



Siccità, scarsità e crisi idriche

Il contributo della ricerca
a supporto della definizione
del bilancio idrico

A cura di
Emanuele Romano
Ivan Portoghese



HABITAT SIGNA

Studi e ricerche su sistema terra e ambiente

collana del
Consiglio Nazionale delle Ricerche
Dipartimento Scienze del sistema terra e tecnologie per l'ambiente

diretta da
Francesco Petracchini

comitato scientifico a cura del consiglio scientifico di dipartimento
Andrea Billi, Claudio Faccenna, Gian Luigi Liberti, Andrea Rinaldo, Sabrina Speich

comitato editoriale
Sara Di Marcello, Maria Elena Martinotti

ideazione del nome e design della collana
Lucia Caraffa

Siccità, scarsità e crisi idriche

Volume 1 della collana HABITAT SIGNA

editing
Sara Di Marcello, Ivan Portoghese, Emanuele Romano, Angelica Zonta

impaginazione e copertina
Lucia Caraffa

graphical abstract
Matteo Tucci
www.luminescentia.com

crediti fotografici

Copertina e pag. 4 - Greg Montani, Pixabay.com; pagg. 20, 27, 562 - Carolyn, Pexels.com; pag. 238 - George Becker, Pexels.com; pagg. 477 e 512 - Frank Cone, Pexels.com; pag. 482 - FOX, Pexels.com; pag. 495 - Teono123, Pexels.com
Freepik.com: pagg. 30, 47, 50, 56, 68, 70,75, 86, 89, 96, 99, 104, 118, 121, 202, 212, 258, 268, 278, 284, 301, 303, 304, 311,325, 328, 339, 347, 350, 357, 366, 369, 384, 388, 391, 397, 406, 401, 402, 432, 426, 438, 440, 461, 480, 513, 514, 517, 518, 523, 541.
L'Editore è a disposizione degli aventi diritto per eventuali inesattezze nella citazione delle fonti.

© Cnr Edizioni, 2024

P.le Aldo Moro 7
00185 Roma
www.edizioni.cnr.it

ISSN 3035-2290

ISBN (ed. stampa) 978 88 8080 673 8

ISBN (ed. digitale) 978 88 8080 674 5

DOI <https://doi.org/10.69115/habitatsigna-2024-1>



This work is licensed under CC BY-SA 4.0



Siccità, scarsità e crisi idriche

Il contributo della ricerca
a supporto della definizione
del bilancio idrico

A cura di
Emanuele Romano
Ivan Portoghese



Indice

[5](#)
[21](#)

Prefazioni
Introduzione

[29](#)

1

Il bilancio idrologico, la disponibilità di risorsa idrica e il bilancio idrico

a cura di **Stefano Mariani**
Istituto superiore per la protezione e la ricerca ambientale (ISPRA)

[49](#)

2

La governance dell'acqua in Italia

a cura di **Gerardo Sansone**
Presidenza del Consiglio dei ministri

[73](#)

3

Previsione, prevenzione e contrasto delle crisi idriche: il valore aggiunto della conoscenza tecnico-scientifica nelle attività di protezione civile

a cura di **Andrea Duro**
Dipartimento della protezione civile

[103](#)

4

Il regime meteo-climatico

a cura di **Stefano Federico**
CNR - Istituto di scienze dell'atmosfera e del clima (ISAC)

[145](#)

5

La criosfera

a cura di **Fabrizio de Blasi**
CNR - Istituto di scienze polari (ISP)

[201](#)

6

Il suolo e la zona insatura

a cura di **Marco Berardi**
CNR - Istituto di ricerca sulle acque (IRSA)

[237](#)

7

Acque superficiali e invasi

a cura di **Luca Brocca**
CNR - Istituto di ricerca per la protezione idrogeologica (IRPI)

[267](#)

8

Acque sotterranee

a cura di **Cristina di Salvo**
CNR - Istituto di geologia ambientale e geoingegneria (IGAG)
Matia Menichini
CNR - Istituto di geoscienze e georisorse (IGG)

[327](#)

9

Interazione acque continentali - acque marine

a cura di **Christian Ferrarin**
CNR - Istituto di scienze marine (ISMAR)

[349](#)

10

Le risorse idriche non convenzionali

a cura di **Domenica Mosca Angelucci**
CNR - Istituto di ricerca sulle acque (IRSA)

[386](#)

11

Gli utilizzi idrici e la gestione sostenibile delle risorse

a cura di **Marco Lauteri**
CNR - Istituto di ricerca sugli ecosistemi terrestri (IRET)
Emanuele Romano e **Ivan Portoghese**
CNR - Istituto di ricerca sulle acque (IRSA)

[475](#)

12

Siccità ed ecosistemi

a cura di **Fabrizio Stefani**
CNR - Istituto di ricerca sulle acque (IRSA)

[513](#)

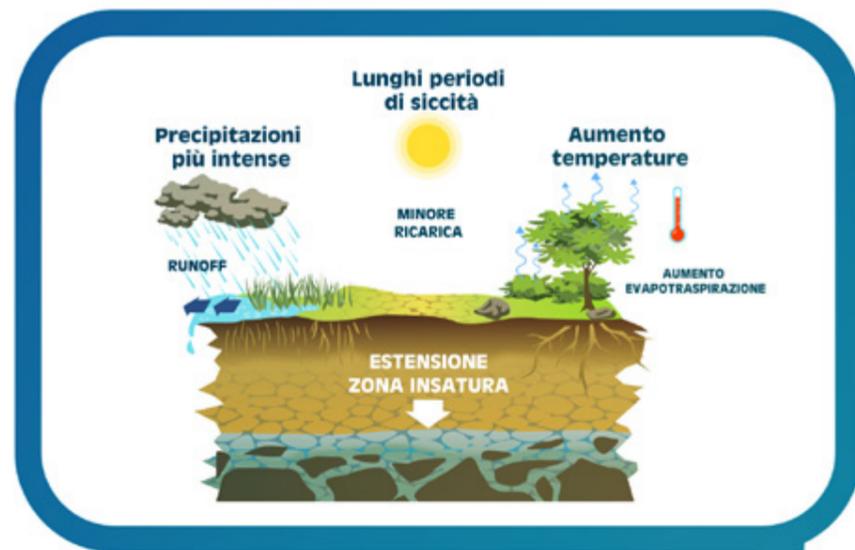
13

Siccità e Land Degradation

a cura di **Vito Imbrenda**
CNR - Istituto di metodologie per l'analisi ambientale (IMAA)

[554](#)

Conclusioni



Keywords

soil moisture monitoring
 characterization of unsaturated media
 geophysical methods
 remote sensing
 Richards equation

Parole-chiave

monitoraggio dell'umidità del suolo
 caratterizzazione dei mezzi non saturi
 metodi geofisici
 telerilevamento
 equazione di Richards

Curatore

Marco Berardi
 CNR
 Istituto di ricerca sulle acque

Con contributi di

CNR
 Istituto di ricerca sulle acque
Maria Clementina Caputo
 Lorenzo De Carlo

 CNR
 Istituto di ricerca per la
 protezione Idrogeologica
Luca Brocca

Il suolo e la zona insatura

6

6.1	Introduzione	203
6.2	Monitoraggio	205
6.2.1	Monitoraggio dell'umidità del suolo	205
6.2.2	Metodi di caratterizzazione idraulica della zona insatura	208
6.3	Regime pregresso e stato attuale	216
6.4	Impatti del cambiamento climatico sul suolo e sull'interazione suolo-atmosfera	218
6.5	Strumenti modellistici di analisi e previsionali	220
6.6	Le domande di ricerca	224
6.7	Referenze bibliografiche	227

La zona insatura, anche detta zona vadosa, è la porzione di sottosuolo compresa tra il piano campagna e la falda. Costituita da suolo e/o da rocce i cui pori (vuoti) contengono sia aria che acqua, rappresenta una parte importante del ciclo idrologico terrestre poiché in essa avvengono processi biologici, chimici, e fisici che coinvolgono l'idrosfera, la biosfera e la litosfera. La zona insatura, infatti, è parte della Earth Critical Zone (ECZ, <https://criticalzone.org/>), definita come uno strato superficiale della Terra, spesso alcune decine di metri, nel quale avvengono processi e complesse interazioni che, interessando roccia, suolo, acqua, aria e organismi viventi, regolano l'habitat naturale, determinano la disponibilità di risorse e, quindi, condizionano l'esistenza della vita sulla Terra.

Il concetto di ECZ, introdotto dal National Research Council degli Stati Uniti nel 2001 (NRC, 2001) e continuamente perfezionato da nuove e differenti formulazioni, negli ultimi anni ha richiamato l'attenzione del mondo scientifico sulle interazioni tra suolo, roccia, acqua, aria e organismi viventi, utilizzando un approccio interdisciplinare e integrato attraverso osservazioni sul campo, analisi di dati esistenti, utilizzo di strumenti tecnologici e modellistici avanzati.

Nello specifico, questo capitolo si focalizza sui processi che avvengono nel suolo e sottosuolo insaturo nonché sui metodi e strumenti di investigazione impiegati per lo studio degli stessi. La zona insatura, infatti, pur non fornendo direttamente acqua per i diversi utilizzi antropici, esercita attraverso il contenuto di acqua nel suolo, un ruolo fondamentale nel controllo delle funzioni vitali (fotosintesi e traspirazione) delle piante e dei processi di flusso dell'acqua e di trasporto dei contaminanti in falda nel sottosuolo. In particolare, la distribuzione ottimale di acqua nel suolo, direttamente disponibile per le piante, condiziona il deficit idrico e quindi lo stress per le colture. D'altro canto, la velocità con cui l'acqua e gli eventuali inquinanti, sia di natura chimica che biologica da essa veicolati, si muove dalla superficie del suolo alla falda, condiziona il tasso di ricarica dell'acquifero nonché la potenziale contaminazione della risorsa idrica sotterranea.

In termini di bilancio idrologico, la variazione totale di contenuto d'acqua nella zona non satura è la somma algebrica di precipitazione, evapotraspirazione, drenaggio, ruscellamento superficiale e flusso laterale sotto-superficiale: questo bilancio costituisce la base per la descrizione dei processi idrologici del suolo dal-

la scala puntuale alla scala globale. Quantificare e predire la dinamica di ciascuno di questi termini è oggetto di ricerca in tantissimi ambiti delle geoscienze: queste dinamiche, non-lineari, eterogenee e addirittura discontinue, sono una delle cause della difficoltà a inferire informazioni sulla disponibilità delle risorse idriche nelle falde acquifere come funzione delle precipitazioni.

Dal punto di vista fisico, l'immagazzinamento e la redistribuzione dell'acqua nella zona insatura sono una funzione delle dimensioni e della distribuzione dei pori, che sono a loro volta determinate dalla tessitura e dalla struttura: tuttavia, sono le differenze di energia potenziale che governano la dinamica dell'acqua nei suoli (O'Geen, 2013).

Facendo riferimento al suolo, e in rapporto alla disponibilità idrica per le piante, si possono definire tre condizioni di contenuto d'acqua, riferita all'energia necessaria per spostare l'acqua: la saturazione (pori completamente pieni d'acqua e drenaggio libero dell'acqua per effetto della forza di gravità), la capacità idrica di campo (correlata alla massima capacità del terreno di trattenere l'acqua in equilibrio con la forza di gravità), e il punto di appassimento, in corrispondenza del quale la suzione delle piante non è più sufficiente ad estrarre acqua dal suolo che si trova in uno stato tensionale inferiore.

In relazione alla zona non satura propriamente detta, cioè la porzione di spazio compresa tra il suolo, dove avvengono i processi evapotraspirativi e la superficie freatica, il modello fisicamente basato più appropriato per modellare il flusso idrico e il contenuto d'acqua nella zona non satura è la cosiddetta equazione di Richards (Richards, 1931), ottenuta combinando la legge di conservazione della massa con l'equazione di Darcy,

attraverso la caratterizzazione idraulica ottenuta con il *nonlinear fitting* di misure di laboratorio con opportune e condivise funzioni empiriche; questo modello sarà trattato più in dettaglio nel paragrafo 7.5.

Al netto del dettaglio dei vari strumenti modellistici e sperimentali utilizzati per rappresentare i processi di flusso idrico, si potrebbe dire che il suolo e la zona non satura "gestiscono" il bilancio idrologico, nonostante essi rappresentino solo lo 0.05% delle acque dolci disponibili sul pianeta (Vereecken et al., 2016), dal momento che determinano la ripartizione dei volumi di acqua precipitati tra l'aliquota che ritorna in atmosfera, quella che ruscella in superficie e quella che si infiltra raggiungendo poi, eventualmente, l'acquifero freatico, con tempi che dipendono non linearmente dal contenuto idrico della zona non satura stessa.

Tradizionalmente, la variazione nel tempo e nello spazio della ricarica è calcolata (soprattutto nei climi umidi) esternamente ai modelli di flusso della zona satura a causa della complessità computazionale (sebbene vi siano eccezioni, ad esempio Jones et al., 2006), utilizzando modelli di bilancio di contenuto d'acqua nei suoli semplificati che sottraggono stime di evapotraspirazione e ruscellamento al totale precipitato. Al di là dell'approccio usato, l'acqua che percola sotto la zona delle radici (infiltrazione netta) è, soprattutto nei climi umidi, mediata su un tempo sufficiente per approssimare una soluzione stazionaria (Levine e Salvucci, 1999). Inoltre, spesso si assume che raggiunga istantaneamente la falda dopo aver attraversato la zona delle radici (Hunt et al., 2008). Viceversa, nei climi aridi trascurare i processi della zona non satura non è considerato appropriato, specie quando lo spessore della zona vadosa può raggiungere centinaia di metri e l'acqua recentemente infiltrata può anche non raggiungere mai la zona satura.

Monitoraggio

Monitoraggio dell'umidità del suolo

Nonostante l'umidità del suolo sia ampiamente riconosciuta come una variabile fisica fondamentale – ad esempio, l'umidità del suolo è inclusa al secondo posto tra le variabili climatiche essenziali dal Global Climate Observing System (<https://gcos.wmo.int/en/essential-climate-variables>) – il suo monitoraggio su vaste aree è ancora un'attività di ricerca aperta. Infatti, a differenza delle reti di stazioni pluviometriche, le reti di monitoraggio *in situ* dell'umidità del suolo sono molto meno sviluppate e solo in pochi Paesi (ad esempio, gli Stati Uniti) è presente una buona copertura di stazioni a terra.

Per fornire stime dell'umidità del suolo si utilizzano tre approcci diversi: 1) osservazioni *in situ*, 2) telerilevamento e 3) dati modellati. Di seguito, descriviamo le caratteristiche principali di ciascun approccio per sottolinearne i pro e i contro. In generale, è ampiamente accettato che l'integrazione di dati *in situ*, satellitari e modellati, sia l'approccio migliore per monitorare tale variabile in modo ottimale (Brocca et al., 2017a).

I primi approcci per il monitoraggio dell'umidità del suolo attraverso osservazioni *in situ* si basano su tecniche gravimetriche, tensiometriche e nucleari (Romano, 2014). Sebbene sia invasiva e richieda molto tempo, la tecnica gravimetrica è ancora il metodo di riferimento su cui vengono calibrate e testate le altre tecniche e i nuovi metodi. Tale metodo prevede l'essiccazione in forno del

campione di terreno giunto in laboratorio e il calcolo dell'umidità gravimetrica risultata dalla differenza in peso del campione prima e dopo l'essiccazione, riferita al peso del campione secco. Negli anni '80 del secolo scorso, è stata sviluppata la tecnica della riflettometria nel dominio del tempo (TDR - Time Domain Reflectometry; Topp, 1980) che si è rivelata in grado di fornire misurazioni accurate per un'ampia gamma di terreni e ambienti, diventando così il nuovo approccio standard per la misurazione dell'umidità del suolo e sostituendo l'approccio gravimetrico (tale tecnica richiede meno tempo ed è meno invasiva). Più di recente, la comparsa di sensori di capacità a basso costo, basati sulla tecnica della riflettometria nel dominio della frequenza (FDR - Frequency Domain Reflectometry), nonché di sensori di impedenza, di trasmissione nel dominio del tempo, ecc. ha fortemente promosso l'uso dei sensori di umidità del suolo nella ricerca ambientale (Robinson et al., 2008). Attualmente, la FDR è probabilmente l'approccio più utilizzato per il monitoraggio *in situ* dell'umidità del suolo grazie al suo costo inferiore rispetto alla TDR, anche se a scapito di una minore precisione.

Tutti gli approcci sopra elencati forniscono, tuttavia, solo misure puntuali, rappresentative di un piccolo volume di suolo (Dorigo et al., 2021). Nell'ultimo decennio sono state sviluppate nuove tecnologie per fornire misurazioni dell'umi-

dità del suolo su aree più ampie (Bogena et al., 2015; Filippucci et al., 2020; Robinson et al., 2008) mediante sensori di neutroni a raggi cosmici, i sensori a raggi gamma, il Global Positioning System (GPS) e le misure geofisiche di tipo ERT.

