



A.D. MDLXII



CONVEGNO

PROCESSI IDROLOGICI ED EROSIIVI NEI
SISTEMI AGRARI ED AMBIENTALI

Giornata di studi in ricordo del Prof. Ing. Marcello Niedda

Aula Magna del Dipartimento di Agraria

Sassari, 6 - 7 Giugno 2019



PROCESSI IDROLOGICI ED EROSIIVI NEI SISTEMI AGRARI ED AMBIENTALI

Giornata di studi in ricordo del Prof. Ing. Marcello Niedda

Aula Magna del Dipartimento di Agraria

Sassari, 6 - 7 Giugno 2019

TABLE OF CONTENTS

**Discorso di intitolazione dell'aula didattica
"Marcello Niedda" presso il Dipartimento di
Agraria dell'Università degli Studi di Sassari
(6 giugno 2019)**

Antonio Pazzona1

**Produzione scientifica internazionale del Prof.
Ing. Marcello Niedda**2

**Il contributo del Prof. Ing. Marcello Niedda
per l'avanzamento della modellistica idrologica
alla scala di bacino**

Mario Pirastru, Filippo Giadrossich, Roberto
Marrosu3

**Indagini sulla risposta idrologica di un
versante in ambiente mediterraneo:
il sito sperimentale di lago Baratz**

M. Niedda, V. Bagarello, M. Castellini,
S. Di Prima, F. Giadrossich, M. Iovino,
R. Marrosu, M. Pirastru12

**Analysis of the relationship between soil loss
and soil roughness at the Masse experimental
station (central Italy)**

F. Todisco, L. Vergni, A. Vinci20

**Analisi comparativa di misure agronomiche
per la mitigazione dell'erosione del suolo:
applicazione del modello SWAT al Carapelle**

G.F. Ricci, J. Jeong, A.M. De Girolamo,
F. Gentile24

**Agricultural terrace hydrology – insights from
soil moisture measurements and GIS-based
geomorphologic analysis**

Anton Pijl, Edoardo Quarella, Teun A. Vogel,
Paolo Tarolli28

**Preliminary characterization of the October
2018 event (Vaia storm) in the Rio Cordon
catchment**

R. Rainato, L. Picco, D. Oss Cazzador,
L. Martini, M.A. Lenzi33

Extreme Rainfall and Flooding from the Vaia Storm of October 27-30, 2018 in North-Eastern Italy

M. Zaramella, L. Marchi, F. Cazorzi,
S. Crema, M. Cavalli, M. Borga37

What topography tells us about hydrological processes

S. Grimaldi, A. Petroselli, F. Tauro,
F. Nardi41

From the forest structure to the root reinforcement: A study on chestnut coppice forests

A. Cislaghi, P. Fogliata, G.B. Bischetti44

Comparing two soil hydraulic parameterizations and related uncertainties to simulate catchment-scale distributed water budget with HydroGeoSphere

P. Nasta, G. Cassiani, J. Boaga, R. Deiana,
N. Romano48

On the application of the Fluvial Functionality Index (FFI) in highly “non-equilibrium” conditions of Mediterranean torrents

G. Bombino, B.G. Carrà, D. D’Agostino,
P. Denisi, A. Labate, A. Nucera,
D.A. Zema52

Un nuovo bacino sperimentale nell’Appennino toscano per l’analisi di processi idrologici ed ecoidrologici

A. Errico, E. Guastini, G. Fabiani, P. Trucchi,
G. Zuecco, G. Castelli, E. Bresci, F. Preti,
M. Borga, D. Penna.....56

Ecohydrological dynamics and origin of water sources in a small pre-Alpine catchment

G. Zuecco, C. Marchina, A. Amin,
J. Frentress, Y. Gelmini, F. Comiti,
D. Penna, M. Borga.....61

Long-term effect on soil solute transport properties in olive mill wastewater (OMW) amended soils under saturated laboratory conditions using the time domain reflectometry (TDR) technique: Preliminary results

A. Comegna, A. Coppola, G. Dragonetti,
A. Sommella.....65

Effetti di differenti metodi irrigui e volumi di adattamento sullo stato idrico e sullo sviluppo vegetativo estivo di piante di agrumi

L. Franco, A. Motisi, G. Provenzano68

Precision irrigation scheduling using a light and personalized irrigation advisory service for farm

F. Peppoloni, A. Pierleoni, F. Ventura,
S. Casadei73

Discorso di intitolazione dell'aula didattica "Marcello Niedda" presso il Dipartimento di Agraria dell'Università degli Studi di Sassari (6 giugno 2019)

Il Prof. Ing. Marcello Niedda, professore associato presso il Dipartimento di Agraria, per tutta la sua carriera, attraverso l'attività di ricerca e l'impegno nella didattica e nel trasferimento delle conoscenze, ha dato lustro al settore dell' Idraulica e Difesa del Suolo del Dipartimento. Egli svolse il suo lavoro con dedizione e passione a partire dai primi anni della sua carriera, nel lungo periodo in cui fu unico rappresentante del settore dell'idraulica agraria (oggi SSD AGR/08) presso il Dipartimento, e fino a pochi mesi antecedenti la sua scomparsa.

La sua attività di ricerca, relativa ai settori dell'idrologia del suolo, dell'idrologia dei bacini idrografici e dell'idraulica dei corpi idrici lacustri e lagunari, ha avuto diffusione internazionale attraverso le più importanti riviste di settore. Notevole è stato il suo impegno nell'applicare i più rilevanti avanzamenti della ricerca nello studio e ricerca di soluzioni per problematiche locali connesse alla gestione ambientale dei territori naturali e antropizzati della Sardegna. Aveva conseguito l'abilitazione scientifica nazionale per l'avanzamento al ruolo di Professore Ordinario, un ruolo che avrebbe dovuto ricoprire entro qualche mese dopo la sua scomparsa.

Nella sua attività di docente universitario, svolta sia nella sede dell'Agraria di Sassari che nella sede gemmata di Nuoro, il Prof. Niedda ha sempre dimostrato competenza e serietà, con pieno soddisfacimento degli studenti frequentanti, e dei numerosi tesisti che hanno voluto approfondire sotto la sua supervisione le tematiche di studio dell'idraulica e dell'idrologia. Grande è stata la sua attenzione verso i giovani neolaureati, borsisti, assegnisti di ricerca e dottorandi, cui Egli ha dato modo di completare la formazione presso la sezione di Idraulica e Difesa del Suolo.

Il valore del suo impegno nella ricerca, nella didattica e nel trasferimento tecnologico gli è anche riconosciuto da tutta la comunità scientifica italiana dell'Idraulica Agraria (1°sezione AIIA, Associazione Italiana di Ingegneria Agraria.), che gli renderà omaggio, il 6-7 giugno 2019, con un convegno scientifico commemorativo.

*Il Direttore del Dipartimento di Agraria
Prof. Antonio Pazzona*

Produzione scientifica internazionale del Prof. Ing. Marcello Niedda

1. Cao, C. & Niedda, M. (1990). Solution technique of large linear programming problems for water resources system design, pp. 543-549, in: *Computational methods in surface hydrology*: held in Venice, Italy, June 11 - 15, 1990. Southampton: Computational Mechanics Publ.
2. Castellini, M., Giglio, L., Niedda, M., Palumbo, A. D., & Ventrella, D. (2015). Impact of biochar addition on the physical and hydraulic properties of a clay soil. *Soil and Tillage Research*, 154, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.still.2015.06.016>.
3. Castellini, M., Niedda, M., Pirastru, M., & Ventrella, D. (2014). Temporal changes of soil physical quality under two residue management systems. *Soil Use and Management*, 30(3), 423–434. <https://doi.org/10.1111/sum.12137>.
4. Castellini, Mirko, Iovino, M., Pirastru, M., Niedda, M., & Bagarello, V. (2016). Use of BEST Procedure to Assess Soil Physical Quality in the Baratz Lake Catchment (Sardinia, Italy). *Soil Science Society of America Journal*, 80(3), 742. <https://doi.org/10.2136/sssaj2015.11.0389>.
5. Giadrossich, F., Niedda, M., Cohen, D., & Pirastru, M. (2015). Evaporation in a Mediterranean environment by energy budget and Penman methods, Lake Baratz, Sardinia, Italy. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(5), 2451–2468. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2451-2015>.
6. Giadrossich, Filippo, Cohen, D., Schwarz, M., Seddaiu, G., Contran, N., Lubino, M., et al. (2016). Modeling bio-engineering traits of *Jatropha curcas* L. *Ecological Engineering*, 89, 40–48. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2016.01.005>.
7. Niedda, M. (2000). Simulation of Ground-Water Flow in Steep Basin with Shallow Surface Soil. *Journal of Hydraulic Engineering*, 126(9), 670–678. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2000\)126:9\(670\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2000)126:9(670)).
8. Niedda, M. (2004). Upscaling hydraulic conductivity by means of entropy of terrain curvature representation. *Water Resources Research*, 40(4). <https://doi.org/10.1029/2003WR002721>
9. Niedda, M. (1996). Use of network algorithms in spatially distributed models for the study of river basin response. *IAHS-AISH Publication* (235), pp. 207-214.
10. Niedda, M. (1996). Use of network algorithms in spatially distributed models for the study of river basin response. In: *Application of geographic information systems in hydrology and water resources management*. Proc. HydroGIS'96 conference, Vienna, 1996, pp. 207-214.
11. Niedda, M., & Greppi, M. (2007). Tidal, seiche and wind dynamics in a small lagoon in the Mediterranean Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74(1–2), 21–30. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.03.022>.
12. Niedda, M., & Pirastru, M. (2013). Hydrological processes of a closed catchment-lake system in a semi-arid Mediterranean environment. *Hydrological Processes*, 27(25), 3617–3626. <https://doi.org/10.1002/hyp.9478>.
13. Niedda, M., & Pirastru, M. (2014a). Field investigation and modelling of coupled stream discharge and shallow water-table dynamics in a small Mediterranean catchment (Sardinia). *Hydrological Processes*, 28(21), 5423–5435. <https://doi.org/10.1002/hyp.10016>.
14. Niedda, M., & Pirastru, M. (2014b). Field investigation and modelling of coupled stream discharge and shallow water-table dynamics in a small Mediterranean catchment (Sardinia). *Hydrological Processes*, 28(21), 5423–5435. <https://doi.org/10.1002/hyp.10016>.
15. Niedda, M., & Sechi, G. M. (1996). Mixed Optimization Technique for Large-Scale Water-Resource Systems. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 122(6), 387–393. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9496\(1996\)122:6\(387\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9496(1996)122:6(387)).
16. Niedda, M., Castellini, M., Giadrossich, F., & Pirastru, M. (2013). Runoff generation processes in a Mediterranean research catchment (Sardinia). *Journal of Agricultural Engineering*, 44, 41-47.
17. Niedda, M., Pirastru, M., Castellini, M., & Giadrossich, F. (2014). Simulating the hydrological response of a closed catchment-lake system to recent climate and land-use changes in semi-arid Mediterranean environment. *Journal of Hydrology*, 517, 732–745. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.06.008>.
18. Pirastru, M., & Niedda, M. (2013). Evaluation of the soil water balance in an alluvial flood plain with a shallow groundwater table. *Hydrological Sciences Journal*, 58(4), 898–911. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.783216>.
19. Pirastru, Mario, & Niedda, M. (2010). Field monitoring and dual permeability modelling of water flow through unsaturated calcareous rocks. *Journal of Hydrology*, 392(1–2), 40–53. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.045>.
20. Pirastru, Mario, Bagarello, V., Iovino, M., Marrosu, R., Castellini, M., Giadrossich, F., & Niedda, M. (2017). Subsurface flow and large-scale lateral saturated soil hydraulic conductivity in a Mediterranean hillslope with contrasting land uses. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 65(3). <https://doi.org/10.1515/johh-2017-0006>.
21. Pirastru, Mario, Marrosu, R., Di Prima, S., Keesstra, S., Giadrossich, F., & Niedda, M. (2017). Lateral Saturated Hydraulic Conductivity of Soil Horizons Evaluated in Large-Volume Soil Monoliths. *Water*, 9(11), 862. <https://doi.org/10.3390/w9110862>.
22. Pirastru, Mario, Niedda, M., & Castellini, M. (2014). Effects of maquis clearing on the properties of the soil and on the near-surface hydrological processes in a semi-arid Mediterranean environment. *Journal of Agricultural Engineering*, 45(4), 176. <https://doi.org/10.4081/jae.2014.428>.

Il contributo del Prof. Ing. Marcello Niedda per l'avanzamento della modellistica idrologica alla scala di bacino

Mario Pirastru, Filippo Giadrossich, Roberto Marrosu

Dipartimento di Agraria, Università degli Studi di Sassari, Italy

Introduzione

Il 6 giugno 2019 si è svolto, nell'aula magna del Dipartimento di Agraria dell'Università degli Studi di Sassari, il convegno "Processi idrologici ed erosivi nei sistemi agrari ed ambientali - giornata di studi in ricordo del Prof. Ing. Marcello Niedda". Nell'ambito del convegno, il Dott. Mario Pirastru ha presentato una memoria orale in era ricordata l'attività scientifica del Prof. Niedda, professore associato del Dipartimento di Agraria, sviluppata durante la sua carriera di ricercatore e docente universitario, attorno ai molteplici aspetti di interesse dell'idrodinamica e dell'idrologia del suolo nei bacini idrografici. È a partire da quella relazione presentata il 6 giugno che si svilupperà questa memoria scritta, nel tentativo di riportare la testimonianza di un professore e ricercatore apprezzato per la sua valenza scientifica, oltreché per le sue doti umane. In particolare, la relazione si concentrerà sulla produzione scientifica del prof. Niedda finalizzata allo sviluppo di innovativi modelli di simulazione idrologica, i cui progressi teorici e le cui applicazioni sono stati divulgati attraverso le più importanti riviste scientifiche internazionali. Il prof. Niedda sviluppò un modello per la simulazione dei processi idrologici alla scala di bacino, denominato SSFR, capace di riprodurre numericamente, in maniera continua nel tempo e nello spazio, la generazione del deflusso superficiale e la propagazione in alveo dell'onda di piena alla scala di bacino. In questa relazione si intende quindi sintetizzare i principali risultati derivanti dall'applicazione del modello SSFR in bacini idrografici della Sardegna. Più di 40 pubblicazioni riportate su riviste internazionali e su atti di convegno nazionali o internazionali hanno avuto quale argomento l'applicazione del modello SSFR. Fra tali lavori, e per la stesura di questa relazione, sono state selezionate e riassunte 3 pubblicazioni, ad avviso degli Autori tra le più rappresentative nell'ambito della produzione scientifica, allo scopo di rappresentare il pensiero scientifico, nonché il *modus operandi*, del ricercatore Marcello Niedda. La prima

pubblicazione sintetizzata in questa memoria, dal titolo "Upscaling hydraulic conductivity by means of entropy of terrain curvature representation", fu pubblicata nel 2004 a nome singolo sulla prestigiosa rivista *Water Resources Research* (Niedda, 2004). Con essa si intendeva investigare il ruolo del contenuto di informazione topografica dei DEM (*Digital Elevation Model*) nella modellistica idrologica distribuita alla scala di bacino. Infatti, come sarà illustrato nella sezione successiva, uno degli aspetti fondamentali per l'applicazione del modello SSFR era l'interfacciamento con i Sistemi Informativi Geografici, da cui in particolare, nella forma di modelli digitali delle quote, era derivata l'informazione topografica, input fondamentale dei modelli *GIS-based* come era d'altronde classificabile il modello SSFR. La pubblicazione voleva quindi approfondire le conoscenze circa la relazione esistente tra la risoluzione dei modelli digitalizzati delle quote e la parametrizzazione e le performance del modello idrologico SSFR. La seconda pubblicazione che sarà analizzata nella memoria, "Field investigation and modelling of coupled stream discharge and shallow water-table dynamics in a small Mediterranean catchment (Sardinia)", pubblicata nel 2014 in *Hydrological Processes* (Niedda and Pirastru, 2014), rappresenta un esempio di integrazione tra le informazioni sperimentali derivanti dal monitoraggio in campo e le risultanze dell'applicazione modellistica, al fine di investigare i processi idrologici fondamentali alla base della generazione dei deflussi idrici superficiali alla scala di bacino idrografico. Infine, una terza pubblicazione, "Simulating the hydrological response of a closed catchment-lake system to recent climate and land-use changes in semi-arid Mediterranean environment", pubblicata sempre nel 2014 nella rivista *Journal of Hydrology* (Niedda et al. 2014), vuole rappresentare un tipico esempio di come la modellistica idrologica possa rappresentare un valido strumento di ausilio per la comprensione di complesse problematiche ambientali, in questo caso specifico legate all'impatto congiunto delle variazioni climatiche e dell'uso del suolo nella produzione di risorse idriche nei bacini idrografici.

Correspondence: Mario Pirastru, Dipartimento di Agraria, Università degli Studi di Sassari, Italy.
Tel. +39 079229270
E-mail: mpirastru@uniss.it

Key words: SSFR model, modellazione distribuita, deflusso sottosuperficiale, onde di piena, cambiamenti climatici.

©Copyright: the Author(s), 2019
Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

Descrizione del modello SSFR

Il modello SSFR (Saturated Subsurface Flow Routing) (Niedda, 2000; Niedda e Pirastru, 2013) è un modello idrologico fisicamente basato e spazialmente distribuito, finalizzato alla simulazione della trasformazione afflussi-deflussi. Esso rappresenta in continuo la produzione del deflusso 2D sottosuperficiale laterale saturo del suolo e la propagazione del deflusso 1D incanalato in alveo. È simulata la generazione del deflusso per eccesso di saturazione del suolo e per exfiltrazione del deflusso di ritorno della falda sottosuperficiale del suolo, mentre è trascurato il processo di generazione del deflusso per eccesso di infiltrazione. Ugualmente trascurato è il flusso idrico insaturo verticale e laterale del suolo. L'intercettazione fogliare, l'evapotraspirazione,

l'umidità del suolo e la percolazione nella roccia sono modellizzati attraverso il computo del bilancio idrico in ogni cella di una griglia di discretizzazione del dominio spaziale di simulazione, costruita con l'ausilio di un GIS (Figura 1). L'intercettazione fogliare è modellizzata attraverso una riserva con una capacità di accumulo massima pari ad un valore C . Tale riserva è riempita dalla precipitazione, e svuotata dalla evaporazione E_c . Quando la sua massima capacità è raggiunta, si genera una precipitazione in eccesso P_e , che si infiltra completamente nel suolo. La riserva idrica del suolo è riempita dalla pioggia P_e ed è svuotata dalla evapotraspirazione attuale ET_a . Il modello assume che il deflusso sottosuperficiale sia nullo fin tanto che l'umidità del suolo non eccede l'umidità trattenta al potenziale idrico $h = -33$ kPa. Solo per valori di umidità superiori, il volume idrico in eccesso diventa un input per il serbatoio della porosità drenabile, nel quale il deflusso laterale saturo è governato dalla legge di Darcy, e in cui compare la massima conducibilità idraulica di saturazione, K_s , come parametro principale. La conducibilità idraulica effettiva del suolo è regolata in funzione della profondità relativa di falda, e varia da un valore massimo di K_s nel suolo completamente saturo fino a zero nel momento in cui la porosità drenabile è completamente asciutta. Quando l'altezza della falda h eccede il valore soglia H_i , ha inizio la percolazione idrica I dal suolo verso il substrato roccioso. Quando l'altezza della falda del suolo eccede la profondità del suolo H , si verifica un eccesso di saturazione che rappresenta un input per il modulo di propagazione in alveo del deflusso superficiale. La propagazione dell'onda di piena in alveo è modellizzata attraverso l'equazione di Saint-Venant, avente il coefficiente n di Manning come parametro di scabrezza. Le dinamiche idrologiche superficiali e sottosuperficiali sono simulate risolvendo le equazioni di conservazione della massa e del momentum attraverso l'uso di schemi numerici alle differenze finite. Questo tipo di approccio numerico richiede la definizione di una griglia di calcolo spazio-temporale. In questo modo, gli input del modello devono essere definiti per ogni elemento della griglia. Tutte queste informazioni sono generalmente elaborate attraverso il supporto di software GIS. L'informazione topografica è fondamentale anche per la determinazione automatica del reticolo idrografico (Niedda, 1996), necessaria in SSFR per simulare la formazione dell'onda di piena nel reticolo idrografico. Nell'ambito di questa procedura di estrazione del reticolo si determinava un grafo (Figura 1b), costituito dai nodi associati alle celle del DEM e dagli archi direzionali associati ai possibili collegamenti tra celle che individuano le direzioni di scorrimento di flusso superficiale.

