

APPLICAZIONE DI METODOLOGIA GPR ALLO STUDIO DI COLLASSI DEL PIANO DI CAMPAGNA IN UNA AREA DI PIANURA (BOLOGNA).

VETTORE LUCIANA*, **MARTELLI LEONARDO****,
CREMONINI STEFANO**, **RABBI ERNESTO****,
CIABATTI MARIO**

*Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova

**Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università degli Studi di Bologna

RIASSUNTO

Forme di collasso del piano di campagna in terreni alluvionali della pianura emiliana sono in corso di studio da qualche anno per definirne la genesi ed, eventualmente, i rischi connessi. Si illustra un primo tentativo di prospezione GPR intensiva, con antenna da 500 MHz, su un sistema di cavità di neoformazione, mirante a definire le relazioni reciproche tra le singole manifestazioni superficiali ed a caratterizzarne la geometria di sviluppo. Si conclude che anche con tale metodica analitica non risulta possibile individuare una rete di connessione tra i singoli fenomeni, rete che resta pertanto configurabile a prevalente sviluppo verticale oppure orizzontale ma con calibri dei condotti estremamente limitati (< 10 cm) e geometrie irregolari e complesse.

INTRODUZIONE

Nella pianura emiliana, dal 1990 si è accentuata la comparsa di fenomeni localizzati di collasso del piano di campagna. Si tratta di cavità di dimensioni da decimetriche a metriche che si manifestano repentinamente a seguito del crollo del cielo di piccole cavità ipogee di dimensioni e geometrie varie, talora ubicate entro i primi 100-150 cm di profondità, altre volte comprese tra i 2 e i 3 metri. Il controllo autoptico in trincea ha evidenziato cavità isolate, talvolta a limitato sviluppo orizzontale e con fondo apparentemente cieco, che si esauriscono in piccoli condotti irregolari variamente direzionati (anche antigravitativi).

In letteratura, le cause circa la genesi di questi fenomeni vengono associate a:

- a) neotettonica (PELLEGRINI & VEZZANI, 1978);
- b) degassamento naturale (BONORI et alii, 2000);
- c) suffosione verticale in relazione all'emungimento idropotabile (LUGO HUBP et alii, 1999);
- d) suffosione (piping) laterale legata alla incisione delle aste fluviali (BERRY, 1970).

Dal 2001 una tesi di dottorato, in svolgimento presso il Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell'Università degli Studi di Bologna, sta analizzando il fenomeno presso alcune aree campione, in una delle quali i collassi risultano evidenti ad iniziare dall'anno 2000. Poiché per lo studio di tale fenomeno è prioritaria la definizione tridimensionale delle cavità e delle loro interrelazioni, risultando queste ultime ancora la maggiore incognita, si è esperito un tentativo di indagine tramite GPR in considerazione della non invasività, velocità ed economicità del metodo.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO ED UBICAZIONE DELL'AREA

L'area di indagine, ove sono più frequenti ed evidenti i sopraindicati fenomeni di collasso (fig. 1), è ubicata 750 metri ad W dell'alveo del fiume Reno (fig. 2) e separata da questo da 500 metri di golena sopraelevata di circa 3 m rispetto al piano di campagna circostante.

La sequenza stratigrafica locale, recante al top un suolo franco limoso del catalogo dei suoli della regione classificato come Udifluentic Ustochrepts (REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 1999) è costituita da una successione di limi fino a 3,60-4,50 m di profondità, talvolta intercalati da limi sabbiosi in spessori circa decimetrici, pertinenti a sistemi di tracciazione riferibili ad età medievale, che giacciono sul tetto di un banco di argille limose e/o limi argillosi grigio azzurri di età tardo romana (in corso di studio), relativi a decantazione bacinale e ben individuabili nei singoli episodi sedimentari.

Nel periodo siccitoso la falda è risultata rilevabile negli intervalli stratigrafici più grossolani posti attorno 5-5,70 m di profondità. Le acque sono di tipo prevalentemente bicarbonato calciche, con una conducibilità elettrica media di 1100-1200 $\mu\text{S cm}^{-1}$ ed un massimo di 4500 $\mu\text{S cm}^{-1}$.

Dal punto di vista tettonico-strutturale, l'area giace nell'ala destra della grande Sinclinale di Bologna (PIERI & GROPPI, 1981; CASTELLARIN et alii, 1985; CNR, 1990), in posizione depocentrale: i dettagli locali sono ancora in corso di studio (MARTELLI, in preparazione). Grazie alla subsidenza naturale, compresa tra 0,75 mm/anno (ELMI et al., 2003) e 2 mm/anno (CARMINATI et alii, 2003), qui sono registrate per intero le sequenze sedimentarie quaternarie del supersistema marino e del supersistema emiliano romagnolo continentale (REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998): il subsistema quaternario marino 3'', caratterizzato dalle clinoforme dei foresets progradanti da W verso E, giace qui tra 750 e 950 m circa di profondità. I depositi continentali del supersistema sono di origine alluvionale, relativi alla piana ultradistale dei conoidi appenninici (AMOROSI et alii, 2002).