In Italia, esistono reti regionali di misura dell'umidità del suolo (Umbria, Marche, Abruzzo, Valle d'Aosta), alcune delle quali sviluppate molto di recente (dopo il 2022). Sempre recentemente si stanno installando stazioni a raggi cosmici grazie alla diminuzione dei costi. Tutte queste reti di misura forniscono ancora misurazioni puntuali, utili soprattutto per testare e calibrare gli altri due metodi da usare per il monitoraggio dell'umidità del suolo su aree vaste: telerilevamento e modellistica.

Il telerilevamento è sicuramente la tecnica più appropriata per ottenere misure di umidità del suolo su larga scala. Negli ultimi 40 anni sono stati sviluppati diversi metodi per la stima dell'umidità del suolo da sensori satellitari a microonde, ottici e termici. I sensori satellitari attivi e passivi basati sulle microonde sono sicuramente i metodi più appropriati, e quindi più utilizzati, che forniscono anche prodotti operativi (Dorigo et al., 2017). Tuttavia, i sensori satellitari attualmente in orbita possono restituire l'umidità del suolo per uno spessore di suolo superficiale che è compreso tra 0 e 5-10 cm. In particolare, è importante distinguere tra i sensori a microonde attivi, cioè tra i radar ad apertura sintetica (SAR) e gli scatterometri. Il SAR, può fornire un'alta risoluzione spaziale (<1 km) ma una risoluzione temporale grossolana (>4-6 giorni con un singolo satellite). Il secondo (scatterometro) fornisce una risoluzione spaziale grossolana (circa 20 km) e un'elevata copertura temporale (giornaliera). D'altro canto, i radiometri passivi a microonde sono caratterizzati quasi dalla stessa risoluzione spazio-temporale degli scatterometri. Ovviamente, la copertura temporale dei dati satellitari può essere notevolmente migliorata utilizzando più

sensori o addirittura una costellazione di sensori. Ad esempio, la costellazione dei satelliti Sentinel-1 ha permesso di avere stime di umidità del suolo ad alta risoluzione sia spaziale (100 m) sia temporale (2-3 giorni) (Brocca et al., 2024).

Al momento della stesura del presente volume (aprile 2024), sono disponibili due prodotti satellitari di umidità del suolo a bassa risoluzione operativi:

1) il prodotto basato sul sensore ASCAT (Advanced SCATterometer) distribuito sia nell'ambito di Copernicus (<https://land.copernicus.eu/en/products/soil-moisture/daily-soil-water-index-global-v3-0-12-5km>) che del progetto H SAF (<http://hsaf.meteoam.it>);

2) il prodotto dell'Agenzia spaziale europea denominato ESA-CCI (European Space Agency - Climate Change Initiative) anch'esso distribuito da Copernicus (<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets?q=satellite+soil+moisture&kw=Product+type%3A+Satellite+observations>). Inoltre, dal 2017 è disponibile un prodotto ad alta risoluzione spaziale (500 m) ottenuto dal satellite Sentinel-1 e distribuito anch'esso da Copernicus (<https://land.copernicus.eu/en/products/soil-moisture/daily-surface-soil-moisture-v1.0>).

Il vantaggio più evidente delle osservazioni da telerilevamento è legato alla loro copertura spazio-temporale e ai costi relativamente più bassi per applicazioni su larga scala. L'accuratezza dei prodotti satellitari sull'umidità del suolo è sicuramente inferiore a quella delle osservazioni *in situ*, anche se i prodotti recenti sopra elencati hanno raggiunto un alto livello di affidabilità e maturità, come dimostrato da diversi studi di validazione (ad esempio, Brocca et al., 2011; Paulik et al., 2014). Inoltre, il numero di applicazioni che già utilizzano questi prodotti è una valutazione indiretta del loro buon livello qualitativo, in quanto è stata dimostrata la loro utilità per migliorare e supportare il monitoraggio della siccità (Brocca et al., 2017b).

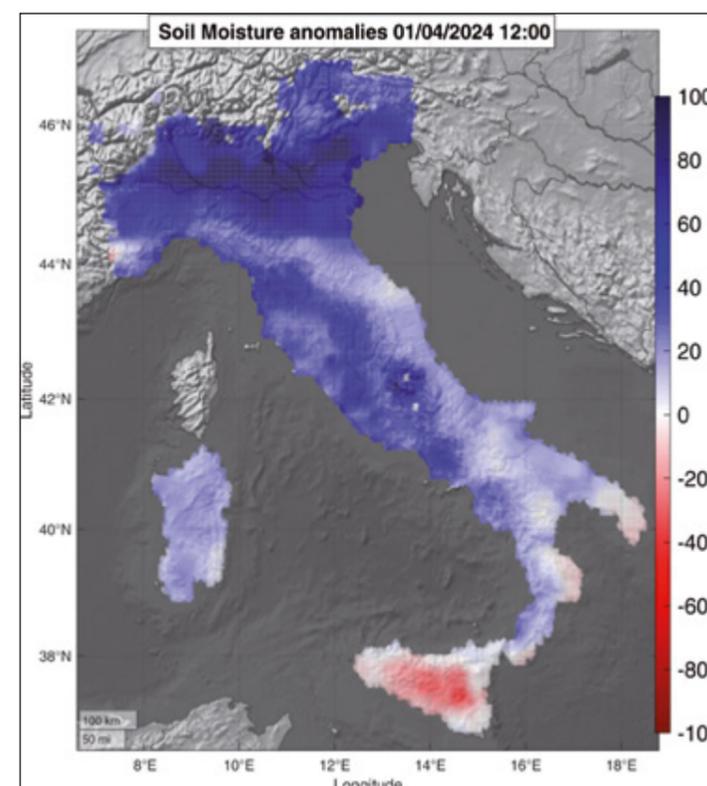
Le tre principali limitazioni dei prodotti satellitari di umidità del suolo sono:

1. **lo strato del suolo molto superficiale (2-7 cm) che viene rilevato dai satelliti;**
2. **la scarsa risoluzione spaziale (~20 km) di alcuni dei prodotti attualmente disponibili;**
3. **la qualità molto bassa in determinate condizioni superficiali (vegetazione fitta, suoli ghiacciati, neve, terreni montuosi).**

Uno studio recentissimo ha valutato i prodotti ad alta risoluzione da satellite in Italia (Brocca et al., 2024) e ne ha evidenziato un elevato potenziale per il monitoraggio della siccità. Si evidenzia come per i prodotti a risoluzione di 10 km, il loro utilizzo in ambito operativo è già presente dal 2017 ad esempio nel tavolo del Gruppo tecnico-scientifico per le previsioni mensili e stagionali (si veda il paragrafo 2.2.1) del Servizio nazionale della protezione civile (Fig. 6.1).

Figura 6.1

Esempio di mappa di anomalie di umidità del suolo da satellite (H SAF EUMETSAT) per il 14 Aprile 2024 (distribuita dal Copernicus Land Monitoring Service).



Nella gestione della risorsa idrica in ambito agronomico, in cui è necessario approfondire l'investigazione all'intera zona di assorbimento radicale per comprendere l'effettivo fabbisogno idrico delle colture, le tecniche geofisiche di tipo elettromagnetico nel dominio della frequenza, Frequency Domain Electromagnetic Induction (FDEM) o Electromagnetic Induction (EMI), oltre che la tecnica ERT, possono fornire stime affidabili di distribuzione dell'umidità dell'intero spessore di suolo, nonché definire con accuratezza la profondità dello sviluppo radicale e l'assorbimento idrico radicale (De Carlo et al., 2020; Garré et al., 2013; Mary et al., 2020; Weigand e Kemna, 2017), che costituiscono parametri di input per modelli gestionali di consumo e fabbisogno idrico.

Differenti casi studio riportano l'utilizzo del parametro di conducibilità elettrica (EC) come *proxy* per la stima della variabilità spaziale dell'umidità dei suoli (Blanchy et al., 2020; De Carlo et al., 2024; Dragonetti et al., 2022; Martinez et al., 2010; Martini et al., 2016; Moghadas et al., 2017; Shanahan et al., 2015), ottenuta mediante l'utilizzo di funzioni petrofisiche o funzioni sito-specifiche.

La capacità di acquisire misure elettromagnetiche in modalità *on-the-go* (il sensore acquisisce in continuo mentre è in movimento) consente di investigare vaste aree in tempi relativamente brevi. Sono sempre più diffusi dispositivi in cui il sensore elettromagnetico è trainato da mezzi gommati, permettendo di investigare svariati ettari di suolo, consentendo di ricavare un modello tridimensionale dell'umidità del suolo che, in termini di risoluzione spaziale, approssima maggiormente quello ottenuto dai prodotti satellitari e al tempo stesso fornisce un grado di accuratezza confrontabile con i sensori di misura utilizzati a terra.

Il ruolo cruciale della zona vadosa nei processi idrologici rende di fondamentale importanza caratterizzare dal punto di vista idraulico i materiali, sia suoli che rocce, che costituiscono la zona insatura attraverso la determinazione sperimentale delle funzioni di ritenzione idrica, $\theta(h)$, e di conducibilità idraulica, $K(h)$, che mettono in relazione, rispettivamente, il contenuto d'acqua, ($L^3 L^{-3}$), e la conducibilità idraulica, K ($L T^{-1}$), con il potenziale matriciale, $h(L)$. Tali funzioni, infatti, sono fondamentali per applicare il modello di Richards (1931), comunemente utilizzato per descrivere il flusso in un mezzo poroso insaturo. Essendo le suddette funzioni fortemente non lineari, determinarle sperimentalmente è cruciale per descrivere il comportamento del mezzo in condizioni insature. Tuttavia, la loro misura in laboratorio presenta delle difficoltà legate a varie cause di seguito elencate:

- la maggior parte dei metodi di laboratorio fornisce dati accurati in ristretti range di contenuto di acqua. Per questo, spesso, è necessario combinare più metodi per descrivere il comportamento idraulico del mezzo insaturo, ossia dalla condizione anidra a quella prossima alla saturazione (Caputo et al., 2022; Turturro et al., 2021);
- quasi tutti gli apparati sperimentali, compresi i sensori per la misura del contenuto d'acqua e del potenziale matriciale, sono stati pensati per essere utilizzati con i suoli, essendo gli studi sul non saturo inizialmente sviluppati in ambito agronomico per studiare l'interazione suolo-ac-

qua-pianta, finalizzata alla gestione e al miglioramento delle pratiche di irrigazione. Successivamente, compresa l'importanza della caratterizzazione idraulica degli strati rocciosi che costituiscono la zona vadosa ai fini della contaminazione della falda e della ricarica dell'acquifero che condiziona la qualità e quantità della risorsa idrica sotterranea, negli ultimi decenni sono state sviluppate metodologie sperimentali specifiche per i materiali lapidei (Caputo e Nimmo, 2005; Turturro et al., 2021);

- la determinazione diretta della funzione di conducibilità idraulica, in particolare, risulta complessa, laboriosa, costosa e lunga. Per tale motivo frequentemente viene stimata indirettamente da dati più facilmente reperibili attraverso le *pedotransfer functions*, o le funzioni di ritenzione idrica, o la conducibilità idraulica satura (Durner e Lipsius, 2005). In letteratura, infatti, esistono pochi casi di misura diretta della funzione $K(h)$ poiché per ottenere un singolo punto della stessa, utilizzando metodi di flusso stazionario per i quali la driving force è, generalmente, rappresentata dalla gravità o dall'evaporazione, sono necessari tempi più o meno lunghi a seconda del mezzo testato (Perkins, 2011). Tale limitazione è stata superata sviluppando apparati sperimentali (Fig. 6.2) che ottengono condizioni di saturazione variabile applicando la forza centrifuga in grado di ridurre i tempi di sperimentazione e di consentire di ottenere misure dirette di $K(h)$ nell'intero range di umidità, dalla condizione prossima alla saturazione a quella anidra (Caputo e Nimmo, 2005; Turturro et al., 2020).

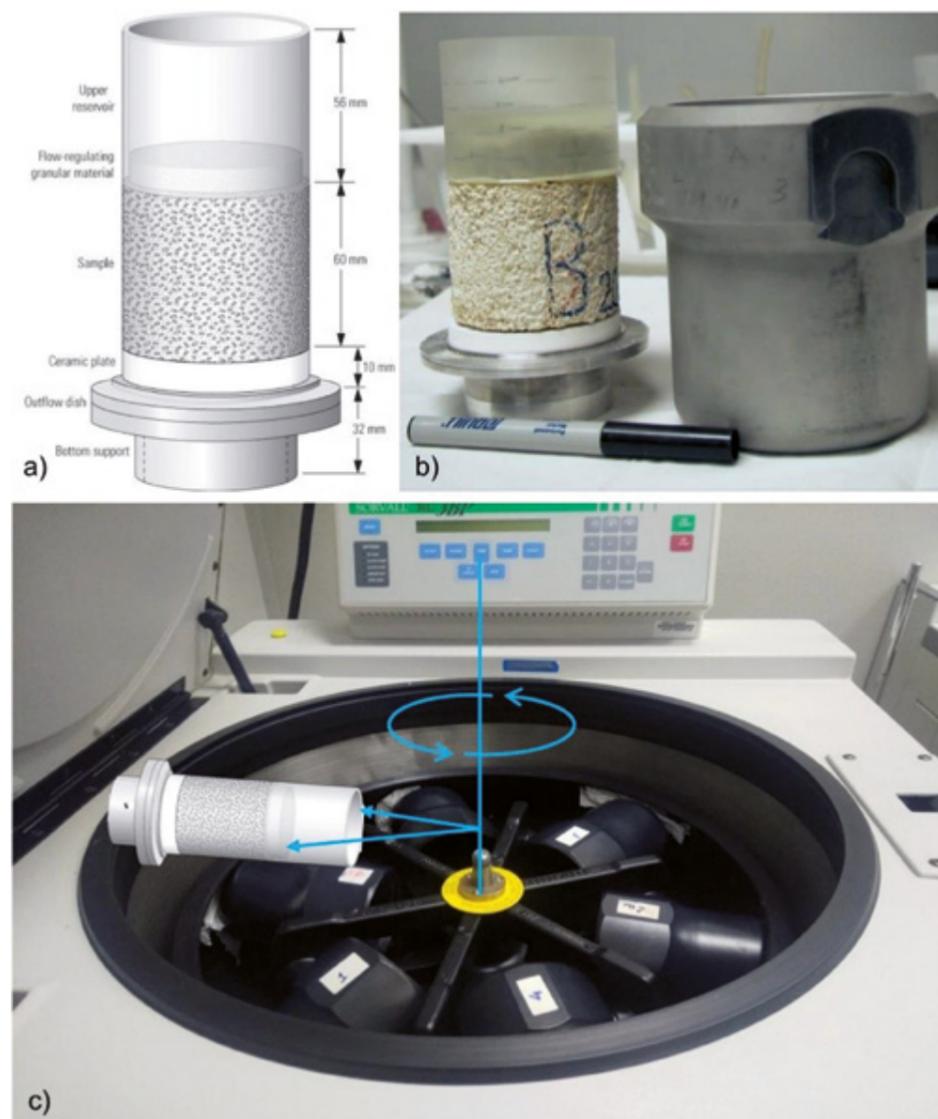


Figura 6.2 Apparato sperimentale utilizzato con il Quasi-Steady Centrifuge Method (Caputo e Nimmo, 2005): a) schema dell'apparato; b) campione, assemblato secondo lo schema, che viene inserito nel bucket della centrifuga; c) visualizzazione dell'assetto del campione durante il test (modificata da Caputo e Nimmo, 2005).

Per la stima delle proprietà idrauliche non sature e delle velocità d'infiltrazione a scala di campo, comunemente si utilizza il test infiltrometrico combinato al monitoraggio dell'avanzamento del fronte umido attraverso sensori tipo TDR e tensiometri che misurano, rispettivamente, l'umidità e il potenziale matriciale. Questo approccio è particolarmente efficace nel caso di suoli o di rocce sciolte nei quali i sensori sopra menzionati sono facilmente installabili. In particolare, al fine di ottenere informazioni significative del comportamento idraulico di affioramenti rocciosi eterogenei e/o anisotropi, come nel caso di rocce fessurate e/o carsificate, è stato sviluppato un sistema che si adatta *in situ* alle caratteristiche

dell'affioramento e per questo in grado di fornire dati significativamente rappresentativi del mezzo investigato. Si tratta di un anello infiltrometrico di grande diametro (almeno 2 m) che si assembla direttamente *in situ* in modo da inglobare il più possibile nella superficie interessata dall'infiltrazione le eterogeneità dell'affioramento roccioso (Fig. 6.3). Tale approccio si rivela particolarmente utile per lo studio a scala di campo dei processi di flusso e trasporto in rocce insature consentendo di prevedere le direzioni di contaminazione in sistemi rocciosi anisotropi grazie alla calibrazione di modelli numerici con i dati acquisiti direttamente in campo su affioramenti di rocce fratturate e carsificate (Caputo et al., 2010;

Caputo, 2011) e di determinare le velocità d'infiltrazione in rocce porose nonché i tempi di raggiungimento della falda idrica di inquinanti e/o microorganismi (Barra Caracciolo et al., 2011).