Il grafo ad albero rappresentante il reticolo era determinato attraverso un algoritmo di "minimo costo di flusso su rete" appar-

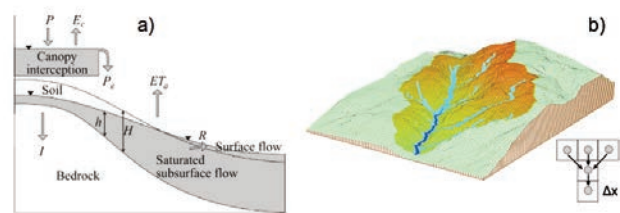


Figura 1. a) Rappresentazione concettuale dei flussi verticali e laterali tra il suolo, la roccia, i domini superficiali e atmosferici, così come simulati dal modello SSFR. Per la simbologia fare riferimento al testo; b) reticolo idrografico estratto automaticamente a partire da un DEM e rappresentazione del grafo ad albero.

tenente alla programmazione lineare. La procedura di ottimizzazione era giustificata e veniva attivata ogni qualvolta si presentava una incertezza nella fase di determinazione della direzione di scorrimento di flusso, come succede in zone pianeggianti in cui celle adiacenti si possono trovare alla stessa quota minima.

Compendio di "Upscaling hydraulic conductivity by means of entropy of terrain curvature representation" (Niedda, 2004).

L'alta variabilità spaziale delle caratteristiche del clima, della topografia, delle proprietà idrauliche del suolo e della vegetazione rappresenta uno dei maggiori problemi della modellazione idrologica effettuata alla scala di bacino. La scala a cui i dati sono disponibili è spesso molto più grossolana rispetto alla scala di azione dei processi fisici che nel modello vogliono essere rappresentati. Le equazioni differenziali presenti nei modelli fisicamente basati, derivate alla scala puntuale e sovente validate in laboratorio o in campo alla scala di piccolo plot sperimentale, fanno riferimento a piccoli volumi differenziali di controllo. L'applicazione di tali equazioni su scale spaziali più larghe (procedura di upscaling) potrebbe richiedere effettivi valori dei parametri sostanzialmente differenti da quelli misurabili in campo attraverso le diffuse tecniche puntuali di caratterizzazione idraulica dei suoli. Molti autori indicano come punto cruciale della modellistica distribuita il grado di discretizzazione spaziale utilizzato per descrivere la natura 3D del territorio attraverso i modelli digitali di elevazione (DEM). La topografia è uno dei fattori principali governanti la dinamica idrologica alla scala di bacino, in particolare quando i flussi laterali nel suolo dominano su quelli verticali. Molte delle caratteristiche dei DEM sono dipendenti dalla scala (risoluzione del DEM). Pertanto, quando le dimensioni delle celle del DEM sono variare, i parametri idrologici che nel modello controllano le caratteristiche del flusso idrico laterale nel suolo devono essere ricalibrati.

La teoria dell'entropia è stata applicata per misurare l'assenza di informazione circa un sistema (entropia di Shannon). Secondo tale teoria, quando dei record informativi sono aggregati, si verifica una riduzione del contenuto di informazione. Alcuni autori hanno pertanto investigato il problema di scala e della aggregazione spaziale dei dati topografici usando il concetto di contenuto di informazione. Essi hanno correlato la perdita di informazione con gli errori nella simulazione del deflusso superficiale alla scala di bacino. Il lavoro intitolato "Upscaling hydraulic conductivity by means of entropy of terrain curvature representation" aveva lo scopo di correlare il contenuto di informazione nella rappresentazione topografica del territorio tramite i DEM con l'accuratezza degli schemi numerici utilizzati alla scala di *grid* per risolvere le equazioni differenziali del modello, e in tal modo migliorare la comprensione degli effetti della risoluzione spaziale del DEM sulla parametrizzazione del modello. Simulazioni in continuo con il modello SSFR sono state effettuate per due bacini forestali della Sardegna, con suoli ripidi e poco profondi, di cui uno aveva una dimensione di 123 km² (Rio Araxisi), e l'altro aveva piccole dimensioni (4.5 km², Monte Ortobene). Gli effetti di scala sulle simulazioni idrologiche sono stati investigati per DEM aventi dimensioni delle celle di 5, 10, 25, 50, 100, e 250 m. Con riferimento a queste risoluzioni, e per i due bacini investigati, risultava evidente che, al fine di ottenere performance ugualmente accettabili nelle simulazioni idrologiche, all'aumentare della dimensione delle celle del DEM occorreva amplificare il valore della conducibilità idraulica del suolo, introducendo un parametro α di

amplificazione, così che $K_s = \alpha K_s^*$, dove K_s^* è la conducibilità di piccola scala, misurata in campo o desunta da funzioni di pedotrasferimento. All'aumentare della dimensione della griglia di un DEM, la pendenza e la curvatura della superficie vengono generalmente ridotte, poiché i valori di elevazione passando da DEM con piccole celle verso celle di grandi dimensioni vengono mediati all'interno di ciascuna cella. Pertanto la dimensione della griglia influisce in modo significativo sulle distribuzioni di frequenza cumulativa della pendenza e della curvatura del profilo. All'aumentare della dimensione della griglia, la pendenza viene ridotta proporzionalmente in tutte le classi di frequenza. Per quanto riguarda la curvatura del profilo, essa è fortemente ridotta soprattutto nei suoi valori più alti. La curvatura della superficie terrestre è correlata alla derivata seconda dei dati di elevazione, che nell'equazione del flusso idrico laterale del sottosuolo è moltiplicata per K_s . La ricalibrazione del parametro di conducibilità modello al variare della risoluzione di un DEM ha lo scopo di compensare parzialmente la perdita di contenuto informativo della distribuzione della curvatura causata dall'aggregazione spaziale. Per migliorare la simulazione idrologica alla macroscale, la perdita di informazione deve essere compensata da un valore della conducibilità idraulica del suolo K_s che diventa maggiore del valore stimato o misurato alla piccola scala K_s^* . La perdita del contenuto delle informazioni sulla curvatura terrestre a causa dell'aggregazione spaziale era quindi correlata al corrispondente aumento dei valori ottimizzati di conducibilità idraulica. Il concetto di perdita di contenuto informativo è stato usato in questo lavoro per descrivere l'effetto dell'aggregazione spaziale sui parametri topografici derivato da DEM per diverse dimensioni della griglia. Il contenuto di informazione I , come misura di variabilità della distribuzione spaziale di un parametro, è definito dalla seguente relazione:

$$I = -\sum_{j=1}^N p_j \ln(p_j)$$

dove N è il numero di classi in cui l'intervallo numerico del parametro curvatura è diviso, e p_j è la proporzione di elementi ricompresi nella classe j . La Figura 2 riporta per i due bacini oggetto di

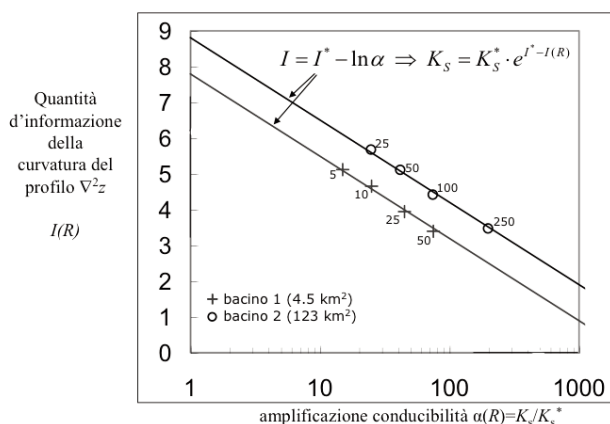


Figura 2. Relazione tra il contenuto informativo della distribuzione di curvatura del profilo topografico in funzione della dimensione R della griglia del DEM e rispetto ai valori ottimizzati del fattore di amplificazione della conducibilità idraulica per i due bacini di studio.

studio la relazione esistente tra il contenuto informativo I della distribuzione della curvatura e il fattore di amplificazione della conducibilità α per ciascuna dimensione R della griglia del DEM utilizzata. Venne quindi proposta una relazione di regressione non lineare tra I e α , anch'essa riportata in Figura 2. In essa I^* è il contenuto informativo della curvatura del profilo della superficie quando la conducibilità effettiva K_s del modello tende al valore K_s^* derivato stimato o misurato alla piccola scala ($\alpha=1$). L'equazione derivata offre il vantaggio di poter essere facilmente utilizzata in bacini simili a quelli oggetto di studio al fine di stimare un valore di prima approssimazione della conducibilità idraulica alla macroscale, calcolato a partire dal valore derivato alla piccola scala, usando come unica informazione il contenuto informativo della distribuzione della curvatura del terreno derivato dalla griglia DEM. In altre parole, la procedura di upscaling prevede, oltre all'informazione della K_s su piccola scala, la sola determinazione dei valori di I^* e $I(R)$. Questo valore di conducibilità ottenuto andrebbe comunque successivamente aggiustato in funzione di altri fattori di incertezza che si sovrappongono nelle scale più grandi all'effetto di "smoothing" legato alla risoluzione del DEM. Un esempio è il flusso nei macropori, i cui effetti sulla conducibilità idraulica del suolo potrebbero non essere catturati in una misurazione puntuale alla piccola scala spaziale, ma diventano evidenti su scale spaziali più grandi.

Compendio di "Field investigation and modelling of coupled stream discharge and shallow water-table dynamics in a small Mediterranean catchment (Sardinia)", (Niedda and Pirastru, 2014)

La modellazione efficiente dei deflussi idrici superficiali e sottosuperficiali di bacino e della falda freatica richiede un'adeguata rappresentazione dei processi idrologici più immediatamente coinvolti. Nell'ambito della modellizzazione idrologica attraverso i modelli matematici spazialmente distribuiti e fisicamente basati la rappresentazione adeguata degli effetti dell'eterogeneità spaziale di piccola scala sulla risposta idrologica alla scala di bacino, la non linearità di molti processi idrologici, le interazioni dei processi a tutte le scale, sono una questione di ricerca ancora aperta. Questi problemi sono ancora più accentuati negli ambienti semi-aridi mediterranei, dove i processi di generazione del deflusso sono particolarmente variabili a causa della marcata irregolarità della pioggia alla scala di evento, stagionale e inter-annuale, la discrepanza stagionale tra evaporazione e piovosità, e la grande variabilità spaziale nell'uso del suolo dei bacini. La variabilità del clima e dell'uso del suolo amplificano le oscillazioni temporali e la variabilità spaziale dell'umidità del suolo e della falda acquifera, determinandone dinamiche non lineari. Per questo motivo, le relazioni tra le precipitazioni e il deflusso di bacino nelle regioni del Mediterraneo sono maggiormente complesse che in aree umide, e questo pone ulteriori difficoltà per la modellistica idrologica.

Con riferimento a tale fabbisogno di ricerca, un piccolo bacino idrografico naturale della Sardegna (Lago di Baratz) è stato scelto come sito sperimentale per uno studio poliennale concentrato sui processi di generazione del deflusso, attraverso osservazioni continue di precipitazioni, umidità nel suolo, portate di bacino e profondità di falda (WTD). Questi dati saranno utilizzati per il raggiungimento di molteplici obiettivi: (1) identificare i processi primari di generazione di deflusso nel bacino; (2) verificare se un modello basato fisicamente (SSFR), che considera solo i processi fondamentali, è in grado di prevedere la dinamica spazialmente distri-

buita della falda freatica; e (3) usare il modello idrologico per aumentare la nostra comprensione dei meccanismi di generazione del deflusso, il loro comportamento soglia e loro relazioni con le caratteristiche ambientali (es. pendenza, suolo, substrato roccioso, copertura del suolo, ecc.).

Il bacino idrografico di Baratz si trova nella Sardegna nord-occidentale (Figura 3). Il bacino contribuente monitorato è ampio 7,4 km², ed è una quota parte del bacino idrografico complessivo del lago (12 km²). Il clima è semiarido Mediterraneo, con precipitazioni medie annue di circa 590 mm. L'uso del suolo più diffuso è pascolo naturale, seguito da foreste decidue e macchia. Nel 2008 il bacino è stato strumentato con una stazione meteorologica automatica, con sensori per la pioggia, temperatura dell'aria e umidità relativa, velocità del vento, radiazione solare netta e pressione atmosferica. Vicino alla stazione meteorologica, era stimata l'umidità nel primo metro di suolo tramite quattro sonde TDR (CS216, lunghezza 30 cm), inserite orizzontalmente a profondità di 0,25, 0,5, 0,75 e 1 m. Uno stramazzone triangolare era installato sul letto di un canale di cemento trapezoidale alla sezione di chiusura del bacino, in cui il livello idrico in alveo e la velocità media del flusso superficiale era misurata ogni 300 s con un sensore di corrente SonTek Argonaut-SW. La falda idrica sotterranea era monitorata in cinque pozzi situati nel fondovalle (pozzi P1 – P5), tramite trasduttori di pressione e con misurazioni manuali con freatimetro (Figura 3a). Come primo elemento di indagine, utilizzando la serie dati precedentemente descritta (settembre 2008 – settembre 2012) è stata cercata la correlazione tra il coefficiente di deflusso a scala di evento e le caratteristiche delle precipitazioni, l'umidità del suolo e le profondità di falda (WTD). L'inverno è stata la stagione con il maggior numero di eventi (40%) e l'estate quello con meno eventi (9%). Gli altri eventi erano equamente divisi tra la primavera e l'autunno, sebbene l'altezza e le intensità medie delle precipitazioni in autunno fossero maggiori. I valori di coefficiente di deflusso più alti si sono concentrati in inverno. Nelle altre stagioni, in particolare da metà marzo a metà novembre, le alte precipitazioni e

l'intensità delle precipitazioni non hanno generato deflussi significativi. Le correlazioni tra il coefficiente di deflusso e l'intensità massima della pioggia, calcolata per la durata di 5, 30, 60, 120 e 240 minuti sono risultate statisticamente non significative, il che indica che l'intensità delle precipitazioni ha avuto una scarsa influenza sulla risposta idrologica in questo bacino naturale. Le relazioni tra il coefficiente di deflusso e l'umidità media del suolo nel primo metro, valutati all'inizio di ogni evento, era positiva e significativa per umidità superiori al 30%, mentre al di sotto di tale soglia i coefficienti di deflusso erano quasi nulli. Coefficienti di deflusso significativi si osservavano quando la WTD era inferiore a 1 m, una soglia che corrispondeva alla profondità dell'alveo inciso nel fondovalle alluvionale del bacino.

Le osservazioni effettuate hanno permesso di effettuare una prima valutazione sull'importanza di alcuni processi idrologici nella generazione dei deflussi. L'estate e l'inizio dell'autunno erano caratterizzati da basse altezze delle falde acquifere e bassa umidità del suolo. Tale situazione perdurava generalmente fino a metà novembre quando, dopo le piogge più intense dell'anno, entrambi questi valori aumentano rapidamente e raggiungono i loro valori massimi annuali. Prima di questo momento, non erano misurate portate significative, nonostante che molti eventi di pioggia fossero anche molto intensi. Ciò dimostra che in questo periodo i suoli non saturi del bacino erano in grado di assorbire eventi di pioggia estesi e ad alta intensità, e ciò suggerisce che il processo di eccesso di infiltrazione (HOF) è un meccanismo trascurabile in questo ambiente. In inverno, la falda freatica si trovava allo stesso livello del fondo dell'alveo inciso, a circa 1–1,5 m di profondità, con picchi più elevati durante gli eventi di pioggia più intensi. In questa stagione, l'umidità del suolo era superiore al 30%, ed erano misurati i più elevati coefficienti di deflusso. In questo periodo di rapido deflusso dopo la pioggia, i picchi di portata erano il risultato del meccanismo di eccesso di saturazione del suolo (SOF, saturation overland flow) su grandi aree saturate (VSA, variable saturated area), la cui estensione era controllata anche dal deflusso sottosu-

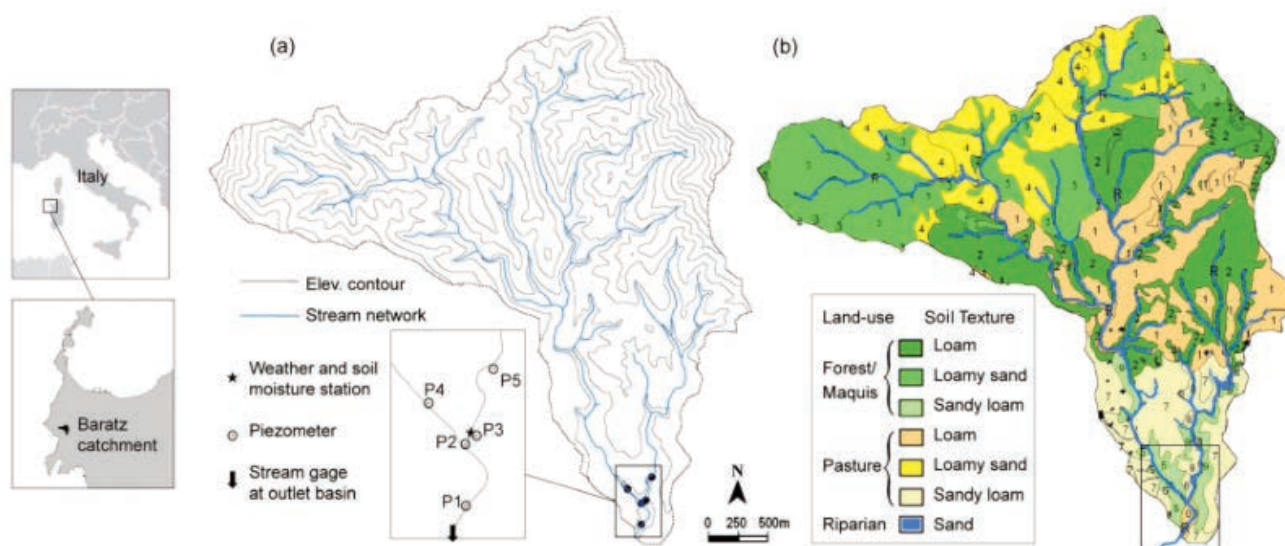


Figura 3. a) Mappa del bacino del Baratz, nel nord Sardegna (sono visualizzate le curve di livello ogni 25 m da 50 a 400 m s.l.m.), e localizzazione degli strumenti; b) mappe del suolo e della copertura vegetale.

perficiale laterale saturo nel suolo (SSF, subsurface saturation flow). In primavera, a causa dell'aumento dell'evapotraspirazione, l'umidità del suolo degli strati superficiali iniziava a diminuire rapidamente, fino a raggiungere i livelli minimi nella tarda primavera. Per tutto il periodo primaverile, la falda acquifera nel fondovalle rimaneva allo stesso livello del fondo dell'alveo. Tale falda alimentava le lunghe code di deflusso osservate. In questo caso il meccanismo di generazione coinvolto è l'exfiltrazione dell'SSF in corrispondenza dell'alveo. Solo in estate la falda iniziava a decedere a una profondità maggiore rispetto al fondo dell'alveo, determinando l'interruzione del deflusso di base.

