

Bollettino Ufficiale d'Informazione dell'Ordine dei Geologi della Regione Emilia-Romagna

il GEOLOGO

DELL'EMILIA-ROMAGNA



Periodico quadrimestrale

2020

Nuova serie • numero 11-12

Professione Geologo



Sismografo Geode

Il sismografo Geometrics è sempre il riferimento più alto per la sismica professionale. Imbattuto per capacità di affrontare microzonazione, riflessione, rifrazione, downhole...

Foto: Progeo-Forlì



Trillium e Centaur

I sensori broadband e gli acquisitori sismici Nanometrics sono i più famosi e performanti al mondo. Solo per chi vuole dati di altissima qualità e affidabilità.



Atom Sismografo wireless

Il nuovo sismografo Geometrics ultra compatto, passivo, wireless, per Vs a profondità di oltre 1 km, senza più cavi sismici.



CODEVINTEC

Tecnologie per le Scienze della Terra e del Mare

tel. +39 02 4830.2175 | info@codevintec.it | www.codevintec.it



il GEOLOGO

DELL'EMILIA-ROMAGNA

Bollettino Ufficiale d'Informazione dell'Ordine
dei Geologi della Regione Emilia-Romagna
Nuova serie - numero 11-12/2020

Registrato al Tribunale di Bologna
con il n. 6496 dal 7/11/1995

Direttore Responsabile
Maurizio Zaghini

Comitato di Redazione
Paride Antolini, Livia Soliani, Nicola Caroli,
Dario Grundler, Anna Rita Bernardi,
Andrea Graziani, Alberto Guiducci,
Fabio Parmeggiani, Mariantonietta Sileo,
Giovanni Truffelli, Marco Ugolotti

Segreteria di Redazione
Annalisa Parisi

Direzione e Redazione centrale
Via Guerrazzi, 6, 40125 Bologna
Tel. e Fax 051 2750142
info@geologiemiariomagna.it

Comitato Scientifico
Matteo Berti, Lisa Borgatti,
Doriano Castaldini, Silvia Castellaro,
Alessandro Chelli, Maria Teresa De Nardo,
Monica Ghirotti, Marco Marcaccio, Giorgio
Neri, Marco Pizziolo, Fabrizio Vannelli

Pubblicità
Agicom srl
Viale Caduti in Guerra, 28
00060 Castelnuovo di Porto (RM)
Tel. 069078285 - fax 069079256
agicom@agicom.it
www.agicom.it

Creatività e Grafica
Agicom srl

La rivista è pubblicata esclusivamente online
sul sito www.geologiemiariomagna.it

SOMMARIO

LETTERA DEL PRESIDENTE 3

**IL LAGO MOO (COMUNE DI FERRIERE, PC):
UN ARCHIVIO NATURALE PER RICOSTRUIRE
LE VARIAZIONI NEL TEMPO DELLE PRECIPITAZIONI
ESTREME NELL'APPENNINO SETTENTRIONALE** 7
Federico Grazzini, Stefano Segadelli

**MONITORAGGIO DELLA SUBSIDENZA
IN EMILIA-ROMAGNA: RISULTATI, DATI
E CARTOGRAFIA DISPONIBILE** 21
*Marco Marcaccio, Giacomo Zaccanti, Monica Carati,
Rosalia Costantino, Immacolata Pellegrino*

**LA CARATTERIZZAZIONE DELLE FRANE
ATTRAVERSO L'APPROCCIO MULTIPARAMETRICO
PER LA VALUTAZIONE DELLE PERICOLOSITÀ** 28
*Alessandro Chelli, Michela Diena, Roberto Francese,
Emma Petrella, Andrea Segalini, Fulvio Celico*

**GESTIONE DEI FENOMENI FRANOSI SULLA RETE
VIARIA DELLE AREE INTERNE DELLA REGIONE
EMILIA-ROMAGNA: IL CASO DELLA FRANA
DI FOLLI DEL 24-25 NOVEMBRE 2019
SULLA SP645R IN PROVINCIA DI PIACENZA** 48
*Alessandro Corsini, Giovanni Truffelli, Davide Marenghi,
Giuseppe Ciccarese, Marco Mulas, Samantha Settini,
Francesco Capuano, Andrea Reggi, Stefano Corradi*

COMUNICATI 60

IN COPERTINA:

"Panoramica da sud della piana lacustre di Lago Moo in Comune di Ferriere - PC"
(Foto di Stefano Segadelli, luglio 2017).

L'Ordine declina ogni responsabilità in merito ai contenuti dell'inserimento redazionale che è a cura della Ditta scrivente. Si invitano gli iscritti a comunicare il proprio indirizzo e-mail per rendere più efficiente e rapido il servizio di comunicazione delle informazioni dell'Ordine. La redazione invita i colleghi Geologi a partecipare attivamente alla vita del periodico, con articoli di interesse generale. Il materiale va spedito alla sede dell'Ordine Regionale in Via Guerrazzi, 6 - 40125 Bologna. È espressamente vietata la riproduzione di testi e foto ai sensi e per gli effetti dell'Art. 65 della legge n. 633 - 22/04/1941.

NUOVA JEEP® COMPASS **4xe** PLUG-IN HYBRID

ISPIRATA DALLA NATURA



PRENDIAMOCI CURA
DEL NOSTRO FUTURO

Jeep®

Gamma Renegade 4xe e Gamma Compass 4xe: emissioni di CO₂ (ponderate, combinate) (g/km): 49 - 44. Consumo di carburante (ponderato, combinato) (l/100km): 2,1 - 1,9. Valori omologati in base al metodo di misurazione/correlazione riferito al ciclo NEDC di cui al Regolamento (UE) 2019/1840 aggiornati al 30/11/20. I valori sono indicati a fini comparativi.

Jeep, è un marchio registrato di FCA US LLC.

di **PARIDE ANTOLINI**

Ordine dei Geologi dell'Emilia-Romagna

Gentili colleghi/e,
vengo subito al punto affrontando tre problemi che minano le nostre competenze acquisite negli anni: il primo è il riconoscimento della Laurea in Scienze e Tecnologie Geologiche ai fini dell'iscrizione all'Elenco Nazionale di Tecnico Competente in Acustica, il secondo riguarda la figura di esperto in interventi di risanamento da Radon, il terzo i pagamenti relativi ai progetti superbonus 110%.

Per quanto riguarda il primo punto, ricordo come il decreto legislativo 17 febbraio 2017, n. 42 (nel seguito decreto), che ha ridefinito la figura professionale del tecnico competente in acustica e ne ha istituito l'elenco nazionale, all'articolo 22 (Requisiti per l'iscrizione), comma 1 recita: "1. All'elenco di cui all'articolo 21 può essere iscritto chi è in possesso della laurea o laurea magistrale ad indirizzo tecnico o scientifico, come specificato in allegato 2, e di almeno uno dei seguenti requisiti: [...] b) avere superato con profitto l'esame finale di un corso in acustica per tecnici competenti svolto secondo lo schema riportato nell'allegato 2; [...]"

Ulteriore requisito è essere in possesso di una laurea tra quelle elencate nell'allegato 2 del decreto, allegato che non contiene la classe di laurea "LM-74 Scienze e Tecnologie Geologiche", mentre contiene la classe di laurea "LM-75 Scienze e Tecnologie per l'Ambiente e il Territorio".

OGER si è fatto promotore, insieme ad alcuni docenti dell'Università di Modena e Reggio Emilia, nel chiedere modifiche al D.Lgs. attraverso il Presidente del Tavolo Tecnico Nazionale di Coordinamento competente in materia, al fine di consentire l'introduzione della nostra laurea nell'elenco previsto dall'allegato 2.

Il Secondo tema riguarda la figura dell'esperto in interventi di risanamento da radon.

Nel caso di superamento dei limiti di concentrazione radon ammissibili, è obbligatoria la figura dell'esperto in interventi di risanamento radon come nel seguito descritta.

Nei luoghi di lavoro o abitazioni, nel caso in cui si abbia un superamento dei valori soglia, il D.Lgs. 101/2020 introduce una nuova figura a cui si deve obbligatoriamente affidare l'attività di mitigazione/correzione dei livelli di radon costituita dall'esperto in interventi di risanamento radon e definita al: *Titolo II art. 7 – punto 40* dello stesso Decreto legislativo: **Esperto in interventi di risanamento radon: persona che possiede le abilitazioni, la formazione e l'esperienza necessarie per fornire le indicazioni tecniche ai fini dell'adozione delle misure correttive per la riduzione della concentrazione di radon negli edifici ai sensi dell'art. 15.**

Ossia (art. 15): "1. Gli esperti in interventi di risanamento radon devono essere in possesso delle abilitazioni e dei requisiti formativi di cui all'Allegato II".

Nello specifico Allegato II, i requisiti per essere esperto in interventi di risanamento Radon sono:

- 1) Abilitazione all'esercizio della professione di geometra, ingegnere, architetto (indicazioni vengono riferite che verrà inclusa anche la figura del perito industriale);
- 2) Corsi di formazione e di aggiornamento universitari dedicati, della durata di 60 ore organizzati da enti pubblici, associazioni, ordini professionali su progettazione, attuazione, gestione e controllo degli interventi correttivi per la riduzione della concentrazione di radon negli edifici.

3) Fatto salvo quanto previsto dall'articolo 24, comma 3, del decreto legislativo 16 aprile 2016, n. 50, l'iscrizione nell'albo professionale.

La mia domanda è: E IL GEOLOGO? Forse il radon non ha a che fare con il terreno?

Il risanamento di una struttura deve sempre partire da una analisi e conoscenza delle condizioni del terreno origine di umidità, di gas emessi e di vari altri fattori cause di ammaloramento delle strutture, la cui figura professionale di riferimento non può che essere il geologo. Non si vede perché tale attività di esperto di risanamento da radon, che coinvolge interamente il terreno circostante e sottostante l'edificio e non solo l'edificio stesso, all'interno del quale si arriva ad avere le maggiori concentrazioni di gas, non possa prevedere la figura del geologo.

Terzo tema: Superbonus 100%

Per ultimo una buona notizia, via libera alla norma che stabilisce che i progetti degli interventi che accedono al superbonus 110% nelle firme di sconto in fattura o cessione del credito debbano essere pagati ai professionisti rispettando il principio dell'equo compenso, cioè secondo il Decreto Parametri.

Ricordiamo la nostra nota del 3/12/2020 *"Superbonus 110% ed equo compenso: pratiche diffuse e poco chiare che richiedono attenzione e prudenza"*, dove si rilevava come grandi aziende e general contractors stanno manifestando la tendenza al coinvolgimento dei professionisti dietro la corresponsione di compensi non adeguati.

Buon lavoro, e Buon 2021!

Paride Antolini

www.soilter.com



SOILTER

PERFORAZIONI E SERVIZI PER LA GEOLOGIA

Anzola dell'Emilia (BO) - 393 3757349



CTD Logger multiparametrico (conduttività, temperatura, pressione)

- Precisione / scala di conduttività del sensore:
 $\pm 1\%$ max. / 0,2...200 mS/cm
- Precisione / sensore Pt1000 per monitorare la temperatura:
 $\pm 0,1\text{ }^\circ\text{C}$ / -10...40 $^\circ\text{C}$
- Precisione / campo di pressione (profondità):
 $\pm 0,02\%$ FS max. / 5...200 m
- Applicazioni:
monitoraggio della qualità dell'acqua e del livello



Competenza nella idrologia

Unità di trasmissione dati a distanza GSM

- Logger multiparametrico
- Trasmissione dei dati via e-mail, FTP oppure SMS
- Multifunzionale
- Durata della batteria fino a 10 anni
- Facilità d'installazione
- Software incluso

Logger di pressione e temperatura

- Autonomo
- Di facile uso
- Durata della batteria fino a 10 anni
- Applicazioni:
 - Acqua dolce
 - Acqua salata
 - Acqua sporca
- Ottenibile in acciaio Inox,
Hastelloy oppure in Titanio



New Date

 PIACENZAEXPO

15 - 18 September 2021
Piacenza - Italy

GEO FLUID

Drilling & Foundations

23rd International Exhibition & Conference
of Technology and Equipment
for Prospecting, Extracting
and Conveying Underground Fluids

www.geofluid.it



2021 **Mostra Internazionale**
International Exhibition



Head Offices and Exhibition Centre: PIACENZA EXPO SpA - Tel.: +39 0523 602711 - geofluid@piacenzaexpo.it

International Representative: Mediapoint & Communications s.r.l. - Tel.: +39 010 5704948 - E-mail: info@mediapointsrl.it

IL LAGO MOO (Comune di Ferriere, PC): un archivio naturale per ricostruire le variazioni nel tempo delle precipitazioni estreme nell'Appennino settentrionale

FEDERICO GRAZZINI^{2,6} E STEFANO SEGADELLI¹

GRUPPO DI LAVORO:

STEFANO SEGADELLI¹, FEDERICO GRAZZINI^{2,6}, VERONICA ROSSI³, MARGHERITA AGUZZI², SILVIA MARVELLI⁴, MARCO MARCHESINI⁴, ALESSANDRO CHELLI⁵, ROBERTO FRANCESE⁵, MARIA TERESA DE NARDO¹, SANDRO NANNI²

¹ Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Direzione Generale Cura del Territorio e dell'Ambiente, Regione Emilia-Romagna, Bologna.

² Agenzia regionale per la prevenzione, l'ambiente e l'energia dell'Emilia-Romagna, Servizio Idro Meteo Clima (ARPAe-SIMC), Bologna.

³ Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali - BiGeA, Alma Mater Studiorum Università di Bologna.

⁴ Laboratorio di Palinologia e Archebotanica, San Giovanni in Persiceto, Bologna.

⁵ Dipartimento di Scienze Chimiche, della Vita e della Sostenibilità Ambientale, Università di Parma.

⁶ Ludwig-Maximilians-Universität, Meteorologisches Institut, München, Germany.

1. INTRODUZIONE

A causa del cambiamento climatico in atto, molto evidente sulle temperature e sulle caratteristiche delle masse d'aria che convergono sull'area mediterranea, sono attesi effetti anche sulle precipitazioni, sia sulla loro intensità e persistenza, sia sulla loro frequenza.

Precipitazioni convettive concentrate e persistenti possono essere critiche non solo per corsi d'acqua d'ordine maggiore, ma soprattutto per i corsi d'acqua di piccole-medie dimensioni. Gli ultimi eventi di precipitazione intensa hanno mo-

strato una capacità d'impatto notevole sulla morfologia del territorio montano della Regione Emilia-Romagna, con importanti conseguenze per le infrastrutture pubbliche e private.

Per descrivere al meglio il cambiamento del ciclo idrologico in atto, diventa fondamentale indagare anche il passato, possibilmente andando oltre la "breve" storia dei dati strumentali, affiancando all'approccio statistico anche analisi multidisciplinari che riguardano l'indagine storica e geologica. I soli record strumentali sono insufficienti (per brevità delle serie storiche ri-

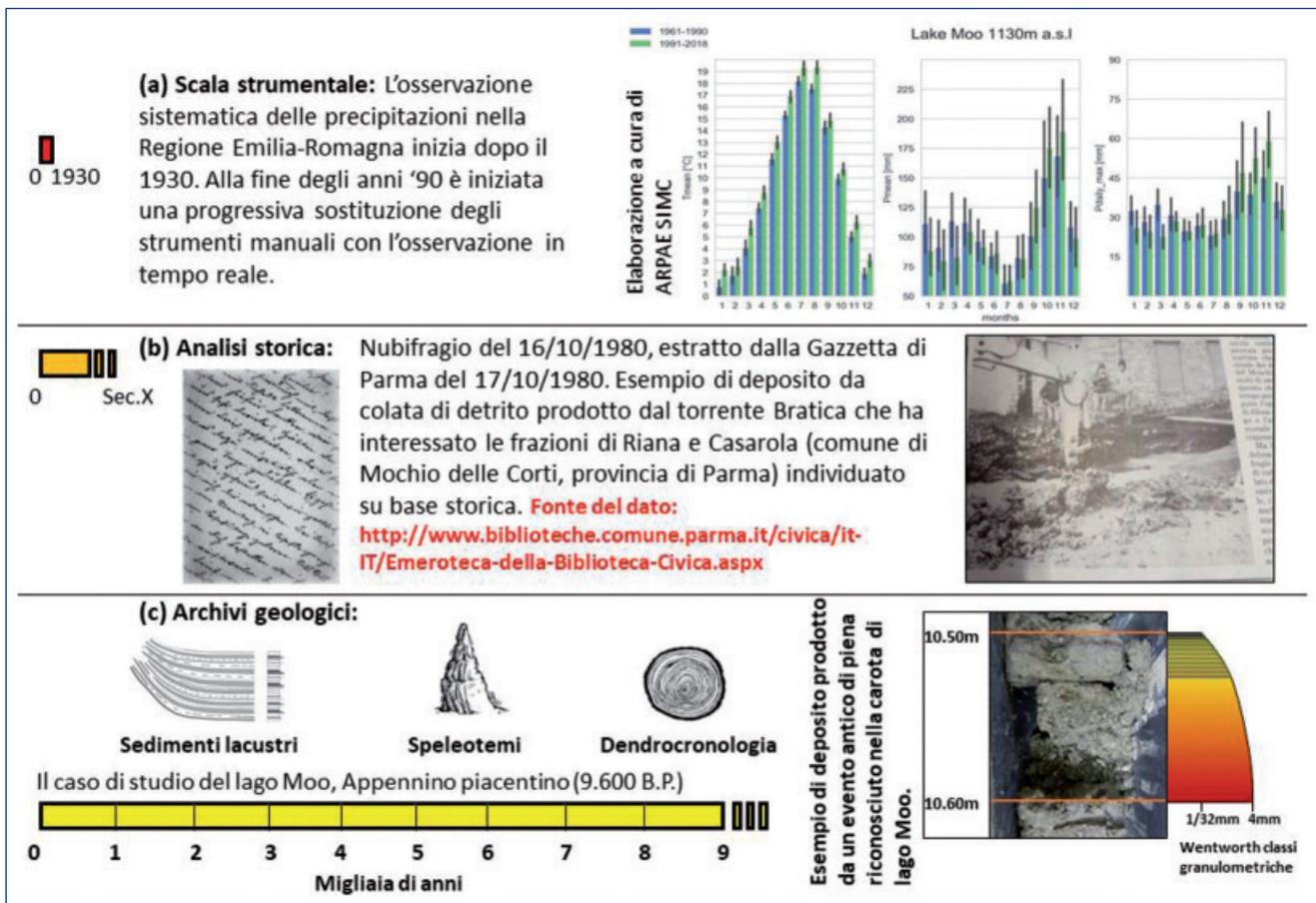


Figura 1. L'analisi delle variazioni nel tempo delle precipitazioni estreme nell'Appennino settentrionale può avvenire su tre scale temporali differenti: (a) strumentale (b) storica (c) geologica.

petto alla variabilità naturale del fenomeno) per stimare con attendibilità variazioni delle precipitazioni estreme (Figura 1). Una migliore e più realistica stima della loro frequenza alla scala dei tempi geologici sarebbe quindi di estrema utilità per la pianificazione e l'adattamento ai cambiamenti climatici.

Un primo importante passo in questa direzione è stato compiuto attraverso la collaborazione stabilita tra ARP Ae-SIMC e il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna, con la predisposizione di un gruppo di lavoro "Per indagini territoriali sulle torbiere di alta quota dell'Appennino emiliano-romagnolo".

Tra i possibili archivi naturali a disposizione nella Regione Emilia-Romagna, questa indagine ha scelto la piana lacustre d'alta quota di lago Moo (1120 m s.l.m.) nel Comune di Ferriere (Figura 2),

perché per effetto del nubifragio che ha interessato l'Appennino ligure-emiliano nel corso della notte tra il 13 e il 14 settembre del 2015, la piana è stata parzialmente ricoperta da un

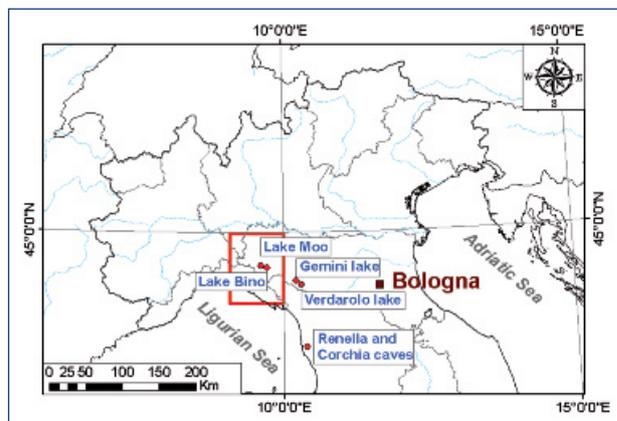


Figura 2. Ubicazione delle località citate nel testo.

deposito poligenico grossolano a forma di ventaglio (Figura 3).

L'iniziativa ha visto la partecipazione del Dipartimento Scienze Chimiche, della Vita e della Sostenibilità Ambientale dell'Università di Parma, del Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali dell'Università di Bologna e del Laboratorio di Palinologia e Archebotanica Giorgio Nicoli di San Giovanni in Persiceto. Il Comune di Ferriere, ha sostenuto e patrocinato l'iniziativa e dal 24 al 26 luglio del 2017 è stata svolta l'attività di terreno.

2. PERCHÉ LA PIANA LACUSTRE DI LAGO MOO?

Il lago Moo presenta diverse caratteristiche vantaggiose per ottenere una risposta tra precipitazione ad alta intensità e innesco delle piene nel

corso dell'Olocene (a partire da 12.000 anni fa fino all'attuale):

- bacino idrografico con pendii ripidi (inclinazione media di 24°) composti da depositi molto suscettibili all'erosione (ad esempio, brecce poligeniche e monogeniche a matrice pelitica);
- assenza di bacini lacustri nella parte a monte;
- piccola area del bacino idrografico (1,94 km²);
- mancanza di strutture in grado di regolare il flusso.

Il sito di lago Moo è stato scelto anche per la sua posizione geografica, posto nei pressi del crinale Appenninico particolarmente esposto alle correnti umide e instabili provenienti dal Mediterraneo e con un'alta frequenza di precipitazioni intense. Inoltre, la piana di lago Moo è stata parzialmente ricoperta da un esteso deposito per effetto del nubifragio che nel corso della notte del 13-14 settembre del 2015 ha interessato l'Appennino ligure-emiliano



Figura 3.

La piana di lago Moo, prima (a sinistra) e dopo (a destra) il nubifragio del 13-14 settembre 2015. Al suo ingresso nella piana lacustre, come risultato della rottura di pendenza, il flusso di piena ha rallentato depositando una parte del suo carico solido, formando un deposito poligenico a forma di ventaglio nella parte apicale del lago. Le immagini satellitari e foto aeree derivano dal servizio EMS (Emergency management service) del Programma Copernicus, programma sviluppato dalla Commissione Europea e dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA) con l'obiettivo di fornire servizi di rapida mappatura degli effetti di catastrofi naturali.

(Figure 3 e 4, <https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/meteo/report-meteo/rapporti-post-evento/rapporto-2015-18-dellevento-del-13-e-14-settembre-2015/view>).
L'ubicazione del carotaggio è stata pianificata in

conformità a un rilevamento sismico a riflessione ad alta risoluzione (Figure 5 e 6) che ha fornito informazioni sulla morfologia del substrato della piana lacustre e sullo spessore della successione sedimentaria di riempimento.



Figura 4.
Particolari del deposito che ha ricoperto la piana di lago Moo.

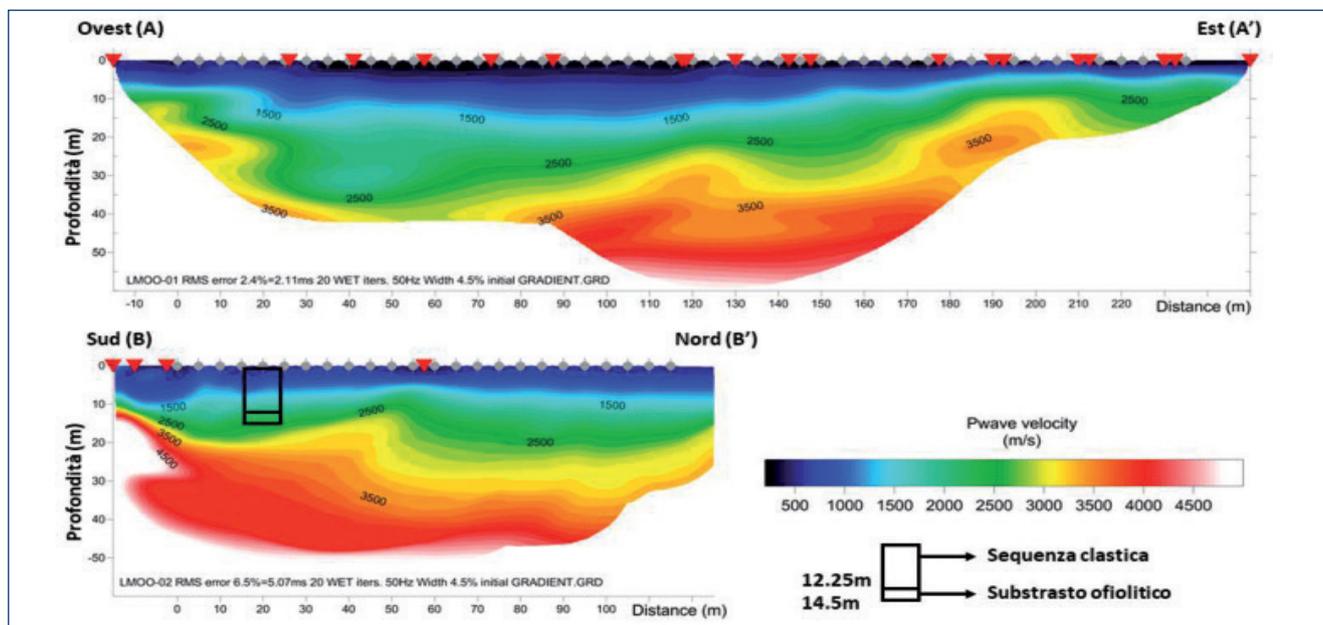


Figura 5.
Tomografia sismica del sottosuolo della piana lacustre di lago Moo. Per le tracce dei profili si veda la figura 6. I profili sono stati realizzati dal Dipartimento di Scienze Chimiche, della Vita e della Sostenibilità Ambientale dell'Università di Parma.

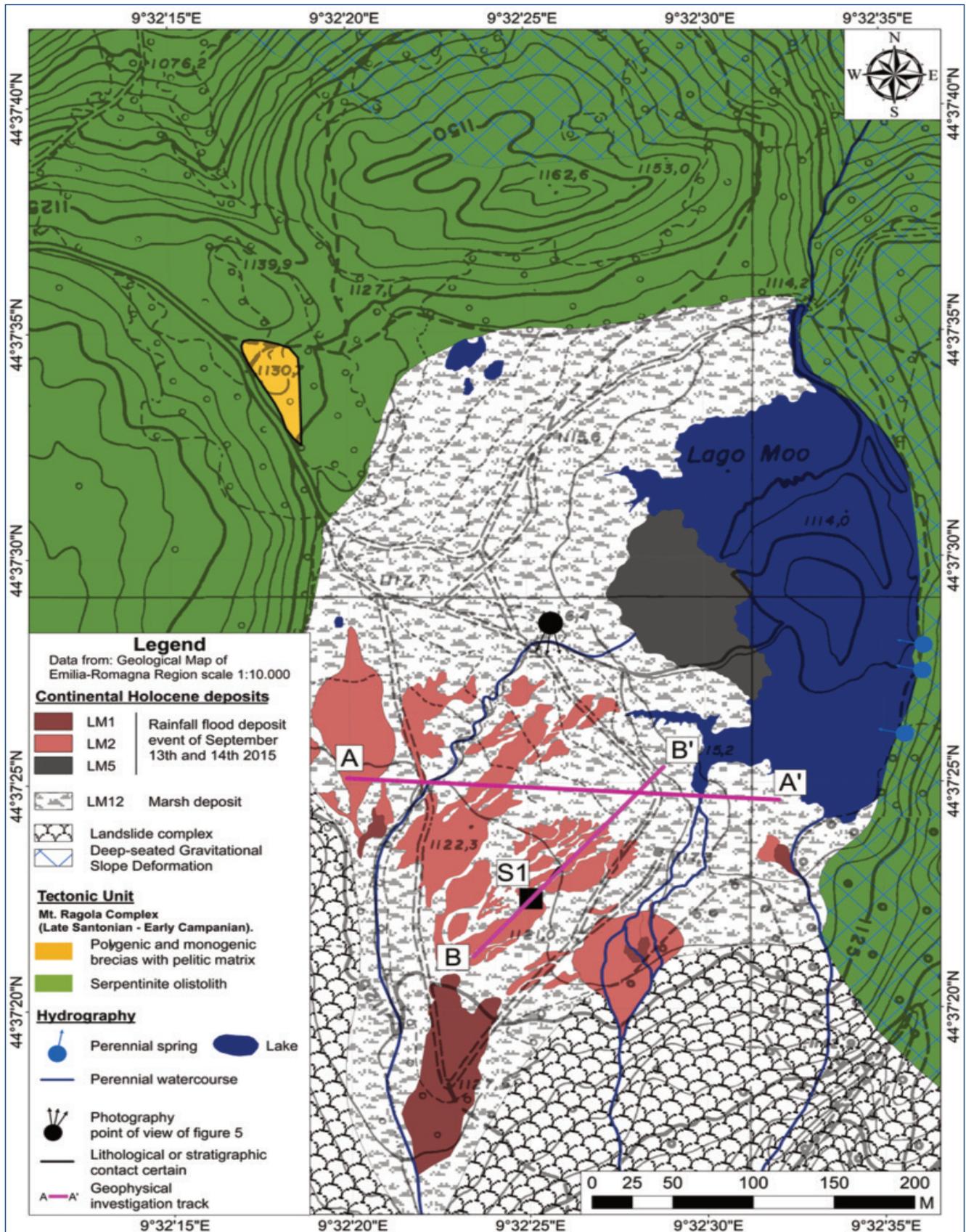


Figura 6.

Ubicazione del carotaggio S1, tracce delle indagini geofisiche e mappatura dettagliata del deposito di piena per effetto del nubifragio che si è verificato durante la notte del 13 e 14 settembre 2015.

3. DESCRIZIONE SINTETICA DEL CAROTAGGIO S1

Il carotaggio S1 di lago Moo ha raggiunto la profondità di 12.25 m. Al suo interno sono state riconosciute quattordici litofacies (descritte nelle Figure 7 e 8) sulla base delle loro caratteristiche macroscopiche (per esempio dimensione della granulometria, colore, strutture sedimentarie e

caratteristiche pedologiche). A loro volta queste litofacies sono state così raggruppate:

- Da LM1 a LM10 sono i numerosi depositi a grana grossa riconosciuti nel carotaggio di lago Moo e interpretati come il prodotto di antiche piene innescate da eventi di precipitazione estrema nel bacino idrografico che sfocia nel lago Moo. Questa interpretazione è

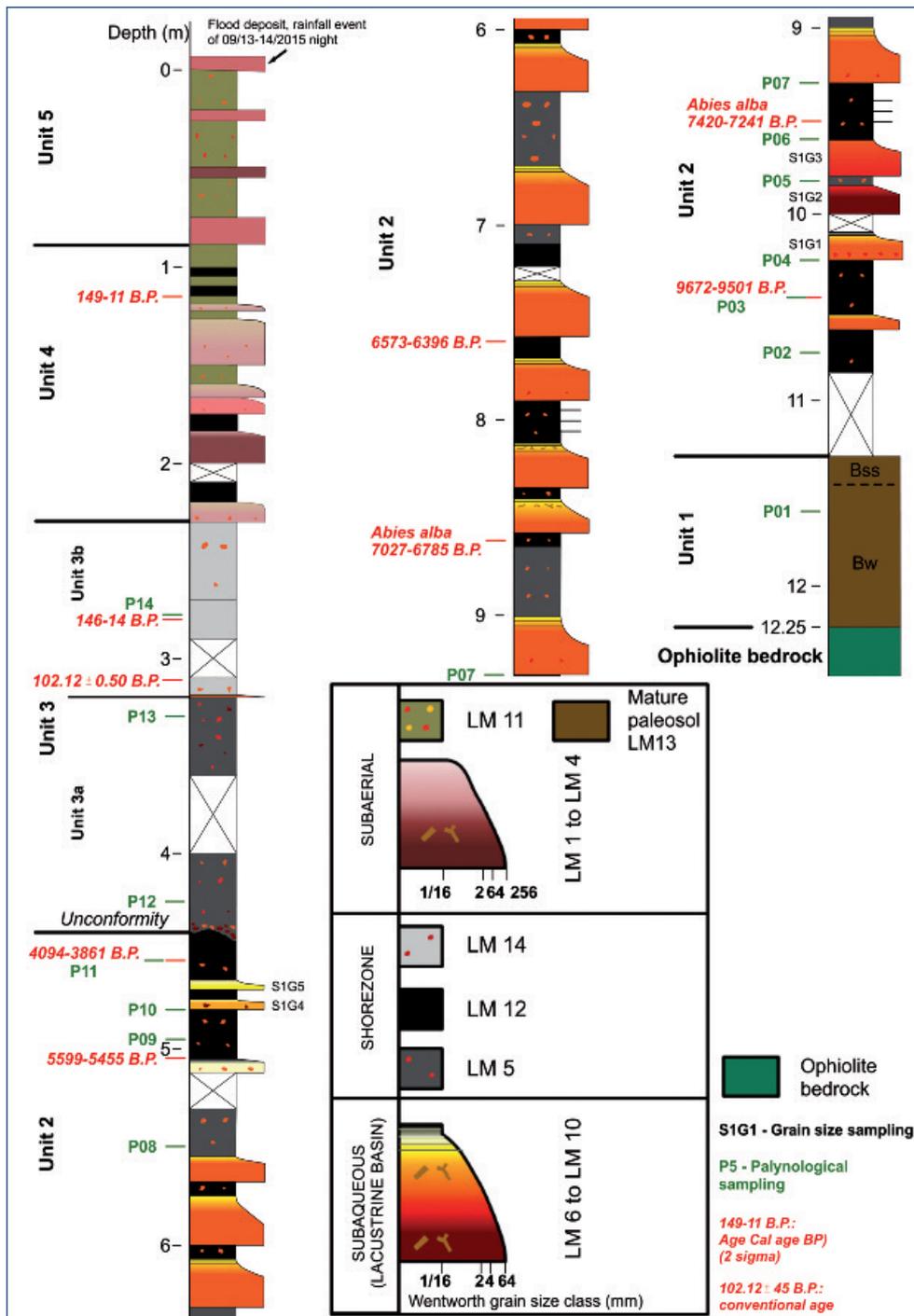


Figura 7.
Descrizione del carotaggio S1. Sono riportati anche i livelli campionati per il radiocarbonio (scritte in rosso) e per l'analisi dei pollini (scritte in verde).

