

**RELAZIONE TRA FENOMENI DI SPROFONDAMENTO, RISALITE
DI FLUIDI MINERALIZZATI E SISMICITA' IN ALCUNE AREE DI
STUDIO DELL'ITALIA CENTRO-MERIDIONALE.**

Dr.ssa Paola Polselli

Tutor: Dr.ssa Stefania Nisio

Cotutor: Dr. Giorgio Caramanna

INDICE

ABSTRACT: 3

INTRODUZIONE: 3

FENOMENI DI SPROFONDAMENTO 4

LE LINEE TETTONICHE REGIONALI DELLA CAMPANIA E LE AREE TERMALI 5

L'AREA DI TELESE 8

INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO-STRUTTURALE	8
IDROGEOLOGIA.....	10
L'AREA TERMALILE DI TELESE.....	13
FENOMENI DI SPROFONDAMENTO NELL'AREA DI TELESE	15
STORIA SISMICA	25
DATI RACCOLTI	27
IPOTESI DI MECCANISMO GENETICO.....	34

L'AREA DI CONTURSI 35

INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO-STRUTTURALE	35
IDROGEOLOGIA.....	40
L'AREA TERMALILE DI CONTURSI	43
FENOMENI DI SPROFONDAMENTO NELL'AREA DI CONTURSI.....	46
STORIA SISMICA	52
DATI RACCOLTI	53
IPOTESI DI MECCANISMO GENETICO.....	54

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI 55

BIBLIOGRAFIA 60

ABSTRACT:

The distribution of natural collapse phenomena (sinkholes) in some plain areas of the central-southern Italy shows that these sinkholes occur close to thermo-mineral springs, along main regional still active faults in alluvial plains characterized by a deep buried carbonatic bedrock. Upward erosion and pressurized water upwelling are supposed to be the triggering factors for the sinkhole genesis. The water filling some of these collapses (sinkhole ponds) shows a chemical composition typical of fluids of deep origin. Several of the studied sinkholes collapsed after high or low magnitude earthquakes. The geological and hydrogeological setting of some geothermal areas of Campania region (Telese and Contursi areas) have been studied in detail with particular attention to the depth of the buried karst carbonatic bedrock. Ancient collapses have been assessed including the buried or artificially filled sinkholes. Some genetic mechanisms have been proposed. Following the Italian sinkhole classification these collapses have been classified as deep piping sinkholes. The sinkholes genetic mechanisms and their distribution and the migration, through the time, highlight a strict correlation of the collapse phenomena with regional deep faults, seismic events and uprising of high mineralised and pressurised waters.

INTRODUZIONE:

In alcune aree della regione Campania il *dissesto idrogeologico* comprende particolari fenomeni, quali sprofondamenti, voragini e crolli, che caratterizzano molti centri urbani, compreso il sottosuolo della città di Napoli. Questo tipo di dissesto può avere origini sia “naturali” (collasso di cavità carsiche, processi di suffosione, sifonamento, etc.) che antropiche (collasso di cavità artificiali abbandonate), e rappresenta un fattore di alto rischio per l’urbanizzato, a causa della sua imprevedibilità.

Molte cavità si rinvencono in aree di dorsale impostate su litologie carbonatiche (doline di crollo), altre si rinvencono invece nelle piane alluvionali dei principali corsi d’acqua (Fiumi Calore, Volturno, Sele).

Analizzando, poi, la distribuzione dei fenomeni naturali in aree di pianura appare subito evidente che spesso i fenomeni di sprofondamento si riscontrano nelle vicinanze di aree termali, ed allineati su importanti motivi tettonici.

Con questo lavoro sono state prese in esame le aree termali di Telese (BN) e Contursi (SA), caratterizzate dalla presenza di morfologie da *sinkholes* di origine naturale, al fine di individuare le possibili relazioni tra assetto strutturale, risalita di acque termali e fenomeni di sprofondamento.

A tale scopo sono state effettuate una ricerca storico-bibliografica ed un'attenta analisi della cartografia esistente per le zone considerate, seguite da approfondimenti attraverso fotointerpretazione e sopralluoghi in campagna.

Questi ultimi hanno permesso di individuare nuove morfologie da inserire sulle cartografie ufficiali e di acquisire importanti informazioni sull'assetto geologico-stratigrafico-strutturale delle aree in esame, che consentono di ipotizzare le cause della loro formazione. Nel corso dello studio sono state inoltre verificate le numerose morfologie doliniformi presenti nei dintorni delle aree considerate (colle di Montepugliano, Solopaca, Pianelle), che pur essendo molto simili a *sinkholes* dal punto di vista morfologico, sono in realtà legate a processi di dissoluzione carsica superficiale.

FENOMENI DI SPROFONDAMENTO

Per ovviare ai problemi terminologici è necessario classificare i diversi fenomeni di sprofondamento, chiarendo le modalità di innesco e sviluppo che li contraddistinguono.

Innanzitutto il termine *sprofondamento* indica una cavità di forma in genere sub-circolare, formatasi rapidamente, tipica di zone carsiche, di aree di pianura, di aree urbane, di aree il cui sottosuolo presenti altre cavità anche di origine antropica (Canuti, 1982).

Il termine *sinkhole* s.s., invece, si riferisce in particolare a quelle cavità che si originano in seguito a processi non solamente carsici, ma anche di risalita delle acque, erosione e sifonamento dei materiali di copertura (equivale quindi ai *camini di collasso* ed alle *voragini di terra* della letteratura italiana ed ai *piping sinkholes* della letteratura anglosassone) (Nisio S., 2003).

Con il termine *dolina* (geneticamente distinta in diversi tipi) si indica, infine, una depressione tipica di aree carsiche, che si forma principalmente per dissoluzione dovuta all'assorbimento nel terreno di acqua da ruscellamento (Anelli, 1959; 1965; Sweeting, 1972; Ford & Williams, 1989; Klimchouck et al., 1997; Ferrarese & Sauro, 2001; Macalluso et al., 2002), cui si aggiunge il crollo per gravità della parte superiore della cavità.

Fondamentalmente ciò che distingue una *dolina* da un *sinkhole* è il fatto che nel primo caso l'evoluzione procede, ad opera di **agenti esogeni** (acque meteoriche, carsismo), dalla superficie verso il sottosuolo, mentre nel secondo caso il fenomeno avviene ad opera di **agenti endogeni** (acque di circolazione sotterranea, flussi gassosi, collassi nel sottosuolo, etc.) e si sviluppa dal basso verso l'alto, all'interno della copertura che giace al di sopra del substrato carsificabile (Nisio S. & Salvati R., 2004).

In Italia i casi di *sinkhole* s.s. risultano concentrati nelle piane alluvionali, nelle pianure costiere, in prossimità di dorsali carbonatiche, in contesti geologico-strutturali ed idrogeologici complessi innescati da cause di diversa natura (sismi, siccità, alluvioni, emungimenti di acque, etc.). Inoltre, sono fattori predisponenti la presenza di un pacco di sedimenti impermeabili o semipermeabili, al tetto di un substrato carbonatico carsificato, un reticolo di faglie e diaclasi che mettano in comunicazione i due mezzi, la presenza di fluidi liquidi e/o gassosi nel sottosuolo, nello specifico CO₂ e H₂S, che consentano la dissoluzione e quindi il sifonamento dei materiali di copertura.

LE LINEE TETTONICHE REGIONALI E LE AREE TERMALI DELLA CAMPANIA

Le strutture connesse con le varie fasi tettoniche che hanno interessato l'Appennino campano-lucano possono essere raggruppate in due sistemi principali: uno appenninico (NW-SE) ed antiappenninico (NE-SW), l'altro con orientamenti WNW-ESE e W-E.

Le strutture con orientamento appenninico ed antiappenninico tagliano nettamente le altre ed interessano, oltre alle unità più antiche, anche i depositi plio-quadernari; tali lineamenti si riferiscono, quindi, alle fasi tettoniche plioceniche e quadernarie. Le strutture dell'altro sistema sono invece da riferirsi alle fasi tettonogenetiche mioceniche.

Le principali linee trasversali della Campania (ad andamento antiappenninico) sono la *linea Pescara-Gaeta*, la *Fortore-Vulture*, la *Sorrento-Manfredonia* e la *Trinitapoli-Paestum*:

- la *linea Pescara-Gaeta*, ad andamento circa N-S, separa le strutture della Maiella e delle Mainarde ed individua verso sud un'ampia zona di depressione assiale nella catena sud-appenninica;
- la *linea Fortore-Vulture*, ad andamento NW-SE, rappresenta il limite degli affioramenti della piattaforma abruzzese-campana e marca un allargamento verso il Tirreno della depressione assiale parallela alla catena. Lungo questa linea sono ubicate importanti sorgenti minerali (Telese, Grassano), che hanno originato vasti depositi di travertino.
- la *linea Sorrento-Manfredonia* ad andamento NE-SW, corrisponde ad ovest al margine settentrionale della Penisola Sorrentina ed è allineata con la faglia, verticale ed attiva, che delimita verso sud il Gargano.
- la *linea Trinitapoli-Paestum* (NE-SW) passa in un'area molto prossima all'epicentro del terremoto del 23 novembre 1980. Attraversa la Valle del Sele, il Vulcano del Vulture e si allinea al margine settentrionale delle Murge. Lungo tutta

la sua estensione è caratterizzata da manifestazioni idrotermali. Lungo questa struttura sono presenti le sorgenti minerali di Contursi Terme e Contursi Bagni.

Da un esame a grande scala dell'assetto strutturale della Campania risulta che le manifestazioni di acque minerali marcano linee di faglia regionali, o più precisamente, l'incrocio di queste ultime con altri sistemi di discontinuità meno estese. Dette discontinuità sono generalmente responsabili dell'approfondimento dei circuiti idrici e della risalita dei fluidi profondi. In particolare, la risalita dei fluidi profondi è condizionata dal grado di permeabilità della zona fratturata e dell'eventuale copertura dell'acquifero. L'aggressività conferita alle acque dai gas disciolti (essenzialmente CO₂) ed il diverso grado di mescolamento tra acque a circuiti diversi determinano, infine, le caratteristiche chimico-fisiche delle acque alla scaturigine.

In relazione all'assetto geologico-strutturale ed all'idrodinamica sotterranea delle aree esaminate è possibile proporre una suddivisione in "aree termali vulcaniche" (isola d'Ischia, Campi Flegrei, Somma-Vesuvio), "aree termali non vulcaniche" (sorgenti di S. Teodoro in Irpinia, sorgenti di Contursi Terme e di Contursi Bagni nell'Alta Valle del Sele) ed "aree con acque effervescenti naturali" (sorgenti Ferrarelle, Santagata nella Piana Campana e sorgenti Lete nella valle del F. Lete, afferenti all'idrostruttura vulcanica di Roccamonfina; sorgenti di Telese alle pendici del Matese).

I principali distretti vulcanici (Somma-Vesuvio e Campi Flegrei) e l'isola d'Ischia rappresentano strutture idrogeologiche di interesse termale e minerale per le particolari modalità di flusso idrico e la qualità delle acque.

L'isola d'Ischia è costituita da prodotti effusivi (duomi e duomi-colate) ed esplosivi (Tufo Verde, Tufo di Citara, scorie, etc.), intercalati a depositi originati dal loro disfacimento e formazioni sedimentarie marine. Le indagini idrogeologiche (Celico et al., 1999) eseguite nell'isola hanno evidenziato che l'acquifero vulcanico, nei primi 100-200 metri di spessore saturo indagato, è alimentato dagli apporti meteorici, da acque di ingressione marina e da fluidi (vapore ed acqua) di provenienza più profonda. Nel graben di Ischia (tra P.ta della Scrofa ed Ischia Ponte) le acque sotterranee sono caratterizzate da temperature relativamente contenute (da 20 °C a 67 °C), se confrontate con le altre zone dell'isola, e decrescenti dalle aree di alimentazione a quelle di recapito, vale a dire verso mare. Nella stessa direzione aumenta, invece, la salinità totale (CE da 5000 a 40000 µS/cm), passando da una facies di transizione tra acque bicarbonato-alcaline e solfato-clorurato-alcaline ad una facies chiaramente clorurato-alcalina, sempre più simile, verso costa, alla composizione dell'acqua di mare. Nella zona di M. Epomeo le acque sotterranee hanno

temperature comprese tra 20 °C e 90 °C. Quelle più elevate sono riferite a sorgenti o pozzi ubicati in corrispondenza delle faglie più recenti, dove sono presenti anche le manifestazioni fumaroliche; quelle relativamente più basse caratterizzano le falde sospese più superficiali. Il flusso di calore che caratterizza l'isola determina la ricarica dell'acquifero da parte dei fluidi profondi e delle acque di ingressione marina.

I Campi Flegrei rappresentano un allineamento di centri vulcanici, orientato NE-SW, che ricalca quello delle discontinuità profonde della Piana Campana. L'intensa attività vulcanica antica e recente è responsabile delle manifestazioni idrotermali a medio-alta entalpia, concentrate prevalentemente nel settore costiero meridionale (Cratere Solfatara ed area Mofete-Baia), in corrispondenza dell'incrocio di motivi tettonici regionali e fratture vulcano-tettoniche locali (Celico et al., 1991; 1992). La fascia dove i fenomeni idrotermali sono più evidenti è quella compresa tra Bagnoli e Mofete, ove si riscontra una zona di fratturazione profonda e l'attività vulcanica più recente.

Il Somma-Vesuvio, sito all'intersezione di più faglie ad andamento NW-SE del substrato carbonatico della Piana Campana, è un vulcano-strato: alle pomici, scorie e lapilli, prodotti tipici delle fasi esplosive, si sono alternate colate laviche, caratteristiche delle fasi effusive. Nel settore meridionale dell'area vesuviana (tra Torre Annunziata e Pompei) si hanno acque bicarbonato-clorurato-alcaline e bicarbonato-alcantino-terrose, con contenuto salino relativamente elevato (fino a 8000 ppm), così come la temperatura (fino a 25 °C) ed il contenuto di anidride carbonica libera (fino a 2000 ppm).

Nelle aree non vulcaniche, le zone di interesse termale e minerale sono l'Alta Valle del fiume Sele ed il settore orientale dell'Irpinia, dove sono presenti acque caratterizzate da temperature all'emergenza comprese tra i 20 °C ed i 50 °C.

In Irpinia sono da considerare le sorgenti di S. Teodoro, con temperature del serbatoio, calcolate con i diversi geotermometri, variabili tra i 50 °C e gli 80 °C.

Nell'Alta Valle del Sele sono presenti due gruppi sorgivi, nel territorio di Contursi, di portata complessiva di circa 0.5 m³/s, ubicati ai piedi dei piccoli rilievi carbonatici siti nel fondovalle.

Le acque di Contursi Terme, caratterizzate da un chimismo di tipo bicarbonato-calcico, hanno, come vedremo nei paragrafi seguenti, una temperatura compresa tra i 13 °C ed i 18 °C, una salinità variabile tra 600 e 1300 ppm e contenuti di CO₂ tra 118 e 1190 ppm.

Le acque di Contursi Bagni, invece, prossime ad un chimismo solfato-calcico, hanno temperature più elevate (fino a 39 °C), sono più mineralizzate (fino a 3800 ppm) ed il contenuto di CO₂ è mediamente più alto (430-1150 ppm).

Significative emergenze di acque minerali effervescenti sono presenti ai limiti e nella Piana Campana, nonché lungo il versante meridionale dei Monti del Matese (Celico et al., 1998 b). Altre acque effervescenti naturali sono presenti lungo il margine sud-orientale del vulcano di Roccamonfina.

La maggior parte delle acque che scaturiscono alla base dei massicci carbonatici della Piana Campana hanno temperatura variabile tra 11 e 15 °C, salinità totale compresa tra 300 e 900 ppm, contenuti di CO₂ inferiori a 200 ppm ed una facies tipicamente bicarbonato-calcica.

Tra Roccamonfina ed i rilievi carbonatici di Monte Maggiore emergono acque più mineralizzate, con contenuti gassosi che le rendono idonee all'imbottigliamento (Ferrarelle e Santagata). Tali acque differiscono dalle precedenti in quanto caratterizzate da temperature leggermente superiori (fino a 16 °C), salinità superiore ai 900 ppm, contenuti di CO₂ da 1600 a 2400 ppm, presenza di ioni alcalini e di SiO₂.

Alle pendici meridionali dei rilievi del Matese emergono le acque minerali di Telesse (circa 0.2 m³/s), le cui caratteristiche verranno trattate in seguito.

Acque con significativi contenuti gassosi e molto mineralizzate sono presenti anche nella valle del fiume Lete. Le acque emunte ("Acqua Lete"), tipicamente bicarbonato-calciche, presentano un elevato contenuto gassoso (1585 ppm di CO₂), temperature e salinità relativamente superiori (rispettivamente 15 °C e 1242 ppm) a quelle delle principali sorgenti basali del massiccio del Matese.

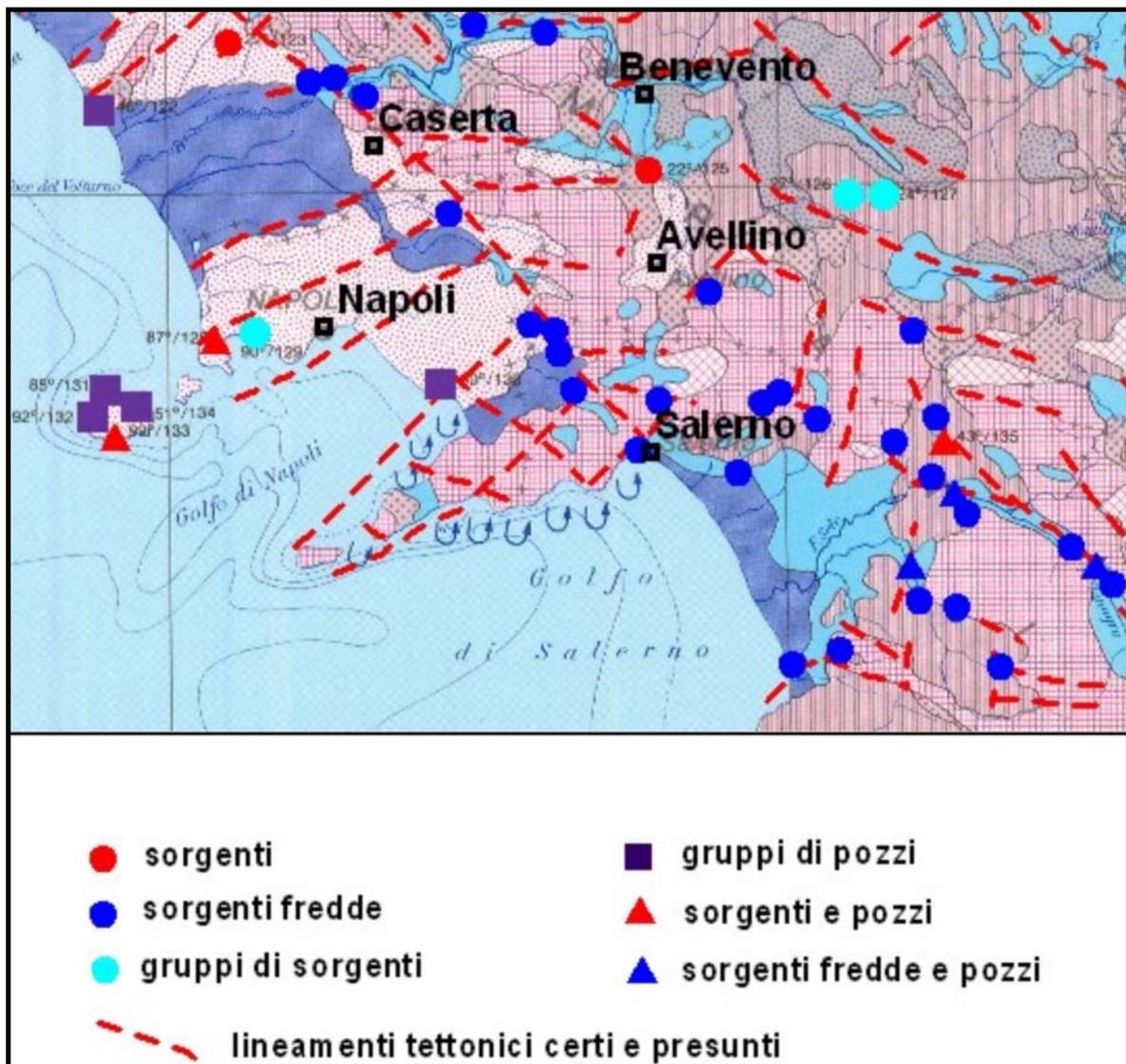


Fig. 1 – Schema della localizzazione delle sorgenti della Campania e delle strutture presenti.

L'AREA DI TELESE

Inquadramento geologico-geomorfologico-strutturale

Telese è ubicata a 50 m s.l.m., al centro della valle a cui dà il nome (Valle Telesina). Questa valle è situata nella fascia nord orientale della provincia campana di Benevento ed è costituita dall'intersezione di due grosse pianure alluvionali, quella del basso Calore e quella del medio Volturno, i cui assi, condizionati da lineamenti tettonici regionali, presentano in questa parte andamento ortogonale tra loro (appenninico ed antiappenninico).

La quasi totalità del territorio Comunale risulta pianeggiante, mentre nel quadrante a Nord si trova il rilievo calcareo di Montepugliano (190 m s.l.m.), ai piedi del quale scaturiscono le sorgenti di Grassano e delle Terme, e più a valle, al confine con Solopaca, si sviluppa parte del fiume Calore.