Il modello SSFR è stato applicato per la simulazione dei processi di bacino dal 2008 al 2013. L'efficienza di simulazione EF di Nash-Sutcliffe è stata di 0,83 nel primo periodo di calibrazione di quattro anni e di 0,74 nell'anno successivo. Per gli stessi periodi, i valori MAD del WTD erano rispettivamente 0,21 e 0,28 m. I risultati mostrano che il modello SSFR ha funzionato bene negli anni in cui il volume di scarico era alto e medio (2008–2009, 2010–2011, 2012–2013). Negli anni in cui la portata era mediamente bassa (2009–2010, 2011–2012), gli errori di simulazione, sebbene di modesta entità in valore assoluto, riducevano notevolmente l'EF. I valori MAD del WTD erano ugualmente peggiori negli anni secchi rispetto agli anni umidi. Le dinamiche stagionali del WTD sono ben riprodotte in tutti i piezometri. Durante l'inverno e la pri-

mavera, la falda acquifera si trovava vicino al letto del torrente nel fondovalle, e questo è stato ben simulato. In generale, la recessione simulata era in anticipo rispetto ai dati osservati, mentre durante l'aumento autunnale la simulazione era in ritardo. Il modello SSFR, ha complessivamente mostrato una buona capacità di simulare le variabili idrologiche osservate, nel tempo e nello spazio. Questo suggeriva che le semplificazioni adottate dal modello, cioè trascurare il processo HOF e il flusso insaturo nel suolo, potevano essere accettate per la modellazione dei deflussi nel bacino del Bazatz, i cui versanti forestati presentavano generalmente suoli poco profondi e altamente conduttivi.

L'applicazione del modello distribuito SSFR ha permesso di studiare le dinamiche spaziali e temporali nel bacino relative ai meccanismi di generazione dei deflussi e della falda alla scala di evento e di stagione.

A titolo di esempio, la Figura 4 mostra la dinamica simulata del deflusso e della saturazione del suolo durante il picco di una piena, la recessione e deflusso di base, in un'area vicino allo sbocco del bacino. Durante il picco, le aree variabili di saturazione (VSA) erano limitate al fondovalle e alle pendici coperte con pascoli naturali, dove la profondità del suolo è inferiore a 50 cm e la conduttività del suolo è bassa, contribuendo in tal modo ai deflussi tramite il processo SOF. Le pendici dei versanti forestati, al contrario, non erano sature, tranne che ai piedi, dove la rapida diminuzione sia

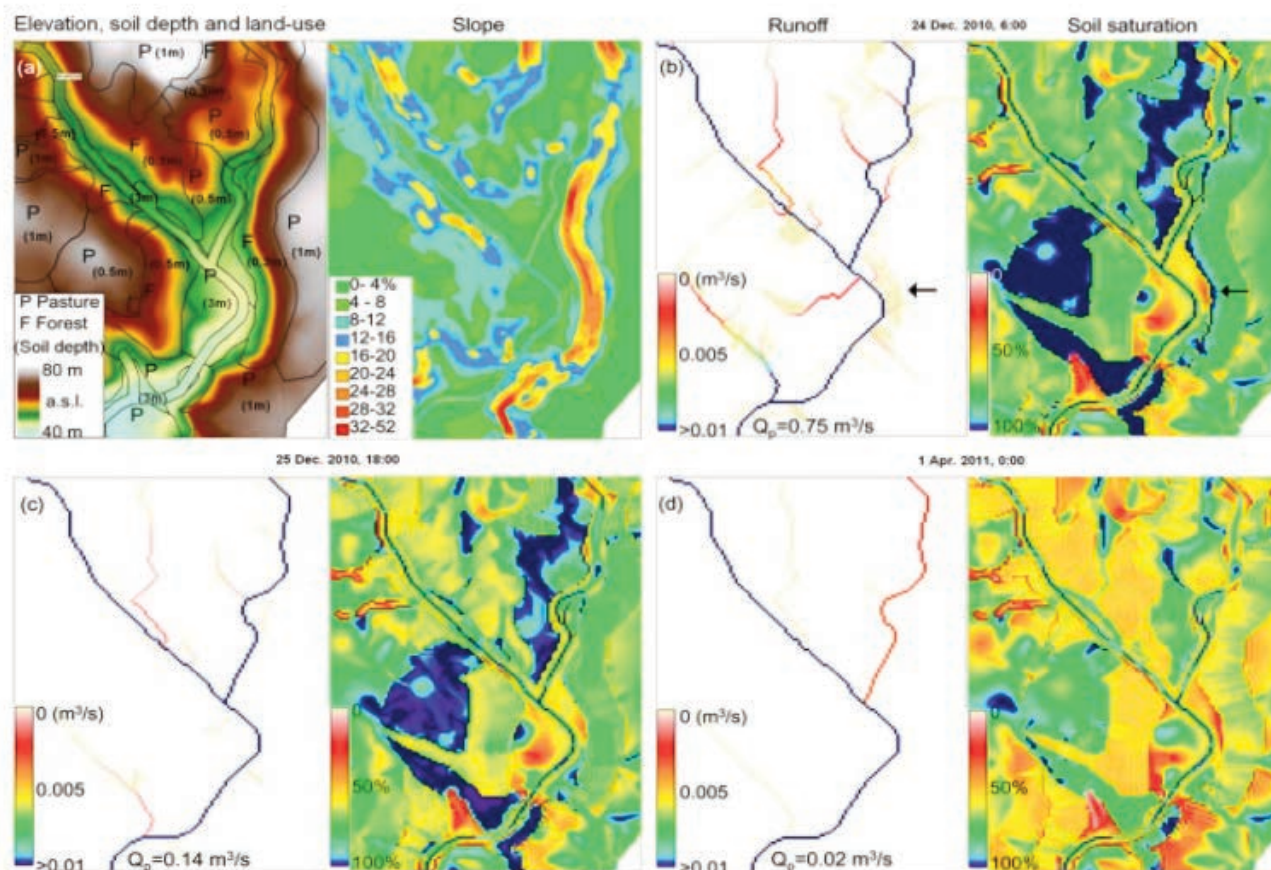


Figura 4: a) Andamento spaziale delle quote, profondità, uso del suolo e pendenze in prossimità dello sbocco del bacino monitorato; dinamiche simulate del runoff e della saturazione del suolo durante b) un picco di piena, c) la recessione dopo il picco; d) il deflusso di base. La freccia in b) indica il piede di un versante forestato in cui è simulata l'exfiltrazione dell'SSF.

della pendenza che della conduttività del suolo provocava l'effiltrazione di SSF nel fondovalle (la riva sinistra del fiume indicata dalla freccia nera nella Figura 4b). Si noti che molte delle aree vicino al corso d'acqua non erano saturate. Ciò era dovuto alla maggiore profondità del suolo, che veniva drenato dal canale profondo 1–1,5 m nel fondovalle. Trentasei ore dopo il picco di piena (Figura 4c), pur senza precipitazioni, il contenuto idrico del suolo nel pascolo è rimasto prossimo alla saturazione, in particolare nelle aree di convergenza topografica, mentre il contenuto idrico del suolo nelle pendici boscate era molto più basso. I terreni boschivi, a causa della loro maggiore conduttività idraulica, erano ugualmente più asciutti dei suoli con pascolo durante i periodi primaverili di deflusso di base (Figura 4d). In questa stagione, le aree VSA e la rete del deflusso erano limitati al fondovalle e l'unico meccanismo di generazione del deflusso era l'affioramento dell'SSF.

In conclusione questo studio ha documentato la complessità delle dinamiche di generazione dei deflussi e delle falde acquifere di un piccolo bacino naturale della Sardegna, dove la marcata irregolarità nel regime delle piogge e il disallineamento stagionale tra evaporazione e pioggia amplificano le oscillazioni stagionali e inter-annuali dell'umidità del suolo, della WTD, e delle portate idriche superficiali. A dispetto di questa complessità, il modello SSFR ha comunque simulato efficientemente i processi idrologici di bacino per una serie poliennale, usando un numero limitato di parametri per rappresentare le dinamiche di sottosuolo e il flusso superficiale, che erano generati attraverso i meccanismi SSF e SOF. Ignorare il flusso insaturo del suolo e l'HOF ha permesso di ridurre le equazioni 3D del flusso del sottosuolo in uno schema 2D sub-orizzontale, limitato solo alla parte satura del suolo. Ciò è stato vantaggioso per l'implementazione e la risoluzione dello schema numerico. L'analisi di sensibilità dei parametri calibrati ha mostrato la maggiore influenza sulle portate di piena dell'alta conduttività del suolo boschivo e la maggiore influenza sul deflusso di base della bassa conduttività del suolo con pascolo. Questi risultati concordano con i processi idrologici distribuiti simulati dal modello, che hanno permesso di mettere in relazione i meccanismi di generazione del deflusso con l'uso del suolo. La quantificazione dell'importanza dei singoli meccanismi di generazione, separatamente per ciascun uso del suolo, è un problema fondamentale che deve essere risolto se si vuol comprendere gli effetti della deforestazione sulla produzione di risorse idriche negli ambienti semi-aridi del Mediterraneo, e le loro interazioni con i cambiamenti climatici. Per il bacino del Baratz, queste problematiche sono state oggetto del terzo lavoro illustrato in questa relazione.

Compendio di “*Simulating the hydrological response of a closed catchment-lake system to recent climate and land-use changes in semi-arid Mediterranean environment*” (Niedda et al., 2014)

La Convenzione delle Nazioni Unite per la lotta alla desertificazione (UNCCD, 1994) ha riconosciuto che le due principali cause del degrado del suolo nei bacini idrografici degli ambienti semiaridi sono i cambiamenti climatici e dell'uso del suolo, con grave perdita dei servizi ecosistemici. Il livello idrico nei laghi chiusi (senza emissari) rappresenta una sensibile sentinella dei cambiamenti climatici e del paesaggio nel loro bacino imbrifero. I laghi sono importanti fonti di dati, dove possiamo esplorare l'influenza dei cambiamenti nella vegetazione e delle precipitazioni sulle disponibilità di risorse idriche. La modellistica idrologica è un approccio utile che può essere utilizzato per identificare separa-

tamente l'impatto del cambiamento climatico e dell'uso del suolo sull'idrologia del bacino idrografico. I modelli idrologici spazialmente distribuiti e fisicamente basati simulano le serie temporali dei flussi idrici e quindi possono essere utilizzati per stimare i contributi relativi dei cambiamenti della copertura del suolo e dei cambiamenti climatici. La valutazione degli effetti dell'uso del suolo o del clima sui processi idrologici viene spesso effettuata calibrando e convalidando i modelli per l'uso del suolo e le condizioni climatiche attuali. Vengono quindi definiti gli scenari del clima o della vegetazione passati (o futuri) e il modello viene eseguito nuovamente per queste condizioni. Infine, le differenze tra i due insiemi di simulazioni del modello sono quantificate al fine di valutare gli effetti dell'uso del suolo o del clima sui processi idrologici. Nella pubblicazione “*Simulating the hydrological response of a closed catchment-lake system to recent climate and land-use changes in semi-arid Mediterranean environment*” di Niedda et al. (2014) il modello idrologico SSFR è stato integrato in un modello giornaliero di bilancio idrico di sistema chiuso bacino – lago del Nord Sardegna (Lago di Baratz), al fine di valutare gli effetti dell'uso del suolo o del clima sui processi idrologici e sulla produzione di risorse idriche. Il lago di Baratz è un lago sistema chiuso bacino-lago (12 km²) con deflusso esterno scarso o nullo. Per questo i livelli del lago sono ampiamente controllati dai processi di deflusso delle piogge nel bacino imbrifero di monte, e ciò rende questo luogo ideale per esplorare la sensibilità dell'ecosistema ai cambiamenti climatici e della vegetazione. La conoscenza dei regimi idrologici dei sistemi di bacini idrografici chiusi e di come questi hanno reagito ai cambiamenti in passato, è utile per aiutarci a prevedere i cambiamenti nella disponibilità a lungo termine delle risorse idriche, in particolare nel contesto dei futuri cambiamenti climatici e il crescente impatto delle attività umane.

Serie temporali attuali e storiche di precipitazione, temperatura, livello idrico del lago, portate idriche e mappe dell'uso del suolo sono state ottenute per il bacino del Baratz attraverso un intenso monitoraggio in campo e ricerche bibliografiche, e sono stati utilizzati con i seguenti obiettivi: calibrare e valutare l'affidabilità di un modello accoppiato di bilancio idrico del bacino idrografico e del lago, ricostruendo i livelli idrici storici del lago Baratz; comprendere gli effetti dei cambiamenti climatici e di uso del suolo sul bilancio idrico di questo sistema; comprendere gli effetti della deforestazione e del conseguente deterioramento delle proprietà idrologiche del suolo sulla produzione di risorsa idrica in questo ambiente semi-arido del Mediterraneo.

Il sistema bacino-lago è stato strumentato dal 2008, con una stazione di terra nel bacino, e dal luglio 2011 con una stazione-zattera nel mezzo del lago. Entrambe le stazioni prevedevano la misura delle variabili climatiche necessarie per il calcolo dell'evapotraspirazione (T°, RH, radiazione, vento) e inoltre, a centro lago, era effettuata anche la misura in continuo dei livelli idrici del lago. Nella stazione di terra, situata sul principale affluente del lago (con un bacino imbrifero di 7.4 km²), era misurata automaticamente la portata defluita in alveo. Prima del 2008, i livelli dei laghi e le precipitazioni sono stati misurati dal 1947 al 1952 e dal 1995 al 1998. Per altri periodi (15 rilievi dal 1954 al 2005) vi sono le informazioni sulla superficie del lago riportate in mappe storiche e fotografie aeree. Le fotografie aeree sono state usate anche per ottenere informazioni sull'uso del suolo del passato. Il cambio storico dell'uso del suolo può essere visto sulle mappe dal 1954, 1988 e 2010 in cui si evidenzia una progressiva riduzione dell'area boschiva, dal 58% nel 1954, al 54% nel 1988, al 40% attuale. La Figura 5 illustra la serie temporale storica di precipitazioni e volumi idrici storici invasati nel lago.

Utilizzando i dati precedentemente descritti, il modello SSFR

è stato utilizzato con differenti obiettivi. Dapprima per la valutazione degli afflussi totali al lago: si ricordi infatti che la portate misurate erano rappresentative solo del 60% del bacino imbrifero; l'applicazione del modello era quindi necessaria per eseguire il bilancio idrico del lago nel periodo recente 2008-2013. Successivamente, il modello calibrato era applicato con le serie storiche di dati (1929-2008) per riprodurre le serie storiche dei livelli idrici del lago, in modo da valutarne la capacità di simulazione nel periodo storico. Infine, il modello è stato applicato nell'ambito di scenari storici di variazioni climatiche e di uso del suolo, per comprendere la sensibilità del sistema idrologico studiato a tali variazioni. La sensibilità ai cambiamenti climatici è stata valutata confrontando due simulazioni con serie di precipitazioni differenti. Queste serie sono state ottenute modificando la precipitazione dei periodi precedenti o successivi all' "anno di svolta". L'anno di svolta viene indicato come l'anno, prima e dopo il quale i valori medi dell'insieme di dati nei due sotto-periodi differiscono significativamente l'uno dall'altro. Il periodo prima dell'anno di svolta viene definito periodo di pre-cambiamento e quello dopo l'anno di svolta come periodo post-cambiamento. L'anno di svolta delle serie temporali di precipitazione dal 1929 al 2009 è il 1963. La precipitazione media del periodo di pre-cambiamento era di 725 mm/anno, quella del periodo di post-cambiamento era di 560 mm/anno. I due scenari climatici sono stati quindi definiti come: (1) lo scenario "umido", con le precipitazioni prima dell'anno di svolta invariato e l'intensità delle precipitazioni del periodo post-cambiamento è aumentata del 30%, pari alla media di 725 mm/anno; (2) lo scenario "secco" con l'intensità di precipitazione del periodo di pre-cambio è diminuito del 23%, pari alla media di 560 mm/anno, e quello dopo l'anno di svolta è rimasto invariato.

La sensibilità al cambiamento di uso del suolo è stata valutata confrontando due simulazioni ottenute considerando separatamente i modelli di uso del suolo del 1954 e del 2010. I modelli di uso del suolo hanno mostrato che nel 18% del bacino idrografico si è verificato un passaggio dalla macchia al pascolo. I due scenari di uso del suolo sono stati così definiti: (1) lo scenario "macchia", con l'uso del suolo del 1954 considerato lo standard per l'intero periodo di simulazione 1929-2008, (2) lo scenario "pascolo", con l'uso del suolo 2010 considerato lo standard per l'intero periodo. Nelle simulazioni il cambiamento di uso del suolo da macchia a pascolo è stato impostato diminuendo il LAI, la porosità drenabile e la conduttività idraulica satura del suolo.

Il confronto tra il deflusso giornaliero osservato e simulato con il modello SSFR del principale affluente del lago da settembre 2008 a giugno 2013 è mostrato in Figura 6a. Per lo stesso periodo, in figura 6b sono confrontati i livelli idrici del lago osservati e simulati. Gli scarti tra portate osservate e simulate erano accettabili considerando gli obiettivi della modellistica idrologica. Il coefficiente di Nash-Sutcliffe era 0.78 nel periodo considerato. Lo stesso coefficiente di efficienza era di 0.74 se si considerano i livelli idrici del lago. Utilizzando il modello calibrato per il periodo dal 2008 al 2013, la simulazione è stata poi effettuata per il periodo compreso tra il 1929 e il 2008. Il modello ha indicato che per tale periodo l'evapotraspirazione e l'intercettazione della vegetazione erano le componenti principali del bilancio idrologico, pari a circa il 90% delle precipitazioni. Il deflusso era mediamente meno importante, ma presentava una elevata variabilità. Questa era dovuta alla forte non linearità della relazione precipitazioni-deflussi, con una soglia di precipitazione di circa 500 mm/anno per la generazione del deflusso.

