

***INDAGINI GEOLOGICO-GEOFISICHE E MONITORAGGIO
DELLA FALDA IDRICA PRESSO IL PLESSO SCOLASTICO DI
VIA BENEVENTO IN CASALNUOVO DI NAPOLI***

RAPPORTO TECNICO

Antimo Angelino, Vincenzo Di Fiore, Antimo Guarino, Michele Iavarone, Nicola Pelosi, Michele Punzo, Paolo
Scotto di Vettimo, Daniela Tarallo

IAMC - CNR (Istituto per l'Ambiente Marino Costiero, Napoli)

Marzo 2016

INDICE

1. INTRODUZIONE	2
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO DEL SITO DI INDAGINE	4
3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	6
<i>3.1 Aspetti Idrogeologici</i>	8
4. INDAGINI GEOFISICHE	10
<i>4.1 Rilievi Georadar (GPR)</i>	10
<i>4.1.1: Metodologia e strumentazione</i>	11
<i>4.1.2: Elaborazione dei dati</i>	14
<i>4.1.3: Analisi dei dati</i>	16
<i>4.2 :Tomografia geoelettrica (ERT)</i>	33
<i>4.2.1: Elaborazione dei dati</i>	35
5. INDAGINI GEOGNOSTICHE PER L'INTERCETTAMENTO DELLA FALDA IDRICA	37
6. STRUMENTAZIONE UTILIZZATA PER IL MONITORAGGIO DELLA FALDA IDRICA	41
<i>6.1. Freatimetro Termometro OG 15</i>	41
7. OSSERVAZIONI IN SITU DEL LIVELLO DELLA FALDA IDRICA	43
8. CONCLUSIONI	45
9. BIBLIOGRAFIA	46

1. INTRODUZIONE

Il presente rapporto tecnico è stato redatto a fronte della prestazione di servizio affidata al CNR-IAMC dal Comune di Casalnuovo di Napoli (NA) con determina n.70 del 09.05.2013.

L'attività ha riguardato l'esecuzione di indagini geofisiche (georadar e geoelettrica), l'esecuzione di sondaggi stratigrafici e l'installazione di piezometri nell'area circostante l'edificio scolastico di via Benevento, al fine di verificare eventuali formazioni di vuoti venutisi a creare in seguito alle variazioni altimetriche della falda e per monitorare, in un arco di tempo significativo, l'entità di tali variazioni.

Il monitoraggio è stato eseguito attraverso la installazione di piezometri nei sondaggi utilizzati per la ricostruzione stratigrafica; le perforazioni sono state spinte fino alla profondità di 10 m. dal p. c. Per meglio evidenziare le condizioni idrogeologiche del sito ed eventuali anomalie stratigrafiche nei primi metri del sottosuolo, si è ritenuto effettuare due tomografie elettriche, con tracciato ortogonale tra loro e diversi profili georadar.

Nello specifico le indagini sono state eseguite presso la Scuola Elementare di Via Benevento, Casalnuovo di Napoli (NA) e sono consistenti in:

- ◆ n. 3 sondaggi geognostici nei quali effettuare le misurazioni del livello della falda;
- ◆ n. 11 misurazioni del livello di falda nelle 3 stazioni mediante l'utilizzo di Freatimetro Termometro OG 15;
- ◆ n. 2 profili di tomografia geoelettrica, con l'utilizzo di 48 elettrodi;
- ◆ n. 26 profili georadar.

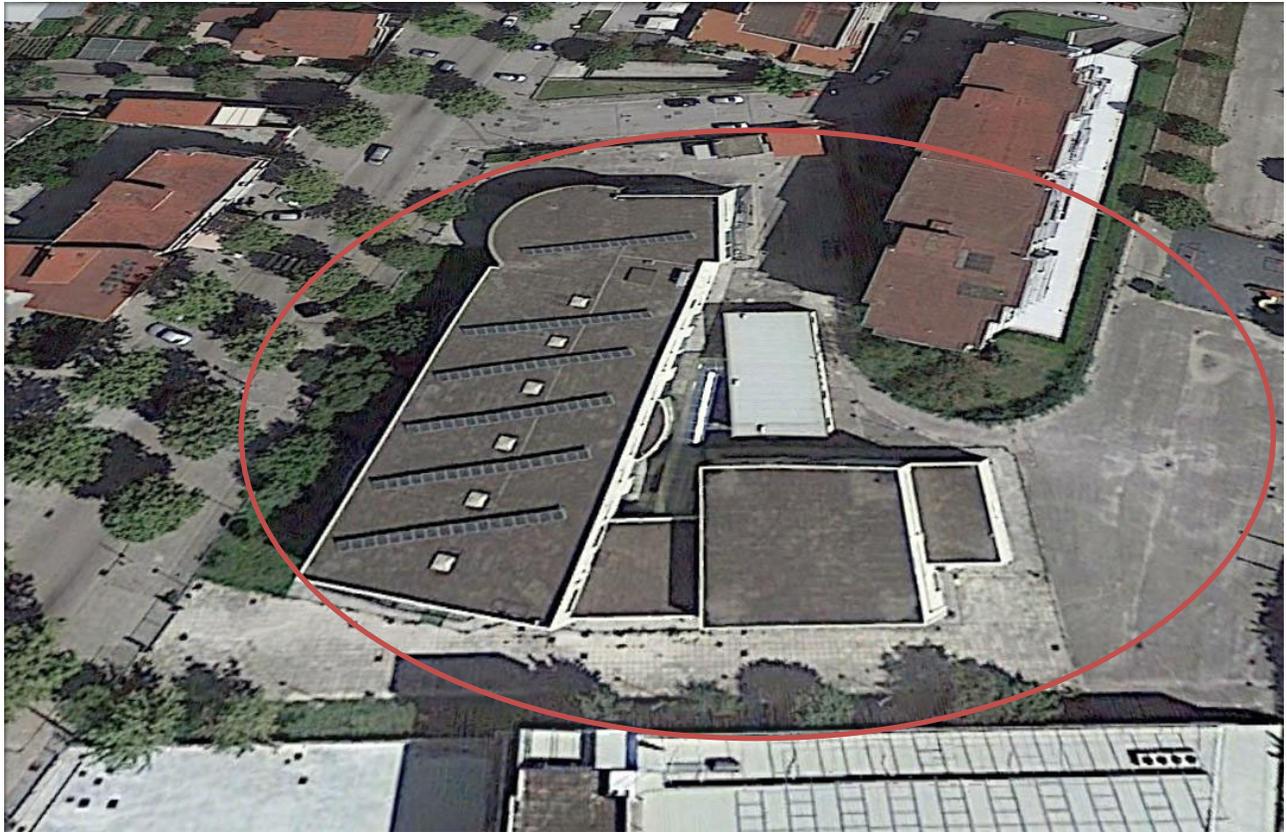


Figura 1. Vista satellitare dell'area di studio

Le attività di monitoraggio delle falde hanno avuto una durata complessiva di 21 mesi (da giugno 2013 a marzo 2015). Il personale scientifico e tecnico afferente all' IAMC-CNR, coinvolto in tale attività, viene riportato nella tabella 1.

Tabella 1 - Personale partecipante

Cognome Nome	Qualifica	Mansioni
Antimo Angelino	CTER V Livello	Acquisizione e elaborazione dati
Michele Iavarone	OTP VII Livello	Acquisizione e elaborazione dati
Antimo Guarino	CTER VI Livello	Acquisizione e elaborazione dati
Nicola Pelosi	Ricercatore	Acquisizione e elaborazione dati
Michele Punzo	Tecnologo	Acquisizione e elaborazione dati
Paolo Scotti di Vettimo	CTER V Livello	Acquisizione e elaborazione dati
Di Fiore Vincenzo	Ricercatore	Acquisizione e elaborazione dati
Tarallo Daniela	Tecnologo	Acquisizione e elaborazione dati

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO DEL SITO DI INDAGINE

L'area comunale di Casalnuovo di Napoli è ubicata a nord-est del capoluogo regionale, nella Piana Campana, è rappresentata nelle tavolette I.G.M. (1957) 184 I S.E. *Pomigliano d'Arco* e 184 I N.E. *Acerra*, nel Foglio 447 – *Napoli* della Carta Topografica d'Italia in scala 1:50.000 (1988), nella Tavola 23 *Napoli* della Carta Tecnica programmatica Regionale della Campania alla scala 1:25.000 (1987) e negli elementi 448052 *Pomigliano d'Arco*, 448053 *Casalnuovo*, 448094 *Volla* e 447121 *Casoria* della Carta Tecnica Regionale (2004-2005).

Il territorio si presenta sub-pianeggiante con una quota topografica media di ca. 30 m s.l.m. Esso si sviluppa tra la pianura a sud dei Regi Lagni (26 m s.l.m.) e la destra orografica della testata del Fosso di Volla (17 m s.l.m.), raggiungendo la massima quota di 40 m s.l.m. in località Botteghelle ad est della collina di Capodichino (Napoli – Casoria; Fig. 2).

Casalnuovo è inoltre ubicato a circa 12 Km dall'attuale cratere del Vesuvio, sulle propaggini nord-occidentali più distali del complesso vulcanico Somma.

Da un punto di vista idrografico, i maggiori elementi sono riconoscibili nel Lagno Spirito Santo, nel Canale del Camignano, nell'estremo settore nord-orientale, e nel Fosso di Volla. Il sito oggetto di indagine è l'area della scuola elementare di via Benevento, ubicata nel settore settentrionale del territorio comunale, ad est della linea ferroviaria Napoli-Caserta.

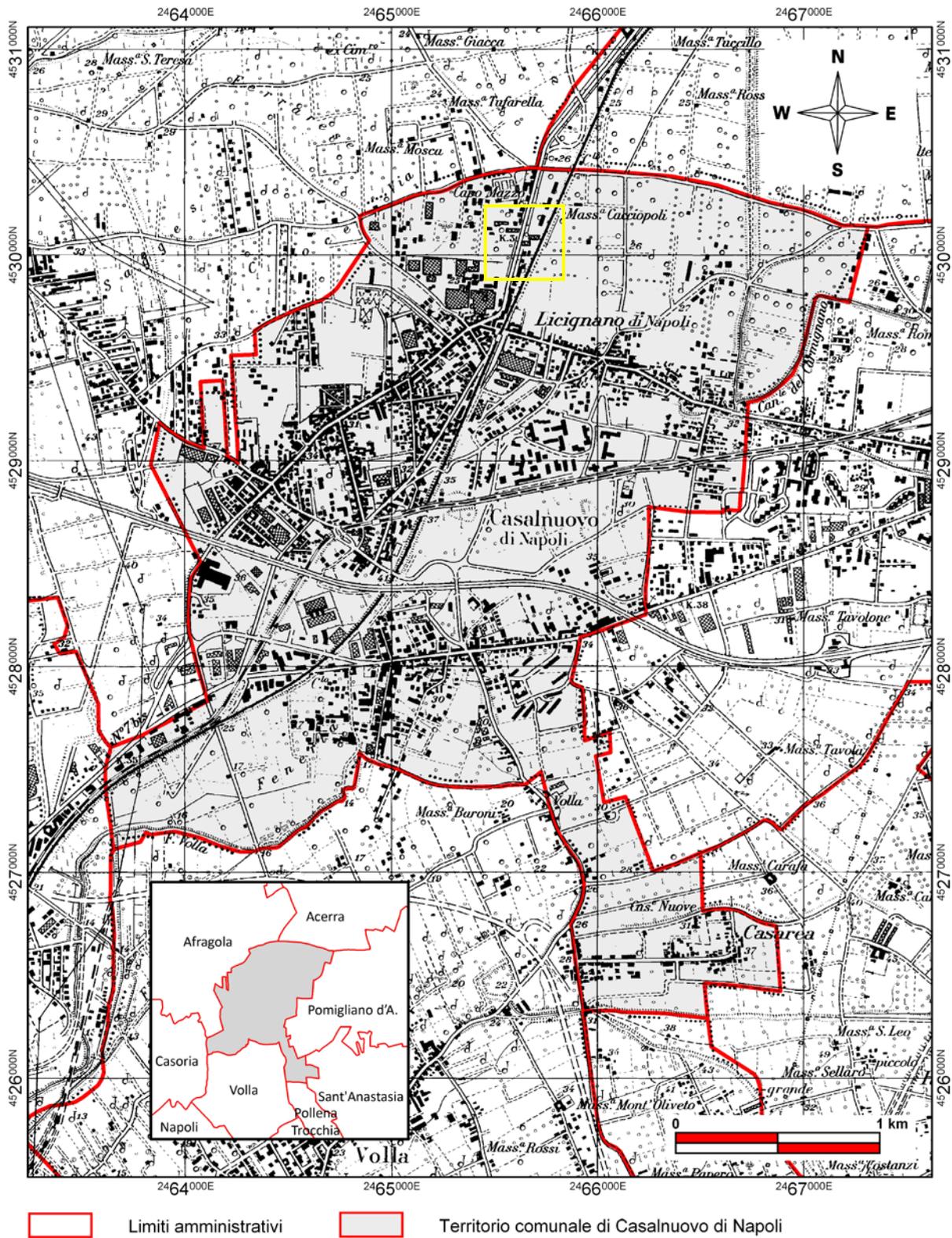


Figura 2. Inquadramento geografico dell'area; stralcio della Tavola 23 Napoli (Quadrante 184 I) della CTR alla scala 1:25.000 (1987). Nel riquadro in giallo, è evidenziata la localizzazione del sito di indagine.

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Da un punto di vista geologico, l'area di interesse, si colloca al centro della Piana Campana, che costituisce un profondo graben (Ippolito et alii, 1973), o half-graben (Milia & Torrente, 1999), la cui origine è conseguenza di una fase tettonica distensiva, iniziata nel Plio-Pleistocene, che ha generato sistemi di faglie, ad andamento appenninico (NO-SE), antiappenninico (NE-SO) e in misura minore in direzione longitudinale (S-O), lungo i quali si è verificata la dislocazione delle unità carbonatiche meso-cenozoiche ribassate a profondità variabili tra i 5000 e 3000 metri (cf., tra gli altri, Ippolito et alii, 1973; AGIP, 1977; Ortolani & Aprile 1985; Romano et alii, 1994; Cinque et alii, 2000; Aprile et alii, 2004). Lungo le principali linee di frattura della piana si è impostato il vulcanismo potassico della Provincia Romana e Campana, costituito dagli apparati vulcanici del Roccamonfina, dei Campi Flegrei e del Somma Vesuvio (Oliveri, 1966; Ippolito et alii, 1973; Rolandi et alii, 2003).

L'attuale assetto stratigrafico della Piana è il risultato dell'interazione di processi marini, fluviali e vulcanoclastici. I depositi più profondi riconosciuti sono di natura marino-transizionale, poggianti direttamente su depositi carbonatici mesozoici (cf., tra gli altri, Ippolito et alii, 1973; AGIP, 1977; Ortolani & Aprile 1985; Romano et alii, 1994; Bellucci, 1998; Aprile et alii, 2004). Al colmamento della piana ha contribuito poi l'intensa attività vulcanica flegrea e vesuviana. Tra i prodotti vulcanici messi in posto negli ultimi 290.000 anni, alcuni rappresentano importanti marker stratigrafici utili per realizzare correlazioni stratigrafiche tra le unità presenti nel sottosuolo della Piana.

Tra questi, legato alla messa in posto dell'Ignimbrite Campana (IC), il cui nome formazionale è Tufo Grigio Campano (TGC), è quello maggiormente diffuso in tutta la Piana, stratigraficamente collocato al di sopra di depositi marino-transizionali relativi al sub-stadio isotopico 3.3, datati $55 \div 50$ ka (Romano et alii, 1994). La sua messa in posto avvenne 39.28 ± 0.11 ka fa (De Vivo et alii, 2001). Eventi più antichi sono localmente riconosciuti.

Al di sopra del TGC, nella Piana Campana si estendono, con spessori estremamente variabili, i depositi della formazione del Tufo Giallo Napoletano (TGN), datati 15 Ka (Deino et alii, 2004). Il passaggio tra TGC e il TGN talora è marcato dalla presenza di un paleosuolo.

Il TGC ed il TGN rappresentano i principali depositi dei Campi Flegrei; essi sono facilmente riconoscibili in affioramento e all'interno di una sequenza di carotaggio. Talora è possibile riconoscere in alcune sequenze stratigrafiche prodotti piroclastici di eruzioni minori post-TGN: eruzione di Agnano-Monte Spina (4100 anni B.P.; de Vita et alii, 1998), eruzione di Astroni (3.800 anni B.P.; Di Vito et alii, 1999).

Il complesso vulcanico del Somma-Vesuvio, che occupa la porzione sud-orientale della Piana Campana, ha contribuito in maniera limitata e con alternanze di eruzioni effusive, di modesta entità con formazione di coni di scorie e colate laviche, eruzioni esplosive, di media entità, ed eruzioni esplosive di tipo pliniano.