La subsidenza di origine antropica legata all'emungimento idrico risulta la massima in assoluto di tutta la pianura emiliana, raggiungendo il valore di 30 mm/anno (ARPA, 2001) negli ultimi 30 anni.

L'area del survey geofisico è stata scelta entro il cuore della depressione delle isofreatiche locali, a cavallo dell'area di transizione tra l'areale di massima densità dei collassi ed il piano di campagna ancora integro ubicato tra quest'ultima e l'alveo fluviale (fig. 3), con lo specifico intento di accertare l'esistenza di eventuali reti di drenaggio suffosivo subsuperficiali in direzione di tale collettore.

Oltre all'area indagata intensivamente, costituita da un quadrilatero di 1000 m² servito con 50 linee di acquisizione N-S, della lunghezza di 20 m ognuna, reciprocamente parallele con passo di 1 m, sono state eseguite altre 2 sezioni GPR di maggior lunghezza di cui la prima lunga 190 metri e la seconda, circa ortogonale a questa, lunga 50 metri (fig. 3), per un totale complessivo di circa 1250 metri.



A



B

Fig. 1 - Alcuni esempi di cavità da sprofondamento del p.c. rinvenute nell'area indagata.

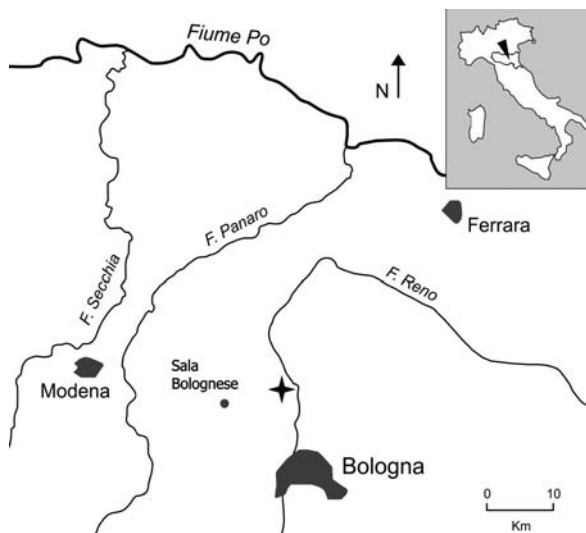


Fig. 2 - Ubicazione dell'area di indagine.

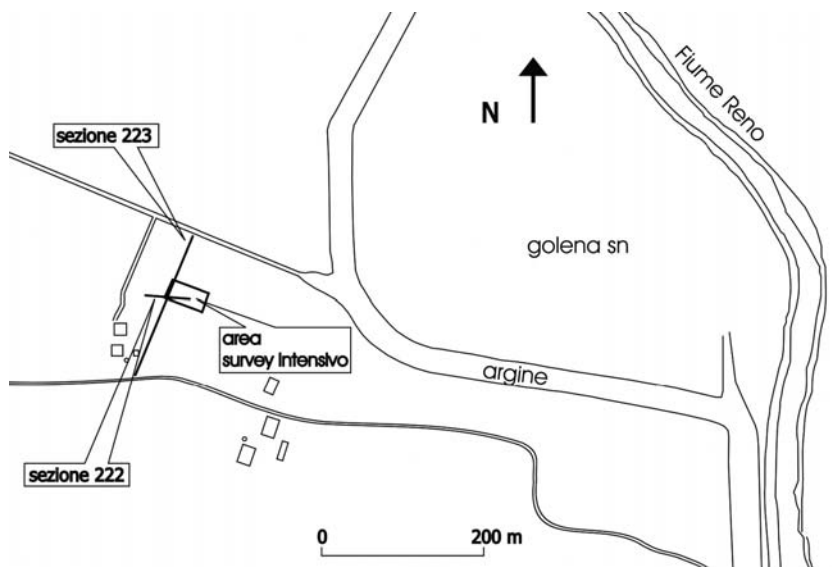


Fig. 3 –Dettaglio dell'ubicazione dell'area di indagine GPR.

2. INDAGINE GEOFISICA GPR

Poiché, per quanto se ne faccia ampio uso, l'indagine Ground Penetrating Radar spesso risulta di non immediata interpretazione, specialmente in terreni fini di pianura e sotto falda, si ritiene conveniente rammentare alcuni dettagli fondamentali del metodo (ULRIKSEN, 1982), specialmente in rapporto ai risultati attesi.

2.1. Sistema di acquisizione e vincoli applicativi

Nelle indagini non distruttive di bassa profondità il GPR (o georadar) occupa un ruolo di primaria importanza in relazione alla propria capacità di esplorare il sottosuolo in maniera continua e con un grado di risoluzione molto elevato.

Il georadar genera un treno d'onda secondo le leggi classiche della propagazione elettromagnetica. Il segnale energizzante è costituito da una sequenza d'impulsi in altissima frequenza separati fra loro da periodi di inattività corrispondenti alle fasi di "ascolto" delle riflessioni prodotte dalle eterogeneità del sottosuolo. Il segnale di ritorno, trasformato in una tensione elettrica variabile, viene amplificato, campionato ad istanti regolari e integrato per tutta la durata tra due intervalli successivi. La banda di frequenza dell'impulso irradiato dipende dalle dimensioni dell'antenna, che dunque può variare considerevolmente a seconda degli obiettivi del rilievo.

