

USO DEI METODI GEOFISICI ELETTROMAGNETICO IMPULSIVO, GEOELETTTRICO E SISMICO TOMOGRAFICO A RIFRAZIONE PER STIMARE IL CONTENUTO VOLUMETRICO IN ACQUA DEI SUOLI

USE OF ELECTROMAGNETIC, GEOELECTRIC AND SEISMIC TOMOGRAPHY REFRACTION GEOPHYSICAL METHODS TO ESTIMATE THE WATER CONTENT IN THE SUBSOIL

GIOVANNI LEUCCI

University of Lecce - Department of Science of Materials - Laboratory of Environmental Chemistry, Physics and Geology - Lecce, Italy
gianni.leucci@unile.it

RIASSUNTO

Vengono proposti i risultati di una ricerca realizzata in situazioni semi – controllate che utilizza i metodi geofisici elettromagnetico impulsivo (Ground Penetrating Radar, GPR), elettrico (Electrical Resistivity Tomography, ERT) e sismico tomografico a rifrazione (Seismic Refraction Tomography, SRT) per valutare le proprietà fisiche delle formazioni porose più superficiali del sottosuolo, e in modo particolare il contenuto volumetrico in acqua. Vengono prese in considerazione le variazioni dei parametri geofisici velocità dell'onda elettromagnetica, velocità dell'onda sismica, resistività elettrica nel sottosuolo per stimare le fluttuazioni del contenuto volumetrico di acqua nel sottosuolo stesso. E' infatti noto che i valori dei parametri geofisici, stimabili da misure in superficie, sono significativamente influenzati dalla presenza di acqua nei pori e nelle fessure dei materiali costituenti il sottosuolo. La stima delle variazioni di questi parametri può essere effettuata realizzando misure ripetute nel tempo, intendendo con questo "misure realizzate prima e dopo l'immissione di acqua nel sottosuolo". Questo tipo di monitoraggio può consentire l'individuazione delle vie principali di deflusso dell'acqua nel sottosuolo.

Lo studio condotto in questo lavoro mette in evidenza come l'utilizzo di più metodi geofisici rende possibile la realizzazione di un modello di deflusso dell'acqua dalla superficie fino a qualche metro di profondità.

TERMINI CHIAVE: *metodo elettromagnetico impulsivo, metodi geoelettrico e sismico tomografico a rifrazione, contenuto volumetrico in acqua, misure ripetute nel tempo*

INTRODUZIONE

Nello studio di problematiche ambientali, legate ad esempio a situazioni di dissesto idrogeologico, spesso si richiede il monitoraggio della distribuzione spaziale del contenuto volumetrico in acqua e l'individuazione di vie preferenziali di deflusso dell'acqua stessa.

Le proprietà fisiche dei materiali costituenti il sottosuolo sono significativamente influenzate dalla presenza di acqua nei pori e nelle fessure e dalle proprietà chimiche dell'acqua stessa (per es. salinità).

Di fatto le correlazioni esistenti tra parametri idrogeologici, quali la porosità, e le proprietà fisiche di un mezzo poroso costituiscono uno strumento efficace per studiare, attraverso l'utilizzo di indagini

ABSTRACT

The interpretation of combined geophysical methods [Ground Penetrating Radar (GPR), Electrical Resistivity Tomography (ERT) and Seismic Refraction Tomography (SRT)] are proposed to assess the physical properties characterizing the near surface porous formations, and in particular way the volumetric water content. The search was carried out in semi-controlled situations. The variations of several geophysical parameters (the electromagnetic (EM) wave velocity, the seismic wave velocity and the electrical resistivity) were considered in the subsoil to estimate the fluctuations of the volumetric water content in the same subsoil. It is, in fact, known that the values of the geophysical parameters, that can be obtained from measures in surface, are influenced by the presence of water in the pore and in the fractures of the materials in the subsoil. The esteem of the variations of these parameters can be made by measures repeated in the time (i.e. measures realized before and after water's immission in the subsoil). This type of monitoring can allow the individualization of the principal paths of outflow of the water in the subsoil.

The study conducted in this paper point out as the use of combined geophysical methods providing models of water outflow from the surface down to some meter deep.

KEY WORDS: *ground penetrating radar, seismic refraction tomography and electrical resistivity tomography methods, water content, monitoring*

INTRODUCTION

The results of a search, realized in a semi – controlled situations, using combined geophysical methods (Ground Penetrating Radar, Electrical Resistivity Tomography and Seismic Refraction Tomography) to assess physical properties characterizing the near – surface porous formations, especially the water content are proposed.

Most physical properties of subsoil material are significantly influenced by the presence of water and by its chemical properties (such as the salinity). The use of non – destructive geophysical methods should help to delineate changes of water content and thus to develop optimum hydrogeological investigation of the subsurface.

geofisiche non invasive, le variazioni del contenuto volumetrico in acqua nei suoli.

In generale l'uso dei metodi geofisici in mezzi eterogenei è particolarmente problematico a causa della non unicità delle soluzioni. Per esempio le variazioni della velocità di propagazione dell'onda sismica possono essere dovute a diversi fattori quali la compattezza o il grado di litificazione, la porosità, la tessitura, il grado di fratturazione, la composizione mineralogica, il contenuto di fluidi, l'età della roccia, la profondità, ecc.

Allora come interpretare un valore di velocità di propagazione dell'onda sismica? Buona norma è quella di attingere tutte le possibili informazioni di carattere geologico – tecnico relative alla zona di indagine. Infatti questo tipo di informazioni costituiscono un importante vincolo che può essere imposto alla soluzione del problema inverso legato alla sismica. Un altro importante vincolo può essere ottenuto dall'utilizzo di più metodologie geofisiche.

Diversi autori nel recente passato hanno descritto l'efficacia dei metodi geofisici per la stima del contenuto volumetrico in acqua dei suoli (DU & RUMMEL, 1994; GREAVES *et alii*, 1996; VAN OVERMEEREN *et alii*, 1997; GARAMBOIS *et alii*, 2002; LEUCCI *et alii*, 2002). Tuttavia, in questo lavoro, viene presa in considerazione la possibilità offerta dai metodi geofisici elettromagnetico impulsivo, elettrico e sismico tomografico a rifrazione per l'individuazione delle vie principali di deflusso dell'acqua nel sottosuolo.

Il sito scelto per le indagini geofisiche è un pozzo luce situato all'interno della struttura che ospita il Dipartimento di Scienza dei Materiali dell'Università di Lecce.

All'interno del pozzo luce vi è un'area di (9 x 5) m² adibita a giardino. L'area è costituita da terreno agricolo, dove sono stati spesso utilizzati diserbanti, che poggia su calcarenite. Lo spessore di terreno è variabile da 0.5 a 0.1 m circa. All'interno del primo strato, costituito da terreno agricolo, vi è una serie di sottoservizi (rete idrica, fognaria, telefonica ed elettrica) (figura 1). Le misure sono state realizzate lungo uno stesso profilo che percorre la diagonale dell'area.

I dati sono stati acquisiti in due diverse fasi:

- la prima dopo un lungo periodo di assenza di pioggia;
- la seconda subito dopo un acquazzone di breve durata (10 min) e intensità pari a 11,4 mm di pioggia.

IL METODO ELETTROMAGNETICO IMPULSIVO

La distribuzione microscopica di fluido può influire significativamente sulle proprietà dielettriche dei materiali che costituiscono il sottosuolo. Il metodo elettromagnetico impulsivo (Ground Penetrating Radar, GPR) è stato usato in modo sempre più crescente negli ultimi anni per stimare direttamente il contenuto volumetrico in acqua nei primi metri del sottosuolo (GREAVES *et alii*, 1996; VAN OVERMEEREN *et alii*, 1997; HAGREY & MULLER, 2000; LEUCCI *et alii*, 2002).

Nei paragrafi seguenti verranno illustrati i vari passaggi che consentono di stimare il contenuto volumetrico d'acqua con l'utilizzo dei dati ottenuti da misure con il metodo GPR. Più precisamente verranno discusse brevemente:

Geophysical methods are usually employed to determine the water content in the subsoil (DU & RUMMEL, 1994; GREAVES *et alii*, 1996; VAN OVERMEEREN *et alii*, 1997; GARAMBOIS *et alii*, 2002; LEUCCI *et alii*, 2002).

In this paper an experiment to monitor fluid movement through the subsurface unsaturated zone was carried out on the test site located in University of Lecce (Apulia, Italy). The studied area, that has the dimensions of 9 m length by 5 m width, is constituted by agricultural soil, about 0.5 m thick, that leans on a calcarenite base.

A supplementary study of the changes of the subsurface geophysical parameters (electromagnetic and seismic wave velocities and resistivity) with time pointed out a model of water transfer down in the subsoil.

The data were acquired in two different phases:

- the first one after a long period of absence of rain;
- the second one immediately after a brief downpour (duration ten minutes, intensity 11,4 mm).

The GPR data set was used to estimate the water content of near surface subsoil with a satisfactory resolution, in a fast and non-invasive manner. The obtained results are consistent both geometrically and quantitatively with those deduced from seismic refraction tomography and ERT methods.