Una stratigrafia dei principali eventi eruttivi vesuviani di dettaglio è proposta in Santacroce (1987). I prodotti del Somma-Vesuvio più antichi in affioramento sono datati 25 ka (eruzione di Codola); affiorano solo in zone distali rispetto al vulcano e coprono il deposito dell'Ignimbrite Campana, sotto forma di pomici da caduta. Nelle aree prossimali al vulcano, invece, i depositi più antichi affioranti lungo il versante settentrionale sono rappresentati dalle Lave del Somma, un'unità litostratigrafica costituita da una sequenza di colate laviche intervallate da livelli di scorie. Queste lave hanno un'età superiore a 17 ka (età del C14 di un paleosuolo ad esse sovrastanti; Delibrias et alii, 1979).

Sul Complesso delle Lave del Somma, si ritrova il Complesso delle Piroclastiti del Somma-Vesuvio, costituito da prodotti vulcanoclastici rappresentati da pomici da caduta e dai prodotti lapillici e cineritici della Formazione di Sarno (età: ca. 17 ka b.p.; Rolandi, 1997), di Ottaviano (pomici di Mercato; età: ca. 8 ka b.p.; Rolandi et alii, 1993), di Avellino (età: ca. 3,6 ka b.p.; Delibrias et alii, 1979) e i depositi legati all'attività del 79 d.C. e del 472 d.C. (Rolandi et alii, 1998). Nel settore settentrionale del Somma il Complesso delle Piroclastiti del Somma-Vesuvio presenta spessori medi di 25 m (Bellucci, 1998).

3.1. Aspetti idrogeologici

La Piana Campana, nel suo complesso, presenta un assetto stratigrafico che vede, al di sopra del substrato ribassato, depositi limo-sabbiosi e limo-argillosi di ambiente marino-transizionale passanti a depositi alluvionali costituiti da piroclastiti sciolte, rimaneggiate, con granulometria da sabbioso-grossolana a limo-argillosa, a profondità anche superiori ai 200 metri, e con spessori di oltre 150 metri.

Al di sopra di queste unità si rinvengono in tutta la piana i depositi del Tufo Grigio Campano, tranne in una stretta fascia nei pressi del basso corso del fiume Volturno, in corrispondenza della depressione del Volla, nella zona di Marigliano, ed in un'area ristretta dell'Alveo dei Camaldoli. Gli spessori massimi si registrano nella zona di Caserta (70 m ca.).

Seguono i depositi ascritti al Tufo Giallo Napoletano, in facies litoide e/o pozzolanica. Terreni sciolti piroclastici ed alluvionali limo-sabbiosi recenti, talora con torba nelle zone del basso Volturno, dei Regi Lagni e del Fosso Volla, si distribuiscono con spessore variabile da qualche metro a 15–20 metri sulle precedenti vulcanoclastiti, sostituiti verso mare da depositi prevalentemente sabbiosi, dunari e di spiaggia, e depositi limo argillosi di interduna.

Questo assetto stratigrafico definisce due acquiferi sovrapposti separati dal livello di Ignimbrite Campana, che a seconda del suo spessore e della sua integrità litica conferisce caratteristiche generali di confinamento, ed a luoghi caratteristiche di semiconfinamento (zona di Acerra), o non confinamento (basso Volturno, Marigliano, fosso Volla) all'acquifero inferiore, che è anche l'acquifero principale, alimentato attraverso travasi sotterranei dai rilievi carbonatici.

Bellucci et alii (1990) nel settore della Piana a NE di Napoli riconoscono l'acquifero principale in pressione alla base dell'Ignimbrite Campana in tutta la zona tranne che nel settore di Marigliano, dove, mancando l'Ignimbrite Campana, il complesso assume carattere di acquifero libero. La presenza di uno spartiacque tra Canello e Casoria determina che le direzioni dei flussi sia orientata verso la Depressione del Sebeto (Fosso Volla). Apporti sotterranei significativi alla Depressione pervengono anche dai corpi idrici dell'area collinare di Napoli e del Somma-Vesuvio. Nel settore settentrionale del territorio comunale di Casalnuovo la falda idrica è attestata tra i 17 e 15 metri s.l.m. determinando valori di soggiacenza compresi tra i 10 metri, nel settore nord orientale, e zero in corrispondenza del Fosso di Volla, ma raggiungendo valori di 15 metri in corrispondenza centro storico e 16 m a Tavernanova (Figura 3). La direzione del deflusso idrico sotterraneo è da NE verso SO.

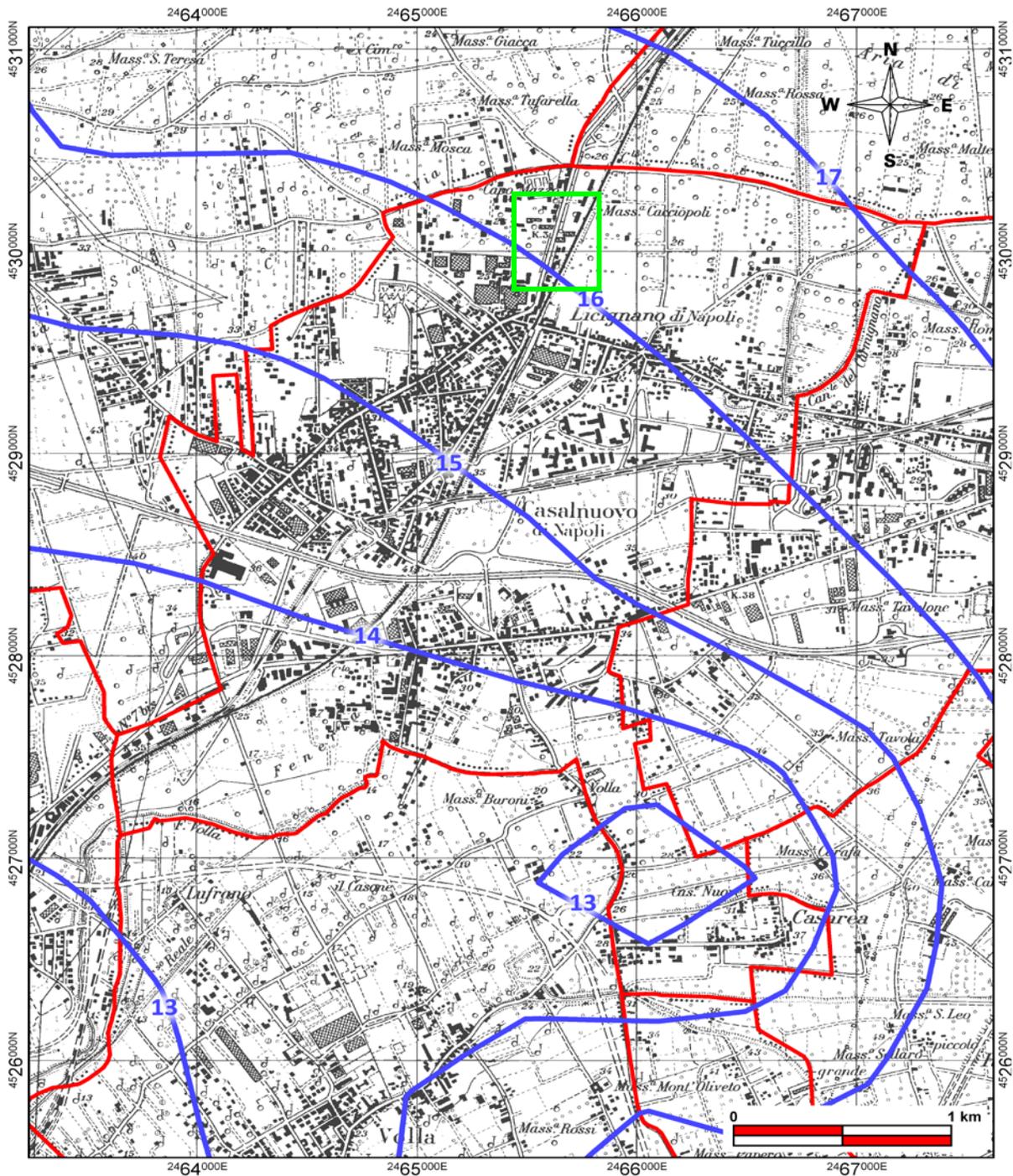


Figura 3. Stralcio della Carta della Piezometria della falda principale (da AA.VV., 2004).

4. INDAGINI GEOFISICHE

Come detto in precedenza, le indagini geofisiche sono consistite nella esecuzione di rilievi georadar e geoelettrici

4.1. Rilievi Georadar (GPR)

Lo scopo di questa campagna è stato quello di investigare i primi 4-5 metri del sottosuolo per determinare la geometria e la natura degli strati superficiali e di fornire le caratteristiche giaciture dei terreni presenti nell'area investigata. La strumentazione utilizzata risulta essere molto utile in questa tipologia di acquisizione in quanto possiede un elevato potere risolutivo, è un sistema molto veloce e non invasivo nello studio del sottosuolo ed inoltre permette di costruire modelli 2D.

Sono stati realizzati N. 26 profili la cui ubicazione è riportata in figura 4.

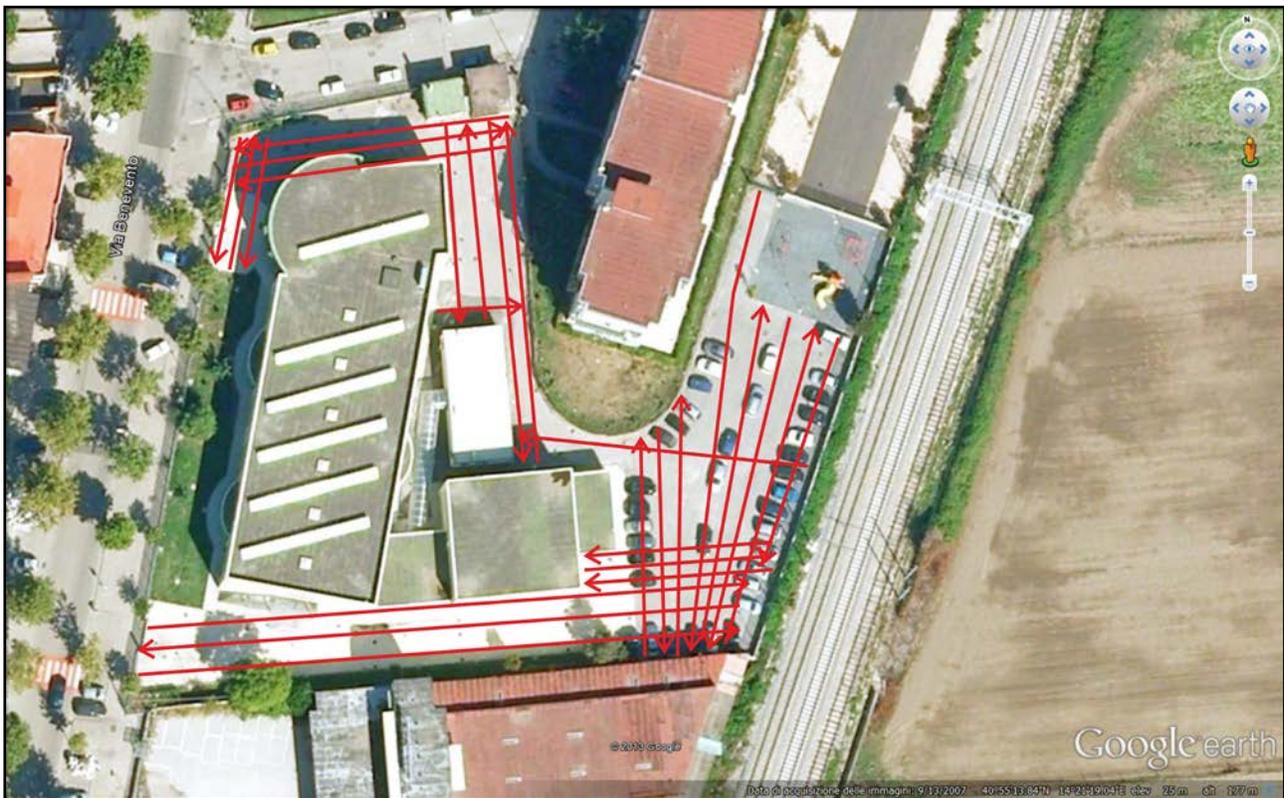


Figura 4. Immagine da Google Earth con ubicazione dei profili georadar.

4.1.1. Metodologia e strumentazione

Il sistema GPR è costituito da un'apparecchiatura ricetrasmittente in grado di inviare impulsi elettromagnetici e di ricevere il relativo eco riflesso dalle superfici di discontinuità di materiali a diverse caratteristiche fisico-elettriche, presenti all'interno del mezzo indagato (stratificazioni di materiali, fatturazioni, cavità, etc). Il GPR si basa sulla trasmissione di impulsi elettro-magnetici nel terreno e sui fenomeni di riflessione e rifrazione che essi subiscono durante la propagazione quando incontrano elementi di discontinuità elettromagnetica e geometrica nel sottosuolo. Le discontinuità dove si verificano riflessioni sono caratterizzate da variazioni delle proprietà elettriche del terreno, spesso correlabili a variazioni del contenuto d'acqua o a cambiamenti litologici. In generale, tali riflessioni possono anche essere generate all'interfaccia tra un oggetto archeologico e il terreno circostante oppure in corrispondenza di spazi vuoti nel terreno, come quelli che si possono incontrare negli scavi, cavità, tunnel ecc...

Particolari caratteristiche distintive dell'utilizzo di tale metodologia di indagine geofisica sono:

- Tipologia di indagine non distruttiva e non invasiva;
- Velocità di esecuzione;
- Elevata probabilità di rivelazione degli oggetti nascosti;
- Elevata risoluzione e precisione di localizzazione;
- Possibilità di operare in zone antropizzate;
- Maneggevolezza nell'utilizzo e nel trasporto;
- Possibilità di ottenere informazioni in real time.

Lo strumento si compone principalmente di un'antenna (Figura 5) che trasmette gli impulsi elettromagnetici nel sottosuolo e li riceve dopo il loro percorso di ritorno. L'antenna viene fatta scorrere sulla superficie da investigare in modo da seguire degli allineamenti sul terreno per ognuno dei quali viene immagazzinato nell'unità centrale un profilo radar che rappresenta in sezione il terreno sottostante, visibile su un monitor al tempo stesso dell'acquisizione.

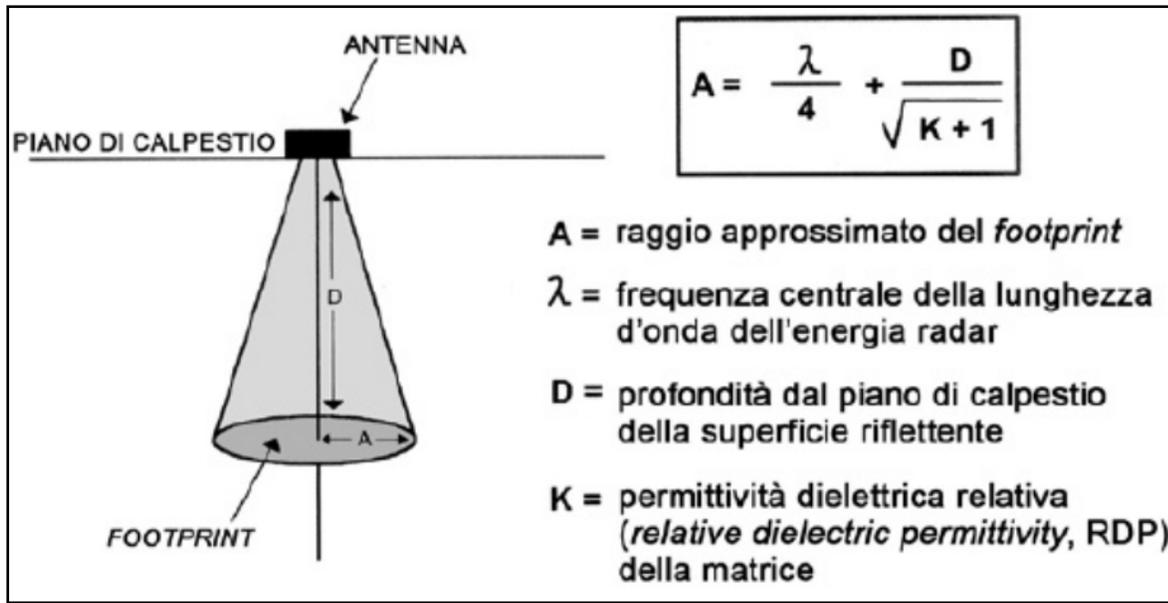


Figura 5. Le onde GPR prodotte da un'antenna standard irradiano energia radar nel terreno attraverso un cono ellittico il cui apice è al centro dell'antenna trasmittente. Questo cono ellittico di trasmissione è generalmente allungato e parallelo alla direzione di moto dell'antenna lungo la superficie del terreno.

Nello specifico, il profilo radar corrisponde a una sezione di tempi radar, poiché lo strumento misura il tempo in andata e ritorno impiegato da ciascun impulso per andare dall'antenna trasmittente al target sepolto e ritornare al ricevitore. La grandezza fisica misurata dal georadar è la permittività dielettrica, che è la capacità di un materiale di immagazzinare e poi restituire energia elettromagnetica quando ad esso è applicato un campo elettro-magnetico, e da cui dipende la velocità di propagazione degli impulsi elettro-magnetici nei mezzi attraversati.