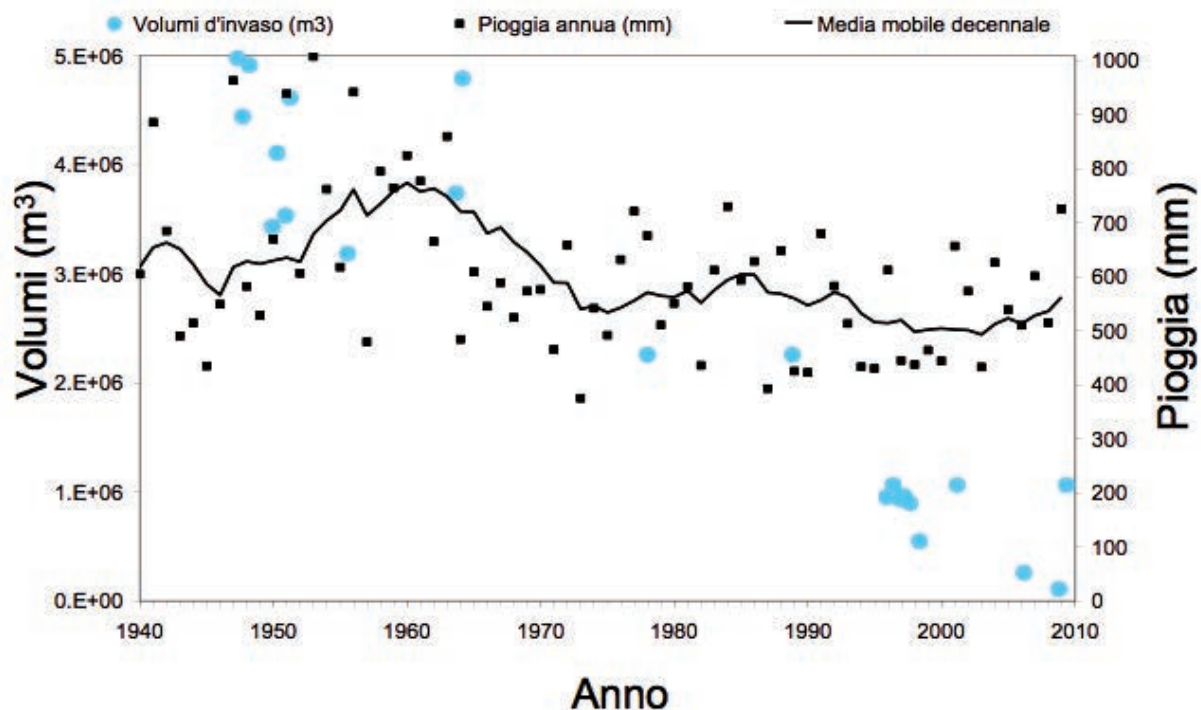


Figura 5. Relazione storica tra precipitazioni e volumi idrici invasati nel lago di Baratz.

Le simulazioni effettuate per il periodo 1929-2008 utilizzando gli scenari umidi e asciutti hanno evidenziato la grande sensibilità della risposta idrologica di bacino all'andamento delle precipitazioni. Nello scenario umido il lago si trovava quasi sempre in una condizione di riempimento totale, mentre nello scenario secco il lago era quasi vuoto per la maggior parte del periodo. La grande riduzione del livello del lago nello scenario secco era principalmente dovuto al minor afflusso di acqua dal bacino. In confronto a una diminuzione dell'intensità delle precipitazioni del 23%, l'evaporazione dal lago e l'evapotraspirazione dal bacino diminuivano proporzionalmente dell'1% e 17%, rispettivamente. Il deflusso superficiale e la percolazione profonda sono diminuita proporzionalmente molto di più, del 72% e 61%, rispettivamente. Il cambiamento di uso del suolo da macchia mediterranea a pascolo, che è avvenuto nel 18% del bacino idrografico, ha prodotto solo un lieve impatto sui volumi affluiti al lago, per via soprattutto del minore afflusso d'acqua (ridotto in media del 13%).

L'analisi svolta ha pertanto evidenziato l'elevata sensibilità del bacino idrografico del lago del Baratz ai cambiamenti climatici, che determina un impatto amplificato della riduzione storica delle precipitazioni sulla disponibilità delle risorse idriche a livello di bacino. Dal punto di vista del metodo di indagine, la modellistica idrologica ha rappresentato un valido strumento di ausilio per la comprensione di complesse problematiche ambientali, in quanto ha consentito la separazione degli effetti legati all'impatto delle variazioni climatiche e dell'uso del suolo, nella produzione di risorse idriche nei bacini idrografici. I risultati del lavoro potranno ora essere utilizzati per la pianificazione di opere di mitigazione degli impatti dei cambiamenti climatici, per la salvaguardia del territorio e delle risorse idriche disponibili.

Conclusioni

L'attività di ricerca del prof. Ing. Marcello Niedda, portata avanti con rigore metodologico e sperimentale, e con profondo rispetto dei principi etici della ricerca, ha evidenziato la sua capacità di utilizzare sapientemente i mezzi della ricerca scientifica per l'analisi e l'interpretazione dei sistemi idrologici complessi. Elemento fondamentale che ha caratterizzato l'operatività del Prof. Niedda è stato l'utilizzo della modellistica idrologica come mezzo di indagine dei processi di bacino. Come è possibile desumere da una analisi della produzione bibliografica del Professore, l'utilizzo del modello SSFR, da lui introdotto nel 1996 e poi reso più efficiente nell'arco degli anni, ha rappresentato una costante nella metodologia d'indagine. Ma, come anche si evince dalle tre pubblicazioni di cui gli Autori hanno voluto fare compendio in questa relazione, nel suo approccio scientifico altrettanto importante era l'indagine di campo per la produzione di dati sperimentali, su cui il modello doveva essere necessariamente calibrato e validato. L'attenzione per la misura sperimentale ha rappresentato anch'essa una costante dell'attività di ricerca del Prof. Niedda. Egli era sovente ripetere che le risultanze del modello dovevano necessariamente trovare un riscontro nella realtà di campo, altrimenti gli output modellistici diventavano solo "divagazioni numeriche". Gli Autori ben ricordano le lunghe campagne di monitoraggio ambientale effettuate in pieno campo, spesso portate avanti con estrema fatica per anni, al fine di costituire dataset sperimentali che chiaramente rivelassero i processi idrologici fondamentali dei bacini idrografici sotto studio. Secondo il suo pensiero, la bravura di un ricercatore andava misurata dalla sua capacità di reperire dati sperimentali di elevata qualità e quantità e di analizzarli efficacemente.

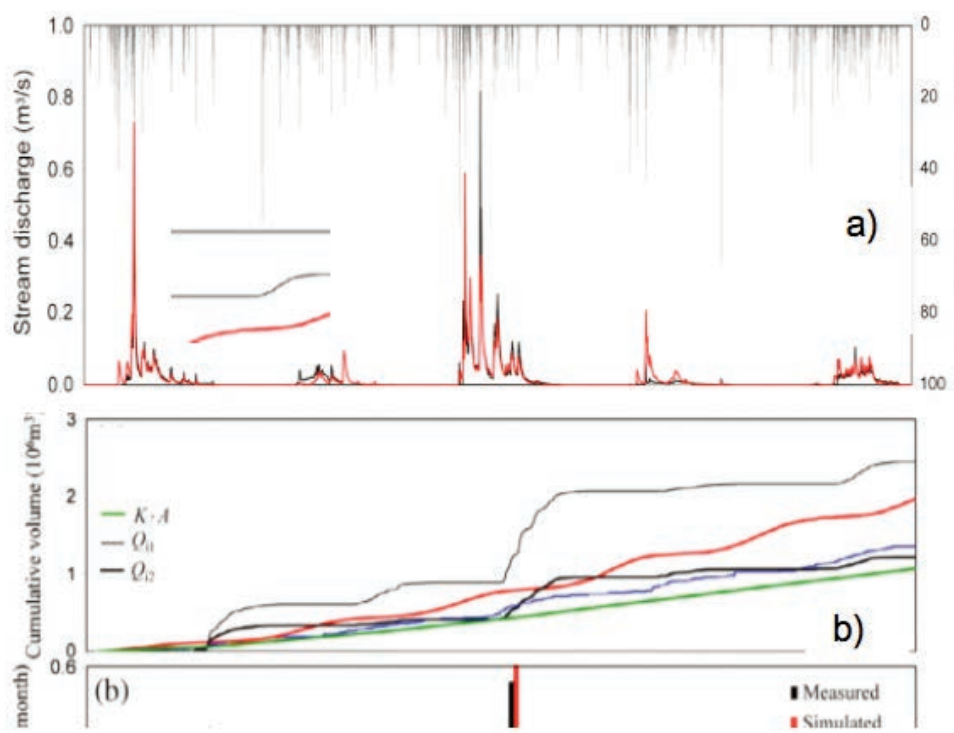


Figura 6. Confronto tra serie temporali osservate e simulate di: a) portate idriche defluite nel bacino del Baratz; b) livelli idrici del lago di Baratz.

te, più che dalle pure performance bibliometriche. Da questo punto di vista non dovevano essere ammessi compromessi che privilegiassero la quantità di pubblicazioni scientifiche rispetto alla qualità della ricerca prodotta. Il valore della sperimentazione, e l'importanza di comprendere la realtà ancor prima di modellizzarla, sono probabilmente gli insegnamenti più importanti che il Prof. Niedda ci ha lasciato. Al Prof. Niedda gli Autori esprimono la più sincera riconoscenza e gratitudine, nella speranza di poter proseguire la via della ricerca teorica e sperimentale che Egli ci ha indicato.

Riferimenti

1. Niedda, (1996). Use of network algorithms in spatially distributed models for the study of river basin response. *IAHS-AISH Publication* (235), pp. 207-214.
2. Niedda, M. (2004). Upscaling hydraulic conductivity by means of entropy of terrain curvature representation. *Water Resources Research*, 40(4). <https://doi.org/10.1029/2003WR002721>.
3. Niedda, M., & Pirastru, M. (2013). Hydrological processes of a closed catchment-lake system in a semi-arid Mediterranean environment. *Hydrological Processes*, 27(25), 3617–3626. <https://doi.org/10.1002/hyp.9478>.
4. Niedda, M., & Pirastru, M. (2014). Field investigation and modelling of coupled stream discharge and shallow water-table dynamics in a small Mediterranean catchment (Sardinia). *Hydrological Processes*, 28(21), 5423–5435. <https://doi.org/10.1002/hyp.10016>.
5. Niedda, M., Pirastru, M., Castellini, M., & Giadrossich, F. (2014). Simulating the hydrological response of a closed catchment-lake system to recent climate and land-use changes in semi-arid Mediterranean environment. *Journal of Hydrology*, 517, 732–745. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.06.008>.

Indagini sulla risposta idrologica di un versante in ambiente mediterraneo: il sito sperimentale di lago Baratz

M. Niedda,¹ V. Bagarello,² M. Castellini,³ S. Di Prima,¹ F. Giadrossich,¹ M. Iovino,² R. Marrosu,¹ M. Pirastru¹

¹Dipartimento di Agraria, Università degli Studi di Sassari; ²Dipartimento di Scienze Agrarie, Alimentari e Forestali, Università degli Studi di Palermo; ³Centro di Ricerca Agricoltura e Ambiente (CREA-AA), Bari

Abstract

Il deflusso sottosuperficiale che si instaura lungo un versante è essenzialmente condizionato dallo sviluppo e dal grado di interconnessione del sistema di macropori. Le pratiche di uso del suolo possono determinare fenomeni di degradazione del suolo con conseguenze sulla risposta idrologica del versante. Presso il sito sperimentale di lago Baratz in Sardegna, sotto la supervisione del Prof. Marcello Niedda, è stata condotta un'intensa attività sperimentale finalizzata ad indagare il comportamento idrologico di un versante naturale in ambiente mediterraneo con specifico riguardo agli effetti del cambiamento di uso del suolo e alla scelta della scala di misura più adeguata ad ottenere stime rappresentative della conducibilità idraulica laterale in condizioni di saturazione. Nella memoria vengono illustrati i più significativi risultati delle indagini condotte e vengono sinteticamente esposti gli sviluppi futuri dell'attività di ricerca.

Introduzione

La risposta idrologica dei bacini idrografici è fondamentalmente governata dal deflusso sottosuperficiale saturo nei versanti (Niedda & Pirastru, 2015; Newman *et al.*, 1998; Weiler *et al.*, 2005). Alla scala di versante, i flussi idrici avvengono prevalentemente attraverso vie preferenziali determinate da macropori di origine sia strutturale che biotica (Gerke *et al.*, 2015). Tale processo può quindi ricoprire un ruolo determinante nella valutazione delle risorse idriche (Scanlon *et al.*, 2006). Inoltre, i flussi preferenziali, bypassando la capacità di filtraggio del suolo, contribuiscono al

trasporto di contaminanti dalle aree contribuenti verso il reticolo idrografico (Akay *et al.*, 2008).

La conoscenza della conducibilità idraulica laterale in condizioni di saturazione, K_{sl} , è pertanto fondamentale per la simulazione dei processi idrologici alla scala di versante o di bacino. Tuttavia, la rappresentatività delle stime di K_{sl} appare essere significativamente condizionata dalla scala di misura considerata (Brooks *et al.*, 2004; Chapuis *et al.*, 2005). Le tecniche di misura alla scala puntuale, oltre ad essere eccessivamente onerose quando occorre acquisire anche informazioni sulla variabilità spaziale della K_{sl} , difficilmente riescono a catturare la complessa eterogeneità dei processi di flusso nel suolo, in particolare di quello che avviene nei macropori, i cui effetti si manifestano compiutamente ad una scala più ampia. Soprattutto ai fini della parametrizzazione dei modelli, dunque, la metodologia adottata per la misura della K_{sl} dovrebbe esplorare un volume di suolo minimo adeguato a descrivere l'influenza della rete di macropori (Mendoza & Steenhuis, 2002).

L'approccio sperimentale più comunemente adottato per ottenere misure rappresentative di K_{sl} si basa sullo scavo di trincee aperte o nell'installazione di dreni per intercettare direttamente il flusso saturo che si muove sopra uno strato impermeabile (Brooks *et al.*, 2004; Chappell & Lancaster, 2007; Montgomery & Dietrich, 1995). Gli esperimenti di drenaggio sono tuttavia costosi e difficili da condurre e replicare. Per tale motivo, nell'ambito della modellazione idrologica distribuita a scala di bacino frequentemente si ricorre a procedure di calibrazione con il risultato di ottenere valori di K_{sl} spesso più elevati, anche di ordini di grandezza, rispetto a quelli misurati alla scala puntuale (Blain *et al.*, 1991; Chappell *et al.*, 1998; Grayson *et al.*, 1992).

Sviluppo e connettività della rete di macropori, oltre che da specifiche condizioni pedologiche, sono anche determinate dalle pratiche di uso del suolo (Agnese *et al.*, 2011; Celik, 2005; Gonzalez-Soza *et al.*, 2010). In particolare, la conversione della foresta naturale mediterranea in seminativo può determinare fenomeni di degradazione del suolo (Niedda *et al.*, 2014), il cui impatto può essere valutato attraverso indicatori di qualità fisica del suolo, quantitativamente legati alle proprietà fisiche e idrauliche del suolo (Cullotta *et al.*, 2016).

Sotto la supervisione del Prof. Marcello Niedda, un gruppo di ricercatori delle Università di Sassari e Palermo e del CREA-AA di Bari ha condotto negli ultimi cinque anni un'intensa attività sperimentale finalizzata ad indagare la risposta idrologica di un versante naturale in ambiente mediterraneo. Il sito sperimentale è stato attrezzato presso il lago Baratz in Sardegna in un versante di lunghezza di 60 m e pendenza 30% caratterizzato dalla presenza di Lithic Haploxerepts di profondità limitata (0.40-0.50 m) che insiste su una formazione di arenarie molto compatte. La presenza

Correspondence: Massimo Iovino, Dipartimento di Scienze Agrarie, Alimentari e Forestali, Viale delle Scienze ed.4,
Tel. +39 091 23897070.
E-mail: massimo.iovino@unipa.it

Key words: deflusso sottosuperficiale saturo, conducibilità idraulica del suolo, qualità fisica del suolo.

©Copyright: the Author(s), 2019
Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

dello strato relativamente poco permeabile determina la formazione del deflusso sottosuperficiale che viene intercettato da trincee drenanti dotate di strumenti per la misurazione delle portate. Pozzetti piezometrici a monte dei dreni consentono il monitoraggio dei livelli di falda. Gli studi sulla formazione del deflusso hanno riguardato due aree adiacenti caratterizzate dalla presenza di macchia mediterranea e prato spontaneo formatosi dopo la realizzazione di una pista tagliafuoco. Gli effetti delle modificazioni antropiche sulla qualità fisica del suolo sono stati indagati, oltre che sul versante di cui sopra, anche in un secondo versante limitrofo caratterizzato dalla presenza di un bosco e di un'adiacente area percorsa da incendio. Per maggiori dettagli sulle caratteristiche del sito sperimentale e sulle tecniche di misura adottate si rimanda ai lavori originali. Nel presente contributo vengono illustrati i più significativi risultati per i due principali ambiti di studio affrontati e vengono sinteticamente esposti gli sviluppi futuri dell'attività di ricerca.

Effetti dell'uso del suolo sul comportamento idrologico del versante

Nell'articolo *Use of BEST procedure to assess soil physical quality in the Baratz Lake catchment (Sardinia, Italy)* (Castellini *et al.*, 2016), viene effettuata una stima della qualità fisica del suolo (QFS) in aree a diverso uso del suolo del bacino del lago Baratz mediante la procedura sperimentale BEST (Lassabatère *et al.*, 2006). In particolare, sono stati considerati due versanti che, nel recente passato, hanno subito una trasformazione della vegetazione naturale e, per ciascuno di essi, sono state campionate due aree adiacenti caratterizzate da diverso uso del suolo: nel *versante 1*, bosco di quercia (HF) e prateria post-incendio ad asfodelo (AG); nel *versante 2*, macchia alta (HM) e prateria degradata instauratasi dopo l'apertura di una pista tagliafuoco (FG) (Figura 1). Gli indicatori di QFS ottenuti dalla curva di ritenzione stimata mediante la tecnica BEST (macroporosità, P_{mac} , capacità di aereazione, AC, acqua disponibile per le piante, PAWC, capacità di campo relativa, RFC, dimensione media dei pori conduttivi, λ_m , e numero dei pori conduttivi per unità di superficie, $C_{\lambda m}$) sono stati confrontati con indicatori di QFS indipendentemente misurati (densità apparente, BD, contenuto di carbonio organico, OC, indice di stabilità strutturale, SSI, conducibilità idraulica alla saturazione, K_s , e sorattività, S). Nel versante 2, si è rilevato un peggioramento degli indicatori di QFS attribuibile alla compattazione del suolo e alla diminuzione della sostanza organica. In particolare, la BD è aumentata di un fattore pari 1.4, mentre OC, SSI, K_s e S si sono ridotte di un fattore pari a 3.3, 3.1, 7.5 e 1.9, rispettivamente. Cambiamenti meno rilevanti sono stati ottenuti per l'altro versante in cui la QFS relativa alla superficie percorsa dal fuoco (AG) è risultata confrontabile con quella del confinante bosco naturale (HF). Correlazioni fisicamente plausibili sono state riscontrate tra OC e BD e tra K_s e SSI che segnalano come la densità del suolo e le proprietà idrodinamiche siano associate al contenuto di sostanza organica e alla stabilità strutturale del mezzo poroso (Figura 2). Gli indicatori di QFS ottenuti dalla procedura BEST hanno segnalato una riduzione della macroporosità (P_{mac} e AC) e un aumento della microporosità (PAWC e RFC) nei suoli antropizzati di entrambi i versanti. Inoltre, gli indicatori λ_m e $C_{\lambda m}$ più direttamente associati alle caratteristiche di trasmissività del mezzo poroso, hanno evidenziato che, nei suoli degradati, i flussi idrici interessano un numero maggiore di pori di dimensione minore.