Il sistema è costituito da tre parti fondamentali tra cui il generatore di forme d'onda, il trasduttore o i trasduttori e il sistema di acquisizione. Il generatore dell'onda radar è un classico oscillatore la cui particolarità è quella di generare un segnale ad altissima frequenza (da qualche decina a qualche migliaio di MHz), che, sotto forma di corrente alternata, viene convogliato all'antenna (trasduttore) che è l'elemento sensibile del dispositivo. La ricerca si è progressivamente indirizzata verso la creazione di antenne a larga banda, in grado di lavorare non più solo ad una frequenza centrale ma su un range, se pur limitato, di frequenze (ad esempio 25-50 MHz o 100-300 MHz) in modo da ottenere segnali il più possibile polarizzati, a vantaggio della capacità risolutiva. Requisiti fondamen-

tali di un'antenna sono un elevato rapporto segnale/disturbo, che si traduce in una forte direttività, un guadagno d'antenna nullo e l'assenza, nel diagramma di radiazione, di lobi secondari che producano interferenza con i segnali che provengono da altri oggetti. L'antenna è in grado sia d'irradiare che di ricevere onde elettromagnetiche: la funzione che ne esprime la distribuzione della potenza nello spazio costituisce il "diagramma di radiazione" (fig. 4). Normalmente esso si riferisce al solo campo elettrico e ne esprime l'ampiezza relativa nelle varie direzioni misurata ad una distanza costante dall'antenna e riferita al valore massimo. La forma del diagramma di radiazione risulta fondamentale in tutti i sistemi elettromagnetici, anche nel caso del radar, perché esprime il rapporto tra l'energia trasmissibile al mezzo da indagare e quella dispersa in aria. A seconda delle caratteristiche del sottosuolo il diagramma risulta diverso: ad esempio, se il terreno è umido aumenta la perdita in aria, come mostrato in fig. 5 a), ma può migliorare la risoluzione poiché l'acqua provoca una polarizzazione dell'onda.

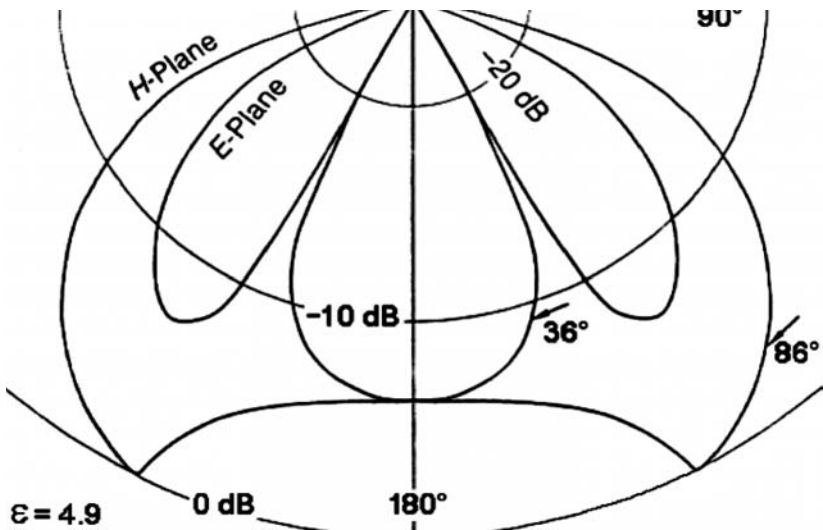


Fig. 4 – Diagramma di radiazione.

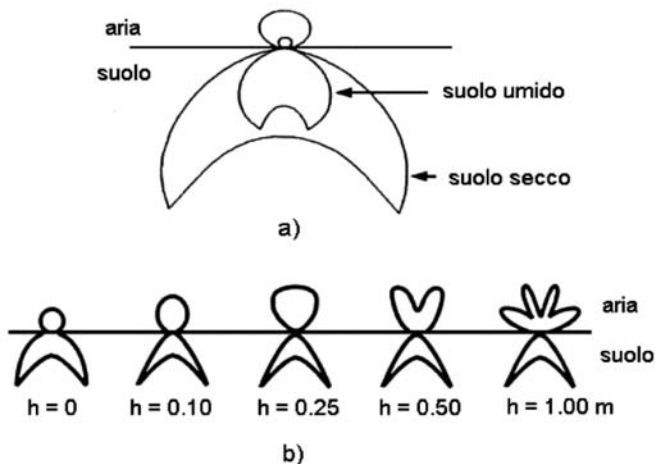


Fig. 5 - Variazioni del diagramma di radiazione.

Altro parametro fondamentale per la qualità del rilievo è la distanza dell'antenna dalla superficie; la figura 5 b) mostra come peggiora l'accoppiamento tra l'antenna e il mezzo da indagare, nel caso di rilievi superficiali se si aumenta la distanza reciproca. L'altezza ottimale per il trascinamento non dovrebbe superare i 10 cm e questo è un forte limite, soprattutto quando si opera su superfici irregolari o quando si pensa di trascinare l'antenna con un automezzo per campagne di rilievo su ampie aree.