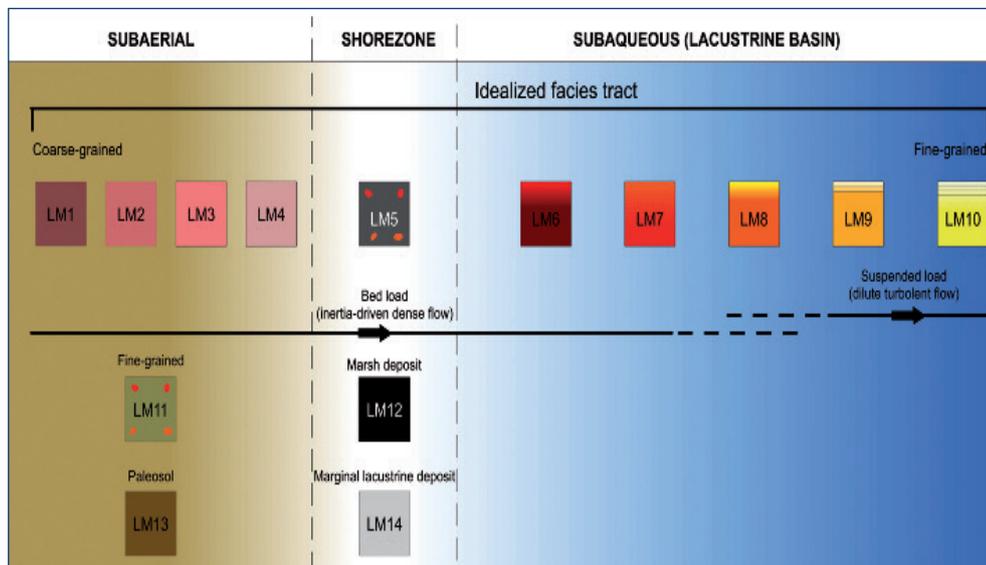


Figura 8.
 Le quattordici litofacies (LM1-LM14) identificate all'interno del carotaggio S1.

in accordo con il dato bibliografico (Milliman e Syvitski, 1992; Mulder e Syvitski, 1995; Mutti et al., 1996) perché il bacino idrografico di lago Moo ha un'area di 1,94 km² e una inclinazione media di 24°.

Queste litofacies sono state in seguito messe in relazione tra loro attraverso il concetto genetico di facies tract (Lowe, 1982; Mutti, 1992; Mutti et al., 1996), distinguendo tre ambienti deposizionali principali lungo un transetto idealizzato di evoluzione sottocorrente del flusso di piena (Figura 8): subaereo (da LM1 a LM4), marginale (LM5) e subacqueo/lacustre (da LM6 a LM10);

- Le litofacies a granulometria fine (da LM11 a LM14) sono state suddivise in due gruppi principali. Il primo gruppo comprende le litofacies LM11 e LM13 (paleosuolo) con caratteristiche di condizioni subaeree; il secondo gruppo è costituito dalle litofacies LM12 (depositi torbosi) e LM14, quest'ultimo depositatosi lungo la zona marginale dell'antico lago in condizioni di bassa energia e diverso grado di arricchimento di materia organica.

Nella sequenza sedimentaria di lago Moo sono state distinte cinque unità stratigrafiche informali (Figura 7) e la successione viene interpretata come il riempimento di una depressione strutturale prodotta dallo scorrimento gravitazionale che ha coinvolto l'area indotta dall'incisione fluviale post-glaciale operata dal torrente Nure.

4. ANALISI DEI DATI RACCOLTI

Le linee tempo che derivano dalle analisi radiometriche (riportate come anni calibrati Before Present abbreviato in BP, dove il presente è fissato convenzionalmente al 01-01-1950), consentono di mettere in relazione i dati ricavati dal carotaggio S1 di lago Moo con i principali dati paleoclimatici disponibili in letteratura, con particolare attenzione a quelli che riguardano l'Appennino settentrionale (Figura 9). Nel dettaglio:

- La curva di ricostruzione della temperatura media dell'aria del mese di luglio dal lago Verdaro (Parco Nazionale dell'Appennino Tosco Emiliano, da Samartin et al., 2017);
- L'andamento del $\delta^{18}O$ (leggermente modificata da Combourieu et al., 2013; Zanchetta et al., 2011; Zhornyak et al., 2011) ricavato da una stalagmite della cava di Corchia (Alpi Apuane). Sono indicati anche i principali eventi climatici freddi (da Wanner et al., 2011), secchi e umidi (da Regattieri et al., 2014) riconosciuti nel corso dell'Olocene;
- I valori di insolazione riportati per 45° Nord (da Samartin et al., 2017). Linea rossa per il mese di giugno, linea blu per il mese di dicembre.

Nella successione sedimentaria di riempimento del bacino lacustre di lago Moo, sono presenti numerosi intervalli grossolani che risultano particolarmente sviluppati e frequenti all'interno

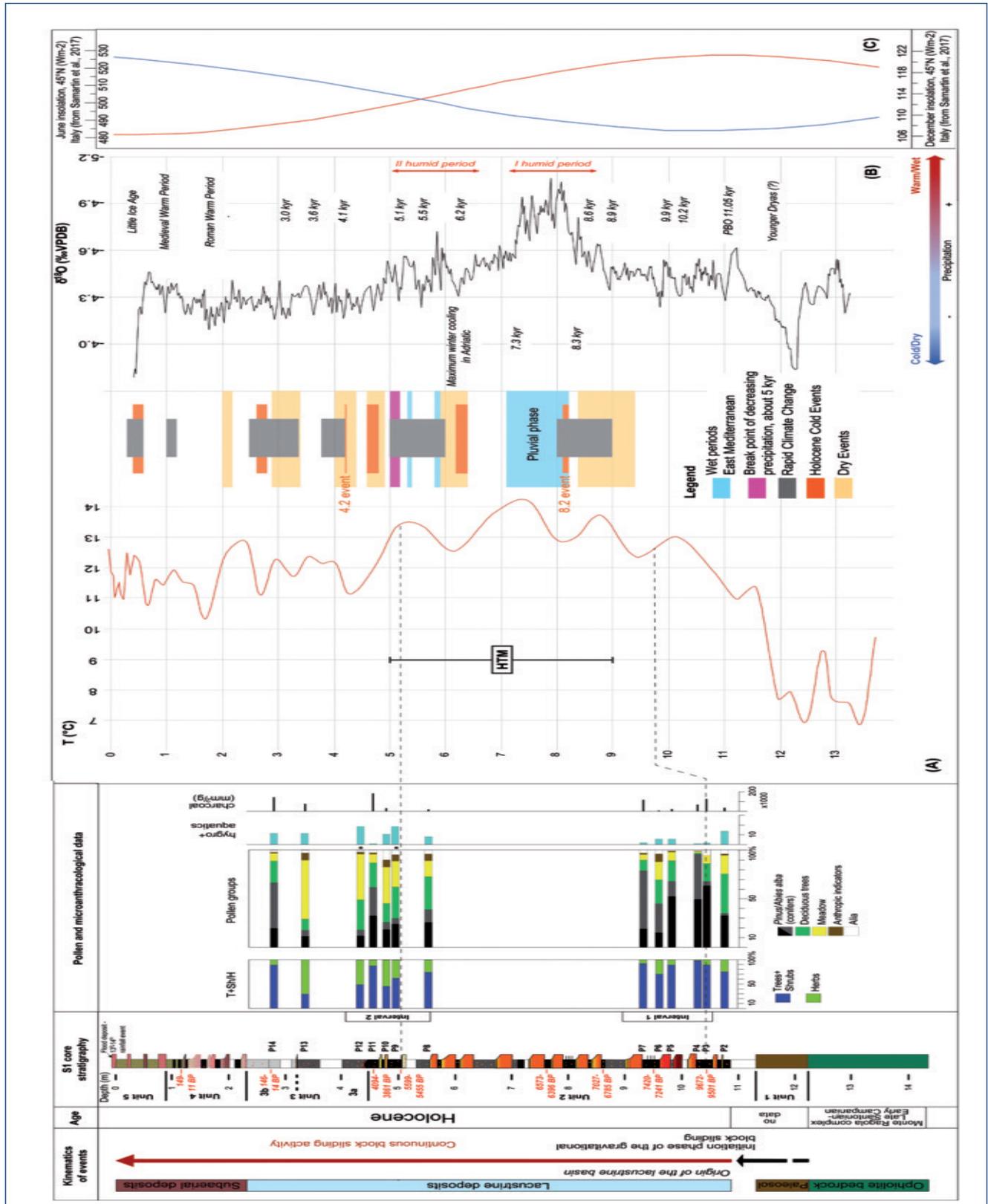


Figura 9. Stratigrafia, caratteristiche palinologiche principali e contenuto di microcarbone nel carotaggio S1. Le abbondanze relative dei gruppi pollinici sono riportate insieme alle frequenze delle specie igrofile e acquatiche. Gli asterischi indicano campioni contenenti funghi coprofilici e altre spore come Sporormiella, Dicrocoelium e Ascaris. I dati di nuova acquisizione sono confrontati con le più rilevanti ricostruzioni paleoclimatiche disponibili in letteratura per l'area di interesse.

dell'unità 2 cronologicamente corrispondente all'*optimum* climatico dell'Olocene (tra circa 9000-5000 BP, Figura 9a). È interessante notare che i valori del $\delta^{18}\text{O}$ provenienti dalle vicine Alpi Apuane (Cava di Corchia, Figura 2) documentano, nello stesso intervallo, le condizioni più umide registrate nel corso dell'Olocene con un picco tra ca. 8500 e 7500 BP (I periodo umido in Figura 9b; Regattieri et al., 2014; Zanchetta et al., 2011). Questo picco umido è in fase con uno strato clastico, datato a 8.200 e 7.100 BP riconosciuto nella cava di Renella (Alpi Apuane, figura 2), indicativo di un periodo di forti inondazioni che si sono verificate nell'area innescate da eventi di precipitazioni di grande magnitudo (Zhornyak et al., 2011). Zhornyak et al. (2011) attribuiscono questa massima attività delle piene ad un aumento di forti episodi convettivi nell'Appennino settentrionale. Infine, da evidenziare come i due periodi umidi (Figura 9b) coincidono con i massimi valori della temperatura media dell'aria del mese di luglio registrati presso il lago Verdarolo.

Con la fine dell'*optimum* climatico dell'Olocene, è documentata una rilevante diminuzione dell'attività delle piene nell'area di lago Moo, perché gli intervalli grossolani si riducono bruscamente in numero e spessore nella porzione superiore dell'Unità 2, datata a circa 5.500-3.800 BP. Questo andamento stratigrafico è ragionevolmente interpretabile come l'espressione di una diminuzione della frequenza degli eventi estremi di precipitazione nell'area di studio in condizioni

climatiche più fredde e meno umide (Figura 9). Il limite tra l'unità 2 e l'unità 3 corrisponde ad una importante interruzione nella deposizione e segna il passaggio ad una successione marginale lacustre di età incerta, per la parte più bassa, la sottounità 3a. Questa interpretazione di facies è supportata da dati palinologici, che mostrano notevoli valori di igrofiti erbacei (principalmente *Cyperaceae*) e di specie acquatiche tipiche delle zone umide (Figura 9a). La parte superiore dell'unità 3 (la sottounità 3b), datata circa 146-14 BP, è quasi priva di livelli grossolani e documenta un periodo di apparente inattività delle inondazioni nell'area di studio (Figure 7 e 9). Questo è seguito da una riattivazione delle piene durante gli ultimi tempi (livelli a granulometria grossolana all'interno delle unità 4 e 5; Figure 7 e 10) con un minimo di cinque eventi fino ad un massimo di dodici eventi ogni 100 anni, in quanto il range di confidenza associato all'età calibrata a 2,80 m di profondità è piuttosto ampio (146-14 BP; Figura 7). Questi fenomeni sembrano essere anche responsabili della sostituzione dei depositi lacustri con quelli subaerei attraverso un contatto erosivo che delimita la base dell'unità 4.

La curva di variazione della temperatura media dell'aria del mese di luglio del lago Verdarolo è stata ricostruita fino all'anno 2009. Per completare il confronto delle più recenti unità stratigrafiche (unità 4-5) con i dati climatici attuali, alla curva di variazione di temperatura di Verdarolo sono stati aggiunti i valori di temperatura



Figura 10.
Diversi livelli di ghiaia nel primo sottosuolo della piana lacustre del lago Moo, unità 5.

strumentali, disponibili dalla seconda metà del secolo scorso dal dataset ER Eraclito (Figura 11). La sovrapposizione con l'ultima parte della curva di Verdarolo conferma la buona accuratezza della tecnica di ricostruzione per questa area di studio. Il recente aumento della temperatura è ben evidente e l'attuale temperatura media del mese di luglio è paragonabile alla temperatura massima raggiunta durante l'*optimum* climatico dell'Olocene (tra circa 9000-5000 BP) nell'area di studio. L'andamento effettivo della temperatura di luglio, stimato nel periodo 1961-2018 a partire dai valori medi mensili, è di +4,3°C in 100 anni. L'andamento è molto indicativo dal punto di vista statistico, con una tendenza positiva molto significativa pari a più del doppio del gradiente di temperatura massimo trovato nella curva di Verdarolo, +2,0°C in 100 anni, alla fine della Piccola Era Glaciale.

Nonostante il basso grado di precisione che interessa le età al radiocarbonio inferiori ai 200 anni, l'intensificazione delle piene osservate nelle unità 4 e 5 corrisponde a questo notevole incremento in tempi recenti della temperatura e si sposa bene con il record strumentale che indica un'alta frequenza di eventi estremi di precipitazione negli ultimi decenni sull'Appennino settentrionale (Libertino et al., 2019). L'intensificazione delle piene in tempi recenti è testimoniata dal tasso di accumulo eccezionalmente elevato stimato sul periodo recente per le Unità 4-5 (Figura 6), un tasso di circa 1 m ogni 100 anni calcolato a partire dal 1800 D.C.. Il recente aumento dell'attività delle piene è supportato anche dai dati strumentali relativi alla Regione Emilia-Romagna (Figura 12), dove si osserva un trend emergente di aumento dell'intensità delle precipitazioni (sia come valori massimi

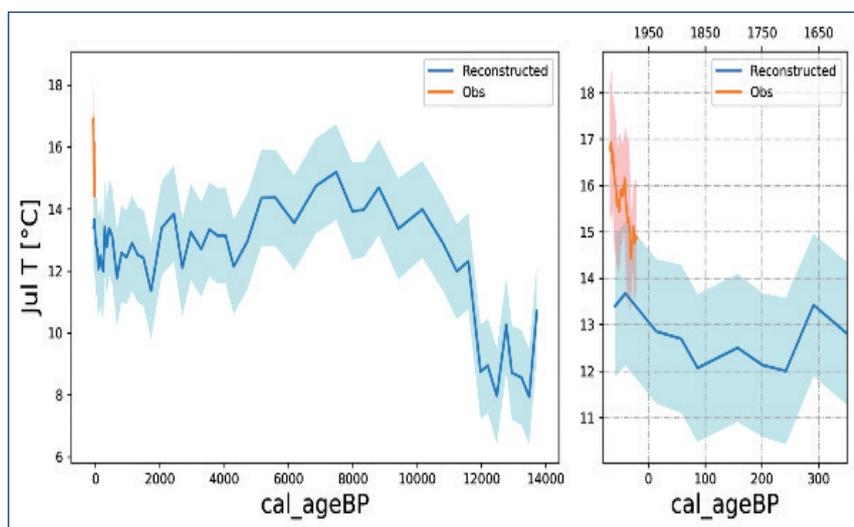


Figura 11. Confronto tra i dati attuali e la temperatura media di luglio ricostruita nel sito del lago Verdarolo. La linea blu è la temperatura ricostruita mentre l'area ombreggiata è l'errore standard stimato associato come proposto da Samartin et al. (2017). La linea arancione rappresenta la temperatura media di luglio (1961-2018) recuperata per la cella dove ricade il lago Verdarolo dalla rianalisi climatica ERACLITO dell'Emilia-Romagna (11 anni di media consecutiva). L'area arancione ombreggiata è la deviazione standard associata. A sinistra è riportato l'intero periodo disponibile, mentre a destra è mostrato uno zoom sul periodo più recente (dal 1600 d.C.).

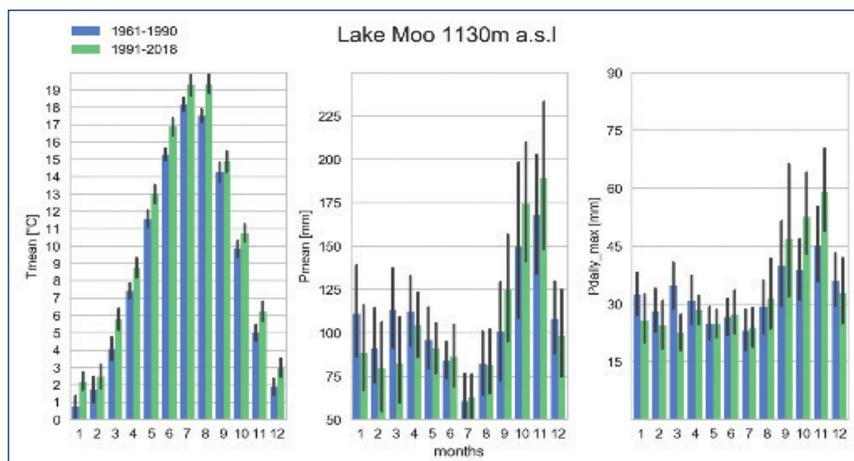


Figura 12. Media mensile della temperatura a 2m dal suolo (a), della precipitazione cumulata (b), e della precipitazione massima giornaliera (c), per il 1961-1990 (blu) e 1991-2018 (verde) per il punto di griglia corrispondente a lago Moo. I dati sono derivati dalla rianalisi su griglia dei dati storici dell'Emilia-Romagna, Eraclito. I segmenti verticali neri rappresentano gli intervalli di confidenza (al 95%), ovvero il possibile range che può assumere la stima del valor medio a causa di possibili errori di campionamento, della temperatura e della precipitazione media e massima.

giornalieri sia come valori cumulativi mensili) nei mesi autunnali. Tuttavia il trend non è ancora statisticamente indicativo, come si vede dalle barre di stima di colore nero nella figura 12.

5. CONCLUSIONI

I principali risultati raggiunti sono:

- 1) La corrispondenza tra i dati di temperatura strumentali e i dati paleoambientali permette di affermare che la temperatura estiva attuale è paragonabile a quella registrata nell'Appennino settentrionale durante l'*optimum* climatico dell'Olocene (tra circa 9000-5000 BP). L'andamento attuale della temperatura, calcolato in base ai valori del mese di luglio nel sito del lago Verdarolo nel periodo 1961-2018, è di +4,3°C ogni 100 anni ed è probabile che sia uno dei più alti registrati nell'Olocene. Questo trend è in linea con alcuni scenari previsti dai ricercatori del Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici (CMCC) nel report annuale del 2019. Secondo questo report, i diversi modelli climatici sono concordi nel valutare un aumento della temperatura media annua per l'Italia. In particolare, il modello EURO-CORDEX per lo scenario con concentrazioni più elevate di gas serra prevede al 2100 (rispetto la periodo di riferimento 1981-2010) un incremento di temperatura pari a +5,5°C ogni 100 anni. Mentre il modello COSMO-CLM, sempre per lo scenario con concentrazioni più elevate di gas serra, prevede al 2100 un incremento di temperatura pari a +4,9°C ogni 100 dal 1973;
- 2) Le unità stratigrafiche che mostrano un'alta frequenza di depositi a granulometria grossolana sono l'unità 2, depositata durante l'*optimum* climatico dell'Olocene, e le unità 4 e 5 che appartengono al periodo successivo alla Piccola Era Glaciale. Entrambi i periodi sono caratterizzati da elevate temperature, mentre l'impatto umano è quasi assente nel corso dell'*optimum* climatico olocenico e molto basso nel periodo post-Piccola Era Glaciale, soprattutto nell'ultima parte del XX secolo. Questo supporta fortemente l'ipotesi che temperature elevate favoriscano il verificarsi di eventi di precipitazioni estreme;
- 3) Il tasso di sedimentazione osservato nelle unità recenti 4 e 5 è stimabile in circa 1,27 m ogni 100 anni, a partire dal 1800. Questo valore è molto elevato e corrisponde a una frequenza degli eventi estremi che oscilla da un minimo di cinque eventi fino ad un massimo di dodici eventi ogni 100 anni. Questo elevato valore del tasso di sedimentazione registrato nelle unità 4 e 5 deve essere correlato alla presenza di numerosi livelli a granulometria grossolana, indicativi appunto di un aumento degli eventi di precipitazione estrema sul bacino del lago Moo. Questo aumento degli eventi di precipitazione estrema non è possibile attribuirlo a cambiamenti nelle dinamiche fisiografiche e vegetazionali (ad esempio, la copertura arborea) nell'area di studio. Durante l'*optimum* climatico dell'Olocene e nel periodo attuale, la copertura delle aree boschive intorno al lago Moo si è mantenuta su valori elevati e questo fattore è considerato svantaggioso per la mobilitazione dei detriti;
- 4) L'aumento degli eventi estremi di precipitazione, in risposta ad un aumento delle temperature, è già rilevabile dal punto di vista strumentale nelle serie di osservazioni, soprattutto dove la disponibilità di umidità non è limitata, come in autunno (Brönnimann et al., 2018a, 2018b; Prein et al., 2017). Si hanno evidenze che ciò si sia verificato anche nel passato, specialmente durante l'*optimum* climatico dell'Olocene, come testimoniato dalla maggiore frequenza nella deposizione di livelli grossolani nei sedimenti lacustri osservata nell'area di studio;
- 5) Il confronto con il passato aiuta a comprendere le proiezioni future sull'area, sebbene siamo consapevoli che l'evoluzione passata non può essere considerata come un analogo a causa della diversa forzante e della conseguente risposta del sistema climatico (D'Agostino et al. 2019). Man mano che la temperatura continuerà ad aumentare

nell'area del Mediterraneo, l'intensità delle precipitazioni tenderà ad aumentare sull'Appennino settentrionale. Come tendenza, ipotizziamo che l'aumento dell'intensità delle precipitazioni sarà evidente in mesi con masse d'aria più fredde e umide (come in autunno) come già emerge (Figura 12), con una graduale estensione verso l'inverno. In estate, l'aumento della temperatura in condizioni di limitazione dell'umidità indurrà una diminuzione della frequenza e dell'intensità delle precipitazioni.

6) Infine, una riflessione sul ruolo del geologo nell'esperienza di lago Moo. Questa espe-

rienza ha evidenziato come il geologo sia in grado di contribuire al tema dell'analisi degli eventi estremi di precipitazione. In particolare, questo apporto può essere così sintetizzato:

a) Individuazione, nell'ambito del territorio regionale, di quali siano i più idonei archivi naturali adatti per questo tipo di analisi. Tra le varie possibilità, per esempio speleotemi, dendrocronologia, sedimenti lacustri, sorgenti accompagnate dalla deposizione di carbonato di calcio e depositi fluviali, l'indagine descritta ha considerato le pianie lacustri.

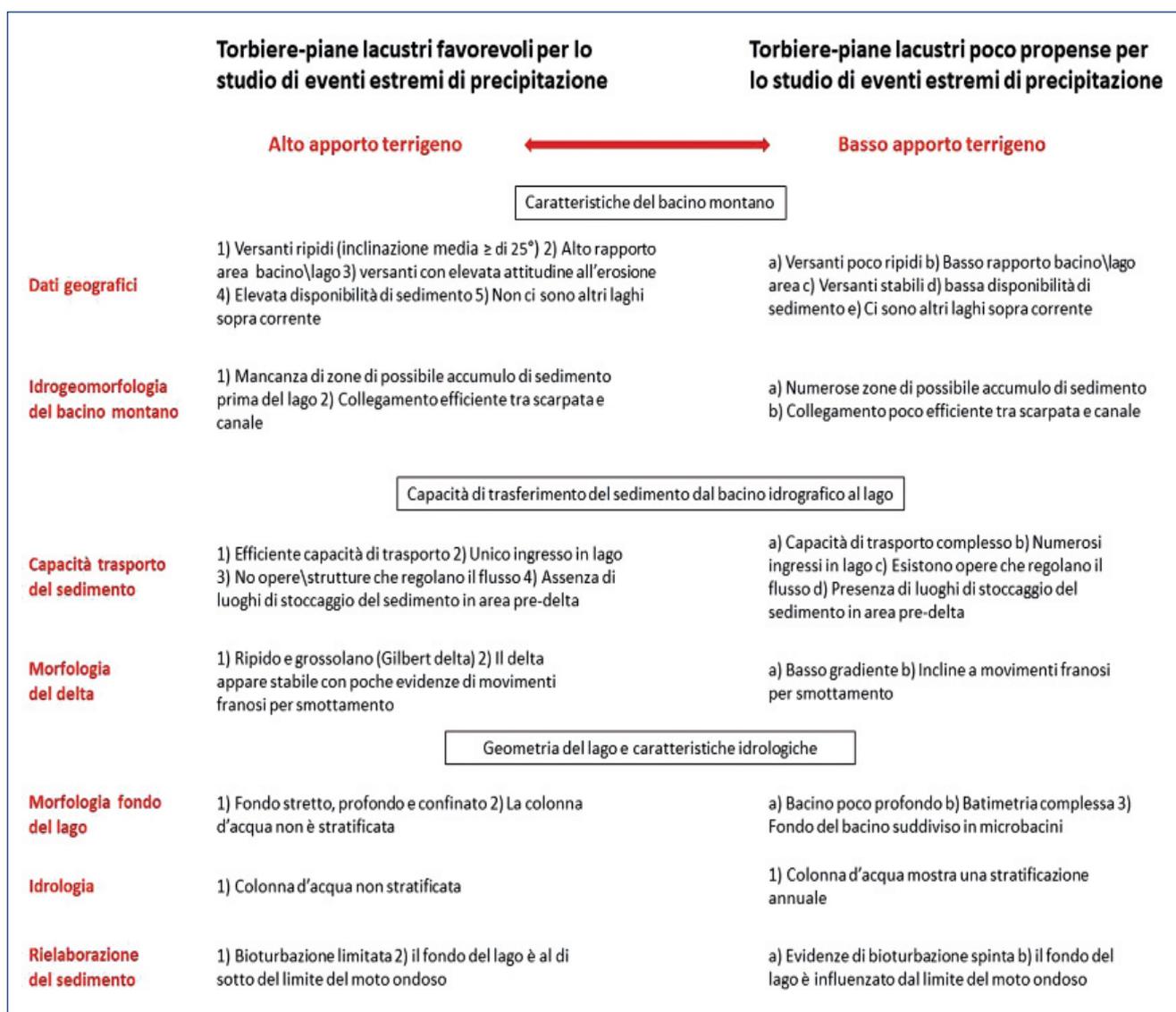


Figura 13. Modificato da Schillereff et al., (2014) e adattato al contesto appenninico.

- La scelta deriva dall'analisi svolta attraverso foto interpretazione di immagini satellitari e foto aeree messe a disposizione dal servizio EMS (Emergency Management Service) del Programma Copernicus con indagini in campo per ottenere una mappatura sistematica degli effetti al suolo prodotti dal nubifragio che durante la notte del 13-14 settembre del 2015 ha interessato l'Appennino ligure-emiliano. L'indagine ha evidenziato come diverse piane lacustri, e tra queste quella di lago Moo, fossero state parzialmente ricoperte da depositi grossolani (Figure 3 e 4);
- b) Nell'ambito delle piane lacustri sono stati individuati i criteri da utilizzare per riconoscere, in chiave predittiva per future analisi, quali siano le più idonee per lo svolgimento delle indagini descritte (Figura 13). Questo schema rappresenta anche una "mappa" per raggiungere l'obiettivo di identificare quali sono le torbiere favorevoli e non relativamente alla funzione di sequestro di carbonio (*C sink*) nel settore montano della regione;
- c) Una volta scelto il luogo di studio, si è cercato di individuare i siti dove compiere le indagini. Per raggiungere tale risultato sono state fondamentali le seguenti analisi:
- geofisiche, in grado di fornire informazioni sulla morfologia del substrato del lago e sullo spessore della successione sedimentaria che potenzialmente può essere indagata attraverso il carotaggio in continuo;
 - geologiche e geomorfologiche dell'area di studio; nel caso di lago Moo è stato di interesse la mappatura del deposito (Figura 6) prodotto dal nubifragio che ha colpito l'area di studio nel settembre del 2015, la cui variazione in pianta ha contribuito nella scelta dei punti delle indagini. La mappatura del deposito è stata altrettanto utile, per mettere in relazione l'intensità dell'evento estremo di precipitazione e le caratteristiche granulometriche del deposito stesso.
- d) L'esame della carota prelevata ha consentito di definire sulla base delle caratteristiche dei depositi (per esempio granulometria, colore, strutture sedimentarie ed evidenze pedologiche) i livelli stratigrafici più significativi. Nel carotaggio S1 di lago Moo questa analisi ha permesso di riconoscere quattordici litofacies (figure 7 e 8) e di suddividere la sequenza sedimentaria in cinque unità informali. I livelli torbosi (LM12) sono i depositi che hanno avuto funzione di *marker* in quanto, datati con precisione, hanno consentito di ricostruire la frequenza nel passato, su diverse migliaia di anni, dei depositi grossolani (al tetto dei quali sedimentavano al ripristinarsi delle "normali" condizioni) rilevati nella carota S1. Il metodo di datazione utilizzato è quello del ^{14}C o del radiocarbonio. L'analisi in dettaglio dei livelli fini è stata particolarmente utile nel guidare anche la scelta dei campioni per le analisi palinologiche. Infatti, l'indagine palinologica si è integrata con l'indagine sedimentologica, perché sono stati campionati a tal fine i livelli fini di origine lacustre (indicativi della ripresa della sedimentazione particellare "normale") e non i livelli fini associati all'esaurirsi delle antiche piene.
- e) **Sintesi dei dati:** i dati di nuova acquisizione ricavati dal carotaggio S1 di lago Moo, sono stati messi in relazione e integrati con le varie informazioni di natura paleoclimatica disponibili in letteratura, con particolare attenzione a quelli che riguardano l'Appennino settentrionale (Figura 9). Questo passaggio è stato fondamentale perché ha consentito di ottenere una visione d'insieme della variabilità naturale di alcuni parametri alla scala dell'Olocene, come ad esempio la curva di variazione della temperatura media dell'aria del mese di luglio dal lago Verdarolo, e stabilire delle possibili relazioni con la successione sedimentaria di riempimento del bacino lacustre di lago Moo.

Emerge quindi l'importanza del contributo tecnico-professionale del Geologo. Ciò è particolarmente vero quando, per indagare il passato in chiave moderna, l'approccio multidisciplinare è indispensabile. Più in generale, proprio alla luce dei recenti eventi alluvionali che hanno colpito l'Appennino settentrionale acquista ancora maggior valore la figura del Geologo, per dare un qualificato contributo conoscitivo utile alle politiche di tutela del territorio, pianificazione per la prevenzione e riduzione dei rischi da calamità naturali, oltre che nell'ambito del post-evento per gli scopi di protezione civile.

6. RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano: ARPAe-SIMC, l'Agenzia Regionale della Protezione Civile della Regione Emilia-Romagna ed il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli (SGSS) della Regione Emilia-Romagna, per avere favorito lo svolgimento delle attività che hanno permesso di raggiungere i risultati descritti; l'Amministrazione comunale di Ferriere (PC) per avere sostenuto e patrocinato la ricerca applicata; la collega Francesca Staffilani (SGSS) per le discussioni e l'interpretazione pedologica.

BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- Brönnimann, S., Rohr, C., Stucki, P., Summermatter, S., Bandhauer, M., Barton, Y., Fischer, A., Froidevaux, P., Germann, U., Grosjean, M., Hupfer, F., Ingold, K., Isotta, F., Keiler, M., Martius, O., Messmer, M., Mülchi, R., Panziera, L., Pfister, L., Raible, C.C., Reist, T., Rössler, O., Röthlisberger, V., Scherrer, S., Weingartner, R., Zappa, M., Zimmermann, M. Zischg, A.P.: 1868 – L'alluvione che cambiò la Svizzera: Cause, conseguenze e insegnamenti per il futuro. *Geographica Bernensia*, G94, 52 S., doi:10.4480/GB2018.G94.02, 2018a.
- Brönnimann, S., Rajczak, J., Fischer, E. M., Raible, C. C., Rohrer, M., and Schär, C.: Changing seasonality of moderate and extreme precipitation events in the Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18 (7), 2047-2056. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-2047-2018>, 2018b.
- Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Bout-Roumazeilles, V., Goring, S., Dormoy, I., Joannin, S., Sadori, L., Siani, G., and Magny, M.: Holocene vegetation and climate changes in the central Mediterranean inferred from a high-resolution marine pollen record (Adriatic Sea). *Clim. Past*, 9, 2023-2042. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2023-2013>, 2013.
- D'Agostino, R., Bader, J., Bordoni, S., Ferreira, D., and Jungclaus, J.: Northern Hemisphere monsoon response to mid Holocene orbital forcing and greenhouse gas induced global warming. *Geophysical Research Letters*, 46, 1591–1601. <https://doi.org/10.1029/2018GL081589>, 2019.
- Libertino, A., Ganora, D., and Claps, P.: Evidence for increasing rainfall extremes remains elusive at large spatial scales: The case of Italy. *Geophysical Research Letters*, 46, 7437–7446. <https://doi.org/10.1029/2019GL083371>, 2019.
- Lowe, D.R.: Sediment gravity flows; Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents, *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-297, 1982.
- Milliman, J.D. and Syvitski, J.P.M.: Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers, *The Journal of Geology*, 100, 525-544, <http://dx.doi.org/10.1086/629606>, 1992.
- Mulder, T. and Syvitski, J.P.M.: Turbidity Currents Generated at River Mouths during Exceptional Discharges to the World Oceans, *Journal of Geology*, 103, 285-299, <http://dx.doi.org/10.1086/629747>, 1995.
- Mutti, E.: Turbidite Sandstones. San Donato Milanese, Agip-Istituto di Geologia, Università di Parma, 275 pp, 1982.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., and Zavala, C.: The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins, *Memorie di Scienze Geologiche*, Università di Padova, 48, 233-291, 1996.
- Prein, A.F., Rasmussen, R.M., Ikeda, K., Liu, C., Clark, M.P., and Holland, G.J.: The future intensification of hourly precipitation extremes, *Nature Climate Change*, 7, 48-52, doi:10.1038/nclimate3168, 2017.
- Regattieri, E., Zanchetta, G., Drysdale, R.N., Isola, I., Hellstrom, J.C., and Dallai, L.: Lateglacial to Holocene trace element record (Ba, Mg, Sr) from Corchia Cave (Apuan Alps, central Italy): paleoenvironmental implications, *Journal of Quaternary Science*, 29, 381-392, <https://doi.org/10.1002/jqs.2712>, 2014.
- Samartin, S., Heiri, O., Joos, F., Renssen, H., Franke, J., Brönnimann, S., and Tinner, W.: Warm Mediterranean mid-Holocene summers inferred from fossil midge assemblages, *Nature Geoscience*, 10, 207-212. doi: 10.1038/NGEO2891, 2017.
- Schillereff, D., Chiverrell, R.C., Macdonald, N., and Hooke, J.M.: Flood stratigraphies in lake sediments: A review, *Earth-Science Reviews*, 135, 17-37, doi 10.1016/j.earscirev.2014.03.011, 2014.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M.: Structure and origin of Holocene cold events, *Quaternary Science Reviews* 30, 3109-3123. doi:10.1016/j.quascirev.2011.07.010, 2011
- Zanchetta, G., Isola, I., Piccini, L., and Dini, A.: The Corchia Cave (Alpi Apuane) a 2 Ma long temporal window on the earth climate, *Technical Periodicals of National Geological Survey of Italy - ISPRA, Geological Field Trips*, 3, 55pp, doi 10.3301/GFT.2011.02, 2011.
- Zhornyak, L.V., Zanchetta, G., Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Isola, I., Regattieri, E., Piccini, L., Banerjee, I., and Couchoud, I.: Stratigraphic evidence for a "pluvial phase" between ca 8200-7100 ka from Renella cave (Central Italy), *Quaternary Science Reviews*, 30, 409-417 doi 10.1016/j.quascirev.2010.12.003, 2011.

MONITORAGGIO DELLA SUBSIDENZA IN EMILIA-ROMAGNA: RISULTATI, DATI E CARTOGRAFIA DISPONIBILE

MARCO MARCACCIO¹, GIACOMO ZACCANTI¹,
MONICA CARATI², ROSALIA COSTANTINO²,
IMMACOLATA PELLEGRINO³

¹ Arpae Emilia-Romagna – Direzione Tecnica

² Arpae Emilia-Romagna – Servizio Sistemi Informativi e
Innovazione Digitale

³ Regione Emilia-Romagna – Servizio Tutela e Risanamento
Acqua, Aria e Agenti fisici

1. INTRODUZIONE

Il monitoraggio della subsidenza permette di individuare nel tempo le variazioni verticali del suolo, il cui abbassamento per processi naturali è in genere determinato dal costipamento nel tempo dei sedimenti di pianure alluvionali o di zone costiere. Questo tipo di subsidenza risulta in generale più accentuato in presenza di materiali fini (siltoso-argillosi) e sostanza organica (torbe), che per la loro struttura mineralogica e comportamento reologico, permettono una maggiore costipazione rispetto ai sedimenti con granuli più grossolani, come sabbie e ghiaie, che sono generalmente grano-sostenuti e quindi meno deformabili e comprimibili nel sostenere il peso dei sedimenti sovrastanti.

Le cause che provocano la subsidenza possono essere sia di origine naturale - per costipamento come in parte già descritto, o per tettonica considerando che i movimenti tettonici possono comportare anche innalzamenti della superficie topografica - sia di origine antropica per effetto dell'urbanizzazione, delle bonifiche idrauliche o dell'estrazione di fluidi dal sottosuolo (Carminati & Martinelli, 2002; Calcaterra & Gambino, 2020).

La Legge 845 del 10 dicembre 1980 – Protezione del territorio del Comune di Ravenna dal fenomeno di subsidenza – è uno dei primi riferimenti normativi che interviene sul fenomeno della subsidenza, con il quale “*la protezione del territorio del comune di Ravenna dal fenomeno della subsidenza ed i relativi interventi sono dichiarati di preminente interesse nazionale*”. Con questa legge sono state assoggettate alla tutela della pubblica amministrazione, la ricerca, l'estrazione e l'utilizzazione di tutte le acque sotterranee nel territorio di diversi comuni delle province di Ravenna, Forlì e Bologna, con l'obiettivo di controllare gli emungimenti dal sottosuolo attraverso progressive limitazioni e modalità con le quali gli utenti si dovevano adeguare nell'effettuare prelievi sia per usi produttivi sia per usi domestici.

2. RETE DI MONITORAGGIO DELLA SUBSIDENZA IN EMILIA-ROMAGNA

In Emilia-Romagna misure di subsidenza sono state effettuate in passato da diversi Enti, sia locali che di ricerca, in porzioni di territorio più o meno limitate e con diverse finalità, utilizzando reti di livellazione, come ad esempio quanto fatto nei comuni di Ravenna, Bologna, Modena, dai Consorzi di Bonifica e dall'Istituto Geografico Militare con la Rete di Livellazione di Alta Precisione alla quale sono riferite le diverse reti locali. Sono disponibili presso il portale web di Arpae (<https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/suolo/subsidenza/subsidenza-1>) numerosi studi e relazioni tecniche prodotte nell'ambito del monitoraggio della subsidenza in Emilia-Romagna, a partire dal 1997.

Nel 1997-98 è stata istituita la rete regionale di monitoraggio della subsidenza dell'Emilia-Roma-

gna, partendo da una revisione e ottimizzazione delle numerose reti di monitoraggio presenti nel territorio. È costituita da oltre 2300 capisaldi, distribuiti su 142 linee di livellazione, pari a oltre 2200 km di lunghezza, coprendo un territorio di circa 13.000 km² (Bitelli et.al., 2010). La rete comprende inoltre 60 stazioni GPS stazionabili (Figura 1). Ogni caposaldo ha una scheda anagrafica e una serie storica di dati rilevati che è pubblica e disponibile anche

presso il Geoportale di Arpa Emilia-Romagna (Figura 2; www.arpae.it/cartografia/). Nel monitoraggio della subsidenza tramite la classica tecnica della livellazione di alta precisione, si effettuano misure periodiche della quota assoluta dei diversi capisaldi, ottenuta attraverso livellazione di precisione rispetto a capisaldi della rete nazionale – nel caso dell’Emilia-Romagna le misure sono riferite al caposaldo di Sasso Marconi (BO).

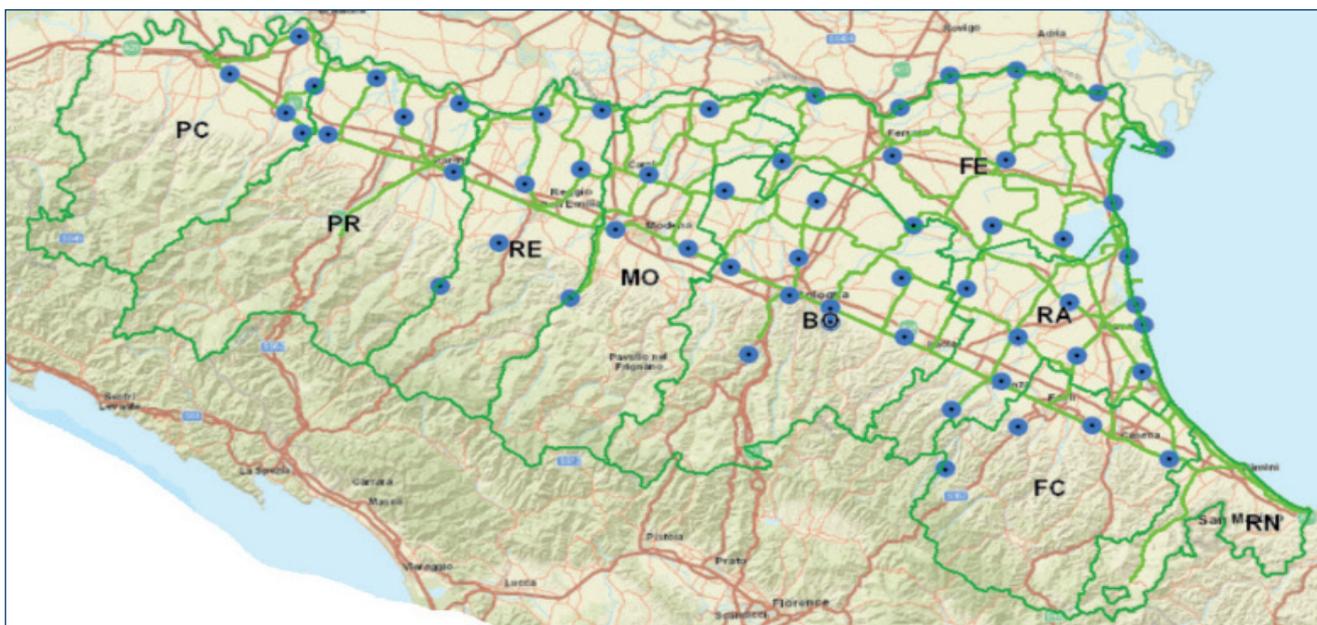


Figura 1. Rete di monitoraggio della subsidenza in Emilia-Romagna (in verde chiaro linee di livellazione all’interno delle quali sono ubicati i 2300 capisaldi; punti in blu le 60 stazioni GPS).

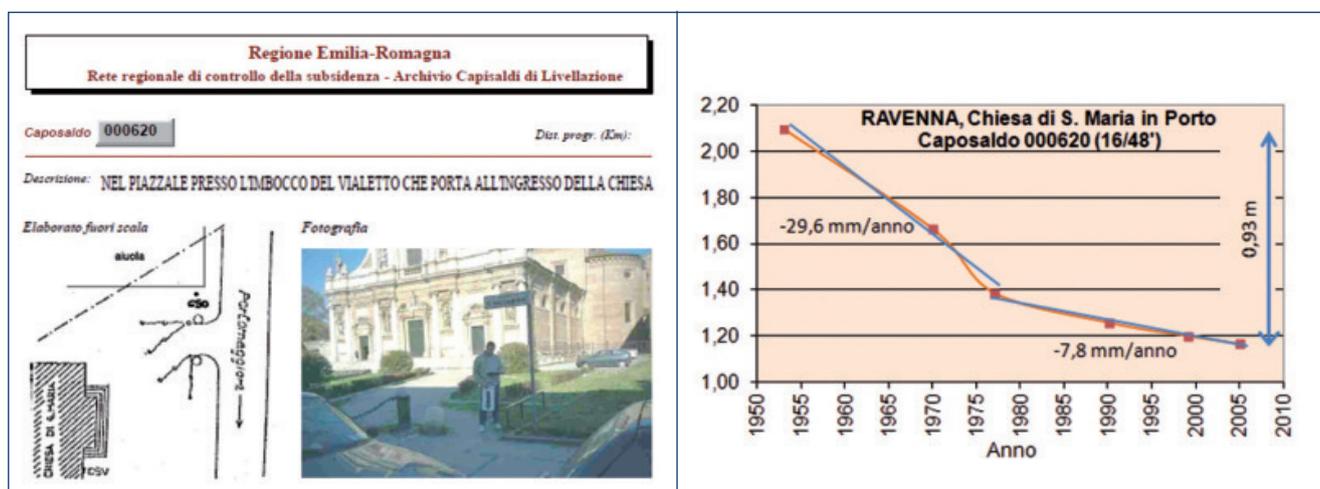


Figura 2. Scheda anagrafica caposaldo in prossimità della Chiesa di S. Maria in Porto (RA – 000620) e relativi dati di livellazione di precisione disponibili fino all’anno 2005.

Il valore di subsidenza media, espresso in mm/anno, è pertanto dato dal rapporto tra la differenza di quota misurata nel caposaldo e il tempo intercorso tra le misure. In figura 2 sono rappresentate le misure di quota assoluta del caposaldo in prossimità della chiesa di S. Maria in Porto (RA) che dal 1953 al 2005 evidenzia un abbassamento complessivo di 93 cm, che corrisponde ad un valore medio di subsidenza di -17,9 mm/anno; nel periodo considerato il fenomeno può essere distinto in almeno 2 intervalli temporali con velocità medie differenti di abbassamento, pari a -29,6 mm/anno dal 1953 al 1957 e -7,8 mm/anno dal 1977 al 2005. Questo è un esempio per evidenziare l'importanza che riveste la frequenza di monitoraggio, all'aumentare della quale è possibile individuare cambi di tendenza della subsidenza per il singolo caposaldo. Disponendo di misure di livellazione di precisione sinottiche su tutta la rete di 2300 capisaldi è stato possibile ottenere cartografie di subsidenza in grado di evidenziare la variabilità areale del fenomeno, come effettuato nel 1999 e nel 2005. I limiti della tecnica sono comunque legati al numero di misure necessarie su tutti i capisaldi della rete con frequenza adeguata a valutare le tendenze di medio periodo. Non è pertanto possibile con questa tecnica, per l'estrema onerosità dei rilievi, valutare tendenze di breve e brevissimo periodo per l'intera rete. Ciò è possibile effettuarlo al bisogno solo in zone limitate del territorio.

Considerando che le misure di subsidenza registrano l'abbassamento totale della superficie topografica, nell'ambito della rete regionale sono state attrezzate alcune stazioni automatiche con assestimetri che effettuano 2 misure al giorno per verificare come varia il fenomeno con la profondità. Nel 2005 sono stati posizionati a Castel Maggiore (BO) due assestimetri alle profondità di 100 m e 200 m che dimostrano come il fenomeno dell'abbassamento non sia lineare nel tempo ma presenta significative variazioni stagionali con tendenza di medio e lungo periodo all'abbassamento e anche periodi con tendenza all'innalzamento (Arpa Emilia-Romagna, 2005).

Questa tipologia di monitoraggio era stata già sperimentata a Bologna, in località Stalingrado negli anni '80, e attualmente viene spesso prescritta come monitoraggio nei siti dove vengono svolte attività Oil&Gas.

L'evoluzione tecnologica e la disponibilità di dati radar satellitari ha permesso in Emilia-Romagna, a partire dal 2005, di effettuare elaborazioni di dati interferometrici SAR a scala regionale per ottenere il movimento verticale del suolo, permettendo di valutare il fenomeno con un maggiore dettaglio sia territoriale, sia temporale, rispetto le tecniche di livellazione di alta precisione. Ad ogni passaggio dei satelliti su una determinata porzione di territorio, la tecnologia radar permette di rilevare la posizione e la distanza, lungo la linea di osservazione del satellite, dei punti riflettenti permanenti a terra (PS - Permanent Scatterers). Nel periodo di osservazione, che nell'ambito del monitoraggio regionale è pari a 5 anni, si dispone per ciascun PS, di una serie temporale di dati che permette, con opportune correzioni e calibrazioni, di ottenere la velocità media di movimento verticale del PS stesso in mm/anno, utilizzando le distanze misurate nei diversi passaggi del satellite. Questa tecnica permette di passare dalle misure effettuate fino al 2005 nei 2300 capisaldi a scala regionale, a 1.974.150 punti nel periodo 2011-2016 e per ciascun punto la valutazione della subsidenza viene effettuata su un dataset di circa 70 misure nel periodo quinquennale. In Figura 3 si mette a confronto visivamente il numero dei capisaldi presenti nella zona urbana di Ravenna, utilizzati per le elaborazioni con livellazione di alta precisione, rispetto ai punti PS utilizzati per le elaborazioni interferometriche satellitari nel periodo 2011-2016. Si riporta inoltre un esempio di dataset di un generico PS ubicato in prossimità della chiesa S. Maria in Porto (RA), dove la subsidenza dell'ultimo periodo risulta diminuita a -3,2 mm/anno rispetto a quella misurata nel 2005 nel caposaldo 000620.

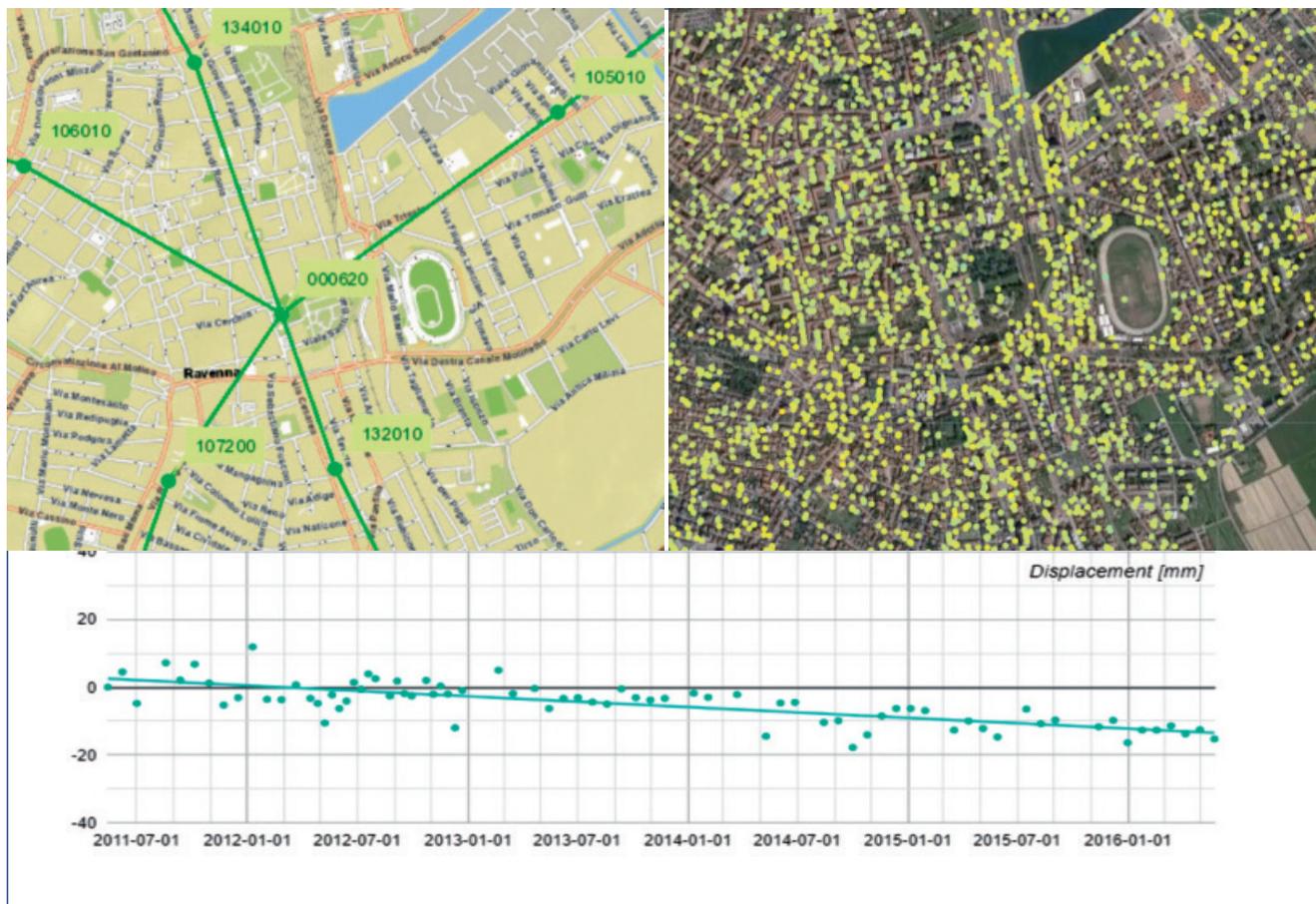


Figura 3. Confronto tra il numero di capisaldi nel centro urbano di Ravenna utilizzati fino al 2005 per le misure di livellazione di alta precisione e il numero di punti di misura (PS) nella stessa zona utilizzati nell'analisi interferometrica satellitare nel periodo 2011-2016. Nel grafico sono riportate le misure di variazione verticale di un PS ubicato in corrispondenza del caposaldo 000620 con linea di regressione che permette di calcolare il valore medio di subsidenza nel periodo 2011-2016 pari a $-3,2$ mm/anno.

3. RISULTATI DEL MONITORAGGIO DELLA SUBSIDENZA NEL PERIODO 2011-2016

Il monitoraggio della subsidenza in Emilia-Romagna nel periodo 2011-2016 ha pertanto utilizzato l'analisi interferometrica, tramite la tecnica SqueeSAR™, con calibrazione dei risultati tramite i dati di movimento verticale di 16 stazioni permanenti GPS. Ulteriori 6 stazioni GPS permanenti sono state utilizzate per la validazione delle elaborazioni che permette di quantificare in circa ± 2 mm/anno l'incertezza complessiva dell'intera analisi di velocità verticale (Arpa Emilia-Romagna, Regione Emilia-Romagna, 2018).

L'elaborazione finale è stata effettuata considerando 1.912.781 punti rispetto il totale di 1.974.150 punti a seguito di analisi che hanno escluso 61.369 punti caratterizzati da fenomeni diversi dalla subsidenza a scala regionale ma determinati da fenomeni locali generalmente riconducibili a cedimenti di singole strutture o all'assestamento di opere di recente costruzione.

Il dataset definitivo così ottenuto è stato usato per un'interpolazione spaziale che ha generato un grigliato regolare (100x100 m) delle velocità di movimento verticale sull'intero territorio di pianura dell'Emilia-Romagna, attraverso il quale è stata generata la carta dei movimenti verticali del suolo a curve isocine-

tiche relativa al periodo 2011-2016 (Figura 4; www.arpae.it/cartografia/). La precisione della cartografia realizzata, come già detto, è ± 2 mm/anno, in linea con il monitoraggio del precedente periodo (2005-2011) e per questa ragione le isocinetiche hanno un passo di 2.5 mm/anno.

I risultati del monitoraggio 2011-2016 evidenziano le seguenti tendenze nelle diverse province:

- province di Piacenza e Parma presentano una situazione di sostanziale stabilità, con velocità di movimento del suolo generalmente positive (sollevamento), come già riscontrato nel precedente periodo di monitoraggio;
- provincia di Reggio Emilia evidenzia una riduzione generalizzata della subsidenza, permangono, tuttavia due aree in abbassamento che continuano a presentare valori simili al passato: l'area industriale a nord del capoluogo con valori massimi di circa 10 mm/anno e l'area industriale a est di Correggio con valori massimi di circa 15 mm/anno. Il capoluogo presenta velocità sostanzialmente stabili nel tempo;
- provincia di Modena è caratterizzata da una riduzione generalizzata degli abbassamenti anche se il territorio di media pianura è quello più interessato dalla subsidenza, in particolare in corrispondenza delle aree artigianali ad ovest di Carpi, con massimi di circa 20 mm/anno, e a sud di Soliera, con massimi di circa 25 mm/anno, entrambe in decremento rispetto ai valori massimi del precedente rilievo. L'area ar-

tigianale a nord di Bomporto presenta ancora valori di oltre 15 mm/anno. La città di Modena è sostanzialmente stabile.

- provincia di Bologna, caratterizzata in passato dal più alto tasso di subsidenza a livello regionale, presenta ora un forte ridimensionamento del fenomeno, le cui ragioni sono legate principalmente alla riduzione degli emungimenti idropotabili, in concomitanza con l'entrata in esercizio del derivatore Reno-Setta, che ha permesso un maggiore utilizzo di acque superficiali rispetto i prelievi di acque sotterranee. Tuttavia, permangono alcune aree di media pianura, molto localizzate, che continuano a presentare abbassamenti, seppure di entità notevolmente ridotta rispetto al precedente periodo di monitoraggio, in particolare i centri di Sala Bolognese, Castello d'Argile, Venezzano e Budrio con velocità massime intorno a 15 mm/anno. La città di Bologna conferma il permanere di abbassamenti di alcuni mm/anno fino a massimi di 5 mm/anno. Al contrario, ampie zone a nord del centro cittadino, risultano in forte attenuazione e anche con valori positivi di variazione verticale del suolo a testimoniare il beneficio della riduzione dei prelievi acquedottistici da corpi idrici sotterranei;
- provincia di Ferrara evidenzia abbassamenti che sono generalmente compatibili con una subsidenza di tipo naturale. Rispetto al precedente periodo di monitoraggio si segnala un incre-

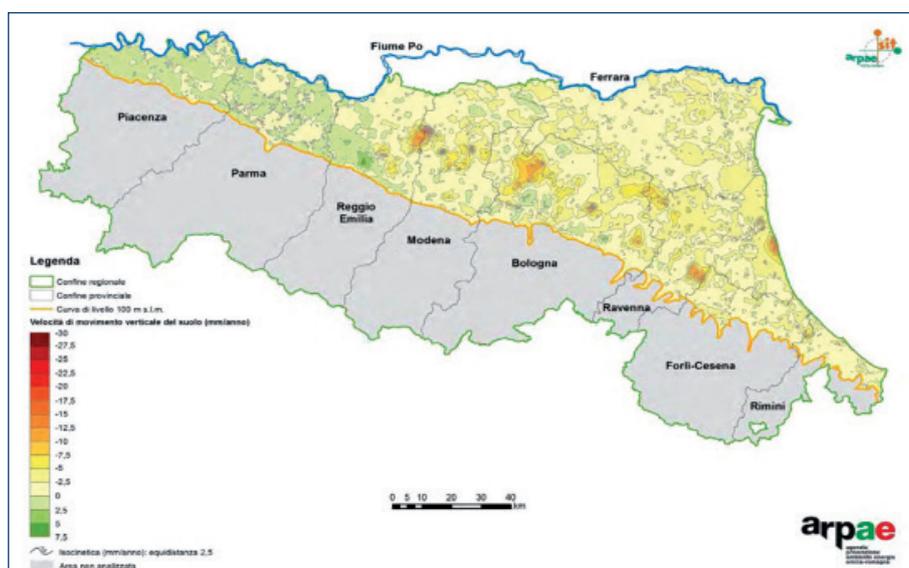


Figura 4.
Velocità di movimento verticale del suolo nella pianura dell'Emilia-Romagna (mm/anno) nel periodo 2011-2016.

- mento di subsidenza in corrispondenza di Mirabello con massimi di circa 10 mm/anno;
- provincia di Ravenna continua la tendenza alla riduzione della subsidenza evidenziando ancora alcune aree di abbassamento storiche, comunque in attenuazione, come la depressione in corrispondenza della foce dei Fiumi Uniti, con massimi di oltre 15 mm/anno, un'ampia area a est di Faenza tra il F. Lamone ed il F. Montone all'altezza dell'autostrada, con abbassamenti massimi di circa 15 mm/anno in corrispondenza di Reda e un'altra area, molto più circoscritta rispetto alle precedenti, in corrispondenza di un insediamento industriale a nord di Conselice con massimi di oltre 15 mm/anno. La città di Ravenna è sostanzialmente stabile presentando abbassamenti massimi intorno a 2-3 mm/anno compatibili con una subsidenza di tipo naturale;
 - provincia di Forlì-Cesena evidenzia abbassamenti medi di circa 2 mm/anno, anche in questo caso in riduzione rispetto al precedente periodo di monitoraggio. Continua la tendenza alla riduzione della subsidenza nell'area di Savignano sul Rubicone, in cui si notano abbassamenti massimi inferiori a 15 mm/anno localizzati in corrispondenza di San Mauro Pascoli. I centri di Forlì e Cesena sono sostanzialmente stabili con abbassamenti medi di circa 2 mm/anno;
 - provincia di Rimini registra una riduzione degli

abbassamenti che ora si attestano mediamente intorno a 2 mm/anno. La città di Rimini presenta abbassamenti massimi compresi tra 5 e 7.5 mm/anno, in riduzione rispetto al precedente periodo di monitoraggio.

Sul litorale, continua la tendenza, già manifestatasi nel precedente periodo di monitoraggio, ad una diminuzione della subsidenza. Si osservano abbassamenti di pochi mm/anno su tutto il litorale ferrarese, il litorale ravennate presenta abbassamenti generalmente fino a circa 5 mm/anno, fatta eccezione per un'area di depressione che interessa il paraggio costiero da Lido Adriano fino alla Bocca del T. Bevano, con un massimo di oltre 15 mm/anno in corrispondenza della foce dei Fiumi Uniti ed un'estensione massima verso l'entroterra di circa 5 km: anche quest'area storicamente subsidente presenta una tendenza alla riduzione del fenomeno. Più a sud, gli abbassamenti si riducono a circa 2-3 mm/anno lungo tutto il litorale fino a Cattolica. Il litorale nella sua interezza presenta una riduzione della subsidenza media, considerando la fascia di 5 km verso l'entroterra, attestandosi a circa 3 mm/anno.

Dal confronto delle velocità di movimento degli ultimi 2 periodi di monitoraggio (2006-2011 e 2011-2016) emerge che il 79% del territorio regionale non presenta variazioni di tendenza, il 18% della superficie evidenzia una riduzione della subsidenza e solo il 3% una accentuazione del fenomeno in zone estremamente localizzate (Figura 5).

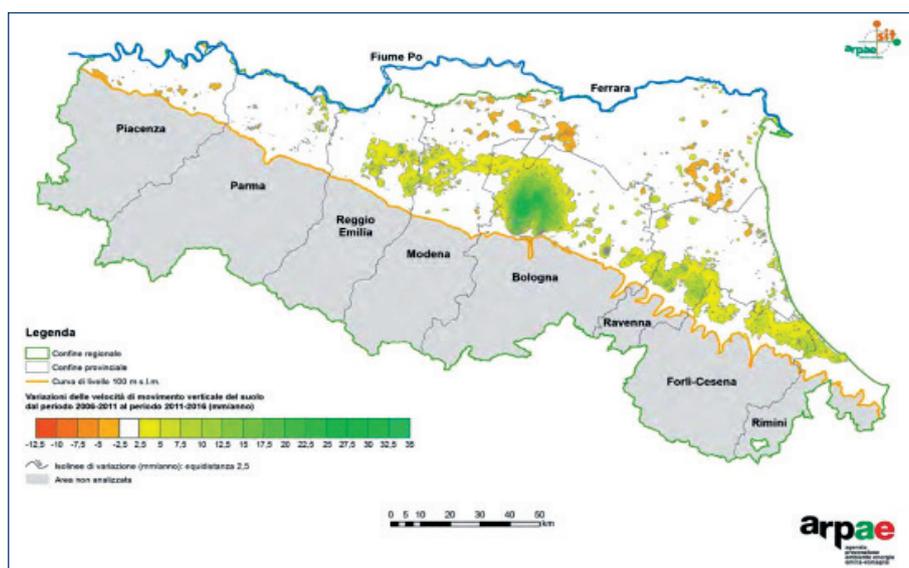


Figura 5.
Variazioni delle velocità di movimento verticale del suolo dal periodo 2006-2011 al periodo 2011-2016 (mm/anno).

DATI E CARTOGRAFIA DISPONIBILE

Le schede anagrafiche dei capisaldi dell'intera rete di monitoraggio della subsidenza sono accessibili e consultabili presso il Geoportale di Arpae che gestisce la rete di monitoraggio per la Regione Emilia-Romagna (www.arpae.it/cartografia/). Le medesime informazioni sono consultabili anche attraverso il portale minERva della Regione Emilia-

Romagna (<https://datacatalog.regione.emilia-romagna.it/catalogCTA/>).

