

SESSIONE 6
SISTEMI DI MONITORAGGIO
E TECNICHE D'INTERVENTO

MONITORAGGIO IDROGEOLOGICO ED AMBIENTALE DEL POZZO DEL MERRO (ROMA)

di Buccomino G., Capecchi P., Vecchio M., Vinci M. & Gazzella R.

Provincia di Roma, Dip.to V – Servizio 1 “Ambiente (aree protette – parchi regionali)”

ABSTRACT

The “Pozzo del Merro” sinkhole is located in the “Macchia di Gattaceca e Macchia del Barco” wildlands, a protected area a few kilometres outside of the city of Rome (Central Italy), in the western part of the Cornicolani Mountains.

This area is managed by the Province of Rome – Environmental Service (protected areas – regional parks).

The management and conservation of the “Pozzo del Merro” ecosystem is part an institutional role within the Administration, namely a public agency for “protection of flora and fauna and improvement of geological resources”.

Preliminary data derived from hydrogeological, botanical and zoological analyses suggests a vulnerability of this delicate sinkhole ecosystem to invasion from *Salvinia molesta* D.S. Mitchell, a fern free-floating aquatic alien specie.

This report describes the intervention of manual removal of salvinia from the sinkhole. The area is momentarily accessible only for study and research, and visits from the general public are not permitted, ensuring both personal safety and protection of the natural environment.

1. INTRODUZIONE

Il *sinkhole* del Pozzo del Merro si trova a pochi chilometri dalla città di Roma ed è compreso nel territorio del comune di Sant’Angelo Romano, nella parte occidentale dei Monti Cornicolani (Coord. geog. : Lat 42°02’21” Nord, Long. 12°40’50” Est).

Le recenti esplorazioni scientifiche speleosubacquee effettuate con l’ausilio di R.O.V. (Remote Operated Vehicle) dotato di telecamera, hanno permesso di constatare che il diametro medio superficiale di circa 110 metri si restringe a meno di 20 metri poco sotto la superficie dell’acqua; la voragine prosegue con un condotto con pareti subverticali fino alla profondità di 450 m, dal livello di campagna, di cui 392 allagati (CARAMANNA, MALATESTA 1998 in MECCHIA *et al.*, 2003). Il Pozzo del Merro viene ritenuto il più profondo *sinkhole* allagato al mondo (CARAMANNA e GARY, 2004); per le sue peculiarità è stato inserito nel Progetto di censimento nazionale dei Geositi dell’ISPRA, nel Catasto delle grotte del Lazio con la sigla La 32 - Pozzo del Merro (MECCHIA *et al.*, 2003), proposto come geosito regionale (CRESTA *et al.*, 2005) ed incluso nell’elenco dei siti geologici di importanza regionale istituiti con D.G.R. n. 859 del 13/11/2009.

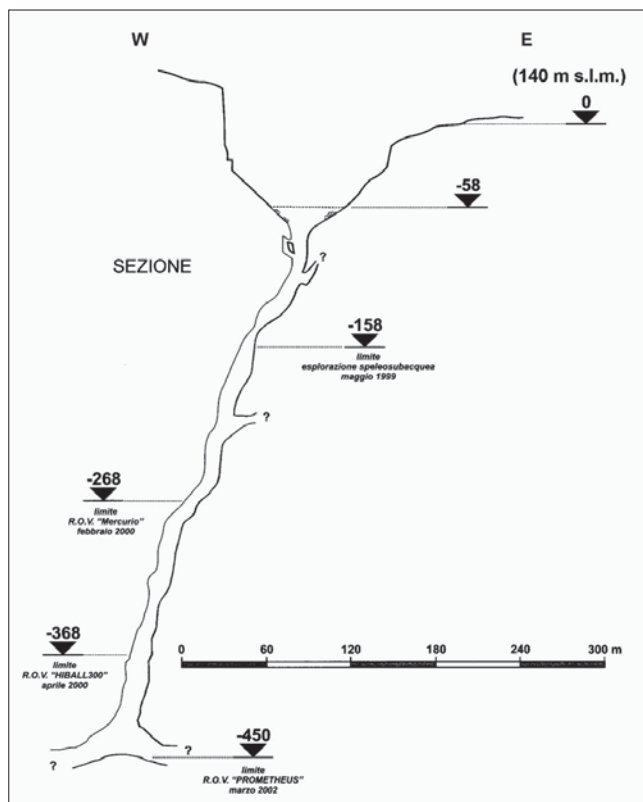


Fig. 1 - Sezione topografica del Pozzo del Merro (Rilievo di Caramanna, Malatesta, 1998 aggiornato in: Mecchia et al., 2003).

Il Pozzo del Merro è parte integrante della Riserva Naturale della Macchia di Gattaceca e Macchia del Barco che si estende complessivamente per 996,00 ha tra la valle del Tevere ed i Monti Cornicolani, nel territorio dei comuni di Mentana, Monterotondo e Sant'Angelo Romano. La gestione della Riserva, istituita con Legge regionale n. 29 del 6 ottobre 1997, è stata affidata con la stessa norma alla Provincia di Roma che ha il compito di gestire complessivamente 5 Riserve ed 1 Monumento anche attraverso programmi e progetti di tutela dell'ambiente nelle sue componenti biotiche (Flora e Fauna) e abiotiche (singolarità geologiche e formazioni paleontologiche). Tali competenze vengono ribadite nel D.lgs. 267 del 18 agosto 2000 e contenute nel Piano Territoriale Provinciale Generale che determina gli indirizzi generali di assetto del territorio.

Il competente Servizio Ambiente (aree protette - parchi regionali) ha avviato alcune attività per la gestione e il monitoraggio scientifico di questo geosito non limitandosi al singolo aspetto idrogeologico, ma con una visione ecosistemica diretta ad analizzare anche gli aspetti biotici del sito. Infatti, la particolare morfologia del Merro determina un aspetto floristico e vegetazionale che si distingue dal paesaggio collinare circostante dominato da lembi residuali di bosco di cerro (*Quercus cerris* L.), e una componente faunistica tipica degli ambienti umidi.

2. MONITORAGGIO IDROGEOLOGICO

Il Pozzo del Merro rappresenta una *finestra* sulla falda carsica regionale dell'idrostruttura cornicolana le cui acque transitano lentamente verso Sud, alimentando le sorgenti termali di Bagni di Tivoli e in subalveo il fiume Aniene.

Le acque del lago del Merro, apparentemente immobili, si muovono in realtà con una velocità valutabile da alcuni centimetri ad alcuni decimetri al giorno, seguendo nel corso dell'anno la fluttuazione regolare della superficie piezometrica della falda regionale (BONO *et al.*, 2001).

Osservazioni condotte fin dal 1998 hanno evidenziato una sostanziale stabilità del livello del lago, che si identifica con la superficie piezometrica, con modeste oscillazioni stagionali nel corso dell'anno idrologico. A partire dal 2004 si è riscontrato un drastico abbassamento del livello dell'acqua all'interno del Pozzo, in sintonia con un più generale abbassamento della falda che lo alimenta, evidenziando una situazione di stress per la falda basale (CARAMANNA, 2009).

A partire da ottobre 2008 è stata avviata una collaborazione con l'Ufficio Idrografico e Mareografico, Dip.to Ambiente, Territorio e Cooperazione tra i Popoli, della Regione Lazio per il monitoraggio delle acque sotterranee nel Pozzo del Merro.

Per valutarne i cambiamenti indotti sull'intero ecosistema del Pozzo e poterli correlare ai fenomeni similari verificatisi nei territori limitrofi di Guidonia e Tivoli Terme, è stato installato un piezometro per la misurazione del livello dell'acqua e della temperatura con cadenza di sei ore.

Le misurazioni della stazione remota, che entra a far parte della rete di monitoraggio delle acque sotterranee regionali, vengono teletrasmesse con tecnologia GSM/SMS all'Ufficio Idrografico e Mareografico Regionale per la validazione, l'archiviazione e la pubblicazione.

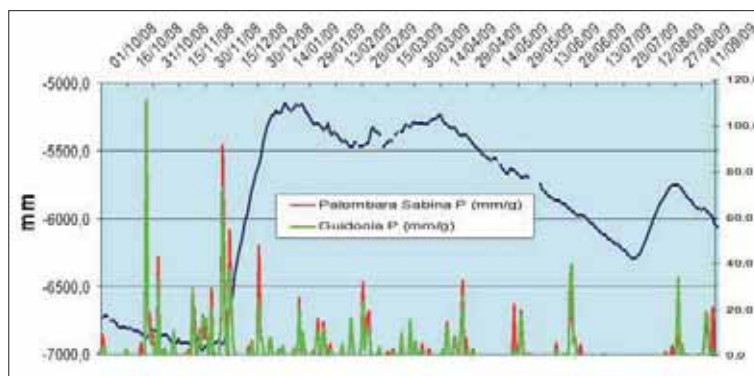


Fig. 2 - Grafico delle medie giornaliere del livello dell'acqua nel Pozzo del Merro

Il grafico delle medie giornaliere del livello dell'acqua (Fig. 2) evidenzia un tempo di infiltrazione in falda di circa 45 giorni; il fenomeno trova conferma nel primo picco conseguente alle abbondanti precipitazioni autunnali registrate nelle due stazioni termopluviometriche di Palombara Sabina e Guidonia. Il secondo picco che si verifica nel periodo estivo non è correlabile a fenomeni naturali, quanto presumibilmente all'interruzione degli emungimenti operati dalle numerose attività industriali e minerarie diffuse nel territorio limitrofo.



Fig. 3 – Grafico delle medie giornaliere della temperatura dell'acqua [°C]

Il grafico di Fig. 3 conferma un andamento regolare della temperatura dell'acqua con oscillazione stagionali di 1,5 °C rilevata a circa 5 m di profondità dalla superficie.

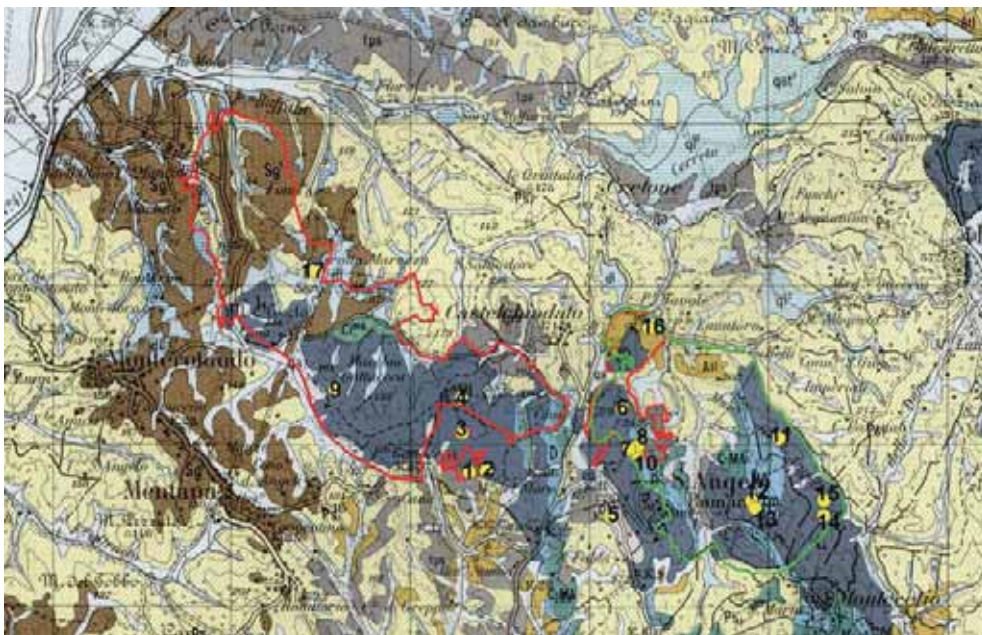


Fig. 4 – Rappresentazione cartografica delle cavità carsiche dei Monti Cornicolani nella Riserva Naturale Macchia di Gattaceca e Macchia del Barco (in rosso il perimetro proposto) e nel Sito di Importanza Comunitario "Macchia di S. Angelo Romano" (in verde) : 1 – Sinkhole Pozzo del Merro; 2 – Pozzo Sventatore; 3 – Le Carceri; 4 – Pozzo Monte San Francesco; 5 – Bocca del Marraone; 6 – Grotta Bosco Nardi; 7 – I Fossi uno; 8 – I Fossi due; 9 – Dolina via Gattaceca; 10 – i Fossi tre; 11 – Fossa vota; 12 – Grotta di Fossavota; 13 – Sventatoio Poggio Cesi; 14 – La Bucaccia; 15 – Valle Lupara; 16 – Colle Giochetto; 17 – Grotta Marozza [dati rilevati e bibliografici da AA. VV., 1970; Mecchia et al., 2003; Cresta et al., 2005; Pirro, 2007] base cartografica stralcio della "Carta litostratigrafia" (Ventriglia, 1990).

3. MONITORAGGIO BOTANICO

La vegetazione del Pozzo del Merro si differenzia completamente dal contesto paesaggistico circostante dominato da boschi di cerro (*Quercus ilex*) e roverella (*Q. pubescens*) nelle aree calcaree ben esposte, e farnetto (*Q. frainetto*) negli avvallamenti più freschi ed umidi. La depressione del *sinkhole* determina una doppia esposizione delle pareti sub-verticali: nella parte esposta prevalentemente a Sud si è insediata una vegetazione a sclerofille tipica della "macchia mediterranea", mentre nella parte superiore in ombra è presente un boschetto dominato da leccio (*Q. ilex*) con roverella e carpino nero (*Ostrya carpinifolia*), sostituito nelle parti più basse da una boscaglia a acero (*Acer campestre*), albero di Giuda (*Cercis siliquastrum*), bagolaro (*Celtis australis*), fico (*Ficus carica*), nocciolo (*Corylus avellana*), alloro (*Laurus nobilis*) e sambuco (*Sambucus nigra*). Nel corso dei sopralluoghi effettuati sono state rinvenute alcune felci tipiche degli ambienti sciafili: *Phyllitis scolopendrium*, *Polystichum setiferum*, *Asplenium trichomanes* subsp. *quadrivalens*, *Polypodium cambricum* subsp. *serrulatum* e *Asplenium onopteris*.

Nel 2003 GIARDINI segnala che la superficie del lago all'interno del Pozzo del Merro è stata colonizzata da *Salvinia molesta* D.S. Mitch., una pteridofita acquatica perenne originaria del Brasile altamente infestante, che si è rapidamente sostituita alla *Lemna minor*, alterando in maniera considerevole le caratteristiche ambientali della superficie idrica. Questa pianta immessa accidentalmente nel sito, commercializzata a scopo ornamentale per stagni, laghetti artificiali ed acquari, è da considerare come una vistosa forma di inquinamento biologico in grado di alterare sia gli scambi gassosi che la penetrazione della luce nello strato più superficiale dell'ambiente acquatico del Pozzo. Allo scopo di evitare danni alle biocenosi originariamente presenti viene suggerito all'ente gestore di rimuovere questa specie dalle acque del lago nel più breve tempo possibile (GIARDINI, 2004), attraverso misure di controllo ampiamente sperimentate in Africa e Asia (THOMAS, ROOM, 1986) e Nord America (JULIEN *et al.*, 2002).

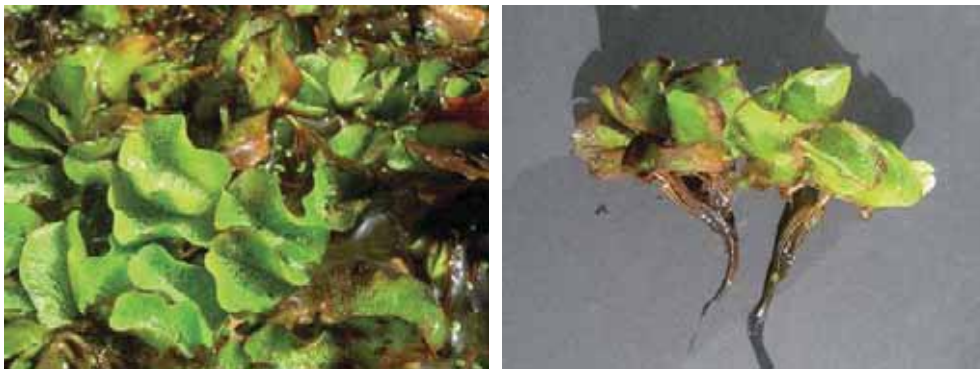


Fig. 5 - *Salvinia molesta* D.S. Mitch.

Il Servizio "Ambiente (aree protette - parchi regionali)" - Dip.to V dell'Amministrazione Provinciale di Roma, con il supporto scientifico del Dipartimento di Biologia dell'Università di Roma "Tor Vergata", ha attivato una procedura di eradicazione della *Salvinia molesta*, con l'intento di ripristinare le condizioni dell'habitat originario, effettuando l'asportazione con ripetuti interventi di rimozione manuale.

Tale attività costituisce un primo esempio di eradicazione di piante esotiche invasive rinvenute in Italia, reso unico per le particolarità idrogeologiche del sito. Le operazioni si sono svolte con l'ausilio del Nucleo Sommozzatori e Speleo Alpino Fluviale dei Vigili del Fuoco di Roma, che già in passato si sono resi protagonisti nelle esplorazioni subacquee che hanno misurato la profondità della voragine (ROSA, 2003).

Intervento	Data	Quantità
I	06/03/2009	4-5 m ³
II	11/06/2009	190 plantule
III	31/07/2009	235 plantule
IV	10/09/2009	4 plantule
V	14/10/2009	-

Fig. 6 – Cronologia e quantità interventi di eradicazione manuale di *Salvinia molesta* D.S. Mitch. nel Pozzo del Merro (Riserva Naturale della Macchia di Gattaceca e Macchia del Barco)

4. MONITORAGGIO ZOOLOGICO

In convenzione con il Laboratorio di Acquacoltura ed Ecologia Sperimentale del Dipartimento di Biologia e con il Dipartimento di Neuroscienze dell'Università di Roma "Tor Vergata" è stato avviato nel 2007 un progetto di ricerca basato sulla multidisciplinarietà e l'interconnettività che, attraverso il monitoraggio della componente zoologica, consentisse di conoscere il grado di disturbo arrecato alle popolazioni animali dai recenti cambiamenti manifestatisi nel geosito. In particolare si voleva indagare se la comparsa della felce infestante di origine brasiliana (*Salvinia molesta* D.S. Mitch.) avesse alterato la popolazione animale del sito.

I campionamenti sono stati effettuati sia prima che dopo la rimozione della felce ma con modalità diversa in quanto l'estesa copertura della pteridofita ha consentito solo campionamenti subacquee, mentre successivamente alla sua eradicazione sono stati possibili campionamenti di superficie con retini.

I campionamenti subacquee, realizzati in 5 diversi periodi dall'aprile 2007 alla fine del 2008, sono stati condotti tramite osservazione diretta, cattura manuale ed, in profondità, con micro-nasse.

Le immersioni subacquee hanno evidenziato una netta stratificazione ecologica lungo la colonna d'acqua del pozzo, con presenza di popolazioni di due tritoni (*Triturus carnifex* Laurenti e *Lissotriton vulgaris* Linnaeus) esclusivamente nei primi 4-5 metri di profondità, mentre le popolazioni di artropodi si localizzano soprattutto oltre i 12 metri di profondità. I campionamenti con micro-nasse hanno confermato la presenza del *Niphargus cornicolanus* (IANNILLI, VIGNA TAGLIANTI, 2005), crostaceo anfipode stigobio endemico del Pozzo del Merro, ed un esemplare è stato catturato fino alla profondità di 74 metri (PALOZZI, 2009). Durante le stesse immersioni subacquee è stato, inoltre, catturato un esemplare di testuggine palustre di origine americana, *Trachemys scripta* (Schoepff, 1792), commercializzata a fini terraristici, che probabilmente ha svolto il ruolo di vettore per la *Salvinia*. Successivamente al primo intervento di rimozione della *Salvinia* (aprile-settembre 2009) sono stati svolti alcuni campionamenti di superficie per la cattura di esemplari di tritone al fine di determinare i rapporti tra le due specie e la tipologia di dieta (ROMANO, 2009). I



Fig. 7 – *Niphargus cornicolanus* (Iannilli, Vigna Taglianti, 2005) (Foto di R. Palozzi)

dati preliminari raccolti evidenziano una netta dominanza della specie *Triturus carnifex* rispetto a *Lissotriton vulgaris*. Inoltre, è stata segnalata la presenza del rospo comune (*Bufo bufo*), in precedenza non riportata per il Pozzo del Merro.

Dall'analisi della dieta dei tritoni è emerso un regime alimentare selettivo in cui un ruolo primario è svolto dal lepidottero piralide *Cataclysta lemnata* (Linnaeus, 1758), la cui presenza è necessariamente legata alla specie *Lemna minor*, pianta acquatica originariamente presente sulla superficie d'acqua del Pozzo del Merro, che in seguito all'eradicazione della *Salvinia* ha nuovamente ricoperto l'intera superficie.

5. CONCLUSIONI

I dati scientifici conseguiti, anche se preliminari, hanno confermato il rischio potenziale legato alla presenza infestante di *Salvinia molesta* D.S. Mitch., una pteridofita acquatica ritenuta invasiva per l'Italia (CELESTI *et al.*, 2009). In base alla Convenzione sulla Biodiversità del 1992 (ratificata in Italia con Legge n. 44/1994) è necessario prevedere ed attuare misure atte a promuovere il controllo e l'eradicazione delle specie invasive che minacciano la conservazione di ecosistemi, comunità od altre specie autoctone.

L'intervento di rimozione manuale di *Salvinia molesta* D.S. Mitch., effettuato in un ambiente così delimitato ed unico, ha di fatto ripristinato il delicato equilibrio ecologico del *sinkhole* Pozzo del Merro che, al momento, è accessibile solo per motivi di studio e ricerca mentre è precluso alla visita sia per motivi di sicurezza che di salvaguardia ambientale.

Il mantenimento dell'ecosistema "Pozzo del Merro" rientra in una strategia di gestione applicata alla conservazione della natura svolta dall'Amministrazione Provinciale di Roma nel doppio ruolo istituzionale di ente competente per la "protezione della flora e della fauna e valorizzazione dei beni geologici" ed ente gestore di "area protetta".



Fig. 8 - Pozzo del Merro (6 marzo 2009) e dopo l'intervento di eradicazione di *Salvinia molesta* D.S. Mitch. (14 ottobre 2009).

BIBLIOGRAFIA CITATA

- AA. VV., 1970 - *Carta Geologica d'Italia. Scala 1:100.000. F. 144 - Palombara Sabina.* Poligrafico dello Stato.
- BONO P., CARAMANNA G., FIORI C. a cura di, 2001 - *Progetto di ricerca didattica: Caratterizzazione idrogeologica dell'ambiente carsico nella Riserva Naturale Macchia di Gattaceca e Macchia del Barco.*
- <http://www.provincia.rm.it/ServizioAmbiente/allegati%5CTematismi%5CMerro.doc>
- CARAMANNA G., 2009 - *Indagini geologiche sul sinkhole.* In : AA.VV., *Merro Scientific Project 2007-2009. Relazione finale.* Convenzione tra la Provincia di Roma e il Dipartimento dell'Università di Roma "Tor Vergata". Inedito.
- CARAMANNA G., GARY M., 2004 - *Applicazioni di metodologie di immersione scientifica e ROV (Remote, Operated, Vehicle) nello studio geologico comparato dei due sinkholes allagati più profondi del pianeta: Pozzo del Merro (Lazio, Italia centrale), El Zacaton (Tamaulipas, Messico).* In: AA.VV. - *Primo Seminario. Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio.* APAT, 211-227.
- CELESTI-GRAPPOW L., ALESSANDRINI A., ARRIGONI P. V., BANFI E., BERNARDO L., BOVIO M., BRUNDU G., CAGIOTTI M. R., CAMARDA I., CARLI E., CONTI F., FASCETTI S., GALASSO G., GUBELLINI L., LA VALVA V., LUCCHESE F., MARCHIORI S., MAZZOLA P., PECCENINI S., POLDINI L., PRETTO F., PROSSER F., SINISCALCO C., VILLANI M. C., VIEGI L., WILHALM T. & BLASI C., 2009 - *Inventory of the non-native Flora of Italy.* Plant Biosystems **143** (2), 386-430.
- CRESTA S., FATTORI C., MANCINELLA D., BASILICI S., 2005- *La geodiversità del Lazio. Geositi e geoconservazione nel sistema delle aree protette.* Agenzia Regionale per i Parchi. Regione Lazio.
- GIARDINI M., 2003 - *Note sulla biologia, l'ecologia e le modalità di controllo di Salvinia molesta D.S. Mitchell (Salviniaceae), specie infestante nuova per il Lazio.* Riv. Idrobiol., **42** (1-3), 263-282.
- IANNILLI V. & VIGNA TAGLIANTI A., 2005 - *New data on the genus Niphargus (Amphipoda, Niphargidae) in Italy, with the description of new species of the Orcinus group.* Crustaceana, **77** (10) [2004], 1253-1261.

- JULIEN M.H., CENTER T.D., TIPPING P.W., 2002 – *Floating Fern (Salvinia)*. In: VAN DRIESCHE R., *et al.*, *Biological control of invasive plants in the Eastern United States*. USDA Forest Service Publications. (<http://www.invasive.org>)
- PALOZZI R., 2009 – *Zoologia*. In : AA.VV., *Merro Scientific Project 2007-2009. Relazione finale*. Convenzione tra la Provincia di Roma e il Dipartimento dell'Università di Roma "Tor Vergata". Inedito.
- PIRRO M., 2007 – *Gli sprofondamenti del suolo nell'area dei Monti Cornicolani (Lazio)*. In: AA. VV., *Annali 2007 Ass. Nomentana di Storia e Archeologia*, **8**, 126-133. (http://www.associazionenomentana.com/annali_2007/126-133.pdf)
- ROMANO A., 2009 – *La popolazione di tritone crestato italiano Triturus carnifex (Laurenti, 1768) nel Pozzo del Merro e osservazioni sulla sua nicchia trofica*. Convenzione tra la Provincia di Roma e il Dipartimento dell'Università di Roma "Tor Vergata". Inedito.
- ROSA C., 2003 – *Il Pozzo del Merro*. Rivista ufficiale dei Vigili del Fuoco, **3**, 11-15.
- MECCHIA G., MECCHIA M., PIRO M., BARBATI M., 2003 – *Le grotte del Lazio. I fenomeni carsici, elementi della geodiversità*. Agenzia Regionale per i Parchi. Regione Lazio.
- THOMAS P.A., ROOM P.M., 1986 – *Taxonomy and control of Salvinia molesta*. Nature, **320**: 581-584.
- VENTRIGLIA U. a cura di, 1990 – *Idrogeologia della Provincia di Roma. Regione orientale*. Amministrazione Provinciale di Roma, **4**.

MONITORAGGIO INTERFEROMETRICO CON RADAR DA TERRA IN AREA A RISCHIO SINKHOLE. L'ESEMPIO DI CAMAIORE.

di Buchignani V.¹, Binda Rossetti I.², Leva D.², Rivolta C.²

ABSTRACT

The 15th of October 1995 a sinkhole took place in the city of Camaiore, on the costal side of Tuscany. The sinkhole had a 40 meters diameter and severely damaged a three floors villa and five other buildings that in the following days had to be demolished. Luckily no one was injured.

The paroxysmal activity lasted for about 18 hours, but the involved inhabitants witnessed that some abnormal ground deformations were observed even ten days before the phenomenon.

The many geological studies performed in the Camaiore plane after the 1995 sinkhole highlighted the presence of a number of areas of vulnerability that could be hit again by a sinkhole phenomenon.

Being the progressive ground deformation the main forerunner of a sinkhole phenomenon, the local authorities decided to set up an integrated monitoring system capable to periodically analyze the ground displacements of the Camaiore plane and, in case of anomalous behaviors, to grant a preventive warning.

The core component of this integrated monitoring system is the ground based interferometric synthetic aperture radar system known as GBInSAR LiSALab©. The system was installed on a promontory facing the Camaiore plane that gave it an optimal point of view for the ground displacements measurement. Since the end of January 2007 the system started its continuous monitoring of the Camaiore plane.

This paper summarizes the main results and the considerations aroused by the nearly three years of continuous interferometric monitoring of the Camaiore plane performed by the GBInSAR LiSALab© system and the LiSALab© technology.

1. INTRODUZIONE

La piana sulla quale si ubica il centro abitato di Camaiore, in provincia di Lucca, è soggetta al rischio di fenomeni tipo "sinkhole", che si manifestano, in varie zone conosciute nel mondo, con la comparsa di voragini localizzate, causate da crolli con sprofondamento, formazione di morfologie tipiche pseudo-circolari e possibile coinvolgimento di abitazioni. Il 15 ottobre 1995 una voragine di circa 40 m di diametro si aprì improvvisamente in un'area residenziale del Comune di Camaiore, in località "Le Funi". A seguito di tale evento

1 Geologo, libero professionista, Via Capanni, 198 Lucca [LU] - tel 348 7766109, e-mail: vbuchig@tin.it,
2 Ellegi srl, Tecnocity Alto Milanese, Via XX Settembre 34, 20025 Legnano [MI] - tel/fax 0331 599 265, e-mail: info@lusalab.com

una palazzina di tre piani fu completamente inghiottita, mentre altri cinque edifici furono danneggiati irrimediabilmente e demoliti nei giorni successivi. L'attività parossistica durò circa 18 ore, ma le deformazioni del suolo erano iniziate, secondo quanto rilevato dalle informazioni dei cittadini coinvolti, almeno dieci giorni prima, successivamente ad un sisma di discreta intensità con epicentro in Lunigiana. Successivamente a questo fenomeno di crollo, sulla zona più urbanizzata della conca camaiolese sono stati eseguiti studi, in base ai quali si sono rilevate aree con evidenti carenze di massa nel sottosuolo, tali da farle ritenere strutturalmente fragili e a rischio "sinkhole".

La fragilità della zona è stata evidenziata dal gruppo di studio coordinato da V. Buchignani nei vari rapporti presentati all'Amministrazione Comunale basati su prospezioni dirette (geognostiche), prospezioni geofisiche (sismiche, geoelettriche e gravimetriche), geochimiche, su indagini idrogeologiche e su rilievi topografici. Dalle osservazioni su capisaldi di riferimento monitorati con GPS, si osserva che i punti di controllo hanno registrato movimenti verticali concentrati nel centro della conca di Camaiole dell'ordine di circa 4-5 centimetri, con un chiaro "respiro" del materasso alluvionale nei diversi periodi dell'anno, anche in funzione delle pressioni idrauliche interne. In particolare, la notevole entità dell'escursione misurata tra giugno e dicembre 2000 ha fatto registrare dei micro-lesionamenti alle strutture murarie rigide, denunciati da proprietari di abitazioni che hanno rilevato piccole crepe, disassamenti dei cancelli, lesioni ai marciapiedi ed ai muretti di recinzione particolarmente evidenti e manifestatisi soprattutto dopo gli eventi alluvionali del dicembre 2000.

Nelle aree ritenute più fragili si temono cedimenti delle strutture e degli edifici esistenti, con deformazioni iniziali del suolo comprese tra qualche millimetro ed il centimetro. E' infatti fondamentale sottolineare che l'eventuale deformazione del suolo, con evoluzione dei cedimenti progressiva, rappresenta il precursore principale dell'insorgere di un fenomeno di crollo profondo.

Il Comune, nell'ottica di porre sotto controllo in particolare i precursori del fenomeno "sinkhole", ha deciso di avvalersi di un sistema di monitoraggio integrato in grado di analizzare, con cadenza periodica, le deformazioni del suolo e, in caso di anomalie significative, di garantire un'allertamento preventivo.

La componente principale di questo sistema di monitoraggio integrato è l'interferometro SAR (radar ad apertura sintetica) con piattaforma basata a terra, chiamato sistema GBInSAR LiSALab© che dalla fine di Gennaio 2007 è stato installato in località Greppolungo, su una collina antistante l'abitato di Camaiole in modo da avere una visuale idonea per il monitoraggio delle deformazioni gravimetriche della piana.

In questo caso il sistema GBInSAR LiSALab© restituisce delle mappe bidimensionali e tridimensionali del campo di deformazione della scena osservata, che si estendono su una superficie di circa due chilometri per due chilometri che comprende gran parte dell'abitato di Camaiole. La precisione nella misura delle deformazioni è nell'ordine della frazione di millimetro. La distribuzione continua dell'informazione interferometrica, essendo di carattere spaziale anziché puntuale, migliora e semplifica l'interpretazione dell'evoluzione del fenomeno osservato fornendo una visione globale della deformazione in atto.

Il sistema GBInSAR LiSALab© è installato in un'apposita struttura utilizzata anche per ospitare i componenti elettronici ausiliari ad esso connessi, ed è stato dotato di una linea di alimentazione auto-riarmante e di un collegamento internet. Il sistema GBInSAR LiSALab© impiegato nel monitoraggio della piana di Camaiole e la tecnologia LiSALab© sono stati interamente progettati, sviluppati e gestiti dalla società Ellegi srl.

Il sistema GBInSAR LiSALab[©] è stato progettato a partire dalla tecnologia LiSA[©], inizialmente sviluppata dal Centro Comune di Ricerca (CCR) della Commissione Europea e validata in collaborazione con diversi dipartimenti universitari, sia in Italia sia all'estero, su frane ad alto rischio e di diversa topologia e su strutture differenti come ponti, dighe e monumenti artistici. La società Ellegi srl è titolare esclusiva della licenza per l'utilizzo, lo sviluppo e la commercializzazione dei servizi offerti a partire dalla tecnologia LiSA[©]. L'articolo ha la seguente struttura. Il paragrafo 2 riassume il principio di funzionamento del sistema LiSALab[©] e introduce la tecnica dell'interferometria SAR da terra. Il paragrafo 3 riporta invece una breve descrizione delle caratteristiche del sistema di monitoraggio e delle strutture preposte all'installazione del sistema GBInSAR LiSALab[©]. I prodotti del sistema GBInSAR LiSALab[©] ed i risultati del monitoraggio delle deformazioni della piana di Camaiole sono descritti nel paragrafo 4. L'articolo si conclude al paragrafo 5 dove sono riassunti i risultati principali e le considerazioni tratte dai risultati dei quasi tre anni di monitoraggio continuo della piana di Camaiole tramite il sistema GBInSAR LiSALab[©] e la tecnologia LiSALab[©].

2. IL SISTEMA GBInSAR LISALAB[©] E LA TECNOLOGIA LISALAB[©]

Il sistema GBInSAR LiSALab[©] (*Ground Based Interferometric Synthetic Aperture Radar, Linear Synthetic Aperture radar*) è un radar ad apertura sintetica con sensore posizionato a terra. Esso è costituito da un radar con due antenne, una trasmittente ed una ricevente, fissato su una slitta che si muove su di un binario rettilineo, realizzando così l'apertura sintetica. La lunghezza del binario varia da 1 a 4 m in base alla risoluzione spaziale richiesta. La componente a microonde del sistema, che può utilizzare frequenze sino a 18 GHz, è costituita da uno scatterometro ad onda continua a scansione di frequenza. Lo schema in Figura 1 mostra la configurazione di misura. La posizione di ciascun punto P dell'oggetto osservato è data nell'immagine SAR in termini delle coordinate di azimut e *range*. La direzione di azimut x è individuata dal binario mentre quella di *ground-range* y dalla direzione ortogonale ad x contenuta nel piano $z=0$ (si veda la Figura 1). La direzione di *range* r è invece data dalla congiungente il punto P osservato con il centro del binario. La qualità dell'informazione contenuta nelle immagini SAR è data dalla risoluzione spaziale, ossia dalle dimensioni spaziali della più piccola porzione di area distinguibile nell'immagine. Minori sono queste dimensioni, maggiore è la risoluzione del sistema GBInSAR LiSALab[©]. La risoluzione spaziale delle immagini nelle direzioni di "*range*", Δr e azimut Δx (direzione detta anche di "*cross-range*") è data da:

$$\Delta r = \frac{c}{2B_f}$$

$$\Delta x = \frac{\lambda r}{2L}$$

dove c è la velocità della luce, B_f la larghezza di banda utilizzata dal sistema, L l'apertura sintetica, λ la lunghezza d'onda del segnale a microonde utilizzato ed r la distanza di P dal centro del binario. La risoluzione in *range* è la stessa sull'intera immagine, mentre quella in azimut dipende dalla distanza dell'area in esame. Tipicamente sono ottenibili risoluzioni di circa 4 metri ad un chilometro di distanza. Le risoluzioni migliorano notevolmente nel monitoraggio a breve

raggio, arrivando nell'ordine dei centimetri a qualche decina di metri di distanza. Questa ultima caratteristica è particolarmente gradita nel campo del monitoraggio degli spostamenti o cedimenti di grandi strutture quali dighe, ponti o monumenti artistici.

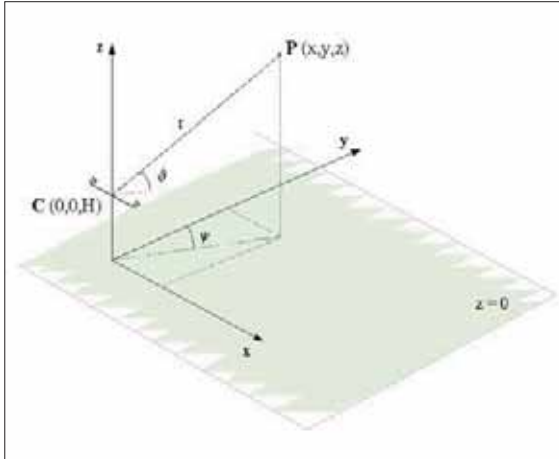


Figura 1: Configurazione di misura del sistema GBInSAR LiSALab©. Le antenne TX/RX sono spostate lungo il binario la cui lunghezza fornisce l'apertura sintetica del radar. La direzione di azimut (x) coincide con quella del binario mentre quella di range (y) è perpendicolare ad esso.

Se la porzione di area monitorata subisce uno spostamento, è possibile valutarne l'entità con precisioni inferiori al millimetro, sfruttando l'informazione connessa alla fase del segnale a microonde. Questa estrema sensibilità è dovuta al fatto che gli spostamenti sono direttamente correlati con la fase del segnale ricevuto ed è possibile valutarne quantitativamente l'entità, mediante le tecniche interferometriche.

La configurazione interferometrica LiSALab© prevede la ripresa di immagini radar a tempi differenti, ma esattamente dalla stessa posizione. Ciò consente di misurare con una accuratezza inferiore al millimetro lo spostamento d del terreno, intercorso nell'intervallo di tempo fra le due acquisizioni, a partire dalla conoscenza della lunghezza d'onda λ e della differenza di fase φ misurata dal radar mediante la seguente formula:

$$d = \frac{\lambda}{4\pi} \varphi$$

Ogni frangia dell'immagine di fase φ corrisponde a uno spostamento d del terreno misurato lungo la direzione di osservazione del radar e pari a mezza lunghezza d'onda λ del radar (LEVA *et al.*, 2003a, LEVA *et al.*, 2003b). Questa proprietà consente una facile e rapida interpretazione delle mappe di deformazione fornite dal sistema.

Il sistema GBInSAR LiSALab© è concepito per il controllo a distanza e in continuo. La cadenza ravvicinata delle misure (10-15min) permette a questo sistema di fornire utili indicazioni in merito a importanti parametri quali velocità e accelerazione dei movimenti franosi o delle deformazioni strutturali. La possibilità di intervenire direttamente sulla frequenza temporale dei cicli di misura, inoltre, consente di adeguare costantemente il sistema all'evoluzione del fenomeno monitorato.

La tecnologia LiSA© è stata usata in numerose campagne di misura, come nel monitoraggio della riproduzione della facciata del palazzo Geraci, nel collaudo statico di una passerella pedonale in cemento armato, nel monitoraggio della diga di Ridracoli in Romagna e nel monitoraggio delle frane del Passo Gottardo in Svizzera, del Ruinon in Lombardia, del monte Tessina in Veneto, di Schwaz in Austria, di Ceriana in Liguria, di Fiorenzuola in Toscana, di Salice d'Ulzio in Piemonte, di Rocca Pitigliana in Emilia, di Cortenova in Lombardia, sull'isola di Stromboli e sul vulcano Etna in Sicilia. Nei casi della frane di Fiorenzuola, Cortenova e di Stromboli, le applicazioni hanno avuto un carattere di servizio operativo a supporto delle attività di Protezione Civile dei servizi Nazionale e/o Regionale.

L'utilizzo del sistema GBInSAR LiSALab© è inoltre particolarmente indicato per il monitoraggio della stabilità delle pareti di cave [LEVA *et al.*, 2004]. Tutte le applicazioni descritte in precedenza si basano su una configurazione interferometrica detta zero-baseline. Questo vuol dire che l'informazione sulla deformazione superficiale dell'oggetto osservato è ottenuta elaborando due immagini SAR acquisite dal sistema con una singola antenna ricevente, mentre il sensore radar si muove lungo il binario. Tuttavia, è anche possibile impiegare una versione avanzata del sistema GBInSAR LiSALab© con due antenne riceventi. La distanza tra le due antenne riceventi è detta baseline. Questa configurazione interferometrica, caratterizzata da una "visione stereoscopica", è particolarmente adatta per l'ottenimento di Modelli Digitali del Terreno di elevata precisione [NICO *et al.*, 2004]. Queste due configurazioni interferometriche possono essere impiegate contemporaneamente per misurare le deformazioni causate da frane molto veloci su una scala temporale di poche ore o giorni usando la configurazione interferometrica *zero-baseline* ed individuare le aree nelle quali, si sono verificate delle importanti variazioni morfologiche per mezzo della configurazione interferometrica stereoscopica [ANTONELLO *et al.*, 2004].

3. IL SISTEMA GBINSAR LISALAB© DI CAMAIORE

Il Comune di Camaiole, nell'ottica di porre sotto controllo in particolare i precursori del fenomeno tipo *sinkhole*, ha deciso di implementare un sistema di monitoraggio in grado di analizzare con continuità spaziale e temporale le deformazioni del suolo e, in caso di anomalie significative, di garantire un allertamento.

Il componente principale di questo sistema di monitoraggio è l'interferometro radar da terra GBInSAR LiSALab©. Il sistema GBInSAR LiSALab© è stato installato in località "Grep-polungo", su una collina antistante l'abitato di Camaiole.

Il punto d'installazione del sistema è stato scelto in modo da coprire un'area visibile al sistema che includa gran parte dell'abitato di Camaiole. Inoltre, dato che il sistema GBInSAR LiSALab© misura la componente degli spostamenti reali lungo la propria linea di vista [LOS - Line Of Sight], il punto di installazione del sistema è stato scelto anche in modo da avere il LOS del sistema quanto più prossimo alla direzione attesa degli spostamenti, che nel caso di fenomeni di tipo *sinkhole* è ipotizzata lungo l'asse verticale.

Dalla postazione scelta per il sistema GBInSAR LiSALab© l'area visibile al sistema ha un'estensione di circa 2 km per 2 km (Figura 2).

Il servizio di monitoraggio effettuato è di tipo "Permanent Monitoring". Ciò sta a significare che il sistema GBInSAR LiSALab© dovrà acquisire dati ininterrottamente (salvo interruzioni dovute alla rete di alimentazione e/o comunicazione) per la durata complessiva di 3 anni a partire dal 31 Gennaio 2007, pertanto per proteggere il sistema e gli apparati elettronici ad esso collegati, è stata edificata una costruzione apposita sita al lato della strada (Fig. 3).



Fig. 2 - Foto aerea del Comune di Camaione, il quadrato bianco, che misura all'incirca due chilometri di lato, racchiude l'area osservabile dal sistema GBInSAR LiSA e la croce bianca ne indica il punto di installazione sito in località Greppolungo.