Anche l'uniformità e la velocità di spostamento giocano un ruolo fondamentale per la qualità delle immagini registrate e per la risoluzione delle anomalie. Muovendo l'antenna troppo rapidamente diminuisce la densità dei campioni e quindi anche il contenuto informativo delle registrazioni; eseguendo invece la scansione a velocità irregolare viene deformata l'immagine del corpo anomalo. Si può quindi sinteticamente dire che le antenne per le prospezioni georadar devono avere un elevato accoppiamento con il terreno o col mezzo da indagare, in modo che la potenza utile sia massima e un irradiazione su larga banda prodotto da un segnale impulsivo di durata temporale minore possibile.

A seconda della disposizione delle antenne il sistema può dirsi monostatico, quando una sola antenna funge alternativamente da trasmettitore e ricevitore, o bistatico, quando le antenne sono due, separate fra loro, l'una operante come trasmettitore e l'altra come ricevitore. Il segnale d'ingresso inviato dal sensore viene amplificato per poter sfruttare al meglio tutta la dinamica di ingresso dello strumento, e quindi filtrato in frequenza con una banda abbastanza larga che dipende dalla frequenza centrale dell'antenna utilizzata. La scelta del filtraggio è un fattore critico, potendo provocare la perdita di frequenze importanti che non sarebbero più recuperabili; si tende dunque ad evitare l'uso di filtri analogici in ingresso, acquisendo tutte le frequenze ed eliminando successivamente via software quelle giudicate non utili per gli scopi del rilievo.

Il segnale a questo punto deve essere campionato per renderlo compatibile con i normali sistemi d'acquisizione digitali; ad ogni impulso di clock viene registrato il valore d'intensità del segnale in ingresso e quindi è evidente l'importanza del passo di campionamento per avere una riproduzione il più possibile fedele del segnale inviato dall'antenna. Successivamente, il convertitore analogico-digitale assegna ad ogni campione un valore numerico equivalente ad un valore di tensione: la conseguente serie numerica può essere inviata ad un monitor per essere visualizzata. La serie numerica che rappresenta il segnale viene registrata su un supporto magnetico e può essere trasferita su un qualsiasi PC per le successive operazioni di trattamento. I radargrammi così prodotti sono immagini bidimensionali del sottosuolo o del mezzo indagato con l'asse delle ascisse proporzionale alla posizione delle antenne lungo il profilo superficiale e quello delle ordinate al tempo di andata e ritorno degli impulsi elettromagnetici.

Anche l'asse temporale delle ordinate, espresso in nanosecondi, può essere convertito in una scala metrica delle profondità; ma questa operazione è più delicata e rende necessaria una stima della velocità media di propagazione delle onde elettromagnetiche in quello specifico mezzo. La scala delle profondità così determinata risulta tanto più corretta quanto più il materiale è omogeneo.

Nel caso specifico, il sistema utilizzato per l'acquisizione dei dati è un radar terrestre GSSI (Geophysical Survey System Inc.) SIR (Subsurface Interface Radar) – System 2. Si tratta di un sistema monocanale con la possibilità di separare il segnale in uscita (energizzazione) e quello di ingresso (registrazione). Le caratteristiche più significative dell'unità sono una conversione A/D a 16 bit, l'elevato passo di campionamento che permette di supportare trasduttori con frequenza centrale sino a 2500 MHz e la risoluzione dinamica di 144 dB.

Per la generazione dell'onda EM da propagare nel sottosuolo è stato utilizzato un trasduttore con frequenza caratteristica di 500 MHz in configurazione monostatica.

Le principali limitazioni nell'applicazione del metodo radar derivano dall'assorbimento dell'energia elettromagnetica da parte dei materiali in cui questa si propaga. Le perdi-

te sono tanto maggiori quanto più il mezzo è conduttivo e sono fortemente legate alla frequenza di antenna: maggiori sono questi due parametri, più elevato è l'assorbimento del segnale. Il metodo quindi consente generalmente di indagare strati di potenza assai modesta, offrendo però una risoluzione difficilmente ottenibile con altre tecniche. I principali vincoli di cui tenere conto sono il contrasto delle proprietà dielettriche, la profondità e le dimensioni del bersaglio, le fonti di disturbo.

La prospezione radar come tecnica elettromagnetica è sensibile ai contrasti di caratteristiche dielettriche dei materiali analizzati; essa è in grado di distinguere corpi che presentino una costante dielettrica relativa diversa da quella del mezzo che li contiene. Diversamente, anche oggetti di natura molto differente, che presentino però costanti dielettriche confrontabili, risultano trasparenti all'osservazione del radar e appaiono come il medesimo oggetto.

Le presunte anomalie che si vogliono studiare devono poi trovarsi ad una profondità compatibile con le capacità di penetrazione dell'onda elettromagnetica in quel tipo di terreno. L'attenuazione del segnale dipende da molti fattori però, in prima approssimazione, si possono considerare i due fattori di maggior peso, ovvero la frequenza del segnale e le caratteristiche del mezzo in cui avviene la propagazione.

