

Analisi di forme pseudocrateriche in aree vulcaniche del Lazio e della Campania

Dott. ssa Francesca Ferrazzoli

Tutor : Dott.ssa Stefania Nisio

Cotutor : Dott. Giorgio Caramanna

INDICE

1.INTRODUZIONE	3
2.SCOPO DEL LAVORO ED UBICAZIONE DELLE AREE INDAGATE	4
3.I MAAR E I FENOMENI DI SINKHOLE S.S.	5
1.1-LE CAUSE	7
4. LE AREE INDAGATE	11
1.3-LA PROVINCIA DI VITERBO	11
1.4 LA PROVINCIA DI AVELLINO.....	16
1.4.1 - <i>Inquadramento geologico della piana di Forino</i>	17
1.4.2 <i>Depositi quaternari della piana</i>	19
1.4.3 <i>Idrogeologia della piana di Forino</i>	21
1.5 I SINKHOLES DELLA PIANA DI FORINO	26
1.6 L'AREA DEL VULCANO LAZIALE	30
1.6.1 <i>Inquadramento geologico</i>	30
1.7 L'AREA DI ARTENA.....	33
1.7.1 <i>Inquadramento geologico</i>	43
1.7.2 <i>Idrogeologia</i>	46
1.7.3 <i>Aree a rischio</i>	48
1.8 L' AREA DI GALLICANO NEL LAZIO.....	51
1.8.1 <i>Idrogeologia</i>	54
1.8.2 <i>Gli sprofondamenti nell' area di Passerano</i>	58
1.9 CARATTERISTICHE SISMICHE.....	64
5.DI SCUSSIONE E CONCLUSIONI	66
6. BIBLIOGRAFIA	70

1. INTRODUZIONE

Processi morfogenetici diversi possono dar luogo a forme simili dette "*forme omologhe o convergenti*", che presentano un'apparente affinità nella forma risultante ma che in realtà sono il risultato di diversi processi genetici e di un'evoluzione che ha avuto modalità di svolgimento differente.

Cavità di sprofondamento, crateri di esplosione vulcanica o di degassamento, tipo "Maar", doline di crollo o di soluzione normale, cavità di erosione, crateri di impatto meteoritico rappresentano comuni esempi di convergenza morfologica, in quanto mostrano un "aspetto" analogo, avendo una comune forma cava circolare, ma sono stati originati da processi differenti.

A volte la distinzione delle forme *omologhe* non è semplice in quanto spesso negli stessi ambienti e sulle stesse tipologie di terreni possono riscontrarsi forme simili e stabilirne l'agente morfogenetico d'origine pone alcune difficoltà.

Un tipico esempio di quanto asserito avviene nelle aree vulcaniche dell'Appennino centro-meridionale. Da tempo infatti (alcuni secoli), sono state osservate forme crateriche con morfologia sub-circolare, con diametri compresi tra una decina di metri e più di cento metri, di dubbia origine (Scherillo, 1966; Del Prete, 2004).

Tali morfologie sono state in passato classificate come crateri dovuti all'attività vulcanica (maar), in tempi recenti, invece, alcune di esse sono state assimilate a fenomeni di sinkhole s.s..

Per il riconoscimento dei processi genetici risulta fondamentale inquadrare il fenomeno nel contesto geologico, strutturale ed idrogeologico al fine di poter evidenziare le reali differenze di genesi e, di conseguenza, prevedere il tipo di evoluzione temporale del fenomeno stesso.

2. SCOPO DEL LAVORO ED UBICAZIONE DELLE AREE INDAGATE

Sono state prese in considerazione alcune forme pseudocrateriche poco conosciute nella letteratura geologica, rinvenute nel viterbese, nella Campagna Romana (Lazio) e nel territorio della provincia di Avellino (Campania).

Lo scopo di questo lavoro è stato quello di valutare i meccanismi genetici di tali cavità. A tal fine, sono stati integrati i dati geologici di superficie con informazioni stratigrafiche desunte da perforazioni (archivio Legge 464/84) e con analisi storiche e bibliografiche, in particolare, la consultazione e il reperimento sia di cartografie storiche che di foto aeree, con voli multitemporali, ha permesso di approfondire alcuni aspetti inerenti l'evoluzione morfologica nel tempo del fenomeno.

Tramite il rilevamento di campagna è stato possibile verificare che molte depressioni circolari, presenti nelle carte topografiche degli anni 1950-1960 non sono più visibili in quanto bonificate, tramite riempimento, per attività agricole ed insediative.

E' stata avviata, quindi, un'attenta analisi delle Tav. I.G.M., in scala 1:25.000, dei contesti vulcanici laziali-campani, accompagnata da una ricerca storico-bibliografica. In questo modo sono state individuate, su litologie esclusivamente vulcaniche, aree caratterizzate da tipiche morfologie da sinkhole, in cui si è dato seguito ad approfondimenti, attraverso sopralluoghi in campagna.

3.1 MAAR E I FENOMENI DI SINKHOLE S.S.

I maar

Eruzioni freatomagmatiche producono crateri vulcanici dalla morfologia molto peculiare, generalmente monogenici o coalescenti lungo fratture, denominati *maar*.

Presentano un rilievo poco accentuato se confrontato con la larghezza del cratere il cui diametro varia da diverse centinaia di metri a diversi chilometri.

I maar sono un tipo di anello di tufo con la caratteristica di avere il fondo del cratere al di sotto del piano campagna e una forma rotondeggiante, con rapporto larghezza/profondità elevato.

La morfologia risultante è una cavità craterica con fianchi di altezza modesta e poco ripidi (intorno a 4° di inclinazione) e spesso, in sezione, risulta asimmetrico per una maggiore caduta di prodotti nel lato sottovento.

Si formano durante eruzioni esplosive originate dal contatto tra magma e acqua esterna.

Le eruzioni che formano i maar si svolgono attraverso una serie di esplosioni e da ogni esplosione si sedimenta uno strato sottile di piroclasti. I bordi di molti maar sono formati dalla sovrapposizione di strati alti qualche centimetro o poco di più, spesso deformati da blocchi balistici. La dimensione dei piroclasti è molto varia, ma predominano i lapilli e le ceneri, nella maggior parte dei casi di tipo basaltico.

I sinkholes s.s.

La terminologia utilizzata per indicare i fenomeni di sprofondamento del terreno è varia ed articolata. Nei paesi anglosassoni si utilizza il termine "*sinkhole*" adottato per la prima volta da Fairbridge (1968) che con

questo vocabolo definisce una depressione o collasso superficiale dovuta a crollo di piccole cavità sotterranee generate da carsismo.

Tale termine è anche considerato come sinonimo di dolina, infatti si parla di "solution sinkhole", "collapse sinkhole" e "subsidence sinkhole", Nella letteratura italiana il termine "*dolina*" indica una depressione, tipica di aree carsiche, in grado di assorbire le acque meteoriche, geneticamente distinguibile in "dolina di dissoluzione normale", "dolina alluvionale", "dolina di crollo" e "dolina di subsidenza in roccia" (Castiglioni,1986).

Recentemente in Italia è stato adottato il termine sinkhole (Faccenna et ali.,1993, Nolasco,1998; Ciotoli et alii ,1998; Nisio 2003) per indicare una cavità sub-circolare, che si apre improvvisamente nel terreno, con richiamo di materiali verso il basso.

In questa accezione sarebbe sinonimo di sprofondamento s.l. applicabile a fenomeni come le doline di crollo, gli sprofondamenti di natura antropica, i camini di collasso o voragini di terra, che si aprono nei terreni a granulometria variabile.

Per *dolina di crollo* si intende una depressione tipica di aree carsiche, che si forma principalmente per dissoluzione a cui si aggiunge il crollo per gravità della parte superiore della cavità.

Uno *sprofondamento* è in genere una depressione formata rapidamente, tipica non solo di aree carsiche ma anche di aree di pianura e di aree in cui nel sottosuolo sono presenti altre cavità. In particolare lo sprofondamento catastrofico deve comprendere anche quei dissesti non direttamente collegabili a fenomeni carsici, come ad esempio crolli di cavità sotterranee originate dall' attività antropica, quali miniere, scavi per gallerie, cunicoli e camminamenti nel sottosuolo di antichi centri abitati.

I *camini di collasso* sono delle ampie e profonde depressioni sub-circolari, in genere colmati da acque spesso mineralizzate, che originano laghetti e specchi d' acqua.

Sono localizzati in genere su allineamenti tettonici lungo i quali si evidenziano molto spesso anomalie di fluidi liquidi e gassosi.

Il termine *sinkhole* in senso stretto, per una più corretta terminologia, dovrebbe essere applicato esclusivamente a quelle cavità che si formano a seguito di processi non solamente carsici ma anche di risalita delle acque con erosione e sifonamento dei materiali di copertura (Nisio, 2003; Nisio & Salvati 2004; Nisio et alii, 2004;) termine assimilabile ai camini di collasso e alle voragini di terra della letteratura italiana ed ai "*piping sinkholes*" della letteratura anglosassone.

1.1-Le cause

I sinkholes s.s. si originano in contesti di complesse situazioni geologico-strutturali ed idrogeologiche del territorio.

Vengono innescati per motivi di diversa natura quali un sisma, un periodo di siccità, una alluvione o per l' emungimento di grossi quantitativi di acqua dal sottosuolo; questi ultimi eventi infatti determinano forti e rapide oscillazioni della superficie piezometrica con conseguente destabilizzazione dell'equilibrio dei materiali sovrastanti. Anche attività antropica (forti vibrazioni, sovraccarichi etc.) può essere tra le cause innescanti dello sprofondamento.

Lo sviluppo di tali fenomeni è spesso legato alla coesistenza di più variabili, infatti, sono molteplici i fattori che partecipano all' evoluzione di uno sprofondamento catastrofico.

Sono stati individuati da diversi Autori (*Faccenna et al.,1993; Bigi et al.,1999; Buchignani & Chines,2000; Capelli et al.,2000; Ciotoli et al.,2000; Argentieri et al.,2001; Colombi et al.,2001; Salvati et al.,2001; Salvati & Sasowsky,2002; Nisio 2003;*) alcuni elementi che in Italia contribuiscono a caratterizzare un'area come potenziale "*Sinkhole Prone Area*" (*Nisio & Salvati,2004*):

- spessore dei materiali di copertura (fino a 100 – 150 metri) con bedrock carbonatico carsificato presente ad elevate profondità
- l'orientazione delle cavità lungo strutture tettoniche ben definite nonché lo stato di stress e la presenza di faglie attive
- falda acquifera confinata, pressurizzata e a volte artesiane
- le modalità di scorrimento delle acque all' interno dei condotti carsici (fenomeni di turbolenza con conseguente erosione meccanica accelerata)
- l' effetto di spinta idrostatica delle acque in condizioni di confinamento
- presenza di manifestazioni idrotermali o minerali, sia gassose che acquose, testimonianti l' esistenza di un circuito mineralizzato con fluidi spesso chimicamente aggressivi (CO₂, H₂S etc.)
- l' assenza di un moto verticale delle acque dall' alto verso il basso, sostituito, nei casi in cui l' acquifero basale entri in collegamento con i terreni della copertura, da un movimento di risalita (*upwelling*)
- il valore dei parametri geotecnici dei terreni coinvolti (cattive qualità geomeccaniche)

Sono stati, inoltre, identificati gli elementi che costituiscono il quadro di riferimento generale della Sinkhole Prone Area tipo italiana (*Colombi et al., 1999; Berti et al., 2000; Capelli & Salvati, 2002; Nisio, 2003*).

Questi possono essere definiti come segue:

- bedrock carbonatico o costituito da roccia solubile carsificato
- la presenza di un pacco di sedimenti impermeabili o semi-permeabili (limi, argille, sabbie a granulometria differente, omogenee o eterogenee) al tetto del substrato
- scarse caratteristiche fisico-meccaniche dei materiali costituenti la copertura
- presenza di un reticolo di fratture o faglie che permettano una maggiore circolazione idrica e una notevole erosione meccanica

- presenza di gas nel sottosuolo, generalmente CO₂ e H₂S che consentano la dissoluzione delle componenti carbonatiche dei litotipi coinvolti (*Faccenna et al., 1993; Ciotoli et al., 1998*)
- le eventuali escursioni termiche estreme con fenomeni di congelamento e scongelamento dei terreni di copertura con conseguente deterioramento delle caratteristiche meccaniche
- le attività antropiche: attività estrattive, emungimenti di acqua;
- intensità elevata delle precipitazioni piovose e alternanza di periodi secchi e piovosi
- la scarsa presenza di un manto vegetale
- le scosse sismiche

1.2-L'evoluzione dei sinkholes

Uno dei fenomeni più evidenti dopo la formazione di un sinkhole è il processo di "*annegamento*", infatti, accade spesso che l'acqua di falda si riversi all'interno della depressione dando a questa la fisionomia di un piccolo lago di forma sub-circolare.

Un altro fenomeno a cui può essere sottoposto un sinkhole, dopo un certo numero di anni dalla sua formazione, è "*l'estinzione*"; la cavità, infatti, può prosciugarsi e ricolmarsi fino ad estinguersi.

Le cause possono essere dovute ad un eventuale apporto detritico dei vicini torrenti o alvei, o da materiale dei versanti.

Il franamento delle sponde della cavità può determinare la diminuzione della profondità fino al livellamento delle pendenze.

L'attività antropica, inoltre, è ovviamente un'ulteriore causa; è pratica comune nei campi l'interrimento delle voragini per facilitare le pratiche agricole.

Un'altra causa è che non sussistano più con il tempo le condizioni per le quali il sinkhole si è generato. Tali condizioni possono variare anche in un evento unico come un sisma.

E' evidente che differenti condizioni possano sussistere nello stesso tempo e sovrapporsi.

I sinkholes estinti possono subire una "*riattivazione*" oppure essere sottoposti ad altri episodi di crollo repentino, variandone la morfometria.

La spiegazione a tale fenomeno è il probabile ripristino, dopo una fase di stasi, delle condizioni che hanno portato alla formazione (eventi sismici, attività antropica, alluvioni, etc).

In altri casi, invece, le riattivazioni non avvengono nella medesima posizione ma ad un certa distanza, in tal caso si parla di "*migrazione*".

La migrazione dei sinkholes potrebbe essere spiegata con una variazione dei percorsi di risalita dei fluidi in seguito a eventi sismici e alla conseguente modifica dello stato di attività delle principali faglie.

4- LE AREE INDAGATE

1.3-La provincia di Viterbo

La prima area indagata è stata la provincia di Viterbo in cui sono state individuate alcune depressioni di forma subcircolare (circa 20) in pianure alluvionali o in conche intramontane.

In particolare i sopralluoghi hanno interessato le cavità presenti nel sito di San Lorenzo Nuovo, denominate "La Conca", "C. Lagaccione", "C. Spina" e "C. Spinetta" attualmente non più visibili in quanto obliterate dalle attività agricole(fig.4.1)

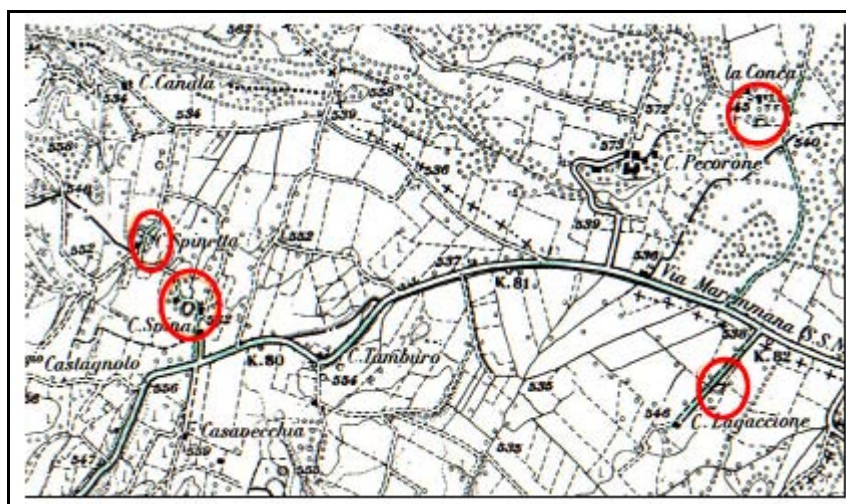


Fig.4.1

Sono state inoltre individuate alcune depressioni sub-circolari chiuse presenti in vicinanza del lago di Monterosi (località "Solforate"), e interpretate come fenomeni di tipo gassoso, legate alle ultime manifestazioni del vulcanismo sabatino. Si tratta di 4-5 cavità di diametro dell'ordine delle decine di metri, di modestissima profondità con profilo "a scodella", ubicate in una valle pianeggiante bordata da prodotti vulcanici.(fig4.2)



Fig.4.2-Località "Solforate"

Molte cavità localizzate nel settore occidentale del lago di Bolsena (Latera, Pitigliano, Valentano) sono da attribuirsi a fenomeni prevalentemente carsici, data la notevole presenza di travertino laminare in affioramento (fig.4.3) e ,in molti casi, lungo le pareti della cavità stessa, come nel caso del "*Pozzo dell'Orchio*".

Si tratta di una depressione sub-circolare le cui dimensioni sono di circa 15 m. di diametro e profondità di 8-10m. il cui fondo risulta completamente asciutto.



FIG.4.3- Pozzo dell'Orchio



Travertino laminare in affioramento.

La cavità presente in fig.4.4 , è stata ricolmata intorno agli anni 1950-1960 dal proprietario del terreno, secondo la testimonianza di un agricoltore del luogo, e la sua origine è probabilmente connessa a fenomeni carsici, data la presenza di travertini.

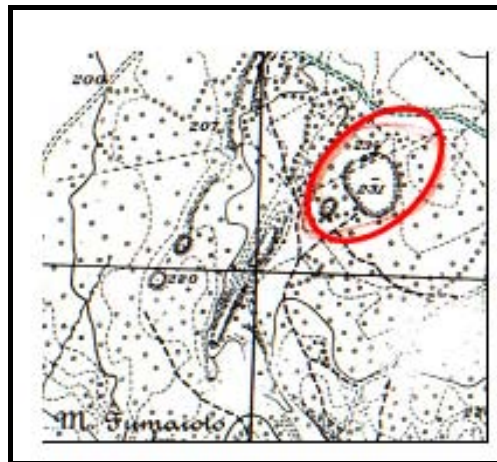


Fig.4.4

Il sopralluogo in campagna ha interessato inoltre il sito ubicato nel settore settentrionale delle sorgenti del Bullicame, in località "Quartaccio" (fig.4.5) dove risultavano presenti 5 cavità ma l' intensa antropizzazione ne ha modificato completamente l' aspetto morfologico, in quanto attualmente sede di attività industriali.