Nel caso, non raro, di zona vadosa profonda decine di metri ed eterogenea, costituita per esempio da uno strato superficiale di suolo agrario sovrastante strati di rocce coerenti, nei quali non è possibile installare sensori tipo TDR e tensiometri, l'avanzamento del fronte umido durante il test infiltrometrico viene monitorato attraverso l'acquisizione di misure indirette mediante tecniche geofisiche. Si tratta di tecniche d'investigazione non invasive del sottosuolo che correlano alcuni parametri fisici dei mezzi materiali (velocità di propagazione delle onde sismiche, conducibilità elettrica, permittività dielettrica, etc.) con le principali proprietà idrauliche sopra menzionate (contenuto di umidità,

conducibilità idraulica) attraverso note funzioni petrofisiche (Archie, 1942; Topp et al., 1980; Waxman e Smits, 1968) o di funzioni sito-specifiche (Purvanche e Andricevic, 2000).

Fra le metodologie geofisiche utilizzate per l'investigazione della zona vadosa, la tecnica Electrical Resistivity Tomography (ERT) è ampiamente utilizzata negli ultimi decenni per il monitoraggio dei processi di flusso e trasporto (Daily et al., 1992; Dousan e Ruy, 2009; Furman et al., 2004; LaBrecque et al., 2002; Perri et al., 2018; Zhang et al., 2024). Infatti, il contenuto di umidità fornisce il principale contributo al flusso di corrente elettrica dei mezzi materiali, poiché la resistività elettrica, o il suo inverso conducibilità elettrica, è una proprietà intrinseca strettamente dipendente dal flusso di cariche elettriche (conduzione elettrolitica) nella soluzione circolante nei suoli e/o rocce.

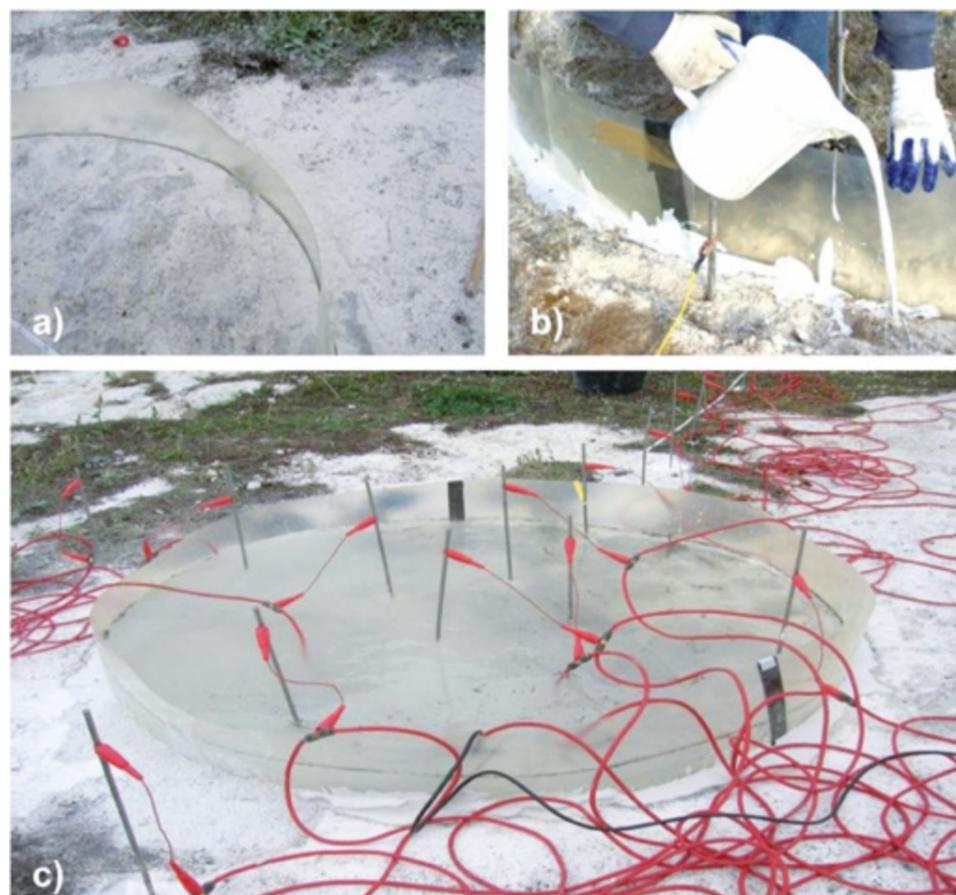


Figura 6.3

Anello infiltrometrico di grande diametro: a) solco inciso nella roccia affiorante in cui viene inserito l'anello; b) fissaggio dell'anello; c) set up sperimentale completo con l'installazione di elettrodi per il monitoraggio dell'avanzamento del fronte umido (modificata da Caputo e De Carlo, 2011).

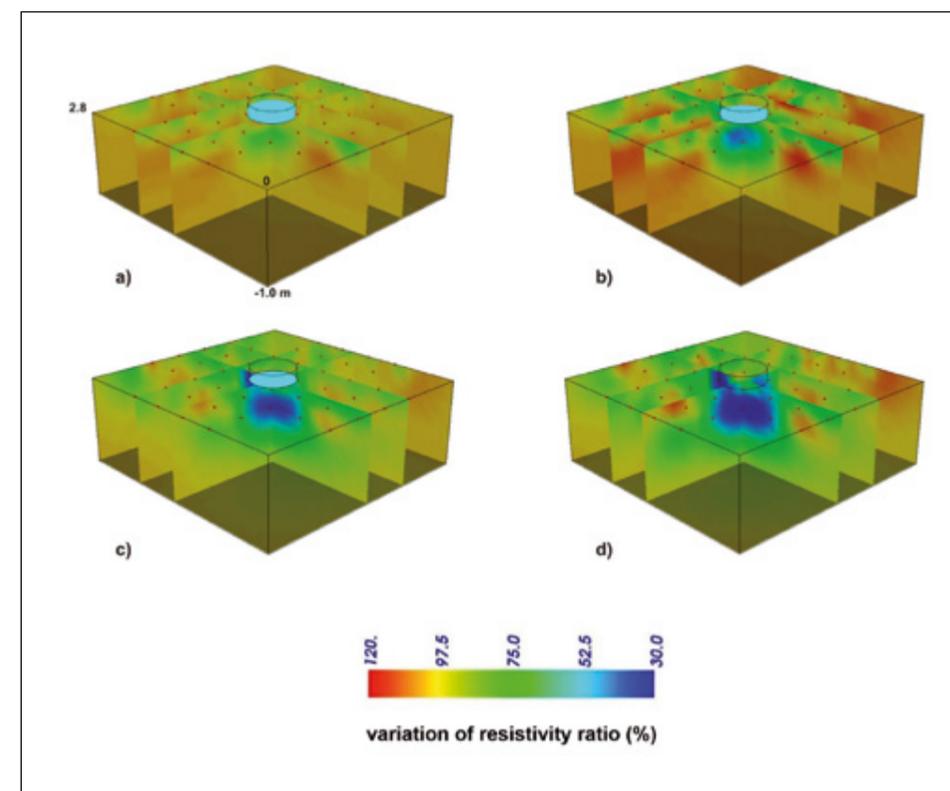


Figura 6.4

Monitoraggio geofisico dell'avanzamento del fronte umido durante un test infiltrometrico a carico variabile (modificata da De Carlo et al., 2018).

Acquisendo le misure secondo uno schema tomografico, tale tecnica consente di spazializzare le proprietà geofisiche del sottosuolo restituendo modelli bi-tridimensionali. Se le suddette misure sono ripetute nel tempo in modalità time-lapse (Fig. 6.4), le variazioni della resistività osservate nel tempo possono fornire indicazioni sull'evoluzione di processi dinamici in corso (Chambers et al., 2012; Uhlemann et al., 2017).

Per ridurre l'incertezza intrinseca del modello geofisico e del modello idrologico fortemente non lineare di Richards, nonché quella legata alla calibrazione delle funzioni di correlazione precedentemente indicate, è stata sviluppata una branca della geofisica detta idrogeofisica (Rubin e Hubbard, 2006), che combina i due modelli mediante un approccio di inversione integrata che correla misure geofisiche e idrauliche acquisite nel tempo. Sono stati sviluppati approcci di inversione accoppiata e disaccoppiata (Camporese et al., 2011; Day-Lewis et al., 2005; Mboh et al., 2012;

Rossi et al., 2015), tecniche di data assimilation (De Carlo et al., 2018; Pleasants et al., 2022; Tso et al., 2020) e tecniche geostatistiche applicate ai modelli geofisici (De Carlo et al., 2023; Farzamian et al., 2015; Singha e Gorelick, 2005) che hanno consentito di migliorare la stima delle proprietà idrauliche in condizioni non sature.

Un ruolo cruciale nei processi di flusso e trasporto nella zona vadosa viene svolto da percorsi preferenziali che influenzano fortemente i processi idrologici come l'infiltrazione, il trasporto dei contaminanti e la ricarica dell'acquifero, in quanto sono in grado di veicolare rapidamente notevoli quantità di acqua e di mobilitare sostanze inquinanti influenzando fortemente la quantità e la qualità delle risorse idriche sotterranee. Infatti, l'acqua che si infiltra in superficie attraversa la zona insatura principalmente secondo due modalità: in modo isotropo oppure, più rapidamente, seguendo percorsi preferenziali in corrispondenza di discontinuità tessuturali, litologiche, stratigrafiche, tettoniche e idrauliche.

I differenti meccanismi di flusso, omogeneo o preferenziale, hanno un grande impatto sugli ecosistemi, sull'agricoltura e sulle risorse idriche poiché condizionano la quantità e la velocità con cui l'acqua si distribuisce tra superficie, zona insatura e falda idrica sotterranea. Hartmann et al. (2021) hanno dimostrato che l'inadeguata conoscenza dei processi di flusso rapido conduce a sottostimare la velocità di ricarica della falda e il rischio di contaminazione comportando gravi pericoli nelle aree del Mediterraneo e del Nord Africa. Prevedere il percorso, la velocità e le modalità con cui l'acqua si muove, quindi, è fondamentale per quantificare i rischi di contaminazione per le acque sotterranee, per pianificare interventi di bonifica e/o recupero delle risorse idriche, per migliorare la gestione delle acque in agricoltura e prevenire rischi di inondazioni. Ciò nonostante, studi che riguardano l'individuazione di processi di

flusso preferenziali sono ancora rari e i metodi che ne consentono la visualizzazione sono pochissimi data la complessità di individuare i meccanismi attraverso i quali si verificano (Nimmo, 2021).

Comunemente vengono studiati seguendo l'infiltrazione di traccianti colorati che consentono di visualizzare i percorsi e di analizzarli da un punto di vista quali-quantitativo (Bogner et al., 2013; Flury et al., 1994; Kodešová et al., 2012): lisimetri (Shipitalo et al., 1994), drenaggi sotterranei (Richard e Steenhuis, 1988; Smith e Capel, 2018) e collettori compartimentati (Bloem et al., 2010; Dahan et al., 1998) sono spesso utilizzati per misure di flusso preferenziale a scala di campo.

Tuttavia, tali metodi sono difficilmente applicabili in zone insature profonde, mentre sensori tipicamente utilizzati per

misurare le proprietà idrologiche del suolo (TDR, FDR precedentemente citati e il Time Domain Transmission -TDT o sensori capacitivi) non sono in grado di catturare la dinamica di percorsi preferenziali a scala di campo per diversi motivi: (a) sono invasivi; (b) investigano un volume piuttosto ridotto; (c) in termini pratici è complicato installare un numero significativo di tali sensori distribuiti a differenti profondità, ancor più se la zona non satura è costituita da rocce.

Per superare in parte tali limitazioni e al tempo stesso ricavare informazioni utili per la comprensione delle dinamiche dei processi idrologici in corso, sono comunemente utilizzate le tecniche di *imaging* geofisico che, a seconda dello spessore non saturo, possono "osservare" flussi preferenziali che avvengono nel sottosuolo con un grado di risoluzione spaziale variabile da pochi centimetri a qualche metro (Ellefsen et al., 2002; Hubbard et al., 1997; Kukemilks e Wagner, 2021; Lane et al., 1995; Martin et al., 2022; Revil et al., 2005). Un recente studio (De Carlo et al., 2021) condotto simulando eventi di pioggia indotti artificialmente ha evidenziato come un monitoraggio geofisico 4D ad alta risoluzione può rilevare l'attivazione di percorsi preferenziali a una scala spaziale sub-metrica (Fig. 6.5).

Tutti i metodi menzionati si limitano a investigare il processo a scala di campo, più o meno ampia, o a scala di laboratorio ma in realtà condizioni favorevoli al verificarsi di flusso preferenziale sono presenti anche a scala di poro.

Caputo et al. (2023), utilizzando diversi approcci sperimentali hanno evidenziato la coesistenza di condizioni di flusso preferenziale analizzando un sistema acquifero carbonatico carsico complesso attraverso l'integrazione di osservazioni a diverse scale:

1. alla scala di campione, mediante test di laboratorio che hanno utilizzato il porosimetro a intrusione di mercurio, il Quasi-Steady Centrifuge method (Caputo e Nimmo, 2005), il metodo di evaporazione (Wind, 1969), e potenziometro del punto di rugiada (Campbell et al., 2007), per studiare l'effetto della distribuzione delle dimensioni dei pori sulle caratteristiche idrauliche quindi le condizioni di attivazione del flusso preferenziale;
2. alla scala di campo, attraverso l'utilizzo di metodi geofisici per il monitoraggio dell'infiltrazione di pioggia indotta in maniera controllata mediante un simulatore di pioggia artificiale, per visualizzare percorsi preferenziali legati alla porosità secondaria degli strati insaturi del sottosuolo (De Carlo et al., 2021);
3. a scala di bacino, attraverso la modellazione di dati di livelli idrici con i metodi basati sulla Master Recession Curve e Episodic Master Recession (Nimmo e Perkins, 2018) per stimare la di ricarica dell'acquifero associata un evento di pioggia naturale.

Lo studio ha dimostrato che i processi di flusso preferenziale agiscono a varie scale, da quella di poro o quella di bacino, comportando la rapida mobilitazione di importanti volumi di acqua con conseguenti effetti su velocità di ricarica e trasporto dei contaminanti, quindi sullo stato qualitativo e quantitativo delle acque sotterranee. La complessità dei processi richiede alla comunità scientifica approfondimenti sperimentali, metodologici e strumentali in grado di rispondere alla necessità di effettuare misure a varia scala, per migliorare la comprensione dei flussi preferenziali e giungere a una nuova concettualizzazione, indispensabile per lo sviluppo di idonei modelli numerici.

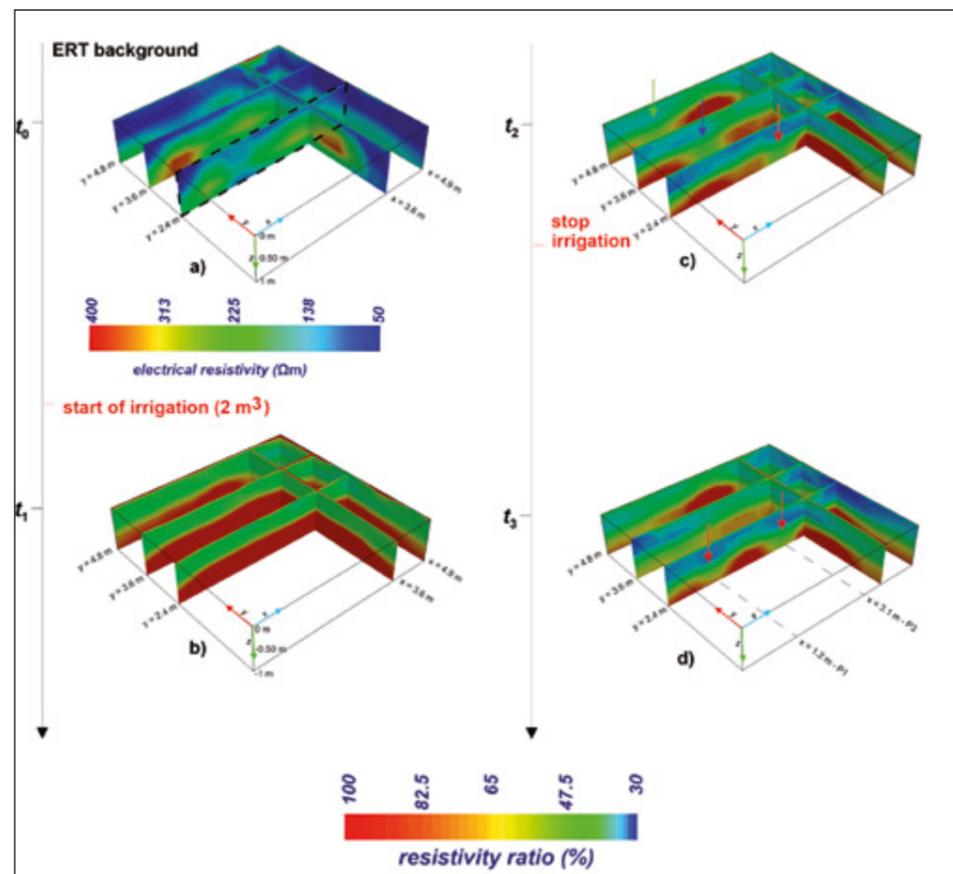


Figura 6.5

Monitoraggio geofisico ERT dell'infiltrazione di un evento di pioggia indotto artificialmente con individuazione di flussi preferenziali (modificata da De Carlo et al., 2021). La distribuzione della resistività elettrica è stata ricostruita prima dell'immissione di una quantità di acqua pari a 2 m³ (tempo t₀) ed è stata monitorata in tre distinti tempi: b) dopo 1 h; c) 4 h; d) 10 h.