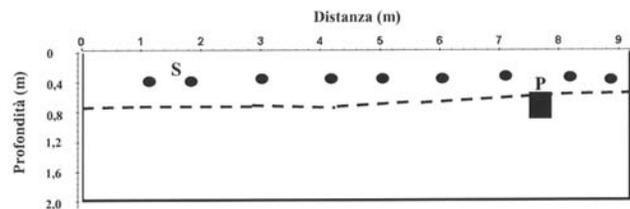


Fig. 1 - Area di indagine con ubicazione dei sottoservizi
- Surveyed area with location of subsurface pipes

THE GROUND PENETRATING RADAR METHOD

The microscopic fluid distribution can affect the dielectric properties of the materials that constitute the subsoil. The GPR has been used increasingly in the last few years to assess directly the volumetric water content in the near surface subsoil (GREAVES *et alii*, 1996; VAN OVERMEEREN *et alii*, 1997; HAGREY & MULLER, 2000; LEUCCI *et alii*, 2002).

In the followings paragraphs will be summarized the different steps to evaluate the water content from GPR data.

To more specific:

- the dependence of the EM wave velocity on soil dielectric permittivity and associated assumptions;

- la dipendenza della velocità delle onde elettromagnetiche (EM) dalla costante dielettrica dei materiali che costituiscono il sottosuolo e le assunzioni ad essa legate;
- l'acquisizione dei dati e i passaggi richiesti per stimare la velocità di propagazione delle onde EM;
- le differenti espressioni che legano le proprietà dielettriche dei materiali costituenti il sottosuolo al contenuto volumetrico d'acqua;
- il monitoraggio del parametro velocità di propagazione dell'onda EM per l'individuazione delle vie preferenziali di deflusso dell'acqua nel sottosuolo.

PROPAGAZIONE DELLE ONDE ELETTROMAGNETICHE

In generale la velocità di propagazione delle onde EM dipende dalla costante dielettrica relativa ϵ_r , dalla permeabilità magnetica μ e dalla conducibilità elettrica σ del mezzo indagato. Tutti questi parametri sono complessi e dipendono dalla frequenza. E' già stato dimostrato (DAVIS & ANNAN, 1989) che la velocità di propagazione dell'onda EM può essere espressa attraverso l'utilizzo della relazione approssimata:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (1)$$

dove c è la velocità di propagazione dell'onda EM nello spazio vuoto ($c=0.3$ m/ns).

La relazione (1) è valida nell'assunzione che il mezzo indagato sia un buon dielettrico e tale assunzione, per i materiali del sottosuolo, è spesso confermata specialmente quando non sono presenti oggetti metallici o minerali o quando le rocce hanno un basso contenuto di argilla.

I materiali presenti nel sito test mostrano valori di conducibilità bassi. Infatti l'inversione dei dati elettrici, i cui risultati verranno commentati nei paragrafi successivi, mostrano valori di resistività nel range 50–1100 Ω m.

COSTANTE DIELETTICA E CONTENUTO VOLUMETRICO D'ACQUA

La costante dielettrica di un mezzo poroso è altamente sensibile al contenuto volumetrico d'acqua w in quanto la costante dielettrica relativa dell'acqua è molto più alta ($\epsilon_{r,w}=80$) rispetto alla costante dielettrica relativa di molti minerali che costituiscono la matrice della roccia ($\epsilon_{r,g}$ può variare tra 3 e 5) e dell'aria ($\epsilon_{r,a}=1$). Così la conoscenza delle variazioni della costante dielettrica permette la determinazione della distribuzione del contenuto volumetrico di acqua nel terreno. In letteratura si possono trovare diversi modelli (SEN *et alii*, 1981; SHEN *et alii*, 1985) che propongono una relazione tra la costante dielettrica e le proprietà caratterizzanti il contenuto volumetrico d'acqua w , cioè la porosità Φ e la saturazione d'acqua S_w ($w=\Phi S_w$). Una delle relazioni è conosciuta come Complex Refractive Index Method (CRIM) (FREEDMAN & VOGIATZIS, 1979). Per una mistura di acqua, aria e minerale questo modello lega la costante dielettrica relativa ϵ_r alla porosità Φ e alla saturazione S_w nel modo seguente:

- GPR data acquisition and processing steps required to determine the EM wave velocities;
- the different expressions relating the dielectric properties of the subsoil materials to their volumetric water content;
- the monitoring of the parameter EM wave velocity to characterize the principal paths of outflow of the water in the subsoil.

ELECTROMAGNETIC WAVES PROPAGATION

The EM wave velocity depends on the dielectric permittivity constant ϵ_r , the magnetic permeability μ , and the electrical conductivity σ of the investigated medium. The EM wave velocity v can be obtained by the reduced relationship (DAVIS & ANNAN, 1989):

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (1)$$

where ϵ_r is the relative dielectric permittivity and c is the EM wave velocity in the free space.

Relation (1) is valid in the assumptions that the investigated medium is a good dielectric. This assumption for soils is often encountered, especially when no metallic objects or minerals are present, or when rocks have a low clay content.

Considering the test site, the materials are low clay content. In fact the electrical data, presented in the next paragraphs, show high resistivity values ranging from about 50 to about 1100 Ω m.

DIELECTRIC CONSTANT AND WATER CONTENT

The dielectric constant of a porous material is highly sensitive to its volumetric water content w because the relative dielectric constant of water ($\epsilon_{r,w}=80$) is several orders in magnitude higher than the dielectric constant of most minerals forming a rock matrix ($\epsilon_{r,g} = 3\div 5$) and of air ($\epsilon_{r,a}=1$). Thus, the knowledge of the variations of the dielectric constant allow the determination of the water content distribution in the soil. Several models can be found in literature (e.g. SEN *et alii*, 1981; SHEN *et alii*, 1985) that propose a relationship between the dielectric constant and the water content.

One of these relation is known as Complex Refractive Index Method (CRIM) (FREEDMAN & VOGIATZIS, 1979).

For a water-air-mineral mixture, this model leads to the dielectric constant

$$\sqrt{\varepsilon_r} = (1-\Phi) \cdot \sqrt{\varepsilon_{r,g}} + \Phi \cdot S_w \cdot \sqrt{\varepsilon_{r,w}} + \Phi \cdot (1-S_w) \cdot \sqrt{\varepsilon_{r,a}} \quad (2)$$

dove i pedici “g”, “w” e “a” denotano grani minerali, acqua e aria rispettivamente.

Il problema maggiore per la relazione CRIM è che essa non prende in considerazione le informazioni geometriche della struttura interna delle rocce e la distribuzione microscopica del fluido. Come dimostrato da ENDREA & KNIGHT (1992), questo ha un effetto significativo sulle proprietà dielettriche delle rocce parzialmente sature.

Tali restrizioni possono essere superate usando un'altra espressione, la formula di Hanai-Bruggeman. Essa permette di determinare:

- l'effettiva costante dielettrica relativa della miscela acqua – aria ($\varepsilon_{r,w/a}$);
- l'effettiva costante dielettrica relativa totale della roccia che prende in considerazione la miscela dei grani di minerali nella miscela acqua/aria cioè l'effetto della tessitura del mezzo.

La costante dielettrica relativa è così espressa dalla relazioni:

$$\varepsilon_r = \varepsilon_{r,w/a} \cdot \Phi^{m_1} \cdot \left(\frac{1 - \frac{\varepsilon_{r,g}}{\varepsilon_{r,w/a}}}{1 - \frac{\varepsilon_{r,g}}{\varepsilon_r}} \right)^{m_2} \quad (3)$$

$$\varepsilon_{r,w/a} = \varepsilon_{r,w} \cdot S_w^{m_1} \cdot \left(\frac{1 - \frac{\varepsilon_{r,a}}{\varepsilon_{r,w}}}{1 - \frac{\varepsilon_{r,a}}{\varepsilon_{r,w/a}}} \right)^{m_1} \quad (4)$$

Qui m_1 e m_2 sono gli esponenti di cementazione.

m_1 è legato alla microgeometria della miscela aria-acqua che riempie lo spazio dei pori e può variare con il livello di saturazione d'acqua (ENDREA & KNIGHT, 1992) mentre m_2 è legato alla forma dei grani di minerale.

Il problema principale legato alle relazioni (3) e (4) è che non è possibile derivare entrambi porosità e contenuto volumetrico di acqua dalla costante dielettrica relativa. Pertanto il contenuto volumetrico di acqua può essere ottenuto solo se vengono fatte delle forti assunzioni a priori. Per questa ragione è preferibile usare la ben conosciuta equazione empirica derivata da TOPP *et alii* (1980) e legata allo studio della risposta dielettrica di vari campioni di terreno (che presentavano diversi gradi di saturazione d'acqua) come funzione del loro contenuto volumetrico di acqua w. In questo caso la costante dielettrica relativa del mezzo è data da:

$$w = -5.3 \cdot 10^{-2} + 2.92 \cdot 10^{-2} \varepsilon_r - 5.5 \cdot 10^{-4} \varepsilon_r^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} \varepsilon_r^3 \quad (5)$$

In questo lavoro è stata presa in considerazione solo la relazione di Topp.