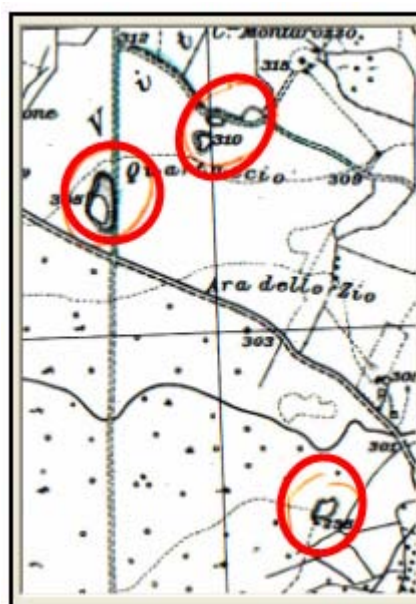


Fig.4.5:Località *il Quartaccio*

Inoltre, è stata oggetto di interesse, per la sua caratteristica forma, la depressione presente, nella carta topografica, a circa 1 Km a sud ovest dalla città di Tarquinia (fig.4.6)

Anche in questo caso è stato constatato che gli interventi antropici hanno completamente cancellato qualsiasi elemento morfologico per l'individuazione attuale.



fig.4.6

In seguito ai sopralluoghi effettuati l'attenzione è stata rivolta, in particolare, a tre siti ubicati nel Lazio e in Campania: al sito di Galliciano nel Lazio, di Artena nella provincia di Roma e di Forino in provincia di Avellino, tali aree sono state scelte per le forme peculiari ivi presenti.

1.4 La Provincia di Avellino

Nell'area della provincia di Avellino è stata analizzata in dettaglio la Piana di Forino,(fig1.4) ubicata pochi chilometri a sud della Città di Avellino, bordata dai rilievi carbonatici di Monte Fagliesi(941m), Monte Esca(872m.) e Monte Romola(776m.).



Fig. 1.4- Panoramica della Piana di Forino

1.4.1 -Inquadramento geologico della piana di Forino

La piana di Forino costituisce un tipico campo tettonocarsico (polje strutturale di *Ford & Williams, 1989*) localizzato nell' estremo settore dei Monti di Sarno.

La formazione più antica, riferibile al Cretacico superiore, è rappresentata da una continua e potente serie sedimentaria di natura calcarea e calcareo-dolomitica, riferibile all' unità Monti Picentini (*Bonari et al., 1988*), che costituisce i complessi montuosi che circondano la piana di Forino.

Il complesso è fortemente fratturato a causa delle vicissitudini tettoniche compressive e distensive plio-quadernarie, risultando, in definitiva, suddiviso in grossi blocchi separati da faglie subverticali, spesso con interconnessione di sedimenti terrigeni (*Civita et al., 1969*).

Sono note in letteratura le numerose faglie trascorrenti a movimento prevalentemente sinistro e con direzioni all' incirca est-ovest e nord-sud.

Esse hanno articolato le successioni carbonatiche in vari blocchi monoclinali che risultano variamente basculati anche se nel complesso sono mediamente immergenti verso nord.

Le fasi tettoniche che hanno condizionato la genesi della piana di Forino, sono state attive in momenti diversi ed intervallate da periodi di relativa stasi come testimoniano alcuni versanti policiclici che conservano terrazzi di erosione sospesi a diverse quote (*Santo et al., 1998*).

In contatto stratigrafico sui versanti di strato calcarei e più spesso in contatto tettonico lungo piani di faglia, affiorano terreni miocenici in facies di flysch, ben osservabili in corrispondenza della collina Parianico (*Civita et al., 1969*). Qui affiorano successioni argilloso-arenacee ed argilloso-marnose, tali terreni sono riferibili in letteratura alle unità irpine di età Serravalliano-Tortoniano (*Pescatore et al., 1970; Patacca et al., 1990*).

A copertura di tali formazioni insiste un complesso quaternario, il cui spessore supera i 100m, costituito prevalentemente da depositi piroclastici rimaneggiati (Rolandi,1997;Giulivo & Santo,1997), da depositi alluvionali e lacustri e, in prossimità dei rilievi, da detrito di falda.

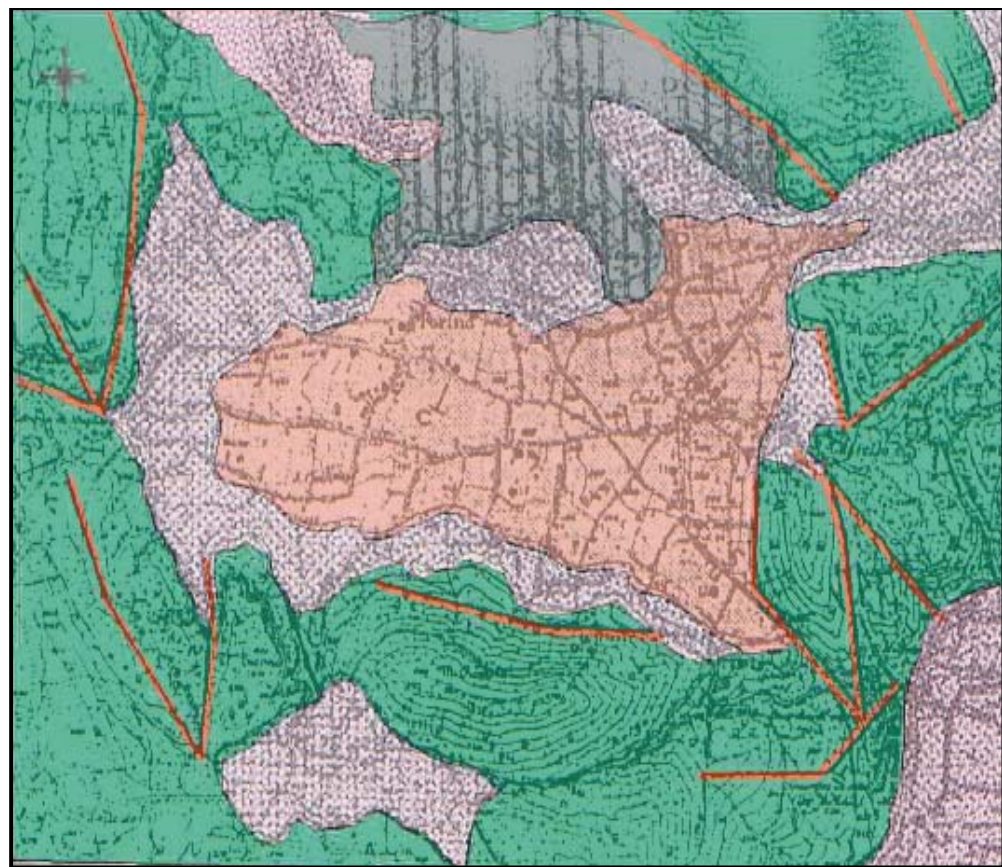


Fig.1- **Schema geologico dell'area.** Legenda: 1)depositi piroclastici rimaneggiati e depositi lacustri; 2)depositi detritici e piroclastici;3)depositi in facies di flysch 4)calcari mesozoici 5)falga; 6)inghiottitoio.

1.4.2 Depositi quaternari della piana

La raccolta di numerose stratigrafie di sondaggi, eseguiti per la redazione del P.R.G. del comune di Forino, ha permesso di differenziare vari membri nella coltre più superficiale dei terreni quaternari della conca, nei quali sono stati riconosciuti, dal basso stratigrafico:

-depositi detritici

-depositi dell' ignimbrite campana (Tufo grigio "Auct.")

-ciclo sedimentario successivo alla deposizione dell' ignimbrite campana.

Il detrito di falda è composto da materiale grossolano proveniente dal disfacimento dei vicini rilievi calcarei. Nelle zone più prossimali esso poggia direttamente sul substrato miocenico.

Il Tufo grigio campano, essendo caratterizzato da una tipica facies e da una precisa età, 37.000 anni, (Decimo et al., 1992), risulta un marker importante per effettuare correlazioni stratigrafiche tra i terreni clastici della piana. Esso non è presente in modo continuo, ma in alcuni punti presenta uno spessore superiore ai 10 m (Fig 2).

Il ciclo sedimentario post tufo grigio, infine, è caratterizzato da piroclastici di provenienza sia flegrea che vesuviana, rimaneggiate, dilavate dai versanti e risedimentate nella piana.

Dal punto di vista granulometrico tali depositi sono caratterizzati da alternanze di materiali sabbiosi e limosi ai quali si intercalano livelli decimetrici francamente argillosi o lenti a granulometria più grossolana di scorie e pomice, sempre rimaneggiate. Nel complesso tali depositi indicano un ambiente lacustre poco profondo, interessato, periodicamente, da apporti detritico-piroclastici.

Questi depositi presentano spessori variabili in funzione della distanza dai rilievi e dell' articolazione del sottostante substrato.

Nella zona prossima ai versanti, dove il substrato è più superficiale, lo spessore è variabile tra i 10-20 metri (Fig.2), mentre nella parte orientale del bacino raggiunge spessori superiori ai 30-35 metri.

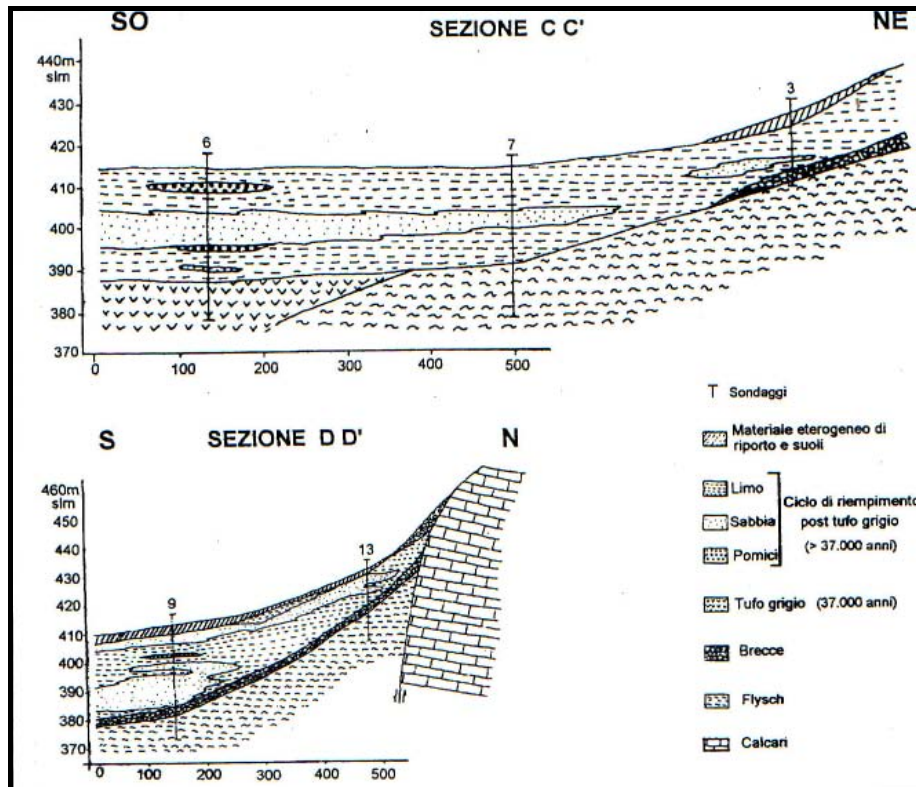


Fig. 2 –Sezioni geologiche dei sedimenti quaternari del bacino di Forino

1.4.3 Idrogeologia della piana di Forino

La conca di Forino costituisce un polje strutturale nel quale le acque di ruscellamento superficiale hanno difficoltà di smaltimento avendo come unico punto di recapito l'inghiottitoio localizzato nel settore orientale della depressione (fig.3). I corsi di acqua superficiali, di fatto inattivi per gran parte dell'anno, possono avere elevate portate in concomitanza di intense precipitazioni e, in alcuni casi, alluvionare la piana.

I ripetuti alluvionamenti sono da imputare, probabilmente, alla ridotta capacità degli inghiottitoi di smaltire le acque, a sua volta causata dall'espansione urbanistica, che ha accelerato il ruscellamento superficiale e facilitato l'ostruzione del canale carsico.

L'analisi di alcuni sondaggi ha permesso di valutare che gli alluvionamenti si sono avvicinati più volte negli ultimi 30.000 anni, come si deduce dalla presenza di piroclastiti rimaneggiate, intervallate da livelli lacustri nel complesso poggiante sul tufo grigio campano.

I complessi idrogeologici presenti nell'area sono:

-*complesso calcareo* caratterizzato da un alto grado di permeabilità per fratturazione e carsismo, a cui appartengono i calcari mesozoici che formano i rilievi che circondano la piana.

-*complesso argilloso-marnoso-arenaceo* miocenico caratterizzato da un basso grado di permeabilità relativa; esso rappresenta il principale orizzonte impermeabile affiorante nell'area (Civita et al., 1970).

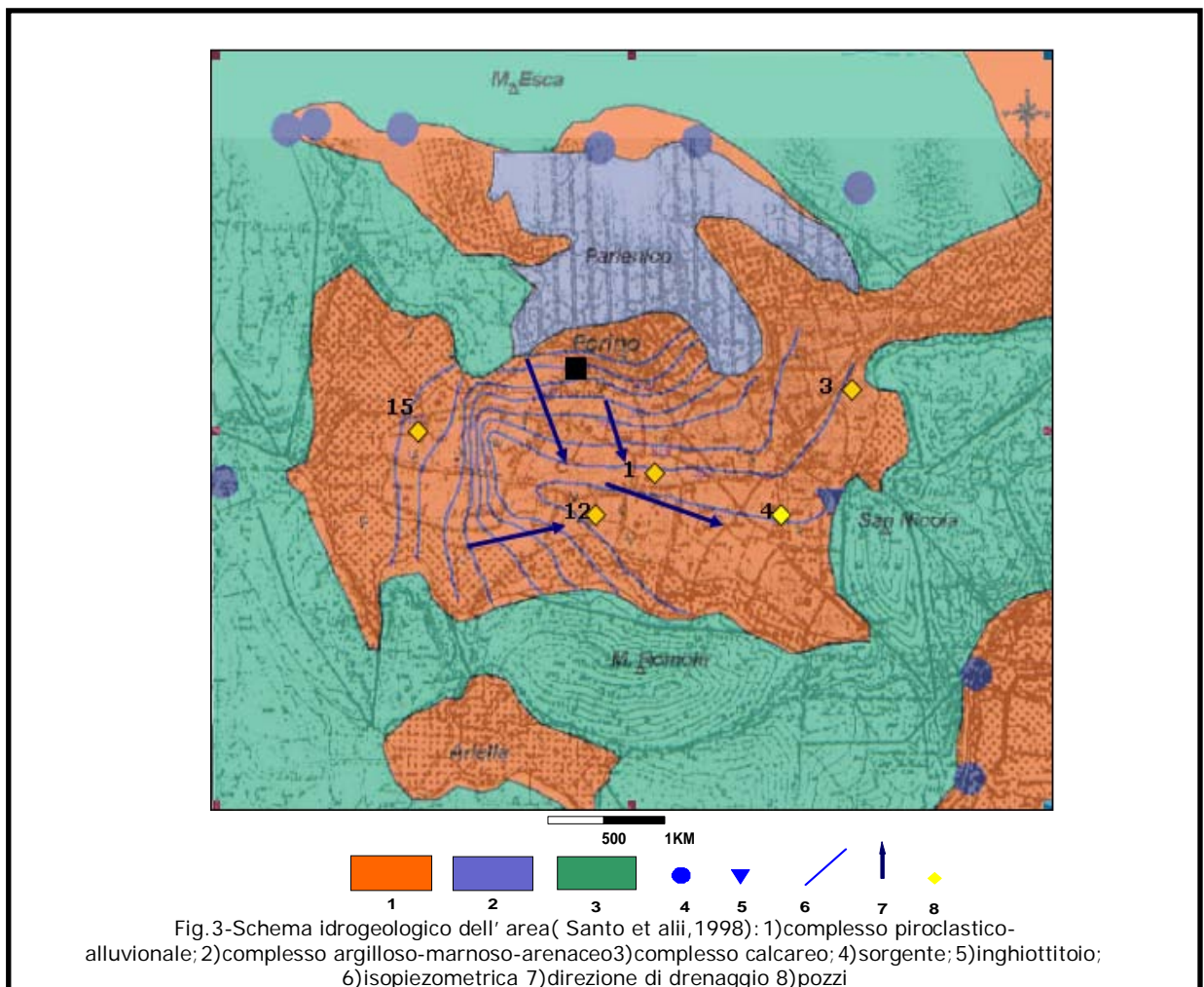
-*complesso piroclastico alluvionale* avente permeabilità da bassa a media in quanto costituito da materiali fini quali argille, limi e limi sabbiosi.

Appartengono a questo gruppo i terreni piroclastici rimaneggiati, i depositi lacustri e i depositi alluvionali del bacino. Lungo il margine

settentrionale e occidentale della piana si rilevano alcune sorgenti di modesta portata, localizzate sui versanti calcarei tamponati dalle coperture mioceniche (Fig. 3).

Si tratta di piccole scaturigini perenni con valori di portata media compresi tra 0,10 l/s e 2,0 l/s.

Altre due importanti sorgenti (Laura e Lasbo) sono localizzate a valle del bacino di Forino, e sfiorano al contatto tra i calcari e i terreni piroclastico-alluvionali della piana di Montoro .Esse sono in comunicazione con la piana di Forino tramite un sistema carsico alimentato dall' inghiottitoio presente nel settore orientale della conca (*Celico, 1983*).



Le portate di questo gruppo sorgivo sono variabili da un massimo di 200 l/s ad un minimo di 50 l/s.

Dai dati bibliografici risulta che una trivellazione per ricerca di acque, realizzata a pochi metri dall'inghiottitoio ha raggiunto i carbonati sottoposti ai depositi limoso-sabbiosi ed ha permesso di accertare che il livello piezometrico dell'acquifero basale, in quel punto, è attestato a circa 250 m s.l.m. ad una quota di circa 50 m. più alta rispetto all'emergenza delle sorgenti Laura e Lasbo(Fig.4) Un altro pozzo spinto alla profondità di circa 260m s.l.m. eseguito nei calcari è risultato sterile.