La siccità del 2022-2023 nel bacino del fiume Po. Impatti sul contenuto idrico del suolo

La siccità nel bacino del Po durante l'estate del 2022 è stata eccezionale anche in termini di volume di acqua contenuto nel suolo.

La Figura 6.6 (a, b) riporta le stime satellitari del volume totale di acqua nel suolo osservato attraverso i dati di GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) e GRACE-FO (GRACE-Follow On) modificata da Avanzi et al. (2024). Nel periodo 2021-2022 si sono verificate condizioni inedite nel bacino del fiume Po rispetto al periodo 2002-2022. Il picco stagionale di metà inverno dell'acqua terrestre all'inizio del 2022 non solo è stato il più basso dell'era GRACE, ma era anche paragonabile in grandezza a diversi passati minimi estivi. Da settembre 2021 ad agosto 2022 i valori del volume di acqua nel suolo sono stati stabilmente sotto il primo quartile osservato nell'intero periodo; ad agosto 2022 si è toccato il minimo della serie osservata.

Se si considera l'umidità del suolo superficiale, cioè quella disponibile nel primo strato di suolo e utili per scopi agricoli, i risultati sono analoghi a quanto visto in precedenza. In questo caso i dati hanno una maggior risoluzione spaziale e si possono evidenziare le aree nella Pianura Padana caratterizzate da condizioni peggiori (nord-ovest) (Fig. 6.6c). Andando poi ad analizzare la serie temporale dal 2007 al 2023 in Piemonte (Fig. 6.6d) si evidenzia chiaramente che le anomalie negative di umidità del suolo sono iniziate già a partire da marzo 2021 e a giugno-luglio 2022 si è osservato il minimo mai registrato sulla serie satellitare.

In sintesi, le condizioni dell'estate 2022 nel Nord Italia sono state le più gravose mai registrate a partire dagli inizi del 2000 - periodo a partire dal quale le osservazioni satellitari sono disponibili e affidabili - per il volume di acqua nel suolo sia profondo che superficiale.

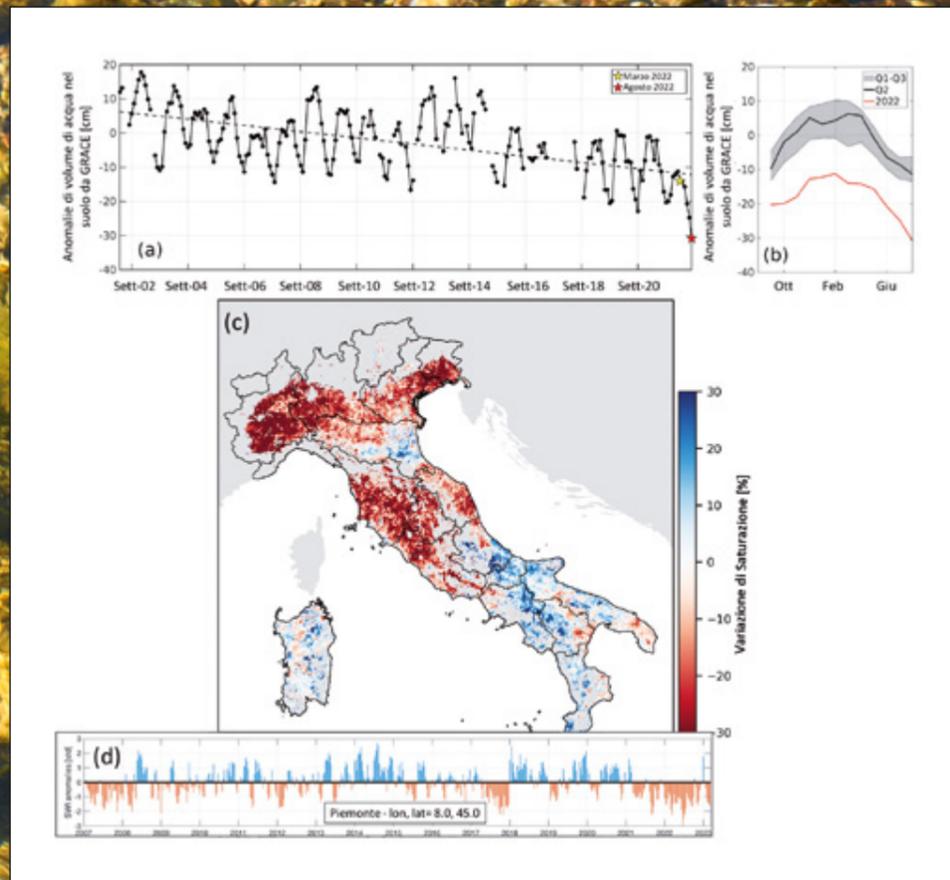


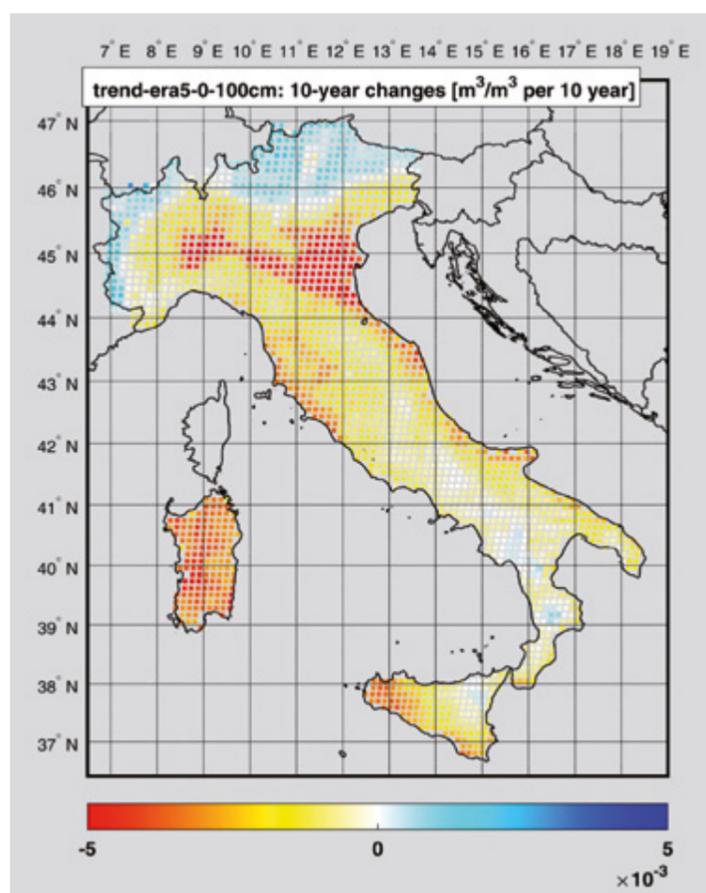
Figura 6.6

Stime satellitari del volume totale di acqua nel suolo osservato attraverso i dati di GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) e GRACE-FO (GRACE-Follow On) (modificata da Avanzi et al., 2024).

Regime pregresso e stato attuale

Figura 6.7

Trend di umidità del suolo (m^3/m^3 ogni 10 anni) fornite dalla modellazione ERA5-Land dal 1950 al 2023 (spessore di suolo da 0 a 100 cm) per l'intero territorio italiano.



La valutazione del regime pregresso dell'umidità del suolo a scala nazionale non è stata condotta in studi precedenti specifici per l'Italia. Tuttavia, esistono diversi studi, anche molto recenti, che analizzano le variazioni dell'umidità del suolo sia su scala globale (ad esempio, Liu et al., 2023; Řehoř et al., 2024) che europea (ad esempio, Almendra-Martin et al., 2022).

Tutti questi studi utilizzano dati forniti dalla modellazione, seppur un'analisi

globale delle variazioni dell'umidità del suolo da dati satellitari è anch'essa presente in diverse pubblicazioni (ad esempio, Peng et al., 2023).

In generale, i diversi studi mostrano una tendenza decrescente dell'umidità del suolo nella regione del Mediterraneo, e quindi anche in Italia, nel periodo 1991–2020. Le variazioni negative sono più importanti nei mesi di gennaio, aprile e luglio; tuttavia, le diverse analisi forniscono risultati leggermente diversi in funzione del modello utilizzato e, soprattutto, del periodo di analisi.

Per fornire indicazioni più precise sulle tendenze dell'umidità del suolo in Italia, gli autori hanno condotto un'analisi specifica per questo volume considerando i dati modellati ERA5-Land dal 1950 al 2023, per uno spessore di suolo di 100 cm e con una risoluzione spaziale e temporale rispettivamente di 10 km e mensile. La Figura 6.7 mostra la tendenza dal 1950 al 2023 per l'intero territorio italiano ed evidenzia una generale diminuzione dell'umidità del suolo seppur di entità limitata ($<0.005 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ogni 10 anni). Le aree dove è osservata una maggiore diminuzione sono la pianura Padana, la Sardegna e la Sicilia occidentale. In queste aree la riduzione dell'umidità del suolo nei 70 anni di analisi è risultata pari a circa $0.03\text{-}0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ che rappresenta un valore significativo considerando che la variabilità dell'umidità dal modello, cioè il range di variazione temporale, è compresa

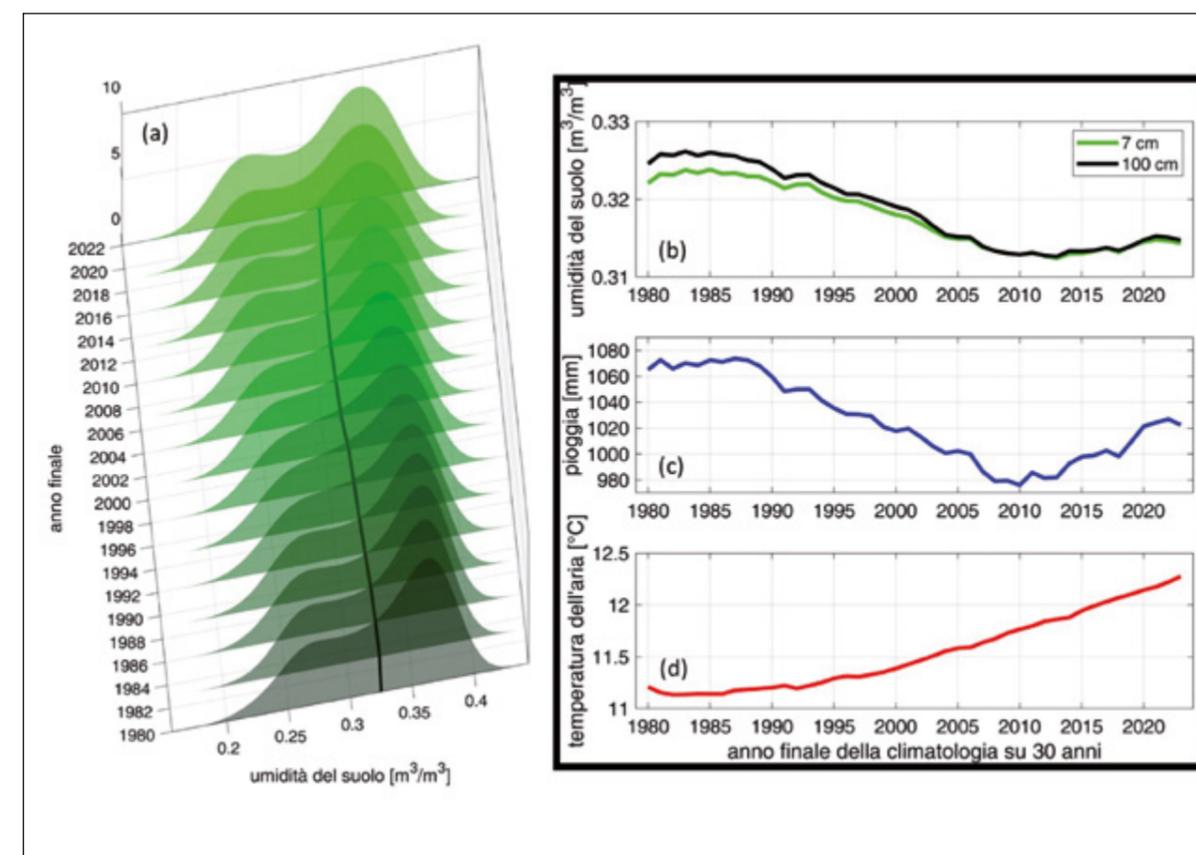
tra 0.2 e $0.3 \text{ m}^3/\text{m}^3$, variabile nelle diverse aree del territorio italiano in funzione delle caratteristiche dei suoli.

Un'analisi ulteriore è stata effettuata calcolando la climatologia dell'umidità del suolo su intervalli temporali variabili di 5 e 30 anni, per vedere come essa è cambiata nel periodo di analisi. La Figura 6.8 mostra a sinistra la distribuzione di probabilità dell'umidità del suolo ogni 5 anni e a destra l'andamento temporale della climatologia sia per lo strato superficiale (0-7 cm) che

profondo (0-100 cm) (pannello in alto), per le precipitazioni (pannello centrale) e per la temperatura dell'aria (pannello in basso). Tutti i dati sono ottenuti da ERA5 Land. Le variazioni negative di umidità del suolo sono evidenti, legate sia alla generale riduzione delle precipitazioni che all'aumento della temperatura dell'aria. La distribuzione di probabilità negli anni rimane pressoché invariata, con la presenza evidente di un doppio picco legata al persistere di condizioni secche e umide nel periodo estivo e invernale.

Figura 6.8

Distribuzione di probabilità dell'umidità del suolo da modellazione ERA5 Land dal 1950 al 2023 ogni 5 anni (a). Andamento temporale della climatologia (media su 30 anni) dell'umidità del suolo a 7 e 100 cm (b), delle precipitazioni (c) e della temperatura dell'aria (d) dal 1950 al 2023 (destra).



Impatti del cambiamento climatico sul suolo e sull'interazione suolo-atmosfera

Il cambiamento climatico ha profondi impatti sulla zona insatura attraverso le alterazioni della temperatura, dei trend di precipitazione e della frequenza degli eventi meteorologici estremi. Questi cambiamenti influenzano le dinamiche dell'umidità del suolo, i tassi di ricarica delle falde acquifere e il ciclo idrologico complessivo.

È noto che i cambiamenti climatici determinano una variazione nei trend di precipitazione: i modelli climatici prevedono regimi di precipitazione più irregolari, con periodi di siccità più lunghi interrotti da precipitazioni intense. Questa variabilità può portare a periodi di siccità, che riducono l'umidità del suolo, seguiti da forti piogge, che potrebbero non infiltrarsi e non ricaricare efficacemente la zona vadosa a causa del rapido deflusso (IPCC, 2021). Forse l'effetto più significativo è la diminuzione dell'infiltrazione e dunque della ricarica ai corpi idrici sotterranei: le precipitazioni intense possono portare al deflusso superficiale piuttosto che all'infiltrazione, diminuendo l'acqua disponibile nella zona vadosa (Scanlon et al., 2005).

Altra conseguenza significativa è l'aumento di temperatura, che a sua volta provoca l'aumento del tasso di evaporazione dal suolo, riducendo la quantità di acqua trattenuta nella zona vadosa (Trenberth, 2011), provocando anche una maggiore evapotraspirazione delle piante, riducendo ulteriormente i livelli di umidità del suolo (IPCC, 2021). A sua volta, la diminuzione del contenuto d'acqua nei suoli ha impatto anche sulla disponibilità della risorsa idrica in agricoltura, causando

stress idrici nel suolo, tali da arrestare la crescita, ridurre le rendite dei raccolti e, nei casi più gravi, addirittura provocare il fallimento del raccolto (Lobell e Gourdj, 2012). L'impatto sulla gestione delle risorse idriche è molto significativo, poiché aumenta la dipendenza dall'irrigazione, esercitando una maggiore pressione sugli acquiferi, portando a un possibile sovrassfruttamento delle risorse idriche sotterranee (IPCC, 2021). Cicli ripetuti di siccità e forti piogge possono portare all'erosione e al degrado del suolo, riducendo ulteriormente la capacità del suolo di trattenere l'acqua (Scanlon et al., 2005).