Il rilievo di Montepugliano è formato da strati di calcari e, più frequenti verso la base, calcari dolomitici, tutti del Cretacico. A diverse altezze della successione carbonatica e più frequenti verso l'alto si individuano numerosi livelli centimetrici di marne verdastre concordanti con la stratificazione. Il rilievo è interessato da due distinte serie di discontinuità: una, longitudinale al rilievo, è orientata NW-SE, l'altra è invece normale a questa (linea Fortore-Vulture). Nelle zone a cavallo delle discontinuità tettoniche, ed ancor più all'incrocio di linee diversamente orientate, la roccia appare intensamente fratturata ed i livelli di marne verdi si presentano contorti o stirati, a simulare fenomeni di compressione. Invece, la frazione carbonatica, ben visibile in alcune cave, appare profondamente alterata in macchie isolate lungo il fronte di cava: si presenta bianchissima, molto porosa, a volte polverulenta, in uno stato certamente non riconducibile alla tettonica. Questi fenomeni di alterazione vanno relazionati, in sintonia con gli studi di Zalaffi e Malaroda nella zona del Matese, alle locali manifestazioni mineralizzate (acque sulfureo-bicarbonato-calciche). Le diverse altezze a cui si trovano le aureole di alterazione si spiegano con la deposizione della coltre di Tufo grigio, che lungo il versante meridionale di Montepugliano è sovrapposta al travertino, a testimonianza della persistenza nel tempo delle sorgenti mineralizzate.

La Valle Telesina, originata durante i movimenti tettogenetici del Mio-Pliocene, costituisce un graben interposto tra una serie di gradoni (horst) che lo raccordano a Sud ai Monti del Taburno ed a Nord a quelli del Matese. Durante il Quaternario questa depressione è stata parzialmente colmata da un'alternanza di depositi continentali appartenenti ad una triplice facies deposizionale così costituita:

- sedimenti fluvio-lacustri e fluvio-palustri, spesso con stratificazione incrociata, riconducibili alle attività alluvionali dei periodi interglaciali dell'Era Quaternaria;
- prodotti piroclastici rimaneggiati, coerenti e/o sciolti, collegabili alla ciclica attività dei distretti vulcanici di Roccamonfina, dei Campi Flegrei e del Somma Vesuvio;
- depositi travertinosi, originati dalla precipitazione, in ambiente palustre e/o di cascata, di carbonati disciolti nelle acque carsiche sgorganti dalle pendici meridionali di Montepugliano.

Nell'ultimo interglaciale, quindi, al centro del graben telesino si sono accumulati sedimenti in facies fluvio-lacustre ed in periferia sedimenti in facies fluvio-palustre (a sud) e biochimica (a nord e ad ovest). Successivamente la paleoconca telesina ha subito

sconvolgimenti geodinamici tali che le fasi sono state invertite, portando alla sopraindicata alternanza di facies.

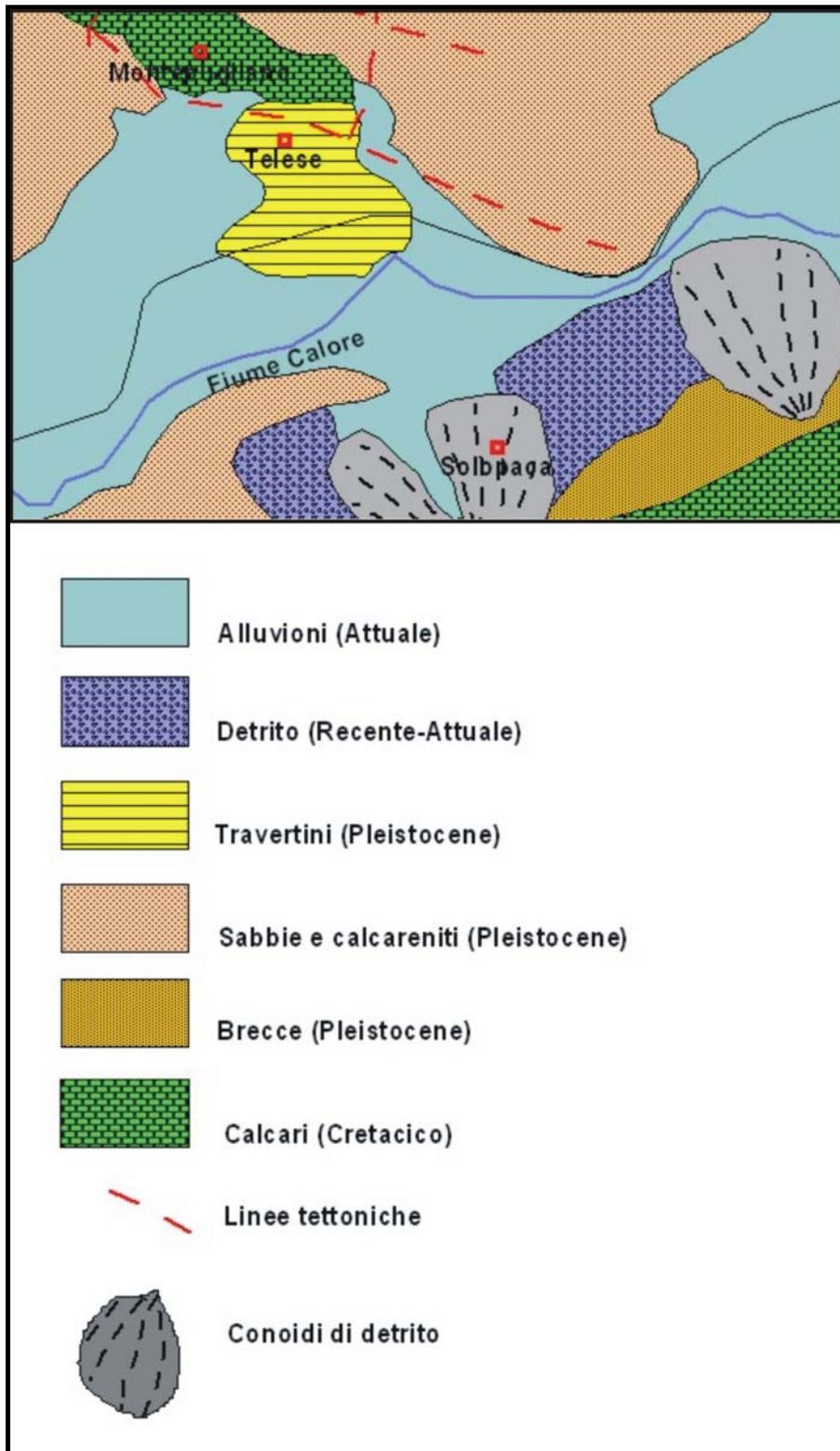


Fig. 2 - Schema geologico dell'area telesina.

Idrogeologia

Numerose ricerche a carattere idrogeologico (Celico, 1978; 1983 e successivi aggiornamenti) hanno permesso di ricostruire l'articolato sistema di circolazione idrica sotterranea dell'Agro Telesino, portando ad identificare nel Matese sud-orientale l'area di alimentazione ed evidenziando come l'emergenza delle acque sulfuree sia da connettere a faglie profonde mobilitate da eventi sismici. Infatti, sono numerose le fonti storiche che riferiscono il modo in cui le acque minerali vennero a giorno in seguito a diversi e paurosi terremoti (di due si ha anche la data: 848 d.C. e 9 settembre 1349), accompagnati da fenomeni di impaludamento e da sprofondamenti che alterarono la natura del colle di Montepugliano (sovrastante le odierne fonti), onde “ *sorse un fiume d'acque tetre e fosche, cinquanta passi di quà di un laghetto di acque minerali, e un quarto di miglio lungi da mofete, che spirano aliti sì fieri che ogni animale che vi dimori per un mezzo quarto d'ora infallibilmente vi muore....*”, come si legge, ad esempio, nella dissertazione sulle mofete di Leonardo Da Capua, medico e cattedratico napoletano del XVI secolo. Anche in una Relazione del 1400 inviata alla S. Sede dal Vescovo di Telese, questi motivava la sua decisione di risiedere a Cerreto Sannita essendo “ *insalubre e micidiale l'aere che...erasi renduto assai guasto e corrotto per le esalazioni delle mofete e delle acque stagnanti*”, aggiungendo sufficienti elementi perché si possa accettare che furono proprio disturbi di natura tettonica, evidenziati da una successione di eventi sismici, a determinare l'emergenza, o meglio la ricomparsa, delle sorgenti sulfuree.

Le notizie storiche sull'Agro Telesino evidenziano infatti fenomeni di intermittenza idrotermale con il mutare delle condizioni geologiche: le scaturigini mineralizzate erano sicuramente inattive in Epoca Romana, non essendo menzionate negli scritti di Tito Livio e Strabone sull'antica Colonia Romana di Telesia (dal 214 a.C. fino all'80 a.C.), né negli Statuti Telesini, redatti intorno al 1100-1200, dove pure si parla delle acque del Rio Grassano, e si sono nuovamente manifestate intorno al 1300, come anzidetto.

Una parte considerevole della falda di base del Matese viene dunque recapitata nella Valle Telesina attraverso i calcari di piattaforma intensamente fratturati, pervenendo al fronte sorgentizio posto alle pendici meridionali di Montepugliano.

Lungo tale fronte, da Ovest verso Est ed in poco più di un chilometro, si passa da sorgenti fredde bicarbonato-calciche (Sorg.ti Grassano – Com. di S. Salvatore Telesino) a sorgenti ipotermali sulfureo-bicarbonato-calciche (Com. di Telese).

L'ipotesi di un unico bacino idrogeologico di alimentazione, coincidente con il settore sud-orientale del Matese per tutte le scaturigini, minerali e non, dell'Agro Telesino, è avvalorata dai seguenti elementi:

- la sostanziale identità del profilo chimico delle acque;
- una marcata analogia del regime di efflusso;
- l'analogo contenuto in O¹⁸, che dimostrerebbe la coincidenza delle quote di massima ricarica per tutte le acque del fronte sorgentizio.

L'acquifero, di tipo carsico, subisce a monte del fronte sorgentizio, una digitazione, per effetto della quale un'aliquota, quella più cospicua (circa 6 mc/s), viene a giorno a Capo Grassano, ed un'altra, meno abbondante (circa 1 mc/s), seguendo vie sotterranee diverse, viene alla luce nelle terme, dopo essersi arricchita di fluidi endogeni mineralizzati (H₂S e CO₂).

L'intero fronte sorgentizio è posto al contatto tra i calcari di piattaforma, intensamente fratturati, ed i sedimenti di colmata, costituiti da depositi fluvio-palustri con intercalazioni di travertino e piroclastiti rimaneggiate. Questi ultimi, per le loro caratteristiche tessiturali (alternanza di sedimenti a scarsa permeabilità con sedimenti a buona permeabilità), hanno la funzione sia di tampone che di filtro delle acque ad essi pervenute. Questo significa che mentre una parte sia della falda non mineralizzata che di quella mineralizzata viene a giorno, un'altra, già nei pressi della soglia tampone, permane nei sedimenti sotterranei, costituendo nuove locali falde in pressione, le quali, quantificabili in oltre 1 mc/s (Celico P., 1987), attraversando il sottosuolo della Cittadina Telesina, vanno ad alimentare le falde di alveo e di subalveo del F. Calore.

La presenza nel sottosuolo telesino di più falde spesso in pressione anche artesiane, in concomitanza di discontinuità litologiche laterali, determina la possibilità di avere, in aree di particolare debolezza, la venuta a giorno di acque zampillanti.

Laddove poi, nei punti di maggiore fragilità, confluiscono due falde con caratteristiche chimico-fisiche diverse (l'una basica e l'altra acida), la miscela che si forma può diventare più aggressiva sia nei confronti dei sedimenti incassanti che di quelli con cui vengono a contatto durante la risalita.

E' auspicabile, quindi, che i fenomeni di erosione sotterranea e di conseguente instabilità strutturale del sottosuolo siano da collegare sia alla risalita delle acque in pressione che al miscelamento di acque con differenti caratteristiche chimico-fisiche, ovvero alla presenza di flussi endogeni mineralizzanti.

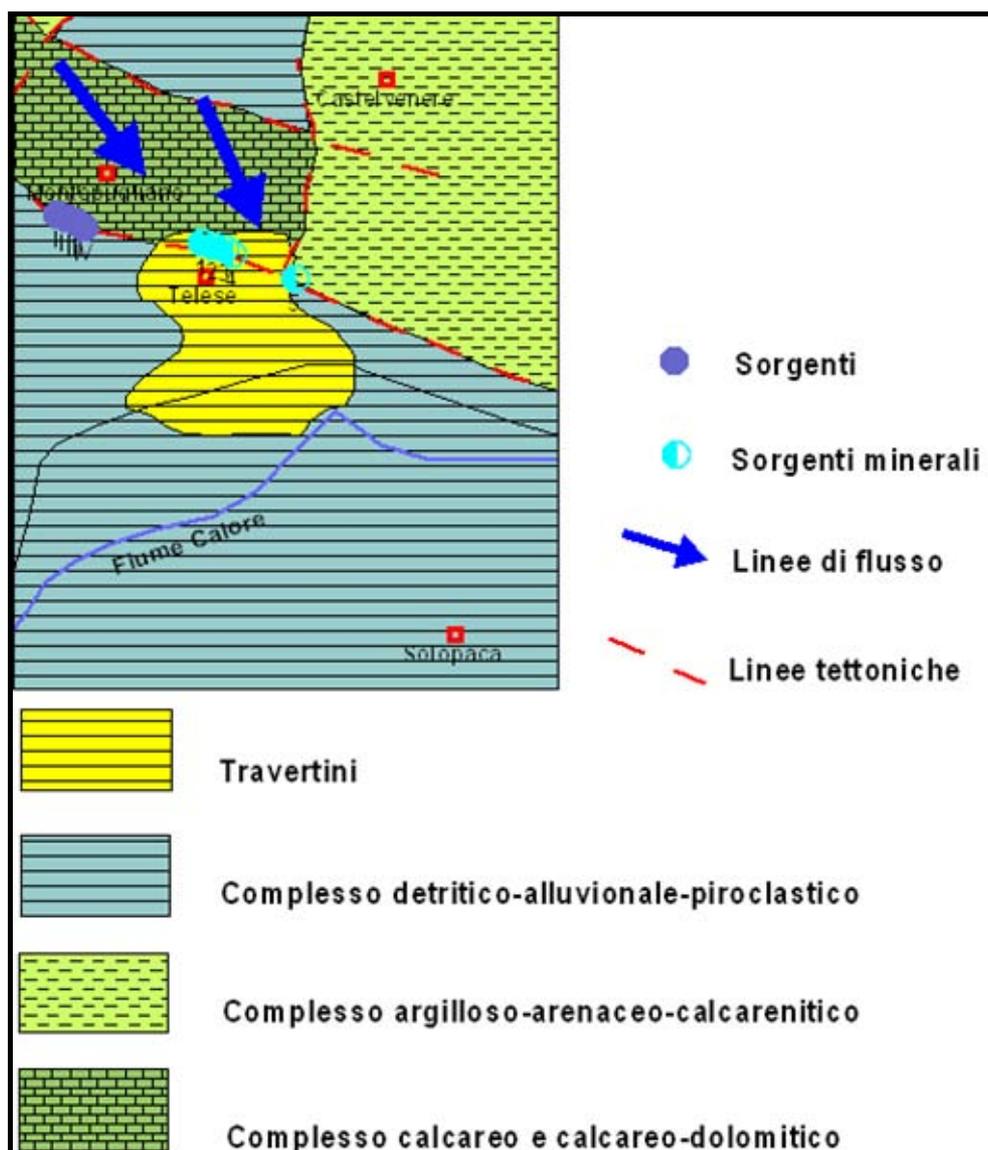


Fig. 3 - Schema idrogeologico dell'area telesina.

L'area termale di Teleso

La zona idrominerale di Teleso è ubicata alle pendici meridionali dei rilievi del Matese, a qualche chilometro di distanza in direzione SE dalle sorgenti di Grassano. Mentre queste ultime cospicue emergenze ($4.7 \text{ m}^3/\text{s}$) rappresentano lo sfioro della falda carsica di base del settore meridionale del citato massiccio carbonatico del Matese, le acque minerali di Teleso (circa $0.2 \text{ m}^3/\text{s}$) sono riconducibili anche al contributo di risalite di fluidi profondi lungo l'incrocio di più sistemi di faglie (Corniello et al., 1986).

Le terme di Teleso sono alimentate da scaturigini naturali e da trivellazioni (la più profonda raggiunge i 40 metri). Le acque hanno temperature di $20\text{-}21 \text{ }^\circ\text{C}$, conducibilità elettrica pari a $2370 \text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$, T.D.S. di $1600\text{-}1700 \text{ mg}/\text{l}$, pH di $6 - 6,15$, e contenuti di CO_2 disciolta dell'ordine del 95% in volume, con pressione parziale di circa 1 bar e contenuto

in radon disciolto dell'ordine dei 30 – 35 Bq/l. I valori del radon sono variabili in funzione inversa del contenuto in CO₂, che agisce come “carrier” causando uno “stripping” del radon dalla fase liquida. La presenza del radon costituisce un'ulteriore evidenza dell'origine profonda dei fluidi mineralizzati che alimentano le sorgenti. Le acque sono definibili come solfato-bicarbonato-terrose.

Nella zona in esame è riconoscibile un grado di interazione variabile tra sistemi idrici sotterranei relativamente più superficiali, circolanti in rocce carbonatiche, ed altri relativamente più profondi, con un maggiore contenuto gassoso (essenzialmente CO₂ e H₂S). Il mescolamento tra questi due “end members” incrementa il grado di aggressività chimica delle acque nei confronti del substrato erodibile (frazione calcarea).

La presenza di sorgenti termominerali ha permesso la messa in posto di rilevanti depositi travertinosi sia come placche in affioramento sia come lenti intercalate ai depositi di tipo alluvionale che caratterizzano la piana di Telesse.

Della bontà di queste acque trattò il celebre Leonardo da Capua già nel 1583 nelle sue lezioni sulle mofete, e ne facevano menzione anche il Signor Nicola d'Andria ed il Signor Saverio Macrì.

“Nel 1788 il Magni notò che queste acque erano pregne di acido aereo e di aria epatica di Bergmann, di carbonato di calce e di selenite calcarea. Il Perugini nel 1819 vi trovò tre acidi (carbonico, solforico e muriatico); due sostanze terrose (la magnesiaca e la calcarea); una alcalina (la soda); oltre lo zolfo tenuto in sospensione nel gas idrogeno...” (Dott. Prof. G. S. Vinaj & Dott. R. Pinali, 1923).

Nello stesso anno ne faceva un'analisi sommaria *“il noto farmacista Signor Francesco de Vito di Cajazzo, unitosi per l'oggetto al Dottor fisico Signor Giambattista de Falco anche di Cajazzo. Nel 1827 e 1828 dallo enunciato farmacista ne fu ripetuta altra più accurata, unendosi al chiarissimo Signor Covelli... Quello che si sa di tali analisi è circa i caratteri: di colore limpido, zampillante, di sapore piccante solfureo, alla temperatura media di 22 gradi... La non curanza di acque sì salutari ed uniche per la loro bontà nel Regno, non poteva certo perdurare sotto l'amministrazione dello integerrimo Signor Intendente Commendatore D. Giuseppe Demarco, e di S. E. il chiarissimo Direttore allora del Ministero dell'Interno, ora Ministro Segretario di Stato delle Reali Finanze, Commendatore D. Salvatore Murena, interpreti fedeli della munificenza del nostro Augusto Sovrano Ferdinando II... Meritava Telesse uno stabilimento per bagni che avesse ovviato agli inconvenienti ai quali si andava incontro, ed il prelodato Eccellentissimo Ministro a me sottoscritto ne commetteva lo incarico...”* (Ing. Domenico Rossi, 1857).

Il 9 luglio 1855 fu redatto il regolamento dei servizi offerti dallo Stabilimento appena ultimato, che il 30 dello stesso mese fu definitivamente approvato e reso pubblico.

Nel 1880 il prof. Cannizaro ed il dott. Mauro effettuano nuove analisi, concludendo che queste acque hanno una temperatura di 21°C, colore leggermente opalino se agitate e limpido se a riposo, con odore di zolfo ed un peso specifico diverso, a seconda della sorgente.

Nel 1923 il Dott. Prof. G. S. Vinaj ed il Dott. R. Pinali scrivono che anche *“a Solopaca vicino alla borgata Telese sgorga un’acqua ferruginosa alle falde della collina della Tora, abbondante, limpida e fresca, di sapore piccante e di odore solfureo”*.

Fenomeni di sprofondamento nell’area di Telese

Il contesto geologico-idrogeologico dell’area di Telese è predisponente ai fenomeni di sprofondamento, il più significativo dei quali è certamente quello che ha originato il Lago di Telese.



Fig. 4 – Ubicazione dei fenomeni di sprofondamento nell’area di Telesina e Montepugliano (A) e nel territorio comunale di Solopaca (B).

Le prime notizie storiche di tale Lago furono raccolte da Ferdinando Russo (1857) e poi riportate nel libro “*Telesia ricordi e speranze*” di Luigi Riccardi (1927). Il Russo

riporta che nel 1349, “a seguito di un disastroso terremoto che distrusse Telese, nella piana di S. Aniello, poco lungi dal fiume Calore, un vasto appezzamento di terreno sprofondò di colpo, abbassandosi di circa 30 metri, e nel suo vuoto a forma di paiolo avente un circuito di 900 metri, apparve il Lago che tuttora si vede benissimo dalla ferrovia Napoli-Foggia”. Inoltre, alla fine dell’800, il torrente Seneta, prima dell’attuale deviazione, scorreva verso sud, alimentando il Lago e le sorgenti sotterranee.