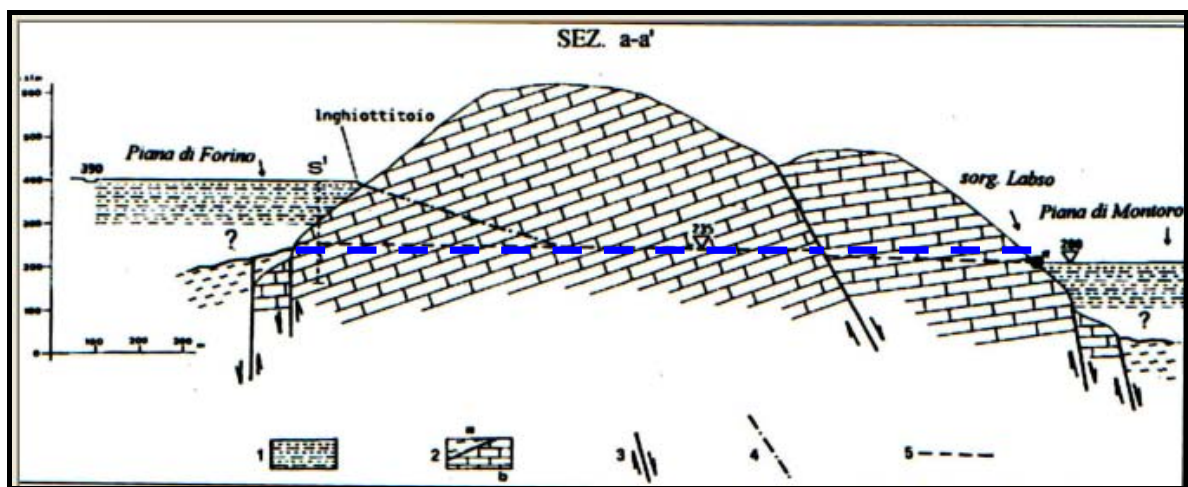


Fig.4

Questi pochi dati sulla falda profonda evidenziano, comunque, una notevole articolazione del livello piezometrico a causa della complessa situazione strutturale.

L' andamento delle curve isopiezometriche evidenzia una notevole pendenza ed una direzione di drenaggio della falda superficiale verso il settore orientale della piana. E' molto probabile che in questa area si verifichi un trasferimento delle acque della falda superficiale verso la falda profonda attraverso una zona più carsificata e sepolta dei calcari(Santo et alii,1998).

1.4.4 Chimismo delle acque

Le analisi chimiche delle sorgenti emergenti nell' area di studio(Santo et alii,1998) hanno evidenziato valori dei rapporti Mg/Ca ed SO₄/Cl non prettamente tipici di acque circolanti in massicci carbonatici(Fig.5-5a) Tale chimismo può essere spiegato, in un'area in cui sono presenti substrati calcarei, da una circolazione superficiale nei materiali di copertura.

Sorgente	Data	NH ⁺ mg/l	Nitriti mg/l	Nitrati mg/l	Cloruri mg/l	Bicarb. mg/l	Solfati mg/l	Durezza °F	Alcalinità °F	Conduc. µS/cm	Ca mg/l	Mg mg/l
Marzano	17/12/91	0	0	34,90	18,5	108	40,40	11,5	8,9	253	35,2	6,50
*	22/01/96	0	0	35,40	17,8	104	134,30	11,5	8,5	296	38,4	4,60
Petraro	22/01/96	0	0	2,80	21,3	226	13,90	14,0	16,5	302	56,0	0,00
F. Vecchia	22/01/96	0	0	36,80	23,0	171	118,10	16,5	14,0	340	56,0	6,00
La Grotte	22/01/96	0	0	1,00	16,0	165	12,70	13,0	13,5	233	48,0	2,40
*	03/10/97	0	0	0	20,0	179	3,19	13,4	14,7	330	48,0	3,40
S. Andrea	17/12/91	0	0	7,44	18,5	123	19,00	9,5	10,1	205	28,8	5,50
*	22/01/96	0	0	7,35	19,5	134	46,50	9,0	11,0	227	28,0	4,80
Parisi	17/12/91	0	0	6,90	19,5	276	5,70	20,5	22,8	345	75,2	4,08
*	22/01/96	0	0	21,30	22,4	261	30,00	22,0	23,0	406	76,0	7,20
Marchesa	17/12/91	0	0	6,40	19,5	189	12,80	15,1	15,5	256	48,4	7,20
*	22/01/96	0	0	6,60	21,3	193	34,50	14,8	15,0	285	50,0	5,50
Laura	02/03/94	0	0	13,62	18,5	210	8,00	16,0	17,2	350	56,0	4,80
Labao	01/02/93	5,00	0,07	5,07	27,0	244	21,00	18,1	20,0	486	68,8	4,08
*	02/03/94	3,23	0,87	16,48	24,8	249	21,30	18,4	20,4	433	65,6	4,80
*	06/03/94	3,43	0,94	16,79	23,7	237	19,50	19,0	19,4	429	65,6	6,24
*	01/03/96	4,68	1,50	13,80	24,8	268	80,90	20,0	22,0	480	68,0	7,20

Fig.5- Analisi chimiche delle principali sorgenti(da Santo et alii,1998)

POZZO	NITRATI	CLORURI	BIC.	SOLFATI	DUREZZA	ALC.	COND.	PROF.FALDA DAL P. C.
1	44.6	21.3	238	36.6	19.8	19.5	566	-24
3	61.9	18.8	256.2	49.7	25.5	21	652	-15
4	43.9	19.5	158.6	46.7	17.5	13	492	-15
12	30.4	16.7	189.1	17.4	15	15.5	430	-41
15	28.2	17.8	128.1	21.1	11.4	10.5	356	-21

Fig5a-Analisi chimiche di alcuni pozzi del bacino di Forino(da Santo et alii,1998)

1.5 I sinkholes della piana di Forino

Nella piana di Forino i fenomeni di sprofondamento sono noti agli abitanti sin dal 1800. Nella letteratura geologica sull'argomento invece non risulta nessuno studio specifico sull'argomento.

I sopralluoghi effettuati nell'area hanno permesso di accertare almeno 8 sprofondamenti avvenuti nell'arco di 100 anni(Fig6)

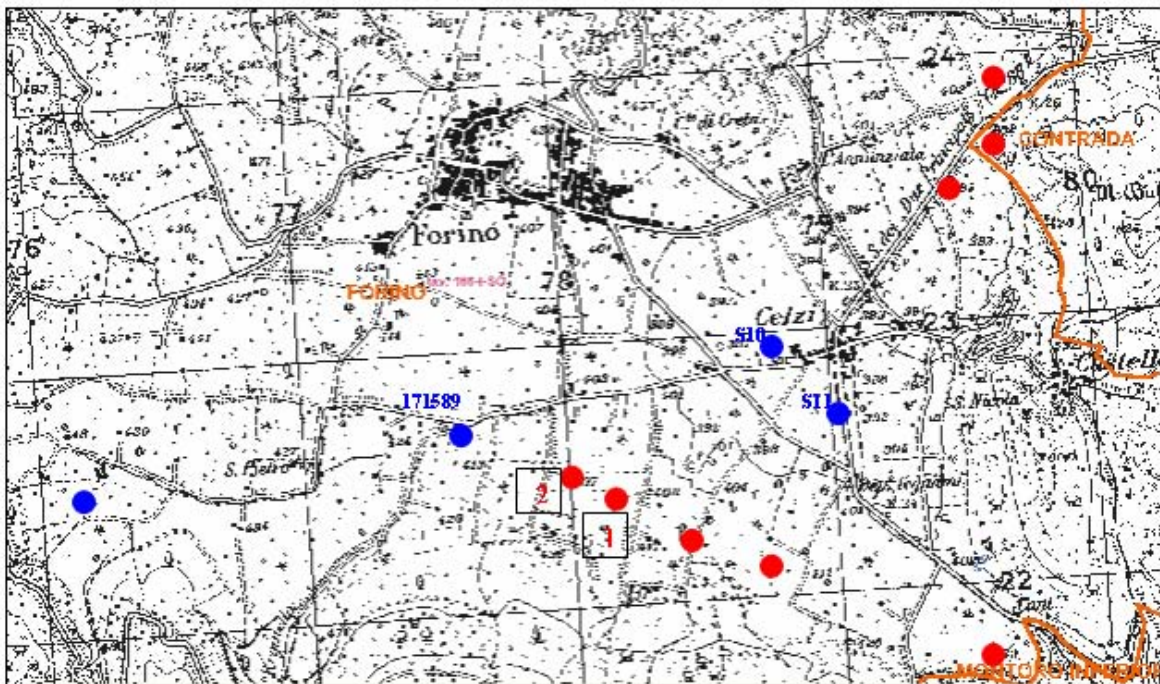


Fig6-Stralcio della tavoletta topografica 185 I SW(1:25000).Ubicazione dei sondaggi(in blu) e dei sinkholes(in rosso).

Gli ultimi due fenomeni(n° 1-n° 2) si sono verificati nell'anno 2005 nei mesi di marzo (1 marzo) e il 12 giugno alle 18.30. Quest'ultima voragine si è aperta a circa 100 m da un'abitazione civile, in seguito ad un periodo di forte siccità che ha seguito una primavera molto piovosa. La cavità, ubicata in località Celzi, presentava 20 metri di diametro e profondità di circa 20 m. Al momento della formazione la voragine era asciutta; informazioni raccolte presso gli abitanti della zona hanno

confermato che anche le altre voragini erano asciutte al momento della loro formazione. (fig.8)

La voragine apertasi il 1 marzo 2005, aveva dimensioni più modeste, presentava 7-8 m di diametro e 3-4 m di profondità. (fig.9)

Le litologie in affioramento sono ascrivibili a piroclastiti con giacitura sub-orizzontale e livelli limosi di colore da ocraceo a biancastro. (fig.6)

Il substrato carbonatico, ribassato da faglie ad andamento appenninico, risulta ubicato, da dati geognostici, a 83 m di profondità. (fig.7)

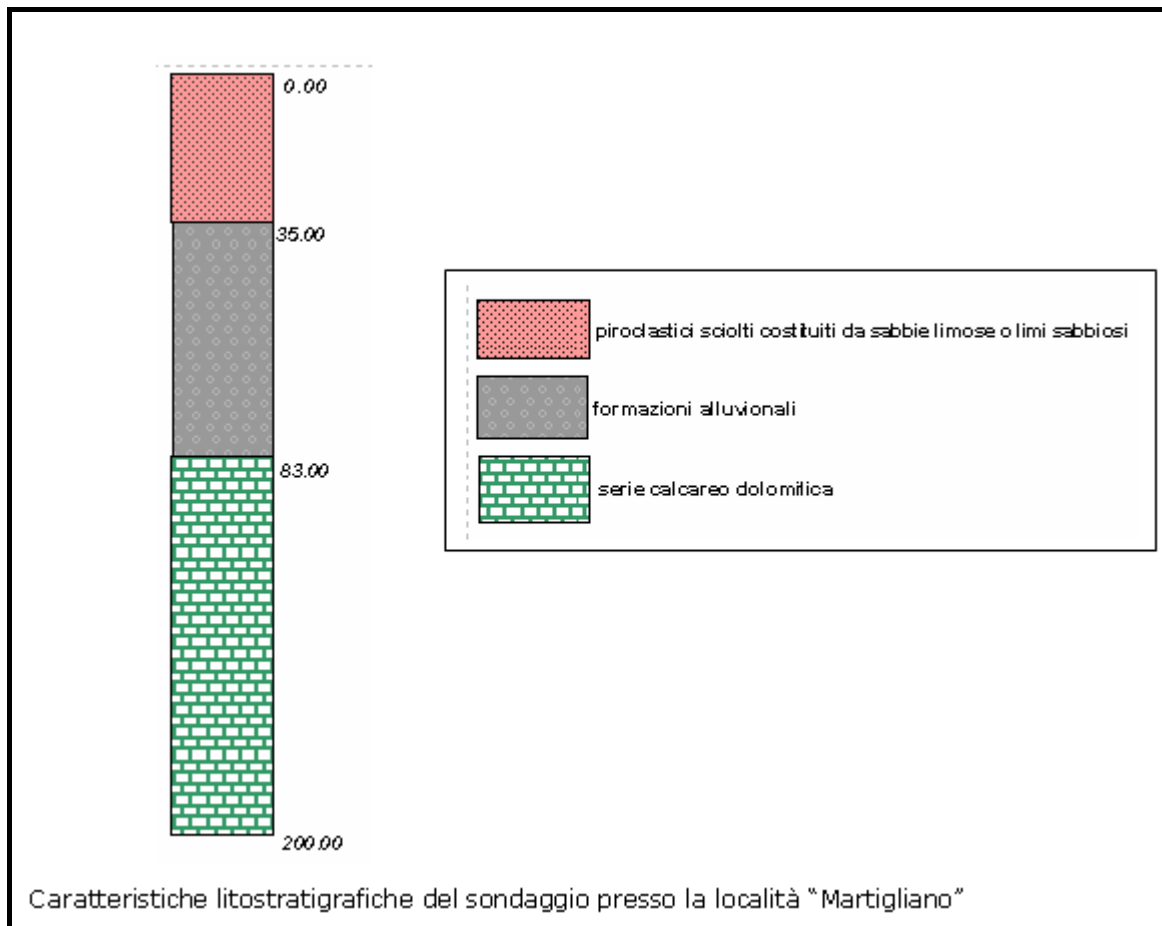


FIG.7

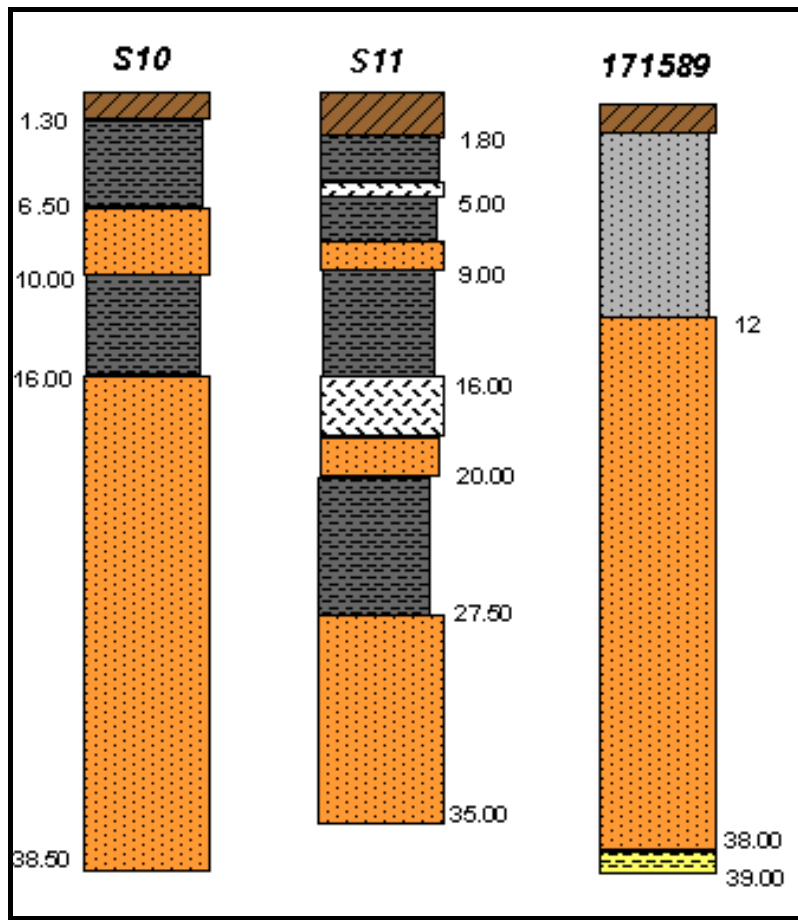


FIG.6-Stratigrafie dei sondaggi



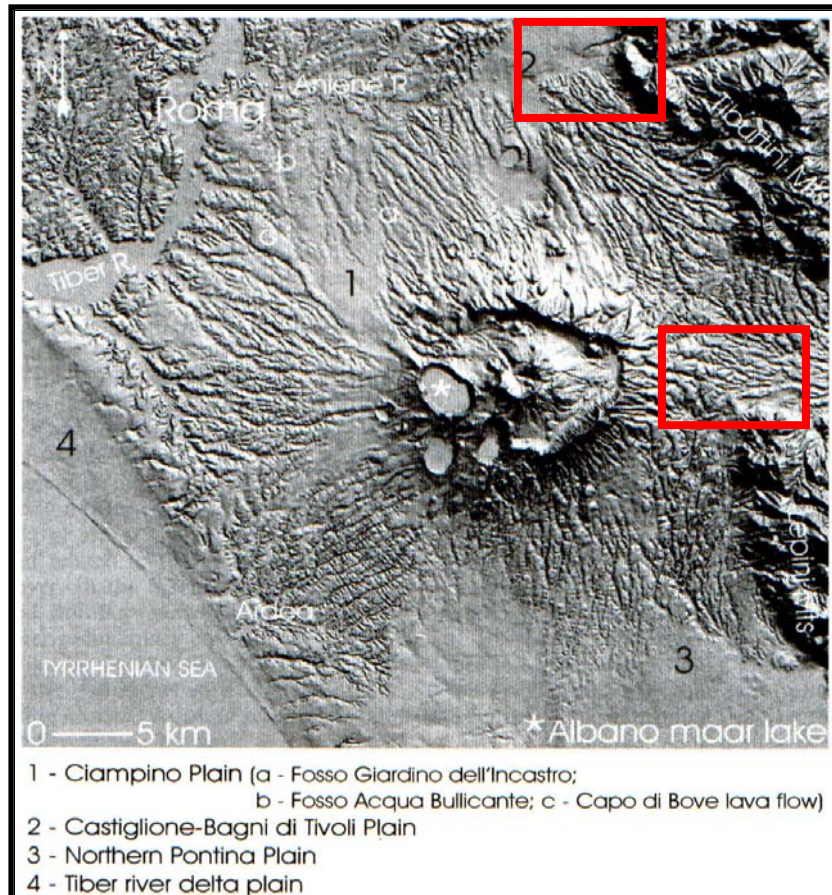
FIG.8- Lo sprofondamento avvenuto a giugno 2005



FIG.9- Lo sprofondamento avvenuto a marzo 2005

1.6 L'area del Vulcano Laziale

Nella provincia di Roma sono state analizzate due aree del Vulcano Laziale, la Piana di Artena nei pressi di Colleferro, e la piana di Passerano nel Comune di Galliciano a pochi chilometri dall'area geotermica di Tivoli.