Conseguenti a questi sono gli impatti sulla vegetazione: essa è direttamente influenzata dai cambiamenti nell'umidità del suolo, che impattano la salute e la produttività delle piante: i cicli di crescita possono risultare alterati; cambiamenti nei tempi e nella quantità delle precipitazioni possono spostare le stagioni di crescita, potenzialmente disadattando i cicli di crescita delle colture con la disponibilità delle acque (Lobell e Gourdj, 2012). Una maggiore frequenza di siccità e ondate di caldo può portare a stress e mortalità delle piante, riducendo la copertura vegetale e alterando le dinamiche dell'ecosistema (IPCC, 2021). Le interazioni tra suolo e atmosfera sono fondamentali per il sistema climatico più ampio, poiché influenzano gli scambi di energia e acqua: la ridotta umidità del suolo limita l'attività microbica, diminuendo i tassi di respirazione del suolo e alterando potenzialmente il ciclo del carbonio (Trenberth, 2011). D'altro canto, i suoli con minore contenuto d'acqua han-

no proprietà termiche diverse rispetto ai suoli più umidi, influenzando i flussi di calore tra la superficie terrestre e l'atmosfera. Ciò può avere conseguenze sui modelli climatici locali e regionali (Scanlon et al., 2005). Infine, i cambiamenti nella vegetazione e nell'umidità del suolo possono creare circuiti di feedback che aggravano gli impatti dei cambiamenti climatici. Ad esempio, una ridotta copertura vegetale può ridurre l'evapotraspirazione, portando a temperature più elevate e a un ulteriore essiccamento del suolo (IPCC, 2021).

Per gli scopi di questo capitolo, interessa soprattutto sottolineare gli effetti del cambiamento climatico, attraverso la zona insatura, sugli acquiferi e sulla loro ricarica, al fine di individuare azioni gestionali atte a mitigare le conseguenze di questi cambiamenti. Per esempio, si è osservato (Klove et al., 2014) che acquiferi superficiali, non confinati, rispondono più velocemente ai cambiamenti, mentre acquiferi più profondi, e quelli confinati subiscono più lentamente gli effetti del cambiamento climatico. D'altro canto, la variazione dei livelli, sia per le acque superficiali che per quelle sotterranee, può mutare le interazioni tra questi diversi corpi idrici, e così anche le caratteristiche dell'approvvigionamento idrico (Sapriza-Azuri et al., 2015).

È stato anche dimostrato (Van Loon et al., 2014) che, in ambienti con un significativo ciclo stagionale, come quelli mediterranei, anche trend lineari di siccità meteorologica (precipitazioni sotto la norma) inducono risposte non lineari nella siccità

del contenuto d'acqua (immagazzinamento sotto la norma nella zona non satura) e nella siccità idrologica (disponibilità d'acqua sotto la norma nei corpi idrici superficiali e negli acquiferi). In letteratura si trovano anche importanti studi sugli effetti dei cambiamenti climatici sulla dinamica della ricarica, e sulla variazione dei tempi di arrivo: vale la pena di citare per esempio il lavoro monumentale (Rossman et al., 2014) in cui una modellazione in questo senso viene effettuata nella regione statunitense del Nebraska Sand Hills, fornendo stime sia per scenari più piovosi che per scenari più siccitosi.

Per mitigare gli effetti di queste anomalie significative nel clima e nell'uso del suolo, una strategia è quella di lavorare sul funzionamento della capacità di stoccaggio delle acque sotterranee (Managed Aquifer Recharge), sulla gestione connettiva degli usi e sull'utilizzo delle nuove tecnologie (Klove et al., 2014). Si veda, a questo proposito, il Capitolo 8.

In definitiva, il cambiamento climatico pone sfide significative alla zona insatura e alla sua capacità di sostenere le risorse idriche essenziali per l'agricoltura e gli ecosistemi naturali. L'alterazione dei pattern delle precipitazioni, l'aumento delle temperature e gli eventi meteorologici estremi influiscono sulle dinamiche dell'umidità del suolo, sulla salute della vegetazione e sui processi critici all'interfaccia suolo-atmosfera. Comprendere questi impatti è fondamentale per sviluppare strategie di adattamento volte a mitigare gli effetti negativi dei cambiamenti climatici sulla gestione delle risorse idriche.

Strumenti modellistici di analisi e previsionali

I modelli idrologici e di superficie (chiamati Land Surface Model) sono ampiamente utilizzati per stimare l'umidità del suolo a diverse scale spaziali e temporali (ad esempio, Balsamo et al., 2015). Fondamentalmente, i modelli utilizzati dalle diverse comunità (idrologica, meteorologica, climatica) utilizzano lo stesso insieme di equazioni per simulare il bilancio idrologico ed energetico, e quindi l'umidità del suolo (ad esempio, Brocca et al., 2014). I modelli si differenziano per la discretizzazione spaziale (orizzontale e verticale) e temporale, per i processi fisici simulati e per la corrispondente parametrizzazione. La finezza della griglia di discretizzazione (sia spaziale che temporale) dipende dall'applicazione, dal modello utilizzato, dai metodi numerici con cui esso viene implementato, e talvolta persino dalla comunità scientifica di riferimento, che può essere più interessata a una scala piuttosto che a un'altra.

Potenzialmente, attraverso la modellazione siamo in grado di ottenere stime dell'umidità del suolo alla risoluzione temporale e spaziale desiderata (ad esempio, sub-oraria e 100 m, Bierkens et al., 2015).

L'accuratezza dei dati modellati sull'umidità del suolo dipende fortemente dal modello utilizzato. Tuttavia, oltre all'accuratezza del modello, anche la qualità delle osservazioni meteorologiche uti-

lizzate come dati di input gioca un ruolo molto importante. Anche un modello perfetto fallirà se la qualità o la densità degli input meteorologici è bassa. Allo stesso modo, anche la discretizzazione spaziale e temporale dipende dalla risoluzione delle forzanti meteorologiche e delle informazioni statiche, come le mappe di uso del suolo e di tessitura del terreno (Brocca et al., 2014). A volte, i dati modellati ad alta risoluzione (ad esempio, 500 m) sono ottenuti utilizzando come input forzanti meteorologici a scala più grossolana (ad esempio, dati di precipitazione con risoluzione di 10-100 km). In questi casi, la risoluzione effettiva dei dati modellati dovrebbe essere quella degli input meteorologici (cioè, 10-100 km e non 500 m).

Un problema comune è legato alla parametrizzazione della complessa struttura di modellazione e dei valori dei parametri del modello. Ad esempio, la parametrizzazione dei parametri idraulici del suolo è un compito molto difficile, anche in siti sperimentali ben strumentati, e soprattutto su grandi aree (Hopmans et al., 2002). Inoltre, molti processi idrologici chiave sono estremamente difficili da parametrizzare (ad esempio, l'irrigazione, la gestione degli invasi, la fusione della neve, l'intercettazione della copertura vegetale), soprattutto in regioni remote (deserti, foreste pluviali, alte quote). Per-

tanto, i dati modellati sull'umidità del suolo rappresentano sicuramente un'importante serie di dati che, tuttavia, devono essere utilizzati con cautela.

A scala nazionale, sono disponibili diverse opzioni per ottenere stime di umidità del suolo da modellazione idrologica e meteorologica. Fondazione CIMA, in collaborazione con il Servizio nazionale della protezione civile, fornisce stime di umidità del suolo dalla modellazione CONTINUUM (Silvestro et al., 2013; si vedano anche il Capitolo 3 e il Capitolo 7) con una risoluzione spaziale di 500 m e temporale oraria (Fig. 6.9). In alternativa, si possono usare le stime fornite dai modelli meteorologici e in particolare dai dati di rianalisi. Un esempio è il prodotto di umidità del suolo (giornaliero, 9 km, 4 diversi strati di suolo, dal 1959 a oggi fornito dalla rianalisi dell'ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts) utilizzata nel paragrafo 4.5.3 per fornire indicazioni sullo stato pregresso (<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/re-analysis-era5-land?tab=overview>). Un altro modello di rianalisi sviluppato *ad hoc* per l'Italia è MERIDA (<https://merida.rse-web.it/>), attualmente disponibile alla risoluzione di 21 km e 7 km, dal 1990 al 2022. Un'alternativa ulteriore utilizzata a

livello regionale e nazionale è rappresentata dall'utilizzo di modellazione di bilancio idrologico (ad esempio, Brocca et al., 2014), disponibile per la Regione Umbria, Sardegna e Marche nell'ambito di accordi di collaborazione tra queste regioni e l'Istituto di ricerca sulla protezione idrogeologica del CNR.

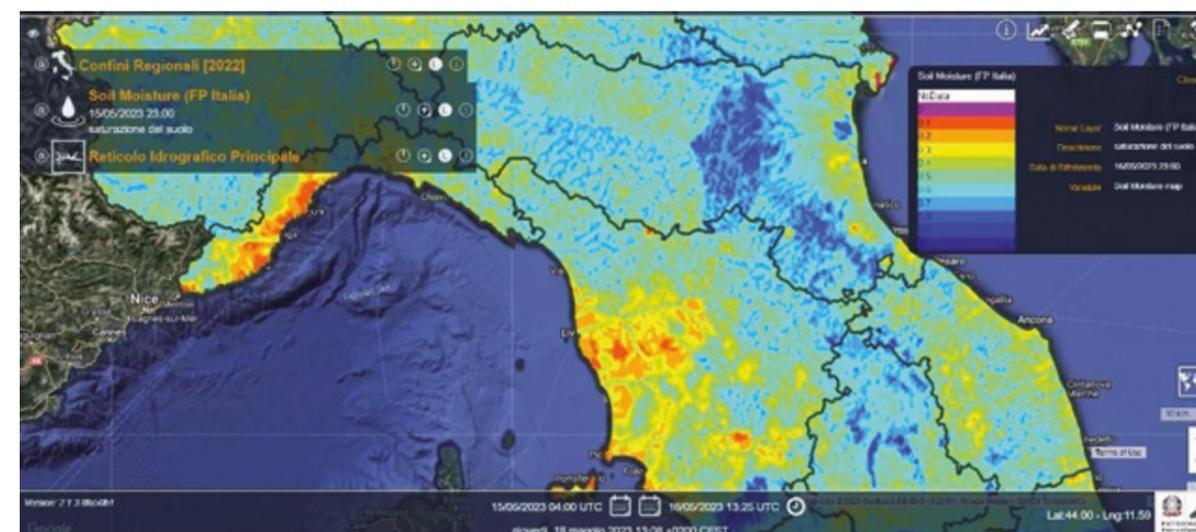
In generale, per la modellistica della zona non satura sub-superficiale, i dati di contenuto d'acqua in superficie, modellati attraverso le tecniche appena descritte, rappresentano o possono rappresentare le condizioni al contorno superiori del dominio non-saturo.

Per quanto riguarda la modellazione della dinamica dell'acqua nella zona non satura, come anticipato nell'introduzione a questo capitolo, il modello di riferimento è l'equazione di Richardson-Richards, più nota come equazione di Richards (Richards, 1931), il cui studio quantitativo consente, per esempio, di stimare i tempi di arrivo in falda, oppure la disponibilità d'acqua per le piante, o la capacità di assorbimento dei suoli dopo eventi meteorici intensi.

Si è già accennato alla complessità di questo modello di advezione-diffusione,

Figura 6.9

Esempio di mappa di umidità del suolo dal modello CONTINUUM (Silvestro et al., 2013) per il 15 maggio 2023 (prima dell'evento alluvionale in Emilia). Fonte: Dewetra - sistema del Servizio nazionale della protezione civile per il monitoraggio in tempo reale dei rischi naturali.



che regola il flusso idrico nella zona non satura, assumendo che il mezzo sia poroso; si è inoltre già discusso della necessità e difficoltà di stimare i parametri idraulici coinvolti in questa equazione (paragrafo 6.2): alcuni sono parametri fisici, (contenuto d'acqua saturo e residuo, conducibilità idraulica satura), altri dipendono solo dal tipo di funzione empirica con cui si cerca il *non-linear fitting* dei dati raccolti per la caratterizzazione idraulica (modelli di Van-Genuchten- Mualem, di Haverkamp, di Brooks and Corey, di Gardner; si veda, ad esempio, Van Genuchten e Nielsen, 1985).

Nella sua formulazione pressure-based l'equazione di Richards ha la seguente forma:

$$\text{eq. 6.1} \quad C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot \kappa(h) \nabla h - \frac{\partial K}{\partial z}$$

ove i termini h , K (rispettivamente potenziale matriciale e conducibilità idraulica) sono già stati introdotti nel paragrafo 6.2.2, e $C(h)$ è un termine capacitivo che rappresenta la derivata del contenuto d'acqua rispetto alla pressione. In generale, proprio la natura fortemente non-lineare di queste funzioni idrauliche, e del termine capacitivo da essa derivato, determinano la marcata non-linearità dell'equazione di Richards, che può diventare anche degenerare nel caso saturo, cioè mutare la sua natura di equazione alle derivate parziali, da parabolica a ellittica. Tale non-linearità impatta sul mal-condizionamento della matrice di massa (ossia la derivata del contenuto d'acqua rispetto alla pressione) che pre-moltiplica la derivata temporale del potenziale matriciale. È anche necessario osservare che questa equazione può essere dotata di un termine forzante per descrivere l'assorbimento radicale macroscopico.

Per quanto riguarda la soluzione dell'equazione di Richards, ci sono solo poche soluzioni analitiche, generalmente ottenute a partire da funzioni idrauliche sem-

plificate (ad esempio, Gardner, 1965), e con condizioni al contorno e iniziali prefissate (ad esempio, Barry et al., 1993; Broadbridge et al., 2017).

Per questo motivo, un grande interesse è nato, sin dagli anni '90 del secolo scorso (Celia et al., 1990) per le soluzioni numeriche dell'equazione di Richards. Un lettore curioso potrà trovare molti dettagli nell'illuminante *review* di Farthing e Ogden (2017). Qui riteniamo sufficiente menzionare che questa equazione è stata risolta, negli anni, con metodi alle differenze finite (Berardi et al., 2018; Berardi et al., 2020; Chavez-Negrete et al., 2018; Tocci et al., 1997), elementi finiti e volumi finiti (ad esempio, Bause e Knabner, 2004; Li et al., 2007), per quanto riguarda la discretizzazione spaziale. Per quanto riguarda l'integrazione nel tempo, sono stati pubblicati molti articoli riguardo alla gestione ottimale della non-linearità attraverso metodi impliciti o semi-impliciti, e come approcciare la soluzione del problema non-lineare derivante dall'uso di integratori impliciti in tempo (metodi di Newton, di Picard, etc.): si veda, al riguardo, Bergamaschi e Putti (1999); Casulli e Zanolli (2010); List e Radu (2016).

All'atto pratico, esistono diversi software scientifici o commerciali dedicati alla risoluzione numerica dell'equazione di flusso non saturo. Vale la pena di citare, tra questi, il software *Hydrus* (Šimůnek et al., 2008), di cui è disponibile gratuitamente solo la versione 1D, mentre il software *CATHY* (Camporese et al., 2010) è completamente open source. In MODFLOW è possibile considerare il pacchetto *Unsaturated zone flow* (UZ, Niswonger et al., 2006), che simula solo il flusso verticale.

Dal punto di vista matematico è ovviamente interessante studiare il problema in domini bidimensionali o tridimensiona-

li. Tuttavia, la non-linearità del problema, e la conseguente lentezza di calcolo, unite alla costitutiva e significativa incertezza nei parametri e difficoltà nella spazializzazione degli stessi, suggeriscono di concentrarsi, per applicazioni pratiche, sia in ambito agronomico che strettamente idrologico, sulla modellistica 1-dimensionale verticale, dato che il fenomeno di infiltrazione è prevalentemente governato dalla gravità (si veda, ad esempio, Romano et al., 1998). Vale la pena di menzionare, per esempio, l'applicazione del codice Flows-HAGES, risolutore 1D per l'equazione di Richards, per l'identificazione dei fabbisogni irrigui ottimali su un intero distretto irriguo, come in Coppola et al. (2019).

Un discorso a parte merita la modellistica fisicamente basata dei flussi preferenziali, il cui monitoraggio è stato discusso nel paragrafo 6.2.2. Si possono presentare casi di mezzi porosi sovrapposti, in cui la principale attenzione è nel trattare in maniera appropriata l'interfaccia tra i due mezzi (si veda, ad esempio Berardi et al., 2018; Berardi et al., 2020) o casi più complessi in cui il mezzo è attraversato da fratture, spesso presenti tra matrici rocciose quasi impermeabili: in questi casi, l'approccio del cosiddetto "poroso equivalente" (Bear, 2013) è decisamente più semplice, ma meno accurato. Si sono quindi sviluppati modelli *ad hoc* per le cosiddette *discrete fracture networks* (DFNs), in grado di identificare i percorsi preferenziali del flusso delle acque sotterranee attribuibili a bruschi cambiamenti nella permeabilità locale a causa delle fratture o dentro le stesse. Modelli equivalenti basati sul continuo sono spesso incoerenti in formazioni rocciose molto eterogenee e portano a risultati inaffidabili (Masciopinto et al., 2021). L'eterogeneità degli acquiferi fratturati è un fattore che può causare andamenti anomali (cioè, non gaussiani) e le corrispondenti curve

di interpolazione del materiale trasportato possono subire effetti macro-dispersivi. Una disamina completa della modellistica in questa direzione può essere trovata in Masciopinto et al., 2021, mentre approcci più strettamente computazionali sono stati recentemente introdotti in Masciopinto e Fadakar Alghalandis (2024).