Il sistema è stato installato alla fine di Gennaio 2007, ed a partire da Febbraio 2007 misura in continuo gli spostamenti superficiali del terreno della piana di Camaione. Il sistema è collegato ad una linea di alimentazione auto-riarmante ed ad una linea di comunicazione internet in modo da permettere l'accesso al sistema per la gestione in remoto, il trasferimento dei dati e la pubblicazione di questi ultimi su una apposita pagina web che garantisce la visibilità ed il monitoraggio quasi real time dello scenario osservato. La supervisione ed il controllo del sistema sono effettuati in remoto senza la necessità di tecnici presenti fisicamente in loco.



Fig. 3 - Foto della costruzione edificata in località Greppolungo per ospitare il sistema GBInSAR LiSALab e gli apparati elettronici ad esso connessi. A partire da Febbraio 2007 il sistema misura in continuo gli spostamenti superficiali del terreno della piana di Camaione.

4. RISULTATI

In questo paragrafo sono mostrati i risultati delle misure effettuate dal sistema GBInSAR LiSALab© preposto al monitoraggio degli spostamenti superficiali del terreno della piana di Camaiore a partire da Febbraio 2007.

Il sistema GBInSAR LiSALab© installato a Camaiore è in grado di produrre un'immagine radar ad apertura sintetica (SAR) come quella presentata in Figura 4, ogni 12 minuti circa. L'immagine SAR presentata, chiamata immagine SAR in potenza, mostra la mappa dell'energia riflessa dagli oggetti presenti nella scena osservata relativizzata al massimo segnale riflesso misurato. I valori sono adimensionali ed espressi in scala logaritmica (dB). Le regioni gialle sono quelle che riflettono meglio le onde elettromagnetiche, mentre quelle blu sono le regioni che presentano una riflettività minore a causa della geometria dello scenario stesso o a causa del materiale di cui sono composte. In questa immagine in potenza è chiara la dislocazione delle strutture antropiche presenti nello scenario di misura, le quali rispondono molto bene alle onde elettromagnetiche e sono pertanto identificate dai colori giallo e rosso.

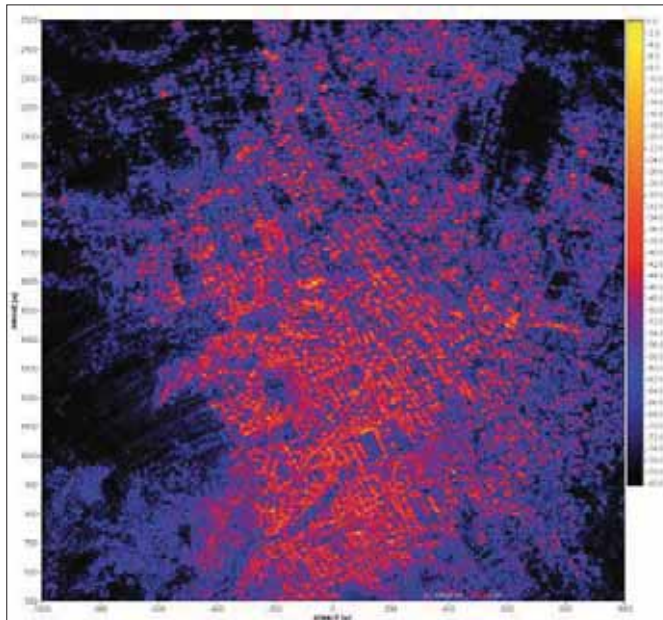


Fig. 4 - Immagine SAR in potenza del comune di Camaiore. Le regioni nere sono quelle in ombra per motivi geometrici o che riflettono peggio le onde elettromagnetiche a causa dei materiali che le costituiscono.

Lo schema di Figura 5 mostra la griglia di risoluzione che caratterizza le immagini SAR prodotte con i parametri di misura ottimizzati per questa specifica applicazione. Esse sono state acquisite usando una configurazione interferometrica *zero-baseline*. L'estensione dell'area monitorata è di 2000 m sia nella direzione azimut che in quella *range*. La risoluzione spaziale delle immagini SAR è di 2,5 m nella direzione *range*, mentre la risoluzione nella direzione azimut varia da 1,3 m nelle aree vicine (ovvero ad una distanza di 500 m dal sistema) a 6,3 m nelle aree lontane (ovvero ad una distanza di 2500 m dal sistema).

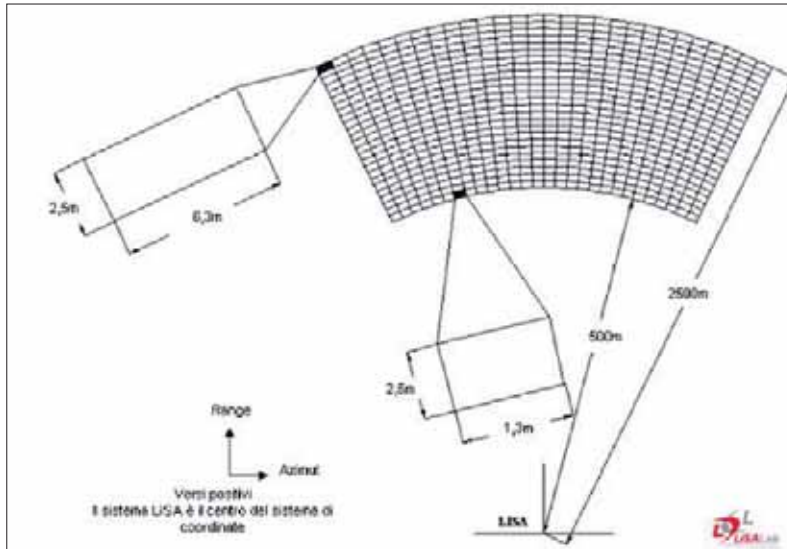


Fig. 5 - Griglia di risoluzione delle immagini SAR prodotte dal sistema GBInSAR LiSALab© preposto al monitoraggio della piana di Camaiore.

Avendo a disposizione un modello d'elevazione digitale del terreno (DEM), il sistema GBInSAR LiSALab© è in grado di produrre delle immagini SAR tridimensionali dello scenario osservato georeferenziate sul DEM stesso. In Figura 6 sono mostrate una pianta ed una foto aerea del Comune di Camaiore con sovrimposta l'immagine SAR in potenza. Nella mappa con la foto aerea sono anche mostrate le sagome di alcune regioni antropizzate.

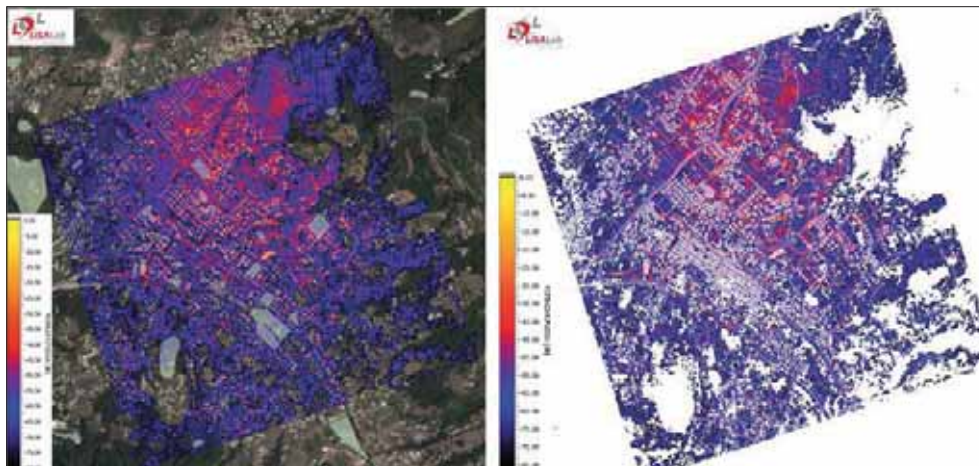


Fig. 6 - Pianta del Comune di Camaiore con sovrimposta l'immagine in potenza SAR [sinistra] e foto aerea del Comune di Camaiore con sovrimposta l'immagine in potenza SAR e le sagome delle regioni antropizzate [destra].

Come già descritto nel secondo paragrafo di questo articolo, ad ogni pixel di queste immagini è associato un valore di ampiezza ed un valore di fase.

Dal confronto dei valori di fase di due immagini SAR acquisite in istanti di tempo differenti, per ogni pixel dell'immagine il sistema è in grado di ricavare gli spostamenti avvenuti nel lasso di tempo intercorso.

Si ottengono pertanto delle mappe di spostamento che forniscono un'informazione distribuita e multi temporale degli spostamenti misurati.

In Figura 7 è mostrata una mappa di spostamento della piana di Camaiore relativa ad un periodo di osservazione di circa 970 giorni. In questa rappresentazione il colore rosso identifica le aree stabili, il colore blu indica spostamenti in avvicinamento lungo il LOS del sistema (e quindi innalzamenti) ed il colore giallo indica spostamenti in allontanamento lungo il LOS del sistema (e quindi sprofondamenti). Si tenga però presente che questo tipo di rappresentazione non è immune dal problema dell'arrotondamento di fase (phase wrapping) che è causato dalla ciclicità dei valori di fase delle onde elettromagnetiche generate dal sistema GBInSAR LiSALab©.

L'arrotondamento di fase rende più difficoltosa l'interpretazione delle mappe di spostamento e può anche portare ad errori nella lettura degli spostamenti stessi in quanto uno stesso valore di fase può indicare sia un certo valore di spostamento S che tutti gli spostamenti che si trovano ad una distanza pari a $S \pm$ un numero intero di mezze lunghezze d'onda del segnale utilizzato.

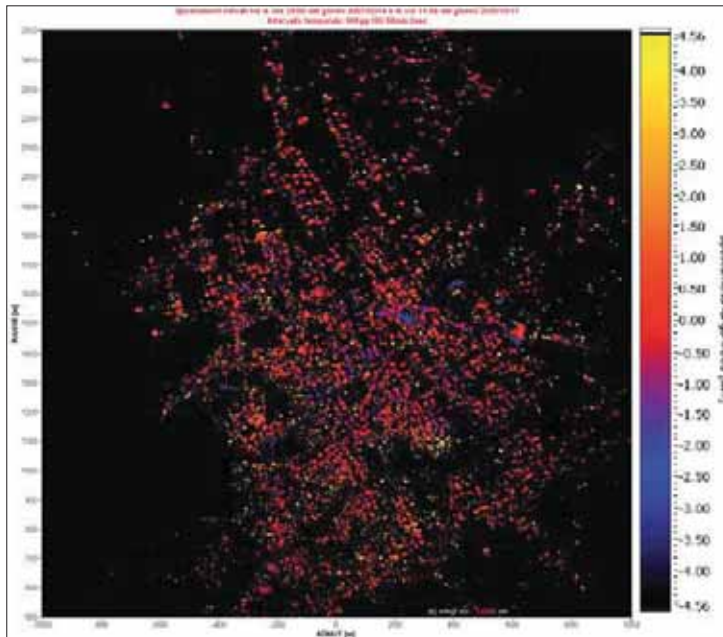


Fig. 7 - Mappa di spostamento della piana di Camaiore prodotta dal sistema GBInSAR LiSALab© e relativa ad un periodo d'osservazione di circa 970 giorni. Il colore rosso identifica le aree stabili, il colore blu indica spostamenti in avvicinamento lungo il LOS del sistema (e quindi innalzamenti) ed il colore giallo indica spostamenti in allontanamento lungo il LOS del sistema (e quindi sprofondamenti).

Nel monitoraggio degli spostamenti superficiali della piana di Camaioire è stato possibile superare il problema dell'arrotondamento di fase utilizzando particolari accorgimenti nell'elaborazione dei dati raccolti. I dati non più affetti da questo problema sono stati successivamente portati in tre dimensioni ottenendo mappe di spostamento tridimensionali georeferenziate sul DEM dello scenario osservato.

Il sistema GBInSAR LiSALab© misura gli spostamenti lungo la linea di vista (LOS) del sistema, ma ipotizzando che un sinkhole produca spostamenti verticali è possibile utilizzare un fattore di correzione per ottenere lo spostamento verticale che sarebbe prodotto dallo spostamento letto lungo il LOS dal sistema GBInSAR LiSALab©. In Figura 8 sono mostrate la mappa della distribuzione dei fattori di correzione verticale per la piana di Camaioire ed una mappa di spostamento in tre dimensioni, georeferenziate sul DEM dello scenario osservato, corretta con i fattori di correzione per la proiezione degli spostamenti misurati dal sistema GBInSAR LiSALab© sulla verticale.

Nella mappa degli spostamenti verticali di Figura 8 i valori di spostamento sono stati raggruppati in cinque intervalli di spostamento, ciascuno associato ad un colore differente. Il verde identifica le zone stabili, l'azzurro ed il blu identificano rigonfiamenti rispettivamente compresi tra 5 mm e 15 mm e tra 15 mm e 40 mm, infine il giallo ed il rosso rappresentano sprofondamenti rispettivamente compresi tra i 5 mm ed i 15 mm e tra i 15 mm ed i 40 mm. Con questo tipo di rappresentazione si suddivide lo scenario osservato in zone caratterizzate da comportamenti omogenei.

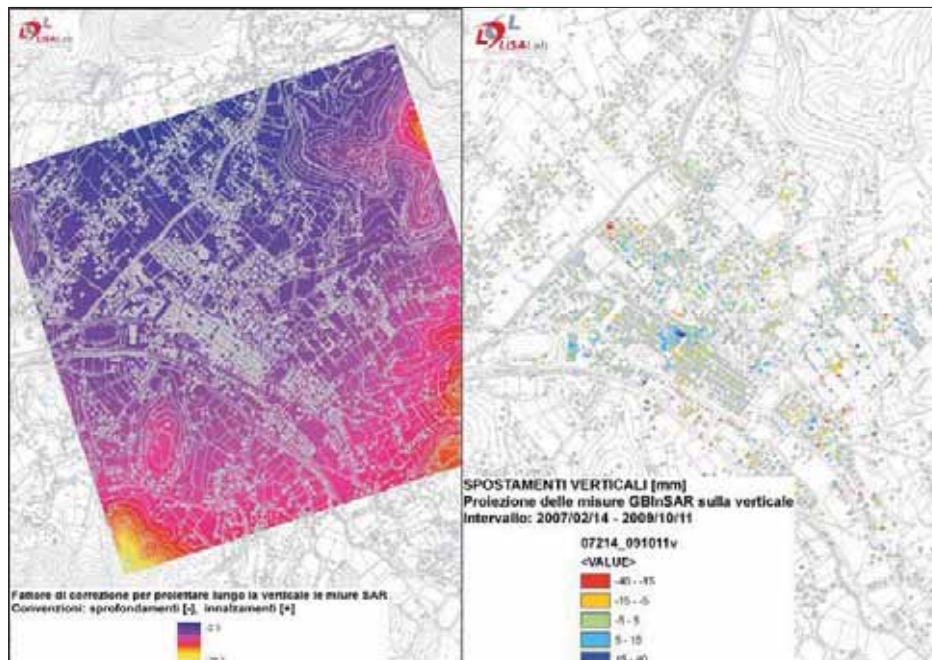


Fig. 8 - Mappa della distribuzione dei fattori di correzione verticale per la piana di Camaioire (sinistra) e mappa di spostamento in tre dimensioni georeferenziate sul DEM dello scenario osservato corretta con i fattori di correzione per la proiezione degli spostamenti misurati dal sistema GBInSAR LiSALab© sulla verticale (destra).

Queste mappe rappresentano un valido strumento per l'analisi del comportamento degli spostamenti superficiali del terreno misurati dal sistema GBInSAR LiSALab© sulla piana di Camaiore e per evidenziare l'eventuale presenza di regioni che presentano movimenti di massa che possono considerarsi precursori di fenomeni di tipo *sinkhole*.

In Figura 9 sono presentate delle mappe tridimensionali degli spostamenti verticali georeferenziate sul DEM dello scenario osservato. Gli intervalli di osservazione considerati sono 14 Febbraio 2007 - 14 Ottobre 2008, 14 Febbraio 2007 - 14 Gennaio 2009, 14 Febbraio 2007 - 10 Aprile 2009, 14 Febbraio 2007 - 11 Ottobre 2009. E' interessante notare le variazioni dei campi deformativi misurate nei diversi intervalli d'osservazione dal sistema GBInSAR LiSALab©. Questo sistema di monitoraggio permette di osservare e confermare su scala estesa quello che i metodi d'indagine tradizionale avevano finora permesso di osservare solamente a livello puntuale.

Dalle analisi degli spostamenti rilevati dal sistema GBInSAR LiSALab© nel corso del monitoraggio della piana di Camaiore sono state individuate delle aree che hanno mostrato un comportamento differenziale rispetto alle aree circostanti, alcune delle quali con un trend in innalzamento e delle altre con un trend in sprofondamento.

Sono state altresì osservate delle regioni caratterizzate da degli spostamenti in sprofondamento ed in innalzamento che si presentavano con una periodicità stagionale, confermando la presenza di un "respiro" del materasso alluvionale nei diversi periodi dell'anno, anche in funzione delle pressioni idrauliche interne.

A tal proposito è mostrata la correlazione tra le forti precipitazioni atmosferiche registrate a Novembre 2009 con un'anomalia nella distribuzione spaziale degli spostamenti superficiali del terreno misurati dal sistema GBInSAR LiSALab© sulla piana di Camaiore. Per due regioni dello scenario osservato, indicate dalle lettere A e B sulle mappe bidimensionali e tridimensionali degli spostamenti misurati dal sistema GBInSAR LiSALab© mostrate in Figura 10, il sistema GBInSAR LiSALab© ha misurato marcati spostamenti in innalzamento (regione A) e marcati sprofondamenti (regione B). Questi spostamenti (sia in sprofondamento che in innalzamento) hanno raggiunto valori di picco di oltre 20 mm in un intervallo d'osservazione di 16 giorni circa.

In Figura 11 è mostrato il confronto tra le precipitazioni atmosferiche di Novembre 2009 e le serie storiche degli spostamenti misurati lungo il LOS del sistema per due punti significativi scelti rispettivamente nelle regioni A e B. E' evidente come le velocità degli spostamenti misurati aumentino in corrispondenza dei periodi con le più intense precipitazioni. Trattandosi di spostamenti lungo la linea di vista del sistema GBInSAR LiSALab©, che si trova ad una quota maggiore rispetto alla piana di Camaiore, è chiaro che gli spostamenti di segno negativo (diminuzione della distanza sensore - punto osservato) corrispondono a degli innalzamenti del terreno, mentre gli spostamenti di segno positivo (aumento della distanza sensore - punto osservato) corrispondono a degli sprofondamenti del terreno. Il sistema GBInSAR LiSALab© ha inoltre permesso di tracciare le serie storiche degli spostamenti misurati in alcuni punti di particolare interesse appartenenti allo scenario osservato.

In Figura 12 ed in Figura 13 sono presentati i risultati del confronto tra alcune delle serie storiche prodotte con i dati pluviometrici raccolti lungo tutto il periodo di monitoraggio. Il primo grafico riguarda cinque punti presi nelle vicinanze di via Gusceri, i quali mostrano degli sprofondamenti e degli innalzamenti che si ripresentano con periodicità stagionale e sono influenzati dall'intensità delle precipitazioni atmosferiche.

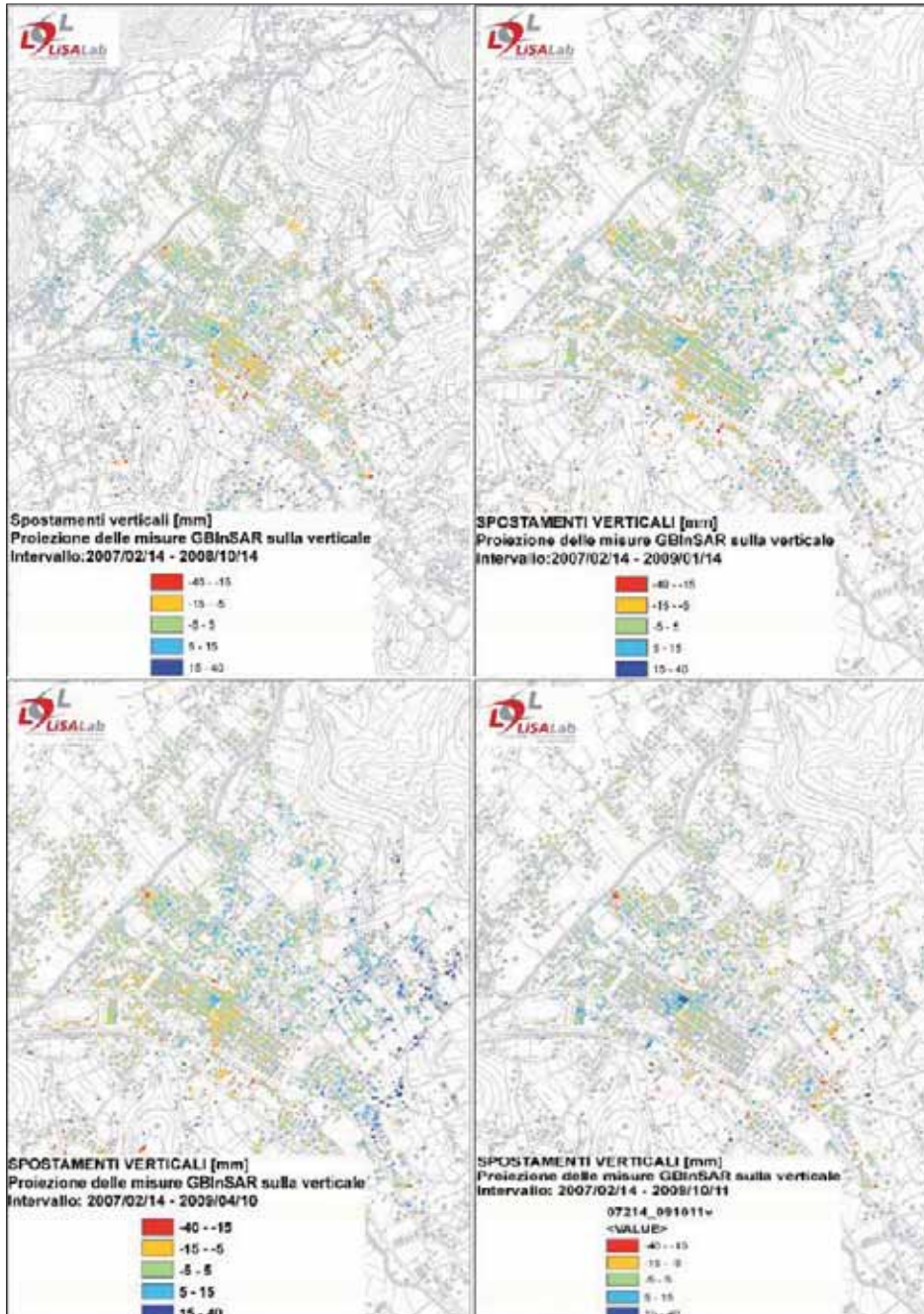


Fig. 9 - Mappe degli spostamenti verticali in tre dimensioni georeferenziate sul DEM dello scenario osservato per quattro intervalli di osservazione differenti. In senso orario: 14 Febbraio 2007 - 14 Ottobre 2008, 14 Febbraio 2007 - 14 Gennaio 2009, 14 Febbraio 2007 - 10 Aprile 2009, 14 Febbraio 2007 - 11 Ottobre 2009.

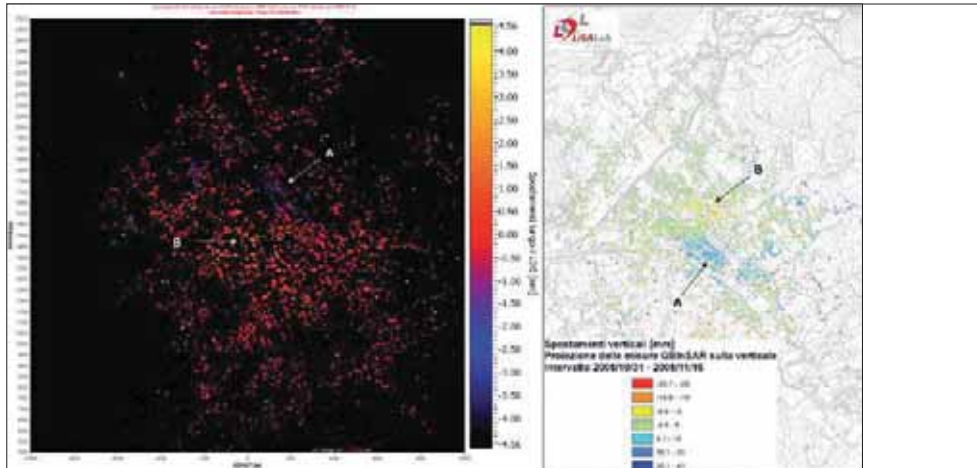


Fig. 10 - Mappa SAR in due dimensioni degli spostamenti misurati lungo il LOS dal sistema GBInSAR LiSALab@ [a sinistra] e la corrispondente mappa degli spostamenti verticali in tre dimensioni georeferenziate sul DEM dello scenario osservato [a destra] per l'intervallo d'osservazione 31 Ottobre 2008 - 16 Novembre 2008. Le regioni indicate dalle lettere A e B hanno presentato rispettivamente marcati innalzamenti e sprofondamenti.

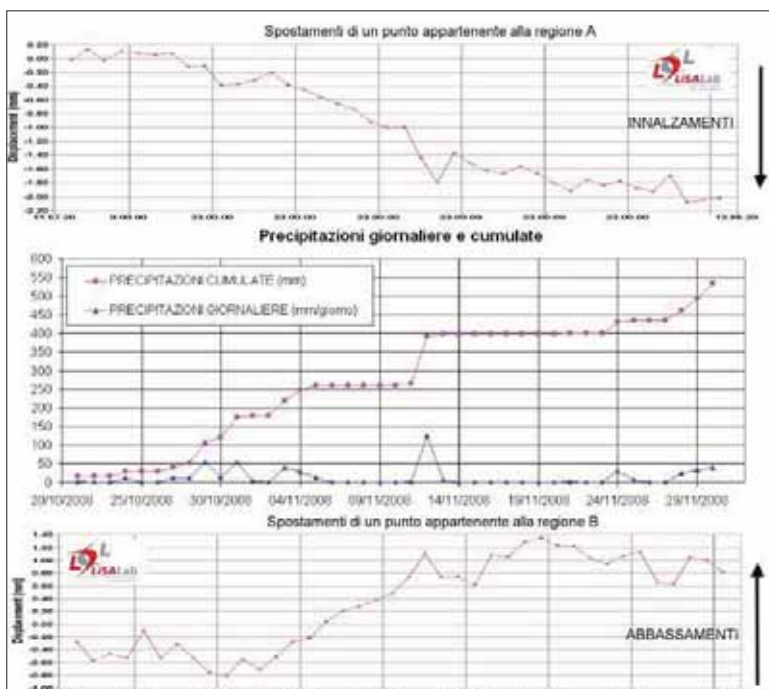


Fig. 11 - Confronto tra le serie storiche degli spostamenti misurati lungo il LOS del sistema GBInSAR LiSALab@ per un punto della regione A (sopra), gli andamenti delle precipitazioni giornaliere e cumulate (al centro) e le serie storiche degli spostamenti misurati lungo il LOS del sistema GBInSAR LiSALab@ per un punto della regione B (sotto).

Nel secondo grafico sono invece mostrate le serie storiche di tre punti presi nelle adiacenze del vecchio *sinkhole*: per questi tre punti le serie storiche degli spostamenti verticali indicano un netto trend in sprofondamento con massimi di oltre 35 mm in abbassamento rispetto a Febbraio 2007.

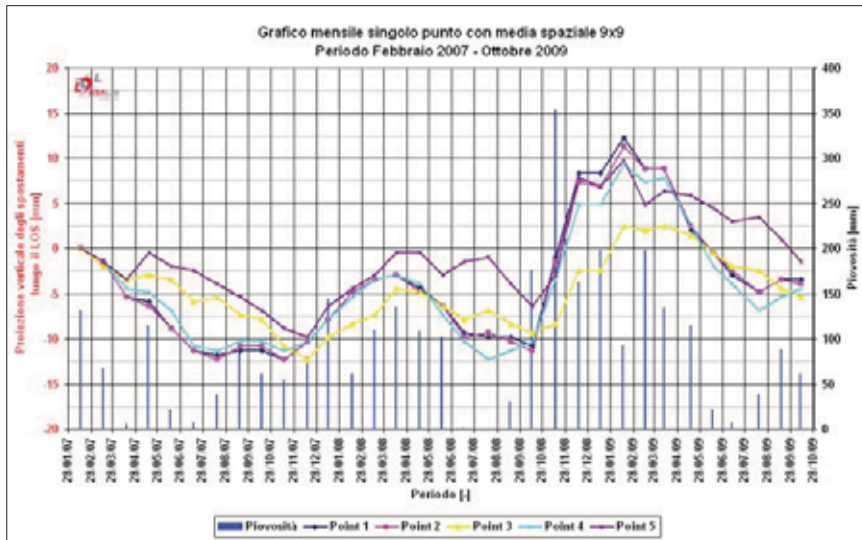


Fig. 12 - Confronto tra le serie storiche degli spostamenti verticali misurati in cinque punti nelle adiacenze di via Gusceri e la piovosità mensile registrata. Sprofondamenti ed innalzamenti si ripresentano con periodicità stagionale e sono influenzate dall'intensità delle precipitazioni atmosferiche.

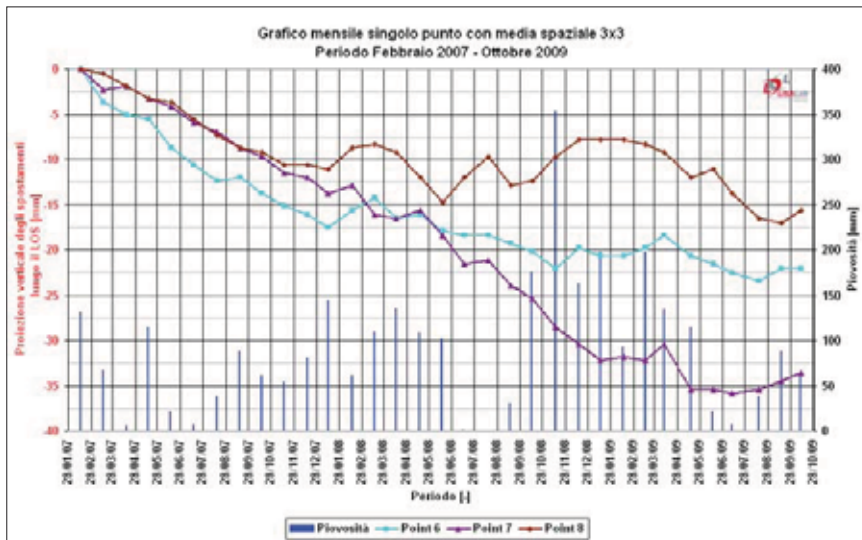


Fig. 13 - Confronto tra le serie storiche degli spostamenti verticali misurati in tre punti nelle adiacenze del vecchio *sinkhole* e la piovosità mensile registrata. Per questi tre punti è presente un netto trend in sprofondamento.

Un successivo confronto è stato eseguito tra la posizione delle regioni dove il sistema GBInSAR LiSALab© ha evidenziato la presenza di spostamenti superficiali del terreno e le posizioni degli epicentri dei rumori sismici rilevati dai tre geofoni ancorati al substrato carbonico all'interno dell'area monitorata dal sistema radar (BARSOTTI *et al.*, 2009). In Figura 14 è mostrata la mappa delle proiezioni verticali delle misure degli spostamenti superficiali del terreno misurati dal sistema GBInSAR LiSALab© nell'intervallo d'osservazione 14 Febbraio 2007 - 7 Luglio 2009, le posizioni dei geofoni (punti fucsia) e le posizioni degli epicentri dei rumori sismici rilevati (punti neri). Da questo confronto si nota una corrispondenza tra i punti di maggior concentrazione dei "rumori" sismici e le aree che presentano movimenti superficiali del terreno.

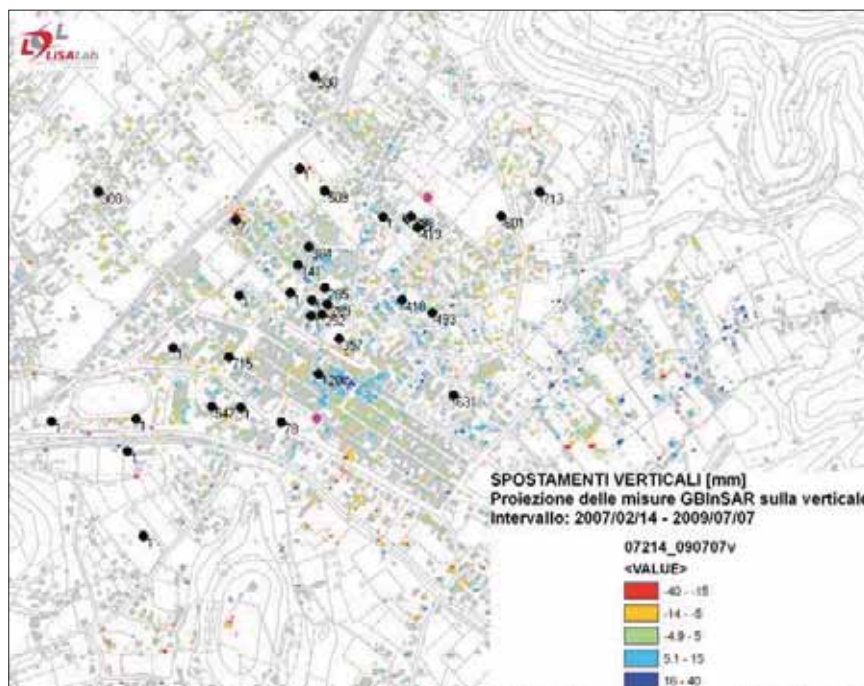


Fig. 14 - Confronto tra le posizioni degli eventi sismici (punti neri) registrati dai geofoni (punti fucsia) e la proiezione verticale delle misure degli spostamenti superficiali del terreno misurati dal sistema GBInSAR LiSALab© e relativi all'intervallo di osservazione 14 Febbraio 2007 - 7 Luglio 2009 .

5. CONCLUSIONI

I risultati ottenuti dall'elaborazione di dati SAR interferometrici acquisiti dal sistema GBInSAR LiSALab© sulla piana del comune di Camaiore, colpita da un fenomeno di sprofondamento catastrofico nell'Ottobre 1995, hanno provato la validità tecnica di un sistema di monitoraggio di questo tipo di fenomeno per mezzo della tecnologia LiSALab©. Il sistema ha funzionato in continuo a partire da Febbraio 2007 acquisendo una immagine SAR ogni 12 minuti circa e monitorando gli spostamenti superficiali della piana 24

ore su 24 e 7 giorni su 7 anche in totale assenza di luce o in presenza di nebbia ed in condizioni climatiche avverse.

L'utilizzo della tecnologia LiSALab®, basata sulla tecnica dell'interferometria SAR da terra ed applicata allo studio degli spostamenti superficiali del terreno della piana di Camaione, nel corso di quasi tre anni di monitoraggio in continuo:

- ha fornito delle mappe interferometriche di spostamento del terreno, tridimensionali e georeferenziate sul DEM dello scenario osservato, a copertura di circa quattro chilometri quadrati di superficie inquadrando gran parte dell'abitato di Camaione e misurandone le deformazioni superficiali con precisioni nell'ordine della frazione del millimetro;
- grazie alla linea dati dedicata ed alla pubblicazione dei dati via web, ha permesso l'esecuzione di un monitoraggio quasi *real-time* degli spostamenti superficiali della piana, consentendo l'allertamento delle autorità competenti all'insorgere di anomalie nei campi deformativi misurati;
- ha prodotto analisi della stabilità superficiale dello scenario osservato su scale multi-temporali e su superfici estese che hanno identificato delle regioni con un comportamento differenziale rispetto alle aree circostanti, alcune delle quali con un trend in innalzamento e delle altre con un trend in sprofondamento. Sono state anche osservate delle regioni caratterizzate da degli spostamenti in sprofondamento ed in innalzamento che si presentavano con una periodicità stagionale, confermando la presenza di un "respiro" del materasso alluvionale nei diversi periodi dell'anno, anche in funzione delle pressioni idrauliche interne;
- ha permesso di rilevare una correlazione tra le forti precipitazioni atmosferiche registrate a Novembre 2009 con delle anomalie estese nella distribuzione spaziale degli spostamenti superficiali del terreno;
- per alcuni punti di interesse dislocati nello scenario osservato, ha permesso di estrarne le serie storiche degli spostamenti misurati e di confrontarne gli andamenti con altri fattori ambientali come la piovosità o la temperatura ambientale;
- ha consentito il confronto con i dati prodotti dalle reti di monitoraggio con strumenti tradizionali, sia già installate ed operanti nello scenario osservato ed ha mostrato una corrispondenza tra i risultati ottenuti.

BIBLIOGRAFIA

- ANTONELLO G., FORTUNY J., LEVA D., NICO G., TARCHI D. (2004) – *Ground-based SAR interferometry for updating DTMs in landslide areas and evaluating morphological changes*. 1st General Assembly of the European Geosciences Union, 25-30 Aprile 2004, Nizza.
- BARSOTTI A., BUCHIGNANI V., MUSUMECI F. & RIZZO S. (2009) – *Monitoraggio sismico in aree a rischio di sinkhole. L'esempio di Camaione*, 2° Workshop internazionale: I Sinkholes. Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato, 3-4 Dicembre 2009, Roma (in stampa).
- LEVA D., NICO G., TARCHI D., FORTUNY-GUASCH J. & SIEBER A.J. (2003a) – *Temporal analysis of a landslide by means of a ground-based SAR interferometer*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, **41**(4), 745-752.
- LEVA D., NICO G. & RIVOLTA C. (2003b) – *Interferometria SAR da terra per il monitoraggio di frane e deformazioni strutturali*. Atti della 7^a Conferenza Nazionale ASITA, 1319-1324, 28-31 ottobre 2003, Palazzo della Gran Guardia, Verona.

- LEVA D., NARDIN G., NICO G., RIVOLTA C., VALLE C. & ZAMPEDRI G. (2004) – *On the use of LiSA SAR interferometer for the monitoring and modelling of terrain deformation in a porphyry mine*. 1st General Assembly of the European Geosciences Union, 25-30 Aprile 2004, Nizza.
- NICO G., LEVA D., ANTONELLO G. & TARCHI D. (2004) – *Ground-based SAR interferometry for terrain mapping: theory and sensitivity analysis*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, [in stampa], 2004.

L'UTILIZZO DELLA TECNICA PSINSAR™ PER L'INDIVIDUAZIONE ED IL MONITORAGGIO DI SINKHOLES IN AREE URBANIZZATE DELLA CAMPANIA: I CASI DI TELESE TERME (BN) E SARNO (SA)

di Calcaterra D.^{2,3}, Esposito A.², Fuschini V.², Galluccio F.¹, Giulivo I.¹, Nardò S.^{2,4}, Russo F.², Terranova C.²

ABSTRACT

In Campania region, Italy, historical and recent ground failures are well known, also in urban settings, which can be ascribed to either the presence of underground cavities or to piping sinkholes. The latter phenomena involve, among other urban centres, Telesse Terme (province of Benevento) and Sarno (province of Salerno). At Telesse Terme, where the homonymous lake is the most evident sinkhole, another collapse occurred in February 2002, in a suburban area recently urbanized; at Sarno, recent studies have evidenced the high susceptibility of a densely populated urban area to both sinkholes and subsidence. Several studies have already shown that sinkholes and subsidence, as well as other kinds of ground displacements, can be successfully detected and monitored by various remote sensing techniques, among which the Permanent Scatterers Interferometric Synthetic Aperture Radar, or PSnSAR, proved to be quite effective. As for Campania region, the SAR data have been relieved from the ERS-1, ERS-2 and RADARSAT sensors since 1992, which, thanks to some projects (SLAM, TELLUS, SISTEMA) promoted by the Campania regional government, have been made available to institutional end-users.

In this paper, the first results deriving from on-site activities and SAR data analysis are illustrated, with respect to the case-studies of Telesse Terme and Sarno. Here, geological field survey, interpretation of air photos and of available site-test data have been integrated with SAR images' interpretation, which allowed to put in evidence some peculiar features of the ground deformations in the study areas.

1. INTRODUZIONE

A partire dagli anni '90, anche in Italia sono stati avviati studi organici e sistematici per una migliore comprensione dei fenomeni di *sinkhole*, termine con cui si tende ad identificare qualsivoglia sprofondamento o collasso di origine sia naturale che antropica. Grazie all'azione di Enti quali l'APAT, oggi ISPRA, ed il Dipartimento di Protezione Civile, pur nella cronica carenza di specifiche fonti di finanziamento, i *sinkholes* italiani sono stati oggetto di una crescente attenzione da parte non solo di ricercatori e tecnici, ma anche degli enti

1 Regione Campania – AGC 15 – Settore Geotecnica, Geotermia e Difesa Suolo

2 Ordine dei Geologi Della Campania – Gruppo Pro.G.E.T.

3 Università degli Studi di Napoli Federico II

4 ARPAC

preposti al governo del territorio, che hanno iniziato a comprendere l'intrinseca pericolosità di tali fenomeni, le cui genesi ed evoluzione non rispondono a meccanismi e tempi di formazione *standard*, potendosi individuare in modo improvviso o graduale, talora per coalescenza di più forme.

In realtà, a tutt'oggi, non molte azioni sono state intraprese dagli Enti competenti, ai fini di un'efficace politica di contrasto e/o mitigazione del rischio da *sinkhole*. In particolare, in tali aree devono essere eseguiti studi geologici e geomeccanici in caso di nuove costruzioni, deve essere predisposto un idoneo piano di monitoraggio allorché sia temuta l'evoluzione di una cavità sotterranea in *sinkhole*, anche un eventuale intervento di rinforzo strutturale o riempimento deve essere realizzato con tecniche e materiali adeguatamente motivati. Nel contesto nazionale alcune Autorità di Bacino, tra cui per esempio l'Autorità di Bacino della Basilicata, hanno normato nel proprio Piano per la Difesa dal Rischio Idrogeologico le aree soggette a sprofondamenti diffusi.

Anche la Regione Campania ha intrapreso azioni di rilievo finalizzate ad una migliore conoscenza in tema di cavità e *sinkholes*. La Regione si è infatti già dotata di un Catasto Cavità disponibile *on line* presso il SIT regionale (<http://sit.regione.campania.it/website/CNC-WebGIS/viewer.htm>).

La Campania può certamente annoverarsi tra le regioni italiane nel cui ambito esiste già una più che buona conoscenza dei *sinkholes*, come ben dimostra la ricca produzione scientifica degli ultimi anni (Del Prete et alii, 2004). Molteplici sono gli indirizzi di ricerca in ambito regionale, tra i quali ha fatto la sua comparsa anche la definizione di idonee tecniche di monitoraggio strumentale dei *sinkholes*, finalizzate ad una loro tempestiva ricognizione tale da consentire interventi preventivi più che curativi, notoriamente più efficaci per evitare conseguenze talora catastrofiche per la comunità. In Italia ed all'estero sono state già verificate con un discreto successo le potenzialità delle tecniche di controllo satellitare in relazione alle variazioni piano-altimetriche della superficie terrestre, quali subsidenze e bradisismo. Anche per i *sinkholes* si contano alcune applicazioni che hanno portato ad esiti alquanto promettenti: tra essi possono citarsi (Buchignani et alii 2004, Ferretti et alii 2004)

In Campania, nel contesto delle attività inerenti alla difesa del suolo, il Progetto TELLUS (TERRANOVA et al., 2008), svolto nell'ambito del Progetto Operativo Difesa Suolo (PODIS) del PON - ATAS 2000 - 2006 del Ministero dell'Ambiente e della tutela del Territorio e del Mare (MATTM), ha utilizzato la tecnica denominata "*PSInSARTM*" (FERRETTI et al., 2000, 2001; Colesanti et al., 2003), brevettata dal Politecnico di Milano. È stato in tal modo acquisito dall'Ente regionale un *database* puntuale in formato vettoriale, derivante dall'analisi e dall'elaborazione di *set* di immagini radar interferometriche, a loro volta ottenute dalle piattaforme satellitari ERS e RADARSAT e riferite agli anni dal 1992 al 2007; gli elementi puntuali sono denominati *Permanent Scatterer (PS)*, che svolgono la funzione di retrodiffusori permanenti.