In definitiva, nel versante 2 caratterizzato dalla trasformazione

della macchia mediterranea in prato degradato, tutti gli indicatori di QFS unanimemente evidenziano un peggioramento della qualità secondo i criteri di letteratura. Gli effetti del passaggio del fuoco non sono risultati altrettanto evidenti dal momento che il ripristino della vegetazione naturale (asfodelo) ha contribuito a ristabilire condizioni di QFS relativamente buone. La ricerca ha consentito di concludere che l'uso combinato di indicatori di qualità fisica del suolo direttamente misurati o stimati attraverso la procedura BEST può risultare idonea ad individuare i fenomeni di degradazione del suolo in ambienti naturali mediterranei.

Nell'articolo *Subsurface flow and large-scale lateral saturated soil hydraulic conductivity in a Mediterranean hillslope with contrasting land uses* (Pirastru *et al.*, 2017), vengono riportati i risultati del monitoraggio, effettuato continuativamente negli anni 2014 e 2015, sul versante interessato da macchia mediterranea (HM) e prato degradato (FG). Il deflusso laterale saturo è stato intercettato da dreni interrati lunghi 2,5 m e installati al piede del versante, come mostrato nella Figura 3. La portata drenata era misurata da un sistema integrato costituito da un piccolo stramazzone triangolare e un pluviometro. La misura automatica dei livelli di falda sottosu-

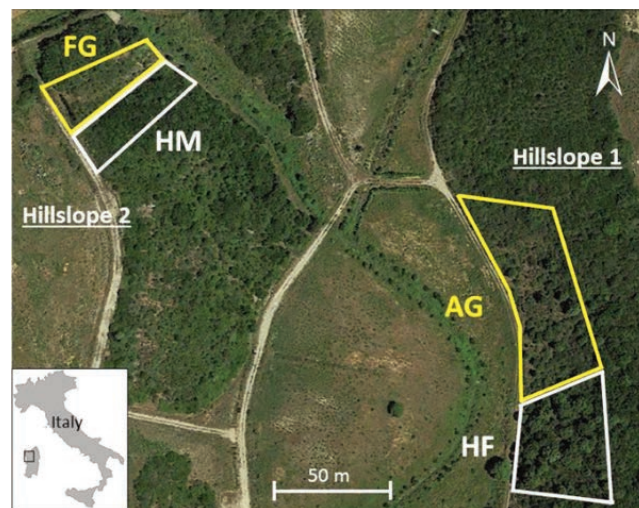


Figura 1. Veduta aerea del sito sperimentale di lago Baratz con indicazione dei due versanti oggetto di indagine.

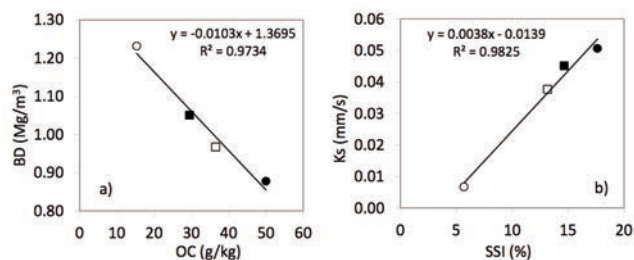


Figura 2. Correlazioni tra i valori medi di (a) BD e OC, (b) K_s e SSI. ■ = HF; □ = AG; ● = HM; ○ = FG.

perficiale del versante avveniva in sei piezometri equipaggiati con sonde TDR (Figura 3). Le osservazioni sono state effettuate sia in condizioni di pioggia naturale, sia con piogge artificiali. Le portate drenate e i livelli di falda osservati sono stati quindi utilizzati per la stima della K_{sl} mediante la legge di Darcy.

L'uso del suolo ha condizionato la risposta idrologica del versante: infatti, nel sito a prato (FG) si sono rilevati flussi sottosuperficiali in occasione delle piogge che, invece, non si sono registrati nel sito a macchia mediterranea (HM). Una relazione fortemente non lineare è stata individuata tra la K_{sl} del suolo e la profondità di falda (WTD) nel sito FG (Figura 4a). I massimi valori di K_{sl} (circa 3000 mm h^{-1}) sono stati osservati per WTD pari a circa 0,10 m. La relazione $K_{sl}(\text{WTD})$ ha evidenziato un brusco incremento della pendenza per $\text{WTD} = 0,17 - 0,20 \text{ m}$, corrispondente alla condizione di attivazione dei macropori dello strato superficiale. Risultati analoghi sono stati osservati nel corso della prova effettuata con pioggia artificiale di intensità 60 mm h^{-1} che, alla stazionarietà, ha dato luogo ad una $K_{sl} = 3200 \text{ mm h}^{-1}$ in condizione di quasi completa saturazione del suolo ($\text{WTD} = 0,03 \text{ m}$).

Per quanto riguarda il sito HM, a causa degli scarsi deflussi drenati durante le piogge naturali, la caratterizzazione idraulica del suolo è stata effettuata solo con i risultati delle prove di pioggia artificiale effettuate con intensità 40 e 60 mm h^{-1} . Anche in questo caso, è stata determinata una relazione $K_{sl}(\text{WTD})$ fortemente non lineare (figura 4b), con un valore massimo di K_{sl} pari a 3750 mm h^{-1} per $\text{WTD} = 0,10 \text{ m}$.

La forte non linearità osservata nelle relazioni $K_{sl}(\text{WTD})$ si può ascrivere all'aumento della densità e della connettività dei macropori in prossimità della superficie, a causa dell'accresciuta presenza di radici e dell'attività della micro-fauna. L'incremento di K_{sl} in superficie è risultato più evidente nel sito HM rispetto al sito FG, probabilmente come effetto di una macroporosità più sviluppata ed efficace nel suolo sotto la macchia rispetto al suolo erboso. Tale risultato è in linea con altri studi che hanno confrontato differenti comportamenti idrologici in suoli forestali e in suoli con cotico erboso (Germer *et al.*, 2010; Rockefeller *et al.*, 2004). Nonostante l'importanza delle informazioni rilevate circa il comportamento idrologico di versante, vi è la consapevolezza che simi-

li esperimenti *in situ* per stimare la K_{sl} su larga scala sono costosi e richiedono molto tempo. Per gli studi idrologici a scala di bacino, le misure di K_{sl} a scala puntuale restano ancora l'unica alternativa sperimentale sostenibile per ottenere dati di conducibilità idraulica spazialmente distribuiti.

Confronto fra misure di K_{sl} effettuate a varie scale

La rappresentatività delle stime di K_{sl} effettuate con la tecnica del monolito di suolo proposta da Blanco-Chanqui *et al.* (2002) è stata trattata nell'articolo *Lateral saturated hydraulic conductivity of soil horizons evaluated in large-volume soil monoliths* (Pirastru *et al.*, 2017). Come è noto, la tecnica del monolito consiste nell'isolare idraulicamente un volume di suolo fino alla formazione impermeabile di base e nel misurare il flusso stazionario saturo che si instaura fra due pozzetti, scavati a monte e a valle, in cui viene mantenuto un uguale livello idrico (WLD) rispetto al piano di campagna (Figura 5a-c). In considerazione del ragguardevole volume di suolo campionato, che per il caso di studio variava tra $0,10$ e $0,16 \text{ m}^3$, la metodologia si pone come un valido approccio per la caratterizzazione idraulica dei suoli macroporosi.

La ricerca è stata condotta sul versante coperto a prato degradato (FG) del bacino imbrifero del lago di Baratz. Al fine di ottenere un'accurata caratterizzazione della variabilità della K_{sl} lungo il profilo verticale di suolo, sono stati imposti in successione tre valori di WLD pari a 5 , 15 e 25 cm . Il modello di Darcy è stato applicato per calcolare i valori di K_{sl} specifici per i tre orizzonti di suolo esplorati (A $0-15 \text{ cm}$, B_{high} $15-25 \text{ cm}$, e B_{low} $25-35 \text{ cm}$ di profondità) in accordo con la seguente relazione generale:

$$K_{s,l} = \frac{\int_{z_0}^Z K_s(z) dz}{Z - z_0} \quad (1)$$

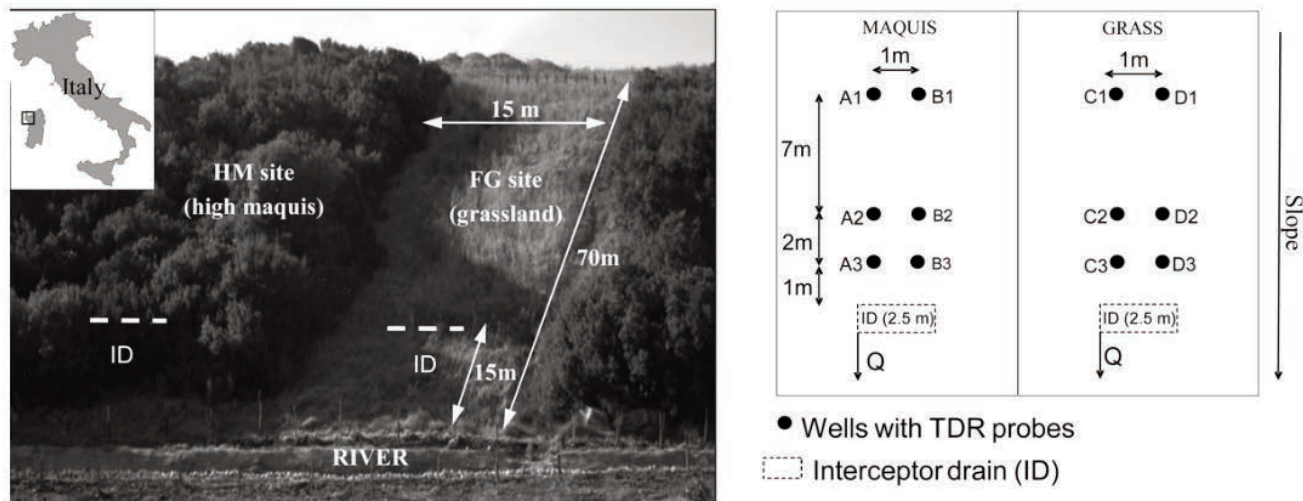


Figura 3. Vista del versante sperimentale, con indicazione dei due dreni intercettori (ID) e disposizione spaziale dei piezometri nei siti FG e HM. Il disegno non è in scala.

ove l'integrale al numeratore rappresenta la trasmissività laterale di uno strato saturo di suolo mentre, al denominatore, compare lo spessore di tale strato.

La Figura 6a mostra, a titolo di esempio, l'andamento temporale dei flussi misurati nel pozzetto di entrata (inflow) e di uscita (outflow) per la prova effettuata sul monolito MA. Le corrispondenti differenze tra outflow ed inflow sono illustrate in Figura 6b. In termini generali, le differenze tra outflow ed inflow si sono progressivamente ridotte nel corso di ciascuno step fino a raggiungere valori trascurabili (mediamente $11 \text{ mL min}^{-1}\text{m}^{-1}$) negli ultimi 30 min della prova. Differenze negative (WLD = 5 e 15 cm) sono ascrivibili a processi di percolazione profonda; differenze positive (WLD = 25) sono dovute al flusso insaturo che si determina per effetto dello svuotamento degli orizzonti più superficiali che, tut-

tavia, converge rapidamente a zero all'aumentare della durata della prova. I risultati dimostrano quindi che l'utilizzo della schiuma poliuretanic, utilizzata per sigillare idraulicamente il monolito, ha consentito di minimizzare le perdite d'acqua permettendo di valutare senza ambiguità tutti i termini della legge di Darcy e, pertanto, di ottenere stime di $K_{s,l}$ affidabili.

Per quanto concerne la caratterizzazione della conducibilità lungo il profilo, la Figura 6c riporta i valori di $K_{s,l}$ specifici stimati in ciascun monolite e per i tre orizzonti considerati. Gli elevati valori di $K_{s,l}$ ritrovati per l'orizzonte A confermano che i flussi preferenziali nei macropori dominano il deflusso sottosuperficiale laterale in quest'orizzonte. Coerentemente, la diminuzione dei valori di conducibilità negli strati B_{high} e B_{low} riflette una riduzione della densità della macroporosità con la profondità, come è ragio-

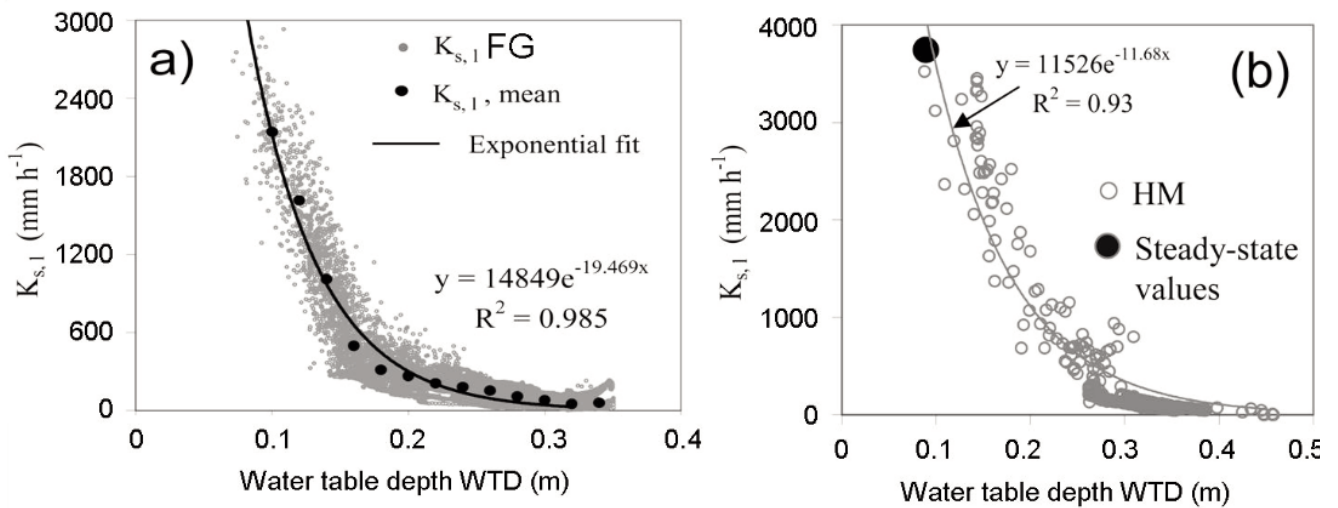


Figura 4. a) Conducibilità idraulica laterale saturata, $K_{s,l}$, determinata nel sito FG in funzione della profondità della falda freatica (WTD). Sono visualizzati anche i valori medi di $K_{s,l}$ calcolati per alcune profondità e la curva esponenziale interpolata attraverso i dati sperimentali. b) relazione $K_{s,l}$ (WTD) determinata nel sito HM durante gli esperimenti di pioggia artificiale.

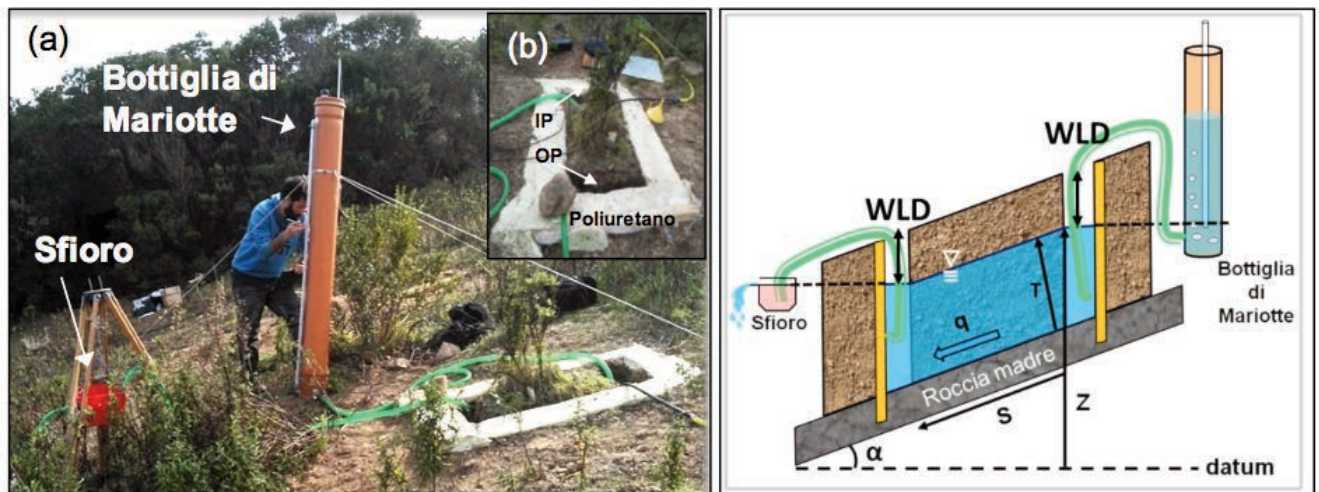


Figura 5. (a) Strumentazione di campo per la determinazione della conducibilità laterale saturata. (b) Particolare di un monolito con in evidenza l'isolamento in schiuma di poliuretano e le cavità di monte (IP) e di valle (OP) impiegate per imporre il gradiente idraulico. (c) Schema concettuale degli esperimenti di drenaggio.

nevole, data la minore presenza degli apparati radicali e dell'attività della microfauna terricola (Brooks *et al.*, 2004). L'andamento dei valori di $K_{s,l}$ con la profondità spiega bene le dinamiche di falda osservate da Pirastru *et al.* (2014) nel medesimo versante sperimentale. In particolare, questi autori hanno riportato come, anche in occasione di piogge intense, raramente si osservava la totale saturazione del profilo. Ciò è conseguenza dell'elevata conducibilità idraulica laterale che caratterizza l'orizzonte di superficie. All'opposto, nei periodi asciutti, la falda è rimasta confinata nell'orizzonte B_{low} per lunghi periodi di tempo prima di esaurirsi completamente.