Fig. 5 – Panoramica da foto aerea del Lago di Telese.

Il Lago di Telese presenta un diametro di circa 300 m ed una profondità di circa 26 metri. Lo sprofondamento è evidenziato da ripide scarpate intagliate nel travertino e nei limi sabbiosi, che presentano uno spessore di circa 6 m.



Fig. 6 – Panoramica del Lago di Telesse.

I banchi di travertino presentano cavità beanti, dislocate a profondità diverse, a volte riempite da sedimenti limoso-sabbiosi, a volte con acqua in pressione.

Per quanto riguarda i rapporti tra la falda ed il Lago di Telesse, dalla morfologia piezometrica, la cui superficie è a quota costante di 48,0 metri s.l.m., si desume che quest'ultimo viene alimentato da nord e drenato a sud.

Il canale superficiale, emissario del Lago, smaltisce nel Fiume Calore le acque eccedenti la quota di 48,0 metri s.l.m. in caso di innalzamento della piezometrica.

Negli ultimi anni, mediamente, si è potuto osservare un abbassamento del livello dell'acqua, tanto da determinare il completo ristagno della fascia superficiale delle acque del Lago, con conseguente impoverimento in ossigeno per mancato ricircolo e concentrazione delle sostanze inquinanti.



Fig. 7 – Particolare dell'affioramento di Travertino lungo le sponde del Lago di Telesse.

Lungo il perimetro del Lago sono presenti numerosi fenomeni di dissesto in atto e potenziali. In relazione al tipo di movimento, origine e forma possiamo sintetizzarli in:

1. Fenomeni di crollo:

Questi fenomeni sono predisposti dalla ripida inclinazione della parete lacuale e determinati da un'erosione alla base e negli interstrati del travertino.

Interessano diffusamente la zona spondale, a valle della strada, e presentano piani di rottura subverticale. Spesso, prima del fenomeno vero e proprio, sono preceduti da crolli della parete profonda sommersa, i cui segnali superficiali sono costituiti dal rinsecchimento di alberi in seguito al denudamento delle radici, ovvero da piccole da lesioni affioranti in superficie.

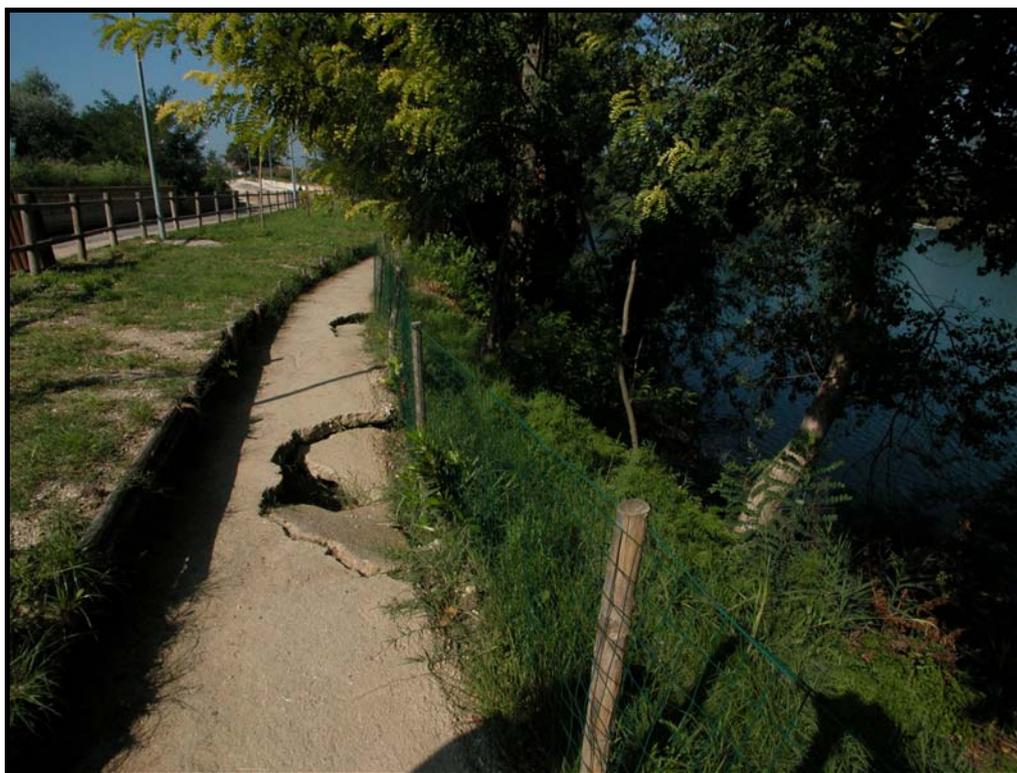


Fig. 8 – Fenomeni di crollo lungo le sponde del Lago di Telese.

2. Fenomeni di subsidenza:

Interessano tutta la costa, come testimoniano l'assetto del manto stradale, l'inclinazione degli alberi ad alto fusto (pioppi, salici, acacie, quercie e roverelle) e le specie non palustri, come le ginestre, parzialmente sommerse.

Anche le gabbionate a protezione della sponda, sono intensamente disarticolate, così come i manufatti in cemento, quali scale di accesso e pedane per i tuffi, sono interamente divelti.

L'area maggiormente interessata è quella ubicata a nord-ovest, nella quale, oltre l'abbassamento notevole della superficie topografica, si evidenziano un buon numero di alberi inclinati nel verso di massimo abbassamento e con l'apparato radicale fuori terra, per un'altezza di circa un metro.

In questa stessa area, data la natura granulare dei terreni, l'effetto viene ad amplificarsi per opera dell'azione combinata dell'oscillazione della falda e del lento fenomeno delle sesse; nella parte restante dell'area il fenomeno, anche se visibile, non si manifesta a grande scala.

Oltre il Lago, sono numerosi i sinkholes che hanno interessato negli ultimi anni il centro abitato di Telese, arrecando alcuni danni e fortunatamente non causando vittime. Questi fenomeni sono stati generalmente di dimensioni limitate e subito ricolmati.

L'ultima voragine si è aperta il 7 febbraio 2002 alle ore 19:30 in Via Udine, coinvolgendo i sedimenti circostanti e sottostanti la "Sorgente Occola" e determinando una depressione di forma sub-circolare, ad imbuto, del diametro di circa 23-25 m e della profondità massima di circa 6,3 m, che si è subito riempita di acqua sino a 40-50 cm dal p.c..

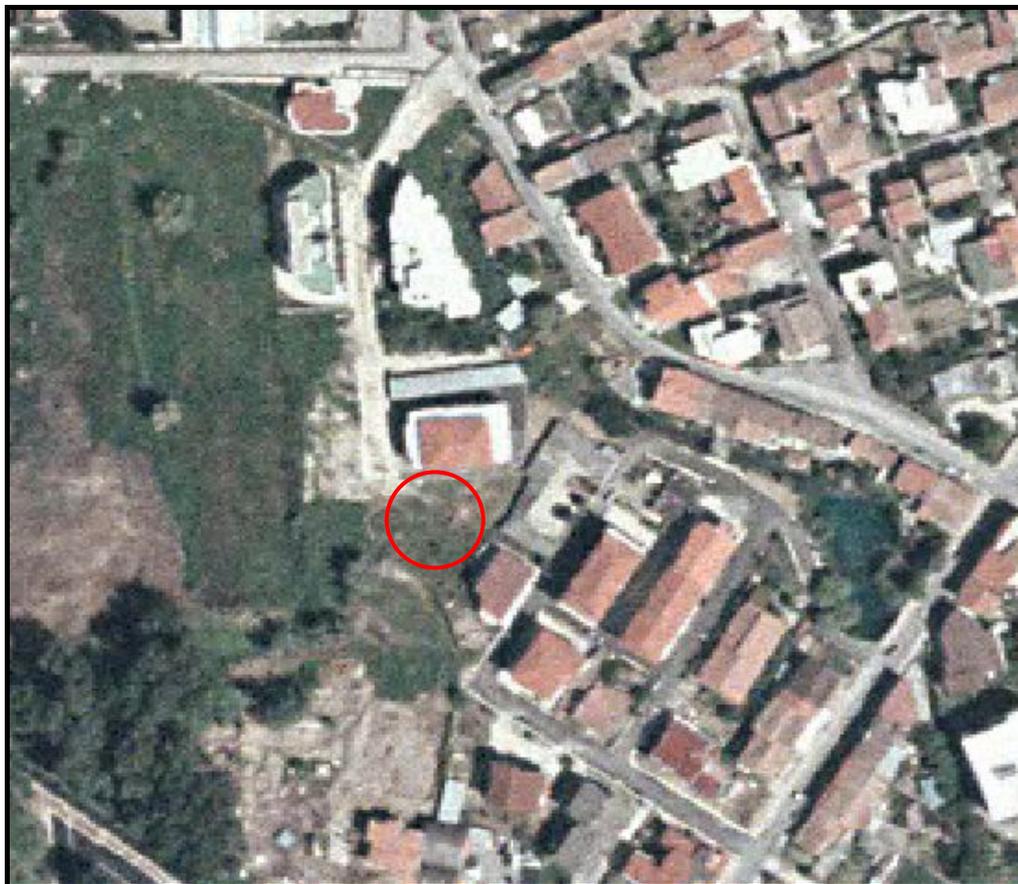


Fig. 9 – Panoramica da foto aerea del Sinkhole avvenuto nel febbraio 2002.



Fig. 10 – Foto che mostra l’aspetto del sinkhole nel febbraio 2002, gentilmente fornita dal Dott. Geol. G. Moriello.



Fig. 11 – Foto mostrante l’aspetto attuale del sinkhole avvenuto nel febbraio 2002.

Anche nei dintorni di Telesse si sono avuti numerosi fenomeni di sprofondamento: sul rilievo di Montepugliano si riconoscono almeno 15 morfologie da sinkhole, che

raggiungono diametri fino a 250 m per 100 m di profondità. Secondo le fonti storiche locali, alcune di loro si originarono in seguito al terremoto del 9 settembre 1349 ed altre successivamente, in occasione del terremoto del 26 luglio 1805.

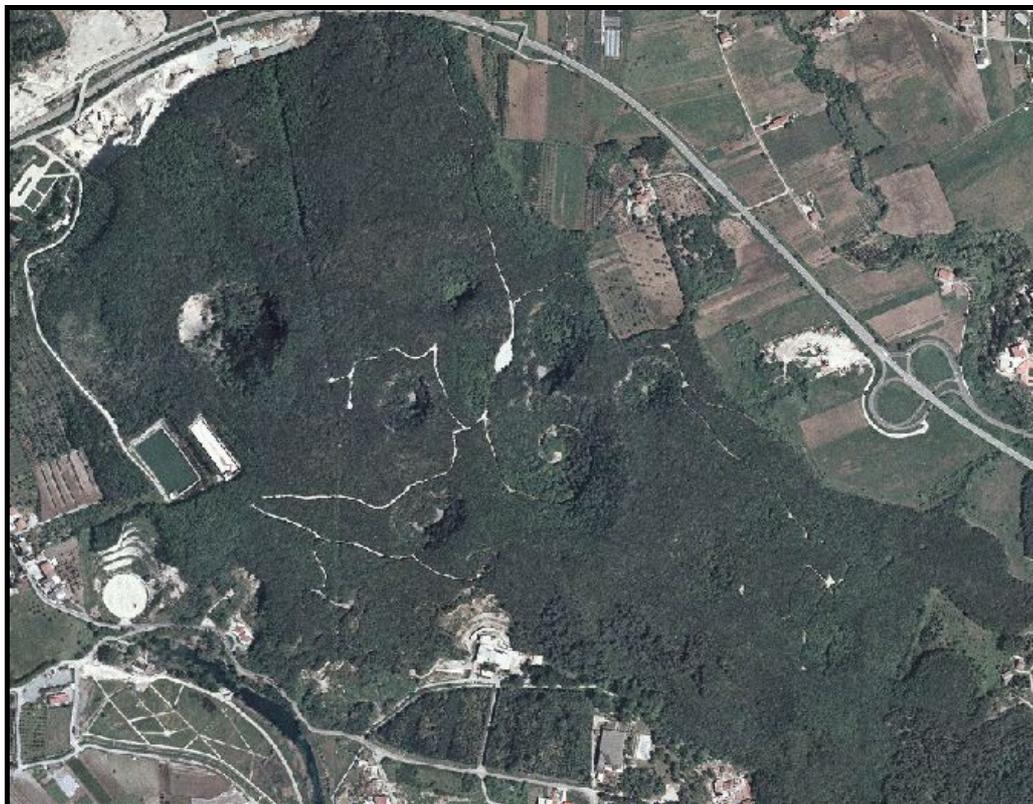


Fig. 12 – Panoramica da foto aerea dei fenomeni di sprofondamento presenti sul rilievo di Montepugliano.

Nei pressi di Solopaca, sull'altra sponda del Fiume Calore, sono presenti almeno 11 cavità subcircolari lungo la fascia di raccordo delle pendici carbonatiche del versante settentrionale del M. Camposauro ed il fondovalle del Fiume Calore.

Sono distribuite lungo una fascia allineata in direzione NE-SW, cioè secondo la direzione della faglia che delimita il versante nord del M. Camposauro, e si aprono a quote comprese tra 300 e 100 m s.l.m.. Nel gergo locale sono denominate "Laghi", sebbene a memoria d'uomo non vi sia mai stata presenza di ristagno di acqua sul fondo.

Alcune cavità si presentano ancora allo stato "naturale", mentre molte altre risultano più o meno alterate da attività antropiche. La maggior parte di queste ultime, infatti, è stata riutilizzata a scopi agricoli, con la realizzazione di vigneti, e purtroppo in alcuni casi sono state utilizzate anche come luogo di discarica.



Fig. 13 – Panoramica da foto aerea di alcuni dei fenomeni di sprofondamento presenti presso l'abitato di Solopaca (BN) lungo le falde settentrionali del massiccio del Camposauro.

Dal punto di vista morfologico generalmente presentano una morfologia da circolare ad ellittica, con pareti raramente verticali. Più frequentemente, infatti, presentano pareti a “V”, talora rimodellate da piccoli fenomeni franosi sui cigli. Il fondo è generalmente piatto o, in alcuni casi, in leggera contropendenza.

Dal punto di vista litostratigrafico, quasi tutti gli sprofondamenti interessano depositi quaternari di conoide alluvionale, detrito di falda, depositi fluvio-lacustri ed anche piroclastici. La falda risulta localizzata a circa 60 m s.l.m. (Esposito et al., 2003), e cioè a pochi metri per le cavità più orientali, e più bassa di circa 70-80 m per quelle più occidentali e più alte in quota.

Secondo Mozzarella lo sprofondamento più giovane, Fondo di Vitale, nei pressi di Casino Perlinceri, risale al 1840; tutti gli altri dovrebbero essere molto più antichi.

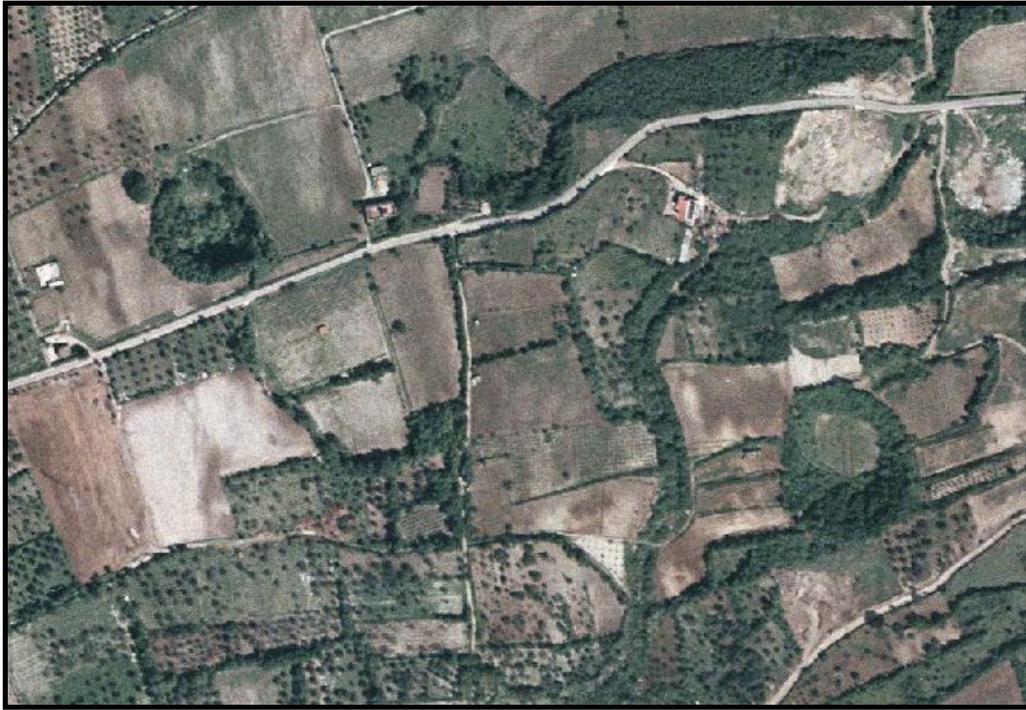


Fig. 14 – Panoramica da foto aerea di alcuni dei fenomeni di sprofondamento presenti presso l’abitato di Solopaca (BN) lungo le falde settentrionali del massiccio del Camposauro.

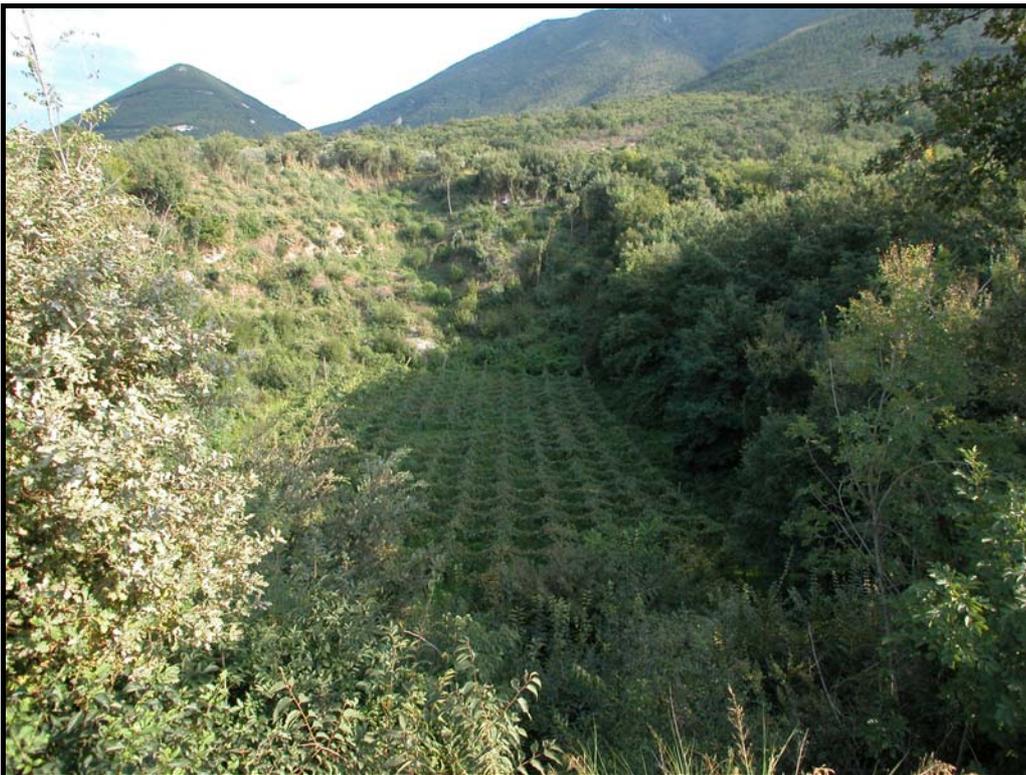


Fig. 15 – Cavità adibita a vigneto in località Petraia, nei pressi di Solopaca.

Storia sismica

L’Appennino Campano rappresenta una delle zone a più alta sismicità di tutta la Penisola italiana ed in particolare le aree del Matese, Sannio ed Irpinia risultano le più attive,

caratterizzate da terremoti distruttivi di Magnitudo circa 7, distribuiti lungo i lineamenti tettonici più significativi.

L'Ingegnere Domenico Rossi negli Annali Civili del Regno delle Due Sicilie scrive, nel 1857, di come *“Negli anni 988 e 1125 la detta Nuova Telese fu danneggiata non poco da forti tremuoti”*, di cui però non si hanno altre notizie.

Successivamente, nel 1910 il Gauthier, riferendosi al sisma del 9 settembre 1349 ed alle sue conseguenze in territorio telesino, scrive *“...questa contrada fu sede di frequenti movimenti del suolo, uno dei quali, poco dopo del 1000 dell'Era Cristiana, molto violento, determinò il definitivo assetto della pianura telesina e si ebbe una linea di frattura diretta da E. a O., lungo la base del M. Pugliano, donde scaturirono le acque minerali, linea che raggiunse le acque dolci del Grassano...”* .

Non è stato possibile ricostruire con precisione l'entità dei terremoti dell'848 d.C. e del 9 settembre 1349 per mancanza di dati che ne permettano una classificazione, mentre per l'evento del 5 dicembre 1456 è stata valutata una Magnitudo di 7.5 ed una lunghezza del piano di faglia di circa 100 Km, con picchi di intensità del XI grado (MCS). Si è trattato del più grande terremoto che abbia interessato in tempi storici l'Appennino Meridionale. La complessità del campo macrosismico indica il coinvolgimento di più segmenti di faglia, orientati prevalentemente secondo l'asse della catena e dislocati da strutture trasversali.