L'analisi statistica dei valori di deformazione dei *PS*, eseguita sull'intero territorio della Campania, ha permesso di individuare le aree anomale soggette a deformazioni lente ed attive, la cui genesi può essere correlata alla presenza di frane a cinematica lenta o intermittente, a subsidenze generiche oppure a processi vulcano-tettonici. I dati *PS*, incrociati con immagini satellitari di tipo ottico e con dati geologici e geomorfologici provenienti da rilievi eseguiti dal Progetto GECAI (<http://webgis.difesa.suolo.regione.campania.it/website/DS2/viewer.htm?dservice=gecai>), secondo gli standard CARG ed IFFI, dal

Settore Difesa Suolo della Regione Campania, hanno permesso di realizzare, in modo operativo e funzionale, un primo impianto di “*Sistema di monitoraggio multiparametrico e di telecontrollo delle aree maggiormente esposte ai rischi idrogeologici della regione Campania*” basato su di un corposo *database* confluito nel SIT del Settore Difesa Suolo della Regione Campania e disponibile in rete con modalità Web GIS (<http://webgis.difesa.suolo.regione.campania.it:8080/psinsar/map.phtml>).

Tali progetti hanno prodotto un complesso ed imponente database a supporto di indagini dirette e locali relative ai dissesti, principalmente di carattere gravitativo, esistenti sul territorio regionale.

In tale contesto, l’Ordine dei Geologi della Campania ed il Settore Difesa Suolo della Regione Campania hanno condiviso (DGR 2200/2006) esigenze e disponibilità reciproche nel costruire un protocollo d’intesa per azioni congiunte nella diffusione ed aggiornamento di informazioni sulle condizioni di rischio geologico del territorio, traendo beneficio anche dalla formidabile esperienza condotta nel periodo 1998-2008 dai cosiddetti “presidi territoriali”.

L’Ordine dei Geologi della Campania promuove quindi, un’iniziativa di “messa in rete” di conoscenze ed opportunità informative con risorse umane, a carattere volontario, denominata Pro.G.E.T. (Professionisti Geologi Esperti del Territorio), al fine di migliorare il sistema di conoscenza e di allertamento, anche a carattere preventivo, in caso di insorgenza di una criticità geoambientale sul territorio della Campania.

Il presente lavoro è quindi realizzato anche grazie ad un primo contributo volontario di liberi professionisti iscritti all’Ordine dei Geologi della Campania, operanti nei Comuni oggetto della presente nota ed appartenenti al Gruppo Operativo Pro.G.E.T..

2. DISPONIBILITÀ DI INFORMAZIONI DA INTERFEROMETRIA RADAR DA SATELLITE “PSInSAR™ ” IN REGIONE CAMPANIA

Il Progetto TELLUS del PODIS Campania (Terranova C. et Alii 2009; Progetto TELLUS <http://www.difesa.suolo.regione.campania.it/content/view/full/85/93/>), iniziato nel 2006, ha riproposto l’applicazione operativa sull’intero territorio regionale campano di sperimentazioni a carattere europeo precedentemente condotte nel 2005 su aree test della Campania dall’Agenzia Spaziale Europea (ESA) con la collaborazione del PODIS Campania (P.O. Difesa Suolo PON ATAS 2000-2006) (Progetto SLAM - ESA DUP2 - <http://www.slamservice.info>).

Successivamente, nel contesto dell’Accordo Quadro tra Regione Campania e Provincia di Benevento (DGR 155\07) le informazioni del Progetto TELLUS hanno trovato completamento geografico nell’aggiornamento dei dati *PS* ERS1 e ERS2 (1992-2001) e nell’estensione temporale delle acquisizioni *PS* RADARSAT 1 riferite al periodo 2003-2007, favorendo inoltre l’attivazione di ulteriori attività ed applicazioni di telerilevamento per il controllo del territorio regionale come il Progetto SISTEMA attivato per il triennio 2010 - 2012 (Fig 1).

In tali contesti progettuali è stata effettuata un’analisi di dati radar interferometrici, ottenuti dalla applicazione della tecnica dei retro-diffusori permanenti denominata *PSInSAR™*. L’analisi si basa sulla elaborazione di 1078 immagini SAR acquisite dai satelliti ERS1 ed ERS2 e 51 immagini acquisite dal satellite RADARSAT 1; le prime sono state acquisite nel periodo giugno 1992 - gennaio 2001, le seconde nel periodo marzo 2003 - settembre 2007, sia lungo orbite discendenti che ascendenti.



Fig 1 - Sviluppo delle attività di applicazione dell'interferometria differenziale nella regione Campania

La tecnica dei retro-diffusori permanenti, definiti *Permanent Scatterers* o *PS* [Ferretti et al. 2001], brevettata dal Politecnico di Milano, è uno strumento per l'analisi interferometrica di dati SAR che, utilizzando lunghe serie di dati radar (*time series*) acquisiti con regolarità (generalmente ogni 35 giorni per i satelliti ERS e 24 giorni per il satellite RADARSAT-1), consente di studiare il movimento di singoli bersagli radar che mantengono immutata la propria firma elettromagnetica nel tempo.

Gli elementi radar riflettenti corrispondono sia a strutture antropiche, come parti di edifici, strutture metalliche ed altro, che ad affioramenti rocciosi.

L'utilizzo di tale tecnica ha portato alla stima della velocità media annua di **998.640 PS** discendenti e **693.110 PS** ascendenti derivanti dall'analisi delle immagini dei satelliti ERS ed alla stima della velocità media annua di **609.915 PS** discendenti e **628.862 PS** ascendenti relativi al satellite RADARSAT 1.

In totale vengono quindi selezionati, nel periodo che va dal 1992 al 2007, **2,9 * 10⁶ PS**, distribuiti sull'intera regione Campania, con prevalente addensamento sulle aree urbanizzate e quasi totale assenza nelle aree caratterizzate dalla presenza di ampie coperture forestali.

I *PS* si addensano, come è ovvio, su centri urbani, su agglomerati o su aree di pianura intensamente conurbate; diversi centri urbani della Campania, come ad esempio Castelpagano, Moio della Civitella, Bisaccia, Ceppaloni, ecc., risultano caratterizzati da addensamenti di *PS* "anormali".

Spesso, i processi correlati con questi addensamenti possono essere ricondotti a fenomeni di subsidenza o absidenza di varia genesi, fenomeni gravitativi, aree calderiche con apparati vulcanici recenti, sepolti e non (Piana Campana e Campi Flegrei); in qualche caso le deformazioni superficiali avvengono in aree note per essere state affette, nel passato recente e remoto, da sviluppo di fenomeni di sprofondamento o *sinkhole* come nei casi di Telese Terme e di Sarno.

Le informazioni interferometriche *PS* hanno quindi permesso di individuare nella regione Campania aree soggette a significativi fenomeni deformativi a carattere regionale e locale [VILARDO et al., 2008, TERRANOVA et al., 2009], in particolare per quest'ultime sono state avviate analisi di dettaglio da post-processamento PS su aree urbane anomale, come quelle di Telese Terme e di Sarno, a supporto di indagini sul rischio sinkhole.

3. I SINKHOLE DEI COMUNI DI TELESE T. E DI SARNO

3.1 Inquadramento Geologico Geomorfologico ed Idrogeologico delle aree di studio

I centri urbani di Telesse Terme (BN) e di Sarno (SA) sono ubicati il primo nella zona centrale della Valle Telesina ed il secondo nella parte orientale della piana del F. Sarno. La Valle Telesina e la Piana del F. Sarno rappresentano l'attuale stadio evolutivo di depressioni morfostrutturali più o meno estese delimitate da *horst* carbonatici (M. Camposauro, Monte Pizzo d'Alvano) o apparati vulcanici (Somma-Vesuvio).

Il centro abitato di Telesse T. poggia su uno strato di potenza variabile – da qualche decina di centimetri ad alcuni metri – di travertino (Olocene) litoide, vacuolare, fitoermale, a luoghi poco coerente o cavernoso a causa di fenomeni di dissoluzione. E' segnalato inoltre un altro deposito di travertini di età più antica (Pleistocene Superiore) dello spessore medio di circa 5 m in affioramento (BERGOMI *et al.*, 1975). La presenza dei depositi travertinosi è legata alla presenza delle sorgenti bicarbonato-calciche di Capo Grassano. I travertini si intercalano a depositi alluvionali recenti o terrazzati e sono ricoperti dall' Ignimbrite Campana (Pleistocene superiore 33/39 K.a.).

Il centro abitato di Sarno sorge in buona parte in una fascia pedemontana occupata da falde detritico-colluviali e da conoidi alluvionali coalescenti di età tardo-quadernaria appartenenti ad almeno due distinte generazioni.

La zona pedemontana passa verso occidente alla zona di piana che nel quadernario è stata colmata da imponenti accumuli di materiale alluvionale con episodi palustri, misti a materiali piroclastici derivanti dalle attività del Somma- Vesuvio e dei Campi Flegrei; in subordine, si registra la presenza di intercalazioni di litotipi francamente marini . Alla base dei rilievi carbonatici, in prossimità di noti fronti sorgivi, sono noti accumuli di litotipi travertinosi.

Dal punto di vista geomorfologico, i principali morfotipi delle aree in esame sono:

i fondovalle e le pianure alluvionali dei fiumi Calore e Sarno, con terrazzi deposizionali di genesi complessa, sia in depositi alluvionali che nei travertini, (il centro urbano di Telesse T. sorge in parte su di un terrazzo di travertino).

le fasce pedemontane alla base dei versanti bordieri dei rilievi carbonatici appenninici, dove sono stati attivi i processi di *slope replacement* di antiche scarpate di faglia in più fasi reinciati dalla attività di torrenti che hanno originato gli associati valloni trasversali come è invece il caso del centro urbano di Sarno.

le aree lacustri e palustri, zone depresse in cui si raccolgono le acque provenienti dai fronti sorgivi (acque carbonatiche e termali) posti alla base dei rilievi.

i paesaggi a paleosuperfici caratterizzati da superfici di spianamento sommitali antiche, come sul rilievo di M. Pizzo d'Alvano, o relitti di esse. A queste si associano campi tettono-carsici (Piano di Prato e Campo Somma sul Pizzo d'Alvano), oppure aree con diffuse evidenze da *collapse sinkholes* (Montepugliano).

In ambito idrogeologico, studi condotti sul territorio telesino (CELICO, 1978, 1983, CORNIELLO E DE RISO 1986; ESPOSITO *et al.*, 2003) hanno dimostrato che l'articolato sistema di circolazione idrica sotterranea che interessa soprattutto il bordo meridionale di Montepugliano ha come bacino idrogeologico di alimentazione il settore del Matese sud-orientale, la cui falda basale, circolando con il carattere di falda libera, viene a giorno dopo aver attraversato i calcari sepolti dei depositi detritico-alluvionali della valle del Tevere.

Il fronte sorgentizio si sviluppa lungo un allineamento NW-SE di circa un chilometro, alla base di Montepugliano, al contatto tettonico tra i calcari di piattaforma intensamente carsificati e fratturati e i depositi della piana di Telesse.

L'acquifero, nel suo generale deflusso verso SE, subisce una digitazione che porta ad individuare un circuito idrico più rapido e superficiale che alimenta le sorgenti di Capo Grassano ed un circuito relativamente più profondo che alimenta le emergenze mineralizzate verso SE (Terme di Telesse).

A valle delle sorgenti e sotto l'abitato di Telesse, l'articolata stratigrafia della piana (alternanze di livelli di travertino, depositi fluvio – palustri e piroclastici) favorisce l'instaurarsi di una circolazione idrica sotterranea per falde sovrapposte e localmente in pressione, alimentata per travaso dai calcari retrostanti.

Nell'area sarnese si distinguono due Unità Idrogeologiche principali: la dorsale del Pizzo d'Alvano sede di una circolazione idrica basale ed una circolazione in quota, e la Piana del fiume Sarno, sede di un acquifero multifalda .

Le sorgenti di Sarno, (Mercato e Palazzo, S. Maria La Foce, S. Marina di Lavorate, Cerola, legate allo sfioro per soglia di permeabilità), verso cui sono orientate le principali direzioni del flusso idrico basale di gran parte della prima unità idrogeologica, si contraddistinguono per l'elevata portata (complessivamente circa 9 m³/sec. nel 1977).

Le sorgenti dell'area di Sarno (del tipo bicarbonato-calciche) pur appartenendo ad un unico bacino di alimentazione, presentano caratteristiche chimiche ed isotopiche diverse. Le acque della sorgente Cerola Minerale sono rappresentative di un circuito preferenziale lento e profondo e sembrano legate alla risalita di acque, a maggiore mineralizzazione (salinità 1000 ppm), attraverso fratture preferenziali mentre, le acque di S. Maria La Foce, Mercato Palazzo, Santa Marina di Lavorate) corrispondono al circuito mediamente più veloce dell'intera falda di base (CELICO *et al.*, 1980).

L'acquifero che ha sede nella piana (CELICO *et al.*, 1990) è caratterizzato da una notevole eterogeneità granulometrica e da una complessità nei rapporti geometrici tra i vari litotipi, cui si associano frequenti

variazioni di permeabilità. Pertanto sono presenti più falde sovrapposte, le cui caratteristiche (quota piezometrica, spessore, qualità delle acque, ecc.) possono essere molto differenti anche in punti molto vicini tra loro e lungo la stessa verticale. In ogni caso, la circolazione idrica sotterranea è sostanzialmente unica con l'acquifero alimentato oltre che dalle acque di infiltrazione diretta, anche dalla falda di base dei Monti di Sarno e Lattari, dalla falda del Somma-Vesuvio e dal substrato carbonatico profondo.

La sorgente di acqua sulfurea Cerola Minerale mostra anomalie idrochimiche dovute alla sua alimentazione profonda relativa alla risalita di fluidi profondi mineralizzati, caratterizzati da circuiti lenti che consentono un considerevole arricchimento in sali, sia per i tempi lunghi di contatto acqua-roccia che per l'attraversamento di acque marine di ingressione continentale.

3.2 I fenomeni di sinkholes nelle aree di studio

Le caratteristiche geologiche, geomorfologiche ed idrogeologiche descritte, che sicuramente necessiterebbero di maggiori e più mirati approfondimenti, sono in grado di favorire l'instaurazione di processi di miscelazione di acque sotterranee con diverse caratteristiche chimico-fisiche che, per il c.d. effetto *Böegli*, possono attivare processi di corro-

sione accelerata nei livelli travertinosi con conseguente formazione di vuoti o innescare processi di erosione lungo vie di deflusso preferenziale della falda, con fenomeni di *piping*.

Telese Terme

Nella letteratura scientifica descrittiva dei fenomeni e dei morfotipi da sinkhole noti in Campania [DEL PRETE *et al.*, 2004] viene descritto il gruppo di sedici doline da crollo di origine carsica [*collapse sinkholes*] presenti sulla sommità di Montepugliano, ed il *cover sinkhole* del lago di Telese Terme.

Poco note, invece, sono il lago Tre Colori e altre due cavità, sempre ascrivibili al tipo *collapse sinkholes*. Tali cavità di cui si è quasi persa la memoria storica, sono state censite ed ubicate nel centro urbano di Telese. A differenza dei *sinkholes* del lago di Telese e del lago Tre Colori, con i quali hanno in comune la specificità di essere impostati nel travertino, queste altre due cavità non sempre risultavano in falda. Ad oggi esse sono state completamente colmate e non sono più visibili.

Un'altra tipologia di sprofondamento sono i *piping sinkholes*. Questi fenomeni si sviluppano, generalmente, nei materiali limo-sabbioso-ghiaiosi, saturi, poco addensati, delle piane alluvionali. A questa tipologia di *sinkholes* appartengono i fenomeni che si sono generati a Telese il 7 febbraio del 2002 (fig. 2) e nell'agosto del 2006. Lo sprofondamento del 2002, che ha creato un'area depressa, che si è subito riempita d'acqua, di forma sub circolare e del diametro di circa 21,0 – 23,0 m e della profondità massima di 6,30 m, si è verificato nel sito dove fino a metà degli anni '70 era presente la sorgente Occola. Successivamente l'area della sorgente è stata modificata con la totale sparizione, in superficie, della citata sorgente.



Fig. 2 - Telese T. - Area dello sprofondamento del 7 febbraio 2002

Un processo simile si è prodotto nella zona ad est del cimitero comunale nell'agosto del 2006; si è generato un *piping sinkholes* di forma ovale (10,0 m x 4,0 m) e della profondità contenuta entro i 9,0 m dal p.c. Il *sinkhole* si è generato in un punto già sede di un piccolo specchio d'acqua stagionale, punto di recapito finale del locale drenaggio superficiale.

Sarno

Nell'abitato di Sarno, in un settore densamente popolato della cittadina, studi e ricerche recenti hanno evidenziato l'elevata suscettibilità della zona a fenomeni di sprofondamento e/o subsidenza. Questi fenomeni, la cui genesi non coincide con quella di origine nelle aree carsiche, ma che si verificano in aree di piana caratterizzate da elevati spessori dei terreni di copertura e da processi di risalita di fluidi e conseguente erosione dal basso, sono stati censiti nel "*Progetto Sinkhole*" ed inseriti nel relativo database nazionale elaborato dall'ISPRA (http://www.apat.gov.it/site/it-IT/Progetti/progetto_sinkhole). Vengono evidenziati due fenomeni di *sinkhole*, ubicati rispettivamente in località S.Vito e in località Piazza Lago.



Fig. 3 – Sarno – Loc. San Vito, Fossa

Lo sprofondamento situato in località S.Vito (Fig. 3), è il fenomeno più grande sia per estensione areale che per profondità, presenta una morfologia subcircolare, si estende per una superficie di circa 43.000 m² con una profondità rispetto al p.c. di circa 25 m in corrispondenza della parete N e delle scarpate laterali mentre la parete a S presenta un'altezza di pochi metri.

Il secondo fenomeno ubicato in località piazza Lago, nel centro urbano di Sarno, è rappresentato da una piccola depressione di forma subcircolare, poco profonda, dove in passato le cronache e le mappe storiche riportano la presenza di un piccolo lago, denominato Lago del Falso Compare. Da documentazione storica si ipotizza che dal 1898, anno in cui il lago

è stato prosciugato e colmato, ci sono state fasi successive di riattivazione del *sinkhole* che hanno generato l'attuale depressione su cui peraltro è presente un edificio di recente costruzione.

4. IL CONTRIBUTO DELL'INTERFEROMETRIA RADAR DA SATELLITE NEL MONITORAGGIO DEI FENOMENI DI SINKHOLE DI TELESE T. E DI SARNO

La disponibilità di un ampio database di informazioni interferometriche *PS* sulla regione Campania, che comprende un'arco temporale di 15 anni, dal 1992 al 2007 (con una breve esclusione dal 2001 al 2003), ha consentito di effettuare per i comuni di Telese T. e Sarno, una specifica analisi delle informazioni satellitari interferometriche a supporto delle indagini sui fenomeni di deformazione da *sinkhole* in area urbana.

L'analisi è stata condotta secondo le procedure descritte in Note Tecniche del Progetto TELLUS: (http://www.difesa.suolo.regione.campania.it/component?option=com_docman/task/doc_download/gid,81/) e in Vilardo et al., 2009, realizzando un'applicazione multiscale attraverso rappresentazioni di sintesi del dato *PS* di tipo areale e di dettaglio. Con il fine di pervenire ad una distinzione tra le diverse tipologie di deformazione rilevate dai *PS* è stato utilizzato un filtraggio di tipo statistico.

Da ognuno dei *dataset* forniti è stato ricavato l'istogramma di frequenza dei valori di velocità media annua dei singoli *PS* ed ogni *dataset* è stato suddiviso in tre *subset* denominati **normal**, **outlier** ed **estreme-outlier**. I valori di velocità media dei *PS*, sono relativi a due vettori orientati lungo due differenti linee di vista del satellite (*Line of Sight* o *LOS*), ascendente, con vista da ovest, e discendente, con vista da est, e vengono indicati con *Vios*.

I *PS* "normal", che sono caratterizzati da valori di *Vios* da moderati a molto moderati, identificano generalmente fenomeni deformativi di scala regionale e/o sub-regionale, estremamente lenti nel tempo e potrebbero quindi essere relazionati a processi geodinamici in atto. I *PS* "outlier" ed "estreme-outlier" definiscono invece delle anomalie che possono identificare campi di elevata deformazione di scala sub-regionale o locale individuando quindi delle aree o zone a comportamento anomalo che potrebbero essere relazionate alla presenza di fenomenologie del tipo subsidenze, fenomeni gravitativi, deformazioni tettono vulcaniche. Quindi l'insieme dei *PS* "outlier" ed "estreme-outlier" viene denominato *PS* "anomali". Essi sono utilizzati per elaborare carte di addensamento dei *PS* che identificano aree di anomala deformazione.

La successiva sintesi tra le *Carte di Addensamento* ascendente e discendente, permette di identificare aree della regione in cui sono attive sensibili deformazioni per subsidenza/absidenza.

Ulteriore informazioni provengono dalla scomposizione dei vettori di velocità secondo la componente verticale ed orizzontale (est-ovest): l'analisi della componente verticale a carattere regionale (VILARDO et al., 2009) identifica le zone urbane dei comuni di Telese T. e Sarno tra le aree anomale della regione Campania con maggiori deformazioni in termini di subsidenza del suolo (fig 4).

Sebbene entrambe le zone mostrino simili condizioni di subsidenza, la distribuzione spaziale del rapporto tra componente verticale e quella orizzontale (est-ovest) del moto del suolo (Fig. 5) suggerisce per l'area di Telese T. una dinamica più complessa in quanto caratterizzata da una rilevante componente orizzontale (est-ovest), con valori compresi tra 0 e 1, mentre per l'area urbana di Sarno risulta diffusa se non prevalente una componente verticale di deformazione.

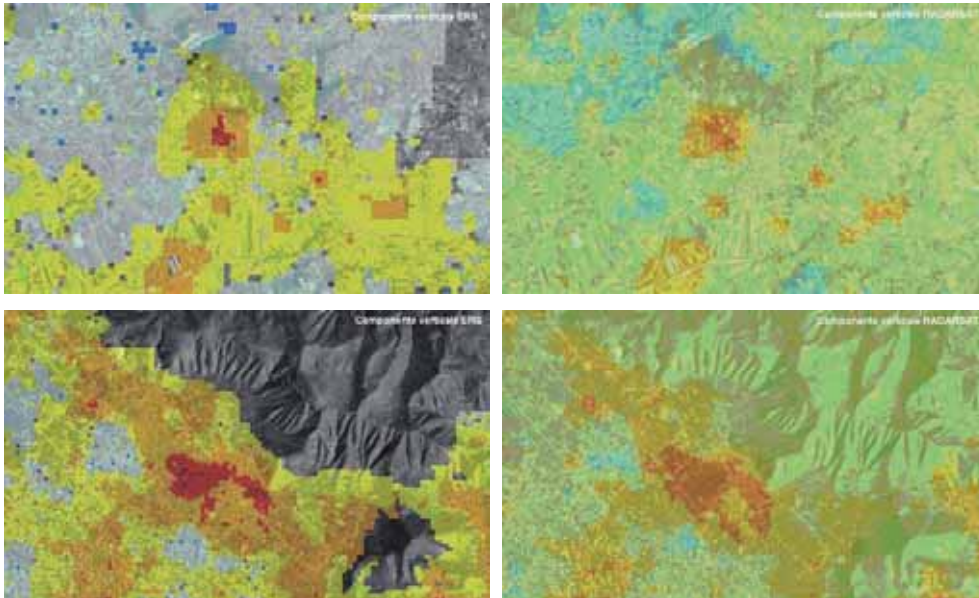


Fig. 4 - Componenti verticali di deformazione (ERS 92\01 a sinistra, RADARSAT 03\07 a destra) su Telesse T. in alto e Sarno in basso.

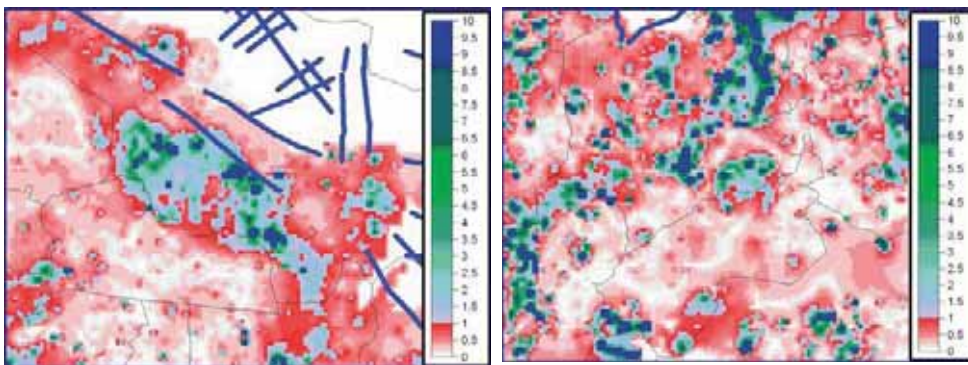


Fig. 5 - Rapporto tra componente verticale ed orizzontale (est-ovest) di deformazione PS per Sarno (a sinistra) e Telesse T. (a destra).

Le informazioni PS sulle zone urbane interessate sono state analizzate nella loro componente di distribuzione spaziale per ambedue i dataset multi-temporali disponibili, ed utilizzando i subset di PS generati dall'analisi statistica di pre-processamento. Le rappresentazioni di tali elaborazioni evidenziano un pattern deformativo di particolare interesse se messo in relazione con l'ubicazione dei fenomeni di sinkhole conosciuti e lo sviluppo urbano esistente e programmato.

Le immagini nelle Figure 6 e 7 riportano la distribuzione spaziale, sul tessuto urbano dei due comuni indagati, del dato *PS* ERS e RADARSAT con valori negativi (selezione < 0 mm\anno), in cui le aree in rosso identificano zone con maggiore velocità di deformazione. La minima pendenza del terreno presente su ambedue le scene, e quindi la conseguente assenza di una esposizione favorevole o sfavorevole alle geometrie di vista del satellite porta a considerare tali aree in elevata subsidenza per i 2 periodi osservati.

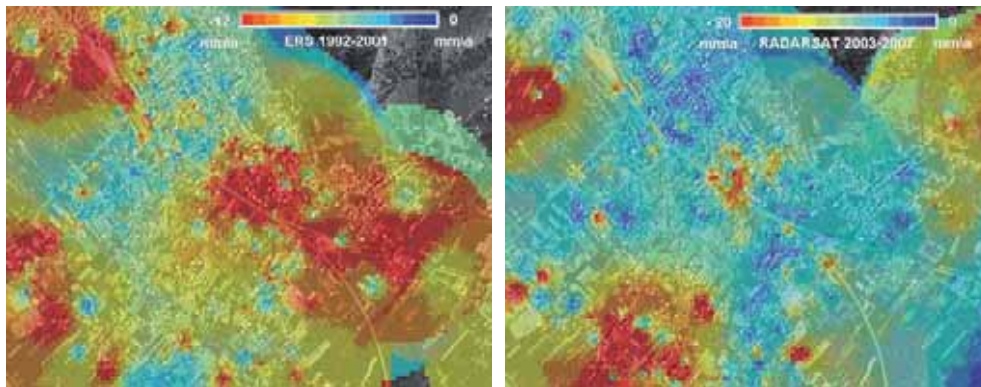


Fig. 6 - Sarno: interpolazione dei PS con valori negativi (< 0 mm\anno) per ERS e RADARSAT

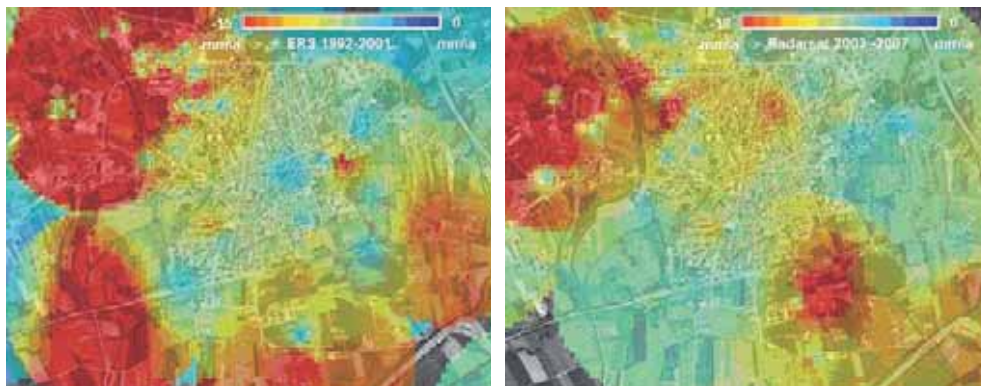


Fig 7 - Telesse T.: interpolazione dei PS con valori negativi (< 0 mm\anno) per ERS e RADARSAT

L'osservazione congiunta tra i due periodi di osservazione radar satellitare indica una deformazione simile nei caratteri puntuali, anche se la differenza nell'estensione temporale dei due dataset (ERS 92\01 -RADARSAT 03\07), e quindi nel numero di immagini utilizzate nelle diverse elaborazioni, evidenzia una differente persistenza, o percezione, dei fenomeni individuati nel primo *dataset* (ERS).

Ciò nonostante, per l'area di Sarno (Fig. 6), le variazioni osservabili tra i due dataset temporali possono indicare inversioni e/o attenuazione dei fenomeni areali di subsidenza a seguito alle variate condizioni di sfruttamento degli acquiferi (Termolini G, 2007).

Nel caso di Telese T. (Fig.7) la selezione PS per i due dataset ha escluso scatteratori appartenenti a strutture e manufatti con possibile deformazione propria presenti nella scena,, confermando i movimenti esistenti nell'area rappresentata in Fig.8 ed indicando un'attuale indizio di deformazione in prossimità del Lago di Telese, su cui attualmente si stanno concentrando verifiche al suolo da parte del gruppo Pro.G.E.T.

4.1 Analisi PS di dettaglio

Il riconoscimento e la mappatura di aree di addensamento di *PS "anormali"*, come avviene nelle aree affette da fenomeni di *sinkhole* di Sarno e Telese T., diventa quindi un'attività di post-processamento rivolta all'identificazione puntuale di aree con deformazioni del suolo e\o dei manufatti\infrastrutture che ospitano gli scatteratori permanenti.

I diversi *dataset* di *PS* identificati dall'analisi statistica a scala regionale possono essere utilizzati per ulteriori analisi geomatiche a scala locale rivolte ad un post processamento dei dati radar contenenti informazioni puntuali di deformazione del suolo e\o dei manufatti, come successivamente descritto per le aree indagate. L'integrazione delle informazioni PS a diversa scala con le informazioni geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche e geodetiche consente di eseguire un lavoro d'interpretazione dei fenomeni che potrebbero essere associati alla neoformazione di *sinkhole* e consente quindi di valutare i loro effetti sulle aree urbanizzate.

Telese T.

Le analisi da telerilevamento radar hanno evidenziato, per la parte occidentale del tessuto urbano e su tutto l'arco temporale su citato, la presenza di deformazioni anomale dei bersagli *radar* al suolo [*Permanent Scatterer*] in particolare su aree di nuova urbanizzazione, e su edifici con età di costruzione, per la quasi totalità dei casi, inferiore ai venti anni. L'incrocio tra l'ubicazione dei *PS "anormali"* e uno stralcio dello schema geologico del territorio telesino mostra come la quasi totalità dei *PS* ricada nella zona il cui sottosuolo è costituito da sedimenti fluvio-palustri olocenici (fig. 8).

Da questa prima analisi consegue quindi che la presenza di *PS anormali* non sarebbe da imputare a cedimenti strutturali degli edifici, bensì a problemi legati alla natura geologico-stratigrafica del sottosuolo.

Considerando le distribuzioni dei *PS "normal"* ERS acquisite sul centro urbano di Telese Terme tra il 1992 ed il 2001 (fig. 9) si deriva che in orbita ascendente l'area urbana risulta in avvicinamento al satellite e quindi con una componente di spostamento verso ovest. Fa eccezione la porzione nordoccidentale dell'area urbana, che risulta essere in allontanamento dal satellite. In orbita discendente, al contrario, i *PS "normal"* indicano un allontanamento dal satellite cosa che si traduce comunque in uno spostamento verso ovest.

Quindi, dalla combinazione delle due geometrie di acquisizione viene desunta, su questo areale geografico di Telese, una deformazione con una componente orizzontale verso ovest, in un contesto geomorfologico di piana alluvionale, con blande pendenze. Nell'areale nordoccidentale su menzionato, le deformazioni ascendente e discendente, risultando di senso opposto, indicano che il moto avviene prevalentemente verso il basso [subsidenza].

Le distribuzioni dei *PS "normal"* RADARSAT1, acquisite tra il 2003 ed il 2007, nel *subset* ascendente, sul centro urbano, registrano una generale tendenza all'allontanamento dei bersagli rispetto al satellite e quindi uno spostamento verso est.

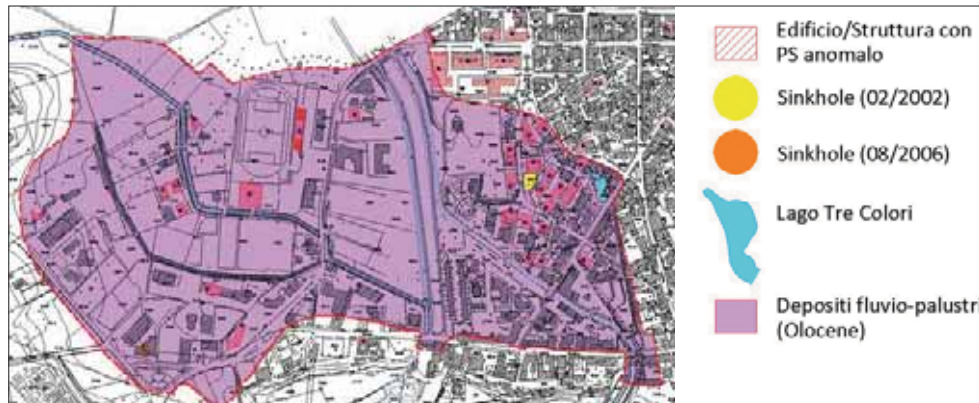


Fig. 8 - Relazione tra substrato geologico ed edifici con PS anomali [edifici con campitura rossa]

Vi è quindi una inversione di movimento tra il *subset* ascendente RADARSAT1 ed il precedente *subset* ascendente ERS.

In orbita discendente si nota, al contrario, che i PS "normal" RADARSAT1 indicano, sul centro urbano, un allontanamento dal satellite e quindi denunciano uno spostamento verso ovest.

Dalla combinazione delle due geometrie di acquisizione viene quindi desunta, sempre sull'areale geografico di Telesse, una deformazione con una prevalente componente verso il basso [subsidenza].



Fig. 9 - Telesse T. - PS "normal" ERS - orbita ascendente

Le distribuzioni dei PS "anomali" ERS acquisite sul centro urbano di Telesse Terme tra il 1992 ed il 2001 mostrano in entrambe le geometrie, deformazioni che sono in allontanamento dai satelliti. I PS "anomali" ERS sono concentrati proprio nell'area del centro urbano di Telesse che precedentemente è stato identificato come affetto da prevalente moto di subsidenza.

Anche i *PS "anomali"* RADARSAT1 da orbita ascendente e discendente, acquisite sul centro urbano di Telese Terme tra il 2003 ed il 2007, in entrambe le geometrie, mostrano deformazioni in allontanamento dai satelliti. Anche i *PS "anomali"* RADARSAT1 sono concentrati proprio nell'area del centro urbano di Telese che precedentemente è stato identificato come affetto da prevalente moto di subsidenza ed in cui, al contempo, ricadono gli stessi *PS "anomali"* ERS.

E' quindi possibile affermare, sulla base di dati interferometrici *PSInSAR™* relativi al periodo 1992 - 2001, per i satelliti ERS, ed al periodo 2003 - 2007, per il satellite RADARSAT1, che nella porzione nordoccidentale del centro urbano di Telese T. è stata attiva, almeno dal 1992, ed ha persistito sino alla fine del 2007, una zona di deformazione in subsidenza con valori di velocità *Vlos* medio-elevati.

Nelle *figure* vengono mostrate le rappresentazioni grafiche delle "*time series*" relative ai *PS "anomali"* ERS e RADARSAT, sia da orbita ascendente che discendente e per i periodi temporali già in precedenza specificati.

Sarno

Sin dagli anni 60, nel comprensorio di Sarno, l'Agenzia per il Mezzogiorno (ex Cassa del Mezzogiorno) ha realizzato opere di captazione in falda di rilevante importanza.

L'intensivo sfruttamento della riserva idrica ha prodotto, agli inizi degli anni 90, evidenti effetti di subsidenza. In tale periodo, l'ufficio tecnico del comune di Sarno (UTC), in più occasioni, evidenziò la presenza di lesioni ad edifici pubblici e privati siti in varie zone della piana sarnese.

Con il fine di chiarire una possibile relazione tra i dissesti segnalati dall'U.T.C. e del progressivo esaurimento delle sorgenti a causa dell'intensivo emungimento in atto, la Società Ricerche d'Acqua eseguì negli anni 92-93 una serie di approfondite indagini per il controllo della falda, tese a valutare il regime delle piogge, i cedimenti di zone significative della piana e l'andamento nel tempo delle lesioni. Gli esiti di questo lavoro furono riportati in una relazione eseguita nel [Cascini & Di Maio, 1994].

L'esistenza di vasti settori in subsidenza in gran parte della Piana Campana nell'arco temporale dal 1992 al 2006 viene comprovata dall'acquisizione ed elaborazione dei dati SAR ERS 1 e 2 e RADARSAT-1.

L'analisi statistica dei valori di deformazione dei *PS* riferiti agli anni dal 1992 al 2007 ha permesso di individuare nell'area del comune di Sarno, non solo aree soggette a deformazioni lente e attive ma di poter avanzare ipotesi circa la possibile neoformazione di un'area di sprofondamento proprio lungo la direttrice Piazza Lago - San Vito.

Considerando le distribuzioni dei *PS "normal"* ERS acquisite sul centro urbano di Sarno tra il 1992 ed il 2001 si deriva che, in orbita ascendente, l'area urbana è quasi tutta caratterizzata da *PS "normal"* in allontanamento dal satellite e quindi in spostamento verso est. Allo stesso modo, in orbita discendente, l'area è caratterizzata da *PS "normal"* in allontanamento dal satellite e quindi in spostamento verso ovest. La combinazione delle due geometrie di acquisizione denuncia quindi una deformazione con una prevalente componente verso il basso (subsidenza).

La combinazione delle due geometrie di acquisizione *PS "normal"* RADARSAT1 acquisite sul centro urbano di Sarno tra il 2003 ed il 2007 denunciano, anche in questo caso, una deformazione con prevalente componente verso il basso (subsidenza).

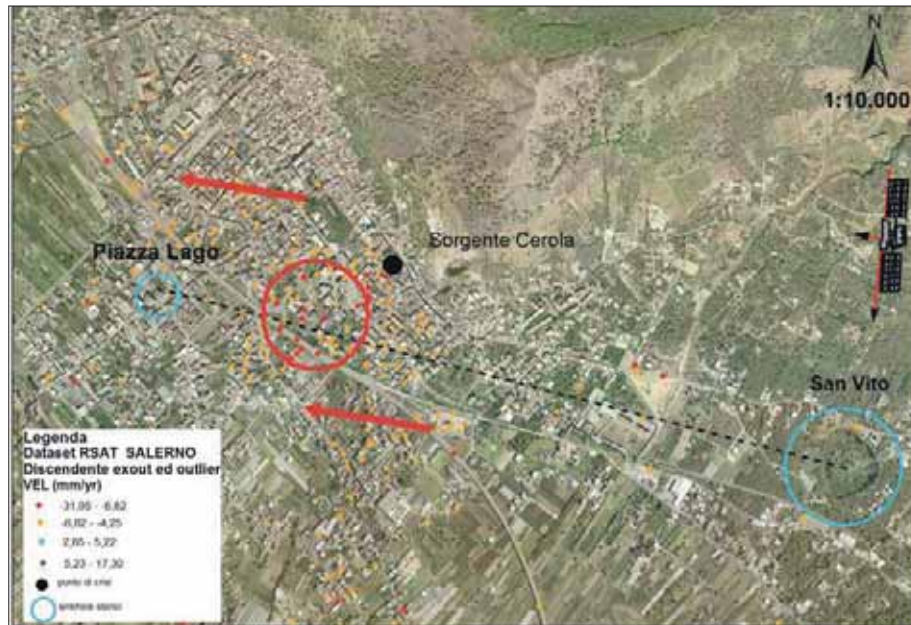


Fig. 10 – Sarno - addensamento di PS “anomali” RADARSAT1 lungo la direttrice Piazza Lago – San Vito – orbita discendente

Le distribuzioni dei PS “anomali” ERS acquisite sul centro urbano di Sarno tra il 1992 ed il 2001, mostrano, in entrambe le geometrie, deformazioni che sono in allontanamento dai satelliti; anche in questo caso le deformazioni sarebbero quindi relative a fenomeni di subsidenza.

I PS “anomali” RADARSAT1 da orbita ascendente e discendente, acquisiti sul centro urbano di Sarno tra il 2003 ed il 2007, in entrambe le geometrie mostrano deformazioni in allontanamento dai satelliti evidenziando anche in questo caso delle deformazioni relative a fenomeni di subsidenza.

Si evidenzia (fig. 10) il particolare addensamento di PS “anomali” RADARSAT1 in un areale di forma subcircolare posizionato proprio lungo la direttrice Piazza Lago – San Vito come già precedentemente asserito.

5. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Il contributo informativo fornito dall’interferometria differenziale radar da satellite, ed in modo specifico della tecnica “PSInSAR™” (Ferretti et al., 2000, 2001; Colesanti et al., 2003) rappresenta nella regione Campania uno dei principali strumenti diagnostici, a carattere regionale e di dettaglio, per l’identificazione di fenomeni di deformazioni del suolo in aree urbane,, tra cui i sinkhole.

Tale strumento, attualmente utilizzato per analisi storiche delle deformazioni e per il monitoraggio di quelle in evoluzione, può verosimilmente essere sfruttato nel breve termine per analisi preventive, a carattere annuale, sui fenomeni di sinkhole, ed in generale su tutte le deformazioni presenti in aree urbane della Campania.

Tale possibilità è data dall'avviamento del Progetto S.I.S.T.E.M.A. (*Sistema Integrato di Sorveglianza del Territorio con Metodologie Aerospaziali*) con cui la Regione Campania intende operare per i prossimi tre anni nell'applicazione intersettoriale di tecniche di tele-rilevamento per il controllo del territorio regionale a supporto delle azioni e degli interventi di difesa del suolo e protezione civile previsti dal PO FESR Campania 2007-2013. La disponibilità di estendere l'analisi interferometrica RADARSAT-1 della serie storica 2003-2010 ed il successivo aggiornamento annuale dei PS esistenti per tutto il territorio della regione Campania, rappresenta una particolare opportunità per lo studio dei fenomeni di sinkhole e per la sperimentazione di tecnologie a supporto delle analisi di previsione e prevenzione dei dissesti di origine gravitativa nelle aree urbane. Quest'ultimo aspetto, strettamente collegato con le previste infrastrutturazioni di aree sensibili con reti GPS e riflettori radar artificiali (corner reflector), rappresenta un obiettivo condiviso sia dagli Enti di governo del territorio sia dallo stesso Ordine dei Geologi della Campania che, come descritto dal presente lavoro, si propone quale componente essenziale nella sintesi applicativa tra le tecnologie di indagine più avanzate e la conoscenza diretta del territorio e dei fenomeni geoambientali presenti.