In definitiva, benché i modelli fisicamente basati per la zona non satura siano ormai ben consolidati, il loro utilizzo nell'ambito della gestione delle risorse idriche a scala di bacino è indubbiamente molto limitato, per i seguenti motivi, che elenchiamo sinteticamente:

1. **l'onerosità nel ricavare dati per una calibrazione dei modelli di flusso nel non saturo, sia per le curve di ritenzione idrica, sia per la funzione di conducibilità idraulica;**
2. **le difficoltà numeriche legate alla non linearità delle equazioni (e dei processi) sono ancora significative;**
3. **la presenza di un gap di scala tra le informazioni necessarie per la calibrazione delle curve di conducibilità e di ritenzione e tutte le altre le informazioni necessarie per caratterizzare il flusso nel saturo a una scala di bacino (reale litologia dei suoli, presenza di possibili reti di fratture, livello della falda, eterogeneità spaziali dei suoli, interazioni con le acque superficiali e difficoltà a integrare i modelli per le acque basse con quelli per la zona non satura).**

Le domande di ricerca relative al contributo del suolo e della zona non satura nella stima del bilancio idrico si possono articolare, schematicamente, lungo due direttrici:

a. la stima del bilancio idrico al suolo in funzione dell'uso del suolo (con ripercussioni di vario tipo, dalla stima del *run off* in caso di eventi meteorici intensi, alla stima del fabbisogno idrico delle colture in funzione delle condizioni meteo-climatiche e di suolo attuali): questo aspetto ha indubbiamente un effetto molto rilevante sulla ricarica degli acquiferi;

b. la stima dei flussi idrici attraverso la zona non satura e dei relativi tempi di arrivo in falda, che ha risvolti pratici molto importanti, specie per la gestione delle risorse idriche sotterranee.

Con riferimento all'umidità del suolo, recentemente sono disponibili osservazioni satellitari ad alta risoluzione sia nello spazio (fino a 100 m) che nel tempo (sub-giornaliera), e nuove reti di stazioni a terra in alcune regioni italiane (ad esempio, Valle d'Aosta, Umbria, Marche, Abruzzo). L'integrazione di queste osservazioni con la modellazione avanzata già presente e sviluppata in Italia permetterebbe di ottenere il monitoraggio dell'umidità del suolo a scala nazionale e ad alta risoluzione spaziale e temporale (100 m, oraria). Tali informazioni risultano cruciali per una molteplicità di applicazioni in idrologia e in agricoltura, e in particolare per il monitoraggio della siccità con un

elevato grado di dettaglio. Attività focalizzate a questo obiettivo sono già in corso in alcune regioni italiane, e l'estensione a scala nazionale sarebbe auspicabile. Pur riconoscendo l'importanza di tale strumento nella definizione del bilancio idrico a scala di bacino, in ambito agronomico la gestione delle attività agricole di aree molto estese richiede un'integrazione delle mappe satellitari con uno strato informativo a scala di campo, in grado di poter definire aree a differente gestione, le cosiddette *management zones*, basate sulla variabilità spaziale e temporale in termini di tessitura, deficit idrico e resa colturale (De Benedetto et al., 2013; Grunwald et al., 2015; Saifuzzaman et al., 2019; von Hebel et al., 2021). Lo sviluppo di un modello integrato così definito costituisce un filone di ricerca ben avviato ma ancora in evoluzione, finalizzato alla definizione di strumenti di supporto alle decisioni, meglio noti come Decision Support System (DSS), che permettono di gestire le risorse disponibili sulla base delle reali esigenze di suolo e pianta. In relazione alla stima dei flussi idrici attraverso la zona vadosa, il tema della rappresentatività della modellistica nel non saturo per la stima del bilancio idrico alla scala di bacino in condizioni transitorie è fondamentale. In tale ambito, due aspetti presentano significative domande di ricerca: a) l'enorme costo computazionale della soluzione numerica dell'equazione di Richards; b) l'incertezza e la difficoltà a stimare i parametri idraulici coinvolti, e la significativa eterogeneità spaziale degli stessi. Per questo motivo, la risposta di molti ricercatori è di risolvere l'equazione in diversi domini 1-dimensionali verticali, in corrispondenza delle misu-

re di campo, per poi spazializzare i risultati. Un altro approccio è quello di usare delle semplificazioni, per esempio l'approssimazione di Green-Ampt, oppure un nuovo concetto di equazione delle velocità del contenuto d'acqua, proposta recentemente (Ogden et al., 2017). D'altro canto, a parte le importanti applicazioni agronomiche, alla scala della rizosfera, il tema cruciale della modellistica del non-saturo si riferisce ai tempi di arrivo in falda di acqua e contaminanti, e quindi l'integrazione di questi modelli con modelli di flusso saturo è il suo naturale scopo ultimo: anche la stima del ruscellamento in occasione di precipitazioni intense, richiede un modello accoppiato che gestisca sia i processi di flusso superficiale che non saturo, appena sotto di esso: algoritmi di questo tipo sono realmente sfidanti, soprattutto nell'utilizzazione a scala di bacino.

Un aspetto significativo, e che complica ulteriormente la modellazione della zona non satura, è il trasporto anomalo, descritto da termini di memoria nelle equazioni di flusso, già introdotto in Pachepsky et al. (2003), indagato per esempio nei modelli di acqua immobile, per cui il trasporto avviene con una dinamica *multi-rate*, a causa del fatto che le particelle possono rimanere intrappolate nei pori, con l'effetto di un ritardo nel trasporto stesso (si veda, a titolo di esempio, Masciopinto e Passarella, 2018). Questa dinamica *multi-rate* sta alla base di altri processi recentemente indagati nell'ambito della fisica del suolo (ad esempio, Carminati 2012; Wu et al., 2020;), in cui si è riscontrato un fenomeno di memoria del flusso idrico nella rizosfera, modellato da termini non locali nell'assorbi-

mento radicale (Berardi e Girardi, 2024). Se si considera la piccola scala della rizosfera, questi fenomeni hanno effetti non trascurabili sulla modellazione del deficit idrico della pianta. Perciò, a valle degli opportuni *upscaling* dalla scala locale a quella di campo e di versante, questi processi possono alterare in maniera non trascurabile la stima del fabbisogno idrico di una coltura, o la valutazione dello stress idrico della stessa, modificando quindi la stima del contenuto d'acqua realmente disponibile nel suolo. Inquadrare questi fenomeni nel contesto dell'*ecological memory* (Ogle et al., 2014), consente di attingere a strumenti modellistici su misura, e avanzati.

Lo studio del flusso preferenziale è altamente complesso essendo il risultato di varie combinazioni di processi fisici che avvengono in un mezzo poroso derivanti dalle interazioni di acqua, aria e particelle solide. Per questo, nell'ultimo decennio la comunità scientifica sta indirizzando l'attenzione a questi processi al fine di migliorare la capacità di visualizzare, comprendere, quantificare, modellare e prevedere i flussi preferenziali responsabili di una rapida mobilizzazione di acqua ed eventuali contaminanti da essa trasportati. In particolare, i fisici del suolo si focalizzano sulla porzione più superficiale della zona insatura quindi sul flusso che avviene attraverso i macropori presenti nel suolo agrario, gli idrogeologi, invece, sulla porzione più profonda dove i percorsi preferenziali coinvolgono le fratture, giunti di strato e canali carsici presenti negli strati rocciosi. Molte sono le modalità con le quali si verifica il flusso seguendo vie preferenziali, denominati in letteratura,

films, rivulets, snapping rivulets, sliding drops, slugs. Alcune di queste si adattano alle formulazioni di Darcy, altre no, ed è per questa ragione che ad oggi ancora non si riesce a prevedere la velocità e la distanza percorsa da flussi preferenziali. Attualissima è la discussione scientifica sulla necessità di migliorare il modello concettuale di flusso preferenziale, partendo da una rigorosa classificazione delle differenti modalità con cui si verifica, al fine di definire con accuratezza le condizioni al contorno e quindi distinguere quali tra di esse non sono rappresentabili dal modello di Darcy o Poiseuille (Nimmo, 2024). In alcuni casi sono stati introdotti i concetti di *wave* o *film flow* alla base dello sviluppo di recentissimi modelli, per cer-

care di interpretare dei problemi di flusso anomalo, rilevabili su lunghe distanze, che non possono essere spiegati con i modelli classici di flusso (Sternagel et al., 2024). Pertanto, alla comunità scientifica si pone la sfida di sviluppare approcci e/o set up sperimentali per migliorare la comprensione dei processi, considerando la diversità delle modalità con cui si può verificare un flusso preferenziale, tra i quali sono da annoverare i flussi nei sistemi carsici e/o fratturati (Masciopinto et al., 2021), per sviluppare modelli nuovi o migliorare quelli preesistenti al fine di riuscire a stimare le velocità e prevedere i percorsi con maggiore accuratezza e corrispondenti a quelli reali sperimentalmente misurati.

Referenze bibliografiche

Almendra-Martín, L., Martínez-Fernández, J., Piles, M., González-Zamora, Á., Benito-Verdugo, P., Gaona, J., 2022. Analysis of soil moisture trends in Europe using rank-based and empirical decomposition approaches. *Glob. Planet. Change* 215, 103868. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103868>

Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans.* 146:54–62. <https://doi.org/10.2118/942054-G>

Avanzi, F., Munerol, F., Milelli, M., Gabellani, S., Massari, C., Giroto, M., Cremonese, E., Galvagno, M., Bruno, G., Morra di Cella, U., Rossi, L., Altamura, M., Ferraris, L., 2024. Winter snow deficit was a harbinger of summer 2022 socio-hydrologic drought in the Po Basin, Italy. *Commun. Earth Environ.* 5,1-12. <https://doi.org/10.1038/s43247-024-01222-z>

Balsamo, G., Albergel, C., Beljaars, A., Boussetta, S., Brun, E., Cloke, H., Dee, D., Dutra, E., Muñoz-Sabater, J., Pappenberger, F., de Rosnay, P., Stockdale, T., Vitart, F., 2015. ERA-Interim/Land: a global land surface reanalysis data set. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 389–407. <https://doi.org/10.5194/hess-19-389-2015>

Barra Caracciolo, A., Grenni, P., Falconi, F., Caputo, M.C., Ancona, V., Uricchio, V.F., 2011. Pharmaceutical waste disposal: assessment of its effects on bacterial communities in soil and groundwater. *Chem. Ecol.* 27, 43–51. <https://doi.org/10.1080/02757540.2010.534082>

Barry, D.A., Parlange, J.-Y., Sander, G.C., Sivaplan, M., 1993. A class of exact solutions for Richards' equation. *J. Hydrol.* 142, 29–46. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90003-R](https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90003-R)

Bause, M., Knabner, P., 2004. Computation of variably saturated subsurface flow by adaptive mixed hybrid finite element methods. *Adv. Water Resour.* 27, 565–581. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.03.005>

Bear, J. *Hydraulics of Groundwater*. 2013. Dover Publications, Mineola, N.Y, USA.

Berardi, M., Difonzo, F., Vurro, M., Lopez, L., 2018. The 1D Richards' equation in two layered soils: a Filippov approach to treat discontinuities. *Adv. Water Resour.* 115, 264–272. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.027>

Berardi, M., Difonzo, F., Lopez, L., 2020. A mixed MoL-TMoL for the numerical solution of the 2D Richards' equation in layered soils. *Comput. Math. Appl.* 79, 1990–2001. <https://doi.org/10.1016/j.camwa.2019.07.026>

Berardi M., Girardi, G., 2024. Modeling plant water deficit by a non-local root water uptake term in the unsaturated flow equation. *Commun Nonlinear Sci Numer Simul.* 128, 107583 <https://doi.org/10.1016/j.cnsns.2023.107583>

Bergamaschi, L., Putti, M., 1999. Mixed finite elements and Newton-type linearizations for the solution of Richards' equation. *Int. J. Numer. Meth. Engng.* 45, 1025-104. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.107091>

Bierkens, M.F.P., Bell, V.A., Burek, P., Chaney, N., Condon, L.E., David, C.H., de Roo, A., Döll, P., Drost, N., Famiglietti, J.S., Flörke, M., Gochis, D.J., Houser, P., Hut, R., Keune, J., Kollet, S., Maxwell, R.M., Reager, J.T., Samaniego, L., Sudicky, E., Sutanudjaja, E.H., van de Giesen, N., Winsemius, H., Wood, E.F., 2015. Hyper-resolution global hydrological modelling: what is next? *Hydrol. Process.* 29, 310–320. <https://doi.org/10.1002/hyp.10391>

Blanchy, G., Watts, C.W., Ashton, R.W., Webster, C.P., Hawkesford, M.J., Whalley, W.R., Binley, A., 2020. Accounting for heterogeneity in the relationship: Application to wheat phenotyping using EMI. *Vadose Zone J.* 19. <https://doi.org/10.1002/vzj2.20037>