La profondità cui l'energia elettromagnetica può penetrare e la risoluzione che ci si può aspettare nel sottosuolo sono parzialmente controllati dalla frequenza centrale del pacchetto d'onde radar trasmesso. La banda di frequenza delle antenne normalmente utilizzate varia da circa 10 MHz a 2000 MHz. Nel metodo GPR le antenne radar sono spostate sul terreno ed è possibile acquisire in continuo (Time mode) o in distanza (Distance mode): nel primo caso il sistema emette e riceve continuamente gli impulsi radar, nel secondo invece il sistema è capace di trasformare la velocità di trascinamento dell'antenna in distanze lineari. In entrambi i modi si ottengono profili bidimensionali che contengono un gran numero di riflessioni.

In generale i sistemi GPR usano antenne a dipolo che hanno una larghezza di banda di due ottave, ciò significa che le frequenze variano tra 1/2 e 2 volte la frequenza dominante.

Nella nostra prospezione è stata utilizzata una antenna Radar GSSI SIR-3000 con una frequenza di 270 MHz di centro banda; la larghezza della banda varia da circa 135 a 540 MHz. Tali frequenze permettono di ispezionare il sottosuolo tra circa 0 e 6 m di profondità. L'acquisizione è avvenuta in modalità "Distance mode".

In generale, più è grande la profondità necessaria per l'investigazione, più è bassa la frequenza dell'antenna che dovrebbe essere utilizzata, ma ciò comporta una risoluzione minore. Esiste quindi una sorta di proporzionalità inversa tra la profondità di penetrazione e la risoluzione.

Inoltre, la profondità di penetrazione e la risoluzione sono molto variabili e dipendono da molti fattori come la composizione del terreno di copertura, la porosità e la quantità di umidità trattenuta.

Il sistema GPR può essere suddiviso in quattro unità principali:

1. Unità di controllo;
2. Unità di visualizzazione;
3. Unità di trasmissione;
4. Unità di ricezione.

L'unità di controllo è costituita dal processore TerraSirch3000© della GSSI (Figura 6). Tale dispositivo permette di impostare manualmente i parametri di base prima di iniziare il lavoro, quali: Time window, Sample per scan, Numero di Scan/Unità, Gain function, Filtri, Stacking. Lo strumento, produce un impulso elettrico ad alto voltaggio che viene inviato, via cavo, all'antenna trasmittente che amplifica il voltaggio e forma l'impulso che è poi emesso dall'antenna.



Figura 6. Unità di *visualizzazione* GSSI 3000

Nella tabella 2 seguente vengono riportati i principali parametri d'acquisizione.

Scala orizzontale	Parametri
Scans / sec	100.00
Scans / Unit (m)	50.00
Unit/Mark (m)	2.00
Scala Verticale	Parametri
Samps / Scan	512
Bits / Sample	16
Costante Dielettrica	8

Tabella 2: principali parametri d'acquisizione

L'unità di visualizzazione, è la parte del sistema georadar che oltre la possibilità di vedere in real-time le riflessioni GPR e di configurare i parametri necessari per la visualizzazione delle tracce registrate (es: color scan e wiggle-trace). In questo modo è stato possibile gestire i parametri d'acquisizione e valutare interattivamente la qualità dei dati acquisiti.

Le unità di trasmissione e ricezione sono costituite da antenne, che possono operare in modalità monostatica e bistatica. Un'antenna standard a dipolo consiste di una sottile lamina di rame a forma di arco annodato che irradia impulsi elettromagnetici nel terreno. L'energia è applicata attraverso impulsi al centro dell'arco. La corrente elettrica applicata viaggia avanti e indietro dal centro dell'antenna ai lati della lamina di rame creando un campo elettromagnetico.

Questa energia radar è poi irradiata dal centro dell'antenna verso il basso dove avviene l'accoppiamento con il terreno. Le antenne radar sono connesse all'unità di controllo da un cavo in maniera tale che l'energia intercettata dall'antenna ricevente sia registrata in forma digitale.

4.1.2. Elaborazione dei dati

L'area di studio è stata investigata mediante 26 profili radar con lunghezze variabili da circa 11 m fino ad un massimo di circa 85 m per un totale di oltre 1000 m lineari di indagini.

L'elaborazione dei dati GPR è stata eseguita secondo la sequenza:

Correzione orientamento e assegnazione coordinate ai profili. Inserimento delle coordinate per dare la giusta direzione e posizione dei radargrammi.

Move Start Time. Individuazione dell'istante zero: tempo in cui l'onda incontra la superficie del terreno ed eliminazione dell'onda in aria.

Dewow: rimozione dei segnali a bassa frequenza indotti dal sistema GPR;

Background Removal. Filtro 2D per la soppressione dei segnali orizzontali ed enfaticizzazione di quelli iperbolici, che rappresentano punti di discontinuità.

Linear Gain e Smoothed Gain. Enfaticizzazione dei segnali a bassa ampiezza rispetto quelli di maggiore ampiezza.

Band Pass Frequency. Filtro 1D centrato sulla frequenza di picco per la soppressione del rumore con diverso contenuto di frequenza.

Analisi delle Iperboli. Calcolo della velocità di propagazione e visualizzazione dei radargrammi in funzione della profondità.

Deconvoluzione Spiking e/o predittiva. Aumento del contenuto in frequenza (e conseguentemente la risoluzione verticale) del segnale ed attenuazione delle riverberazioni e delle multiple, a favore degli eventi riflessi primari.

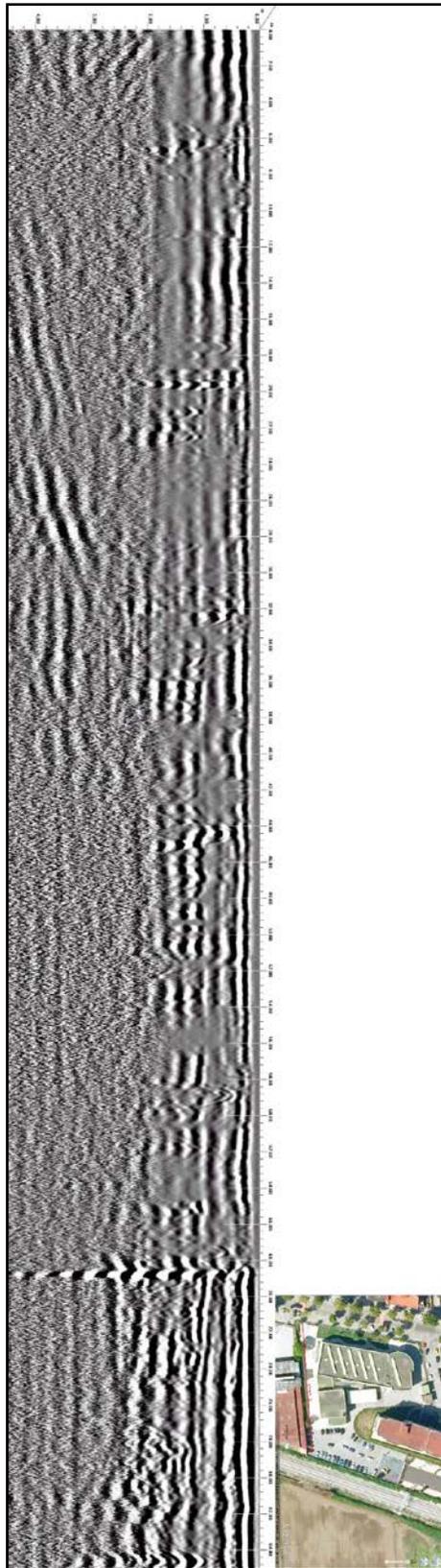
4.1.3. Analisi dei dati

Dall'analisi delle linee radar eseguite nelle aree circostanti l'edificio scolastico, si rileva che:

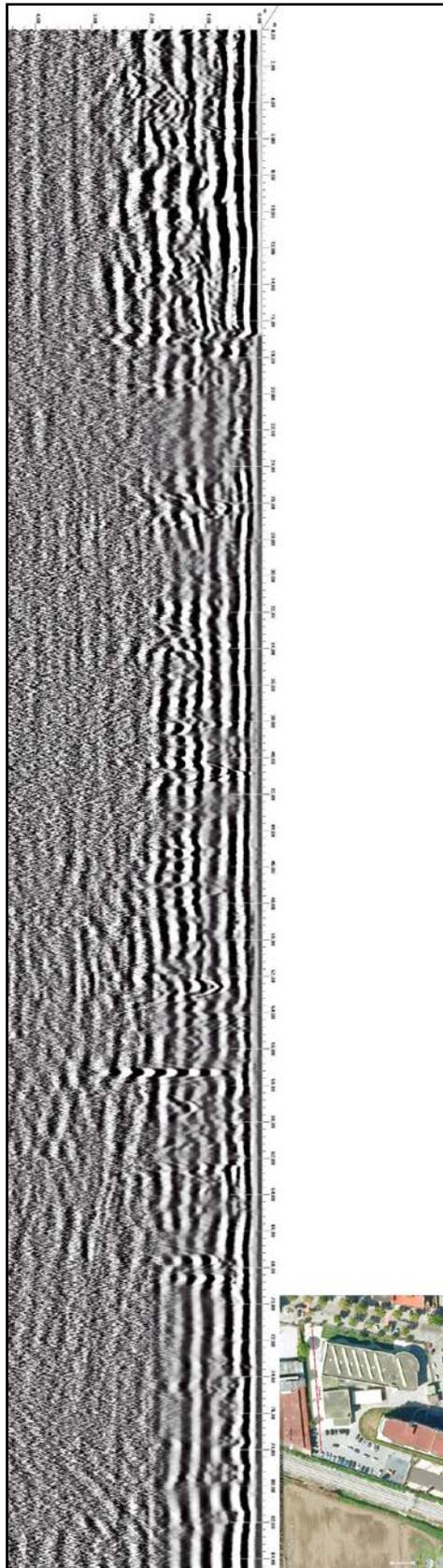
I primi 2 metri di sottosuolo sono costituiti da terreni prevalentemente di riporto con presenza di iperboli di diffrazione legati a movimenti di terra connessi alla posa in opera di sottoservizi.

Non si evidenzia, fino alla profondità di circa 5 metri dal piano campagna, la presenza di vuoti connessi con l'innalzamento della falda idrica.

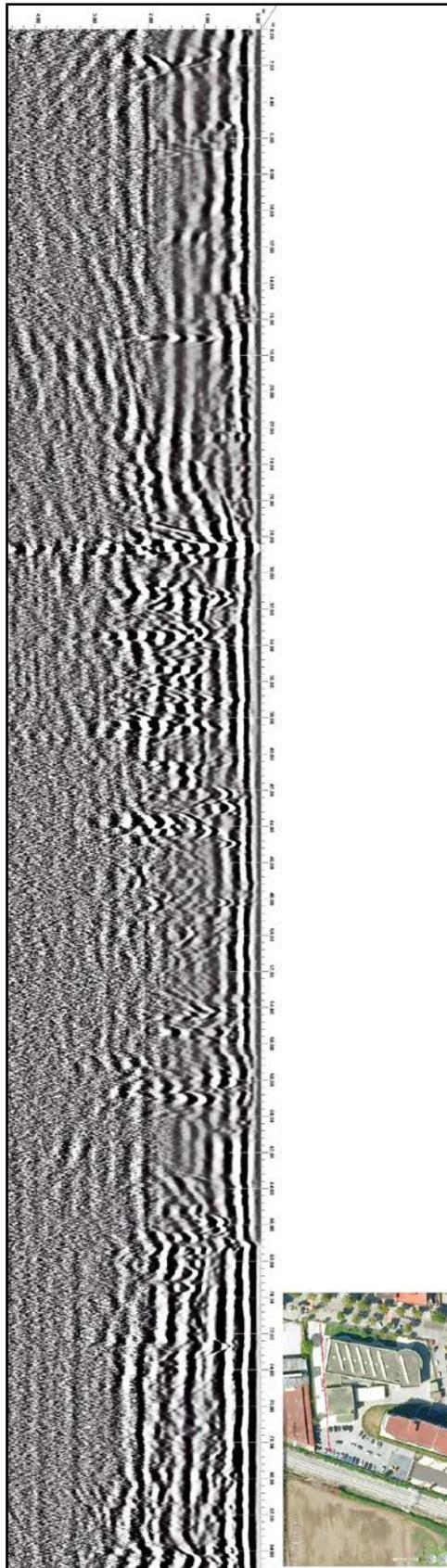
Di seguito le sezioni georadar con la ubicazione delle stesse:



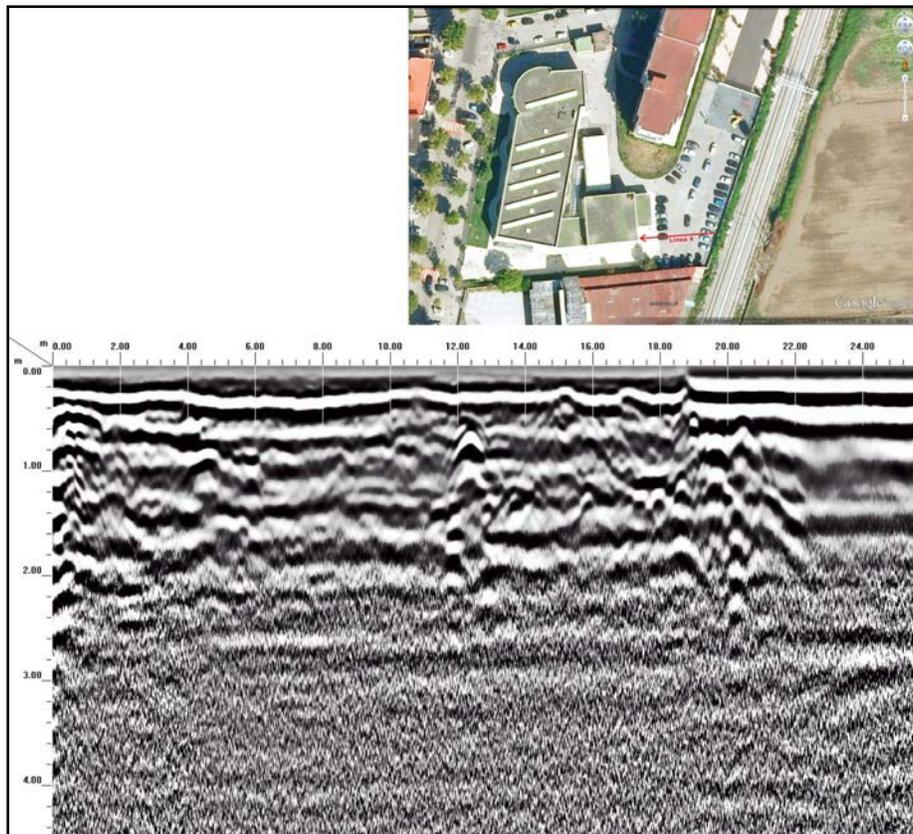
Sezione georadar N. 1.