BIBLIOGRAFIA

- APAT (2004) – 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.
- AURIEMMA G., ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PISANO L. (2004) - *Il rischio di sinkhole nell'area urbana di Napoli*. 1° Seminario sullo stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. APAT, ROMA, 20 - 21 MAGGIO
- BUCHIGNANI V., LEVA D., NICO G., RIVOLTA C. (2004) - *Interferometria Sar da terra per il monitoraggio di un fenomeno di sprofondamento (sinkhole) in Toscana*. 1° Seminario sullo stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. APAT, ROMA, 20 - 21 MAGGIO
- CALIRO G., MORIELLO G., ORTOLANI F., PAGLIUCA S., STANZIONE D., UCCELLINI A. *Sinkholes nell'area di Telesse Terme (Provincia di Benevento) e di Contursi Terme (Provincia di Salerno): rapporti con la struttura profonda e i fenomeni idrotermali*. (2004) - 1° Seminario sullo stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio- APAT, Roma, 21-21 Maggio.
- CASCINI, DI MAIO, (1994) - *Effetti prodotti nella Piana del Sarno dall'emungimento di acqua sotterranea*, Rivista Italiana di Geotecnica
- CASCINI L., FERLISI S., FORNARO G., LANARI R., PEDUTO D., ZENI G., (2006) *Subsidence monitoring in Sarno urban area via multitemporal DInSAR technique*, International Journal of Remote Sensing, vol. 27, no. 8, 1709-1716.
- CASCINI L., FERLISI S., PEDUTO D., DI NOCERA S., FORNARO G., SERAFINO F., (2007) *A land subsidence study via DInSAR technique over large urbanised areas* - Proceeding of Urban Remote Sensing Joint Event, 2007 April 2007 ISBN: 1-4244-0712-5
- CASCINI L., FERLISI S., FORNARO G., PEDUTO D., MANUNTA M., ZENI G., (2007) - *Low and high resolution differential interferometry monitoring of the Sarno urban area* - Rivista Italiana di Telerilevamento, , vol. 38, 23-33.

- CASCINI L., FERLISI S., PEDUTO D., FORNARO G., MANUNTA M., (2007) - *Analysis of a subsidence phenomenon via DInSAR data and geotechnical criteria*. Italian Geotechnical Journal, Anno XLI, no.4, Dicembre, 50-67.
- CASILLO, GUARINO P. M., *Circolazione idrica sotterranea e fenomenologie di collasso in alcune aree della Campania, 2007*, Tesi di stage APAT (<http://sgi.apat.it/sinkhole/tesi%20di%20stage/Filippo%20Casillo.pdf>)
- CELICO P. (1978-79) - *Schema idrogeologico dell'Appennino Carbonatico Centro-Meridionale*, Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata dell'Università di Napoli
- CELICO P., DE GENNARO M., FERRERI M., GHIARA M.R., RUSSO D., STANZIONE D., ZENONE F., (1980) - *Il margine orientale della Piana Campana: indagini idrogeologiche e geochimiche*, Periodico di Mineralogia, Anno 49, pagg. 241-270
- CELICO P., (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quaderni Casmez 4/2, Roma.
- CELICO P., SALZANO G., VALLETTA M., (1990) - *Studio idrogeologico preliminare della piana del Sarno (Campania)*, Mem.Descr.Carta Geol. d'It. XXXVIII, pp.297-308
- CIVITA M., DE RISO R. & NICOTERA P., (1970) - *Sulla struttura idrogeologica alimentante le sorgenti del fiume Sarno e le falde pedemontane profonde della parte sud-orientale della Conca Campana*. Atti I Conv. Intern. Acque Sott., I.A.H., Palermo
- CORNIELLO A., DE RISO R. (1986) - *Idrogeologia e idrochimica delle sorgenti dell'agro Telesino (Benevento)*. Geol. Appl. e Idrog., 21, 52-84.
- COLESANTI C, FERRETTI A, PRATI C, ROCCA F (2003) - *Monitoring landslides and tectonic motions with the Permanent Scatterers Technique*. Engineering Geology 68(1): 3-14
- DEL PRETE S., DE RISO R., SANTO A. (2004) - *Primo contributo sui sinkholes di origine naturale in Campania. Atti Workshop "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*. APAT, Roma 20- 21 Maggio 2004, pp. 361-376.
- ESPOSITO A., (2007) - *La costituzione di un gruppo operativo di professionisti geologi esperti del territorio (PRO.G.E.T.)*. Tesi di Master di II livello in "Difesa Suolo e Protezione Civile" - Seconda Università di Napoli, Facoltà di Scienze Ambientali. In corso di stampa.
- ESPOSITO L., CELICO P., GUADAGNO F.M., AQUINO S. (2003)- *Aspetti idrogeologici del territorio sannita. Con saggio cartografico alla scala 1:100.000*. Techne Edt. Napoli, pp.58.
- FABBROCINO S., LANARI R., CELICO P., TERMOLINI G., ZENI G. (2007) - *Groundwater pumping and land subsidence in the Sarno River Plain (Campania)*. Mem. Descr. Carta Geol. D'Italia 2007, pp. 163-170
- FERRETTI A, PRATI C, ROCCA F (2001) *Permanent Scatterers in SAR Interferometry* IEEE Trans. Geoscience And Remote Sensing 39(1): 8-20
- FERRETTI A., BASILICO M., NOVALI F., PRATI C. (2004) - *Possibile utilizzo di dati radar satellitari per individuazione e monitoraggio di fenomeni di sinkhole*. 1° Seminario sullo stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio. APAT, ROMA, 20 - 21 MAGGIO
- FORNARO G., PAUCIULLO A., SERAFINO F., (2009) - *Deformation Monitoring over large areas with Multipass Differential SAR Interferometry: a new approach based on the use of Spatial Differences*. Int. Journal of Remote Sens., vol 30, no. 6, April, pp 1455 - 1478.

- FUSCHINI V. (1998) – Lineamenti geomorfologici della bassa valle del fiume Calore [Valle Telesina] ed elaborazione di una carta della stabilità dei versanti mediante l'uso di sistemi computerizzati di informazione geografica (GIS) – Tesi di laurea in Geologia – Università degli Studi di Roma “La Sapienza”.
- FERLISI S., PISCIOTTA G., CASCINI L., (2005) - *Analisi degli effetti indotti sugli edifici da fenomeni di subsidenza* - Incontro annuale dei Ricercatori di Geotecnica 2005 - IARG
- NICOTERA, CIVITA (1970) - *Indagini idrogeologiche per la realizzazione delle opere di presa delle sorgenti Mercato e Palazzo [Sarno]*, Memorie e note dell'istituto di Geologia Applicata Napoli – Vol. IX
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S., SPIZUOCO A. (2004) - *Sinkholes in Campania: cause e rischio per l'ambiente antropizzato. 1° Seminario sullo stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*. APAT, ROMA, 20 – 21 MAGGIO
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PISANO L. (2004) - *Fenomeni tipo sinkholes nei centri abitati a nord di Napoli. 1° Seminario sullo stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*. APAT, ROMA, 20 – 21 MAGGIO
- POLSELLI P. (2005) - *Relazione tra fenomeni di sprofondamento, risalite di fluidi mineralizzati e sismicità in alcune aree di studio dell'Italia centro-meridionale*. ISPRA – Tesi di Stage
- SALVI S., PIRRO M., GASPARINI C., STRAMONDO S., PAGLIUCA M. N., ATZORI S., COLINI L., TOLOMEI C., DOUMAZ F., FERRETTI A., ALLIEVI J. (2004) - *Le deformazioni del suolo ricavate da dati satellitari in un settore a rischio sinkhole del bacino delle Acque Albule [Lazio]. 1° Seminario sullo stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*. APAT, ROMA, 20 – 21 MAGGIO
- TERMOLINI G., (2007) - *Analisi degli effetti indotti dal sovrasfruttamento degli acquiferi di pianura: emungimenti e subsidenza nella Piana Campana*, Tesi di dottorato – Università “Federico II” di Napoli
- TERRANOVA C., IULIANO S., MATANO F., NARDÒ S., PISCITELLI E., CASCONI E., D'ARGENIO F., GELLI L. ALFINITO M., LUONGO G. (2009) - *The TELLUS Project: a satellite-based slow-moving landslides monitoring system in the urban areas of Campania Region* - Rendiconti online Soc. Geol. It., Vol. 2, 1-3
- VERSACE P., CARUSO A., CASSETTI M., CAPPARELLI G. (2005) – *Il Presidio Territoriale e la gestione dell'emergenza a Sarno*. Quaderni del Presidio Territoriale, n. 0, 55-80, Commissariato di Governo per l'Emergenza Idrogeologica in Campania.
- VILARDO G., VENTURA G., TERRANOVA C., MATANO F., NARDÒ S., (2009) - *Ground deformation due to tectonic, hydrothermal, gravity, hydrogeological, and anthropic processes in the Campania Region [Southern Italy] from Permanent Scatterers Synthetic Aperture Radar Interferometry*. Remote Sensing of Environment 113, 197–212.

INDAGINI MICROGRAVIMETRICHE PER L'INDIVIDUAZIONE DI CAVITÀ SOTTERRANEE IN AMBIENTI URBANI: I CASI DI CARDITO (NA) E DI LESINA MARINA (FG)

di Castiello G.¹, Fedi M.², Florio G.², Grimaldi M.²

ABSTRACT

In this paper we present the results of two microgravity surveys conducted for the detection of buried cavities in the urban areas of Cardito (NA) and Lesina Marina (FG). The survey performed in the urban area of Cardito was conducted over a known cavity to test the procedures used to obtain the Bouguer anomaly, verifying their effectiveness by checking the results of the interpretation of the gravity anomaly. In the case of Lesina Marina the exploration was performed to identify unknown cavities in the gypsum and sand near the Acquarotta channel, where karst erosion produces many problems for the stability of sport facilities and buildings.

For both surveys we used the same acquisition procedures and the same instruments: Scintrex Autograv CG5 and level Wild Na2 equipped by micrometer. To compute the Bouguer anomaly we had particular care in the removal of gravity effects of the buildings close to the measurement stations. These effects were calculated by approximating the volume of buildings with prisms having a density equal to the weighted average between walls and voids. The nearest buildings were, instead, modelled in greater detail, by prismatic models of the main building structures. We analyzed and interpreted the Bouguer anomalies with recent methods based on the multiscale study of gravitational field. In both cases the estimates of depth and structural index are in good agreement with the actual location and shape of the anomaly sources.

RIASSUNTO

In questo lavoro presentiamo i risultati di due indagini microgravimetriche condotte per l'individuazione di cavità sepolte nelle aree urbane di Cardito (NA) e di Lesina Marina (FG). Descriviamo le modalità di acquisizione, le operazioni di residuazione del segnale e le tecniche di analisi ed interpretazione dei dati.

Nel caso di Cardito l'indagine, svolta al di sopra di una cavità nota, ha avuto lo scopo di testare l'efficacia delle procedure utilizzate per la residuazione del segnale gravimetrico misurato, verificandone l'efficienza tramite l'interpretazione dei dati con tecniche multi-scala. Nel caso di Lesina Marina l'esplorazione è stata eseguita per individuare presunte cavità non note nella formazione gessosa e nella copertura sabbiosa del sottosuolo in prossimità del Canale di Acquarotta, dove fenomeni di erosione carsica potrebbero implicare problemi di stabilità per strutture sportive e palazzi ad uso civile.

1 C.I.R.A.M., Università degli Studi "Federico II", Napoli

2 Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi "Federico II", Napoli

Per entrambe le indagini sono state utilizzate le stesse procedure di acquisizione e le stesse strumentazioni: l'autogravimetro Scintrex CG5 ed il livello autolivellante Wild Na2, corredato di micrometro a lamina piano-parallela.

Per il calcolo dell'anomalia di *Bouguer* è stata posta particolare cura nella rimozione dell'effetto gravimetrico di numerosi edifici disposti nell'intorno dei luoghi esplorati. Questi effetti sono stati calcolati approssimando l'intero volume dei manufatti più lontani con prismi aventi densità pari al valore della media pesata tra i corpi murari e i vuoti. Gli edifici più vicini sono stati, invece, modellizzati in maggior dettaglio con modelli prismatici rappresentativi delle principali strutture murarie che li costituiscono.

Al segnale residuo sono state applicate tecniche di analisi ed interpretazione dei dati basate sullo studio multiscala del campo gravitazionale. Sono state, quindi, studiate sezioni verticali del campo, generate mediante continuazione verso l'alto dei dati, ottenendo informazioni sulla posizione e il tipo di sorgente di anomalia presente in profondità. In entrambi i casi le stime di profondità ed indice strutturale sono in ottimo accordo con la reale ubicazione e forma delle sorgenti di anomalia.

1. IL CASO DI CARDITO (NA)

1.1 Premessa

In questo capitolo descriviamo i risultati dell'indagine microgravimetrica condotta presso il comune di Cardito (NA). Lo scopo scientifico risiede nel testare l'efficacia delle procedure utilizzate per la residuazione del segnale gravimetrico, porgendo particolare attenzione alle correzioni da apportare al valore misurato per la massa degli edifici ubicati in vicinanza dei punti di misura. Infatti, la corretta modellizzazione degli effetti gravimetrici dovuti ai palazzi circostanti e la loro rimozione è determinante per potere evidenziare l'effetto anomalo legato alla cavità.

I dati sono stati acquisiti lungo un profilo scelto sulla base della disponibilità di informazioni dettagliate circa la presenza di una cavità al di sotto di Piazza Giovanni XXIII, così come per l'ottima posizione logistica in cui si trova (parte della cavità si estende in aree chiuse al traffico veicolare). In figura 1 è riportata una foto satellitare del centro urbano e il profilo d'interesse su cui è stato eseguito il rilievo microgravimetrico.



Fig. 1 - Centro storico della città di Cardito (NA). In rosso il profilo scelto per l'indagine microgravimetrica.

La zona interessata dal rilievo gravimetrico presenta nel sottosuolo un'antica cavità coltivata in passato per l'estrazione di materiale lapideo destinato all'edilizia. La cavità si sviluppa nel *bedrock* tufaceo di origine vulcanica flegrea, il Tufo Grigio Campano, a partire da 12 metri al di sotto del piano di calpestio fino ad una profondità di 20 metri. Articolata in due ambienti principali, occupa una superficie di 324 mq circa (fig. 2).

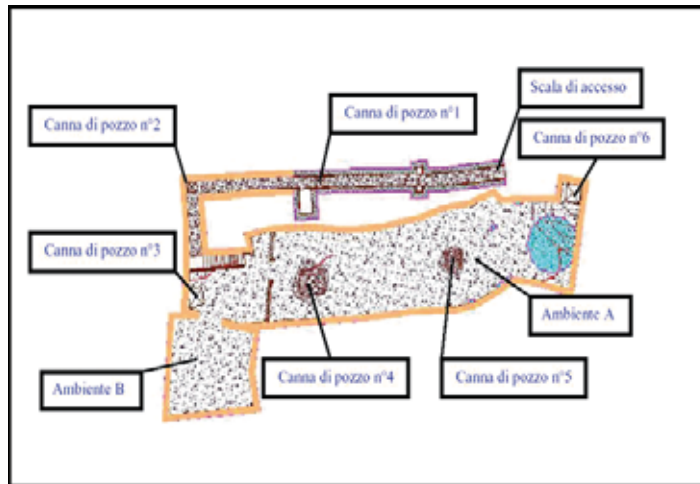


Fig. 2 - Pianta della cavità.

Si può accedere al suo interno tramite una scala a sezione rettangolare con copertura a volta ubicata in un cortile adiacente alla chiesa di "San Giuseppe e Santa Eufemia". Tale scala permette di superare il dislivello di circa 20 metri presente tra il piano di calpestio esterno e quello del fondo del cavo consentendo di entrare nell'ambiente più ampio della cavità, l'ambiente A. Questa stanza ha una pianta pressoché rettangolare con copertura a volta ed un'altezza massima di circa 7.20 metri. Tale ambiente risulta caratterizzato da quattro canne di pozzo a sezione quadrata visibili tutte in superficie tranne la canna di pozzo 3. Le canne di pozzo 3 e 4 si trovano nell'area dei giardini pubblici; le canne di pozzo 5 e 6 all'interno del cortile adiacente alla chiesa. Dall'ambiente principale si sviluppa un'ulteriore stanza, l'ambiente B, a pianta pressoché quadrata avente la copertura piana con un'altezza massima di circa 6.10 metri. Per la prima parte (circa 13 metri) le canne di pozzo sono scavate nella copertura di materiale incoerente sovrapposto al *bedrock* tufaceo. Tale materiale è costituito da terreno di origine vegetale, materiale di riporto e piroclastici sciolte attribuibili essenzialmente al vulcanismo flegreo. Si tratta prevalentemente di pozzolane caratterizzate da una matrice cineritica a granulometria variabile da limosa a sabbiosa, a giacitura suborizzontale, poggiate sull'Ignimbrite Campana.

1.2 Descrizione dell'indagine

Sulla base delle informazioni disponibili è stato scelto di acquisire i dati microgravimetrici lungo un unico profilo, trasversale all'andamento della cavità, che da via Santa Eufemia giunge in via Napoli, attraverso il giardino pubblico retrostante la chiesa, per una lunghezza di 119.5 metri. Lungo tale profilo sono state occupate 61 stazioni gravime-

triche mediante il gravimetro Scintrex CG5. E' stato scelto un passo di 1.5 metri nei primi 61.5 metri, nelle zone iù prossime alla cavità, e di 3 metri nel resto del profilo. Il ritorno alla stazione base, punto di inizio e fine di ogni giornata di acquisizione, è avvenuto ogni ora e 15 minuti allo scopo di campionare la curva di deriva strumentale. Per ogni stazione sono stati letti almeno 3 valori di gravità, e ognuna di queste misure è della durata di 60 secondi; in alcuni casi, in particolare quando le misure sono state eseguite sul piano stradale lungo via Santa Eufemia e via Napoli, a causa di temporanei aumenti di rumore ambientale legati al traffico veicolare, il numero delle letture è stato aumentato a 6 o a 9 fino a quando la ripetibilità non è risultata soddisfacente. Contemporaneamente è stato svolto il rilievo topografico con l'autolivello di precisione Wild Na2 corredato di micrometro a lamina piano-parallela ed una stadia graduata su nastro Invar.

1.3 Correzione dei dati

Successivamente alla fase di acquisizione è indispensabile correggere i dati da tutti gli effetti temporali e spaziali non legati all'anomalia di interesse, giungendo così ad una carta gravimetrica di più facile interpretazione: il profilo delle anomalie di *Bouguer*.

I dati sono stati corretti per gli effetti mareali e di deriva strumentale. Successivamente sono state apportate anche le correzioni di aria libera e di *Bouguer* completa (effetto di piastra + effetto topografico), usando i valori di quota di ciascuna stazione di misura.

Data la piccola estensione areale delle misure e la topografia sostanzialmente piatta nell'area circostante, la correzione di *Bouguer* completa è stata eseguita calcolando con il metodo di Talwani [1959] l'effetto gravimetrico di un corpo bidimensionale avente sezione uguale a quella compresa tra la superficie topografica e una superficie piatta passante per la stazione a quota più bassa. Questa correzione per le masse interposte necessita di valori di densità quanto più rappresentativi dei litotipi presenti. Nella scelta del giusto modello non solo è stata considerata la stratigrafia di un sondaggio presente nelle immediate vicinanze, ma ci si è giovati anche del confronto tra l'anomalia reale ottenuta a seguito di tutte le correzioni su descritte e l'anomalia gravimetrica sintetica generata da una dettagliata modellizzazione della cavità. Il vuoto è stato modellizzato con 67 prismi aventi un contrasto di densità di -1.7 g/cm^3 . Quindi, sulla base della stratigrafia e della comparazione tra segnale reale e segnale sintetico il modello più soddisfacente ha previsto per i primi 40 cm una densità di 2.7 g/cm^3 e per lo spessore restante una densità di 2.0 g/cm^3 . In figura 4 viene mostrato il profilo dell'anomalia di Bouguer completa ottenuto sottraendo all'anomalia in aria libera (mostrata in figura 3) l'effetto gravimetrico delle masse interposte tra l'andamento topografico e la superficie piatta passante per la quota minima rilevata.

Il principale disturbo topografico è rappresentato in realtà dalla presenza ravvicinata di edifici in muratura e di due cantine nella parte iniziale e finale del profilo.

Questi manufatti sono stati modellizzati nelle loro principali strutture murarie con 64 prismi (fig. 5).

Trattandosi di muri in tufo grigio campano, il valore di densità scelto è stato di 1.7 g/cm^3 . Lo spessore delle mura perimetrali è stato misurato sul posto ed è risultato di circa 60 cm per tutti gli edifici tranne che per la chiesa, per la quale è stato misurato uno spessore di 1 m. Data la mole e la vicinanza al profilo misurato, la chiesa è stata modellizzata con maggiore cura, considerando anche alcune pareti interne. In figura 6 è riportato il profilo degli effetti gravimetrici generati dai palazzi e dalle cantine in corrispondenza delle stazioni di misura.

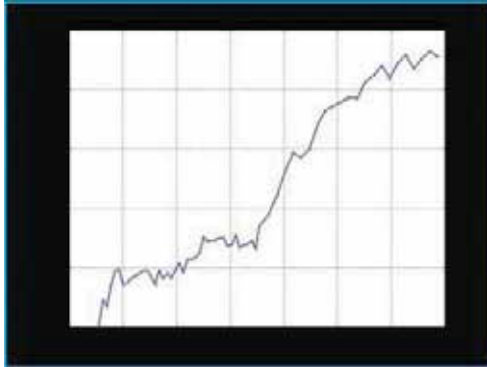


Fig. 3 - Anomalia di aria libera

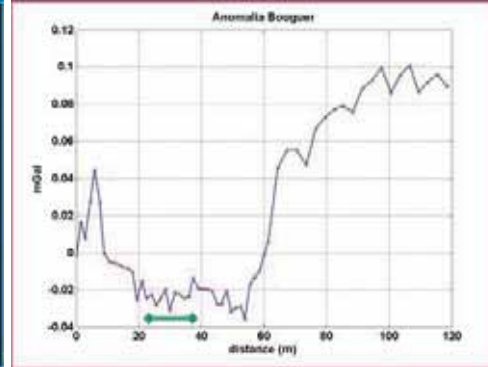


Fig. 4 - Anomalia di Bouguer. La barra verde indica la posizione della cavità

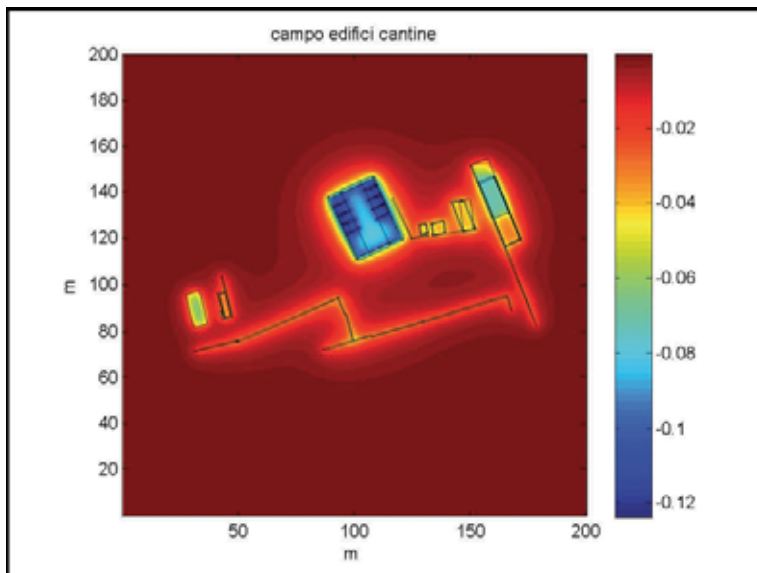


Fig. 5 - Campo gravimetrico generato dai palazzi. I manufatti sono stati modellizzati attraverso 64 prismi; il valore di densità scelto è di 1.7 g/cm^3 .

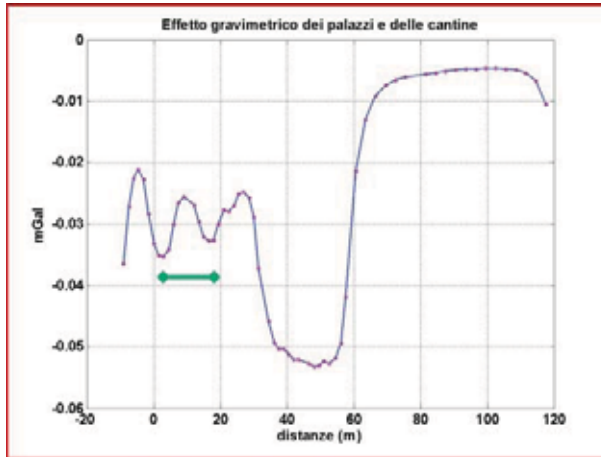


Fig. 6 - Effetto gravimetrico dei palazzi e delle cantine lungo il profilo di misura. La barra verde indica la posizione della cavità.

È evidente il forte effetto della chiesa (tra circa 35 e 55 metri) con ampiezza di oltre -50 μ Gal.

La certezza che la scelta delle densità sia avvenuta correttamente e che le correzioni siano state efficaci, in particolare la correzione relativa ai palazzi, viene confermata dalla forte somiglianza tra l'anomalia di Bouguer finale e l'andamento dell'anomalia sintetica (fig. 7). Possiamo, quindi, notare che: i) la zona di minimo coincide perfettamente con la posizione della cavità (tra $x=19$ m e $x=35$ m); ii) a destra dell'anomalia principale, tra $x=42$ m e $x=55$ m, proprio in corrispondenza della chiesa, è presente un' altra zona di minimo gravimetrico. È possibile che tale minimo sia relativo ad una variazione di densità nel sottosuolo oppure alla presenza di un'ulteriore cavità non nota.

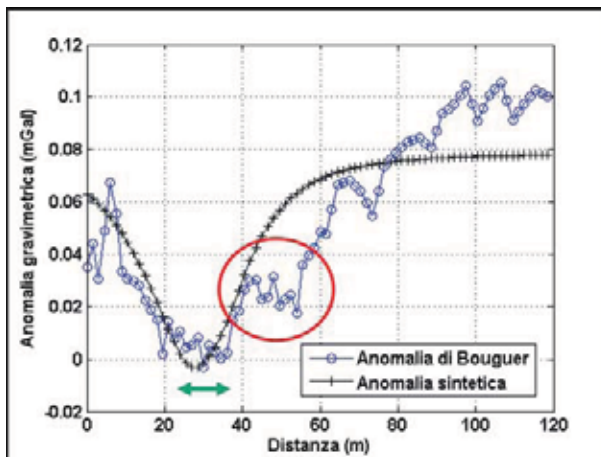


Fig. 7 - Comparazione tra anomalia di Bouguer, in blu, ed anomalia sintetica, in nero. Evidente è il noise ad alta frequenza lungo il profilo dell'anomalia di Bouguer. La barra verde indica la posizione della cavità; il cerchio rosso mette in risalto un ulteriore minimo gravimetrico probabilmente ascrivibile ad un vuoto non noto.

1.4 Filtraggio localizzato mediante DWT (*Discrete Wavelet Transform*)

Come visibile in figura 8 l'anomalia di *Bouguer* finale presenta *noise* ad alta frequenza. Prima di interpretare i dati è necessario eliminare questo disturbo. Si è scelto di eseguire un filtraggio localizzato in corrispondenza di tale minimo attraverso la Discrete Wavelet Transform (DWT). La DWT fornisce una rappresentazione spazio-scala dell'anomalia e permette di operare filtri localizzati in determinate posizioni del campo, lasciando il segnale inalterato altrove. La scelta del filtraggio localizzato rispetto a un filtraggio 'globale', come ottenibile mediante trasformata di Fourier, nasce dall'osservazione che quest'ultimo distorce importanti caratteristiche dell'anomalia, riducendone i gradienti. Il filtraggio localizzato (fig. 8) consente invece di rimuovere il *noise* in una piccola area selezionata, lasciando il segnale immutato nelle sue caratteristiche generali.

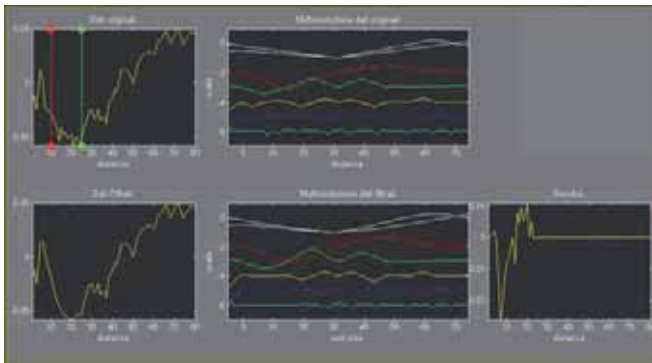


Fig. 8 - Filtraggio localizzato. 8a: segnale originario e finestra selezionata per il filtraggio localizzato; 8b: analisi multirisoluzione del segnale originario tramite 'ondina "interpolating"; 8c: dato filtrato localmente, azzerando, nella finestra selezionata, i coefficienti delle tre più piccole scale; 8d: analisi multirisoluzione del segnale filtrato; 8e: residuo del filtraggio.

In figura 9 viene mostrata la notevole somiglianza, nella zona del minimo relativo alla cavità sepolta, tra l'anomalia di Bouguer sperimentale filtrata e quella sintetica.

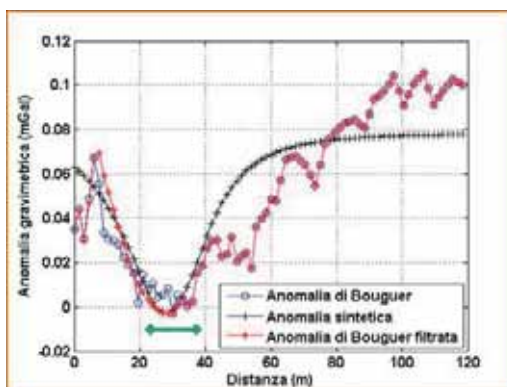


Fig. 9 - Comparazione tra anomalia di Bouguer non filtrata [blu], anomalia sintetica [nero] e anomalia di Bouguer filtrata [rosso]. Da notare il forte fit nella zona di minimo gravimetrico relativo alla cavità [barra verde] tra l'andamento sintetico ed il profilo filtrato.

1.5 Interpretazione dei dati mediante metodi multiscala: *Multiridges Euler Deconvolution* e *DEXP (Depth from Extreme Points)*

Al segnale residuo e filtrato sono state applicate tecniche di analisi ed interpretazione dei dati basate sullo studio multiscala del campo gravitazionale (FEDI E FLORIO, 2006; FLORIO E FEDI, 2006; FEDI, 2007; FEDI *et al.*, 2009). Queste tecniche studiano sezioni verticali del campo, generate mediante continuazione verso l'alto dei dati, e forniscono informazioni sulla posizione e il tipo di sorgente di anomalia in particolari posizioni del campo: i *ridges*. I *ridges* sono il risultato dell'espansione dei campi di potenziale con la distanza dalla sorgente, lungo cui si allineano i massimi dei valori assoluti del campo alle diverse quote.

1.6.1 Analisi *Multiridges* e *Deconvoluzione di Eulero*

L'analisi *multiridges* dei campi di potenziale studia l'andamento dei *ridges* per giungere ad informazioni circa posizione e forma delle sorgenti di anomalia.

E' possibile definire tre tipi di *ridges* (FEDI *et al.*, 2009): i) *ridges* del I tipo: luogo dei punti nel quale si annulla la derivata orizzontale prima del campo; ii) *ridges* del II tipo: luogo dei punti nel quali si annulla la derivata verticale prima del campo; iii) *ridges* del III tipo: luogo dei punti nel quale si annulla il campo di potenziale.

Per ottenere stime di profondità ed indice strutturale della cavità investigata abbiamo applicato la deconvoluzione di Eulero ai valori del campo lungo i *ridges* del I tipo. Questa analisi, come tutti i metodi multiscala, analizzando il campo continuato verso l'alto, è abbastanza stabile rispetto al *noise* ed è possibile recuperare la risoluzione, persa con la distanza di continuazione, differenziando verticalmente il campo. Nel nostro caso abbiamo usato la derivata prima. Le quote ottimali sono scelte sulla base dell'analisi della sezione verticale. In questo caso alle basse quote (da 0 a 5 metri) si sviluppano molti *ridges* legati al *noise*, che si attenuano rapidamente con la quota. Dai 5 metri in poi, infatti, il campo presenta dei *ridges* regolari e rettilinei adatti all'interpretazione. Le quote scelte sono, quindi, comprese tra 5 e 15 metri. In figura 10 si riporta la sezione analizzata e il *ridge* scelto per interpretare l'anomalia relativa alla cavità.

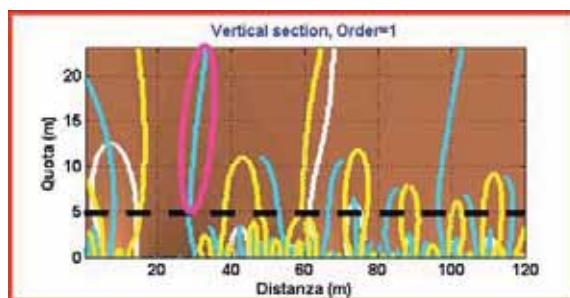


Fig. 10 - Sezione verticale della derivata prima del campo. Il *ridge* del primo tipo (celesti cerchiato in rosa) generato dal minimo della cavità è ben sviluppato e rettilineo al di sopra dei 5 metri di quota.

Lungo il *ridge* selezionato è stata applicata la deconvoluzione di Eulero per fornire una stima simultanea dell'indice strutturale e della profondità della sorgente (FLORIO E FEDI, 2006; FEDI *et al.*, 2009). L'analisi avviene spostando lungo il *ridge* una finestra di dimensioni variabili e calcolando la media delle stime di z_0 e N (indice strutturale). In figura 11 si riportano i risultati ottenuti per il valore di profondità z_0 e l'indice strutturale N. Si vede

come le stime siano piuttosto stabili, indipendentemente dalla grandezza della finestra adottata. In figura 12 è presentato il grafico delle soluzioni ottenute cui è associato il minor errore. Esse si concentrano intorno al valore medio di indice strutturale prossimo a quello teorico di un cilindro orizzontale, ovvero 1, e, coerentemente con questo valore di N , alla profondità di 16.7 metri, prossima a quella reale del centro della cavità.

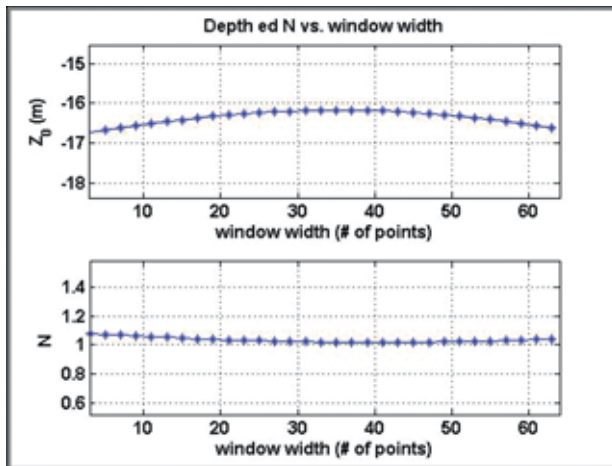


Fig. 11 - Risultati ottenuti per il valore di profondità z_0 e indice strutturale N . Si vede come le stime siano piuttosto stabili, indipendentemente dalla grandezza della finestra adottata.

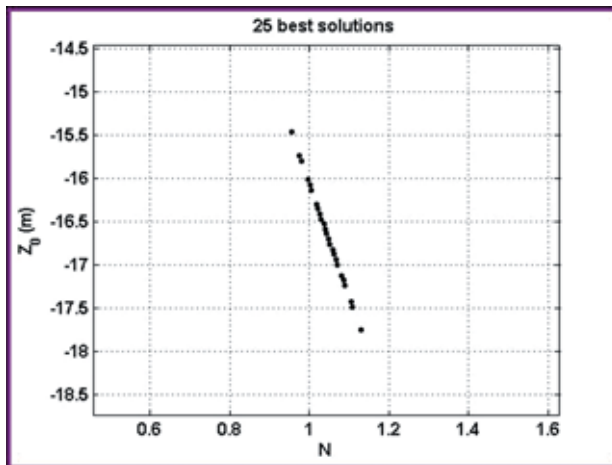


Fig. 12 - Migliori soluzioni ottenute: si concentrano intorno al valore medio di indice strutturale prossimo a quello teorico di un cilindro orizzontale, ovvero 1, e, coerentemente con questo valore di N , alla profondità di 16.7 metri, prossima a quella reale del centro della cavità.

Metodo DEXP (Depth from EXtreme Points)

Il metodo DEXP (Fedi, 2007) fornisce una stima della profondità delle sorgenti, densità ed indice strutturale, studiando la posizione dei punti estremi di un campo scalato secondo la seguente relazione

$$W_n(z) = z^{\alpha_n} f_n(z)$$

dove n è l'ordine di differenziazione del campo, z è la quota e α_n è detto *scaling exponent* ed è in relazione con l'indice strutturale $[Sn]: \alpha_n = Sn/2$. Il metodo è rapido e stabile grazie al comportamento regolare che i campi di potenziale assumono con l'incremento della quota. La proprietà più importante del campo scalato W_n è che possiede dei massimi o minimi alla quota $z=-z_0$.

Nel caso di Cardito abbiamo determinato il valore dell'indice strutturale studiando un *ridge* della derivata prima verticale del campo. Come evidente in figura 13 il valore dell'intercetta è -2, da cui segue un indice strutturale pari a 1 dato che si sta considerando la derivata prima del campo (Fedi, 2007). L'indice strutturale uguale ad 1, a conferma di quanto stimato con la deconvoluzione di Eulero, è il valore che caratterizza una sorgente cilindrica orizzontale.

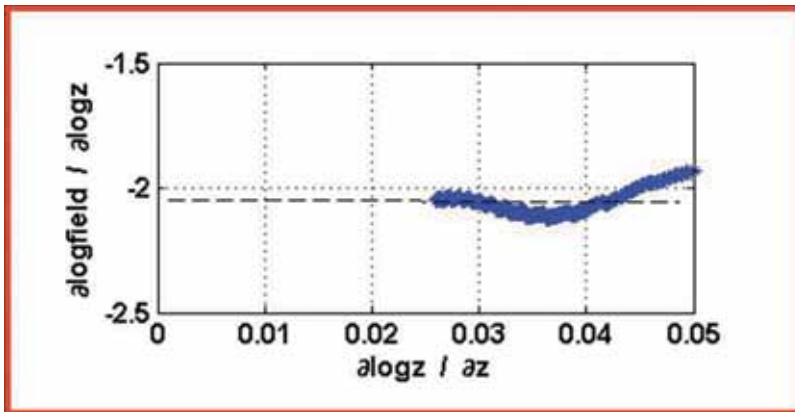


Fig. 13 - Il valore dell'intercetta, diminuito di 1 (ordine di derivazione del campo), indica come modello di sorgente un cilindro orizzontale.

Per la stima della profondità abbiamo applicato la DEXP alla derivata seconda del campo, tale da ridurre l'effetto a lungo periodo del campo regionale di fondo ed enucleare il minimo ad alta frequenza relativo alla cavità nota. Come illustrato nella figura seguente in corrispondenza dell'ascissa $x=30$ metri vi è un forte minimo con valore estremo alla profondità di circa 16 metri. Tale valore è in ottimo accordo con la reale posizione del punto medio della cavità indagata.

Inoltre, in prossimità di $x=50$ metri si nota la presenza di un ulteriore minimo, che come già detto potrebbe essere in relazione con un vuoto sconosciuto. E' chiaro che per l'interpretazione di questo minimo è necessario disporre di ulteriori dati, in quanto, a differenza dell'anomalia della cavità nota, non è chiara la relazione spaziale tra il profilo che stiamo studiando e questa anomalia.

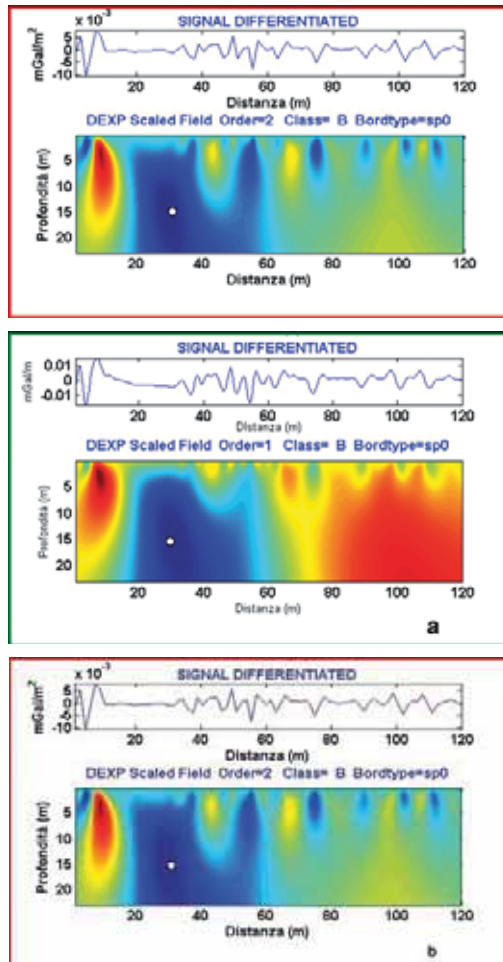


Fig. 14 - Analisi DEXP per la derivata seconda del campo. In alto il segnale derivato; in basso i risultati dell'interpretazione. Si nota in corrispondenza dell'ascissa $x=30$ metri un forte minimo alla profondità di circa 16 metri. Ad $x=50$ metri vi è un ulteriore minimo probabilmente relativo ad un vuoto non noto.

2. IL CASO DI LESINA MARINA (FG)

2.1 Premessa

In questo capitolo descriviamo i risultati dell'indagine microgravimetrica condotta presso il comune di Lesina Marina (FG). L'esplorazione è stata condotta per individuare cavità nella formazione gessosa e nella copertura sabbiosa del sottosuolo in prossimità del Canale di Acquarotta, zona interessata da fenomeni di erosione carsica che coinvolgono strutture sportive e palazzi ad uso civile. In figura 15 è riportato il centro urbano di Marina di Lesina e l'area su cui è stato eseguito il rilievo microgravimetrico.



Fig. 15 - Centro urbano della città di Lesina Marina (FG). In rosso l'area selezionata per l'indagine microgravimetrica.

I fenomeni di dissesto sono connessi alla geologia stessa del sito. La sequenza litologica è schematicamente rappresentata dalla successione, dall'alto verso il basso, di coperture sabbiose, di origine eolica e fluvio-lacuale, sovrapposte alle "evaporiti del Gargano" rappresentate nell'area di Lesina dalla formazione dei gessi di Punta delle Pietre Nere. I gessi sono rocce altamente solubili, la cui velocità di dissoluzione cresce proporzionalmente all'aumento di concentrazione di NaCl nelle acque di circolazione ed alla velocità di filtrazione delle stesse. La dissoluzione dei gessi è in grado di generare veri e propri processi di pseudocarsismo: in pratica l'origine ed il progressivo ampliamento dei condotti e delle cavità ipogee sono legati all'azione di dissoluzione che l'acqua ingenera lungo le pareti delle fessure presenti nelle rocce. Il collasso delle cavità nei gessi esercita, poi, un'azione di richiamo sulle sabbie sovrastanti. Il processo si esplica in tempi estremamente rapidi costituendo un indubbio pericolo per la pubblica incolumità.

In corrispondenza di Lesina Marina la concomitanza di più fattori sfavorevoli, quali la contestuale presenza di gessi fortemente fratturati per effetto degli stress tettonici e di acque con elevata percentuale di NaCl per l'interferenza di acqua marina, oltre che la presenza di acque i cui percorsi sotterranei sono complicati dalla vicinanza del mare e del canale di Acquarotta, ha innescato processi spinti di dissoluzione diffusa. In più, secondo ricostruzioni storiche, a provocare un'accelerazione del fenomeno è stato lo scavo, nel 1927, proprio del canale di Acquarotta, che portò, per un tratto di circa 800 metri, all'incisione dei gessi esponendoli maggiormente all'aggressività delle acque.