ACQUISIZIONE ED ANALISI DEI DATI

Il rilievo GPR è stato realizzato con un georadar Sir System 2 e con l'antenna di frequenza di centro banda di 500 MHz della GSSI

$$\sqrt{\varepsilon_r} = (1-\Phi) \cdot \sqrt{\varepsilon_{r,g}} + \Phi \cdot S_w \cdot \sqrt{\varepsilon_{r,w}} + \Phi \cdot (1-S_w) \cdot \sqrt{\varepsilon_{r,a}} \quad (2)$$

where subscript “g”, “w” and “a” denote grain, water and air respectively.

The major problem with the CRIM formula is that it does not take into account the geometrical information on the internal structure of rocks and on microscopic fluid distribution. This has a significant effect on dielectric properties of partially saturated rocks (ENDREA & KNIGHT, 1992).

The above restriction may be overcome by using the Hanai-Bruggeman formula. It allows to determine:

- the effective relative dielectric constant of a water-air mixture ($\varepsilon_{r,w/a}$);
- the effective relative dielectric constant of the total rock by mixing the mineral grains into the water-air mixture.

The resulting relative dielectric constant is found to be

$$\varepsilon_r = \varepsilon_{r,w/a} \cdot \Phi^{m_1} \cdot \left(\frac{1 - \frac{\varepsilon_{r,g}}{\varepsilon_{r,w/a}}}{1 - \frac{\varepsilon_{r,g}}{\varepsilon_r}} \right)^{m_2} \quad (3)$$

$$\varepsilon_{r,w/a} = \varepsilon_{r,w} \cdot S_w^{m_1} \cdot \left(\frac{1 - \frac{\varepsilon_{r,a}}{\varepsilon_{r,w}}}{1 - \frac{\varepsilon_{r,a}}{\varepsilon_{r,w/a}}} \right)^{m_1} \quad (4)$$

Here m_1 and m_2 are the cementation exponent.

m_1 is related to the microgeometry of the water-air mixture that fills the pore space and may vary with the level of water saturation (ENDREA & KNIGHT, 1992) whereas m_2 is related to the shape of the mineral grain.

The main problem with the two previous approaches is that it is not possible to derive both the porosity and the water content from the dielectric constant. Therefore it is not possible to obtain information about the water content without strong a priori assumptions. For this reason it is preferable to use the well known empirical equation derived in TOPP *et alii* (1980) regarding the study of the dielectric response ε_r of various soil samples (presenting different degrees of saturation), as a function of their net water content w. This formula is given by:

$$w = -5.3 \cdot 10^{-2} + 2.92 \cdot 10^{-2} \varepsilon_r - 5.5 \cdot 10^{-4} \varepsilon_r^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} \varepsilon_r^3 \quad (5)$$

In this paper only the Topp formula was considered.

DATA ACQUISITION AND ANALYSIS

A SIR System2 manufactured by GSSI equipped with 500 MHz (center frequency) antenna was used for the GPR survey. The data

(Geophysical Survey System Inc.). I parametri utilizzati nell'acquisizione sono: campioni per traccia: 512; fondo scala dei tempi: 70 ns; funzione di gain: manuale (lineare a tratti su 5 punti in scala logaritmica); distanza tra i markers orizzontali: 1 m.

I parametri di acquisizione giocano un ruolo molto importante in quanto influenzano direttamente la qualità dei dati e di conseguenza la complessità delle successive elaborazioni (DAVIS & ANNAN, 1989; ANNAN & COSWAY, 1994).

La qualità dei dati di campagna è risultata soddisfacente ma non sufficientemente buona per una interpretazione immediata a causa della presenza di una componente di rumore. Si è reso quindi necessario un trattamento dei dati i cui passi sono di seguito elencati:

- normalizzazione delle distanze orizzontali tra i markers per consentire la localizzazione in superficie degli oggetti (noti) sepolti;
- rimozione della traccia media per esaltare gli eventi non perfettamente orizzontali presenti sulle sezioni radar (come ovvio, ciò consente anche la rimozione della bassa frequenza).

Da un'analisi preliminare dei dati di campagna (figura 2) si è osservato che il segnale non si propaga oltre i 50 ns circa. Le profondità di penetrazione approssimative delle onde EM sono state calcolate utilizzando il valore medio di velocità (0.08 m/ns) stimato dalle iperboli di diffrazione (FRUHWIRTH *et alii*, 1996).

Si mette in evidenza una discreta correlazione tra le risposte radar e l'andamento di alcuni lineamenti legati alla presenza dei sottoservizi, indicati con S. In tale sezione si evince anche una buona correlazione tra la risposta radar e l'andamento dello strato che risulta essere l'interfaccia tra terreno e calcarenite (linea bianca). La forte riflessione, indicata con P, è quella relativa ad un pozzetto per la messa a terra dell'impianto elettrico.

were acquired using 512 samples per scan, recording time window of 70 ns, gain function: manual, horizontal marker distance: 1 m.

The acquisition parameters play a very important role because they influence directly the quality of the data and the complexity of the following elaborations (DAVIS & ANNAN, 1989; ANNAN & COSWAY, 1994).

The quality of the raw data did not require advanced processing techniques. However, appropriate processing has been performed for easier interpretation. The most important steps can be summarised as follows:

- horizontal scaling (100 scan/m), to locate the (known) buried objects;
- background removal filter, the filter is a simple arithmetic process that sums all the amplitudes of reflections that were recorded at the same time along a profile and divides by the number of traces summed. The resulting composite digital wave, which is an average of all background noise, is then subtracted from the data set.

A close examination of the raw data (figure 2) showed a penetration of the electromagnetic energy in the first 50 ns two-time window (corresponding to a depth of about 2.0 m if the mean velocity value of 0.08 m/ns is used). The presence of the numerous reflection hyperbolae from a point source allowed to estimate the EM wave velocity propagation (FRUHWIRTH *et alii*, 1996) of 0.08 m/ns in the surveyed area.

The shape and alignment of the anomalies (labelled S) found in the test survey area suggest that they are related to the presence of public utilities (pipes).

Furthermore in the radar section a reflection event (white line) is clearly identifiable. Because of its high amplitude, denoting a strong electromagnetic contrast, this event has been interpreted as due to a more compact layer associated with the calcarenite formation. The strong reflection, labelled P, is relate to a grit for the mass to earth of the electric plant.

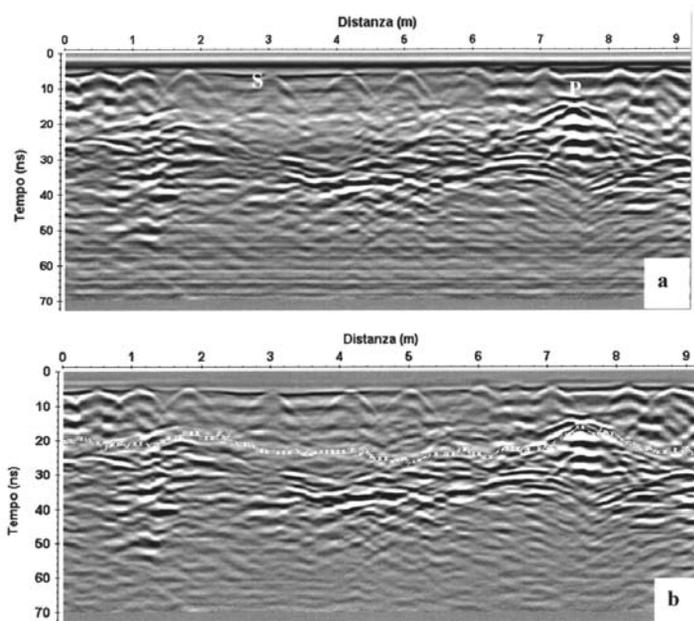


Fig. 2 - Sezione radar: a) di campagna; b) elaborata secondo il processing descritto nel testo.

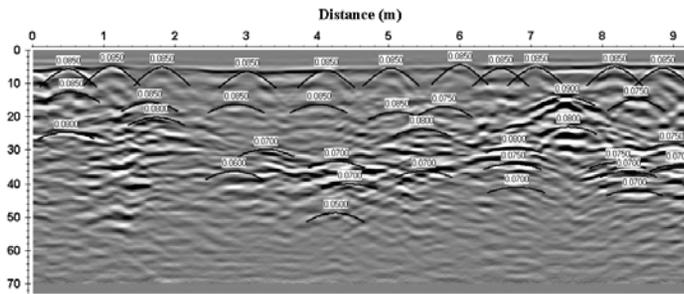
Nella sezione radar sono presenti diverse iperboli di diffrazione dovute alla presenza dei sottoservizi, indicati con S. E' anche visibile l'andamento dell'interfaccia tra terreno e calcarenite (linea bianca). Con P viene indicata la riflessione relativa ad un pozzetto per la messa a terra dell'impianto elettrico.