Successivamente, il 5 giugno del 1688 si è verificato il terremoto del Sannio, di Magnitudo 6.8 e con una lunghezza del piano di faglia di 45 Km. Sebbene vicina ad altre strutture note, la struttura sismogenetica responsabile di questo evento è ancora poco conosciuta.

Il 26 luglio 1805 l'area beneventana risente, inoltre, degli effetti del terremoto di Boiano, di Magnitudo e lunghezza del piano di faglia identiche a quelle del sisma precedente. Le isosiste di massima intensità sono orientate secondo l'asse della catena, coerentemente con la direzione delle strutture tettoniche principali. In seguito, il 23 novembre 1980, si risente del terremoto dell'Irpinia, anch'esso di Magnitudo 6.8 e con lunghezza del piano di faglia di 45 Km. La sismicità attuale dell'area è invece caratterizzata da sequenze di bassa energia, come quelle del 1990 e del 1997.

Visto l'allineamento di molti sinkholes lungo le dislocazioni tettoniche, si può concludere che la sismicità dell'area in esame gioca un ruolo fondamentale nello sviluppo di tali fenomeni, insieme all'assetto geologico-stratigrafico, alla presenza di falde mineralizzate e dei fenomeni di carsismo.

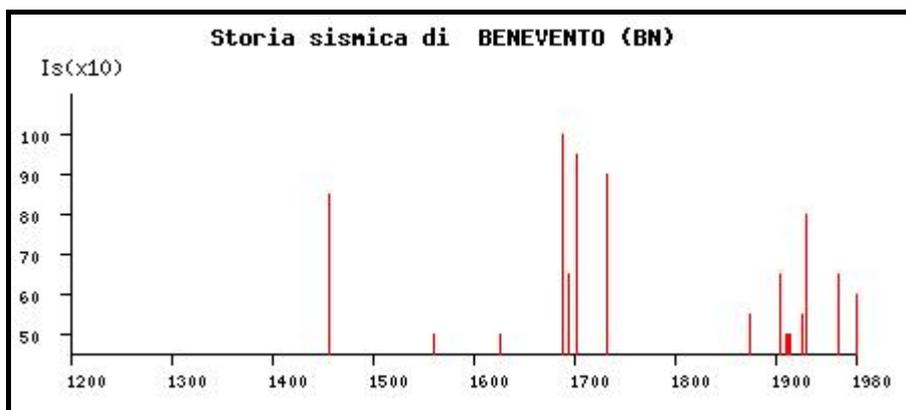


Fig. 16 – Valori dell'intensità macrosismica nell'area di Benevento dal 1200 al 1980.

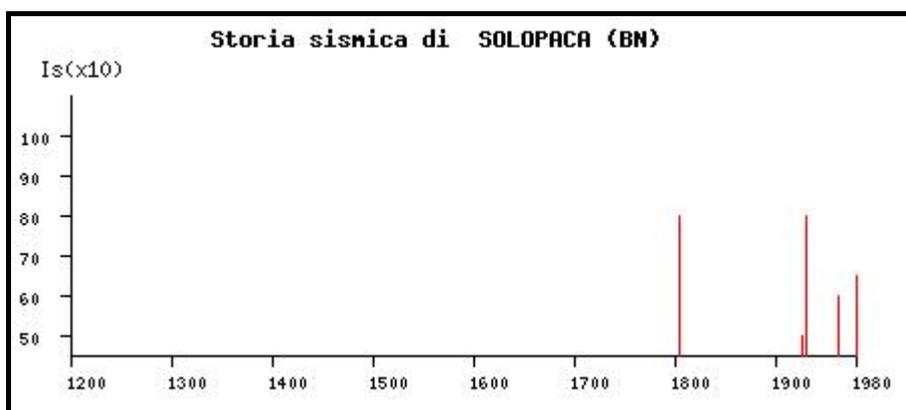


Fig. 17 – Valori dell'intensità macrosismica nell'area di Solopaca dal 1200 al 1980.

Dati raccolti

Per quanto riguarda il Lago di Telese, il sottosuolo dell'area lacuale è formato da diversi livelli geologici:

- *terreno vegetale*, costituito da sabbia limosa originatasi dalla alterazione del travertino affiorante, di spessore mediamente non superiore al metro;
- *depositi travertinosi*, in alternanza a livelli di piroclastiti, spesso con ciottoli di tufo grigio campano a spigoli arrotondati, e con strati di limo argilloso sabbioso, per una potenza minima accertabile di 10,0-12,0 metri;
- *sedimenti limo-argillosi*, non sempre presenti, che evidenziano incrostazioni di travertino, di spessore variabile;
- *sedimenti alluvionali antichi*, formati da ghiaie poligeniche, in matrice sabbioso-limosa, della potenza minima accertabile di 30,0 metri circa.

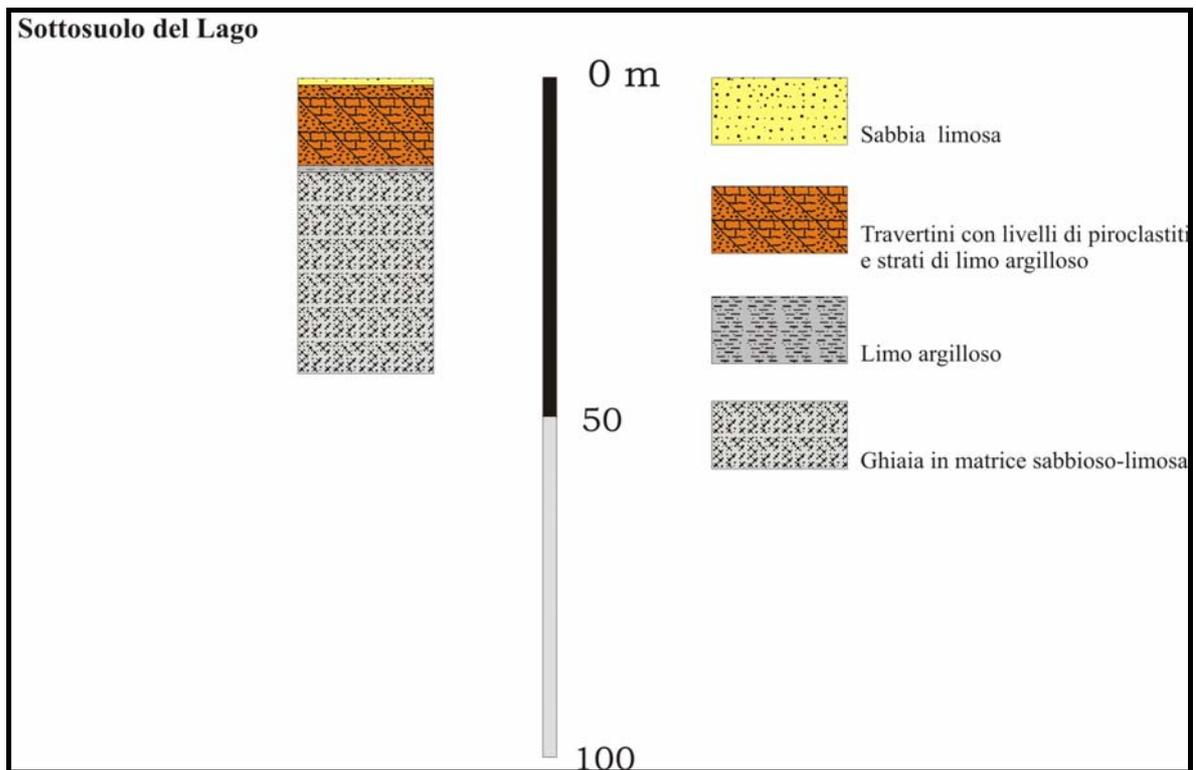


Fig. 18 – Ricostruzione stratigrafica del sottosuolo del Lago di Teleso.

Inoltre, sono stati misurati in situ i seguenti parametri:

C.E. (a 25 °C)	470 $\mu\text{S}/\text{cm}$
Temperatura	23.2 °C
pH	8.07
Eh	+ 0.53 eV
T.D.S.	234 mg/l

Riguardo il sinkhole all'interno del centro abitato di Teleso, è stato possibile ricostruire la stratigrafia al centro dello stesso e per le zone al contorno, grazie alle indagini eseguite dal Prof. F. Ortolani, dal Dott. Geol. G. Moriello e dal Dott. Geol. A. Uccellini su commissione dell'Amministrazione Comunale.

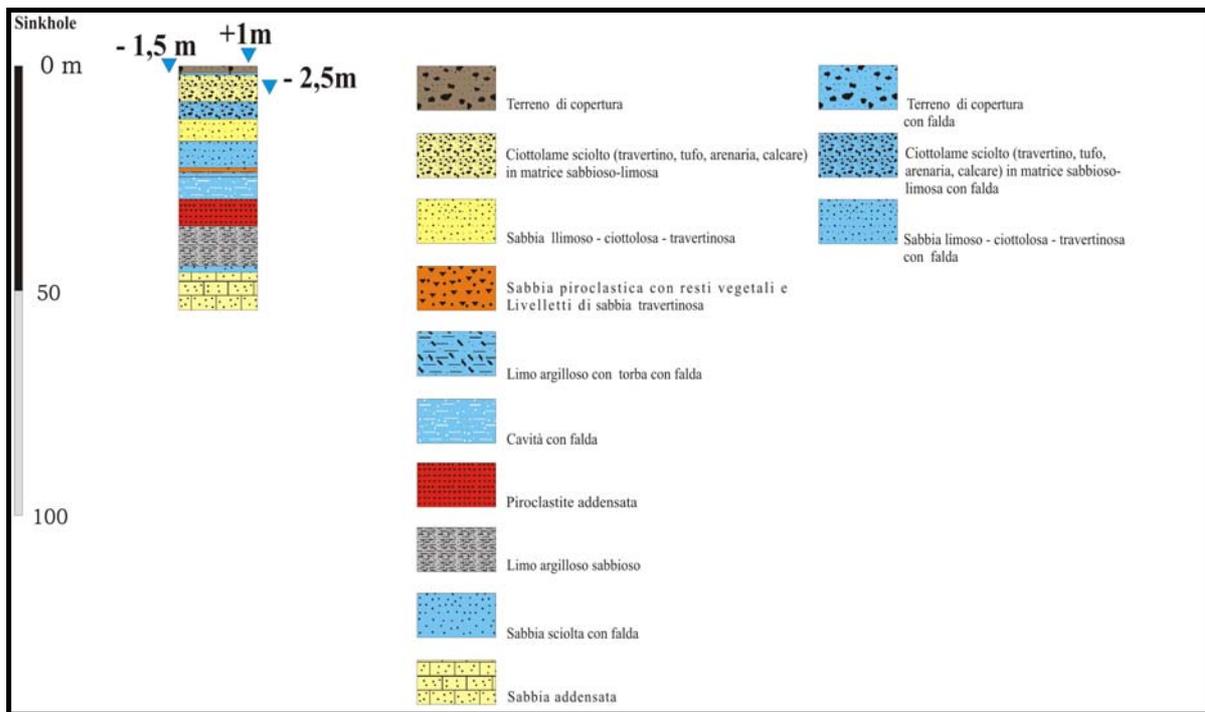


Fig. 19 – Ricostruzione stratigrafica del sottosuolo interessato dal sinkhole al centro della cittadina di Telese.

Il sondaggio geognostico, eseguito al centro della depressione dopo il parziale colmamento della stessa con inerti di granulometria variabile dalla ghiaia alla sabbia e la compattazione dei detriti per garantire il consolidamento della fascia spondale dell'area collassata e consentire l'accesso alla sonda, ha messo in luce la presenza di una falda in pressione artesiana (collocata tra i 25 ed i 32 m dal p.c. e risalente a circa +1 m dal p.c. attuale e ad oltre +2 m da quello naturale sottostante al terreno di riporto).



Fig. 20 – Foto mostrante la fase di riempimento del sinkhole con materiale grossolano, fornita dal Dott. Geol. G. Moriello.

I sondaggi circostanti l'area collassata ed ubicati nelle immediate vicinanze delle abitazioni che si affacciano sulla “Sorgente Occola” hanno evidenziato una stratificazione con andamento sub-orizzontale.



Fig. 21 – Foto mostrante l’andamento suborizzontale della stratificazione nella zona interessata dal sinkhole, fornita dal Dott. Geol. G. Moriello.

Le prove geotecniche di laboratorio, eseguite attraverso il prelievo di campioni indisturbati, hanno mostrato litotipi saturi, con caratteristiche fisico-meccaniche molto scadenti per i primi 6-8 metri (limi argillosi-torbosi prevalenti rispetto ai limi sabbiosi-travertinosi) e tra mediocri e scadenti oltre tali profondità e fino a 19-20 metri dal p.c. (frazione sabbiosa travertinosa prevalente su quella limoso-torbosa). Ancora più in profondità, fino a 32-34 metri dal p.c., i parametri sono discreti, trattandosi di un deposito di piroclastiti rimaneggiate, da sciolte a bene addensate ed a localmente tufitiche. Oltre i 34 metri dal p.c. i litotipi presentano buone ed ottime proprietà fisico-meccaniche, trattandosi di sedimenti più francamente fluvio-lacustri.

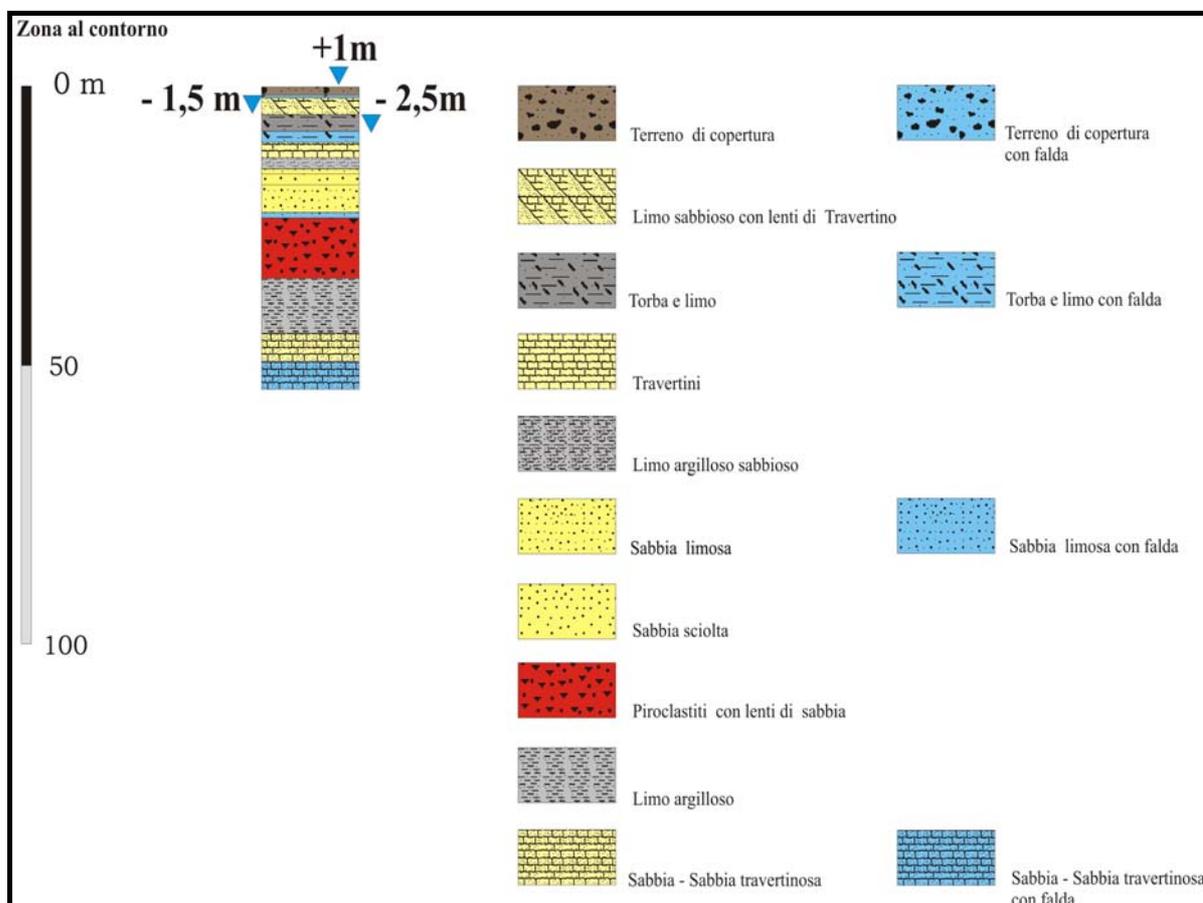


Fig. 22 – Stratigrafia della zona circostante quella interessata dal sinkhole di Via Udine.

L’indagine sismica, attraverso le metodologie Cross-Hole e Down-Hole, ha permesso di accertare la presenza di una cavità piena di acqua a circa 26 m dal p.c., profondità alla quale le V_p (velocità delle onde di compressione) mostrano i valori minori (300 m/sec) e le

V_s (velocità delle onde di taglio) si interrompono completamente (le onde di taglio, infatti, non si propagano in acqua se manca l'elemento solido).

Per quanto concerne Montepugliano, il già menzionato Gauthier scrive “...*questa vallata per l'azione erosiva del Calore verso S. e del Volturno verso O. subì un lento spostamento dall'alto al basso; spostamento che nei tempi posteriori e quando l'attività dei vulcani flegrei andava diminuendo, si accentuò sempre più, per cui nella parte più declive degli strati calcarei di M. Pugliano verso S.O. vennero fuori le acque dolci, che dettero origine al Grassano. Questa regione non fu sede di conflagrazioni vulcaniche e malamente furono ritenuti per crateri le cavità imbutiformi che si veggono alla sommità del M. Pugliano, giacchè non sono altro che sprofondamenti di caverne nel calcare dolomitico di cui si compone detto monte...*”.

Anche per gli sprofondamenti di Solopaca vale il discorso dei fenomeni carsici, ed in particolare i sopralluoghi, unitamente ai dati geotecnici raccolti grazie alla Legge 464 del 1984, hanno permesso di constatare che si tratta per lo più di “doline alluvionali” (P. Celico, 1983) o “doline subdetritiche” (B. D'Argenio, 1959), che si aprono nelle coperture clastiche sovrapposte ai calcari (detriti di versante, piroclastiti rimaneggiate, ghiaie di conoidi alluvionali), molto recenti.

Prof. Tetto	Prof. Letto	Quota Tetto	Quota Letto	Descr. Litol. Originale
0	3	212	209	MATERIALE PIROCLASTICO INCOERENTE DI COLORE MARRONE SCURO CON INGLOBATI ELEMENTI LITICI DI NATURA CALCAREA DI PICCOLE DIMENSIONI
3	23	209	189	MATERIALE DI CONOIDE (BRECCE CALCAREE) PIU' O MENO CEMENTATO, CON INTERCALAZIONI DI MATERIALE PIROCLASTICO ARGILLIFICATO DI COLORE MARRONE SCURO
23	200	189	12	BRECCE CALCAREE MOLTO CEMENTATE E STRATIFICATE TALORA DI COLORE ROSSASTRO
0	4,5	219	214,5	MATERIALE PIROCLASTICO INCOERENTE DI COLORE MARRONE SCURO CON INGLOBATI ELEMENTI LITICI DI NATURA CALCAREA DI PICCOLE DIMENSIONI
4,5	29	214,5	190	MATERIALE CONOIDE (BRECCE CALCAREE) PIU' O MENO CEMENTATO, CON INTERCALAZIONI DI MATERIALE PIROCLASTICO ARGILLIFICATO DI COLORE MARRONE SCURO
29	210	190	9	BRECCE CALCAREE MOLTO CEMENTATE E STRATIFICATE TALORA DI COLORE ROSSASTRO
0	3,8	217	213,2	MATERIALE PIROCLASTICO INCOERENTE DI COLORE MARRONE SCURO CON INGLOBATI ELEMENTI LITICI DI NATURA CALCAREA DI PICCOLE DIMENSIONI
3,8	31	213,2	186	MATERIALE DI CONOIDE (BRECCE CALCAREE) PIU' O MENO CEMENTATO, CON INTERCALAZIONI DI MATERIALE PIROCLASTICO ARGILLIFICATO DI COLORE MARRONE SCURO
31	215	186	2	BRECCE CALCAREE MOLTO CEMENTATE E STRATIFICATE TALORA DI COLORE ROSSASTRO

Prof. Tetto	Prof. Letto	Quota Tetto	Quota Letto	Liv. Acquif.	Descr. Livello
0	156,45	212	55,55	NO	ACQUICLU01
156,45	156,45	55,55	55,55	SI	ACQUIFERO1
156,45	200	55,55	12	NO	ACQUICLU02
0	166	219	53	NO	ACQUICLU01
166	166	53	53	SI	ACQUIFERO1
166	210	53	9	NO	ACQUICLU02
0	167	217	50	NO	ACQUICLU01
167	167	50	50	SI	ACQUIFERO1
167	215	50	2	NO	ACQUICLU02

Tabelle mostranti i dati geotecnici raccolti, mediante la Legge 464 del 1984, in località Cisterna, nei pressi degli sprofondamenti di Solopaca.