Al fine di ridurre il rischio legato ai processi di collasso su descritti è stata, quindi, progettata un'indagine microgravimetrica per individuare e localizzare probabili vuoti sotterranei.

2.2 Descrizione dell'indagine

La progettazione del rilievo è stata eseguita valutando, anche con l'ausilio di modelli teorici preventivamente eseguiti sulla base di lavori pregressi effettuati in zone vicine (Melidoro e Panaro, 2000), la geometria delle stazioni di misura in funzione delle dimensioni e della profondità del target e delle condizioni logistiche del luogo. Pertanto la scelta è stata di eseguire la prospezione lungo un grid regolare di 3 m*3 m, ottenendo un numero totale di stazioni pari a 315 disposte su 16 profili orientati N-S. I profili hanno una lunghezza variabile, dettata dalla geometria del luogo investigato, compresa tra 21 metri e 78 metri. Le ultime cinque stazioni sono state utilizzate per infittire una zona di notevole interesse geofisico presso la quart'ultima stazione del secondo profilo, laddove era evidente un modesto avvallamento topografico, in corrispondenza del quale, successivamente alla fase di acquisizione dei dati microgravimetrici, è avvenuto uno sprofondamento. Per ogni stazione sono stati letti almeno 3 valori di gravità (ogni lettura è della durata di 60 secondi); in alcuni casi il numero delle letture è stato aumentato a 6 o a 9 a causa di temporanei aumenti di rumore ambientale legati a condizioni meteo-marine, pioggia, vento e moti ondosi intensi, fin quando la ripetibilità delle stesse non è risultata soddisfacente. In corrispondenza di ogni stazione è stata anche misurata la quota con un livello geometrico di precisione, modello Wild Na2 corredato di micrometro a lamina piano-parallela ed una stadia graduata su nastro in Invar. La stazione base, coincidente con la stazione 1, è stata occupata ogni due ore circa.

2.3 Correzione dei dati

Applicate le correzioni di marea e di deriva sono state apportate le correzioni di aria libera e di *Bouguer* completa (effetto di piastra + effetto topografico). Per entrambe sono stati indispensabili i valori di quota misurati.

Data la piccola estensione superficiale su cui è stato eseguito il rilievo è possibile considerare un unico valore di densità che rappresenti i litotipi presenti nell'area investigata. Il valore scelto, calcolato come valore medio tra la densità delle sabbie affioranti (1.8 g/cm^3), la densità del suolo con copertura vegetale (1.6 g/cm^3) e la densità del cemento nelle zone del campo da tennis e dei campi da bocce (2.2 g/cm^3), è di 2.0 g/cm^3 . Questa densità è stata scelta anche comparando la mappa delle anomalie di *Bouguer* ottenuta utilizzando proprio 2.0 g/cm^3 con quella ottenuta utilizzando densità variabili corrispondenti ai tre valori relativi alle sabbie, al suolo e al cemento. Data la modesta variazione altimetrica nell'area, questo confronto non ha fatto emergere alcuna differenza sostanziale, per cui la scelta di un unico valore di densità pari a 2.0 g/cm^3 è ampiamente giustificata. La correzione di *Bouguer* completa è stata calcolata con il metodo di Parker (1973). Questo metodo calcola nel dominio delle frequenze l'effetto gravimetrico causato da corpi delimitati da superfici complesse. Nel nostro caso le due superfici sono rappresentate dall'andamento topografico dell'area e dalla superficie piatta passante per la quota minima rilevata. In figura 17 illustriamo l'anomalia di *Bouguer* ottenuta sottraendo alla mappa dell'anomalia di aria libera (mostrata in fig. 16) l'effetto gravimetrico delle masse interposte così calcolato.

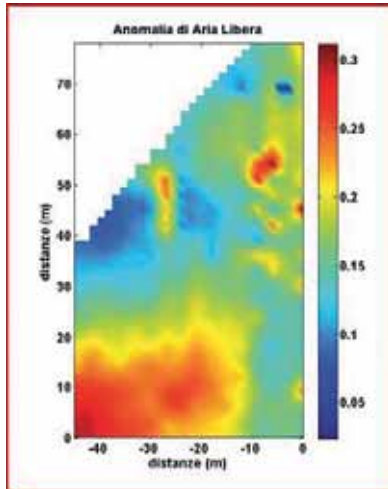


Fig. 16 - Anomalia di aria libera

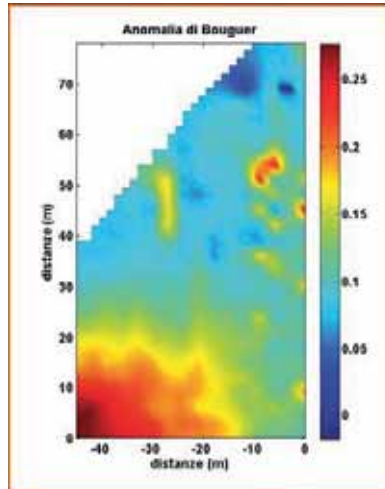


Fig. 17 - Anomalia di Bouguer

Per giungere alla mappa finale delle anomalie di *Bouguer* è stato necessario rimuovere il maggior disturbo topografico presente: l'effetto gravimetrico degli edifici presenti nell'intorno delle stazioni di misura e il profondo canale di Acquarotta (figura 18). Questo effetto è stato calcolato approssimando l'intero volume dei manufatti attraverso 34 prismi aventi come densità il valore della media pesata tra i corpi murari e i vuoti, ovvero 0.5 g/cm^3 , valore suggerito in letteratura da Quinshen et al., (1996). Data la distanza dei palazzi dai punti di misura non è stato necessario modellizzare gli edifici in maggior dettaglio. E' stato, invece, fondamentale modellizzare con precisione il canale di Acquarotta attraverso 4 prismi con dimensioni e densità differenti in base alla profondità a cui sono posti. Infatti la densità è stata fatta variare a seconda della quota del prisma, in ragione della stratigrafia dell'area e della presenza o meno di acqua nel canale a quella quota.

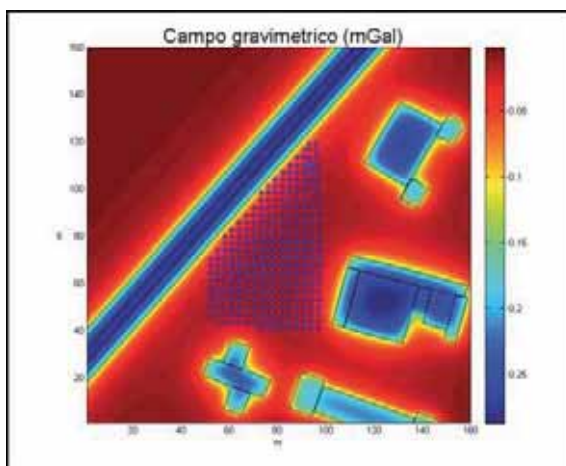


Fig. 18 - Campo gravimetrico generato dai palazzi e dal canale di Acquarotta. I manufatti sono stati modellizzati attraverso 34 prismi. I pallini in blu indicano la distribuzione delle 315 stazioni di misura.

L'effetto di queste strutture è stato sottratto all'anomalia di *Bouguer* precedentemente calcolata, ottenendo in questo modo la mappa di figura 19. In questa mappa, nell'area compresa tra $-45 < x < -15$ m e $0 < y < 20$ m, è presente un'area di massimo gravimetrico, forse attribuibile alle attività di riempimento e bonifica di cavità precedenti la costruzione di alcune case vicine. Sono poi visibili una serie di minimi gravimetrici localizzati, alcuni dei quali corrispondenti in superficie a depressioni morfologiche.

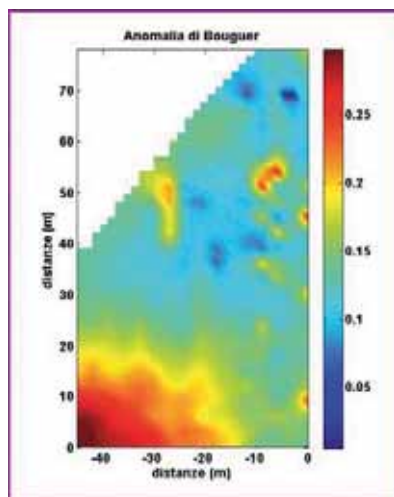


Fig. 19 - Anomalia di Bouguer completa, includendo anche la rimozione degli effetti dei palazzi e del canale di Acquarotta.

2.4 Interpretazione dei dati mediante metodologia multiscala DEXP (Depth from Extreme Points)

Per una corretta interpretazione dei dati, prima di applicare il metodo DEXP, la mappa finale delle anomalie di *Bouguer* è stata continuata verso l'alto su una superficie piatta passante per la quota massima osservata. Le stime di profondità ottenute vanno scalate rispetto a questa quota.

Dalla mappa delle anomalie di *Bouguer* abbiamo estratto due profili, visibili nelle figure 20 e 21, passanti per i minimi gravimetrici osservati attribuibili quasi sicuramente alla presenza di cavità nel sottosuolo.

Queste interpretazioni sono state fatte assumendo un indice strutturale uguale ad 1 sulla base della forma delle cavità attese in quest'area (tipo cilindri verticali nella loro porzione più prossima alla superficie). Relativamente al profilo di figura 21 è stata stimata una profondità abbastanza superficiale compresa tra 1 e 4 metri dal piano di calpestio. Di seguito mostriamo il risultato per il campo continuato fino all'altezza massima di 10 metri e derivato con derivata terza. Le profondità stimate si riferiscono al top delle sorgenti.

Anche per il profilo di figura 23 l'indice strutturale è stato assunto uguale ad 1. La DEXP ha confermato che le sorgenti dei minimi gravimetrici sono superficiali e comprese tra 1 e 4 metri dal piano di calpestio. In particolare si nota l'ultimo minimo molto intenso nella parte destra del profilo ad una profondità di circa 1 m. Questa stima di profondità è stata successivamente confermata dallo sprofondamento dell'area relativa all'anomalia poche settimane dopo le attività di rilievo.

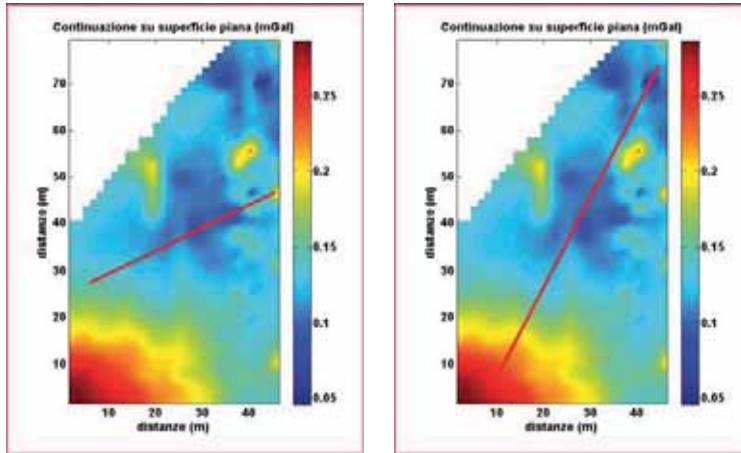


Fig. 20 - In rosso il profilo estratto 1.

Fig. 21 - In rosso il profilo estratto 2.

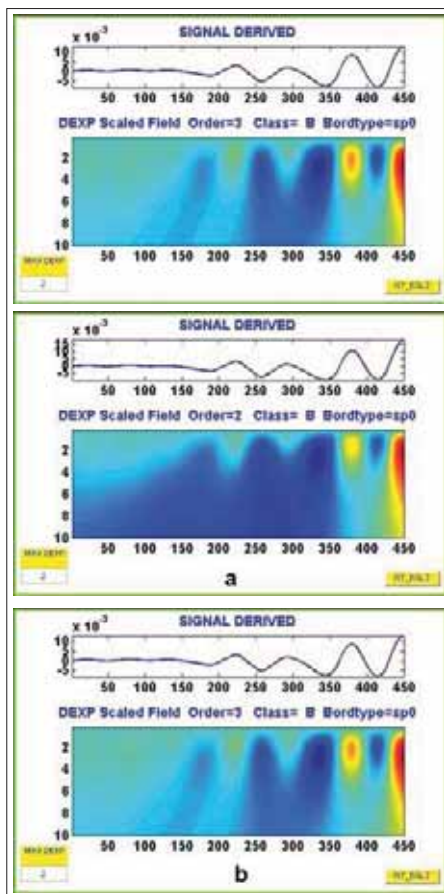


Fig. 22 - Analisi DEXP per la derivata verticale terza del campo. In alto il segnale derivato; in basso i risultati dell'interpretazione. Si notano profondità molto superficiali comprese tra 1 e 4 metri.

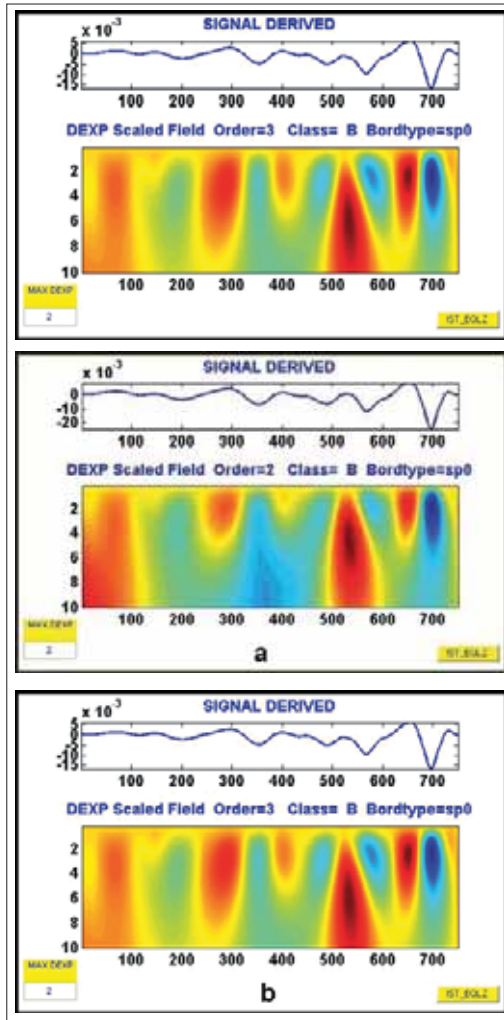


Fig. 23 - Analisi DEXP per la derivata terza del campo. Come per i risultati precedenti anche in queste immagini si notano profondità molto superficiali comprese tra 1 e 4 metri. In particolare da notare l'ultimo minimo a destra; si tratta di una cavità sprofondata poche settimane dopo l'attività di rilievo.

3. CONCLUSIONI

La microgravimetria è una delle tecniche più utili per la ricerca di cavità nel sottosuolo, soprattutto in ambito urbano, dove altre tecniche geofisiche non risultano facilmente applicabili. L'utilizzo della microgravimetria richiede comunque grande attenzione e precisione sia in fase di acquisizione dati sia in quella della loro elaborazione.

In questo lavoro abbiamo testato l'efficacia delle procedure utilizzate per la residuazione del segnale microgravimetrico misurato in ambito urbano, verificandone l'efficienza tramite l'interpretazione dei dati con tecniche multiscala.

Nel caso di Cardito i risultati di profondità ed indice strutturale stimati dall'analisi di un profilo di anomalia di Bouguer corretto anche per gli effetti legati agli edifici del centro storico, sono in ottimo accordo con la reale forma e profondità di una cavità nota. Questi risultati confermano dunque la correttezza delle procedure adottate per il calcolo dell'ano-

malia di *Bouguer*. Inoltre, lungo il profilo dell'anomalia di *Bouguer* è evidente un'ulteriore minimo gravimetrico, probabilmente ascrivibile ad un vuoto sconosciuto.

Nel caso di Lesina Marina sono state adottate le stesse procedure di acquisizione ed elaborazione dei dati. L'interpretazione indica la presenza di sorgenti di anomalia molto superficiali (tra 1 e 4 metri). Queste stime rappresentano probabilmente una buona approssimazione della posizione dei vuoti nel sottosuolo, come confermato dal collasso di un'area corrispondente ad un minimo gravimetrico successivamente alla fase di acquisizione. L'anomalia era stata interpretata con una sorgente (cavità) di forma tipo cilindro verticale a profondità di circa 1 m.

BIBLIOGRAFIA

- FEDI M. FLORIO G. QUARTA T. (2009) - *Multiridge Analysis of Potential Fields: Geometrical Method and Reduced Euler Deconvolution*. *Geophysics*, vol. 74, num. 4, L53-L65.
- FEDI M. (2007) - *DEXP - A fast method to determine the depth and the structural index of potential fields structures*. *Geophysics*, vol. 72, num. 2, January/February, 11-110.
- FEDI M. FLORIO G. (2006) - *SCALFUN: 3D analysis of potential field scaling function to determine independently or simultaneously Structural Index and depth to source*. 76° SEG Annual Meeting, New Orleans 1-6 October 2006, 963-967.
- FLORIO G. FEDI M. (2006) - *Euler deconvolution of vertical profiles of potential field data*. 76° SEG Annual Meeting, New Orleans 1-6 October 2006, 958-962.
- MELIDORO G. PANARO V. (2000) - *Sprofondamenti carsici nei gessi costieri di Marina di Lesina (Gargano) e mitigazione del rischio*. *Geologia Tecnica e Ambiente*, 3, Luglio/Settembre, pp. 13-24.
- PARKER, R. L. (1973) - *The Rapid Calculation of potential anomalies*. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 31, 447-455.
- QIANSHEN W., CHIJUN Z., FUNZHEN J., WENHU Z. (1996) - *Microgravimetry*. Science Press, China, 1-146.

RADAR INTERFEROMETRY: PRELIMINARY STUDY ABOUT SINKHOLE PRONE AREAS.

di Costantini F.¹, Fea M.², Nisio S.³, Sarti. F.¹

ABSTRACT

Remote sensing information derived from Earth observation satellite data is used as an important complement to traditional ground and aerophotographic measurements. In particular, data acquired in the microwave spectral band at the wavelength of 5.6 cm (C-Band) by the European Earth Observation (EO) satellites ERS-1, ERS-2 and Envisat of the European Space Agency (ESA) are analysed with modern techniques that allow the determination of soil elevation and its variation, therefore helping the detection of potential vertical movements of the terrain. Data are processed and results interpreted by EO specialists at ESRIN, the ESA site in Frascati, Italy.

Radar interferometry, in fact, may be a useful technique to study soil deformations related to Sinkholes. In this framework, a research is being carried out of a sinkhole that occurred near Bottegone (Grosseto, Italy), in order to better understand the potential of this technique for this type of events.

A preliminary study of the coherence associated with the available interferometric pairs is being performed (losses due to temporal decorrelation for example because of the presence of vegetation or water), with the aim to estimate the quality of radar interferometric products that can be obtained.

RIASSUNTO

L'informazione estratta da dati rilevati da satelliti per l'osservazione della Terra viene spesso utilizzata come complemento alle tradizionali tecniche di misura a terra o di rilevamenti aerofotografici. In particolare, i dati acquisiti nella banda delle microonde alla lunghezza d'onda di 5,6 cm (Banda C) dai satelliti europei per l'osservazione della Terra dell'ESA (Agenzia Spaziale Europea) ERS-1, ERS-2 ed Envisat sono analizzati con moderne tecniche che permettono la misura della topografia locale del suolo e le sue deformazioni, consentendo quindi la misura dei movimenti verticali del terreno. I dati sono elaborati e interpretati da specialisti dell'osservazione della Terra nel centro ESRIN dell'ESA a Frascati (Italia).

Uno studio preliminare sulla coerenza associata alle coppie interferometriche disponibili è effettuato (perdite dovute alla decorrelazione temporale per esempio a causa della presenza di vegetazione o di acqua) per studiare la qualità dei prodotti radar-interferometrici che possono essere ottenuti.

1 ESA European Space Agency

2 AGI Italian Geophysical Association

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

1. INTRODUZIONE

La geografia della zona oggetto dello studio, la pianura del Bottegone in provincia di Grosseto, è caratterizzata da una pianura alluvionale denominata Maremma Grossetana, il cui uso del suolo risulta essere prevalentemente agricolo.

L'obiettivo del presente lavoro consiste in uno studio preliminare sulla fattibilità di utilizzare le tecniche interferometriche per il rilevamento e l'analisi di sprofondamenti (sinkholes). In particolare, il caso di studio in esame si riferisce alla voragine apertasi il 29 gennaio 1999 presso la Fattoria Acquisti in località Bottegone (Grosseto), di forma ellittica con asse maggiore di 180 m, allungato in direzione NS, asse minore di 153 m e profondità massima di 17 m. La zona di maggiore sprofondamento è stata il margine settentrionale dell'ellisse. Poi, il sinkhole si è progressivamente riempito di acqua di falda fino a costituire un laghetto subcircolare.

La voragine si è formata in un'area agricola pianeggiante (Fig. 1), nell'alta pianura grossetana, che è costituita in prevalenza da argille e limi argillosi; la profondità del substrato, rappresentato da calcare cavernoso, è stata ipotizzata a circa 250 m sotto la copertura argilloso-limosa (BERTI et al., 2002). La voragine si è aperta in prossimità di una faglia di importanza regionale, a direzione circa meridiana, che mette in contatto i termini inferiori della serie toscana con il macigno ed alcune unità liguri. Tale faglia ha mostrato attività recente, testimoniata da manifestazioni idrotermali ed evidenze morfologiche.

Attualmente l'area sprofondata è sede di un laghetto oggetto di rinaturalizzazione, con insediamento di flora e fauna lacustre e la cui acqua è utilizzata a scopo irriguo mediante un canale.



Fig. 1 - Veduta aerea dell'area del Bottegone.

2. DATI

Nel caso in studio, sono state utilizzate due immagini SAR con un intervallo temporale di 70 giorni e una linea di base perpendicolare tra le due acquisizioni di 78.2 m. Le coordinate centrali delle immagini sono 49.93° in latitudine e 18.95° in longitudine.

L'immagine di riferimento, detta *master*, (Fig. 2) è stata acquisita in data 13/01/1999 e rappresenta i valori del coefficiente di retrodiffusione (backscattering) dell'eco di ritorno al radar. Le aree montagnose appaiono grigie e sono caratterizzate da fenomeni di distorsione tipici del telerilevamento obliquo del radar (*forshortening* e *layover*). Le zone urbane appaiono bianche in quanto la riflessione multipla sugli edifici ed il suolo asfaltato genera

un alto segnale dell'eco di ritorno. Gli specchi d'acqua (mare, laghi, fiumi) appaiono in tonalità di nero o di grigio scuro perché il valore del coefficiente di backscattering è basso a causa di un effetto speculare della traiettoria degli impulsi elettromagnetici inviati dal radar sulla superficie liquida, quando questa è calma o poco increspata da vento leggero (all'aumentare della velocità del vento apparirebbero in toni di grigio sempre più chiaro). La seconda immagine, detta *slave*, (Fig. 3) è stata acquisita in data 25/03/1999. Per la realizzazione dell'interferogramma differenziale è stato utilizzato anche un modello digitale di elevazione del terreno (DEM) ottenuto dalla missione NASA SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), una missione topografica radar in banda C effettuata tra l'11 e il 22 febbraio 2000.

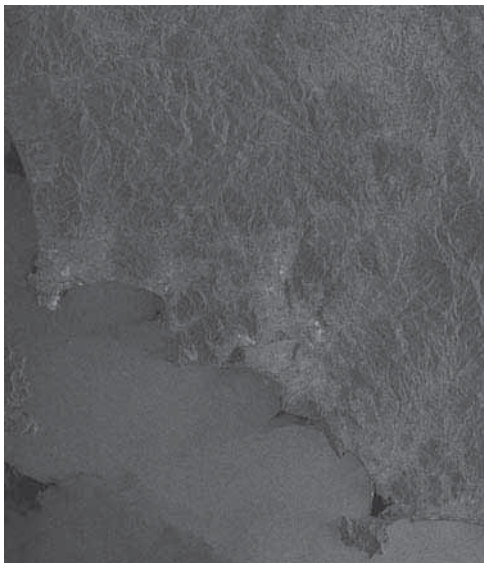


Fig. 2 - Immagine master

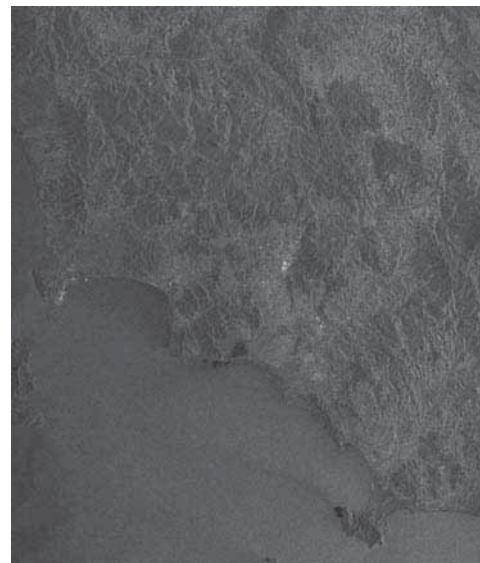


Fig. 3 - Immagine slave

3. METODOLOGIA

In questo studio sono state utilizzate due immagini acquisite dal SAR (*Synthetic Aperture Radar*) del satellite ERS-2 per generare un interferogramma differenziale. La natura dei metodi interferometrici si basa sul fatto che un satellite, per quanto la sua orbita sia mantenuta stabile, osserva la stessa zona con un angolo di vista leggermente diverso ad ogni passaggio.

Dal punto di vista pratico, un interferogramma è generato moltiplicando, pixel a pixel, la prima immagine per il complesso coniugato della seconda immagine; in questo modo, i e la fase risultante, che prende il nome di fase interferometrica, è la differenza di fase tra le due immagini (Ferretti et al., 2007).

Utilizzando il modello digitale del terreno della missione SRTM è possibile sottrarre dall'interferogramma il contributo di fase dovuto alla topografia del suolo, ottenendo così un interferogramma differenziale, dal quale si possono valutare eventuali spostamenti verticali del terreno.

Una volta generato l'interferogramma, si estrae l'*immagine di coerenza* (Fig. 5), nella quale il valore di ciascun pixel [compreso tra 0 e 1] indica la qualità dell'interferogramma stesso e può essere analizzato per scopi di classificazione del terreno.

4. CONCLUSIONI

Ciascuna frangia interferometrica nell'interferogramma differenziale (Dopo aver compensato i ritardi di fase atmosferici e stimato gli errori topografici residui) in banda C, nella quale operano i SAR dell'ESA, corrisponde a metà della lunghezza d'onda, ovvero è pari

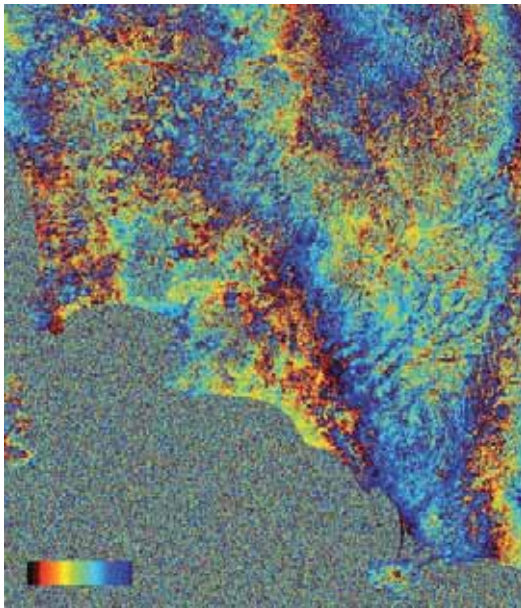


Fig. 4 - Interferogramma differenziale

a 2,8 cm nella linea di vista del radar. Poiché lo sprofondamento è stato pari a 17 m, vale a dire 1.700 cm, per rappresentarlo nell'interferogramma differenziale servirebbero 607 frange in uno spazio di dimensione spaziale di 1,5 pixel. E' noto, inoltre, che per l'osservazione di una frangia interferometrica ci siano necessari di almeno 3 pixel: questo comporta la difficoltà di studiare tali fenomeni tramite la generazione classica di un interferogramma nelle bande radar usuali come la banda C. Tuttavia, risulta possibile utilizzare la coerenza interferometrica [coefficiente di cross-correlazione, pixel a pixel, tra due acquisizioni interferometriche]. Dall'immagine di coerenza (Fig. 6) è, allora, possibile riscontrare un drastico abbassamento del valore della coerenza interferometrica [pixel con toni scuri] in corrispondenza dell'area agricola dove è avvenuto lo sprofondamento.

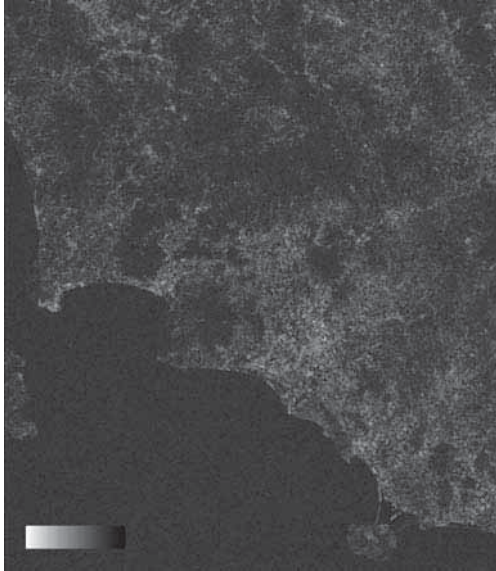


Fig. 5 - Immagine di coerenza

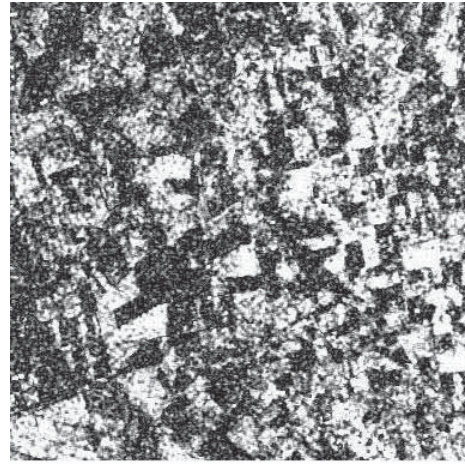


Fig. 6 - Dettaglio dell'immagine di coerenza

BIBLIOGRAFIA

- BERTI, G., CANUTI, P., CASAGLI, N., MICHELI, L., PRANZINI, G. (2002) - *Risultati preliminari sullo-sprofondamento in località Bottegone (Grosseto)*. In: "Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana". Atti Convegno del 31 marzo 2000, Grosseto. Edizioni Regione Toscana, 242-256.
- FERRETTI, A., MONTI-GUARNERI, A., PRATI, C., ROCCA, F., (2007) - *InSAR principles: Guidelines for SAR interferometry processing and interpretation*, ESA Publications, pp. 230
- FERRETTI A., PRATI C., ROCCA, F. (2001) - *Permanent Scatterers in SAR interferometry*, IEEE Trans. Geo. and Remote Sensing, January 2001, 8-10
- HANSEN, A. (2001) - *Radar interferometry interpretations and errors analysis*, Ed. Springer, pp.328

NUOVI DATI GRAVIMETRICI E CARATTERI GEOLOGICI DEL SETTORE SUD-EST DELLA CONCA DI CAMAIORE (LU)

di Di Filippo M., Tartarello M.C.

Dipartimento di Scienze della Terra. Università di Roma "Sapienza".

P.le A. Moro, 5. 00185 Roma, Italia

ABSTRACT

Over the past centuries, Camaioire's valley has repeatedly been affected by sinkholes, last of them in 1995, which damaged the inhabited area. In order to give an explanation to sinkholes' genesis and prevent the formation of new ones, after the last episode historical research and underground and geomorphological investigations have been carried on. Studies showed other areas featuring this matter, together with traces of ancient collapses. Due to the fast increase of the population in the area, Protezione Civile decided for a survey that could investigate the entire valley, in order to better identify the hazard zones and monitor them. In the south-eastern sector of the valley, a microgravimetric analysis has been carried on, in order to identify analogies with the 1995's collapse and plan the future development of the area. A residual anomalies' map has been developed, as a starting point for the following data analysis for a complete geological background of the area. Gravimetric models show the bedrock's structure and thickness of the valley's alluvial sediments. At last, through the structural map, has been possible to make hypothesis on the geomorphological development of the valley in the future and determine the sinkhole-hazard area.

1. INTRODUZIONE

L'abitato di Camaioire è stato interessato più volte nel corso dei secoli da fenomeni di sprofondamento catastrofico, altrimenti detto *sinkhole*, l'ultimo dei quali è avvenuto nel 1995 in località "Le Funi", con la formazione di una voragine di circa 30 metri di diametro (*Buchignani et Alii, 2004b*).

In seguito a tale evento sono state avviate tutta una serie di indagini geologiche e geofisiche al fine di individuarne le cause innescanti. Da questi studi emerse un quadro geologico della conca abbastanza complesso, caratterizzato da un *bedrock* carbonatico sovrastato da depositi fluvio-lacustri recenti ed attuali (Pleistocene - Olocene) dalle scarse proprietà meccaniche. A questo va aggiunta l'esistenza di molti lineamenti tettonici, alcuni di importanza regionale, che fungono da linee di debolezza, e la presenza di un acquifero di grosse dimensioni sia nei rilievi circostanti la piana, sia nella piana stessa, dove si ritrovano anche falde sovrapposte confinate.

Negli anni successivi al crollo venne posta una particolare attenzione alla creazione di una rete di monitoraggio tale da permettere un allertamento preventivo nel caso ci siano anomalie significative nelle misure dei diversi strumenti installati, che prevedono tutta una

serie di piezometri e sismometri posizionati in vari punti dell'area, oltre che un interferometro SAR da terra (BUCHIGNANI *et al.*, 2004a).

Lo scopo del lavoro è quello di individuare eventuali anomalie gravimetriche negative in corrispondenza delle quali possono formarsi eventuali *sinkholes*.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La Conca di Camaione è una piccola pianura intermontana situata nell'entroterra della Versilia. Essa è bordata sul lato settentrionale dai rilievi delle Alpi Apuane e verso Sud dai rilievi collinari di Pedona e Montemagno. Essa è attraversata longitudinalmente dal T. Lucese e limitata a NW dal T. Lombricese, i quali vanno a confluire all'interno della piana, andando a formare il Fiume Camaione.

Nell'area oggetto di studio affiorano formazioni riconducibili alla Successione Toscana, con età che vanno dal Triassico all'Oligocene. In particolare, alla base troviamo rocce metamorfiche che passano superiormente a formazioni della serie carbonatica (BUCHIGNANI *et al.*, 2004b).

Sui rilievi settentrionali che bordano la piana si rinvengono formazioni permeabili e carsificate come il Calcere Massiccio e la Maiolica, sedi di un imponente acquifero, sulle quali poggia la formazione terrigena del Macigno.

All'interno della piana, invece, troviamo terreni più recenti, con età variabili dal Pleistocene all'attuale, costituiti in prevalenza da depositi alluvionali, alluvioni terrazzate e conoidi di deiezione. Questi depositi, caratterizzati da alternanze di sabbie ed argille poco consolidate, possono raggiungere spessori notevoli. Ciò è stato reso possibile dalla subsidenza prolungata nel tempo della conca.

Per quanto riguarda l'assetto strutturale, esso è il risultato dell'evoluzione spazio-temporale di una tettonica a tratti compressiva, a tratti distensiva, che ha interessato i bacini sedimentari liguri s.l. e toscani s.l.. La formazione della Piana di Camaione risale all'ultima fase distensiva tardo-miocenica, durante la quale si sono attivati diversi sistemi di faglie a geometria listrica che hanno ribassato progressivamente il substrato roccioso, e hanno determinato il rapido colmamento della pianura costiera.

Un altro aspetto importante per quest'area è quello idrogeologico. Come già detto prima, i rilievi carbonatici ospitano un grande acquifero, che continua anche al di sotto della piana; il Macigno, invece, funge da copertura semi-impermeabile a causa delle sue caratteristiche litologiche.

Inoltre la presenza di acquiferi confinati all'interno della coltre alluvionale rende la situazione ancora più complessa. Infatti, un cambiamento improvviso della pressione idraulica nel sottosuolo, dovuto ad eventi sismici o a condizioni di forte ricarica dell'acquifero, in seguito a precipitazioni molto abbondanti, può causare la liquefazione dei terreni, con conseguente formazione di *sinkhole* (BUCHIGNANI & CHINES 2002).

3. PROSPEZIONE GRAVIMETRICA

Per individuare zone con anomalie del sottosuolo, dovute alla presenza di terreni a bassa densità, e quindi potenzialmente a rischio *sinkhole*, è stata effettuata una prospezione microgravimetrica, durante la quale sono state eseguite 960 misure gravimetriche, con una spaziatura di 20 metri, su un'area totale di 0.38 km².

Per il calcolo delle correzioni per la piastra e per la correzione topografica è stata utilizzata una densità pari a 2.6 g/cm^3 , che rappresenta il valore tipico delle rocce che costituiscono gli affioramenti circostanti e il *bedrock*.

Dopo aver apportato tutte le correzioni, è stata ottenuta la carta delle Anomalie di Bouguer. A partire da questo primo risultato e utilizzando il metodo dei minimi quadrati, è stato possibile calcolare una superficie gravimetrica che rappresenta il Campo regionale del 1° ordine, il quale individua l'effetto prodotto da strutture profonde ed estese che interessano tutta l'area investigata. Sottraendo quest'ultimo alle Anomalie di Bouguer, è stata ottenuta la carta delle Anomalie Residue di ordine n-1.

Le isoanomale sono state tracciate con un intervallo di 0.050 mGal , e presentano un andamento molto articolato, con un massimo gravimetrico nella zona centrale, e due aree di minimo sia a Nord che a Sud (fig. 1).

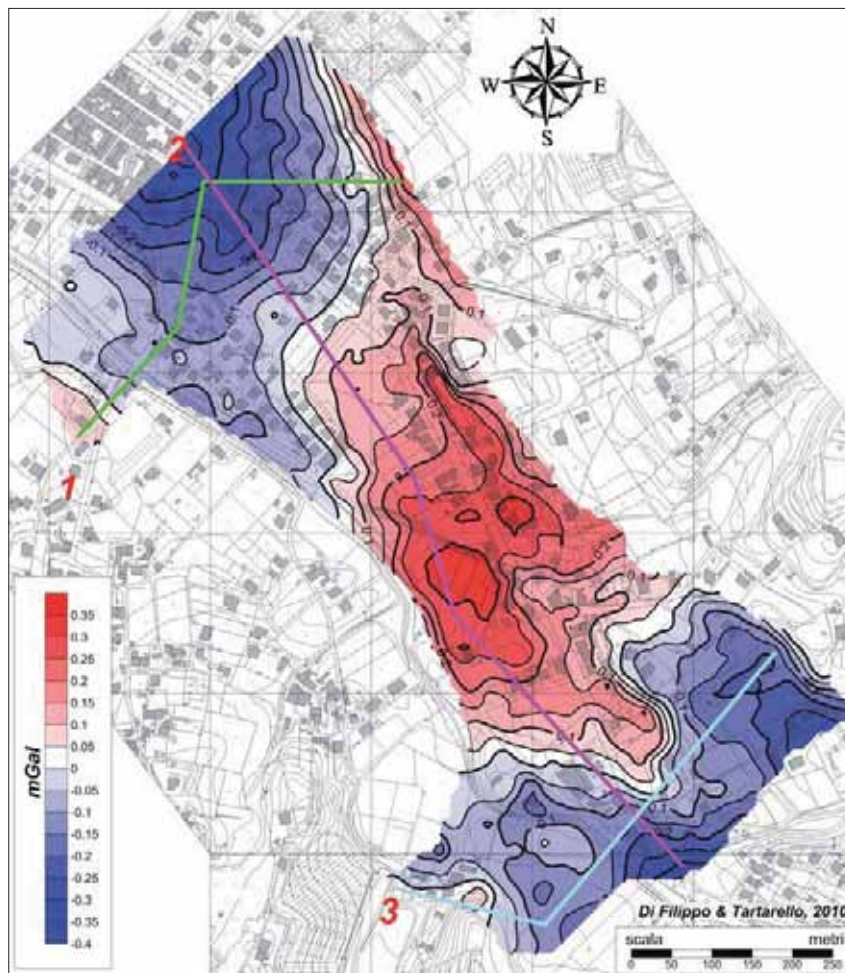


Fig. 1 - Anomalie residue di ordine n-1.

I valori positivi vengono spiegati con la debole profondità a cui si trova il substrato carbonatico proprio in quell'area, come testimoniato anche da un sondaggio effettuato nella zona del Frantoiaccio che ha individuato il *bedrock*, Formazione del Macigno, a 25 metri di profondità. Inoltre va considerato l'effetto della topografia, poiché man mano che ci si avvicina ai rilievi collinari di NE (dove tra l'altro affiora il *bedrock*), lo spessore dei sedimenti alluvionali decresce, con un conseguente aumento della gravità.

Il *bedrock* tende poi ad approfondirsi procedendo sia verso NW sia verso SE, dando appunto dei valori delle anomalie residue negative.

Per poter avere un dato quantitativo, oltre che qualitativo, dell'andamento del *bedrock*, sono stati elaborati tre modelli gravimetrici bidimensionali, di cui uno longitudinale e due trasversali. Essi sono il risultato del confronto tra le anomalie residue di ordine n-1 ottenute dai dati di campagna e curve teoriche calcolate in funzione delle densità e degli spessori delle rocce considerate.

In questo lavoro è stata considerata una densità del *bedrock* meso-cenozoico di 2.6 g/cm^3 e per i sedimenti fluvio-lacustri una densità di 1.9 g/cm^3 ; all'interno di questi ultimi sono state inserite intercalazioni di ghiaie e torbe, con una densità rispettivamente di 2.2 g/cm^3 e 1.6 g/cm^3 .

Per realizzare i modelli quantitativi (fig. 2), sono stati utilizzati i risultati del sondaggio precedentemente citato, dai quali si evince la profondità del substrato meso-cenozoico. A partire da questi dati è stato creato il profilo 2, da cui sono stati ricavati poi i profili 1 e 3.

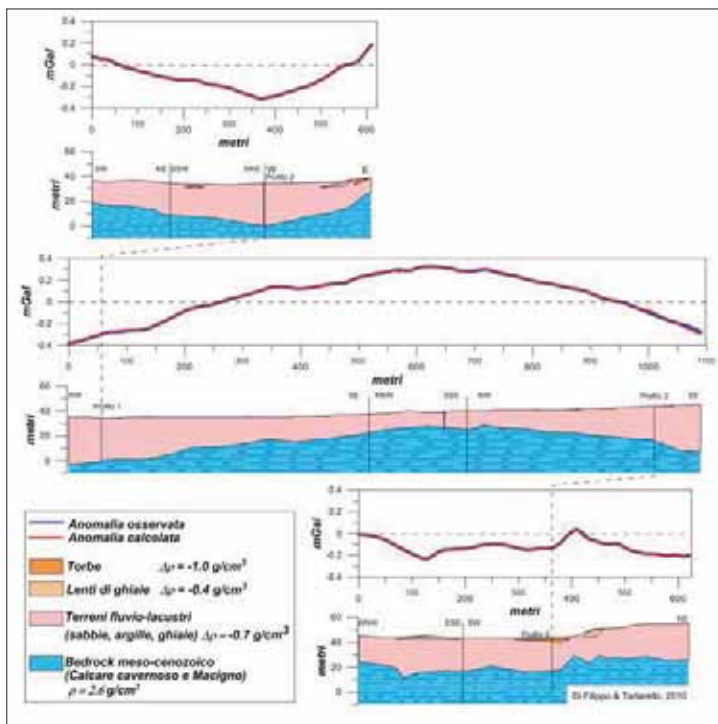


Fig. 2 - Modelli gravimetrici bidimensionali.