- Bloem, E., Hogervorst, F.A.N., de Rooij, G.H. and Stagnitti, F., 2010. Variable-Suction Multicompartment Samplers to Measure Spatiotemporal Unsaturated Water and Solute Fluxes. *Vadose Zone J.* 9, 148-159. <https://doi.org/10.2136/vzj2008.0111>
- Bogena, H.R., Huisman, J.A., Güntner, A., Hübner, C., Kusche, J., Jonard, F., Vey, S., Vereecken, H., 2015. Emerging methods for noninvasive sensing of soil moisture dynamics from field to catchment scale: a review. *WIREs Water* 2, 635-647. <https://doi.org/10.1002/wat2.1097>
- Bogner, C., Trancón y Widemann, B., Lange, H., 2013. Characterising flow patterns in soils by feature extraction and multiple consensus clustering. *Ecol. Inform.* 15, 44-52. <https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2013.03.001>
- Broadbridge, P., Daly, E., & Goard, J. (2017). Exact solutions of the Richards equation with nonlinear plant-root extraction. *Water Resour. Res.* 53, 9679-9691. <https://doi.org/10.1002/2017WR021097>
- Brocca, L., Camici, S., Melone, F., Moramarco, T., Martínez-Fernández, J., Didon-Lescot, J.-F., Morbidelli, R., 2014. Improving the representation of soil moisture by using a semi-analytical infiltration model. *Hydrol. Process.* 28, 2103-2115. <https://doi.org/10.1002/hyp.9766>
- Brocca, L., Hasenauer, S., Lacava, T., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., Dorigo, W., Matgen, P., Martínez-Fernández, J., Llorens, P., Latron, J., Martin, C., Bittelli, M., 2011. Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across Europe. *Remote Sens. Environ.* 115, 3390-3408. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.08.003>
- Brocca, L., Ciabatta, L., Massari, C., Camici, S., Tarpanelli, A., 2017a. Soil Moisture for Hydrological Applications: Open Questions and New Opportunities. *Water* 9, 140. <https://doi.org/10.3390/w9020140>
- Brocca, L., Crow, W.T., Ciabatta, L., Massari, C., de Rosnay, P., Enenkel, M., Hahn, S., Amarnath, G., Camici, S., Tarpanelli, A., Wagner, W., 2017b. A Review of the Applications of ASCAT Soil Moisture Products. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 10, 2285-2306. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2017.2651140>
- Campbell, G.S., Smith, D.M., Teare, B.L., 2007. Application of a Dew Point Method to Obtain the Soil Water Characteristic, in: *Experimental Unsaturated Soil Mechanics*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 71-77. https://doi.org/10.1007/3-540-69873-6_7
- Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M., Orlandini, S., 2010. Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resour. Res.*, 46, W02512, <https://doi.org/10.1029/2008WR007536>
- Camporese, M., Cassiani, G., Deiana, R., Salandin, P. 2011. Assessment of local hydraulic properties from electrical resistivity tomography monitoring of a three-dimensional synthetic tracer test experiment. *Water Resour. Res.*, 47, W12508. <https://doi.org/10.1029/2011WR010528>
- Caputo, M.C., Nimmo, J.R., 2005. Quasi-steady centrifuge method for unsaturated hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 41, W11504. <https://doi.org/10.1029/2005WR003957>
- Caputo, M.C., De Carlo, L., Masciopinto, C., Nimmo, J.R., 2010. Measurement of field-saturated hydraulic conductivity on fractured rock outcrops near Altamura (Southern Italy) with an adjustable large ring infiltrometer. *Environ. Earth Sci.* 60, 583-590. <http://www.intechopen.com/books/hydraulic-conductivity-issuesdetermination-and-applications/field-measurement-of-hydraulic-conductivity-of-rocks>
- Caputo, M.C., De Carlo, L., 2011. Field Measurement of Hydraulic Conductivity of Rocks. In *Hydraulic Conductivity - Issues, Determination and Applications*, Prof. Lakshmanan Elango (Ed.), ISBN:978-953-307-288-3, InTech, <http://www.intechopen.com/books/hydraulic-conductivity-issuesdetermination-and-applications/field-measurement-of-hydraulic-conductivity-of-rocks>
- Caputo, M.C., De Carlo, Turturro A.C., 2022. HYPROP-FIT to Model Rock Water Retention Curves Estimated by Different Methods. *Water* 14, 3443. <https://doi.org/10.3390/w14213443>
- Caputo, M.C., De Carlo, Masciale, R., Perkins, K., Turturro A.C., Nimmo, J.R., 2023. Detection and quantification of preferential flow using artificial rainfall with multiple experimental approaches. *Hydrogeol. J.* 32, 467-485. <https://doi.org/10.1007/s10040-023-02733-3>
- Carminati, A., 2012. A model of root water uptake coupled with rhizosphere dynamics. *Vadose Zone J.* 11, vzj2011.0106. <https://doi.org/10.2136/vzj2011.0106>
- Casulli, V., Zanolli, P., 2010. A Nested Newton-Type Algorithm for Finite Volume Methods Solving Richards' Equation in Mixed Form. *SIAM J. Sci. Comput.* 32, 2255-2273. <https://doi.org/10.1137/100786320>
- Celia, M.A., Bouloutas, E.T., Zarba, R.L., 1990. A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resour. Res.*, 26(7), 1483-1496, <https://doi.org/10.1029/WR026i007p01483>
- Chambers, J.E., Gunn, D.A., Wilkinson, P.B., Meldrum, P.I., Haslam, E., Holyoake, S., Kirkham, M., Kuras, O., Merritt, A., Wragg, J., 2012. 4D electrical resistivity tomography monitoring of soil moisture dynamics in an operational railway embankment. *Near Surf. Geophys.* 12, 61-72. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2013002>
- Chávez-Negrete, C., Domínguez-Mota, F.J., Santana-Quinteros, D., 2018. Numerical solution of Richards' equation of water flow by generalized finite differences. *Comput. Geotech.* 101, 168-175. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2018.05.003>
- Coppola, A., Dragonetti, G., Sengouga, A., Lamaddalena, N., Comegna, A., Basile, A., Novello, N., Nardella, L., 2019. Identifying Optimal Irrigation Water Needs at District Scale by Using a Physically Based Agro-Hydrological Model. *Water* 11, 841. <https://doi.org/10.3390/w11040841>
- Dahan, O., Nativ, R., Adar, E., Berkowitz, B., 1998. A measurement system to determine water flux and solute transport through fractures in the unsaturated zone. *Ground Water* 36, 444-449. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1998.tb02815.x>
- Daily, W., Ramirez, A., LaBrecque, D., Nitao, J., 1992. Electrical resistivity tomography of vadose water movement. *Water Resour. Res.* 28, 1429-1442. <https://doi.org/10.1029/91wr03087>
- Day-Lewis, F.D., Singha, K., Binley, A.M., 2005. Applying petrophysical models to radar travel time and electrical resistivity tomograms: Resolution-dependent limitations. *J. Geophys. Res.* 110. <https://doi.org/10.1029/2004jb003569>
- De Benedetto, D., Castrignano, A., Diaccono, M., Rinaldi, M., Ruggieri, S., Tamborrino, R., 2013. Field partition by proximal and remote sensing data fusion. *Biosyst. Eng.*, 114, 372-383. <https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2012>
- De Carlo, L., Berardi, M., Vurro, M., Caputo, M.C., 2018. Geophysical and hydrological data assimilation to monitor water content dynamics in the rocky unsaturated zone. *Environ. Monit. Assess.* 190, 310. <https://doi.org/10.1007/s10661-018-6671-x>
- De Carlo, L., Battilani, A., Solimando, D., Caputo, M.C., 2020. Application of time-lapse ERT to determine the impact of using brackish wastewater for maize irrigation. *J. Hydrol.* 582, 124465. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124465>
- De Carlo, L., Perkins, K., Caputo, M.C., 2021. Evidence of Preferential Flow Activation in the Vadose Zone via Geophysical Monitoring. *Sensors*. 21, 1358. <https://doi.org/10.3390/s21041358>
- De Carlo, L., Farzamian, M., Turturro, A.C., Caputo, M.C., 2023. Time-Lapse ERT, Moment Analysis, and Numerical Modeling for Estimating the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Rock. *Water* 15, 332. <https://doi.org/10.3390/w15020332>
- De Carlo, L., Turturro, A.C., Caputo, M.C., 2024. Assessing soil moisture variability in a vineyard via frequency domain electromagnetic induction data. *Front. Soil Sci.* 3. <https://doi.org/10.3389/fsoil.2023.1290591>
- Dorigo, W., Wagner, W., Albergel, C., Albrecht, F., Balsamo, G., Brocca, L., Chung, D., Ertl, M., Forkel, M., Gruber, A., Haas, E., Hamer, P.D., Hirschi, M., Ikonen, J., de Jeu, R., Kidd, R., Lahoz, W., Liu, Y.Y., Miralles, D., Mistelbauer, T., Nicolai-Shaw, N., Parinussa, R., Pratola, C., Reimer, C., van der Schalie, R., Seneviratne, S.I., Smolander, T., Lecomte, P., 2017. ESA CCI Soil Moisture for improved Earth system understanding: State-of-the art and future directions. *Remote Sens. Environ.* 203, 185-215. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.001>
- Dorigo, W., Himmelbauer, I., Aberer, D., Schremmer, L., Petrakovic, I., Zappa, L., Preimesberger, W., Xaver, A., Annor, F., Ardö, J., Baldocchi, D., Bitelli, M., Blöschl, G., Bogena, H., Brocca, L., Calvet, J.-C., Camarero, J.J., Cappello, G., Choi, M., Cosh, M.C., van de Giesen, N., Hajdu, I., Ikonen, J., Jensen, K.H., Kanniah,

- K.D., de Kat, I., Kirchengast, G., Kumar Rai, P., Kyrouac, J., Larson, K., Liu, S., Loew, A., Moghaddam, M., Martínez Fernández, J., Mattar Bader, C., Morbidelli, R., Musial, J.P., Osen-ga, E., Palecki, M.A., Pellarin, T., Petropoulos, G.P., Pfeil, I., Powers, J., Robock, A., Rüdiger, C., Rummel, U., Strobel, M., Su, Z., Sullivan, R., Tagesson, T., Varlagin, A., Vreugdenhil, M., Walker, J., Wen, J., Wenger, F., Wigner, J.P., Woods, M., Yang, K., Zeng, Y., Zhang, X., Zreda, M., Dietrich, S., Gruber, A., van Oevelen, P., Wagner, W., Scipal, K., Drusch, M., Sabia, R., 2021. The International Soil Moisture Network: serving Earth system science for over a decade. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 25, 5749–5804. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.001>
- Doussan, C., Ruy, S., 2009. Prediction of unsaturated soil hydraulic conductivity with electrical conductivity. *Water Resour. Res.* 45. <https://doi.org/10.1029/2008wr007309>
- Dragonetti, G., Farzamian, M., Basile, A., Monteiro Santos, F., Coppola, A., 2022. *In situ* estimation of soil hydraulic and hydrodispersive properties by inversion of electromagnetic induction measurements and soil hydrological modeling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 26, 5119–5136. <https://doi.org/10.5194/hess-26-5119-2022>
- Durner, W., Lipsius, K., 2005. Determining soil hydraulic properties. In: M.G. Anderson and J.J. McDonnell, editors, *Encyclopedia of hydrological sciences*. John Wiley & Sons, Chichester, UK. pp. 1121–1144. <https://doi.org/10.1002/0470848944.hsa077b>
- Ellefsen, K.J., Hsieh, P.A., Shapiro, A.M., 2002. Crosswell seismic investigation of hydraulically conductive, fractured bedrock near Mirror Lake, New Hampshire. *J. Appl. Geophys.* 50, 299–317. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(02\)00149-0](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(02)00149-0)
- Farthing, M.W., Ogden, F.L., 2017. Numerical solution of Richards' equation: A review of advances and challenges. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 81, 1257–1269. <https://doi.org/10.2136/sssai2017.02.0058>
- Farzamian, M., Monteiro Santos, F.A., Khalil, M.A., 2015. Estimation of unsaturated hydraulic parameters in sandstone using electrical resistivity tomography under a water injection test. *J. Appl. Geophys.* 121, 71–83. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.07.014>
- Filippucci, P., Tarpanelli, A., Massari, C., Serafini, A., Strati, V., Alberi, M., Raptis, K.G.C., Mantovani, F., Brocca, L., 2020. Soil moisture as a potential variable for tracking and quantifying irrigation: A case study with proximal gamma-ray spectroscopy data. *Adv. Water Resour.* 136, 103502. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2019.103502>
- Flury, M., Flühler, H., Jury, W. A., Leuenberger, J., 1994. Susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study. *Water Resour. Res.*, 30(7), 1945–1954. <https://doi.org/10.1029/94WR00871>
- Furman, A., Ferré, T.P.A., Warrick, A.W., 2004. Optimization of ERT surveys for monitoring transient hydrological events using perturbation sensitivity and genetic algorithms. *Vadose Zone J.* 3, 1230–1239. <https://doi.org/10.2136/vzj2004.1230>
- Gardner W.R., 1965 *Dynamic Aspects of Soil-Water Availability to Plants*. Annual Reviews 16, 323–342. <https://doi.org/10.1146/annurev.pp.16.060165.001543>
- Garré, S., Coteur, I., Wonglecharoen, C., Kongkaew, T., Diels, J., Vanderborght, J., 2013. Noninvasive monitoring of soil water dynamics in mixed cropping systems: A case study in Ratchaburi province, Thailand. *Vadose Zone J.* 12, 1–12. <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0129>
- Grunwald, S., Vasques, G.M., Rivero, R.G., 2015. Chapter One - Fusion of Soil and Remote Sensing Data to Model Soil Properties, in: Sparks, D.L. (Ed.), *Advances in Agronomy*. Academic Press, pp. 1–109. <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2014.12.004>
- Hartmann, A., Jasechko, S., Gleeson, T., Wada, Y., Andreo, B., Barberá, J.A., Briemann, H., Bouchaou, L., Charlier, J.-B., Darling, W.G., Filippini, M., Garvelmann, J., Goldscheider, N., Kralik, M., Kunstmann, H., Ladouche, B., Lange, J., Lucianetti, G., Martín, J.F., Mudarra, M., Sánchez, D., Stumpp, C., Zagana, E., Wagener, T., 2021. Risk of groundwater contamination widely underestimated because of fast flow into aquifers. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2024492118>
- Hopmans, J.W., Nielsen, D.R., Bristow, K.L., 2002. How useful are small-scale soil hydraulic property measurements for large-scale vadose zone modeling?, in: *Environmental Mechanics: Water, Mass and Energy Transfer in the Biosphere*, Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 247–258. <https://doi.org/10.1029/129gm20>
- Hubbard, S.S., Peterson, J.E., Jr, Majer, E.L., Zawislanski, P.T., Williams, K.H., Roberts, J., Wobber, F., 1997. Estimation of permeable pathways and water content using tomographic radar data. *Lead. Edge* 16, 1623–1630. <https://doi.org/10.1190/1.1437539>
- Hunt, R.J., Prudic, D.E., Walker, J.F., Anderson, M.P., 2008. Importance of unsaturated zone flow for simulating recharge in a humid climate. *Ground Water* 46, 551–560. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00427.x>
- IPCC, 2021. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 pp. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>.
- Jones, J. P., Sudicky, E. A., Brookfield, A. E., Park, Y.-J., 2006. An assessment of the tracer-based approach to quantifying groundwater contributions to streamflow. *Water Resour. Res.*, 42, W02407. <https://doi.org/10.1029/2005WR004130>
- Klove, B., Ala-Aho, P., Bertrand, G., Gurdak, J.J., Kupfersberger, H., Kværner, J., Muotka, T., Mykrä, H., Preda, E., Rossi, P., Bertacchi Uvo, C., Velasco, E., Pulido-Velazquez, M., 2014. Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. *J. Hydrol.* 518, 250–266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.037>.
- Kodešová, R., Němeček, K., Kodeš, V., Žigová, A., 2012. Using dye tracer for visualization of preferential flow at macro and microscales. *Vadose Zone J.* 11. <https://doi.org/10.2136/vzj2011.0088>
- Kukemilks, K., Wagner, J.-F., 2021. Detection of Preferential Water Flow by Electrical Resistivity Tomography and Self-Potential Method. *Appl. Sci.* 11, 4224. <https://doi.org/10.3390/app11094224>
- LaBrecque, D., Alumbaugh, D.L., Yang, X., Paprocki, L., Brainard, J., 2002. Chapter 15 Three-dimensional monitoring of vadose zone infiltration using electrical resistivity tomography and cross-borehole ground-penetrating radar, in: Zhdanov, M.S., Wannamaker, P.E. (Eds.), *Methods in Geochemistry and Geophysics*. Elsevier, pp. 259–272. [https://doi.org/10.1016/S0076-6895\(02\)80097-X](https://doi.org/10.1016/S0076-6895(02)80097-X)
- Lane, J.W., Jr, Haeni, F.P., Watson, W.M., 1995. Use of a square-array direct-current resistivity method to detect fractures in crystalline bedrock in New Hampshire. *Ground Water* 33, 476–485. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1995.tb00304.x>
- Levine, J. B., Salvucci, G.D., 1999. Equilibrium analysis of groundwater–vadose zone interactions and the resulting spatial distribution of hydrologic fluxes across a Canadian Prairie. *Water Resour. Res.*, 35(5), 1369–1383. <https://doi.org/10.1029/1999WR900018>
- Li, H., Farthing, M.W., Miller, C.T., 2007. Adaptive local discontinuous Galerkin approximation to Richards' equation. *Adv. Water Resour.* 30, 1883–1901. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.02.007>
- List, F., Radu, F.A., 2016. A study on iterative methods for solving Richards' equation. *Comput. Geosci.*, 20, 341–353. <https://doi.org/10.1007/s10596-016-9566-3>
- Lobell, D.B., Gourdji, S.M., 2012. The Influence of Climate Change on Global Crop Productivity. *Plant Physiol.* 160(4), 1686–1697. <https://doi.org/10.1104/pp.112.208298>
- Martin, J.M., Everett, M.E., Knappett, P.S.K., Ewing, R.C., 2022. Preferential flow between rivers and aquifers in alluvial floodplains: A key to modelling and sustainably managing shallow groundwater resources. *Near Surf. Geophys.* <https://doi.org/10.1002/nsg.12245>
- Martinez, G., Vanderlinden, K., Giráldez, J.V., Espejo, A.J., Muriel, J.L., 2010. Field-scale soil moisture pattern mapping using electromagnetic induction. *Vadose Zone J.* 9, 871–881. <https://doi.org/10.2136/vzj2009.0160>
- Martini, E., Werban, U., Zacharias, S., Pohle, M., Dietrich, P., Wollschläger, U., 2016. Repeated electromagnetic induction measurements for mapping soil moisture at the field scale: validation with data from a wireless soil moisture monitoring network. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 21: 495–513. <https://doi.org/10.5194/hess-2016-93>
- Mary, B., Peruzzo, L., Boaga, J., Cenni, N., Schmutz, M., Wu, Y., Hubbard, S.S., Cassiani,

