Geologia dell'Ambiente

3/2009

Periodico della SIGEA
Società Italiana di Geologia Ambientale
ISSN 1591-5352

SIGEA

ProGEO
The European Association for the Conservation of the Geological Heritage

pianetaterra®
Le Scienze della Terra per la Società
Commissione Italiana

Poste Italiane S.p.a. - Spedizione in Abbonamento Postale - D.L. 353/2003 (conv. in L. 27/02/2004 n° 46) art. 1 comma 1 - DCB Roma

Periodico trimestrale della SIGEA
Società Italiana di Geologia Ambientale

Geologia dell'Ambiente

Anno 17

Iscritto al Registro Nazionale della Stampa n° 06352
Autorizzazione del Tribunale di Roma n. 229
del 31 maggio 1994

sommarionumero3/09

Comitato Scientifico
Aldino Bondesan, Giancarlo Bortolami, Gerardo Brancucci, Aldo Brondi, Felice Di Gregorio, Giuseppe Gisotti, Giancarlo Guado, Gioacchino Lena, Raniero Massoli Novelli, Giulio Pazzagli, Giancarlo Poli, Giuseppe Spilotro

Procedura per l'accettazione degli articoli
I lavori sottomessi alla rivista dell'Associazione, dopo che la redazione abbia verificato la loro pertinenza con i temi di interesse della rivista, saranno sottoposti a giudizio di uno o più «Referees», che dovranno vagliare il lavoro sia sotto l'aspetto dei contenuti, sia sotto quello formale ed esprimere la propria opinione circa l'accettabilità del lavoro stesso.
Ciascun «Referee» classificherà le proprie osservazioni in «vincolanti» e «discrezionali». Sono «vincolanti» le osservazioni riguardanti contenuti palesemente non corretti e «discrezionali» quelle attinenti questioni opinabili, interpretative o formali; solo in quest'ultimo caso, l'Autore potrà accettare o meno i suggerimenti proposti.

Comitato di redazione
Giorgio Cardinali, Giovanni Conte, Federico Boccalaro, Gioacchino Lena, Paola Mauri, Maurizio Scardella

Direttore Responsabile
Giuseppe Gisotti

Redazione
SIGEA: tel./fax 06 5943344
Casella Postale 2449 U.P. Roma 158
E-mail: info@sigeaweb.it
http://www.sigeaweb.it

Progetto grafico e impaginazione
FRALERIGHE
Via F. Bulgarini, 125 - 00019 Tivoli (RM)
tel. 0774 554497 - fax 0774 2431193
E-mail: info@fralerighe.it

Pubblicità
SIGEA

Stampa
Finito di stampare nel mese di settembre 2009
presso la Tipolitografia Acropoli
Via Mediana Chiappitto, 5 - Alatri

Abbonamento annuale: Euro 30,00

2 Sisma dell'Aquila ed effetti locali: dove finisce la natura comincia la mano dell'uomo
di Franco Ortolani, Silvana Pagliuca, Angelo Spizuoco

16 Geologia Urbana: evoluzione paleoambientale del fosso di Grotta Perfetta a Roma e individuazione delle cause di instabilità del patrimonio edilizio
di Maria Paola Campolunghi, Maurizio Lanzini

Immagine di copertina: ***Le due facce del terremoto nell'area epicentrale: i danni agli edifici, a parità di strutture edilizie, sono stati causati dalle diverse caratteristiche geologico-tecniche del substrato che hanno attenuato o incrementato le azioni sismiche orizzontali provocando variazioni fino a tre gradi degli effetti macrosismici.***
La foto grande evidenzia un edificio di Monticchio che è stato interessato da lievi sollecitazioni orizzontali dal momento che la massa concentrata su piloty non è stata danneggiata.
La foto piccola illustra un edificio in cemento armato a San Gregorio i cui pilastri sono stati tranciati di netto a causa della marcata amplificazione locale delle sollecitazioni orizzontali.

Sisma dell'Aquila ed effetti locali

Dove finisce la natura comincia la mano dell'uomo

Franco Ortolani
Ordinario di Geologia,
Università Federico II di Napoli

fortolan@unina.it

Silvana Pagliuca
ISAFOM-CNR, Ercolano (NA)

silvana.pagliuca@cnr.it

Angelo Spizuoco
Ingegnere, Centro Studi Strutture Geologia Geotecnica, S. Vitaliano (NA), www.spizuoco.it

spizuoco@libero.it

1. PREMESSA

Il terremoto del 6 aprile 2009 (Mw 6,3), seguito da centinaia di repliche, è stato provocato dalla riattivazione di più faglie crostali presenti nel sottosuolo dell'Aquila a profondità di circa 9 chilometri. Il sisma aquilano si inserisce tra quelli originati da varie faglie sismogenetiche note nell'Appennino umbro, laziale e abruzzese (figura 1). Il meccanismo focale è di tipo faglia normale con direzione parallela all'asse della catena immergente verso il Tirreno o verso l'Adriatico. Nella figura 2 sono rappresentati gli epicentri degli eventi più significativi a partire dal 6 aprile 2009 con i relativi meccanismi focali. È ubicato anche l'epicentro del mainshock come indicato da INGV e come, invece, proposto dagli autori della presente nota sulla scorta dei risultati delle indagini geoambientali effettuate nell'area epicentrale. La direzione di propagazione è stata verso SE. L'area maggiormente danneggiata comprende il capoluogo abruzzese e i centri abitati circostanti ed è allungata in direzione NW-SE per circa 14 km per una larghezza variabile da circa 2 a 5-6 km (figura 3).

Dopo il sisma sono stati effettuati rilievi sul campo da parte di vari ricercatori italiani e stranieri. Numerose relazioni sono disponibili in vari siti internet e i risultati delle indagini sono stati illustrati in convegni e workshop, come quello tenutosi a Chieti il 4 giugno 2009 presso l'Università "G. d'Annunzio" di Chieti-Pescara, dal titolo "Il terremoto Aquilano dell'aprile 2009: primi risultati e strategie future", durante il quale gli scriventi hanno presentato i dati sintetizzati nella presente nota.

La geologia dell'area interessata dal sisma del 6 aprile 2009 nell'alta valle del fiume Aterno nei dintorni dell'Aquila è rappresentata nella Carta geologica in scala 1:50.000 (Carta Geologica d'Italia, Foglio L'Aquila n. 349, progetto CARG, 2005). La Carta evidenzia che in affioramento si riscontrano varie unità carbonatiche di età Mesozoico-cenozoica con copertura terrigena miocenica, costituenti prismi accavallati vergenti verso l'Adriatico. Anche questa parte di catena appenninica è stata interessata da tettonica quaternaria che ha individuato vari prismi sollevati e abbassati da faglie ad andamento sub verticale. Nelle aree strutturalmente depresse si sono accumulati sedimenti alluvionali costituiti da detriti carbonatici e livelli sabbioso-limoso-argillosi. Coperture detritiche carbonatiche si rinvengono dislocate a varie quote e alla base dei rilievi car-

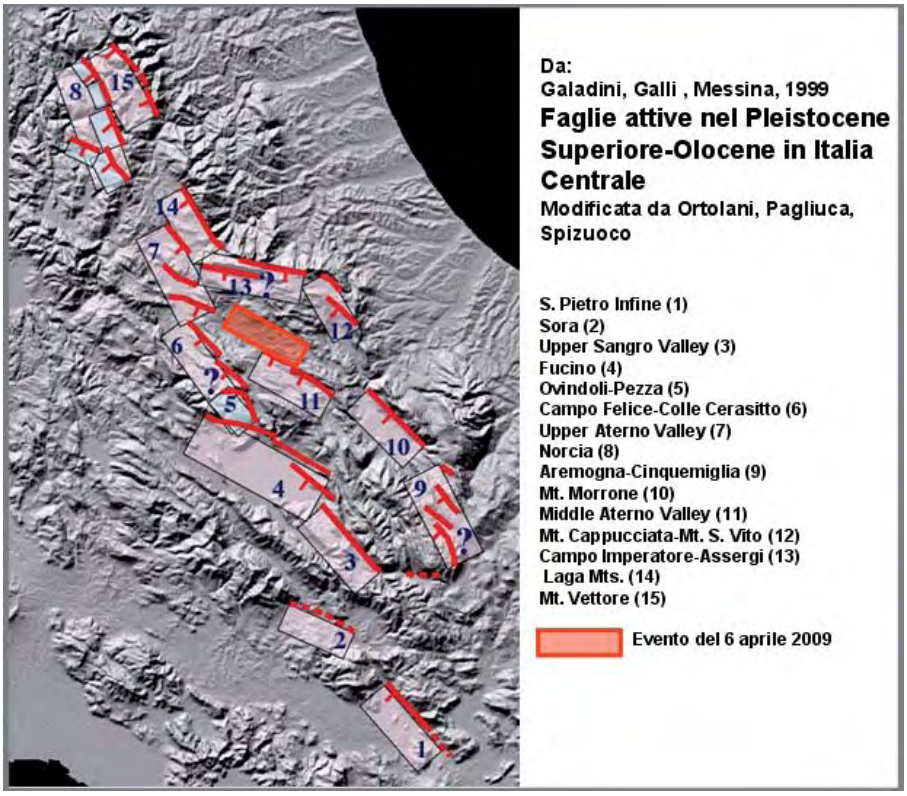

Figura 1 - L'area interessata dal sisma del 6 aprile 2009 nel quadro della tettonica attiva sismogenetica dell'Appennino umbro-abruzzese-laziale.

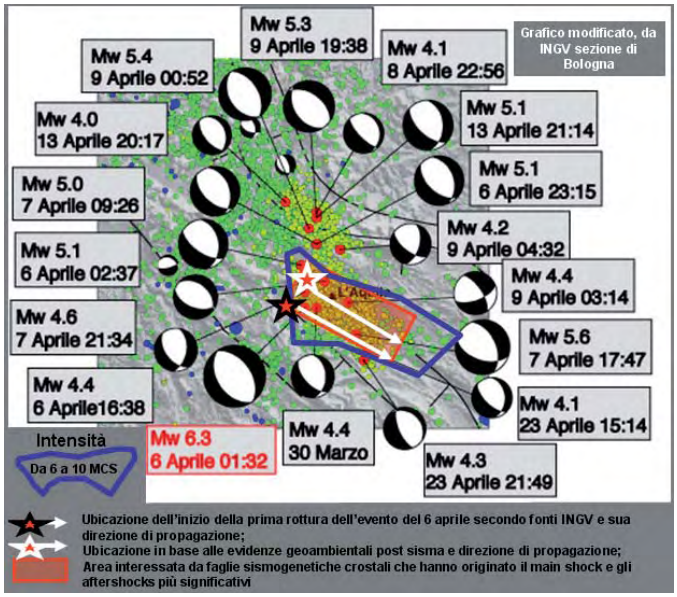

Figura 2 - Ubicazione e meccanismi focali dei più significativi eventi sismici succedutisi dal 6 aprile 2009; con la linea blu è delimitata l'area interessata dai principali effetti rilevati in superficie. La linea rossa racchiude l'area interessata dal mainshock e dalla maggior parte degli aftershocks dell'area epicentrale.

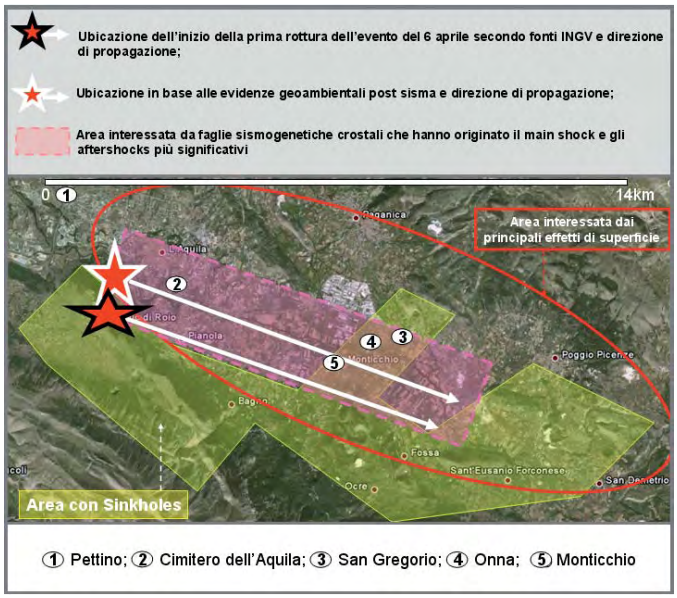

Figura 3 - Inquadramento dell'area interessata dal sisma del 6 aprile 2009. I numeri nel cerchio bianco indicano i siti più significativi discussi nel lavoro.

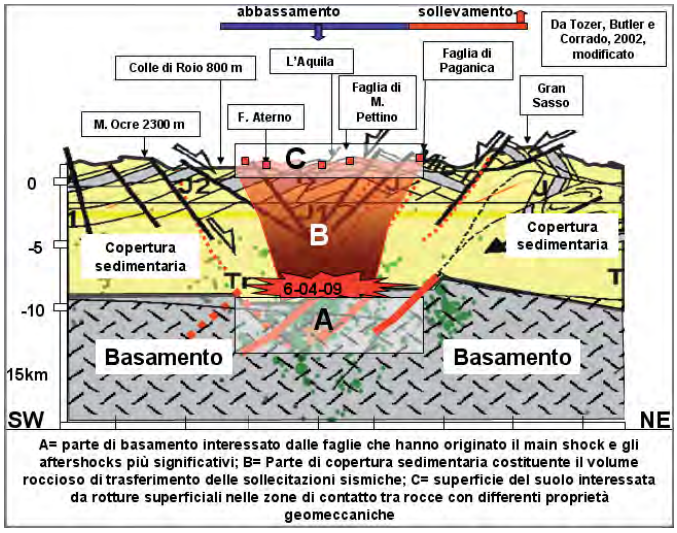

Figura 4 - Schema strutturale, che mette in relazione gli effetti di superficie del sisma del 6 aprile 2009 con la struttura profonda, elaborato in base all'interpretazione della struttura profonda fino a circa 5 km di Tozer et al., 2002 e all'interpretazione dei dati sismologici resi noti da INGV (2009). Nel basamento è stata distinta la zona A, interessata dalla faglia che ha originato il mainshock e da quelle responsabili dei numerosi aftershocks. La zona B rappresenta la parte di copertura sedimentaria, interessata da abbassamento, costituita da significative discontinuità geomeccaniche sub orizzontali e sub verticali, rappresentante il volume di rocce entro il quale si sono trasferite le sollecitazioni sismiche indotte dalle rotture crostali che in superficie (zona C) hanno originato i più significativi e dannosi effetti locali compresa la rottura lungo la faglia di Paganica.

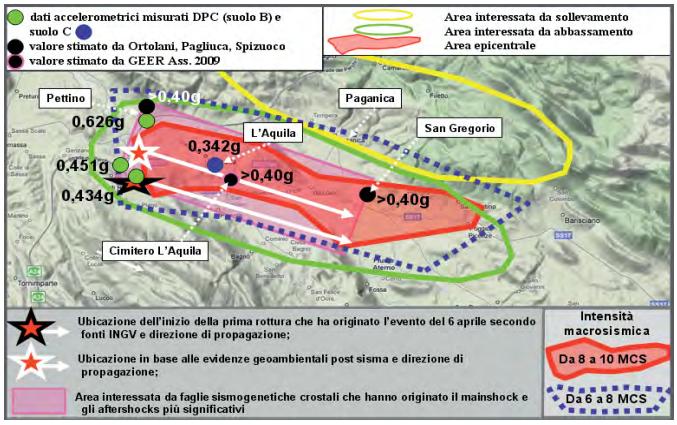

Figura 5 - Principali effetti, registrati, misurati e stimati, del sisma del 6 aprile 2009. L'intensità macrosismica MCS è tratta dal rilievo coordinato da Galli e Camassi, 2009. I valori di accelerazione al suolo, misurati dalla rete DPC, sono integrati da tre valori valutati a Pettino e a San Gregorio da Ortolani, Pagliuca e Spizuoco e da GEER Association, 2009, nel cimitero dell'Aquila, in base a significativi effetti sui manufatti. È rappresentata (con la stella bianca) la più probabile ubicazione dell'inizio della faglia del mainshock e la sua direzione di propagazione verso Monticchio, Onna e San Gregorio per circa 14 km. Spicca la bassa accelerazione che ha interessato il suolo del centro abitato di Monticchio. I valori più elevati di accelerazione sono stati misurati in corrispondenza dell'inizio della rottura del mainshock, all'estremità nord occidentale della faglia sismogenetica crostale ubicata intorno a 9 km di profondità. Gli effetti di valori elevati di accelerazione al suolo sono evidenti lungo la direzione di propagazione della frattura fino a San Gregorio. È evidente che i valori elevati di accelerazione al suolo si rinvengono solo nei siti dove le caratteristiche geotecniche dei sedimenti presenti nel sottosuolo hanno determinato significativi effetti di amplificazione delle onde S.

bonatici. L'area interessata dal sisma del 6 aprile 2009 è caratterizzata dall'affioramento di rocce carbonatici dislocati da faglie sub verticali, da coperture detritiche di versante e dai sedimenti accumulatisi nella depressione strutturale della valle del fiume Aterno. Numerosi studi geologici hanno evidenziato che lungo le faglie che mettono a contatto i rilievi carbonatici con le coperture detritiche si sono verificati vari spostamenti verticali nelle ultime migliaia di anni provocati da eventi sismici; tali evidenze si rinvengono dal Gran Sasso, a est, fino alla valle del fiume Salto, a ovest (figura 1). L'area in esame è caratterizzata dalla testimonianza morfologica di elementi strutturali che interessano il basamento localizzato a circa 9 km di profondità: si tratta di numerosi sinkholes (ampi sprofondamenti circolari "tipo dolina") presenti lungo allineamenti appenninici e antiappenninici diffusi in gran parte dell'area epicentrale dai rilievi di Roio fino a Fossa e San Demetrio ne' Vestini (figura 3). Questi sprofondamenti sono da attribuire all'azione di dissoluzione, dal basso verso l'alto, su rocce carbonatiche operata da fluidi aggressivi risaliti attraverso fratture crostali, come si verifica in altre aree dell'Appennino. Le varie unità sedimentarie che costituiscono la catena appenninica rappresentano prismi, sovrapposti e a contatto laterale, di rocce con differenti proprietà geomeccaniche per uno spessore stimato variabile all'incirca da 6 a 9 km (figura 4).

Gli accelerometri della rete DPC (Dipartimento della Protezione Civile) hanno rilevato valori elevati dell'accelerazione al suolo nei dintorni dell'Aquila (figura 5). Valori di accelerazione superiori a 0,40 g sono stati stimati dagli scriventi, immediatamente dopo l'evento sismico principale, per alcune zone della località "Pettino", nonché per un sito a San Gregorio ubicato a circa 14 km di distanza dall'inizio della rottura del 6 aprile; agli stessi valori di accelerazione sono giunti i ricercatori della GEER Association (2009) con il calcolo condotto per il cimitero dell'Aquila.

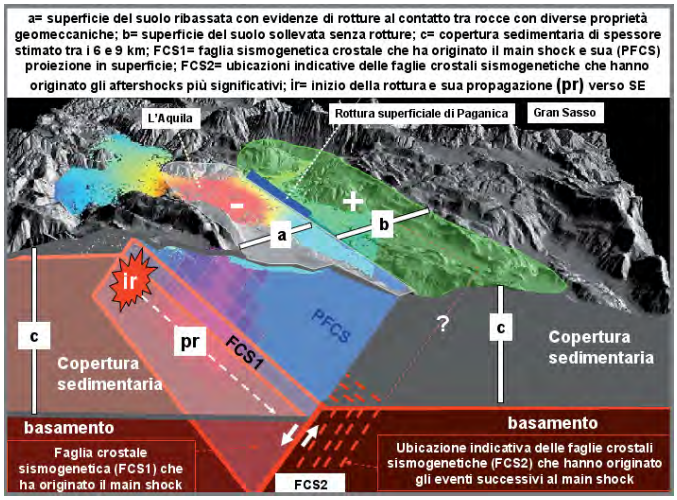

Figura 6 - Schema morfostrutturale (elaborato da Ortolani, Pagliuca, Spizuoco su una interpretazione INGV, 2009, della struttura profonda) che mette in relazione gli effetti di superficie del sisma del 6 aprile 2009 con la struttura profonda elaborato in base ai dati sismologici resi noti da INGV (2009). In seguito al sisma la superficie del suolo è stata interessata da spostamenti verticali (massimo circa 25 cm) con abbassamenti (zona a) e sollevamenti (zona b). Una frattura lineare del suolo evidenziatasi a Paganica (Rottura di Paganica) è stata interpretata come l'affioramento del prolungamento attraverso la copertura sedimentaria (PFCS) della faglia sismogenetica crostale (FCS1). Sulla superficie di faglia crostale FCS1, all'estremità nordoccidentale, è ubicata indicativamente la zona dove è avvenuta la prima rottura (ir) del mainshock e la sua propagazione verso SE (pr). A est di FCS1 sono schematicamente indicate le altre faglie crostali che hanno originato numerosi aftershocks il cui prolungamento in superficie non ha provocato effetti rilevabili. A ovest di FCS1 sono stati rilevati, stranamente, pochissimi aftershocks.

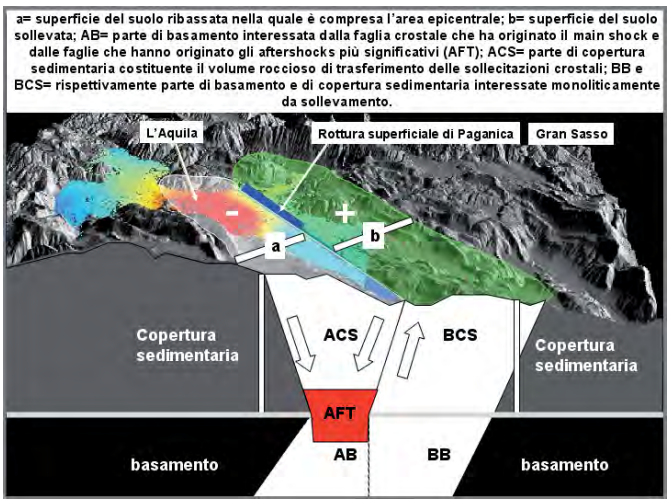

Figura 7 - Schema morfostrutturale tridimensionale che mette in relazione gli effetti di superficie del sisma del 6 aprile 2009 con la struttura profonda, elaborato da Ortolani, Pagliuca, Spizuoco in base all'interpretazione dei dati resi noti da INGV (2009). Nel basamento sono state distinte due parti: la zona AB è interessata dalla faglia che ha originato il mainshock e da quelle responsabili dei numerosi aftershocks; la zona BB rappresenta la parte di basamento interessata monoliticamente da sollevamento. La zona AFT comprendente la sommità del basamento e parte della copertura sedimentaria delimita l'area nella quale si sono concentrati i più significativi aftershocks. ACS rappresenta la parte di copertura sedimentaria interessata da abbassamento, costituita da significative discontinuità geomeccaniche suborizzontali e sub verticali, rappresentante il volume di rocce entro il quale si sono trasferite le sollecitazioni simiche indotte dalle rotture crostali che in superficie hanno originato i più significativi e dannosi effetti locali. BCS individua la parte di copertura sedimentaria interessata da sollevamento che è stata monoliticamente sollevata con conseguenti scarsi effetti di superficie.

L'analisi ed elaborazione dei dati geofisici relativi all'ubicazione del mainshock e degli aftershocks, finora resi disponibili, alla luce dei dati geoambientali rilevati sul territorio (effetti su edifici che testimoniano una elevata accelerazione al suolo, di seguito descritti) dopo l'evento, lasciano intravvedere alcuni problemi circa l'ubicazione della faglia sismogenetica crostale proposta da INGV che secondo gli autori della presente nota si troverebbe più vicino all'Aquila (figure 3 e 5).

In seguito al sisma la superficie del suolo (IREA-CNR 2009) è stata interessata da spostamenti verticali (massimo circa 25 cm) con abbassamenti (zona a) e sollevamenti (zona b) (figure 4, 6, 7). Una frattura lineare del suolo (INGV Emergeo, 2009) evidenziatasi a Paganica (Rottura di Paganica in figura 6, ubicata lungo la fascia di transizione tra la parte abbassata e quella sollevata) è stata interpretata da vari autori come l'affioramento del prolungamento attraverso la copertura sedimentaria (PFCS) della faglia sismogenetica crostale (FCS1) (figura 6). Sulla superficie di faglia crostale FCS1, all'estremità nordoccidentale, è ubicata indicativamente la zona dove è avvenuta la prima rottura (ir) del mainshock e la sua propagazione verso SE (pr) (figura 6). A est di FCS1 sono schematicamente indicate le altre faglie crostali che hanno originato numerosi aftershocks il cui prolungamento in superficie non ha provocato effetti rilevabili (figura 6). A ovest di FCS1 sono stati rilevati, stranamente, pochissimi aftershocks. Tale dato conferma la proposta degli autori della presente nota che ubicano la faglia sismogenetica crostale alcuni chilometri più a est della ubicazione INGV e più vicino alla città dell'Aquila.

Tra gli elementi geoambientali più significativi si ricordano le fratture al suolo rilevate nell'abitato di Paganica (figura 8) e altre evidenze di movimenti relativi tra rocce carbonatiche e coperture detritiche segnalate lungo varie faglie (INGV Emergeo, 2009). La struttura profonda (figura 4) ricostruita da Tozer et al., 2002, mette in evidenza l'improbabilità che la faglia crostale responsabile dell'evento del 6 aprile 2009 possa prolungarsi come tale attraverso le significative discontinuità geomeccaniche sub orizzontali e sub verticali che interessano la copertura sedimentaria. La rottura di Paganica è interpretabile come una risposta di superficie alle sollecitazioni cosismiche nella fascia di passaggio tra la parte ribassata e quella rialzata; tale rottura, come accaduto frequentemente lungo faglie dell'Appennino umbro-laziale-abruzzese, si è rimobilizzata e si rimobilizzerà in seguito a eventi sismici crostali originati da faglie presenti nel basamento in una fascia ampia mediamente circa 10 km (5 km a ovest e 5 km a est delle rotture di superficie come quella di Paganica).

Nella pianura alluvionale del fiume Aterno, nei pressi di Onna, sono state osservate varie fratture del suolo (figura 8) con locali fenomeni di costipamento che hanno interessato anche vari rilevati stradali. I versanti impostati su rocce carbonatiche sono stati interessati da fenomeni di crollo di prismi rocciosi di varie dimensioni (INGV Emergeo, 2009).

Gli scriventi hanno concentrato i rilevamenti nell'area epicentrale in siti (Pettino, Monticchio, Onna e San Gregorio) che hanno fornito evidenze verificabili e documentate di tipo geologico, geotecnico e ingegneristiche di comportamento sostanzialmente differente dell'insieme sottosuolo-manufatti: vale a dire siti dove vi sono state marcate amplificazioni delle sollecitazioni sismiche orizzontali e siti dove le sollecitazioni orizzontali sono state insignificanti, come illustrato in seguito.

Alla luce delle esperienze maturate con i rilievi eseguiti in aree interessate da eventi sismici disastrosi non molto urbanizzati, si è ritenuto importante effettuare rilievi interdisciplinari "mirati" tesi a valutare i problemi più significativi che devono essere conosciuti, mitigati e superati per garantire la sicurezza dei cittadini e dei manufatti presenti in aree potenzialmente epicentrali iniziando con una adeguata classificazione sismica del territorio.

Le conoscenze scientifiche relative alle diversificate problematiche delle aree sismiche, con le quali deve fare i conti l'urbanizzazione, devono supportare una corretta classificazione sismica del territorio e scongiurare gli errori commessi finora in Irpinia e nell'aquilano.

L'elaborazione dei dati macrostrutturali pubblicati consente di ragionare criticamente sui rapporti esistenti tra strutture crostali sismogenetiche, deformazioni della superficie del suolo e rimobilizzazione di superfici di discontinuità tettoniche sub verticali affioranti.

Particolare importanza, assume la caratterizzazione del corpo geologico interposto tra fonte energetica ipocentrale e superficie urbanizzata di interesse. Corpo geologico

che, nella fattispecie, è da ritenersi come volume di trasferimento delle onde sismiche dalla sorgente alla superficie del suolo e ai sovrastanti manufatti.

Risulta, perciò, fondamentale la modellazione geometrica e parametrica di tale volume di trasferimento, al fine di rappresentare gli aspetti del fenomeno di generazione e propagazione delle onde sismiche con un affidabile modello strutturale.

Modello strutturale teso a consentire una idonea valutazione della più probabile accelerazione di base da utilizzare come parametro d'ingresso per aree omogenee di zonazione sismica, da individuare e riportare nei piani geologici a supporto della pianificazione urbanistica.

Nella figura 7 (elaborata su una interpretazione INGV, 2009, della struttura profonda) sono schematizzati i macro elementi strutturali che caratterizzano il sottosuolo dell'area interessata dal sisma del 6 aprile 2009. La rottura superficiale di Paganica delimita a est la zona di crosta interessata dalla maggior parte di aftershocks con ipocentro nel basamento e l'area di superficie interessata da spostamenti relativi tra blocchi in corrispondenza di preesistenti contatti tettonici sub verticali. A ovest di tale faglia, nel basamento, sono stati registrati pochissimi aftershocks che invece si sono concentrati a est della faglia nell'area indicata con AFT nella figura 7. Nel basamento si possono distinguere due parti: la AB interessata da faglie che si sono riattivate dal 6 aprile 2009 e la BB nella quale non si sono riattivate nemmeno le faglie che si sono rimobilizzate con eventi sismici del passato (figura 1). Nella copertura sedimentaria si distinguono la parte ACS, interessata da abbassamento, che comprende il volume di rocce attraverso il quale è avvenuto il trasferimento delle sollecitazioni sismiche fino a raggiungere la superficie del suolo dell'area maggiormente e più disastrosamente interessata dagli effetti locali; la parte BCS, a est della rottura di Paganica, comprende le rocce che sono state sollevate monoliticamente.

2. RISULTATI DEI RILEVAMENTI

In una prima fase del rilevamento sono stati individuati i siti più significativi per valutare gli effetti del sisma in base ai dati morfologici, geologici e ingegneristici. Nelle aree scelte sono state effettuate osservazioni morfologiche e geologiche anche sulla base delle conoscenze disponibili in bibliografia (GEER Association, 2009; INGV Emergeo, 2009; DST Working Group – UniCH, 2009; Agosta F., Pierantoni P., Tondi E., 2009; Berlusconi A., Livio F., Michetti A.M., Sileo G., 2009; Gruppo di Lavoro UNISANNIO – CIMA – DIGA, 2009).

Nei siti studiati sono state rilevate e misurate eventuali fratture al suolo imputabili a effetti cosismici. I rilievi ingegneristici hanno permesso di usare come elementi di riferimento gli edifici non antisismici in muratura con le più scadenti proprietà strutturali e alcuni edifici in c.a., isolati rispetto ad altri manufatti, che presentavano danni strutturali particolarmente significativi.

Figura 8 - La rottura di Paganica (in alto) e fratture al suolo che interessano vari manufatti nella pianura alluvionale del fiume Aterno (in basso) da INGV Emergeo, 2009.

I rilievi multidisciplinari eseguiti nell'area epicentrale hanno evidenziato, ancora una volta, il ruolo significativo delle caratteristiche geologiche e geotecniche delle rocce costituenti il substrato degli edifici nel determinare una accentuata amplificazione delle oscillazioni orizzontali o una loro non amplificazione.

L'esempio più significativo è rappresentato dagli abitati di Onna e di Monticchio ubicati a circa 1300 m di distanza.

Figura 9 - Zona di Onna nella pianura alluvionale del fiume Aterno. Le scadenti proprietà geotecniche dei sedimenti interessati da falda superficiale hanno determinato sensibili fenomeni di amplificazione sismica.