- Radar section: a) raw, b) elaborated with the processing steps described in the paper. In the radar section there are several hyperbolic diffractions due to the subsurface pipes labelled S. It is possible to note also the interface between agricultural soil and calcarenite (white line). The EM energy reflection labelled P is due to the presence of grit for the mass to earth of the electric plant

STIMA DEL CONTENUTO VOLUMETRICO D'ACQUA

La presenza di disomogeneità, come ciottoli e tubazioni (di diametro inferiore a 0.10 m), di dimensioni piccole rispetto alla lunghezza d'onda del segnale radar nel sottosuolo, fa sì che questi oggetti si comportino come riflettori puntiformi (diffrattori) e causa la presenza di numerose iperboli di diffrazione sulle sezioni radar. Mediante adattamento delle diffrazioni presenti sulle sezioni con iperboli di velocità nota (figura 3), si può ottenere una stima della velocità (quadratica media) relativa alla porzione di sottosuolo sovrastante il corrispondente diffrattore.

L'applicazione di questo metodo ha permesso una stima della velocità (variabile tra circa 0.05 m/ns e circa 0.09 m/ns) fino ad una profondità di 40 ns circa. L'analisi 2D di velocità è stata effettuata con l'utilizzo di un algoritmo che consente l'interpolazione dei valori puntuali di velocità stimati con le iperboli di diffrazione (SANDMEIER, 2000). L'accuratezza dei valori di velocità stimati dipende dall'errore che si commette nella lettura dei tempi doppi di viaggio dell'onda EM nel mezzo (LEUCCI, 1999). In questo caso l'errore da assegnare alle velocità stimate è del 3%.



VOLUMETRIC WATER CONTENT ESTIMATION

The EM wave velocity can be more quickly and easily determined from the reflection profiles acquired in continuous mode, using the characteristic hyperbolic shape of reflection from a point source. In the data several hyperbolic reflections (Fig. 3), which allow an accurate velocity analysis, are present. Figure 3 shows an example of velocity analysis performed, with a computer algorithm (SANDMEIER, 2000), on the data. The application of this method points out both vertical (in time) and lateral velocity variations from about 0.05 m/ns to about 0.09 m/ns.

The accuracy in the EM wave velocity estimate depends on the error in the reading of the two way time (LEUCCI, 1999). In this case the error assigned to the estimated EM wave velocity is 3%.

Il campo di variazione della velocità dell'onda EM è mostrato in figura 4.

Nella figura 4 si osservano due distinte zone:

- una prima zona, quella più superficiale e indicata con A, con valori di velocità di propagazione dell'onda EM variabile tra 0.08 a 0.09 m/ns legata ad un terreno relativamente secco e aerato;
- una seconda zona, quella più profonda e indicata con B, con valori di velocità di propagazione dell'onda EM variabile tra 0.07 e 0.075 m/ns tipiche della calcarenite o bagnata o con presenza di argilla (LEUCCI *et alii*, 2000).

Si osserva, inoltre, un'anomalia di velocità indicata con C con valori della velocità di propagazione dell'onda EM compresi tra 0.050 e 0.065 m/ns. In questo caso la diminuzione della velocità di

Fig. 3 - Stima della velocità di propagazione delle onde EM con il metodo delle iperboli di diffrazione. Accanto ad ogni iperbole è visibile il valore della velocità espresso in m/ns
 - Estimated EM wave velocity propagation using the hyperbola diffraction method. Nearby to every hyperbola is visible the EM wave velocity value in m/ns unit

Figure 4 shows the range of the EM wave velocity variations.

In the figure 4 are observed two separate zones:

- the first zone (shallow), labelled A, with EM wave velocity values ranging from about 0.08 to about 0.09m/ns related to a relatively dry and aired ground;
- the second zone (deeper), labelled B, with EM wave velocity values ranging from about 0.07 to about 0.075m/ns related to wet calcarenite or to calcarenite with presence of clay (LEUCCI *et alii*, 2000).

Furthermore an anomaly, labelled C, was observed. In this case the EM wave velocity values ranging from about 0.050 to about 0.065m/ns. These lower velocities could be due to the increase of the volumetric water content.

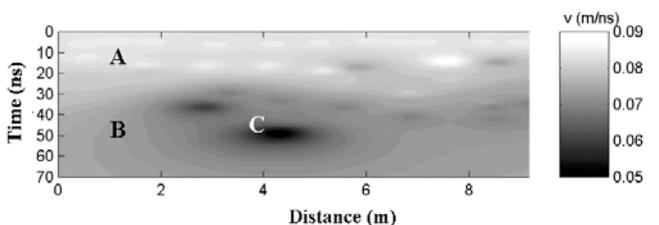


Fig. 4 - Campo di variazione della velocità dell'onda EM. Nella zona indicata con A la velocità di propagazione dell'onda EM assume valori variabili tra 0.08 a 0.09 m/ns; nella zona indicata con B assume valori variabili tra 0.07 e 0.075 m/ns. Valori della velocità di propagazione dell'onda EM compresi tra 0.050 e 0.065 m/ns si osservano nella zona indicata con C
 - EM wave velocity field variations. In the zone labelled A the EM wave velocity propagation values ranging from 0.08 to 0.09 m/ns; in the zone labelled B it assumes values ranging from 0.07 to 0.075 m/ns Values of the EM wave velocity propagation ranging from 0.050 to 0.065 m/ns are observed in the zone labelled C

propagazione dell'onda EM, rispetto ai valori ottenuti nella zona B, potrebbe essere dovuta ad un aumento del contenuto volumetrico in acqua.

In figura 5 è mostrato il confronto tra il modello di variazione della velocità dell'onda EM relativo al profilo acquisito prima dell'acquazzone ed il modello di variazione della velocità dell'onda EM relativo al profilo acquisito dopo l'acquazzone.

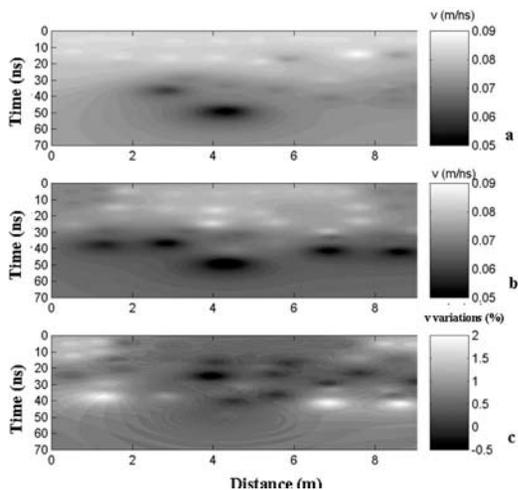


Fig. 5 - Modello di variazione della velocità dell'onda EM: a) prima dell'acquazzone; b) 60 minuti dopo l'acquazzone; c) variazioni in percentuale della velocità relativa ai modelli a) e b)

- EM wave velocity variations model: a) before the downpour; b) 60 minutes after the downpour; c) velocity percentage variation related to the model in a) and in b)

Utilizzando la relazione (6) si ottiene il modello di variazione del contenuto volumetrico di acqua nel sottosuolo dopo l'acquazzone (figura 6). La figura 6 permette di seguire quelle che sono le variazioni del contenuto volumetrico di acqua nel sottosuolo mettendo in evidenza i percorsi preferenziali dell'acqua nel sottosuolo stesso (figura. 6c). All'interno della prima zona, indicata con A, il contenuto volumetrico in acqua aumenta passando dal 20% al 30% circa. Viene messo in evidenza che nella seconda zona, indicata con B, il contenuto volumetrico di acqua aumenta fino a superare il 30%. Ciò è indice di calcarenite molto porosa o molto fratturata (LEUCCI, 2003).

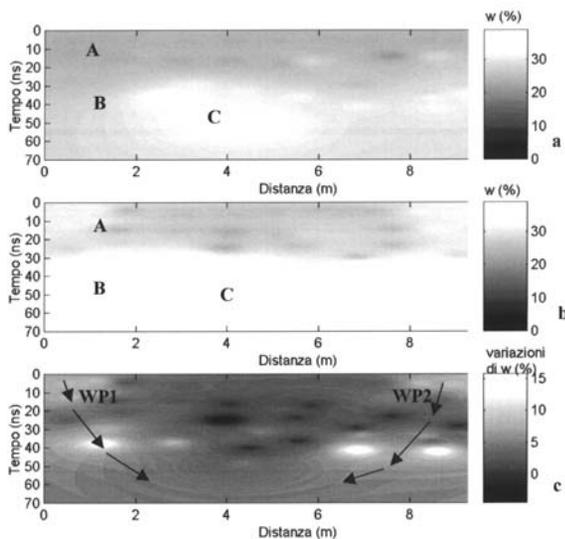


Fig. 6 - Modello di variazione del contenuto volumetrico di acqua: a) prima dell'acquazzone; b) 60 minuti dopo l'acquazzone; c) variazione in percentuale del contenuto volumetrico di acqua relativa ai modelli a) e b). Nella zona indicata con A, il contenuto volumetrico in acqua aumenta passando dal 20% al 30% circa. Nella seconda zona indicata con B il contenuto volumetrico di acqua aumenta fino a superare il 30%. Con WP1 e WP2 vengono indicati i percorsi preferenziali dell'acqua

- Water content variations: a) before the downpour; b) 60 minutes after the downpour; c) percentage variation related to the model in a) and in b). In the zone labelled A the volumetric water content increases from 20% to 30%. In the zone labelled B the volumetric water content increases up to more than 30%. With WP1 and WP2 the preferential paths of the water are pointed out

La figura 6c mette in evidenza due percorsi preferenziali dell'acqua, indicati rispettivamente con WP1 e WP2. In queste zone, infatti, il contenuto volumetrico in acqua subisce un aumento maggiore del 10%. Ciò indica una situazione di maggiore permeabilità. Questo potrebbe essere dovuto ad una porosità elevata o ad un alto grado di fratturazione della calcarenite.