Inoltre, se il bersaglio presenta dimensioni troppo ridotte o una geometria sfavorevole, può accadere che il radar non sia in grado di individuarlo. L'antenna ha infatti un cono di radiazione che, come accennato, non dà un'informazione puntuale ma le onde vengono riflesse da un'area del riflettore (footprint: fig. 6). Se il riflettore è inclinato può accadere che l'onda sia riflessa con un angolo tale da non poter essere captata dall'antenna ricevente mascherando quindi la presenza di questo orizzonte. Lo stesso può accadere, soprattutto in contesto archeologico, con oggetti formati da superfici inclinate come tombe a doppio spiovente.

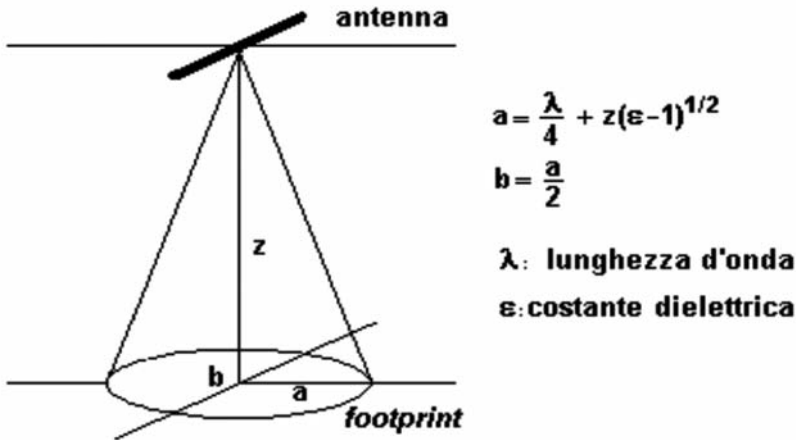


Fig. 6 - Cono di radiazione dell'antenna.

Infine, una prospezione radar può essere perturbata da sorgenti di disturbi elettromagnetici primari, come i trasmettitori di radiofrequenze o secondari, quali, ad esempio, strutture metalliche particolarmente estese. Se si usano antenne non schermate è possibile che false riflessioni vengano prodotte da strutture situate al di sopra del piano campagna. Inoltre, soprattutto operando in alta frequenza, è determinante un buon contatto dell'antenna con il suolo: piccole eterogeneità (sassi, disomogeneità della superficie, ecc.) potrebbero creare fenomeni di scattering e quindi di dispersione del segnale.

2.2. Analisi ed elaborazione dei dati

Per l'elaborazione e la visualizzazione dei dati è stata utilizzata la piattaforma di calcolo CWP-SU rel. 3.4, in ambiente Unix e sotto architettura SUN ULTRASPARC 60.

Dall'analisi dei dati grezzi si riscontra la diffusa presenza di terreni, nel complesso, conduttivi. L'energia EM si propaga in modo coerente sino oltre i 2 metri di profondità, permettendo l'individuazione di tutti i targets oggetto dell'esplorazione. L'immagine del sottosuolo "tracciata" dalla scansione radar presenta comunque un notevole grado di complessità anche per effetto delle forti riverberazioni laterali e verticali visibili nella maggior parte dei profili.

Il contenuto informativo dei dati grezzi è stato quindi preliminarmente incrementato (signal enhancement) con l'impiego di alcune procedure specifiche di elaborazione dei dati per la risoluzione spaziale di corpi a geometria complessa di seguito descritte.

Conversione di formato e pre-processing sono consistite nella normalizzazione delle distanze e nella modificazione dell'header binario di ciascuna linea di scansione per convertire i dati dal formato strumentale a 16 bit (tipo int) a quello standard internazionale a 32 bit (tipo float).

Per il bilanciamento delle ampiezze è stata rimossa la curva di guadagno grezza a cinque o a due punti, applicata ai dati in fase di acquisizione. È stata quindi calcolata la funzione di attenuazione dB/tempo ed è stata applicata una nuova funzione (più accurata) per la compensazione della diminuzione in ampiezza del segnale EM.

Il rumore di background, spesso visibile come banding orizzontale, che può anche diminuire di frequenza verso il fondo scala (wowing), è dovuto alla presenza di arrivi a tempo costante che si ripetono traccia dopo traccia e/o alla presenza di una componente DC nella sequenza temporale. Gli arrivi a tempo costante possono essere dovuti alle riflessioni primarie e multiple interne al trasduttore e dovute alla presenza della calotta di schermatura. Per la rimozione del background (attenuazione del rumore coerente) ha dato i risultati migliori la sottrazione recursiva della traccia media (calcolata sull'intero tracciato) e l'applicazione di un filtro a media mobile.

Infine, nella soppressione dell'energia del riverbero si è dimostrato particolarmente efficace, dimostrando una buona capacità di attenuazione del rumore, l'impiego di deconvoluzione predittiva associata ad un filtraggio in banda (filtraggio numerico s.s.) e ad un guadagno AGC (Automatic Gain Control), con distanza di predizione di 5-10 ns.