Come è noto l'abitato di Onna gravemente danneggiato è ubicato nella pianura alluvionale caratterizzata da falda superficiale (la profondità misurata in vari pozzi è variabile da circa 5 a circa 7 m dal piano campagna) e da una copertura di vari metri di sedimenti sciolti olocenici con scadenti caratteristiche geotecniche (figura 9) di tipo limoso-argilloso-sabbioso (GEER Association, 2009). La superficie del suolo della pianura alluvionale è stata interessata da fratture e costipamenti differenziati (INGV Emergeo, 2009). I tetti spingenti, le murature in pietrame spesso con ciottoli arrotondati e la generalizzata presenza di malta degradata, hanno costituito alcuni degli elementi scatenanti che hanno provocato una diffusa distruzione e danneggiamento.

Gli stessi tipi di edifici presenti nell'abitato di Monticchio, ubicato in parte su rocce carbonatiche e in parte su copertura detritica compatta con caratteristiche geotecniche simili a quelle del substrato, sono stati poco sollecitati da oscillazioni orizzontali in quanto poco o niente danneggiati dal sisma. Addirittura si notano pietre arrotondate appoggiate sulle file dei coppi più bassi (per evitarne l'asportazione da parte del vento) ancora allineate così come sono state originariamente sistemate (figure 10 e 11).

La figura 12 sintetizza le diverse risposte locali dipendenti solo da fenomeni di amplificazione sismica connessa alla presenza di sedimenti con scadenti caratteristiche geotecniche (Onna e San Gregorio).

Figura 10 - Zona di Monticchio centro abitato distante circa 1300 metri da Onna. Gli edifici ubicati in parte su substrato carbonatico compatto e in parte su copertura detritica compatta con caratteristiche geotecncihe simili a quelle del substrato sono stati sottoposti a insignificanti sollecitazioni orizzontali come evidenziato dai lievi danni riscontrabili anche dalle due foto in alto della figura 11.

Figura 11 - Zona di Monticchio centro abitato (foto in alto), di San Gregorio (foto in basso a sinistra) e di Onna (foto in basso a destra). Evidenze di lievi (a Monticchio) e di intense sollecitazioni orizzontali (a San Gregorio e Onna) in relazione alle caratteristiche geotecniche del substrato che non ha amplificato (a Monticchio) e ha sensibilmente amplificato (San Gregorio e Onna) le sollecitazioni sismiche.

Altri rilievi significativi sono stati eseguiti in edifici in calcestruzzo armato nel quartiere Pettino e a San Gregorio (figure da 13 a 19).

Sono state rilevate sistematiche carenze costruttive specialmente per quanto riguarda la posa in opera delle staffe nei pilastri e in corrispondenza dei nodi trave-pilastro. In tutti gli edifici esaminati, le staffe erano disposte con passo diradato, prive di uncini terminali, con legature sul medesimo spigolo del pilastro e i nodi trave-pilastro si presentavano non confinati.

Le numerose fratture rilevate in superficie testimoniano che, al passaggio delle onde sismiche, si è avuta una evidente repentina deformazione dei terreni di fondazione costituiti da sedimenti sciolti con scadenti caratteristiche geotecniche (figure 13, 14 e 17) la cui presenza nel sottosuolo si evince anche da GEER Association, 2009. In base ai rilievi effettuati nei siti e ai dati bibliografici (GEER Association, 2009) il substrato di fondazione degli edifici in c.a. è rappresentato da sedimenti sciolti limoso argillosi alterati, di spessore variabile da 1 m ad alcuni metri, poggianti su detriti carbonatici di falda sciolti con livelli lenticolari limosi aventi uno spessore variabile da circa 7 m a circa 15 m; tali depositi di copertura giacciono su substrato compatto e/o litoide rappresentato da detriti di falda cementati e da rocce carbonatiche.

Si è avuto modo di osservare che là dove le onde sismiche avevano generato in superficie evidenti fratture al suolo, gli edifici prossimi e/o direttamente interessati dal fenomeno hanno subìto un violento e quasi istantaneo tranciamento dei pilastri del primo ordine all'intradosso delle travi del primo impalcato (figure 13, 14 e 17). Nella fattispecie, oltre agli errori costruttivi riscontrati (e/o eventuali carenze progettuali), per quanto è stato possibile "leggere" sul territorio, un ruolo fondamentale è stato assunto dall'esaltazione locale che il sisma ha subìto per effetto delle condizioni geoambientali e geotecniche del sito.

Si è rilevato che là dove gli edifici hanno patito lo scalzamento dei piani superiori rispetto al piano terra, a poche decine di metri di distanza, edifici aventi le stesse caratteristiche tipologiche. ubicati in aree che non sono state interessate da fratture al suolo, non hanno subìto alcun danno.

Nel caso specifico, un ruolo fondamentale hanno assunto la morfologia della struttura tridimensionale e le proprietà geotecniche del volume sismico significativo, che hanno indotto brusche e intense variazioni spaziali del moto sismico, producendo istantanei e devastanti effetti distruttivi "localizzati" (figura 19) derivanti dalla convergenza delle onde S di cui innanzi.

Per quanto riguarda l'edificio in calcestruzzo armato di San Gregorio (figure da 17 a 19) sono state rilevate sistematiche carenze costruttive specialmente per quanto riguarda la posa in opera delle staffe nei pilastri, il confinamento dei nodi e la sovrapposizione di armature tra un piano e l'altro.

Le figure 17 e 18 evidenziano che:

- i tre pilastri rispettano l'originaria verticalità;
- le staffe non presentano uncini terminali risvoltati all'interno della massa di calcestruzzo e le legature sono disposte sul medesimo spigolo del pilastro. Ciò ha determinato la mancanza di tenuta di tutta l'armatura longitudinale;

Figura 12 - Esempi di effetti locali differenziati in relazione alle caratteristiche geotecniche del substrato a san Gregorio, Onna e Monticchio, centri abitati in zona epicentrale e a breve distanza gli uni dagli altri.

- in tutti i pilastri è venuto meno il contributo della resistenza al sisma da parte delle armature longitudinali per mancanza di tenuta delle staffe;
- in tutti i pilastri si è verificato un istantaneo tranciamento del calcestruzzo ma non delle armature perché queste ultime non hanno offerto alcun contributo per contrastare il fenomeno;
- si è verificato un tranciamento dei pilastri del primo ordine con conseguente scalzamento di tutto il blocco superiore rispetto al piano inferiore.

Nella fattispecie non si è avuta formazione di cerniere plastiche in testa e al piede dei pilastri per il verificarsi dell'istantaneità delle forze applicate e della loro abnorme intensità che è stata stimata nell'ordine di una decina di volte superiore a quanto normalmente riscontrabile nelle zone di elevata sismicità.

Tale fenomeno è da attribuire a una eccezionale esaltazione locale del sisma per effetto delle caratteristiche geologico-tecniche del sottosuolo interagente con le fondazioni del fabbricato (figura 19).

Nella figura 19 si propone l'interpretazione degli eccezionali effetti locali rilevati a San Gregorio che si trova lungo la direzione di propagazione della rottura che ha originato il mainshock e in particolare alla sua terminazione sudorientale (figura 20). Gli effetti rilevati sono da attribuire all'azione delle onde S (amplificate) che hanno investito la superficie del suolo e che per convergenza si sono concentrate nella zona esaminata. Lo schema tridimensionale a sinistra (figura 19) sintetizza i principali elementi geoambientali e geotecnici che caratterizzano l'area in cui è ubicato l'edificio. Le fratture del suolo indicano la presenza di un substrato con scadenti proprietà geotecniche, "mobilizzabile" dalle onde sismiche e che determina fenomeni di amplificazione sismica locale, poggiante su un substrato compatto.

Fratture evidenti sulle superfici asfaltate e sui muretti provocate dalle sollecitazioni sismiche in corrispondenza di substrato che ha determinato accentuate amplificazioni locali

Figura 13 - Zona di Pettino all'estremità nordoccidentale della faglia sismogenetica del 6 aprile 2009. Effetto di convergenza di onde S a forte amplificazione sismica (evidenziata da numerose fratture, localizzate in area ristretta, rilevate nell'asfalto stradale e sui manufatti) che ha provocato gravi danni agli edifici in c.a. indicati con 1 e 2 ubicati a sud ovest della faglia di Monte Pettino indicata nel riquadro in alto a sinistra. La distanza tra le fratture al suolo variava da 7 a 15 m.

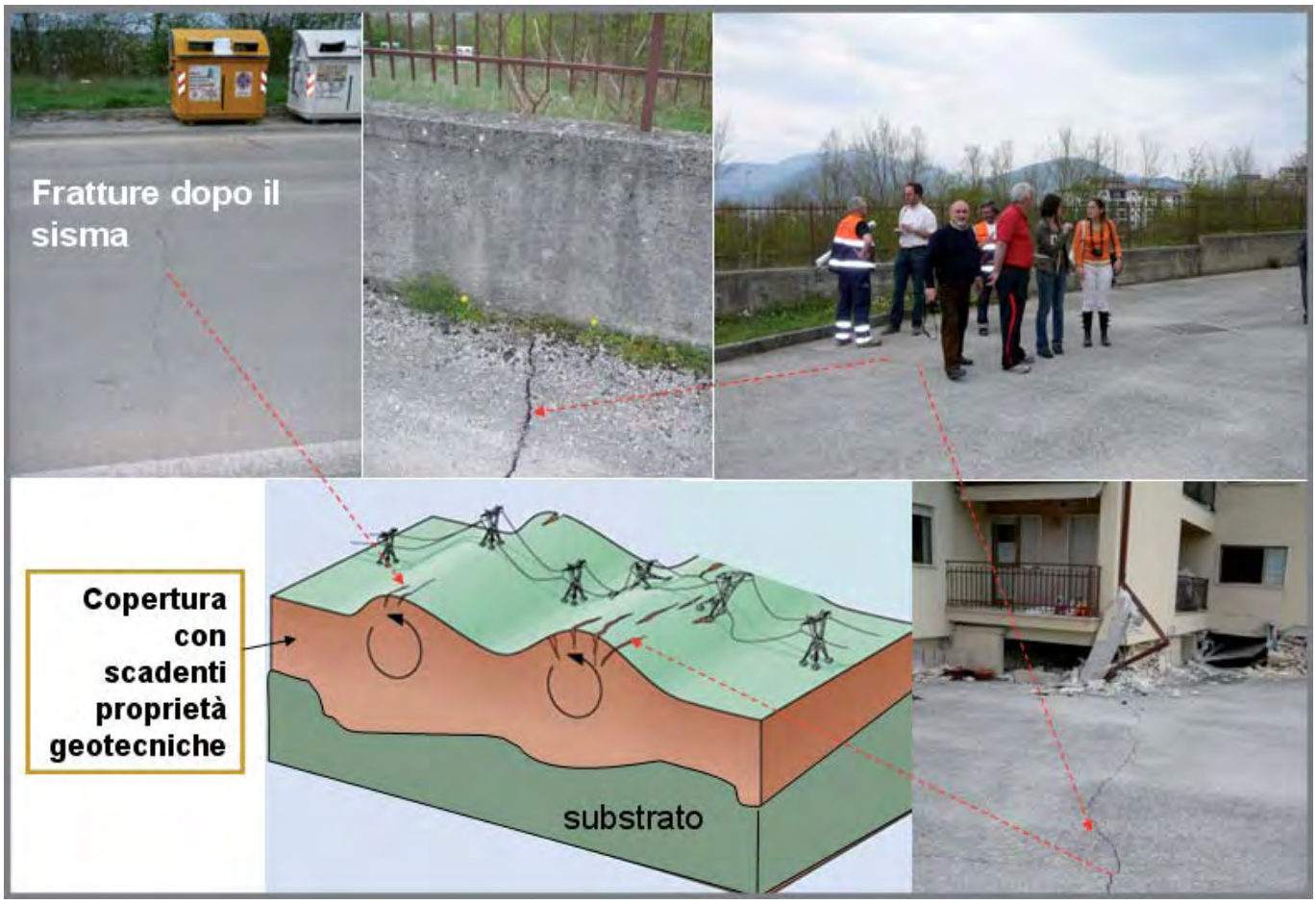

Figura 14 - Zona dell'edificio 1 di Pettino. Forte amplificazione sismica determinata da una marcata discontinuità delle caratteristiche stratigrafiche (verticalmente e lateralmente) e dalle scadenti proprietà geotecniche dei sedimenti superficiali poggianti su substrato compatto. È evidente la frattura che interessa direttamente l'edificio.

Figura 15 - Zona dell'edificio 1 di Pettino. Effetti della forte amplificazione sismica connessa a oscillazioni orizzontali orientate SW-NE e NW-SE. I riquadri indicati nell'immagine a destra (prima del sisma) con linea gialla continua e tratteggiata individuano le aree rappresentate nelle foto a sinistra dopo il sisma. Il pilastro del cancello indicato con il triangolino verde è stato spostato da SW a NE mentre i pilastri individuati con il triangolino giallo sono stati abbattuti da NW a SE dalle sollecitazioni sismiche che hanno originato le fratture del suolo e il tranciamento dei pilastri dell'edificio 1.

Il tranciamento istantaneo dei pilastri che non hanno avuto il tempo di essere sottoposti alle usuali deformazioni cicliche orizzontali è da attribuire nella fattispecie a violente sollecitazioni (prevalentemente taglianti) derivanti dall'impatto di onde S (amplificate) con la superficie. L'edificio in definitiva è stato sottoposto alla simultanea applicazione di azioni sismiche verticali e orizzontali, frutto di amplificazione abnorme, derivanti in particolar modo dalla convergenza di onde S (ad altissima frequenza e grande ampiezza) che, impattanti obliquamente in modo localizzato sulla superficie di terreno includente l'area di sedime del fabbricato, hanno generato in questa sede ulteriori onde di taglio a periodo più lungo.

I dati relativi alle differenti risposte di sito finora rilevati dagli autori della presente nota e i dati pubblicati finora da vari autori mettono in evidenza che numerosi effetti locali sono correlabili con quelli studiati nell'area interessata dal sisma del 1980 in Irpinia.

Nelle figure 20, 21 e 22, in relazione alle caratteristiche geotecniche del substrato, è illustrata una sintesi schematica degli effetti più significativi che hanno interessato l'area epicentrale del sisma del 6 aprile 2009.

Gli effetti locali rilevati sul terreno evidenziano una stretta relazione tra scadenti caratteristiche geotecniche del substrato di fondazione (almeno 20 metri di spessore), fratture cosismiche del suolo e significativa amplificazione delle onde S.

Evidenti effetti di convergenza delle onde S che hanno investito obliquamente la superficie del suolo si trovano a Pettino e lungo la direzione di propagazione della rottura fino a San Gregorio; si deve tenere presente che tali effetti si sono verificati solo dove vi è un substrato che ha amplificato le sollecitazioni sismiche. Le costruzioni non antisismiche di Monticchio, infatti, pur trovandosi sulla direzione di propagazione, non hanno risentito di significative sollecitazioni orizzontali.

La figura 21 sintetizza schematicamente il differente comportamento del substrato e i suoi effetti sui manufatti.

Nella figura 22 sono schematizzati gli elementi più significativi e originali emersi dalle ricerche condotte nell'area epicentrale "near fault" del sisma del 6 aprile 2009.

Lo studio della copiosa bibliografia geologica, geofisica e ingegneristica ha messo in evidenza che in varie aree del Globo (ad esempio in California, Giappone, Turchia) interessate da violenti sismi, sono stati osservati effetti locali eccezionali, che hanno messo in crisi manufatti realizzati con le norme antisismiche vigenti. Negli Stati Uniti sono state proposte, conseguentemente, norme particolari da applicare nelle aree sismiche "near fault".

Le ricerche eseguite nell'aquilano hanno permesso di rinvenire, forse per la prima volta, dati geologici, geotecnici e ingegneristici significativi che hanno evidenziato gli effetti di sollecitazioni sismiche convergenti e non che hanno interessato obliquamente la superficie del suolo determinando contemporaneamente sollecitazioni orizzontali di taglio e verticali sui manufatti. Secondo gli autori della presente nota, queste violente sollecitazioni oblique sono da attribuire a onde S convergenti amplificate sensibilmente (figura 22).

Fig.16 - Zona dell'edificio 2 di Pettino. Effetti della forte amplificazione sismica connessa a oscillazioni orizzontali orientate SW-NE e NW-SE. Le foto in alto illustrano l'edificio prima del sisma e quelle in basso dopo l'evento. In alto a destra la linea (a) bianca tratteggiata evidenzia l'abbassamento dell'edificio in seguito al tranciamento dei pilastri (b) avvenuto per effetto di oscillazioni orizzontali orientate SW-NE. La foto in basso a sinistra evidenzia il distacco dei parapetti dei balconi sottoposti ad oscillazioni orientate NW-SE.

3. CLASSIFICAZIONE SISMICA DEL TERRITORIO

I dati di ricerche paleosismologiche da molti anni hanno messo in luce che l'aquilano può essere interessato da eventi di elevata magnitudo (figura 1). Ciò nonostante, come è noto, L'Aquila è inserita nella fascia di media sismicità.

Figura 17 - Zona di San Gregorio all'estremità sudorientale della faglia che ha originato l'evento del 6 aprile 2009, a circa 14 km di distanza da Pettino. La zona circostante l'edificio individuato con il cerchio rosso (nella foto a sinistra in basso) è interessata da fratture (foto al centro in basso) perpendicolari tra loro (come verificato a Pettino). I pilastri dell'edificio in c.a. evidenziato nella foto a destra (analogamente come avvenuto a Pettino) sono stati tranciati di netto e il manufatto è stato spostato verso SE.

Va evidenziato che attualmente la classificazione vigente non è adeguata ai risultati noti delle ricerche anche in altre aree. Vi sono almeno 3 altri "macro casi" in Puglia, Calabria e Sicilia (figura 23).

La figura 24 illustra l' "anomalia" emergente dalla classificazione "statale" e regionale in Puglia.

La Campania (figura 25) rappresenta un caso emblematico e preoccupante per come le pubbliche istituzioni abbiano classificato sismicamente il territorio. Subito dopo il sisma del 1980, i comuni dell'area epicentrale variamente colpiti furono classificati con intervento legislativo statale come zona di media sismicità; anche quelli epicentrali come Lioni, S. Angelo dei Lombardi e Conza dove era stata valutata una intensità MCS 10, che confinavano con quelli inseriti in elevata sismicità in seguito all'evento del 1930, che fu meno distruttivo.

Era evidente l'anomalia. Invano fu sollecitata una rapida correzione per evitare che la ricostruzione venisse attuata realizzando edifici strutturati per una sollecitazione sismica inferiore (media sismicità) a quella cui potevano essere sottoposti (relativa alla elevata sismicità).

La ricostruzione degli edifici è stata realizzata, pertanto, anche nell'area epicentrale del 1980 e in quelle che sono state epicentrali di altri eventi disastrosi tra le Province di Salerno, Avellino e Benevento, applicando le norme costruttive antisismiche della media sismicità (mentre invece dovevano essere costruiti con le norme della elevata sismicità così come successivamente e tardivamente indicato dalle istituzioni competenti).

Solo dopo il sisma molisano di San Giuliano di Puglia del 2002, nel febbraio 2003 la Regione Campania, finalmente ma con eccessivo ritardo, ha riclassificato sismicamente il territorio regionale attribuendo una adeguata categoria sismica ai comuni che erano già stati classificati, in maniera non adeguata, dallo Stato dopo l'evento del 1980.

La riclassificazione regionale dovrebbe essere rivista inserendo nella elevata sismicità anche i Comuni di Casamicciola, Lacco Ameno e Forio nell'Isola d'Ischia disastrati dall'evento del 1883 e alcuni altri comuni delle province di Salerno, Avellino (es. Nusco) e Benevento.

4. CONCLUSIONI

I rilievi multidisciplinari eseguiti nell'area epicentrale hanno evidenziato il ruolo significativo delle caratteristiche geologiche e geotecniche delle rocce costituenti il substrato degli edifici, nel determinare una accentuata amplificazione delle oscillazioni orizzontali o una loro non amplificazione. L'intensità macrosismica MCS, a parità di caratteristiche strutturali degli edifici, è variata anche di 3 gradi. In prossimità di edifici gravemente danneggiati, caratterizzati dal tranciamento dei pilastri, si sono rilevate numerose fratture al suolo che testimoniano una evidente deformazione dei terreni di fondazione costituiti da sedimenti sciolti con scadenti caratteristiche geotecniche.

I rilievi ingegneristici hanno permesso di usare come elementi di riferimento gli edifici non antisismici in muratura con scaden-

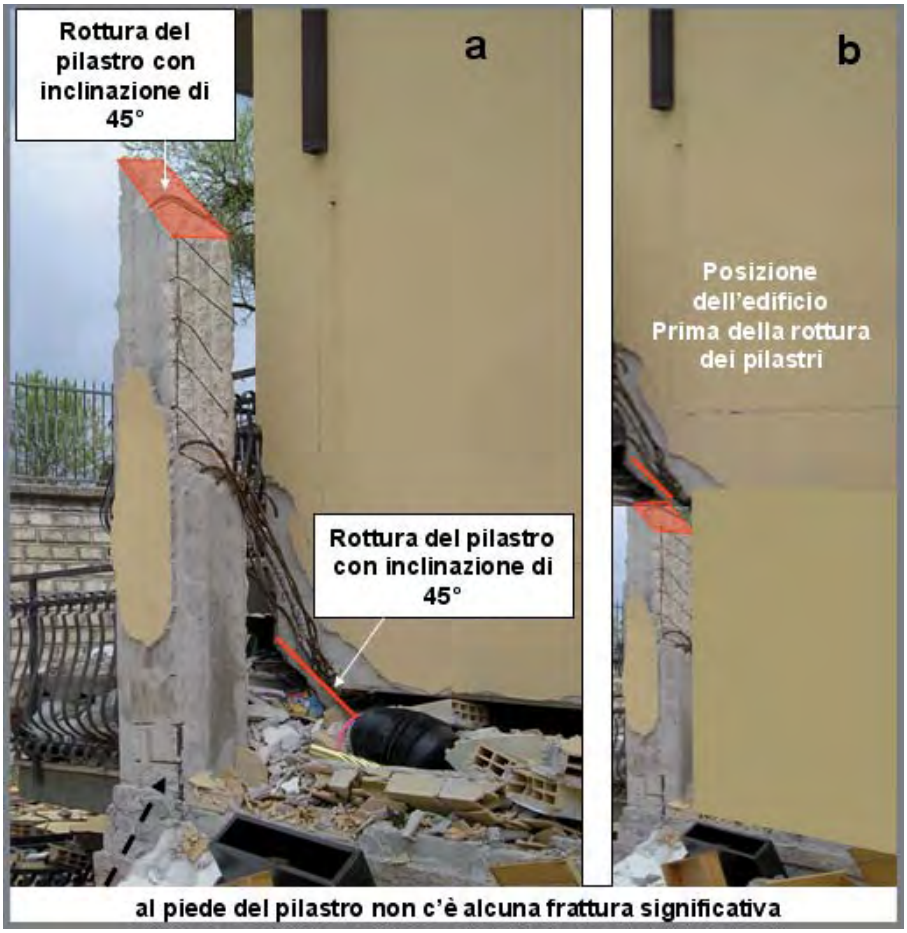

Figura 18 - Zona di San Gregorio. La foto (a), a sinistra, evidenzia la superficie di rottura inclinata di 45° e immergente verso SE di uno dei pilastri tranciati e l'edificio sbalzato ad alcune decine di cm più a SE. La foto (b), a destra, ricostruisce l'originaria posizione dell'edificio.

ti proprietà strutturali. Altri rilievi sono stati eseguiti in edifici in calcestruzzo armato nel quartiere Pettino e a San Gregorio. Sono state rilevate sistematiche carenze costruttive specialmente per quanto riguarda la posa in opera delle staffe in corrispondenza dei nodi travi-pilastri.

In corrispondenza di un "substrato amplificante" vari edifici in c.a. sono stati investiti da sollecitazioni violentissime che hanno provocato il tranciamento dei pilastri al primo impatto impedendo la classica oscillazione delle strutture in elevazione che, di norma per sismi di elevata potenza, produce la formazione di cerniere plastiche con particolare riferimento a piani "deboli".

Le evidenze indicano che nei pilastri, relativamente agli edifici analizzati, è venuto completamente meno il contributo della resistenza al sisma da parte delle armature longitudinali per mancanza di tenuta delle staffe.

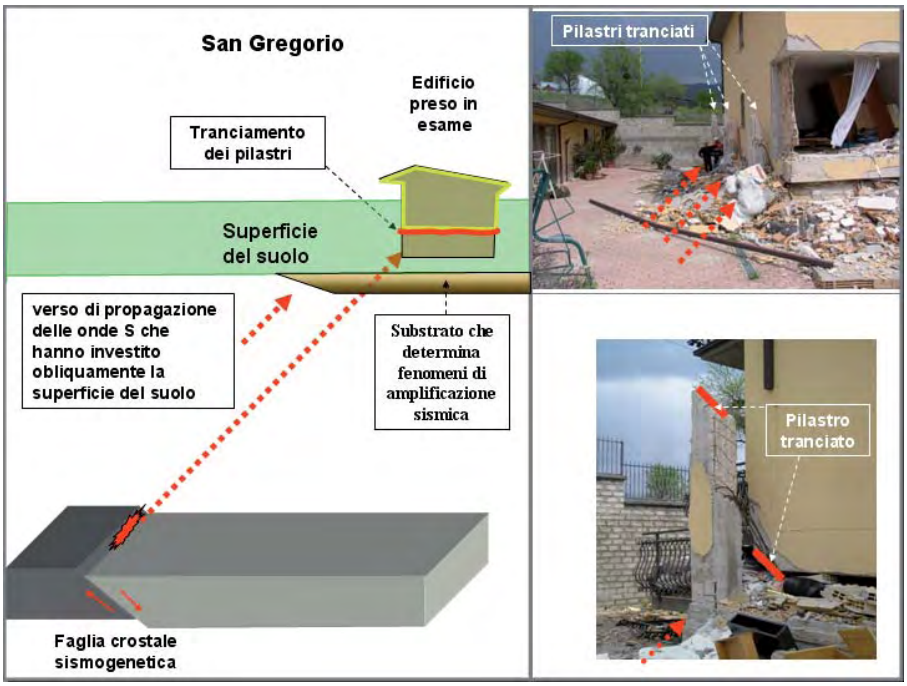

Figura 19 - Zona di San Gregorio. La foto in alto a destra evidenzia i tre pilastri tranciati e l'edificio spostato di alcune decine di cm verso SE rispetto all'originaria posizione. La foto in basso a destra illustra uno dei pilastri tranciati e la posizione finale dell'edificio. Lo schema a sinistra sintetizza i principali elementi geoambientali e geotecnici che caratterizzano l'area in cui è ubicato l'edificio. Le fratture del suolo indicano la presenza di un substrato con scadenti proprietà geotecniche, "mobilizzabile" dalle onde sismiche e che determina fenomeni di amplificazione sismica locale, poggiante su un substrato compatto. Il tranciamento dei pilastri richiede l'azione di forti sollecitazioni (in particolari di taglio) derivanti dalla simultanea applicazione di azioni sismiche verticali e orizzontali frutto di amplificazioni abnormi. Il tranciamento istantaneo dei pilastri che non hanno avuto il tempo di essere sottoposti alle usuali deformazioni cicliche orizzontali è da attribuire nella fattispecie a violente sollecitazioni derivanti dalla convergenza di onde S (amplificate ad alta frequenza) che hanno impattato obliquamente con la superficie.

Figura 20 - Ubicazione dei siti, caratterizzati da substrato che ha amplificato le sollecitazioni sismiche delle onde S che hanno investito obliquamente la superficie del suolo, nei quali sono stati rilevati effetti locali particolarmente significativi per la comprensione degli effetti che si possono verificare in area epicentrale "near fault". La distanza tra Pettino e San Gregorio è di circa 14 chilometri. Gli effetti locali rilevati a Pettino sono attribuibili all'incidenza delle onde S amplificate diramatesi in direzione normale a quella della faglia sismogenetica; quelli del cimitero dell'Aquila e di San Gregorio sono riferibili alle onde S amplificate che si sono diffuse lungo la direzione di propagazione della frattura sismogenetica verso SE. I valori più elevati di accelerazione al suolo registrati strumentalmente (0,62g) dalla rete DPC sono stati rilevati nei pressi dell'inizio della rottura all'estremità nordoccidentale, che ha originato il sisma del 6 aprile 2009. Valori elevati (>0,40 g) sono stati calcolati nel cimitero dell'Aquila, a San Gregorio e a Pettino, vale a dire in tutta l'area epicentrale "near fault".

mativa sismica vigente alla data dell'evento sismico (6 aprile 2009). Subito dopo il sisma gli scriventi hanno stimato che, nelle zone di cui innanzi, ove si è avuto il tranciamento dei pilastri, il valore dell'accelerazione delle

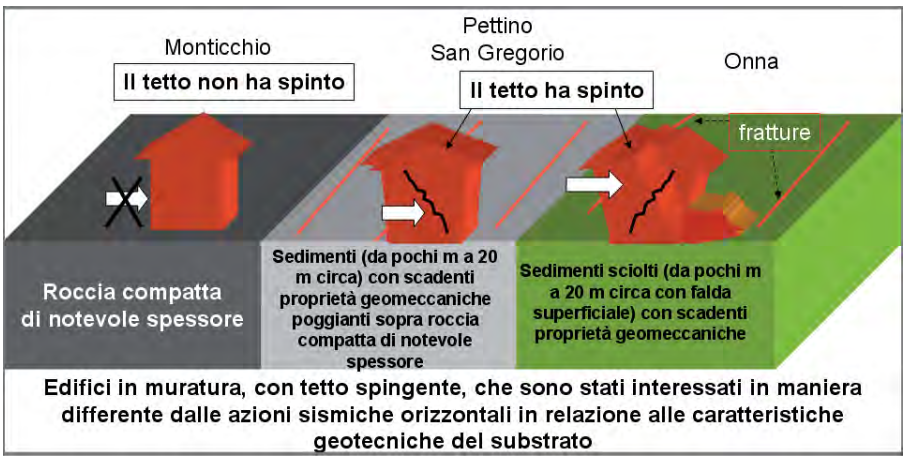

Figura 21 - Schema delle relazioni tra caratteristiche geotecniche del substrato ed effetti locali differenziati nell'area epicentrale.

Non si è avuta formazione di cerniere plastiche in testa e al piede dei pilastri a causa dell'istantaneità delle forze applicate e della loro abnorme intensità che immediatamente dopo il sisma è stata valutata dagli scriventi nell'ordine di circa dieci volte superiore a quanto normalmente quantizzabile nelle zone di elevata sismicità dalla obsoleta normasse strutturali è stato prossimo all'accelerazione di gravità e che l'accelerazione al suolo nella fattispecie è risultata non meno di 0,40 g (figura 26).

Tale fenomeno è da attribuire a una abnorme esaltazione locale del sisma per effetto delle caratteristiche geologico-tecniche del volume sismico significativo interagente con le fondazioni del fabbricato.

Per quanto riguarda, invece, un eventuale riferimento alla nuova normativa sismica, va precisato che il valore minimo di 0,40g stimato dagli scriventi per la zona di Pettino (ove si è verificato lo scalzamento dei piani superiori di alcuni fabbricati in c.a.) è comunque superiore a quello quantizzabile anche dalla nuova normativa per tali edifici calcolato tenendo conto della posizione geografica, della configurazione topografica e del tipo di sottosuolo coinvolto assimilato al tipo B (così come riportato da DPC, 2009) per uno stato limite di salvaguardia della Vita (SLV) con T_R = 475 anni.

Valore questo, si ribadisce, decisamente superiore a quanto previsto dalla normativa sismica vigente all'atto dell'evento sismico e comunque superiore a quanto previsto anche dalla nuova normativa per la zona di specifico interesse.