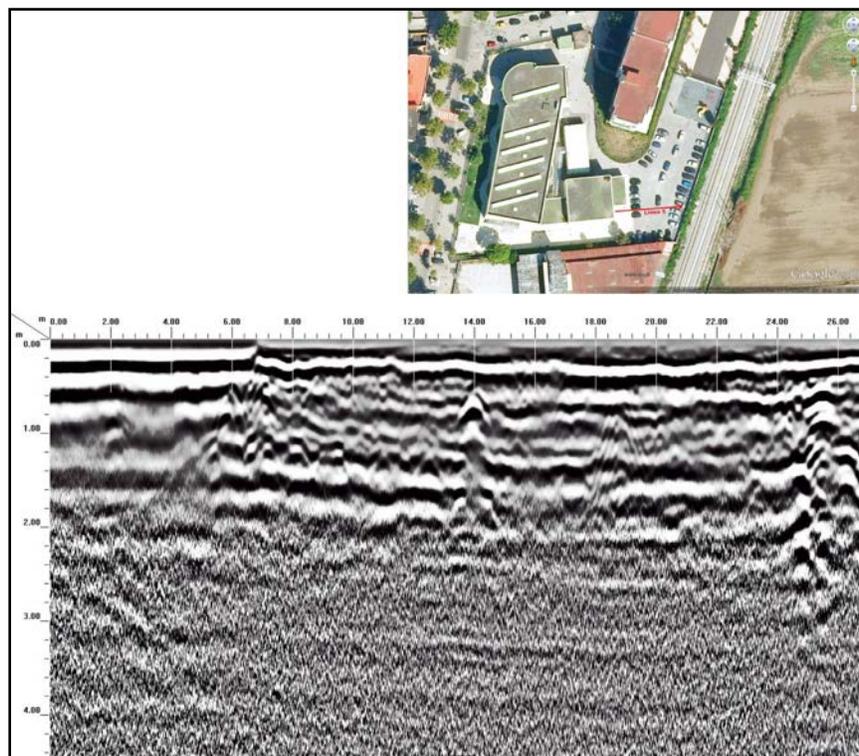
Sezione georadar N. 2



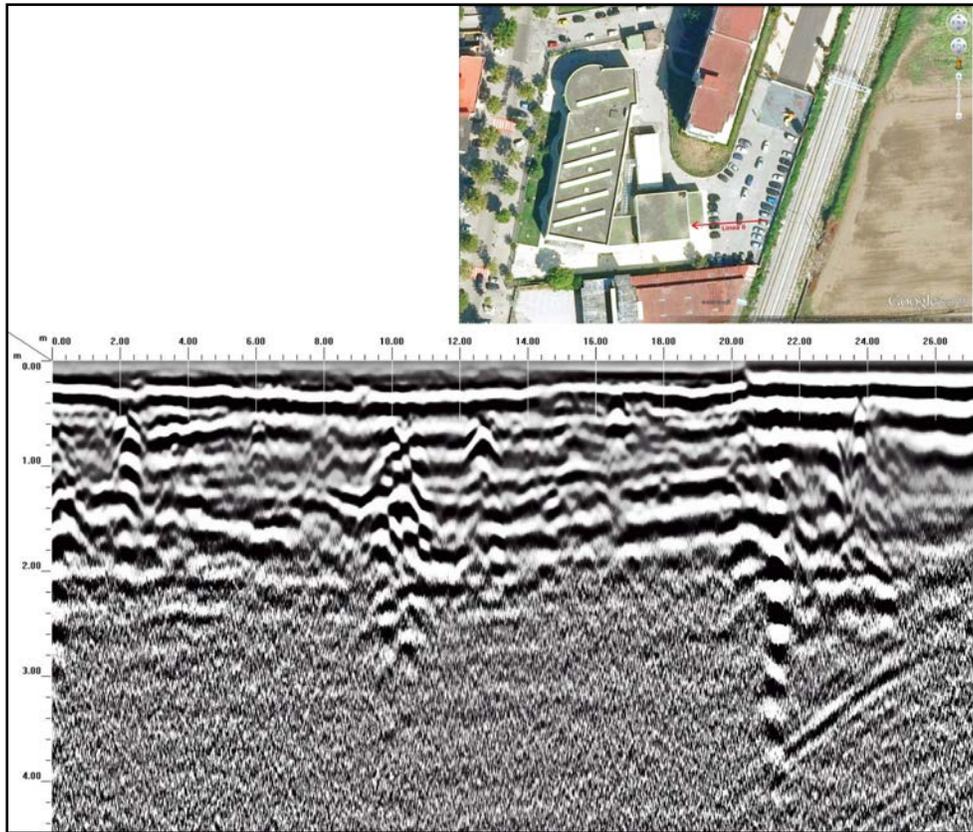
Sezione georadar N. 3



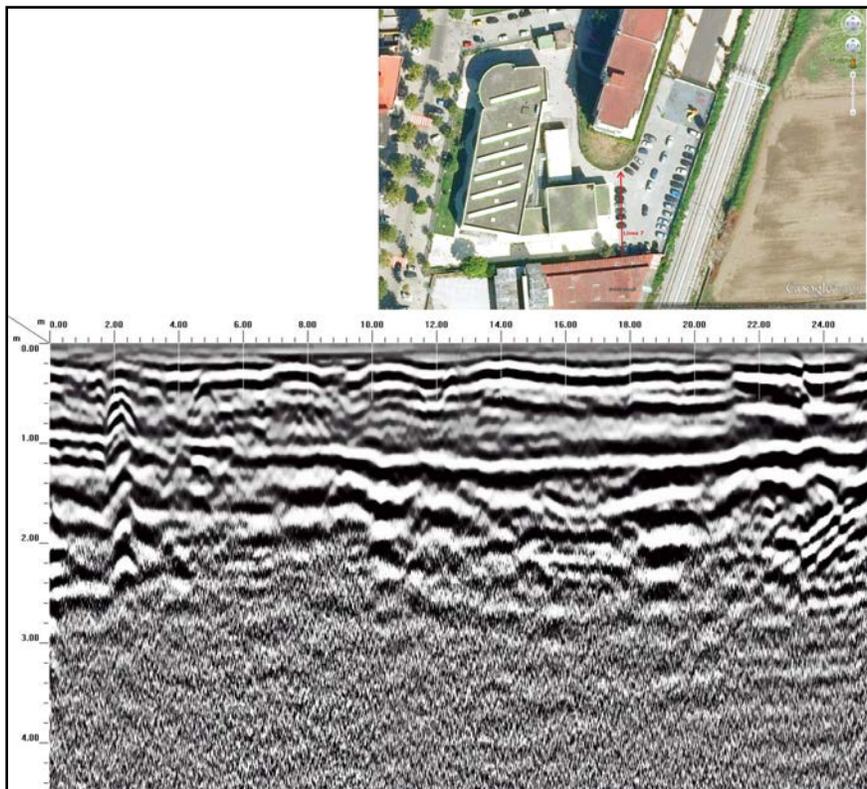
Sezione georadar N. 4



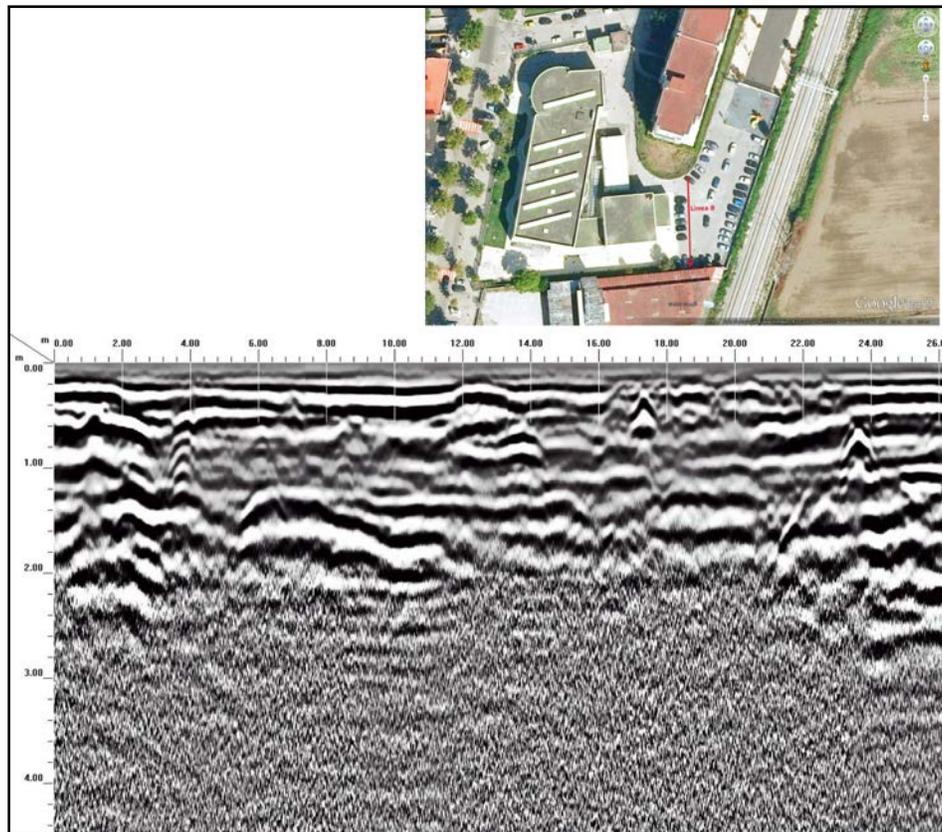
Sezione georadar N. 5



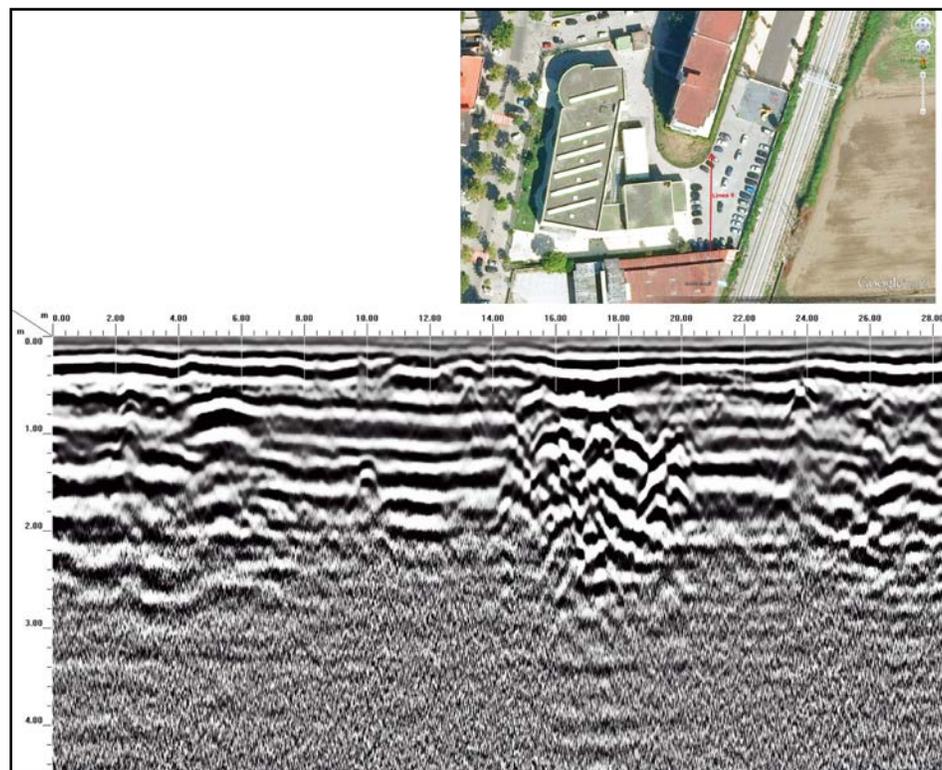
Sezione georadar N. 6



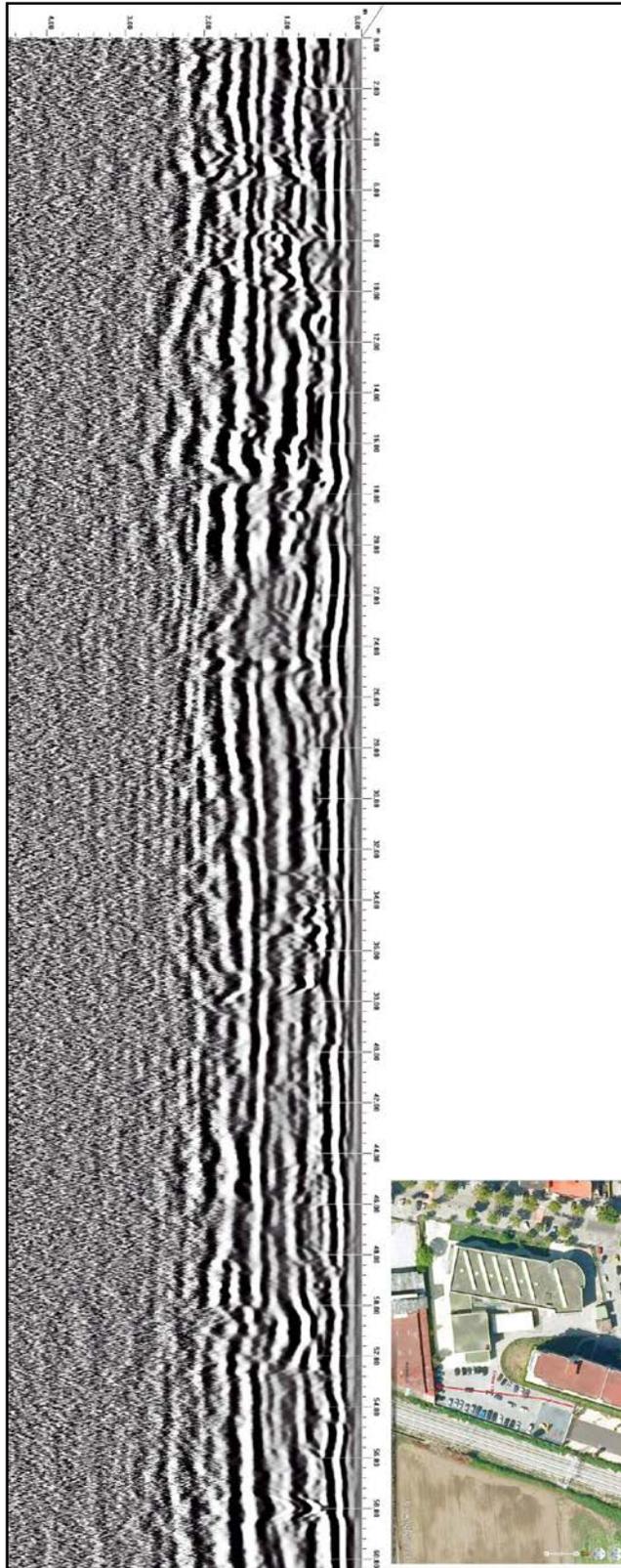
Sezione georadar N. 7



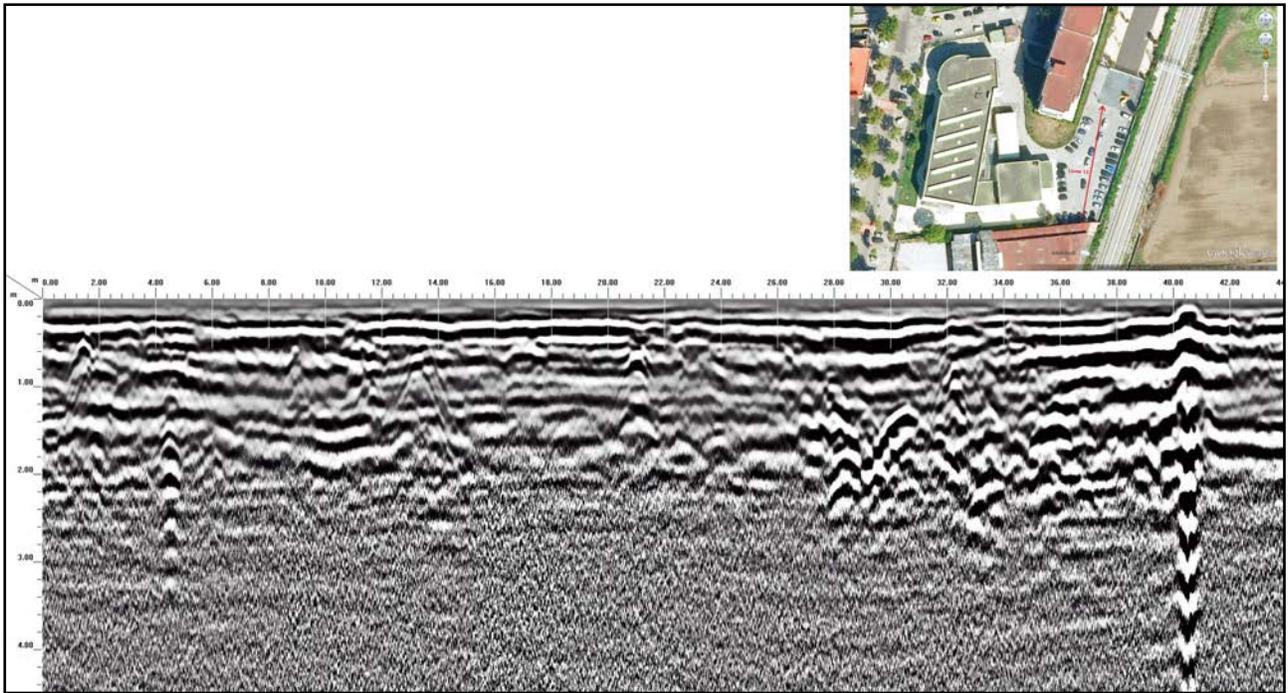
Sezione georadar N. 8



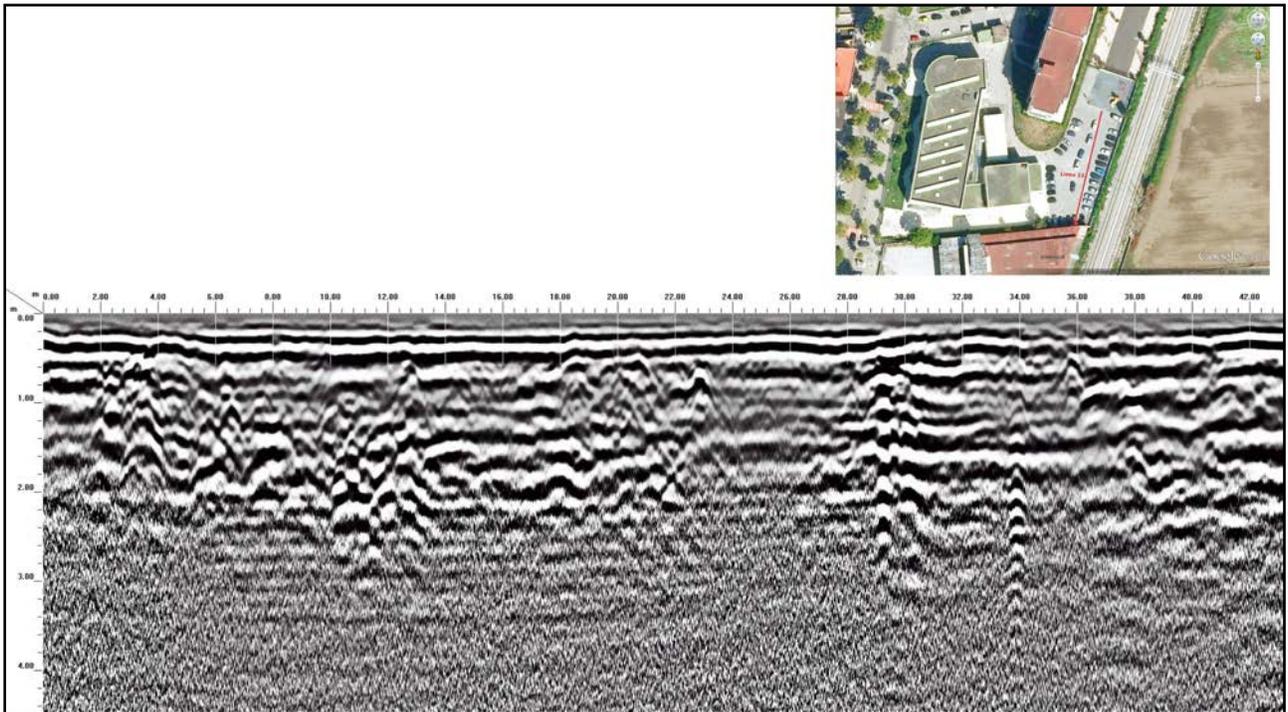
Sezione georadar N. 9



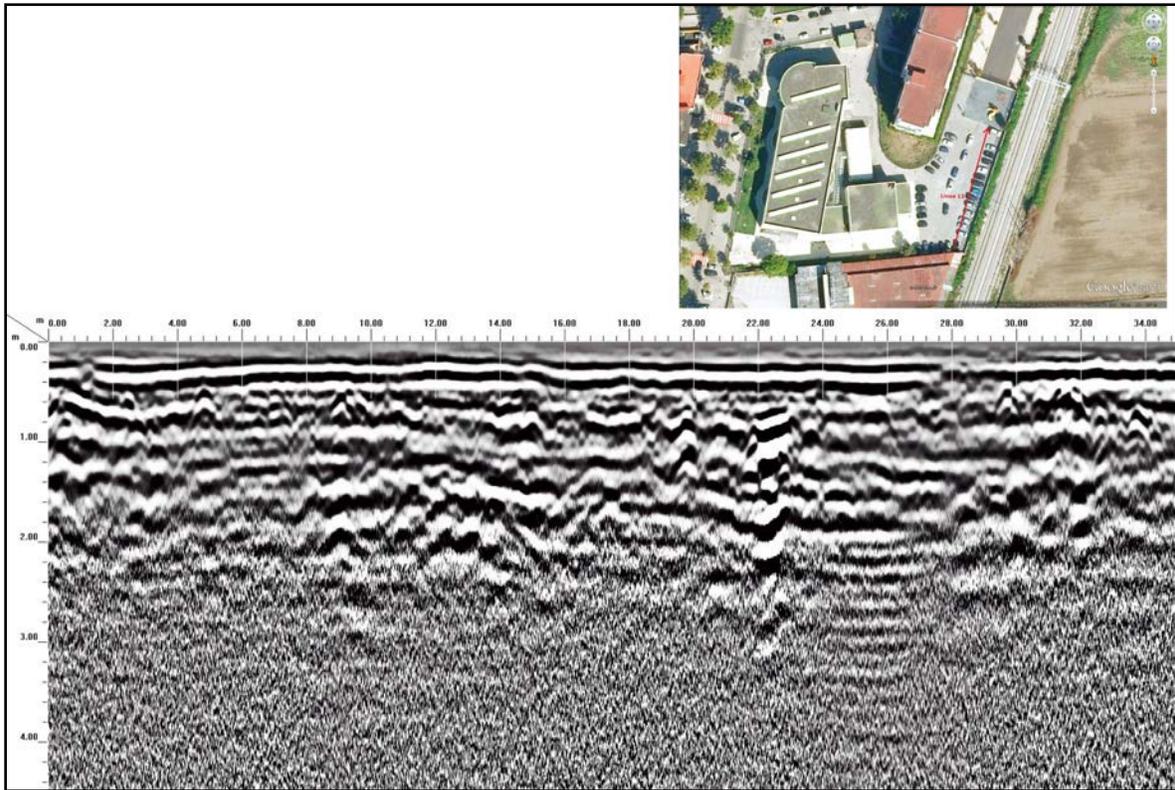
Sezione georadar N. 10



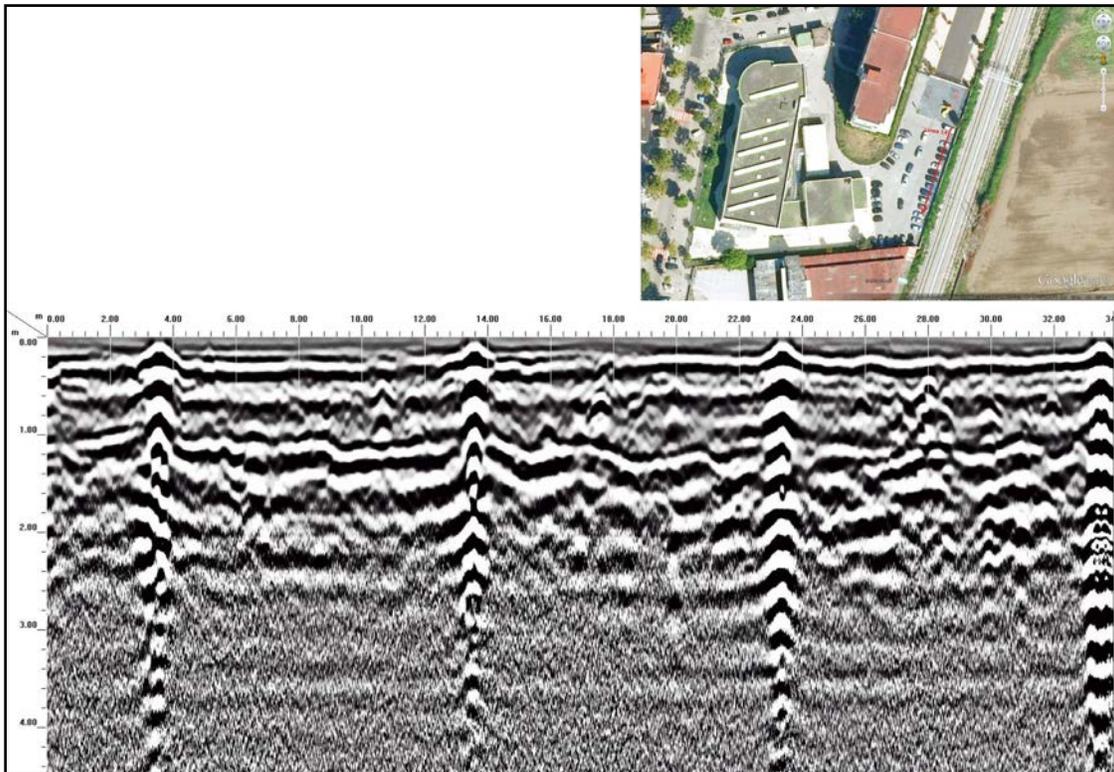
Sezione georadar N. 11



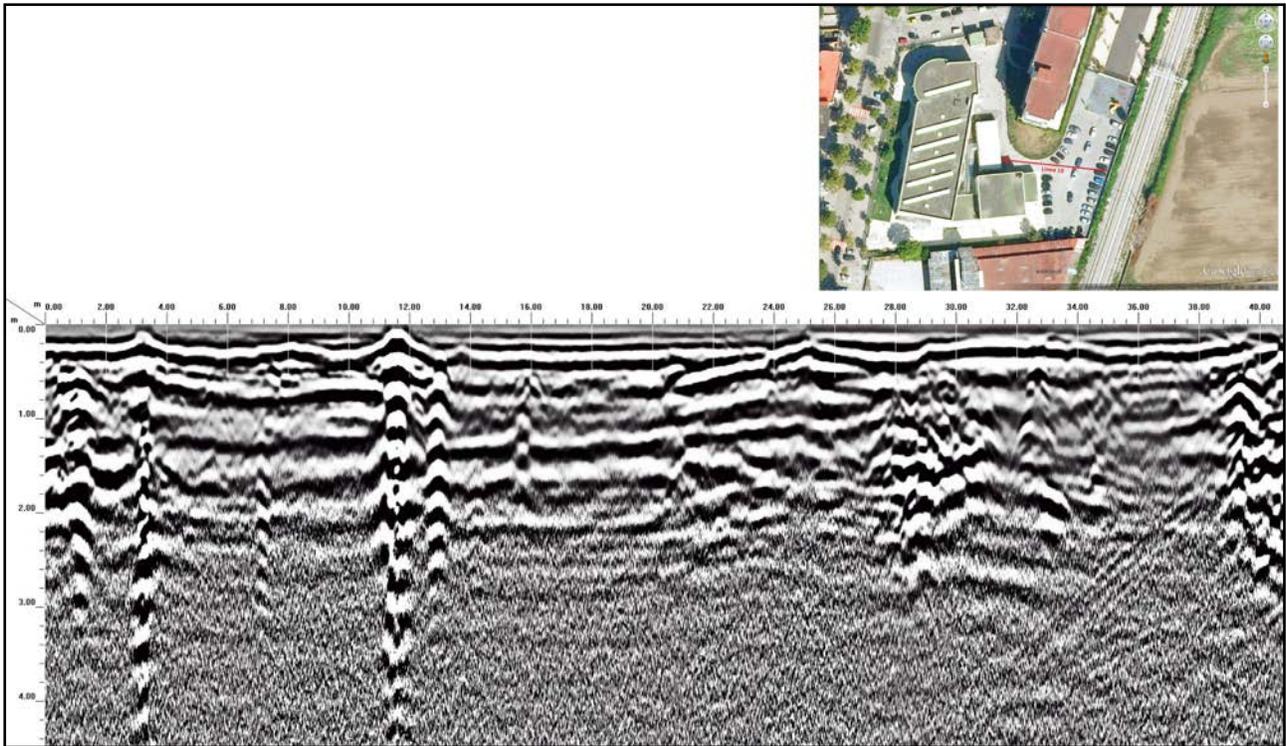
Sezione georadar N. 12



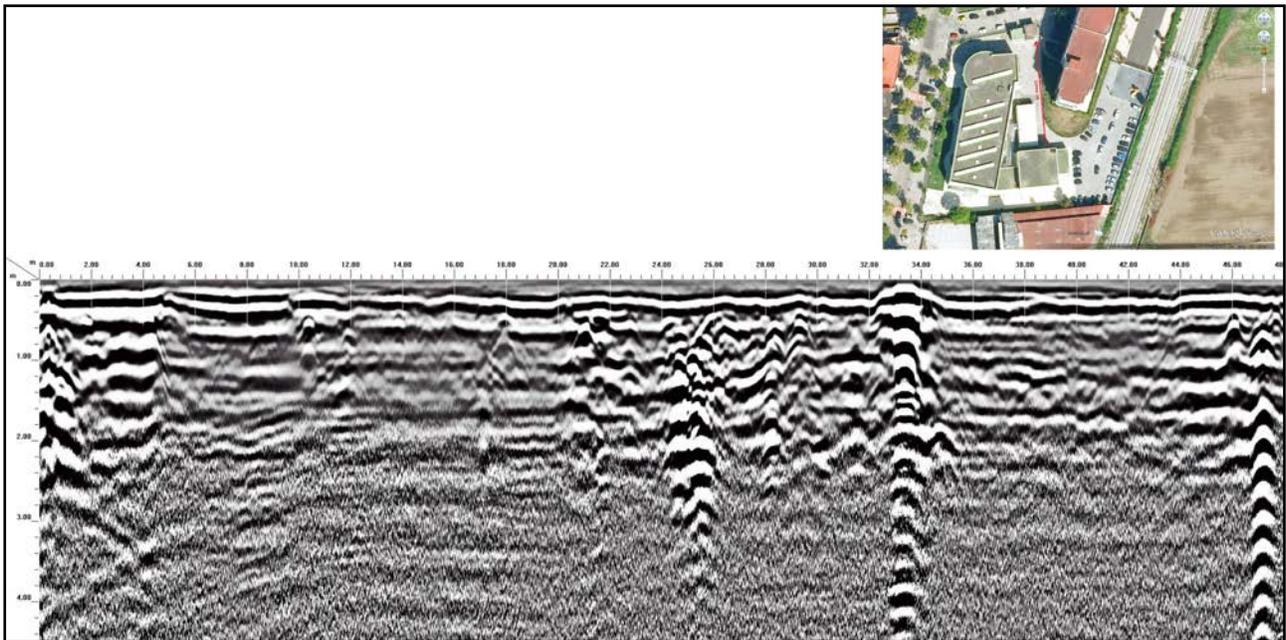
Sezione georadar N. 13



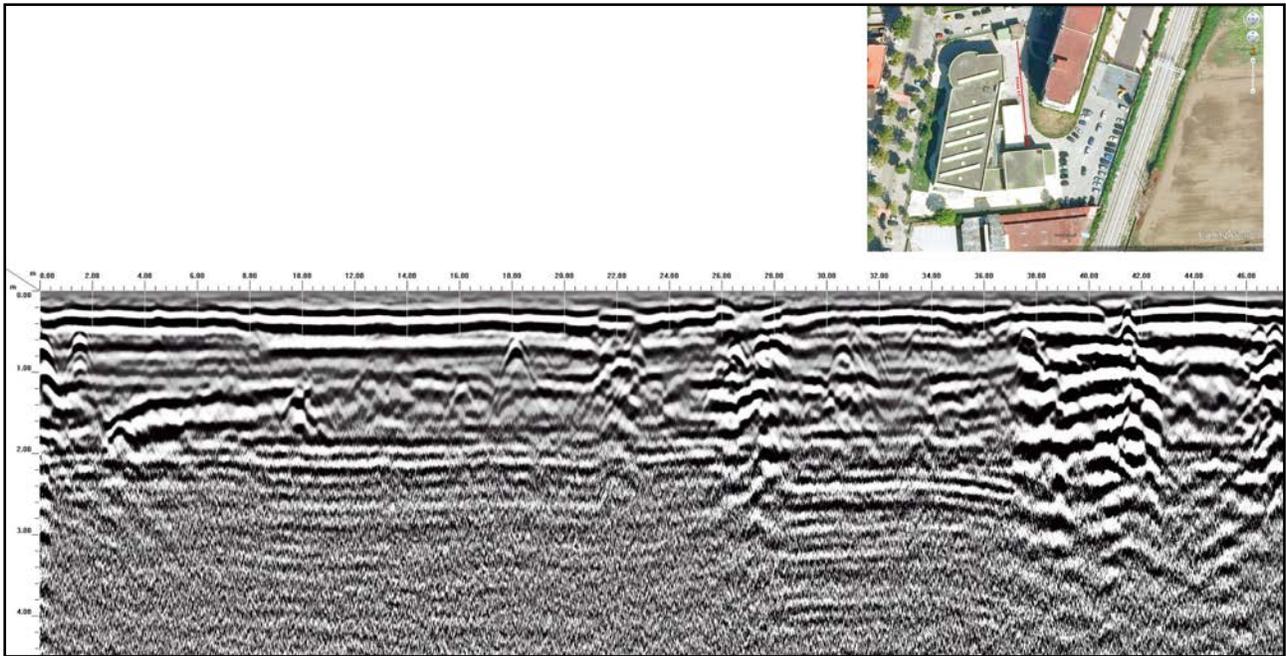
Sezione georadar N. 14



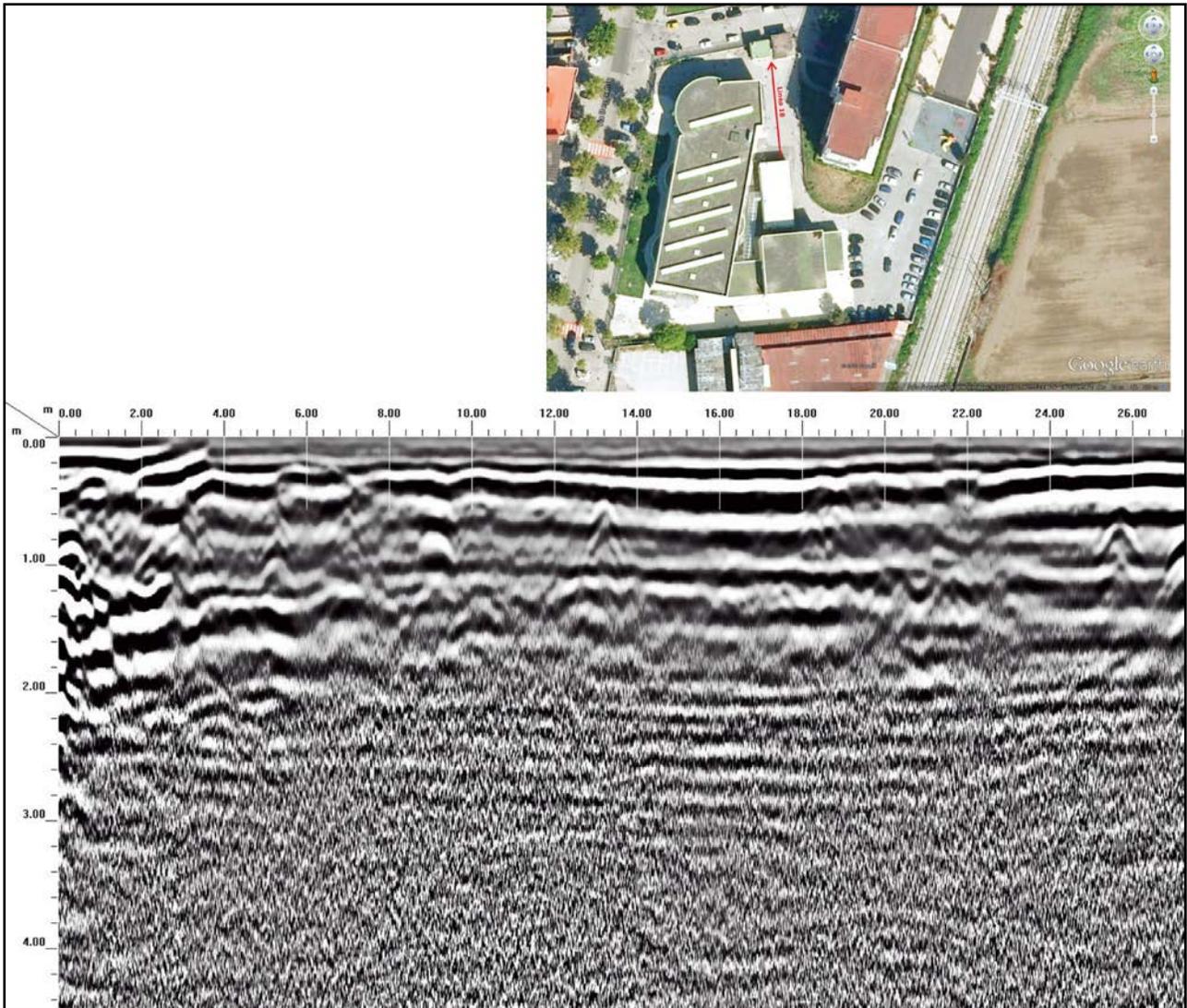
Sezione georadar N. 15



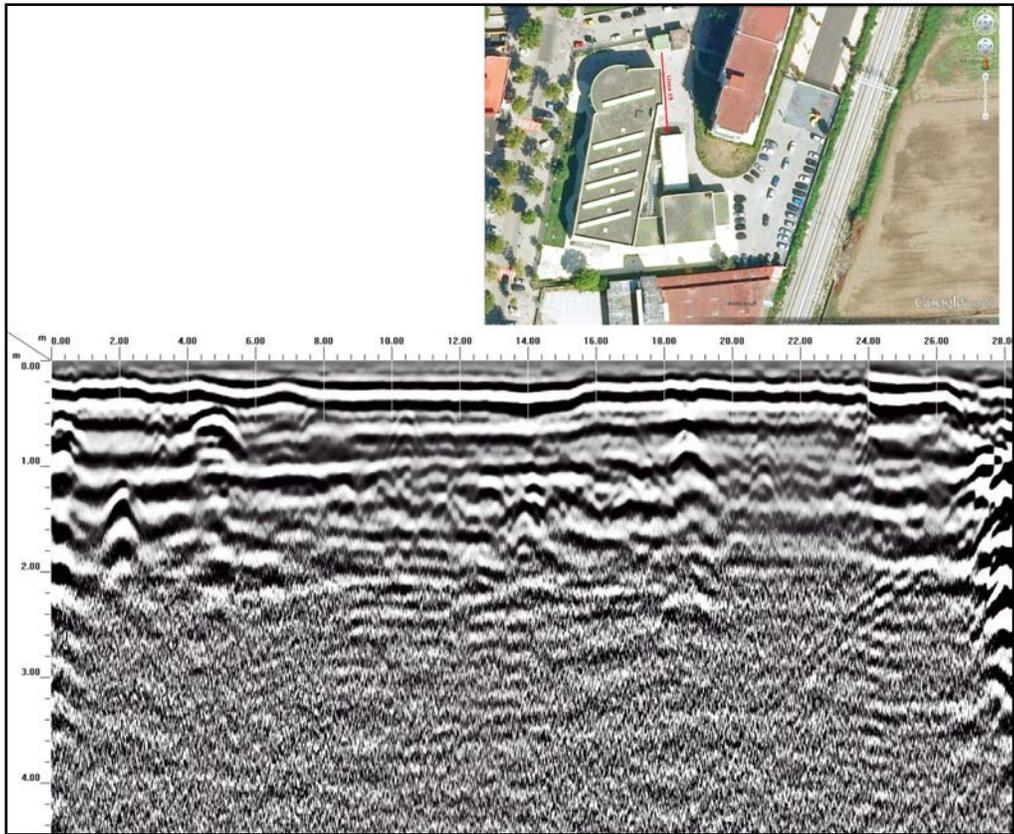
Sezione georadar N. 16



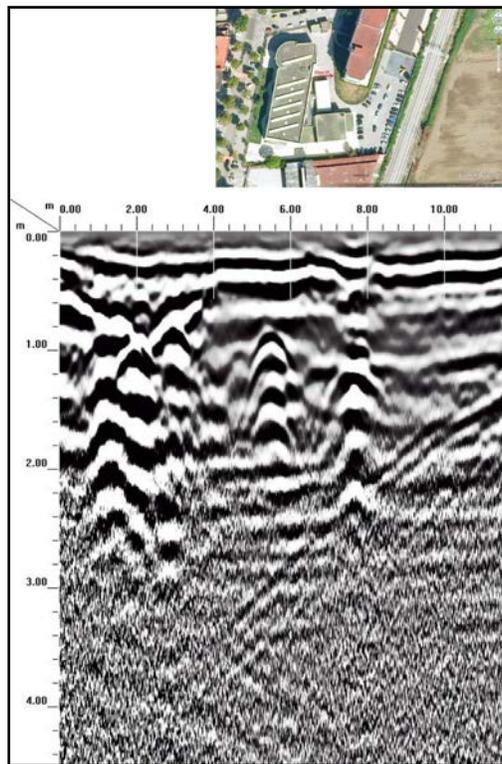
Sezione georadar N. 17



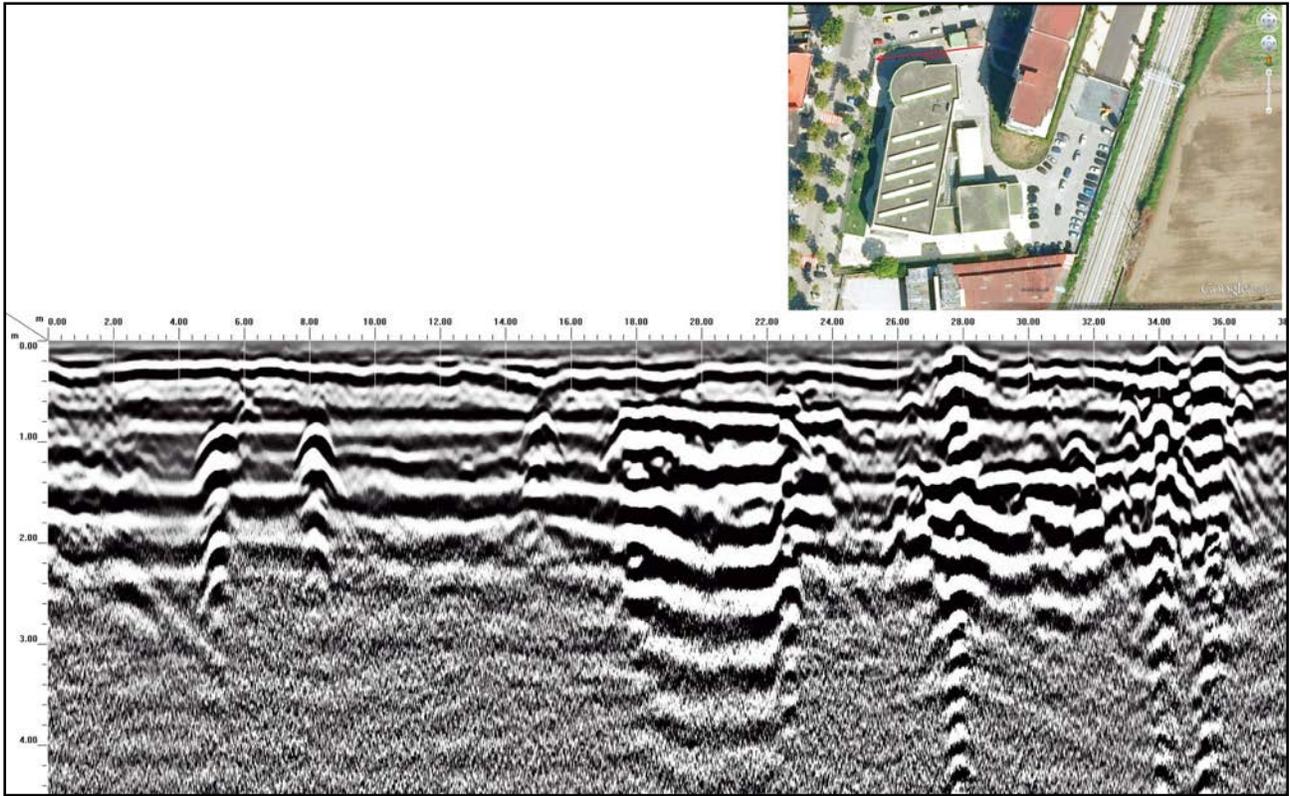
Sezione georadar N. 18



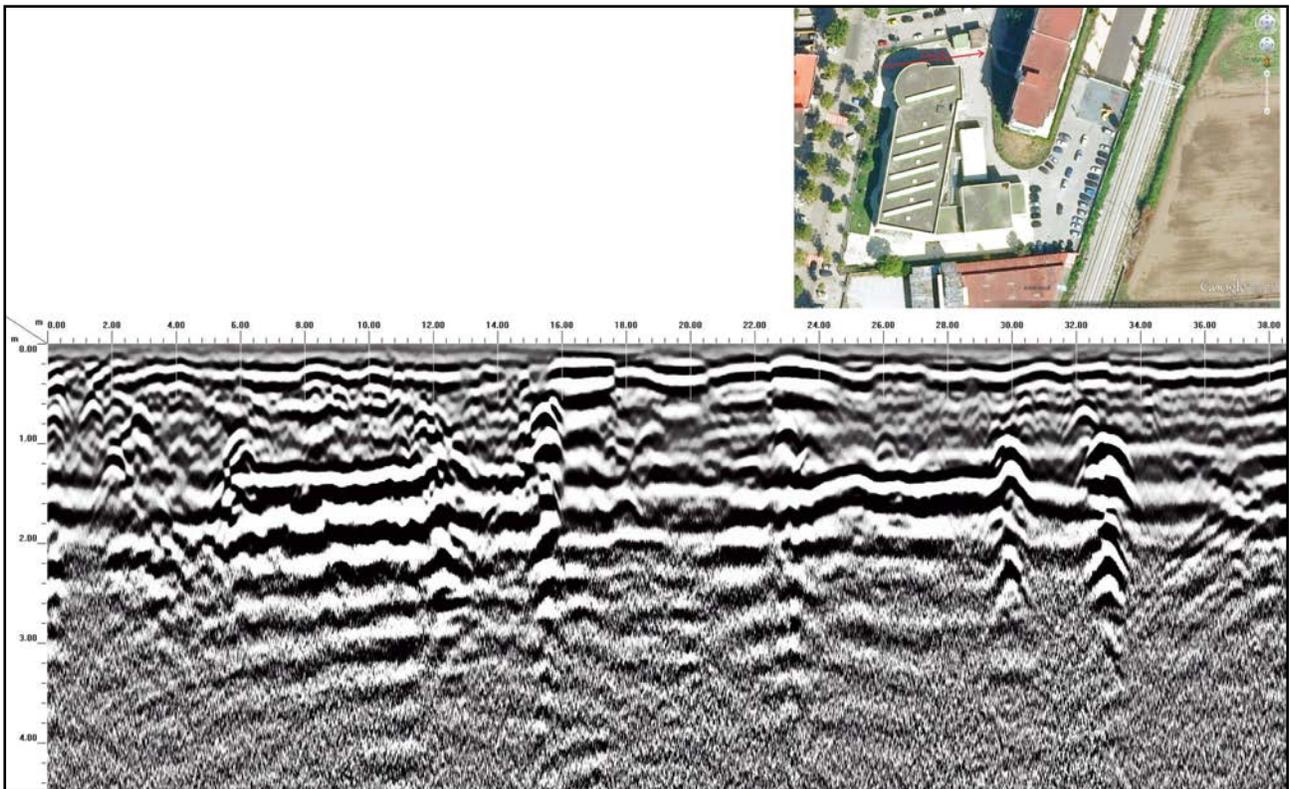
Sezione georadar N. 19



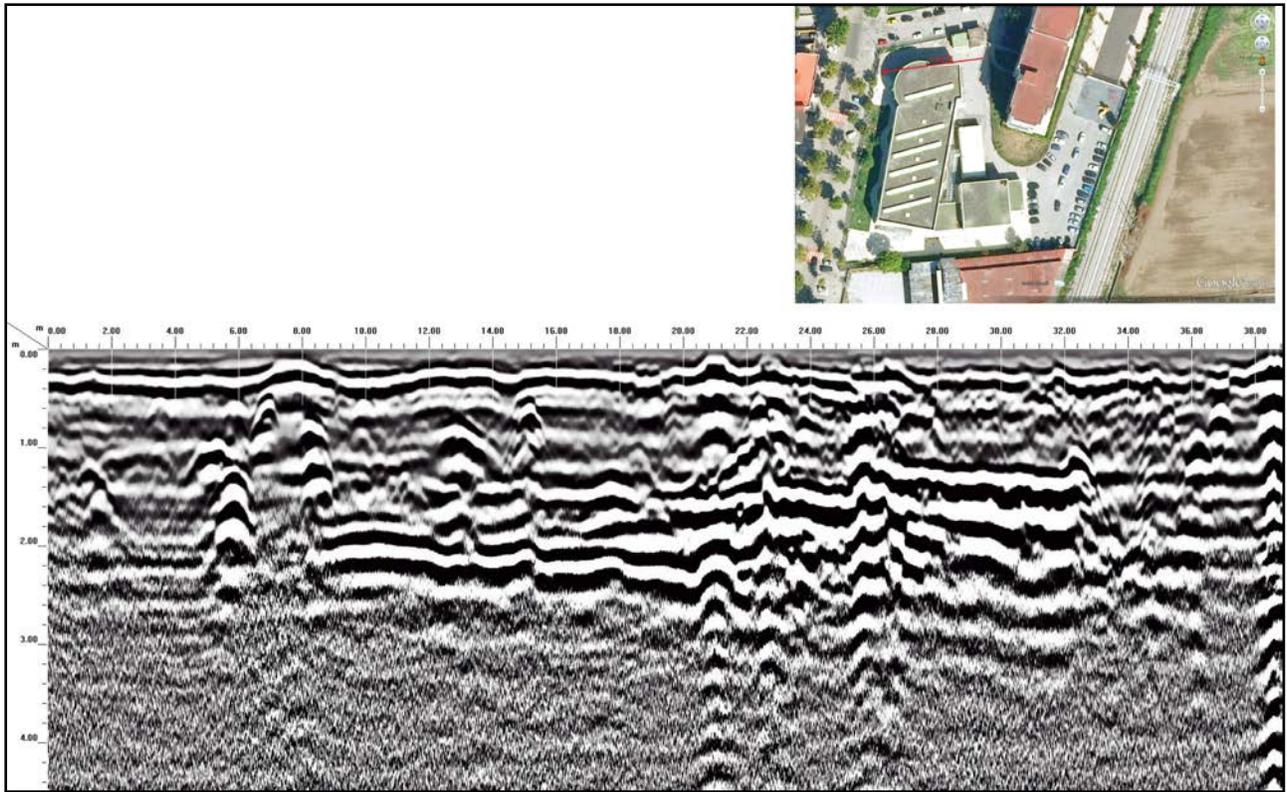
Sezione georadar N. 20



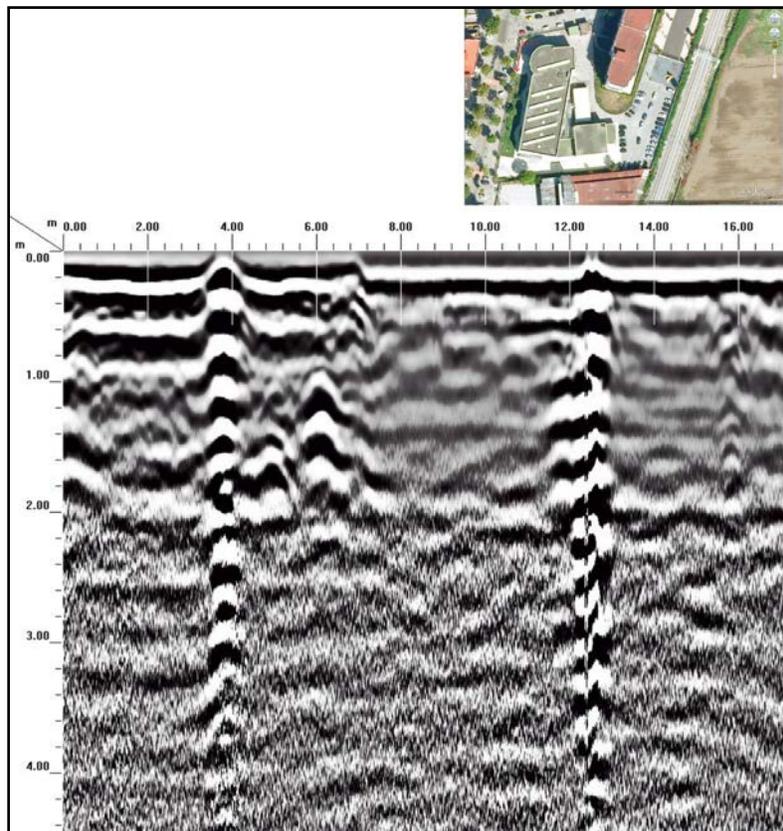
Sezione georadar N. 21



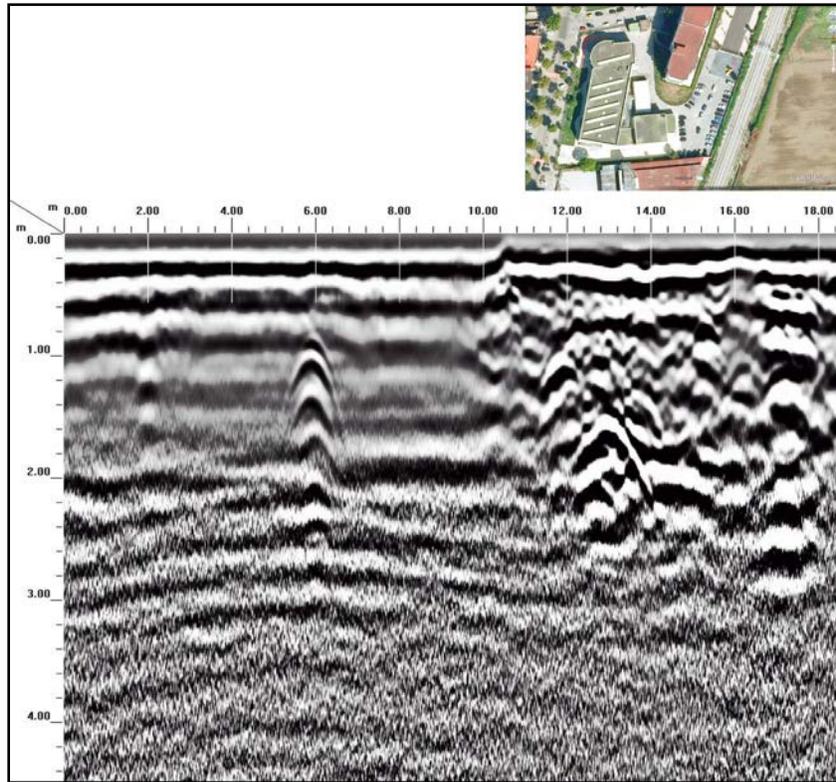
Sezione georadar N. 22



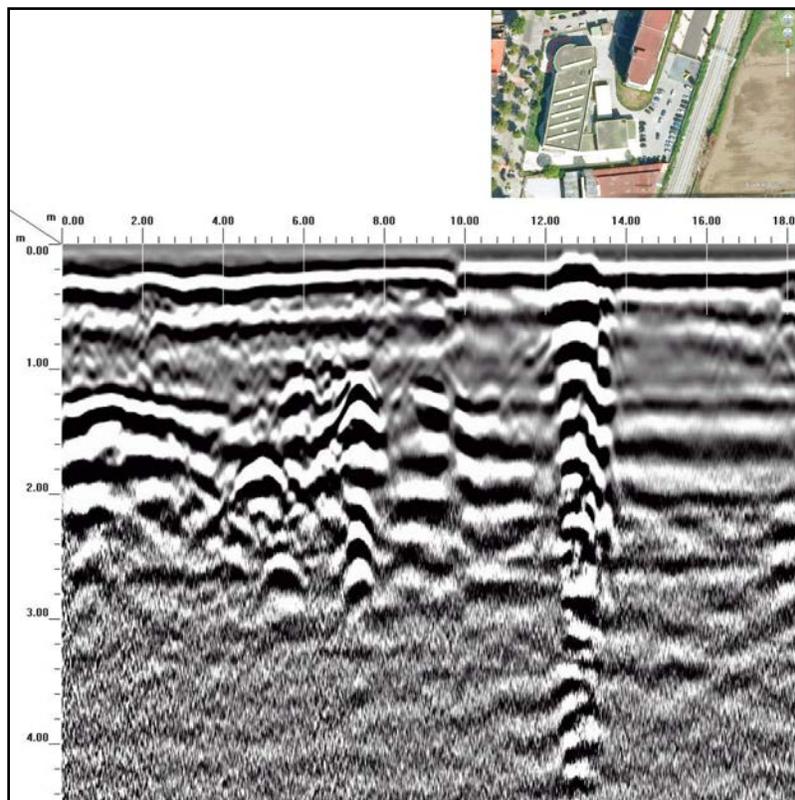
Sezione georadar N. 23



Sezione georadar N. 24



Sezione georadar N. 25



Sezione georadar N. 26

4.2. Tomografia Geoelettrica

La realizzazione di tomografie elettriche prevede l'immissione, nel terreno, di una corrente elettrica "quasi" continua attraverso elettrodi infissi nel terreno. Dalla misura della corrente e del potenziale elettrico generato si ricava la resistività del terreno.

Per l'acquisizione dei dati di resistività espressi in $\Omega \times m$, è stata utilizzata la configurazione elettrodica del tipo Schlumberger reciproco, che prevede il posizionamento degli elettrodi di corrente interni a quelli di potenziale, e permette di evidenziare le variazioni verticali di resistività mettendo in risalto strutture ad andamento orizzontale.