Ipotesi di meccanismo genetico

Un suggerimento sull'ipotesi dei meccanismi che hanno portato alla formazione del Lago di Telese viene da una Nota del 17 aprile 1910 riguardante l'Idrografia dell'Agro Telesino, nella quale Vincenzo Gauthier scrive che *"...Il travertino fu deposto dalle acque calcarifere provenienti dagli alti monti del Matese, le quali formavano un vasto lago che occupava tutta la zona che si estende dalle ultime propaggini del Matese ai monti di Solopaca. Quando il fiume Calore ebbe scavato il suo letto nella parte più depressa della pianura ricoverta dall'acqua, aprendosi lo sbocco al mare, il lago si prosciugò. Rimasero così allo scoperto delle cavità circolari più o meno grandi, veri imbuti, le cui pareti son fatte da calcare dolomitico, riempite d'acqua, dando luogo a stagni e laghetti, dei quali ancora oggi se ne riscontra uno accosto alla strada ferrata, chiamato lago di Telese. Gli altri più piccoli come gli stagni sono stati prosciugati per ragione di bonifica, ed oggi ancora si veggono alcune cavità circolari all'asciutto, massime lungo il viale che dallo stabilimento mena alla stazione ferroviaria..."*.

Riguardo, invece, ai fenomeni di sinkholes all'interno della zona urbana ed in particolare all'evento di Via Udine, questi sono da imputare all'esistenza, nel sottosuolo Telesino, di più falde acquifere, a volte in pressione artesiane e con caratteristiche chimico-fisiche diverse, unitamente alla presenza di discontinuità litologiche laterali, che possono essere erose e dare luogo ad aree di particolare debolezza strutturale.

In base ad evidenze di carattere morfologico ed idrogeologico, la genesi degli sprofondamenti sul rilievo di Montepugliano è, invece, da imputare soprattutto alla presenza di uno sviluppatissimo reticolo carsico sotterraneo, strettamente connesso ad oscillazioni del livello di base della falda ed a fenomeni speleogenetici ipercarsici, per miscelazione di acque ricche di CO₂ e H₂S (Corniello & De Riso, 1986).

La conseguente formazione di cavità isolate o coalescenti in corrispondenza delle principali linee tettoniche, ove la roccia si presta più facilmente all'azione ipercarsica, ha portato alla formazione di ipogei che, ampliandosi anche per fenomeni di crollo, sono collassati, in parte, in occasione dell'evento sismico del 1349.

Anche nel caso delle "doline subdetritiche" di Solopaca si tratta di un fenomeno carsico, avvenuto nei calcari sottostanti le conoidi di detrito, con la formazione di cavità prossime alla superficie negli stessi calcari.

Durante la formazione di queste cavità, il diaframma calcareo che ne costituiva la volta, per il suo diminuito spessore, come pure a causa del detrito di falda che la gravità ed il ruscellamento andavano accumulando, assieme a materiali piroclastici, non ha resistito al peso sovraincombente ed è franato (B. D'Argenio, 1959).

L'AREA DI CONTURSI

Inquadramento geologico-geomorfologico-strutturale

Nell'alta valle del fiume Sele, al limite tra i massicci calcarei dei M.ti Picentini e M.te Marzano è presente l'area termale di Contursi, dove sono stati osservati diversi fenomeni di sprofondamento.

L'assetto tettonico dell'area è caratterizzato dall'intersezione di importanti faglie regionali, che identificano la struttura sub-triangolare della Valle del Sele e quella del versante meridionale di M. Marzano (Amato et al., 1992).

Infatti, tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio, il margine tirrenico della catena appenninica viene dissecato da un sistema di faglie dirette ad andamento appenninico ed antiappenninico, che hanno prodotto dislocazioni verticali delle parti interne della catena verso il Tirreno (Cinque et al., 1993), con formazione di ampie aree di piana, profonde alcune migliaia di metri (Piana Campana e Piana del Sele), di bacini di estensione minore quali il Vallo di Diano, la Valle del Tanagro e di piccole pianure alluvionali nel Cilento (Brancaccio et al., 1991; 1995; Cinque et al., 1993; Ascione e Cinque, 1995; Berardi et al., 1996). Processi di block faulting sarebbero, inoltre, responsabili della formazione di piccoli bacini intramontani, paralleli alle strutture compressive del Pleistocene inferiore (lago di Laceno, polje di Volturara e Lacero nei M.ti Picentini, depressioni di Buccino e San Gregorio Magno nel M. Marzano) (Cinque et al., 1993).

La depressione strutturale è delimitata ad ovest dal blocco del M. Polveracchio-M. Cervialto (Monti Picentini) e ad est dal gruppo M. Marzano-M. Ognà. La valle si presenta con il fianco occidentale più regolare e marcato dal lineamento Materdomini-Puglietta (Ortolani, 1975), orientato NNE-SSW e denunciante un rigetto verticale minore rispetto a quello del fianco orientale, segnato da una serie di lineamenti diversamente orientati (Taverna del Bosco-Valva, con orientazione N-S; Valva- Colliano, con orientazione NW-SE; Colliano-Palomonte, con orientazione NNE-SSW) (Ortolani, 1975).

I terreni argillosi e calcareo-marnosi affioranti nel fondovalle, a sud dell'allineamento Bagni di Contursi-Oliveto Citra e nei pressi di Materdomini, vengono datati Cretacico superiore-Paleocene, ed ascritti alla formazione di Corleto-Perticara (Cocco et al., 1974).

La restante parte della valle è quasi interamente occupata da un'alternanza irregolare di argille nere e policrome, calcareniti e calcilutiti color tabacco ed arenarie micacee. Questi terreni, insieme a quelli precedentemente descritti, appartengono alle Unità Sicilidi Auct.: si tratta di terreni di provenienza interna diffusi nei domini esterni appenninici come falde gravitative colate nei bacini dei flysch miocenici.

Nella parte bassa della valle emergono, isolati, due alti morfologici costituiti da calcari cretaci e giurassici: rispettivamente Oliveto Citra e Bagni di Contursi.

La piana del Sele è colmata da depositi marini del Pliocene su cui poggiano in discordanza angolare i depositi pleistocenici, rappresentati dal complesso dei Conglomerati di Eboli del Pleistocene inferiore, dal Complesso di Persano del Pleistocene medio, da depositi litorali e transizionali del Pleistocene superiore ed Olocene (Brancaccio et al., 1995). I Conglomerati di Eboli sono costituiti essenzialmente da depositi clastici di conoide alluvionale, cui si intercala un livello di depositi palustri e fluviali. Il Complesso di Persano è costituito da depositi argillosi e ghiaiosi in facies transizionale e di piana alluvionale nelle aree interne, mentre nelle zone costiere è costituito da depositi sabbiosi, argillosi e limoso-ghiaiosi in facies transizionale e costiera. La piana è inoltre caratterizzata dai travertini di Paestum.

Secondo l'interpretazione classica, la valle del Sele costituisce un graben con riempimento vallivo di flysch (argille varicolori). Questa ipotesi è supportata dalla forte portata della sorgente Quaglietta, posta in fondovalle.

Guerricchio et al. (1981) hanno invece presentato un'interpretazione alternativa, considerando la valle del Sele come una finestra tettonica. A favore di questa ipotesi sono le vicine finestre tettoniche del salernitano ed alcuni sondaggi inediti che sembrano aver trovato argille varicolori sotto ai carbonati. La forte portata della sorgente Quaglietta sarebbe così spiegata mediante una comunicazione idraulica con il M.te Marzano, mentre la finestra tettonica vera e propria sarebbe ad occidente della sorgente stessa.

Il blocco del Marzano-Ogna presenta i bordi settentrionale e meridionale delimitati da faglie dirette ad andamento NW-SE. Il margine occidentale del massiccio è dato da due lineamenti con orientazione N25°, dislocati dalla fascia di taglio Valva-Ricigliano, che decorre con andamento N110°-120°, e separa il Monte Marzano dal Monte Ogna, non mostrando un grande rigetto verticale.

Tale contesto tettonico porta all'ipotesi che i blocchi di Oliveto Citra e Bagni di Contursi rappresentino dei cunei di espulsione (push-up) lungo le master faults trascorrenti appenniniche che bordano il massiccio del Marzano-Ogna (Caiazza et al., 1992).

L'interpretazione regionale, che considera le argille scagliose ("argille varicolori") come serie sommitale del Bacino lagonegrese-molisano, è compatibile con l'idea di finestra tettonica, che spiegherebbe l'assenza di argille varicolori al top delle masse carbonatiche affioranti.

Una rapida osservazione di quanto affiora nella valle del Sele mostra che le argille varicolori sono presenti nel settore settentrionale della valle, circa a nord di un allineamento congiungente Senerchia a Colliano. Gli affioramenti a sud della linea Oliveto Citra-Bagni di Contursi sono assimilabili, invece, alla serie liguride (flysch del Cilento) affiorante lungo la valle del Tanagro e del fiume Calore.

Nell'ipotesi classica del graben i carbonati ribassati possono essere coperti verso sud dalla serie liguride, mentre la parte settentrionale del graben può essere stata colmata dalle argille varicolori in retrovergenza, come avviene spesso in questa parte dell'Appennino.

Nell'ipotesi della finestra tettonica soltanto l'estremo sud-est della valle (area di Contursi) sarebbe riempita da successioni liguridi, mentre nell'area rimanente affiorerebbe la successione superiore del Bacino lagonegrese-molisano ("argille varicolori").

Il Vallo di Diano è colmato da depositi quaternari in facies lacustre, in cui sono stati distinti due cicli deposizionali: il primo di età Pleistocene inferiore-medio, il secondo del Pleistocene medio (Santangelo, 1991).

Nella Valle del Tanagro si rinvergono depositi clastici di conoide alluvionale del Pleistocene superiore-Pleistocene inferiore (Ascione et al., 1992).

Nella finestra tettonica di Campagna, che rappresenta uno dei principali alti strutturali dell'Appennino meridionale, l'Unità tettonica Alburno-Cervati, costituita dalle successioni carbonatiche della piattaforma campano-lucana deformate, e l'Unità di Lagonegro, con i sedimenti bacinali depositi tra la piattaforma campano-lucana e quella apula, sono geometricamente sovrapposte all'Unità del fiume Tusciano (formata da depositi di scarpata, rampa carbonatica, emipelagiti e torbiditi), che a sua volta, nella zona di Monte Croce, ricopre tettonicamente successioni di piattaforma, che potrebbero rappresentare le ultime propaggini verso sud della piattaforma abruzzese-campana (Magliaro, 1999).

I termini più antichi della serie di piattaforma affiorante (Unità Alburno-Cervati) sono costituiti da dolomie triassiche (con spessore di circa 1000 m), in genere tettonizzate e spesso ridotte in farina di dolomia. Esse si rinvergono in affioramento a nord ed a sud-ovest della cima del M.te Polveracchio e lungo il bordo settentrionale della struttura di M.te Marzano. Segue, in continuità stratigrafica, un tratto di serie più francamente calcareo (di spessore pari a circa 2500 m) che presenta però, nella parte inferiore, frequenti intercalazioni dolomitiche e calcareo-dolomitiche.

Le Unità Lagonegresi (Flysch Numidico, Flysch Rosso, Flysch Balestrino e Scisti Silicei) affiorano, a diretto contatto o nelle immediate vicinanze dei massicci carbonatici soltanto nell'area posta a nord-est della struttura di M.te Marzano (Scandone, 1972; Cocco et al., 1974) ed in corrispondenza della finestra tettonica di Campagna (Scandone et al., 1967; Turco, 1976). Esse sono costituite da terreni a litologia calcareo-silico-marnosa ed argilloso-arenacea, complessivamente poco permeabili, specie se posti in rapporto con i litotipi della serie di piattaforma. Le Unità Lagonegresi si rinvengono sempre tettonicamente sottoposte all'Unità Alburno-Cervati. Esse, in considerazione dell'ampiezza regionale dei fenomeni tettonici che hanno portato agli attuali rapporti geometrici (D'Argenio et al., 1973; Ippolito et al., 1975) sono da ritenere il principale impermeabile di fondo delle unità carbonatiche ricadenti nell'area studiata.

Le Unità Sicilidi affiorano a nord del M.te Cervialto, nella valle del Sele (a sud di Materdomini), a nord di M.te Marzano ed in molte piccole depressioni tettonico-carsiche dei massicci carbonatici. Esse sono rappresentate prevalentemente da calcari marnosi, marne, arenarie ed argille il cui grado di "permeabilità relativa" è praticamente nullo. Trattandosi di coltri di provenienza interna (D'Argenio et al., 1973; Ippolito et al., 1975), i rapporti con le altre unità stratigrafico-strutturali sono sempre tettonici. Infatti, poggiano in discordanza e sui terreni in facies di piattaforma (Cocco et al., 1974; Ortolani, 1974 b; Celico & Civita, 1976) e sulle Unità Lagonegresi affioranti a nord di M.te Marzano. Si rinvengono però sottoposte all'Unità Alburno-Cervati lungo il bordo settentrionale di M.te Pruno (Ortolani, 1974 b) e lungo i bordi orientale del massiccio del M.te Polveracchio e nord-orientale del M.te Cervialto.

Le Unità Irpine, costituite essenzialmente da arenarie con intercalazioni di argille e marne, affiorano estesamente nell'area posta a nord-est del M.te Cervialto ed a nord di M.te Marzano, dove si può osservare l'appoggio stratigrafico discordante sia sui termini di piattaforma sia sulle Unità Sicilidi (Pescatore et al., 1969; Cocco et al., 1974).

La caratteristica geomorfologica di quest'area della Campania è la prevalenza di zone montuose e collinari: Monti Picentini (M.te Cervialto, 1809 m), Monte Marzano (1530 m), Monti degli Alburni (1742 m), Monte Cervati (1898 m), marginato sul fianco orientale dalla lunga e profonda depressione del Vallo di Diano, che separa i rilievi del Cilento da quelli dell'Appennino lucano.

L'asprezza della morfologia è contrastata dalla presenza del secondo sistema fluviale più importante della regione, dopo quello del Volturno, vale a dire il sistema fluviale del fiume Sele (65 Km di lunghezza), la cui alta valle si colloca tra i Monti Picentini ad ovest e Monte Marzano ad est, assumendo una direzione N-S. All'altezza di Contursi riceve il

contributo del fiume Tanagro, a sua volta alimentato, in destra orografica, dal sistema Meandro-Platano-Bianco.

La valle del Tanagro è orientata in direzione NW-SE; tra il gruppo dei Monti Alburni e quello di Monte Marzano-Monte Ognà, attraversa una depressione strutturale fortemente sovralluvionata da depositi conglomeratici su cui poggiano forti spessori di travertino.

La parte alta della valle percorre la lunga conca intermontana del Vallo di Diano (circa 40 Km di lunghezza e larghezza variabile da 2 a 6 Km) che, durante il Quaternario medio e superiore è stata interessata da una lunga fase di lacustrinità, che ha prodotto un complesso di sedimenti lacustri di oltre 150 metri di spessore. La depressione, per la scarsa permeabilità dei terreni, è soggetta a frequenti alluvionamenti, a stento controllati da una fitta rete di canali di bonifica, progettati e realizzati in buona parte in epoca borbonica.

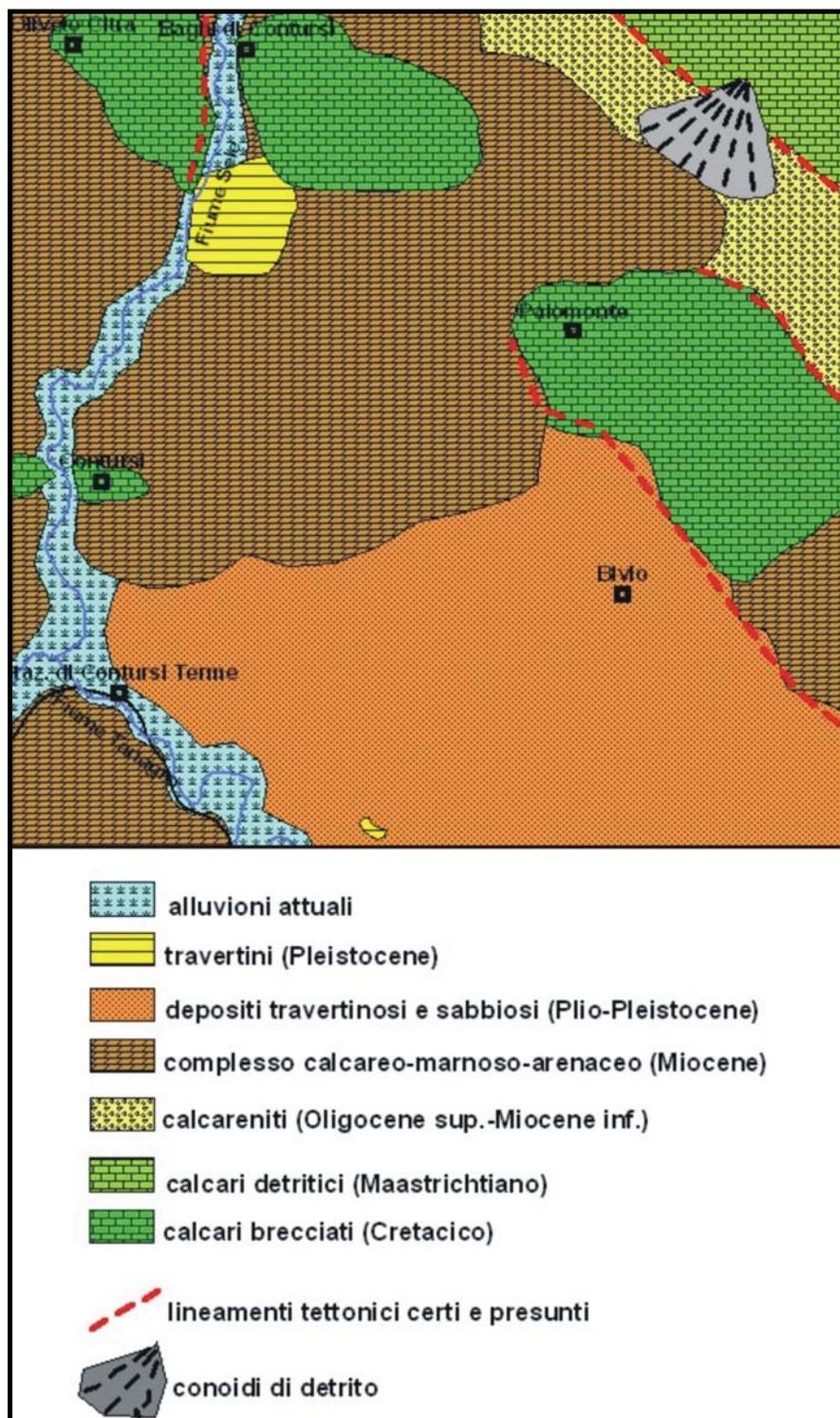


Fig. 23 – Schema geologico dell'area di Contursi.

Idrogeologia

In generale possiamo dire che i massicci carbonatici rappresentano gli acquiferi più produttivi dell'area studiata. Le loro falde in rete sono tamponate lateralmente, e subordinatamente alla base, da successioni arenaceo-marnoso-argillose (di spessore compreso tra i 500 ed i 1500 m): è evidente quindi che, in considerazione della loro scarsa

permeabilità complessiva e dei rapporti geometrici esistenti con i terreni della serie di piattaforma, il principale ruolo svolto dalle Unità Sicilidi e dalle Unità Irpine è quello di tamponamento della falda di base dei massicci carbonatici. Sul fondo degli stessi massicci la circolazione idrica è invece tamponata soprattutto dalle Unità Lagonegresi. Nell'ambito dell'Unità Alburno-Cervati si ha un comportamento idrogeologico diverso dei litotipi calcarei e di quelli dolomitici, a seconda delle sollecitazioni tettoniche e del carsismo. Infatti, le dolomie, essendo interessate prevalentemente da microfratture, risultano relativamente meno permeabili dei sovrastanti calcari altamente carsificati.

Nell'area in esame sono presenti dunque diverse unità idrogeologiche. La conca endoreica del Laceno, ubicata all'interno dell'unità idrogeologica del M.te Cervialto versa le proprie acque superficiali in direzione opposta a quella della sorgente Sanità di Caposele (circa 3200 l/s alla quota di circa 420 m s.l.m. ed alla temperatura di 9.1 °C), che rappresenta l'unico importante recapito della falda di base del massiccio.

All'assetto strutturale ed idrogeologico piuttosto semplice del M.te Cervialto si contrappone l'adiacente unità di M.te Polveracchio-M.te Raione, suddivisa in due strutture tra loro isolate dall'innalzamento del substrato di sovrascorrimento, affiorante nella finestra tettonica di Campagna. Nella sub-struttura del M.te Polveracchio la circolazione idrica sotterranea risulta molto frazionata, soprattutto per l'affioramento di dolomie allo stato farinoso. I blocchi carbonatici di Contursi Bagni e Palomonte sono certamente sovrapposti all'unità di M.te Ognà, con l'interposizione dei depositi terrigeni delle Unità Sicilidi. Tale assetto strutturale crea un tampone praticamente invalicabile per le acque di circolazione idrica sotterranea e, quindi, fa riconoscere nella struttura del M.te Polveracchio il bacino di alimentazione delle sorgenti termominerali di Contursi Bagni. Lo stesso massiccio dovrebbe alimentare, per ovvi motivi strutturali, anche le sorgenti di Contursi Terme, attraverso un collegamento carbonatico parzialmente affiorante, nonché le sorgenti poste in destra orografica del fiume Sele (circa 1.6 m³/s) e parte delle sorgenti dell'Acerno (circa 0.7 m³/s). La sub-struttura di Monte Raione alimenta, invece, le sorgenti basse del Tusciano (circa 0.3 m³/s) e le alluvioni terrazzate della zona di Eboli.