3. RISULTATI E DISCUSSIONE

Le eccezionali condizioni di clima secco invernale del gennaio 2004, mantenendo localmente l'acqua di falda a 3,5-4 metri di profondità dal p.c., hanno permesso una resa ottimale della strumentazione e la definizione di radargrammi di buona qualità. Nelle acquisizioni si è considerata una velocità di propagazione dell'impulso elettromagnetico di 8-9 cm ns⁻¹ ed è stata supposta una costante dielettrica dei terreni indagati di circa 10. Tali parametri permettono di riconoscere nel fondo scala di 100 ns una profondità di circa 3 metri. Il sistema operativo ed il suo settaggio sono risultati quindi in grado di procedere alla individuazione di anomalie di dimensioni maggiori di 10-15 cm.

La sezione 223 (fig. 7A), estesa per 190 metri in direzione parallela all'alveo fluviale odierno del Reno, risultando ortogonale agli assi di rotta medi ha permesso la restituzione puntuale della geometria della stratificazione e dell'assemblaggio dei corpi sedimentari, in buonissimo accordo con le osservazioni stratigrafiche di campagna e con puntuali riscontri in letteratura (WYATT & TEMPLES, 1996; HUGGENBERGER, 1993). Nella successione riscontrata i primi 100 cm di sedimento superficiale sono costituiti da depositi di rotta d'argine, in forte aggradazione, con l'individuazione dei classici canali distributori

a letto parzialmente erosivo (CREMONINI, 1991, tav. 11; CREMONINI, 1994). Segue, verso il basso, un tema piano-parallelo costituito da unità stratigrafiche limose di 20-40 cm di spessore (a stratificazione interna piano-parallela), con ampi canali appena accennati, relative a sistemi di tracimazione (sheet flood) medio-distali e caratterizzate da chiara polarità di provenienza della corrente, deducibile dalle terminazioni a pinch-out (fig. 7B). Ortogonalmente (sezione 222, fig. 8) la stratificazione risulta piano-parallela e regolare, coerentemente con il parallelismo alla direzione media dei flussi di rotta.

La sezione 223, alla progressiva 13 m (fig. 7A), mostra l'unico esempio di vera anomalia (tra 45 e 55-60 ns), probabilmente ascrivibile ad una cavità pluridecimetrica del tipo atteso.

Infatti, nel 2001 in una trincea appositamente eseguita nell'area si era rinvenuta una cavità di circa 50 cm di diametro (fig. 1B) compresa tra 1,20 e 1,70 m di profondità. Ma, nel complesso degli stendimenti esaminati non si è ritrovata altra traccia di simili anomalie.

L'analisi tridimensionale delle cinquanta sezioni da 20 m eseguite nell'area di survey intensivo (figg. 9 A-C non ha evidenziato anomalie realmente significative, salvo quelle imputabili alla tamponatura delle trincee stratigrafiche, visibili alle progressive 18, 24 e 34 m, e comunque con una significativa concentrazione entro il primo metro di profondità (ex arativo).

Un elemento che potrebbe rivelarsi di particolare interesse è costituito dalla ricorrente presenza di bande verticali (fig. 7A) coinvolgenti l'intero spessore delle registrazioni, che nella sezione 223 raggiungono 2-2,5 metri di larghezza apparente. Al loro interno, il segnale dei singoli riflettori risulta particolarmente esaltato, pur accennando ad un locale disturbo della geometria dei marker stessi: benché più frequenti, di minore evidenza e dimensioni risultano quelle intercettate dalla sezione ortogonale 222 (fig. 8). L'identificazione di tali figure con porzioni del materasso sedimentario contraddistinte da particolari valori dei parametri fisici (umidità, porosità, ecc.) è opinabile (WYATT et alii, 1996), ma occorrono ulteriori approfondimenti in merito prima di poter vedere in questi dettagli reali disturbi verticali.

Infine, non sembra sussistere alcuna rispondenza tra la presenza del maggiore canale di rotta superficiale (fig. 7, progressive 25-45 m) e la massima densità areale dei collassi superficiali.

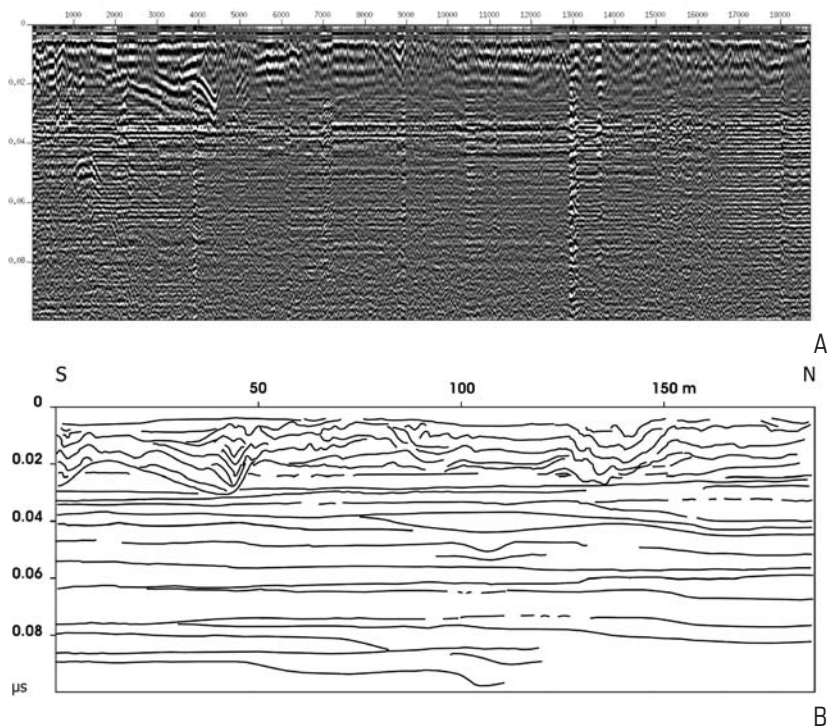


Fig. 7 – Sezione radar 223 (A) e relativo linedraw (B). In ascissa le distanze, in ordinata la velocità di a/r dell'onda EM in μs .