METODOLOGIA ELETTTRICA

Le tecniche di monitoraggio elettrico sono state usate con successo per scopi ambientali in quanto rendono possibile osservare il cambio della resistività dovuto alla migrazione di contaminanti e/o acqua in zone vadose (GREENHOUSE & HARRIS, 1983; KEAN *et alii*, 1987; VAN *et alii*, 1991).

I materiali del sottosuolo in genere sono permeati da una certa quantità più o meno cospicua di acqua. Se questa quantità è superiore ad un certo valore minimo allora la resistività r del materiale cambierà completamente in quanto essa sarà dipendente dalle caratteristiche elettriche della soluzione acquosa che la permea, ρ_w , secondo la relazione (CARRARA *et alii*, 1999):

$$\rho = F \rho_w \quad (7)$$

dove F rappresenta il fattore elettrico di formazione o fattore di formazione come più semplicemente viene chiamato.

" F " è una grandezza adimensionale propria del materiale del sottosuolo e varia in funzione della porosità F , del materiale (intesa come l'insieme dei pori intercomunicanti) e delle sue caratteristiche. ARCHIE (1942) ha ricavato, in condizioni di totale saturazione, un'espressione del tipo:

$$\rho = a \Phi^{-m} \rho_w \quad (8)$$

Nella formulazione più generale:

$$\rho = F \rho_w = (a \Phi^{-m} S^{-k}) \rho_w \quad (9)$$

dove: S è il grado di saturazione (variabile da 0.1 a 1); a , m , k sono fattori numerici ed in particolare: m dipende dal grado di cementazione e dal tipo di porosità ovvero dalla tortuosità delle vie di interconnessione tra i pori (CARRARA *et alii*, 1999).

Per quanto riguarda il fattore k , tale parametro assume generalmente un valore pari a 2. Quando il quantitativo di acqua è inferiore al valore che ne consente l'esistenza di una pellicola continua nel materiale sotto studio, la legge di Archie può ancora considerarsi approssimativamente valida, ma in questo caso " k " assume valori ben maggiori (circa 5) ed " a " valori ben minori (circa 0.1).

Il fattore di formazione F varia tra 5 e 100 per rocce vulcaniche, tra 2 e 100 per rocce sedimentarie e tra 50 e 1000 per rocce cristalline (CARRARA *et alii*, 1999).

Molto importante è la relazione tra la resistività di una soluzione acquosa e la sua salinità poichè, chiaramente, la salinità delle acque sotterranee ne condiziona l'uso.

Un'estensione della legge di Archie porta a (WAXMAN & SMITS, 1968):

$$\sigma = S^k \Phi^m \sigma_w \quad (10)$$

L'efficienza della legge di Archie estesa è stata confermata da molti studi sperimentali quando le rocce hanno un basso contenuto di argilla e, particolarmente, quando le fluttuazioni di microporosità e microsaturazione sono piccole (SEN, 1997).

Figure 6c shows two preferential paths of the water, labelled respectively WP1 and WP2. In fact in these zones the volumetric water content is greater than 10% in comparison to the other zones. This points out a situation of greater permeability that could be due to an elevated porosity or to an higher jointing degree of the calcarenite.

ELECTRICAL METHOD

The electrical methods have been used successfully for environmental purposes because of their ability to observe the change in resistivity due to migration of contaminants and/or water in the vadose zone (GREENHOUSE & HARRIS, 1983; KEAN *et alii*, 1987; VAN *et alii*, 1991).

The materials of the subsoil are generally permeated by a certain more or less conspicuous quantity of water. If this quantity is greater than a certain value, the resistivity r of the material will change completely because it will be dependent from the electric characteristics of the water solution that permeates it, ρ_w , according to the relationship (CARRARA *et alii*, 1999):

$$\rho = F \rho_w \quad (7)$$

where F represents the formation electric factor or factor of formation.

" F " is an adimensional parameter linked to the subsoil material and it is a function of the porosity F of the material and of its characteristics. ARCHIE (1942) obtained, under conditions of total saturation, the following relationship:

$$\rho = a \Phi^{-m} \rho_w \quad (8)$$

that in the most general formulation:

$$\rho = F \rho_w = (a \Phi^{-m} S^{-k}) \rho_w \quad (9)$$

where: S is the degree of saturation (varying from 0.1 to 1); a , m , k are numerical factors and particularly: m depends on the degree of cementation and on the type of porosity (CARRARA *et alii*, 1999).

The factor k is generally equal to 2. When the quantity of water is inferior to the value that allows the existence of a continuous film in the material study, the law of Archie can be considered approximately still valid, but in this case " k " it assumes greater values (around 5) and " a " smaller values (around 0.1).

The factor of formation F varies between 5 and 100 for volcanic rocks, between 2 and 100 for sedimentary rocks and between 50 and 1000 for crystalline rocks (CARRARA *et alii*, 1999).

Very important is the relationship between the resistivity of a water solution and its salinity since, the salinity of the underground waters, conditions the use of it.

An extension of the law of Archie is (WAXMAN & SMITS, 1968):

$$\sigma = S^k \Phi^m \sigma_w \quad (10)$$

The efficiency of extended Archie's law has been confirmed by many experimental studies when rocks have a low-clay content, and particularly when the fluctuations of microporosity and microsaturations are small (SEN, 1997).

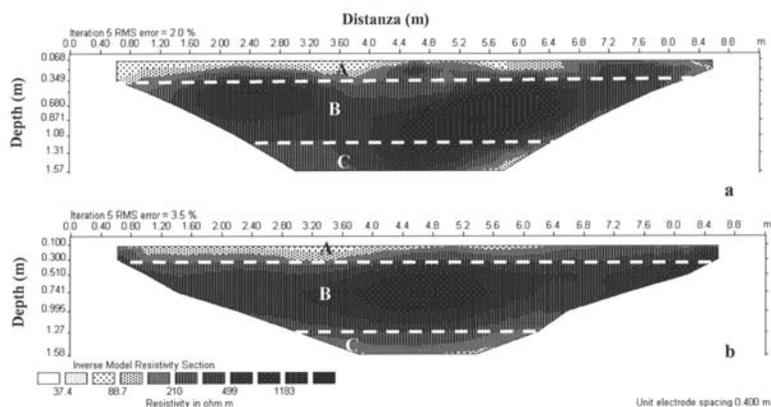
MODELLO DI CONDUTTIVITA' DELL'ACQUA

Un profilo elettrico è stato eseguito lungo la diagonale dell'area test e si sovrappone al profilo radar. Per le misure sono stati utilizzati 24 elettrodi con spaziatura interelettrodica pari a 0.4 m. Sono state utilizzate le disposizioni elettrodiche dipolo-dipolo e Wenner (LOKE, 2001).

I modelli 2D di resistività ottenuti dopo 5 iterazioni con errore RMS finale al di sotto del 4%, sono mostrati in figura 7.

I modelli di resistività mostrano, in modo più chiaro per la configurazione tipo Wenner (figura 7b), l'esistenza di una stratificazione quasi orizzontale (linee bianche tratteggiate) con valori di resistività compresi tra circa:

- 40 e 160 Ω m nello strato indicato con A;
- 170 e 1200 Ω m nello strato indicato con B;
- 40 e 170 Ω m nello strato indicato con C.



WATER CONDUCTIVITY MODEL

The 2D electrical profile was performed along the diagonal of the test area and it overlaps the radar profile. The electrical data were acquired using 24 electrodes spaced every 0.4 m. The dipole-dipole and Wenner arrays were used (LOKE, 2001).

The 2D resistivity models obtained after 5 iterations with a final RMS error below 4%, are shown in figure 7.

The resistivity models show, for the Wenner array (figure 7b), the existence of an almost horizontal stratification (outline with white lines) with the follow resistivity values ranging between:

- 40 and 160 Ω m in the layer labelled A;
- 170 and 1200 Ω m in the layer labelled B;
- 40 and 170 Ω m in the layer labelled C.