Il metodo geoelettrico in corrente continua consiste nella determinazione sperimentale di un set di valori di resistività apparente che descrivono una qualsiasi struttura complessa formata da materiali fisicamente diversi in contatto elettrico. Attraverso appropriati procedimenti di elaborazione è possibile poi ricavare, dal set di dati sperimentali, un modello bidimensionale della distribuzione della resistività del sottosuolo indagato.

La resistività elettrica (l'inverso della conducibilità esprime la maggiore o minore predisposizione di un materiale a farsi attraversare dalla corrente e dipende da molti fattori, i più importanti dei quali sono la presenza di acque ionizzate e/o di particelle minerali metalliche nella struttura dei pori. Entrambi i fattori, infatti, possono dar luogo a traiettorie interne particolarmente conduttive, in contrasto con situazioni resistive caratterizzate da strutture compatte e/o pori anidri.

Tecnicamente la determinazione dei valori di resistività apparente si ottiene attraverso misure congiunte di intensità di corrente elettrica, inviata nel sottosuolo mediante una coppia di elettrodi infissi nel terreno, e di tensione ai capi di una seconda coppia di elettrodi, anch'essi in contatto diretto con il suolo. L'analisi del comportamento della resistività apparente, al mutare della dimensione e posizione del dispositivo elettrodico di misura (tomografia geoelettrica), fornisce un quadro della distribuzione delle resistività intrinseche nel sottosuolo nell'ambito dei volumi investigati, e quindi un contributo significativo al disegno del locale assetto geologico - strutturale, nonché alla soluzione di eventuali problematiche applicative ad esso connesse.

Le misure sono state eseguite mediante l'utilizzo di un sistema di acquisizione dati multi-elettrodo, il georesistivimetro Syscal Pro, prodotto da IRIS Instruments. Il Syscal Pro permette di eseguire misure di alta precisione, con correnti indotte fino ad oltre 2 Ampere, con automatica compensazione del potenziale spontaneo (caduta di tensione esistente tra due poli in assenza di trasmissione e spesso fortemente variabile nel breve tempo). Rispetto ai resistivimetri di più classica