I rilievi originali eseguiti da Ortolani, Pagliuca e Spizuoco, nelle aree caratterizzate da un substrato che ha amplificato le azioni sismiche, hanno consentito di riscontrare gli effetti di sollecitazioni di taglio che hanno interessato le fondazioni degli edifici in c.a., connesse a onde S convergenti che hanno investito obliquamente la superficie del suolo determinando lo scuotimento del terreno perpendicolarmente e trasversalmente alla loro direzione di propagazione, generando a loro volta (con l'impatto in superficie) ulteriori onde di taglio a propagazione esclusivamente superficiale.

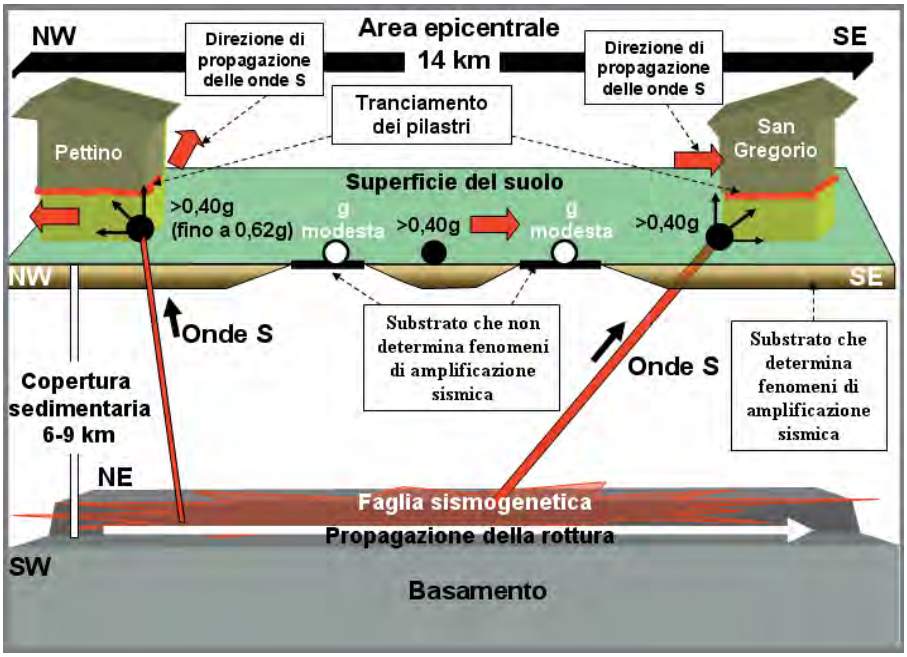

Figura 22 - Schema tridimensionale che illustra i principali effetti locali di superficie nell'area epicentrale interessata dalla faglia crostale sismogenetica orientata NW-SE la cui riattivazione si è propagata rapidamente, in pochi secondi, da NW a SE. Si sono registrati elevati valori di accelerazione al suolo ed effetti distruttivi dove il substrato ha determinato amplificazione sismica. Nei siti caratterizzati da substrato che non amplifica le sollecitazioni sismiche, come nel centro abitato di Monticchio, gli effetti del sisma sono stati trascurabili. Sono state rilevate numerose evidenze di amplificazione in tutta l'area epicentrale "near fault", attribuite all'impatto obliquo di onde S dotate di altissima frequenza e grande ampiezza.

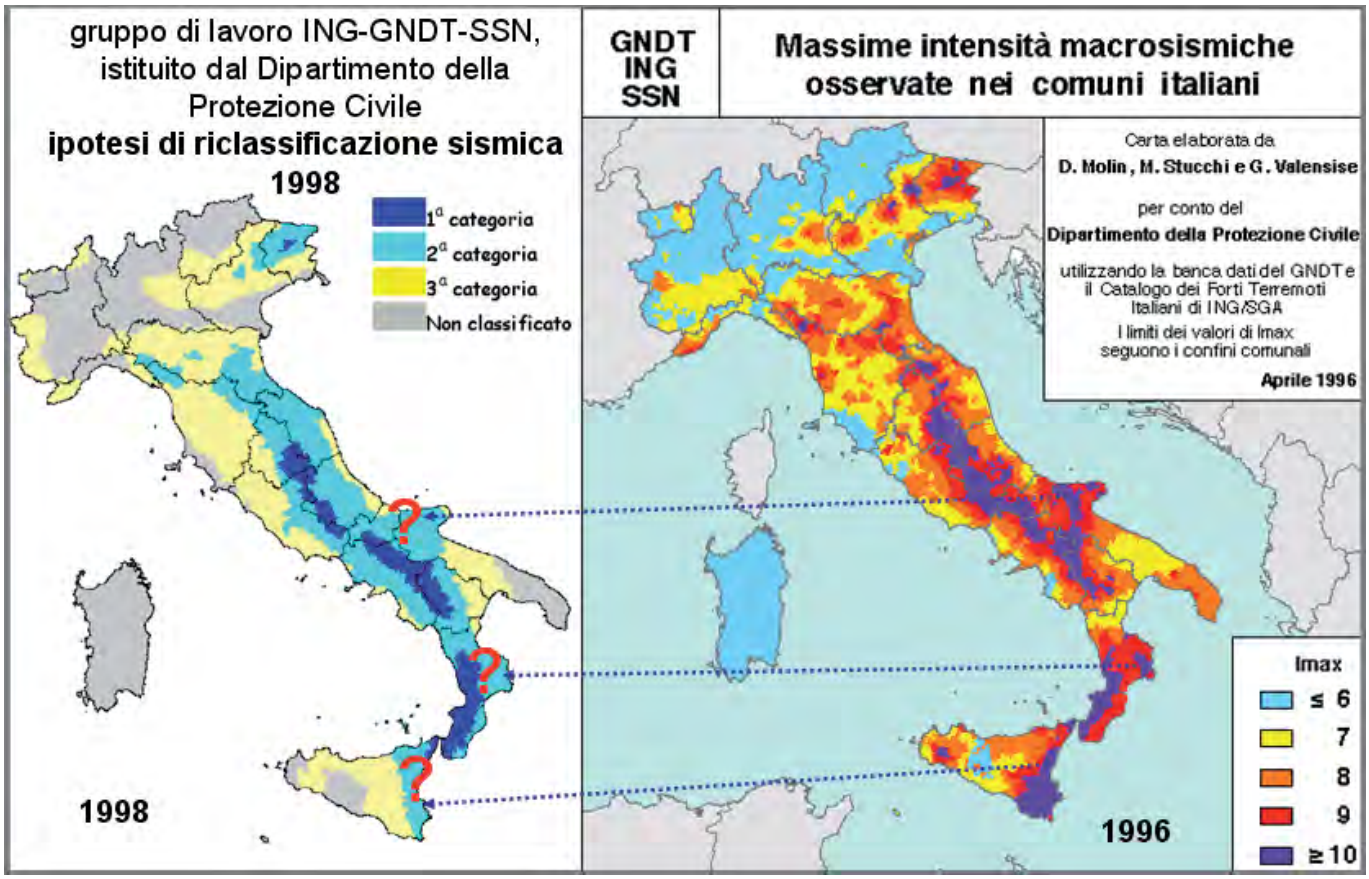

Figura 23 - La figura a destra evidenzia le massime intensità macrosismiche osservate nei comuni italiani in relazione alla sismicità recente e storica. Tale elaborato redatto nel 1996 a cura del Gruppo Nazionale Difesa dai Terremoti, Istituto Nazionale di Geofisica e Servizio Sismico Nazionale, deve rappresentare la base per una corretta classificazione sismica del territorio. La figura a sinistra illustra l'Ipotesi di riclassificazione sismica ed è stata elaborato nel 1998 dal gruppo di lavoro istituito dal Dipartimento della Protezione Civile di cui fanno parte le stesse istituzioni che avevano redatto la figura a destra. Nell'elaborato del 1998 si riscontrano incomprensibili divergenze dall'elaborato del 1996, come evidenziato dai punti interrogativi rossi in Puglia, Calabria settentrionale ionica e Sicilia orientale e centro-occidentale. I punti interrogativi nella figura a sinistra evidenziano aree interessate da sismi del 9-10 grado MCS (vedi figura a destra) che si propone di classificare come "seconda categoria" sismica invece di "prima categoria" sismica.

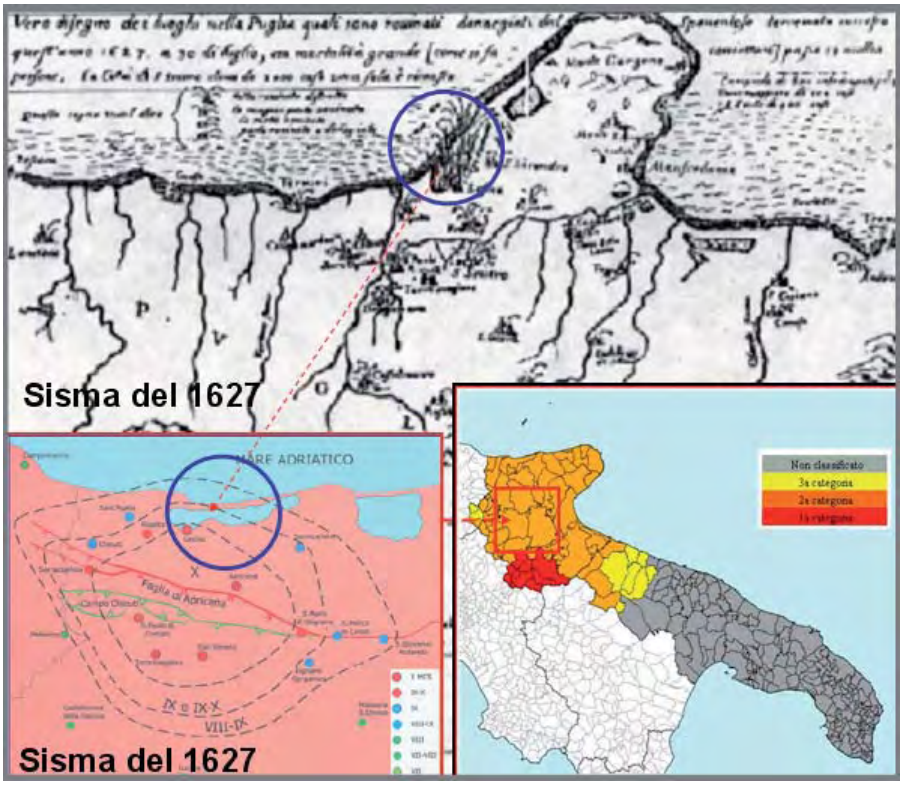

Figura 24 - Esempio di incomprensibile sottovalutazione nella classificazione sismica del territorio pugliese interessato dal disastroso evento del 1627 (cfr. le isosiste nella figura in basso a sinistra) che ha originato anche il più violento maremoto che abbia interessato il Mare Adriatico (vedi disegno storico in alto, delimitato dal cerchio blu, nel quale si notano masse d'acqua e pesci espulsi dal lago di Lesina).

Tali onde S di volume unitamente alle onde di volume P precedentemente generate dalla rimobilizzazione della faglia crostale, ubicata a circa 9 chilometri di profondità, si sono propagate attraverso le varie unità sedimentarie della catena e hanno rapidamente interessato le fondazioni degli edifici dopo aver subìto un processo di evidente amplificazione congiuntamente alle onde P. In particolare le onde più pericolose e catastrofiche sono state le onde S amplificate (nella fattispecie caratterizzate da altissima frequenza e grande ampiezza) che, "colpendo" violentemente e obliquamente la superficie del suolo dal basso verso l'alto in modo convergente, hanno determinato il crollo degli edifici oggetto di studio perché (fermo restante le carenze costruttive e/o progettuali riscontrate) rientranti nell'area di pertinenza del fenomeno. Naturalmente all'impatto delle onde S con la superficie, si sono generate ulteriori onde superficiali di taglio a più lungo periodo. Contrariamente a quanto usualmente affermato, va precisato però che a parere degli scriventi, le onde superficiali di taglio sono le meno pericolose, perché la loro ampiezza raggiunge valori significativi ai fini geofisici soltanto a diverse decine di chilometri dall'epicentro. A tali distanze, però, pur essendo l'ampiezza di queste onde grande, essendo esse caratterizzate da un lungo periodo (20 sec – 60 sec), la pendenza è talmente piccola che gli spostamenti prodotti non possono produrre energia tale da comportare rotture significative ai fini ingegneristici. L'area epicentrale, invece, è stata caratterizzata dalle onde P usualmente ad alta frequenza e cariche d'energia nonché da onde S anch'esse ad alta frequenza e amplificate e giacché l'energia di un'onda è proporzionale al quadrato dell'ampiezza d'onda e al quadrato della frequenza, nella fattispecie là ove nell'area epicentrale si è verificato la contemporanea amplificazione delle onde P e la convergenza delle onde S, l'energia complessivamente sviluppata è stata enormemente esagerata e tale da ritenersi fuori da ogni usuale fenomeno sismico che normalmente viene osservato. Conseguentemente per gli edifici coinvolti dal fenomeno i piani terra sono stati scalzati dai piani superiori che hanno assunto un comportamento a "monoblocco", esaltando le diffuse carenze costruttive e facendo registrare l'istantaneo tranciamento dei pilastri. È la prima volta che in un'area epicentrale si trovano le evidenze documentate di effetti sui manufatti provocati dalla convergenza di violente onde S agenti simultaneamente a onde P amplificate.

I dati raccolti, riscontrabili in sito, pongono seri problemi alla verifica sismica degli edifici (specie di quelli di importanza strategica) già realizzati o da costruire in aree "near fault" potenzialmente epicentrali ubicate sopra faglie sismogenetiche crostali.

Differentemente da quanto avviene con le onde superficiali, a cui in pratica sono connesse unicamente sollecitazioni orizzontali, per le verifiche sismiche da eseguire per manufatti ricadenti in aree epicentrali, la normativa sismica dovrebbe imporre di tenere adeguatamente conto anche della simultaneità di onde P e S. Ciò ponendo particolare attenzione alle sollecitazioni delle onde S giacché queste investendo obliquamente e violentemente la superficie del suolo, comportano sollecitazioni zenitali e orizzontali applicate simultaneamente che, se derivanti da un processo di amplificazione sismica, unitamente alle onde P, producono effetti catastrofici. Ovviamente una nuova normativa dovrebbe anche obbligare i progettisti a porre particolare attenzione a edifici e/o ma-

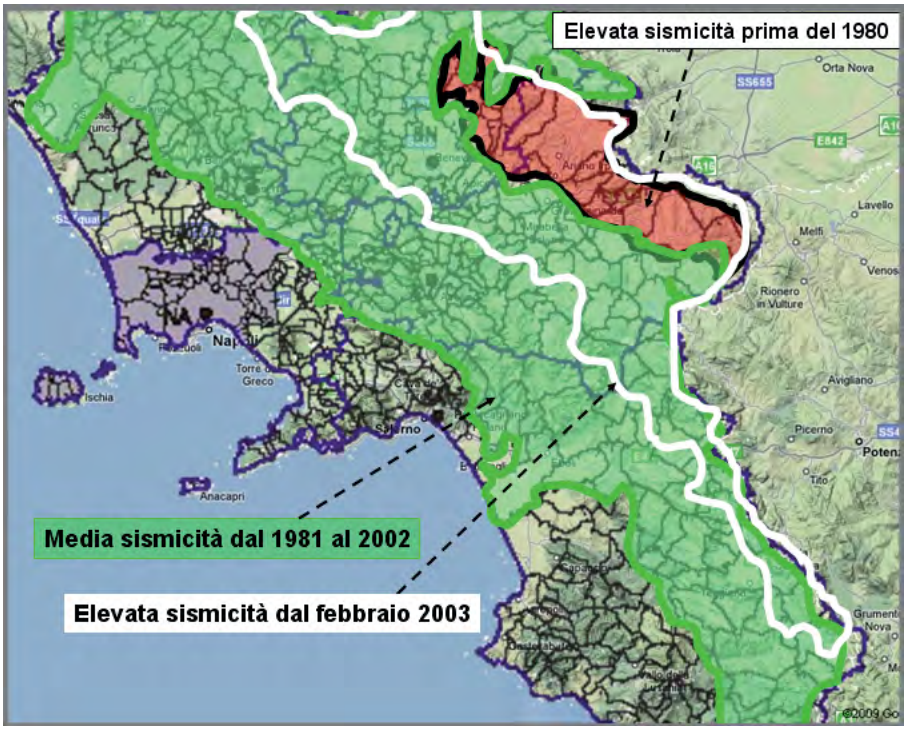

Figura 25 - Esempio della inadeguata classificazione sismica del territorio della Regione Campania dopo il sisma del 1980, tra il 1981 e il 1992, periodo nel quale è stata effettuata la ricostruzione degli edifici applicando le norme relative alla media sismicità anche nell'area epicentrale successivamente classificata in elevata sismicità, a ricostruzione finita.

nufatti caratterizzati da area di sedime molto estesa. Ciò perché in zone ove nel volume sismico significativo sono presenti sedimenti a bassa velocità, giacché in aree epicentrali il periodo delle onde è usualmente "corto", uno stesso edificio, se abbastanza esteso, può essere sollecitato in modo non uniforme perché la lunghezza dell'onda che produce le sollecitazioni risulta inferiore all'area d'impronta del manufatto. Tale condizione risulta ancora più grave se l'area d'impronta della struttura è interessata da formazioni geologiche caratterizzate da diverse velocità. Specialmente in quest'ultimo caso la normativa dovrebbe fornire tassative indicazioni perché per un edificio "esteso" si avrebbe un comportamento differenziato da un punto di vista sismico ancora più accentuato del caso precedente. Il medesimo edificio per l'azione di un medesimo terremoto sarebbe sollecitato in maniera decisamente differente tra una zona e l'altra, quindi costretto a una risposta sismica non usuale che se non adeguatamente prevista in fase di progettazione, produrrebbe indiscutibilmente effetti catastrofici immediati.

I rilievi geoambientali hanno consentito di sintetizzare i più significativi effetti locali (figura 26) che hanno caratterizzato l'area più consistentemente interessata dal sisma del 6 aprile 2009. Gli effetti più disastrosi si sono verificati nella parte di territorio interessato da abbassamento cosismico. In particolare si riscontra un'area epicentrale in base ai danni agli edifici che si ubica in corrispondenza della faglia sismogenetica in una fascia definibile "near fault". I rilievi eseguiti da vari ricercatori hanno evidenziato che vi è un'area di maggiori dimensioni interessata da effetti significativi e potenzialmente molto dannosi, per i manufatti in generale, quali le riattivazioni di movimenti verticali differenziati. Quest'ultima area comprende la zona cosismicamente ribassata entro la quale è ubicata l'area epicentrale "near fault" e viene provvisoriamente definita Area Geoepicentrale: vale a dire l'area che è stata e può essere interessata da effetti geoambientali pericolosi per i manufatti e le attività umane in un territorio ubicato in zona sismica. Tale area geoepicentrale si ubica a cavallo della faglia sismogenetica con una ampiezza di almeno 5 chilometri sui due lati della faglia.

In tal modo si può delimitare l'area geoepicentrale di sismi avvenuti in passato (nelle ultime migliaia di anni) partendo dal ritrovamento di evidenze stratigrafiche di rimobilizzazioni datate lungo le faglie.

Nell'area geoepicentrale (figure 27 e 28) gli effetti locali potenziali non sono adeguatamente superabili e/o mitigabili con la "normativa antisismica" che consente di realizzare edifici in grado di resistere alle sollecitazioni orizzontali ma, difficilmente, agli spostamenti cosismici del suolo e alle sollecitazioni derivanti dalle onde S oblique che determinano oscillazioni verticali e orizzontali contemporaneamente.

È parere degli scriventi che per le aree geoepicentrali, nelle quali ricadono numerosi centri abitati e capoluoghi (come ad esempio Reggio Calabria, Messina, Benevento ecc.) e infrastrutture di importanza strategica realizzate in superficie, in galleria e su lunghi viadotti, debbano essere messe a punto più adeguate norme tecniche. Le aree potenzialmente geoepicentrali possono essere individuate, ad esempio, come proposto schematicamente in figura 29 per un transetto tra Lazio e Abruzzo.

Si sottolinea l'importanza dei risultati acquisiti con le ricerche multidisciplinari nell'area aquilana che hanno messo in particolare risalto l'importanza delle caratteristiche stratigrafiche e geotecniche delle rocce che rappresentano il substrato di fondazione dei manufatti nell'amplificare o meno le sollecitazioni sismiche relative alle onde S che incidono obliquamente sulla superficie del suolo.

La sicurezza dei cittadini e dei manufatti richiede una attenta e adeguata classificazione sismica del territorio e una idonea indagine geologica, geotecnica e geofisica per la individuazione e delimitazione delle aree nelle

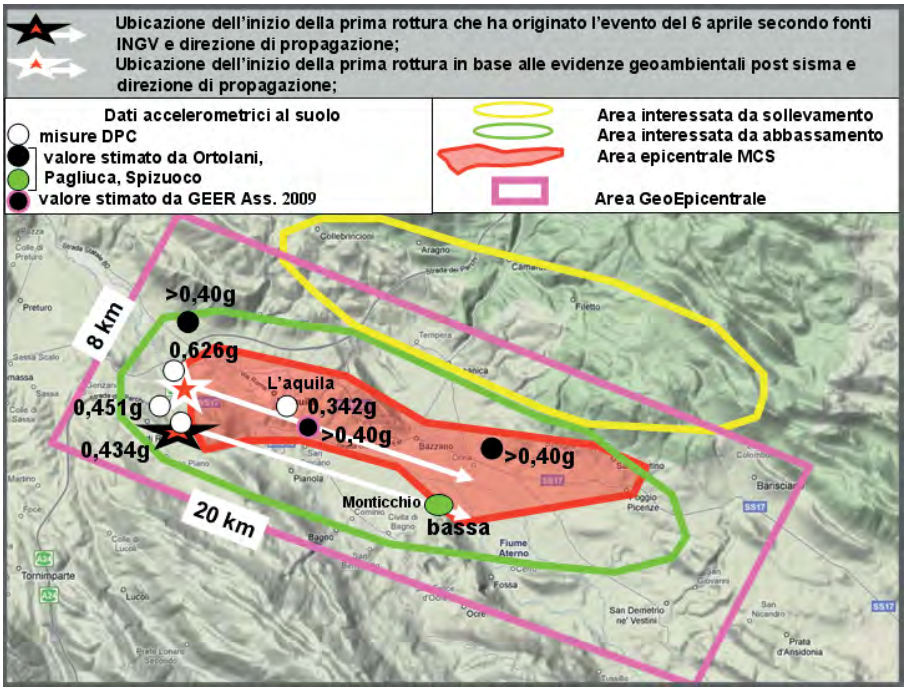

Figura 26 - Principali e più significativi effetti geoambientali determinati dal sisma del 6 aprile 2009.

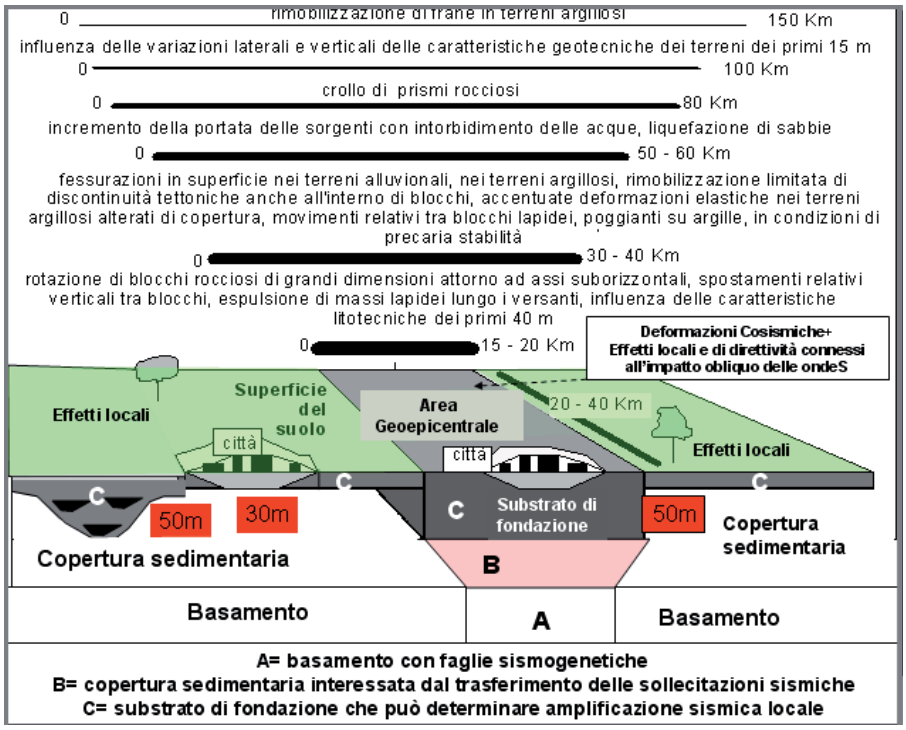

Figura 27 - Principali e più significativi effetti geoambientali che possono essere determinati sul territorio da un violento sisma in relazione alle caratteristiche geologiche delle aree interessate e alla magnitudo.

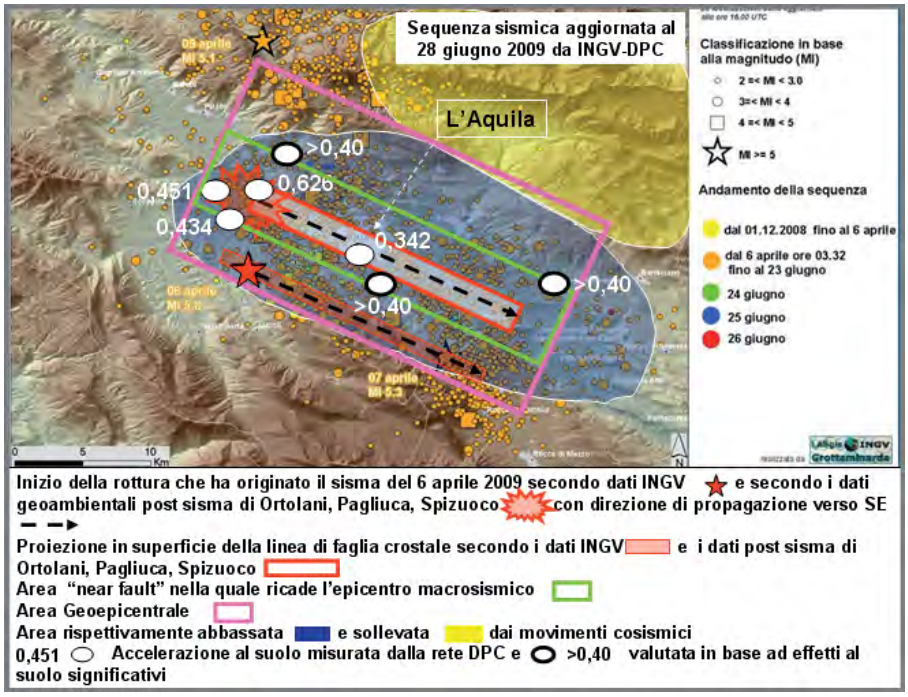

Figura 28: Principali e più significativi effetti geoambientali che sono stati registrati nell'area interessata dal sisma del 6 aprile 2009.

quali si possono o meno verificare fenomeni di amplificazione sismica. Tali indagini multidisciplinari devono prevedere la individuazione di evidenze stratigrafiche e strutturali di movimenti cosismici verificatisi nelle ultime migliaia di anni, al fine di ubicare e fondare adeguatamente i vari manufatti e di fornire idonei parametri ai progettisti per garantire sicurezza ai manufatti da realizzare o mettere in sicurezza nelle aree geoepicentrali.

Sulla base di corrette e adeguate conoscenze delle caratteristiche geologiche e geotecniche tridimensionali, il piano urbanistico assume un ruolo ben più importante del semplice strumento urbanistico, diventando un vero e proprio strumento di supporto per la progettazione strutturale al fine di prevenire possibili irregolarità nel comportamento delle strutture, riconducibili a fattori geoambientali.

Sisma, Volume Geologico di attraversamento, Sito e Costruzione sono da intendersi come un unico sistema composto da quattro indissolubili componenti tese alla mitigazione del rischio sismico. La componente Costruzione, però, sicuramente merita una rivisitazione radicale, così ad es., in materia di competenze professionali, si dovrebbe vietare a ingegneri non civili di trattare costruzioni, si dovrebbero mettere dei "paletti" nel rapporto tra imprese e direzione lavori, pretendere la qualificazione professionale per ogni direttore di cantiere, rivedere le modalità di qualificazione dei direttori tecnici di impresa, prevedere il coinvolgimento delle centrali di betonaggio nell'attestazione di regolarità del getto, prevedere appositi corsi di formazione introducendo la qualificazione specialistica del capo carpentiere/ferraiolo, rendere obbligatoria la progettazione del piano di manutenzione della struttura, prevedere il collaudo periodico delle strutture, introdurre l'istituzione del Libretto del fabbricato, pretendere l'uso di programmi di calcolo licenziati obbligando i progettisti strutturali ad allegare ai calcoli la fattura d'acquisto del software, ecc.

Il sisma dell'Aquila, oltre ad essere l'occasione per poter correggere molte storture che da sempre sono presenti nel delicato processo di mitigazione del rischio sismico, ha offerto l'opportunità, in base all'attività di ricerca multidisciplinare svolta sul "campo" dagli autori della presente nota, di introdurre tematiche innovative finora mai trattate e di poter ragionare criticamente, sempre in base ai dati finora disponibili, sulle relazioni esistenti tra tettonica attiva, tettonica sismogenetica e attività umane sul territorio.

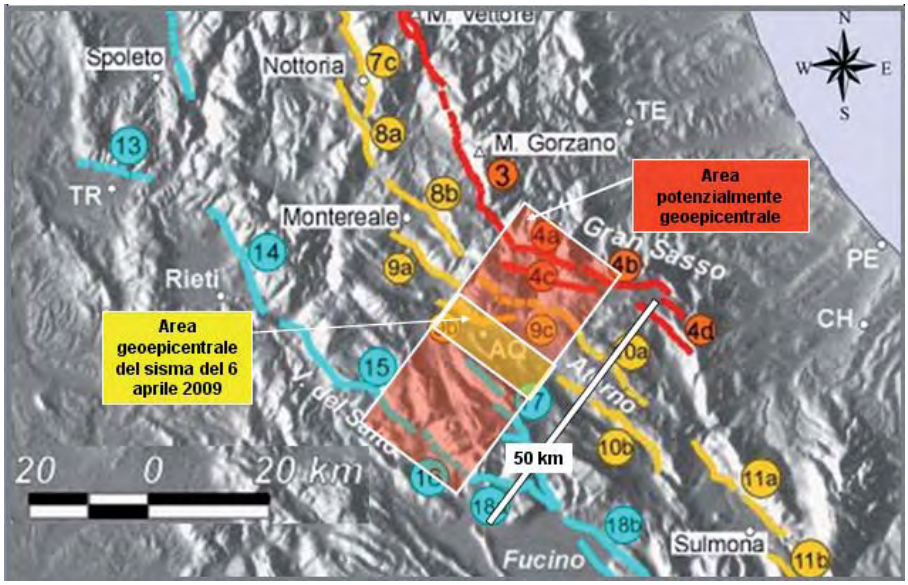

Figura 29 - Esempio di individuazione delle aree potenzialmente geoepicentrali lungo il transetto Valle del Salto-Gran Sasso caratterizzato da faglie attive sismogenetiche individuate con le linee azzurre, gialle e rosse (da Boncio et al. 1999, modificato).