1.6.1 Inquadramento geologico

L'area investigata è situata nel settore orientale (Artena) e nord orientale (Galliciano nel Lazio) dell'apparato vulcanico dei Colli Albani. I terreni che affiorano nel sito di interesse fanno parte della successione dei depositi vulcanici depositati a partire dal Pleistocene medio .

Il vulcano Laziale è il più meridionale dei distretti vulcanici presenti nella regione Lazio; inizia la sua attività probabilmente contemporaneamente agli altri distretti alcalino-potassici, poco dopo l'ultima grande inversione del campo magnetico terrestre, 730.000 anni fa.

I dati radiometrici permettono di conoscere l'età (530.000 anni) della prima grande unità esplosiva della fase iniziale, detta **Tuscolano-Artemisia**, che si può ritenere iniziata circa 600.000 anni fa.

Durante questa fase la quasi totalità dell'attività vulcanica proviene dall'area centrale in cui l'edificio principale era rappresentato dal Tuscolano-Artemisio.

Tale fase comprende almeno quattro cicli, ognuno dei quali è caratterizzato dalla messa in posto di colate piroclastiche, di piroclastici e lave a chiusura dell'attività.

Durante il primo ciclo vengono eruttati almeno tre colate piroclastiche in rapida successione, seguite da un'ingente fase effusiva maggiormente concentrata nel settore sud occidentale del Vulcano.

Tale ciclo si verificò intorno ai 600.000-500.000 anni ed è stata riscontrata una correlazione con una fase di abbassamento del livello marino (*De Rita et alii, 1991*).

Il secondo ciclo comprende l'eruzione più importante del Vulcano Laziale, che ha portato alla messa in posto di un'imponente unità in colata piroclastica: *Pozzolane Rosse o di San Paolo*. Tale unità, nota per le sue proprietà pozzolaniche dai costruttori di ogni tempo, è costituita essenzialmente da scorie rosso brune, violacee o nere, Segue, dopo una non forte intercalazione di lapilli («conglomerato giallo») e di tufi «terrosi», la *pozzolana «nera» o media* o delle «Tre Fontane». La formazione della pozzolana rossa dovuta ad una violentissima esplosione, ha coperto estesamente le zone circostanti l'apparato laziale.

I prodotti di questa esplosione, in quasi tutte le zone più lontane dal centro di emissione, assumono l'aspetto e le proprietà tipiche delle

«pozzolane» e presentano un colore rosso violaceo; per questa ragione sono spesso indicati come «pozzolana rossa».

Anche questo ciclo, datato intorno ai 480.000 anni è correlabile con una fase di abbassamento del l.m.. Il terzo ciclo comprende ancora l'eruzione di un' unità in colata piroclastica, simile alla precedente, ma notevolmente ridotta sia in estensione che in volume.

L'ultimo ciclo, datato intorno ai 360.000 anni, emette ancora un' unità in colata piroclastica che comprende due unità di flusso molto note in letteratura per il loro utilizzo a scopi pratici e denominate "*tufo litoide*" e "*tufo di Villa Senni*".

Il tufo è denominato "lionato" perchè presenta in molte zone del territorio del Comune di Roma un caratteristico colore fulvo.

Questa ingente eruzione determina la fine dell'attività dell'edificio Tuscolano-Artemisio, la cui parte sommitale collassa secondo fratture controllate dalla tettonica regionale.

Il collasso è stato accompagnato da un ingente lancio di scorie e di lapilli con effusioni laviche subordinate. Il tufo di Villa Senni presenta una composizione leucitica ed è caratterizzato da una grande abbondanza di cristalli di leucite.

Dopo una breve stasi l'attività riprende all'interno dell'area collassata dove si edifica un nuovo piccolo stratovulcano: fase dei "**Campi di Annibale o delle Faete**". Tale fase è stata datata tra i 300.000 e i 200.000 anni.

L'ultima fase dell'attività dei Colli Albani è di tipo **idromagmatico**, ha inizio 200.000 anni fa e termina 20.000 anni fa (Mercier, 1993). Durante questo periodo si verificano violente esplosioni freato-magmatiche, soprattutto da crateri situati nel settore occidentale dei Colli Albani (Ariccia, Nemi, Giuturna e Albano), mentre nel settore settentrionale i crateri coinvolti sono di dimensioni minori rispetto ai precedenti (diametro di circa 1 km), (Pantano secco, Prata Porci, Valle

Marciana e Castiglione). I prodotti di questa attività sono prevalentemente Surges e Lahars.

- Formazioni piroclastiche

Le eruzioni del vulcano dei Colli Albani (Vulcano Laziale) hanno portato alla messa in posto di numerose ed estese formazioni piroclastiche che nel loro complesso ricoprono gran parte del territorio del Comune di Roma e che si sviluppano maggiormente ad est ed a sud della città.

I principali prodotti piroclastici del Vulcano Laziale sono i cosiddetti "tufi antichi", il complesso delle pozzolane inferiori, il tufo lionato, la pozzolana superiore ed il tufo di Villa Senni. Presenti, ma molto meno estesi, sono inoltre la formazione dei lapilli del recinto esterno, il tufo di Castiglione, il tufo di Prata Porci, il tufo di Valle Marciana ed il tufo di Albano.

- Tufi antichi –

I cosiddetti tufi antichi comprendono tutte le piroclastiti del vulcano dei Colli Albani più antiche del complesso delle pozzolane inferiori.

Questo complesso di tufi grigi, particolarmente coerenti e resistenti, affiora soltanto localmente, ma è molto sviluppato al disotto dei più recenti prodotti vulcanici albanici.

-Pozzolana rossa o di S. Paolo-

Questi tufi sono caratterizzati dalla presenza di scorie delle dimensioni fino ad alcuni decimetri, di blocchi di lava e di un materiale microscoriaceo cineritico che nell'insieme dona alla massa il particolare colore rosso violaceo. Per quanto riguarda la potenza di questa

formazione, in genere, a Roma, nelle zone ove affiora e ove sono aperte delle cave, non supera i dieci metri.

-Conglomerato giallo-

«*Conglomerato giallo*» viene denominato il materiale piroclastico immediatamente sovrastante alla formazione delle pozzolana rossa, in genere di potenza limitata (circa 50 cm) e costituito da frammenti di lava o di lapilli di scorie che appunto gli conferiscono il caratteristico colore giallo. Esso è un livello caratteristico che permette di distinguere la formazione della *pozzolana rossa o inferiore* sottostante a quella delle *pozzolana nera o media* sovrastante.

il conglomerato giallo non è dovuto ad una violenta esplosione del cratere centrale del vulcano Laziale, ma piuttosto ad una esplosione il cui centro non doveva essere lontano dalla zona degli affioramenti dove lo spessore è maggiore.

-Pozzolana nera-

I materiali costituenti questa formazione, comunemente denominati anche «*pozzolana nera*» a causa della loro proprietà pozzolaniche e del loro colore scuro tendente al nero violaceo, si presentano a grana piuttosto fine e sono in genere immediatamente sovrapposti al conglomerato giallo.

Limitandosi al territorio del Comune di Roma, questa formazione in genere mostra una potenza molto limitata (inferiore al metro) e soltanto localmente, come per esempio nella zona delle Tre Fontane, raggiunge uno spessore di circa tre metri.

-Tufo lionato-

Per formazione del tufo litoide lionato si intende quella dovuta ad una violentissima esplosione del vulcano dei Colli Albani, precedente a quella della pozzolana grigia e successiva a quella della pozzolana nera. Lo stesso tufo tuttavia cambia notevolmente di colore, anche nell'ambito ristretto di una stessa cava, passando dal colore caratteristico rosso fulvo al grigio giallastro più o meno picchiettato di plaghette bianche, od al marrone brunastro scuro. Il tufo lionato era originariamente una piroclastite scoriacea molto simile alla pozzolana "grigia".

Intorno alle scorie esiste una massa cineritica costituita da piccoli frammenti scoriacei. I macrocristalli sparsi nella massa o contenuti nelle scorie sono relativamente poco abbondanti e sono costituiti da pirosseno verde o incolore, da biotite ed in origine anche da leucite, ora completamente analcimizzata.

Per effetto dell'alterazione le scorie sono diventate da nere a giallastre o rossastre e conferiscono al tufo il caratteristico colore rosso fulvo..

Per quanto riguarda le caratteristiche di questo tufo litoide lionato esso, a composizione leucititica, è formato essenzialmente di scoriette, frammenti lavici e piccoli proietti impastati con un materiale cineritico notevolmente alterato.

Alcuni autori hanno ritenuto in passato che la formazione di questo tufo litoide fosse la medesima di quella della pozzolana superiore o «pozzolanella», poiché la pozzolana grigia superiore (come d'altronde la rossa e la nera) localmente è autocementata e passa quindi ad un tufo litoide del tutto simile a quello litoide lionato.

Tale opinione oggi è tuttavia completamente superata in quanto tra la formazione del tufo litoide lionato e quella della pozzolana grigia

superiore («pozzolanella») sono stati osservati in alcuni punti altri materiali piroclastici, lavici od anche non vulcanici.

-Pozzolana superiore o grigia-

La pozzolana superiore rappresenta il prodotto dell'ultima delle grandi esplosioni del Vulcano Laziale ed appunto per questo ricopre quasi ovunque, nella zona sud e sud est del Comune di Roma, le formazioni più antiche (salvo nei punti ove una profonda erosione l'ha asportata) mentre è ricoperta soltanto parzialmente dai prodotti delle successive esplosioni meno violente.

La pozzolana superiore si presenta incoerente con proprietà pozzolaniche e, con una colorazione tendente al grigiastro e per tale colore caratteristico è noto anche come «*pozzolana grigia*», mentre viene anche indicata come «*pozzolanella*» in relazione al fatto che le sue proprietà pozzolaniche, sebbene discrete, sono inferiori a quelle della pozzolana inferiore (rossa) e della pozzolana media (nera).

-Tufo di Villa Senni-

Dopo il deposito della pozzolana grigia si è avuta un'altra attività esplosiva dell'apparato vulcanico laziale, che può essere considerata come l'ultima di quelle che hanno dato origine al complesso dei tufi laziali e che hanno interessato la zona oggi occupata dal centro urbano. Essa ha portato alla formazione di un tufo marrone rossastro di composizione leucitica, caratterizzato da una grande abbondanza di cristalli di leucite. Tale tufo si presenta in alcuni punti del tutto incoerente mentre in altri è litoide; esso è caratterizzato anche dal contenere una grande abbondanza di proietti, essenzialmente di natura vulcanica, alcuni dei quali particolarmente ricchi di biotite, altri di pirosseni, altri infine costituiti quasi totalmente di leucite.

-Formazione dei lapilli del recinto esterno-

La formazione dei lapilli del recinto esterno dell'apparato vulcanico dei Colli Albani è costituita da un tufo incoerente, formato da piccole scorie varicolori delle dimensioni fino ad un massimo di circa un centimetro (lapilli scoriacei) sempre ben straterellati, con più o meno abbondanti pirosseni, granati e lamelle di mica. Il colore nei fronti varia da punto a punto dal nero al violetto fino al predominante giallo rossastro; in superficie invece esso è esclusivamente giallo. A volte la formazione, per progredita alterazione assume l'aspetto di un tufo terroso, incoerente, sebbene contenga parte dei lapilli scoriacei, gialli.

Intercalate agli strati di lapilli scoriacei esistono numerose colate di lava.

-Tufo di Castiglione-

Il tufo di Castiglione , è un peperino cioè un tufo grigio granulare, litoide, costituito da ceneri grigio chiare o grigio giallastre ed anche nerastre contenenti lapilli scuri, frammenti di lava, di altri tufi e di rocce sedimentarie, di dimensioni anche notevoli.

Tufo di Prata Porci

Il prodotto emesso dal cratere di Prata Porci comprende dal basso in alto :

- un tufo grigio coerente, litoide, che rappresenta il primo prodotto del cratere;
- un tufo giallo scuro costituito da lapilli e da cristalli di leucite non o poco alterati.

Tufo di valle Marciana

Il prodotto del cratere di Valle Marciana è una formazione di un tufo grigio chiaro, in alcune zone coerente ed a grana grossolana ed in altre incoerente ed a grana finissima, disposto in strati di 5-20 centimetri di spessore ciascuno e che a loro volta si possono riunire in gruppo in modo da formare banchi di 0.5-1.50 metri, distinguibili soprattutto per la diversa tonalità della loro colorazione grigia.

Gli strati più grossolani si alternano a quelli ad elementi finissimi ed a quelli costituiti essenzialmente di lapilli più o meno arrotondati.

Nel tufo sono contenuti numerosi proietti le cui dimensioni variano da pochi millimetri fino ad oltre mezzo metro. I proietti sono costituiti sia da prodotti vulcanici (diversi tipi di lava, e di tufi), sia da rocce sedimentarie (calcari, calcari marnosi, marne e marne arenacee).

Per quanto riguarda la sua posizione stratigrafica il tufo di Valle Marciana è sottostante al peperino di Albano, mentre è sovrapposto alla formazione del tufo di Villa Senni.

-Tufo di Albano

I prodotti della esplosione che ha portato alla formazione della conca di Albano oggi occupata dal lago (di Albano o di Castel Gandolfo), sono costituiti da banchi di un tufo grigio granulare, grigio litoide, leucitico alternati ad altri di sabbia vulcanica grigia più o meno grossolana, avente però la composizione medesima della roccia coerente. Questo materiale, litoide o non, è costituito da un impasto di ceneri grigio chiare, o grigio giallastre od anche nerastre nel quale sono disseminati cristalli od aggregati di cristalli di minerali diversi, frammenti di lava e di tufi più antichi ed infine abbondantissimi frammenti di rocce sedimentarie diverse.

Ove il tufo si presenta granulare litoide, ricco di inclusi di calcare di ogni dimensione viene denominato "peperino" (*lapis albanus* dei romani).

La formazione di Albano è molto estesa ricoprendo un territorio mediamente di oltre sei chilometri intorno al centro di esplosione.

-Lave-

Durante l'attività dell'apparato vulcanico dei Colli Albani si sono avute numerose fasi di effusioni laviche. Le più antiche colate laviche sono sottostanti al complesso della pozzolana rossa; esse sono quelle dell'Acqua Acetosa, di Vallerano, di Casal Brunori, della Selcetta e della Cecchignola.

Ad una seconda fase appartengono le lave intervallate al complesso delle pozzolane laziali tra cui la lava della stazione di Lunghezza.

Ad una terza fase, successiva al deposito del tufo di Villa Senni, appartengono le colate di lava di Capo di Bove, di S. Maria delle Mole, di Quarto Palaverta e le lave nella zona della valle di Castiglione.

1.7 L'area di Artena

L'abitato di Artena, in provincia di Roma, è posto ad est del Vulcano Laziale tra Velletri e Colferro. E' ubicato su di un alto strutturale carbonatico che costituisce la propaggine settentrionale della dorsale Ernico-Lepino-Ausona, che, con orientazione in NW-SE (direzione appenninica), si estende fino al Mar Tirreno.

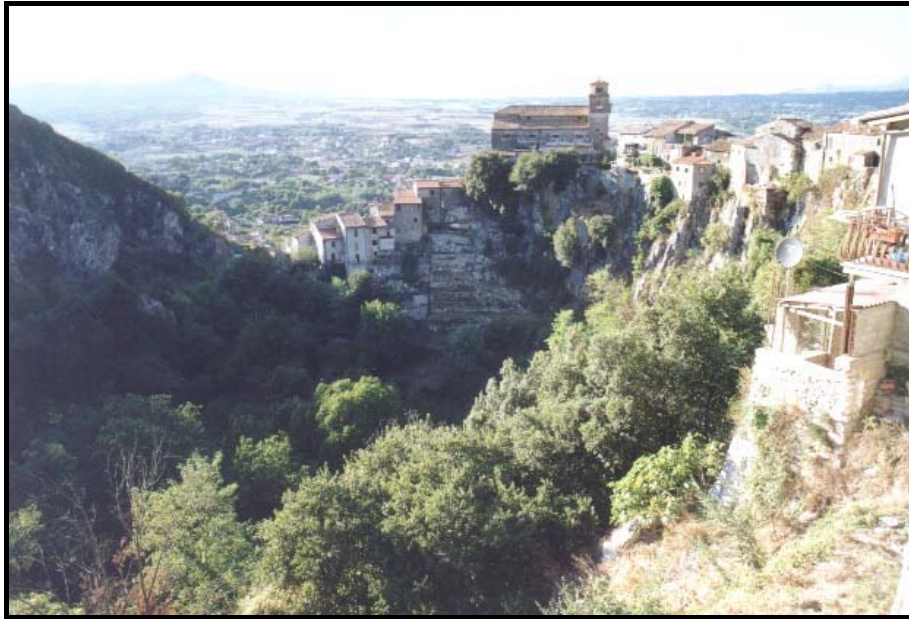
La parte nuova del paese si è invece sviluppata sulla piana, posta ai piedi della dorsale, che costituisce il prolungamento della pianura alluvionale del F. Sacco e dei suoi affluenti. La piana borda l'intera dorsale carbonatica su tutto il versante nord- occidentale per decine di chilometri, con andamento WNW-ESE e NW-SE, sino alla confluenza con il fiume Liri.

Si tratta di una piana colmata prevalentemente da depositi vulcanici e sedimenti rimaneggiati, che costituiscono blandi rilievi a sommità tabulare, verso SW i depositi vulcanici si interdigitano con sedimenti fluviali e lacustri.

I versanti della dorsale su cui sorge l'abitato presentano morfologie aspre, sono acclivi con pendenze superiori al 40%, la quota più elevata è di 621 m; nell'area di piana le quote si attestano intorno ai 250- 200 m.

1.7.1 Inquadramento Geologico

L'area di Artena è situata sulle propaggini settentrionali della piattaforma laziale, un'ampia area caratterizzata da potenti spessori (centinaia di metri) di calcari massivi o stratificati di età cretacea.