Attraverso il portale è possibile consultare anche la cartografia di subsidenza prodotta dal 1992 al 2016, visualizzare a diverse scale i dati e le cartografie disponibili e scaricare i dati o le eventuali visualizzazioni in diversi formati grafici e vettoriali.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

Arpa Emilia-Romagna, Regione Emilia-Romagna, Autorità di Bacino del Reno, 2005. Studio della conoide alluvionale del fiume Reno per la realizzazione di un modello idrogeologico per la gestione sostenibile delle risorse idriche. Rapporto tecnico, Arpa Emilia-Romagna, Bologna, 126 pp. <https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/suolo/rapporti/rapporti-subsidenza/conoide-alluvionale-fiume-reno-mo-dello-idrogeologico>

Arpae Emilia-Romagna, Regione Emilia-Romagna, 2018. Rilievo della subsidenza nella pianura emiliano-romagnola - Seconda fase. Rapporto tecnico, Arpae Emilia-Romagna, Bologna, 105 pp. [https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/suolo/rapporti/rapporti-](https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/suolo/rapporti/rapporti-subsidenza/rilievo-della-subsidenza-nella-pianura-er-seconda-fase-1.pdf)

[-subsidenza/rilievo-della-subsidenza-nella-pianura-er-seconda-fase-1.pdf](https://www.arpae.it/it/temi-ambientali/suolo/rapporti/rapporti-subsidenza/rilievo-della-subsidenza-nella-pianura-er-seconda-fase-1.pdf)

Bitelli G., Bonsignore F., Bortone G., Vittuari L., 2010. Il monitoraggio della subsidenza a scala regionale in Emilia-Romagna. Acque Sotterranee, 122 (4), 9-21.

Calcaterra S., Gambino P., 2020. Comuni interessati da subsidenza. Annuario dei dati ambientali - Edizione 2019. ISPRA, Stato dell'Ambiente, 89/2020, https://annuario.isprambiente.it/sys_ind/78

Carminati E., Martinelli G., 2002. Subsidence rates in the Po Plain, Northern Italy: the relative impact of natural and anthropic causation. Engineering Geology. 66: 241-255.

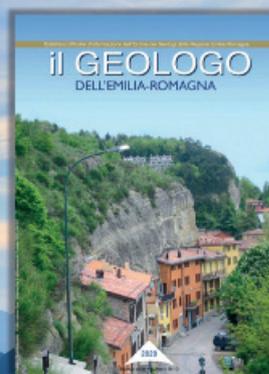
BONUS PUBBLICITÀ

APPROVATO DALLA LEGGE BILANCIO 2021



RECUPERA IL **50%** INVESTENDO SU QUESTA RIVISTA!

CONTATTA  AGICOM[®]
ADVERTISING SALES AGENCY



LA CARATTERIZZAZIONE DELLE FRANE ATTRAVERSO L'APPROCCIO MULTIPARAMETRICO PER LA VALUTAZIONE DELLE PERICOLOSITÀ

ALESSANDRO CHELLI¹, MICHELA DIENA², ROBERTO FRANCESE¹, EMMA PETRELLA¹,
ANDREA SEGALINI³, FULVIO CELICO¹

¹ *Dipartimento di Scienze Chimiche, della Vita e della Sostenibilità Ambientale (SCVSA), Università di Parma*

² *Agenzia per la Sicurezza Territoriale e la Protezione Civile, Regione Emilia-Romagna, Servizio Area Affluenti Po*

³ *Dipartimento di Ingegneria e Architettura (DIA), Università di Parma*

1. INTRODUZIONE

La maggior parte dei versanti dell'Appennino settentrionale è interessata da frane. In Emilia Romagna, per esempio, la Carta dell'inventario delle frane (Regione Emilia-Romagna 2012) indica che 20% della superficie montuosa è coinvolta in frane e che questa percentuale in alcuni comuni sale fino al 50%. In molti casi si tratta di grandi frane complesse dove si sommano scorrimenti di roccia e/o terra e colate di terra. Queste grandi frane modellano profondamente il paesaggio (Bertolini et al., 2017) soprattutto quando sono disposte l'una adiacente all'altra, formando una sorta di complesso di frane mutuamente interconnesse.

La maggior parte di questi complessi di frane ha avuto origine durante parte dell'Olocene e, in alcuni casi, a partire già dal tardo Pleisto-

cene (Bertoldi et al., 2007; Bertolini et al., 2017; Bertolini e Tellini, 2001; Soldati et al., 2006). Spesso interessano aree di $m^2 10^4 \div 10^5$ e coinvolgono volumi di roccia e terra dell'ordine di $m^3 10^7 \div 10^8$. La litologia e la struttura del substrato roccioso sono tra i fattori predisponenti per queste grandi frane (Bertolini e Pellegrini, 2001) a cui devono essere aggiunti l'importante ruolo della tettonica dell'Appennino settentrionale, responsabile sia dello sviluppo di faglie e di sistemi di fratture che costituiscono, complessivamente, fasce di debolezza, sia del sollevamento della catena che ha condizionato gran parte dell'evoluzione geomorfologica dei versanti (Carlini et al., 2018). I complessi di frane si sono evoluti attraverso movimenti multipli (e/o successivi) a cui hanno fatto seguito, nella maggior parte dei casi, riattivazioni parziali e/o totali. La riattivazione to-

tale o parziale di frane preesistenti è, infatti, il meccanismo prevalente che caratterizza centinaia di eventi franosi, come testimoniano i documenti e i rapporti tecnici presenti nell'archivio storico delle frane (Regione Emilia-Romagna, 2014). Perciò, i processi che sovrintendono a queste riattivazioni sono un argomento rilevante dal punto di vista della valutazione e della mitigazione del rischio, in quanto potrebbero rappresentare un passo in avanti rispetto a quanto può essere dedotto analizzando i dati storici riportati, per esempio, nello stesso archivio storico delle frane.

Il presente studio, che riprende parte di quanto già illustrato in Chelli et al., (2020), mostra quanto è stato fatto, dall'inizio del 2016, per investigare le interrelazioni tra la "frana di Case Pennetta", uno scorrimento di terra e roccia con evoluzione in colate di terra che prende il nome dall'abitato più vicino, e le altre frane che costituiscono l'intero complesso franoso situato sul versante sinistro della Val Taro, non distante dall'abitato di Solignano.

Lo scopo dell'indagine è quello di studiare l'evoluzione e la combinazione nel tempo di alcuni dei parametri individuati come possibili fattori di attivazione parziale o totale della frana. Con questo obiettivo, con il supporto delle osservazioni di superficie, è stato progettato e messo in opera un sistema integrato di monitoraggio che utilizza le metodiche della geofisica, dell'idrogeologia e della geotecnica per valutare la cinematica della frana e il flusso delle acque nel sottosuolo.

Nel corso dello studio sono stati approfonditi diversi processi, come l'infiltrazione delle precipitazioni nei depositi di frana che interessano il versante, la determinazione del flusso delle acque sotterranee (attraverso le variazioni misurate nelle proprietà elettrico/fisiche dei materiali del sottosuolo) e il verificarsi di spostamenti. Questi processi, indagati attraverso più stazioni strumentali disposte sul versante, consentono di porre l'attenzione sulle eventuali relazioni tra le diverse porzioni del complesso di frane.

Si tratta quindi di uno studio a lungo termine finalizzato a sviluppare il modello geologico della frana e a esplorare modi per correlare i set di dati

della conducibilità elettrica delle acque sotterranee, della resistività del terreno, dei livelli di falda e degli spostamenti per definire le superfici di scorrimento della frana e le sue dinamiche interne.

2. CARATTERI GENERALI DELLA FRANA DI CASE PENNETTA

Il versante su cui si trova la frana di Case Pennetta si sviluppa tra i 700 m s.l.m. e i 250 m s.l.m., raggiunti nel fondovalle del Fiume Taro. La temperatura media annua dell'aria è pari a 12,4 °C mentre la precipitazione media annua è pari a 938 mm (periodo di riferimento 1991–2015; Antolini et al., 2017). Nell'anno al quale si riferiscono i dati presentati in questo studio, cioè da settembre 2016 a settembre 2017, la quantità totale di precipitazioni è stata pari a 460 mm, quindi inferiore alla media annua e, soprattutto, determinata da pochi eventi significativi verificatisi nell'arco di tempo considerato.

Le rocce affioranti nell'area di studio appartengono a tre distinte unità tettoniche (Fig.1) dell'Appennino settentrionale (Vescovi ed., 2002). La formazione delle Arenarie di Scabiazza (SCB) occupa la sommità del pendio ed è composta da strati sottili di argilliti da nere a grigie alternati a strati di arenaria spessi 15-20 cm che gradualmente passano in strati di arenaria da sottili a molto sottili, e infine a marne. Questa formazione è sovrapposta alle Argille a Palombini di Monte Rizzone (AMR), composte da livelli di argilla e livelli di calcilutiti di spessore decimetrico. Queste rocce appartengono all'unità tettonica della Media Val Taro. In alcuni punti, l'AMR scompare e SCB si trova direttamente sull'unità tettonica di Ottone. Quest'ultima, localmente rappresentata dalle Argille a blocchi (CCVb) composte da argilla grigio scura contenente clasti e blocchi di calcare da biancastro a bruno chiaro, giace direttamente sul Flysch del Monte Caio (CAO), costituito da strati spessi di marna e torbiditi calcaree intercalati da strati, da sottili a medi, di argillite scura. Dal punto di vista dei caratteri geomorfologici

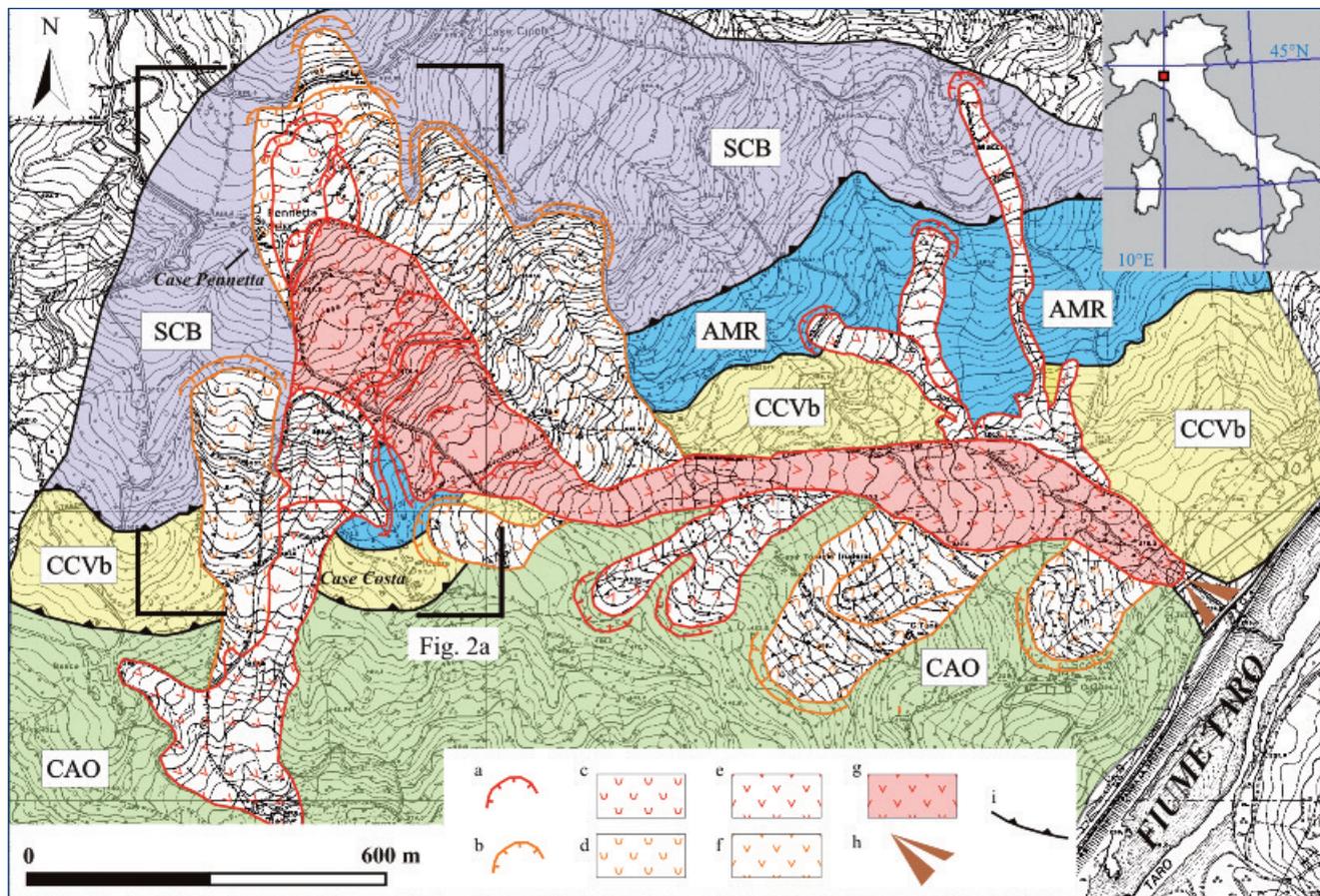


Figura 1.

Carta geomorfologica del complesso di frane: scarpata frana a) attiva e b) quiescente; frana rotazionale e/ o traslativa c) attiva e d) quiescente; colata di terra e) attiva e f) quiescente; g) la frana di Case Pennetta è evidenziata con sfondo rosso; h) cono detritico/colata di terra con interventi antropici; i) sovrascorrimento. SCB: Arenarie di Scabiazza; AMR: Argille a Palombini di Monte Rizzone; CCVb: Argille a blocchi; CAO: Flysch di Monte Caio. È evidenziata l'area rappresentata in Fig. 2a. Base topografica: Carta Tecnica Regionale 1:5000, Regione Emilia-Romagna 1998 (ed.) (modificata da Chelli et al., 2020).

principali, la parte inferiore del pendio (Fig. 1), dove affiorano gli spessi strati del Flysch di Monte Caio, è conformato secondo versanti ripidi e scarpate, mentre nella parte superiore, dove le litologie hanno un'importante componente in argilliti, le inclinazioni dei versanti sono, in generale, inferiori e le frane hanno rimodellato intensamente questa parte determinando brusche variazioni locali del gradiente topografico. Andando a ritroso nel tempo, la frana di Case Pennetta ha subito importanti riattivazioni (http://geo.regione.emilia-romagna.it/schede/fs/fs_dis.jsp?id=120737) nel 1997, 1992, 1927, 1916 e 1900, sebbene esistano scarse informazioni su quest'ultimo evento. La riattivazione totale più recente è avvenuta

nell'aprile 2001, preceduta da alcuni movimenti localizzati nel coronamento nell'ottobre-novembre 2000. Durante questo evento, simile a quello del 1927, la frana ha raggiunto la strada principale di fondovalle Taro SS 308 oltre alla ferrovia Parma – La Spezia. Eventi simili si sono verificati nel 1916 e probabilmente nel 1900. Facendo seguito all'evento del 2001, nel settembre 2005 è stato installato da STB PR - RER un inclinometro (PENN1I) posizionato a valle dei fabbricati di Case Pennetta e in prossimità della scarpata principale della frana che come ultimo dato utile ha fornito la lettura di Aprile 2006 che indicava una deformazione di 18 mm alla profondità di -22 m dal piano campagna.

3. LE TIPOLOGIE DI INDAGINE E IL SISTEMA DI MONITORAGGIO INSTALLATO

Nell'area della frana sono stati eseguiti, lungo un allineamento NNW – SSE, n.8 sondaggi, di cui sei a distruzione di nucleo e due a carotaggio continuo che hanno fornito la stratigrafia e i campioni da analizzare. Il sistema integrato di monitoraggio (Tabella 1) è stato allestito quindi con sei piezometri (A1, A2, B1, B2, B3, C1) e due inclinometri (SI1 e SI2). L'ubicazione dei punti di monitoraggio è riportata in Fig. 2b. Per definire la profondità di SI1 è stata utilizzata la stratigrafia del sondaggio a carotaggio continuo eseguito nel 2005 per installare il vecchio inclinometro (PENN1I) situato a 2m di distanza. Durante la perforazione SI1 e SI2, su livelli di particolare interesse, sono state condotte prove SPT. Sui campioni raccolti durante i carotaggi è stata effettuata la caratterizzazione geotecnica dei materiali presso il laboratorio dell'Agenzia Interregionale del fiume Po (AIPo). I due inclinometri a misura manuale, SI1 e SI2, sono stati installati tra la fine di gennaio e l'inizio di febbraio 2016. Nei sondaggi a distruzione sono stati installati due sistemi di piezometri *cluster*, per il monitoraggio del carico idraulico e delle sue variazioni

spazio temporali a diverse profondità all'interno del mezzo eterogeneo. Il *cluster* A comprende due piezometri multilivello (A1 e A2), mentre il *cluster* B include tre piezometri multilivello (B1, B2 e B3). Tra i due *cluster* è stato installato un piezometro singolo (C1).

Il carico idraulico in ciascuno dei sei piezometri è stato misurato con frequenza oraria utilizzando un trasduttore di pressione con datalogger (STS DL.OCS/N/RS485).

La conducibilità elettrica (CE) delle acque sotterranee è stata misurata mensilmente con un conduttimetro da foro (SOLINST TLC) per analizzare possibili aloclini e indagare il comportamento idrogeologico del mezzo eterogeneo (Morin et al., 1997; Cook et al., 1999; Petrella et al., 1999; Petrella et al. al., 2009; Aquino et al., 2015). Le misurazioni sono state effettuate a intervalli di profondità di 1 m. L'affidabilità dei valori CE è sempre stata verificata tramite analisi di laboratorio.

L'inclinometro SI1, situato in prossimità del *cluster* A di piezometri, in corrispondenza del coronamento della frana di Case Pennetta, ha raggiunto una profondità di 35 m. L'inclinometro SI2, situato in prossimità del *cluster* B, ha raggiunto una profondità di 30,5 m e monitora, invece, la testata della frana. La lettura zero in

TABELLA 1.

Nella tabella sono riassunti i dati per i sondaggi eseguiti per questo studio e il tipo di strumentazione installata (modificata da Chelli et al., 2020).

Sondaggio	UTM (m) 32 T	Quota del piano campagna (p.c.) (m s.l.m.)	Profondità massima (m sotto p.c.)	Intervallo di fenestrato (m sotto p.c./m s.l.m.)	Strumento installato
SI1	573643.7E 4938449.99N	646.3	35		Inclinometro
SI2	573729.64E 4938306.14N	595.5	30		Inclinometro
A1	573633.03E 4938457.35N	646.0	35	30-35/616-611	Piezometro
A2	573630.58E 4938459.47N	646.1	25	1-25/645-621	Piezometro
B1	573731.82E 4938306.8N	591	35	30-35/559-554	Piezometro
B2	573733.52E 4938306.92N	591	23	20-23/569-566	Piezometro
B3	573735.14E 4938307.79N	591	15	3-15/586-574	Piezometro
C1	573753.34E 4938408.75N	610.5	20	3-20/605-588	Piezometro

entrambi gli inclinometri è stata effettuata il 15 marzo 2016. Il periodo di campionamento riportato in questo lavoro è di circa un anno e le letture sono state effettuate ogni 0,5 m.

Nell'ambito dell'indagine sono stati eseguiti, inoltre, vari profili di resistività elettrica per testare la risposta delle rocce e aiutare nell'interpretazione geologica e geomorfologica della frana (Fig. 2). I profili di resistività denominati ERT L e ERT MS (Fig. 2a) sono quelli che hanno fornito i dati più significativi.

La sommità della linea ERT L è stata posta a circa 710 m s.l.m., a monte dell'insediamento di Case Pennetta, mentre la sua terminazione è arrivata a circa 505 m s.l.m., in prossimità di Case Costa, per una lunghezza totale dello stendimento di poco meno di 1 km. La linea ha attraversato tutta la parte alta del complesso di frane investigate. I dati sono stati raccolti utilizzando un georesistivometro IRIS Syscal Pro a 48 elettrodi in grado di campionare il potenziale da 10 ca-

nali simultaneamente con una distanza tra gli elettrodi di 5 m. Per l'acquisizione è stato scelto uno schema *roll-along* con una sovrapposizione del 50%, il profilo è stato quindi coperto con una sequenza di base e 6 sequenze *roll-along*. In ogni segmento è stata utilizzata una configurazione Wenner con due array polo-dipolo aggiuntivi, ottenendo un set di circa 18.000 dati.

La linea ERT MS è stata invece eseguita circa ortogonalmente rispetto alla direzione di allungamento del versante, poche decine di metri ad ovest di Case Pennetta. La topografia lungo il profilo scende dolcemente verso est. Questa linea ha indagato la porzione del complesso franoso posto a monte della frana di Case Pennetta propriamente detta. I dati lungo questo secondo profilo sono stati raccolti utilizzando un georesistivometro multi-sorgente (MS) con tecnologia multifase. Il sistema MS (LaBrecque et al., 2013) è composto da una serie di ricetrasmittitori *stand-alone* con temporizzazione sincronizzata

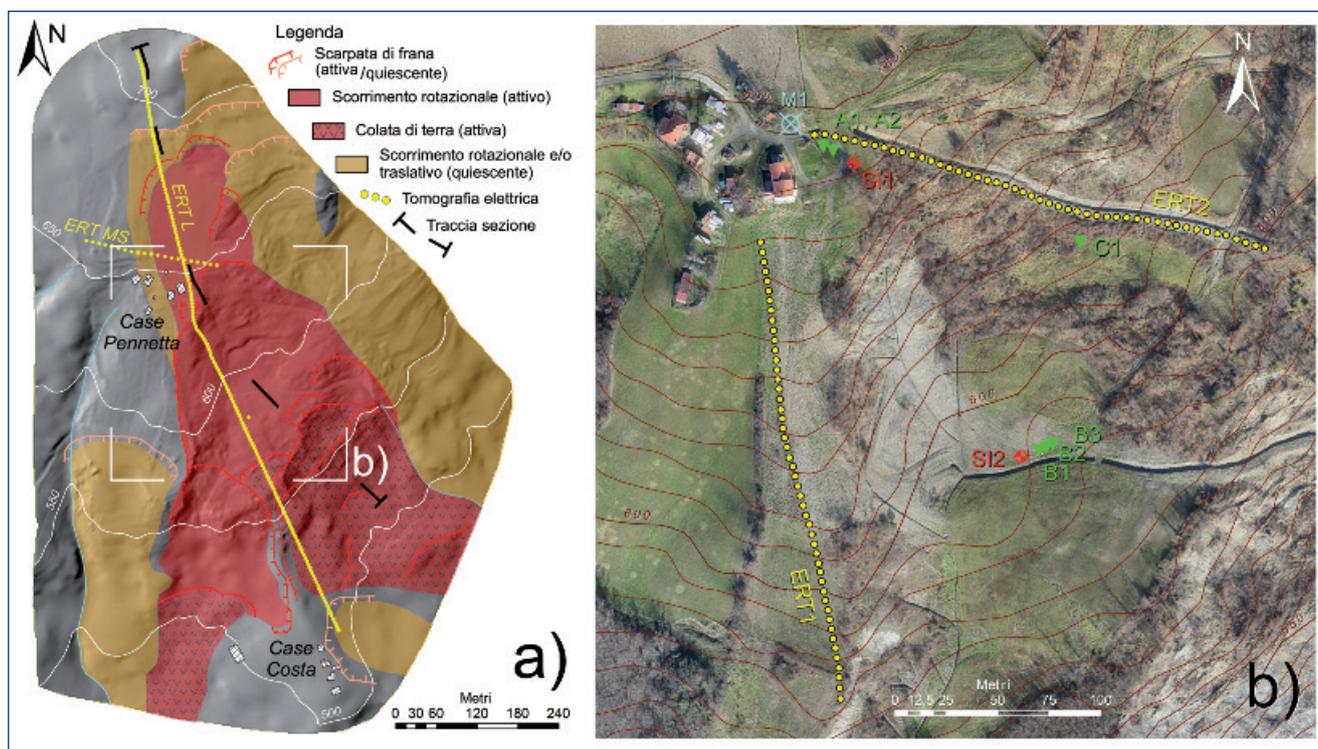


Figura 2.

La figura mostra la parte del complesso di frane dove è stato realizzato il sistema di monitoraggio: a) linee di acquisizione geofisica ERTL (NNW – SSE) e ERTMS (ENE – WNW); è indicata la traccia della sezione di Fig. 10a; b) dettaglio del sistema di monitoraggio; l'area rappresentata è racchiusa nel quadrato bianco tracciato nella parte (a) della figura; legenda: M1: stazione meteorologica integrata con il monitoraggio della temperatura e umidità del terreno; Ai, Bi, Ci: piezometro; SI1: carotaggio e inclinometro; ERTi: linea di acquisizione della resistività del terreno in modalità *time-lapse* (modificata da Chelli et al., 2020).

tramite un segnale GPS. Il sistema MS è uno strumento di nuova concezione in grado di iniettare corrente simultaneamente attraverso più dipoli collegati a diversi ricetrasmittitori. Lungo il profilo sono state dispiegate 7 unità con spaziatura degli elettrodi impostata a 10 m, per una lunghezza totale di 0,2 km. Per la registrazione del dato è stata impiegata una matrice dipolo-dipolo con poli in linea aggiuntivi.

L'affidabilità dei due set di dati è stata confermata da misurazioni reciproche, che hanno mostrato solo una piccola deviazione (Picotti et al., 2017). Alcuni dati anomali, probabilmente causati da uno scarso accoppiamento tra elettrodi e terreno, sono stati eliminati. Le immagini di resistività sono state quindi generate tramite inversione iterativa dei dati del campo.

Nel sistema di monitoraggio integrato della frana di Case Pennetta sono stati incorporati, inoltre, i profili di resistività ERT1 e ERT2 (Fig. 2b). Essi sono costituiti da due *array* fissi da 48 canali, ciascuno composto da elettrodi interrati distanziati di 5 m l'uno dall'altro, distribuiti e configurati per fornire sezioni di resistività giornaliere. L'*array* di acquisizione impiegato è stato di tipo Wenner alpha e l'elaborazione dei dati è stata eseguita in modo simile ai set di dati precedenti.

Le immagini di resistività *time-lapse* sono state corrette per le fluttuazioni di temperatura (Hayley et al., 2007) utilizzando i dati raccolti da termometri installati nel sottosuolo a profondità progressive di 2, 4 e 6 m, ospitati vicino alla stazione meteorologica, dotati di sensori TT-N NESA®.

4. I RISULTATI DELLO STUDIO E DEL MONITORAGGIO

4.1 Dati di superficie

Il rilevamento geologico e geomorfologico ha evidenziato che la frana di Case Pennetta è complessivamente lunga circa 1600 m con una larghezza massima pari a 130 m e il suo coronamento corrisponde ad un'altra frana appartenente al complesso di fenomeni franosi che caratterizza l'intero versante (Fig.1). La scarpata principale mostra un

profilo topografico longitudinale concavo e, unitamente al piano della testata, chiaramente in contro-pendenza, indica un cinematismo di tipo scorrimento rotazionale. Questa parte della frana è impostata in corrispondenza della formazione SCB e, marginalmente, in corrispondenza della formazione AMR.

L'unghia della superficie di rottura della frana di Case Pennetta è mascherata dai depositi delle colate che si originano proprio dalla parte più avanzata della sua testata e raggiungono il fiume Taro scorrendo lungo una vallecchia verosimilmente preesistente la frana.

4.2 Stratigrafia e geotecnica

Il carotaggio SI1 (Fig. 2b) mostra, fino alla profondità di circa 31 m, un deposito di clasti e blocchi di dimensioni variabili (da 0,5 a 10÷12 cm) in matrice argilloso-limosa. Da 31 a 34 m di profondità, il deposito diventa a supporto clastico e la matrice diminuisce. Il substrato è stato incontrato a 35 m di profondità (612 m s.l.m.). Negli intervalli 6÷9 m e 11÷14 m di profondità, il deposito franoso mostra un'alternanza di livelli compatti e disaggregati. Un livello fortemente disaggregato è anche da 21 a 23 m di profondità.

Il carotaggio SI2 (Fig. 2b) indica la presenza di un deposito costituito da clasti di diverse dimensioni fino a blocchi ($\Phi \leq 10$ cm) con abbondante matrice limoso-argillosa e materiale organico disperso, a partire dal piano campagna fino alla profondità di 20 m. All'interno si individuano due livelli dove i blocchi diventano più rari (dal p.c. a 3 m e da 7 m a 10 m di profondità) e un livello più ricco di materiale argilloso (da 14 m a 15 m di profondità). Tra 20 e 23 m di profondità, le caratteristiche del deposito cambiano: è prevalentemente a supporto clastico, dalle ghiaie ai blocchi, con matrice argilloso-limosa e sabbiosa e, intercalato tra 21 e 21,5 m da piano campagna, c'è un livello con abbondante matrice. A 23 m dal piano campagna (572 m s.l.m.), c'è il substrato roccioso costituito da sottili strati di argilla da nera a grigia e arenaria grigia, verosimilmente Arenarie di Scabiazza (SCB).

Le stratigrafie dei due sondaggi sono riportate in Fig. 11c.

L'analisi granulometrica effettuata sui campioni prelevati ha mostrato, in generale, percentuali rilevanti di limo (30-50%) e i limiti di Atterberg hanno permesso di classificare la composizione della parte a grana fine come 'CL - Argille inorganiche di bassa e media plasticità', secondo il Sistema di classificazione USCS. La coesione non drenata è stata misurata con pocket test e test di espansione laterale libera ed è stato ottenuto un valore medio di 127,8 kPa. Le prove di taglio diretto eseguite con una cassetta di taglio Casagrande indicano un intervallo di angoli di attrito compreso tra 16° e 23°.

4.3 Geofisica

Il profilo longitudinale ERT L (Fig. 3) ha attraversato i limiti geologici tra le formazioni interessate dalla frana. Questi limiti hanno una risposta netta anche nell'immagine della resistività. Nella parte superiore della sezione, valori che vanno da 40 a 80 Ωm , hanno evidenziato la presenza di un corpo maggiormente resistivo, mentre, spostandosi verso il nucleo abitato di Case Pennetta, la resistività del terreno diminuisce a 20-25 Ωm in corrispondenza della quota 640 m slm. Il profilo in questo tratto coincide già con la zona franosa (LSL), caratterizzata dalla

presenza di una matrice argillosa abbondante, che giustifica i valori così bassi di resistività. La resistività in profondità aumenta nuovamente a valori di 35-40 Ωm , segnando un cambiamento nelle proprietà fisiche del sottosuolo.

I valori di resistività aumentano fino a 80-100 Ωm lungo la scarpata della frana di Case Pennetta e, successivamente, diminuiscono nuovamente in profondità a valori inferiori a 30 Ωm . Procedendo lungo il pendio, la resistività rimane al di sotto dei 40 Ωm a partire dalla base della scarpata, quindi, aumenta nuovamente fino a valori di circa 80-100 Ωm dove sono presenti affioramenti rocciosi di arenaria (SCB). Nel segmento finale del profilo, si trova un contatto brusco tra SCB, relativamente resistivo, e l'argilla (AMR) altamente conduttiva.

Il profilo trasversale ERT MS (Fig. 3) è localizzato prevalentemente nell'area franosa che rappresenta il coronamento della frana di Case Pennetta. La resistività è abbastanza bassa e varia tra 20 Ωm e 40 Ωm . Nei livelli più prossimi alla superficie, i valori di resistività sono maggiori, mentre diminuiscono a 20 Ωm a una profondità di 10-12 m sotto la superficie. Nel segmento orientale, la resistività è di circa 20-25 Ωm ed è più o meno la stessa sia negli strati superficiali sia nei più profondi.

Nel corso dell'intervallo di monitoraggio considerato in questo studio si sono verificati due eventi di pioggia principali che malgrado siano

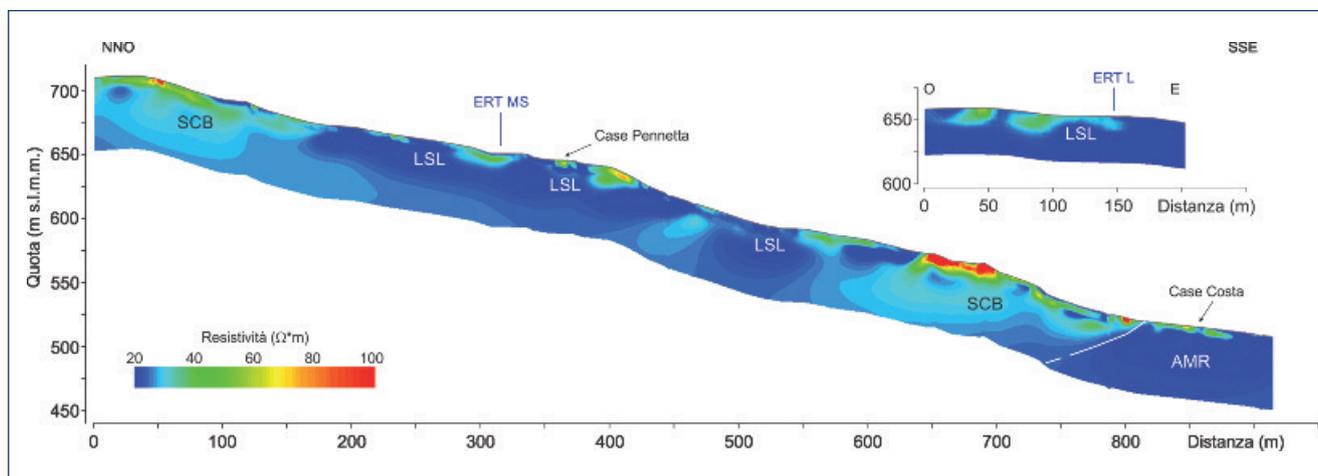


Figura 3.