BIBLIOGRAFIA

Agosta F., Pierantoni P., Tondi E. *(2009) - Il terremoto di L'Aquila del 6 aprile 2009, Abruzzo. Rapporto del 10 Aprile 2009.*

Ambraseys N., Smit, P., Berardi R., Rinaldis D., Cotton F., Berge C. *(2000) - Dissemination of European Strong-Motion Data (CD-ROM collection). European Commission, DGXII, Science, Research and Development, Bruxelles.*

Ambraseys N.N., Douglas J., Rinaldis D., Berge-Thierry C., Suhadolc P., Costa G., Sigbjornsson R., Smit P. *(2004) - Dissemination of European Strong-motion Data, Vol. 2, CD-ROM Collection, Engineering and Physical Sciences Research Council, UK.*

Ameri G., Augliera P., Bundi D., D'Alema E., Ladina C., Lovati S., Luzi L., Marzorati S., Massa M., Pacor F., Puglia R. *(2009) - Strong-Motion Parameters for the Mw=6,3 Abruzzo (Central Italy) Earthquake. INGV Milano-Pavia, Italy.*

APAT *(2006) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio n. 359 "L'Aquila". S.EL.CA. Firenze.*

Bagnaia, R., A. et al. *(1992) - Aquila and Subaequan Basins: an Example of Quaternary Evolution in Central Apennines, Italy. Quaternaria Nova, II, 187-209.*

Berlusconi A., Livio F., Michetti A.M., Sileo G. *(2009) - Effetti ambientali del terremoto del 6/4/2009 a L'Aquila: rapporto preliminare. Università dell'Insubria, Dipartimento di Scienze Chimiche e Ambientali.*

Bertini, T. et al. *(1989) - La conca di Fossa-S. Demetrio dei Vestini. In: CNR, Centro di Studio per la Geologia Tecnica.*

Boncio P., Brozzetti F. e Lavecchia G. *(1999) - Carta degli allineamenti di faglie quaternarie ovest-immergenti rilevanti dal punto di vista sismo genetico (area intra-appenninica umbro-marchigiano-abruzzese). UR Univesità di Chieti.*

Boncio, P., Lavecchia G., Pace B. (2004) - *Defining a Model of 3D Seismogenic Sources for Seismic Hazard Assessment Applications: the Case of Central Apennines (Italy). Journal of Seismology, 8, 407-425.*

Bosi, C. & T. Bertini (1970) - *Geologia della Media Valle dell'Aterno. Memorie della Società Geologica Italiana, IX, 719-777.*

Bursi O. S., Dusatti T., Pucinotti R. (2009) - *A Reconnaissance Report: The April 6, 2009, L'Aquila Earthquake. Italy. http://www.reluis.it.*

Calamita F., Esestime P., Paltrinieri W., Satolli S., Scisciani V., Viandante M.G. (2004) - *Assetto geologico-strutturale e stile tettonico della catena centro appenninica. Corso dottorato in "geologia ed evoluzione della litosfera" incontro annuale, Università degli Studi G. d'Annunzio.*

Calderoni B., Cordasco E. A., Giubileo C., Migliaccio L. (2009) - *Preliminary report on damages suffered by masonry buildings in consequence of the L'Aquila earthquake of 6th April. http://www. reluis.it.*

Carta Geologica d'Italia *(2005) - Foglio L'Aquila n. 349, progetto CARG, 2005*

CEN European Committee for Standardisation (2003) - *Eurocode 8: Design Provisions for Earthquake Resistance of Structures, Part 1.1: General rules, seismic actions and rules for Buildings. PrEN1998-1.*

Chioccarelli E., De Luca F., Iervolino I. (2009) - *Preliminary study of L'Aquila Earthquake ground motion records V5.10. http://www.reluis.it.*

Cosenza, E. (2007) - *Normativa e progettazione sismica: c'è del nuovo in Italia? Atti del workshop Materiali ed approcci innovativi per il progetto in zona sismica e la mitigazione della vulnerabilità delle strutture, Salerno, C. Faella, G. Manfredi, V. Piluso, R. Realfonzo editors, Polimetrica International Scientific Publisher.*

Decanini, L. et al. (1995) - *Proposta di definizione delle relazioni tra intensità macrosismica e parametri del moto del suolo. 7° Convegno Nazionale: L'ingegneria sismica in Italia, Siena, 25-28 Settembre 1995, pp. 63-72.*

De Luca, G. et al. (2005) - *Evidence of Low-Frequency Amplification in the City of L'Aquila, Central Italy, through a Multidisciplinary Approach Including Strong- and Weak-Motion Data, Ambient Noise, and Numerical Modeling. Bulletin of the Seismological Society of America, 95.*

DST Working Group - UniCH (2009) - *The L'Aquila earthquake of April 2009 (Central Italy): seismotectonic framework and coseismic ground features. Preliminary report.*

D'agostino G., Ortolani F., Pagliuca S. (2005) - *Relationships between active tectonics, seisimicity, submarine landslaides and last millennium tsunamis affecting the Italian coast. MAEGS 14° Meeting Association of European Geological Societies, Turin (Italy) – September 19 – 23, 2005, pp 54-55. Ed. MAEGS.*

EEFIT (2009) - *The L'Aquila, Italy Earthquake of 6 april 2009. A preliminary field report.*

EERI (2009) - *The Mw 6.3 Abruzzo, Italy, Earthquake of April 6, 2009. Special Earthquake Report, June 2009.*

ENEA, P.A.S. (2006) - *Elementi di tettonica pliocenico-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino laziale-abruzzese. Società Geologica Italiana, 26-58.*

Fanale L., Lepidi M., Gattulli V., Potenza F. (2009) - *Analisi di efidici danneggiati dall'evento sismico dell'aprile 2009 nella città dell'Aquila e in alcuni centri minori limitrofi. DISAT – UOIS, Unità Operativa di Ingegneria Sismica.*

Galadini F., Galli P. (2000) - *Active Tectonics in the Central Apennines (Italy) - Input Data for Seismic Hazard Assessment. Natural Hazards 22: 225-270.*

Galadini F., Messina P. (2001) - *Plio-Quaternary changes of the normal fault architecture in the Central Apennines (Italy). Geodinamica Acta, 14: 321-344.*

Galadini F., Galli P. (2000) - *Active tectonics in the Central Apennines (Italy) – input data for seismic hazard assessment, Nat. Hazards, 22, 225-270.*

Galadini F., Galli P. (2003) - *Paleoseismology of silent faults in the Central Apennines (Italy): the Mt. Vettore and Laga Mts. Faults. Annals of Geophysics, Vol. 46, 5*

Galli P., Camassi E. R. (2009) - *Rapporto sugli effetti del terremoto aquilano del 6 aprile 2009. RPT03 – 20.04.2009*

GEER Association (2009) - *Preliminary Report on the Seismological and Geotechnical Aspects of the April 6 2009 L'Aquila Earthquake in Central Italy (http://research.eerc.berkeley. edu/projects/GEER).*

Ghisetti, F. & L. Vezzani (2002) - *Normal faulting, transcrustal permeabilità and seismogenesis in the Apennines (Italy). Tectonophysics, 348: 155-168.*

Giuliani R., Galadini F. (1999) - *Caratteristiche cinematiche dell'attività tettonica recente dell'area aquilana (Appennino Centrale). GNGTS – Atti del 17° Convegno Nazionale.*

Gruppo di Lavoro UNISANNIO – CIMA – DIGA (2009) - *Rapporto preliminare sugli effetti indotti sull'ambiente fisico dalla sequenza sismica dell'aquilano. Ver.1.5. http://www.reluis.it*

Iervolino I., Galasso C., Cosenza E. (2008) - *Selezione assistita dell'input sismico e nuove norme tecniche per le costruzioni. Valutazione e riduzione della vulnerabilità sismica di edifici esistenti in c.a., Roma, 29-30 maggio 2008.*

Iervolino I. and Cornell C. A. (2008) - *Probability of Occurrence of Velocity Pulses in Near-Source Ground Motions. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 98, No. 5, pp. 2262–2277.*

INGV (2009) - *Measurement and modeling of coseismic deformation during the L'Aquila earthquake. Preliminary results.*

INGV EMERGEO Working Group (2009) - *Rilievi geologici di terreno effettuati nell'area epicentrale della sequenza sismica dell'Aquilano del 6 aprile 2009. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia con la collaborazione di CNR-IGAG, Università degli Studi di Roma Tre, DiMSAT- Università degli Studi di Cassino.*

International Conference of Building Officials (ICBO) (1997) - Uniform Building Code –1997 Edition, Whittier, California, USA.

International Code Council (ICC) (2003) - *International Building Code, Falls Church, Virginia, USA.*

IREA-CNR (2009) - *Terremoto dell'Abruzzo: interferogramma ENVISAT cosismico. Napoli, 12 aprile 2009.*

Manfredi G., Polese M., Cosenza E. (1998) - *Structural damage in the near-fault. 12th European Conference on Earthquake Engineering, Elsevier Science .*

Meletti C., Montaldo V. (2007) - *Stime di pericolosità sismica per diverse probabilità di superamento in 50 anni: valori di ag. Progetto DPC-INGV S1, Deliverable D2. http://esse1.mi.ingv.it/d2.html.*

Montaldo V., Meletti C., Martinelli F., Stucchi M., Locati M. (2007) - *On-Line Seismic Hazard Data for the New Italian Building Code. Journal of Earthquake Engineering, 11(1): 119–132.*

Ortolani F., Pagliuca S. (2005) - *Relazioni tra faglie sismogenetiche crostali, deformazioni della superficie del suolo e del sottosuolo e antropizzazione del territorio. 24° Convegno Nazionale GNGTS, CNR Roma 15-17 novembre 2005. Ed. GNGTS.*

Ortolani F., Pagliuca S. (2005) - *Tettonica olocenica e deformazioni recenti della fascia costiera campana compresa tra i Monti Lattari ed il fiume Volturno. Impatto sull'ambiente antropizzato. 24° Convegno Nazionale GNGTS, CNR Roma 15-17 novembre 2005. Ed. GNGTS.*

Ortolani F., Pagliuca S., D'agostino G. (2005) - *Terremoti, frane sottomarine e tsunami lungo le coste italiane: l'esempio di Messina-Reggio Calabria del 1908. 24° Convegno Nazionale GNGTS, CNR Roma 15-17 novembre 2005. Ed. GNGTS.*

Ortolani F., Pagliuca S., Serva L. (2005) - *Coseismic deformation and related environmental hazards. MAEGS 14° Meeting Association of European Geological Societies, Turin (Italy) – September 19 – 23, 2005, Ed. MAEGS.*

Ortolani F., Pagliuca S. (2006) - *Evidenze morfostrutturali di deformazioni crostali attive nell'Appennino meridionale: relazioni con la sismicità e la tettonica Pleistocenica. GNGTS 25° Convegno Nazionale, 28-30 novembre 2006, Roma.*

Ortolani F., Pagliuca S., Toccaceli R. M. (2007) - *Active Tectonics in Western Campania. Geoitalia 2007, Rimini, Settembre 2007.*

Ortolani F:, Pagliuca S., Spizuoco A. (1991) - *Geologia Tecnica Territoriale In Aree Sismiche: problematiche connesse alla valutazione dell'amplificazione sismica locale. (1991) Dipartimento di scienze della terra Università di Napoli Federico II.*

Ortolani F:, Pagliuca S., Spizuoco A. (1991) - *Geologia Tecnica Territoriale finalizzata ad un corretto rapporto uomo-ambiente in aree a sviluppo metropolitano. (1991) Dipartimento di scienze della terra Università di Napoli Federico II.*

Ortolani F., Spizuoco A. (1991) - *Dispense di "geologia applicata" - Dipartimento di Scienze della Terra Università di Napoli - anno accademico 1990/91 prima parte pagg. 107.*

Ortolani F., Spizuoco A. (1991) - *Dispense di "geologia applicata" - Dipartimento di Scienze della Terra Università di Napoli - anno accademico 1990/91 seconda parte pagg. 191.*

Ortolani F., Spizuoco A. (1995) - *Dispense relative al corso "Ambiente fisico del sottosuolo delle pianure" - Università degli Studi di Parma - anno 1994/95 - pagg.310.*

Ortolani F., Pagliuca S., Spizuoco A. (2009) - *Elementi strutturali, effetti locali e danni ai manufatti nell'area abruzzese interessata dal sisma del 6 aprile 2009. Workshop "Il terremoto Aquilano dell'aprile 2009: primi risultati e strategie future", Università "G. d'Annunzio" di Chieti-Pescara, Chieti Scalo 4 giugno 2009.*

Piatanesi A., Cirella A. (2009) - *Rupture process of the 2009 Mw=6.3 L'Aquila (Central Italy) earthquake from non linear inversion of strong motion and GPS data. INGV Report.*

QUEST (2009) - *Rapporto sugli effetti del terremoto aquilano del 6 aprile 2009. Rapporto INGV (http://www. mi.ingv.it/eq/090406/quest.html).*

Rovida A. et al. (2009) - *Terremoti storici nell'area colpita dagli eventi sismici dell'aprile 2009. INGV Report (http://www.mi.ingv. it/eq/090406/storia.html).*

Smit P. (2004) - *Dissemination of European strong-motion data. Vol. 2, CD-ROM Collection, Engineering and Physical Sciences Research Council, United Kingdom.*

Somerville P. G. (2003) - *Magnitude Scaling of the Near Fault Rupture Directivity Pulse. Physics of the Earth and Planetary Interiors 137, 201-212.*

Somerville P. G. (2005) - *Engineering characterization of Near-Fault Ground Motions. Proceeding of 2005 NZSEE Conference, Wairakei, NZ.*

Somerville P. G., Smith N. F., Graves R. W., Abrahamson N. A. (1997) - *Modification of empirical Strong Motion Attenuation Relations to include the Amplitude and duration effect of rupture directivity. Seism. Res. Lett. 68 (1).*

Spizuoco A. (1995) - *Dispense di "Geologia ambientale e difesa del suolo" prodotte per il corso post-Diploma Tecnico dell'ambiente per la gestione degli impianti - Istituto tecnico per geometri di Marigliano (NA) - anno 1994/95 - pagg. 385.- www.spizuoco.it*

Spizuoco A. *(2000) - Dispense modulo di "geotecnica" per il corso in "Restauro e Recupero dei Centri Storici" su autorizzazione del Ministero della Pubblica Istruzione ed in collaborazione con l'Università degli Studi di Napoli "Federico II" - www. spizuoco.it*

Spizuoco A. (1988) - *Dispense di "Lezioni di Costruzioni I parte" - Istituto tecnico per geometri di Marigliano (NA) pagg. 121.- www.spizuoco.it*

Spizuoco A. (1989) - *Dispense "Lezioni di Costruzioni II parte" - Istituto tecnico per geometri di Marigliano (NA) pagg. 272. - www.spizuoco.it*

Spizuoco A. (1992) - *Elementi di statica e di meccanica del continuo - Edizioni LER Napoli – Roma – www.spizuoco.it*

Spizuoco A. (1993) - *Calcolo delle deformazioni nelle strutture isostatiche - Edizioni LER Napoli – Roma – www.spizuoco.it*

Spizuoco A. (1994) - *Strutture iperstatiche - Edizioni LER Napoli – Roma – www.spizuoco.it*

Spizuoco A. (1998) - *Lezioni sul c.a. - Edizioni LER Napoli – Roma – www.spizuoco.it*

Tozer R. S. J. , Butler R.W. H. , Corrado S. (2002) - *Comparing thin- and thick-skinned thrust tectonic models of the Central Apennines, Italy. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 1, 181–194, 2002.*

Valensise G. (2009) - *Alcune considerazioni sulla sismotettonica del terremoto del 6 aprile. INGV Report.*

Verderame G.M., Iervolino I., Ricci P. (2009) - *Report on the damages on buildings following the seismic event of 6th of april 2009, V1.20, http:// www.reluis.it.*

Geologia Urbana

Evoluzione paleoambientale del fosso di Grotta Perfetta a Roma e individuazione delle cause di instabilità del patrimonio edilizio

Maria Paola Campolunghi
Università degli Studi Roma Tre – Dipartimento di Scienze Geologiche

Maurizio Lanzini
Geologo libero professionista

lanzin@aconet.it

RIASSUNTO

Nel presente lavoro sono descritti i risultati di vari studi di carattere geologico, stratigrafico, idrogeologico e geotecnico che sono stati eseguiti negli ultimi 10 anni in un settore meridionale della città di Roma, caratterizzato da numerosi fabbricati in dissesto, localizzati nell'ambito della valle del fosso di Grotta Perfetta.

Successivamente a tali indagini di carattere geoapplicativo, che hanno rivelato caratteri deposizionali e fisico-meccanici decisamente particolari dei terreni alluvionali, si sono associati studi di carattere mineralogico, geocronologico e palinologico che hanno permesso di definire l'evoluzione paleoambientale olocenica del fosso .

La notevole mole di dati a disposizione ha permesso pertanto una completa ricostruzione geoambientale di quest'area, che si configura come modello di "geologia urbana", attraverso l'integrazione di elementi geologici, stratigrafici, geotecnici, idrogeologici, mineralogici, geocronologici, paleoambientali e di pericolosità geologica.

Si è inoltre ipotizzata una correlazione fra un livello stratigrafico e l'attività freatomagmatica più recente del cratere albano.

1. PREMESSA

Il settore del fosso di Grotta Perfetta che si estende dalla via Cristoforo Colombo alla via Ostiense e che sbocca nella valle del Tevere all'altezza della Basilica di San Paolo, è caratterizzato dalla presenza di numerosi edifici visibilmente inclinati e che hanno subìto fenomeni di rotazione rigida e di cedimento sia assoluto che differenziale (figura 1).

I dissesti in atto, particolarmente gravi e diffusi, hanno richiesto studi e indagini, che si sono sviluppati nel corso del 2001, da parte dei Dipartimenti di Scienze Geologiche e di Ingegneria dell' Università degli Studi "Roma Tre" per conto del Comune di Roma; a seguito di tali studi si è giunti, fra il 2003 e il 2004, alla individuazione di due di detti fabbricati, particolarmente lesionati e inclinati. Successivamente altri studi hanno interessato i due fabbricati particolarmente lesionati sopra individuati, che sono stati demoliti (2005-2006).

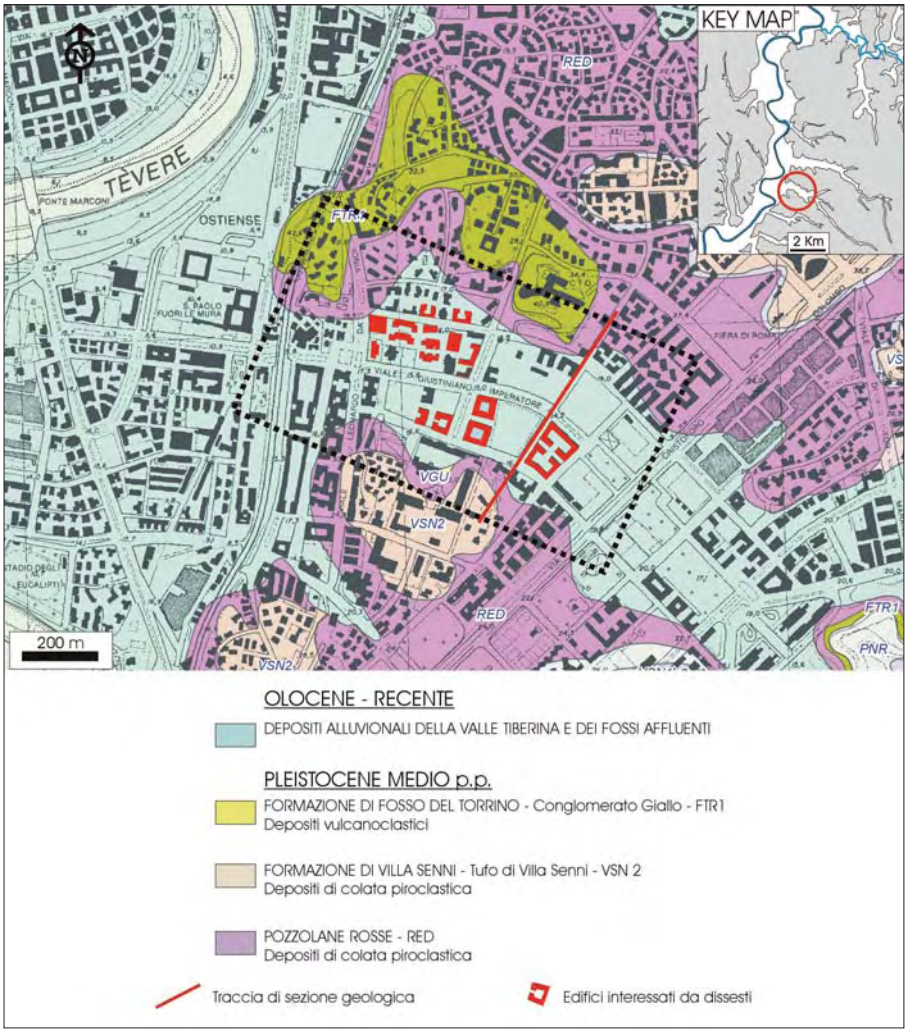

Figura 1 - Carta geologica schematica dell'area (Funiciello et alii, 2008b) con traccia della sezione geologica e ubicazione dei fabbricati caratterizzati da fenomeni di dissesto

L'Amministrazione del Comune di Roma sta affrontando queste gravi problematiche di stabilità dei fabbricati e di sicurezza dei residenti, con un articolato piano di riqualificazione dell'intera area; in tal contesto ulteriori indagini e studi (2006-2007) sono stati eseguiti per la realizzazione di nuovi fabbricati che dovranno accogliere le famiglie sgomberate da quelli demoliti.

2. CENNI SULLA GEOLOGIA DELL'AREA

L'assetto geologico dell'area in esame è il risultato di una successione di eventi che si sono succeduti dal Pliocene a oggi (Faccenna et alii, 1995; Funciello et alii, 2008a, 2008b; Ventriglia, 1972, 2002).

Nel Pliocene tutta l'area romana era caratterizzata da un ambiente di sedimentazione marino che ha determinato la messa in posto di notevoli spessori di argille e limi riferibili alla formazione di Monte Vaticano.

Queste condizioni sono rimaste fino al Pleistocene inferiore quando, in tutta l'area appenninica retrostante la costa tirrenica, si è avuto un lento e progressivo innalzamento orogenico che ha portato, alla fine del Pleistocene inferiore, all'impostazione di un ambiente continentale in cui sono deposti sedimenti in facies fluvio-palustre, costituiti da terreni alluvionali messi in posto dal Paleotevere, abbondantemente alimentato dalle acque e dai sedimenti provenienti dall'erosione della catena appenninica. Questi terreni sono rappresentati da argille, sabbie e ghiaie della formazione di Ponte Galeria (Sintema Magliana).

Successivamente l'area romana è stata interessata dall'attività dei vulcani laziali che, in un arco di tempo compreso tra 0.6 Ma e l'attuale, hanno deposto una notevole quantità di prodotti piroclastici con modalità di messa in posto sia di ricaduta che di colata piroclastica e subordinatamente lavica; in particolare nel settore in studio le vulcaniti sono rappresentate dalle Pozzolane Rosse e dal tufo di Villa Senni, riferibili al Sintema Torrino (De Rita et alii, 1995; Funiciello et alii, 2008a). L'ultima unità litologica presente, ma che non interessa direttamente l'area in esame, è rappresentata dai depositi vulcanoclastici riferiti al Conglomerato Giallo, il quale affiora in corrispondenza della rupe sopra la Basilica di San Paolo.

Durante l'ultima glaciazione Wurmiana e la conseguente regressione marina, si è avuta una notevole erosione dei materiali deposti: l'alveo del fiume Tevere si è approfondito fino a –50 m s.l.m. e, similmente, si sono erose alcune valli laterali come, per esempio, l'alveo del fosso di Grotta Perfetta oggetto del presente studio.

In questa fase si è venuto a creare quel "contenitore" per le alluvioni recenti che, in seguito al successivo innalzamento del livello marino, hanno colmato le paleovalli del fiume Tevere e dei suoi affluenti, tra i quali il fosso di Grotta Perfetta, con spessori di molte decine di metri.

L'area in studio è pertanto caratterizzata dai depositi alluvionali olocenici della valle del fosso di Grotta Perfetta, che sono l'oggetto specifico del presente studio, e dai depositi vulcanici che affiorano in corrispondenza dei rilievi collinari che delimitano la valle stessa; le unità fluvio-lacustri della formazione di Ponte Galeria e il substrato argilloso pliocenico non sono affioranti (figura 1).

La geometria e i rapporti geometrici fra la paleovalle erosa e i depositi olocenici del fosso sono illustrati in una sezione geologica trasversale, lungo Via Galba. Le alluvioni del fosso di Grotta Perfetta sono costituite da depositi limoso-argilloso-sabbiosi con alla base depositi ghiaiosi; il loro spessore è di circa 45-50 m nel centro della valle, che grosso modo corrisponde all'asse di via Giustiniano Imperatore (figura 2).

3. MORFOLOGIA ED EVOLUZIONE URBANISTICA DEL FOSSO DI GROTTA PERFETTA

Il fosso di Grotta Perfetta ha origine sulle pendici settentrionali dell'edificio vulcanico dei Colli Albani e, con andamento SO-NE, raggiunge e attraversa i settori orientali e meridionali della città di Roma intensamente urbanizzati.

La zona in studio è ubicata nella tratta finale del fosso di Grotta Perfetta e a circa 1 Km dallo sbocco nella valle tiberina, poco a sud della Basilica di San Paolo.

In epoca storica l'area in esame è stata utilizzata essenzialmente per attività agri-

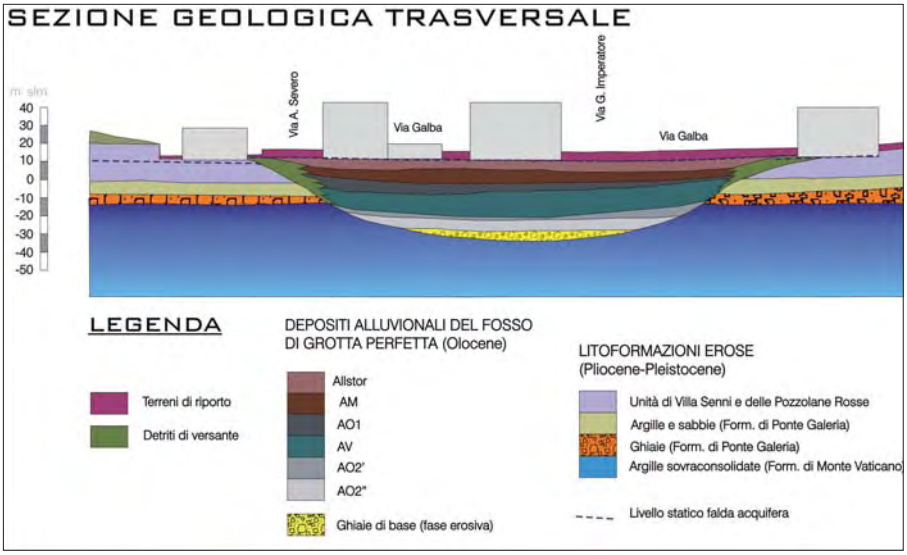

Figura 2 - Sezione geologica trasversale al fosso di Grotta Perfetta

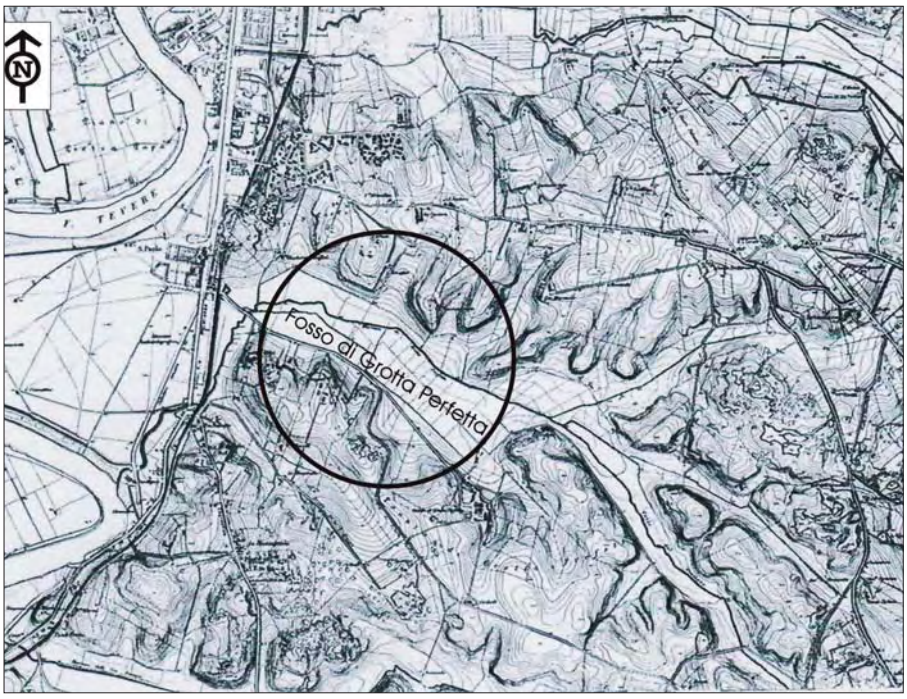

Figura 3 - Morfologia dell'area da una carta del 1909 aggiornata nel 1924, prima delle urbanizzazioni

cole che hanno comportato nel tempo successive sistemazioni dei drenaggi del fosso principale e di vari piccoli affluenti; ciò sta a significare che l'area anche in tempi recenti tendeva a impaludare; si segnala infatti che in una carta del 1868 la zona è rappresentata con i simboli della palude soprattutto nelle zone in sinistra idrografica della valle.

Da una analisi della cartografia storica (Frutaz, 1962) risulta che la quota delle alluvioni (tetto delle alluvioni storiche e della coltre pedogenizzata) era a circa 10.50 m s.l.m. (carta IGM del 1909, aggiornata nel 1924) e che tale quota si sia mantenuta fino ai primi anni '50 quando iniziarono le urbanizzazioni della zona secondo i programmi del PRG del 1931; i blandi versanti che delimitano questo settore della valle raggiungono quote intorno a 30-35 m s.l.m. (figura 3).

Successivamente agli interventi urbanistici la zona è stata rialzata fino a quota di circa 14.50-15.00 m s.l.m. con la messa in posto di rilevati stradali e riempimenti per uno spessore medio di circa 4.0-6.0 m.

4. IDROGEOLOGIA

L'area in esame è localizzata all'interno del modello di circolazione idrica sotterranea proprio del settore terminale nord-occidentale dell'unità idrogeologica dei Colli Albani (Capelli et alii, 1998, 2001, 2008).

Tale modello è schematizzabile con un substrato a bassissima permeabilità, costituito dalla formazione di Monte Vaticano, al di sopra del quale si trova la sequenza delle vulcaniti della fase eruttiva tuscolano-artemisia, prevalentemente costituita da prodotti esplosivi di tipo ignimbritico, depostasi durante il Pleistocene medio.

I prodotti vulcanici risultano nel complesso mediamente permeabili e sono sede di una falda acquifera regionale con drenaggio verso nord ovest, in direzione del fiume Tevere. La geometria dell'acquifero indica un livello di saturazione che da circa 70-80 m s.l.m. nell'area dei Colli Albani, scende a 10-12 m s.l.m. in corrispondenza del settore in studio, per poi raccordarsi al livello medio del fiume Tevere che nel meandro di S. Paolo è posto a circa 2 m s.l.m. (Capelli et alii, 2008).

Tale flusso incontrando, tra le quote +15 e – 30 m s.l.m., i depositi alluvionali del fosso di Grotta Perfetta, caratterizzati da bassa permeabilità, si indirizza verso i rilievi collinari che costituiscono i versanti della valle; la circolazione sotterranea prosegue, quindi, all'interno delle sabbie e ghiaie della formazione di Ponte Galeria e al top della serie alluvionale olocenica sia nei terreni di riporto che nelle alluvioni storiche.