La dorsale calcarea è disposta secondo un andamento appenninico ed interessata da sistemi di taglio prevalentemente di tipo diretto.

Sono stati riconosciuti due sistemi di faglie principali:

- sistemi NW-SE, che attraversano le serie calcaree, e bordano la dorsale ad est ed ovest;
- sistemi orientati circa E-W, che segnano il limite tra le successioni carbonatiche di piattaforma e i depositi pleistocenici sul bordo settentrionale, e che ribassano i carbonati al di sotto dei depositi piroclastici (con rigetti di centinaia di metri).

I movimenti compressivi che si sono manifestati nell'area hanno originato sistemi plicativi a largo raggio che caratterizzano il rilievo su cui sorge Artena: un anticlinale con asse orientato in direzione ENE-WSW è visibile alla sommità della dorsale.

Stratigrafia

La successione stratigrafica dell'area è rappresentata da alcune formazioni principali, che dalla più antica alla più recente sono: *Calcari di piattaforma* del Cretacico, *vulcaniti* di età pleistocenica, appartenenti ai prodotti del Vulcano Albano, *depositi eluviali, alluvioni attuali e detriti* derivanti dal rimaneggiamento dei depositi vulcanici in ambiente continentale e dai processi fluviali del Fiume Sacco e dei suoi affluenti.(fig1)

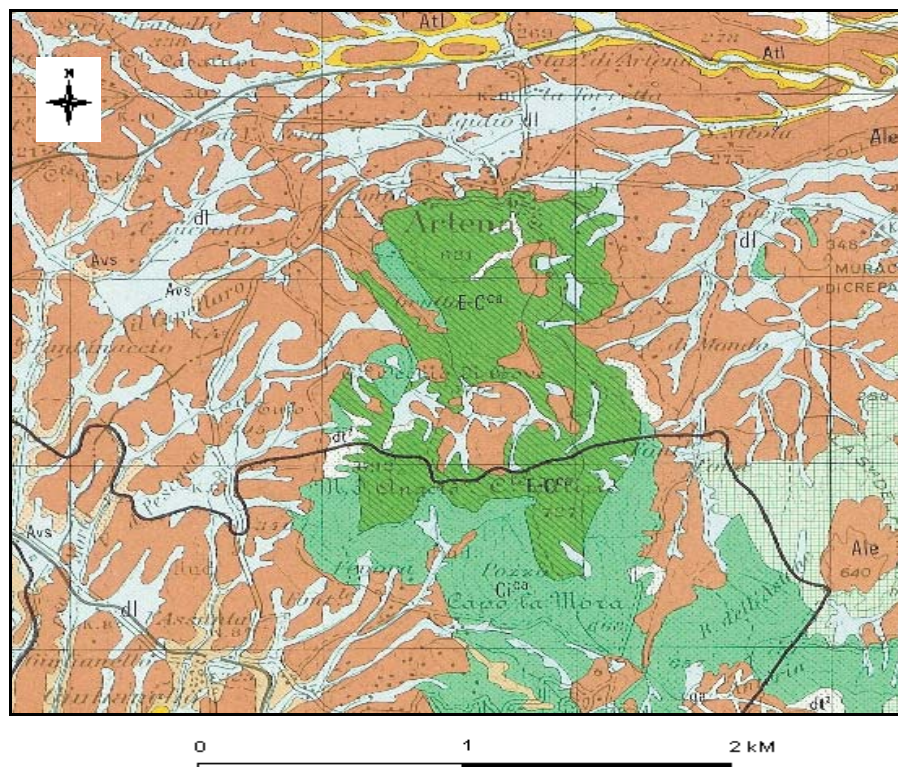


Fig1-(E-C^{ca}) calcari bianchi e calcari marnosi; (Ci^{ca}) calcari avana e dolomitici; (Ale) prodotti vulcanici, (dl) depositi eluviali e colluviali. (da Ventriglia U.1990)

-Calcari di Piattaforma

La dorsale carbonatica su cui sorge l'abitato è costituita da due tipi di calcari di piattaforma:

-Calcari biancastri e grigiastri a luoghi marnosi o dolomitico con livelli di marne. Sono presenti coralli, nerinee, rudiste e foraminiferi del Cenomaniano -Turoniano.

-Calcari bianchi e brecciole, calcari avana a luoghi dolomitici con intercalazioni di argille verdi, fossiliferi con contenuto macrofaunistico a rudiste. L'età è riferibile al Luteziano-Turoniano.

I calcari sono stati sfruttati come materiale da costruzione in alcune cave presenti nella zona di cui due sono ancora in esercizio.

-Vulcaniti

Si tratta di depositi vulcanici appartenenti al vulcanismo Albano. Sono costituiti da piroclastiti, pozzolane e cineriti stratificate a luoghi si rinvengono tufi litoidi e lave. Tali depositi affiorano a bordo dei depositi calcarei con spessori anche notevoli (sono stati riscontrati in sondaggio sino alla profondità di 74 m) e a luoghi sulle stesse dorsali con spessori molto più ridotti.



Depositi piroclastici della piana di Artena

-Depositi eluviali e colluviali

Nelle aree pianeggianti si rinvengono sedimenti fini, in prevalenza limoso-argillosi, prodotti dal rimaneggiamento dei depositi vulcanici. Il loro spessore è variabile ma si aggira sui 4-5 m.

-Detrito di Falda

Costituisce il riempimento dei principali impluvi e di alcune fasce che si rinvengono ai piedi della dorsale.

1.7.2 Idrogeologia

Nell'area sono presenti alcune sorgenti e fontanili, che si originano al contatto tra terreni più permeabili (calcari) e terreni semi-permeabili (piroclastiti ed eluvium-colluvium); inoltre all'interno della piana, nelle coperture piroclastiche, sono presenti falde sospese ed in pressione (Fig2).

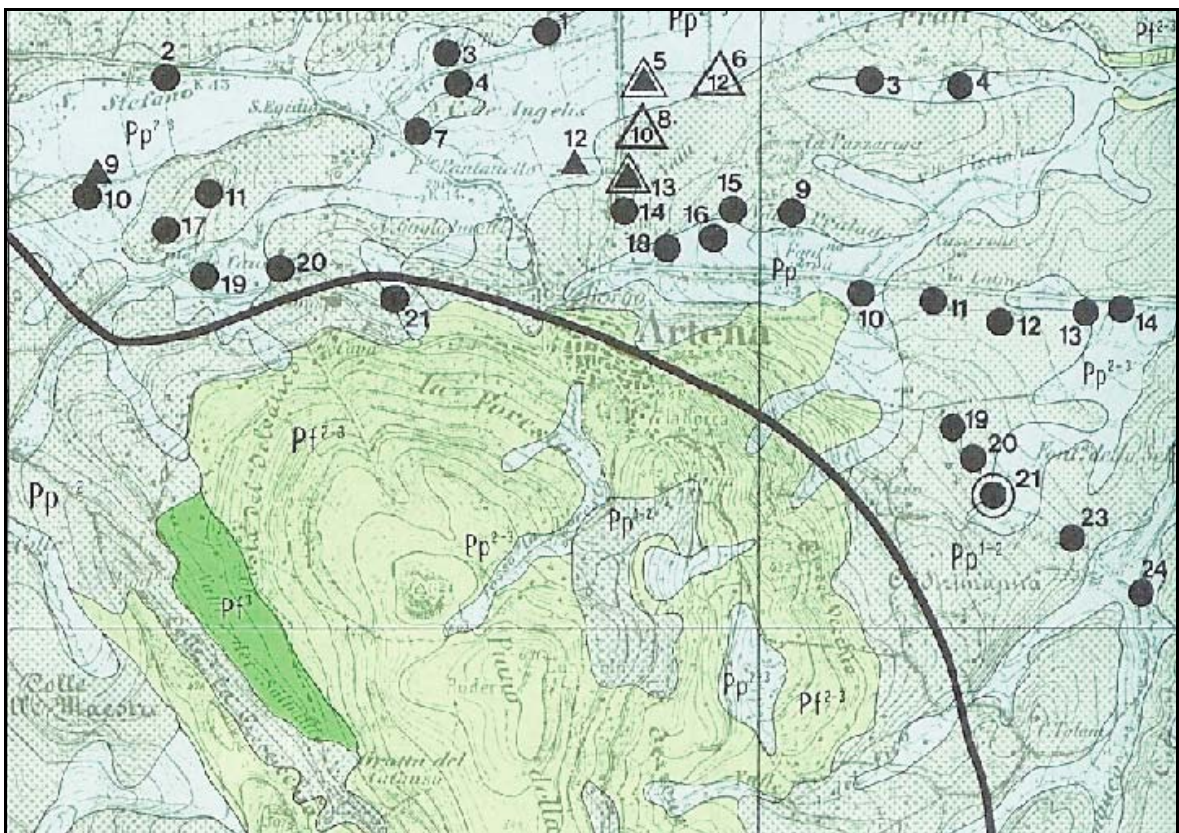
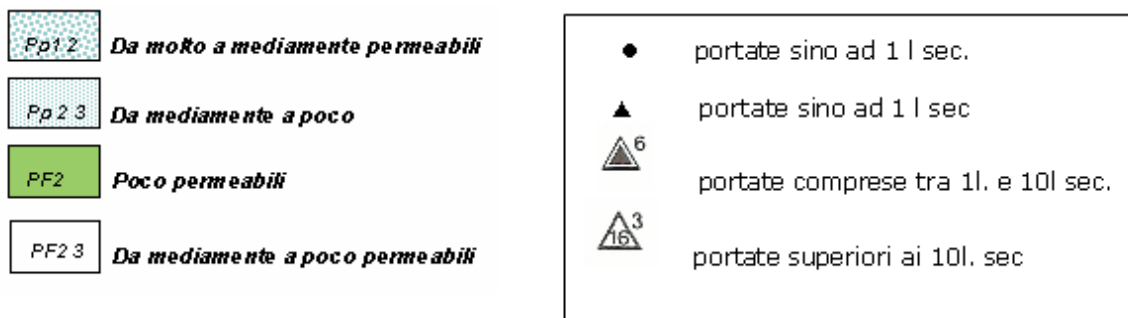


Fig.2-Stralcio della carta idrogeologica (da Ventriglia U.1990)



I complessi idrogeologici presenti nell' area sono:

-*complesso calcareo* caratterizzato da un alto grado di permeabilità per fratturazione e carsismo, a cui appartengono i calcari mesozoici della dorsale lepina.

-*complesso delle vulcaniti*, costituito da piroclastici di varia natura, cineriti, tufi e tufiti, coltri ignimbriche, che generalmente presenta una permeabilità bassa nelle sequenze omogenee sino ad alta in corrispondenza dei corpi lavici fessurati

.

-*complesso a bassa permeabilità* a cui appartengono le coltri eluviali e colluviali, costituenti la fascia soggetta a percolazione delle acque meteoriche.

1.7.3 Aree a rischio

L'area di Artena rappresenta un'area a rischio per alcuni importanti fenomeni naturali.

La prima problematica è relativa agli imponenti processi carsici che si sviluppano sulla dorsale carbonatica, con formazione prevalente di doline con tendenza all'evoluzione areale della forma e con frequenti fenomeni di collasso delle pareti.

L'area è caratterizzata da doline di crollo ad imbuto, pozzi, inghiottitoi, di cui la forma più grande è ubicata proprio all'interno del paese. Le forme prevalenti sono quelle ad imbuto di grande diametro superiore anche ai 100 m, ma anche da forme profonde, con diametri minori, dalle pareti sub-verticali, a pozzo. In alcune doline è presente acqua stagnante. Un simile range di valori di diametro delle cavità è caratteristico di un carsismo antico ma sempre in continuo approfondimento.

Tale carsismo può essere considerato "*carsismo con azione prevalente di corrosione dorsale*" (Aubert, 1967; 1969). Questa tipologia di carsismo si rinviene sui rilievi, più soggetti alla permanenza delle acque meteoriche, o sui versanti esposti all'azione del dilavamento

Inoltre le superfici rocciose sono interessate da mesoforme quali karren marcati, dove la roccia carbonatica è fortemente fratturata e cataclasata. Le forme sono dovute alla stretta interazione tra l'azione carsica di superficie e la tettonica, rappresentata da due sistemi di faglie principali e alcuni sistemi di diaclasi.

Ulteriore problema relativo all'area di dorsale sono i crolli delle pareti rocciosi fenomeni dovuti alla gravità e alla percolazione delle acque meteoriche.

Lo studio è stato rivolto, in particolare, a quattro cavità, la più grande è detta sul luogo "*Puzzariga*", a sud-est di questa, a circa due Km, se ne osserva un'altra più piccola presso la "*Fontana dello Schiavo*" ed

infine, ubicate poco ad est di Artena, nel comune di Colleferro, sono presenti altre due cavità ormai oblite, "Fondo Ara Loveso" e "Fondo del Procicchio" che sembrano avere la stessa natura della Puzzariga.

L' Almagià, nella nota del 1906, confronta i due Sprofondi di Galliciano con la Puzzariga e con la cavità presente a Fontana dello Schiavo, ritenendo quest' ultime " di aspetto più svasato a causa della minore profondità e della più lieve inclinazione delle pareti.."

Secondo l' autore l' origine delle due cavità non può esser dubbia "poiché il tufo si sovrappone in banchi al calcare cretaceo che viene in luce in molti luoghi nei dintorni.."

Si è ritenuto opportuno quindi effettuare una ricerca delle fonti storiche che testimoniassero le modalità e la data di formazione di tali morfologie.

Dalla consultazione delle cartografie storiche risulta che la loro origine è sicuramente antecedente al 1884 in quanto già presenti nella cartografia dell' epoca, come si può osservare nella fig.3

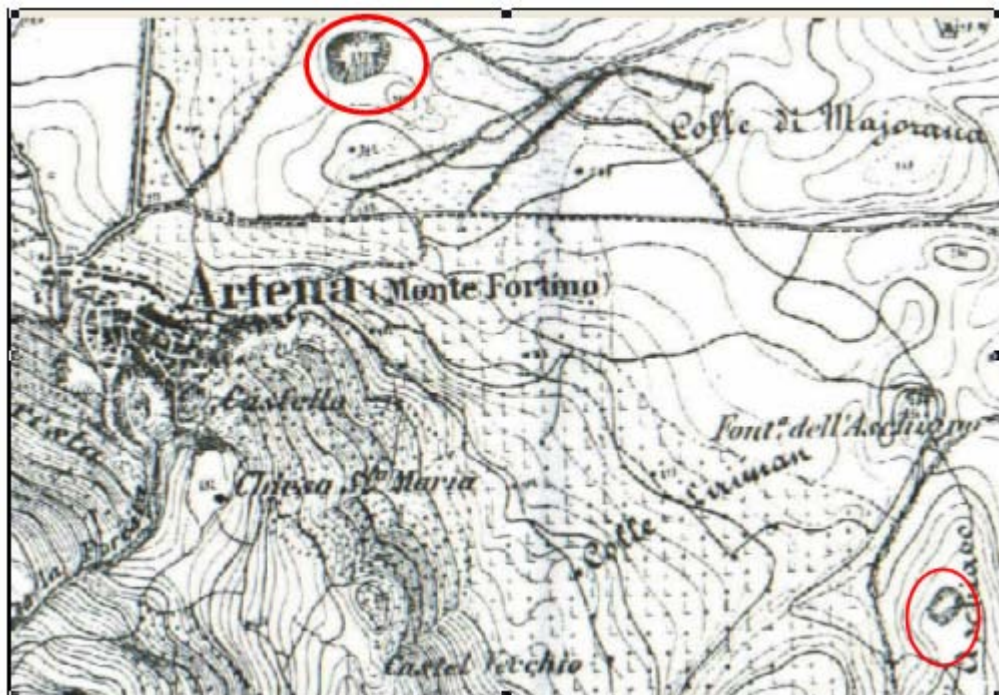


Fig.3- Stralcio della carta topografica(1:25000)del 1884

La Puzzariga si presenta come una cavità asciutta, profonda circa 35 m, in cui non sono state evidenziate emissioni di gas (che generalmente si accompagnano a tali fenomeni) né sono ricordate in epoca storica dalla popolazione locale (anche se dal nome è evidente che in passato ci siano state) (fig3a-3b).

La cavità della puzzariga al momento risulta stabile e non sono evidenti eventi di crollo.

Lo spessore della copertura piroclastica su cui è impostata la cavità è superiore a 74 m (un pozzo artesiano è stato approfondito fino alla falda, rinvenuta a 74 m che risale di 18, incontrando sempre terreni piroclastici sciolti). Durante l'inverno la cavità riesce a contenere poca acqua che permane per pochi giorni.

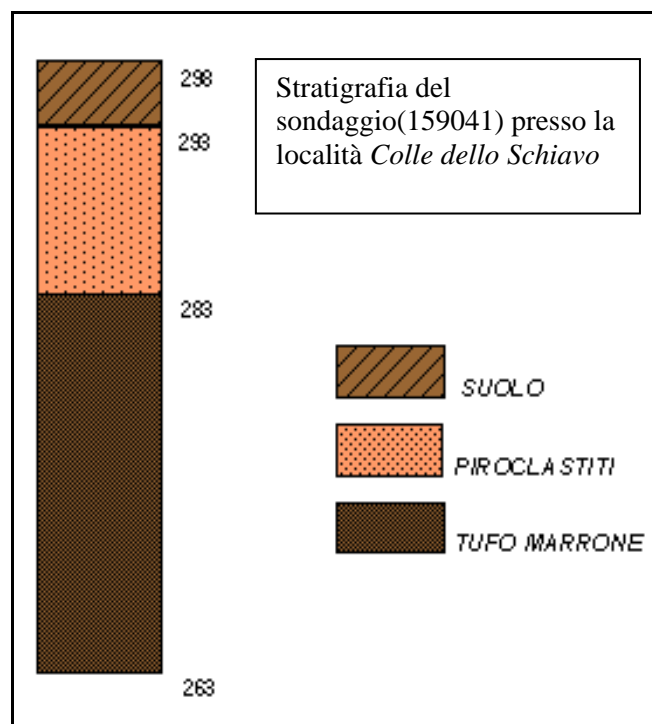


fig4



Fig3a-Il fondo dello sprofondamento della Puzzariga



Fig3b- All'interno della puzzariga è visibile sullo sfondo il paese di Artena e una delle doline di crollo

1.8 L' area di Galliciano nel Lazio

La caratterizzazione geologica delle litologie presenti si è basata principalmente sulle note bibliografiche della "geologia del territorio del comune di Roma" di U. Ventriglia. (fig.1).