- G., 2020. Time-lapse monitoring of root water uptake using electrical resistivity tomography and mise-à-la-masse: a vineyard infiltration experiment. *SOIL* 6, 95–114. <https://doi.org/10.5194/soil-6-95-2020>
- Masciopinto, C., Caputo, M.C., 2011. Modeling unsaturated-saturated flow and nickel transport in fractured rocks. *Vadose Zone J.* 10, 1045–1057. <https://doi.org/10.2136/vzj2010.0087>
- Masciopinto, C., Passarella, G., 2018. Mass-transfer impact on solute mobility in porous media: A new mobile-immobile model. *J. Contam. Hydrol.* 215, 21–28. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2018.06.004>
- Masciopinto, C., Passarella, G., Caputo, M.C., Masciale, R., De Carlo, L., 2021. Hydrogeological Models of Water Flow and Pollutant Transport in Karstic and Fractured Reservoirs. *Water Resour. Res.* 57, e2021WR029969. <https://doi.org/10.1029/2021WR029969>
- Masciopinto, C., Fadakar Alghalandis, Y., 2024. A new two-step particle tracking and channels model method for preferential 3-D flow and transport in large DFNs of fractured aquifers. *J. Hydrol.* 629, 130566. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.130566>
- Mboh, C.M., Huisman, J.A., Van Gaelen, N., Rings, J., Vereecken, H., 2012. Coupled hydrogeophysical inversion of electrical resistances and inflow measurements for topsoil hydraulic properties under constant head infiltration. *Near Surf. Geophys.* 10, 413–426. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2012009>
- Moghadas, D., Jadoon, K.Z., McCabe, M.F., 2017. Spatiotemporal monitoring of soil water content profiles in an irrigated field using probabilistic inversion of time-lapse EMI data. *Adv. Water Resour.* 110, 238–248. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.10.019>
- National Research Council Committee on Basic Research Opportunities in the Earth Sciences, 2001. *Basic Research Opportunities in the Earth Sciences*. National Academies Press, Washington, DC.
- Nimmo, J.R., Perkins, K. S., 2018. Episodic Master Recession Evaluation of Groundwater and Streamflow Hydrographs for Water-Resource Estimation. *Vadose Zone J.* 17(1), 1–25.
- Nimmo, J.R., 2021. The processes of preferential flow in the unsaturated zone. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 85, 1–27. <https://doi.org/10.1002/saj2.20143>
- Nimmo, J.R., 2024. Diverse modes of macropore flow—How to include them in predictive models? (No. EGU24-4130). Presented at the EGU General Assembly 2024, Copernicus Meetings. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-4130>
- Niswonger, R.G., Prudic, D.E., Regan, R.S., 2006. Documentation of the Unsaturated-Zone Flow (UZFI) Package for modeling Unsaturated Flow Between the Land Surface and the Water Table with MODFLOW-2005, USGS Publications Warehouse, <https://doi.org/10.3133/tm6A19>
- O'Geen, A. T. (2013) *Soil Water Dynamics*. Nature Education Knowledge 4(5):9
- Ogden, F. L., M. B. Allen, W. Lai, J. Zhu, M. Seo, C. C. Douglas, Talbot, C.A., 2017. The soil moisture velocity equation. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 9, 1473–1487. <https://doi.org/10.1002/2017MS000931>
- Ogle, K., Barber, J.J., Barron-Gafford, G.A., Bentley, L.P., Young, J.M., Huxman, T.E., Loik, M.E., Tissue, D.T., 2014. Quantifying ecological memory in plant and ecosystem processes. *Ecol. Lett.* 18, 221–235. <https://doi.org/10.1111/ele.12399>
- Pachepsky, Y., Timlin, D., Rawls, W., 2003. Generalized Richards' equation to simulate water transport in unsaturated soils. *J. Hydrol.* 272, 3–13. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00251-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00251-2)
- Paulik, C., Dorigo, W., Wagner, W., Kidd, R., 2014. Validation of the ASCAT Soil Water Index using *in situ* data from the International Soil Moisture Network. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 30, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.01.007>
- Peng, C., Zeng, J., Chen, K.-S., Li, Z., Ma, H., Zhang, X., Shi, P., Wang, T., Yi, L., Bi, H., 2023. Global spatiotemporal trend of satellite-based soil moisture and its influencing factors in the early 21st century. *Remote Sens. Environ.* 291, 113569. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2023.113569>
- Perkins, 2011; Measurement and modeling of unsaturated hydraulic conductivity. In: Elango L. (ed), *Hydraulic conductivity—issues, determination and applications*, Intech, Rijeka, Croatia, 419–434
- Perri, M.T., De Vita, P., Masciale, R., Portoghese, I., Chirico, G.B., Cassiani, G., 2018. Time-lapse Mise-à-la-Masse measurements and modeling for tracer test monitoring in a shallow aquifer. *J. Hydrol.* 561, 461–477. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.013>
- Pleasant, M. S., Neves, F. d. A., Parsekian, A. D., Befus, K. M., & Kelleners, T. J., 2022. Hydrogeophysical inversion of time-lapse ERT data to determine hillslope subsurface hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 58, e2021WR031073. <https://doi.org/10.1029/2021WR031073>
- Purvance D.T., Andricevic R. 2000. On the electrical-hydraulic conductivity correlation in aquifers. *Water Resour. Res.* 36, 2905–2913. <https://doi.org/10.1029/2000WR900165>
- Rehoř, J., Trnka, M., Brázdil, R., Fischer, M., Balek, J., van der Schrier, G., Feng, S., 2024. Global hotspots in soil moisture-based drought trends. *Environ. Res. Lett.* 19, 014021. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ad0f01>
- Revil, A., Cary, L., Fan, Q., Finizola, A., Trolard, F., 2005. Self-potential signals associated with preferential ground water flow pathways in a buried paleo-channel. *Geophys. Res. Lett.* 32. <https://doi.org/10.1029/2004gl022124>
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1, 318–333. <https://doi.org/10.1063/1.1745010>
- Richard, T.L., Steenhuis, T.S., 1988. Tile drain sampling of preferential flow on a field scale. *J. Contam. Hydrol.* 3, 307–325. [https://doi.org/10.1016/0169-7722\(88\)90038-1](https://doi.org/10.1016/0169-7722(88)90038-1)
- Robinson, D.A., Campbell, C.S., Hopmans, J.W., Hornbuckle, B.K., Jones, S.B., Knight, R., Ogden, F., Selker, J., Wendroth, O., 2008. Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review. *Vadose Zone J.* 7, 358–389. <https://doi.org/10.2136/vzj2007.0143>
- Romano, N., Brunone, B., Santini, A., 1998. Numerical analysis of one-dimensional unsaturated flow in layered soils. *Adv. Water Resour.* 21, 315–324. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(96\)00059-0](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(96)00059-0)
- Romano, N., 2014. Soil moisture at local scale: Measurements and simulations. *J. Hydrol.* 516, 6–20. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.026>
- Rossi, M., Manoli, G., Pasetto, D., Deiana, R., Ferraris, S., Strobba, C., Putti, M., Cassiani, G., 2015. Coupled inverse modeling of a controlled irrigation experiment using multiple hydro-geophysical data. *Adv. Water Resour.* 82, 150–165. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.03.008>
- Rossman, N.R., Zlotnik, V.A., Rowe, C.M., Szilagyi, J., 2014. Vadose zone lag time and potential 21st century climate change effects on spatially distributed groundwater recharge in the semi-arid Nebraska Sand Hills. *J. Hydrol.* 519, 656–669. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.07.057>
- Rubin Y, Hubbard S.S., 2006. *Hydrogeophysics*. Springer, Dordrecht, Netherlands. <https://doi.org/10.1007/1-4020-3102-5>
- Saifuzzaman, Adamchuk, V., Buelvas, R., Biswas, A., Prasher, S., Rabe, N., Aspinall, D., Ji, W., 2019. Clustering Tools for Integration of Satellite Remote Sensing Imagery and Proximal Soil Sensing Data. *Remote Sens.* 11, 1036. <https://doi.org/10.3390/rs11091036>
- Sapriza-Azuri, G., Jódar, J., Carrera, J., Gupta, H.V., 2015. Toward a comprehensive assessment of the combined impacts of climate change and groundwater pumping on catchment dynamics. *J. Hydrol.* 529, 1701–1712. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.08.015>
- Scanlon, B.R., Reedy, R.C., Stonestrom, D.A., Prudic, D.E., Dennehy, K.F., 2005. Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US. *Glob. Change Biol.* 11(10), 1577–1593. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01026.x>
- Shanahan, P.W., Binley, A., Whalley, W.R., Watts, C.W., 2015. The use of electromagnetic induction to monitor changes in soil moisture profiles beneath different wheat genotypes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 79, 459–466. <https://doi.org/10.2136/sssaj2014.09.0360>
- Shipitalo, M.J., Edwards, W.M., Redmond, C.E., 1994. Comparison of water movement and quality in earthworm burrows and pan lysimeters. *J. Environ. Qual.* 23, 1345–1351. <https://doi.org/10.2134/jeq1994.00472425002300060031x>
- Silvestro, F., Gabellani, S., Delogu, F., Rudari, R., Boni, G., 2013. Exploiting remote sensing land surface temperature in distributed hydrological modelling: the example of the

Continuum model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 39–62. <https://doi.org/10.5194/hess-17-39-2013>

Singha, K., Gorelick, S.M., 2005. Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: Field-scale spatial moment analysis. *Water Resour. Res.*, 41, W05023. <https://doi.org/10.1029/2004WR003460>

Šimůnek, J., van Genuchten, M.T., Šejna, M., 2008. Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes. *Vadose Zone J.* 7, 587–600. <https://doi.org/10.2136/vzj2007.0077>

Smith, E.A., Capel, P.D., 2018. Specific conductance as a tracer of preferential flow in a subsurface-drained field. *Vadose Zone J.* 17, 1–13. <https://doi.org/10.2136/vzj2017.11.0206>

Sternagel, A., Rajyaguru, A.D., Trevisan, L., Loritz, R., Berkowitz, B., Zehe, E., 2024. Neutron imaging unveils heterogeneous flow patterns in homogeneous porous media and limitations of Darcy-Richards models (No. EGU24-7939). Presented at the EGU General Assembly 2024, Copernicus Meetings. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-7939>

Tocci, M.D., Kelley, C.T., Miller, C.T., 1997. Accurate and economical solution of the pressure-head form of Richards' equation by the method of lines. *Adv. Water Resour.* 20, 1–14. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(96\)00008-5](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(96)00008-5)

Topp, G.G., Davis, J.L., Annan, A.P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16(3), 574–582. <https://doi.org/10.1029/WR016i03p00574>

Tso, C.-H. M., Johnson, T. C., Song, X., Chen, X., Kuras, O., Wilkinson, P., Uhlemann S., Chambers J., Binley A., 2020. Integrated hydrogeophysical modelling and data assimilation for geoelectrical leak detection. *J. Contam. Hydrol.*, 234, 103679. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2020.103679>

Trenberth, K.E., 2011. Changes in precipitation with climate change. *Clim Res* 47:123–138. <https://doi.org/10.3354/cr00953>

Turturro, A.C., Caputo, M.C., Perkins, K.S., Nimmo, J.R., 2020. Does the Darcy-Buckingham Law Apply to Flow through Unsaturated Porous Rock? *Water.* 12, 2668. <https://doi.org/10.3390/w12102668>

Turturro, A.C., Caputo, M.C., Gerke, H.H., 2021. Mercury intrusion porosimetry and centrifuge methods for extended-range retention curves of soil and porous rock samples. *Vadose Zone J.* 21. <https://doi.org/10.1002/vzj2.20176>

Uhlemann, S., J. Chambers, P. Wilkinson, H. Maurer, A. Merritt, P. Meldrum, O. Kuras, D. Gunn, A. Smith, and T. Dijkstra 2017. Four-dimensional imaging of moisture dynamics during landslide reactivation. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 122, 398–418, <https://doi.org/10.1002/2016JF003983>

Van Genuchten, M.T., Nielsen, D.R. 1985. On describing and predicting the hydraulic properties. *Annales Geophysicae*, 3,6, 615–628. [http://doi.org/10.1016/0148-9062\(86\)91047-8](http://doi.org/10.1016/0148-9062(86)91047-8)

Van Loon, A. F., Tijdeman, E., Wanders, N., Van Lanen, H. A. J., Teuling, A. J., Uijlenhoet, R., 2014. How climate seasonality modifies drought duration and deficit. *J. Geophys. Res. Atmos.* 119(8), 4640–4656, <https://doi.org/10.1002/2013JD020383>.

Vereecken, H., Schnepf, A., Hopmans, J.W., Javaux, M., Or, D., Roose, T., Vanderborght, J., Young, M.H., Amelung, W., Aitkenhead, M., Allison, S.D., Assouline, S., Baveye, P., Berli, M., Brüggemann, N., Finke, P., Flury, M., Gaiser, T., Govers, G., Ghezzehei, T., Hallett, P., Hendricks Franssen, H.J., Heppell, J., Horn, R., Huisman, J.A., Jacques, D., Jonard, F., Kollet, S., Lafolie, F., Lamorski, K., Leitner, D., McBratney, A., Minasny, B., Montzka, C., Nowak, W., Pachepsky, Y., Padarian, J., Romano, N., Roth, K., Rothfuss, Y., Rowe, E.C., Schwen, A., Šimůnek, J., Tiktak, A., Van Dam, J., van der Zee, S.E.A.T.M., Vogel, H.J., Vrugt, J.A., Wöhling, T. and Young, I.M., 2016. Modeling Soil Processes: Review, Key Challenges, and New Perspectives. *Vadose Zone J.*, 15, 1–57, <https://doi.org/10.2136/vzj2015.09.0131>

von Hebel, C., Reynaert, S., Pauly, K., Janssens, P., Piccard, I., Vanderborght, J., Kruk, J., Vereecken, H., Garré, S., 2021. Toward high-resolution agronomic soil information and management zones delineated by ground-based electromagnetic induction and aerial drone data. *Vadose Zone J.* 20. <https://doi.org/10.1002/vzj2.20099>

Waxman, M.H., Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. *Soc. Pet. Eng. J.* 8, 107–122. <https://doi.org/10.2118/1863-a>

Weigand, M., Kemna, A., 2017. Multi-frequency electrical impedance tomography as a non-invasive tool to characterize and monitor crop root systems. *Biogeosciences* 14, 921–939. <https://doi.org/10.5194/bg-14-921-2017>

Wind, G. P., 1969. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In P. E. Rijtema & H. Wassink (Eds.), *Water in unsaturated zone: Proceedings of the Wageningen symposium* (pp. 19–23). International Association of Hydrological Sciences and UNESCO.

Wu, X., Zuo, Q., Shi, J., Wang, L., Xue, X., Ben-Gal, A., 2020. Introducing water stress hysteresis to the Feddes empirical macroscopic root water uptake model. *Agric. Water Manage.* 240, 106293. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106293>

Zhang, J., Sirieix, C., Genty, D., Salmon, F., Verdet, C., Mateo, S., Xu, S., Bujan, S., Devaux, L., Larcanché, M., 2024. Imaging hydrological dynamics in karst unsaturated zones by time-lapse electrical resistivity tomography. *Sci. Total Environ.* 907, 168037. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.168037>

How to cite

6

Berardi, M., Brocca, L., Caputo, M.C., De Carlo, L. 2024. "Il suolo e la zona insatura", in *Siccità, scarsità e crisi idriche*, Emanuele Romano, Ivan Portoghese (a cura di), Habitat signa 1, 201-235. Roma: Cnr Edizioni. <https://doi.org/10.69115/habitatsigna-2024-1/06>

Emanuele Romano è ricercatore presso l'Istituto di ricerca sulle acque del CNR. Laureato in Fisica presso l'Università degli studi di Milano, ha conseguito il Dottorato di ricerca in Scienze della terra, svolgendo parte dell'attività presso l'École des Mines di Parigi. Autore di più di cinquanta pubblicazioni scientifiche, negli ultimi anni ha focalizzato le proprie ricerche sulla valutazione degli impatti dei cambiamenti climatici sulle risorse idriche e sui sistemi di approvvigionamento, con particolare riferimento agli eventi siccitosi. Membro della Commissione grandi rischi del Dipartimento della protezione civile, settore "Rischio da incendi boschivi e da deficit idrico" dal 2023, collabora con numerosi enti pubblici (Ministero dell'ambiente, ISPRA, Istat, Autorità di distretto) e gestori del servizio idrico integrato.

Ivan Portoghese è ricercatore presso l'Istituto di ricerca sulle acque del CNR. Laureato in Ingegneria civile presso il Politecnico di Bari, ha conseguito un Dottorato di ricerca in Idrologia sviluppando modelli matematici per la caratterizzazione dei bacini idrografici soggetti a forte variabilità climatica stagionale e inter-annuale. Negli ultimi anni si è occupato dello sviluppo e validazione di metodi e strumenti per la pianificazione e la gestione delle risorse idriche pubblicando numerosi articoli scientifici su varie riviste internazionali. È inoltre coinvolto nello sviluppo di studi e di politiche per la gestione sostenibile delle risorse idriche a supporto di istituzioni ed enti operanti nel settore.

Sempre più spesso i mezzi di comunicazione riportano eventi di siccità sul territorio italiano con impatti drammatici sulla popolazione e sugli ecosistemi.

L'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Forum scientifico intergovernativo sul cambiamento climatico istituito presso le Nazioni Unite, da tempo segnala l'intensificarsi di tali fenomeni nell'area mediterranea a seguito del cambiamento climatico.

Che fare? E quale può essere il ruolo della comunità scientifica a supporto di una *governance* dell'acqua? Il presente volume, redatto dal Gruppo di lavoro "Siccità, scarsità e crisi idriche" del Dipartimento di scienze del sistema terra e tecnologie per l'ambiente del CNR, con il supporto di altre Istituzioni (Istituto superiore per la protezione e la ricerca ambientale, Dipartimento della protezione civile, Struttura commissariale per l'adozione di interventi urgenti connessi al fenomeno della scarsità idrica), ha visto il coinvolgimento di quasi cento ricercatrici e ricercatori che hanno tentato di dare risposta a tali quesiti fornendo elementi tecnico-scientifici a supporto di tutti i soggetti che, con diversi ruoli, contribuiscono alla *governance* dell'acqua.