Profili di resistività del terreno: ERTL (di maggiore lunghezza) e ERTMS. SCB: Arenarie di Scabiazza; AMR: Argille a palombini di Monte Rizzone; LSL: deposito di frana (modificata da Chelli et al., 2020).

stati, come già indicato, di entità non rilevante hanno rappresentato buona parte delle precipitazioni verificatesi nel periodo. I loro effetti sono stati registrati anche dal monitoraggio geofisico, profili ERT1 e ERT2 dal 1 luglio 2016 al 31 maggio 2017. Il primo evento si è verificato nell'ottobre 2016 con una pioggia cumulata di 55 mm in due giorni. Il secondo, con una pioggia cumulata di 45 mm in sei giorni, si è verificata dal 30 gennaio al 4 febbraio 2017 (Fig.4). A causa della piccola quantità di pioggia, i cambiamenti nella resistività del sottosuolo durante i due eventi sono stati marginali e leggermente simili (circa 2–3 Ωm) sebbene l'evento di febbraio sembri essere più rappresentativo perché è stato raccolto un numero maggiore di variazioni di resistività come riportato nelle sezioni di Fig. 5. Il riferimento per l'evento di febbraio è una

sezione di resistività registrata negli ultimi giorni di gennaio 2017. La resistività del terreno nei primi tre giorni dopo la pioggia ha mostrato solo lievi variazioni all'interno dell'intervallo dell'errore sperimentale. La sezione registrata l'8 febbraio mostra un moderato aumento della resistività negli strati molto superficiali. Il comportamento diventa più evidente nelle sezioni raccolte il 9 febbraio e il 10 febbraio. La frangia di maggiore resistività progredisce in profondità fino a ~ 10 m sotto la superficie, mentre la resistività diminuisce di nuovo negli strati più alti. Il carico idraulico nel piezometro C1 è stato rilevato a ~ 12 m sotto la superficie, indicando una spessa zona insatura caratterizzata da infiltrazione verticale. La resistività negli strati a profondità maggiori di 10 m ha iniziato a diminuire 4-5 giorni dopo la fine della pioggia.

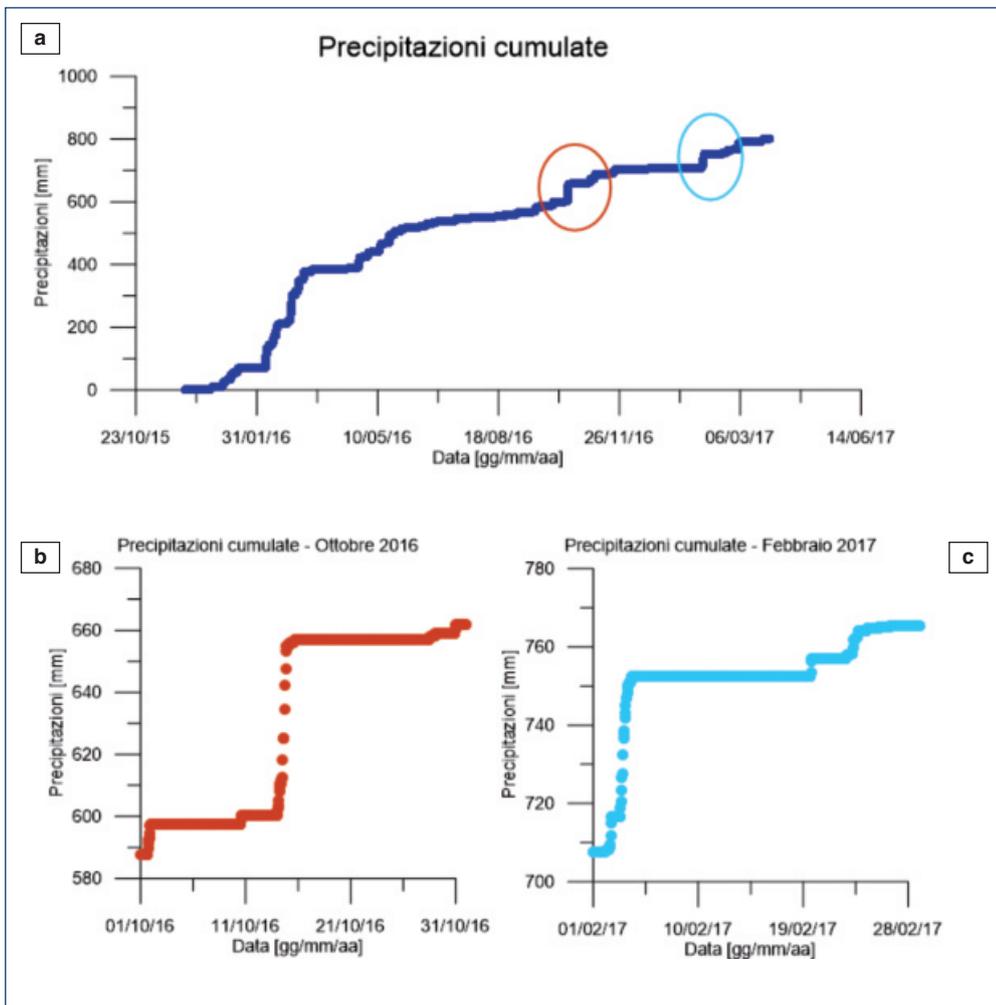


Figura 4.

a) Precipitazioni cumulate registrate alla stazione meteorologica integrata installata a Case Pennetta, gli ultimi dati considerati sono riferiti a 30/03/2017;
b) Precipitazioni cumulate a Ottobre 2016;
c) Precipitazioni cumulate a Febbraio 2017
 (modificata da Chelli et al., 2020).

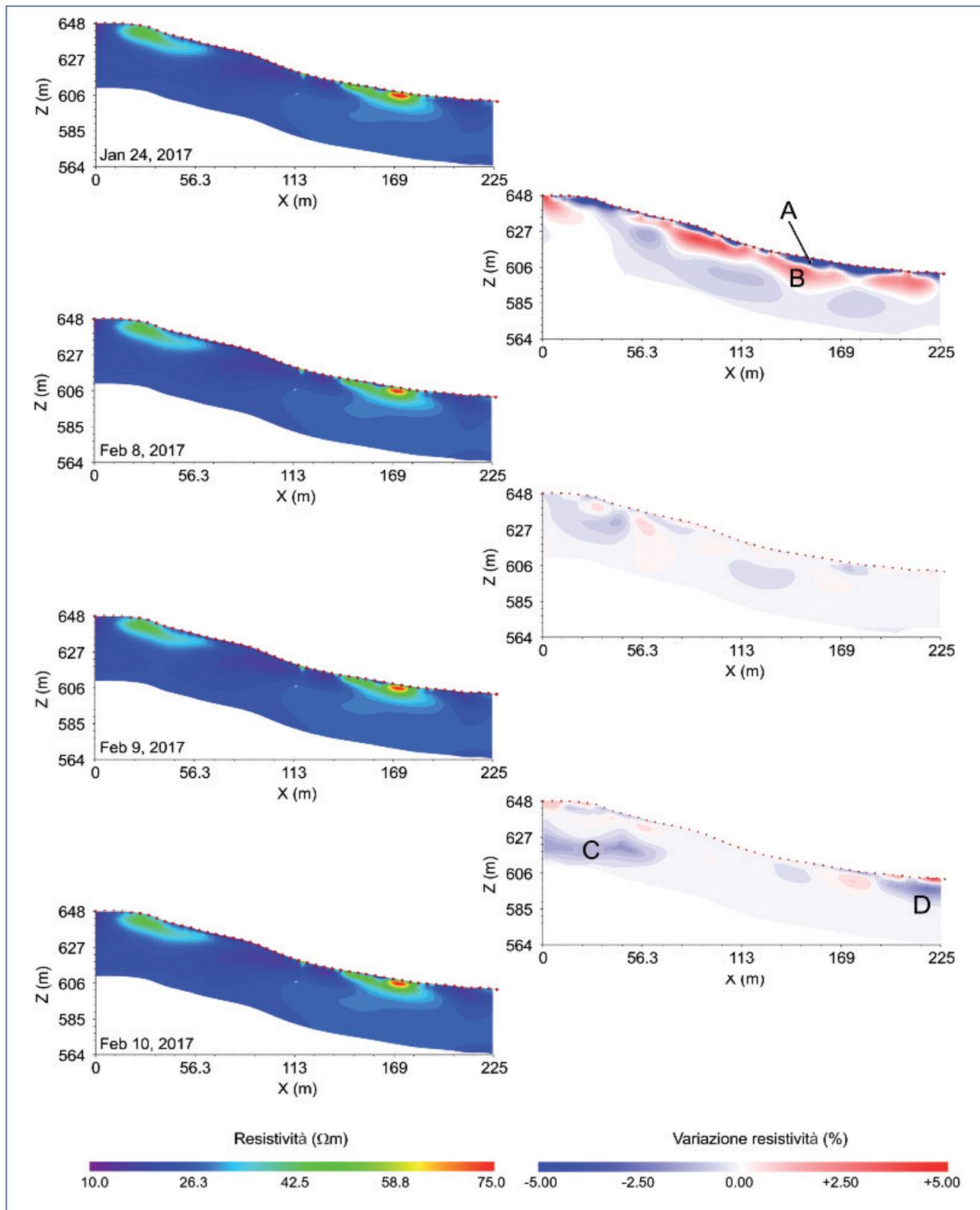


Figura 5. *A sinistra sono mostrati i modelli di resistività del terreno derivato dai dati acquisiti in corrispondenza della linea ERT2 il 24/01/2017 e nei giorni 8-10/02/2017, rispettivamente prima e dopo l'evento meteorico avvenuto tra il 30/01 e il 4/02/2017. Sulla destra sono mostrate le variazioni di resistività in percentuale tra le diverse acquisizioni. Il significato delle lettere A, B, C, e D è illustrato nel testo nei capitoli 5 e 6 (modificata da Chelli et al., 2020).*

4.4 Idrogeologia

Le acquisizioni del livello delle acque sotterranee nel cluster A mostrano chiaramente una differenza verticale significativa tra i carichi idraulici di A1 e A2 (Fig. 6a). Il piezometro A2 più superficiale mostra diversi picchi durante l'inverno dovuti a eventi di infiltrazione, suggerendo una rapida percolazione dell'acqua dalla superficie del terreno verso la superficie freatica. Al contrario, il piezometro A1 più profondo mostra un idrogramma appiattito e una risposta ritardata in termini di incremento del carico rispetto all'idrogramma registrato in A2.

Non sono state rilevate differenze significative di carico nel cluster B, tenendo conto dell'errore indotto dalla topografia (Fig. 6b). Gli idrogrammi sono gli stessi in tutti e tre i piezometri. L'aumento del carico idraulico è ritardato rispetto a quello osservato in A2, in accordo con l'eterogeneità del mezzo studiato.

Anche in C1 si osserva una rapida risposta del carico idraulico agli eventi di infiltrazione (Fig. 6c), il suo aumento è coerente con quanto registrato in A2.

La conducibilità elettrica (CE) delle acque di falda varia notevolmente con la profondità. I piezometri meno profondi (A2, B3 e C1) mostrano variazioni di CE nel tempo strettamente correlate alle precipitazioni locali. Pertanto, nella zona satura poco profonda, queste variazioni di CE sembrano dipendere da due fattori, vale a dire l'infiltrazione efficace delle precipitazioni e la miscelazione tra acqua di infiltrazione a salinità inferiore e acque sotterranee pre-evento, caratterizzate da salinità maggiore.

In A2 (Fig. 6d), CE mostra una grande differenza tra il valore registrato nella sezione inferiore del piezometro, superiore a 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, e quello misurato nella sezione superiore dello stesso, ovvero $\sim 1000 \mu\text{S}/\text{cm}$. Il grafico assume una forma a scala e i gradini di CE sono stati sempre rilevati, nel tempo, alla stessa profondità. Tenendo conto delle caratteristiche tecniche di A2 e della variazione del carico idraulico in profondità all'interno di un mezzo eterogeneo, l'evoluzione progressiva potrebbe essere parzialmente influenzata dalla miscelazione all'interno del piezometro.

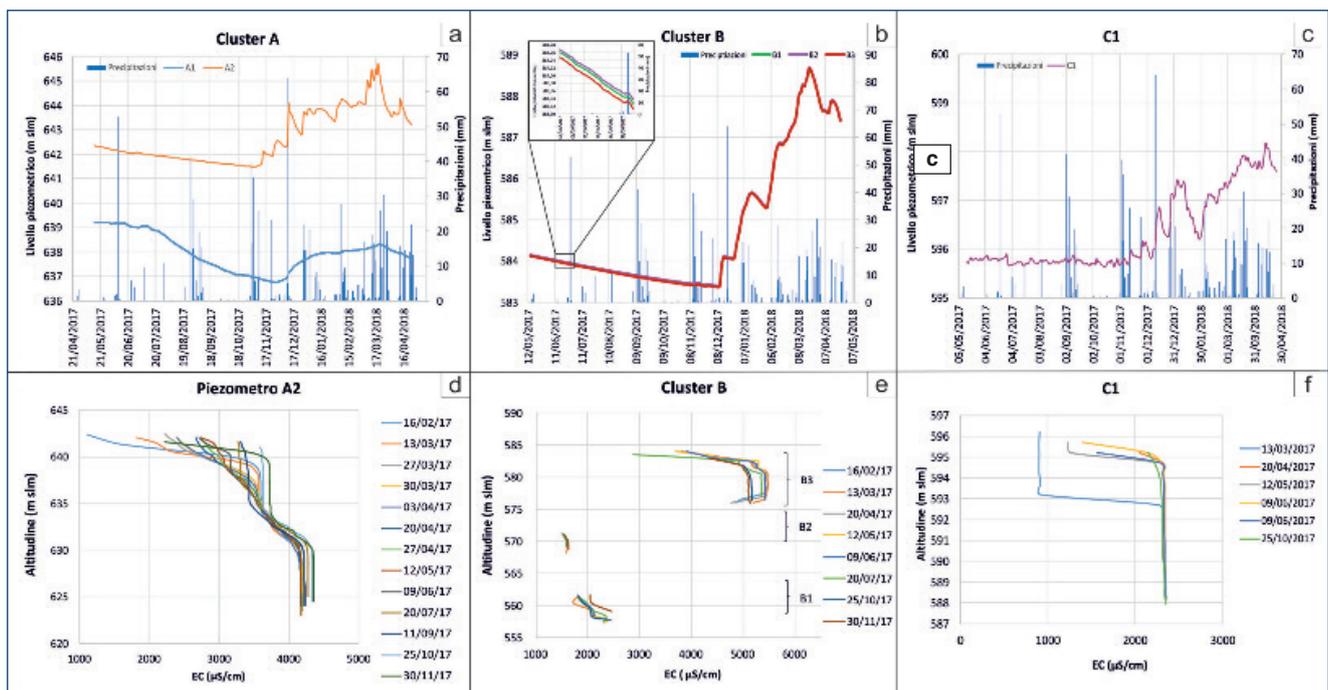


Figura 6. Sono mostrate alcune delle fluttuazioni della falda monitorata in relazione con le precipitazioni (riquadri a, b, c; nel riquadro b è mostrato il dettaglio relativo a 1 mese di registrazione che illustra la differenza nel carico idraulico tra B1, B2, e B3) e il profilo verticale della conducibilità idraulica registrata nei piezometri del cluster A, del cluster B e in C1 (rispettivamente riquadri d, e, f) (modificata da Chelli et al., 2020).

Anche all'interno del cluster B (Fig. 6e) CE mostra una grande differenza tra il valore registrato nella sezione inferiore di B3 (superiore a $5000 \mu\text{S}/\text{cm}$) e quello misurato nelle sezioni superiori di B2 e B1 (leggermente superiore a $1500 \mu\text{S}/\text{cm}$). Al contrario, sono state osservate leggere differenze tra i valori nella parte inferiore di B2 e quelli nella parte superiore di B1. In quest'ultimo, CE aumenta leggermente e progressivamente con la profondità, fino a circa $2000 \mu\text{S}/\text{cm}$. Anche nel piezometro C1 (Fig. 6f) CE varia con la profondità, ma le variazioni sono meno evidenti se confrontate con quelle osservate negli altri piezometri poco profondi (A2 e B3). I valori registrati nella sezione inferiore del piezometro sono sempre inferiori a $2400 \mu\text{S}/\text{cm}$, mentre i valori registrati nella sezione superiore vanno da $900 \mu\text{S}/\text{cm}$ (a Marzo 2017) a $2150 \mu\text{S}/\text{cm}$ (a fine Ottobre 2017).

4.5 Monitoraggio inclinometrico

L'inclinometro SI1 ha registrato $37,9 \text{ mm}$ di spostamento cumulativo (Fig. 7a) su un periodo di 26 mesi. I principali movimenti locali (Fig. 7b) sono identificabili alla profondità $33\text{--}34 \text{ m}$ dal piano di campagna e $22\text{--}23 \text{ m}$ dal piano campagna,

con uno spostamento locale massimo rispettivamente di $6,6$ e $13,1 \text{ mm}$. Inoltre, le ultime misure disponibili mostrano un minore spostamento locale pari a $2,6 \text{ mm}$ a 25 m di profondità da p.c.. Fino all'ultima registrazione disponibile (11 giugno 2018), la velocità media mensile a una profondità di $22,5 \text{ m}$ mostrava un valore costante di $0,016 \text{ mm}/\text{giorno}$.

L'inclinometro SI2, nello stesso periodo di osservazione, ha registrato $18,3 \text{ mm}$ di spostamento cumulativo (Fig. 8a). I principali movimenti locali (Fig. 8b) sono identificabili a $14,5\text{--}15 \text{ m}$ da p.c. con una superficie di scorrimento secondaria di minore entità a $6,5 \text{ m}$ da p.c. Gli spostamenti massimi sono stati rispettivamente di $1,5$, $2,3$ e $1,6 \text{ mm}$, mentre il movimento superficiale di maggiore entità (a $1,5 \text{ m}$ da p.c) ha raggiunto i $2,3 \text{ mm}$ di spostamento.

Dall'inizio dell'attività di monitoraggio fino alla fine di gennaio 2018, i principali spostamenti locali registrati a SI1 mostrano un andamento lineare con un coefficiente di correlazione compreso tra $0,870$ e $0,986$, con un valore medio di $0,947$ corrispondente ad una velocità costante. Con questo modello interpretativo è possibile identificare i cambiamenti nell'andamento della velocità del movimento della frana che rappresenta uno dei termini della pericolosità.

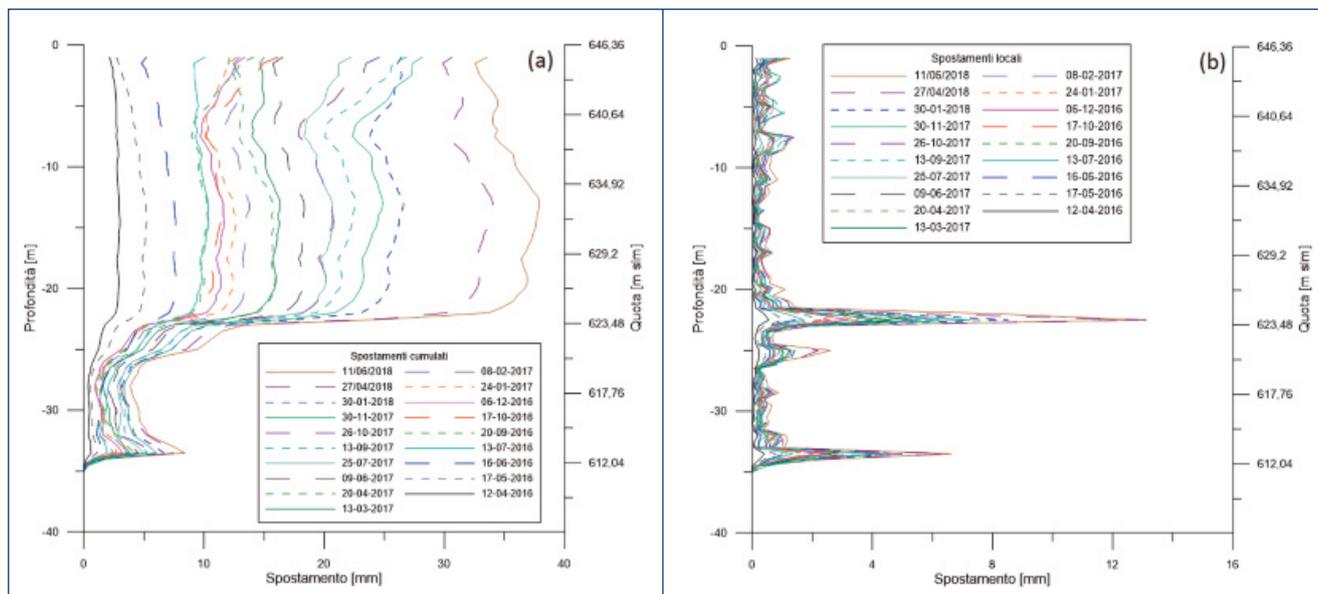


Figura 7. Spostamenti a) cumulati e b) locali registrati all'inclinometro SI1 dall'inizio dell'attività di monitoraggio (modificata da Chelli et al., 2020).

Nelle Figure 9 e 10 è mostrato un esempio di questa applicazione, dove il comportamento fino al 30 gennaio 2018 viene confrontato con le ultime due letture disponibili. Vi è uno scosta-

mento significativo da questo andamento a 22,5 m e 22 m da p.c., mentre gli ultimi due valori di dati relativi alla profondità di 23 m da p.c. sono coerenti con il trend precedente. Nel caso di SI2,

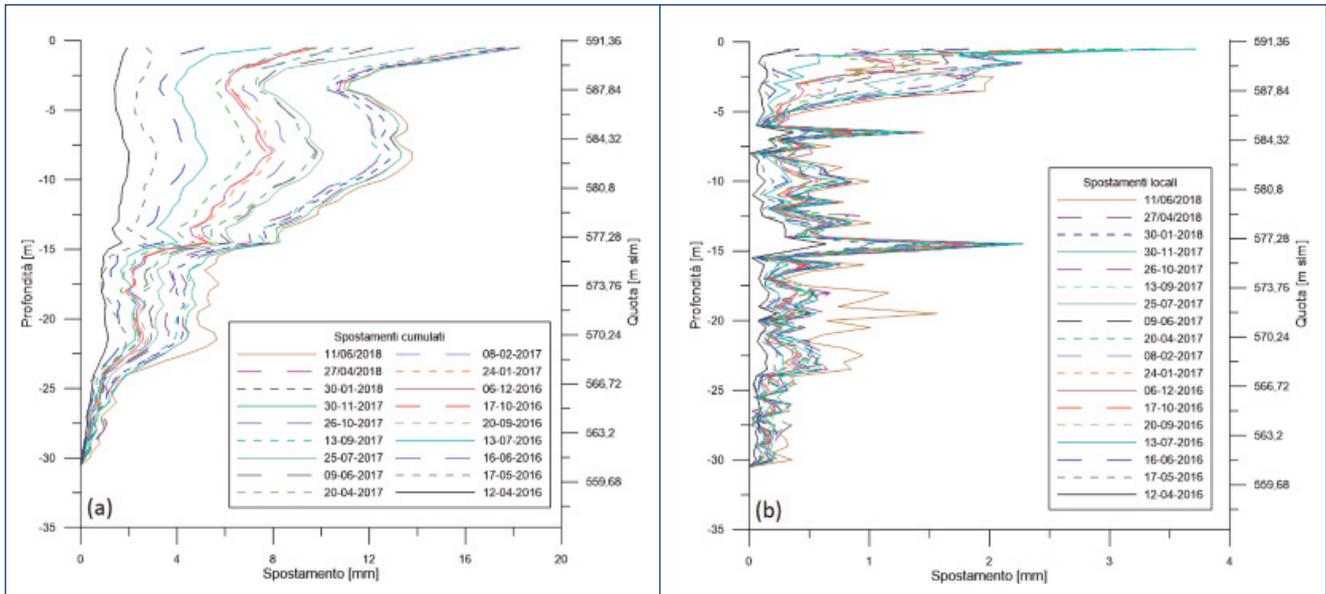


Figura 8. Spostamenti a) cumulati e b) locali registrati all'inclinometro SI2 dall'inizio dell'attività di monitoraggio (modificata da Chelli et al., 2020).

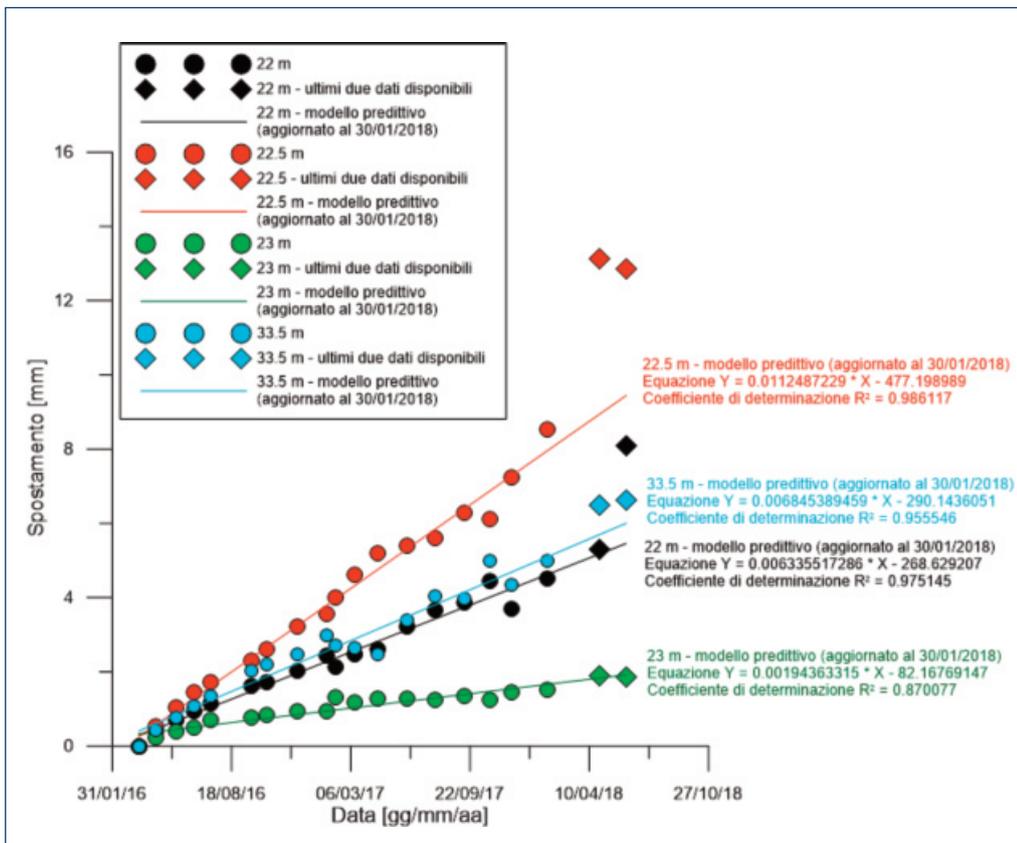


Figura 9. Confronto tra gli spostamenti locali rispetto al tempo registrati, a diverse profondità, per l'inclinometro SI1 e il modello di regressione lineare (modificata da Chelli et al., 2020).

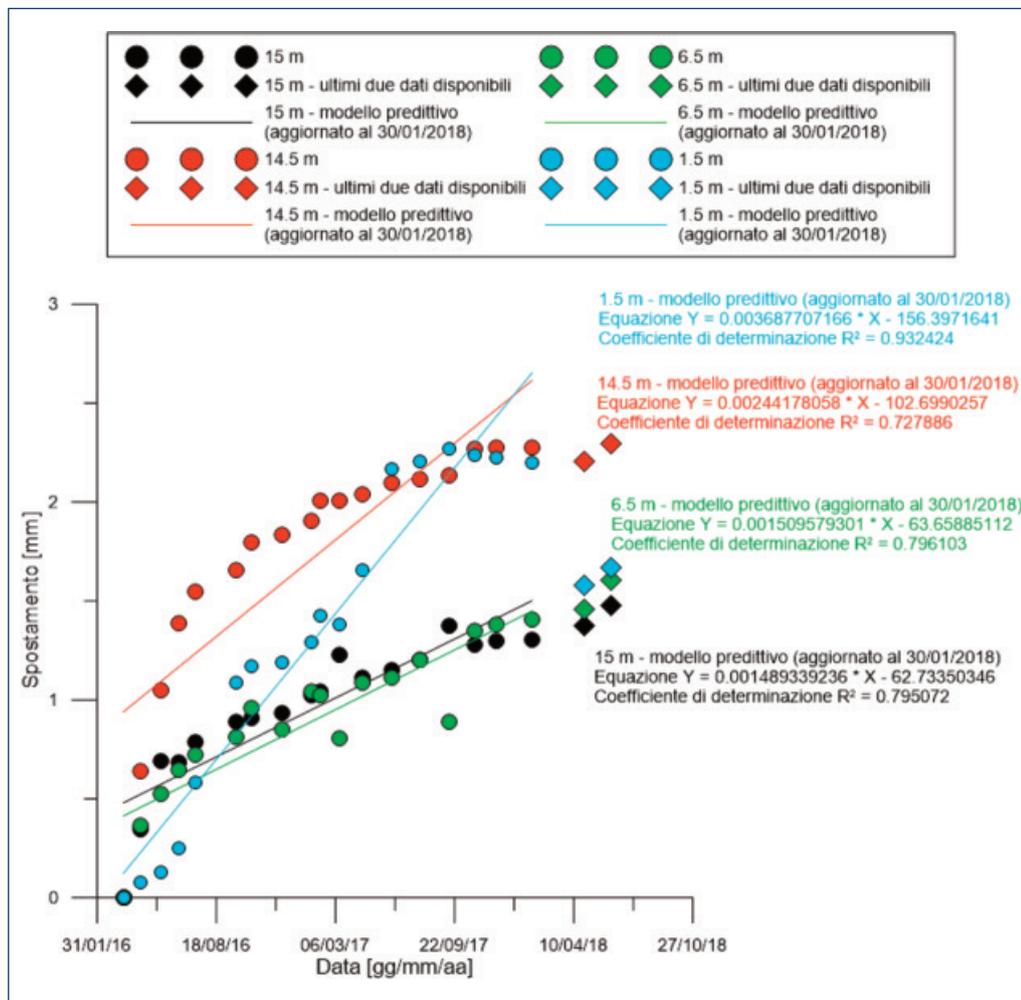


Figura 10.
Confronto tra gli spostamenti locali rispetto al tempo registrati, a diverse profondità, per l'inclinometro SI2 e il modello di regressione lineare (modificata da Chelli et al., 2020).

il comportamento è abbastanza diverso e non segue un andamento lineare. In particolare, esso indica una diminuzione della velocità durante il periodo di monitoraggio, suggerendo una maggiore stabilità in quest'area. Va anche notato che i valori di spostamento locale registrati in corrispondenza di SI2 sono notevolmente inferiori rispetto a quelli in SI1.

5. IL MODELLO GEOLOGICO DEL VERSANTE E LA RISPOSTA DELLA FRANA ALLE PRECIPITAZIONI

L'insieme dei dati forniti dalle indagini eseguite e dal monitoraggio degli strumenti installati, combinato con il rilevamento di campagna, ha permesso di definire il modello geologico e geomorfologico della frana di Case Pennetta e, più in

generale, del complesso di frane del quale essa è parte. Come viene rappresentato nella sezione interpretativa (Fig. 11a), sono state individuate tre differenti porzioni del versante.

A monte della frana di Case Pennetta (**tratto I** della sezione, 650–700 m slm) il substrato roccioso, composto da SCB, è in parte affiorante e in parte ricoperto dal complesso di frane (LSL in sezione) che costituisce il coronamento della frana di Case Pennetta; grazie alle indicazioni fornite dalla stratigrafia del sondaggio SI1, si può ritenere che il complesso franoso abbia uno spessore di circa 34 m all'interno del quale i dati dell'inclinometro SI1 mostrano la presenza di superfici di scorrimento negli intervalli di profondità 22–23 e 33–34 m da p.c. I profili ERT L e ERT MS, permettendo di estendere le osservazioni puntuali fatte in corrispondenza del carotaggio di SI1 (Fig. 11c), hanno contribuito a definire la

geometria delle frane appartenenti al complesso confermandone la composizione litologica: argilla, prevalentemente, e detrito a blocchi di arenaria.

Come suggerito dalle deformazioni dell'inclinometro SI1 registrate nell'intervallo temporale del monitoraggio (aprile 2016 ÷ giugno 2018) il complesso delle frane a monte rispetto alla frana di Case Pennetta è soggetto ad un movimento di scorrimento lento (Cruden e Varnes, 1996).

Parti di versante relativamente meno resistenti suggeriscono la presenza di materiale franoso più omogeneo, dove i clasti di diverse dimensioni sono dispersi nella matrice argillosa. Porzioni relativamente più resistenti sembrerebbero invece rappresentative di materiali con un minor grado di frammentazione, compresi i blocchi di roccia (La Penna et al., 2005), interpretabili anche come ammassi rocciosi staccati dal versante originario, così come si ritiene possa essere in corrispondenza della scarpata principale della frana di Case Pennetta, che probabilmente comprende un grosso blocco staccatosi dal substrato roccioso. Questo supporta l'ipotesi del modello, suggerito anche dalle forme del versante, costituito da scorrimenti rotazionali di roccia e terra con evoluzione in colate di terra.