In particolare si può notare come nel profilo 2, orientato circa NW-SE, nella zona centrale il *bedrock* sia più superficiale, in accordo col massimo gravimetrico riscontrato e con i dati di pozzo. Inoltre si vede come i terreni fluvio-lacustri in alcuni punti raggiungano anche i 30-35 metri di spessore (profilo 1), il che implica una potenziale instabilità in caso di terremoto o di forti precipitazioni che comportino una forte e repentina variazione della pressione idrostatica.

Infatti, un aspetto da non sottovalutare è il fatto che l'area oggetto di studio si trova vicino a zone fortemente sismiche, come quelle della Garfagnana e della Lunigiana, dove avvengono terremoti di intensità medio-alta il cui risentimento è avvertito nel raggio di molti chilometri [Boschi et Alii, 1997]. Un potente pacco di sedimenti poco consolidati può causare un'amplificazione delle onde sismiche, e di conseguenza si possono verificare maggiori danni ai manufatti.

Per fare ulteriori considerazioni è stato eseguito un filtraggio alle Anomalie Residue di ordine n-1 con il metodo di Griffin, il quale consente di separare gli effetti dovuti a strutture più superficiali da strutture profonde. In questo modo sono state calcolate le Anomalie Residue di ordine n-2.

L'aspetto più interessante di questa carta è la particolare forma allungata delle anomalie negative, che sono state interpretate come paleovalci.

Utilizzando le Anomalie Residue di ordine n-2 è stato elaborata la carta strutturale del sottosuolo (fig. 3), nella quale vengono riportati i corsi d'acqua attuali e i paleovalci, i terrazzi fluviali attuali e i paleovalci, le discontinuità gravimetriche (terrazzi sepolti).

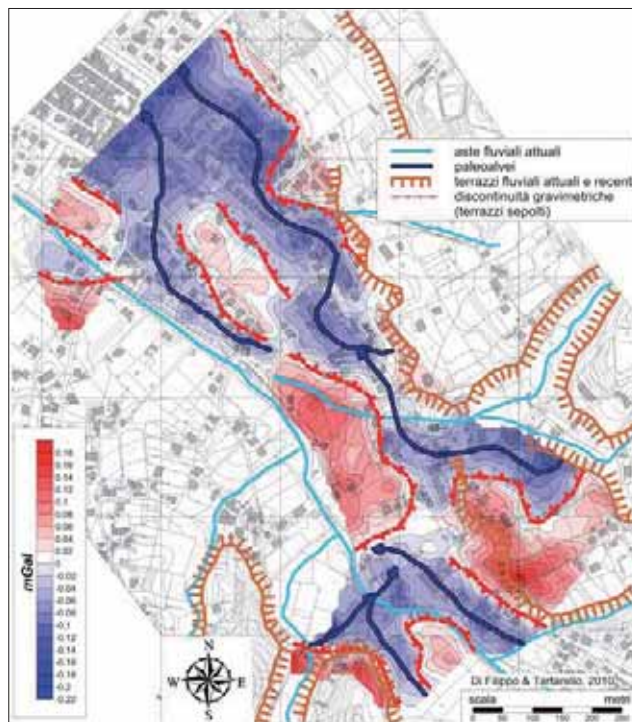


Fig. 3 - Anomalie residue di ordine n-2: carta strutturale del sottosuolo.

4. CONCLUSIONI

Sulla base dei risultati ottenuti dalla prospezione micro-gravimetrica è possibile delineare l'evoluzione geomorfologica della piana. In particolare, si è visto come le diverse anomalie gravimetriche riscontrate ricalchino bene la paleomorfologia ormai sepolta.

Infatti, nella piana si notano molti terrazzi fluviali, spesso reincisi dai corsi d'acqua attuali, ma che coprono i paleo alvei, anomalie gravimetriche negative di forma allungata. Inoltre è da notare che le aste fluviali attuali risultano spostate più ad ovest rispetto ai paleoalvei; ciò può essere spiegato da una progressiva spostamento dei corsi d'acqua a causa del maggiore avanzamento dei conoidi di deiezione dei versanti orientali, piuttosto che quelli occidentali. Questo è dovuto alla più alta energia di rilievo dei primi rispetto ai secondi, il che comporta una maggiore erosione con una conseguente sovrapproduzione di detrito che va ad alimentare i conoidi, che quindi avanzano molto velocemente a fondovalle.

A causa di questo fenomeno, i corsi d'acqua sono stati sbarrati, formando delle zone lacustri, per poi formare dei nuovi alvei; i paleoalvei sono stati successivamente riempiti da sedimenti fluviali poco consolidati e a bassa densità, i quali danno appunto un'anomalia gravimetrica negativa.

I piccoli rilievi della precedente morfologia, con la loro sommità abrasa, confermata dai massimi delle anomalie Residue n-2, testimoniano lo spostamento degli alvei fluviali.

Per quel che concerne le discontinuità gravimetriche, queste sono l'effetto della paleomorfologia che ormai si trova sepolta sotto la coltre alluvionale della piana, anche se non è da escludere che alcune di esse possano rappresentare dei lineamenti tettonici sepolti. Da questi nuovi dati è stato quindi possibile ricostruire l'assetto geomorfologico dell'area e la sua evoluzione nel tempo.

Per quanto riguarda il rischio *sinkhole*, la zona che è potenzialmente a rischio è quella settentrionale, nella quale sono presenti forti minimi gravimetrici, in alcuni casi abbastanza localizzati. Ciò è dovuto, come precedentemente detto, all'elevato spessore di sedimenti fluvio-lacustri (compreso tra 30 e 40 metri) poco consolidati e a densità medio-bassa che potrebbe dar luogo a cedimenti e liquefazione del terreno qualora si verificassero condizioni di variazione della pressione idraulica nel sottosuolo, in seguito ad eventi sismici o a condizioni di forte ricarica dell'acquifero.

BIBLIOGRAFIA

- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G., GASPERINI P. (1997) – *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING-SGA, Bologna.
- BUCHIGNANI V., CHINES C. (2002) – *Indagini relative al fenomeno di crollo verificatosi nell'ottobre 1995 in località "Le Funi"- Camaione capoluogo*. Atti Convegno Nazionale "Le voragini catastrofiche: un nuovo problema per la Toscana". Edizioni Regione Toscana, pag. 176-201.
- BUCHIGNANI V., LEVA D., NICO G., RIVOLTA C. (2004a) – *Interferometria SAR da terra per il monitoraggio di un fenomeno di sprofondamento (sinkhole) in Toscana*. APAT – Dipartimento del suolo, 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, pag. 115-123.
- BUCHIGNANI V., LOMBARDI S., RIZZO S., TORO B. (2004b) – *Il Sinkhole Di Camaione*. Apat – Dipartimento del suolo, 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, pag. 99-114.

PRIMI RISULTATI DI PROSPEZIONI DI TOMOGRAFIA GEOELETTRICA A PIANO DELL'ACQUA (SAN BASILE – CALABRIA SETTENTRIONALE)

di Iovine G.¹, Parise M.², Ferraro G.³, Lanza G.⁴ & Suriano S.⁵

ABSTRACT

A set of five sinkholes has recently been surveyed in detail at San Basile (Northern Calabria), in locality "Piano dell'Acqua". The sinkholes are located within a small valley draining toward the east. They are quite limited in size; two of them present elongated shapes, whilst the remaining three are circular. In the area, Pliocene conglomerate and sand crop out, that appear to be dislocated by tectonic structures.

The sinkholes have first been examined by means of multi-temporal aerial photos; the outcomes from this phase of analysis have been checked in the field, through geo-structural and geomorphological surveys. An historical investigation has also been performed to collect and critically evaluate the existing information and testimonies about the age of occurrence of the phenomena. At this aim, several interviews with local inhabitants have been performed, and a number of archives scrutinized.

As a result, the periods of origin of the sinkholes at Piano dell'Acqua could be hypothesized. Analyses of the seismic catalogues have allowed to exclude earthquakes as a possible trigger. The origin of the studied phenomena could be related to sub-cutaneous erosion, within an area that is rich in groundwater: local changes in the water table, related to either climate or human activities, may have triggered the sinkholes. Further analyses of the meteoric characteristics of the area, as recorded at the rain gauges located in the surroundings of San Basile, have recently been carried out, aiming at verifying the role of the rainfalls and of the alternances of humid and dry periods in the origin of the examined cases (cf. Iovine et al., this volume).

Furthermore, with the aim of better understanding the litho-structural and hydrogeological setting of the study area, a campaign of geoelectrical tomographies has been carried out in August 2009. The adopted method is based on the application of 2D-models (Electrical Resistivity Tomography) to determine the subsurface resistivity. In such a way, the characteristics of the underground materials, as well as the presence of tectonic discontinuities or unknown underground cavities in the study area could be analysed.

After a brief description of the study area and of the surveyed sinkholes, the adopted method of geoelectrical investigation is presented, and the main results are discussed.

1 CNR-IRPI, via Cavour 6 – 87039 Rende (CS), g.iovine@irpi.cnr.it

2 CNR-IRPI, via Amendola 122-I – 70126 Bari

3 Geofisica Misura s.n.c. – Trebisacce (CS)

4 Geologo libero professionista, Castrovillari (CS)

5 Collaboratore, CNR-IRPI, Rende (CS)

In short, the geo-structural setting previously hypothesized has been confirmed and better detailed. Two distinct NE-SW trending fault segments crossing the study area have been recognised: 4 out of the 5 sinkholes are just located along such segments. Furthermore, even though no clear evidence of subsurface cavities has been recognised, some resistivity anomalies could be pointed out: in one case, low resistivity values are to be found to a depth of 20 m, and may be ascribed either to a cataclastic zone or to a cavity filled by low-resistance material; on the other hand, two high-values anomalies can be recognised at 5-15 m, that may be caused by small cavities or by the early effects of suffosion processes. In both cases, such conditions may in time origin new sinkholes.

1. PREMESSA

Nell'ambito di uno studio a scala regionale, recentemente realizzato al fine di costituire una banca dati dei fenomeni da *sinkhole* in aree di pianura della Calabria (LOVINE & PARISE, 2008), sono stati riscontrati n.5 fenomeni di sprofondamento nei pressi di Piano dell'Acqua (San Basile - Calabria settentrionale). Tali fenomeni sono caratterizzati da dimensioni limitate e da un grado di "freschezza geomorfologica" diversificato, e si rinven-gono nell'ambito di una vallecola poco pronunciata, nella coltre detritica colluviale a copertura di litotipi prevalentemente sabbioso-conglomeratici di età plio-quadernaria.

Sono state effettuate indagini geologico-geomorfologiche e storico-archivistiche (LOVINE *et al.*, *submitted*), al fine di pervenire ad una prima caratterizzazione dell'area e per ricostruire la sequenza delle fasi di presumibile origine degli stessi sprofondamenti. Avendo escluso come potenziali cause - sulla base delle informazioni raccolte - gli eventi sismici e l'azione antropica, le suddette fasi sono state quindi analizzate con maggior dettaglio da un punto di vista idrologico, verificando per esse i caratteri di eccezionalità delle precipitazioni (cumulate per varie aggregazioni temporali) e dei periodi siccitosi (LOVINE *et al.*, in questo volume).

Allo scopo di approfondire le conoscenze sui caratteri lito-strutturali dell'area, nell'agosto del 2009 sono state realizzate alcune indagini geofisiche, finalizzate alla ricostruzione dell'assetto geo-litologico ed idraulico dei terreni. Il metodo utilizzato si basa sulla determinazione della resistività del sottosuolo mediante modelli bidimensionali (ERT, *Electrical Resistivity Tomography* - GRIFFITHS *et al.*, 1990; 1993). La scelta del metodo è stata dettata, oltre che da vincoli di carattere economico, dalla possibilità di riconoscere indizi di cavità nell'immediato sottosuolo della zona investigata.

Nel seguito, dopo una breve descrizione dell'area di studio e degli sprofondamenti in essa rilevati, si illustra il metodo di indagine adottato per le prospezioni e si riportano i risultati delle stesse, con alcune considerazioni finali in merito alla costituzione del sottosuolo nella vallecola indagata.

2. I SINKHOLE DI PIANO DELL'ACQUA

La località di Piano dell'Acqua, nel territorio di San Basile, è ubicata in corrispondenza del margine occidentale del bacino del F. Crati, in una zona di transizione tra i sedimenti plio-quadernari di riempimento del *graben*, e le unità costituenti l'ossatura della Catena Costiera (Figura 1 - IANNACE *et al.*, 2007). Poco ad W del sito di indagine, un sovrascor-rimento di rilevanza regionale, a sviluppo ca. NNE-SSW, determina la sovrapposizione delle filladi dell'Unità di Diamante-Terranova sulle dolomie triassiche dell'Unità Lungro-Verbicaro (IANNACE *et al.*, 2005). Ad E-NE, nell'ambito degli affioramenti plio-pleistocenici, la carto-

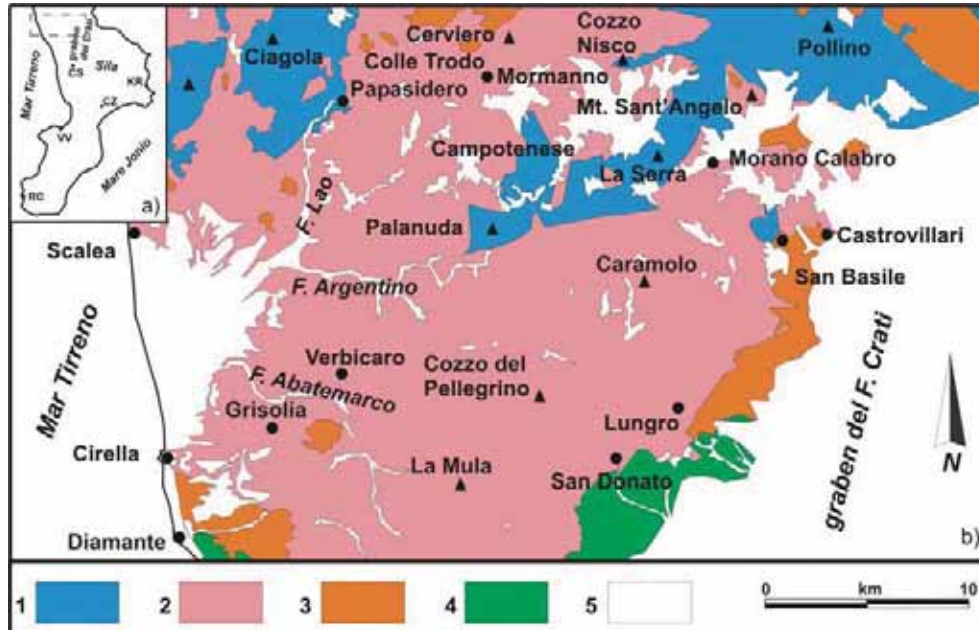


Fig. 1 - Ubicazione dell'area di studio [a] e schema geologico semplificato della Calabria nord occidentale [b], tratto da Iannace et al. (2007). Legenda: 1) Unità Pollino-Ciagola (Norico-Langhiano); 2) Unità di Lungro-Verbicario (Anisico-Aquitano); 3) unità ofiolitiche (Giurassico sup.-Cretacico inf.); Unità di Diamante Terranova ed Unità di Malvito; nell'area del Pollino, Complesso Liguride (Giurassico sup.-Aquitano); Unità del Frido, Unità Nord-Calabrese, Formazione delle Crete Nere, Formazione del Saraceno, Complesso ad Affinità Sicilide; 4) Conglomerati ad elementi di piattaforma carbonatica (Tortoniano sup.-Messiniano); 5) depositi alluvionali, lacustri e costieri, detrito di falda, corpi di frana (Pliocene-Attuale).

grafia geologica segnala inoltre la presenza di alcune strutture dirette, ancora orientate NNE-SSW, di modesta estensione e ribassanti verso oriente (CASMEZ, 1969; 1970).

I *sinkhole* si rinvennero nell'ambito di una vallecchia, ubicata tra 325 e 400 m s.l.m. a SE di Piano dell'Acqua, in sinistra idrografica di un affluente del F. Coscile (Torrente Cuppone - Figure 2 e 3). Nel sito affiorano alternanze di sabbie e conglomerati poligenici, localmente associate a conglomerati ben cementati ed a sabbie a grana fine o medio-grossolana (Pliocene sup-Calabro). La permeabilità dei materiali è generalmente elevata; la resistenza all'erosione è variabile, in funzione del locale grado di cementazione. In superficie si riscontra una diffusa copertura colluviale, spesso anche alcuni metri. Nei pressi del sito si rinvennero inoltre sabbie e conglomerati terrazzati.

I *sinkhole* #1 e #4 presentano una forma allungata, mentre i casi #2, #3 e #5 tendono ad una forma più circolare. Le dimensioni degli assi maggiore e minore variano tra 5-10 m e 5-8 m, rispettivamente, per una profondità di 1,5-2,5 m. In generale, il punto più depresso è ubicato presso il margine di valle dei fenomeni, in corrispondenza dell'asse maggiore, ove le pareti interne risultano più acclivi. Per quanto riguarda i caratteri relativi di "freschezza" morfologica, il #1 presenta l'aspetto meno modellato, mentre i casi #3 e #5 sono i più modellati ed ospitano vegetazione arbustiva. I casi #2 e #4 sono infine mediamente modellati.

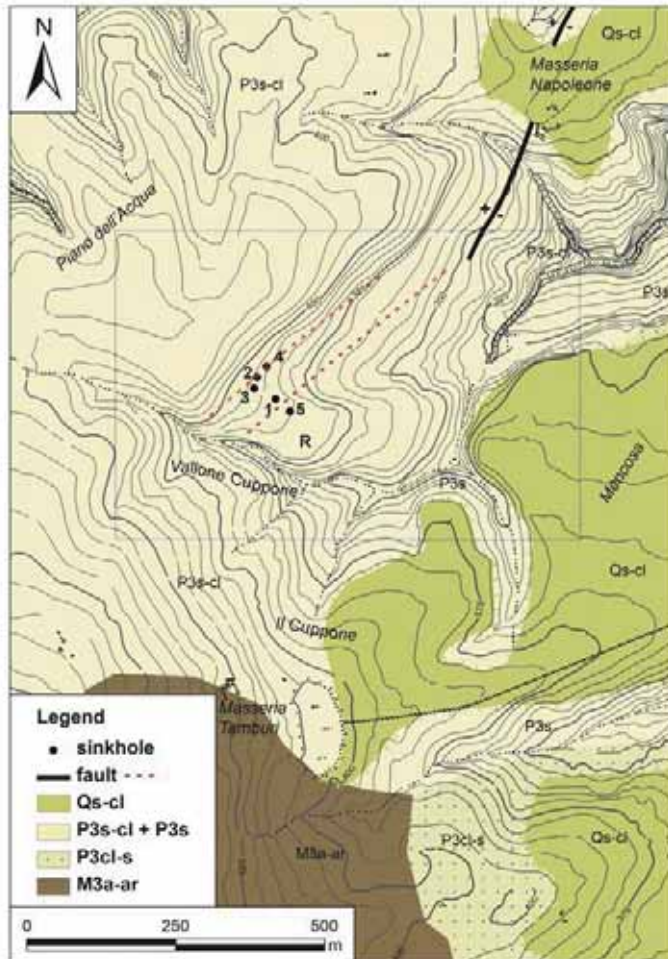


Fig. 2 - Piano dell'Acqua (San Basile): schema litologico dell'area di studio [tratto da CASMEZ, 1969; 1970], con l'ubicazione dei 5 sinkhole, l'indicazione [in nero] del tratto di faglia segnalata nei pressi di Masseria Napoleone, e [in tratteggio rosso] dei segmenti ipotizzati da Iovine et al. [submitted]. Legenda: Qs-cl) sabbie gialle o giallo-rossastre oppure ocracee, sabbie con ciottoli e conglomerati, mal stratificati, ed in genere terrazzati, di ambiente marino (Pleistocene); P3s-cl) Alternanza di sabbie e conglomerati poligenici di colore giallo bruno-rossastre, con ciottoli eterometrici di natura calcarea, arenacea, o cristallina, ben arrotondati, caratterizzata da brusche variazioni laterali e verticali di facies (Pliocene sup.-Calabriano); P3s) lenti di sabbie giallastre o rossastre, a grana da fine a media, poco cementate e mal stratificate (Pliocene sup.-Calabriano); P3cl-s) conglomerati ben cementati associati a sabbie grossolane (Pliocene sup.-Calabriano); M3a-ar) Argille grigio-verdastre e brune, con sottili intercalazioni di arenarie marroni, da fini a grossolane, e con lenti di arenarie grossolane, conglomerati e sabbie giallo-biancastre (Miocene sup.). Il simbolo "R" indica l'ubicazione di alcuni ruderi. I trattini che marcano il perimetro degli affioramenti di Qs-cl evidenziano l'orlo dei terrazzi. Il rettangolo grigio indica l'area indagata in dettaglio da Iovine et al. [submitted].

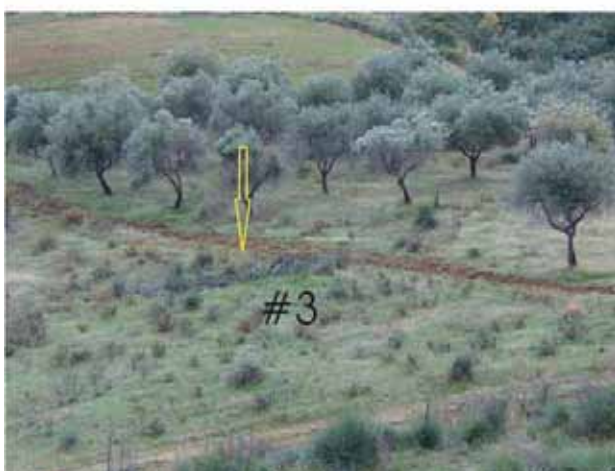
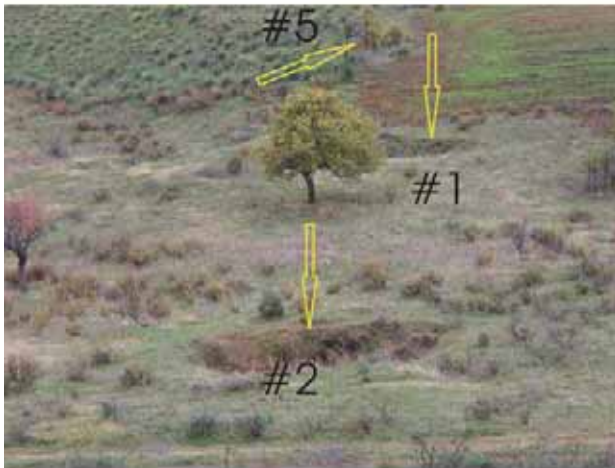


Fig. 3 - Vedute (da NW) dei 5 sinkhole di Piano dell'Acqua (foto del 27 novembre 2008).

Relativamente all'epoca di origine degli sprofondamenti, in base alle testimonianze raccolte in loco ed a informazioni di carattere storico e geomorfologico, IOVINE *et al.* [submitted] hanno ipotizzato le seguenti fasi: 1) i casi #3 e #5 risalirebbero alla metà-fine degli anni '70; 2) i casi #2 e #4 all'inverno 2000-2001 (prima del 4 febbraio 2001); 3) il caso #1 si sarebbe originato successivamente al 4 febbraio 2001, ma prima del 14 novembre 2007. Nello stesso lavoro, in base alle evidenze litologiche riscontrate in affioramento nei dintorni dell'area interessata dagli sprofondamenti, ed all'analisi della citata cartografia geologica ufficiale, era stata ipotizzata la presenza di due segmenti di faglia, orientati all'incirca NE-SW ed attraversanti l'area in corrispondenza della stradina per Masseria Napoleone ["sfiorata" dall'apertura di 3 dei 5 *sinkhole*], e alcune decine di metri più a SE, ca. in corrispondenza del #1 (cfr. Figura 2).

3. METODO DI STUDIO

In campagna, per eseguire le misure di resistività apparente in configurazione multi-elettroica, è stato utilizzato un sistema costituito da un georesistivimetro (ABEM, modello Terrameter SAS4000) a 4 canali di acquisizione simultanea con isolamento galvanico, per misure di resistività, polarizzazione indotta e potenziale spontaneo, con le seguenti caratteristiche: selezione automatica o manuale della corrente immessa (0.20, 0.50, 1, 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200, 500, 1000 mA); energizzazione con tensione max = 400 V (800 V *peak-peak*); potenza max = 100 W; accuratezza della trasmissione di corrente = 0.5 % con misure a 100 mA; lunghezza dell'impulso di corrente = 0.1-4 s.; impedenza = 10 M Ω risoluzione = 30 nV; accuratezza $dV/I < 1\%$; precisione $dV/I < 0.5\%$.

Per eseguire le misure in configurazione multielettroica, al georesistivimetro è stato abbinato un selettore automatico (ABEM, modello Lund ES-64), capace di gestire contemporaneamente n.64 elettrodi. Gli elettrodi (in acciaio *inox*), infissi nel terreno, sono stati connessi al selettore tramite cavi *multicore*.

In due diversi esperimenti, sono stati utilizzati n.41 elettrodi (*Tomo-1*) e n.34 elettrodi (*Tomo-2*). I picchetti erano intervallati di 5 metri, e gli stendimenti ottenuti avevano una lunghezza di 200 e 165 metri. Com'è noto, la disposizione degli elettrodi di corrente rispetto a quelli di potenziale determina il tipo di configurazione delle misure, alla quale corrisponde una sensibilità alla definizione delle variazioni di resistività del terreno. Per la *Tomo-1*, orientata ca. NE-SW (cfr. A-B in Figura 4), sono stati utilizzati quattro canali di acquisizione simultanea dei valori di potenziale, energizzando su due elettrodi di corrente esterni, ed effettuando ogni lettura di potenziale generato su quattro coppie di elettrodi interni ai primi due. Questo dispositivo ha una sensibilità alla rilevazione delle variazioni di resistività che dipende dalla posizione delle varie coppie di elettrodi di potenziale rispetto a quelli di corrente (*Multiple Gradient Array* - DAHLIN & ZHOU, 2006). Per la *Tomo-2*, orientata ca. NW-SE (cfr. C-D in Figura 4), si è scelto invece di adoperare un *array* di tipo Wenner-Schlumberger: i due elettrodi di potenziale sono all'interno di quelli di corrente con spaziature variabili, ma simmetriche; i quattro elettrodi sono spazati di un valore variabile da un minimo, pari alla distanza elettroica minima (a), e un massimo ($n \cdot a$), in relazione alla profondità che si vuole indagare ed al numero di elettrodi disponibili nell'*array* realizzato. Questa configurazione determina un segnale robusto, ed ha il pregio di essere poco influenzata dai disturbi ambientali (correnti telluriche e indotte da disturbi vari). La profondità di indagine è stata spinta al massimo ottenibile dalla configurazione usata.



Fig. 4 - Traccia dei due profili tomografici (Tomo-1 e Tomo-2), effettuati a Piano dell'Acqua (indagini risalenti all'agosto 2009). Sono indicate anche le ubicazioni degli sprofondamenti (#1-5).

Le misure di campagna sono realizzate in maniera automatica, ma con il costante controllo dei dati che venivano acquisiti. Il valore della corrente immessa è variato tra i 100 e i 500 mA.

Il passaggio dai valori di resistività apparente, misurati in campagna, ad un modello bi-dimensionale di resistività reale del terreno, è stato eseguito tramite l'inversione dei dati, utilizzando un apposito *software* (RES2DINV - LOKE, 2002). L'inversione consiste nel produrre dei modelli di resistività reale ipotetici, su cui vengono calcolati dei valori sintetici di resistività apparente in relazione al tipo di *array* utilizzato. I valori calcolati vengono confrontati, in cicli iterativi, con quelli misurati fino a che l'errore può essere considerato accettabile. Il modello "finale" di resistività reale sarà quello che prevede resistività apparenti calcolate che più si avvicinano a quelle misurate. Più la sezione di resistività apparente calcolata si avvicina a quella delle resistività misurate, migliore sarà l'attendibilità del modello di resistività reale finale.

Il processo di inversione non ha soluzioni univoche. Al fine di migliorarne il risultato, è opportuno tenere conto del contesto di indagine, adottando dei vincoli per ridurre l'incertezza del processo di elaborazione. Nel caso di studio, in entrambe le sezioni sono stati adottati processi di inversione che prevedono variazioni graduali di resistività, rispettando le variazioni litologiche dei depositi pliocenici presenti nel sottosuolo di interesse (ovvero, conglomerati in cui sono molto variabili la granulometria, l'abbondanza ed il grado di cementazione della matrice, nonché la natura dei clasti). Inoltre, come accennato, la presenza di dislocazioni tettoniche nel sito di indagine era oggetto specifico di verifica: in base a ciò, si prevedeva uno stato di fratturazione e caratteristiche idrogeologiche variabili lateralmente, con bruschi gradienti in prossimità dei contatti tra i diversi blocchi dislocati, ma con andamenti graduali all'interno degli stessi, al variare dello stato di fratturazione (e quindi idraulico).

4. RISULTATI

In entrambi i modelli tomografici (cfr. Figure 5 e 6) sono state riscontrate spiccate variazioni laterali di resistività, sia nelle aree più superficiali che in profondità. In particolare, un primo orizzonte basso-resistivo caratterizza la parte centrale di entrambi i modelli, con r variabili tra 5 e 45 Ωm . Tali valori sono associabili a termini sabbiosi fini, contenenti anche importanti frazioni pelitiche limoso-argillose, con spessore fino a circa 10 metri. I tratti iniziali dei modelli (cfr. estremi A e C) si sviluppano su conglomerati e arenarie con valori di resistività elevata (in genere superiori a 200 Ωm). Proseguendo lungo i profili, si osserva in superficie un brusco passaggio ad una zona basso-resistiva centrale, presumibilmente legata alla presenza di una prima struttura tettonica (riferibile a quella precedentemente osservata in campagna lungo il fianco sinistro del torrente Cuppone - cfr. *LOVINE et al., submitted*).

Nella *Tomo-1*, in profondità si osserva una zona centrale caratterizzata da valori di resistività reale compresi tra 80 e 280 Ωm ; sui lati, essa tende ad aumentare fino a oltre 500 Ωm . Tale differenza può essere imputata, almeno in parte, a variazioni dello stato di fratturazione e di umidità della compagine conglomeratica che, nelle zone più basso-resistive (80-150 Ωm), si assume in condizioni di totale saturazione. Nel tratto terminale della *Tomo-1* (cfr. presso B) si osserva un passaggio laterale continuo, sebbene con un gradiente elevato, verso valori elevati di resistività. Nella parte centrale della *Tomo-2* (ca. in corrispondenza con il #1) si osserva invece una variazione molto brusca di resistività, forse dovuta ad una discontinuità tettonica antitettonica rispetto a quella prima citata. Una

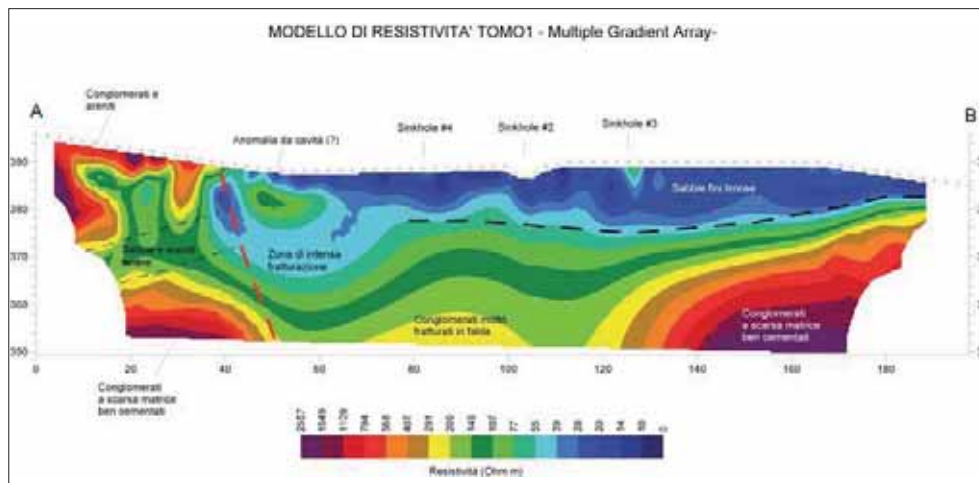


Fig. 5 - Modello di resistività Tomo-1. Il modello deriva dall'inversione, con smoothness constraint, dei dati acquisiti con dispositivo multiple-gradient array. Da notare la brusca variazione laterale di resistività tra le progressive 40 e 50 metri, associata ad una probabile dislocazione tettonica. La parte centrale del modello è caratterizzata da un orizzonte basso-resistivo dello spessore di circa 10 metri, attribuibile a sabbie fini limose o a paraconglomerati a matrice sabbioso-limosa. Nella zona centrale, tale orizzonte poggia su di un substrato a media resistività (probabilmente conglomerati molto fratturati e in falda) che diventa nettamente più alto-resistivo nella parte più profonda e terminale del modello (dove è presumibile una maggiore integrità della compagine clastica grossolana cementata).

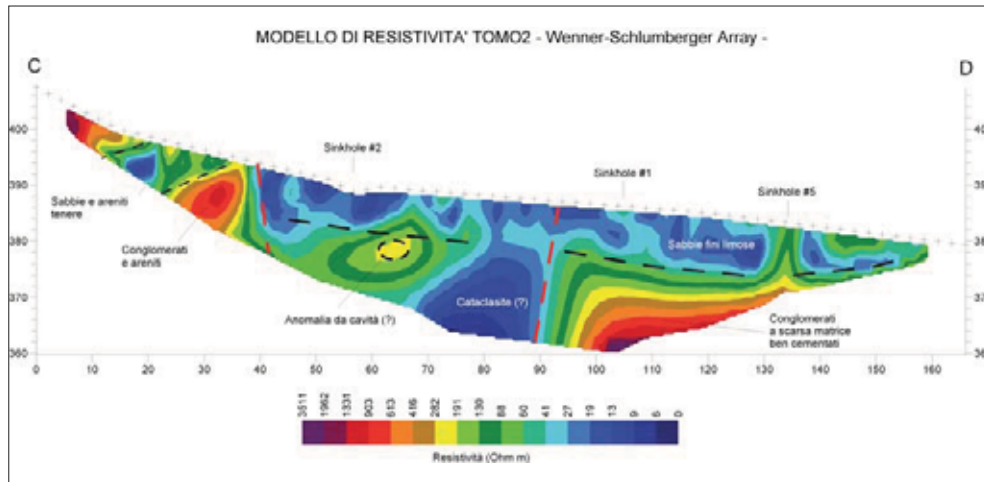


Fig. 6 – Modello Tomo-2. Il modello deriva dall'inversione, con smoothness constraint, dei dati acquisiti con dispositivo Wenner-Schlumberger. A differenza dei risultati rappresentati nella Tomo-1, si riconosce un'ampia fascia basso-resistiva centrale [tra le progressive 70 e 90 m]: per essa viene ipotizzata una zona di frizione cataclastica in condizioni di totale saturazione, oppure una cavità riempita da terreno pelitico-residuale. Verso la parte terminale della sezione, si nota un passaggio brusco ad una zona alto-resistiva, riferibile a conglomerati ben cementati e scarsamente fratturati.

tale ipotesi è avvalorata dalla presenza di un'ampia fascia basso-resistiva (5-25 Ωm) nella zona centrale e più profonda del modello che potrebbe essere associata ad una zona cataclastica in condizioni di saturazione. Anche la presenza di tale struttura tettonica era stata ipotizzata nello studio sopra citato, sulla base del rilievo litologico effettuato nei dintorni del sito che ospita in *sinkhole*. Nel complesso, tali strutture delimiterebbero un settore tettonicamente ribassato, costituito da materiali meno resistivi rispetto ai litotipi conglomeratici presenti ai margini delle sezioni.

Integrando i dati litologico-strutturali rilevati in precedenza con quelli geofisici appena descritti, è possibile affinare il modello preliminare del versante, elaborato da Iovine *et al.* [submitted] sulla base delle sole osservazioni di superficie. La successione litologica appare caratterizzata, in profondità, da conglomerati a scarsa matrice e ben cementati (con resistività superiori a 500 Ωm); verso l'alto, si osserva un aumento della matrice sabbiosa [che determina una diminuzione della resistività complessiva]. Tale successione sembra interrompersi bruscamente, procedendo da NW verso SE, in corrispondenza della base del versante di Piano dell'Acqua, nei pressi della stradina per Masseria Napoleone.

Nell'ambito della vallecchia che ospita gli sprofondamenti si riconosce un orizzonte basso-resistivo, associabile a sabbie limose o a paraconglomerati con predominanza di matrice limoso-sabbiosa, per uno spessore di circa 8-10 metri; tale orizzonte tende ad assottigliarsi verso la parte terminale di entrambe le sezioni. Gli sprofondamenti sono impostati proprio in tale orizzonte, poggiante sui conglomerati. Questi ultimi mostrano valori di resistività molto elevate nel settore più meridionale della valle (cfr. B e D), associabili a termini ben cementati ed a scarsa matrice; nella parte centrale dei modelli, si registrano invece valori di resistività relativamente basse che potrebbero essere legate a condizioni di forte

fratturazione ed a presenza di acqua. Non si può infine escludere che una tale compagine, caratterizzata da una notevole composizione carbonatica, sia soggetta anche a notevoli processi paracarsici, specie nelle zone fortemente fratturate.

In entrambi i modelli di resistività, nella zona ribassata compresa tra le due faglie, si osservano delle anomalie a resistività più alta rispetto al contesto inglobante. In particolare, nella porzione iniziale del profilo della *Tomo-1*, si rinviene all'interno dell'orizzonte basso-resistivo un nucleo con resistività di $150 \Omega\text{m}$, circa 3 volte più elevata rispetto al contesto, che potrebbe essere dovuta ad una cavità di piccole dimensioni (tale da produrre effetti sulle resistività rilevate, ma non essere modellabile nella sua forma e dimensione), o ad uno stadio incipiente di genesi di uno sprofondamento per erosione sottocutanea della matrice fine nei paraconglomerati. Una situazione simile si riscontra anche nella porzione centrale della *Tomo-2*, a profondità compresa tra 10 e 15 m, circa in corrispondenza dello sprofondamento #2.

Infine, nella *Tomo-2* si nota una modesta anomalia positiva di resistività nel settore più superficiale del versante (per uno spessore di ca. 10 m) in corrispondenza del *sinkhole* #5. Un'analoga anomalia, di entità ancor più lieve, si può osservare nella *Tomo-1* in corrispondenza del #3.

5. CONCLUSIONI

Avendo ipotizzato la presenza di terreni generalmente poco coesivi negli strati più superficiali del versante esaminato, è possibile attribuire gli sprofondamenti di Piano dell'Acqua al tipo da "richiamo" dello schema classificativo di WALTHAM et al. (2005). Per una definizione più particolareggiata del tipo di fenomeni, si attendono i risultati di alcuni sondaggi previsti nella zona.

È probabile che la genesi delle cavità nel sottosuolo, responsabili poi degli sprofondamenti che si manifestano in superficie, sia connessa alle condizioni idrauliche presenti nei conglomerati posti al di sotto dello strato sabbioso-limoso. Tale strato determina presumibilmente il tamponamento della falda all'interno dei conglomerati sottostanti, permettendo l'instaurarsi di una falda in pressione. È possibile che i flussi idrici siano responsabili, oltre che della dissoluzione della componente calcarea nei conglomerati (con aumento della dimensione dei condotti), anche di processi di erosione per *piping* alla base dello strato sabbioso-limoso, con formazione di cavità che possono poi propagarsi verso la superficie. Riguardo al ruolo ricoperto dalle oscillazioni del livello di falda, è possibile che i fenomeni erosivi si esplicino in maniera più decisa nei periodi di maggiore ricarica, quando le pressioni dell'acquifero nei conglomerati, e quindi le velocità di flusso, sono più elevate; i fenomeni di crollo possono essere facilitati dalla diminuzione della pressione dell'acqua alla base dell'orizzonte sabbioso-limoso, e di quella agente sulla volta delle cavità sotterranee.

L'analisi dei risultati delle prospezioni tomografiche ha permesso di confermare le ipotesi precedentemente formulate circa l'assetto geo-strutturale della vallecchia di Piano dell'Acqua, evidenziando la presenza di discontinuità riferibili a strutture tettoniche che attraversano il sito di studio. In particolare, risulta confermata la presenza di due segmenti di faglia ravvicinati, che attraversano l'area interessata dai *sinkhole* con direzione NE-SW, e delimitano un ristretto settore ribassato. Ben 4 dei 5 sprofondamenti risultano allineati all'incirca in corrispondenza di dette strutture tettoniche antitetiche.

L'esame delle tomografie non evidenzia tracce chiaramente riferibili a cavità sepolte. Nella porzione centrale della *Tomo-2* si riconosce tuttavia una zona a bassa resistività, caratterizzata da un discreto sviluppo verticale (oltre 20 m) e slargata verso il basso, interpretabile come una zona cataclastica oppure come una cavità sepolta, riempita di materiale a bassa resistività.

Nel sottosuolo della vallecchia che ospita gli sprofondamenti si sono inoltre individuate due zone (a profondità compresa tra 5 e 15 m) caratterizzate da resistività circa 3 volte superiori rispetto al contesto. Le cause di questo innalzamento dei valori di resistività potrebbero essere associate ai processi di suffusione, responsabili dell'asportazione della matrice fine più conduttiva ed aumento della porosità complessiva della compagine (EZERSKY *et al.*, 2006), o alla presenza di modeste cavità di dimensioni non elevate rispetto alla profondità (quindi non modellabili, ma capaci di influenzare i valori di resistività misurati). In entrambi i casi, si tratta di processi capaci di produrre nel tempo fenomeni di sprofondamento – che meritano quindi di essere adeguatamente seguiti nel loro sviluppo.

RINGRAZIAMENTI

Già autori desiderano ringraziare: il Dr. Clemente Napoli e il Dr. Giuseppe Mainieri per il valido supporto nella realizzazione delle indagini geofisiche in campagna e nell'interpretazione critica dei dati; il Dr. Francesco A. Violo, per aver consentito l'esame di alcune stratigrafie relative a sondaggi effettuati nel territorio di San Basile; il Dr. Stefano Luigi Gariano per aver collaborato alla redazione delle figure.