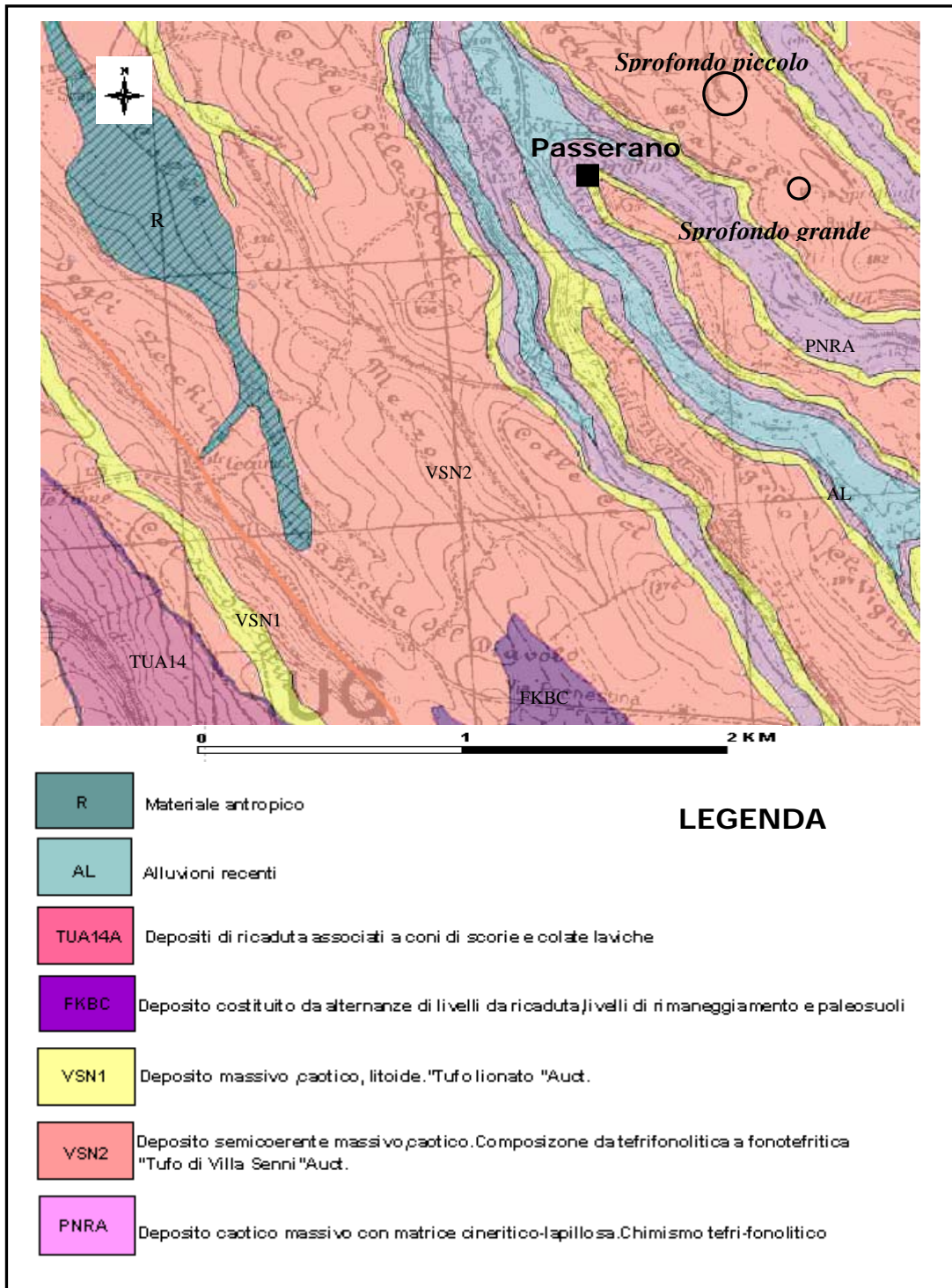


Fig1-Stralcio della carta geologica

I prodotti piroclastici affioranti nel sito di Gallicano sono essenzialmente costituiti dalla pozzolana nera, dal tufo lionato e superiormente dal tufo di Villa Senni .

Intorno alla Valle di Castiglione, nel territorio compreso tra la via Prenestina a nord, la S.P. di Gallicano a sud, la valle del fosso dell'Osa ad ovest e la valle del fosso di S. Giuliano ad est, affiora il tufo di Castiglione , denominato dai romani *lapis gabinus*.

Si tratta di un tufo grigio, granulare, litoide, costituito da ceneri grigio chiare o grigio giallastre ed anche nerastre contenenti lapilli scuri e frammenti di lava.

Il *lapis gabinus* è il prodotto dell'esplosione del cratere di Castiglione che si trova sull'antica via Prenestina a poco meno di sette chilometri a NNO da Colonna (in linea retta) ed a poco meno di tre chilometri a SO dal Casale di Lunghezza.

Nel cratere esisteva un lago, detto di Castiglione o Gabino, che fu prosciugato dai Borghese immettendo le sue acque nel vicino fosso dell'Osa.

Nella parte settentrionale ,stratigraficamente sovrastante i terreni sopra citati, affiora la formazione dei lapilli varicolori della cinta esterna . Per quanto riguarda le lave intercalate alle formazioni piroclastiche si ricordano:

- lo stretto affioramento di lava leucitica nefelinica, lungo circa un chilometro, che compare al disotto del tufo lionato al fondo del fosso di Corzano, nel tratto tra la confluenza del fosso di Corzano con il fosso di Passerano e la via di Poli;
- la grande colata di lava, lunga circa 3 km e mezzo, e larga circa 700 m. che, sovrapposta ai lapilli policromi ed al tufo di Villa Senni , da M. Massimo (m. 248 s.l.m.) giunge fino alla strada che da ponte Cecara porta al fontanile delle Zinne. Questa lava, una leucitite tefrite nefelinica, presenta un colore da grigio chiaro a grigio verdastro scuro, con rari fenocristalli di augite e di leucite.

I terreni sedimentari sono rappresentati esclusivamente dalle alluvioni fluviali attuali e dai prodotti del dilavamento dei tufi che ricoprono i fondovalle dei fossi.

Tutta la vasta area tra Colonna e Laghetto e tra il fosso di Passerano e quello dell'Osa è fortemente depressa a causa di uno sprofondamento. Tale sprofondamento ha ovviamente prodotto notevoli disturbi e fratture attraverso le quali importanti colate di lava hanno defluito scorrendo, in relazione alla morfologia del terreno, essenzialmente verso NO. Fra queste lave rientrano nell'ambito del territorio studiato la lava di Saponara e quella dell'Osa.

La lava di Saponara si estende ad oriente del cratere di Castiglione tra il fosso di S. Giuliano ed il fosso di Corzano.

Dai piani di Corzano (posti a 250 metri a sud della via Prenestina) la lava prosegue con direzione nord, sale da quota 65 m. s.l.m. a m. 95 s.l.m.,(2) si dirige poi verso NO scendendo di nuovo a quote inferiori, raggiunge la via di Poli, interessa il Quarto di Saponara ed infine all'altezza della Botte dell'Acqua, si divide in due rami: di questi uno termina al fontanile sulla via Collatina, a quota di circa 40 m. s.l.m. mentre il secondo, più ad est, attraversa la via Collatina e raggiunge a quota di circa m. 40 s.l.m., il collettore delle Acque Basse arrestandosi a meno di 200 metri dal fiume Aniene.

La lunghezza complessiva della colata risulta pertanto di circa cinque chilometri.

Al bordo della colata è possibile osservare che essa poggia direttamente sul tufo lionato e sulla pozzolana grigia. Localmente è osservabile anche la sovrapposizione della lava ad una formazione di lapilli grigi dovuti probabilmente all'esplosione del cratere di Castiglione.

Dal punto di vista petrografico la lava è definita come una leucitite pirossenica melilitica e nefelinica(*Ventriglia, 2002*).

1.8.1 Idrogeologia

L' area del comune di Galliciano nel Lazio ricade nelle vicinanze del bacino drenato dal fosso di Passerano, affluente di sinistra dell'Aniene, (identificato nella classificazione del *Ventriglia* come 13° sottobacino del fiume Aniene) con confluenza a m. 32 s.l.m.(fig2). Il fosso ha inizio nei pressi del paese di S. Cesareo, a circa m. 300 s.l.m., con il nome di fosso Scuro e scende a valle, verso nord nord ovest, fino alla confluenza con l'Aniene ricevendo un solo importante affluente, il fosso di Corzano, il cui corso è pressoché parallelo a quello del fosso di Passerano.

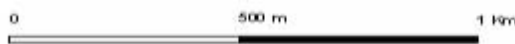
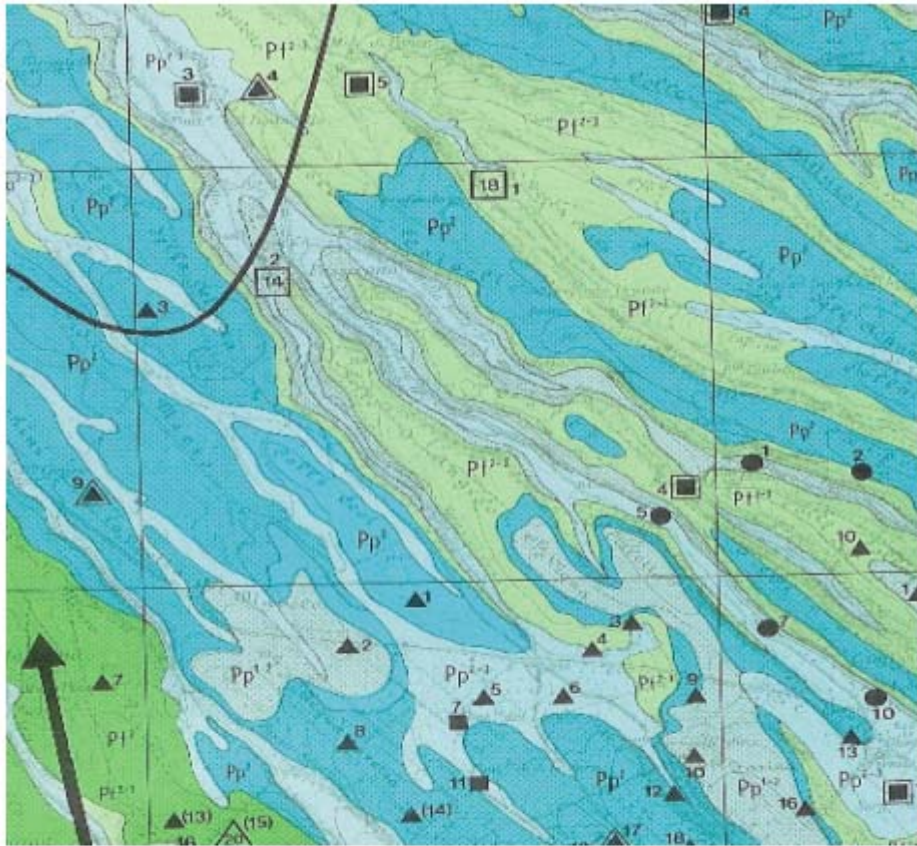
Il bacino imbrifero del fosso di Passerano ha forma molto allungata in direzione–nord ovest-sud est . La sua lunghezza è di 18 km e la sua larghezza massima è di circa 5 km.

Nel bacino è pertanto presente acqua sotterranea che costituisce una falda di base che è drenata dall'Aniene. Tale falda è più o meno produttiva a seconda delle permeabilità dei terreni nei quali ha sede e si manifesta con alcune piccole sorgenti sui fondofosso del basso bacino. Sono presenti inoltre varie faldine sospese, sostenute dai livelli di piroclastiti relativamente meno permeabili, che si presentano, un po' ovunque, con sorgenti in genere temporanee di modesta portata.

Le acque circolanti nelle vulcaniti si manifestano con una serie di sorgenti di strato in corrispondenza o del contatto fra tufi a permeabilità diversa o del contatto fra lave e tufi ed, infine , del contatto fra i tufi ed il basamento sedimentario.

La portata delle sorgenti al contatto fra i livelli di tufi a permeabilità diversa è di norma molto modesta. Sono da molto a mediamente permeabili il complesso della pozzolana nera, del conglomerato giallo, della pozzolana rossa ed i lapilli scoriacei; è mediamente permeabile la pozzolana grigia mentre risultano poco permeabili il tufo lionato ed i tufi peperini di Castiglione.

Nella zona investigata sono presenti rilievi collinari allungati in direzione NW-SE che si elevano fino ad una quota massima di 295m.(Colle Papa) risultano intervallati da una serie di fossi ,stretti e profondi con alte e ripide rive, che tendono ad assumere una struttura del reticolo idrografico parallelo.



LEGENDA



fig2-Stralcio della carta idrogeologica (da Ventriglia U.1990)

La carta della resistività (con AB=200m) dell' acquifero della zona di Passerano (Alberti et alii, 1973) evidenzia un'anomalia conduttrice coincidente con l' estensione della falda mineralizzata nell' acquifero di copertura. (fig3)

L'indagine ha consentito, inoltre, di individuare in corrispondenza della suddetta anomalia, un alto strutturale resistente, probabilmente carbonatico, dal quale risalgono le acque mineralizzate.

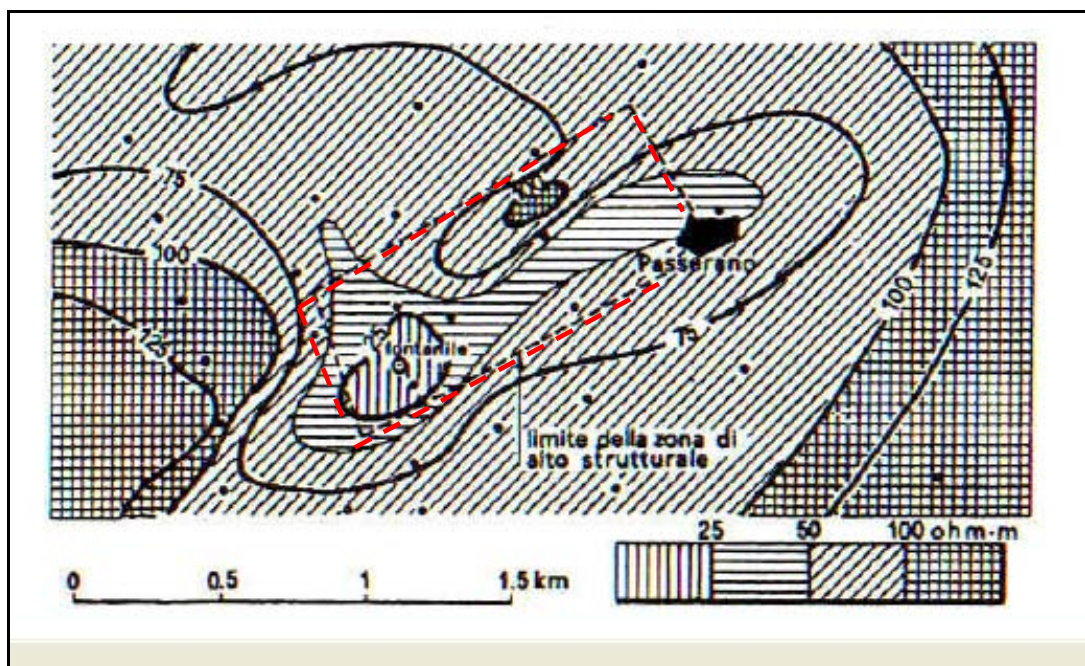


Fig.3-Carta della resistività dell' acquifero di Passerano (da Albani et alii,)

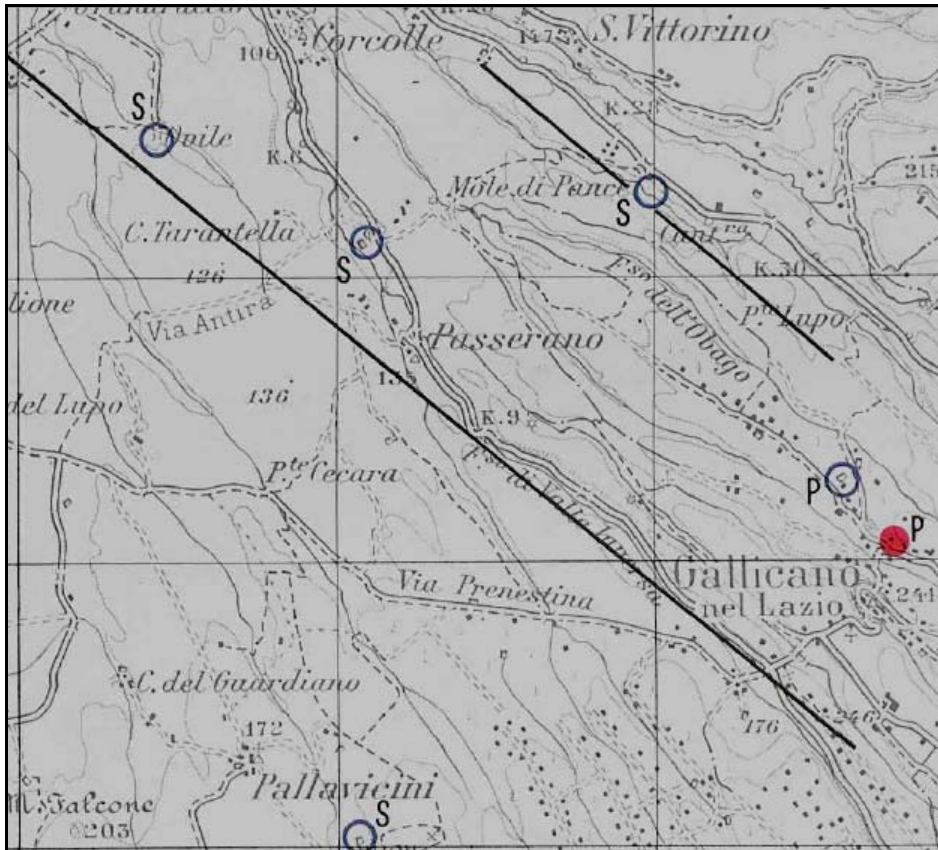


Fig3a- Carta delle sorgenti mineralizzate(da Ventriglia U.)