Le differenze nei valori di carico idraulico, nonché le differenti variazioni di carico osservate nel tempo tra i piezometri del cluster A (A1 più profondo e A2 più superficiale), suggeriscono la presenza di una discontinuità idraulica (es. un orizzonte a bassissima permeabilità), almeno a livello locale. Per la combinazione delle caratteristiche idrauliche indicate si possono ipotizzare due scenari: le due porzioni di acquifero possono essere ricaricate da zone diverse, con diverso aumento del carico idraulico oppure il gradiente idraulico può essere diverso, determinando quindi una perdita dello stesso lungo il percorso delle acque sotterranee. Il piezometro meno profondo (A2) è fortemente influenzato dai singoli eventi piovosi; ciò è chiaramente dovuto al piccolo spessore della zona insatura locale e alle crepacciature da essiccazione. Inoltre, come dimostrato in recenti lavori, la percolazione di acque meteoriche di infiltrazione all'interno della zona insatura superficiale non è trascurabile

(Rizzo et al., 2020) ed è aumentata dall'attività di artropodi nel terreno (Remelli et al., 2019), che possono aumentare sia la porosità efficace sia la permeabilità del mezzo superiore.

La parte altimetricamente più elevata della frana di Case Pennetta (**tratto II** della sezione, circa 600–650 m s.l.m.) situata appena a valle del *cluster* A e di SI1 è stata studiata attraverso i dati forniti dal *cluster* B e SI2. Caratterizzata, a monte, da un'alta scarpata con una forma arcuata in pianta e concava in sezione, che rappresenta la scarpata principale dello scorrimento rotazionale di roccia/terra, a valle comprende la testata della frana di Case Pennetta. Il materiale che costituisce la frana (vedi descrizione di SI2 fig.11c) è costituito da un deposito a supporto di matrice argillosa, con clasti eterometrici da abbondanti a molto abbondanti, che in corrispondenza della scarpata principale ha fornito valori di resistività relativamente elevati ad indicare un ammasso di roccia non ancora completamente disarticolato.

I dati del carotaggio SI2 hanno permesso di vincolare lo spessore del corpo di frana a ~ 23 m da p.c. I materiali sono abbastanza simili a quelli raccolti dal carotaggio SI1 e appaiono disaggregati a diverse profondità. Il livello intorno ai 14-15 m da p.c., ricco di materiale argilloso, corrisponde alla profondità dove si è osservata la maggior parte del movimento, anche se di bassa entità (Fig. 8). Le deformazioni registrate in quest'area dall'inclinometro SI2 mostrano variazioni nel tempo che sono influenzate dalla natura rotazionale del movimento.

La sostanziale concordanza tra i carichi idraulici misurati a diverse profondità suggerisce che tutte le porzioni di acquifero indagate attraverso il *cluster* B abbiano la medesima area di ricarica caratterizzata dallo stesso carico idraulico e/o da identico reticolo di flusso, dove la conformazione locale delle linee equipotenziali è influenzata principalmente dalla vicinanza ad essa (Fig. 11a).

Il salto nei valori di CE, osservato al *cluster* B, suggerisce l'esistenza di un orizzonte continuo a bassa permeabilità, che ostacola l'interconnessione idraulica tra la parte superiore (massa della frana) e la parte inferiore (substrato roccioso

SCB) della zona satura studiata. Nel complesso, la distribuzione dei valori di CE con la profondità sembra essere correlata o al diverso tempo di permanenza dell'acqua all'interno di porzioni di acquifero a permeabilità differente (imputabile a interazioni acqua-roccia rispettivamente maggiori o minori e quindi, dissoluzione minerale maggiore o minore) e/o all'interazione tra acque sotterranee e minerali caratterizzati da diversa solubilità.

La terza porzione del modello del versante (**tratto III** della sezione, 540–600 m s.l.m.) corrisponde a un tratto di pendio relativamente più ripido, caratterizzato da una successione di superfici acclivi e di superfici piane (raramente in contropendenza). Questa porzione della frana di Case Pennetta è stata interpretata come il prodotto dello scorrimento rotazionale di alcuni "blocchi" (blocchi di roccia e terra) collassati dal fronte della testata della frana. Le colate di terra e detrito che compongono l'ultima parte della frana sono l'evoluzione ulteriore di questi fenomeni.

L'imaging geofisico (Fig. 5) acquisito in *time-lapse* (TL) lungo la linea ERT2 mostra chiaramente, come prevedibile, che in terreni a bassa permeabilità le piogge di modesta entità influiscono principalmente sul campo di resistività dei livelli superficiali. L'evento piovoso del 30 gennaio - 4 febbraio 2017, per un totale di 45 mm, sembra essere il più rappresentativo di tale fenomeno. Il profilo di riferimento è stato registrato circa una settimana prima della pioggia. Poiché l'evapotraspirazione durante l'inverno in suoli coesivi e a tali quote è prossima allo zero (Xu e Singh, 2001), si può considerare che le variazioni di resistività dipendano solo dall'infiltrazione determinata dalla pioggia e dalla variazione della chimica dell'acqua di infiltrazione. Nonostante, infatti, la stagione anomala abbia causato alcune fessure di essiccazione, parzialmente aperte durante il periodo di monitoraggio, i percorsi di infiltrazione anomali causati da fessure superficiali (Gance et al., 2015), nel periodo invernale vengono ritenuti trascura-

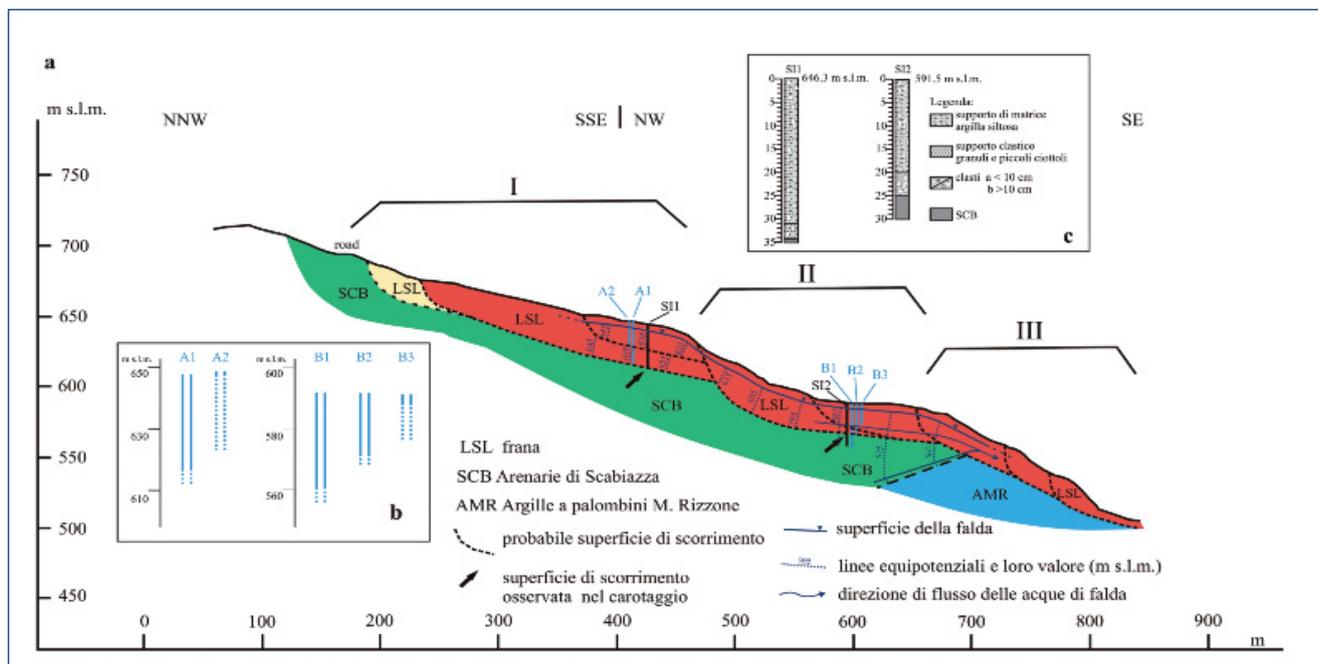


Figura 11.

Nel quadro a) della figura è mostrata la sezione geologica interpretativa, tracciata lungo il profilo mostrato in Fig. 2a, della parte altimetricamente più elevata della frana di Case Pennetta, ottenuta dall'integrazione dei diversi dati; le frane attive sono in colore rosso quelle quiescenti in giallo pallido; la superficie della falda, le linee di flusso e le linee equipotenziali sono tracciate con riferimento al periodo di magra; nel riquadro b) sono mostrati schematicamente gli intervalli di fenestrazione dei piezometri; nel riquadro c) sono rappresentate schematicamente le stratigrafie restituite dai carotaggi SI1 e SI2 (modificata da Chelli et al., 2020).

bili. Sulla scorta di questa assunzione sono state analizzate le variazioni del campo di resistività e sono state calcolate in tre intervalli temporali. Nel primo intervallo, dal 24 gennaio all'8 febbraio, le variazioni riscontrate nell'orizzonte superficiale dei depositi indagati si sono sviluppate in due strati: nello strato superiore (A in Fig.5) in cui la resistività è diminuita di ~ 3-5% e nello strato inferiore in cui la resistività è aumentata del 5-6% (B in Fig. 5). Questo aumento, nello strato inferiore, è causato dall'infiltrazione verticale di acqua piovana che è più resistiva rispetto all'acqua di falda (secondo le osservazioni fatte in termini di variazioni CE nelle acque sotterranee meno profonde durante la pioggia); infatti l'infiltrazione nello strato superiore progredisce come una specie di "fronte d'onda piano" la cui geometria è controllata dalla conducibilità idraulica. La rapida infiltrazione di acqua piovana (supportata dalle misure di carico idraulico nei piezometri poco profondi) fa aumentare la resistività al fronte "dell'onda di infiltrazione", mentre diminuisce progressivamente alla coda della stessa, determinando il rapido arricchimento ionico della falda che si verifica nei terreni argillosi (Schwartz et al., 2008). Nel secondo intervallo temporale, le variazioni di resistività calcolate dal giorno 8 al 9 febbraio sono inferiori allo 0,5-1,0%, sia nello strato superiore sia nello strato inferiore. Tale variazione rientra nell'errore di inversione ed è quindi trascurabile. La situazione potrebbe quindi essere considerata stazionaria e l'infiltrazione verticale non si verifica più. Nel terzo intervallo, dal 9 febbraio al 10 febbraio, sono visibili due settori con variazioni rilevanti di resistività. Nel primo indicato con C (Fig. 5), la resistività diminuisce di circa il 2-3% a 20-25 m da p.c.. Il ritardo tra l'evento di pioggia e le variazioni di resistività in profondità è paragonabile a quello osservato nei piezometri. Nel secondo settore, indicato con D (Fig. 5), la resistività diminuisce del ~ 4% proprio nello strato superiore poiché in corrispondenza di questo settore la linea di acquisizione ha attraversato un rio e la diminuzione della resistività è probabilmente causata dall'infiltrazione di acqua lungo l'alveo. Un confronto diretto dei diversi set di dati di monitoraggio, disponibili per la metà di maggio

2017 ha fornito ulteriori indicazioni per l'interpretazione congiunta dei parametri.

In Fig. 12, riferibile alla falda freatica rilevata in C1 a - 13 m da p.c., si può notare che la conducibilità elettrica delle acque sotterranee cambia rapidamente da 1200 $\mu\text{S}/\text{m}$ a 2400 $\mu\text{S}/\text{m}$, appena 1 m sotto la superficie piezometrica; la resistività (estratta dalla linea di monitoraggio ERT2) aumenta fino a 36-37 Ωm nella zona insatura (tra 0 e - 9 m da p.c.), per subire un leggero flesso in corrispondenza della falda freatica e scendere a 27 Ωm , rimanendo abbastanza costante. La variazione della CE delle acque sotterranee influisce solo marginalmente sulle curve di resistività, probabilmente perché il sottosuolo è per lo più costituito da terreni coesivi a bassa porosità.

In Fig.13, nel *cluster A* la falda freatica è rilevata a -3 m da p.c., i dati dell'inclinometro mostrano chiaramente due importanti deformazioni a -22,5 m e -34,0 m da p.c. La CE delle acque sotterranee aumenta rapidamente da 1000 $\mu\text{S}/\text{m}$ a oltre 3500 $\mu\text{S}/\text{m}$ nei primi 5 m dell'acquifero (tra -3 m e -8 m da p.c.), rimane piuttosto costante per i successivi 5 m (tra -8 m e -13 m da p.c.) e aumenta di nuovo fino a oltre 4000 $\mu\text{S}/\text{m}$ a -18 m da p.c.. La resistività del terreno (estratta dal profilo ERT L) è coerente con la CE delle acque sotterranee: diminuisce rapidamente da 60 Ωm a ~ 30 Ωm nella zona insatura poi al di sotto della falda freatica continua a diminuire fino a una profondità di -13 m da p.c., da dove ricomincia ad aumentare, raggiungendo i 23 Ωm a grandi profondità. Il punto di flesso della curva della resistività situato esattamente a -22,5 m da p.c., che corrisponde alla più superficiale delle due deformazioni indicate dal grafico inclinometrico, probabilmente sta ad indicare una piccola differenza nel grado di compattazione all'interno dei depositi di frana.

In Fig.14, nel *cluster B* la falda freatica si trova a circa -9 m da p.c. Le deformazioni nell'inclinometro fanno ipotizzare una superficie di scorrimento secondaria a -14,5 m da p.c. La CE delle acque di falda mostra chiaramente due diversi domini. La falda acquifera più superficiale (piezometro B3), ad eccezione dei primi 2 m di profondità (da -7 a -9 m da p.c.), dove è influenzata dalla miscelazione con acque di infil-

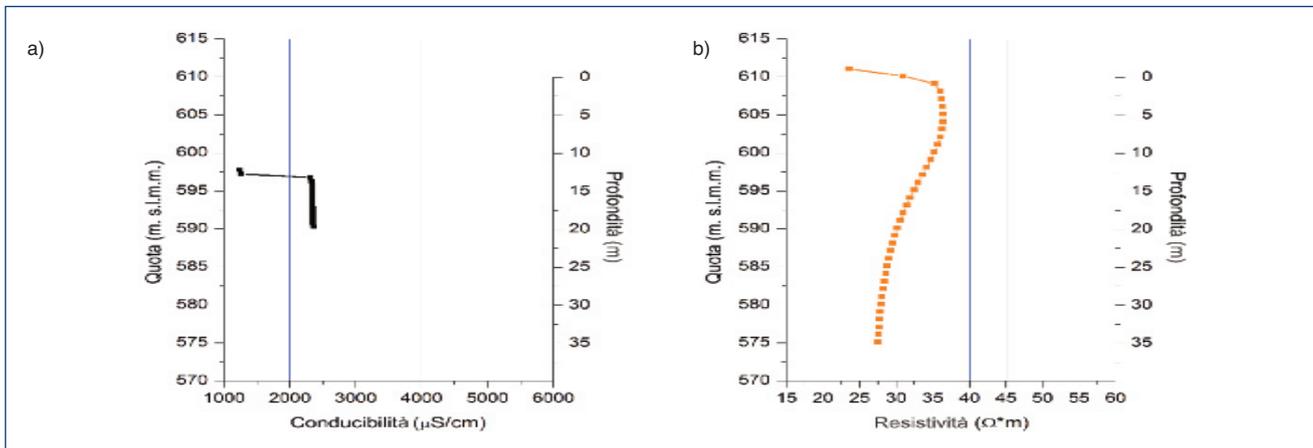


Figura 12.

In a) è mostrata la variazione della conducibilità elettrica (CE) delle acque di falda misurata nel piezometro C1 e in b) la resistività del terreno misurata lungo la linea ERT2, alla metà del mese di maggio 2017 (modificata da Chelli et al., 2020).

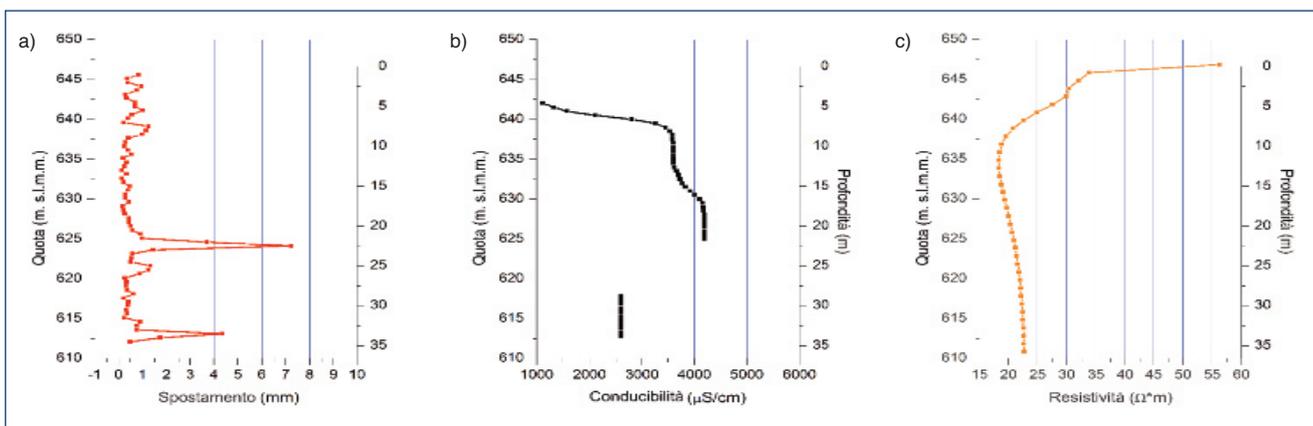


Figura 13.

In a) sono mostrati gli spostamenti locali registrati all'inclinometro S11, in b) la conducibilità elettrica (CE) delle acque di falda misurata nel piezometro A2 e in c) la resistività del terreno misurata lungo la linea ERT-L. I dati di conducibilità e di resistività sono riferiti alla metà di maggio 2017 (modificata da Chelli et al., 2020).

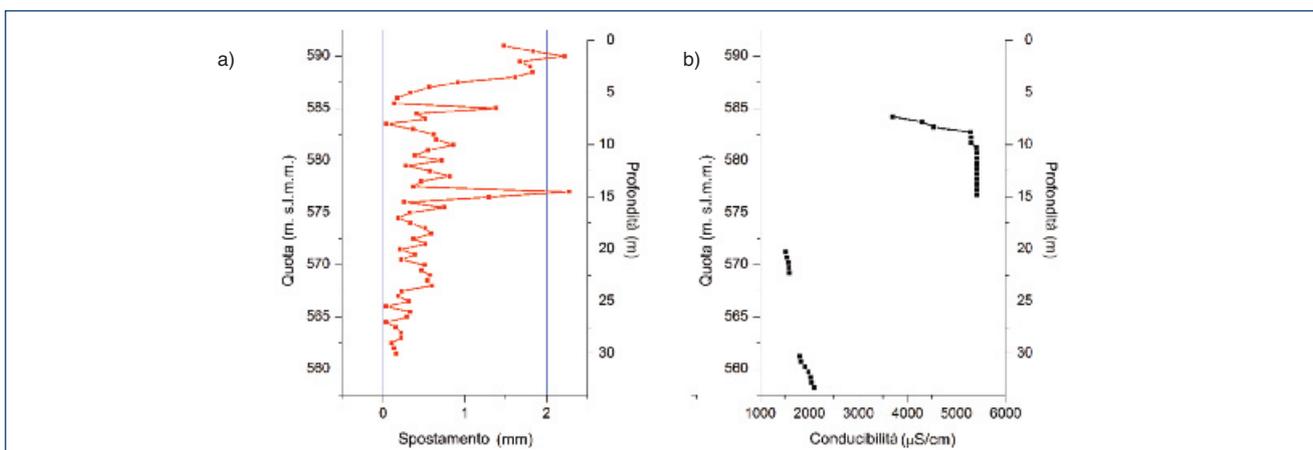


Figura 14.

In a) sono mostrati gli spostamenti locali registrati all'inclinometro S12 e in b) la conducibilità elettrica (CE) delle acque di falda misurata nei piezometri del cluster B, alla metà di maggio 2017 (modificata da Chelli et al., 2020).

trazione, presenta valori maggiori di 5000 $\mu\text{S}/\text{m}$ (da -9 m a -15 m da p.c.), mentre nelle acque più profonde (acquiferi intercettati dai piezometri B1 e B2) la conducibilità è significativamente più bassa e il suo valore aumenta in modo più contenuto da 1500 $\mu\text{S}/\text{m}$ (a -20 m ÷ -22 m da p.c.) a ~2000 $\mu\text{S}/\text{m}$ (a -34 m da p.c.). La superficie di scorrimento si trova proprio tra l'orizzonte saturo meno profondo e quello immediatamente sottostante, suggerendo come lo spostamento, comprimendo l'argilla, potrebbe aver sigillato in parte la falda acquifera più profonda causando la differenza in CE osservata.

6. CONCLUSIONI

Le variazioni principali nei parametri del sottosuolo, nonostante il breve periodo di monitoraggio, mostrano una buona corrispondenza tra i diversi *dataset*. Nel tratto di versante indicato con I in Fig. 11a, si nota la correlazione tra il piano di scorrimento (Fig. 7b) e le variazioni di resistività elettrica nella parte C di Fig. 5. Questi risultati portano a considerare l'intervallo di profondità compreso tra 623 m s.l.m. e 625 m s.l.m. come un orizzonte in cui si hanno variazioni significative dei parametri monitorati, interpretate come risposta alla precipitazione ricevuta durante l'evento di febbraio. Poiché alterazioni delle proprietà del sottosuolo possono essere indicative della presenza di superfici di debolezza all'interno delle masse franose, interpretabili come superfici di scorrimento, le variazioni rilevate potrebbero contribuire alla comprensione dei meccanismi che si verificano, alla scala del versante, immediatamente prima di una riattivazione, che, in queste grandi frane, è soprattutto un prodotto del carico non drenato (Hutchinson e Bhandari, 1971), come riportato anche in diversi altri casi in quest'area (Bertolini e Pizziolo, 2008).

Inoltre, il fatto che anche piogge di limitata intensità, all'interno di un periodo di siccità, abbiano permesso di rilevare variazioni nei parametri osservati all'interno dell'ammasso franoso, combinate con una progressione delle deformazioni registrate negli inclinometri, fa sì che

si possa ipotizzare un'influenza sia di breve che di medio periodo sulla dinamica della parte alta del versante.

Un migliore confronto dei parametri monitorati potrebbe essere ottenuto automatizzando completamente il sistema e, ancor meglio, sincronizzando la frequenza di campionamento. Ciò porterebbe a una descrizione efficace del fenomeno in corso e all'arricchimento delle conoscenze per la valutazione delle soglie di innesco (si veda ad esempio, Segalini et al., 2018).

Il metodo impiegato per lo studio della frana di Case Pennetta e del complesso delle frane di cui fa parte, ha consentito di interpretare l'intero versante sulla base di un'indagine integrata che, combinando il rilevamento di campagna, le indagini geognostiche, il monitoraggio inclinometrico e piezometrico e le misurazioni geofisiche ha portato a un modello del versante ripartito in tre porzioni distinte (tratti I, II, III di Fig.11) con cinematica differente, separate tra loro da superfici di discontinuità.

Con la combinazione del dato inclinometrico e degli altri parametri misurati è stato possibile definire la geometria delle superfici di scorrimento: la resistività nel deposito di frana è inferiore del 50% rispetto a quella del substrato. La conducibilità elettrica (CE) dell'acqua di falda e la resistività del terreno hanno mostrato cambiamenti rilevanti attraverso le superfici di scorrimento in entrambe le porzioni di versante monitorate. In particolare, il repentino aumento della conducibilità elettrica della falda osservata nell'area dello scorrimento rotazionale sembra essere correlato proprio alla superficie di scorrimento principale. Questo potrebbe essere un effetto dello spostamento stesso, che ha sigillato localmente la falda acquifera più profonda. Nei parametri monitorati è stata registrata la risposta della frana agli eventi piovosi, nonostante la modesta quantità di precipitazione.

L'analisi congiunta di resistività elettrica dei terreni in modalità *time-lapse*, carichi idraulici e CE delle acque di falda potrebbe quindi suggerire la posizione dei livelli di debolezza all'interno della massa di frana, come confermato dai dati dell'inclinometro.

In una prospettiva più ampia, il presente studio

ha permesso di affinare la conoscenza del comportamento idrogeologico all'interno di un complesso di frane in mezzi eterogenei a bassa permeabilità. Infatti, la combinazione delle misure del carico idraulico e della conducibilità elettrica nei piezometri multilivello rappresenta il seguente scenario:

- Il carico idraulico può variare notevolmente con la profondità all'interno del mezzo saturo;
- La distribuzione del carico idraulico all'interno sia della frana eterogenea che del substrato roccioso sottostante può essere influenzata da superfici di scorrimento a permeabilità molto bassa all'interno della massa di frana, e/o dalla prossimità con un flusso della falda relativamente ristretto (che scorre all'interno della frana e del substrato roccioso sottostante) verso un punto di recapito ben definito;
- Dal punto di vista idrogeologico, le superfici di scorrimento possono comportarsi come limiti che determinano un basso flusso della falda o addirittura lo impediscono: la superficie di scorrimento situata tra gli intervalli fenestrati dei piezometri A1 e A2, per esempio, considerando i diversi carichi idraulici, le diverse variazioni di carico idraulico nel tempo e le diverse CE con la profondità, si comporta come un livello con assenza di flusso della falda.

Tra gli sviluppi futuri dello studio potrebbe esserci quello di chiarire come la dinamica dello scorrimento rotazionale influenzi le colate di

terra e detrito situate nella porzione più a valle. Inoltre, merita di essere indagata la risposta della dinamica dei versanti alla distribuzione delle precipitazioni legate ai cambiamenti climatici.

L'approccio sperimentato può utilmente essere applicato anche ad altre frane. La conoscenza della dinamica delle frane in materiali eterogenei e a bassa permeabilità, come quelli della frana di Case Pennetta, è un contributo importante alla valutazione della pericolosità finalizzata alla mitigazione del rischio che potrebbe essere esteso alla riattivazione di frane anche in altri contesti geologici dove esistono condizioni simili.

RINGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è stato realizzato con il contributo dell'Agenzia di Protezione Civile della Regione Emilia Romagna-SAAPO (Responsabile del Servizio: Ing. Francesco Capuano), di fondi locali dell'Università di Parma (CHELLFIL12; FILCHELLI14 Responsabile: A. Chelli), e dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Applicata - Università di Parma contratto di ricerca (Responsabili: A. Chelli, R. Francese).

Questo lavoro ha inoltre beneficiato del framework dell'Iniziativa COMP-HUB, finanziata dal programma "Dipartimenti di Eccellenza" del Ministero dell'Istruzione, dell'Università e della Ricerca (MIUR, 2018-2022).

BIBLIOGRAFIA

- Antolini G, Pavan V, Tomozeiu R, Marletto V (2017) Atlante climatico dell'Emilia Romagna 1961-2015. Arpa Emilia-Romagna Servizio IdroMeteoClima pp. 31
- Aquino D, Petrella E, Florio T, Celico P, Celico F (2015) Complex hydraulic interactions between compartmentalized carbonate aquifers and heterogeneous siliciclastic successions: a case study in southern Italy. *Hydrological Processes*, 29:4252-4263
- Bertoldi R, Chelli A, Roma R, Tellini C (2007) New data from Northern Apennines (Italy) pollen sequences spanning the last 30,000 yrs. *Alpine and Mediterranean Quaternary* 20(1):3-20
- Bertolini G, (2007) Radiocarbon dating on landslides in the Northern Apennines (Italy). In: McInnes R, Jakeways J, Fairbank H, Mathie E (eds) *Landslide and Climate Changes: challenges and solutions*. Proceedings of the International Conference on Landslides and Climate Change, Ventnor, Isle of Wight, UK, 21-24 May 2007. Taylor & Francis Group, London, pp 73-80
- Bertolini G, Corsini A, Tellini C (2017) Fingerprints of Large-Scale Landslides in the Landscape of the Emilia Apennines. In: Soldati M and Marchetti M (eds) *Landscapes and Landforms of Italy*. World Geomorphological Landscapes Springer Cham pp 215-224
- Bertolini G, Pellegrini M (2001) The landslides of Emilia Apennines (northern Italy) with reference to those which resumed activity in the 1994-1999 period and required civil protection interventions. *Quaderni di Geologia Applicata* 8(1):27-74
- Bertolini G, Pizziolo M, (2008) Risk assessment strategies for the reactivation of earth flows in the Northern Apennines (Italy). *Engineering Geology* 102(3-4):178-192
- Bertolini G, Tellini C, (2001) New radiocarbon dating for landslide occurrences in the Emilia Apennines (Northern Italy). *Trans Japan Geom Un* 22(4):C-23
- Carlini M, Chelli A, Francese R, Giacomelli S, Giorgi M, Quagliarini A, Carpena A, Tellini C (2018) Landslides types controlled by

- tectonics-induced evolution of valley slopes (Northern Apennines, Italy). *Landslides* 15(2):283-296
- Chelli A., Francese R., Petrella E., Carri A., Quagliarini A., Segalini A., Caporicci M.P., Diena M., Giorgi M., Celico F. (2020) A multi-parameter field monitoring system to investigate the dynamics of large earth slides–earth flows in the Northern Apennines, Italy. *Engineering Geology* 275:105780 <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105780>
- Constable SC, Parker RL, Constable CG (1987) Occam's inversion: A practical algorithm for generating Constable smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52:289-300
- Cook PG, Love AJ, Dighton JC (1999) Inferring groundwater flow in fractured rock from dissolved radon. *Ground Water* 37:606–610
- Cruden DM, Varnes DJ (1996) Landslide types and processes. In: Turner AK, Shuster RL (eds) *Landslides: investigation and mitigation*, Transportation Research Board, National Research Council, special report, vol 247. National Academy Press, Washington DC, pp 36–75
- Gance J, Sailhac P, Malet JP (2015) Corrections of surface fissure effect on apparent resistivity measurements. *Geophys. J. Int.* 200: 1118–1135
- Hayley K, Bentley LR, Gharibi M, Nightingale M (2007) Low temperature dependence of electrical resistivity: Implications for near surface geophysical monitoring. *Geophysical Research Letters* 34:L18402. doi: 10.1029/2007GL031124
- Hutchinson JN, Bhandari RK, (1971) Undrained loading, a fundamental mechanism of mudflows and other mass movements. *Geotechnique*, 21 (4): 353–358
- LaBrecque DJ, Morelli G, Fischanger F, Lamoureux P and Brigham R (2013) Field trials of the multi-source approach for resistivity and induced polarization data acquisition. In: *Proceedings of the 2013 AGU Fall Meeting, American Geophysical Union*, abstract NS34A-03, December 9–13, San Francisco
- La Penna V, Lorenzo P, Perrone A, Piscitelli S, Rizzo E, Sdao F (2005) Case history: 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in Lucanian Apennine (Southern Italy). *Geophysics* 70(3):11-18
- Morin RH, Carleton GB, Poirier S (1997) Fractured-aquifer hydrogeology Xu CY from geophysical logs; the Passaic Formation, New Jersey. *Ground Water* 35:328–338
- Petrella E, Naclerio G, Falasca A, Bucci A, Capuano P, De Felice V, Celico F (2009) Non-permanent shallow halocline in a fractured carbonate aquifer, southern Italy. *Journal of Hydrology* 373:267-272
- Picotti S, Francese, R, Giorgi, M, Pettenati, F and Carcione, JM (2017) Estimation of glacier thicknesses and basal properties using the horizontal-to-vertical component spectral ratio (HVSR) technique from passive seismic data, *J. Glaciol.*, 63(238), 229–248, https://ambiente.regione.emilia-romagna.it/it/geologia/geologia/dissesto-idrogeologico/le-caratteristiche-dei-fenomeni-franosi-in-emilia-romagna?set_language=it
- Regione Emilia-Romagna (2012). Regione Emilia-Romagna. Caratteristiche generali delle frane, https://ambiente.regione.emilia-romagna.it/it/geologia/geologia/dissesto-idrogeologico/le-caratteristiche-dei-fenomeni-franosi-in-emilia-romagna?set_language=it
- Regione Emilia-Romagna (2014). Regione Emilia-Romagna. Carta Inventario delle frane e Archivio storico delle frane <https://ambiente.regione.emilia-romagna.it/it/geologia/cartografia/webgis-banchedati/cartografia-dissesto-idrogeologico>
- Remelli S, Petrella E, Chelli A, Conti FD, Fondón CL, Celico F, Francese R and Menta C (2019) Hydrodynamic and Soil Biodiversity Characterization in an Active Landslide. *Water* 11, 1882; doi:10.3390/w11091882.
- Rizzo P, Petrella E, Bucci A, Salvioli Mariani E, Chelli A, Sanangelantoni AM, Raimondo M, Quagliarini A, Celico F (2020) Studying hydraulic interconnections in low-permeability media by using bacterial communities as natural tracers. *Water* 12, 1795; doi: 10.3390/w12061795.
- Schwartz, BF, Schreiber ME, and Yan T, (2008) Quantifying field-scale soil moisture using electrical resistivity imaging. *J. Hydrol.* 362(3–4):234–246. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.08.027
- Segalini A, Valletta A, Carri A (2018) Landslide time-of-failure forecast and alert threshold assessment: A generalized criterion. *Engineering Geology* 245,72-80
- Soldati M, Borgatti L, Cavallin A, De Amicis M, Frigerio S, Giardino M, Mortara G, Pellegrini GB, Ravazzi C, Surian N, Tellini C, Zanchi A, Alberto W, Albanese D, Chelli A, Corsini A, Marchetti M, Palomba M, Panizza M (2006) Geomorphological evolution of slopes and climate changes in northern Italy during the Late Quaternary: spatial and temporal distribution of landslides in Northern Italy and landscape sensitivity implications. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 29, 165-183, ISSN: 0391-9838
- Vescovi P ed, (2002) Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 216 Borgo Val di Taro. Servizio Geologico d'Italia-Regione Emilia Romagna, pp. 115 pp
- Xu CY, and Singh VP (2001) Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes* 15(2):305–319

GESTIONE DEI FENOMENI FRANOSI SULLA RETE VIARIA DELLE AREE INTERNE DELLA REGIONE EMILIA-ROMAGNA: IL CASO DELLA FRANA DI FOLLI DEL 24-25 NOVEMBRE 2019 SULLA SP645R IN PROVINCIA DI PIACENZA

ALESSANDRO CORSINI¹, GIOVANNI TRUFFELLI², DAVIDE MARENGHI³, GIUSEPPE CICCARESE¹, MARCO MULAS¹, SAMANTHA SETTIMI¹, FRANCESCO CAPUANO², ANDREA REGGI³, STEFANO CORRADI³

¹ Università di Modena e Reggio Emilia, Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche

² Regione Emilia-Romagna - Agenzia Regionale per la Sicurezza Territoriale e la Protezione Civile - Area Affluenti Po, Piacenza

³ Provincia di Piacenza - Servizio Viabilità

1. INTRODUZIONE

La diffusa presenza di fenomeni franosi nelle aree interne della Regione Emilia-Romagna, rende la gestione degli effetti di fenomeni franosi sulla rete viaria di ogni rango uno dei punti chiave del mantenimento di adeguati livelli di competitività territoriale. La rilevanza di tale problematica in Provincia di Piacenza emerge dalle stime effettuate dalla Regione Emilia Romagna sulla base dell'inventario del dissesto (con quasi 700 km di tratte stradali interessate da frane in provincia di Piacenza) (Regione Emilia Romagna, 2012) e si è palesata in alcuni recenti eventi (Mulas et al., 2018; Ciccicarese et al., 2020).