Il confronto fra le stime di $K_{s,l}$ ottenute con il metodo del monolite e quelle ottenute da misure effettuate a scala di versante da Pirastru *et al.* (2017) ha evidenziato differenze fra i valori mediani pari ad un fattore 0,3 0,6 e 1,8 per gli orizzonti A, B_{high} e B_{low} , rispettivamente. Tali differenze, che possono essere considerate trascurabili per la maggior parte delle applicazioni idrologiche, confermano che il metodo del monolite, grazie al considerevole volume di suolo campionato, consente di tener adeguatamente conto degli effetti idrologici della macroporosità fornendo stime di $K_{s,l}$ che possono considerarsi rappresentative anche a scale spaziali maggiori.

Nell'articolo *In situ characterization of preferential flow by combining plot- and point-scale infiltration experiments on a hillslope* (Di Prima *et al.*, 2018) vengono presentati i risultati di uno studio condotto nell'area FG in cui misure infiltrometriche di tipo Beerkan (Lassabatere *et al.*, 2006) e prove di drenaggio condotte su monoliti di suolo (scala di parcella) vengono congiuntamente utilizzate per stimare la conducibilità idraulica della regione di flusso preferenziale, $K_{s,f}$, che caratterizza il dominio dei macropori.

Infatti, per un sistema a doppia permeabilità, la conducibilità idraulica, $K_{s,2K}$, può essere determinata come somma dei singoli apporti provenienti dalla matrice e dalla regione di flusso preferenziale (Gerke e Genuchten, 1993):

$$K_{s,2K} = w_f K_{s,f} + (1 - w_f) K_{s,m} \tag{2}$$

in cui w_f è il rapporto tra il volume occupato dalla regione di flusso preferenziale e quello totale, e $K_{s,f}$ e $K_{s,m}$ corrispondono, rispettivamente, alla conducibilità idraulica della regione di flusso preferenziale e della matrice del suolo. E' stato quindi ipotizzato che la conducibilità idraulica alla saturazione della matrice, $K_{s,m}$, e del sistema a doppia permeabilità nel suo complesso, $K_{s,2K}$, possano essere rispettivamente determinate mediante misure infiltrometriche di tipo Beerkan e prove di drenaggio eseguite sui monoliti di suolo. Dall'eq.(2) è quindi possibile stimare $K_{s,f}$:

$$K_{s,f} = \frac{K_{s,2K} - (1 - w_f) K_{s,m}}{w_f} \tag{3}$$

Dato che il parametro w_f non è noto a priori, sono stati assunti valori compresi tra 0,05 e 0,10, ovvero si è ipotizzato che la regione di flusso preferenziale occupi un volume compreso tra il 5 e il 10% del volume complessivo. La scelta di questo intervallo di valori è stata considerata realistica dal momento che la regione di flusso preferenziale normalmente occupa una frazione minima della porosità totale (Bouma *et al.*, 1977). Inoltre, valori simili sono stati

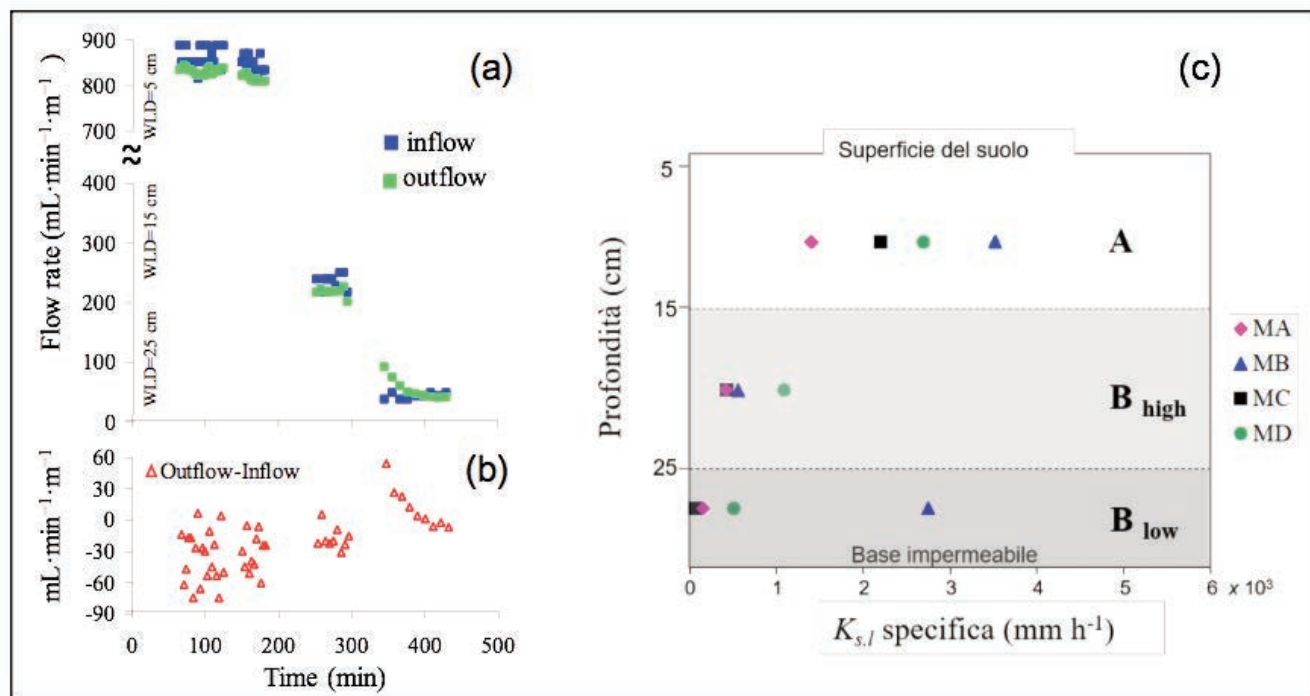


Figura 6. (a) Serie temporale di portate di inflow ed outflow misurate durante la prova di drenaggio nel monolite MA; si noti l'interruzione di scala nel grafico. (b) Differenze parziali calcolate tra outflow ed inflow. (c) $K_{s,l}$ specifiche calcolate per gli orizzonti A, B_{high} e B_{low} nei quattro monoliti (MA, MB, MC, MD).

riportati anche in numerosi altri studi (e.g., Dusek *et al.*, 2012; Lassabatere *et al.*, 2014).

I valori di $K_{s,f}$ stimati mediante l'eq.(3) sono risultati compresi tra $6,0 \times 10^2$ e $5,5 \times 10^4$ mm h⁻¹, a seconda del valore di w_f e dello spessore di suolo saturo considerato (Tabella 1). Per l'estremo superiore ($w_f = 0,05$) e inferiore ($w_f = 0,10$) dell'intervallo considerato, i valori di $K_{s,f}$ sono risultati maggiori di $K_{s,m}$ di almeno un ordine di grandezza. Al contrario, il massimo scostamento tra le stime di $K_{s,f}$ al variare del suddetto parametro non ha mai superato un fattore pari a due. Poichè le differenze più rilevanti sono state riscontrate tra la matrice del suolo e la regione dei flussi preferenziali, si è concluso che la scelta di w_f ha avuto un effetto marginale sulla stima di $K_{s,f}$ (Kodešová *et al.*, 2010).

L'effetto del parametro w_f sulla stima di $K_{s,f}$ per diverse profondità del livello idrico (WLD) instaurato nel corso delle prove effettuate sui monoliti di suolo è riportato in Figura 7. L'andamento decrescente di $K_{s,f}$ all'aumentare di w_f , che potrebbe sembrare contraddittorio, è dovuto all'imposizione del valore sperimentalmente misurato di $K_{s,2K}$ nell'eq.(2). Di conseguenza, ad un aumento del valore di w_f deve necessariamente corrispondere una diminuzione di $K_{s,f}$ dal momento che il prodotto $w_f K_{s,f}$, che quantifica il contributo della regione di flusso preferenziale rispetto alla conducibilità globale del sistema, deve rimanere costante. Questa condizione è rappresentativa di un maggiore volume della regione occupata dai macropori i quali, di contro, risultano meno interconnessi e/o di diametro minore. Al contrario, al diminuire di w_f , l'aumento di $K_{s,f}$ è rappresentativo di un minore volume occupato dalla regione dei flussi preferenziali ma da macropori più grandi e/o più intercon-

nessi. In entrambi i casi, il contributo dei flussi preferenziali alla conducibilità globale del sistema rimane invariato.

Ad eccezione del monolito 2 (SB2), la $K_{s,f}$ è risultata decrescente al diminuire dello spessore di suolo saturo (tabella 1) confermando l'ipotesi che la densità del sistema di macropori aumenta negli strati di suolo più superficiali. Questa ipotesi è anche supportata dall'aumento della variabilità di $K_{s,f}$ con la profondità che indica come, ad una maggiore profondità, il volume di suolo considerato può non essere sufficiente a rappresentare adeguatamente il sistema di macropori (Köhne *et al.*, 2009). Ciononostante, l'occasione presenza di macropori conduttivi negli strati più profondi non ha sostanzialmente influito sul flusso idrico alla scala dell'intero monolito che è rimasto controllato dal sistema di macropori presente negli strati di suolo più superficiali.

Sviluppi futuri della ricerca

Alla luce dell'attività di ricerca promossa dal Prof. Marcello Niedda e brevemente sintetizzata nella presente nota, appare evidente che la scala spaziale di esecuzione dell'esperimento condiziona apprezzabilmente la determinazione di $K_{s,f}$. Questa circostanza rende complessa ed inevitabilmente incerta la parametrizzazione dei modelli di simulazione idrologica. Il ricorso a un numero magari elevato di rilievi puntuali non risolve il problema dal momento che tali campioni, per essere rappresentativi del comportamento idrologico del versante, richiedono volumi dell'ordine di

Tabella 1. Valori della conducibilità idraulica della regione di flusso preferenziale, $K_{s,f}$ (mm h⁻¹), stimati prendendo in considerazione valori di w_f (-) compresi tra 0,05 e 0,10.

| | $K_{s,f} (w_f = 0.05)$ | | | $K_{s,f} (w_f = 0.1)$ | | |
|------------|------------------------|-------------------|--------------------|-----------------------|-------------------|-------------------|
| | WTD ₅ | WTD ₁₅ | WTD ₂₅ | WTD ₅ | WTD ₁₅ | WTD ₂₅ |
| Monolito 1 | 2.8×10^4 | 1.6×10^4 | 10.0×10^3 | 1.4×10^4 | 7.8×10^3 | 5.0×10^3 |
| Monolito 2 | 4.3×10^4 | 2.3×10^4 | 5.5×10^4 | 2.1×10^4 | 1.2×10^4 | 2.7×10^4 |
| Monolito 3 | 2.1×10^4 | 5.9×10^3 | 1.2×10^3 | 1.1×10^4 | 3.0×10^3 | 6.0×10^2 |
| Monolito 4 | 1.4×10^4 | 6.0×10^3 | 2.8×10^3 | 7.1×10^3 | 3.0×10^3 | 1.4×10^3 |
| mg | 2.5×10^4 | 1.1×10^4 | 6.5×10^3 | 1.2×10^4 | 5.4×10^3 | 3.3×10^3 |
| SD | 1.6 | 2.0 | 5.3 | 1.6 | 2.0 | 5.3 |
| CV (%) | 49.1 | 78.3 | 387.5 | 49.1 | 78.2 | 385.0 |

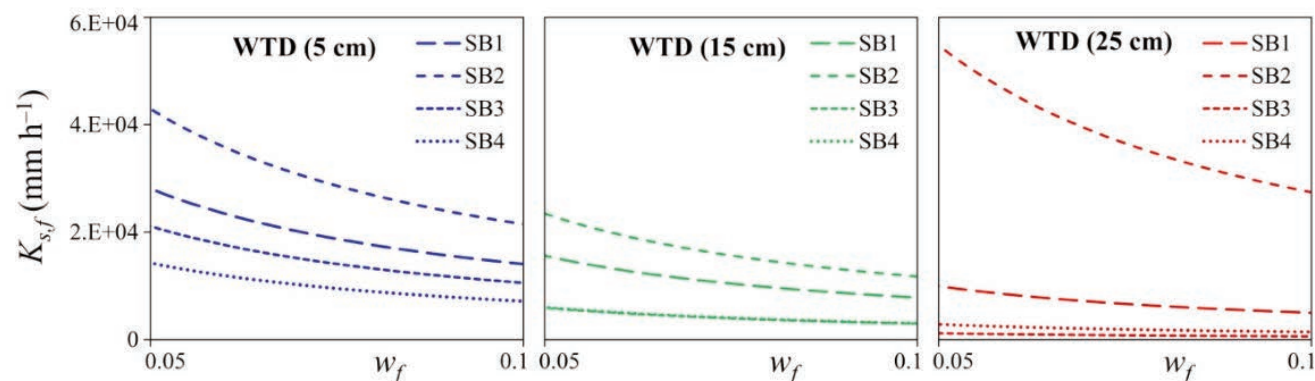


Figura 7. Effetto del valore scelto di w_f (-) sulla stima della conducibilità idraulica della regione di flusso preferenziale, $K_{s,f}$ (mm h⁻¹).

0,10 m³.

L'attività sperimentale complessivamente condotta nel sito sperimentale di lago Baratz ha reso possibile, invece, l'acquisizione di un'informazione che può certamente considerarsi rappresentativa del processo di trasferimento dell'acqua nello strato superficiale del suolo, essendo stata ottenuta mediante l'intercettazione e la misura dell'intero volume di deflusso che si origina nello strato di suolo compreso tra la superficie del suolo e il piano impermeabile. Anche in questo caso permangono, tuttavia, incertezze circa la rappresentatività alla scala spaziale del versante, dato che la sua larghezza è apprezzabilmente maggiore della lunghezza del dreno, il quale peraltro solo in via ipotetica intercetta il deflusso proveniente esclusivamente dallo strato di suolo di larghezza coincidente con la lunghezza del dreno.

Nella consapevolezza che il tema della caratterizzazione idraulica del versante per la simulazione dei processi idrologici rimane tuttora largamente irrisolto, nel periodo 2016-2017 è stata ampliata la scala di campionamento installando, al posto del dreno <<corto>> (2,5 m), un dreno <<lungo>> (8,5 m). Conseguentemente è stata potenziata l'installazione sperimentale anche con riferimento al rilievo dei livelli di falda nonché alla metodologia di misura della portata filtrante.

Le misure effettuate sono in larga misura in fase di elaborazione ma i risultati preliminari confermano anche in questo caso la non linearità della relazione tra la portata sotto-superficiale e la profondità della falda. La possibilità di stabilire un confronto tra le misure acquisite con le due tipologie di dreno consentirà di migliorare la conoscenza dei processi di trasporto sotto-superficiale dell'acqua e renderà possibile la percezione di eventuali limitazioni nell'uso di un dreno relativamente corto, che potrebbe essere considerata una scelta di compromesso ai fini dell'esecuzione di una caratterizzazione idraulica del suolo rilevante dal punto di vista idrologico.

Bibliografia

- Agnese, C., Bagarello, V., Baiamonte, G., & Iovino, M. (2011). Comparing physical quality of forest and pasture soils in a Sicilian watershed. *Soil Science Society of America Journal*, 75, 1958–1970.
- Akay, O., Fox, G.A., & Šimůnek, J. (2008). Numerical simulation of flow dynamics during macropore-subsurface drain interactions using HYDRUS. *Vadose Zone Journal*, 7, 909.
- Blain, C.A., & Milly, P.C.D. (1991). Development and application of a hillslope hydrologic model. *Advances in Water Resources*, 14(4), 168–174.
- Blanco-Canqui, H., Gantzer, C.J., Anderson, S.H., Alberts, E.E., & Ghidry, F. (2002). Saturated hydraulic conductivity and its impact on simulated runoff for claypan soils. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 1596–1602.
- Bouma, J., Jongerius, A., Boersma, O., Jager, A., & Schoonderbeek, D. (1977). The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. *Soil Science Society of America Journal*, 41(5), 945–950.
- Brooks, E.S., Boll, J., & McDaniel, P.A. (2004). A hillslope-scale experiment to measure lateral saturated hydraulic conductivity. *Water Resources Research*, 40(4).
- Castellini, M., Iovino, M., Pirastru, M., Niedda, M., & Bagarello, V. (2016). Use of BEST procedure to assess soil physical quality in the Baratz Lake catchment (Sardinia, Italy). *Soil Science Society of America Journal*, 80, 742–755.
- Celik, I. (2005). Land-use effects on organic matter and physical properties of soil in a southern Mediterranean highland of Turkey. *Soil & Tillage Research*, 83:270–277.
- Chappell, N.A., Franks, S.W., & Larenus J. (1998). Multi-scale permeability estimation for a tropical catchment. *Hydrological Processes*, 12, 1507–1523.
- Chappell, N.A., & Lancaster, J.W. (2007). Comparison of methodological uncertainties within permeability measurements. *Hydrological Processes*, 21(18), 2504–2514.
- Chapuis, R.P., Dallaire, V., Marcotte, D., Chouteau, M., Acevedo, N., & Gagnon, F. (2005). Evaluating the hydraulic conductivity at three different scales within an unconfined sand aquifer at Lachenaie, Quebec. *Canadian Geotechnical Journal*, 42, 1212–1220.
- Cullotta, S., Bagarello, V., Baiamonte, G., Gugliuzza, G., Iovino, M., La Mela Veca, D.S. et al. (2016). Comparing different methods to determine soil physical quality in a Mediterranean forest and pasture land. *Soil Science Society of America Journal* 80:1038–1056. doi:10.2136/sssaj2015.12.0447
- Di Prima, S., Marrosu, R., Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo, R., & Pirastru, M. (2018). In situ characterization of preferential flow by combining plot- and point-scale infiltration experiments on a hillslope. *Journal of Hydrology*, 563, 633–642.
- Dusek, J., Vogel, T., Dohnal, M., & Gerke, H.H. (2012). Combining dual-continuum approach with diffusion wave model to include a preferential flow component in hillslope scale modeling of shallow subsurface runoff. *Advances in Water Resources*, 44, 113–125.
- Gerke, H.H., & van Genuchten, M.T. (1993). Evaluation of a first-order water transfer term for variably saturated dual-porosity flow models. *Water Resources Researches*, 29(4), 1225–1238.
- Gerke, K.M., Sidle, R.C., & Mallants, D. (2015). Preferential flow mechanisms identified from staining experiments in forested hillslopes. *Hydrological Processes*, 29(21), 4562–4578.
- Germer, S., Neill, C., Krusche, A.V., & Elsenbeer, H. (2010). Influence of land-use change on near-surface hydrological processes: undisturbed forest to pasture. *Journal of Hydrology*, 380(3), 473–480.
- Gonzalez-Sosa, E., Braud, I., Dehotin, J., Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Lagouy, M., Branger, F.C., Jacqueminet Kermadi, S., & Michel, K. (2010). Impact of land use on the hydraulic properties of the topsoil in a small French catchment. *Hydrological Processes*, 24:2382–99.
- Grayson, R.B., Moore, I.D., & McMahon, T.A. (1992). Physically based hydrologic modeling: 2. Is the concept realistic? *Water Resources Research*, 28(10), 2659–2666.
- Kodešová, R., Šimůnek, J., Nikodem, A., & Jirků, V. (2010). Estimation of the dual-permeability model parameters using tension disk infiltrometer and guelph permeameter. *Vadose Zone Journal*, 9(2), 213–225.
- Köhne, J.M., Köhne, S., & Šimůnek, J. (2009). A review of model applications for structured soils: a) Water flow and tracer transport. *Journal of Contaminant Hydrology*, 104(1), 4–35.
- Lassabatère, L., Angulo-Jaramillo, R., Ugalde, J.M.S., Cuenca, R., Braud, I., & Haverkamp, R. (2006). Beerkan esti-