Infatti, i depositi alluvionali del fosso, essendo prevalentemente a granulometria fine limoso-argillosa e prevalentemente impermeabili o poco permeabili, con esclusione dello strato ghiaioso presente alla base che contiene una circolazione idrica confinata e in pressione, si configurano come un locale acquiclude rispetto alla circolazione idrica generale e come ben evidenziato dall'andamento delle isofreatiche (figura 4); in tale figura è anche tracciato il corso del fosso attualmente in gran parte obliterato.

Nell'ambito del settore della valle di Grotta Perfetta in studio si individua una prima falda contenuta nei riporti antropici e nelle alluvioni storiche; questo acquifero è di tipo freatico, con il livello di saturazione a circa 5-6 metri di profondità ed è sostenuto dal sottostante complesso dei limi e argille organiche del fosso di Grotta Perfetta. Questa circolazione risulta ricaricata prevalentemente dalla falda regionale dei Colli Albani, da alcune sorgenti ormai sepolte presenti in passato ai piedi dei versanti e da eventuali perdite della rete idrica e fognaria.

Figura 4 - Isofreatiche dell'area del fosso di Grotta Perfetta e tracciato del fosso prima del suo tombamento nel settore in studio

5. STRATIGRAFIA

I caratteri stratigrafici di seguito descritti sono stati definiti sulla base di molti sondaggi geognostici controllati e rilevati dagli scriventi.

I depositi olocenici del fosso hanno uno spessore massimo di circa 45-50 m, che si riduce via via verso i rilievi collinari che delimitano il fosso di Grotta Perfetta (figura 2).

In corrispondenza di via Alessandro Severo e via Costantino, che si sviluppano ai piedi delle colline, si possono individuare le direttrici bordiere dove le alluvioni oloceniche sono assenti o di spessore trascurabile e comunque interdigitate a depositi erosi dai versanti e fluitati; invece lungo una fascia centrale si realizzano i maggiori spessori delle alluvioni.

Nell'ambito delle alluvioni del fosso di Grotta Perfetta si riconoscono le seguenti unità litostratigrafiche che nell'ambito dell'area investigata hanno sostanzialmente una giacitura piuttosto regolare (figura 5):

Riporti – R

I terreni superficiali di riporto hanno uno spessore di circa 4-5 m e sono legati agli interventi di urbanizzazione che sin dagli anni '50 hanno alzato la quota topografica dell'area.

Sono costituiti da terreni di origine piroclastica-pozzolanacea, più o meno argillificati, con inclusi elementi lapidei vulcanici e di origine antropica, eterometrici, in assetto caotico.

I riporti costituiscono sia i rilevati stradali che sono stati via via realizzati, sia i riempimenti vari in zone non edificate e attualmente utilizzate a giardino e/o inutilizzate.

Alluvioni storiche - Allstor

La coltre superficiale dei depositi alluvionali del fosso di Grotta Perfetta, precedente ai riporti antropici, è costituita da sabbie limose con sparsi elementi lapidei e orizzonti pozzolanacei fluitati, che sono attribuibili alle fasi di alluvionamento in epoca storica.

Infatti si rinvengono in tali strati elementi di origine antropica fluitati in ambiente acqueo e orizzonti pedogenizzati legati alle passate attività agricole.

L'assetto strutturale, pur in presenza di orizzonti legati a passate fasi alluvionali del fosso, è in genere caotico e con maggiore eterogeneità granulometrica rispetto ai sovrastanti riporti.

La distinzione fra le alluvioni storiche e i soprastanti riporti non è sempre immediata e agevole.

Da una carta del 1909-1924 (figura 3), quando le alluvioni storiche erano esposte in superficie, risulta una quota di circa 10.50 m s.l.m. Lo spessore di questo litotipo è di circa 5-6 m.

Argille marroni – AM

Argilla più o meno limosa di colore marrone, localmente con screziature grigiastre e/o violacee; sono presenti nella massa frequenti minuti elementi piroclastici e concrezioni carbonatiche alterate.

Al tetto sono presenti fiamme di ossidazioni associate a una maggiore consistenza delle argille dovute a fenomeni di essiccazione causate da esposizione superficiale o in prossimità della superficie; infatti la coesione tende a diminuire con la profondità fino al letto dello strato posto a circa 15-17 m dal piano campagna. Lo spessore totale è di circa 7-10 m.

Argilla nerastra organica – AO1

Il litotipo in esame è caratterizzato da una prevalente frazione limo-argillosa, con diffuso contenuto organico che determina una colorazione sovente nerastra e brunastra; frequentemente si sono rinvenuti resti minuti vegetali lignitificati. Lo spessore è di circa 3-5 metri.

Le argille in esame sono caratterizzate da una bassissima consistenza e da elevata umidità. La sostanza organica, più che presente come livelli e orizzonti isolati, è diffusa prevalentemente nella massa in forma colloidale.

Questi aspetti individuano un ambiente di deposizione di tipo decisamente lacustre-palustre a bassissima energia e condizioni ambientali di tipo riducente; si sono valutati in laboratorio contenuti in sostanza organica fino a 15-25%.

Argilla verdastra – AV

Le argille in esame sono dotate di prevalente colorazione grigio-verdastra, con fiamme grigiastre e rari livelletti brunastri e nerastri, diffusi prevalentemente al tetto e al letto; il contenuto organico, a differenza degli strati superiori e inferiori (AO1 e AO2), è comunque assente o molto limitato.

Inoltre è da sottolineare che le argille limose verdastre hanno sempre reagito all'HCl, a differenza degli strati organici sovrastanti e sottostanti, indice di un certo contenuto in carbonati.

Anche in questo caso prevale la frazione limo-argillosa e una bassissima consistenza; lo spessore è abbastanza omogeneo intorno ai 6-8 m.

Il colore grigio-verdastro di questo strato, caratterizzato dall'assenza di sostanza organica ma compreso all'interno di una successione grigio-nerastra ricca in sostanza organica (AO1, AO2), può essere giustificata da una variazione della sedimentazione dovuta all'apporto improvviso di sedimenti essenzialmente cineritici freschi provenienti dall'erosione di coevi depositi freatomagmatici e tipo "*lahar*" (colate di fango) provenienti dal Vulcano Albano (vedi oltre).

Detriti di versante fluitati – Dv

Alcuni sondaggi localizzati nelle zone bordiere della valle del fosso di Grotta Perfetta, hanno evidenziato che la successione olocenica sin qui descritta (AM, AO1, AV) presenta delle significative eteropie verso i margini del bacino, ove i sedimenti lacustri-palustri acquistano caratteri più grossolani ed eterometrici per gli apporti di versante fluitati e rimaneggiati nel bacino stesso durante le fasi di sedimentazione.

Litologicamente si individuano elementi eterometrici di natura essenzialmente tufacea e/o sabbiosa, provenienti dai rilievi collinari, in una matrice limo-argillosa con variabile contenuto in sostanza organica.

Argilla nerastra-grigiastra – AO2 (AO2', AO2")

Le argille qui descritte rappresentano la parte basale dei depositi olocenici con spessore variabile da 10 a 14m; il letto di queste argille è a circa 43 m di profondità (-30 m s.l.m.) nel settore centrale del fosso di Grotta Perfetta.

Le caratteristiche granulometriche, cromatiche e geotecniche hanno permesso una loro suddivisione in due sottounità.

La prima unità superiore AO2' è costituita da limi argillosi con colorazione decisamente nerastra per l'abbondante contenuto organico, dello spessore di circa 5-6 m, abbastanza simile ai sovrastanti strati organici AO1; la seconda unità inferiore AO2", di spessore maggiore (circa 7-8 m), è di colorazione più frequentemente grigiastra e presenta frequenti intercalazioni discontinue di livelli pozzolanacei e ghiaiosi di spessore da decimetrico a metrico e localmente di 3-5 m.

L'unità AO2' è a bassa consistenza come le unità AV e AO1, mentre passando verso la sottostante sotto-unità AO2" la consistenza aumenta; tale maggiore consistenza è dovuta sia al carico litostatico e sia alla funzione drenante degli orizzonti pozzolanacei grossolani, relativamente più permeabili.

Ghiaie sabbiose - G

La base del fosso è riempita da uno strato di ghiaie sabbiose di origine carbonatica ed elementi arrotondati.

Le ghiaie, che sono legate alla fase erosiva della paleovalle, sono presenti nel centro valle con spessori variabili da 3 a 5 metri; questo strato molto permeabile è sede di una circolazione idrica in pressione.

Substrato pliocenico
Unità di Monte Vaticano - Apl

Al letto delle alluvioni oloceniche, e a una quota di circa -35 m s.l.m. in corrispondenza

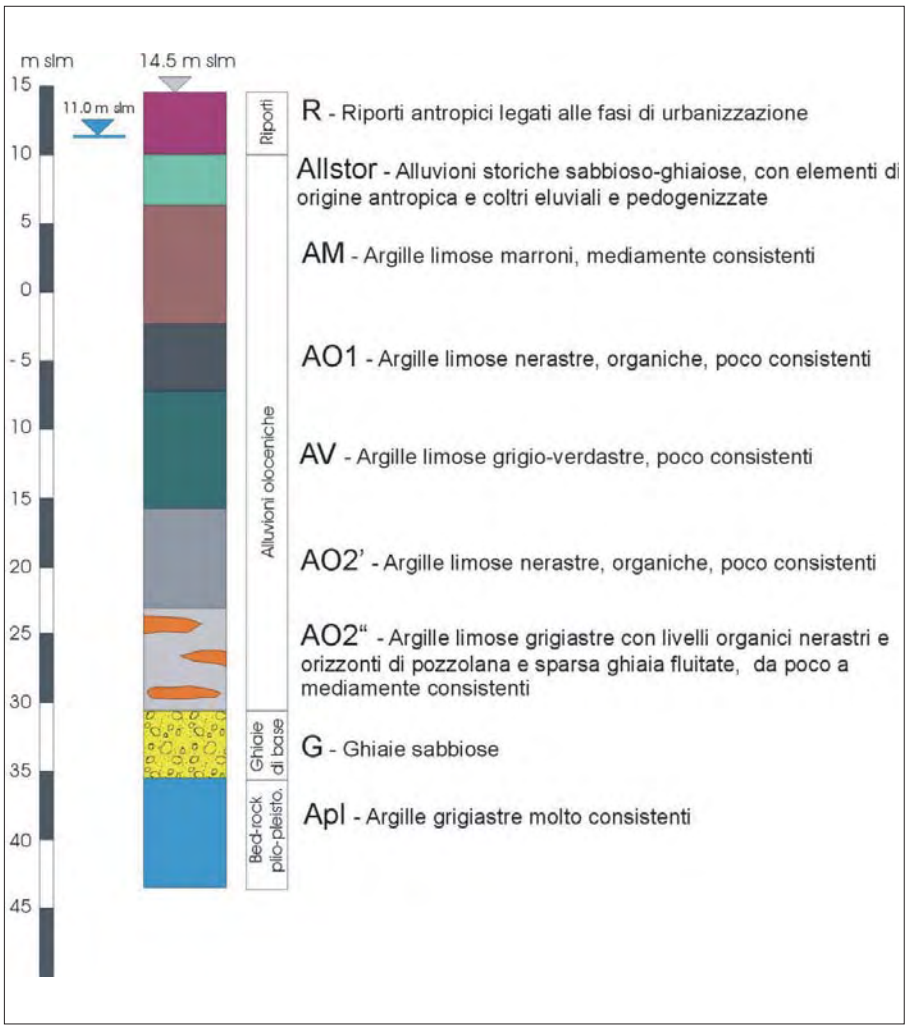

Figura 5 - Stratigrafia del settore centrale della valle del fosso di Grotta Perfetta

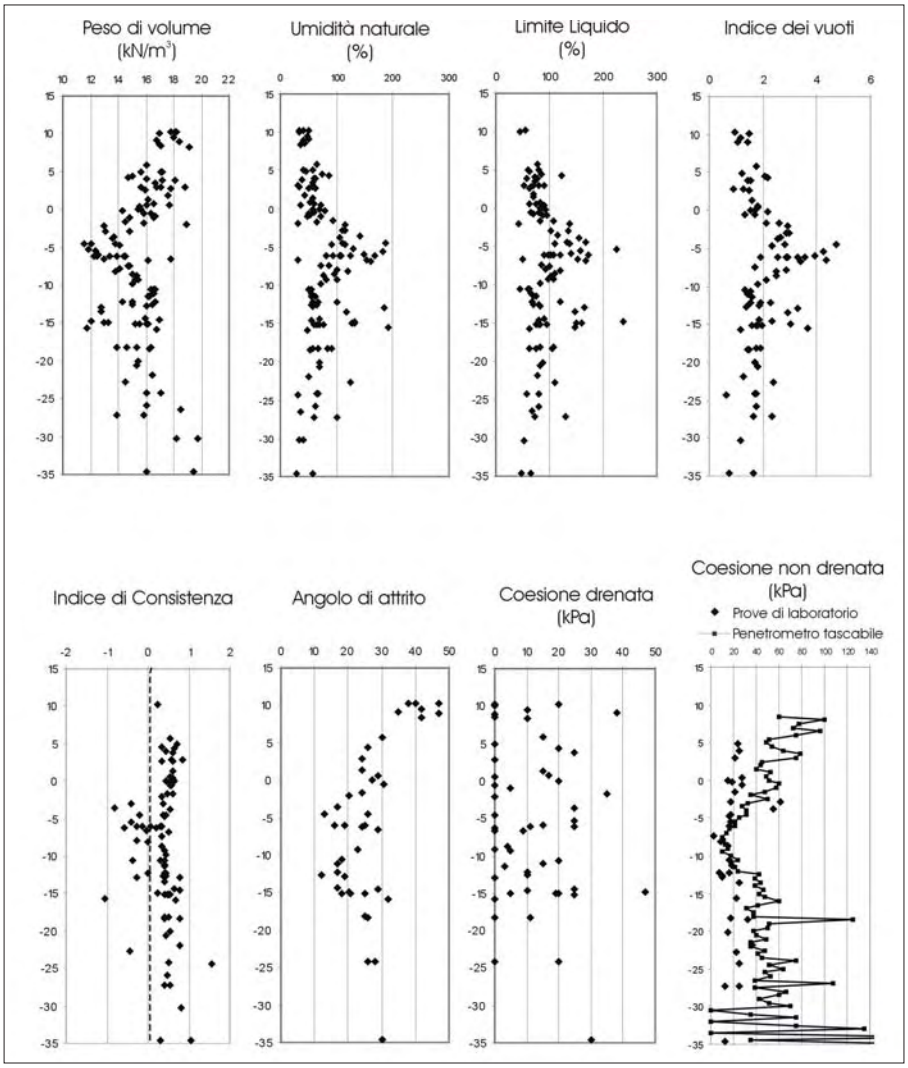

Figura 6 - Modello geotecnico dei depositi alluvionali del fosso di Grotta Perfetta.

del fondovalle eroso, sono presenti le argille plioceniche (formazione di Monte Vaticano); lo spessore è di molte centinaia di metri.

Sono caratterizzate da una granulometria essenzialmente limoso-argillosa con livelli sabbiosi e da una elevata consistenza dovuta a fenomeni di sovraconsolidazione.

La fase erosiva che ha inciso la paleovalle in studio ha interessato le argille in questione dal fondovalle fino a -10/ -15 m slm; a questa quota si individua il contatto, non affiorante, tra le suddette argille e i sovrastanti depositi della formazione di Ponte Galeria.

6. CARATTERISTICHE GEOTECNICHE

Le caratteristiche fisico-meccaniche sono state definite in base alle risultanze di numerose prove di laboratorio e prove in situ (SPT, CPT, Scissometrie in foro) che si sono sviluppate in varie indagini dal 2001 al 2006 nell'area del fosso di Grotta Perfetta; si sono inoltre utilizzati ulteriori dati geotecnici provenienti da indagini del 1992-1993 eseguite per il progetto del collettore fognario di fondovalle, per conto del Comune di Roma. Tutti di dati di laboratorio sono relativi a indagini geotecniche controllate dagli scriventi.

Per una più efficace analisi delle caratteristiche geotecniche dei terreni olocenici, si sono elaborati tutti i parametri fisico-meccanici a disposizione e si è analizzata la loro distribuzione con la profondità, che ha portato alla costruzione di un Modello Geotecnico (figura 6), con riferimento alla porzione centrale al fosso della serie stratigrafica, ove sono stati riscontrati i maggiori spessori delle alluvioni (circa 45-50 m).

Di seguito verranno analizzate le caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni olocenici per l'intera serie stratigrafica e separatamente per i caratteri fisici, per le caratteristiche di resistenza al taglio, di deformabilità e dei livelli tensionali in situ.

Caratteri fisici

I caratteri fisici delle alluvioni oloceniche sono definiti da valori decisamente anomali: per esempio si individuano contenuti in acqua fino a valori di 70-150 % e pesi di volume piuttosto bassi (γ = 13-16 kN/m^3), accompagnati da indici dei vuoti molto elevati (e = 1.5-4.5).

Dall'analisi dell'andamento dei parametri fisici con la profondità si evidenziano inoltre, a una profondità da circa 15 a 30 m dal piano campagna (-1/-15 m s.l.m.), in corrispondenza degli strati AO1 e AV dei valori particolarmente anomali (Umidità Naturale: Wn = 100-200%; Peso di Volume: γ = 12-14 kN/m^3 ; Indice dei Vuoti: e = 2.5-4.5).

Nella figura 7 si mostra la distribuzione dei valori di LL e IP nella Carta di Plasticità di Casagrande, separatamente per le varie unità litotecniche: tutti i valori sono localizzati al di sotto della "*linea A*" che individua terreni MH e OH (argille e limi organici molto compressibili).

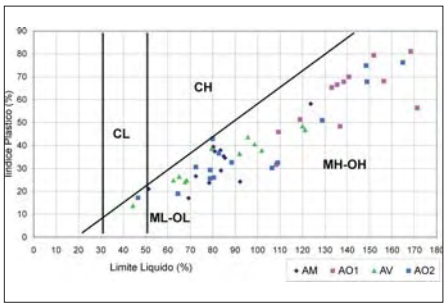

Figura 7 - Carta di Plasticità di Casagrande

Negli strati AO1, AO2 e AV si verifica che i valori di Umidità Naturale sono sovente superiori ai Limiti Liquidi, con conseguenti Indici di Consistenza, oltre che molto bassi, anche negativi (Ic < 0); quest' ultima condizione fisico-meccanica individua in sito stati metastabili e/o argille sensitive e ciò sembra dovuto anche alla presenza di sostanza organica.

Con esclusione dello strato AV, si segnala infatti un abbondante contenuto in sostanza organica che fa assumere ai sedimenti una colorazione grigio-scura fino a diventare decisamente nerastra; la sostanza organica è presente in forma particellare e colloidale diffusa nei sedimenti e solo localmente assume l'aspetto di vera e propria torba con elementi vegetali macroscopici. La sostanza organica varia da poche unità percentuali fino al 25% in peso, con locali orizzonti in cui la percentuale è superiore al 30 – 35%.

La figura 8 mostra le relazioni tra il contenuto in sostanza organica e l'Indice di Attività; i valori di Attività maggiori di 1,5 individuano minerali argillosi "attivi" (Skempton, 1953).

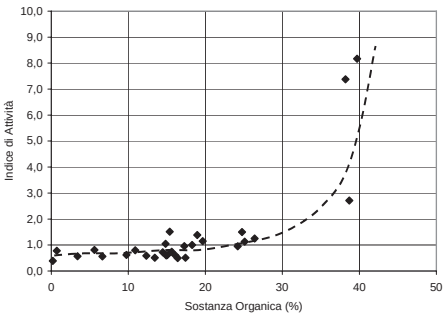

Figura 8 - Variazione dell'Indice di Attività rispetto al contenuto di sostanza organica

Resistenza al taglio

La resistenza al taglio è molto bassa per tutti gli strati, ma valori quasi nulli di resistenza

si registrano fra 0 e –15 m s.l.m. (unità AO1 e AV), sia in relazione all'angolo di attrito efficace che per la coesione drenata e non drenata.

I parametri variano da $\varphi' = 12° - 25°$ e la coesione drenata C' oscilla da 0 a 20 kPa; la coesione non drenata Cu è intorno a 10-30 kPa (da notare la limitata differenza fra la coesione drenata e non drenata).

Le curve di rottura carico/deformazione hanno sempre un andamento plastico, con fase elastica molto limitata o quasi inesistente; tale andamento tenso-deformativo determina qualche incertezza nell'individuazione di un "punto" di rottura ed è indice di un comportamento parzialmente viscoso, dovuto alla presenza di sostanza organica e alla sensitività delle argille limose.

La resistenza al taglio molto bassa è conseguenza soprattutto dei bassi indici di consistenza e degli elevati valori dell'indice dei vuoti, ma anche dei valori medio-elevati della "sensitività" di questi terreni; le argille sensitive sono quelle che mostrano rapporti elevati fra la resistenza non drenata del campione indisturbato e quella di un campione rimaneggiato.

Questo aspetto è di una certa importanza in quanto può essere indice di possibili scadimenti della resistenza a seguito di tensionamenti statici e/o dinamici (Malkawi et alii, 1999).

Deformabilità

I parametri di deformabilità, espressi con i Moduli Edometrici corrispondenti ai livelli tensionali agenti in sito, danno valori variabili da 1.000 a 3.000 kPa, con valori minimi alle quote comprese fra 0 e –15 m s.l.m.; i Coefficienti di Compressibilità relativi alla curva vergine sono intorno a Cc = 0.4-1.5 fino a Cc = 2.3.

Nell'ambito della deformabilità, oltre che alla compressibilità per consolidazione, si sono evidenziati, dai grafici edometrici (e/logσ'), andamenti non rettilinei della curva di compressione vergine, indizio di comportamenti deformativi viscosi.

I parametri edometrici ora descritti fanno supporre che i processi di consolidazione, esplicati attraverso la dissipazione delle pressioni interstiziali per carichi geostatici, non hanno fatto assumere, nel corso del tempo, minori valori di umidità e densità più elevate, ma si è mantenuto uno stato di sottoconsolidazione. Questa situazione non è generalizzabile a tutte le alluvioni oloceniche dell'area romana; per esempio i depositi alluvionali argilloso-limosi della piena valle tiberina (Corazza et alii, 1999), nonostante si siano deposte in epoche coeve da quelle del fosso in esame, sono caratterizzati da parametri relativamente migliori e da stati normalconsolidati rispetto ai depositi del fosso di Grotta Perfetta (figure 9 e 10).

La ragione per la quale i depositi olocenici in esame non abbiano potuto dissipare le pressioni interstiziali nel corso della loro storia tensionale può essere dovuta in prima approssimazione a:

1. mineralogia delle argille (ad esempio presenza di smectite) legata all'alterazione di depositi vulcanici;
2. contenuto in sostanza organica;
3. condizioni al contorno che impediscono la dissipazione delle pressioni interstiziali.

Le cause dei punti 1) e 2) sono intrinseche ai terreni e determinano valori bassi della permeabilità e dei coefficienti di consolidazione; appare comunque acclarato che l'elevato contenuto di sostanza organica influenza le caratteristiche fisiche e meccaniche dei depositi limoso-argillosi attraverso i seguenti meccanismi (Malkawi et alii, 1999; Veniale, 1971):

- bassi contenuti in sostanza organica (1-5%) tendono a facilitare i fenomeni di flocculazione, mentre con contenuti più elevati (S.O. > 10-15%) i minerali argillosi tendono a una struttura dispersa, che rende più difficoltosa e lunga la dissipazione delle pressioni interstiziali;

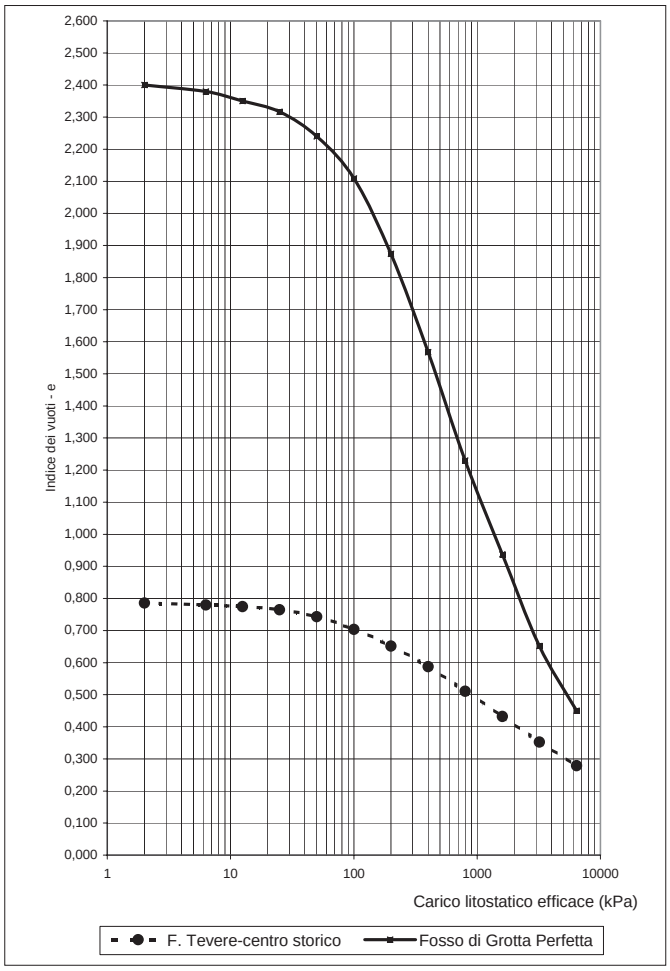

Figura 9 - Confronto fra le curve edometriche delle alluvioni del fosso di Grotta Perfetta e della valle Tiberina (area di Campo Marzio)

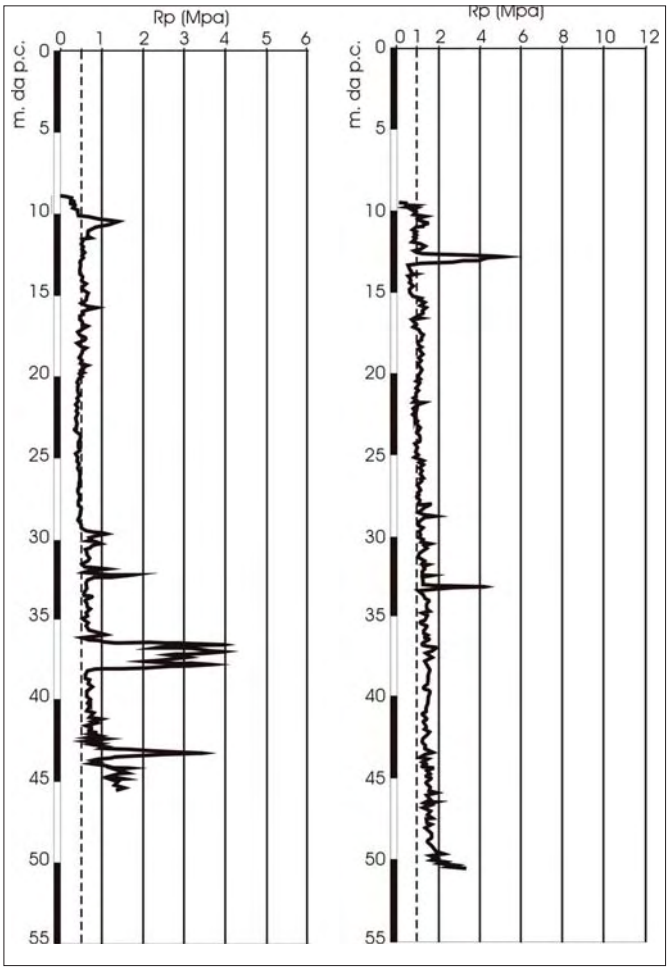

Figura 10 - Confronto fra prove penetrometriche statiche CPT nelle alluvioni del fosso di Grotta Perfetta (a sinistra) e della valle Tiberina – area di Campo Marzio (a destra)

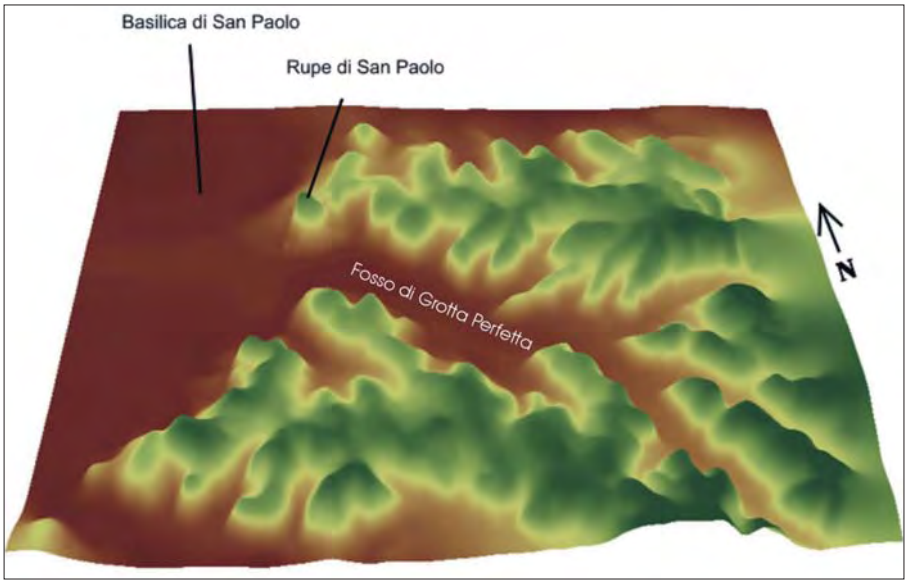

Figura 11 - Modello 3D del settore terminale della valle sepolta di Grotta Perfetta; la rupe di San Paolo poteva rappresentare un impedimento al naturale decorso del fosso.

- la sostanza organica fa aumentare il contenuto in acqua e i valori dei Limiti di Atterberg e pertanto la plasticità dei terreni, con conseguente scadimento della resistenza al taglio e aumento della deformabilità.

A tale proposito si sottolinea comunque che una bassissima consistenza si rileva anche nello strato AV che è pressoché privo di sostanza organica.

La causa del punto 3) invece potrebbe aver determinato condizioni al contorno che hanno limitato e/o impedito la dissipazione delle pressioni interstiziali dei depositi olocenici; a tale proposito si segnala l'impermeabilità delle argille plioceniche, che rappresentano il contenitore delle alluvioni del fosso. Oppure un'altra causa che può avere impedito e/o limitato la dissipazione delle pressioni interstiziali e i fenomeni di consolidazione può essere ipotizzata nella morfologia sepolta della valle che presenta, in prossimità della confluenza con la valle tiberina, un restringimento e un deciso gomito (Rupe di San Paolo) che può avere determinato una certa difficoltà al drenaggio del fosso e, a monte, condizioni di sedimentazione essenzialmente lacustre-palustre e a bassissima energia (figure 3, 11).

Dalle prove edometriche si sono misurati coefficienti di permeabilità $k = 1x10^{-8}$ - $1x10^{-10}$ cm/sec, mentre in base alle prove di permeabilità in sito si sono ottenuti valori relativamente più elevate ed intorno a $k = 1x10^{-6}$ - $1x10^{-7}$ cm/sec; tale differenza può essere dovuta al fatto che le permeabilità di laboratorio sono misurate su campioni di dimensioni centimetriche, mentre le prove di permeabilità in sito tipo Lefranc coinvolgono volumi di terreno maggiore.

I parametri edometrici individuano sempre terreni a elevata deformabilità soprattutto in corrispondenza degli strati AO1, AV e AO2; l'unica eccezione è rappresentata dall' unità litotecnica AV ove si riscontra una elevata deformabilità in assenza di sostanza organica. L' elevata deformabilità accompagnata da bassa permeabilità individua tempi di consolidazione tendenzialmente lunghi: in laboratorio si sono valutati valori del Coefficiente di Consolidazione intorno a $Cv = 1x10^{-4}$ cm^2/sec.

