogenic caves in a karst region: examples from central Italy*. *Environmental Geology*, **26**, 39-47.
- GALDENZI S., MENICETTI M. & FORTI P. (1997) – *La corrosione di placchette calcaree ad opera di acque sulfuree: dati sperimentali in ambiente ipogeo*. *Proceedings, International Congress of Speleology, 12th, Le Chaux-de-Fonds, Switzerland: Basel*, **1**, 187-190.
- GALDENZI S., MENICETTI M., SARBU S. & ROSSI A. (1999) – *Frasassi caves: a biogenic hypogean karst system*. *Proceedings European Conference Karst 99, Etudes de Géographie physique*. CAGEP, Université de Provence, Suppl. XXVIII: 101-106.
- GALDENZI S. & SARBU S.M. (2000) – *Chemosintesi e speleo-genesi in un ecosistema autotrofico ipogeo: i rami sulfurei delle grotte di Frasassi (Italia centrale)*. *Le Grotte d'Italia*, **1**, 3-18.
- GALDENZI S. (2001) – *L'azione morfogenetica delle acque sulfuree nelle Grotte di Frasassi, Acquisanta Terme (Appennino marchigiano - Italia) e di Movile (Dobrogea- Romania)*. *Le Grotte d'Italia*, **2**, 49-61.
- GALDENZI S. & MARUOKA T. (2003) – *Gypsum deposits in the Frasassi Caves, central Italy*. *Journal of Cave and Karst Studies*, **65**, 111-125.
- LITTLEFIELD J.R., CULBRETH M.A., UPCHURCH S.B. & STEWART M.T. (1984) – *Relationship of modern sinkhole development to large scale-pholinear features*. In: Beck Barry F. (1984), *Sinkholes: their geology, engineering & environmental impact*. [Ed.] A.A. Balkema/Rotterdam/Boston.
- MUXART T., BILLARD A., DERBYSHIRE E. & WANG J. (1994) – *Variation in runoff on steep unstable loess slopes near Lanzhou, China: initial results using rainfall simulation*. In: M. J. Kirby, "Process models and theoretical geomorphology" (1994), 337-355.
- 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., CARAMANNA G. & CIOTOLI G. (2005) – *Sinkholes hazard in Italy: first results on the inventory and analysis of some case studies*. *General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, April 24 to 29; Geophysical Research Abs.* **7**, 03922, 2005
- SARBU S. M., GALDENZI S., MENICETTI M. & GENTILE G. (2000) – *Geology and biology of Grotte di Frasassi (Frasassi Caves) in Central Italy, an ecological multi-disciplinary study of a hypogenic underground karst system*. In: Wilkens H., Culver D., Humphreys S. (Eds.), *Ecosystems of the World: Subterranean Ecosystems*. Volume 30: Oxford, Elsevier Science, 361-381.