concezione, il Syscal-Pro ha la possibilità nella configurazione Dipolo-Dipolo, di ricevere su 10 coppie di elettrodi contemporaneamente, abbattendo i tempi di acquisizione.

Nel sito oggetto del presente studio sono stati eseguiti 2 profili di tomografia geoelettrica, con l'utilizzo di 48 elettrodi, posti ad una distanza elettrodica di 1,5 m (figura 7). I dati acquisiti sono stati scaricati ed esportati nel software di elaborazione RES2DINV. L'elaborazione ha previsto una prima fase in cui i dati sono stati filtrati, eliminando quelli che si discostavano eccessivamente dall'andamento generale dei valori rilevati. La ricostruzione tomografica della sezione verticale del profilo di terreno investigato avviene attraverso l'impiego di specifici programmi di elaborazione, che permettono di effettuare una modellizzazione inversa: partendo dai valori misurati, viene creato un modello del sottosuolo composto da blocchi a caratteristiche diverse; sulla base del modello di partenza viene ricalcolata la pseudosezione ottenibile e confrontata con quella effettivamente ricavata dalle misure. Il procedimento continua in modo iterativo, apportando progressivamente modifiche al modello, fino a minimizzare lo scarto tra la pseudosezione misurata e quella calcolata: quando tale scarto è minimo, si può ritenere che sia minima anche la differenza tra il modello ottenuto e la situazione reale.

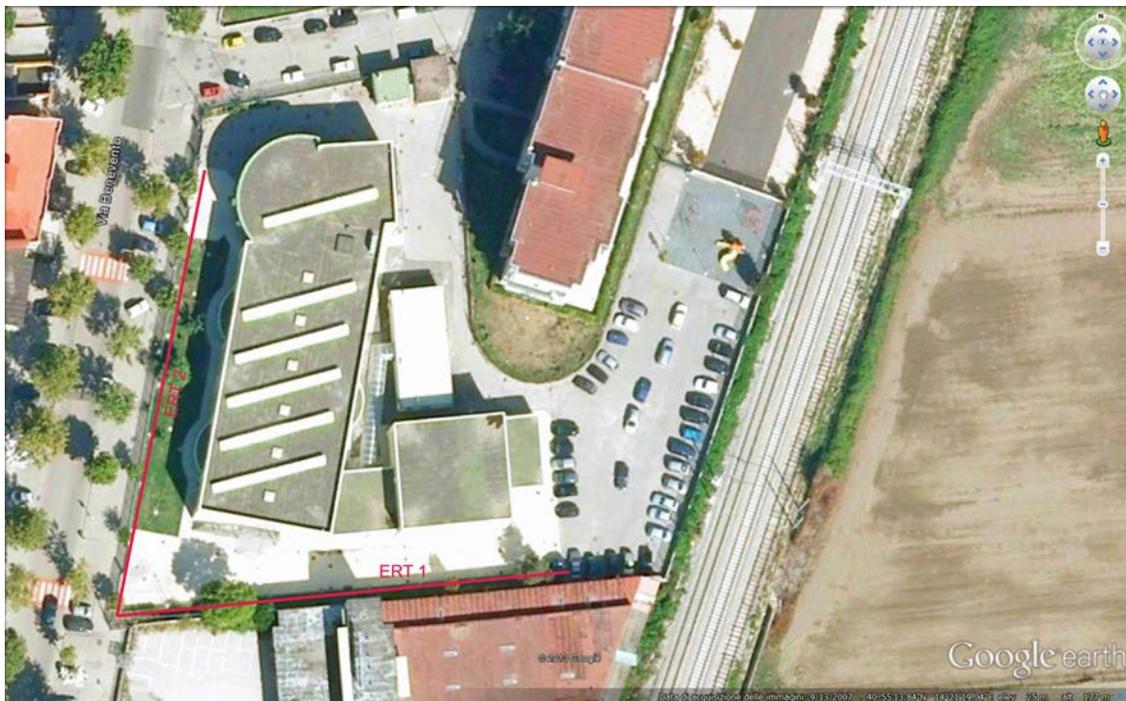


Figura 7. Immagine da Google Earth con ubicazione dei profili geoelettrici

4.2.1. Elaborazione dei dati

La prima sezione (ERT1, figura 7), con direzione W-E, attraversa il confine esterno del piazzale della scuola posto sul lato Sud .



Foto 1 - Stendimento geoelettrico T1

La sezione mostra, a grandi linee, la presenza di due elettrostrati, mettendo bene in risalto il livello della falda (linea nera tratteggiata). Il primo elettrostrato presenta un range di resistività di circa 20-100 Ωm ; tale valore è tipico di sedimenti sabbiosi sciolti. Gli elettrostrati sottostanti, con valori di resistività $< 5 \Omega\text{m}$, sono associabili a sedimenti saturi d'acqua.

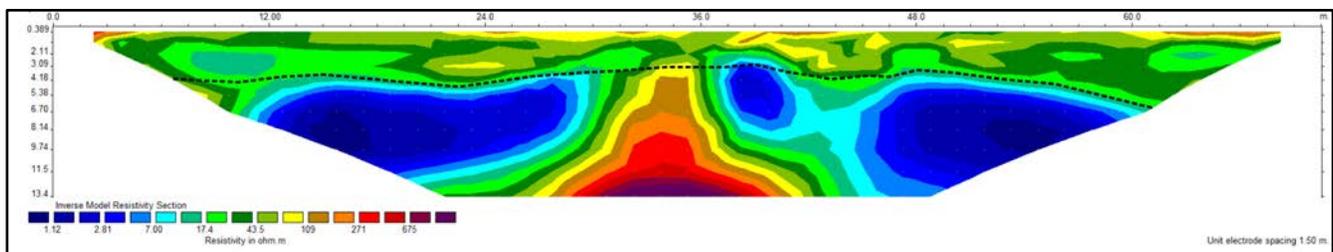


Figura 8. Sezione tomografica ERT1. La linea tratteggiata evidenzia il livello della falda.