I gruppi sorgivi di Contursi Bagni e Contursi Terme, infatti, vengono a giorno da alcuni blocchi carbonatici incisi e messi a giorno di recente dalle acque del fiume Sele. Quindi tali acque, originariamente tamponate dalla copertura flyschoidale, avevano altri punti di recapito, certamente posti a quote più elevate e lungo i bordi delle altre strutture calcaree.

Esistono valide prove dell'esistenza di tali punti di recapito proprio lungo il bordo orientale del M.te Polveracchio, dove a Piano Paglietta affiorano ampie placche di travertini fossili. Se a ciò si aggiunge l'esistenza, a sud-est, di un piccolo horst carbonatico adiacente al

blocco di Contursi Terme, appare chiara la migrazione delle acque a quota più bassa non appena il fiume ha avuto la possibilità di incidere il substrato carbonatico.

Il più alto grado di mineralizzazione nonché le più alte temperature del gruppo sorgivo di Contursi Bagni rispetto a quello di Contursi Terme sono ampiamente giustificati dal sifone carbonatico più lungo e profondo che le acque sono evidentemente costrette a superare prima di emergere.

L'assetto idrostrutturale del massiccio di M.te Marzano-M.te Oagna, ubicato in sinistra idrografica del fiume Sele, è molto più semplice: la sua falda, infatti, trova recapito preferenziale nelle sorgenti di Quaglietta (circa 3000 l/s alla quota di 185 m s.l.m. ed alla temperatura di 10.2 °C) e nei depositi alluvionali del basso Tanagro (Celico 1978 a; 1978 b). Il punto idrogeologicamente più depresso dell'intera struttura ricade in corrispondenza del F. Bianco, tra le stazioni ferroviarie di Romagnano e S. Gregorio Magno, dove affiorano ampie placche di travertino e le alluvioni sono tanto ricettive da consentire una progressiva diminuzione della portata in alveo, spesso fino al completo annullamento della stessa. Quindi, è evidente che la falda di M.te Oagna, non essendo ben tamponata, debba continuare il suo percorso nei depositi recenti, per poi riaffiorare nel Tanagro: infatti, tra le stazioni ferroviarie di Sicignano degli Alburni e Contursi Terme, è stato riscontrato, in magra, un incremento di portata pari a circa 8 m³/s comprensivi dell'apporto dei Monti Alburni (Celico, 1978 a) e delle infiltrazioni di acque superficiali.

Sempre nell'alveo del basso Tanagro trova recapito preferenziale la falda dell'unità idrogeologica dei Monti Alburni. Quest'ultima ha un altro recapito, a quota piuttosto bassa, nelle sorgenti di Castelvita (circa 1.8 m³/s) e recapiti più alti nelle sorgenti Fasanella (circa 1 m³/s) e Pertosa (circa 1.1 m³/s). Lungo il margine orientale della struttura, la falda non dà origine a sorgenti perché la piezometrica si mantiene più in basso del Vallo di Diano.

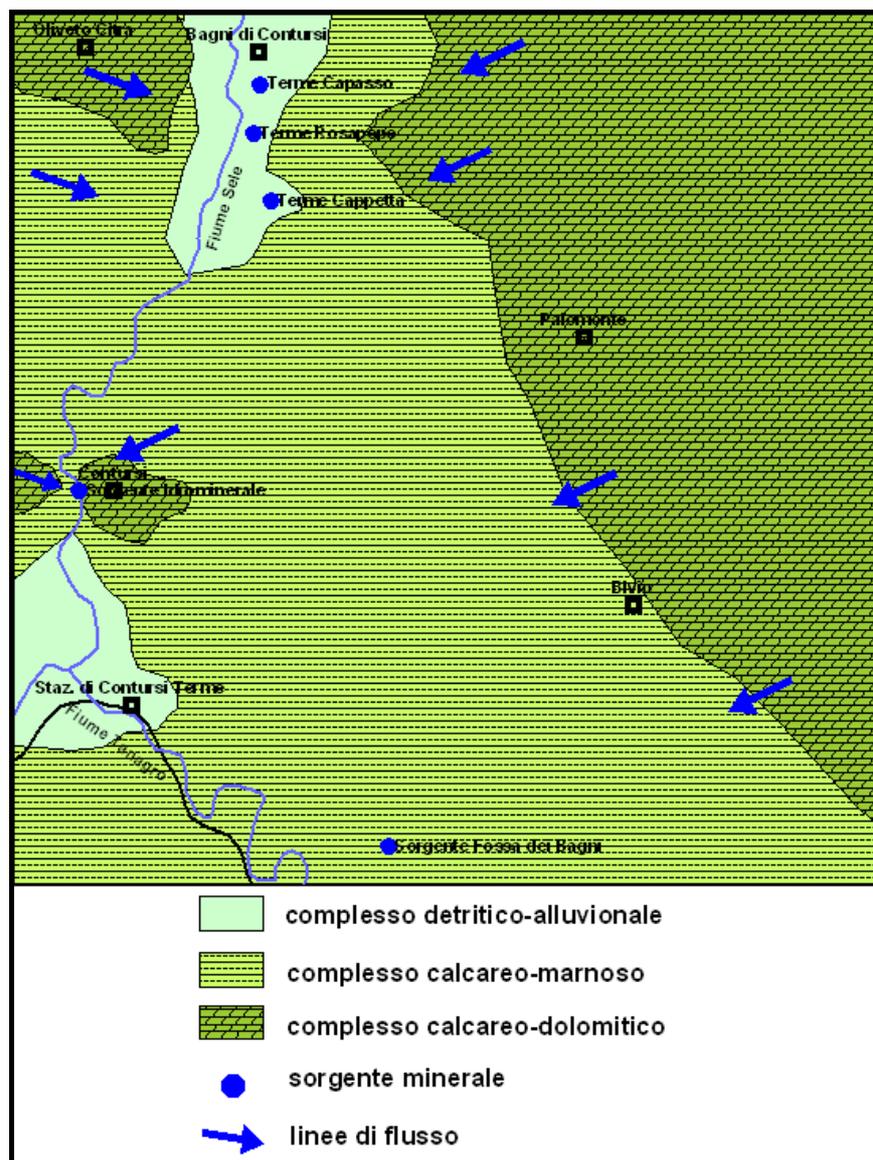


Fig. 24 – Schema idrogeologico dell'area di Contursi.

L'area termale di Contursi

Nell'Alta Valle del Sele sono presenti due gruppi sorgivi, come accennato in precedenza, nel territorio di Contursi, di portata complessiva di circa $0.5 \text{ m}^3/\text{s}$, ubicati ai piedi dei piccoli rilievi carbonatici siti nel fondovalle.

Come già accennato all'inizio di questo lavoro, le acque di Contursi Terme sono caratterizzate da un chimismo di tipo bicarbonato-calcico, hanno temperatura compresa tra i $13 \text{ }^\circ\text{C}$ ed i $18 \text{ }^\circ\text{C}$, salinità variabile tra 600 e 1300 ppm e contenuti di CO_2 tra 118 e 1190 ppm.

Le acque di Contursi Bagni, invece, sono prossime ad un chimismo solfato-calcico, hanno temperature più elevate (fino a $39 \text{ }^\circ\text{C}$), sono più mineralizzate (fino a 3800 ppm) ed il contenuto di CO_2 è mediamente più alto (430-1150 ppm).

Tali caratteristiche chimico-fisiche sono riconducibili essenzialmente al mescolamento tra acque a differente percorso nell'acquifero carbonatico: più breve quello delle acque che si infiltrano negli affioramenti calcarei più prossimi alle scaturigini, più lungo, invece, il percorso compiuto dalle acque che provengono dal M.te Polveracchio, attraverso il substrato carbonatico sepolto nel fondovalle. In particolare, circuiti più lunghi caratterizzano le acque che emergono a Contursi Bagni, che peraltro denotano un più elevato contenuto gassoso. Si ipotizza che la falda di base subisca prima un approfondimento con conseguente riscaldamento e poi si raffreddi parzialmente durante la risalita; in particolare, le sorgenti a temperatura meno elevata potrebbero derivare dal mescolamento delle acque in risalita con la parte alta della falda di M.te Pruno che, pur avendo seguito lo stesso percorso, ha subito una perdita di calore attraverso la fratturazione dei calcari nei quali si è venuta a ritrovare a pelo libero. Tuttavia non si può escludere anche l'influenza degli apporti locali. La maggiore termalità riscontrata in corrispondenza di alcune trivellazioni è da mettere in relazione all'assenza di mescolamenti con acque fredde, oltre che al rapido superamento dello strato superficiale (circa 12 m dal p.c.), quasi totalmente impermeabilizzato dalle incrostazioni depositate dalle acque stesse.

La temperatura in profondità delle acque di Contursi Bagni è stata calcolata (Celico et al., 1979), mediante il geotermometro a silice, in circa 90 °C. In presenza di un normale gradiente geotermico, tale valore è correlabile con la profondità del circuito ricostruito attraverso lo studio strutturale ed idrogeologico del territorio; pertanto in tale area si può escludere la presenza di anomalie geotermiche.

La prossimità di importanti sistemi di faglie e la natura inorganica della CO₂, dedotta dai dati isotopici del C¹³, relativi ai travertini depositati da queste acque (Panichi et al., 1975), fanno propendere per un'origine profonda di detto gas (idrolisi di carbonati o risalita di gas endogeni).

Il Gruppo Contursi Terme (circa 600 l/s in magra tra sorgenti in alveo e non) è caratterizzato da acque a più bassa termalità, in quanto gli apporti di acque fredde provenienti dal M.te Polveracchio sono molto più copiosi in tale direzione per l'assenza di un percorso più superficiale e probabilmente per l'assenza degli importanti fenomeni di compressione che rendono più difficile la circolazione in direzione di Contursi Bagni (pochi l/s in media annua).

Sulla base dei dati chimici e delle temperature calcolate mediante il geotermometro a silice, nonché dalla conferma che le acque possono raggiungere almeno i 3000 metri di profondità, si può ritenere che gli incrementi della temperatura non siano connessi ad un'anomalia termica ma ad un normale gradiente geotermico.

Attraverso le indagini geoelettriche (Celico et al., 1979) sono stati acquisiti elementi che avvalorano l'ipotesi dell'esistenza, al di sotto della copertura flyschoida della valle del Sele, di un sifone carbonatico profondo che collegherebbe M.te Pruno al M.te Polveracchio, ovvero le sorgenti termominerali di Contursi al loro probabile bacino di alimentazione. Mediante i sondaggi meccanici è stata poi confermata l'esistenza dell'ipotizzato tamponamento tra M.te Pruno e M.te Ognà, il che sembra escludere la possibilità di alimentazione delle stesse sorgenti da parte di quest'ultimo massiccio.

Le acque minerali di Contursi hanno una tradizione secolare: nel 1860 il Garelli ne distingueva tre calde (Oliveto, Tufara e S. Antonio) e tre fredde (Petrona, Molino e Acetosella). Nel 1923 Vinaj e Pinali scrivono che delle ultime tre sorgenti resta solo quella denominata Molino *"...che chiamasi ora sorgente Cantani, essendo le altre due scomparse; ma ad esse se ne sostituirono altre due – la sorg. Radium e un'altra simile alla Cantani...Delle sorgenti termali – a cui può aggiungersi quella di Rosapepe esistente da un trentennio – la Tufara è molto instabile; le altre due (oliveto e S. Antonio) sono propriamente quelle che hanno dato e danno fama al luogo..."*.

Le acque delle sorgenti Oliveto (dette Bagno dolce) e S. Antonio (dette Acqua forte) corrispondono alle attuali Terme Capasso.

Data la loro composizione chimica, tali acque nel 1923 erano già state definite come *"solfuree carboniche alcaline litiche boriche"*.

A circa tre chilometri da Contursi, andando verso Oliveto, come scrivono nel 1907 Arnaldo Piutti ed Ezio Comanducci, *"si incontra un avvallamento, circondato da alti monti, dove scorre un ruscello detto del Vallone. Lungo questo ruscello, a cinquanta metri dal fiume Sele..., si trovano diverse polle, riunite in un piccolo spazio, da cui sgorga un'acqua piuttosto albula, avente odore di idrogeno solforato, ricca di alghe e che scorre fra concrezioni calcari, che essa stessa ha depresso..."*. Secondo le notizie raccolte da tali autori, quest'altra sorgente iniziò a scaturire nel 1867 e nel 1881 diminuì fino a diventare un *"filo insignificante"*. Dopo due anni si riattivò nuovamente per altri sei anni e in seguito a vari periodi di intermittenza è diventata a deflusso costante.

A detta degli stessi autori, *"l'acqua sgorga da polle con piccoli getti alti da 10 a 20 cm. dovuti principalmente alla pressione dell'abbondante sviluppo di gas solfidrico e carbonico. Nei dintorni della sorgente... vi è sorto uno stabilimento balneare per cura del proprietario Giuseppe Greco di Oliveto-Citra, da cui l'acqua prende il nome"*.

Quest'acqua ha una temperatura di 34 °C e tutte le analisi effettuate nel 1907 hanno permesso di classificarla come *"Acqua Termo minerale, carbonica, sulfurea, alcalina, calcarea, magnesiaca"* contenente anche piccole quantità di iodio, litio e boro.

Nella seguente tabella sono riportate le principali caratteristiche dei principali punti d'acqua presenti nell'area studiata:

Denominazione della sorgente	Quota (m/s.l.m.)	Portata (l/s)	Temperatura (°C)	pH	T.D.S. (mg/l)	C. E. (µS/cm)
Acqua Solfurea I	175	3	21	6.4	2413	2568
Acqua Solfurea II	175	< 1	21	6.4	2412	2631
Pozzo Capasso	145	–	43	6.6	4470	5500
Acqua Dolce Capasso	140	1	31	6.3	4460	5451
Acqua Ferrata Capasso	140	1	25	6.3	3950	4265
Pozzo Rosapepe	150	–	40	6.8	4225	6015
Contursi Mofete	145	2	29	6.8	4120	4510
Cantani	110	20	18.5	6.3	1333	2080
Parco Querce	98	20	14.5	6.9	802	1328
Lauro	85	300	13.5	7.2	582	983
Volpacchio	65	160	15	6.7	750	1215

Fenomeni di sprofondamento nell'area di Contursi

Nei dintorni di Contursi sono stati osservati numerosi fenomeni di sprofondamento di diversa origine.



Fig. 25 – Ubicazione dei fenomeni di sprofondamento nell'area di Palomonte (A) e nel territorio comunale di Contursi (B).

Interessante è il la dolina di crollo di Pianelle, apertasi improvvisamente nel maggio 1981, che ha creato una voragine di oltre 100 metri di diametro e 30 metri di profondità. Esso ha coinvolto la copertura detritica ed i sottostanti calcari.



Fig. 26 – Sprofondamento di Pianelle.

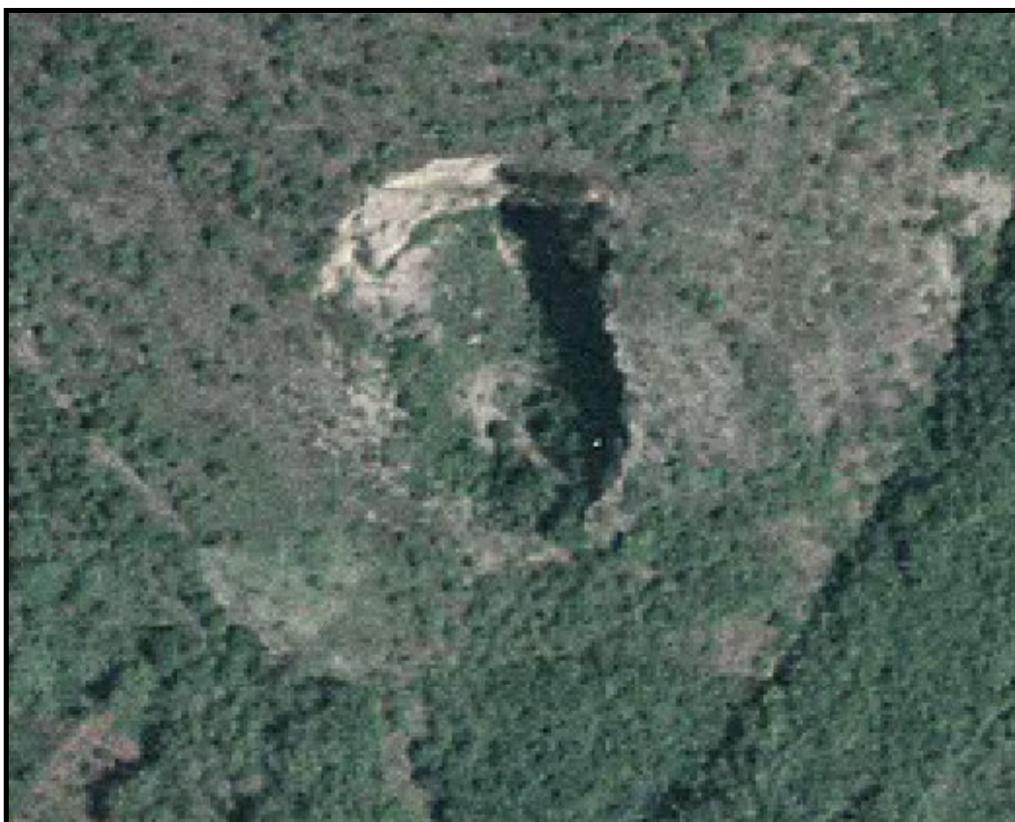


Fig. 27 – Ortofoto a colori dello sprofondamento di Pianelle.

Nelle immediate vicinanze, lo sprofondamento noto come Lago di Palo si presenta oggi come una forma in estinzione, spianata dagli agenti esogeni.



Fig. 28 – Zona pianeggiante di Lago di Palo.

In località Filette di Palo sono, invece, ben visibili due sprofondamenti consecutivi, con presenza di vegetazione sul fondo, nonché altri due sui vicini versanti di M.te Ognà e M.te Castello (Fossato di Raio e La Fossa), non raggiungibili per la fitta vegetazione e l'assenza di sentieri.



Fig. 29 – Sprofondamento in località Filette di Palo.



Fig. 30 – Ortofoto a colori dei due sprofondamenti in località Filette di Palo.



Fig. 31 – Ortofoto a colori dello sprofondamento di Fossato di Raio.



Fig. 32 – Ortofoto a colori dello sprofondamento di La Fossa.

Particolare attenzione merita la depressione di Fossa dei Bagni, in località Piano Grasso: si tratta di una sorgente che ha dato luogo ad un lago circolare, di circa 100 metri di diametro e circa 2 metri di profondità.



Fig. 33 – Lago di Fossa dei Bagni.



Fig. 34 – Ortofoto a colori che mostra lo sprofondamento di Fossa dei Bagni ed il lago formatosi al suo interno.

Storia sismica

Questa zona della Campania ha risentito in misura minore dei terremoti che hanno interessato l'Appennino Meridionale, come è evidenziato dal grafico seguente:

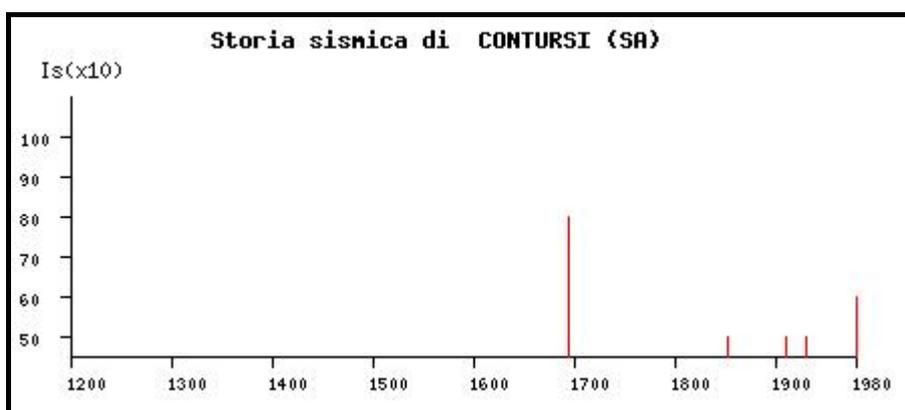


Fig. 35 – Valori dell'intensità macrosismica nell'area di Contursi dal 1200 al 1980.

Il territorio di Contursi ha subito pesantemente le conseguenze del terremoto avvenuto l'8 settembre 1694 con epicentro nei pressi di Calitri, di Magnitudo 7.0 e con lunghezza del

piano di faglia di 53 Km. In seguito sono stati avvertiti in misura minore gli effetti del terremoto del 9 aprile 1853, che ha interessato la Valle del Sele, di Magnitudo 6.2, poi quelli del sisma avvenuto il 7 giugno 1910, che ha coinvolto nuovamente l'area di Calitri, di Magnitudo 5.9 e quelli del terremoto dell'8 novembre 1923, di Magnitudo 4.7, che ha interessato la zona di Muro Lucano. Infine, sono state notevoli le conseguenze del terremoto del 23 novembre 1980 (Magnitudo 6.8 e Lunghezza del piano di faglia di 45 Km).

Dati raccolti

Le osservazioni effettuate immediatamente dopo il crollo in località Pianelle (Budetta et al., 1996) dimostrano che gli strati più profondi della copertura detritica del versante apparivano piegati ad andamento sinforme, mentre quelli più superficiali depositi nella primitiva concavità del pendio risultavano pressoché orizzontali. Possiamo allora dedurre che il substrato carbonatico deve aver subito precedenti fasi di collasso in parte abortiti.

Il Lago di Palo si presenta come una spianata delimitata da un bordo ormai appena accennato.