- mation of soil transfer parameters through infiltration experiments: BEST. *Soil Science Society of America Journal*, 70:521–532.
23. Lassabatere, L., Yilmaz, D., Peyrard, X., Peyneau, P.E., Lenoir, T., Šimůnek, J., & Angulo-Jaramillo, R. (2014). New analytical model for cumulative infiltration into dual-permeability soils. *Vadose Zone Journal*, 13(12), -.
 24. Pirastru, M., Bagarello, V., Iovino, M., Marrosu, R., Castellini, M., Giadrossich, F., & Niedda, M. (2017). Subsurface flow and large-scale lateral saturated soil hydraulic conductivity in a Mediterranean hillslope with contrasting land uses. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, Vol. 65(3), 297 – 306.
 25. Mendoza, G., & Steenhuis, T.S. (2002). Determination of hydraulic behavior of hillsides with a hillslope infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 1501–1504.
 26. Montgomery, D.R., & Dietrich, W.E. (1995). Hydrologic processes in a low-gradient source area. *Water Resources Research*, 31(1), 1-10.
 27. Newman, B.D., Campbell, A.R., & Wilcox, B.P. (1998). Lateral subsurface flow pathways in a semiarid ponderosa pine hillslope. *Water Resources Research*, 34(12), 3485-3496.
 28. Niedda, M., Pirastru, M., Castellini, M., & Giadrossich, F. (2014). Simulating the hydrological response of a closed catchment-lake system to recent climate and land-use changes in semi-arid Mediterranean environment. *Journal of Hydrology*, 517, 732–745.
 29. Niedda, M., & Pirastru, M. (2015). Field investigation and modelling of coupled stream discharge and shallow water-table dynamics in a small mediterranean catchment (Sardinia). *Hydrological Processes*, 28(21), 5423-5435.
 30. Pirastru, M., Marrosu, R., Di Prima, S., Keesstra, S., Giadrossich, F., & Niedda, M., (2017). Lateral saturated hydraulic conductivity of soil horizons evaluated in large-volume soil monoliths. *Water*, 9, 862.
 31. Pirastru, M., Niedda, M., & Castellini, M. (2014). Effects of maquis clearing on the properties of the soil and on the near-surface hydrological processes in a semi-arid Mediterranean environment. *Journal of Agricultural Engineering*, 45, 176–187.
 32. Rockefeller, S.L., McDaniel P.A., & Falen A.L. (2004). Perched water table responses to forest clearing in northern Idaho. *Soil Science Society of America Journal*, 68, 168-174.
 33. Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M., & Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20, 3335–3370.
 34. Weiler, M., McDonnell, J.J., Tromp-van Meerveld, H.J., & Uchida, T. (2005). *Subsurface stormflow*. In Encyclopedia of Hydrological Sciences, vol. 3, Anderson MG, McDonnell JJ (eds). Wiley: Chichester; 1719 – 1732.

Analysis of the relationship between soil loss and soil roughness at the Masse experimental station (central Italy)

F. Todisco, L. Vergni, A. Vinci

Department of Agricultural, Food and Environmental Sciences, University of Perugia

Abstract

The relationship between the soil roughness and the event soil loss on bare soil conditions has been investigated at the Masse experimental station (central Italy). The analysis was first performed on two micro-plots (width 1 m, length 0.92 m, slope 16%) by means of repeated rainfall simulation experiments. Each experiment started after tillage and included three subsequent rainfall events carried out in the range of few days. Rainfall events had an average constant intensity of about 68 mm/h, duration between 60 and 105 min, and were preceded by a wetting phase (with no runoff). A positive correlation between soil loss (or sediment concentration) and soil roughness was found for low-runoff conditions. Probably in these circumstances, the sediment detachment is mainly caused by the splash effect, whose effectiveness increases with the roughness. Instead, for high-runoff conditions (i.e. runoff coefficient > 0.8) the correlation becomes decisively negative. In this case the sediment detachment and transport are controlled by the runoff whose effectiveness decreases with roughness. A similar correlation analysis was then carried out considering the event soil loss database collected for the Wischmeier plots of the experimental site since 2008 (629 records). The sign of the correlation was confirmed, but its magnitude is much lower than that observed in the more controlled microplot experiments.

In conclusion, the analysis showed that soil roughness is an important driver of the event soil loss and that its effect varies with the runoff, i.e. with the characteristics of the event. However, a profitable use of a roughness variable (or information) to improve the present USLE-derived models at event and plot scale appears difficult, due to uncertainty issues, and due to the prevailing effect of runoff in the events with major soil losses.

Introduction

Soil surface roughness is defined as the irregularities of the

soil surface, caused by factors such as soil texture, aggregate size, rock fragments, vegetation cover and land management (Thomsen *et al.*, 2015). The roughness of the soil surface in a cropland is primarily dependent on human-induced actions (e.g. tillage) and natural processes (mainly rainfall and soil erosion/deposition). Roughness influences the overland flow generation, the initiation of surface runoff, the velocity of runoff and its effectiveness in detaching and transporting sediments, and the water storage in surface depressions. After tillage, a progressive decay of the roughness is generally observed and many authors (e.g. Onstad, 1984) have shown that this decay can be well described by negative exponential relationships as a function of the cumulative rainfall or of the cumulative rainfall energy. Therefore, the hydrological processes occurred in the period between the tillage and the occurrence of an erosive event can significantly affect the soil roughness conditions and thus the runoff and soil loss associated with the erosive event.

Soil roughness conditions are already considered, more or less explicitly, in some soil erosion models. For example, in the LISEM model (De Roo *et al.*, 1996), roughness is adopted in the modeling of micro-depressions storage and therefore it has an effect in runoff formation. In RUSLE (Renard *et al.*, 1997), the roughness factor SR is part of the sub-factors used in the calculation of the cover-management factor C. SR depends on random roughness (standard deviation of surface elevations across the slope, when changes due to land slope or non-random tillage marks are removed from consideration) and it is assumed equal to 1 in soils that, after a certain initial processing, have long been exposed to moderate intensity rainfalls. The value of SR could however be greater than 1 when the processing itself involves a very marked refinement (e.g. roto-tilling) or when poorly structured soils (e.g. silt-loam) are repeatedly processed in dry conditions. At the Masse experimental station for soil erosion studies (central Italy) a monitoring of the event soil loss at plot scale has been started since 2008. The data (from bare soil conditions) have been extensively used for the soil loss modeling by different types of USLE-derived models (Bagarello *et al.*, 2018a, Bagarello *et al.*, 2018b). The Masse experimental station is characterized by a silt-clay-loam soil and plots are frequently tilled by rototiller to maintain the reference bare soil conditions. Under these circumstances, it is particularly interesting the evaluation of the relationship between soil loss and roughness conditions (i.e. time from tillage). In fact, due to the poor structure of this soil type, soil roughness can change rapidly after tillage. The principal aim of the paper was therefore that of verifying the actual role of the soil roughness on the soil loss at the event scale and then assessing whether this information could be profitably used to improve the explained variance of the USLE-derived models identified for the Masse experimental site.

Correspondence: Lorenzo Vergni, University of Perugia, Borgo XX Giugno 74, 06121 Perugia.
Tel. +39 0755856041.
E-mail: lorenzo.vergni@unipg.it

Key words: rainfall simulation, tillage, splash erosion, runoff, USLE-derived models

©Copyright: the Author(s), 2019
Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

Methods

The Masse experimental station includes 10 Wischmeier plots with slope 16% (four plots 8 m × 22 m, two plots 4 m × 22 m, two plots 4 m × 11 m, and two plots 2 m × 11 m). The soil texture is silty clay loam with 16%, 51% and 34% of sand, silt and clay, respectively. The gravel content is negligible and the organic matter content is about 1%. Recently, two microplots (width 1 m, length 0.92 m, slope 16%) equipped with a rainfall simulator (Vergni *et al.*, 2018) have also been installed.

The database considered in the present paper consists of 629 records of soil loss A_e (Mg ha⁻¹) and corresponding runoff Q (mm) and runoff coefficients Q_r , measured for the Wischmeier plots during 105 erosive rainfall events, in bare soil conditions.

Some events correspond exactly to the definition of distinct event indicated by Wischmeier and Smith (1978), i.e. rains separated by dry periods of at least 6 hours. However, some records include multiple distinct events (due to operational difficulties).

A normalized soil loss value, $A_{e,N}$ (Mg ha⁻¹), was associated to each A_e value by using the plot length, L , and steepness, S , factors by Renard *et al.* (1997) and Nearing (1997), respectively:

$$A_{e,N} = \frac{A_e}{LS} \quad (1)$$

Information on the dates of tillage operations and on the cumulative rainfall from tillage to the beginning of erosive events was also retrieved.

The relationship between soil roughness and soil loss was first investigated by rainfall simulation experiments on the two microplots 0.92 m x 1 m. The experiments were carried out according to the following scheme: tillage, 1st wetting phase (rainfall with low intensity, i.e. about 40 mm/h, and low kinetic energy), 1st simulation phase (rainfall with high intensity, i.e. about 70 mm/h, and high kinetic energy), suspension for some days, 2nd wetting phase, 2nd simulation phase, suspension for some days, 3rd wetting phase, 3rd simulation phase. This type of experiment was replicated two times on plot 1 and three times on plot 2, with a pause of a few months between two replicated experiments on a plot. The duration of the wetting phase was 30 min with the exception of the 1st and 2nd wettings of the first experiment whose durations were 125 and 45 min respectively. The simulation phase started a few minutes after the wetting phase and its duration varied between 60 and 120 min. For each event, all the runoff was sampled every 5 min and the corresponding soil loss SL (g) and sediment concentration C (g/l) were determined. The soil micro-topographic variations were monitored by Structure from Motion (SfM) photogrammetric surveys (Vinci *et al.*, 2017) carried out for the crucial phases: before wetting, at the beginning and at the end of each event. From the corresponding Digital Elevation Models (resolution 2 mm), the distributed roughness index-elevation, ri (Cavalli *et al.*, 2008) was calculated using a moving window of 25 cells (i.e. 5 cm x 5 cm). The roughness condition of each phase was finally indicated as RI_{25} , i.e. the single value obtained by averaging the distributed ri values.

The after-tillage dynamics of the soil surface roughness was then modeled both as a function of the cumulative rainfall and of the cumulative rainfall kinetic energy, according to the following relationships:

$$RRR_t = a \cdot e^{-b \cdot Pcum_t} \quad (2)$$

$$RRR_t = c \cdot e^{-k \cdot Ecum_t} \quad (3)$$

where $Pcum_t$ (mm) and $Ecum_t$ (KJ·m⁻²) are respectively the cumulative rainfall and the cumulative rainfall kinetic energy from tillage to time t ; a , b , c and k are regression coefficients and RRR_t is the random roughness ratio, here calculated as:

$$RRR_t = \frac{RI_{25,t}}{RI_{25,tillage}}$$

where $RI_{25,t}$ is the roughness index measured at time t and $RI_{25,tillage}$ is the same index measured immediately after tillage.

In particular, the parameterized eq. (2) was also used to estimate the 5-min intra-event dynamics of both RRR_t and $RI_{25,t}$ as a function of the 5-min cumulative rainfall.

The relationship between soil roughness and soil loss was expressed in terms of Pearson correlation coefficient r between RI_{25} and soil loss SL , and between RI_{25} and sediment concentration C for homogenous runoff or runoff coefficient classes. For this purpose the data has been ordered in increasing order of the corresponding runoff or runoff coefficient and the Pearson correlation coefficients r were computed in rolling windows of size 30. This enabled an analysis of the relationship between roughness and soil loss for homogeneous runoff conditions.

A similar correlation analysis was finally performed using the soil loss database related to the Wischmeier plots. In this case, due to the lack of measured absolute roughness values, the correlation analysis between soil loss $A_{e,N}$ (or sediment concentration) and roughness was based on estimated values of the random roughness ratio RRR at the beginning of erosive events. In particular RRR was estimated according to two different criteria: 1- by using the parameterized equation 2 with $Pcum_t$ equal to the cumulative precipitation from tillage to the beginning of the erosive event and the estimated roughness ratio was called RRR_{PFT} ; 2- by using the parameterized equation 3 with $Ecum_t$ (KJ·m⁻²) equal to the cumulative precipitation kinetic energy (Brown and Foster, 1987) from tillage to the beginning of the erosive event and the estimated roughness ratio was called RRR_{EFT} .

Results

Equations (2) and (3) were parameterized by regression analysis obtaining the following expressions and coefficients of determination R^2 :

$$RRR_t = 1.12 \cdot e^{-0.002 \cdot Pcum_t} \quad R^2=0.87$$

$$RRR_t = 1.09 \cdot e^{-0.15 \cdot Ecum_t} \quad R^2=0.89$$

A statistical test ($\alpha=0.05$) demonstrated the a (1.12) and c (1.09) parameters don't differ significantly from 1. In particular, the parameterized equation (2) (with $a = 1$) was used to estimate the intra-event dynamics of $RI_{25,t}$.

Figure 1 shows the rolling-window correlation coefficients between the roughness index RI_{25} and the sediment concentration C plotted against the corresponding mean value of runoff (Figure 1a) and runoff coefficient (Figure 1b). The significant correlations ($\alpha = 0.1$) are shown as full dots. The two graphs are quite similar and show that for low-medium runoff conditions, roughness and

sediment concentration exhibit a prevailing positive correlation. Instead, for high runoff conditions, the correlation is definitely negative. Similar but slightly lower correlations were found considering the soil loss in place of the sediment concentration.

The confirmation of this type of behavior was then sought on the data related to the Wischmeier plots. Taking into account the objective of the study, some events were eliminated from the overall database on the basis of the following criteria: i) excessive distance from the tillage dates ii) excessive duration, i.e. events consisting of too much distinct events. In both cases the purpose of the selection was to reduce the uncertainty about the actual roughness conditions of the plots at the event occurrence. In particular, the events selected (203 out of 629 records) were those occurred within 50 days from tillage and with duration of 3 days or less.

This database was then separated in a “low-runoff” database and in a “high runoff” database. The separation threshold was set at a runoff coefficient $Qr = 0.1$. This choice takes into account the results obtained from rainfall simulation experiments (Figure 1b), as well as the necessity of an adequate number of observations in each subgroup. The database with $Qr < 0.1$, which included 129 records, was further filtered discarding the events occurred after other events that had already caused runoff and therefore erosion (with the removal of the more readily available sediments). After this processing, the low-runoff database included 76 records with an average soil loss of 0.33 t/ha.

The high-runoff database instead has 74 records with an average soil loss of 8.28 t/ha.

Regarding the low-runoff database, the correlation coefficients between SL and RRR_{PFT} and SL and RRR_{EFT} are both 0.23 which, taking into account the sample size, is significant at 5%. Very similar ($r = 0.24$) are the correlation coefficients obtained using sediment concentration in place of SL .

The same correlation analysis conducted for the high-runoff database, indicates a negative correlation between $A_{e,N}$ and RRR_{PFT} and between $A_{e,N}$ and RRR_{EFT} , respectively equal to -0.11 and -0.17 (the latter near to the significant threshold at 10%). Instead, using the sediment concentration in place of $A_{e,N}$, the correlation coefficients are about 0.

Discussion

The results obtained from rainfall simulation experiments show a dual effect of soil roughness on soil loss: directly proportional for low-runoff events and inversely proportional for high-runoff events. The first situation can be explained taking into account that, under low-runoff conditions, the splash effect provides the main contribution to the detachment of the material, enriching the low runoff with a readily transportable fine material. The higher the roughness, the greater is the surface area contributing to this material intake (Wu *et al.*, 2016). Understanding the role of roughness for high-runoff conditions is more straightforward: in this case the runoff is the dominant process in both sediment detachment and transport and the higher the roughness, the greater is the hydraulic resistance which reduces the effectiveness of runoff.

The analysis carried out on the Wischmeier plots showed that the sign of the correlation is consistent with that found in rainfall simulation experiments. However, the absolute correlations are weaker than those observed in microplots, in particular for the high-runoff events. This undoubtedly depends on both the higher complexity and uncertainty associated with the field scale compared to the microplots. For example, in the microplot experiments many potential explanatory variables are controlled and kept constant (e.g.: rain intensity and pre-event soil moisture conditions). Moreover, soil roughness conditions of Wischmeier plots at the beginning of erosive events were not measured, but estimated as function of the cumulative rainfall or energy from tillage. In the case of the high-runoff database there was a further element of disturbance due to the inclusion (for reasons of sample size) of events with runoff coefficients corresponding to a not clearly defined role of roughness on soil loss.

Conclusion

In the paper, the role of soil roughness in the event soil loss at plot scale was investigated at the Masse experimental station. The analysis was based on data derived both from simulated erosive

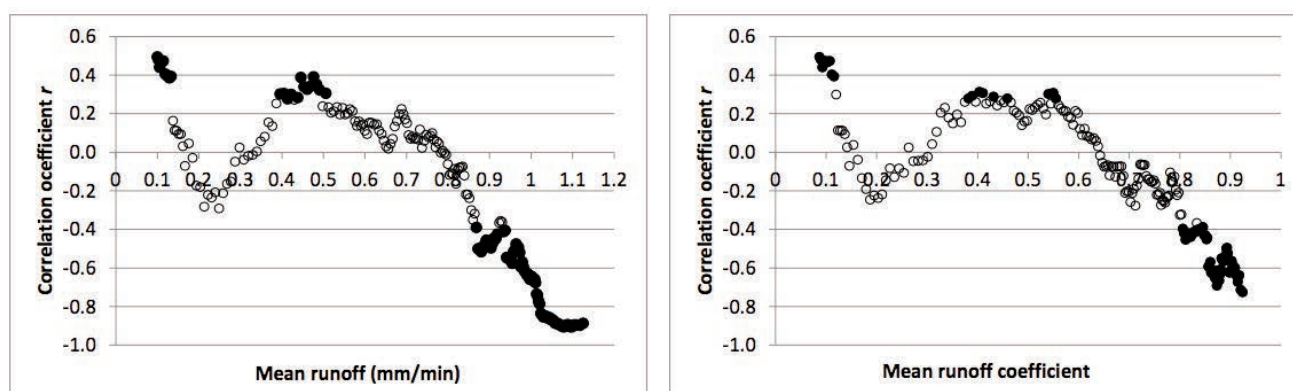


Figure 1. Correlation coefficients between the roughness index RI_{25} and the sediment concentration C plotted against the corresponding mean values of the runoff (a) and runoff coefficients (b). Full dots are significant correlations ($\alpha = 0.1$).

events on microplots and from natural events on Wischmeier plots. The results indicate a dual effect of soil roughness on soil loss: directly proportional for low-runoff events and inversely proportional for high-runoff events.