Dai grafici cedimento-tempo delle edometrie si sono stimati Coefficienti di Consolidazione Secondaria $C\alpha = 0.01$-0.03, che individuano una non trascurabile componente di deformazione intergranulare viscosa.

Livelli tensionali in sito

Dal punto di vista geostatico, e nelle condizioni stratigrafiche attuali, si individua una tensione litostatica che raggiunge circa 330 kPa al letto dei depositi olocenici (-30 m slm). Per verificare l'evoluzione tensionale dopo gli interventi di urbanizzazione degli anni '50 e '60 si è calcolato anche l'andamento delle tensioni geostatiche partendo dal tetto delle alluvioni storiche e relative alla fase di pre-urbanizzazione, anteriore al 1950 circa: in tale contesto si individua un massimo tensionale al letto delle alluvioni oloceniche di circa 270 kPa (la differenza di 60 kPa è infatti da attribuire al carico dei rilevati stradali che hanno innalzato la quota generale dell'area di circa 4.5-6.0 m). Gli andamenti di tali curve tensionali sono mostrate nella figura 12.

È utile a questo punto confrontare tali livelli geostatici in sito con lo stato tensionale valutato sulle curve edometriche attraverso la stima del carico di preconsolidazione. Dalla figura 12 risulta che fino a circa 10-15 m di profondità i terreni in sito hanno un carico di snervamento (preconsolidazione) superiore a quello geostatico in sito, con riferimento alla curva tensionale comprensiva dei riporti: tale realtà è del tutto normale in quanto fa riferimento alla consolidazione delle argille limose superiori che è avvenuta, oltre che per carico geostatico, anche per fenomeni di essiccazione superficiale; siamo perciò in presenza di terreni tendenzialmente sovraconsolidati rappresentati dalle argille AM.

Inferiormente a tale quota i valori di preconsolidazione valutati in laboratorio sono invece inferiori a quelli geostatici in sito fino a circa 35 m di profondità (-20 m s.l.m.) e ciò indica che i terreni sono attualmente sottoposti a carichi geostatici superiori a quelli di snervamento effettivamente misurati in laboratorio e vale a dire che i terreni sono sottoconsolidati (e attualmente in fase di consolidazione); i terreni sottoconsolidati sono riferibili alle unità AO1, AV e AO2' e per uno spessore totale di circa 20 m.

In questo settore delle alluvioni si nota che confrontando i carichi di preconsolidazione dei terreni e l'andamento dei carichi geostatici relativi alle alluvioni storiche (tempi precedenti l'urbanizzazione, senza i riporti) i terreni sono in stato di normalconsolidazione o di leggera sottoconsolidazione (Over Consolidation Ratio = 0.6-1.0), mentre se il confronto è con l'andamento delle tensioni geostatiche attuali (comprensive dei riporti) si individua un grado di consolidazione ancora più basso e decisamente sottoconsolidato (OCR = 0.2-0.5).

Ciò significa che, soprattutto nel settore centrale ove gli spessori delle alluvioni sono maggiori e ove è più difficile la dissipazione delle pressioni interstiziali, i terreni sono ancora in fase di consolidazione, per equilibrarsi alle tensioni geostatiche esistenti dopo le fasi di urbanizzazione; ciò porta a ipotizzare una elevata suscettibilità di questi depositi ad una generale subsidenza e a una elevata compressibilità per carichi indotti.

Per verificare l'entità dei cedimenti dovuti alla realizzazione dei riempimenti e dei rilevati della rete viaria, si sono eseguiti alcuni calcoli ipotizzando un riempimento arealmente esteso (100x100 m = 10.000 m^2) e un rilevato stradale largo circa 20m e di lunghezza infinita; il calcolo è stato eseguito in accordo con la teoria della consolidazione monodimensionale, assumendo una tensione indotta di 60 kPa e con riferimento al massimo spessore dei depositi olocenici, ottenendo i seguenti valori (Campolunghi et alii, 2008):

- area estesa: cedimento teorico massimo di 103 cm
- rilevato stradale: cedimento teorico massimo di 66 cm

La differenza dei cedimenti, a parità di carico indotto, dipende dalle diverse geometrie considerate che determinano un diverso andamento delle tensioni indotte nel sottosuolo.

Con riferimento al cedimento dei riempimenti estesi si è valutato l'andamento dei ce-

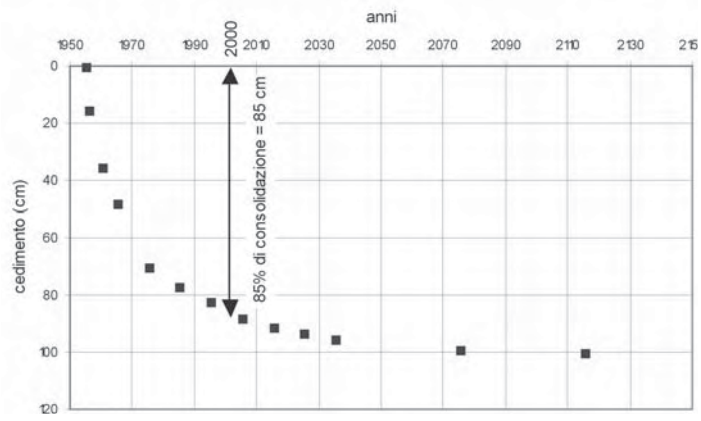

Figura 13 - Stima dei cedimenti dovuti al carico indotto dai riporti e dell'andamento nel tempo (Campolunghi et alii, 2008)

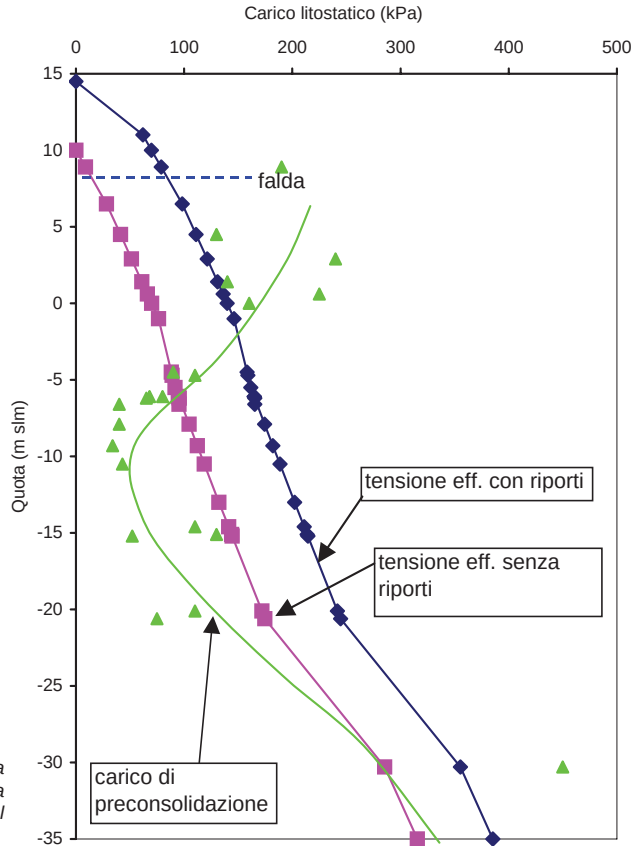

Figura 12 - Andamento della tensione geostatica senza riporti, con riporti e valori del carico di preconsolidazione

dimenti nel tempo (funzione del Coefficiente di Consolidazione – Cv) e si è ottenuta la seguente curva (figura 13):

Risulta che il cedimento teorico massimo (95-98% della consolidazione) si esaurisce in circa 120-140 anni e che all'anno 2000 si è realizzato l'85% dei cedimenti; si dovrà realizzare, perciò, un ulteriore cedimento teorico di circa 15-18 cm.

È evidente l'andamento asintotico della curva che porta a velocità di subsidenza minori.

Dal 1955 al 2000 si calcola una velocità media di cedimento dell'ordine di circa 1,8 cm/anno, mentre nell'ultimo decennio (1990-2000) si valuta una velocità di 0.8-0.9 cm/anno; tali ultimi valori sono in sostanziale accordo con quelli stimati negli studi effettuati con le tecniche di telerilevamento interferometrico (vedi oltre). I cedimenti ora calcolati sono riferiti allo spessore massimo dei terreni compressibili e vanno considerati come ordine di grandezza in quanto i cedimenti stessi possono variare localmente in funzione di diversi spessori dei riporti e dei terreni compressibili.

A tali fenomeni generali di subsidenza dell'area vanno aggiunti i cedimenti dei singoli fabbricati dovuti a condizioni fondali locali.

7. RISPOSTA SISMICA LOCALE

In base all'ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20 marzo 2003, il Comune di Roma è stato incluso nella Zona Sismica 3, con accelerazione sismica al suolo PGA = a/g = 0,15 (PGA – Peek Ground Acceleration); questa classificazione corrisponde alla III categoria delle vecchie norme (decreti fino al 1996), caratterizzata da un Coefficiente di Intensità Sismica C = 0,04.

Nell'area della città di Roma sono stati storicamente segnalati numerosi eventi sismici legati a epicentri più o meno distanti.

In particolare nell'area urbana di Roma si sono risentiti terremoti dalle seguenti aree sismiche (Boschi et alii, 1990; Donati et alii, 2000; Funiciello et alii, 2008b).

Attività sismica dell'Appennino Centrale

Nell'Appennino Centrale sono localizzate molte aree sismogenetiche di notevole importanza che hanno dato origine a terremoti di elevata magnitudo (fino a M = 7) e a distanze comprese fra 60 e 130 Km da Roma.

I terremoti di queste zone sismogenetiche hanno determinato nella città di Roma i risentimenti più elevati e fino alla Intensità Macrosismica di VII grado MCS (Mercalli – Cancani – Sieberg)

Attività sismica dei Colli Albani

I Colli Albani sono sede di una sismicità con terremoti molto frequenti e con magnitudo intorno a M = 5.

I risentimenti nella città di Roma sono molto frequenti, ma con intensità macrosismica da bassa a molto bassa (Io <V grado MCS); nella serie storica risulta che soltanto in un'occasione è stato raggiunto il VI grado.

Attività sismica locale

L'area della città di Roma, entro un cerchio di raggio di circa 15 Km, è caratterizzata da una sismicità a ricorrenza non elevata, ma con intensità massima corrispondente al VI-VII grado MCS (Magnitudo < 4).

Dall'analisi statistica della storia sismica romana risulta, in definitiva, che si sono risentiti terremoti fino a VII grado MCS con tempi di ritorno di circa 500 anni, mentre terremoti con intensità del VI grado MCS sono probabili ogni 100 anni (Funiciello et alii, 1995).

Dagli studi eseguiti sulla sismicità storica della città di Roma si è riscontrata una decisa correlazione fra i danni subiti e la natura morfo-litologica e geotecnica dei terreni: in particolare emerge che i danni sono maggiormente distribuiti nelle zone vallive e paleovallive della città ove sono presenti spessori significativi di depositi recenti e olocenici.

Recenti studi su modelli sismici di risposta locale hanno confermato infatti amplificazioni sismiche in corrispondenza della valle Tiberina e lungo i fondovalle dei suoi affluenti (Rovelli et alii, 1995; Donati et alii, 2000).

I suddetti fenomeni di amplificazione sismica sono dovuti a differenziali di impedenza sismica che si realizzano quando terreni a bassa densità e sciolti sono sovrimposti a bed-rock sepolti caratterizzati da una maggiore rigidità. In tale contesto morfologico, stratigrafico e geotecnico si realizzano aumenti di accelerazione e di velocità delle onde sismiche al passaggio da un mezzo più rigido a uno meno rigido (alluvioni oloceniche) determinando in sostanza una maggiore scuotibilità di questi ultimi terreni.

Nel caso in studio siamo in presenza di condizioni litostratigrafiche e geotecniche simili.

Una veloce stima di detta amplificazione passa attraverso il calcolo dei valori di impedenza sismica del substrato plio-pleistocenico e delle alluvioni oloceniche.

L'Impedenza Sismica o Rigidità (R) è calcolata con la seguente relazione:

$$R = Vs \cdot \gamma$$

dove Vs è la velocità delle onde sismiche di taglio in m/sec e γ è la densità del terreno di in t/m^3; con riferimento ai parametri fisico-meccanici dell'area in esame, si stimano i seguenti valori di Vs e γ (vedi Tabella 1):

TERRENO	DENSITÀ (γ - t/m3)	VELOCITÀ DELLE ONDE Vs (m/sec)	IMPEDENZA SISMICA (R = Vx γ)
Alluvioni oloceniche	1,5	200	300
Bed-rock plio-plei-stocenico	2,1	600	1260

Tabella 1 – Valori di Impedenza Sismica

I valori di densità e di velocità Vs delle onde sono coerenti ai dati di letteratura (Funiciello et alii, 1995; Donati et alii, 2000) tranne per il valore di densità delle alluvioni oloceniche relativo, invece, alle indagini geognostiche appositamente eseguite nell'area in esame; i valori delle velocità Vs sono invece ricavate dalla suddetta letteratura, relativa al contesto romano.

Anche se le coperture oloceniche sono litostratigraficamente molto eterogenee, presentano, globalmente, delle caratteristiche geotecniche sufficientemente omogenee tanto da poter assumere un modello a due strati (coperture oloceniche e substrato pliocenico), precisando sempre comunque, in assenza di specifiche misure sismiche Down-Hole, che si tratta di una valutazione di massima.

Fra le varie metodologie di stima dell'amplificazione sismica si adotta qui di seguito la relazione di Medvedev (1965) nella sua forma semplificata, che, sulla base di misure della velocità delle onde nei terreni superficiali, determina gli incrementi di Intensità Macrosismica (Is) locali rispetto alla Intensità Macrosismica di base (Io).

La relazione fondamentale di Medvedev, anche se nel tempo ha subìto modificazioni per includere ulteriori elementi geologici, quali la profondità di falda e la morfologia superficiale e del bed-rock, è la seguente:

$$\Delta I = 1.67 \cdot \log\left(\frac{V_o \cdot \gamma_o}{V_n \cdot \gamma_n}\right) + e^{(-0,04 \cdot H^2)}$$

dove il prodotto fra la velocità delle onde di taglio (Vs) e la densità (γ) è l'*impedenza sismica* o *rigidità*; al numeratore i parametri fanno riferimento al bed-rock, mentre al denominatore ai terreni di copertura (alluvioni oloceniche). Nella relazione di cui sopra, al secondo membro, si tiene conto anche della falda posta a profondità H = 5 m dal piano campagna.

Risulta una amplificazione ΔI = 1,41.

Vale a dire che in caso di terremoto di intensità macrosismica Io = V grado MCS al bed-rock, si realizza, in superficie e in corrispondenza dei depositi olocenici della valle di Grotta Perfetta, una risposta sismica locale più elevata di 1-2 gradi macrosismici e corrispondente a una intensità I_{ampl} = VI-VII grado MCS.

Tale valutazione di larga massima dell'amplificazione sismica locale è stata anche verificata da simulazioni della risposta sismica su modello con due diversi valori di magnitudo (Donati et alii, 2000). I risultati ottenuti evidenziano una chiara amplificazione delle accelerazioni sismiche (PGA).

Emerge pertanto con evidenza come nelle condizioni stratigrafiche e geotecniche dell'area in esame sussistano tutte le condizioni di amplificazioni sismiche locali che possono potenzialmente indurre alle strutture, già lesionate e/o in sofferenza statica, tensioni dinamiche estremamente preoccupanti.

Sempre in un contesto legato alla sismicità è da sottolineare come però, nell'area in studio, non sussistano le condizioni granulometriche per eventuali fenomeni di liquefazione dei terreni: infatti tali fenomeni sono possibili in presenza di terreni limo-sabbiosi fini, sciolti, saturi e normalconsolidati, mentre nei depositi olocenici dell'area in studio sono presenti, nella quasi totalità della serie stratigrafica, terreni a granulometria decisamente limoso-argillosa; inoltre la frazione limoso-argillosa determina comunque la presenza di legami di tipo elettrico fra le particelle, mentre nei fenomeni di fluidificazione sono necessari particelle minerali inerti, mobilizzabili.

A fronte della mancanza di condizioni per fenomeni di liquefazione, le caratteristiche geotecniche delle alluvioni oloceniche di questo settore del fosso di Grotta Perfetta, caratterizzate da una struttura "sensitiva", determinano potenziali condizioni, in caso di stress dinamico (sismico), di collasso della struttura metastabile dei limi argillosi organici; tali fenomeni non sono ancora ben chiariti nei suoi aspetti geotecnici (Malkawi, 1999; Monge et alii, 1998; Voznesenski et alii, 1999) ma senz'altro sono da addebitare allo sviluppo di elevate pressioni interstiziali causate da sismi, che determinano collassi, probabilmente localizzati, con perdita di resistenza al taglio.

In relazione al sisma del 6 Aprile 2009 che ha colpito L'Aquila, nel settore in esame si sono risentite notevoli vibrazioni che hanno causato in alcuni fabbricati lesioni e distacchi nelle tamponature.

8. EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE

La possibilità di poter disporre dei campioni relativi a indagini geognostiche condotte nell'area in esame ha permesso di condurre, oltre ad analisi di tipo geotecnico, una serie di indagini al fine di individuare la composizione mineralogica e palinologica dei sedimenti alluvionali del suddetto corso d'acqua con lo scopo di ottenere informazioni utili anche per la definizione degli ambienti di sedimentazione; inoltre in corrispondenza dei livelli organici sono state eseguite datazione dei depositi.

L'analisi integrata di tali risultati congiuntamente con gli aspetti litostratigrafici, ha permesso una prima valutazione della evoluzione paleoambientale delle alluvioni del fosso di Grotta Perfetta.

Datazioni

Si sono eseguite datazioni su 4 campioni, utilizzando il metodo del ^{14}C, localizzati a –2, –6 –15 e –24 m s.l.m., appartenenti alle unità AO1 e AO2', caratterizzate da elevato contenuto in sostanza organica.

Si sono ottenute le seguenti datazioni (Tabella 2):

STRATO	QUOTA (m slm)	DATAZIONE (anni BP)
Tetto del livello organico AO1	-2	5230 ± 80
Letto del livello organico AO1	-6	5500 ± 90
Tetto del livello organico AO2'	-15	6370 ± 60
Letto del livello organico AO2'	-24	8120 ± 110

Tabella 2 – Quote di prelievo dei campioni e relative datazioni

Queste datazioni sono sostanzialmente coerenti con numerosi lavori di ricostruzione ambientale olocenica nell'area mediterranea e in varie zone della valle Tiberina (Antonioli et alii, 1996, 2003; Bellotti et alii, 1989, 2004); in particolare gli strati organici esaminati (AO1 e AO2) sono correlabili con livelli presenti nell'area del delta tiberino e in altri fossi in sinistra idrografica, riconducibili a fasi di stazionamento ("*still stand*") del livello marino (Bellotti et alii, 1989).

Lo strato non organico AV (interposto fra gli strati organici AO1 e AO2'), legato probabilmente a una fase di risalita del livello marino, è pertanto databile fra 5500 ± 90 e 6370 ± 60 anni BP. Tale datazione permette di giustificare l'assenza di sostanza organica dello strato AV con una variazione improvvisa della sedimentazione dovuta all'apporto di sedimenti freschi erosi dai depositi dell'attività freatomagmatica e di colate di fango con flusso iperconcentrato (*lahar* sineruttivi) del Vulcano Albano: infatti recenti studi (Funiciello et alii, 2002, 2008; Carapezza et alii, 2005) hanno rilevato fenomeni di deposizione tipo "*lahar*", che si sono verificate da 8.000-9.000 anni BP fino a epoca pre-Romana (4100 anni BP) e che hanno colmato le paleovalli del reticolo wurmiano, conferendo una morfologia tabulare

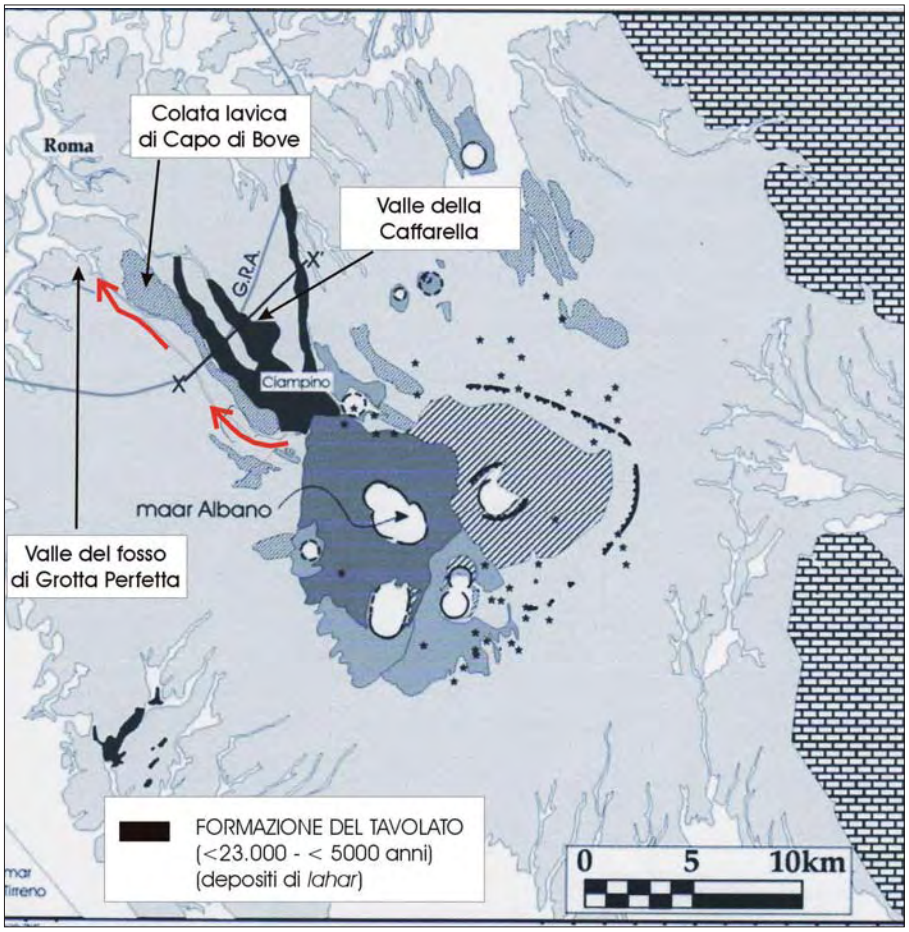

Figura 14 - Localizzazione dei depositi lahar della Formazione del Tavolato (da Funiciello et alii, 2002; ridisegnato)

dell'area della Piana Ciampino-Capannelle, localizzata ai piedi del vulcano Albano e nei settori più a monte del bacino idrografico del fosso di Grotta Perfetta.

Tali fenomeni di colata di fango sarebbero legati a variazioni significative del livello idrico del lago Albano dovute a emissioni di CO_2 che hanno portato occasionali esondazioni del lago stesso (Carapezza et alii, 2005).

In particolare si segnala, da rilevamenti nella piana di Ciampino, che un paleosuolo interposto fra depositi *lahar* è stato datato 5100+-100 anni B.P. (Funiciello et alii, 2002), coerente con le datazioni dello strato AV.

L'ipotesi è che, dopo una fase di deposizione da "*lahar*" che si sono incanalati lungo la vicina valle della Caffarella (a est della Colata di Capo di Bove) e che hanno portato al suo colmamento, intense fasi erosive su questi depositi hanno portato i sedimenti a convogliarsi verso la valle di Grotta Perfetta, localizzata immediatamente a ovest della Colata di Capo di Bove determinando una improvvisa e temporanea variazione della sedimentazione che ha interrotto il chimismo riducente di ambiente palustre a bassa energia (figura 14).

Gli studi geologici, ancora in corso, su questa recente attività vulcanica, hanno portato all'individuazione della Successione del Tavolato (Funiciello & Giordano, 2008) e hanno una notevole importanza per la valutazione del rischio vulcanico dei Colli Albani.

Analisi mineralogiche

Le analisi mineralogiche sono state condotte su 29 campioni prelevati in luoghi diversi del deposito alluvionale del fosso di Grotta Perfetta e a varie profondità.

La metodologia prevede l'analisi mineralogica generale del campione e quella più specifica per i minerali argillosi. In entrambi i casi è stata effettuata, oltre a una valutazione qualitativa, anche una stima semiquantitativa delle fasi mineralogiche presenti, utilizzando campioni *tal quale* e campioni dopo separazione della *frazione* <2μ*m*.

Dall'analisi dei campioni *tal quale* emerge innanzitutto come la percentuale dei minerali argillosi, rispetto alla frazione minerale (quarzo, calcite, k-feldspati, plagioclasi, pirite, ecc.), diminuisca costantemente con la profondità: si parte da percentuali intorno al 90 % e si scende fino a valori di 50-60% (figura 15).

Tale variazione del contenuto della frazione argillosa è indice di una diminuzione delle dinamiche del fosso nel corso della sua evoluzione.

Per quanto riguarda la frazione minerale, risulta come i campioni prelevati in sondaggi nelle zone marginali della valle siano caratterizzati da alte percentuali di quarzo, non correlabile ai prodotti vulcanici dell'attività albana, ma probabilmente derivato dall'erosione e dal trasporto delle unità relative ai depositi sabbioso-ghiaiosi della formazione di Ponte Galeria presenti sui versanti. Tale minerale è, comunque, presente costantemente (3-10%), in tutta la serie alluvionale (figura 16).

Per quanto riguarda la calcite invece si può notare un aumento percentuale coerente con la profondità: dalla sommità del depositi e fino alla quota -5/-8 m s.l.m. si ha un contenuto di calcite intorno a 3-15%; a quote inferiori, a partire dallo strato non organico AV, la calcite aumenta costantemente fino a valori di 15-30%. Tale variazione percentuale avviene in corrispondenza della sedimentazione dello strato AV (figura 16) che presenta tra l'altro percentuali elevate di gesso (5-15%).

La maggiore presenza di calcite a quote inferiori a -5/-8 m s.l.m. può essere adde-

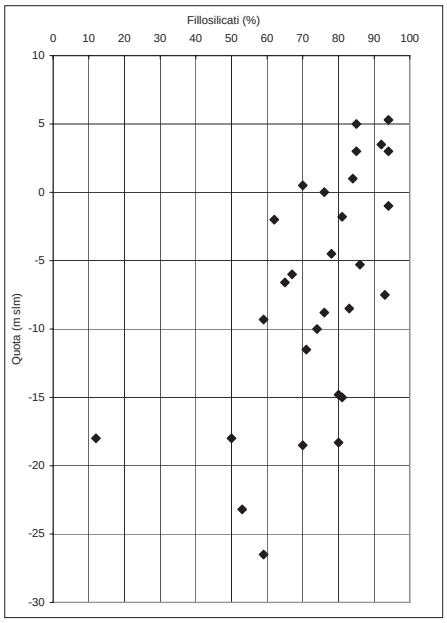

Figura 15 - Variazioni percentuali della frazione argillosa nei campioni tal quale

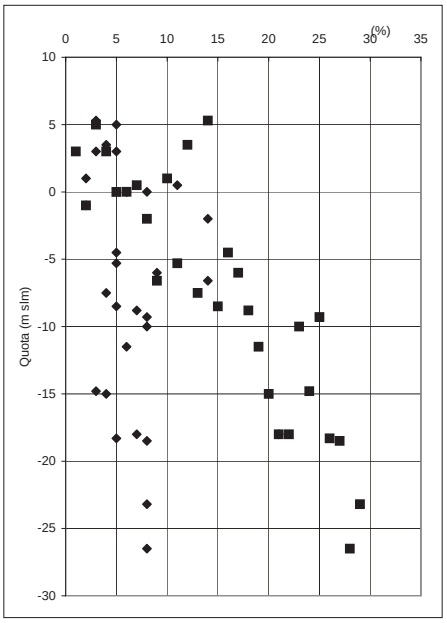

Figura 16 - Variazioni percentuali del contenuto in Quarzo e Calcite

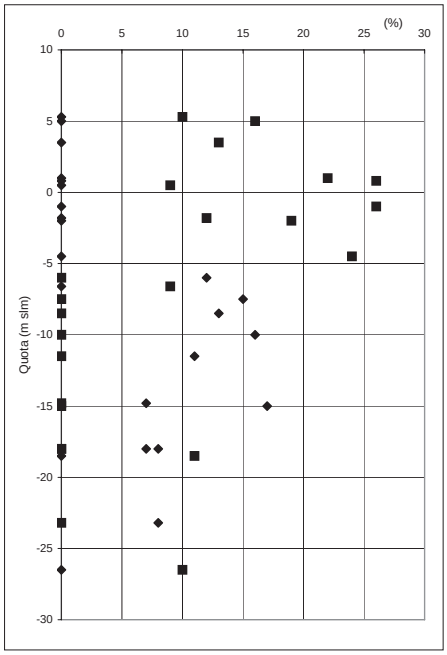

Figura 17 - Variazioni percentuali di minerali argillosi indifferenziati Illite/Smecite (I/S) e Illite/Smectite + Clorite/Smectite (I/S+C/S)

bitato al fatto che fino a quella quota erano esposti sui versanti i depositi sabbiosi e ghiaiosi della formazione di Ponte Galeria e pertanto nei sedimenti si ritrovano minerali erosi da questa formazione caratterizzata da elementi carbonatici. Con il procedere delle fasi alluvionali i sedimenti hanno colmato i versanti impedendo e/o limitando l'erosione dei depositi ricchi in calcite della formazione di Ponte Galeria stessa.

La pirite (2-8%), indice di ambienti particolarmente riducenti, si ritrova nelle unità organiche AO2 e AO1, a comprova di un ambiente palustre, caratterizzato da acque stagnanti con scarso apporto di ossigeno (vedi più avanti "Evoluzione paleoambientale e deposizionale").

Nell'ambito delle analisi condotte nella sola frazione minore a 2 μm e con riferimento ai fillosilicati, si è riscontrato un aumento, con la profondità, di minerali argillosi indifferenziati Illite/Smecite (I/S) e una diminuzione di minerali, sempre indifferenziati, Illite/Smectite + Clorite/Smectite (IS+CS) ancora in corrispondenza della quota -5/-8 m s.l.m. (figura 15). Si sottolinea come tale variazione avvenga in corrispondenza dello strato AV, come si è verificato per l'aumento della calcite (figura 17)

Da quanto sopra esposto si evidenzia come alcune significative variazioni della mineralogia dei sedimenti avviene alla quota -5/-8 m s.l.m., in corrispondenza dello strato AV; tali variazioni, come precedentemente discusso, potrebbero essere correlate all'apporto di sedimenti cineritici freschi prodotti dall'erosione, più a monte, dei depositi da *lahar* legati all'attività del vulcano albano.

Analisi palinologiche

Congiuntamente alle analisi di tipo mineralogico, sono state condotte, presso il laboratorio di Paleobotanica del Dip. di Biologia Vegetale dell'Università degli Studi di Roma "La Sapienza", analisi palinologiche e paleobotaniche.

Il polline prodotto dalle piante in grandissima quantità, trasportato a varia distanza dal luogo di origine per mezzo di vento, acqua e animali, si conserva facilmente nei sedimenti lacustri e palustri a granulometria fine: esso si può considerare senza dubbio un indicatore statisticamente valido delle condizioni ambientali del passato.

In particolare, lo studio del polline fossile consente di delineare la storia di entità vegetali e la variazione dei loro areali nel tempo, ricostruire in una stessa area il succedersi di diversi tipi di vegetazione, interpretare le variazioni climatiche sulla base della relazione che intercorre tra vegetazione e clima, datare i depositi lacustri tramite confronto con sequenze polliniche corredate di datazioni radiometriche, indagare l'influenza dell'attività umana sulle condizioni ambientali, individuare eventi naturali di grande rilievo.