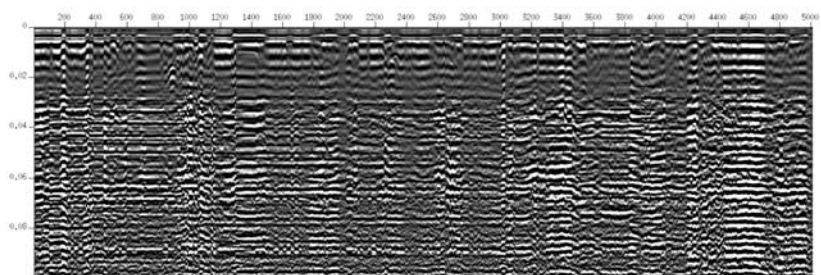


Fig. 8 – Sezione 222. In ascissa le distanze espresse in cm, in ordinata la velocità di a/r dell'onda EM in μs .

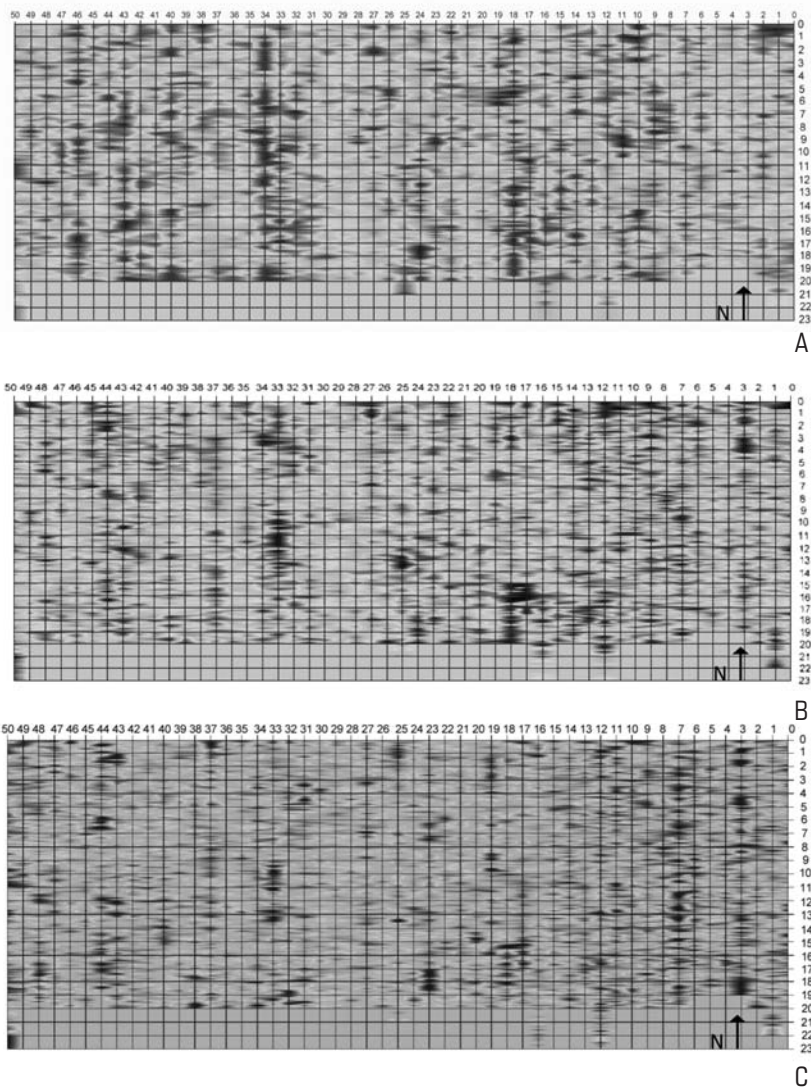


Fig. 9 – Distribuzione delle anomalie a 20 ns (A), 50 ns (B) e 80 ns (C) di profondità.

CONCLUSIONI

Il tentativo di individuazione nel sottosuolo dell'area indagata di cavità embrionali (protocamere) e/o strutture di drenaggio ipogee riconducibili ad una vera rete di suffossione suborizzontale è risultato interlocutorio, anche se la semplice constatazione dell'elevata soggiacenza della falda vieterebbe di vedere nei paleocanali di rotta più superficiali l'eventuale via di drenaggio verso l'attuale alveo fluviale.