Fig. 7 - Modelli 2D di resistività: a) disposizione elettrodica dipolo - dipolo e b) disposizione elettrodica Wenner. I modelli di resistività mostrano l'esistenza di una stratificazione quasi orizzontale (linee bianche tratteggiate). La zona indicata con A ha resistività comprese tra 40 e 160 Ω m; la zona indicata con B ha resistività comprese tra 170 e 1200 Ω m; la zona indicata con C ha resistività comprese tra 40 e 170 Ω m.

- 2D resistivity models: a) dipole-dipole electrode array; b) Wenner electrode array. The resistivity models show a stratification almost horizontal (white lines). The zone labelled A has resistivity values ranging from 40 to 160 Ω m; the zone labelled B has resistivity values ranging from 170 to 1200 Ω m; the zone labelled C has resistivity values ranging from 40 and 170 Ω m.

Considerando i valori di resistività ottenuti si potrebbe attribuire lo strato indicato con A al terreno agricolo, lo strato indicato con B alla presenza di calcarenite più compatta e lo strato indicato con C a calcarenite più deteriorata (LEUCCI *et alii*, 2003).

Con lo scopo di mappare il flusso dell'acqua dalla superficie del terreno nel sottosuolo e permettere un confronto con i risultati ottenuti con la metodologia GPR, il profilo è stato ripetuto dopo un acquazzone. E' stata utilizzata la disposizione elettrodica tipo dipolo-dipolo (LOKE, 2001). Le misure sono state ripetute ad intervalli regolari di 30 minuti.

Le misure ripetute dopo l'acquazzone sono state confrontate con le misure eseguite prima dell'acquazzone. La distribuzione dell'acqua nel sottosuolo è facilmente determinabile attraverso la stima dei cambi in percentuale dei valori di resistività che si ottengono dai modelli riferiti ai dati raccolti a tempi diversi.

In figura 8b vengono mostrati i risultati relativi al profilo ripetuto dopo 60 minuti dall'acquazzone.

Il modello di variazione percentuale di resistività (figura 8c) mostra, in particolare, la presenza di zone (indicate rispettivamente con WP1 e WP2) in cui i valori di resistività subiscono una diminuzione che va dallo 0.5% al 20% circa. Tale diminuzione è chiaramente dovuta ad un aumento del contenuto volumetrico in acqua. Queste zone sono quindi le zone preferenziali di deflusso dell'acqua.

Considering the obtained resistivity values, the layer labelled A could be interpreted as the agricultural soil, the layer labelled B could be interpreted as more compact calcarenite and the layer labelled C could be interpreted as more weathered calcarenite (LEUCCI *et alii*, 2003).

With the purpose to map the water flow from the ground surface to the subsoil and to allow a comparison with the results obtained with the GPR method, the electrical profile was repeated after a downpour. Only the dipole-dipole array was used (LOKE, 2001).

The measures were repeated to regular intervals of 30 minutes.

The repeated measures after the downpour were compared with the measures performed before the downpour. The water distribution in the subsoil is easily determinable through the changes in percentage of the resistivity values in the resistivity models obtained at different times.

In figure 8b are shown the results related to the profile acquired 60 minutes after the downpour.

The model of the percentage variations of the resistivity (Fig. 8c) shows, particularly, the presence of zones (labelled respectively WP1 and WP2) in which the resistivity values decrease from about 0.5% to about 20%. Such reduction is clearly due to an increase of the volumetric water content. These zones are therefore the preferential zones of outflow of the water.

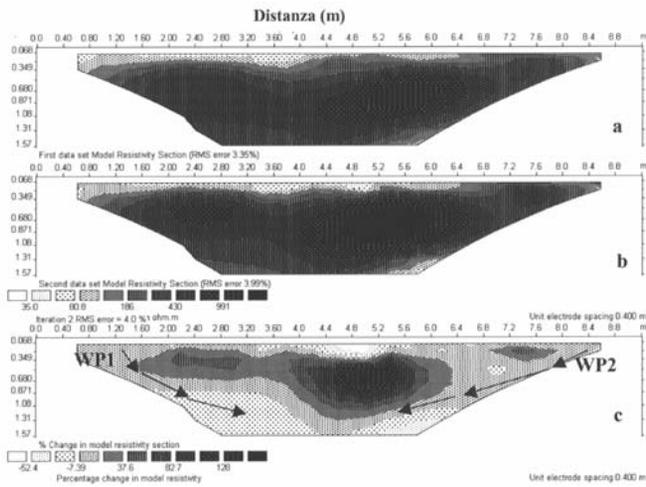


Fig. 8 - Modelli 2D di resistività: a) prima dell'acquazzone; b) 60 minuti dopo l'acquazzone; c) variazioni percentuali della resistività. E' importante notare la presenza delle zone (indicate rispettivamente con WP1 e WP2) in cui i valori di resistività subiscono una diminuzione che va dallo 0.5% al 20% circa.

- 2D resistivity models: a) before the downpour; b) 60 minutes after the downpour; c) percentage variations of resistivity. It is important to note the presence of the zones (labelled WP1 and WP2 respectively) in which the resistivity values decrease in the range from 0.5% to 20%.

E' importante notare l'accordo con i risultati ottenuti con l'utilizzo del metodo GPR (figura 6c).

Nelle zone indicate rispettivamente con WP1 e WP2 sembra esserci quindi una situazione di maggiore permeabilità dei materiali presenti nel sottosuolo dell'area indagata. In particolare viene confermata la presenza di calcarenite più deteriorata (elevato grado di fratturazione) nella zona indicata con C in figura 7.

TOMOGRAFICA SISMICA A RIFRAZIONE

Il metodo sismico a rifrazione è stato usato con successo per la mappatura della tavola d'acqua e degli acquiferi in formazioni di sabbia non consolidata. L'effetto della saturazione sulla velocità di propagazione delle onde sismiche è stato ampiamente studiato (GASSMANN, 1951; BIOT, 1956, 1962; DOMENICO, 1974; MURPHY, 1984).

BACHRACH e NUR (1998), utilizzando esperimenti di campo ad alta risoluzione sulle sabbie, hanno confermato le possibilità offerte dallo studio della velocità di propagazione delle onde sismiche nelle indagini sui processi idrogeologici.

In questa parte del lavoro si analizzano i contributi del metodo sismico tomografico a rifrazione (LEUCCI, 2003) per ottenere informazioni sul contenuto d'acqua nei suoli. Queste informazioni sono poi comparate a quelle ottenute dall'utilizzo della metodologia GPR.

ANALISI DEI DATI

E' stato realizzato un profilo di tomografia sismica a rifrazione che si sovrappone ai profili GPR ed elettrico.

L'acquisizione dei dati è stata condotta usando 12 geofoni verticali con frequenza propria pari a 14 Hz con distanza intergeofonica pari a 0.8 m. Sono stati registrati 12 energizzazioni effettuate con un martello da 5 Kg. Per garantire una buona copertura dell'area indagata le energizzazioni sono state realizzate in corrispondenza di ogni geofono.

Il picking dei primi arrivi per ogni registrazione mostra due maggiori pendenze rispettivamente dell'onda P diretta e di un'onda rifratta (Fig. 9).

It is important to note the accord with the results obtained with the GPR method (Fig. 6c).

In the zones labelled respectively WP1 and WP2 it seems to be a situation of greater permeability of the materials present in the subsoil of the investigated area. Particularly, it is confirmed the presence of calcarenite more deteriorated (elevated degree of fracturation) in the zone labelled C in figure 7.

SEISMIC REFRACTION TOMOGRAPHY

The seismic refraction method have been used successfully for mapping water tables and aquifers in unconsolidated sandy formations. The effect of saturation on seismic velocities has been broadly studied (GASSMANN, 1951; BIOT, 1956, 1962; DOMENICO, 1974; MURPHY, 1984).

BACHRACH and NUR (1998), using field experiments in sands, have confirmed the potential offered by the study of the velocity of propagation of the seismic waves in the investigations on the hydrogeological processes.

In this part of the paper, the contributions of the seismic refraction tomography method (LEUCCI, 2003) are analyzed to obtain information about the water content in the grounds. These informations are then compared to those obtained using the GPR methodology.

DATA ANALYSIS

A seismic refraction tomography profile overlapped to the GPR and electric profiles was acquired.

The data were acquired using 12 vertical geophones (14 Hz frequency) spaced every 0.8 m. To guarantee a good coverage of the investigated area the shot points were 12 in correspondence of every geophone. The source was a 5 kg hammer.

The first arrival times picked for every recorded seismogram show two different slopes (inclination) related to the direct P wave and to the refracted P wave (Fig.9).