Le peculiarità della palinologia costituiscono quindi un valido e talora determinante supporto alle ricerche condotte in altre discipline (sedimentologia, geomorfologia, paleontologia, cronostratigrafia, archeologia) sulle ricostruzioni paleoambientali.

Nello stesso tempo la palinologia deve necessariamente agganciarsi allo studio della vegetazione attuale, che costituisce la chiave per interpretare la vegetazione passata.

Metodologia analitica

La preparazione dei campioni in laboratorio sfrutta l'estrema resistenza della parete del polline, che non viene danneggiata rimuovendo la matrice sedimentaria con agenti chimici.

Il metodo seguito è quello proposto dal progetto IGCP 158B (Berglund, 1986) che intende unificare le tecniche per agevolare il confronto delle analisi polliniche in Europa.

Ogni campione di sedimento prelevato nel deposito alluvionale in oggetto ha subìto il seguente trattamento:

- attacco a freddo con HCl al 37%
- attacco prolungato (24 ore) a freddo con HF al 40%
- ebollizione (10 min.) con NaOH al 10%
- conservazione in glicerina.

Il polline di *Quercus* è stato distinto in base all'ornamentazione dell'esina (Van Benthem et alii, 1984) in due gruppi: *Quercus* gruppo caducifoglie e *Quercus ilex*. Il genere *Artemisia* è stato distinto dalle altre *Asteroideae*, che sono quantitativamente meno importanti e difficilmente possono essere identificate al livello di genere.

In totale sono state identificate 49 entità tassonomiche, 21 di piante arboree, 20 di piante arbustive, 4 di piante acquatiche, 2 di pteridofite, 2 di alghe.

Interpretazione vegetazionale

Le analisi sono state condotte su due campioni prelevati durante la campagna geognostica che ha permesso anche di effettuare le determinazioni geotecniche e le analisi mineralogiche.

Il primo campione è stato prelevato alla quota di -14 m s.l.m. e appartiene all'unità organica AO2'.

Oltre alle analisi palinologiche di cui, di seguito, sono esposti i risultati, è stato effettuato il riconoscimento di alcuni frammenti di legno mummificato fortemente deformato contenuti nel sedimento in oggetto e anche in altri campioni prelevati in altre aree della valle approssimativamente alla stessa quota.

In tutti i casi i frammenti appartengono ad *Alnus* sp. (Ontano) una specie che necessita, per il suo sostentamento, di una elevata umidità edafica.

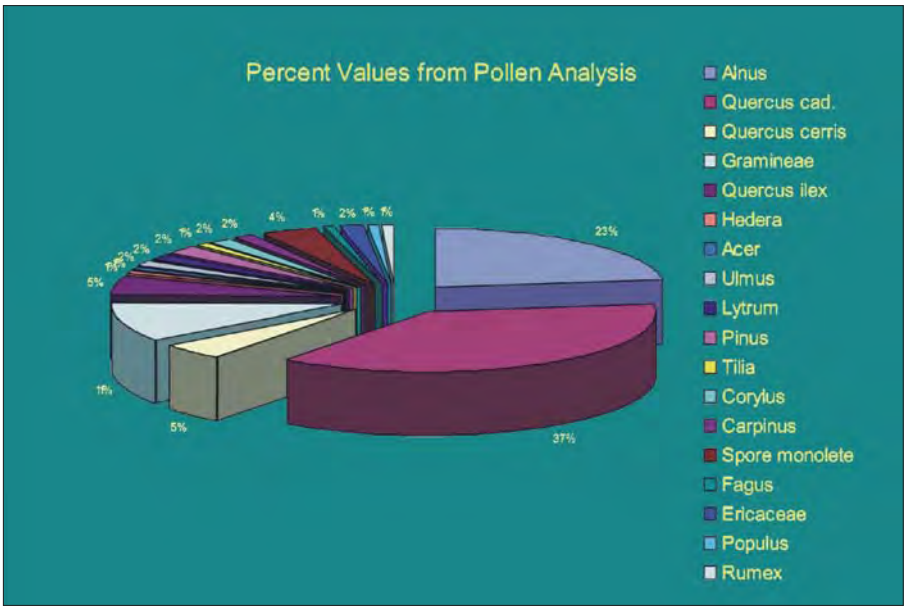

Figura 18 - Diagramma relativo alle percentuali delle specie polliniche individuate nel campione esaminato

Le analisi non mostrano tracce polliniche di specie coltivate, che rappresentano un importante indice della presenza dell'uomo. Il suddetto campione si trova approssimativamente alla stessa quota del campione fatto datare 6370+/-60 anni BP.
Di seguito si presenta la tabella relativa alle determinazioni palinologiche effettuate sul campione relativo all'unità AO2' (Tabella 3) e il diagramma relativo a questi risultati (figura 18).

peso secco 0,75 + 13.550 spore di Lycopodium (aggiunti)	n. granuli pollinici individuati
Lycopodium	23
Indeterminabili	12
Alnus (Ontano)	28
Quesrcus cad.	46
Quercus cerris	6
Graminae	13
Quercus ilex (Leccio)	6
Hedera	1
Acer	1
Ulmus	2
Lytrum (erbacea)	2
Pinus	2mezzi e 1
Tilia	1
Corylus (nocciolo)	2
Carpinus	2
Spore monolete (felce)	5
Fagus	1
Ericaceae	2
Populus	1
Rumex (erbacea)	1

Tabella 3 – Risultati delle analisi palinologiche del campione AO2" prelevato a quota -14 m s.l.m.

I dati evidenziano un ambiente tipicamente paludoso caratterizzato da una grande quantità di quercie e ontani; le analisi, inoltre, non hanno rilevato alcuna traccia di coltivazione tanto che a priori è stato possibile indicare un'età del sedimento compresa tra gli 8.000 e i 6.000 anni BP.

Una seconda determinazione è stata effettuata su un campione prelevato alla quota di -7,8 m s.l.m. appartenente all'unità AV. Il campione, da una semplice analisi visiva, risulta sicuramente meno ricco di sostanza organica rispetto a quello analizzato precedentemente; inoltre il riconoscimento delle specie polliniche è stato reso impossibile a causa di una pasta di fondo che non è stata eliminata dai lavaggi (probabilmente gesso, vedi analisi mineralogiche).

Nella figura 19, sulla base delle analisi sopra descritte e di confronti cronologici con altre realtà ambientali poco distanti dalla valle in esame (Magri et alii, 1999), sono presentati quattro blocco diagrammi relativi alle fasi in cui si sono deposti i sedimenti sui quali sono stati effettuate le analisi palinologiche e le relative datazioni.

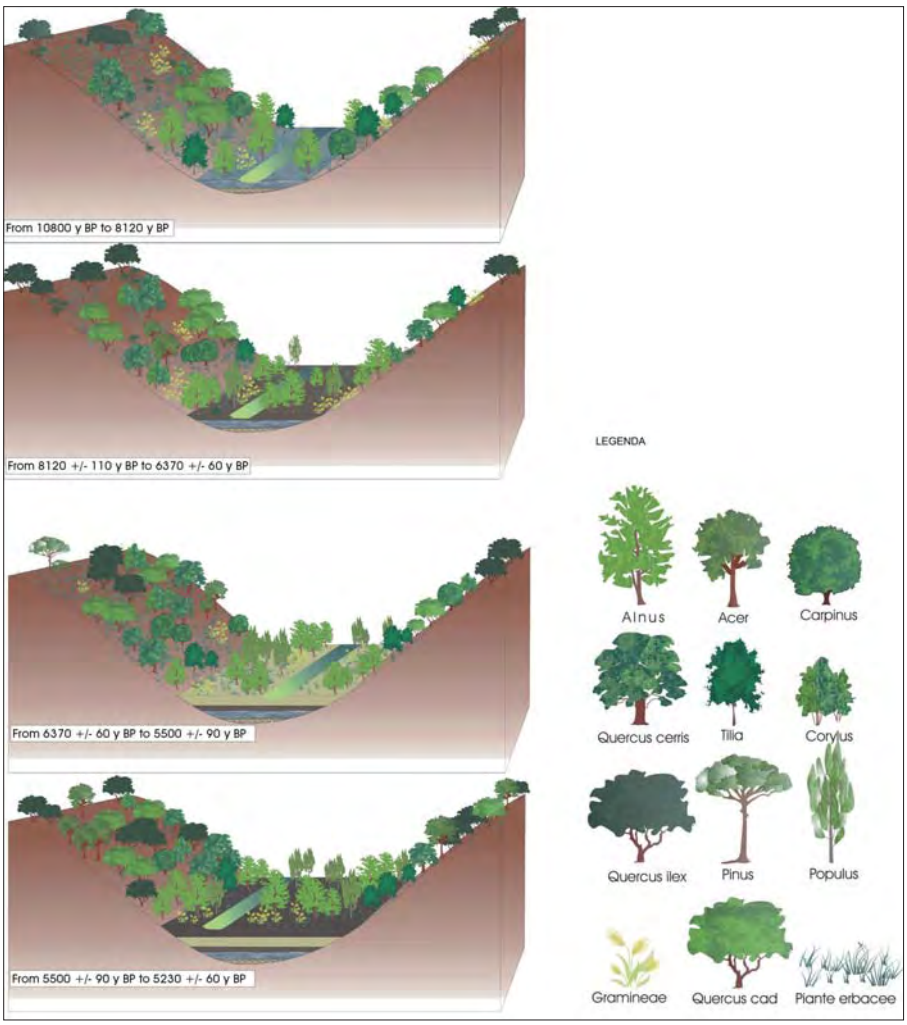

Figura 19 - Ipotesi di evoluzione vegetazionale durante l'Olocene nella valle del fosso di Grotta Perfetta

Evoluzione paleoambientale e deposizionale

Il fosso di Grotta Perfetta per l'esigua estensione del suo bacino idrologico e per le sue peculiarità geomorfologiche, presenta in forma amplificata e con un certo ritardo gli esiti delle variazioni climatiche e del livello marino che si sono verificate nel corso dell'olocene.

Coerentemente alle ipotesi comuni sulla genesi dei livelli torbosi nei depositi alluvionali olocenici, si individuano periodi di "impaludamento" legati a fasi di stazionamento ("*still stand*") del livello marino, in corrispondenza delle due unità organiche AO2' e AO1.

Queste fasi di "impaludamento" si alternano a fasi più "aride" correlabili a fasi di risalita del livello marino, identificabili in unità caratterizzate da un minor contenuto di sostanza organica (AV e AM); in particolare, in base alle datazioni, si è ipotizzato in questa sede che lo strato AV sia correlabile a un improvviso apporto di sedimenti cineritici freschi erosi dai depositi da *lahar* sineruttivi legati all'attività freatomagmatica del cratere Albano.

Nonostante nei vari strati siano leggibili le suddette variazioni climatiche e di risalita del livello marino, emerge che nella valle del fosso di Grotta Perfetta, a partire dall'Unità AO2', è sempre stata presente una sedimentazione pelitico-siltosa a carattere lacustre-palustre, a bassa energia, che ha influito sul comportamento fisico meccanico attuale dei terreni.

Sulla base degli studi fin qui descritti è stato possibile definire un "trend deposizionale" relativo al fosso di Grotta Perfetta e una ricostruzione di massima degli ambienti che hanno caratterizzato la valle nel corso dell'Olocene.

Tale trend è scandito dalla deposizione delle unità litostratigrafiche precedentemente definite (figura 20).

Fase1: **fase erosiva**.
Relativa all'ultimo *low stand* glaciale.

L'attività erosiva del corso d'acqua prevale su una scarsa deposizione di sedimenti a granulometria grossolana.

Si individuano scarse o nulle tracce di sostanza organica

La fase perdura per qualche tempo (ritardo relativo all'inerzia del sistema) dopo che il livello del mare prende a risalire.

Si ipotizza una conclusione di questa fase tra i 10.800 – 9.000 anni BP.

Unità litotecnica corrispondente: **G** (ghiaie e sabbie)

Fase 2: **inizio risalita impulsiva del livello di base**.

Stabilizzazione progressiva di condizioni climatiche favorevoli alla forestazione.

Energia variabile; alternanza di sedimentazione prevalentemente terrigena e sedimentazione ad alto contenuto di sostanza organica.

Unità litotecnica corrispondente: **AO2"** (Argille limose grigiastre con livelli organici nerastri e orizzonti di pozzolana e sparsa ghiaia fluitata, da poco a mediamente consistenti), deposte prima di 8120 anni BP (vedi fase 3).

Fase 3: **prima facies "palustre"**

La sedimentazione terrigena è più scarsa rispetto al periodo precedente e il contenuto in sostanza organica raggiunge valori fino al 30% in peso del campione.

La vegetazione presenta una dominanza di elementi mesofili e ripariali (*Alnus*) che necessita di umidità edafica (quercia caducifoglie) come quella che attualmente popola le zone umide delle pianure costiere medio-tirreniche.

L'abbondanza di ontano (*Alnus*), osservato sia come polline sia come legno, documenta una elevata disponibilità idrica.

L'ambiente di sedimentazione è riducente e ciò è indicato dalla presenza di pirite.

L'aspetto del sedimento è di tipo sapropelitico e solo a luoghi interessato da torbe e frustoli vegetali.

Ciò porta a ipotizzare una scarsa partecipazione della vegetazione e dei terreni dei versanti alla sedimentazione di queste unità e una preponderante deposizione alloctona di specie vegetali acquatiche o immediatamente prossime al corso d'acqua come l'ontano.

Lo scarso contributo colluviale conferma quindi, coerentemente a quanto sopra detto, un ambiente notevolmente umido e temperato con un regime idrico a bassa energia.

Unità litotecnica corrispondente: **AO2'** (Argille limose nerastre, organiche, poco consistenti) il cui letto è datato 8120 +/-110 y B.P e il tetto 6370+/-60 anni BP.

Fase 4: **ambiente spiccatamente fluviale - aumento dell'energia del corso d'acqua**

Nel fosso prevale la sedimentazione terrigena.

L'ambiente da riducente passa a ossidante e ciò è indicato dalla presenza di gesso in alcuni campioni.

I dati a disposizione non permettono di capire se in questa fase si ebbe una reale diminuzione della vegetazione in assoluto o relativamente al maggior apporto di sedimenti terrigeni.

I dati portano a ipotizzare un aumento dell'energia del corso d'acqua che passa da una fase pseudo-palustre a una più prettamente fluviale.

Questi aspetti esprimono una variazione improvvisa della sedimentazione probabilmente dovuta all'apporto di sedimenti freschi erosi dai depositi dell'attività freatomagmatica e *lahar* del vulcano Albano e presenti più a monte nell'area di Ciampino (Formazione del Tavolato): infatti recenti studi (Funiciello et alii, 2002, 2008; Carapezza et alii, 2005) hanno rilevato depositi da *lahar* che si sono verificati da circa 7.000-8.000 anni BP fino a epoca pre-Romana (un paleosuolo al tetto di questi depositi è stato datato 4100 anni BP).

Unità litotecnica corrispondente: **AV** (argille limose grigio verdastre, poco consistenti), il cui letto è datato 6370 +/-60 y B.P e il tetto 5500 +/-90 y BP.

Fase 5: **seconda facies "palustre"**

Si ristabiliscono le condizioni relative alla fase 3.

Si ha un netto aumento della sostanza organica presente nei sedimenti rispetto alla fase precedente.

L'ambiente riducente è segnalato nuovamente dalla presenza di pirite.

A partire da questa unità fino al top della serie stratigrafica le analisi mineralogiche identificano una diminuzione del contenuto di calcite che potrebbe essere legata a emissioni vulcaniche che possono aver arricchito le acque di acido solforico.

Unità litotecnica corrispondente: **AO1** (argille limose nerastre, organiche, poco consistenti) il cui letto è datato 5500+/- 90 y B.P. e il tetto 5230+/- 80 y B.P.

Fase 6: **ambiente spiccatamente fluviale - aumento dell'energia del corso d'acqua**

Si verifica un nuovo aumento dell'energia del corso d'acqua evidenziato dal passaggio da un ambiente di tipo quasi palustre a un ambiente caratterizzato da una maggiore energia e, conseguentemente dalla deposizione di sedimenti a granulometria maggiore rispetto ai precedenti con un contenuto di sostanza organica minore.

Unità litotecnica corrispondente: **AM** (argille limose a tratti sabbiose marroni, mediamente consistenti per essiccamento).

Fase 7: **deposizione delle alluvioni in epoca storica**

Le alluvioni storiche (All Stor) sono caratterizzate da una granulometria più gros-

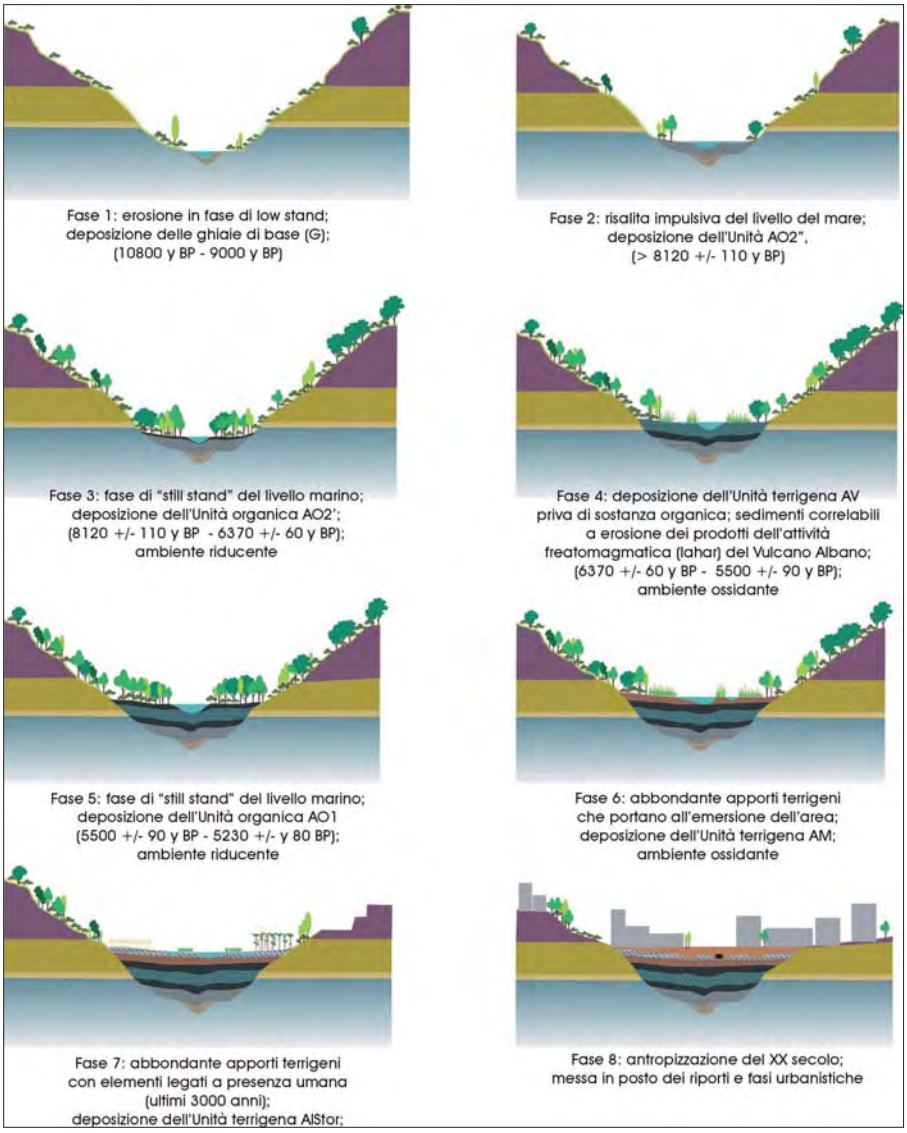

Figura 20 - Ipotesi di evoluzione paleoambientale durante l'Olocene nella valle del fosso di Grotta Perfetta

FOTO 1 - Inclinazione di fabbricati per rotazioni rigide e cedimenti differenziali (il fabbricato in primo piano è stato demolito nel 2003)

FOTO 3 - Lesioni di strutture murarie

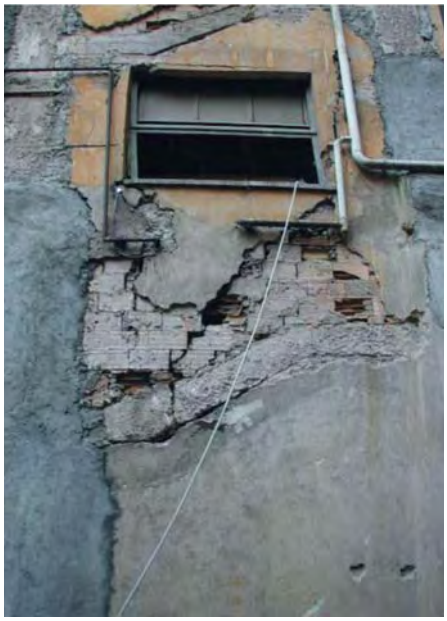

FOTO 4 - Importanti lesioni che hanno coinvolto elementi strutturali

solana indice di un ambiente fluviale caratterizzato da una maggiore energia rispetto alle fasi precedenti.

Sono presenti reperti che testimoniano la presenza dell'uomo.

Tale unità è attribuibile agli ultimi 3.000 anni circa.

Al tetto di queste alluvioni si verifica il passaggio a un ambiente completamente antropizzato in assenza di sedimentazione fluviale (riporti).

9. MECCANISMI DEI DISSESTI

Nell'ambito del settore del fosso di Grotta Perfetta qui esaminato sono presenti numerosi fabbricati dissestati (Lanzini, 2007; Campolunghi et alii, 2008).

Gli edifici sono stati realizzati inizialmente negli anni cinquanta e sessanta, con strutture intelaiate in c.a. e sovente si sono realizzati edifici con corpi adiacenti separati da giunti strutturali.

In effetti la risposta deformativa più vistosa si riscontra proprio in corrispondenza di tali giunti, con inclinazioni e rotazioni rigide degli edifici (foto 1, 2), che hanno portato a evidenti dissesti di varia gravità in circa 15-20 fabbricati (foto 3, 4).

Con riferimento ai fabbricati, sovente caratterizzati da 8-9 livelli fuori terra, si segnalano dei "fuori piombo" dell'ordine di 30-40cm, fino a 70-80 cm nei casi più eclatanti.

Dalla cronaca dei primi anni '50 si ha notizia che i costruttori che hanno realizzato l' urbanizzazione dell'area (prevista nel Piano Regolatore Generale del 1931), dopo i primi scavi, hanno riscontrato la presenza di terreni non certo stabili e hanno in genere adottato fondazioni su pali, ma le tecnologie usuali in quei tempi non permettevano la realizzazione di pali di diametro superiore a 400-500 mm e di profondità superiore a 15-20 m.

Le imprese di costruzione hanno pertanto eseguito fondazioni profonde, con i limiti tecnologici appena citati, con la "speranza" di mantenere gli edifici in condizioni stabili e confidando in una portanza basata sulla resistenza laterale dei pali ("pali sospesi"), senza apporto di resistenza alla punta; d'altra parte a quel tempo non si avevano dati certi circa lo spessore dei depositi alluvionali e non si conoscevano le scadenti caratteristiche geotecniche dei terreni più profondi (AO1, AV, AO2).

In relazione alle difficoltà che debbono aver incontrato le imprese costruttrici, si segnalano informazioni relative a pali "inghiottiti" in fase di getto e di interventi di consolidamento strutturale per cedimenti verificatisi in fase di costruzione o immediatamente dopo; è segnalata anche la presenza di edifici demoliti durante le prime fasi di realizzazione e fenomeni di crolli (per esempio il crollo dell'Ospizio di Santa Galla nel 1953, del quale rimane a testimone una

FOTO 2 - Distacco di fabbricati in corrispondenza di giunti strutturali

piccola torre campanaria lungo via Giustiniano Imperatore).

Riguardo le capacità portanti di pali "sospesi" come quelli realizzati in molti edifici dell'area, le caratteristiche geotecniche e la presenza elevata di sostanza organica portano a definire un comportamento geomeccanico di tipo plastico-viscoso con deformazioni anche a carico costante e fenomeni di "punzonamento" dei pali stessi.

Da sottolineare anche la presenza di condizioni favorevoli all'instaurarsi di fenomeni di attrito negativo con conseguente diminuzione della resistenza laterale dei pali.

Altro aspetto da considerare è la realizzazione dei rilevati stradali e dei colmamenti del fondovalle che hanno rialzato la quota generale di circa 4-5 m (da 10.5 a circa 15 m s.l.m.): dalle analisi precedentemente svolte risultano cedimenti dell'ordine di 70-100 cm compatibili con i dissesti evidenziati nei fabbricati.

Un altro aspetto da considerare sono i fenomeni di amplificazione sismica che si realizzano nei depositi olocenici caratterizzati da un notevole differenziale di impedenza sismica rispetto ai depositi plio-pleistocenici più rigidi: ciò può aver determinato vibrazioni indotte sulle strutture fondazionali e in elevazione degli edifici.

In definitiva tutti i fenomeni di dissesto sono direttamente correlabili alle scadenti caratteristiche geotecniche dei terreni, caratterizzati da elevata deformabilità e ancora in fase di consolidazione (Lanzini, 2007; Campolunghi et alii, 2004a, 2004b; Bowles, 1991; Zeevaert, 1972).

Sulla base dei dati litostratigrafici, idrogeologici, geotecnici e su quanto osservato macroscopicamente sui dissesti in atto nell'area, si possono ipotizzare i seguenti meccanismi di dissesto dei fabbricati localizzabili in diverse zone dell'area (figura 21).

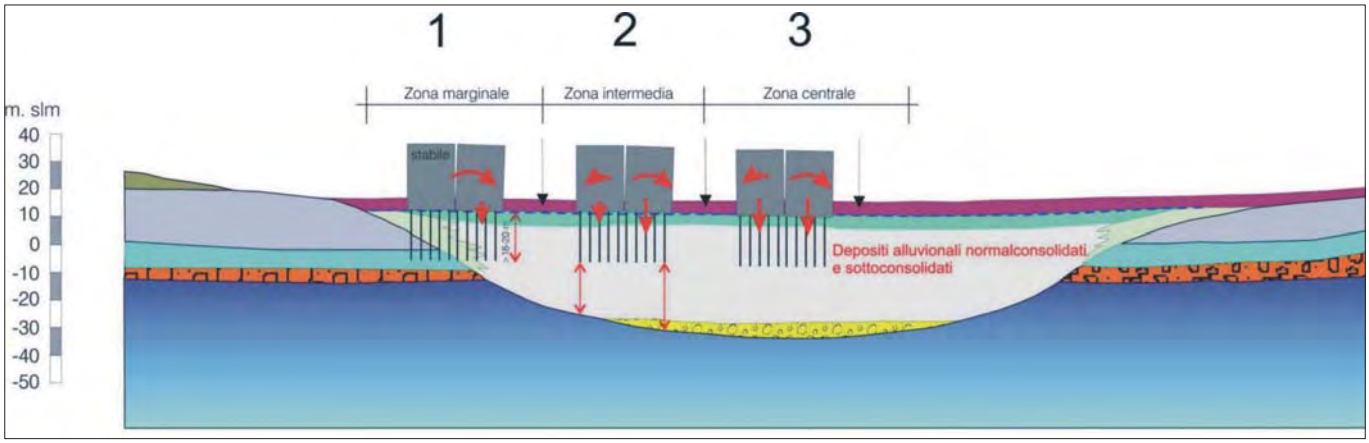

Figura 21 - Meccanismi dei dissesti nei fabbricati

Zona 1: edifici localizzati nelle zone marginali della valle, ove i depositi compressibili variano da 5-10 m fino a 25-30 m. In tale contesto parte delle fondazioni degli edifici sono fondati su terreni stabili plio-pleistocenici e parte all'interno dei terreni compressibili, con pali "sospesi". In questi casi si realizzano vistosi fenomeni di cedimento differenziale fra parti strutturali stabili e parti instabili dei fabbricati (gli edifici più lesionati e quelli sgomberati sono localizzati in questa situazione geologica).

Zona 2: edifici localizzati nel settore intermedio della valle, con spessori dei terreni compressibili superiori a 20-25 m circa. Ivi gli edifici sono dotati di fondazioni profonde su pali che non hanno raggiunto il bed-rock stabile, ma che "lavorano" tutti per portanza laterale (pali sospesi). In tali condizioni tutto l'edificio può subire movimenti verticali variabili, in funzione dello spessore dei depositi compressibili, oppure eventuali rotazioni e/o cedimenti differenziali che sono da mettere in relazione anche a difformità fondazionali e/o a squilibri delle tensioni indotte.

In questo settore, pur in presenza di notevoli deformazioni, le inclinazioni sono meno evidenti rispetto ai fabbricati della Zona 1.

Zona 3: edifici localizzati nel settore centrale della valle, con spessori dei terreni compressibili superiori a 35 m circa. In tali condizioni, e in presenza di spessori abbastanza omogenei dei depositi alluvionali compressibili, tutto l'edificio subisce prevalentemente movimenti di abbassamento che il più delle volte risulta non particolarmente lesivo per le strutture. Eventuali rotazioni e/o cedimenti differenziali sono da mettere in relazione a difformità fondazionali e/o a squilibri delle tensioni indotte

In conclusione emerge che i diffusi dissesti che interessano molti edifici nell'area del fosso di Grotta Perfetta sono da addebitare alle peculiari caratteristiche geotecniche dei terreni, particolarmente compressibili, e che avrebbero richiesto tecnologie fondali che all'epoca di costruzione dei fabbricati (primi anni '50) non erano storicamente realizzabili (Bowles, 1991; Zeevaert, 1972). A tale riguardo si accenna al fatto che negli ultimi 15-20 anni si sono realizzati, in alcuni fabbricati inclinati e localizzati nell'area in esame, interventi di sottofondazione con ripristino parziale e/o totale della verticalità (Laurora & Tambara, 1983).

A tale condizione geotecnica si associa comunque una naturale subsidenza dell'area dovuta a fenomeni di consolidazione ancora in atto, come d'altra parte è confermato da studi interferometrici recenti (figura 22), relativi a elaborazione di dati satellitari europei ERS-1 ed ERS-2, nel periodo 1995-2002 (Lillesand et alii, 1994).

Tali dati confermano fenomeni di subsidenza dei terreni che interessano in generale tutte le aree alluvionali della valle Tiberina e dei fossi affluenti in sinistra idrografica di recente urbanizzazione; invece il settore di piana Tiberina del centro storico della città di Roma (area di Campo Marzio) è priva di tali fenomeni in quanto caratterizzata da una frequentazione di più di 2500 anni che ha determinato l'esaurimento delle deformazioni indotte dai riporti e dagli edifici di età romana (Funiciello et alii, 2004).