Nella notte fra il 24 ed il 25 novembre 2019, dopo un periodo di prolungate precipitazioni, un ampio movimento franoso ha coinvolto la S.P. 654R della Val Nure a sud della località Folli (Comune di Ferriere, provincia di Piacenza). La frana, di tipo complesso, caratterizzato da scioglimenti di roccia e terra estesi per circa 30.000 m², ha nell'arco di poche ore provocato la completa distruzione della sede stradale in un tratto di oltre 100 m ed il danneggiamento di ulteriore

tratto di circa 50 m, appena a monte del precedente (Figure 1 e 2).

Già a partire dal 26 novembre, il Servizio Viabilità della Provincia di Piacenza ha attivato interventi di somma urgenza per aprire un accesso alla area in frana ai fini di consentire di prendere decisioni su eventuali interventi di ripristino di una viabilità provvisoria e per meglio analizzare la dinamica in atto.

Successivamente tecnici dell'Agenzia Regionale di Sicurezza Territoriale e Protezione Civile, unitamente a docenti e personale del Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche dell'Università di Modena e Reggio Emilia, hanno provveduto ad attivare un sistema di monitoraggio continuo che ha consentito di ottenere i primi dati a partire dal 5 dicembre.

Grazie al controllo dell'evoluzione dei movimenti garantito dal monitoraggio, il Settore Viabilità provinciale ha potuto iniziare lavori di somma urgenza per la realizzazione di una viabilità provvisoria lungo il tracciato originario della SP654R. Tale tratta, grazie anche ai dati di monitoraggio che testimoniavano il progressivo rallentamento del fenomeno, è stato aperto al traffico alternato



Figura 1.
Foto aeree oblique post evento della frana di Folli del 24-25 novembre 2019 e suoi effetti sulla SP654R.



Figura 2.
Effetti della frana sulla SP654R.

con controllo semaforico a partire dal 17 dicembre 2019.

Nel mese di dicembre 2019 sono state anche realizzate indagini geognostiche consistenti in due sondaggi a carotaggio continuo e tre profili di sismica a rifrazione e uno di geoelettrica, a carico sia dell’Agenzia Regionale per la Sicurezza Territoriale e la Protezione Civile che della Provincia di Piacenza - Servizio Viabilità.

Nei primi mesi del 2020 è stato richiesto il finanziamento di protezione civile per interventi di consolidamento, a cui è seguita la progettazione e la realizzazione dei primi interventi di consolidamento nel corso dell’estate-autunno 2020.

La presente nota ha l’obiettivo di evidenziare il contributo delle conoscenze e degli approfondimenti geologici, compreso monitoraggio ed indagini, nell’ambito di una efficace gestione della rete viaria delle aree interne della Regione Emilia-Romagna ogni qualvolta esse è compromessa da fenomeni franosi.

2. QUADRO PLUVIOMETRICO D’INNESCO

Le stazioni pluviometriche della rete ARPAE Emilia-Romagna più prossime al sito di frana sono “Ferriere Pluvio” e “Selva Ferriere” (Fig. 3) (dati disponibili in sistema Dexter ARPAE).

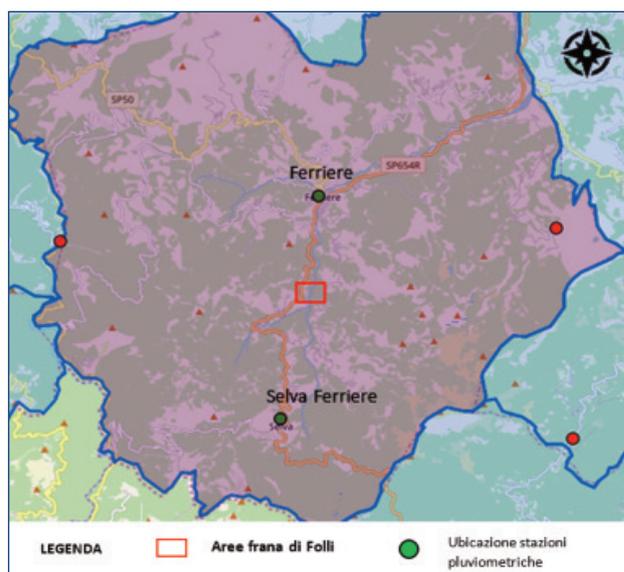


Figura 3.
Inquadramento area di frana e stazioni pluviometriche ARPAE.

Il periodo preso in considerazione comprende i 60 giorni antecedenti l'evento, e mostra come le cumulate a 60 gg abbiano raggiunto circa 120 mm a Ferriere e circa 140 mm a Selva Ferriere (Fig. 4), principalmente distribuite a partire da inizio novembre.

In termini di Tempi di Ritorno associati alle piogge cumulate nei 60 gg antecedenti l'evento di riattivazione, questi raggiungono i valori massimi considerando le cumulate negli ultimi 35 e 21 giorni prima dell'innescare frana, ovvero valori max. di circa 16 anni per Ferriere e max. 28 anni per Selva Ferriere (Fig. 5).

3. CARATTERIZZAZIONE DELLA FRANA

3.1. Inquadramento geologico

L'area di frana è rappresentata nella Sezione 197140 della Carta Geologica a scala 1:10.000 e nel Foglio 197 "Bobbio" della Carta Geologica d'Italia (CARG) scala 1:50.000. Le formazioni che costituiscono il versante appartengono alle Unità Liguri esterne. La frana del novembre 2019 si sviluppa essenzialmente entro il Flysch di Monte Caio (CAO), ovvero torbiditi composte da alternanze di strati calcareo-marnosi, gradati, a base

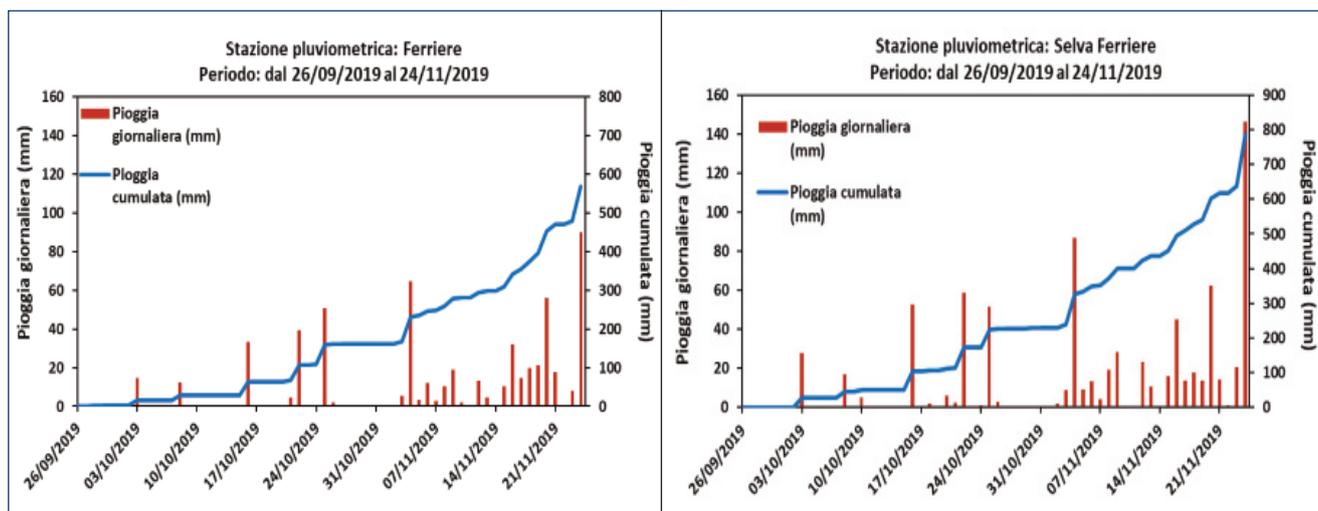


Figura 4. Piogge giornaliere e cumulate antecedenti alla frana.

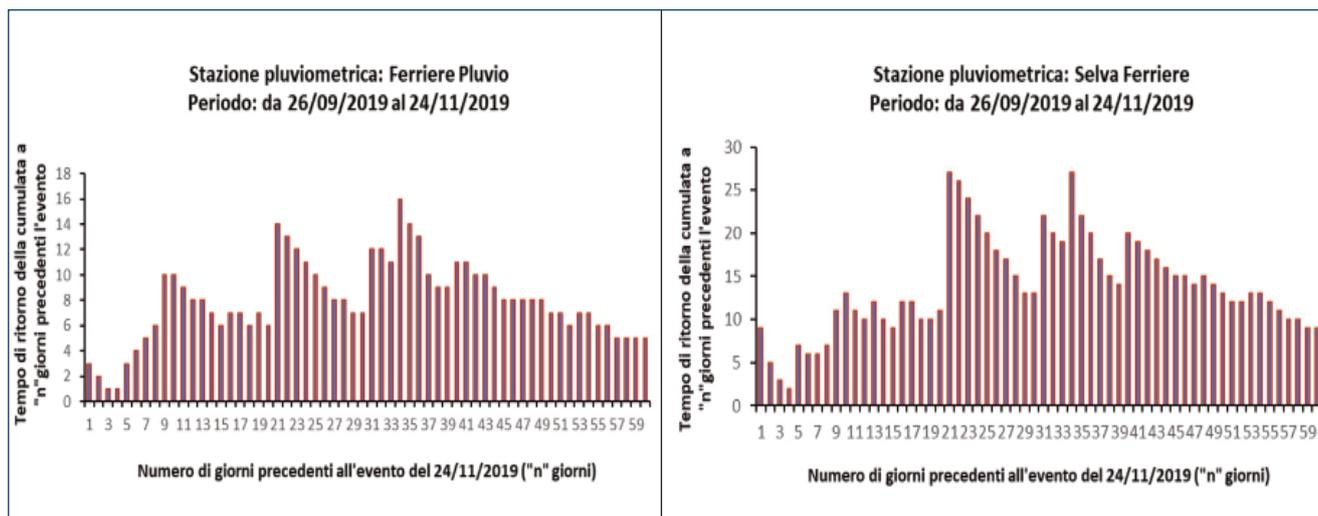


Figura 5. Tempi di ritorno associati alle piogge cumulate su diversi intervalli temporali precedenti l'evento.

calcarenitica, con argilliti grigio-nerastre (Cretaceo Superiore). La formazione ha localmente un assetto ribaltato, con immersione a reggipoggio N280/30°.

3.2 Caratteristiche cinematiche

Dal punto di vista geomorfologico, l'area interessata dalla frana si connota per una morfologia convesso-concava da monte a valle, facendo presupporre passati fenomeni di dissesto, che però non erano segnalati nella cartografia geologica e neppure nell'inventario del dissesto regionale.

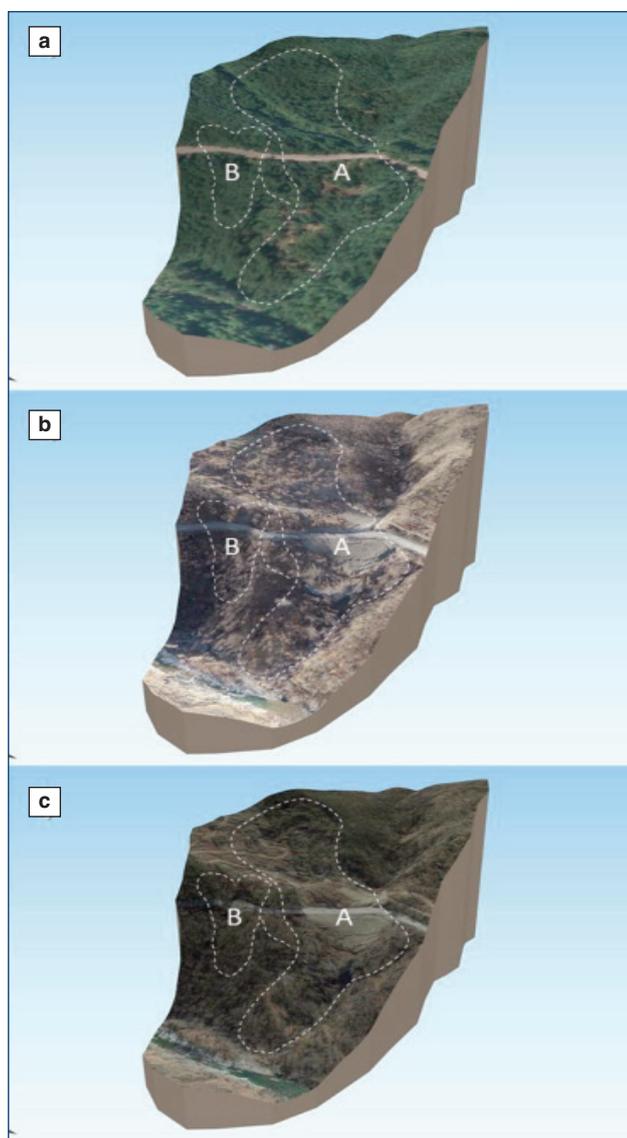


Figura 6.
Vista prospettica 3D delle principali unità di frana: a) AGE2011; b) drone febbraio 2020; c) google-earth ottobre 2020.

La frana di Folli del novembre 2019 è un movimento di versante di tipo complesso, caratterizzato da scivolamenti di roccia e terra, in cui è possibile distinguere (Fig. 6):

- Unità A: costituita da vari elementi geomorfologici direttamente connessi alla frana del novembre 2019, caratterizzati da scivolamenti roto-traslativi di roccia e scorrimenti traslativi di terra per un'estensione complessiva circa 25.000 m².
- Unità B: costituita da vari elementi geomorfologici di zone attigue alla frana principale soggette a fenomeni di instabilità, anche indotti (immediatamente ed in tempo differito) dall'evoluzione della frana 2019, caratterizzati da scorrimenti traslativi in blocco di roccia e scivolamenti rotazionali di terra, per un'estensione complessiva circa 5.500 m².

L'analisi delle foto aeree AGEA 2011 in vista prospettica (Fig. 6a) consente di apprezzare la presenza di depositi di presumibile origine gravitativa nella porzione intermedia-bassa del versante. Nella porzione alta del versante non sono invece evidenti forme di distacco entro il perimetro di quello che è stato l'evento di novembre 2019.

In effetti, la porzione alta della frana, caratterizzata da cinematismi rotazionali, ha estesamente interessato il substrato roccioso del flysch di Monte Caio (CAO). Ciò in sito è testimoniato dalla natura prevalentemente litoide del corpo di frana nella zona di distacco. Pertanto, il fenomeno può in larga misura essere considerato un fenomeno di primo innesco, o perlomeno un significativo ampliamento di un ben più limitato fenomeno preesistente.

Prendendo in considerazione una più dettagliata cartografia degli elementi di frana che possono individuarsi all'interno delle unità A e B (Fig. 7), è plausibile ritenere che l'evoluzione parossistica dell'Unità A (ed in particolare degli elementi A3 ed A4), abbia indotto spinte tali da determinare lo scivolamento in blocco (ovvero con limitatissima deformazione interna) delle masse rocciose costituenti la parte superiore dell'Unità B, ovvero in particolare di B1 e B2, e dello scorrimento in terra B3. Ciò ha determinato la rottura/taglio delle opere di sostegno costruite

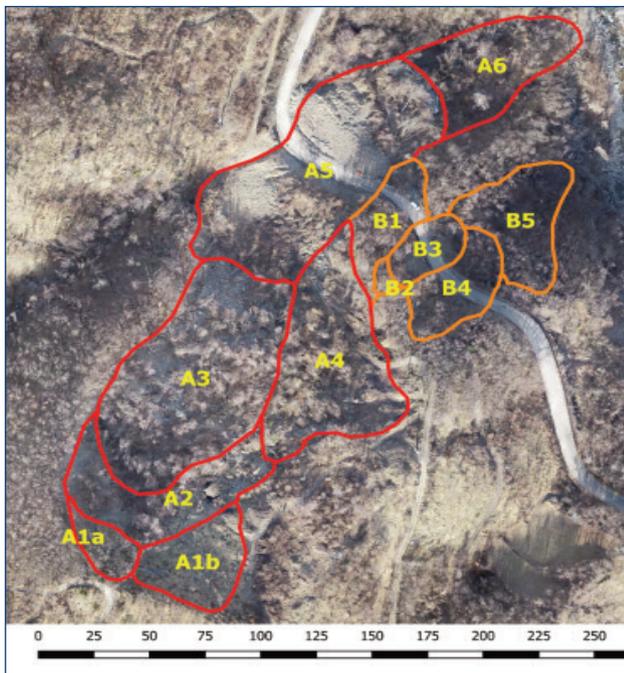


Figura 7.
Cartografia elementi di frana sovrapposti a ortofoto drone febbraio 2020.

in passato nel tratto stradale corrispondente a B3, determinando nel corso della primavera 2020 un progressivo peggioramento della stabilità della strada in tale tratta. Inoltre, è presumibile che, in assenza di ulteriori parossistiche evoluzioni dell'Unità A, gli elementi morfologici costituenti l'Unità B possano essere analizzati, ai fini delle condizioni di stabilità, come fenomeni a sé stanti, ovvero non direttamente condizionati dalla residua dinamica di versante che ancora caratterizza l'Unità A.

4. MONITORAGGIO EMERGENZIALE PER LA RIAPERTURA DELLA VIABILITÀ PROVVISORIA

Ai fini della riapertura della circolazione sulla S.P. n. 654R già dal mese di dicembre 2019, garantendo un controllo continuo dell'evoluzione del fenomeno, si è provveduto all'installazione di sistema di monitoraggio emergenziale della frana attraverso una stazione totale robotizzata installata sul versante opposto grazie alla predisposizione di pilastro removibile ed alimentazione con pannelli solari (Fig. 8).

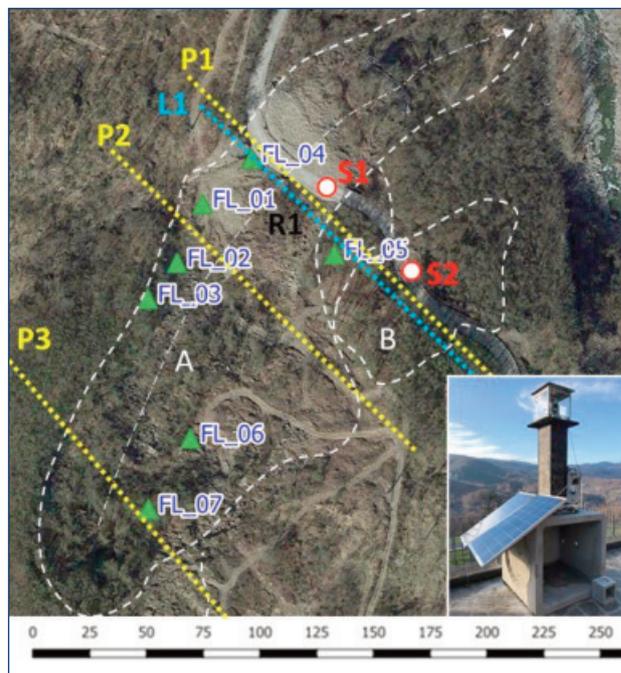


Figura 8.
Ubicazione planimetrica di monitoraggio ed indagini: Prismi di monitoraggio (FL_0X, nel riquadro in basso a destra - pilastro removibile di posizionamento della Stazione Totale robotizzata utilizzata per il monitoraggio); Profili sismici a rifrazione (P1-P2-P3), Tomografia elettrica (L1), prova MASW/Re.Mi (R1); Sondaggi geognostici (S1, S2).

Il monitoraggio è stato condotto nel periodo dal 05/12/2019 al 20/02/2020 (Fig. 9). Si sono registrati spostamenti massimi nell'ordine di 0.3 m nell'elemento A3 (prisma FL_02) mentre l'elemento A5 su cui corre la SP ha mostrato spostamenti di pochi cm (prismi FL_01, FL_04) che risultavano ormai a velocità nulla al momento di interruzione del monitoraggio. Appartengono all'unità B i prismi: FL_05; in particolare il primo è riferibile all'elemento B1, ed ha mostrato spostamenti di pochi cm che risultavano ormai a velocità nulla già a gennaio.

In considerazione del significativo rallentamento degli spostamenti, e dell'essenza di ulteriori accelerazioni anche in occasione di precipitazioni e col progredire degli scavi funzionali al ripristino della viabilità lungo la SP654R, la viabilità è stata riaperta al traffico alternato con controllo semaforico già a partire dal 17 dicembre 2019

(Fig. 9). Il monitoraggio è proseguito fino a febbraio 2020, quando è stato interrotto in considerazione della sostanziale assenza di movimenti significativi residui.

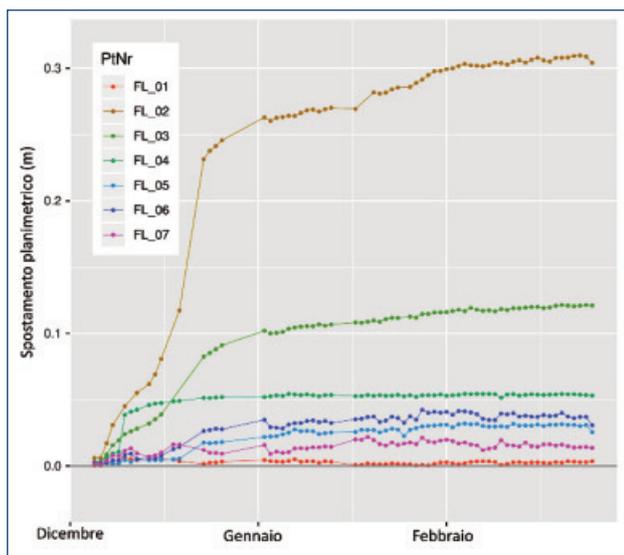


Figura 9.
Spostamenti registrati dal 05/12/2019 al 20/02/2020.

5. DEFINIZIONE DEL MODELLO GEOLOGICO E GEOTECNICO IN PROSPETTIVA INTERVENTI

5.1 Indagini geognostiche

Tempestivamente, in parallelo al monitoraggio emergenziale, già nel dicembre 2019 sono state condotte indagini geognostiche costituite da sondaggi a carotaggio ed indagini geofisiche (sismica rifrazione, geoelettrica, MASW) in corrispondenza del dissesto franoso. Ciò al fine di raccogliere elementi conoscitivi utili alla tempestiva progettazione di interventi di consolidamento, che richiedono la definizione del modello geologico e geotecnico alla scala del versante. Le perforazioni a carotaggio continuo diametro 101 mm sono state effettuate a secco in terreni sciolti e con circolazione di acqua in corrispondenza di orizzonti lapidei. Durante il carotaggio sono stati raccolti campioni disturbati da avviare a prove di laboratorio su provini ricostruiti. La scelta si motiva con le caratteristiche di etero-

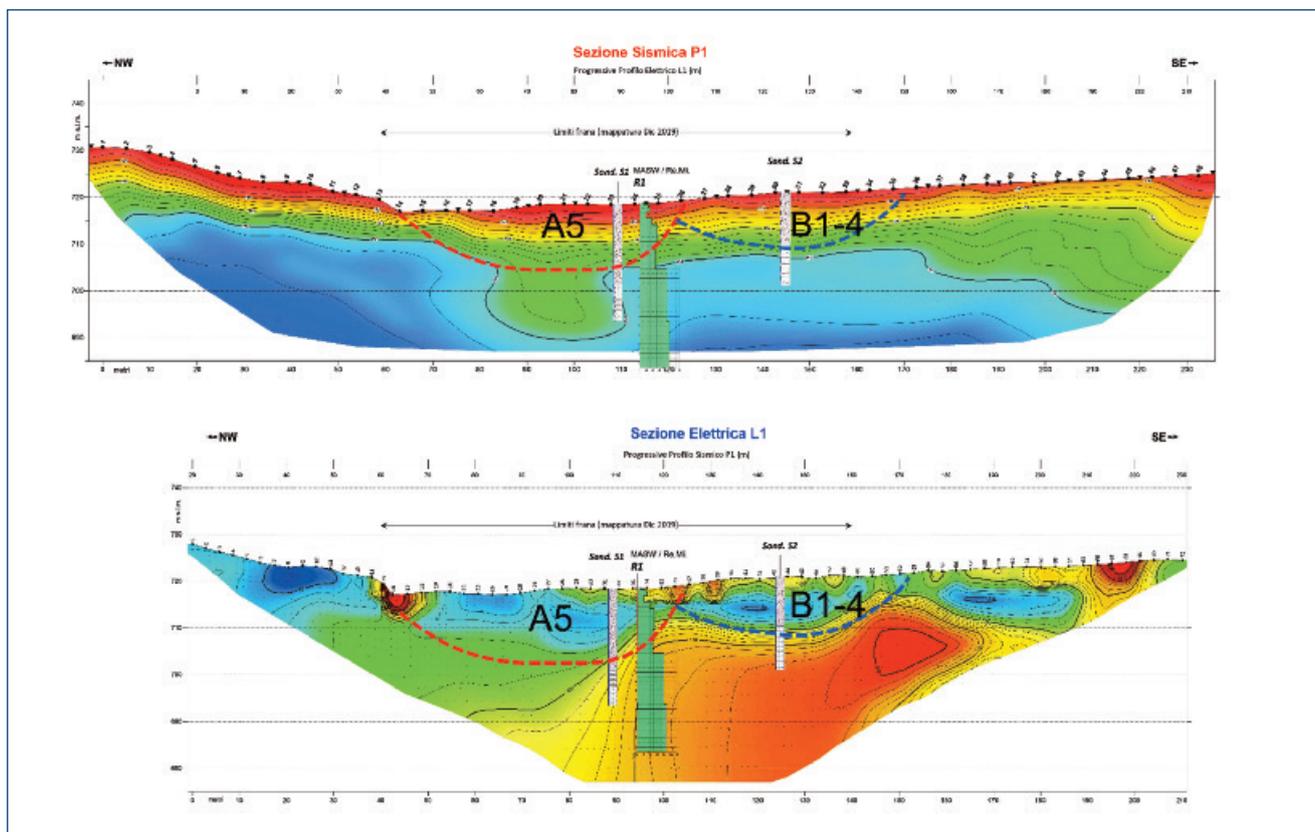


Figura 10.
Sezione trasversale lungo S.P. 654 - linea sismica P1 e la linea geoelettrica L1.

geneità dei terreni di frana, che in ogni caso avrebbero necessitato in laboratorio di setacciatura.

In sintesi, i sondaggi hanno evidenziato, pur con un certo grado di incertezza legato al disturbo del materiale carotato:

Sondaggio S1: 0 -13.8 m: deposito di frana costituito da detrito in matrice limo-argillosa; 13.8 - 25.0 m: substrato roccioso fratturato ascrivibile al Flysch di Monte Caio.

Sondaggio S2: 0 -10.5 m: deposito di frana costituito da detrito in matrice limo-argillosa; 10.5 - 20.0 m: substrato roccioso fratturato ascrivibile al Flysch di Monte Caio.

Le linee geofisiche sono state effettuate trasversalmente al corpo di frana in ragione delle condizioni logistiche in essere al momento di realizzazione dei rilievi, ovvero del fatto che il corpo di frana era al momento ancora completamente occupato da alberi ribaltati e la percorrenza del corpo in senso longitudinale risultava sostanzialmente proibitiva.

La linea sismica P1 e la linea geoelettrica L1, rea-

lizzate lungo l'asse stradale, evidenziano entrambe uno spessore massimo di frana nell'elemento scivolamento di terra A5 nel tratto nell'ordine dei 14 m, del tutto compatibile con quanto rilevato da sondaggio S1. Inoltre, mostrano abbastanza chiaramente la presenza delle unità A affiancata all'unità B (Fig. 13). Lo spessore di 14 m del corpo di frana in A5 è del tutto concorde con il passaggio a $V_s > 800$ m/s che la prova MASW evidenzia a 14 m di profondità (Fig. 10).

Lungo la sezione trasversale intermedia, la linea sismica P2 mostra uno spessore massimo dell'elemento scivolamento di terra A5 che si mantiene di circa 15 m, mentre lo spessore risulta di circa 10 m in corrispondenza dell'elemento scivolamento di terra A4 (Fig. 11). Lungo la sezione trasversale di monte, lo spessore del corpo di frana aumenta, con la linea sismica P3 che mostra uno spessore massimo dell'elemento di scivolamento di roccia A3 prossimo ai 20 m, raccordabile a partire dalla medesima profondità con le porzioni di scivolamenti di roccia meno evoluti A2 e A1b. (Fig. 11).

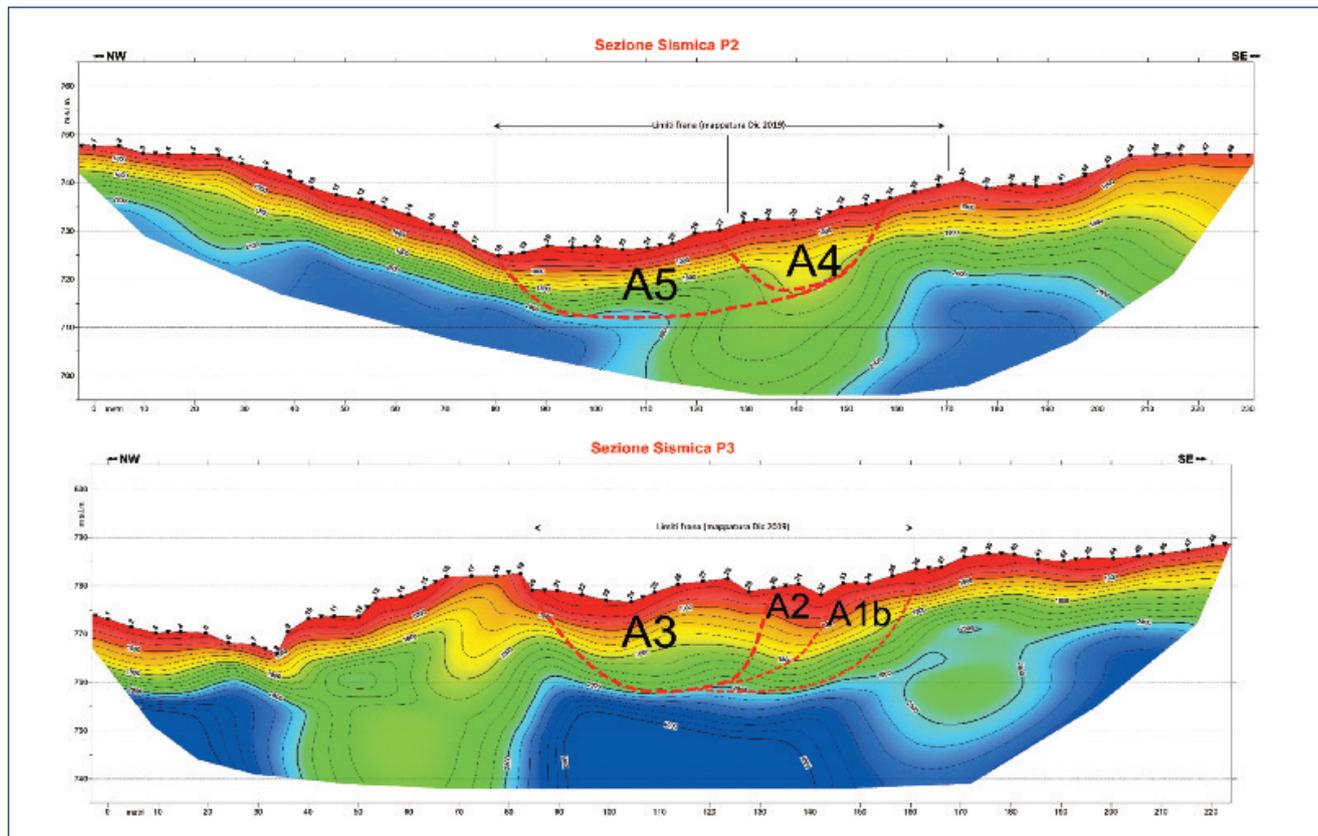


Figura 11. Sezione trasversale intermedia (linea sismica P2) e di monte (linea sismica P3).