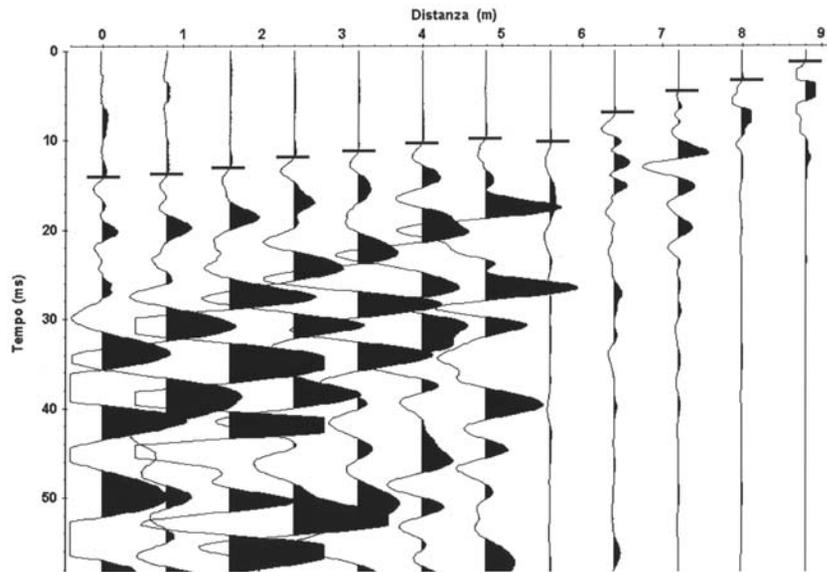


Fig. 9 - Esempio di picking realizzato sul sismogramma relativo alla energizzazione realizzata sul dodicesimo geofono
 - Example of picking realized on the seismogram related to the shot point nearby geophone n° 12

L'inversione dei dati di sismica a rifrazione è stata realizzata utilizzando il metodo del delay - time (PARKISER & BLACK, 1957). In questo modo è stato costruito un primo modello di sottosuolo da utilizzare come modello di confronto per l'inversione tomografica (LEUCCI, 2003). Il modello ottenuto dall'inversione tomografica è mostrato in figura 10a.

The inversion of the seismic data was performed using the delay - time method (PARKISER & BLACK, 1957).

The model obtained by the tomographic inversion (LEUCCI, 2003) is shown in figure 10a.

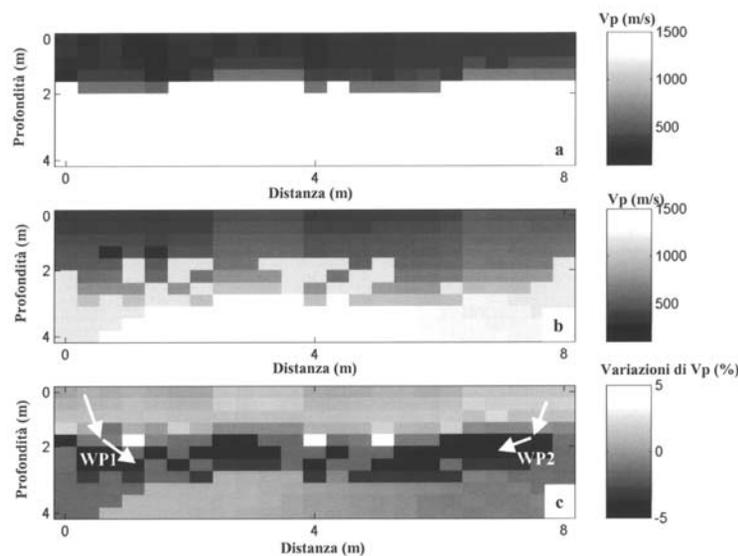


Fig. 10 - Modello di variazione della velocità di propagazione dell'onda P: a) prima dell'acquazzone; b) 60 minuti dopo l'acquazzone; c) variazione in percentuale. Il modello di variazione percentuale della velocità di propagazione dell'onda P nel sottosuolo mostra le zone preferenziali di deflusso dell'acqua (indicate con WP1 e WP2). In queste zone la velocità V_p subisce un aumento che va dal 2 al 4%.

- P wave velocity variation model: a) before the downpour; b) 60 minutes after the downpour; c) percentage variations. The model of variation percentage of the P wave shows the preferential zones of outflow of the water (labelled WP1 and WP2). In these zones the V_p increase in the range values from 2 to 4%.

Il modello 2D di variazione della velocità di propagazione dell'onda P mostra chiaramente il primo strato di terreno agricolo con velocità pressoché costante intorno ai 400 m/s.

The 2D velocity model show clearly the first layer of agricultural ground with constant P wave velocity propagation value (about 400 m/s).

Il secondo strato, quello delle calcareniti, ha velocità di propagazione dell'onda P superiori ai 1400 m/s.

The second layer, calcarenite layer, has P wave velocity propagation value higher than 1400 m/s.

Non si riesce a mettere in evidenza un terzo strato in quanto le distanze, piccole, utilizzate tra punti di scoppio e ricevitori consentono di indagare solo nel primo metro e mezzo di sottosuolo.

The results of seismic survey do not point out the third layer because of the small used offsets allow to investigate only in the first 1,5 m of the subsoil.

Anche in questo caso con lo scopo di mappare il flusso dell'acqua dalla superficie del terreno nel sottosuolo e permettere un confronto con i risultati ottenuti con l'utilizzo delle metodologie GPR ed elettrica, il profilo sismico è stato ripetuto 60 minuti dopo l'acquazzione. È stata mantenuta la stessa geometria di acquisizione.

Le misure ripetute dopo l'acquazzione sono state confrontate con le misure eseguite prima dell'acquazzione. La distribuzione dell'acqua nel sottosuolo è facilmente determinabile attraverso la stima dei cambi in percentuale dei valori di velocità di propagazione dell'onda P dei modelli riferiti ai dati raccolti a tempi diversi. Il modello di variazione della velocità di propagazione dell'onda P nel sottosuolo ottenuto nelle misure realizzate dopo l'acquazzione (figura 10b), viene confrontato con il modello di velocità di propagazione dell'onda P nel sottosuolo ottenuto con la misura prima dell'acquazzione (figura 10a).

Il modello di variazione percentuale della velocità di propagazione dell'onda P nel sottosuolo (figura 10c) mostra le zone preferenziali di deflusso dell'acqua. In queste zone la velocità V_p subisce un aumento che va dal 2 al 4% nel primo strato.

Utilizzando le informazioni ottenute dallo studio della velocità di propagazione delle onde P si può dare una stima delle proprietà degli strati porosi. I risultati ottenuti dall'inversione dei dati dei profili sismici acquisiti prima e dopo l'acquazzione mostrano condizioni fisiche del sottosuolo nettamente diverse. Questo può essere spiegato dalle variazioni del contenuto volumetrico in acqua e di conseguenza dalle diverse condizioni di saturazione del sottosuolo dell'area indagata. Infatti, come predetto dal modello di Biot-Gassmann (si veda per es. PRIDE *et alii*, 1992; BACHRACH & NUR, 1998) la velocità di propagazione dell'onda P aumenta fortemente quando il mezzo è molto poroso.

CONCLUSIONI

Si discuterà brevemente sui risultati riguardanti il contenuto volumetrico d'acqua ottenuto da misure GPR e dalla combinazione con misure sismiche ed elettriche rispettivamente.

L'uso dei dati GPR per stimare il contenuto volumetrico d'acqua nel terreno è stato mostrato essere efficace e può dare quindi informazioni su aree più o meno estese. Tre strati quasi orizzontali possono essere riconosciuti sui dati di tomografia elettrica 2D (figura 7). Mentre sia sui dati GPR che di tomografia sismica a rifrazione se ne possono individuare solo due. Questo può essere dovuto:

- per il metodo GPR, ai bassi valori di resistività (alti valori di conducibilità) riscontrati nel terzo strato che limitano la propagazione delle onde EM all'interno del solo secondo strato;
- per il metodo sismico, ai bassi offsets utilizzati nell'acquisizione del profilo sismico che, come è noto, limitano la profondità di indagine e alle basse frequenze legate al segnale sorgente che limitano la risoluzione verticale.

Questi risultati mettono ancora più in evidenza i vantaggi della combinazione di più metodi che sono basati su differenti parametri fisici.

Also in this case with the purpose to map the water flow from the ground surface into the subsoil and to allow a comparison with the results obtained with both the GPR and electrical methods, the seismic profile was repeated 60 minutes after the downpour. The same acquisition geometry was used.

The measures repeated after the downpour were compared with the measures performed before the downpour. The water distribution in the subsoil is easily determinable through the estimate of the changes in percentage of the values of the P wave velocity propagation in the data acquired at different times. The model of variation of the P wave velocity in the subsoil obtained in the measures performed after the downpour (Fig. 10b), was compared with the P wave velocity model obtained with the measure before the downpour (Fig. 10a).

The P wave velocity percentage model variations in the subsoil (Fig.10c) show the preferential zones of outflow of the water. In these zones the velocity increases between 2 and 4% in the first layer.

The information obtained by the investigation on P wave velocity propagation study provides estimates on some properties of the porous layers. The results obtained from the inversion of the seismic data acquired before and after the downpour show, clearly, different physical conditions of the subsoil. This can be explained by the variations of the volumetric water content and from the different saturation conditions of the subsoil of the investigated area. In fact, as predicted by the Biot-Gassmann theory (see PRIDE *et alii*, 1992; BACHRACH & NUR, 1998) the P wave velocity propagation strongly increases when the medium is very porous.

CONCLUSIONS

A brief discussion on the results related to volumetric water content obtained from GPR measurements and its combination with electrical and seismic measurements will be presented.