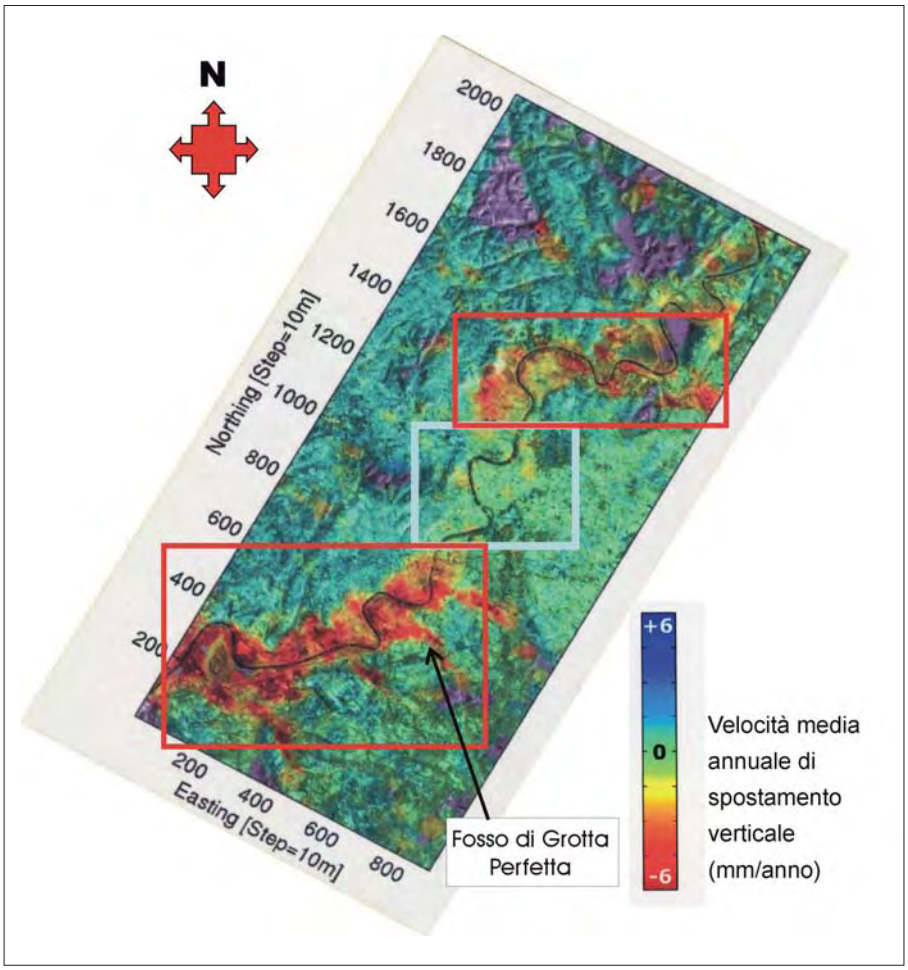

Figura 22 - Aree in subsidenza nell'ambito delle alluvioni della valle Tiberina e dei fossi (Rilievi interferometrici dell'intervallo 1991-2000 dai satelliti ERTS1 – ERTS2)

10. CONCLUSIONI

Una numerosa mole di dati stratigrafici, idrogeologici, mineralogici, geocronologici, geotecnici, sismici e di *remote sensing* ha

permesso di definire l'assetto litostratigrafico e l'evoluzione del fosso di Grotta Perfetta, nel settore interessato da dissesti e cedimenti differenziali che hanno coinvolto molti fabbricati.

In particolare emerge che i dissesti sono dovuti a non idonee tipologie fondali con riferimento ai depositi alluvionali del fosso, caratterizzati da scadenti caratteristiche geotecniche e con elevato contenuto di sostanza organica; tali scadenti caratteristiche geotecniche sono da addebitare a un ambiente deposizionale palustre, impostatosi a causa di particolari condizioni al contorno che hanno limitato e/o impedito la dissipazione delle pressioni interstiziali dei depositi olocenici.

L'elaborazione di dati cronostratigrafici e palinologici ha permesso di datare le alluvioni del fosso fra 8.000 e 3.000 anni fa, fino alla fase di urbanizzazione recente e di individuare una ipotesi di evoluzione vegetazionale e paleoambientale del fosso di Grotta Perfetta.

Si è inoltre correlato uno strato di limi argillosi grigiastri non organici, con una variazione temporanea e improvvisa della sedimentazione dovuta all'apporto di sedimenti freschi erosi dai depositi di flusso iperconcentrato tipo *lahar* (Formazione del Tavolato) del Vulcano Albano.

Questo studio conferma la necessità che negli studi di Geologia Urbana (Gisotti, 1998, 2007) e con riferimento alle molteplici problematiche di trasformazione urbana e di pericolosità geologica, sia necessaria una metodologia che cerchi di integrare gli elementi idro-geo-morfologici e geotecnici con gli aspetti della evoluzione paleoambientale, urbana e di trasformazione antropica del territorio.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano, per gli utili consigli, Renato Funiciello, Ciriaco Giampaolo e Giuseppe Capelli; inoltre ringraziano, per l'attenta revisione critica del testo, Mario Bentivenga.

* * *

Durante la fase di editing è giunta la triste e improvvisa notizia che il prof. Funiciello si è spento il 14 agosto 2009.

Gli scriventi, interpretando tutti i soci della SIGEA, partecipano al dolore dei familiari, dei colleghi dell'Università di Roma 3 e di quanti hanno conosciuto le qualità scientifiche e umane del prof. Funiciello.

BIBLIOGRAFIA

ANTONIOLI F. & FERRANTI L. (1996), *LA RISALITA DEL LIVELLO DEL MARE TIRRENO NEL CORSO DELL'OLOCENE. CINQUANTA ANNI DI RICERCHE*. – MEM. SOC. GEOL. IT. 51, N.1, P. 93-99

ANTONIOLI F. ET ALII (2003), *EVIDENCE OF NON – UNIFORM UPLIFT RATES IN SOUTHERN ITALY (SOUTHERN CALABRIA AND ESTER SICILY) ON GLACIAL – CYCLE TIMESCALE* – GEOITALIA 2003 IV FORUM ITALIANO SCIENZE DELLA TERRA.

BELLOTTI P., CAPUTO C., DAVOLI L., EVANGELISTA S., GARZANTI E., PUGLIESE F. & VALERI P. (2004), *MORPHO SEDIMENTARY CHARACTERISTICS AND HOLOCENE EVOLUTION OF THE EMERGENT PART OF THE OMBRONE RIVER DELTA (SOUTHERN TUSCANY)* IN GEOMORPHOLOGY, 61, 71-90

BELLOTTI P., CARBONI M.G., MILLI S., TORTORA P. & VALERI P. (1989) – *LA PIANA DELTIZIA DEL F. TEVERE: ANALISI DI FACIES ED IPOTESI EVOLUTIVA DALL'ULTIMO LOW STAND GLACIALE ALL'ATTUALE* – GIORNALE DI GEOLOGIA N.51, I

BERGLUND B.E., (1986), *HANDBOOK OF HOLOCENE PALAEOECOLOGY AND PALAEOHYDROLOGY*, ED. JOHN WILEY, CHESTER,

BOSCHI E, DI BONA M., FUNICIELLO R., MALAGNINI L., MARRA F., ROVELLI A., SALVI S. (1990), *LA GEOLOGIA DEL SOTTOSUOLO IN RELAZIONE AL COMPORTAMENTO SISMICO DELLA CITTÀ DI ROMA*, ATTI DEL VII CONGRESSO NAZIONALE DELL'ORDINE DEI GEOLOGI, ROMA

BOWLES J.E. (1991), *FONDAZIONI* - PROGETTO E ANALISI

CAMPOLUNGHI M.P., CECILI A., CONSIGLIO E. & FUNICIELLO R. (2004A), *HOLOCENE ALLUVIAL DEPOSITS AND INFRASTRUCTURES: A METHODOLOGY TO DETERMINE HAZARD IN URBAN AREAS*. ATTI 32° I.G.C. FIRENZE AGOSTO 20-28, 2004

CAMPOLUNGHI M.P., MAGRI D., CAPELLI G., BELLOTTI P. & LANZINI M. (2004B), *SEDIMENTATION DYNAMICS IN A HOLOCENE ALLUVIAL DEPOSIT IN ROMA, ITALY*. ATTI 32° I.G.C. FIRENZE AGOSTO 20-28, 2004

CAMPOLUNGHI M.P., CAPELLI G., FUNICIELLO R., LANZINI M., MAZZA R. CASACCHIA R., (2008), *UN CASO ESEMPLARE: LA STABILITÀ DEGLI EDIFICI NELL'AREA INTORNO A VIALE GIUSTINIANO IMPERATORE (ROMA, IX MUNICIPIO)*, IN "LA GEOLOGIA DI ROMA. DAL CENTRO STORICO ALLA PERIFERIA", APAT - MEMORIE DESCRITTIVE DELLA CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, VOLUME LXXX, PARTE II, ED. FUNICIELLO R., PRATURLON. G. GIORDANO G., PAGG. 195-219.

CARAPEZZA M.L. ET ALII (2005), *VULCANOLOGIA: NUOVI DATI SULL'ATTIVITÀ RECENTE DEL CRATERE DEL LAGO ALBANO E SUL DEGASSAMENTO DEI COLLI ALBANI*. ATTI DEL CONVEGNO "ECOSISTEMA ROMA", 14-16 APRILE 2004, ACCADEMIA DEI LINCEI

CAPELLI G, CECILI A., DE RITA D., GIORDANO G. & MAZZA R. (1998*), LA CONOSCENZA IDROGEOLOGICA DEL TERRITORIO QUALE PRESUPPOSTO ALLA GESTIONE DELLE RISORSE IDRICHE: IL CASO DEI COLLI ALBANI*. IN: USO E TUTELA DELLE ACQUE SOTTERRANEE – GIORNATA DI STUDIO PER L'APPROFONDIMENTO DEI TEMI DI ATTUAZIONE DELLA LEGGE GALLI, VITERBO 3 APRILE 1998

CAPELLI G., MAZZA R., SALVATI R. & DE FILIPPIS L. (2001), *STUDI DI GEOLOGIA AMBIENTALE: CARATTERIZZAZIONE IDROGEOLOGICA DELLE AEREE PROTETTE DI ROMANATURA IN: RICERCHE DI BASE PER I PIANI DELLE AEREE NATURALI PROTETTE DI ROMANATURA.* – INFORMATORE BOTANICO ITALIANO, VOL 33, SUPPL. 1 MAGGIO 2001.

CAPELLI G., MAZZA R., TAVIANI S., (2008), *LE ACQUE SOTTERRANEE NELLA CITTÀ DI ROMA*. IN "LA GEOLOGIA DI ROMA. DAL CENTRO STORICO ALLA PERIFERIA", APAT - MEMORIE DESCRITTIVE DELLA CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, VOLUME LXXX, PARTE I, ED. FUNICIELLO R., PRATURLON. G. GIORDANO G., PAGG. 221-254

CORAZZA A., LANZINI M., ROSA C., SALUCCI R. (1999), *CARATTERI STRATIGRAFICI, IDROGEOLOGICI E GEOTECNICI DELLE ALLUVIONI TIBERINE NEL SETTORE DEL CENTRO STORICO DI ROMA*, IL QUATERNARIO, **12**(2), 215-235

DE RITA D., FACCENNA C., FUNICIELLO R., ROSA C. (1995), *"THE VOLCANO OF THE ALBAN HILLS"* STRATIGRAPHY AND VOLCANO – TECTONICS. IN: R. TRIGILA (ED.). TIPOGRAFIA S.G.S. ROMA

DONATI S., FUNICIELLO R. & ROVELLI A. (2000), *SEISMIC RESPONSE OF HISTORICAL CENTRE OF ROME*. MEM. DESCR. DELLA CARTA GEOL. D'ITALIA, VOL. LIV - SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE

FACCENNA C., FUNICIELLO R., MARRA F. (1995), *INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE DELL'AREA ROMANA.* MEM. DESCR. DELLA CARTA GEOL. D'ITALIA, VOL.I – "LA GEOLOGIA DI ROMA: IL CENTRO STORICO"

FRUTAZ A. P., (1962), *LE PIANTE DI ROMA*, ISTITUTO DI STUDI ROMANI.

FUNICIELLO R. ET ALII (1995), *LA GEOLOGIA DI ROMA. IL CENTRO STORICO.* MEM. DESCR. DELLA CARTA GEOL. D'ITALIA, VOL. L - SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE

FUNICIELLO R., GIORDANO G., DE RITA D., CARAPEZZA M.L., BARBERI F. (2002), *L'ATTIVITÀ RECENTE DEL CRATERE DEL LAGO ALBANO DI CASTELGANDOLFO,* REND. FIS. ACC. LINCEI

FUNICIELLO R., GIORDANO G., DE RITA D. (2002), *THE ALBANO MAAR LAKE (COLLI ALBANI VOLCANO, ITALY): RECENT VOLCANIC ACTIVITY AND EVIDENCES OF PRE-ROMAN AGE CATASTROPHIC LAHAR EVENTS,* J. VOLCANOL. GEOTHERM. RES., IN CORSO DI STAMPA

FUNICIELLO R., CAMPOLUNGHI M.P., TESTA O., PAROTTO M., LANZINI M., CECILI A., (2004*), LA STRUTTURA GEOLOGICA DELL'AREA ROMANA ED IL TEVERE*, CONVEGNO ECOSITEMA ROMA, 14-16/4/2004, ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINCEI, ROMA

FUNICIELLO R., GIORDANO G., (2008A), *NOTE ILLUSTRATIVE DEL FOGLIO 374-ROMA ALLA SCALA 1:50.000* , DIP. DI SC. GEOL. UNIVERSITÀ DEGLI STUDI "ROMA TRE", APAT, ROMA

FUNICIELLO R., PRATURLON. G. GIORDANO G., (EDITORS), (2008B), *LA GEOLOGIA DI ROMA. DAL CENTRO STORICO ALLA PERIFERIA*, APAT - MEMORIE DESCRITTIVE DELLA CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, VOLUME LXXX

LANZINI M., (2007), *I DISSESTI DEI FABBRICATI DI VIA GIUSTINIANO IMPERATORE A ROMA,* "L'INGEGNERE", 13, MANCOSU EDITORE, ROMA

GISOTTI G., ZARLENGA F. (1998), *GEOLOGIA URBANA. LO STATO DELL'ARTE IN ITALIA*, "GEOLOGIA DELL'AMBIENTE", 4, ROMA, SIGEA

GISOTTI G., (2007), *AMBIENTE URBANO. INTRODUZIONE ALL'ECOLOGIA URBANA*, DARIO FLACCOVIO EDITORE, PALERMO

LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S. (2004), *SEA–LEVEL CHANGE ALONG THE ITALIAN COAST FOR THE PAST 10,000 YR,* QUATERNARY SCIENCE REVIEWS

LAURORA F., TAMBARA F., (1983), RIPRISTINO DELLA VERTICALITÀ DI EDIFICI SOGGETTI AD ELEVATI CEDIMENTI DIFFERENZIALI, L'INDUSTRIA ITALIANA DEL CEMENTO, N. 1.

LILLESAND T.M. & KIEFER R.W. (1994), *REMOTE SENSING AND IMAGE INTREPRETATION*. 3TH EDITION. J. WILEY & SONS, INC., NEW YORK.

MAGRI D. & FOLIERI M. (1989), *CARATTERI DELLA BIOSTRATIGRAFIA POLLINICA DELL'OLOCENE NELL'ITALIA CENTRALE* – MEM. SOC. GEOL. IT.

MALKAWI I. A. ET ALII, (1999), *EFFECTS OF ORGANICS MATTER ON THE PHYSICAL AND THE PHYSICOCHEMICAL PROPERTIES OF AN ILLITIC SOIL*, APPLIED CLAY SCIENCE, 14 (1999), 257-278

MEDVEDEV S. V. (1965), *ENGINEERING SEISMOLOGY*: ED. ISRAEL PROGRAMS FOR SCIENTIFIC TRANSLATION, JERUSALEM

MONGE O., CHASSAGNEUX D. & MOUROUX P. (1998), *METHODOLOGY FOR LIQUEFACTION HAZARD STUDIES: NEW TOOL AND RECENT APPLICATIONS* - SOIL DYNAMICS AND EARTHQUAKE ENGINEERING 17 (1998) PP. 415-425

ROVELLI A. ET ALII (1995), *PREVISIONE DEL MOTO DEL SUOLO E MODELLAZIONE DEGLI EFFETTI LOCALI.* IN *LA GEOLOGIA DI ROMA. IL CENTRO STORICO.* MEM. DESCR. DELLA CARTA GEOL. D'ITALIA, VOL. L - SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE

SKEMPTON A. W. (1953), *THE COLLOIDAL ACTIVITY OF CLAYS*, 3RD ICSMFE, VOL. 1, PAG.57

VAN BENTHEM F., CLARKE, G.C.S. & PUNT, W. (1984), *'THE NORTHWEST EUROPEAN POLLEN FLORA IV'*, ED. BY W. PUNT & G.C.S. CLARKE, PP. 87-110. ELSEVIER, AMSTERDAM. [REVIEW OF PALAEOBOTANY AND PALYNOLOGY (1984), 42]

VENIALE F., (1971) *LA MINERALOGIA DELLE ARGILLE NELL'ANALISI MECCANICA E NELLO STUDIO GEOTECNICO DI SUOLI E SEDIMENTI*, ATTI DEL II CONVEGNO DI GEOLOGIA APPLICATA, GENOVA.

VENTRIGLIA U. (1971), *GEOLOGIA DELLA CITTÀ DI ROMA*, AMMINISTRAZIONE PROVINCIALE DI ROMA.

VENTRIGLIA U. (2002), *GEOLOGIA DEL COMUNE DI ROMA*, AMMINISTRAZIONE PROVINCIALE DI ROMA.

VOZNESENSKI E.A. ET ALII, (1999), *DYNAMIC INSTABILITY OF CLAYS: AN ENERGY APPROCH, SOIL DYNAMICS AND EARTHQUAKE ENGINEERING*, 18 125-133, ELSEVIER ED.

ZEEVAERT L., (1972), *FOUNDATION ENGINEERING IN DIFFICULT SOIL CONDITION*, VNR COMPANY

SIGEA Società Italiana di Geologia Ambientale - Sezione Lazio organizza il corso

LEZIONI DI GEOLOGIA URBANA

2/13 NOVEMBRE 2009

Problematiche, metodologie e casi di studio nell'attività professionale

Direzione Scientifica: Marina Fabbri, Fabio Garbin, Maurizio Lanzini

Roma - Via Livenza, 6 - Sede della FIDAF

FINALITA'

Il corso è strutturato in una serie di lezioni che contengono sia aspetti teorico-metodologici della geologia urbana che casi di studio (con riferimento all'area romana ma anche ad altre realtà urbane).
Lo scopo è quello di fornire a varie professionalità (geologi, architetti, ingegneri, urbanisti, biologi, ecc.) una conoscenza interdisciplinare dell'ecosistema urbano, prendendo in considerazione le interazioni fra il contesto naturale-geologico ed antropico, sia in riferimento alla sua evoluzione storica e sia in relazione alle problematiche di sviluppo attuali e dei rischi geologici; inoltre, considerando la specificità delle aree urbane, saranno illustrate specifiche metodologie di studio e di indagine in ambito urbano.
Le lezioni sono basate su contenuti geologici e geologico-applicativi aggiornati alla più recente produzione scentifica (Progetto CARG - Foglio Roma, a cura di R. Funiciello e G. Giordano).
Il corso inizierà il 2 Novembre 2009 proseguendo con le date riportate nel programma. Si prevedono tre pomeriggi a settimana, per un totale di 24 ore; le lezioni si svilupperanno per 2 settimane.

ARGOMENTI

La memoria archeologica e geologica

Evoluzione Plio-pleistocenica pre-vulcanica. Dal vulcanismo all'attuale; Geositi Urbani; Geoarcheologia.

Geotecnica e Rischi geologici

Caratteristiche geotecniche dei terreni; Gli impatti delle opere sotterranee sulla falda ; Subsidenza terreni alluvionali; Frane e alluvioni; Risposta sismica; Prevenzione del rischio e comunicazione in situazione di crisi; Cavità sotterranee; I riporti; Suoli urbani ; Indagini gravimetriche; Indagini geofisiche non distruttive in area urbana.

Problematiche geologico-territoriali attuali

L'utilizzo dei pali Soles; Rischio sink-holes nell'area di Tivoli-Guidonia; La Metropolitana linea C; I parcheggi sotterranei.

DOCENTI

Alberti; Angelone; Brancaleoni; Campolunghi; Corazza; Di Paolo; Fabbri; Garbin; Lanzini; Leone; Menichelli; Naso; Rosa; Salucci; Scarapazzi; Toro.

CREDITI APC

A conclusione del corso sarà consegnato l'attestato di partecipazione che darà diritto all'acquisizione di n. **20** (**venti**) crediti APC. I crediti APC per i geologi verranno attribuiti per l'intera frequenza al corso.

COSTO DEL CORSO

190,00 + Iva = 228,00.

Hanno diritto ad una riduzione del costo del corso: **160,00 + Iva = 192,00**

- Soci CATAP aderiscono al Catap le seguenti associazioni: AAA (Associazione Analisti Ambientali) www.analistiambientali.org; AIAPP (Associazione Italiana di Architettura del Paesaggio) www.aiapp.net; AIN (Associazione Italiana Naturalisti) www.ain-it.org; AIP (Associazione Italiana Pedologi) www.aip-suoli.it; AIPIN (Associazione Italiana per l'Ingegneria naturalistica) www.aipin.it; SIEP-IALE (Società Italiana di Ecologia del Paesaggio) www.siep-iale.it; SIGEA (Società Italiana di Geologia Ambientale) www.sigeaweb.it
- Iscritti all'Ordine dei Geologi del Lazio
- Studenti e Neolaureati

Per ulteriori informazioni

http://lazio.sigeaweb.it

Segreteria organizzativa

http://www.lasintesi.eu

La Sintesi
TUTTE LE FORME DELLA COMUNICAZIONE

Società Italiana di Geologia Ambientale
Casella Postale 2449 U.P. Roma 158
Tel./fax 06.5943344
E-mail: info@sigeaweb.it
http://www.sigeaweb.it

DOMANDA DI AMMISSIONE ALLA SIGEA - da inviare tramite Casella Postale, fax o e-mail

_l_ sottoscritt_(cognome)______________________________(nome)________________

nat_ a____________________________________ il ____________________________

laurea/diploma in____

professione ____

ente di appartenenza ____

indirizzo d'ufficio (1) ____

______________________tel.______________________fax ____________________

indirizzo privato (1) ____

______________________tel.______________________fax ____________________

E-mail: ______________________________

chiede di essere ammesso in qualità di socio (2) ______________________________alla SIGEA.

Le sue esperienze principali nel campo della Geologia Ambientale sono (indicare parole chiave):

____

____

I suoi interessi principali nel campo della Geologia Ambientale sono:

____

____

______________________ (data) ______________________ (firma)

(1) Indicare Via/Piazza, numero civico, CAP, città, sigla Provincia. Segnare con un asterisco l'indirizzo al quale deve essere inviata la rivista Geologia dell'Ambiente e la corrispondenza.

(2) La qualità di socio si acquisisce su domanda del candidato e per approvazione del Consiglio Direttivo.

Possono diventare soci ordinari solo le persone che hanno almeno tre anni effettivi di esperienza nel campo della Geologia Ambientale, documentati mediante curriculum da allegare. Possono diventare soci aderenti le persone che hanno interesse per la Geologia Ambientale. La quota associativa annuale è unica, ai sensi del nuovo Statuto adottato nel 1999; per il 2009 è di euro 30,00. I versamenti a favore della SIGEA possono essere effettuati mediante:

- CC Postale n. 86235009 Roma;
- Banco Posta, tramite codice IBAN: IT 87 N 07601 03200 000086235009
- assegno bancario o circolare non trasferibile,intestati a Società Italiana di Geologia Ambientale, Roma.

Secondo lo statuto della SIGEA il rinnovo della quota va effettuato **entro il 31 marzo di ogni anno**.

Per i nuovi soci, la quota di iscrizione pagata dal 1° novembre in poi è valida per l'anno successivo

- -

Informativa ai sensi dell'art. 13 del d.lgs. 196/2003 *(Codice in materia di trattamento dei dati personali)*

Ai sensi dell'art. 13 del d.lgs.196/2003, Le forniamo le seguenti informazioni.
I dati dal lei forniti verranno utilizzati da SIGEA nel pieno rispetto della normativa citata.
I dati saranno oggetto di trattamento in forma scritta e/o supporto cartaceo, elettronico e telematico; i dati, previo Suo consenso, verranno utilizzati per le future informazioni delle attività della Sigea tramite supporti cartacei e/o elettronici.
L'interessato potrà godere dei diritti assicurati dall'art. 7 *(Diritto di accesso ai dati personali ed altri diritti)* e dall'art. 8 *(Esercizio dei diritti)* del d.lgs. 196/2003.
Titolare del trattamento è SIGEA.

FORMULA DI ACQUISIZIONE DEL CONSENSO DELL'INTERESSATO
Il/La sottoscritto/a, acquisite le informazioni fornite dal titolare del trattamento, ai sensi dell'art.13 del d.lgs. 196/2003, dichiaro di prestare il mio consenso al trattamento dei dati personali per i fini indicati nella suddetta normativa.

Luogo e data _, Firma _

Con il Patrocinio di: CATAP

SIGEA Società Italiana di Geologia Ambientale e AAA Associazioni Analisti Ambientali organizzano il corso

LA VALUTAZIONE DI IMPATTO AMBIENTALE

EVOLUZIONE NORMATIVA LE COMPONENTI AMBIENTE IDRICO E SUOLO-SOTTOSUOLO

Direzione Scientifica: Dott. Geol. Marina Fabbri - Prof. Sergio Malcevschi

9 OTTOBRE 2009

Centro Congressi Carla Lonzi
Via della Lungara, 19 - Roma

FINALITÀ

La Valutazione d'Impatto Ambientale è una procedura tecnico-amministrativa di supporto per l'autorità decisionale nell'analisi di quelle opere che possono avere un effetto rilevante sull'ambiente. E' finalizzata quindi all'individuazione, descrizione e quantificazione degli effetti che un determinato progetto, opera o azione, potrebbe avere sull'ambiente, inteso come insieme delle risorse naturali di un territorio e delle attività antropiche in esso presenti, allo scopo di prevenire gli impatti indesiderati, piuttosto che dover successivamente riparare i danni provocati.
Oltre alla VIA relativa a singole opere esistono strumenti più organici di valutazione ambientale, come la VAS, Valutazione Ambientale Strategica di piani e programmi, la IPPC, Prevenzione e riduzione integrate dell'inquinamento, ma la VIA rimane sempre il perno del sistema di analisi ambientali.
Di fronte alla complessità delle procedure (che riguarda sia le Pubbliche Amministrazioni sia i tecnici che devono produrre la documentazione), l'obiettivo che bisogna porsi è l'uso integrato degli strumenti, per evitare il rischio dello smantellamento del quadro esistente.
Questo è l'approccio che è alla base del pensiero delle due Associazioni tecnico-scientifiche, AAA e SIGEA, e del corso di aggiornamento tecnico promosso, nel quale sarà esaminato il punto di vista normativo e procedurale anche alla luce del nuovo D.Lgs 3 aprile 2006, n. 152, così come modificato e integrato dal D.Lgs 16 gennaio 2008, n. 416 (a cura di AAA) e quello tecnico, relativamente ai sistemi acque e suolo-sottosuolo (a cura di SIGEA), con riferimenti alla realtà operativa progettuale.

PROGRAMMA

Mattina

9.30 - 10.30 Le norme in materia di VIA. Il collegamento con gli altri strumenti di valutazione (VAS, Valutazione di Incidenza ecc.) (Prof. Sergio Malcevschi)
10.30 - 11.30 Il reporting (Studio di Impatto Ambientale, ecc.) nei processi di VIA (Prof. Sergio Malcevschi)
11:30 - 12.30 La valutazione di compatibilita' ambientale ed i sistemi prescrittivi (D.ssa Maria Belvisi)
12.30 - 13.30 Il monitoraggio per la VIA (D.ssa Maria Belvisi)

Pomeriggio

14.30 - 16.30 La componente Suolo e sottosuolo e Ambiente idrico (acque superficiali e sotterranee). La normativa settoriale ed elementi necessari per la caratterizzazione della componente; metodologie per la previsione effetti ambientali delle opere sull'ambiente geologico e idrico; misure di mitigazione; monitoraggio delle opere e dell'ambiente (Dott. Paolo Sciacca)
16.30 - 18.30 Cenni su alcuni esempi di studi d'impatto inerenti attività estrattiva, dighe, autostrade, discariche, coltivazioni idrocarburi, stoccaggi di gas in serbatoio sotterranei naturali (Dott.ssa Marina Fabbri

COSTO

160,00 + Iva = 192,00 euro
Soci CATAP, studenti e neolaureati = 130,00 + Iva = 156,00 euro

INFORMAZIONI

Per maggiori informazioni su questi e su altri corsi, e per le iscrizioni collegarsi al sito della Segreteria www.lasintesi.eu/eventi.html - oppure telefonare al numero 06 5406964
Per maggiori informazioni su tutte le iniziative della Sigea: www.sigeaweb.it
Per maggiori informazioni su la Associazione Analisti Ambientali: www.analistiambientali.org

La Sintesi
TUTTE LE FORME DELLA COMUNICAZIONE

La **Sigea** è un'associazione culturale – riconosciuta dal ministero dell'Ambiente e della Tutela del territorio con decreto 24 maggio 2007, G.U. n. 127 del 4/6/2007 – senza fini di lucro, che agisce per la promozione del ruolo delle Scienze della Terra nella protezione della salute e nella sicurezza dell'uomo, nella salvaguardia della qualità dell'ambiente naturale ed antropizzato e nell'utilizzazione più responsabile del territorio e delle sue risorse.
È aperta non solo ai geologi, bensì a tutte le persone e gli enti che hanno interesse alla tutela dell'ambiente.
La SIGEA è stata costituita nel maggio 1992 a Roma da 19 Soci fondatori (geologi, ingegneri, architetti, geografi) esperti o cultori di Geologia Ambientale, conta oggi più di 800 iscritti.
Possono far parte della SIGEA, in qualità di soci, persone fisiche o persone giuridiche. I soci appartengono a diversi Enti, come APAT, ENEA, CNR, Università, Regioni, Province, Comuni, Ministeri, Presidi Multizonali di Prevenzione, ANAS, Autorità di Bacino, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INAIL, ISPESL, IMONT, Società private o sono liberi professionisti. Inoltre, sono soci anche Organismi pubblici appartenenti alle seguenti categorie: Istituto scolastico, ARPA regionale, Consiglio nazionale dei geologi, Consiglio regionale dei geologi, Ente parco nazionale, Comunità montana, Comune ecc.

Cosa fa SIGEA

- **favorisce** il progresso, la valorizzazione e la diffusione della Geologia Ambientale;
- **promuove** il coordinamento e la collaborazione interdisciplinare nelle attività conoscitive ed applicative rivolte alla tutela ambientale;
- **opera** sull'intero territorio nazionale nei settori dell'educazione e divulgazione, della formazione professionale, della ricerca applicata e in altri settori correlati con le suddette finalità;
- **organizza** corsi, convegni, escursioni di studio, interventi sui mezzi di comunicazione di massa;
- **svolge attività di divulgazione scientifica**

Attraverso il gruppo di lavoro "Geositi ed aree protette", ha organizzato il 2° Symposium internazionale sui geotopi tenutosi a Roma nel maggio 1996 e altri Convegni sul ruolo della geologia nella protezione della natura; inoltre collabora con l'associazione internazionale ProGEO per svolgere studi, censimenti e valorizzazione dei geositi;

- **svolge attività di formazione**

Col gruppo di lavoro "Divulgazione e formazione" organizza corsi e convegni di aggiornamento professionale o di divulgazione su tematiche geoambientali, quali smaltimento dei rifiuti, bonifica siti industriali dismessi, studi d'impatto ambientale, rischi geologici, geositi, geologia urbana ecc.; inoltre rende disponibili per i soci audiovisivi, pubblicazioni, dispense dei corsi e convegni SIGEA;

- **informa** attraverso il periodico trimestrale Geologia dell'Ambiente, che approfondisce e diffonde argomenti di carattere tecnico-scientifico su tematiche ambientali di rilevanza nazionale e internazionale. La rivista è distribuita in abbonamento postale ai soci e a enti pubblici e privati;
- **interviene** sui mezzi di comunicazione di massa, attraverso propri comunicati stampa, sui problemi attuali che coinvolgono l'ambiente geologico (dissesto idrogeologico e difesa del suolo, smaltimento rifiuti, pianificazione territoriale, tutela risorse geologiche, geologia urbana ecc.).

Società Italiana di Geologia Ambientale
Casella Postale 2449 U.P. Roma 158
Tel./fax 06 5943344
E-mail: info@sigeaweb.it
http://www.sigeaweb.it