BIBLIOGRAFIA

- CASMEZ (1969) - *Foglio 221-II-NW della Carta d'Italia 1:25.000 dell'I.G.M. "Castrovillari"*. Carta Geologica della Calabria. Cassa per Opere Straordinarie di Pubblico Interesse nell'Italia Meridionale. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano (NA). Dir. del rilevamento: M.P. Marchetti.
- CASMEZ (1970) - *Foglio 221-III-NE della Carta d'Italia 1:25.000 dell'I.G.M. "Saracena"*. Carta Geologica della Calabria. Cassa per Opere Straordinarie di Pubblico Interesse nell'Italia Meridionale. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano (NA). Dir. del rilevamento: M.P. Marchetti.
- DAHLIN T. & ZHOU B. (2006) - *Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging*. *EAGE - Near Surface Geophysics*, **4**, 113-123.
- EZERSKY M., BRUNER I., KEYDAR S., TRACHTMA P. & RYBAKOV M. (2006) - *Integrated study of the sinkhole development site on the western shores of the Dead Sea using geophysical methods*. *EAGE - Near Surface Geophysics*, **4**, 335-343.
- GRIFFITHS D.H. & BAKER R.D. (1993) - *Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology*. *Journal of Applied Geophysics*, **29**, 211-226.
- GRIFFITHS D.H., TURNBULL J. & OLAYINKA A.I. (1990) - *Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array*. *First Break*, **8**, 121-129.
- IANNACE A., BONARDI G., D'ERRICO M., MAZZOLI S., PERRONE V. & VITALE S. (2005) - *Structural setting and tectonic evolution of the Apennine Units of northern Calabria*. *C. R. Geoscience*, **337**, 1541-1550.
- IANNACE A., VITALE S., D'ERRICO M., MAZZOLI S., DI STASO A., MACAIONE E., MESSINA A., REDDY S.M., SOMMA R., ZAMPARELLI V., ZATTIN M. & BONARDI G. (2007) - *The carbonate tectonic units of northern Calabria (Italy): a record of Apulian palaeomargin evolution and*

- Miocene convergence, continental crust subduction, and exhumation of HP-LT rocks.* Journal of the Geological Society, London, **164**, 1165–1186.
- IOVINE G. & PARISE M. (2008) - *I sinkholes in Calabria.* In: Nisio S. (Ed.), *I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane.* Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., **85**, 323-386.
- IOVINE G., PARISE M., CALOIERO T., LANZA G., NICOLINO N. & SURIANO S. (submitted) - *Prime osservazioni sui sinkhole di Piano dell'Acqua (San Basile - Calabria Settentrionale).* Rendiconti della Società Geologica Italiana.
- IOVINE G., PARISE M., CALOIERO T., LANZA G., & SURIANO S. (stesso volume) - *I sinkhole di Piano dell'Acqua (San Basile - Calabria settentrionale). Indagine sulle fasi di attivazione su base storica, geomorfologica, ed idrologica.*
- LOKE M.H., a cura di (2002). *RES2DINV. Rapid 2-D resistivity and IP inversion using the least square method.* Atti del Seminario informale su "Tomografia Elettrica - Lo stato dell'Arte ed i programmi RES2DINV e RES3DINV". Catania, 18-20 aprile 2002, 122 pp.
- WALTHAM T., BELL F. & CULSHAW M. (2005) - *Sinkholes and subsidence: karst and cavernous rocks in engineering and construction.* Springer, 382 pp.

GEOPHYSICS FOR DOLINE DETECTION. PROPOSAL OF A SYSTEMATIC SURVEY ROUTINE IN ALLUVIAL DOLINES OF THE CENTRAL EBRO

*di Pueyo Anchuela, Ó., Casas Sainz, A.M., Soriano, M.A., Pocoví Juan, A.
Grupo de Investigación Geotransfer. Departamento de Ciencias de la Tierra.
Universidad de Zaragoza.*

ABSTRACT

The study of karst hazards in alluvial environments needs the integration of different techniques as aerial photographs analysis, historical research, farmer interviews, fieldwork, and geophysical surveys. From the experience of six years in detecting dolines close to Zaragoza by means of geophysical prospecting, the Geotransfer Research Group proposes a routine of interdisciplinary approach through the use of several techniques: 1). Magnetic method is useful for covering large areas in short time and when the doline is filled with anthropogenic material containing bricks and pottery fragments with a high magnetic susceptibility. Magnetic survey is also useless for detecting underground, non-collapsed cavities because of the low (and negative) magnetic susceptibility of the gypsiferous substratum, where cavities usually began to form. 2). Frequency domain EM method is also a fast way that allow check the results obtained by the magnetic survey, with the advantage that frequency selection allows for different exploration depths. Results about the apparent conductivity and susceptibility of the subsoil at different depths are also interesting for magnetic modeling of the anomalies obtained. 3). GPR is one of the best techniques to determine the inner structure of the soil and therefore the possibility of existence of structures linked to subsidence or collapse in the recent past. Its main drawback is the penetration depth, usually restricted to several meters in high conductivity soils. However, the possibility of interpreting the existence of karst processes through the analysis of the internal structure of near surface opens an important data source. 4) Gravity method is perhaps the only technique able to detect subsurface cavities at intermediate and high depths, since there is always a density contrast between the cavity, either filled with water or air, and the host rock. Its main drawback is that it is time consuming and therefore the area coverage with a high accuracy (i.e. one measurement site per square meter) can only be applied to those areas where cavities are to be expected according to the interpretation of other methods. The approach by means of the four described methods established in a routine in three steps 1) identification of changes in subsoil materials (magnetometry or EM), 2) analysis of subsoil geometries (GPR) and 3) characterization of subsoil materials (microgravimetry), allows for the uncertainty of the results to be reduced, and for focusing modeling of the subsoil either in 2.5D or 3D. This combined application, using field potential methods along with EM methods also permits combining different prospecting depths and horizontal resolutions. For the survey to be balanced and properly planned, this must be adapted to the schedule and

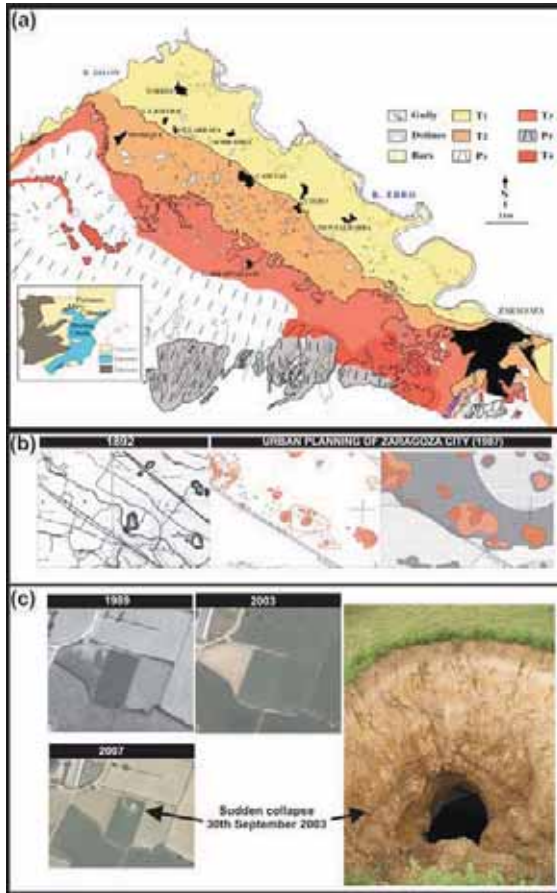


Fig. 1 - (a) Location and geomorphological map of the Ebro terraces upstream of Zaragoza from aerial photographs of 1957 [Soriano, 1990], (b) Example of old maps from Zaragoza, map of dolines from the Urban Planning from Zaragoza city and hazardous classification. (c) Aerial photographs taken during 1989 and 2003 from the area of a collapse generated on 30th September 2003. No superficial indicators appear.

the prospected area, noise must be strongly minimized when possible, the problems to be searched must be clearly defined with the aid of geological mapping and cross-sections, and recalling previous information about the site. From this premises the survey can be strongly optimized and the results interpreted in a correct way.

1. INTRODUCTION

Different techniques are necessary to carry out a complete regional study of karst hazard. Genesis, spatial distribution, temporal occurrence and also prevention are some of the basic objectives in a regional approach to this process. In the central Ebro Basin extensive fields of alluvial dolines, generated by dissolution of Tertiary evaporites covered by fluvial and alluvial Quaternary sediments, cause numerous damages. The risk has been



Fig. 2 - Common types of rocks and other materials from an outcrop from the Zaragoza area.

increasing since 1970 parallel to the urban development of the Zaragoza city, carrying out millions of euro per year in affection to structures, buildings, pipelines, roads, etc.

The first approach to this problem began with the *Plan general de ordenación urbana de Zaragoza* (urban planning) carried out through analysis of aerial photographs, historical maps, field analysis, farmer interviews, borehole data, hydrogeological data, etc [Simón et al., 1998]. This methodology permits the development of the first urban planning of the Zaragoza city where risks related with karst hazards were considered.

The success of this methodology consists in i) subsident foci remains during time, ii) clustering of subsident foci delimits areas more prone to the development of new subsident foci and iii) the geological and hydrological characteristics of karst hazardous areas permits the analysis of future karst hazardous areas. This kind of methodology facilitates the delimitation of different degrees of real and potential hazardous areas in the urban planning development. In many cases areas affected by karstification have been covered with pavements and buildings and at this moment cracks, building fails and other deformations are developing. The methodology applied in this plan permits the identification of many hazardous areas, but fails in the identification of potential karst hazards without superficial indicators (as cavities in the substratum without superficial affection or cavities present in the cohesive Quaternary materials). It is evident that in these cases the analysis of historical data is not enough to prevent this kind of hazards. An example is shown in figure 2: some dolines, can be identified in the historical maps (from the middle of XIX century) and in different aerial photographs (from 1927: fig. 2a), but in other cases sudden collapses more than 15 meters deep can appear in superficial conditions (fig. 2b). Recently, different models have been established using more developed mathematical algorithms for the analysis of more prone areas for new dolines development [e.g. Lamelas et al., 2008; Galve et al., 2009]. Although mathematically they can represent a

better approach, they still represent a regional approach and fail in the analysis of karst hazards without superficial indicators. This kind of models, as previously established by Simón et al., 1998, permits the identification of more prone areas for karst development where other activities in the analysis of karst hazards must be focused.

One solution for the local analysis and with high detail resolution, necessary for urban planning, and construction of buildings and structures over a hazardous area, is the geophysical approach. Different geophysical techniques can be used to try and resolve this kind of problems. The study of karst hazards in alluvial environments represents a complex scenario to apply geophysical surveys, because (i) usually a straightforward interpretation cannot be obtained, (ii) different types of karst indicators can be compatible with the sedimentary structure of the alluvial deposits, and (iii) long-term karst activity or anthropogenic activities over these areas can mask karst features. In this paper a routine to solve these problems in alluvial karst is proposed.

2. METHODOLOGY OF RESEARCH OF KARST HAZARDS IN ZARAGOZA

The analysis of karst hazards in alluvial environments represents a complex scenario. The presence of continuous activity related to dissolution and the different behavior of Quaternary deposits produces the development of subsidence dolines, collapses and cavities in the subsoil that can progress to very near surface conditions where a carbonate crust has cemented the detrital sediments.

The different approaches that can be developed in the analysis of urban planning in these setting represent a multidisciplinary approach that can be divided in three different methods.

- 1) The first is based in the methodology established by Simón et al., 1998 in the analysis of historical, aerial, field analysis and farmer interviews on one hand and compilation of data about hydrology and characteristics of Quaternary deposits on the other. This approach permits the identification of long activity subsident foci and the development of preliminary zoning of real and potential hazardous areas.
- 2) The second is based on the application of non invasive techniques to delimit the characteristics and properties of known potential hazardous zones, the identification of other potential problems that can improve the resolution of prior techniques, to decrease their potential ambiguities or to identify aspects that are not evident at the surface.
- 3) The third is the development of invasive techniques localized from the obtained results in the other approaches. With these, the lateral correlation of the identified changes and their real origin can be established.

3. GEOPHYSICAL APPROACH

Geophysical surveys are based on the contrasting physical properties between the searched object and the host rock/soil. The higher the contrast of the property upon which the geophysical technique is based the better the resolution and predicting capacity of the applied geophysical method. Another factor strongly influencing the successful application of a geophysical technique is the simplicity/complexity of the geological environment that can be modeled for an inversion of the geophysical data. In this sense, the determination of the boundary conditions of the problem involved is extremely important.

3.1 Boundary conditions

The definition of the boundary conditions to apply this geophysical approach is complicated (variety of karst indicators and the complex scenario from the Zaragoza area). In a vertical section without karst activity it is possible to define (fig. 2) a Miocene substratum (composed by gypsum, clays and marls progressing in vertical and horizontal trends), natural Quaternary alluvial sediments (where sharp lateral changes can be present between gravels, sands and clays), Quaternary soils (developed by weathering of substratum and other Quaternary units) and anthropic materials (where the materials can show a strong variability in origin and properties, either urban debris or natural materials). This complex scenario goes together with deposit geometrical changes: irregular contacts between Miocene and Quaternary, changes in thickness of Quaternary deposits, different thickness of weathered substratum and soil development, internal geometrical changes within the Quaternary deposits with sharp lateral facies changes and non-natural geometries of urban debris with a strong variability of properties.

The analysis of geophysical properties from the different materials shows a strong variability in the properties usually analyzed from geophysical prospection (density, magnetic susceptibility, conductivity or resistivity, hardness or rigidity, dielectric constant, magnetic permeability or remanence properties). These aspects makes is the responsible for the expected contrast between different units to depend on the geophysical analyzed property, being for example the contact between the substratum and other units very sensitive to resistivity, density, hardness, dielectric constant or remanence while conductivity or susceptibility can exhibit very similar results. In the same way, the identification within Quaternary deposits, can be clearly established through susceptibility, conductivity or dielectric constant and difficult from density, resistivity, remanence or hardness. These different geophysical properties are linked in general to different geophysical techniques, and therefore, depending upon the objective of the survey some of the available techniques can be discarded.

While the application of different geophysical techniques can be of interest for the identification of changes in the subsoil properties and can be linked to different units within the subsoil, karst processes can develop making the model even more complicated. When karst activity in many settings has had a long activity, comprising cases where karst activity developed contemporaneous with the alluvial sedimentation and active cases. Some potential features from karst activity can be related to the presence of cavities, changes in the position of the substratum, thickness of the weathered substratum and Quaternary alluvial deposits, internal changes of Quaternary deposits linked to subsidence or the filling of subsidence areas both natural and anthropic and geometrical changes within the Quaternary. These features that can be indicative of karstification must be isolated from similar results that can be linked to Quaternary normal sedimentary and erosional evolution. The simple model that can be established from a general two-phase system (Miocene and Quaternary) can be complicated by the existence of an intermediate layer of residual marls, resulting from the solution of evaporites in an evaporite-marl alternating sequence, the presence of the water table and the usual filling of subsidence areas with natural and anthropogenic materials (including bricks and ceramics in the past and iron cast, debris and toxic waste at present).

3.2 Geophysical Routine

One of the most important handicaps of geophysical surveys in building projects are related with the impossibility of a high density sampling with different geophysical techniques with an acceptable budget. One solution to this problematic is the reduction of number of techniques and sampling density. The reduction of sampling density, in microgravimetry for example, can reduce the success possibilities when trying to adjust to common budgets. In this sense the application of 3D microgravimetric surveys with high density sampling (expected characteristics for a survey to be developed in a potential complex system as expected in alluvial karst) cannot correctly characterize a potential hazard with low ambiguities. An example of the reduction of sampling points in a survey can be analyzed in fig. 3. This reduction does not only affect the correct characterization of the lateral extension of the problematic areas but also, following the Nimiq principle, the potential minimum size of the elements that can be detected

The integration of more than one geophysical technique in the analysis and characterization of subsoil problems is usually adopted with the objective of testing the different identified subsoil signals and their real origin. Even applying more than one geophysical technique some potential problems cannot be clearly established or its interpretation may be ambiguous. From the perspective of applying geophysical techniques in alluvial karst in the surrounding of Zaragoza city, it can be established a general routine based on a geological approach and three steps of geophysical surveys.

The presented geophysical routine responds to three objectives: i) to survey over the whole interesting area, ii) to analyze different karst indicators from different geophysical techniques (different sensitivity and resolution) and iii) develop the survey with minimum time consumption.

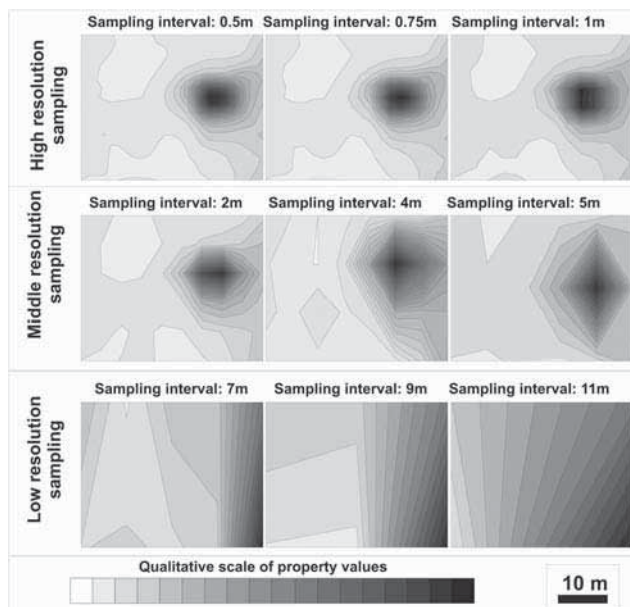


Fig. 3 - Example of resolution sampling in geophysical surveys.

	OBJECTIVES	CHARACTERISTICS	TECHNIQUES
HISTORICAL APPROACH	Identification of superficial affection of karst activity	Identify karst indicators of long term subsident activity	Field work (geological and geomorphological cartographies and karst superficial indicators)
	Regional karst planning	Identification of potential factors that control karst activity	Historical analysis by analysis of aerial photographs, historic cartographies and farmer interviews
GEOPHYSICAL APPROACH	Localization of changes of subsoil properties	Fast survey Survey of all the surface with a high sampling density	Magnetometry EM multifrequency radiation GPR shielded devices
	Geometrical characterization of subsoil materials	Surveys along profiles and lateral correlation between isolated profiles (pseudo 3D survey)	Seismic methods (seismic profiles, tomography) Electric methods (SEV, resistivity tomographies) GPR (qualitative and semi-quantitative approaches)
	Characterization of anomalies	High time consuming technique High resolution	Microgravimetric surveys
INVASIVE APPROACH	Test real origin of anomalies identified from prior methodologies	Correlation establishment between geophysical units and stratigraphical units Identification of real origin of anomalies of geophysical properties	Direct geometrical observations (excavations, trenches) Punctual sampling of rocks and analysis (boreholes) Indirect characterization (penetration test)

Fig. 4 - Proposed routine of analysis of karst hazards in the Zaragoza area for construction and urbanization projects.]

Step 1. Identification of anomalous areas

The main objective of the first step of this routine is related to the identification of changes of subsoil properties in map view. Magnetometry or EM multifrequency radiation satisfies the conditions of fast survey and processing. Both techniques permit the model of anomalies to characterize the origin of changes in apparent susceptibility or conductivity. The application in this step is based on the identification of inhomogeneous behavior of subsoil materials. Both techniques can be used to characterize lateral changes of subsoil materials and changes in their state. In general, they are very sensitive to filling of subsidence areas or paleocollapses, the highest contrasts [several tens of mS/m or magnetic dipoles with amplitudes of several tens of nT; fig. 5] appearing in the cases of anthropic materials.

One important problem of these techniques is that in urban areas there are noises that disturb the obtained signals. In some cases these disturbances can be in the same range or even several orders of magnitude higher than natural signals. When this happens, the use of GPR with shielded devices instead of magnetometry or EM can be suitable for the preliminary characterization of these areas. In the cases of GPR surveys, the application of amplitude strength wave maps as a semiquantitative layout can permit the preliminary characterization of anomalous areas (e.g. Pueyo et al., 2009).

Both electromagnetic techniques, EM radiation or GPR with shielded devices, can be used to analyze the depth to the potential anomalous areas, through maps of lateral correlation of subsoil properties for different depth intervals [different measurement frequency at EM multifrequency radiation or maps developed for different TWT intervals in GPR].

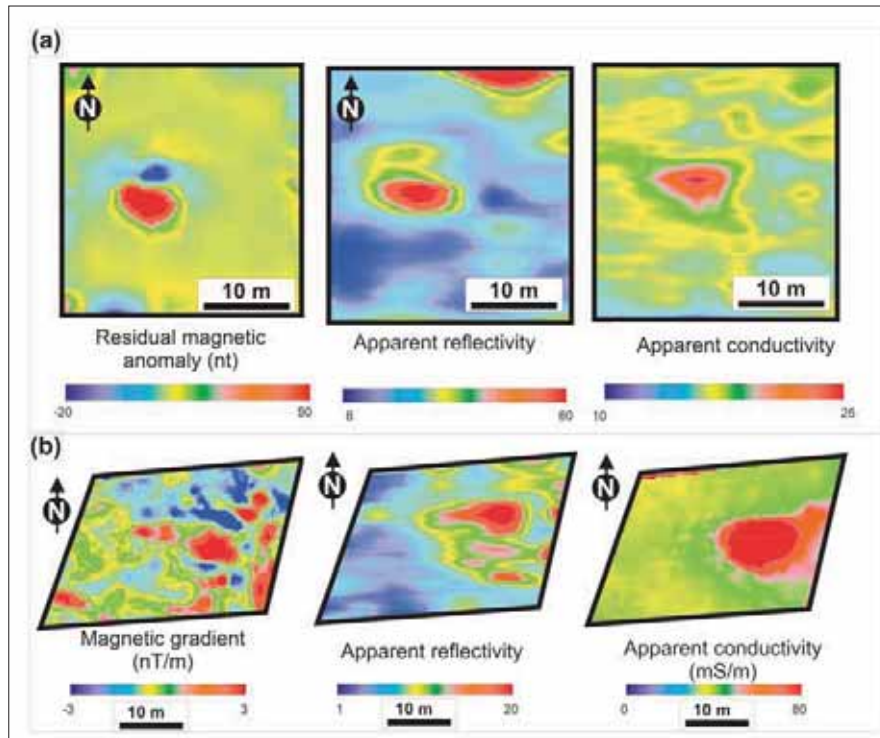


Fig. 5 - Examples obtained during Step 1 of geophysical routine in a superficial collapse [a] and a subsidence doline [b].

Step 2. Geometrical characterization of subsoil materials

The presence of changes of subsoil properties can be potentially linked to lateral facies changes, erosional contacts between units, different unit thickness linked to irregular position of the substratum and changes related to karst activity (presence of cavities, paleo-collapses, and long term subsidence affecting the position of the quaternary-substratum contact or changes in thickness of different units). A key to understand the origin of the identified changes during Step 1 can be linked to the comprehension of the 3D deposits geometry. This aspect can be identified from the analysis of geometrical aspects and their lateral correlation throughout the studied zone.

Different geophysical techniques can permit to infer the geometry of subsoil materials and its lateral correlation. This kind of approaches can be inferred by changes in the rigidity of subsoil materials (seismic methods), resistivity (electric methods) or GPR. These techniques permit to obtain subsoil profiles where the trends of geophysical properties changes can permit to infer the geometry of deposits (fig. 6a). In some cases the semiquantitative layouts can be used, in well-known areas, to identify sediments or rock types.

The resolution needed in some environments, the possibility to infer processes by means of geometrical changes between reflectors and the possibility to employ shielded devices in urban settings recommends the use of GPR as the preferred technique in this step. The presence of a water level near the surface and usually with high salt content (high

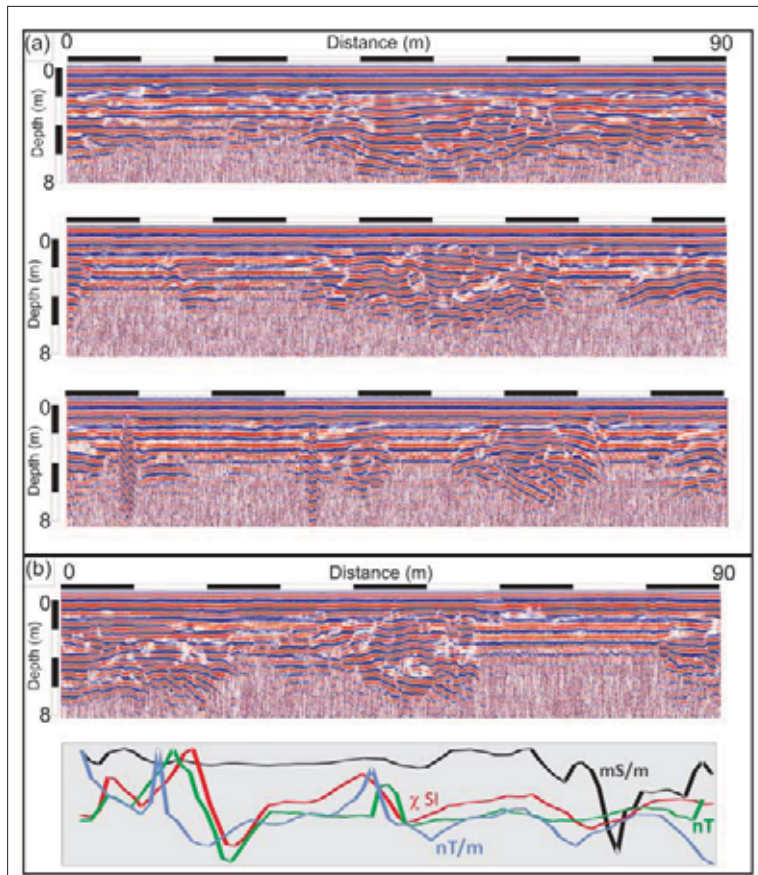


Fig. 6 - Obtained results from GPR surveys during Step 2 of the geophysical routine (a) GPR profiles and (b) results obtained from different geophysical techniques for the same profile (GPR profile, magnetic intensity, magnetic vertical gradient, apparent susceptibility and apparent conductivity)

conductivity) produces an important decrease of the potential penetration depth, also a handicap for electric methods.

The analysis of geometrical relations between reflectors permits to obtain a 2d geometry view of the analyzed materials, while the use of parallel profiles in one or two directions can permit a pseudo 3D view of geometry of subsoil materials to be defined. The fast survey with GPR does not need to fit electrodes in the subsoil thus allowing for a high number of profiles for semiquantitative layouts (maps of apparent reflectivity) and plan view of the geometrical relations between reflectors to be done in a short time. The 3D approach allows for the identification of circular to elliptical disposition of adaptation features allowing for example the separation of subsident foci from paleochannel geometries. On the other hand the analysis of data from step 1 along profiles and the gpr profiles can permits a preliminary interpretation of the origin of changes and their geometry (fig. 6b).

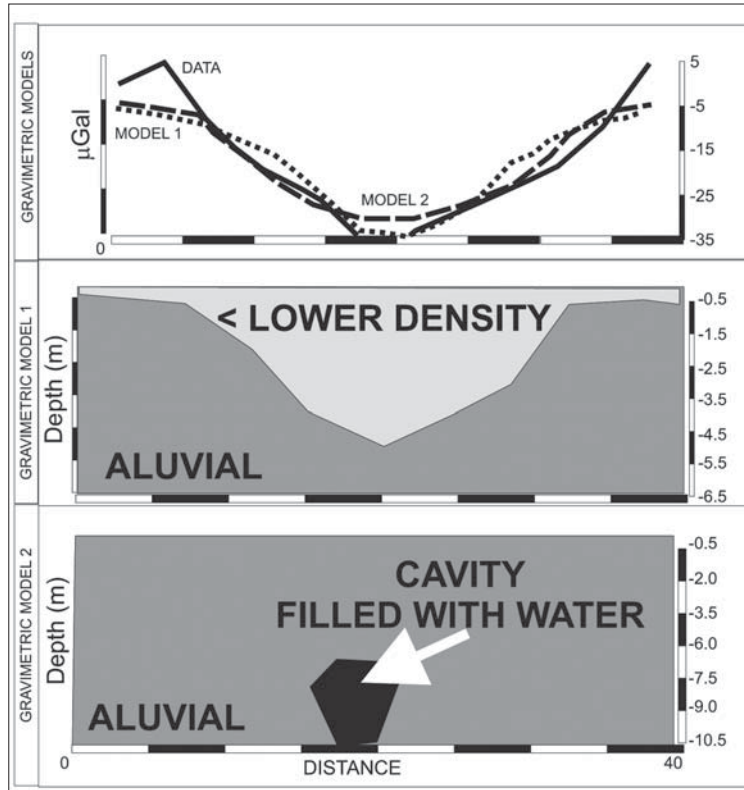


Fig. 7 - Microgravimetric profile (Step 3 of geophysical routine) and gravimetric model, considering the presence of a lower density body or a cavity filled with water in the subsoil.

Step 3. Characterization of subsoil materials. Microgravimetric surveys

Microgravimetric surveys are one of the techniques with higher sensibility in the localization of cavities of different size and depth. High accuracy surveys require a detailed topographic survey in the range of 1 mm precision and high density of sampling. These aspects allow for changes in density related to subsidence areas, cavities at different depths or changes in the position of the substratum to be established from this kind of survey. In other cases anomalies identified by the above described techniques can be tested and reduce the potential ambiguity present when different karstic indicators can show high ranges of uncertainty.

The definition of the size and dimensions of the subsoil changes needs a high density survey. However, if other techniques have been applied before, the size and geometry of potential hazardous elements can be established through prior techniques, thus reducing gravimetric prospection to an only high resolution microgravimetric profile or two orthogonal profiles. In some cases the identification of the real origin of gravimetric anomalies is not straightforward (fig 7), and the integration with prior techniques can permit the reduction of ambiguities.

3.3 Application example

In order to describe the geophysical methodology presented in fig. 4 a case study is presented. The survey was developed with the objective of characterization of potential karst hazard during urbanization planning. The area is comprised within a high potential hazardous area because of the presence of subsidence dolines identified in aerial photographs.

In the first step of the geophysical survey, magnetometry and EM multifrequency radiation were used. Both applied techniques show similar trend changes although their interpretation differs. Magnetometry results (fig. 8a) show a central area of the survey zone with a higher intensity of the magnetic field. In the north-central zone there are normal dipoles in the north, and reverse dipoles in the central and eastern area. The multifrequency radiation for shallow depths ($f=63.5$ KHz) shows an important peak in the northern-central area with a positive peak of apparent conductivity (60 mS/m over the local datum) and minor changes in the northwestern and southeastern areas. If the results from both techniques are compared, they exhibit a correlation of higher conductivity and magnetic field intensity for the central and eastern areas, while stronger changes in magnetic field develop in the north-central area with normal magnetic dipoles surrounding the highest apparent conductivity peak.

To analyze the origin of the anomalies identified in the first step of the geophysical routine, GPR profiles normal to the observed anomalies and looking for the characteristics of the changes and its lateral correlation were done. The identified anomalous areas correlate with geometrical changes between reflectors for the north-central area, whereas in the rest of the cases changes in the apparent reflectivity are observed (more dependent on the type and state of the subsoil materials than on geometrical changes). The lateral correlation between geometrical changes permits to define an envelope of on-lap reflector geometries open to the N and NNE that permits to define a more depleted area. This depleted area correlates with the positive apparent conductivity peak identified from the EM survey, and the on-lap reflectors geometry follows the normal magnetic dipoles observed in the magnetic field intensity maps.

In order to test the origin of this anomaly, a high resolution microgravimetric profile normal to the main trends of adaptations identified in the gpr-profiles was planned. The microgravimetric profile shows a progressive decrease of gravimetric field to the North with several steps and an absolute anomaly of more than $-100 \mu\text{G}$ in the northern zone of the surveyed area. The model for the obtained data is compatible with densities decreasing to the North, whereas the northern most sector of the surveyed area needs the presence of a cavity in the subsoil to model the negative anomaly of more than $100 \mu\text{G}$ (fig. 8d).

In this case the cavity was not identified during steps 1 and 2, although the main trend of changes from subsoil materials are compatible with a change in subsuperficial materials with a general envelope to the North (materials with higher apparent conductivity, higher susceptibility and surrounded by adaptation features between reflectors open to the area with negative gravimetric anomaly). The identification of the cavity by the gravimetric survey permits to establish the affection radius from the karst process responsible for the cavity formation (mainly changes of superficial materials and geometrical changes as subsidence indicators). The integration of the three steps of the routine

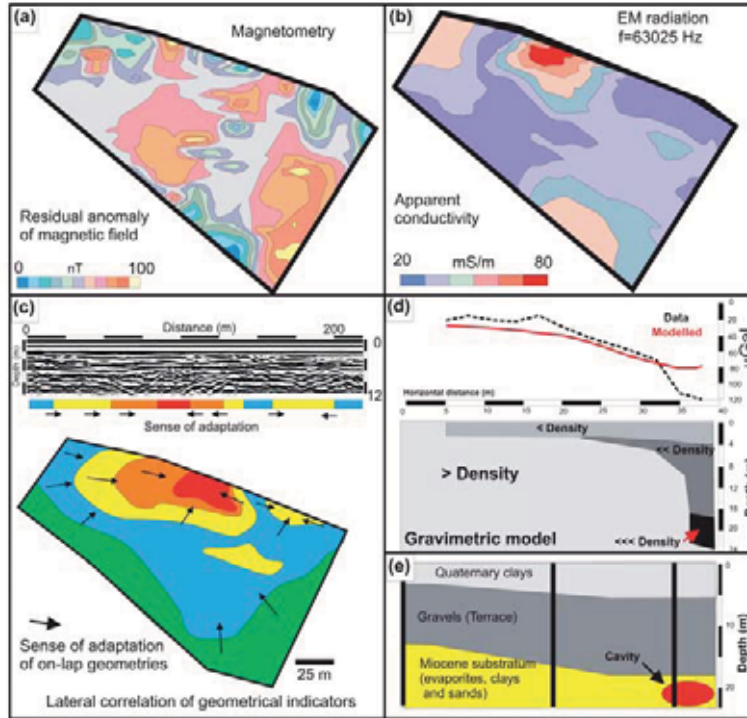


Fig. 8 - Application of the proposed geophysical routine (a) magnetometric survey, (b) apparent conductivity obtained from electromagnetic radiation survey at 63 KHz, (c) GPR results obtained in the surveyed area with the methodology applied to GPR profiles and the establishment of lateral correlation of adaptation features, (d) microgravimetric profile and obtained model for the same results, (e) correlation obtained from the study of boreholes in the studied area.

permits to reduce the ambiguities of preliminary techniques and to establish the affection radius of the karst phenomenon.

In order to validate the results obtained from the geophysical approach, three boreholes were drilled (i) in the area with geometrical changes identified in GPR-sections, (ii) in the central part of the interesting area (second alienation of adaptation features that correlate with the magnetic dipoles and apparent increase of apparent conductivity) and (iii) directly over the negative gravimetric anomaly (fig. 8e).

A system of three units was identified: an upper unit composed by clay materials (clayey soil and flood plain deposits), a gravel unit that can correlate with a terrace level and the substratum consisting of clays, marls and gypsum (fig. 8e). The contact between the three units changes along the surveyed area, observing a deeper contact between Quaternary and the Miocene to the North, consistent with increasing thickness of both units. Low values of mechanic resistance in the gravels and a cavity of, at least, three meters at a depth of 20 meters in the northern survey area were inferred. The low values of mechanical gravel resistance are a common feature in karst areas of the Zaragoza area, usually related to lower compaction over subsidence areas (soft gravels). Besides the identifica-

tion of a cavity in one of the boreholes following the expected results obtained from the microgravimetric survey, the affection radius established by lower density of subsoil units, change in susceptibility, conductivity and surrounded by adaptation features identified in gpr profiles is accompanied by the lower resistance of gravels permitting the delimitation of a hazardous area that nearly affect to the whole surveyed area.

4. CONCLUSIONS

Construction over potential hazardous areas represents an important aspect to be analyzed in urban planning. The complex system that can be found in the Zaragoza area makes the analysis of karst phenomena a significant matter. Application of historical approaches permits to delimit real and potential hazardous areas while at local scale higher resolution and actual assessment is needed before construction. This problematic, prior mechanical tests and construction, can be developed through the progressive application of different geophysical techniques following a routine, as presented in this work following three steps i) identification of anomalous areas, ii) geometrical subsoil analysis and iii) anomalies characterization. The application of the different techniques, more or less sensitive to different karst indicators and with different resolutions, permits the integrated analysis with low ambiguities and within an acceptable range for usual construction budgets.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was financed by Geotransfer Research Group (Aragón Government) and the projects

REFERENCES

- GALVE, J.P., GUTIÉRREZ, F., REDONDO, A., BONACHEA, J., LUCHA, P., CENDRERO, A., (2009) - *Evaluating and comparing methods of sinkhole susceptibility mapping in the Ebro Valley evaporite karst (NE Spain)*. *Geomorphology*, 111 (3-4), 160-172
- LAMELAS, M.T., MARIONI, O., HOPPE, A. Y DE LA RIVA, J. (2008) - *Dolines probability map using logistic regression and GIS technology in the central Ebro Basin (Spain)*. *Environmental Geology*, 54(5), 963-977
- PUEYO ANCHUELA, Ó., POCOVÍ JUAN, A., SORIANO, M.A., CASAS SAINZ, A.M., (2009) *Characterization of karst hazards from the perspective of the doline triangle using GPR - Examples From Central Ebro Basin (Spain)*” *Engineering Geology*, 108, 225-236
- SIMÓN GÓMEZ, J.L., SORIANO JIMÉNEZ, M.A., ARLEGUI CRESPO, L., CABALLERO BURBANO, J., (1998) - *Estudio de riesgos de hundimientos en el corredor de la Carretera de Logroño*. Public report from the Municipality of Zaragoza. 59 p. <http://www.zaragoza.es/contenidos/urbanismo/pgouz/memoria/anejos/anejo03/anejo032.pdf>
- SORIANO, M.A., (1990) - *Geomorfología del sector centro-meridional de la Depresión del Ebro*. Diputación Provincial de Zaragoza.

MONITORAGGIO SISMICO IN AREE A RISCHIO DI SINKHOLE: L'ESEMPIO DI CAMAIORE

di Barsotti A.¹, Buchignani V.², Musmeci F.³, Rizzo S.⁴

ABSTRACT

In 1995 a sinkhole caused the destruction and demolition of 6 building in the locality "Le Funi", Camaioire, in Tuscany.

After the event, several studies, geophysical, geological and geochemical surveys, have been carried out and presented in previous conferences and publications.

This paper presents the system for seismic monitoring of the area, designed and installed since 1998. To identify possible precursors of an "sinkhole" event is exciting from a scientific perspective, but certainly not a simple task. The Municipality of Camaioire is probably the institution that has invested more, through funding regional and national, in this sector, which remains, however, still at an experimental level.

Any significant movement of underground masses generates a seismic wave that can be detected by a three-dimensional geophone. To determine the spatial position of the event we need to know the direction from which it originates. If that direction is estimated in two different points, then the intersection of the two directions will determine the place of origin of the seismic event. However, given the unavoidable error in the signal acquisition, a third measurement point, separated from previous permits, presumably with better accuracy, to identify an area from which originates the event.

Also the accelerated aquifer recharge, possible in a karst-formation, produces a micro seismicity that can be assessed in intensity and frequency.

Such seismic activity was compared with data obtained from the monitoring of other elements such as rain. But it should be compared with piezometric variations of the various strata, the micro deformations of the soil, caused by gas compression and decompression, changes in hydrochemical ground and surface water. Using the data today available and considering that in the most fractured zones:

- we have important micro gravimetric anomalies,
- in the event of heavy rainfall the behaviour of the soil surface runs the other way round as aspect (it lowers) respect to the boundary,
- there is a majority of seismic events,

we can gain some support to the hypothesis that the short-term imbalance between the different layers (superficial and deep) is able to produce the turmoil within the alluvial

1 Geometra, responsabile del settore Protezione Civile del Comune di Camaioire,
e-mail: protezione.civile@comune.camaioire.lu.it

2 Geologo, libero professionista, Via Capanni, 198 Lucca (LU), tel 348 7766109, e-mail: vbuchig@tin.it,

3 Ricercatore Enea, e-mail: musmeci@casaccia.enea.it

4 Geofisico, libero professionista, Via Tito, 1 Anguillara Sabazia (RM), tel 06 9996299,
e-mail: rizzo.prospector@alice.it

cover, which produces the migration of fine sediments, and, as a consequence, it also produces high hydraulic pressures inside the carbonate bed-rock. Further comparisons will allow a better refinement and a deepening of the hypotheses.

1. INTRODUZIONE

Nel 1995, a Camaione, in località "Le Funi" si è verificato un sinkhole che ha provocato la distruzione e la demolizione di 6 fabbricati. In seguito al fenomeno sono state eseguite diverse indagini, geofisiche, geologiche e geochimiche, che sono state presentate in precedenti convegni e pubblicazioni.

In questo contributo viene presentato un report relativo al sistema di monitoraggio sismico dell'area, progettato ed installato a partire dal 1998.

Un sinkhole non è solo un fenomeno d'interesse scientifico; è soprattutto un problema di protezione civile connesso sia con il rischio per la pubblica incolumità degli abitanti, sia con l'entità dei danni per le strutture e infrastrutture che insistono sulle aree colpite o ritenute fragili. Quando accade un fenomeno di questo tipo, si pongono in particolare questi quesiti fondamentali:

- il motivo per il quale lo sprofondamento è avvenuto in un determinato punto;
- quali sono le cause che hanno provocato il sinkhole;
- se esistono nel territorio altre situazioni di fragilità simili a quella dove è avvenuto l'evento;
- se esistono dei precursori che possano far scattare in anticipo un Piano di Protezione Civile;
- come si può prevedere se il fenomeno si ripeterà e dove.

Gli studi eseguiti hanno cercato di chiarire i primi quattro punti, mentre per la previsione temporale e spaziale del fenomeno rimangono ancora grosse incertezze. Anche sulle cause dello sprofondamento ci sono varie ipotesi e quella che, nel caso specifico, è stata maggiormente percorsa è quella di un progressivo impoverimento della matrice fine all'interno del pacco dei depositi alluvionali, legato a sbalzi delle pressioni interstiziali in falde diverse e, a breve termine, non in equilibrio.

Le indagini microgravimetriche e le tomografie elettriche eseguite nel corso degli ultimi anni hanno individuato una serie di anomalie, molto spesso coincidenti, che potrebbero essere legate alla presenza di cavità in roccia o zone con sedimenti fortemente decompressi e a bassa densità, poste a diversa profondità. Gli studi eseguiti ad oggi fanno osservare che tutte le principali anomalie sono ubicate in una zona ristretta, centrale, della piana di Camaione, in corrispondenza di zone di forte fratturazione del bed-rock prevalentemente carbonatico ("Calcarì Cavernosi").

Individuare i possibili precursori di un evento "sinkhole" è stimolante dal punto di vista scientifico, ma sicuramente non è un compito semplice; il Comune di Camaione è, probabilmente, l'Ente che più ha investito, attraverso finanziamenti regionali e nazionali, in questo settore, che rimane, comunque, ancora a livello sperimentale.

I dati raccolti in questi anni sembrerebbero confermare uno schema evolutivo in base al quale un altro *sinkhole* che dovesse ancora formarsi nella piana di Camaione sarebbe preceduto da una serie di eventi precursori, individuabili in:

- piccoli crolli della volta di cavità carsiche che provocherebbero del rumore sismico; altri rumori potrebbero essere determinati da assestamenti del materiale alluvionale poco addensato e con bassi valori dei moduli elastici;

- subsidenza dell'area interessata dal potenziale dissesto;
- variazione anomala delle pressioni idrauliche;
- variazioni anomale nel flusso dei gas endogeni;
- spostamento o migrazione laterale dei terreni fini.

L'installazione delle tre centraline di monitoraggio sismico risponde alla necessità di monitorare il primo, ed in parte anche il terzo, di questi probabili precursori.

Un qualsiasi movimento di masse importanti nel sottosuolo genera un'onda sismica che può essere rilevata da un geofono tridimensionale. Per conoscere la posizione spaziale dell'evento è necessario conoscere la direzione da cui esso proviene; se tale direzione è misurata in due punti di misura separati tra loro, il punto d'incrocio delle due direzioni determina il luogo d'origine dell'evento sismico. Considerato però l'inevitabile errore nella taratura dei sistemi d'acquisizione dei segnali, pur identici tra loro, un terzo punto di misura, separato dai precedenti, consentirà, presumibilmente con miglior approssimazione, di individuare un'area dalla quale proviene il segnale.

Anche la ricarica accelerata dell'acquifero, possibile in un circuito carsico, provoca una microsismicità che può essere valutata in intensità e frequenza.

La posizione delle centraline è stata scelta in base ai risultati delle indagini geofisiche, elettriche e gravimetriche, e geochimiche.

Nella figura 1 viene riportata la carta di posizione delle anomalie e la posizione delle centraline. Come si può notare esse sono posizionate ai bordi dell'area di massima concentrazione delle anomalie geofisiche, ad eccezione della centralina delle Funi, posizionata in uno dei sondaggi realizzati dopo l'evento.