Il secondo stendimento (ERT2, figura 7) è stato collocato in direzione NE-SW, perpendicolarmente al profilo geoelettrico ERT1.



Foto 2 - Stendimento geoelettrico T2

In analogia con quanto evidenziato nel profilo ERT 1, la sezione mostra la presenza di un elettrostrato superficiale caratterizzato da un range di resistività di 20-100 Ωm . Il sondaggio S1, perforato in corrispondenza della metrica 12, permette di associare tali elettrostrati a sedimenti di pozzolana sabbiosa/limosa. La sezione è caratterizzata da un corpo centrale fortemente resistivo ($> 2000 \Omega\text{m}$) localizzato nella parte centrale della sezione.

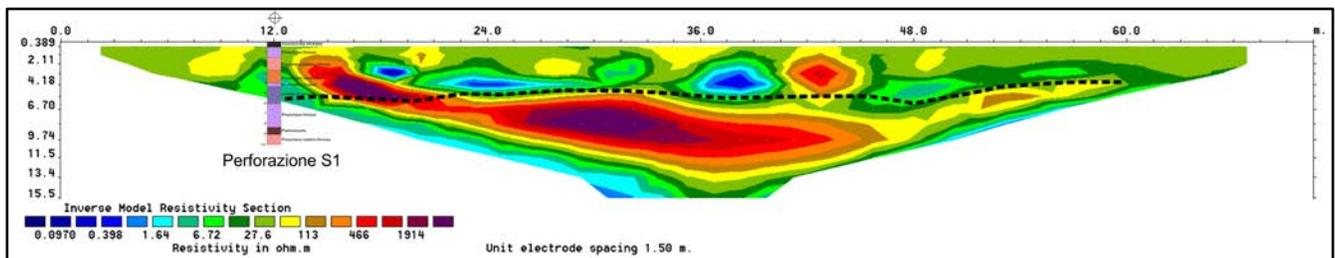


Figura 8. Sezione ERT2. La linea tratteggiata evidenzia il livello della falda, rinvenuto nel pozzo S1 a circa 5 metri di profondità.

5. INDAGINI GEOGNOSTICHE PER L'INTERCETTAMENTO DELLA FALDA IDRICA

L'individuazione della falda idrica è avvenuta all'interno del cortile della Scuola Elementare di Via Benevento dove sono stati realizzati n. 3 sondaggi a rotazione continua fino alla profondità di 10 m. dal piano campagna (figura 9).



Figura 9. Immagine da Google Earth con ubicazione delle perforazioni

I fori sono stati eseguiti mediante carotiere del diametro di 101 mm munito di una corona dentata di Widia, il metodo di avanzamento utilizzato è stato di tipo idraulico ed il carotiere di tipo semplice ad una sola parete. Per la parte iniziale del foro 6 m, è stato utilizzato un rivestimento provvisorio per evitare l'occlusione del foro. Durante la perforazione è stata utilizzata pochissima acqua, quella cioè sufficiente a raffreddare la corona dentata, ogni volta che il carotiere si riempiva, è stato portato in superficie e mediante apposita pompa estraitrice, si è provveduto alla estrazione della carota e quindi alla sistemazione della stessa in apposite cassette catalogatrici in PVC. I fori quindi, sono stati tutti condizionati a piezometri con installazione di canne piezometriche per il monitoraggio della falda idrica sotterranea. I sondaggi (figura 10) hanno messo in evidenza la presenza della falda idrica ad una

profondità di m. 5 circa dal p. c. il cui top quindi risiede nei depositi piroclastici incoerenti dei Campi Flegrei e Somma Vesuvio.