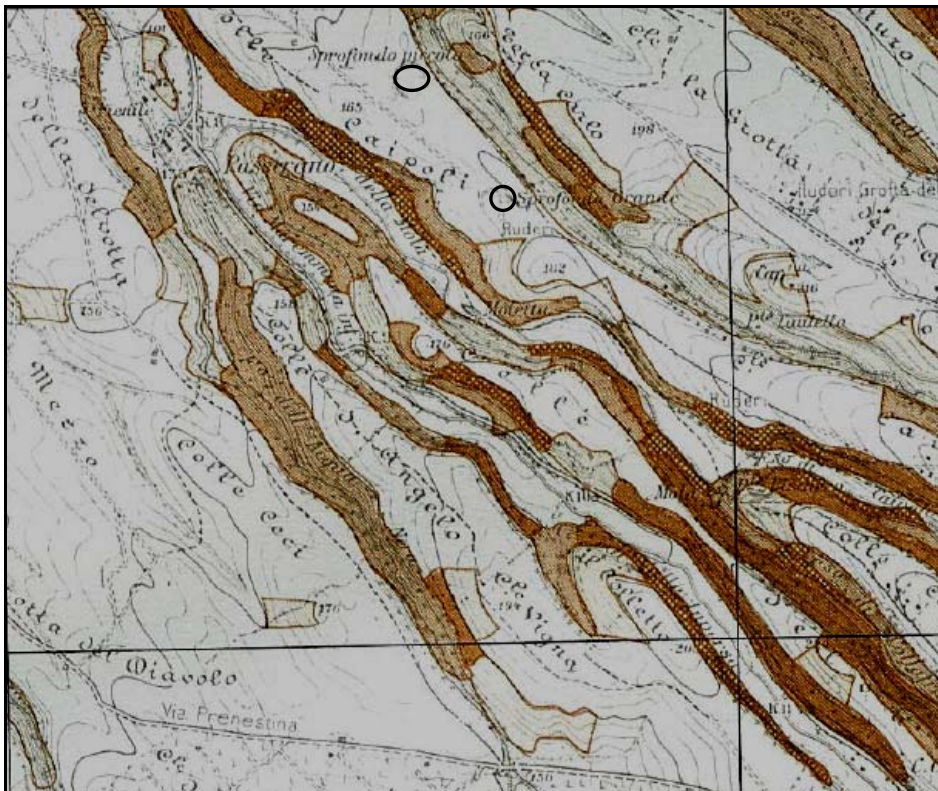


Fig3b- Carta delle acclività (da Ventriglia U.)

1.8.2 Gli sprofondamenti nell' area di Passerano

Nel sito di Gallicano lo studio è stato rivolto, in particolare, a due depressioni chiuse, denominate "*Sprofondo grande*" e "*Sprofondo piccolo*", ubicate lungo la via Maremmana inferiore, tra gli abitati di Passerano e Gallicano.

L' età di queste due depressioni, secondo la nota storica dell' Almagià (1909) sarebbe antecedente al 1824, in quanto già presenti nelle cartografie di tale epoca.

Data l' importanza, per il valore storico della nota, si riporta di seguito la descrizione dettagliata delle due "Fosse di Caipoli":... "*la più grande di forma ovata presenta un diametro maggiore di circa 130 m, le pareti quasi a picco in più punti mostrano allo scoperto il tufo; il fondo sempre asciutto è coltivato a grano....la seconda, distante circa 300 m dalla prima, ha forma tondeggiante, con diametro medio di circa 65 metri circa, è più profonda (15-16m) ed ha pareti più ripide.*"

Lo stesso autore fa riferimento, nella nota, alla presenza di una terza cavità formatasi improvvisamente la notte del 10 agosto 1824, presso il fontanile di Passerano, in località "la Bagnatora". (FIG4)

Secondo la descrizione di un giornale del tempo, si trattava di una cavità di forma tondeggiante, del diametro di circa 40 m., con pareti molto inclinate, profonda non più di 5 m., con poca acqua stagnante sul fondo.

Dopo una ricerca delle fonti storiche che testimoniassero le modalità e la data di formazione di tali morfologie, si è proceduti ad un' indagine in sito.

Inoltre sono state esaminate le immagini dei voli 1954-1981-2000, la cui comparazione ha permesso di valutare l' evoluzione, nel tempo, di tali forme. (fig.7)

Il rilevamento in campagna ha permesso di constatare che la cavità presso il fontanile di Passerano risulta completamente cancellata dagli

interventi antropici di bonifica, mentre risultano ancora parzialmente visibili i due Sprofondi.

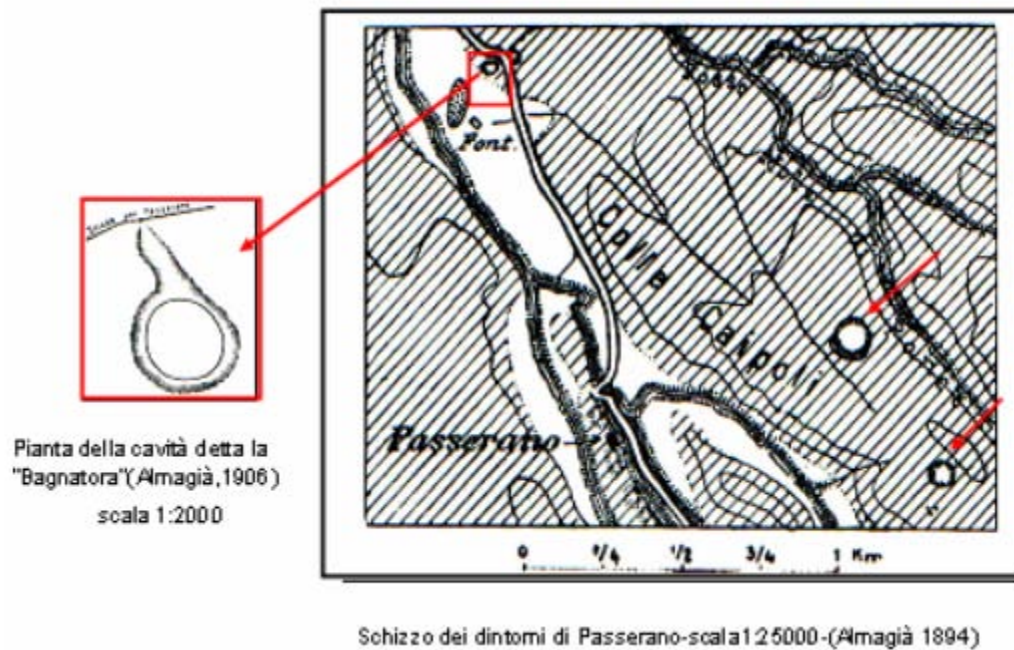


FIG4

La morfologia dello Sprofondo piccolo appare quasi completamente rimodellata in quanto sede di attività agricola. Presenta una forma a scodella, con profondità di circa 2-3 metri, il cui fondo è completamente asciutto. (fig5)



fig5-Sprofondo piccolo

Nello Sprofondo grande, invece, è in atto un colmamento con riporti, come è possibile osservare nella foto.(fig6)

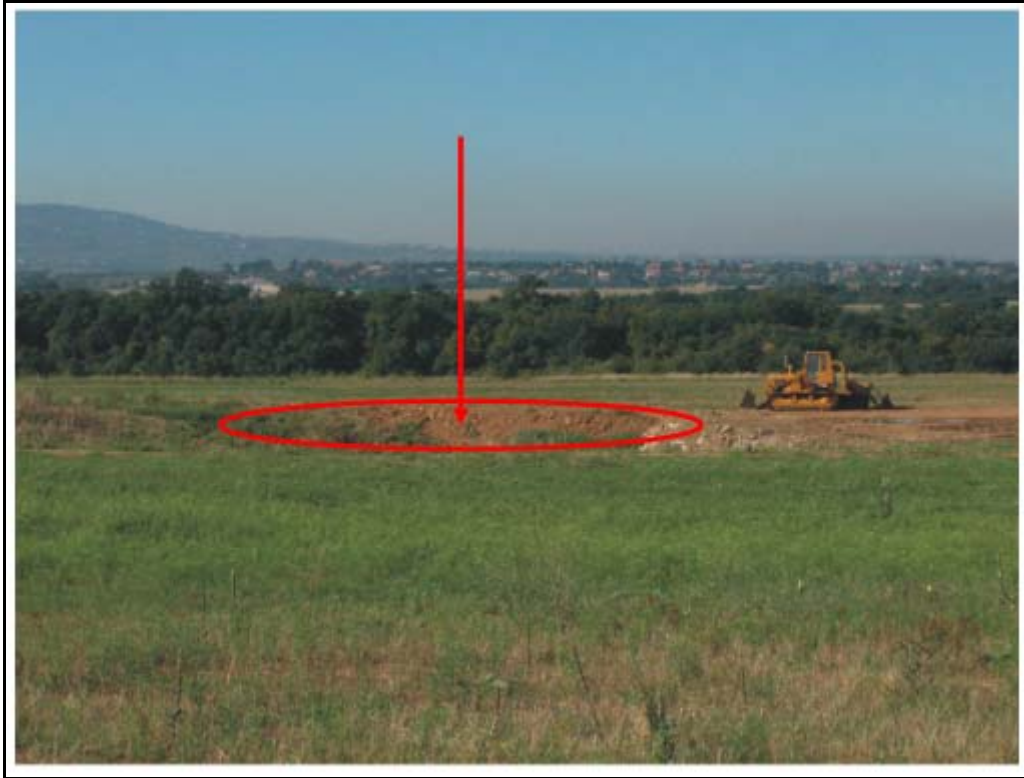


fig6-Sprofondo grande

Si è ritenuto opportuno, inoltre, approfondire anche lo studio del "Laghetto di Mondo" in quanto presenta una caratteristica forma sub-circolare.(fig 8)

Tale laghetto è posto a quota 109 m. ed è ubicato tra il Colle dell' Oliveto e il Colle del Brigante, vicino la località Pallavicina.

Si hanno poche notizie storiche riguardo l' origine del Lago che risulta già presente nelle carte topografiche del 1884; l' Almagià ,nel manoscritto del 1906, accenna a questo laghetto come un "*laghetto quasi prosciugato, di altra origine*"rispetto agli Sprofondi.

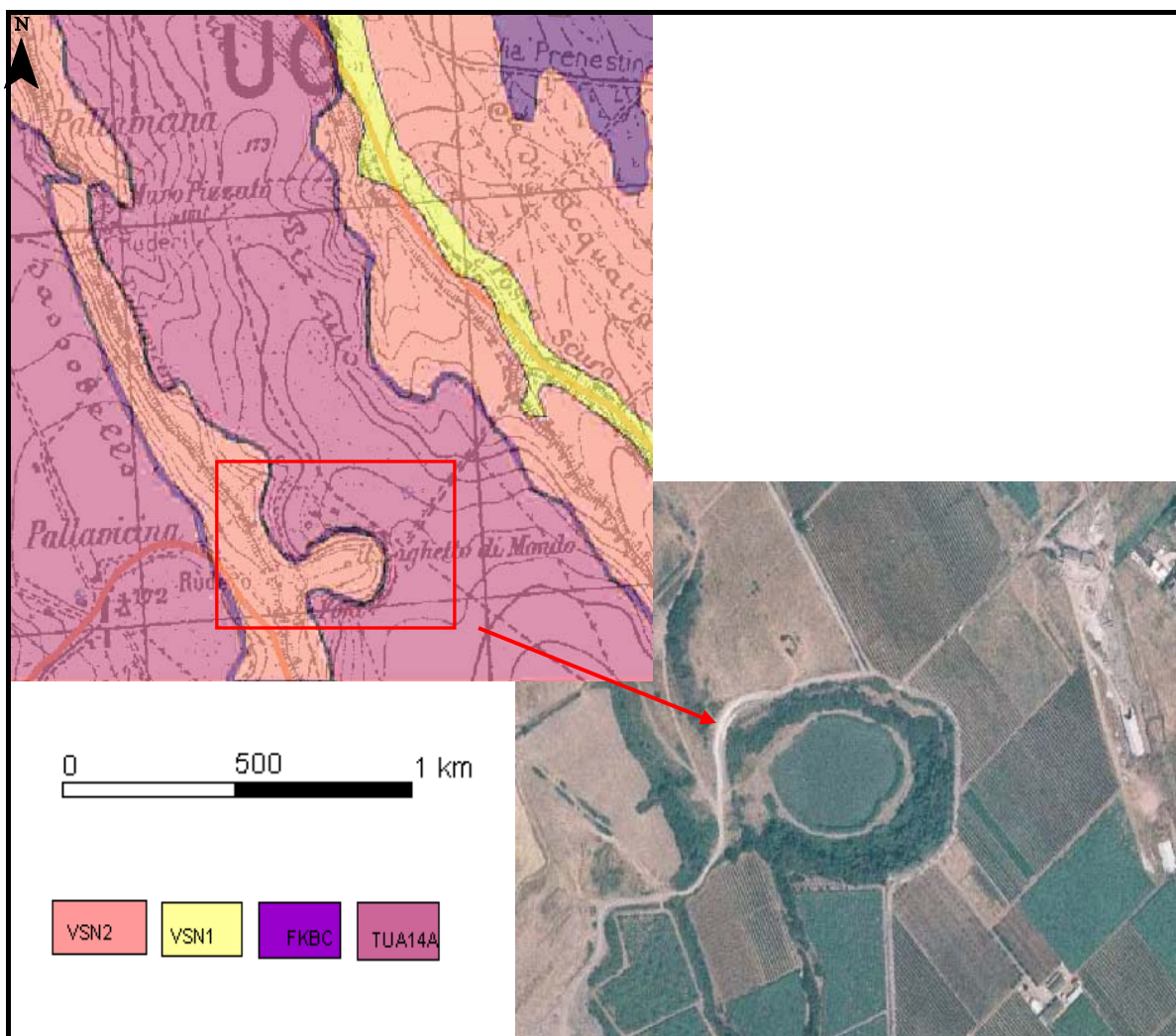


Fig. 8 –Stralcio del foglio geologico(sinistra) ed aerofotografia(destra) della località il Laghetto di Mondo

Non sono state misurate né le dimensioni del laghetto né i parametri fisico-chimici delle acque, in quanto difficilmente raggiungibile, data la presenza di una recinzione al contorno.

Non essendo noti sondaggi nelle vicinanze sono state avanzate delle considerazioni esclusivamente basandosi su aspetti morfologici presenti nel sito.

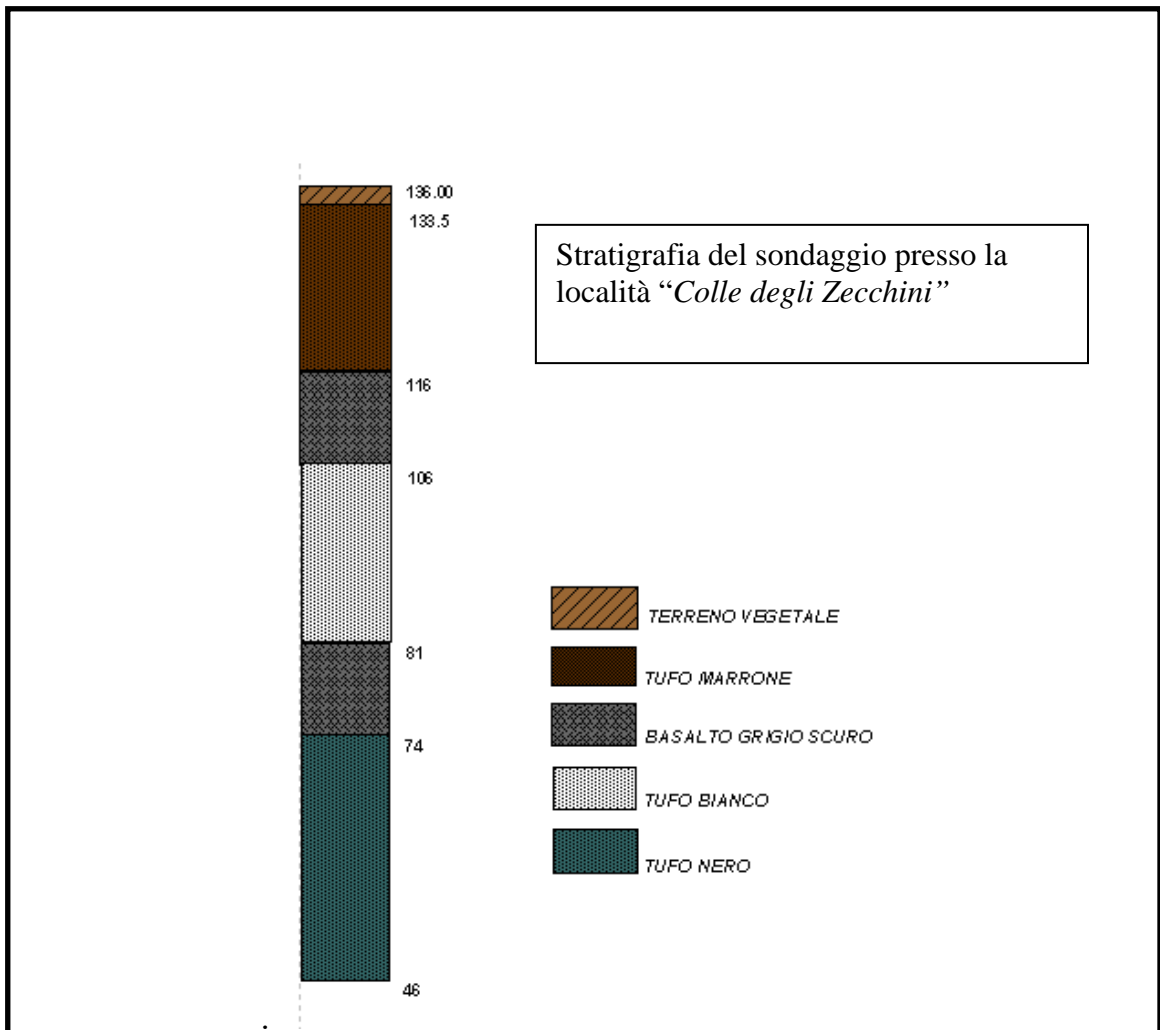


Fig9

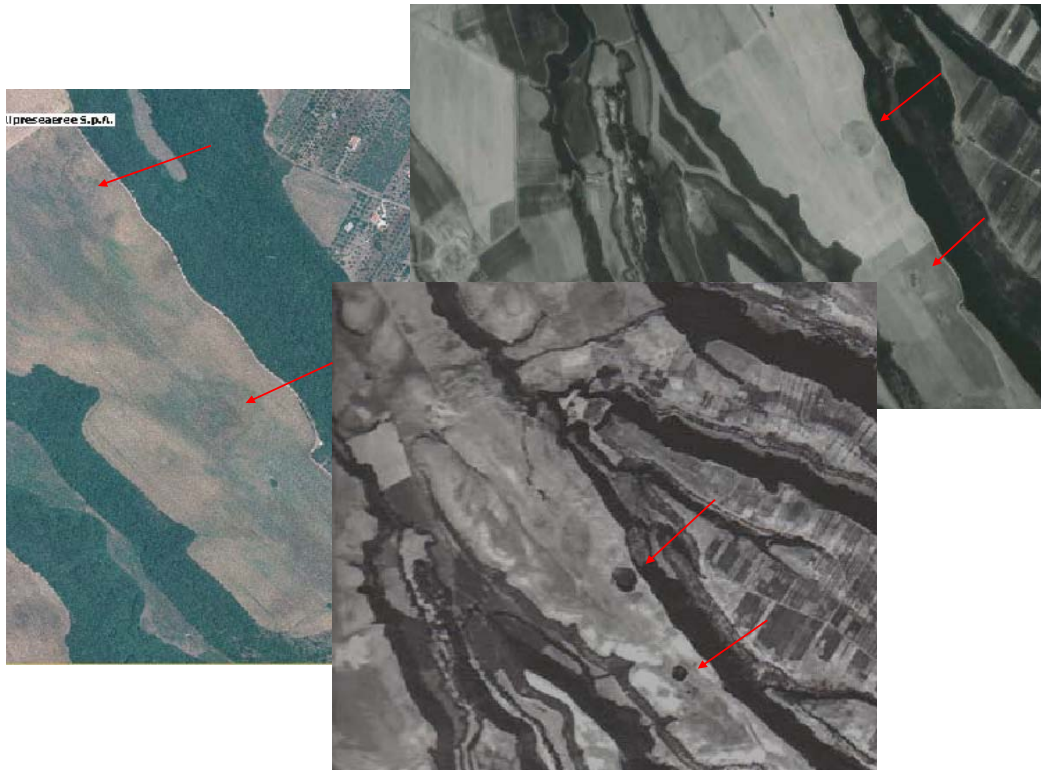


Fig.7 –Confronto dei voli aerei:volo 1954(centro),volo1981(destra),volo2000(sinistra)



cava

1.9 Caratteristiche sismiche dell'area

Valutando il quadro geodinamico nel quale ricade l' area, si può affermare che i terremoti risentiti hanno genericamente due origini:

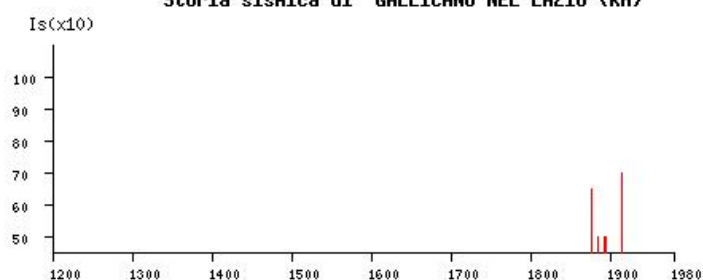
- sismicità legata al centro sismico del Vulcano Laziale caratterizzata prevalentemente da sciami sismici piuttosto frequenti (oltre 2000 scosse negli ultimi 300 anni), di bassa intensità e con rari eventi che storicamente hanno superato, all' epicentro, un valore di intensità pari al VI-VII MCS ,con profondità ipocentrali dell'ordine dei 5 km.
- sismicità appenninica: terremoti legati agli ambienti sismotettonici dell'Italia centrale, con frequenze di ritorno piuttosto elevate, intensità in sito anche distruttive (X-XI grado) e profondità ipocentrali fino a 15 km;

Le osservazioni sismiche disponibili per Galliciano nel Lazio evidenziano che non sono stati registrati eventi sismici nel 1824, data di formazione della cavità "La Bagnatora".

Osservazioni sismiche (8) disponibili per
GALLICANO NEL LAZIO (RM) [41.871, 12.819]

Data					Effetti	in occasione del terremoto di:	
Ye	Mo	Da	Ho	Mi	Is (MCS)	Area epicentrale	Ix Ms
1915	01	13	06	52	70	AVEZZANO	110 70
1876	10	26	14	18	65	PALESTRINA	70 47
1877	08	16	12	24	50	ROCCA DI PAPA	60 42
1885	04	10	01	44	50	M. SIMBRUINI	55 42
1892	01	22			50	COLLI ALBANI	70 47
1895	11	01			50	CASTELPORZIANO	65 44
1980	11	23	18	34	40	IRPINIA-LUCANIA	100 69
1919	10	22	06	10	35	ANZIO	70 54

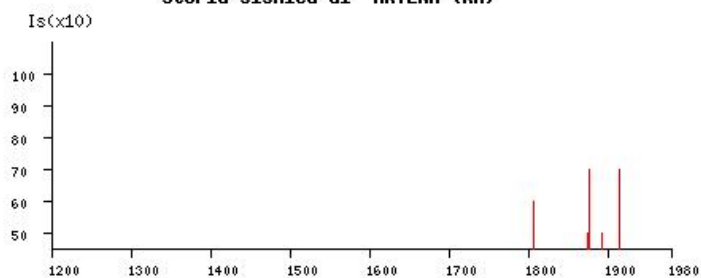
Storia sismica di GALLICANO NEL LAZIO (RM)



Osservazioni sismiche (8) disponibili per
ARTENA (RM) [41.74, 12.912]

Data					Effetti	in occasione del terremoto di:	
Ye	Mo	Da	Ho	Mi	Is (MCS)	Area epicentrale	Ix Ms
1877	08	24	02	54	70	VEROLI	80 52
1915	01	13	06	52	70	AVEZZANO	110 70
1806	08	26	07	45	60	COLLI ALBANI	80 52
1874	12	06	15	52	50	SETTEFRATI	80 55
1892	01	22			50	COLLI ALBANI	70 47
1883	09	02	07	03	45	FRASCATI	55 42
1927	12	26	15	06	30	COLLI ALBANI	80 45
1902	10	23	08	51	NF	REATINO	65 44

Storia sismica di ARTENA (RM)



5 DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'analisi delle forme pseudocrateriche in alcune aree vulcaniche del Lazio e della Campania ha evidenziato la presenza di morfologie analoghe seppur collegate a fenomeni genetici diversi.

Tramite il rilevamento di campagna è stato possibile verificare che molte depressioni circolari rappresentate sulle carte topografiche, relative agli anni 1930-1950, non sono più visibili in quanto bonificate, mediante riempimento, per attività agricole ed insediative,.

Alcune cavità del Viterbese, nei pressi del lago di Monterosi, sono state interpretate come depressioni sede di emissione gassosa o di maar. Si tratta di cavità con diametro dell'ordine delle decine di metri, di modestissima profondità, con profilo "a scodella".

Molte cavità, inoltre, localizzate nel settore occidentale del lago di Bolsena (Latera, Pitigliano, Valentano) sono state attribuite a fenomeni prevalentemente carsici (collapse doline o cave collaspe sinkhole), data la presenza di travertino laminare, con spessori rilevanti, in affioramento.

La classificazione delle cavità presenti nel viterbese può essere così riassunta:

COMUNE	TOPONIMO cavità	STATO ATTUALE	CLASSIFICAZIONE
San Lorenzo Nuovo	Spinetta	ricolmato	-----
"	Spina	"	-----
"	Lagaccione	"	-----
"	La Conca	"	-----
Latera	Pozzo dell'Orchio	attivo	collapse doline
"	Piano del Pazzo		
"	loc S.Maria dell'Aquila	cava inattiva	cava di travertino
Monterosi	Solforate	depressioni circolari	depressioni sede di emissioni gassose
"			-----
Valentano	Colle Vepre(n.2)		-----
Vetralla	Cencelle	depressone ad anfiteatro	possibile sinkhole
Canino	loc. Pod.11	ricolmata	-----
Viterbo	Bagnaccio	ricolmata	Collapse doline?
"	Quartaccio		collapse doline

In altri casi le cavità osservate sono state identificate come fenomeni di sinkhole senso stretto (sensu Nisio 2003):

- 1) area di Galliciano-Passerano,
- 2) area di Artena
- 3) piana di Forino.

Per queste aree il confronto tra la situazione attuale e quella passata è stato effettuato tramite ricerche storico-bibliografiche mirate all'individuazione di forme, toponimi, racconti che potessero far supporre la presenza di cavità da sprofondamento catastrofico.

Le informazioni ottenute e le indagini svolte in sito hanno permesso di integrare i dati desunti dallo studio della cartografia geologica permettendo una più esatta ricostruzione delle condizioni del sottosuolo.

1) In particolare, per il sito di **Gallicano** le ricerche bibliografiche hanno permesso di censire **5** cavità. La documentazione storica descrive l'evento che ha portato alla formazione della cavità, oggi estinta, nota come "bagnatora "nel 1824, originata da sprofondamento repentino del terreno. Tale documentazione consente di ascrivere a stessa origine le altre due cavità vicine (sprofondo grande e piccolo), da alcuni autori considerati maar. Il notevole spessore dei sedimenti piroclastici presenti consente inoltre di escludere una natura carsica dei fenomeni. Inoltre nell'area sono presenti sorgenti con acque mineralizzate che si allineano lungo direttrici NW-SE. Si propone dunque, per le cavità di Passerano, un meccanismo genetico mediante erosione dal basso tipo deep piping sinkhole. Rimane invece ancora incerta l'origine di Lago di Mondo **e del lago** Mont Falcone.

2) La piana di **Forino** costituisce un polje strutturale, colmato da un notevole spessore di depositi alluvionali e vulcanici, la cui evoluzione è stata controllata dalla tettonica.

Nel settore in studio, infatti, è documentata un'attività tettonica plio-quadernaria caratterizzata da faglie trascorrenti con direzione circa E-W e N-S. Dal punto di vista idrogeologico si individuano due principali acquiferi: uno superficiale, che ha sede nel complesso piroclastico alluvionale; uno basale, ospitato nei carbonati mesozoici. I fenomeni di sprofondamento, hanno prodotto almeno 8 cavità, di cui alcune ricolmate, e sono stati osservati sino al 2005. Anche qui il notevole spessore dei sedimenti di copertura (almeno 83 m) permette di escludere la natura carsica di questi e di proporre un meccanismo erosivo dal basso facilitato dalla falda in pressione nei carbonati.

3) L'area di **Artena** è interessata da un intenso modellamento carsico che ha dato luogo alla formazione di doline di crollo ad imbuto, pozzi ed inghiottitoi nelle formazioni calcaree, ma sono visibili cavità circolari nella antistante piana colmata dai prodotti vulcanici del vulcano laziale. Le cavità presenti sono state da sempre interpretate come doline, le indagini svolte invece portano ad escludere questa ipotesi. La cavità della puzzariga di età secolare, infatti non può essere attribuita a fenomenologia vulcanica nè carsica: la natura vulcanica si esclude per mancanza di rilievo al bordo della cavità; la natura carsica si può escludere a causa dello spessore delle piroclastici (supera i 100 metri e a 63 m è presente una falda in pressione che risale fino a 34 m dal piano campagna).

Da quanto osservato si possono trarre delle conclusioni circa le caratteristiche comuni delle cavità identificate come sinkholes s.s. e sul controllo esercitato dal contesto geologico-strutturale.

Le forme pseudo-crateriche osservate nelle aree vulcaniche presentano:

- una forma cilindrica con pareti verticali,
- mancanza di rilievo al bordo
- fondo piatto
- mancanza di acqua.

Si inseriscono in un quadro geologico contraddistinto da:

- rilevante spessore delle coperture quaternarie sedimentarie e vulcaniche sovrastanti il substrato carbonatico;
- tettonica recente;
- collocazione in vicinanza di aree di recapito delle acque di ruscellamento superficiale;
- idrografia di superficie fortemente condizionata dalle attività antropiche.

Lo studio ha quindi dimostrato come non sempre e non tutte le voragini presenti in aree vulcaniche sono direttamente riconducibili a fenomeni

vulcanici o tardo-vulcanici (i.e. attività geotermica). In alcune situazioni il processo genetico alla base del collasso catastrofico è quello tipico della formazione dei sinkholes s.s.

6 BIBLIOGRAFIA

ALMAGIÀ R. (1906) - *Cavità di sprofondamento nei tufi presso Galliciano (Lazio)* Mondo sotterraneo, A. 2., N. 5-6 (mar.-giu. 1906), P. 94-99 : ill.

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

BERTI G.,CANUTI P., &CASAGLI N.,(2002A) – *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.

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

CAMPOBASSO C., GRACIOTTI R., NISIO S. & LETIZIA V. (2004) *Il progetto sinkhole: le attività svolte dal Dipartimento Difesa del Suolo dell'APAT*. Atti Conv. “Stato dell’arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004”. 171-188.

CAPELLI G.,SALVATI R.,PETTTA 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

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.

CARAMANNA G, CIOTOLI G. AND NISIO S.(2005) *A review of natural sink phenomena in Italian plain areas*. 6th international conference of Geomorphology, 7-11 Sept, 2005- Zaragoza, Spain, 347.

CARAPEZZA, BADALAMENTI, CAVARRA, SCALZO (2003)- *Gas hazard assessment in a densely inhabited area of Colli albani Volcano(Cava dei Selci, Roma)* Journal of Volcanology and GeothermalResearch, vol.123,no.1-2,pp.81-94, 15 .

CAS R.A.F .E WRIGHT J.V, 1987,*Volcanic Succession: modern and ancient*. Allen & Unwin Ltd.

- 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).
- COLOMBI A.,SALVATI R.AND CAPELLI G.,2001. *Sinkhole in Latium Region (Central Italy)*. Purposes of the Main Project: in Geotechnical and Environmental applications of karst geology and hydrology. Beck B.F. and Gayle Herring J. Eds., Balkema, The Netherlands
- 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.
- 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.
- DE RITA, GIORDANO, ESPOSITO, FABBRI, RODANI (2002)- *Large volume phreatomagmatic ignimbrites from the Colli Albani Volcano (middle Pleistocene, Italy)*; Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.118,no.1-2, pp.77-98, 15 Nov. 2002.
- 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, 361, 376
- Faccenna C. , Florindo F., Funicello R., & Lombardi S. (1993) – *Tectonic setting and Sinkhole Features: case histories from western Central Italy*. Quaternary Proceeding n.3, 47-56.

Fairbridge (1968) – *The Encyclopedia of Geomorphology*. Ed. Reinhold, New York, 1968, 1295 pp.

FUNICIELLO, GIORDANO, DE RITA(2003)- *The Albano maar lake (Colli Albani Volcano, Italy); recent volcanic activity and evidence of a pre-Roman Age catastrophic lahar events*, Journal of Volcanology and Geothermal Research,vol.123,no.1-2,pp.43-61

FUNICIELLO, GIORDANO, DE RITA, CARAPEZZA, BARBERI- *L'attività recente del cratere del Lago Albano di Castelgandolfo*. Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali, vol.9, no.13, Part 3, pp.113-143, 2002.

FUNICIELLO, GASPARINI, MONTONE, PAROTTO, SALVINI- *Il campo di fratturazione superficiale dei Colli Albani (Roma); implicazioni per un modello sismotettonico dell'area. The superficial fracture field of the Alban Hills, Rome; implications for a seismotectonic model of the region*, Bollettino del Gruppo Nazionale per la Vulcanologia (GNV), vol.1987, pp.373-384, 1987.

FUNICIELLO, PAROTTO, *Il substrato sedimentario nell'area dei Colli Albani; considerazioni geodinamiche e paleogeografiche sul margine tirrenico dell'Appennino centrale*. Geologica romana,vol.17,pp.233-287,1978.

GIORDANO, DE RITA, CAS, RAY, RODANI,(2002)- *Valley pond and ignimbrite veneer deposits in the small volume phreatomagmaticPeperino Albano basic ignimbrite, Lago Albano maar, Colli Albani Volcano,Italy; influence of topography*, Journal of Volcanology and GeothermalResearch, vol.118,no.1-2, pp.131-144, 15 Nov. 2002.

GIORDANO, DE RITA, FABBRI, RODANI(2002)- *Lake withdrawallahar deposits from Quaternary volcanoes, central Italy, Facies associations of rain generated versus crater* Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol.118,no.1-2, pp.145-159,15 Nov. 2002.

- MASULLO C. *Pianificazione degli interventi di sistemazione idrogeologica e idraulica nelle aree a rischio naturale: il caso del comune di Forino*
- NISIO S. (2003) – *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia Centrale*. Il Quaternario, 16(1), 121-132.
- 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.
- NISIO S. (2005) - *Il rischio sinkhole. Censimento dei fenomeni ed alcuni casi di studio*. Convegno Aiga Rossano, 18-21 maggio 2005
- 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.
- NOLASCO F. (1998) – *La piana di S. Vittorino. Contributo allo studio dei processi evolutivi dei rischi e della prevenzione*. Regione Lazio- Acea
- SANTO A.-LIGUORI M.-AQUINO S.-GALASSO M.-*Problemi di geologia ambientale nei polje appenninici: l’ esempio della piana di Forino (Campania)*.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P., STANZIONE D., VALLANTE G. (1965) - *Forme crateriche tra Mondragone e Vairano*. Per. di Min., 34 (2-3), 497-513.
- SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P., STANZIONE D. (1966) - *Guida alle forme crateriche della Campania settentrionale*. Atti Acc. Pontaniana, nuova serie, 15, 49-52.

SCHERILLO A., FRANCO E., DI GIROLAMO P., STANZIONE D.(1966) - *Precisazione sulle forme crateriche dell'Agro Falerno*. Atti Acc. Pontaniana, nuova serie, 17, 261-278.

SEGRE A.G. (1948) - *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio*. Ist. Geogr. Dell'Unv, XI, 239 pp., Roma

VENTRIGLIA U.(1990).*Idrogeologia della provincia di Roma. Amministrazione Provinciale di Roma*.

VENTRIGLIA U.(2002).*La geologia del territorio del Comune di Roma. Amministrazione Provinciale di Roma*.