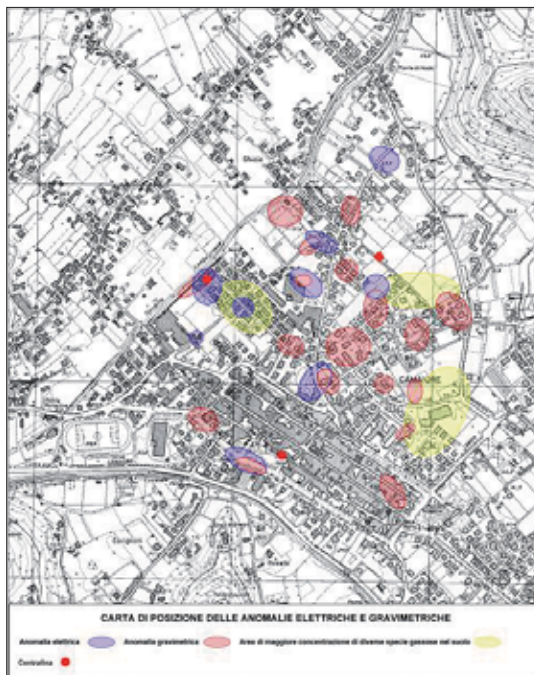


Fig. 1 - Posizione delle tre centraline e delle anomalie geofisiche e geochimiche

2. IL PROGETTO

Ogni stazione di monitoraggio sismico registra continuamente i segnali provenienti dai tre geofoni ancorati al substrato carbonatico; la scelta di fissare i geofoni al substrato è data da due motivi fondamentali:

- il primo, pratico, perché vengono attenuati in questo modo i rumori causati dalla antropizzazione della zona;
- il secondo, teorico, perché vengono attenuati i fenomeni legati alla rifrazione delle onde sismiche; infatti un crollo che avviene nei calcari viaggia direttamente nel substrato che possiede una velocità di propagazione molto maggiore di quella della copertura alluvionale; infine le onde sismiche dirette, provocate da un crollo nel pacco alluvionale, considerata la relativamente piccola distanza che intercorre tra le centraline, arriverebbero prima di quelle rifratte se l'origine non è troppo vicina alla superficie di contatto tra la copertura alluvionale ed il substrato; in quest'ultimo caso occorrerebbe una interpretazione del treno d'onde registrato.

Il computer locale salva su Hard Disk tutti i segnali che possono essere quindi stoccati periodicamente su CD.

Se la stazione di monitoraggio registra un evento sismico, anche piccolo, compreso in uno spettro di frequenza prefissato, questa invierà il segnale alla stazione base;

La stazione base, che fa da collettore di tutti gli eventi, immagazzina i dati in un "database" ed ha la possibilità di eseguire una serie di operazioni:

- calcola l'intensità del segnale nelle tre direzioni;
- cerca di capire, attraverso l'intervento di un operatore che può modificare le scelte fatte dal software, il verso del primo arrivo lungo i tre assi;
- calcola l'intensità, la direzione ed il verso del vettore risultante;
- se nell'arco di più o meno cinque secondi esiste un evento proveniente da un'altra stazione di monitoraggio, il programma calcola il punto di intersezione dei due vettori; se a registrare l'evento sono tutte e tre le centraline, il punto sarà fissato al centro del probabile triangolo formato dalle tre direzioni e fisserà la profondità, con un certo margine di errore dovuto al fatto che tre centraline non individuano un volume, dell'origine del segnale sismico;
- si può richiedere alle centraline di monitoraggio di inviare il segnale registrato in un qualsiasi momento per verificare se un eventuale evento captato da una o due stazioni di monitoraggio non sia stato interpretato come tale da essa.

Se l'origine del segnale è all'interno della piana di Camaiore, il dato verrà posto su un punto della carta.

Il database fornisce quindi i segnali legati all'evento che possono essere studiati ed interpretati. Se ad esempio il software interpreta il primo arrivo in una certa posizione temporale perché l'effettivo primo arrivo era troppo piccolo, sarà possibile correggere la scelta del computer modificando quindi la direzione ed il verso del vettore risultante.

3. MATERIALE INSTALLATO

3.1 I Geofoni

Tre terne di geofoni, disposti perpendicolarmente tra di loro lungo i tre assi cartesiani, sono stati ancorati alle pareti dei tre fori predisposti dal Comune di Camaiore secondo il seguente schema:

Denominazione della stazione	Profondità del substrato carbonatico	Profondità di ancoraggio
Le Funi	130 m	140
Via IV Novembre	74	76
Via Romboni	95	100

I geofoni 3D, della TERSCORP (USA), sono posizionati nella direzione voluta attraverso una colonna di aste quadre di alluminio con 4 cm di lato. Ogni geofono è stato collegato alla superficie con un cavo schermato ed ancorato alle pareti tramite un sistema pneumatico; la frequenza dei geofoni è attualmente di 10 Hz per la centralina delle Funi e 4 Hz per le altre due. Precedentemente al 2008 era di 10 Hz per tutti e tre i geofoni. L'orientamento dei geofoni è stato fissato nel seguente modo:

- Geofono 1: Est-Ovest con il positivo a 90° Est;
- Geofono 2: Nord-Sud con il positivo a 0° Nord;
- Geofono 3: verticale con il positivo verso il basso.

3.2 L'Hardware

Il sistema di acquisizione è della National Instruments ed è così configurato (Figura 2): Scheda PCI-6034E Low cost Multifunction I/O per Windows
Filtro passa basso di Bessel montato su SCXI-1000 4-slot chassis, universal euro 240 Vac

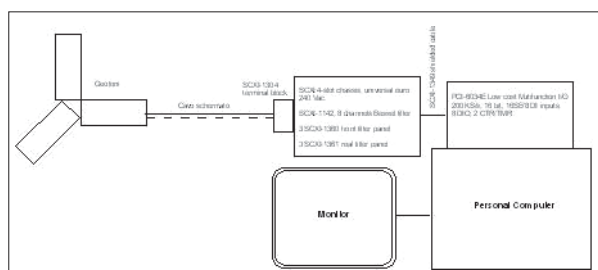


Fig. 2 - Schema a blocchi del sistema di monitoraggio sismico

4. DESCRIZIONE DEL SISTEMA DI MONITORAGGIO

4.1 I geofoni

Come precedentemente accennato, in ogni punto di monitoraggio profondo è stata inserita una terna di geofoni, identici tra di loro, di cui uno verticale e due orizzontali, disposti lungo i tre assi cartesiani. La direzione dei due geofoni orizzontali è stata predeterminata. I tre segnali elettrici, proporzionali all'intensità dell'onda sismica, costituiscono quindi le tre componenti di un vettore di cui si potrà determinare la direzione ed il verso oltre che la grandezza relativa.

4.2 I filtri, gli amplificatori ed il convertitore analogico digitale

I geofoni sono collegati alla superficie da un cavo che, se pur schermato, costituisce una antenna in grado di captare qualsiasi segnale elettromagnetico presente nella zona; tra i disturbi presenti in una zona antropizzata come quella di Camaiore, quello causato dalla

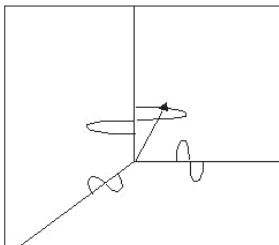


Fig. 3 - Esempio di come i tre segnali elettrici generano un vettore.

rete ENEL a 50 Hz è sicuramente il più importante. Il segnale elettrico generato dai geofoni è stato quindi depurato dai disturbi ed amplificato, per essere poi utilizzato da un sistema informatico in forma digitale.

I segnali vengono acquisiti da un sistema della National Instruments, nel seguente modo:

- i geofoni sono stati connessi, attraverso il cavo schermato, al filtro passa basso di Bessel, programmabile via software, in grado di amplificare fino a 100 volte il segnale di ingresso. Il segnale, una volta condizionato, è stato inviato alla scheda PCI 6034E, convertitore analogico digitale a 16 bit, in grado a sua volta di amplificare il segnale, con programmazione via software, fino a 100 volte. Complessivamente, quindi, il segnale proveniente dai geofoni può essere amplificato fino a 10.000 volte.

5. IL SOFTWARE

Il segnale, una volta digitalizzato con una frequenza di campionamento di 1024 punti/secondo, viene trattato da un apposito software che provvede, oltre alla visualizzazione dei segnali sul monitor, a trattare i dati.

Se il sistema registra un evento sismico, lo immagazzina in un file che può essere richiesto, in forma numerica, via telefono, ad un computer centrale, posto negli uffici della Protezione Civile comunale, che raccoglie le informazioni provenienti dalle tre centraline. Il software installato sul computer centrale, diverso da quello installato presso le stazioni di monitoraggio, provvede alla memorizzazione dei dati numerici ricevuti dalle centraline ed al calcolo della posizione spaziale del punto di origine dell'evento. Esso, inoltre, invia periodicamente un segnale ai computer locali in modo da sincronizzare gli orologi interni dei tre PC con quello del computer centrale.

Tutti i segnali, provenienti dalle stazioni di monitoraggio, indipendentemente dalla loro intensità e direzione, sono archiviati in una banca dati.

E' possibile analizzare gli eventi selezionati in un'area di larghezza 200 m e di posizione e lunghezza assegnata. L'analisi è supportata da quattro grafici:

- il cumulativo degli eventi (n° eventi/tempo);
- energia rilasciata (energia/tempo);
- frequenza tipica dell'evento (frequenza/tempo);
- profondità dell'evento (profondità/distanza).

6. ANALISI DEI SEGNALI

Il sistema ha funzionato correttamente, con alcune interruzioni, dal 2000 al luglio 2007, quando il guasto di due computer, di un convertitore A/D e di un filtro hanno compromesso la piena funzionalità del sistema.

Esso è stato ripristinato nel mese di settembre 2008, quando sono stati sostituiti tutti e tre i computer, un convertitore e due filtri. Nelle centraline di Via IV Novembre e di Via Romboni i geofoni a 10 Hz sono stati sostituiti con dei nuovi a 4 Hz.

6.1 Segnali fino al 2007

Gli eventi sismici registrati nel periodo dal 2000 al 2007 si possono dividere in due grandi sottogruppi:

- il primo è quello in cui i segnali hanno una origine esterna alla conca camaiorese;
- il secondo comprende i segnali provenienti dall'interno della Piana.

I segnali di presumibile origine esterna sono complessivamente 23.

Un esempio è dato dalla figura 4 dove un segnale proveniente da SSO è stato registrato dalle stazioni 1 (Le Funi) e 3 (Romboni). L'evento è del 18 Giugno 2001 ed è stato registrato alle ore 18,41 dalla stazione 3 ed alle 19,00 dalla stazione 1.

Come si può vedere i segnali sono paralleli e probabilmente lo sfasamento temporale è dovuto solo alla mancata sincronizzazione degli orologi dei due computer.

Il segnale non è stato registrato dalla stazione 2 (IV Novembre), ma è probabile che esso, forse più debole, non è stato riconosciuto dal programma e non è stato richiesto dall'operatore.

I segnali provenienti dalla conca di Camaiole sono complessivamente 21 divisi in tre gruppi:

- il primo gruppo (Fig. 5), composto da sei eventi, proviene dalla zona della voragine delle Funi;
- il secondo, registrato dalle stazioni 2 e 3 il 22 Gennaio 2002, alle ore 11,17 da Romboni, alle 11,30 da IV Novembre, proviene dalla zona residenziale posta ad Ovest della Badia (Fig. 6);
- il terzo, che ha interessato la maggior parte degli eventi (13) proviene dalla zona del Colosseo, distribuiti in un periodo che va dal 12 Giugno 2001 al 15 Giugno 2002.

Mentre per il secondo gruppo non è possibile un'analisi statistica, in quanto si tratta di un evento isolato, per il primo, ma ancor più per il terzo gruppo, è possibile un'analisi più approfondita.

I segnali provenienti dalla zona delle Funi sono concentrati in tre soli giorni, 26-10-2001, 20-4-2002 e 4-5-2002 e sono stati registrati quasi sempre dalla sola stazione delle Funi.



Fig. 4 - Segnale proveniente da una fonte esterna alla piana di Camaiole.

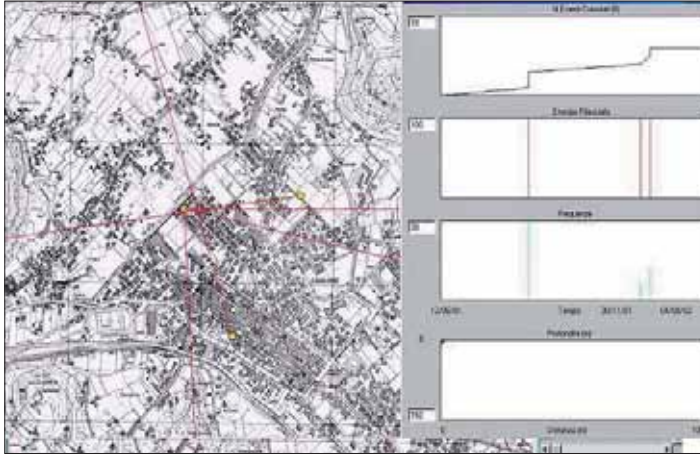


Fig. 5 - Segnali provenienti dalla zona della voragine.



Fig. 6 - Segnale proveniente dalla zona a nord-ovest del centro storico.

L'energia rilasciata supera sempre i 1000 mV²ms, mentre la frequenza dei segnali è alta per l'evento dell'ottobre 2001 (circa 30 Hz) ed inferiore nell'aprile-maggio 2002. Questi dati indicano che l'evento dell'Ottobre 2001, registrato da tutte e tre le stazioni, è stato intenso e repentino, mentre quelli successivi, registrati apparentemente dalla sola stazione 1, sono stati lenti ed hanno interessato presumibilmente una massa di terreno maggiore.

Nella figura 7 sono raggruppati tutti i segnali che hanno interessato la zona del Colosseo. Gli eventi sono concentrati in quattro periodi con una frequenza maggiore nei primi due (giugno-luglio 20001, ottobre-dicembre 2001). Le energie rilasciate superano sempre i 1000 mV²ms. Le frequenze dei segnali sono maggiori nei mesi di giugno-luglio, sia 2001 che 2002, rispetto a quelle registrate nei mesi autunnali ed invernali.

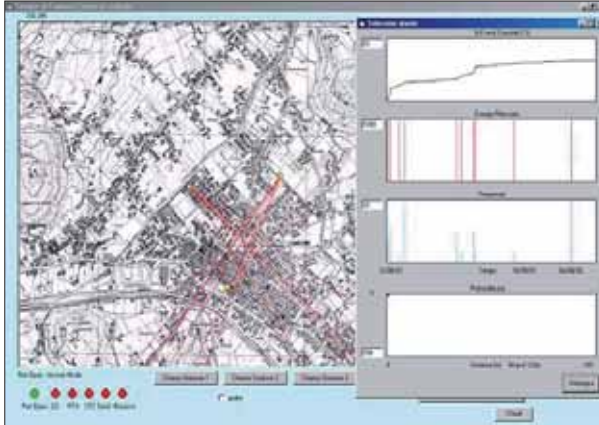


Fig. 7 – Segnali provenienti dalla zona del Colosseo.

Il grafico cumulativo degli eventi si allinea all'incirca su una retta e non indica quindi una accentuazione temporale dei fenomeni.

Dal 2002 al 2006 il sistema ha funzionato autonomamente e non sempre in continuità. Anche la registrazione dei rumori non è stata regolarmente effettuata dagli operatori comunali preposti. Dopo lo sciame sismico del giugno-agosto 2007, l'Amm.ne Com.le ha deciso di ripristinare adeguatamente il sistema, apportando leggere modifiche a due geofoni su 3, ovvero installando geofoni a frequenza pari a 4 Hz e lasciando quello delle "Funi" ad essere il solo a 10 Hz di frequenza. Il sistema è stato riattivato completamente nell'ottobre 2008.

6.2 Segnali dal 18 ottobre 2008

Il sistema, dopo la sua riattivazione e modifica, sia nell'hardware che nel software, ha ripreso a funzionare pienamente dal 18 ottobre 2008 ed è stato controllato in continuità da noi tecnici esterni all'Amm.ne Com.le.

Nel periodo 18 ottobre 2008-31 ottobre 2009 sono stati registrati numerosi eventi che verranno qui descritti.

Terremoti

Tutti i terremoti di una certa intensità, avvenuti in questi ultimi anni, sono stati registrati dal sistema:

- il terremoto di Parma del 23 dicembre 2008;
- quattro piccoli terremoti nella Piana di Camaiore il 7 dicembre 2008, l'8 febbraio 2009, il 5 marzo 2009 ed il 28 giugno 2009;
- il terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009;
- i terremoti del 2 e 3 luglio 2009 in Lunigiana;
- il terremoto del Mugello del 14 settembre 2009;
- il terremoto di Ancona del 20 settembre 2009

Nelle figure che seguono sono riportate le registrazioni di alcuni dei segnali raccolti.

La registrazione dei terremoti, al di là del valore scientifico, prova che il sistema è efficiente.

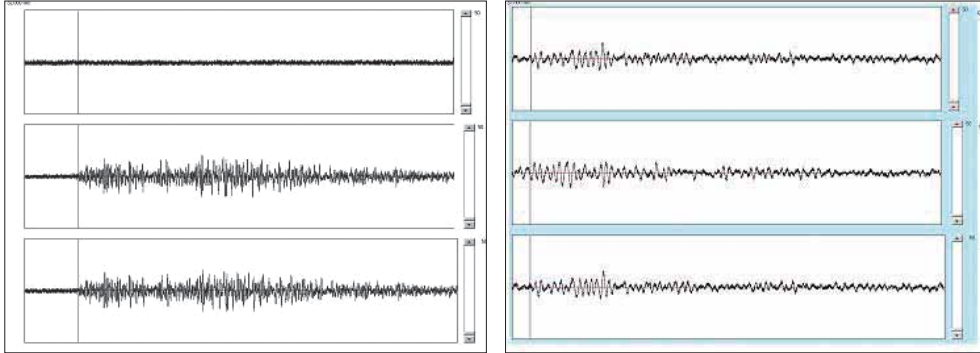


Fig. 8 - Registrazione alla stazione delle Funi del terremoto di Parma

Fig. 9 - Registrazione del terremoto locale del 5 marzo 2009 alla stazione delle Funi

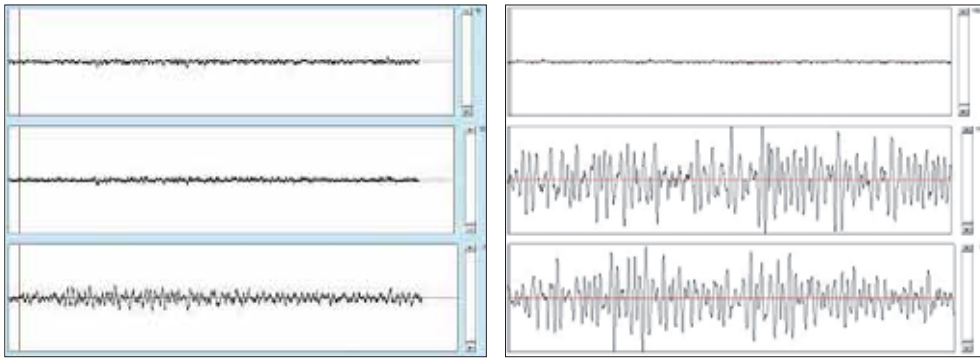


Fig. 10 - Registrazione del terremoto dell'Aquila alla stazione Romboni

Fig. 11 - Registrazione del terremoto in Lunigiana alla stazione Le Funi

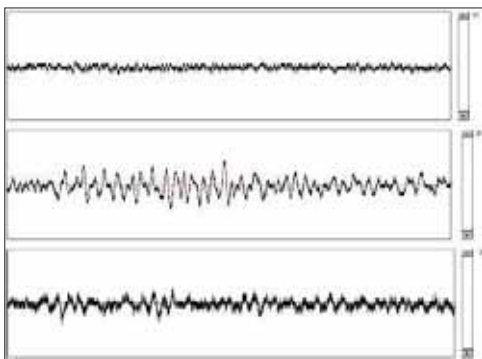


Fig. 12 - Registrazione del terremoto nel Mugello alla stazione IV Novembre

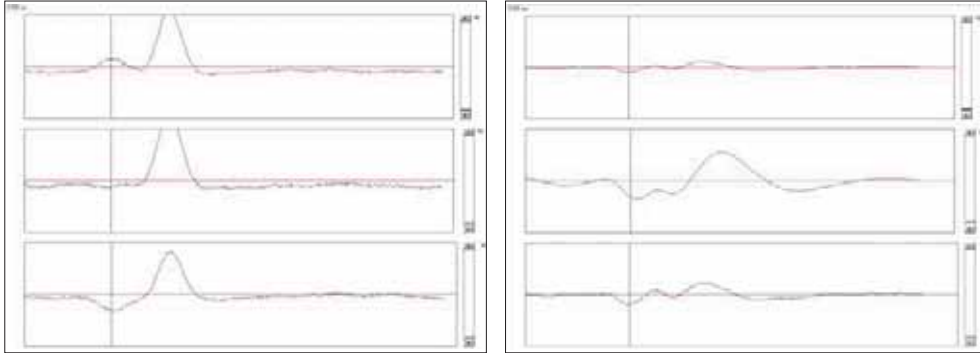


Fig. 13 - Segnale registrato nella stazione 3 (Via Romboni).

Fig. 14 - Segnale registrato nella stazione 2 (Via IV Novembre).

Gli altri segnali

In generale il comportamento delle tre stazioni di monitoraggio è diverso tra loro:

- la centralina di Via IV Novembre è la più sensibile, e questo è stato confermato anche nella registrazione dei terremoti;
- la centralina delle “Funi” è quella meno sensibile, forse perché lì sono rimasti i vecchi geofoni a 10 Hz, ma la loro sostituzione avrebbe comportato diversi problemi tecnici, se non addirittura la perdita della stazione;
- la centralina di Via Romboni è meno sensibile di quella di Via IV Novembre, ma decisamente più ricettiva di quella delle “Funi”.

Nel periodo in esame sono stati registrati, complessivamente, 3861 segnali. Non considerando quelli generati dai terremoti, gli altri segnali hanno una forma decisamente diversa da quella registrata durante gli eventi sismici.

Nelle figure 13 e 14 sono rappresentati due segnali registrati dalle centraline di Via Romboni e Via IV Novembre: le oscillazioni dei geofoni appaiono molto smorzate dopo l'arrivo dell'impulso. L'asse X vale 500 ms e l'asse Y varia tra 50 e 150 mV.

Nella figura 15 è rappresentato un segnale registrato dalla centralina delle Funi; come si può vedere esso non è smorzato, contrariamente a quanto accade nelle altre due

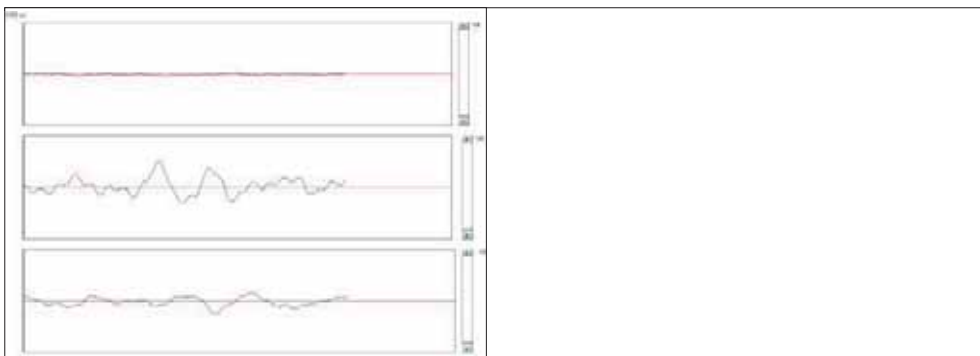


Fig. 15 - Segnale registrato nella stazione 1 (Le Funi).

stazioni, ed ha una frequenza di circa 30 Hz. L'asse X vale 500 ms e l'asse Y 100 mV. Per la centralina delle Funi occorre, però, ricordare che i geofoni hanno una frequenza di 10 Hz.

Statistiche

Nella figura 16 è rappresentato il grafico cumulativo degli eventi registrati rispetto al tempo.

I grafici delle figure 18 e 19 mostrano l'energia registrata [in ΣV^2]¹.

Uno degli aspetti più interessanti che si è rilevato nel periodo di osservazione delle centraline, è quello rappresentato dal fatto che in corrispondenza di periodi particolarmente piovosi o in occasione di eventi meteorici molto intensi, si osserva in genere una corrispondenza biunivoca con “rumori” sismici ai geofoni, rappresentati per lo più da forme sinusoidali brevi e non dai tradizionali sismogrammi che si osservano invece nel caso di terremoti.

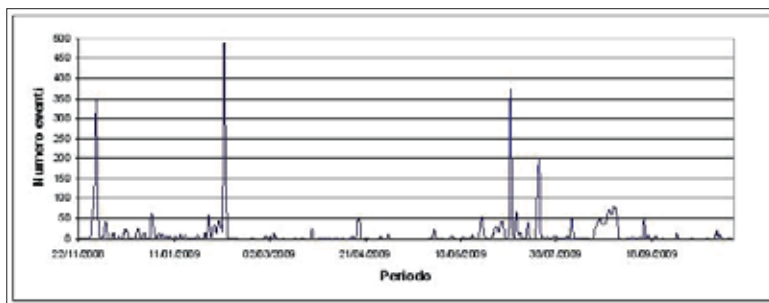


Fig. 16 – Grafico del numero degli eventi giornalieri registrati nelle tre centraline

È interessante il confronto tra il grafico e le precipitazioni avvenute in questo periodo. In particolare, prendendo in considerazione gli eventi giornalieri e la pioggia caduta (maggiore di 5 mm), si ottiene il grafico di Figura 20. Si noti che è possibile effettuare una regressione esponenziale con un coefficiente di determinazione elevato ($R^2=0.9577$). In altre parole appare che a piogge più intense corrispondano più eventi. La citata regressione porta a stimare circa 19 eventi/giorno nel caso di piogge con intensità di 5mm/giorno da confrontare con una stima di 449 eventi/giorno per piogge di intensità pari a 70 mm/giorno (Fig. 21).

Già nel 1999 ad un episodio di pioggia molto intensa (119.8 mm tra giorno e nottata) è corrisposto un segnale molto forte alla centralina delle Funi.

Considerando la vastità del bacino di ricarica a monte della conca, costituito in prevalenza da rocce carbonatiche cariate e brecciate, di tipo carsico, e la sua altezza media topografica, visto che la dorsale montana tocca la massima quota nei rilievi del M. Matanna (1.400 m circa) e M. Gabberi (1.000 m circa), è ragionevole supporre che le pressioni che si esercitano alla base dell'acquifero durante le forti ricariche si aggirino intorno alle

¹ L'energia elettrica è data dall'equazione $E=tV^2/R$.

dove t è il tempo considerato, V la differenza di potenziale ed R la resistenza elettrica del sistema. Essendo R costante è corretto assumere t come sommatoria, in un dato periodo, delle differenze di potenziale misurate con una frequenza di campionamento di 1024 campioni/secondo

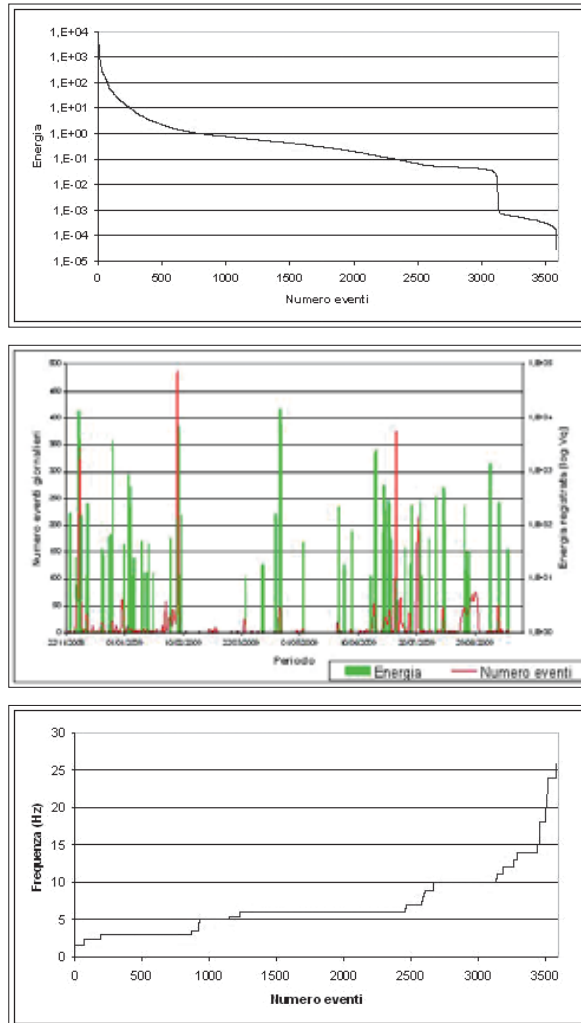


Fig. 17, 18 e 19 - Grafici della distribuzione delle energie registrate e delle frequenze calcolate in funzione del numero degli eventi.

30 atmosfere. Peraltro il circuito appare molto veloce nell'equilibrare le pressioni della falda profonda, come risulta dal grafico di confronto tra la pioggia oraria e la variazione piezometrica della Figura 23 di pagina seguente, nel quale l'entità della pioggia oraria si riferisce alla stazione di Vallelunga (a mezza costa della dorsale montuosa, ad una quota di circa 650 m slm), mentre l'oscillazione piezometrica è quella del pozzo profondo di "Radicchì" (Camaiole) che si alimenta nel "Calcere cavernoso", nella zona dell'intersezione tra una faglia NW-SE (appenninica) ed una WSW-ENE (antiappenninica). Nel caso specifico che si evidenzia, è importante sottolineare che la pioggia si è verificata soprattutto sulla dorsale montuosa, mentre a Camaiole l'evento piovoso è stato minimo. L'equilibrio della piezometria si raggiunge in pratica nelle 7-10 ore successive al picco dell'evento.

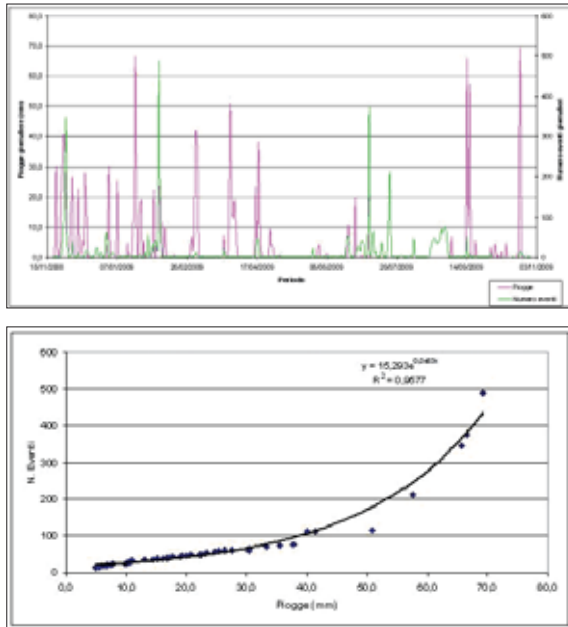


Fig. 20 e 21 - Grafici di correlazione tra Piogge maggiori di 5 mm ed Eventi, nell'ultimo anno di osservazioni.

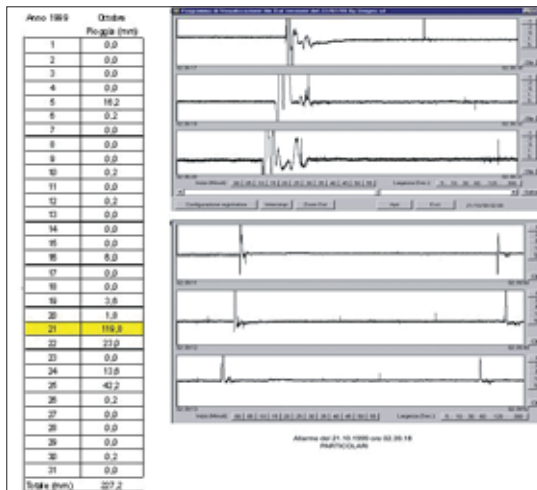


Fig. 22 - Segnale registrato alla centralina delle "Funi" e report delle piogge giornaliere alla stazione di Camaiore.

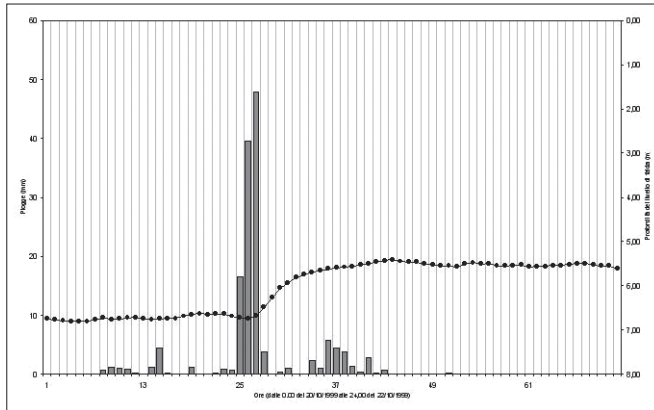


Fig. 23 - Grafico di correlazione tra oscillazione piezometrica e pioggia oraria alla stazione di Vallelunga

Appare quindi sempre più convincente l'ipotesi che le forti pressioni interstiziali innescate dalla risalita di acque in pressione provenienti dal substrato possano creare dei disequilibri all'interno dei materiali che costituiscono la coltre di sedimenti alluvionali, soprattutto per quanto concerne la matrice fine, con episodi di turbamento che generano chiari segnali di tipi sismico.

Origine dei segnali

Nella Figura 24 di pagina seguente viene mostrata la posizione degli epicentri dei segnali provenienti dalla piana di Camaiole. Essi sono concentrati nella parte centrale dell'abitato, soprattutto tra il "Colosseo" e le Funi, ed in generale nel settore occidentale dell'area. Nella figura 25 sono indicate le profondità degli epicentri. Come già discusso nei precedenti rapporti, tali profondità sono da considerare con molta circospezione, essendo esse

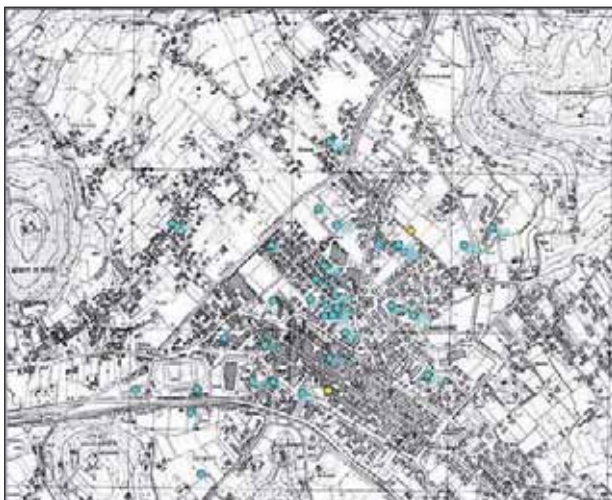


Fig. 24 - Posizione dell'origine dei segnali provenienti dalla piana di Camaiole

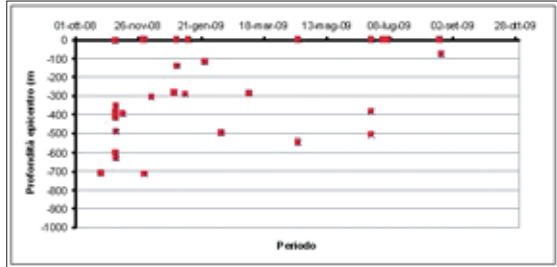


Fig. 25 - Profondità calcolate dell'origine dei segnali provenienti dalla piana di Camaiore

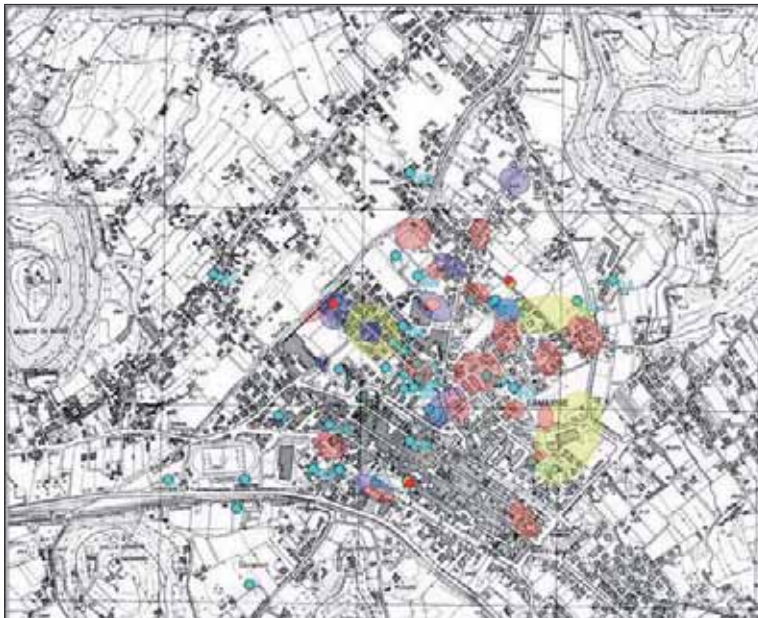


Fig. 26 - Confronto tra la posizione delle anomalie geofisiche con la posizione degli eventi nella Piana

state calcolate, spesso, con solo due stazioni. Anche le profondità calcolate con tre vettori sono solo indicative, poiché tre linee circoscrivono un'area, ma non un volume. Tenendo conto di questi limiti, si vede che le profondità degli epicentri sono spesso superficiali, e quindi di origine antropica; alcuni segnali provengono dalla fascia superficiale (entro i primi 100-150 m), mentre la maggior parte di essi proviene dalla zona dove è presente il substrato carbonatico.

Le figure che seguono fanno vedere rispettivamente il confronto tra la posizione degli epicentri dei rumori e la posizione delle anomalie (Fig. 26) e si può osservare che c'è una discreta corrispondenza tra i due temi.

Un ulteriore confronto è stato effettuato tra gli epicentri dei rumori e le aree che, all'esame interferometrico elaborato da EllegiLisaLab, ovvero all'osservazione dei micro-spostamenti del suolo, si comportano in maniera anomala o che comunque evidenziano

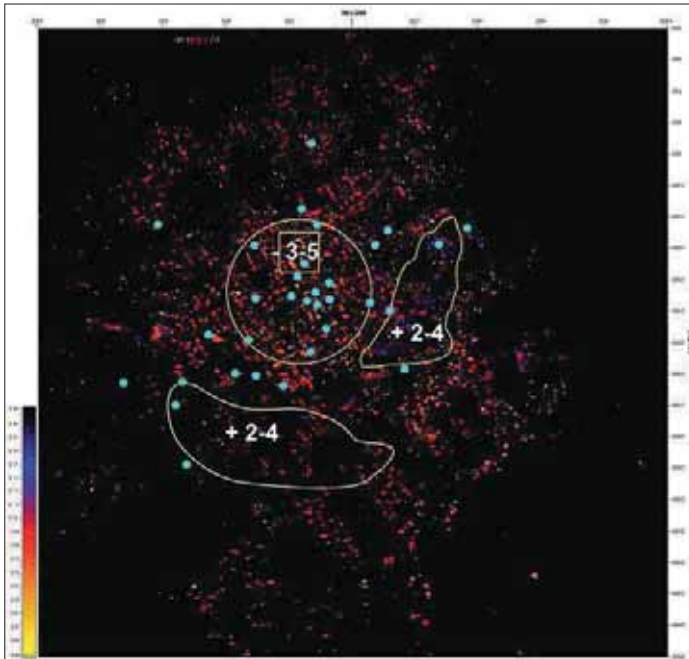


Fig. 27 – Confronto tra la posizione degli eventi nella Piana e le microdeformazioni del suolo da interferogramma

degli spostamenti differenziali apprezzabili. Tale confronto è illustrato nella Fig. 27 nella quale è possibile osservare che il punto di maggiore concentrazione dei “rumori” sismici, ovvero il Colosseo (Da notare che anche nel periodo antecedente a quest’ultimo anno di osservazione, la zona del Colosseo, cfr figura 7, è stata quella in cui si sono concentrati il maggior numero di eventi), è sede delle più evidenti entità di “respiro” del suolo, con valori assoluti nel corso dell’anno dell’ordine di 2-3 cm e differenziali di 2-3 cm anche nei confronti di zone adiacenti in caso di periodi di pioggia intensa.

L’entità degli spostamenti (in mm) è intesa lungo il LOS, quindi va moltiplicata per un fattore di correzione che dipende dalla distanza e dall’angolo di incidenza dell’onda radar. Nel caso specifico il differenziale di 6-9 mm tra zone in abbassamento (giallo) e in rialzamento (viola-blu) corrisponde a circa 2-4 centimetri. L’interferogramma si riferisce al confronto tra le situazioni al suolo in un periodo di circa 3 mesi, compreso tra la fine di settembre e la fine di dicembre 2009.

7. CONSIDERAZIONI FINALI

L’evoluzione dei processi, che portano alla formazione di un sinkhole in una piana alluvionale, non è ancora ben nota. Il processo non è sempre lo stesso in tutte le situazioni studiate in questi ultimi vent’anni, e talvolta lo schema ipotizzato inizialmente è stato modificato o abbandonato nel corso dell’evoluzione delle indagini.

Nel caso di Camaiole si è comunque cercato di indagare a 360° con l’ausilio di varie professionalità, se pure con i budget sostanzialmente limitati messi a disposizione in vari *step* dagli Enti. Limitati ovviamente in considerazione dell’entità del problema, visto che si

tratta di un'area, capoluogo di comune, fortemente urbanizzata. Lo scopo delle indagini eseguite, vista la difficoltà economica ed operativa di giungere a soluzioni di bonifica dell'area, è stato finalizzato alla realizzazione di un monitoraggio degli elementi precursori del fenomeno, in modo da garantire con un certo anticipo la messa in opera di un piano di sicurezza. Il programma di sviluppo del sistema di monitoraggio non è stato ancora ultimato, ma il controllo di tipo sismico e quello interferometrico sono in funzione in continuità dal 2008.

Non sempre gli eventi registrati ai geofoni sono causati da movimenti meccanici, ma a volte, potrebbero essere legati a disturbi elettromagnetici, che i filtri poi trasformano in segnali a bassa frequenza.

Tali eventi andrebbero confrontati con dati ottenuti dal controllo di altri elementi come le piogge, le variazioni piezometriche delle varie falde, le microdeformazioni del suolo, le compressioni e decompressioni causate dai gas, le variazioni dell'idrochimismo delle acque sotterranee e superficiali. In effetti questo era il programma di lavoro finalizzato alla realizzazione di un monitoraggio integrato che confrontasse i dati derivanti dai controlli in continuo ai vari elementi sopra indicati, programma che si è interrotto, o quantomeno fortemente rallentato, nel 2007.

Alla luce dei dati che ad oggi riusciamo a mettere a confronto e considerato che è nelle zone maggiormente fratturate che:

- si osservano le più importanti anomalie microgravimetriche,
- nel caso di forti precipitazioni il comportamento della superficie del suolo va in controtendenza (si abbassa) rispetto al contorno,
- si registra la maggior parte degli eventi di tipo sismico con origine nel sottosuolo, sembra avvalorarsi la nostra ipotesi che il disequilibrio nel breve termine tra le diverse falde (superficiale e profonda) possa determinare dei turbamenti all'interno della copertura alluvionale, tali da produrre delle migrazioni di sedimenti fini, in conseguenza anche delle forti pressioni idrauliche che si sviluppano all'interno del bed-rock carbonatico carsificato.

Gli ulteriori confronti potranno perfezionare meglio la casistica degli eventi, in modo da consentire un approfondimento delle ipotesi formulate.

Finito di stampare nel mese di maggio 2010
presso la Tipolitografia CSR
Via di Pietralata, 157 - 00158 Roma
Tel. 06.4182113 - Fax 06.4506671