Le cavità presso Filette di Palo, Fossato di Raio e La Fossa si aprono nei depositi recenti di conoide.

Il sinkhole di Fossa dei Bagni è certamente il più interessante per la presenza del lago. Quindi, sono stati misurati in situ i seguenti parametri:

C.E. (a 25 °C)	1050 μ S/cm
Temperatura	17.7 °C
pH	6.91
Eh	+ 105 eV
T.D.S.	350 mg/l

Nei pressi della sorgente è presente una grotta scavata in un affioramento di travertino, che si ritrova anche lungo le sponde del lago.



Fig. 36 – Affioramento di travertino nei pressi della sorgente di Fossa dei Bagni.

Le voci popolari raccontano della presenza di una chiesa nell'antichità che poi sarebbe completamente sprofondata. Quindi il terreno nella depressione, di tipo limoso-argilloso, sarebbe stato coltivato fino ad una decina di anni fa, quando la sorgente vicina avrebbe allagato e sommerso tali coltivazioni.

Ipotesi di meccanismo genetico

Lo sprofondamento di Pianelle, ai piedi di M.te Marzano è presumibilmente una dolina alluvionale, poiché si è aperta appunto nel detrito calcareo di versante (Pleistocene superiore-Olocene). All'inizio si è creata una cavità all'interno dei sedimenti (Pleistocene superiore-Olocene) e poi si è avuto il crollo della dolina con innesco dello scorrimento sul ciglio di monte (maggio 1981), che ha portato allo stato attuale.

Il Lago di Palo potrebbe essere legato a fenomeni carsici, ma è una forma in estinzione, difficile da classificare con certezza.

I fenomeni di sprofondamento che si aprono, invece, lungo il versante meridionale di M.te Ognà e M.te Castello (La Fossa e Fossato di Raio) si allineano secondo una direzione Est-Ovest, seguendo la direzione dei versanti di faglia di M.te Pruno e del piccolo rilievo calcareo su cui sorge l'abitato di Oliveto-Citra.

Si tratta di doline da crollo, la cui genesi è fortemente condizionata sia dall'elevato grado di fratturazione della roccia che dall'ipercarsismo connesso alla risalita di fluidi profondi della falda termominerale di Contursi (Celico et al., 1979).

Le cavità presso Filette di Palo sono su depositi detritici di conoide.

Per quanto riguarda il sinkhole di Fossa dei Bagni, si potrebbe ipotizzare la genesi dapprima di qualche forma carsica, che ha portato allo sprofondamento della chiesa secondo la leggenda popolare, seguito dall'estinzione o colmamento della forma stessa, e dal successivo annegamento con acqua mineralizzata fredda che dà luogo ad una sorgente dopo un cambiamento delle condizioni idrodinamiche.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'obiettivo di tale studio è stato quello di verificare l'esistenza, come già proposto da diversi autori (Corniello & De Riso, 1986; Corniello et al., 1999; Forti & Perna, 1986; Forti, 1991; Forti, 2002), di una stretta relazione tra lineamenti tettonici, falde mineralizzate, sismicità e collapsi di sinkholes.

L'analisi della situazione strutturale della Campania ha permesso di constatare l'allineamento di aree termali lungo una serie di importanti strutture trasversali, ed in particolare all'incrocio di tali strutture con linee di faglia minori, spesso localizzate alla base di massicci carbonatici. Alcune sorgenti termali, inoltre, sono scaturite in occasione di eventi sismici e le zone considerate sono entrambe soggette a fenomeni di carsismo.

Il collegamento delle aree termali alle strutture profonde è stato ipotizzato e confermato dalle caratteristiche chimiche delle sorgenti.

Le aree termali campane esaminate poichè legate a strutture profonde in contesti carbonatici sono state quelle di Telese, nel beneventano, e di Contursi, nel salernitano.

In primo luogo è stata analizzata l'area di Telese, per la quale sono state raccolte le seguenti informazioni:

- presenza di travertini localizzati in alcuni punti (con spessori variabili tra i 7 ed i 14 metri), in particolare nei pressi del Lago di Telese;
- episodi carsici sui versanti che circondano l'area (in particolare sul rilievo di Montepugliano);
- substrato carbonatico nella piana del fiume Calore a profondità sicuramente maggiori di 55 metri (poiché non è stato riscontrato nei sondaggi effettuati nella zona fino a tale profondità);
- presenza di depositi alluvionali (alternanze limoso-sabbiose);

- esistenza di un acquifero confinato in pressione che può operare un'escavazione nei depositi, sia perché questi ultimi sono facilmente erodibili, sia per le caratteristiche chimico-fisiche delle acque stesse;
- presenza di acque termali sulfuree con le seguenti caratteristiche chimico-fisiche:
 - temperatura di 20-21 °C;
 - C.E. pari a 2370 µS/cm;
 - T.D.S. di 1600-1700 mg/l;
 - pH pari a 6-6.15.

Tali acque sono probabilmente originate da depositi evaporitici del bedrock triassico, vale a dire acque di risalita abbastanza profonde, come testimonia la loro mineralizzazione.

- episodi di sprofondamento che avvengono in fenomeni repentini.

L'area termale di Telesse sorge, infatti, all'incrocio tra la linea Fortore-Vulture, ad andamento NW-SE, e la faglia del Calore con orientazione circa E-W.

La tesi più attendibile sull'origine delle sorgenti termali è quella che le lega all'evento sismico del 1349, che ha portato alla formazione di diverse aperture subcircolari, fra cui il Lago di Telesse.

Dal 1349 ad oggi si sono verificati molti altri sprofondamenti (ad esempio, nel 2000 si è verificato uno sprofondamento nei pressi della caserma dei pompieri), fino all'ultimo del 7 febbraio 2002. Lungo la linea Fortore-Vulture si è avuta della microsismicità nel periodo 1-15 febbraio 2002, che potrebbe aver contribuito alla formazione di tali fenomeni.

Il sinkhole del 2002 è sicuramente un fenomeno più profondo, per l'assenza di travertino, legato all'aggressività delle acque nei confronti dei terreni incassanti dalle caratteristiche geotecniche piuttosto scarse. Tale fenomeno può essere classificato in modo piuttosto certo come *piping sinkhole*, vale a dire come "sinkhole s.s." per i meccanismi genetici ipotizzati. Sulla carta topografica del 1880 è presente una cavità in località Pezza del Lago. Nella stessa area nel 2000 se ne sono verificate tre, subito ricolmate. Tutte queste fenomenologie in atto nell'abitato telesino possono essere ricondotte allo stesso meccanismo genetico di *piping sinkhole*, eccetto la formazione del Lago di Telesse, che può essere ricondotta al travertino superficiale e quindi ad un *collapse sinkhole*. Per quanto riguarda invece i fenomeni di Montepugliano, questi possono essere classificati come *collapse sinkhole*, e quindi riconducibili ai soli fenomeni carsici. Infine, gli episodi di Solopaca, localizzati su coperture detritiche e collegati anch'essi ad episodi di carsismo, vanno indicati come *cover sinkhole*.

Nella seconda parte di questo lavoro è stata analizzata l'area di Contursi, per la quale sono state raccolte le seguenti informazioni:

- presenza di depositi travertinosi di spessore superiore a 50-60 metri, localizzati in particolar modo nella zona a Sud di Contursi Terme;
- fenomeni carsici sui versanti che circondano l'area (in particolare su quelli dei rilievi di M.te Pruno, M.te Castello, M.te Ognà);
- substrato carbonatico nella piana del fiume Sele a profondità di circa 1000 m (pozzo Contursi 1);
- presenza di depositi alluvionali (alternanze limoso-sabbiose);
- per quanto concerne l'acquifero, la falda di M.te Ognà è stata intercettata a circa 320 m s.l.m. e quella di Contursi Bagni a circa 165 m s.l.m. nei sondaggi effettuati durante le indagini di Celico et al. del 1979, a conferma dei risultati ottenuti con il pozzo Contursi 1 del 1965;
- esistenza di acque termali sulfuree con le seguenti caratteristiche chimico-fisiche:
 - temperatura variabile da 13.5 a 43 °C per le diverse scaturigini;
 - C.E. comprese tra 983 e 5500 $\mu\text{S}/\text{cm}$;
 - T.D.S. tra 582 e 4460 mg/l;
 - pH con range di 6.3-7.2.

Anche tali acque, come quelle dell'area telesina, sono probabilmente originate da depositi evaporitici del bedrock triassico, vale a dire acque di risalita abbastanza profonde, come si può evincere dalla loro forte mineralizzazione.

Le sorgenti risultano allineate lungo il Sele, a sottolineare la loro relazione con la cosiddetta faglia del Sele.

- presenza di una serie di cavità, di cui alcuni toponimi fanno pensare a laghi estinti (Lago di Palo), altri episodi sono carsici (Filette di Palo, Fossato di Raio, La Fossa, Pianelle).

L'area termale di Contursi è ubicata all'incrocio della linea Trinitapoli-Paestum, ad andamento NE-SW, con la faglia del Sele di orientazione circa N-S.

Dai dati isotopici ed idrochimici (Celico et al., 1979) è emerso che le sorgenti termominerali di Contursi Bagni traggono origine dal mescolamento tra le acque a percorso lungo e profondo (circa 3000 m) provenienti dal M.te Polveracchio e le acque di infiltrazione del M.te Pruno. Invece, le acque minerali fredde di Contursi Terme, alimentate anch'esse preferenzialmente dal M.te Polveracchio, non subiscono

mescolamenti apprezzabili con acque a più breve percorso; non si può però escludere che gli stessi mescolamenti avvengano con acque della falda che alimenta le sorgenti di Contursi Bagni.

L'origine di alcune sorgenti potrebbe essere legata ad episodi sismici importanti, come quelli del 1694 e 1857.

Dopo l'evento sismico del 23 novembre 1980 sono state rilevate le seguenti variazioni nei pozzi e sorgenti della Valle del Sele:

- aumento della portata in un gran numero di sorgenti;
- comparsa di nuove sorgenti, alcune delle quali hanno mostrato un incremento della temperatura con il tempo;
- incremento dell'attività dei gas;
- aumento delle temperature in numerosi punti d'acqua;
- variazioni più o meno marcate della composizione chimica delle acque.

Le sorgenti fredde hanno mostrato una costanza nei valori della temperatura, un lieve aumento della salinità totale e la comparsa di piccoli tenori in NH_4 , registrati nelle misure immediatamente successive alle principali scosse sismiche.

Le acque termominerali hanno mostrato variazioni di temperatura sia rispetto alle campionature precedenti, sia nel corso dei prelievi effettuati dal dicembre 1980 in poi (Celico et al., 1981).

I travertini presenti nella Valle del Tanagro si sono formati probabilmente tra 240 e 195 mila anni (Buccino et al., 1978), quando questa depressione era già compiutamente formata. Il processo di deposizione ha implicato una mobilità nello spazio e nel tempo dei punti di affioramento delle acque termali, nonostante sia rimasto sostanzialmente invariato il meccanismo generale della loro risalita lungo circuiti profondi, presumibilmente collegati con le faglie marginali del bacino.

Il fenomeno di Fossa dei Bagni lascia i maggiori dubbi: si tratta di una situazione di sprofondamento asciutto avvenuta certamente dopo il 1871, poiché non è riportato su tale carta topografica, presumibilmente in seguito ad un evento catastrofico.

Negli studi di G. Buccino et al. (1978) si parla di questo sprofondamento come di una dolina apertasi nei travertini nei pressi di faglie marginali degli Alburni per collasso di una cavità carsica che interessava il substrato carbonatico.

Essendo questa priva di bacino imbrifero, non ha avuto una colmatazione, come è invece avvenuto per altre doline apertesi nelle vicinanze e poi totalmente ricolmate.

Evidenza di questa evoluzione, alla scala dell'intera Bassa Valle del Tanagro, sono almeno due ordini di terrazzi, di cui il superiore rappresenta la superficie sommitale dei travertini. Il profilo delle incisioni, che si sono sviluppate anche lateralmente in tutti gli affluenti del Tanagro (intaccando dappertutto la superficie della falda sotterranea, hanno dato luogo a tutta una serie di piccole sorgenti allineate lungo le incisioni), indica una bassa maturità morfologica. Il meccanismo genetico più probabile potrebbe essere il mescolamento di più fenomeni, e quindi potremmo classificarlo come *collapse sinkhole*, se ritenessimo prevalenti i fenomeni carsici legati al travertino superficiale, oppure come *piping sinkhole*, se possono essere considerati maggiormente i fenomeni profondi legati alla sorgente.

Le cavità di Filette di Palo sono presumibilmente *cover sinkhole* legate ad un substrato non molto profondo, con copertura detritica di conoide, così come le cavità di Pianelle, La Fossa e Fossato di Raio.

Lago di Palo è oggi una forma in estinzione il cui nome potrebbe indicare la presenza di acqua al suo interno in passato. Non essendoci travertino nella zona può essersi trattato di un *piping sinkhole*.

Dati geotecnici mostrano che i sedimenti sono erodibili dal basso: nei pressi di Fossa dei Bagni affiorano travertini e depositi travertinoso-sabbiosi, mentre gli altri sprofondamenti coinvolgono complessi calcareo-detritici.

Le due aree dunque si sono mostrate simili come contesto geologico ed idrogeologico: sono entrambe piane alluvionali tettoniche che presentano strutture profonde importanti e risalite di acque minerali.

I sedimenti affioranti sono anch'essi di natura simile: alternanze limoso-argillose e travertini nella zona di Telesse e complesso travertinoso-sabbioso nella zona di Contursi.

Sono aree soggette a fenomeni di sprofondamento: per alcuni di questi episodi, come ad esempio quello nell'abitato di Telesse del 2002, si può ipotizzare un'origine legata a meccanismi profondi, e non al travertino superficiale.

BIBLIOGRAFIA

- ALEXANDER D. & COPPOLA L. (1989) – Structural Geology and the dissection of Alluvial Fan Sediments by Mass Movement: An Example from the Southern Italian Apennines. *Geomorphology*, 2, 341-361.
- ALMAGIA' R. (1904) – “Ulteriori notizie sugli Sprofondi della Pianura Pontina”. *Mondo Sotterraneo*. Pp. 52-55.
- ANDERSON W. & HUGHES G.H. (1975) – “Hydrology of three sinkhole basins in Southwestern Seminole County, Florida”. *Florida, Bureau of Geology, RI*, 81, 35 pp.
- ANELLI F. (1959) – “Nomenclatura italiana dei fenomeni carsici”. *Grotte d'Italia*, 3(3), 3-56, Castellana Grotte.
- ANELLI F. (1965) – “Fenomeni carsici, paracarsici e pseudocarsici”. *Giorn. di Geol.*, 31(2), 11-35.
- ANNUNZIATELLIS A., BEAUBIEN S.E., CIOTOLI G., LOMBARDI S., NISIO S. & NOLASCO F. (2004) Studio dei parametri geologici e geochimici per la comprensione dei meccanismi genetici degli sprofondamenti nella piana di S. Vittorino. *Atti Conv. “Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004”*; 63-82.
- APRILE F. & ORTOLANI F. (1979) – “Sulla struttura profonda della Piana Campana”. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, vol. 88, pp. 243-261, figg. 12.
- ARGENTIERI A., CAPELLI G., DI FILIPPO M., LORETE (in stampa). “Il sinkhole di Marcellina (Roma) idrogeologici e geofisici. *Atti del Convegno prospettive”* (Accademia Nazionale dei Lincei, Ro).
- BAHTIJAREVIC A. (1989) – “Sinkhole density of the Forest City quadrangle”. *Engineering and Environmental Impacts of Sinkholes and Karst Proceedings of the Third Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst St. Petersburg Beach, Florida October 2-4, 1989*.
- BALCERZAC W., MYLROIE J., PABST G. S. (1989) – “Physical parameters and microbial indicator organisms of a carbonate island karst aquifer, San Salvador Island, Bahamas”. *Engineering and Environmental Impacts of Sinkholes and Karst Proceedings of the Third Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst St. Petersburg Beach, Florida October 2-4, 1989*.
- BALIA R., GAVAUDO E. & GHIGLIERI G. (2001) – “Geophysical survey of a karst area- a case study from Sardinia Italy”. *European Journal of environmental and engineering geophysics*, 6, 167- 180.
- BARBIERI F., ZANZUCCHI G. (1967) – Osservazioni preliminari sul flysch nell'alta valle del Sele (Avellino). *L'Ateneo parmense. Acta naturalia: organo della Società di medicina e scienze naturali di Parma*. Vol. 3, pp. 27-42: ill.
- BEAUBIEN S.E., CIOTOLI G., LOMBARDI S., NISIO S. & NOLASCO F. (2003) - Indagini Geologiche E Geochimiche per lo Studio del Rischio Sinkholes nella Piana di S. Vittorino *Atti Conv. 4° Forum FIST Bellaria (Rimini) 16-18 sett. 2003*. Vol Abs., 357-359.
- BEAUPRE M., SCHROEDER J. (1989) – “Collapse sinkhole at the inlet tunnel of a powerhouse, Pont-Rouge, Quebec”. *Engineering and Environmental Impacts of Sinkholes and Karst Proceedings of the Third Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst. St. Petersburg Beach, Florida October 2-4, 1989*.

- BECK B. F., (1984) – “Sinkholes: Their Geology, Engineering and Environmental Impact: Proceedings of the First”. Multidisciplinary Conference on Sinkholes, Orlando, FL.,: Rotterdam, Netherlands, A.A. Balkema, Publisher, 429 pp.
- BECK, B. F. (1988) – “Environmental and Engineering Effects of Sinkholes--the Processes Behind the Problems”. 21 st Meeting of the International Association of Hydrogeologists in Guilin, China, October, 1988. 8 pp.
- BECK, B. F., (1989) – “Engineering and Environmental Impacts of Sinkholes and Karst”. Proceedings of the Third Multidisciplinary Conference, St. Petersburg Beach, FL, October 2-4, 1989, 392 pp.
- BECK B.F., WANIELISTA M.P., PALMER C.N., TAYLOR J. S., JENKINS D.T., McBEE J.M., (1985) – “Water On and Under the Ground (An introduction of the urban hydrogeology of the Orlando area)”. Report No. 85-86-3, FSRI/UCF, Orlando, FL., 23 p.
- BECK B. F., & WILSON W. L., (1987) – “Karst Hydrogeology: Engineering and Environmental Applications”. Proceedings of the Second Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Environmental Impacts of Karst, Orlando, FL, Rotterdam, Netherlands, A.A. Balkema, Publisher, 429 pp.
- BECK B.F. & WILSON W.L., (1987) – “The Karst Hydrogeology of the Central West Coast of Florida and Some Associated Engineering Techniques”. Report N° 86-87-1, FSRI/UCF., Orlando, FL., (a fieldtrip guide for the 2nd Mutlidisciplinary Conference on Sinkholes and the Environmental Impacts of Karst), 79 p.
- BECK B.F., A Generalized Genetic Framework for the Developement of Sinkhole and Karst in Florida, U.S.A., 18p.
- BENVENUTO M. (1995) – Paesaggio geologico nella provincia di Benevento. Edizioni Il Chiostro.
- BERSANI P. & CASTELLANO F. (2002) – “I sinkhole della Piana di S. Vittorino (Rieti) e il rischio idraulico connesso”. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, (GR). Regione Toscana, 47-61.
- BERSANI P., BIAGI P. F., FERRANTI C. & PIOTTI A. (2000) – Gli sprofondamenti della Piana di S. Vittorino (Rieti). L’Aquila, 1/2000, 39-48.
- BERTI G., CANUTI P. & CASAGLI N. (2002 a) – Criteri per la previsione e prevenzione del rischio connesso agli sprofondamenti catastrofici. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 82-98.
- BERTI G., CANUTI P. & CASAGLI N. (2002 b) - Voragini e sprofondamenti nel territorio nazionale: analisi morfometrica di alcuni casi caratteristici in aree appenniniche. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 71-81.
- BERTI G., CANUTI P. & CASAGLI N., MICHELI L., PRANZINI G. (2002 c). Risultati preliminari sullo sprofondamento in località Bottegone (Grosseto). In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 242-256.
- BILLIARD A., MUXART T., DERBYSHIRE E., WANG J.T. & DIJKSTRA T.A. (1992) – Les glissements de terrain induits parles loess de la province de Gansou, Chine. Annales de Gèographie, 566, 495-515.
- BILLIARD A., MUXART T., DERBYSHIRE E., WANG J.T. & DIJKSTRA T.A. (1993) – Landsliding and land use the loess of Gansu Province, Chine. Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement Band 87, 117-131.
- BIGI G., CAPELLI G., MAZZA R., PAROTTO M., PETITTA M. & SALVATI R. (1999) - Strutture di collasso nella piana di S. Vittorino (Fiume Velino, Lazio): interazione tra circolazione idrica sotterranea e tettonica attiva. Convegno Conoscenza e salvaguardia delle aree di Pianura. Ferrara Italy, 8-11 Novembre 1999.