5.2 Sezioni longitudinali di riferimento e parametrizzazione geotecnica e sismica

Integrando le evidenze geologiche e geomorfologiche di sito ed i risultati delle indagini geognostiche e geofisiche realizzate nelle settimane immediatamente successive l'evento, si è giunti a realizzare due sezioni longitudinali di riferimento per le principali unità di frana.

Per quanto riguarda l'unità A (Fig. 12), la sezione evidenzia la caratteristica di scorrimento roto-traslato della zona di distacco del fenomeno (con profondità massima della superficie principale nell'ordine di 20 m) e la caratteristica di frana di scorrimento traslativo nella porzione intermedia (ovvero in corrispondenza del tracciato

SP264R) e di piede del fenomeno (con spessori di deposito nell'ordine di 10-15 m).

La parametrizzazione geotecnica degli elementi di frana è avvenuta sulla base delle prove di laboratorio e della classificazione Hoek & Brown per gli ammassi rocciosi flyschoidi (Marinos and Hoek, 2001) (Tab. 1).

Le unità di frana riferibili a scorrimenti di terra (ES), sono state cautelativamente parametrizzate con valori caratteristici corrispondenti ai valori minimi ottenuti dalle prove di laboratorio eseguite in campioni rimaneggiati dei materiali di frana raccolti dal sondaggio S1. I risultati delle prove di laboratorio evidenziano in generale la presenza di un corpo di frana nell'unità A5 costituito da limo argilloso con ghiaia sabbiosa a bassa plasticità. Inoltre, i valori di angolo d'at-

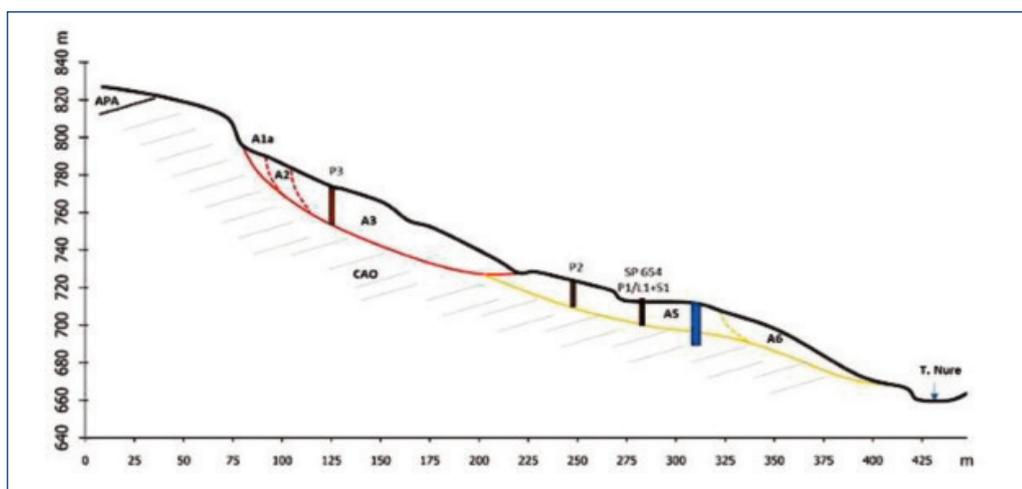


Figura 12.
Sezione longitudinale di riferimento Unità A.

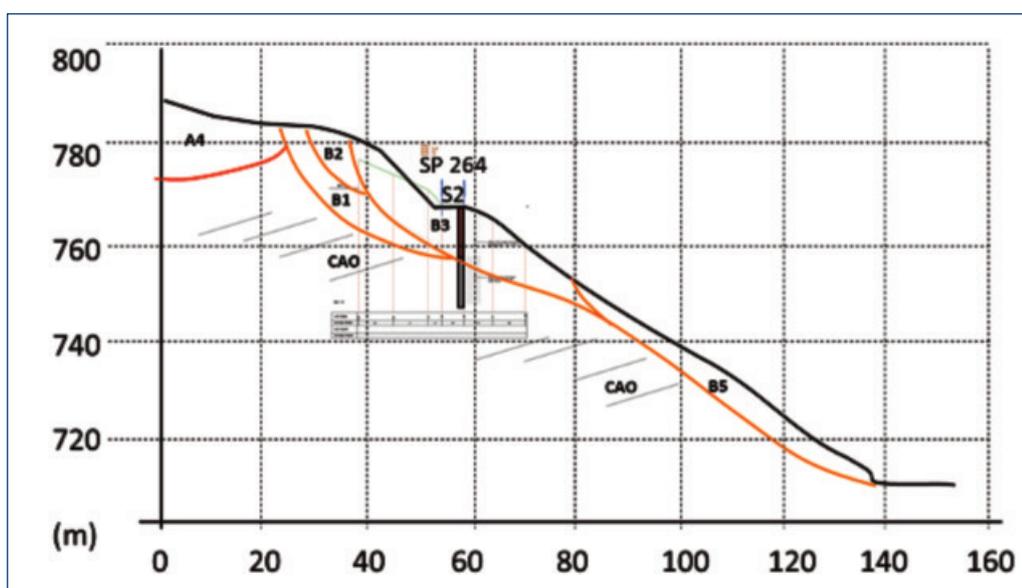


Figura 13.
Sezione longitudinale di riferimento Unità B.

trito e coesione efficace risultano circoscritti in range limitati, così come anche i valori di angolo d'attrito residuo.

Le unità di frana riferibili a scivolamenti di roccia (RS1, RS2) sono state invece parametrizzate attraverso l'utilizzo del sistema speditivo della classificazione Hoek & Brown per gli ammassi rocciosi flyschoidi considerando il coinvolgimento in frana come fattore di forte degrado dei parametri che concorrono alla caratterizzazione dell'ammasso roccioso.

L'unità di substrato (CA0) è stata anch'essa parametrizzata attraverso l'utilizzo del sistema speditivo della classificazione Hoek & Brown per gli ammassi rocciosi flyschoidi.

Infine, la prova MASW (R1) condotta lungo la SP 654R ha definito il terreno nell'unità A3 come terreno di "categoria B" con $V_{s_{eq}} = 374$ m/s con $H_{eq} = 14$ m (spessore di frana). Si ritiene che tale categoria possa essere di riferimento per l'intero corpo di frana.

6. INTERVENTI DI CONSOLIDAMENTO

Le valutazioni di carattere geologico e geomorfologico, unitamente ai risultati delle indagini di sito, hanno portato alla definizione preliminare di possibili interventi di consolidamento del versante.

Sulla base delle considerazioni di carattere geologico e geomorfologico riportate nei paragrafi precedenti, si è giunti ad individuare i seguenti possibili interventi di consolidamento.

Per quanto riguarda il tratto di S.P. n. 654R ricadente entro l'Unità A, è stato realizzato il rifaci-

mento della sede stradale con intervento di rimozione parziale del deposito di frana (intervento realizzato in somma urgenza nel dicembre 2019, vedi Fig. 14) ed è pianificata la realizzazione, di interventi di regimazione acque sub-superficiali tramite trincee drenanti, di lunghezza di circa 150 m lineari, spinte a profondità di 4 m, posta al passaggio tra elementi A3 ed A5 (dove le acque di infiltrazione entro l'elemento di roccia disgregata A3 vengono a giorno per la minore permeabilità di A5) ed entro elemento A4. Per quanto riguarda il tratto di S.P. n. 654R ricadente entro l'Unità B, è stato progettato e realizzato un intervento di consolidamento e messa in sicurezza del corpo stradale mediante l'esecuzione di (Fig.15):



Figura 14. Rifacimento della S.P. n. 654R con intervento di rimozione parziale del deposito di frana nel tratto ricadente entro l'Unità B (intervento realizzato in somma urgenza nel dicembre 2019).

TABELLA 1.

Parametrizzazione geotecnica unità di frana e di substrato.

Unità geot	γ (kN/m ³)	c' (KPa)	Φ' (°)	Φ'_{res} (°)	E (MPa)
ES	22	18	28	21	-
RS2	22	70	23	-	500
RS1	24	200	38	-	1250
CA0	26	620	51	-	4700
H&B par.	σ_{ci} (MPa)	GSI	mi	Applic.	H (m)
RS2	20	10	5	slope	60
RS1	40	20	10	slope	60
CA0	70	40	15	slope	60

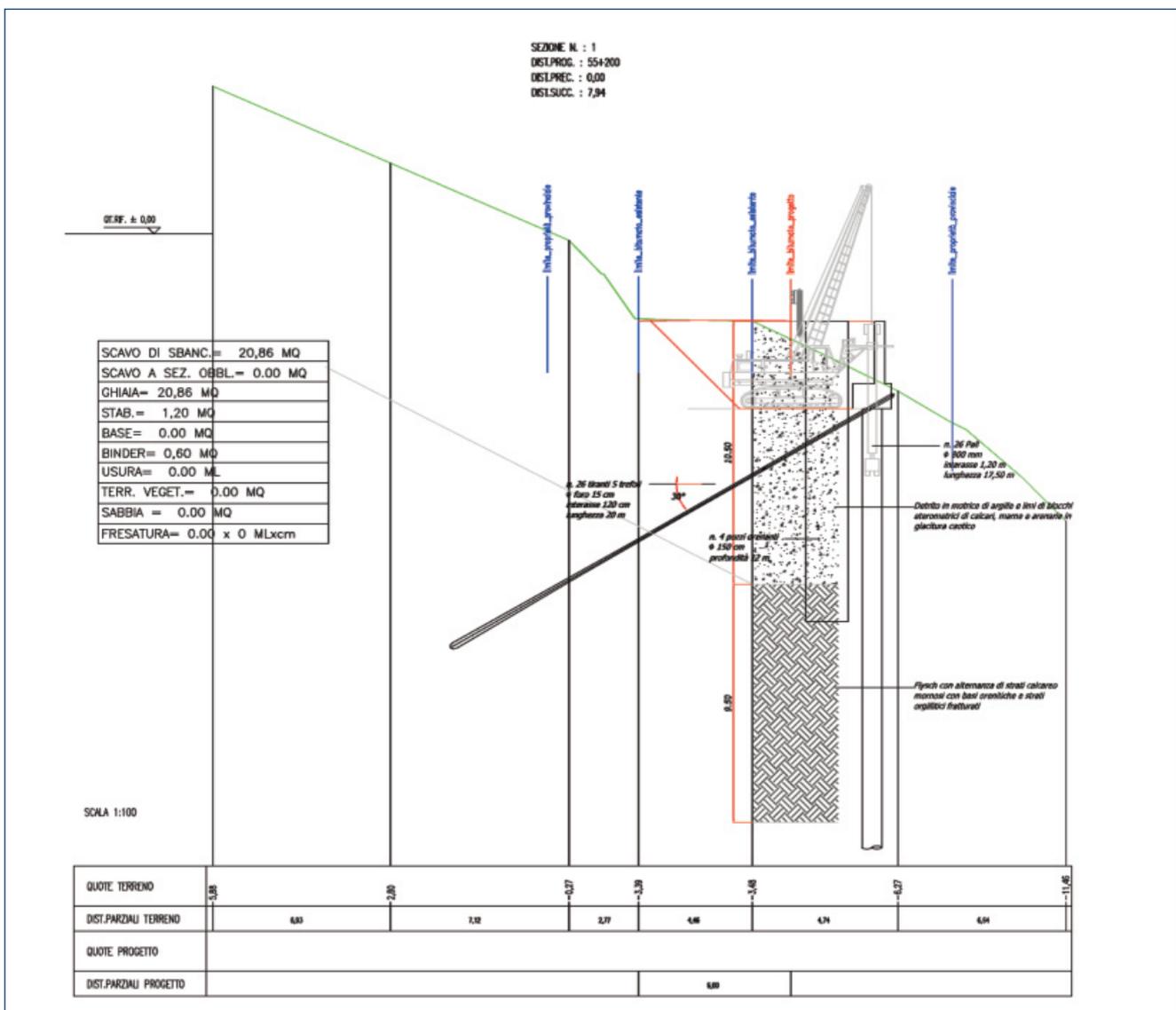
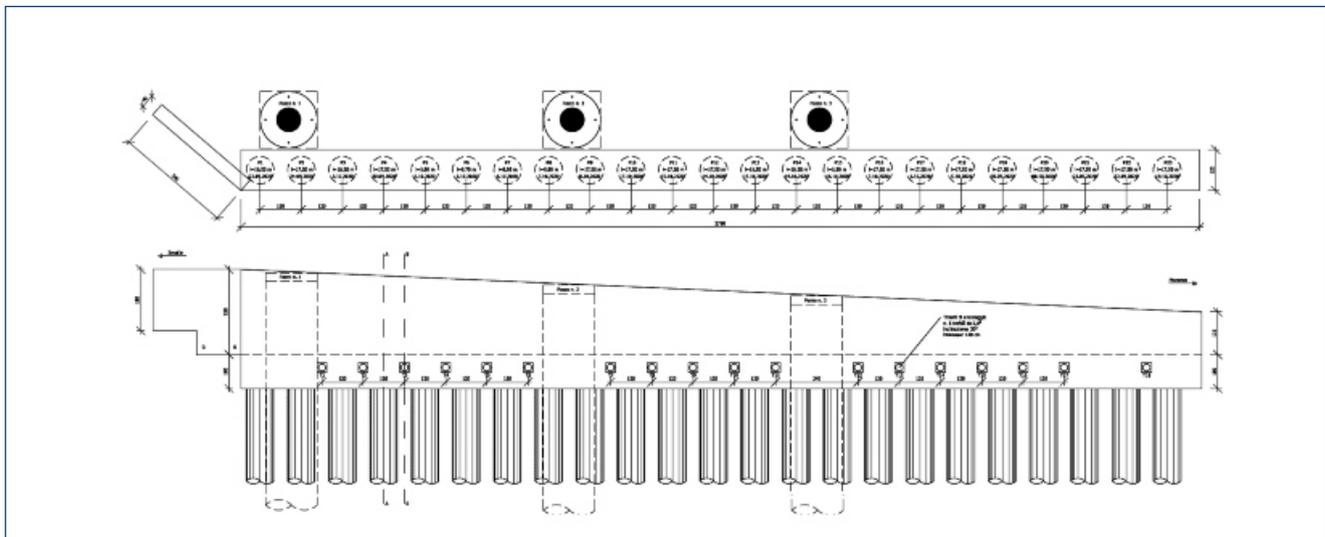


Figura 15. Prospetto planimetrico ed una sezione di progetto dell'intervento realizzato nella tratta di S.P. n. 654R ricadente entro l'Unità B.



Figura 16.
Pali, pozzi e tiranti durante le fasi di lavorazione di cantiere prima del getto della trave di testa. In alto a destra si notano le scarpate che saranno rimodellate a fine lavori ai fini di garantirne la stabilità.

- berlinese tirantata lunga 28 m (costituita da: 23 pali trivellati diametro 1 m di lunghezza effettiva tra 16.5 e 17.5 m, interasse 1.2 m;
- tiranti di ancoraggio lunghezza 20 m (n° 18, dotati di 5 trefoli da 0.6", inclinati 30°, interasse 120 cm);
- sistema di pozzi drenanti verticali con scarico a gravità tramite condotta di fondo per prevenire la formazione di spinte idrauliche a monte della struttura di sostegno (n° 3 pozzi diametro 150 cm, lunghezza 12 m);
- posa di barriere di sicurezza stradale del tipo bordo rilevato;
- ripresa della pavimentazione bituminosa e segnaletica orizzontale nei tratti interessati dai lavori.

I lavori sono stati assegnati il 2 aprile 2020 a



Figura 17.
La trave di testa di collegamento dei pali, con i tiranti d'ancoraggio prima della loro tesatura. Si notano in secondo piano i lamierini dei pozzi drenanti portati alla quota finale del piano viario.



Figura 18.
L'intervento strutturale completato, con in primo piano il paramento del muro in elevazione ed i chiusini d'ispezione dei pozzi drenanti.

cui è seguita la realizzazione nel corso dell'estate-autunno 2020. Il cantiere è stato gestito garantendo la transitabilità a senso unico alternato dell'arteria stradale. A tal fine, è stato necessario anche un limitato sbancamento verso monte degli ammassi rocciosi fratturati di frana. Inoltre, durante il cantiere, sono stati condotti diversi interventi di rimozione di limitate quantità di terreno franate sulla sede stradale in occasione di temporali estivi dai versanti di monte più acclivi, che saranno poi rimodellati ai fini di garantirne la stabilità. A dicembre 2020 i lavori sono stati sospesi, avendo raggiunto il completamento della berlinese e dei pozzi drenanti. Nelle figure 16, 17 e 18 sono riportate immagini del cantiere durante la costruzione ed al completamento dell'opera strutturale.

7. CONCLUSIONI

La frana di Folli che nel novembre 2019 ha interessato la S.P. n. 645R in Provincia di Piacenza rappresenta un esempio di come anche situazioni di una certa gravità a carico della rete viaria possano essere gestite con tempestività grazie alla sinergia tra diversi Enti. Nello specifico, anche grazie alla possibilità di avviare in tempi strettissimi un monitoraggio emergenziale del versante che consentiva un controllo in continuo degli spostamenti del versante, è stato possibile riaprire in sicurezza la viabilità in modalità provvisoria già pochi giorni dopo l'evento che aveva

completamente distrutto la sede stradale. Inoltre, l'aver accompagnato le attività di somma urgenza di ripristino stradale con una campagna di rilievi geologico-geomorfologici e di indagini di sito, ha permesso in tempi rapidi di arrivare a progettare e realizzare un primo stralcio di lavori strutturali atti a migliorare le condizioni di stabilità e sicurezza della strada. In tale contesto, le competenze di natura geologica sono risultate di fondamentale importanza, in quanto hanno consentito di caratterizzare le dinamiche di versante ed individuare le più opportune modalità di intervento in tutte le fasi di gestione della problematica.

BIBLIOGRAFIA

- Ciccarese G., Mulas M., Alberoni P.P., Truffelli G., Corsini A. (2020) Debris flows rainfall thresholds in the Apennines of Emilia-Romagna (Italy) derived by the analysis of recent severe rainstorms events and regional meteorological data. *Geomorphology*, 358, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107097>
- Marinos, P., Hoek, E. (2001). Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch. *Bull Eng Geol Environ* 60, 85–92.
- Mulas, M., Ciccarese, G., Ronchetti, F. et al. Slope dynamics and streambed uplift during the Pergalla landslide reactivation in March 2016 and discussion of concurrent causes (Northern Apennines, Italy). *Landslides* 15, 1881–1887 (2018). <https://doi.org/10.1007/s10346-018-1039-4>
- Regione Emilia-Romagna (2012). Dati sulle frane di Province e Comuni - Franosità delle reti stradali. pubblicato il 6 febbraio 2012 - ultima modifica 25 novembre 2019. <https://ambiente.regione.emilia-romagna.it/it/geologia/geologia/dissesto-idrogeologico/dati-relativi-al-dissesto-di-province-e-comuni#autotoc-item-autotoc-3>
- Ciccarese G., Truffelli G., Corsini A. (2018) – 'Colate detritiche durante gli eventi alluvionali del 13 ottobre 2014 in provincia di Parma e 13-14 settembre 2015 in provincia di Piacenza' pubblicato sulla Rivista Il Geologo dell'Emilia-Romagna, link <http://www.geologie-miliaromagna.it/wp-content/uploads/IL-GEOLOGO-EMILIA-ROMAGNA-n.4.2018-WEB.pdf>

COMUNICAZIONE DEL 27 NOVEMBRE 2020 IN MERITO ALLE ELEZIONI OGER

Gentili colleghi,

con la presente comunicazione si riassume puntualmente la situazione attuale delle elezioni OGER.

Da circa 4 anni, esattamente dall'insediamento di questo Consiglio, 16 dicembre 2016, è nota quale sarà la strada per le elezioni OGER. Il decreto del Presidente della Repubblica 8 luglio 2005 n. 169, regolamento per il riordino del sistema elettorale e della composizione degli organi professionali è molto chiaro, all'Articolo 3, Elezioni dei consigli territoriali recita: 1. L'elezione del consiglio dell'ordine è indetta dal consiglio in carica almeno cinquanta giorni prima della sua scadenza. Il concetto è ribadito con lettera del ministero inviata ad OGER in cui si precisa che il Consiglio eletto, salvo reclamo, resterà in carica fino al 16 dicembre 2020 a norma dell'art. 2, comma 4, del D.P.R. 8 luglio 2005, n. 169.

Sicuramente le norme sono note a chiunque voglia presentarsi e candidarsi alla guida di codesto ENTE.

All'approssimarsi della data delle indizioni codesto Ordine si è posto, ovviamente il problema della concomitanza con le problematiche relative al Covid19; proprio nei giorni antecedenti alla scadenza per le indizioni una recrudescenza della situazione induceva il governo a discutere l'emanazione di un nuovo DPCM. Il Presidente del Consiglio, Giuseppe Conte, ha firmato il Dpcm il 24 ottobre contenente le nuove misure per fronteggiare l'emergenza epidemiologica da Covid-19.

Nell'immediatezza dell'uscita del Dpcm, insieme al consulente Legale dell'Ordine (nelle giornate di sabato e domenica) lo si è visitato e preso atto che non vi erano ostruzioni all'indizione delle elezioni e che le stesse dovevano obbligatoriamente essere indette nei termini di legge pena il possibile commissariamento dell'Ordine.

Nel rispetto della normativa il giorno 26 ottobre 2020, il Consiglio dell'ordine dei Geologi dell'Emilia-Romagna indiceva le elezioni per il rinnovo del Consiglio.

Conseguentemente e celermente si è provveduto a comunicare a mezzo pec l'avvenuta indizione e ad inviare la stessa comunicazione a mezzo di raccomandata con busta e scheda elettorale. Le operazioni si sono svolte in forma celere e certa, tanto è vero che già in data giovedì 29 ottobre gli iscritti hanno incominciato a ricevere la busta con la possibilità di votare.

Nei giorni seguenti, le operazioni di voto tramite posta si sono svolte, nel rispetto del DPCM e delle ordinanze regionali, in maniera regolare, tanto è vero che in alcuni casi la prenotazione presso gli uffici dell'anagrafe ha evitato lunghe file.

Nella giornata di lunedì 2 novembre sono stato raggiunto da una telefonata del Segretario del Consiglio Nazionale dei Geologi in cui riconoscendo la legittimità dell'indizione delle elezioni, mi si paventava l'ipotesi della sospensione delle elezioni inseguito all'evoluzione indotta dal Covid19.

Nella tarda serata del 3 novembre è arrivata la PEC dal Consiglio Nazionale dei Geologi con l'informazione circa il "differimento date di svolgimento delle elezioni per il rinnovo dei consigli e degli ordini regionali" interpretando ed applicando l'art. 31, comma 3, del decreto legge 28 ottobre 2020, n. 137 (uscito esattamente 2 giorni dopo all'indizione delle elezioni).

Nei giorni successivi duole constatare l'invio in forma massiva di mail contenenti informazioni errate circa lo svolgimento delle elezioni e critiche nei confronti di codesto ENTE, pertanto è bene precisare quanto segue:

- alla data del 26 ottobre 2020 non vi era nessuna possibilità di indire elezioni online;
- l'indizione delle elezioni il 26 ottobre è un atto dovuto e lecito nel rispetto della normativa e delle istituzioni;
- proprio per il rispetto degli iscritti si è scelto l'invio di una raccomandata con la quale è possibile conoscere il tracciamento, dove come e quando è arrivata; le elezioni al seggio si sarebbero svolte nel rispetto dei protocolli Covid19;
- ci duole essere accusati di mancanza di responsabilità nei confronti dei nostri dipendenti che dall'inizio della pandemia sono stati oggetti della massima attenzione ai fini della loro sicurezza (come dimostrato da quanto messo in atto) nel rispetto dei vari dpcm, delle ordinanze regionali e del protocollo covid interno;
- OGER aveva ben chiaro le eventuali criticità che si sarebbero potute verificare durante lo svolgimento delle elezioni, compresa la possibilità di una loro eventuale interruzione nel caso di dpcm e ordinanze regionali che ne impedissero lo svolgimento; d'altra parte, in questo stesso periodo altri ordini/collegi professionali hanno indetto e svolto le elezioni affrontando gli stessi problemi dovendo ottemperare ad una norma di legge.

Allontaniamo subito qualsiasi sospetto circa la nostra affezione alle elezioni tradizionali per posta e al seggio, ben venga, finalmente, la nuova modalità di voto online; ci dispiace che il tutto sia avvenuto in una convulsione di decisioni ad elezioni in corso, con raccomandate di voto in partenza e in arrivo, e soprattutto con polemiche di basso spessore.

Il rispetto delle istituzioni, della legge e degli iscritti, sono fondamentali per il prosieguo dell'attività ordinistica. In questo momento serve grande senso di responsabilità e civismo, seguendo le regole e se serve facendo sacrifici.

Buon lavoro e cordiali saluti

a cura del Presidente Paride Antolini

SUPERBONUS 110% ED EQUO COMPENSO: PRATICHE DIFFUSE E POCO CHIARE CHE RICHIEDONO ATTENZIONE E PRUDENZA

Bologna, 3 dicembre 2020

c.a. Geologi dell'Emilia-Romagna

Gentili colleghi,

con la presente comunicazione, l'Ordine dei Geologi dell'Emilia-Romagna approfondisce alcune tematiche riguardanti la gestione dei progetti che sfruttano le detrazioni previste dal Decreto Rilancio (cosiddetto Superbonus 110%) e rendere nota una pratica che rischia di alterare il mercato e il decoro professionale.

Si segnala che nella procedura già complessa come quella disegnata dal Decreto Rilancio, di recente si stanno inserendo operatori economici quali società commerciali (s.r.l., etc.) che pare non siano identificabili come società di ingegneria, società fra professionisti o studi associati e che garantiscono di coordinare l'operato di professionisti, imprese e fornitori senza chiarire gli aspetti di indipendenza e terzietà. Gli interventi di questi operatori economici, tuttavia, non sono ancora ben inquadrati dalla prassi e occorre fare molta attenzione.

Si segnalano inoltre attività di noti istituti bancari che propongono anch'essi pratiche di indistinta valutazione delle attività con proposte che comprendono prestazioni professionali tecniche riservate tra servizi a "listino". Anche in questo caso senza precisa indicazione sulle professionalità tecniche coinvolte che non sono quindi riconducibili a liberi professionisti eventualmente organizzati in forma di società di ingegneria, società fra professionisti o studi associati; con l'aggiunta di una probabile elusione dei principi definiti dai decreti e dalle norme sull'equo-compenso.

Si evidenzia, peraltro, che i margini applicati da questi operatori a fronte di prestazioni e servizi svolti da altri, difficilmente possono essere inseriti nel quadro finanziario dell'intervento soggetto a Superbonus 110% e, se mai fossero inseriti, il rischio di contestazione nei confronti del professionista che attesta la congruità dei costi è notevole ed imprevedibile con presunti risvolti civili e penali circa l'identificazione della prestazione e la giusta fatturazione, la definizione delle responsabilità oggettive e non ultima la chiarezza verso il committente/cittadino.

Quindi ai già evidenziati difetti comunicativi di un "tutto gratis" che non è semplicemente la verità nelle mille occasioni e variabili già verificate, si aggiungono alcune azioni sinceramente poco comprensibili e che tendono a confondere la figura del committente nei confronti dei professionisti che agiscono all'interno del Superbonus 110%.

Inoltre, si richiamano i contenuti dell'Allegato A p.to 13 del Decreto Requisiti MISE (Decreto 6 agosto 2020), il quale specifica chiaramente che i corrispettivi sono commisurati al livello qualitativo delle prestazioni di progettazione adottato ai sensi dell'articolo 24, comma 8, del Decreto legislativo n. 50 del 2016 e quindi indirettamente rafforza i contenuti della Legge sull'Equo-compenso (Legge 172/2017), che deve risultare proporzionato alla quantità e alla qualità del lavoro svolto, nonché al contenuto e alle caratteristiche della prestazione professionale e non sia connotato da vessatorietà.

Appare opportuna la prudenza su questi aspetti fondamentali e, essendo la posta in gioco molto alta, non è il caso di rischiare che alcune procedure un domani vengano contestate.

Vogliamo rimarcare la necessità che le prestazioni professionali siano riconducibili ad un contratto con stima degli onorari, conformemente al Decreto citato, stipulato tra il fruitore/titolare della detrazione e i professionisti incaricati, con anche particolare riferimento alle asseverazioni previste dai decreti.

Per questo motivo, l'Ordine dei Geologi dell'Emilia-Romagna, assieme agli altri Ordini e Collegi di area tecnica ed Economica, sta predisponendo attività formativa e si è impegnato nel promuovere la giusta informazione verso gli iscritti ed i cittadini.

Siamo inoltre disponibili ad accogliere segnalazioni o richieste di chiarimenti in merito alla tematica e a farsi promotore presso il Consiglio Nazionale dei Geologi affinché queste ed altre vulnerabilità vengano affrontate, eventualmente sanate e chiarite.

Confidiamo nella Vostra collaborazione, al fine di tutelare e supportare, nel miglior modo possibile, la categoria professionale.

Buon lavoro e cordiali saluti.

a cura del Presidente Paride Antolini

COMUNICATO STAMPA DELL'ORDINE DEI GEOLOGI DELL'EMILIA-ROMAGNA

Bologna, 6 Dicembre 2020

I dissesti che in queste ore colpiscono la nostra Regione sono, come purtroppo sappiamo, solo gli ultimi in ordine di tempo e non è difficile prevedere che altri ne seguiranno in futuro. Il 90% dei Comuni italiani ha, nel proprio territorio, aree ad elevata criticità, sismica o idrogeologica. Per questo motivo l'Ordine dei Geologi dell'Emilia-Romagna ritiene URGENTE e PRIORITARIO che la prevenzione del rischio sismico e idrogeologico sia messa fra i primi temi di intervento del governo regionale. Serve subito un programma di azioni concrete, supportato da risorse immediatamente spendibili, in modo da creare investimenti duraturi che determinino risparmi di vite umane e sicurezza permanente e in modo da ridurre il più possibile il numero di costosi interventi post-evento. Occorre mettere in campo strumenti e professionalità che individuino e valutino i rischi territoriali e, in ragione della Pericolosità e del Rischio, definiscano validi piani di intervento che permettano di determinare le priorità da affrontare e di progettare gli interventi di prevenzione o mitigazione del rischio. Strumenti come banche dati e elaborati cartografici, per esempio, che i geologi ritengono debbano essere dinamici e non statici, nel senso che vanno periodicamente aggiornati e devono trovare un immediato riscontro negli strumenti urbanistici comunali. L'eccessiva frammentazione delle competenze, che spesso si ostacolano fra di loro, è fonte di incertezze sia nell'individuazione di chi deve intervenire sia nel determinare fin dove sia necessario intervenire, creando continui alibi e continui rinvii.

Occorre porre l'attenzione alle professionalità presenti nella pubblica amministrazione ai vari livelli, locale e regionale, dove la geologia non è sempre rappresentata. Non si tratta ovviamente di una mera richiesta di posti di lavoro, ma della consapevolezza che le calamità naturali e la stessa evoluzione del nostro territorio non possono essere efficacemente e validamente affrontati senza conoscere i principi fondamentali della geologia.

Occorre creare opportunità per il mondo dei liberi professionisti, preparare figure specializzate negli enti pubblici, elevare la qualità, pensare a strutture fatte dalle figure professionali adeguate che si occupino in maniera esclusiva del territorio per tutte le sue componenti, dalle frane alle alluvioni, dalla forestazione alla determinazione di buone pratiche quotidiane nella gestione del territorio, sia durante le fasi di emergenza sia, in particolare, durante i periodi di "pace".

Deve essere strategico disegnare un futuro dove immaginiamo che la gente possa vivere, muoversi e produrre anche in un territorio difficile, oggetto di criticità sismiche e, come abbiamo visto oggi, idrogeologiche. Nella gestione del territorio, alla protezione civile, fondamentale per la capacità di rispondere alle emergenze, devono essere affiancate strutture, università e professionisti competenti che agiscano in modo da arrivare ad una vera prevenzione, espressione di conoscenza e di condivisione con gli enti locali e la società civile. Se vogliamo realmente iniziare a fare qualcosa per la "prevenzione" occorre tenere ben presenti i ruoli e le competenze del mondo delle professioni tecniche e investire sempre più nella direzione della specializzazione e complementarietà di queste, esaltando il ruolo di tutte le categorie, nessuna esclusa.

"Tanto è stato fatto in questa Regione per contribuire alla crescita del mondo geologico pubblico e privato, ma molto di più bisogna fare per adeguarsi ai cambiamenti e aggiornarsi alle conoscenze."

I Geologi dell'Emilia-Romagna, consapevoli del loro ruolo, anche se talora sottovalutato dalle stesse istituzioni, ritengono che la corretta gestione e la messa in sicurezza del territorio non possa prescindere dall'affrontare gli aspetti fondamentali sopra citati.

a cura del Presidente Paride Antolini

il GEOLOGO

DELL'EMILIA-ROMAGNA

Bollettino Ufficiale d'Informazione dell'Ordine dei Geologi
della Regione Emilia-Romagna
2020 n.11/12

Registrato al Tribunale di Bologna
con il n. 6496 dal 7/11/1995

Ordine dei Geologi dell'Emilia-Romagna

Via Guerrazzi, 6, 40125 Bologna
Tel. e Fax 051 2750142
info@geologiemiariomagna.it

www.geologiemiariomagna.it

Per la Pubblicità sulla rivista

AGICOM srl

Viale Caduti in Guerra 28, Castelnuovo di Porto - Roma
Tel: +39 06 9078285 - Fax: +39 06 9079256
agicom@agicom.it

www.agicom.it