The use of the GPR data to estimate the volumetric water content in the ground has been shown to be reliable, and can give information on wider areas. Three quasi-horizontal layers can be recognized from the electrical data (Fig. 7). While in the GPR data and in the seismic tomography refraction data can be recognized only two layers. It can be due:

- for the GPR method, the low values of resistivity (high values of conductivity) found in the third layer that limit the propagation of the EM waves inside the second layer;
- for the seismic method, the low offsets used in the acquisition, as it is known, limit the depth of investigation and the low frequencies linked to the source signal that limit the vertical resolution.

These results point out better the advantages of the combination of more geophysical methods that are based on different physical parameters.

L'analisi combinata dei risultati identifica chiaramente le corsie preferenziali, laterali, che non possono essere ben distinte sulla figura 10c usando il solo metodo sismico.

Si vuole enfatizzare il fatto che le metodologie GPR, sismica tomografica a rifrazione ed elettrica possano monitorare accuratamente sia le variazioni laterali che quelle verticali del contenuto d'acqua e che tali misure, se ripetute nel tempo, potrebbero aiutare gli idrogeologi a mappare ed interpretare i trasferimenti d'acqua e i percorsi preferenziali del flusso nelle zone vadose.

RINGRAZIAMENTI

L'autore desidera ringraziare la Sig. Lara De Giorgi per il valido supporto fornito durante l'acquisizione dei dati. Desidero inoltre ringraziare i Revisori per i commenti ed i consigli.

OPERE CITATE / REFERENCES

- ANNAN A.P. & COSWAY S.W. (1994) - *GPR frequency selection*. Proceeding of the 5th International Conference on Ground Penetrating Radar, (GPR '94): 747-760, Kitchener, Ontario, Canada.
- ARCHIE G. E. (1942) - *The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics*. Trans. AIME, **145**: 54-62.
- BACHRACH R. & NUR A. (1998) - *High-resolution shallow-seismic experiments in sands: part I: water table, fluid flow and saturation*. Geophysics, **63**: 1225-1233.
- BIOT M.A. (1956) - *Theory of propagation of elastic waves in fluid saturated porous solid. I low frequency range, II higher frequency range*. J. Acoust. Soc. Am., **28**: 168-191.
- BIOT M.A. (1962) - *Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media*. J. Appl. Phys., **32**: 1482-1498.
- CARRARA E., RAPOLLA A. & ROBERTI N. (1992) - *Le indagini geofisiche per lo studio del sottosuolo: metodi geoelettrici e sismici*. Liguori editore.
- DAVIS J.L. & ANNAN A.P. (1989) - *GPR for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy*. Geophysical Prospecting, **37**: 531-551;
- de GROOT-HEDLIN C. & CONSTABLE S. (1990) - *Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data*. Geophysics, **55**: 1613-1624.
- DOMENICO S. (1974) - *Effect of water saturation on seismic reflectivity in sand reservoirs encased in shale*. Geophysics, **39**: 759-769.
- DU S. & RUMMEL P. (1994) - *Reconnaissance studies of moisture in the subsurface with GPR*. Proceeding of the 5th International Conference on Ground Penetrating Radar, (GPR '94): 1224-1240, Kitchener, Ontario, Canada.
- ENDREA A.L. & KNIGHT R. (1992) - *A theoretical treatment of the effect of microscopic fluid distribution on the dielectric properties of partially saturated rocks*. Geophys. Prospect., **40**: 307-324.
- FREEDMAN R. & VOGIATZIS J.P. (1979) - *Theory of microwave dielectric constant logging, using the electromagnetic propagation method*. Geophysics, **44**: 969-986.
- FRUHWIRTH R.K., SCHMOLLER R. & OBERAIGNER E.R. (1996) - *Some aspects on the estimation of electromagnetic wave velocities*. Proceedings GPR'96, 6th International Conference on Ground Penetrating Radar, Tohoku University, Sendai, Japan September 30 - October 3; 135 -138.
- GARAMBOIS S., SÉNÉCAL P. & PERROUD H. (2002) - *On the use of combined geophysical methods to assess water content and water conductivity of near - surface formations*. Journal of Hydrology, **259**: 32-48.
- GASSMANN F. (1951) - *Über die Elastizität poroser Medien*. Viertel-jahrschr. Naturforsch. Gesellschaft, Zurich, **96**: 1-23.
- GREAVES R.J., LESMES D.P., LEE J.M. & TOKSOZ N. (1996) - *Velocity variations and water content estimated from multi-offset, ground-penetrating radar*. Geophysics, **61**: 683-695.
- GREENHOUSE J.P. & HARRIS R.D. (1983) - *Migration of contaminants in groundwater at a landfill: a case study. 7. DC, VLF, and inductive resistivity surveys*. J. Hydrol., **63**: 177-197.
- HAGREY S.A. & MULLER C. (2000) - *GPR study of pore water content and salinity in sand*. Geophys. Prospect., **48**: 63-85.
- KEAN W.F., WALTER M.J. & LAYSON H.R. (1987) - *Monitoring moisture migration in the vadose zone with resistivity*. Ground Water, **25**: 562-571.
- LEUCCI G. (1999) - *Prospezioni elettromagnetica e di sismica a riflessione: studio dell'influenza dei parametri strumentali sul rapporto segnale/rumore*. Tesi di laurea in Fisica "Università degli Studi di Lecce" A.A. 1997-98.
- LEUCCI G., MARGIOTTA S. & NEGRI S. (2000). *Un contributo per la definizione dei rapporti geometrici tra due unita' oligo-mioceniche del Salento Leccese (Puglia, Italia) mediante indagini geofisiche con georadar*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **119**: 703-714.
- LEUCCI G., NEGRI S., CARROZZO M.T. & NUZZO L. (2002) - *Use of ground penetrating radar to map subsurface moisture variations in an urban area*. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, **7**: 69-77.

The combined analysis of the results clearly identifies the preferential water path that cannot be well recognized on figure 10c using only the seismic method.

It is important to emphasize that GPR, seismic refraction tomography, and electrical methods can carefully monitor the lateral and vertical variations of the volumetric water content. These measurements, if repeated over time, could help hydrogeologists to map and to interpret the water seepage and the preferential flow paths in the vadose zone.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author would like to thank Ms Lara De Giorgi for her precious collaboration during data acquisition. The author is also grateful to the reviewers for their valuable comments and remarks.

USO DEI METODI GEOFISICI ELETTROMAGNETICO IMPULSIVO, GEOELETTTRICO E SISMICO TOMOGRAFICO A RIFRAZIONE PER STIMARE
IL CONTENUTO VOLUMETRICO IN ACQUA DEI SUOLI

- LEUCCI G. (2003) - *Evaluation of karstic cave stability using integrated geophysical methods*. *GeoActa*, **2**: 47-60.
- LEUCCI G., MARGIOTTA S., NEGRI S., (2003) - *Geological and geophysical investigations in karstic environment (Salice Salentino, Lecce, Italy)*. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, **9**: 25-34.
- LOKE M.H. (2001) - *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys*. RES2DINV Manual, IRIS Instruments, www.iris-instruments.com.
- MURPHY III W.F. (1984) - *Acoustic measures of partial gas saturation in tight sandstones*. *J. Geophys. Res.*, **89**, 11549-11559.
- PARKISER L.C. & BLACK R.A. (1957) - *Exploring for ancient channels with the refraction seismograph*. *Geophysics*, **22**: 32-47.
- PRIDE S.R., GANGI A.F. & MORGAN D.F. (1992) - *Deriving the equations of motion for porous isotropic media*. *J. Acoust. Soc. Am.*, **92**: 3278-3290.
- SANDMEIER K.J. (2000) - *Reflexw 2.1 manual*. Sandmeier Software, Zipser Strasse 1, D-76227 Karlsruhe Germany.
- SEN P.N., SCALA C. & COHEN M.H. (1981) - *A self-similar model for sedimentary rocks with application to the dielectric constant of fused glass beads*. *Geophysics*, **46**, 781-795.
- SEN P.N. (1997) - *Resistivity of partially saturated carbonate rocks with microporosity*. *Geophysics*, **62**: 415-425.
- SHEN L.C., SAVRE W.C., PRICE J.M. & ATHAVALE K. (1985) - *Dielectric properties of reservoir rocks at ultra-high frequencies*. *Geophysics*, **50**: 692-704.
- TOPP G.C., DAVIS J.L. & ANNAN A.P. (1980) - *Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines*. *Water Resources Research*, **16**: 574-582.
- VAN G.P., PARK S.K. & HAMILTON O. (1991) - *Monitoring leaks from storage ponds using resistivity methods*. *Geophysics*, **56**: 1267-1270;
- VAN OVERMEEREN R.A., SARIOWAN S.V. & GEHRELS J.C. (1997) - *GPR for determining volumetric water content; results of comparative measurements at two test sites*. *J. Hydrol.*, **197**: 316-338.
- WAXMAN M.H. & SMITS L.J.M. (1968) - *Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands*. *Soc. Pet. Engng J.*, **8**: 107-122.