Se una tale sorta di rete esistesse dovrebbe risultare costituita da condotti di sezione estremamente ridotta (ad es. <10 cm) e geometria talmente complessa da non risultare investigabile con la strumentazione utilizzata. In alternativa, si dovrebbe supporre un inusuale circuito di drenaggio locale a sviluppo tendenzialmente verticale. In tal senso andranno verificate ulteriori possibilità interpretative, indagando il materasso sedimentario a livello di mesoscala tramite altre tipologie di survey geofisico ad alta risoluzione, permettendo così anche l'eventuale correlazione con fenomenologie naturali di maggiore profondità.

BIBLIOGRAFIA

- AMOROSI A., FORLANI L., FUSCO F. & SEVERI P. (2002) – Cyclic patterns of facies and pollen associations from Late Quaternary deposits in the subsurface of Bologna. *GeoActa*, **1**, 2001-2002, pp. 83-94, Bologna.
- ARPA (2001) – Misura della rete regionale di controllo della subsidenza, misura di linee della rete costiera non comprese nella rete regionale, rilievi batimetrici. Regione Emilia-Romagna - ARPA, Bologna.
- BERRY L. (1970) – Some erosional features due to piping and sub-surface wash with special reference to the Sudan. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, **52**, 2 (1970), pp. 113-119.
- BONORI O., CIABATTI M., CREMONINI S., DI GIOVANBATTISTA R., MARTINELLI G., MAURIZZI S., QUADRI G., RABBI E., RIGHI P.V., TINTI S., ZANTEDESCHI E. (2000) - Geochemical and geophysical monitoring in tectonically active areas of the Po Valley (Northern Italy). Case histories linked to gas emission structures. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **23**, 3-20.
- CARMINATI E., MARTINELLI G., & SEVERI P. (2003) – Influence of glacial cycles and tectonics on natural subsidence in the Po Plain (Northern Italy): insights from ¹⁴C ages. "Geochemistry, Geophysics, Geosystems, G³", **4** (10), 14 pp.
- CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G., VAI G.B., RABBI E., PINI G.A. & CRESTANA G. (1985) – Analisi strutturale del fronte appenninico padano. *Giornale di Geologia, III serie*, **47**(1-2), 47-75.
- C.N.R. (1990) – Structural model of Italy and gravity map (1:500000). Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. 114, Firenze 1990, 6 tavole.
- CREMONINI S. (1991) – Una "finestra geomorfica" d'età classica nella pianura bolognese. Inquadramento analitico del gruppo morfologico del Reno antico. "Romanità della Pianura", Bologna 1991, 243-301.
- CREMONINI S. (1994) – Autopsia di una rotta fluviale. Note e riflessioni in margine all'e-evento del 1990 occorso nel fiume Reno bolognese. "Il Carrobbio", **19-20**, (1993-94), pp. 339-362.
- ELMI C., FORTI P., NESCI O. & SAVELLI D. (2003) – La risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali nella Pianura Padana e veneto-friulana e nelle pianure minori e sulle coste nord e centro-adriatiche. "Biancotti A., Motta M. eds. Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali". Atti Conv., Bologna, febbraio 2000, pp. 225-259.
- HUGGENBERGER P. (1993) – Radar facies: recognition of facies patterns and heterogeneities within Pleistocene Rhine gravels, NE Switzerland. Best J.L., Bristow C.S. (eds), *Braided Rivers. Geological Society Special Publications*, **75**, pp. 163-196.
- LUGO HUPB J., SALAS GARCIA O., GARCIA ARIZAGA M.T. (1999) – Grietas en campos de cultivo: un tipo de riesgo. *Prevención*, **22**, mayo 1999.
- MARTELLI L. (in preparazione) – Manifestazioni superficiali di fasi liquide e gassose nella pianura emiliana. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra tuttora in svolgimento presso il Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell'Università degli Studi di Bologna.
- PELLEGRINI M. & VEZZANI L. (1978) – Faglie attive in superficie nella Pianura Padana presso Correggio (Reggio Emilia) e Massa Finalese (Modena). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **1**, (1978), 141-149.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) – Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. Pubbl. 414 Progetto Finalizzato Geodinamica, C.N.R., 23 pp.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA (1999) – Carta dei suoli della Regione Emilia-Romagna, scala 1:50000. Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP (1998) – Riserve idriche della Regione Emilia-Romagna. A cura di G. Di Dio. S.EL.CA. (Firenze), 120 pp.
- ULRIKSEN C.P.F. (1982) – Application of impulse radar to civil engineering. Lund, Sweden: Lund University of Technology, 179 pp.

WYATT D.E. & TEMPLES T.J. (1996) - Ground-penetrating radar detection of small-scale channels, joints and faults in the unconsolidated sediments of the Atlantic Coastal Plain. - *Environmental Geology*, **27**, pp. 219-225.

WYATT D.E., WADDEL M.G. & SEXTON G.B. (1996) - Geophysics and Shallow Faults in Unconsolidated Sediments. - *Ground Water*, **34**, 2 (March-April 1996), pp. 326-334.

RINGRAZIAMENTI

La ricerca è stata svolta con fondi MURST ex 60% (responsabile prof. Rabbi Ernesto). Si ringrazia il prof. Ermanno Finzi del Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica dell'Università di Padova per l'acquisizione dei dati.