Ogni foro di sondaggio è stato condizionato a piezometro a tubo aperto. Tale condizionamento è avvenuto secondo le modalità standard. A foro terminato, è stato inserito nello stesso tubo in PVC microfessurato da quota - 10.00 m a quota: -1.00 m dal p.c. e cieco da quota -1.00 m a quota 0.00 m dal p.c.

L'intercapedine tra foro di trivellazione e tubo in PVC è stato riempito in ghiaietto lavato e calibrato per tutta la parte interessata dal tubo microfessurato. Da quota - 1.00 m è stato posto in opera uno strato di 20 cm di bentonite e boiaccia fino al p.c.

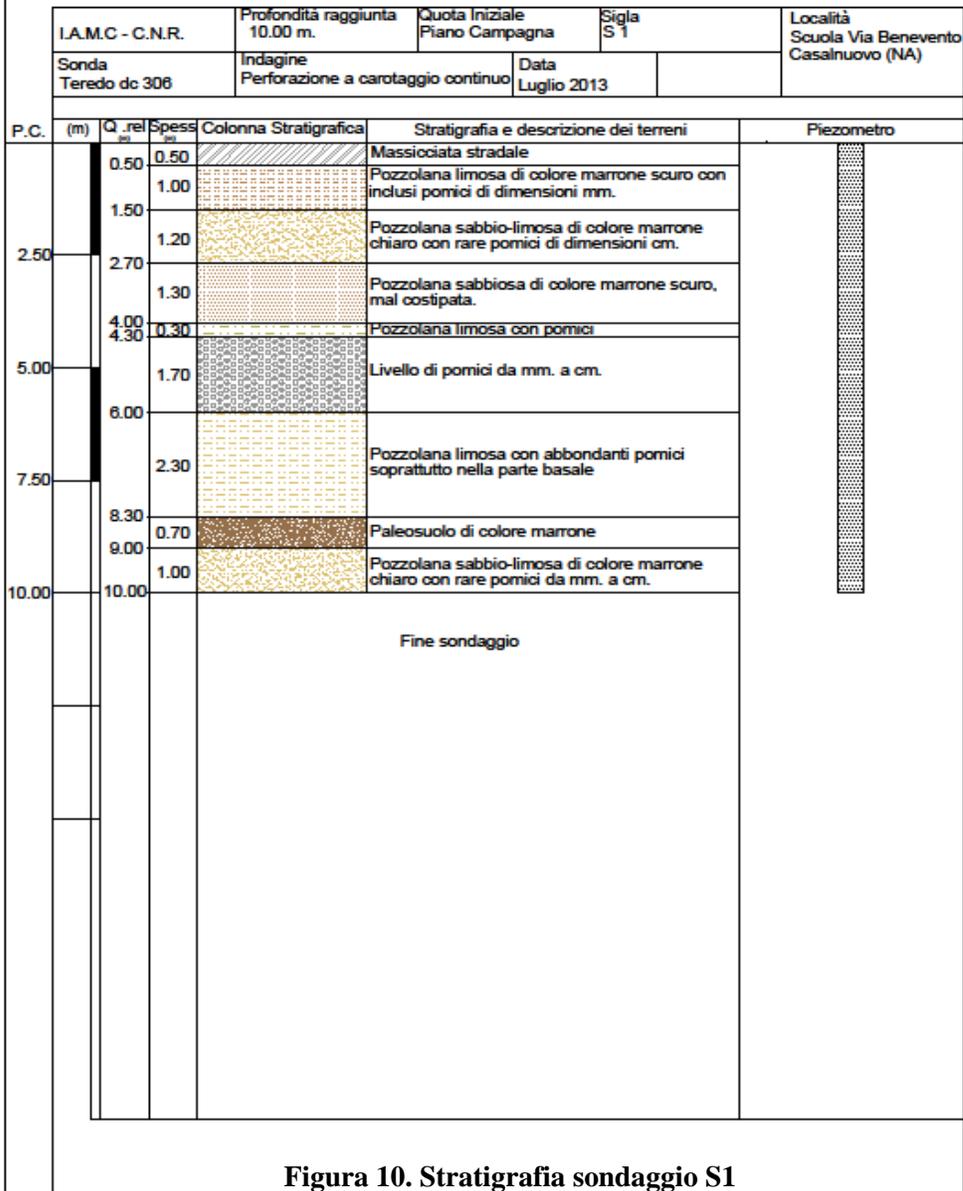


Figura 10. Stratigrafia sondaggio S1



Foto 3 Sondaggio S1 da 0.00 a 5.00 m



Foto 4 Sondaggio S1 da 5.00 a 10.00 m

6. STRUMENTAZIONE UTILIZZATA PER IL MONITORAGGIO DELLA FALDA IDRICA

Il livello della falda idrica è stato monitorato mediante l'utilizzo di strumentazione tecnico-scientifica del tipo "Freatimetro Termometro OG 15".

Di seguito si riportano le caratteristiche della strumentazione utilizzata.

6.1. Freatimetro Termometro OG 15

Applicazioni:

Il Freatimetro - Termometro OG 15 è uno strumento che trova applicazione ovunque si voglia misurare l'altezza dell'acqua di una falda tramite piezometri, il modello utilizzato consente anche di misurare la temperatura dell'acqua.

Vantaggi:

La misura della profondità della falda si esegue calando la sonda nel piezometro fino a che la segnalazione acustica e luminosa comincia ad accendersi. Le tacche (centimtrate) sono stampate con una serigrafia protetta che ne rende impossibile la cancellazione, per una maggiore robustezza del sensore il cavo del freatimetro ha una fune in Kevlar al suo interno.

Caratteristiche:

- Lunghezza cavo 150 m.
- Diametro Sensore 12 mm
- Alimentazione pila 9 V
- Cavo cilindrico con anima in Kevlar (\varnothing 4 mm)
- Tacche di misura numerate ogni centimetro con serigrafia protetta
- Risoluzione 0.1°C
- Campo di misura -5° +65° °C
- Precisione ± 1 °C



Foto 5. Misurazione con Freatimetro - Termometro OG 15 nel pozzo P3

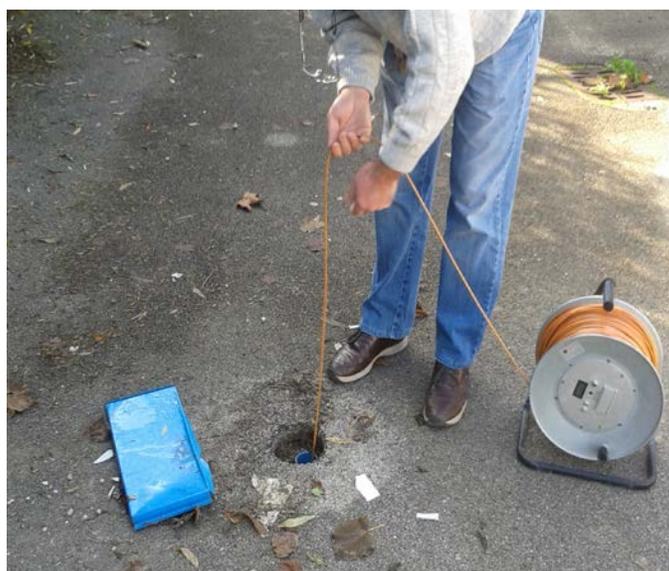


Foto 6. Misurazione con Freatimetro - Termometro OG 15 nel pozzo P2

7. OSSERVAZIONI IN SITU DEL LIVELLO DELLA FALDA IDRICA

Durante le operazioni di monitoraggio della falda, è stata redatta una scheda al fine di raccogliere informazioni inerenti il livello della falda idrica nonché della temperatura dell'acqua. Le misurazioni del livello della falda sono state rilevate in 3 pozzi aventi le seguenti coordinate: P1 (40°.92'030" N – 14°. 35'451" E), P2 (40°.92'027" N – 14°. 35' 542" E), P3 (40°.92' 072" N – 14°.35' 549" E), queste sono state effettuate a partire dal 10/06/2013 fino al 30/03/2015 per un totale di 11 misurazioni avvenute in 21 mesi di monitoraggio, invece per il pozzo P1 non è stato possibile effettuare più le misurazioni dalla data 05/05/14 fino alla fine del monitoraggio a causa del collasso dello stesso

Di seguito, si riporta la tabella con le varie misurazioni effettuate durante le attività di monitoraggio.

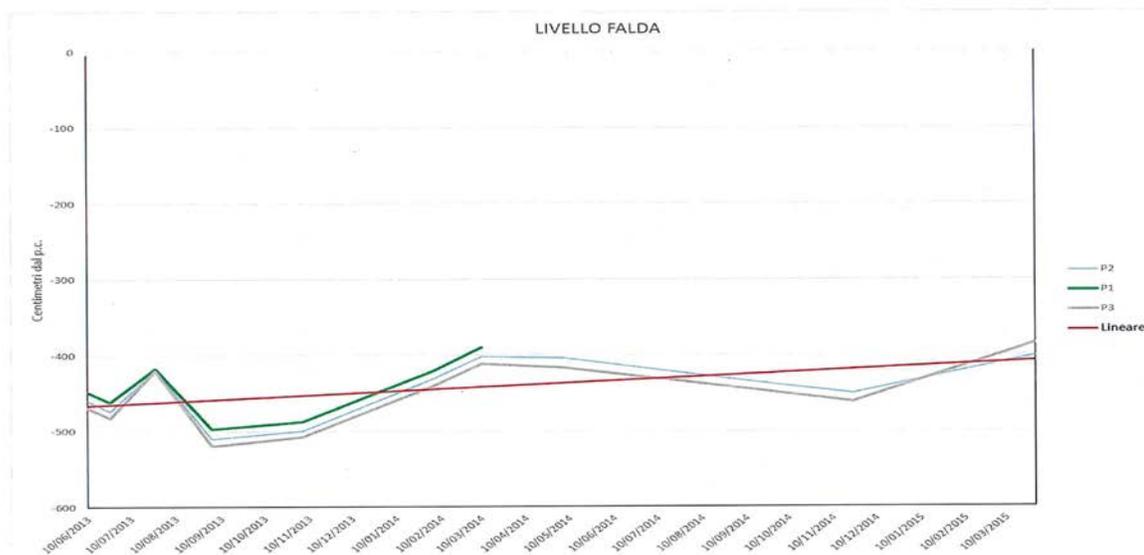
Tabella 3:

Stazioni Data misurazione	Livello falda (cm) dal p.c.	T (°C)
P1 10/06/13	449	17,3
P2 10/06/13	460	16,5
P3 10/06/13	470	16,8
P1 25/06/13	462	16,8
P2 25/06/13	474,5	16,1
P3 25/06/13	483	16,1
P1 24/07/13	417,6	17
P2 24/07/13	419,1	16,6
P3 24/07/13	419,8	16,5
P1 03/09/13	497	16,3
P2 03/09/13	510	15,9
P3 03/09/13	520	15,8
P1 05/11/13	488	16,8
P2 05/11/13	500	16,3
P3 05/11/13	508	16,8
P1 05/02/14	420	17,3
P2 05/02/14	431	17
P3 05/02/14	440	17,5
P1 10/03/14	390	17,3
P2 10/03/14	402	16,4
P3 10/03/14	412	17

P1 05/05/14	Pozzo ostruito	N.R.
P2 05/05/14	404	N.R.
P3 05/05/14	417	N.R.
P1 12/09/14	Pozzo ostruito	N.R.
P2 12/09/14	435	16,3
P3 12/09/14	445	16,2
P1 24/11/14	Pozzo ostruito	N.R.
P2 24/11/14	451	16,7
P3 24/11/14	462	16
P1 30/03/15	Pozzo ostruito	N.R.
P2 30/03/15	401	N.R.
P3 30/03/15	385	N.R.

All'interno della colonna "Stazione Data misurazione" sono riportate i valori misurati nei singoli pozzi e le relative date di acquisizione. Nella colonna "Livello falda cm dal p.c." è indicato il valore registrato con il Freatimetro nei vari pozzi riportato in cm dal piano campagna, e nell'ultima colonna T(°C) è riportata la temperatura dell'acqua di falda nelle stazioni misurate.

La figura 11 riporta l'andamento del livello della falda idrica per il periodo analizzato.



La linea di tendenza (linea rossa) mostra una sostanziale risalita di circa 20 cm annui

Figura 11. Andamento del livello della falda idrica.

8.CONCLUSIONI

Le indagini geofisiche e geognostiche, hanno consentito di esplorare i primi metri del sottosuolo ai fini della individuazioni di eventuali vuoti superficiali del sottosuolo dell'area in esame, alla intercettazione e al monitoraggio della falda idrica. I risultati delle indagini geoelettriche e georadar, hanno mostrato che nei primi metri di sottosuolo, non vi sono anomalie riferibili alla presenza di vuoti, a parte quelle riconducibili alla presenza di sottoservizi

Le misurazioni del livello di falda nei pozzi hanno mostrato una variazione stagionale con un'escursione di massimo 1 m. La linea di tendenza calcolata per i dati suddetti, stima un aumento di 20 cm all'anno della risalita della falda idrica.

9. BIBLIOGRAFIA

- AGIP (1977) - *Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'Agip durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia*. Agip, Milano, Italy.
- APRILE F., SBRANA A. & TOCCACELI R.M. (2004) - *Il ruolo dei depositi piroclastici nell'analisi cronostratigrafica dei terreni quaternari del sottosuolo della Piana Campana (Italia meridionale)*. *Il Quaternario*, 17, 547-554.
- BELLUCCI F. (1998) - *Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi effusivi ed esplosivi nel sottosuolo dell'area del Somma-Vesuvio*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 117 (1998), 385-405.
- BELLUCCI F., CORNIELLO A., DE RISO R. & RUSSO D. (1990) - *Idrogeologia della Piana a N-E di Napoli*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 339-349.
- CINQUE A., ASCIONE A. & CAIAZZO C. (2000) - *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale*. In: F. Galadini, C. Meletti & A. Melez (a cura di): *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*, CNR-GNDT Spec. Publ., 203-218, Roma.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., W.A., BOHRSON W.A., SPERA F.J. & BELKIN H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy)*. *Mineral. Petrol.*, 73, 47-65.
- DEINO A.L., ORSI G., DE VITA S. & PIOCHI M. (2004) - *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera - Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 133, 157-170.
- DELIBRIAS G., DI PAOLA G.M., ROSI M. & SANTACROCE R. (1979) - *La storia eruttiva del complesso vulcanico Somma-Vesuvio ricostruita dalle successioni piroclastiche del M. Somma*. *Rend. Soc. It. Min. e Petr.*, 35 (1), 411-438.
- DI VITO M.A., ISAIA R., ORSI G., SOUTHON J., DE VITA S., D'ANTONIO M., PAPPALARDO L., PIOCHI M., (1999) - *Volcanism and deformation since 12000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy)*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 91 (2-4), 221-246.
- DE VITA S., ORSI G., CIVETTA L. CARANDENTE A., D'ANTONIO M., DI CESARE T., DI VITO M., FISHER R.V., ISAIA R., MAROTTA E., ORT M., PAPPALARDO L., SOUTHON J. - 1998 - *The Agnano-Monte Spina eruption in the densely populated, restless Campi Flegrei caldera (Italy)*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, in rev.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12, 227-250.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (1999) - *Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy)*. *Tectonophysics*, 315, 301-318.
- OLIVERI DEL CASTILLO, A. (1966). *Considerazioni gravimetriche sul bacino eruttivo e sedimentario campano (anomalie residue di ordine n-1)*, *Annali dell'Osservatorio Vesuviano*, series 6, vol. VIII.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1985) - *Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Campana*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 104, 195-206.

- ROLANDI G. (1997) – *The eruptive history of Somma-Vesuvius. In: Volcanism and Archaeology in Mediterranean Area.* Cortini M. and De Vivo B. Eds., Research Signpost, Trivandrum, India 77-88.
- ROLANDI G., BARRELLA A. M., BORRELLI A. (1993) – *The 1631 eruption of Vesuvio.* J. Volcanol. Geother. Res., 58, 183-201
- ROLANDI G., BELLUCCI F., HEIZLER M.T., BELKIN H.E. & DE VIVO B. (2003) – *Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, Southern Italy.* Mineral. Petrol., 79, 3-31.
- ROLANDI G., PETROSINO P. & MCGEEHIN J. (1998) – *The interplinian activity at Somma-Vesuvius in the last 3500 years.* J. Volcanol. Geotherm. Res., 82, 19-52.
- ROMANO P., SANTO A. & VOLTAGGIO M. (1994) – *L'evoluzione geomorfologica della pianura del Fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore-Olocene).* Il Quaternario, 7, 41-56.
- SANTACROCE R. (editor) (1987): *Somma-Vesuvius - Quaderni de "La Ricerca Scientifica" del CNR n.114. Prog. Final.* Geod. vol.8, 243 pp., 4 tavv. Roma