- BONARDI G., D'ARGENIO B., PERRONE V., (1988) – Carta Geologica dell'Appennino Meridionale. 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento.
- BONI C., BONO P., CALDERONI G., LOMBARDI S., & TURI B. (1980) - Indagine idrogeologica e geochimica sui rapporti tra ciclo carsico e circuito idrotermale nella Pianura Pontina (Lazio Meridionale). *Geol. Apl. e Idrogeol.* 15, 203-247.
- BONI C., CAPELLI G. & PETITTA M. (1995) – Carta idrogeologica dell'alta e media valle del F. Velino. *System cart.*, Roma.
- BONO P. (1995)- The sinkhole of Doganella (Pontina, Plain, Central Italy). *Environmental Geology*, 26, 48-52.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., D'ARGENIO G., RUSSO F., SANTANGELO N., SGROSSO I., (1987) – Evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele (Campania, Appennino Meridionale). *Geogr. Fis. e Dinam. Quat.*, 10, 47-55.
- BRUNAMONTE F., PRESTININZI A. & ROMAGNOLI C. (1994) - Geomorfologia e caratteri geotecnici dei depositi di terre rosse nelle aree carsiche degli Aurunci orientali (Lazio meridionale, Italia). *Geol. Rom.*, 30, 465-478.
- BRUNIALTI A. (1895) – Il nuovo Lago di Leprignano. *L'Illustrazione italiana*, 22: 339-340.
- BUCCINO G., D'ARGENIO B., FERRERI V., BRANCACCIO L., FERRERI M., PANICHI C., STANZIONE D. (1978) – I travertini della Bassa Valle del Tanagro (Campania): studio geomorfologico, sedimentologico e geochimica. *Boll. Soc. Geol. It.*, 97, 617-646, 18 ff., 2 tabb., 2 tavv.
- BUCHIGNANI V. (2002) - Indagini relative al fenomeno di crollo verificatosi nell'ottobre 1995 in località "le Funi" Camaiore capuologo, rapporto di aggiornamento 2001. In: *Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000*, GR. Regione Toscana, 202-209.
- BUCHIGNANI V. & CHINES C. (2002) - Indagini relative al fenomeno di crollo verificatosi nell'ottobre 1995 in località "le Funi" Camaiore capuolog.. In: *Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000*, GR. Regione Toscana, 176-201.
- CAIAZZO C., GIOVINE G., ORTOLANI F., PAGLIUCA S., SCHIATTARELLA M. & VITALE C. (1992) – Genesi ed evoluzione strutturale della depressione tettonica dell'alta valle del fiume Sele (Appennino campano-lucano). *Studi geologici camerti*, vol. 1, pp. 245-255. *Biblioteca di Scienze dell'Uomo e dell'Ambiente. Università di Pisa.*
- CALIRO G., MORIELLO G., ORTOLANI F., PAGLIUCA S., STANZIONE D., UCCELLINI A. (2004) - 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: Vol Abs. 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 APAT.
- CAMPOBASSO C., GRACIOTTI R., NISIO S. & LETIZIA V. (2004) Il progetto sinkhole: le attività svolte dal Dipartimento Difesa del Suolo dell'APAT. *Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004"*. 171-188.
- CANUTI P. (1982) – Ambienti geologici investigati nell'ambito del sottoprogetto fenomeni franosi. C.N.R. progetto finalizzato conservazione del suolo (1982).
- CAPELLI G. & PETITTA M. (1998) - La Piana di S. Vittorino: rischi geologici e idrogeologici. *Tevere rivista dell'Autorità di Bacino del Tevere*, in stampa.
- CAPELLI G., PETITTA M. & SALVATI R. (2000) – Relationships between catastrophic subsidence hazards and groundwater in the Velino Valley (Central Italy) – *Proceedings Sixth International Symposium on Land Subsidence SISOLS 2000*, Ravenna, Italy. 1, 123-136.

- CAPELLI G.; SALVATI R.; PETITTA M., (2001) - Strategic groundwater resources in Northern Latium volcanic complexes (Italy): Identification criteria and purposeful management.: IAHS-AISH-Publication.2001; Vol. 272, p. 411-416.
- CAPELLI G.; FUNICIELLO R.; IORIO D. SALVATI R., (1999) - Loss of groundwater resources following major quarrying activity in urban areas; the Galeria-Magliana quarry basin (Rome, Italy) : IAHS-AISH Publication Vol. 259.
- CAPELLI G., PETITTA M. & SALVATI R. (2000) - Relationships between catastrophic subsidence hazards and groundwaters in the Velino Valley (Central Italy). Sixth International)
- CAPELLI G., COLOMBI A. and SALVATI R, (2001) - Catastrophic subsidence risk assessment. A conceptual matrix for sinkhole genesis: in Geotechnical and Environmental applications of karst geology and hydrology.
- CARAMANNA G., NISIO S. & VITA L. (2004) Fenomeni di annegamento dei sinkholes: casi di studio su alcuni laghetti di origine incerta. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004", 229-248.
- G. CARAMANNA, G. CIOTOLI AND S. NISIO (2005) A review of natural sink phenomena in Italian plain areas. 6th international conference of Geomorphology, 7-11 Sept, 2005-Zaragoza, Spain, 347.
- CASORIA E. (1906) – L'acqua sulfurea carbonica di Contursi (Prov. di Salerno). Studi e ricerche chimiche. Annali della regia Scuola superiore di agricoltura in Portici. Vol. 6, pp. 4-18.
- CASORIA E. (1909) – Le acque sulfuree-carboniche-boriche di Contursi (Prov. di Salerno). Studi e ricerche chimiche. Annali della regia Scuola superiore di agricoltura in Portici. Vol. 9, pp. 4-52.
- CASTIGLIONI G.B. (1986)- Geomorfologia. Opere UTET di geografia e discipline affini; 436 pp.
- CATENACCI V. (1992) – Censimento dei dissesti causati dal crollo di cavità sotterranee verificatesi in Italia dal dopo guerra al 1990. Mem. Serv. Geol. Naz. Vol. XLVII.
- CELICO P. (1983) - Idrogeologia dei massicci carsici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania). Quad. Cassa Mezzogiorno, 4 (2).
- CELICO P. B. (1981) – Relazioni tra idrodinamica sotterranea e terremoti in Irpinia (Campania). Rendiconti della Società Geologica Italiana, vol. 4, pp. 103-108, 10 ff.
- CELICO P. B., DE GENNARO M., GHIARA M. R., STANZIONE D. (1981) – Variazioni geochimiche nelle acque della valle del Sele dopo l'evento sismico del 23/11/'80 in Irpinia. Rendiconti della Società Geologica Italiana, vol. 4, pp. 137-139, 4 ff.
- CELICO P. B., DE GENNARO M., GHIARA M. R., STANZIONE D. (1979) – Le sorgenti termominerali della valle del Sele (Salerno): indagini strutturali, idrogeologiche e geochimiche. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 35 (1), pp. 389-409.
- CELICO P. B., DE GENNARO M., FERRERI, GHIARA M. R., STANZIONE D., ZENONE (1979) – La composizione chimica e isotopica delle acque sotterranee dell'alta valle del F. Sele in relazione all'idrodinamica delle falde. Memorie e note dell'Istituto di geologia applicata dell'Università di Napoli. Vol. 15 (1979/80), p. 33, 2 c. di tav.: ill.
- CENSINI G & COSTANTINI A. (2002) – Il sottosuolo della pianuratra Grosseto e Ribolla: ipotesi sul suo assetto strutturale. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 231-241.

- CENTAMORE E. & NISIO S. (1999) – Quaternary morphodynamics between the Velino and Salto Valleys. International workshops on Large-Scale vertical movements and related gravitational processes. Rome-Camerino, June 21-26, 1999. Abstracts, 45.
- CENTAMORE E., NISIO S. & ROSSI D. (2004) - Aspetti geologico-strutturali in relazione alla formazione della “sinkhole plain” di S. Vittorino. Atti Conv. “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004”, 285-298.
- CENTAMORE E. & NISIO S. (2002 a) - Quaternary Morfodinamic between the Velino and Salto Valleys. Studi Geol. Camerti Vol Spec. (1999), 37-44.
- CENTAMORE E. & NISIO S. (2002 b) - Tettonica e sedimentazione (Lias-Pleistocene) nella media Valle del F. Salto (Rieti,Italia centrale). Studi Geol. Camerti. II 2003, (in stampa).
- CENTAMORE E. & NISIO S. (2003) - THE EFFECTS OF UPLIFT AND TILTING IN THE CENTRAL APENNINE. QUATERNARY INTERNATIONAL 101-102 (2003), 93-101
- CENTAMORE E., NISIO S. & SABATINELLI A. (1999) – Nuovi dati sull’assetto geologico-strutturale e morfotettonico della Piana di S. Vittorino (“zona d’incontro” tra Umbria-Marche e Lazio-Abruzzi, Lazio nord-orientale- Rieti). Boll. Serv. Geol. Naz. (in stampa).
- CHEN J., BECK B. F. (1989) - Qualitative modelling of the cover-collapse process Engineering and Environmental Impacts of Sinkholes and Karst Proceedings of the Third Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst St. Petersburg Beach, Florida October 2-4, 1989
- CIOTOLI G., DI FILIPPO M., NISIO S., ROMAGNOLI C. (1998) - La piana di S. Vittorino: dati preliminari sugli studi geologici, strutturali , geomorfologici, geofisici e geochimica. Atti Conv. Giovani Ricercatori di Geologia Applicata. Chieti 22-24 Ott. 1998, Vol. abs. 200-201.
- CIOTOLI G., DI FILIPPO M., NISIO S., ROMAGNOLI C. (2000) – La Piana di S. Vittorino: dati preliminari sugli studi geologici, strutturali, geomorfologici, geofisici e geochimici. Mem. Soc. Geol. It., 56, 297-308.
- CINQUE A., LAMBIASE S., SGROSSO I. (1981) – Su due faglie nell’alta Valle del Sele legata al terremoto del 23.11.1980. Atti del Convegno sul tema Il terremoto del 23 novembre 1980, Castel dell’Ovo, 2-3 aprile 1981. Rendiconti della Società geologica italiana, vol. 4, fasc. 2, pp.127-129.
- CIVITA M., DE RISO R., VALLARIO A. & DE MASI R. (1971) – Idrogeologia del massiccio del Taburno-Camposauro (Campania). Mem. Soc. Geol. It., 10 (2), pp. 65-120.
- CNR (1982) – Contributo alla conoscenza delle risorse geotermiche del territorio italiano: relazione finale sul tema di ricerca Studi geologici, idrogeologici e geofisici finalizzati alla ricerca di fluidi caldi nel sottosuolo. Roma, Progetto Finalizzato Energetica. RF 13, 120 p., ill.,30 c.
- COLOMBI A.; CAPELLI G.; DI LORETO E.; HERRING J. G.; NOLASCO F.; SALVATI R., (2001) - The purposes of the main sinkhole project in the Latium region of central Italy: Proceedings - Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karsts Vol. 8. Rotterdam - Boston : A.A. Balkema, 2001
- COLOMBI A., SALVATI R., CAPELLI G., SERICOLA A., COLASANTO F., CRESCENZI R., MAZZA R., MELONI F. & ORAZI A. (1999) - Problematiche da sprofondamento catastrofico nelle aree di pianura della Regione Lazio. Il Progetto Sinkhole del Lazio. Convegno Conoscenza e salvaguardia delle aree di Pianura. Ferrara Italy, 8-11 Novembre 1999.
- COLOMBI A., DI LORETO E., NOLASCO F., CAPELLI G., SALVATI R. (2001) - The purposes of the main sinkhole project in the Latium region of Central Italy.

- Geotechnical and Environmental Applications of Karst Geology and Hydrology (Beck & Herring editors): 73-76.
- CORAZZA A., MAZZA R., BERTUCCIOLI P., PUTRINO P. (2001) – Il progetto cavità – Analisi del Rischio dovuto alla presenza di cavità sotterranee. Atti dei Convegni Lincei XIX Giornata dell’ambiente: “Il dissesto idrogeologico: inventario e prospettive. Roma 5 giugno 2001, 355-363.
- CORNIELLO A. (1988) - Considerazioni idrogeologiche su talune acque minerali e termominerali della Campania. Atti del 74° congresso della Soc. Geol. It., Vol A, pp. 212-215.
- CORNIELLO A. & DE RISO R. (1986) - Idrogeologia e idrochimica delle sorgenti dell’Agro Telesino. Geol. Appl. e Idrogeol., 21, pp. 53-84.
- CORNIELLO A., DE RISO R. & DUCCI D. (1990) - Idrogeologia e idrogeochimica della Piana Campana. Mem. Soc. Geol. It., 45, pp. 351-360, 2 ff., 1 tav.
- CORTESE E. (1890) – Le acque sorgive nelle alte vallate dei fiumi Sele, Calore e Sabato. Nota dell’Ing. E. Cortese nel Bollettino del Reale Comitato geologico d’Italia. Vol. 21, A. 7-8, pp. 299-308: ill., Bari.
- D’ARGENIO B. (1960) – Osservazioni geomorfologiche sul gruppo del Taburno. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 68 (1959), pp. 151-160, Napoli.
- D’ARGENIO B. (1962 b) – Sul Miocene autoctono del M. Camposauro (gruppo del Taburno – Benevento). Boll. Soc. Natur. in Napoli, 70 (1961), pp. 77-79, Napoli.
- D’ARGENIO B. (1963 e) – Lineamenti tettonici del gruppo del Taburno-Camposauro (Appennino campano). Atti Acc. Pontaniana, 13, Napoli.
- D’ARGENIO B. (1967 b) – Geologia del gruppo del Taburno-Camposauro (Appennino campano). Atti Acc. Sc. Fis. e Mat., s. 3, 6 (2), pp. 35-225, Napoli.
- 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.
- FERRARESE F. & SAURO U. (2001) – Le doline: aspetti evolutivi di forme carsiche emblematiche. Le Grotte d’Italia, 2, 25-38.
- FERRERI M., STANZIONE D. (1978) – Contributo alla conoscenza geochimica dei travertini campani: travertini di Paestum e della Valle del Tanagro (Salerno). Rend. Acc. Scienze Fis. e Mat. di Napoli, serie IV, 45, 1-15, pp. 199-213.
- FERRELLI L., GUERRIERI L., NISIO S., VITA L. & VITTORI E. (2004) Relations among seismogenic structures, earthquakes and sinkhole phenomena: a methodological approach in the Apennines (Italy). 32nd International Geological Congress. Firenze 20-28 Ago 2004. Vol Abs, Part 1, 669
- FORTI P. (2002) - Evoluzione ipercarsica all’interno di acquiferi termali e in rapporto a possibili problemi di suffosione. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 11-26.
- GASPARINI P. (1965) - Contributo allo studio di alcune forme crateriche in prossimità del M. Massico (Caserta) mediante misure di gravità, Ann. Oss. Ves. Serie 6, 7, pp. 23-43.
- GASPARINI P. (1966) - Indagini gravimetriche su alcune forme crateriche della Campania Settentrionale, Atti Acc. Pontaniana, nuova serie, 15 pp. 53-55. Scherillo A., Franco E., Di Girolamo P., Stanzione D., Vallante G. (1965) - Forme crateriche tra Mondragone e Vairano. Per. di Min., 34 (2-3), 497-513.
- GAUTHIER V. (1910) – L’idrografia dell’Agro Telesino. Boll. Soc. Natur. Napoli, 24, pp. 9-17.
- GRACIOTTI R., NISIO S., & VITA L. (2004) Sinkholes in Italy: inventory of natural phenomena and some study cases. 32nd International Geological Congress. Firenze 20-28 Ago 2004. Vol Abs, part 1, 670.

- GUERRICCHIO A. (1982) - Carsogenesi e movimenti gravitativi nelle formazioni carbonatiche dell'Appennino meridionale. Atti II Symp. Int. "Utilizzazione delle Aree Carsiche", Geol. Appl. Idrogeol., 17 (2), 161-186, Bari .
- MASSA B., DI BUCCI D., TORNAGHI M. E. & ZUPPETTA A. (2005) – Geological survey of Quaternary deposits in the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Benevento, Italy). Boll. Soc. Geol. It., Volume Speciale n. 4, pp. 105-117, 7 ff., 1 tab.
- MORIELLO G. (2001) – Lago di Telesse. Relazione sullo Stato dell'Ambiente. Pagine Web.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) – Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. Mem. Soc. Geol. It., 35, pp. 177-202, 10 ff., 3 tavv., 2 tabb.
- NISIO S. (2003) – I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia centrale. Il Quaternario, 16 (1), pp. 121-132.
- NISIO S. (in stampa) – Geologia applicata: Movimenti franosi. In: Note Illustrative della Carta Geol d'Italia, F° 358, Pescorocchiano. Serv. Geol. Naz. (in stampa).
- NISIO S., GRACIOTTI R. & VITA L. (2004) I fenomeni di sinkhole in Italia: terminologia, meccanismi genetici e problematiche aperte. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004". Vol. Abs., 55.
- NISIO S. & SALVATI R. (2004) Fenomeni di sprofondamento catastrofico. Proposta di classificazione applicata alla casistica italiana. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004". Vol. Abs., 56.
- S. NISIO S & G. CARAMANNA G. CIOTOLI (2005) - Sinkholes hazard in Italy: first results on the inventory and analysis of some case studies. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna April 24 to 29; Geophysical Research Abs. Vol. 7, 03922, 2005.
- NISIO S. (2005) - Il rischio sinkhole. Censimento dei fenomeni ed alcuni casi di studio. Convegno Aiga Rossano, 18-21 maggio 2005.
- NISIO S., GRACIOTTI R. & VITA L. (2004) I fenomeni di sinkhole in Italia: terminologia, meccanismi genetici e problematiche aperte. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004", 557-572.
- NISIO S. & SALVATI R. (2004) Fenomeni di sprofondamento catastrofico. Proposta di classificazione applicata alla casistica italiana. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004", 573-584.
- NISIO S. (2004) - Aree a rischio sinkhole. Annuario dei dati ambientali, 2004, 1151-1155.
- S. NISIO & G. CARAMANNA G. CIOTOLI (2005) - Sinkholes hazard in Italy: first results on the inventory and analysis of some case studies. Geological Society of London, presentato.
- NISIO S. & SCAPOLA F. (2005) – Individuazione di aree a rischio sinkhole: nuovi casi nel Lazio meridionale. Il quaternario (in stampa).
- NOLASCO F. (1986) – Sprofondamenti del terreno in località Sciamargutta presso Cotilia Terme. Roma
- NOLASCO F. (1998) – La piana di S. Vittorino. Contributo allo studio dei processi evolutivi dei rischi e della prevenzione. Regione Lazio- Acea.
- ORTOLANI F. (1978) – Alcune considerazioni sulle fasi tettoniche mioceniche e plioceniche dell'Appennino meridionale. Boll. Soc. Geol. It., 97, pp. 609-616, 1 f., 1 tav.

- ORTOLANI F., MORIELLO G., UCCELLINI A. (2002) – Studi ed indagini geologiche e geotecniche sulle aree e sui sedimenti del volume significativo di “Sorgente Occola” coinvolti il 7/02/02 dal fenomeno di crollo. Comune di Telesse Terme (BN). Stralcio in copia della Relazione.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1988) – Evidenze strutturali e geomorfologiche di tettonica compressiva quaternaria al margine orientale della catena sudappenninica. Mem. Soc. Geol. It., 41, pp. 1219-1227, 5ff.
- PATERNOSTER M., MONGELLI G. (2000) – Hydrogeochemistry of the Telesse spring, southern Apennines, Italy. Miner. Petrogr. Acta, vol. XLIII, pp. 167-178.
- PESCATORE T. & ORTOLANI F. (1973) – Schema tettonico dell’Appennino campano-lucano. Boll. Soc. Geol. It., 92, pp. 453-472, 1 tav.
- PIUTTI A. & COMANDUCCI E. (1907) Analisi chimica dell’acqua termo-minerale ‘Greco’ nei tenimenti di Contursi (Salerno) Rend. Acc. Scienze Fis. e Mat. 3.s., a. 46, fasc. 5/7 (1907), pp. 160-177.
- RICCARDI L. (1927) – TELESIA RICORDI E SPERANZE.
- ROSSI D. (1857) - Sulle acque minerali di Telesse e sullo Stabilimento dei Bagni quivi costruito. Annali Civili del Regno delle due Sicilie, Napoli, 61 (121), sett/ott 1857.
- RUGGIERO P. (1933) – Condizioni idriche del sottosuolo nelle zone malariche del Basso Volturno e del Sele. Atti del settimo Congresso nazionale della acque: Bari, 12-16 settembre 1933, pp. 451-454, (1) c. di tav.
- RUSSO F., (1990) – I sedimenti quaternari della Piana del Sele. Studio geologico e geomorfologico. Tesi di dottorato. Pubbl. Dip. Sc. Terra, Univ. Napoli “Federico II”, 168 pp.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P., STANZIONE D.(1966) - Precisazione sulle forme crateriche dell’Agro Falerno. Atti Acc. Pontaniana, nuova serie, 17, pp. 261-278.
- THARP T.M.(1997) - Mechanism of formation of cover collapse sinkhole. Proc. 6th Multidisciplinary conference of sinkhole and the engineering and Environmental Impact of Karst: 29 –36, Balkema, Rotterdam
- THARP T.M.(1999) - Mechanism of upward propagation of cover collapse sinkhole. Engineering Geology, 52: 23-33.
- VALLARIO A. (2001) – L’ambiente geologico della Campania. Gruppo nazionale per la difesa dalle catastrofi idrogeologiche. Monografia, CUEN, Napoli.
- VALLARIO A. (2001) – Il dissesto idrogeologico in Campania. Monografia, CUEN, Napoli.
- VINAJ G. S., PINALI R. (1923) – Le acque minerali e gli stabilimenti termali, idropinici ed idroterapici d’Italia. Guida redatta sotto gli auspici della “Associazione medica italiana d’idrologia, di climatologia e di terapia fisica”. Vol. 2, a cura della Società A. Wassermann & C., Milano, Umberto Grioni Editore.
- WALTHAM A.C. (1989) - *Karst, caves and engineering—The British experience* Engineering and Environmental Impacts of Sinkholes and Karst Proceedings of the Third Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst St. Petersburg Beach, Florida October 2-4, 1989.