Therefore, soil roughness plays an important role in the event soil loss and that its effect varies with the runoff, i.e. with the characteristics of the event. However, a profitable use of a roughness variable (or information) to improve the present USLE-derived models at event and plot scale appears difficult, due to uncertainty issues, and due to the prevailing effect of runoff in most events.

Moreover it was observed that the practical interest of the low-runoff events (for which the roughness is in direct relationship with soil loss), is limited, due to the negligible soil loss amounts. On the opposite, for the most significant high-runoff events, roughness conditions can be considered a proxy of the event runoff, an explanatory variable already considered in USLE-derived models.

References

1. Bagarello, V., Ferro, V., Pampalone, V., Porto, P., Todisco, F., & Vergni, L. (2018a). Predicting soil loss in central and south Italy with a single USLE-MM model *Journal of Soils and Sediments*, 18(12), 3365-3377.
2. Bagarello, V., Ferro, V., Giordano, G., Mannocchi, F., Todisco, F., & Vergni, L. (2018b). Statistical check of USLE-M and USLE-MM to predict bare plot soil loss in two Italian environments. *Land Degradation and Development*, 29(8), 2614-2628.
3. Brown, L.C., & Foster, G.R. (1987). Storm erosivity using idealized intensity distributions. *Transactions of the ASAE*, 30, 379-386.
4. Cavalli, M., Tarolli, P., Marchi, L., & Dalla Fontana, G. (2008). The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. *Catena*, 73(3), 249-260.
5. De Roo, A.P.J., Wesseling, C.G. & Ritsema, C.G. (1996). Lisem: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: theory, input and output. *Hydrological Processes*, 10, 107-117.
6. Nearing, M.A. (1997). A single continuous function for slope steepness influence on soil loss. *Soil Science Society of America Journal*, 61, 917-919.
7. Onstad, C.A. (1984). Effect of Rainfall on Tilled Soil Properties. Paper No. 84-2525, *American Society of Agricultural Engineers: USA*; 6 pp.
8. Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., & Yoder, D.C. (1997). Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). In USDA Agriculture Handbook (p. 703).
9. Thomsen, L.M., Baartman, J.E.M., Barneveld, Starkloff, R. J., T., & Stolte, J. (2015). Soil surface roughness: comparing old and new measuring methods and application in a soil erosion model. *Soil*, 1, 399-410.
10. Vergni, L., Todisco, F., & Vinci, A. (2018). Setup and calibration of the rainfall simulator of the Masse experimental station for soil erosion studies. *Catena*, 167, 448-455.
11. Vinci, A., Todisco, F., Brigante, R., Mannocchi, F., & Radicioni, F. (2017). A smartphone camera for the structure from motion reconstruction for measuring soil surface variations and soil loss due to erosion. *Hydrology Research*, 48(3), 673-685.
12. Wischmeier, W.H., & Smith, D.D. (1978). Predicting rainfall-erosion losses – A guide to conservation farming. USDA, Agr. Handbook no. 537, Blacksburg, VA.
13. Wu, J., Zhao, L., Wu, F., & Li, Z. (2016). The role of surface microreliefs in influencing splash erosion: a laboratory study. *Soil & Water Research*, 11(2): 83-89.

Analisi comparativa di misure agronomiche per la mitigazione dell'erosione del suolo: applicazione del modello SWAT al Carapelle

G.F. Ricci,¹ J. Jeong,² A.M. De Girolamo,³ F. Gentile¹

¹Dipartimento di Scienze Agro-Ambientali e Territoriali (DiSAAT), Università di Bari Aldo Moro, Bari; ²Texas A&M AgriLife Research, Temple, Texas, USA; ³Istituto di Ricerca Sulle Acque, Consiglio Nazionale delle Ricerche (IRSA-CNR), Bari

Abstract

I paesi europei sono chiamati a ridurre l'erosione del suolo, identificando le aree di origine del sedimento e adottando misure di mitigazione definite "Best Management Practices" (BMPs). In questo studio, è stata quantificata la riduzione dell'erosione dovuta all'implementazione di BMPs, conducendo un'analisi economica. L'area di studio è il bacino idrografico del torrente Carapelle (Puglia), caratterizzato da elevata variabilità climatica durante l'anno e prevalentemente coltivato a grano duro. Il modello Soil and Water Assessment Tool (SWAT) è stato implementato per quantificare il tasso di erosione del suolo relativo alle attuali pratiche gestionali (Baseline), per identificare le aree di origine del sedimento e per simulare tre scenari basati sulle principali politiche di programmazione territoriale: contour farming (BMP1), no-tillage (BMP2) e riforestazione (BMP3). Un quarto scenario (BMP4) è stato considerato combinando BMP1 e BMP3. Nel baseline è stato stimato un *sediment load* alla sezione di chiusura pari a 5.95 t ha⁻¹ a⁻¹ generato prevalentemente dalle aree agricole a pendenza elevata (> 20%). Una riduzione del *sediment load* da 5.95 a 4.20 t ha⁻¹ a⁻¹ è stata stimata per la BMP2 ed una riduzione a 3.70 t ha⁻¹ a⁻¹ per la BMP4. L'analisi del rapporto ricavi/costi ha evidenziato che Baseline e BMP1 sono economicamente sostenibili in aree a pendenza non elevata (RO/CP=1.12 e 1.11, rispettivamente). BMP2 e BMP3 invece, sono risultate le più convenienti per aree a pendenza elevata (RO/CP=1.41 e 1.49, rispettivamente). La metodologia presentata, che permette di stimare l'efficacia delle BMP in termini di riduzione dell'erosione ed al tempo stesso di valutare la fattibilità delle stesse dal punto di vista economico, risulta utile per i responsabili delle politiche di gestione del territorio.

Correspondence: Francesco Gentile Dipartimento di Scienze Agro-Ambientali e Territoriali, Università di Bari Aldo Moro, via Amendola 165/A, 70126 Bari.

E-mail: francesco.gentile@uniba.it

Key words: Aree di origine di sedimento, Best Management Practices (BMPs), Modello SWAT, Politiche ambientali

©Copyright: the Author(s), 2019

Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

Introduzione

La salvaguardia della multifunzionalità del suolo è un elemento chiave delle politiche di gestione del territorio a livello europeo (EC., 2006). Una delle forme principali di degrado del suolo è l'erosione generata dall'acqua o dal vento (Jones *et al.*, 2012). Questo fenomeno può portare ad una perdita di fertilità e di biodiversità, nonché al depauperamento di una risorsa naturale che ricopre un importante ruolo dal punto di vista economico. La regione Mediterranea, è suscettibile all'erosione del suolo a causa delle particolari condizioni climatiche e per la presenza di formazioni calanchive (Vanmaercke *et al.*, 2011; García-Ruiz *et al.*, 2013). Per contrastare il fenomeno dell'erosione è fondamentale individuare le aree di origine del sedimento ed implementare misure di mitigazione, definite Best Management Practices (BMPs) (Ricci *et al.*, 2018). L'Unione Europea (UE) incentiva l'adozione delle BMPs attraverso strumenti quali la Politica Agricola Comunitaria (PAC) (Coderoni ed Esposito 2018), fornendo finanziamenti subordinati al mantenimento delle Buone Condizioni Agronomiche e Ambientali (BCAA) (Panagos *et al.*, 2016). In Italia, il Decreto Ministeriale (DM) 1867/2018 del Ministero delle politiche agricole, alimentari, forestali e del turismo (MiPAAFT., 2018) definisce le norme per il mantenimento delle BCAA. Il sistema agricolo viene finanziato dal Programma di Sviluppo Rurale (PSR), strumento a livello regionale di durata settennale. In particolare, nell'attuale programmazione (PSR 2014-2020) le misure 8 e 10 sono indirizzate all'incremento delle aree boscate e alla gestione sostenibile delle superfici agricole. In questo scenario, risulta necessario non solo individuare le aree di origine del sedimento, ma anche testare l'efficacia delle BMPs in termini di riduzione dell'erosione del suolo ed in termini di convenienza economica (Mtibaa *et al.*, 2018). A tal fine, risulta fondamentale l'utilizzo di modelli idrologici (Borah e Bera., 2003). Gli obiettivi di questo lavoro sono: (i) quantificare l'erosione del suolo ed individuare le aree di origine di sedimento per l'attuale stato di gestione del territorio mediante l'utilizzo del modello SWAT (Soil and Water Assessment Tool); (ii) identificare specifiche BMPs per il controllo dell'erosione del suolo basate su quanto indicato nel PSR; (iii) valutare l'efficacia delle BMPs in base alla loro attitudine nel ridurre la produzione di sedimento e alla relativa fattibilità economica.

Metodologia

Lo studio è stato condotto nel bacino idrografico del torrente Carapelle, situato nella parte settentrionale della Regione Puglia nell'area del Sub-Appennino Dauno (Ricci *et al.*, 2018). L'area del bacino è di circa 506 km², l'altitudine media è di 466 m s.l.m.

e la lunghezza dell'asta principale del reticolo fluviale è di 52.16 km. In località Ponte Ortona-Castelluccio dei Sauri (41° 17' 50.347" N, 15° 36' 2.583" E) è situata una stazione di misura (sezione di chiusura) dotata di un sistema per la misurazione della portata e per la misura della concentrazione di solidi sospesi (SSC). Portata e SSC sono stati monitorati in continuo per un periodo di 5 anni (2007-2011) con una frequenza di 30 minuti. Maggiori informazioni relative alla stazione di misura possono essere trovate in Gentile *et al.* (2010). Il bacino del Carapelle è caratterizzato da clima di tipo Mediterraneo, con elevata variabilità interannuale nel regime delle precipitazioni (450-800 mm a⁻¹), con mesi autunno/invernali umidi e primaverili/estivi secchi. La coltivazione di grano duro costituisce il principale uso del suolo dell'area (circa 75%) (Aquilino *et al.*, 2014) e il suo metodo di coltivazione tradizionale prevede una rotazione basata su 4 anni (3 di grano duro e 1 di trifoglio). Le arature sono effettuate nella maggior parte dei casi a rittochino, ovvero secondo le linee di massima pendenza.

Il modello SWAT versione 2015 (Arnold *et al.*, 2012) è stato implementato a scala giornaliera per un periodo di 8 anni (2004-2011), utilizzando i primi tre come warm-up. Il bacino è stato suddiviso in 115 sottobacini (impostando una soglia di 200 ha) e 451 HRUs (Hydrological Response Units), mantenendo inalterate le proporzioni tra i principali usi del suolo, tipi di suolo e classi di pendenza. Successivamente, il modello è stato calibrato e validato suddividendo i dati osservati in due periodi (2007-2009 e 2010-2011 rispettivamente). Una descrizione dettagliata del modello SWAT, degli input utilizzati e della metodologia adottata per l'analisi di sensitività è riportata in Abdelwahab *et al.* (2018) e Ricci *et al.* (2018). È inoltre riportata in dettaglio la procedura utilizzata per la calibrazione e la validazione della portata, così come del carico di sedimenti in uscita dal bacino, detto sediment load (SL).

La simulazione ottenuta dopo calibrazione e validazione per le attuali pratiche gestionali è stata definita Baseline. Le aree di origine di sedimentazione sono state discretizzate in base al valore del tasso unitario di erosione media annua, detto sediment yield (SY) e considerando tutte quelle aree (HRUs) caratterizzate da SY >10 t ha⁻¹. Da questa analisi sono risultate 59 HRUs, tutte coltivate a grano duro, le quali sono state considerate per testare l'efficacia dell'applicazione delle BMPs.

Sono stati considerati quattro scenari (Tabella 1.): *contour farming* (BMP1), suggerito nelle BCAA, applicato in 44 HRUs con pendenza <20% (valore limite per il rischio di ribaltamento della trattrice); *no-tillage* (BMP2), finanziato dalla misura 10.1.3 del PSR, applicato a 59 HRUs; riforestazione (BMP3), finanziato dalla misura 8.1 del PSR, applicato a 15 HRUs con pendenza >20%;

combinazione tra BMP1 e BMP3 (BMP4), con la quale si è voluto valutare l'effetto congiunto tra una lavorazione alternativa e una conversione di uso del suolo (Mtibaa *et al.*, 2018). Per simulare gli scenari all'interno del modello sono stati modificati alcuni parametri secondo Arnold *et al.* (2012) e Ullrich and Volk (2009).

Dal punto di vista economico, è stata valutata, sebbene in maniera semplificata, la convenienza economica nell'adottare le BMPs rispetto alla Baseline attraverso il rapporto tra i ricavi ottenibili (RO) e i costi di produzione (CP) (Tabella 1). Nei ricavi sono stati considerati i proventi della vendita del prodotto ottenuto (Resa, R) sommati ai sussidi (S) previsti dalla PAC per la pratica produttiva tradizionale o dal PSR per le BMPs. Per la granello è stato utilizzato un prezzo unitario (PU) di 222 Euro t⁻¹ (<https://www.obiettivocereali.com>), mentre per il legname prodotto 25.7 Euro t⁻¹ (PSR 2014-2020). Per il calcolo dei costi totali, sono stati inclusi i CP sommati ai costi di implementazione (CI) delle BMPs (PSR 2014-2020). Tutti i valori monetari utilizzati per questa valutazione sono stati ricavati dall'analisi di pubblicazioni di settore e dal PSR e sono stati poi aggiornati al 2018.

Risultati

Gli indici statistici considerati per valutare la performance del modello nei periodi di calibrazione e validazione (R², PBIAS e NSE) hanno prodotto risultati soddisfacenti sia per quanto riguarda la portata (calibrazione R² 0.6, PBIAS +5.3 e NSE 0.6; validazione R² 0.5, PBIAS -17.2 e NSE 0.5) che per il SL (calibrazione R² 0.5, PBIAS -2.8 e NSE 0.5; validazione R² 0.5, PBIAS +5.1 e NSE 0.5). SWAT ha generato, nella Baseline, a scala di bacino, un valore annuale medio di 180 mm di deflusso e di 5.95 t ha a⁻¹ di SL. I risultati delle simulazioni delle BMP mostrano una riduzione del SL a scala di bacino. In particolare, la produzione di SL per BMP1 è risultata di 4.61 t ha a⁻¹, per BMP2 di 4.20 t ha a⁻¹, per BMP3 di 5.04 t ha a⁻¹ e per BMP4 di 3.70 t ha a⁻¹.

Considerando le aree di origine del sedimento, selezionate come target in cui applicare i quattro scenari di BMPs (59 HRUs), lo scenario di Baseline ha generato un valore mediano di SY pari a 18.57 t ha a⁻¹ (da 10.17 t ha a⁻¹ a 39.01 t ha a⁻¹). Come mostra la Figura 1, rispetto alla Baseline, tutte le BMP hanno prodotto una riduzione del valore mediano di SY: la BMP1 di 5.80 t ha a⁻¹, la BMP2 di 8.11 t ha a⁻¹ e la BMP4 di 9.53 t ha a⁻¹. La BMP3 ha generato una riduzione del valore mediano di SY di 3.21 t ha a⁻¹, sebbene in un range compreso tra 0 e 35.97 t ha a⁻¹.

In Tabella 1 sono riportati i risultati dell'analisi economica per la Baseline e per i quattro scenari di BMPs considerati. Il rapporto

Tabella 1. Analisi economica effettuata per la Baseline e per i quattro scenari di Best Management Practices (BMP) implementati.

| Scenario | Pendenza % | N° di HRUs | Resa (R) t ha ⁻¹ | Sussidi (S) Euro ha ⁻¹ a ⁻¹ | Sussidi Primo anno (SPA) | Ricavi Ottenibili (ROa) Euro ha ⁻¹ a ⁻¹ | Corsi di Produzione (CP) Euro ha ⁻¹ a ⁻¹ | Costi di Implementazione (CI) Euro ha ⁻¹ | RO/CP |
|----------|------------|------------|-----------------------------|---|--------------------------|---|--|---|-------|
| Baseline | < 20 | 44 | 3.00 | 100 | | 766 | 684 | | 1.12 |
| | > 20 | 15 | 2.70 | 100 | | 699 | 752 | | 0.93 |
| BMP1 | < 20 | 44 | 3.15 | 100 | | 799 | 717 | | 1.11 |
| BMP2 | < 20 | 44 | 3.30 | 322 | | 1055 | 631 | 63 ^c | 1.67 |
| | > 20 | 15 | 2.97 | 322 | | 981 | 695 | 69 ^c | 1.41 |
| BMP3 | > 20 | 15 | 87.50 | 2500 ^b +100 ^b | 6000 | 4849 | 2518 ^b +732 ^e | 6051 | 1.49 |
| BMP4 | < 20 | 44 | 3.15 | 100 | | 799 | 717 | | 1.11 |
| | > 20 | 15 | 87.50 | 2500 ^b +100 ^b | 6000 | 4849 | 2518 ^b +732 ^e | 6051 | 1.49 |

tra RO e CP è stato effettuato considerando le due classi di pendenza individuate nella metodologia (< 20% e > 20%). La Baseline è risultata economicamente conveniente (RO/CP = 1.12) solo per le aree a pendenza < 20%. Nelle stesse aree, la BMP1 ha prodotto un valore di RO/CP quasi identico (1.11), mentre BMP2 ha dato il miglior rapporto RO/CP (1.67). Nelle aree con pendenza > 20% la Baseline non risulta essere economicamente sostenibile (RO/CP = 0.93). BMP2 e BMP3 invece, sono entrambe economicamente vantaggiose con valori di RO/CP pari a 1.41 e 1.49, rispettivamente. Infine, BMP4, essendo uno scenario congiunto ha generato gli stessi valori di BMP1 in aree a pendenza ridotta e di BMP3 in aree a pendenza elevata.

Discussione

Sulla base degli obiettivi prefissati, il modello SWAT si è rivelato uno strumento utile per discretizzare le aree di origine di sedimenti in un bacino idrografico appartenente all'area climatica Mediterranea (De Girolamo *et al.*, 2015; Ricci *et al.*, 2018). La metodologia presentata in questo lavoro, attraverso l'analisi di strumenti di programmazione quali PAC e PSR, unitamente alle leggi nazionali vigenti (DM 1867/2018), ha permesso di scegliere quattro scenari di BMPs di cui analizzarne gli effetti dal punto di vista della riduzione dell'erosione e valutarne la convenienza economica.

In generale, tutte le BMPs considerate hanno prodotto una riduzione sia in termini di SL alla sezione di chiusura, che di SY nelle aree di origine di sedimenti considerate (59 HRUs). Inoltre, dal punto di vista economico, tutte le BMPs sono risultate essere economicamente convenienti considerando i sussidi previsti dalla programmazione attuale. In particolare, le lavorazioni effettuate seguendo le curve di livello in BMP1, promuovono il convogliamento dell'acqua in piccole depressioni. Di conseguenza, il deflusso superficiale viene rallentato ed il trasporto di sedimenti limitato (Arabi *et al.*, 2008). La minor perdita di terreno fertile, così come la maggior conservazione di acqua all'interno del terreno può generare una maggior resa della coltura. Dal punto di vista economico, BMP1 è risultata essere conveniente al pari della Baseline, in quanto, nonostante non sia finanziata dal PSR, non richiede particolari investimenti da parte degli agricoltori. Dati i vantaggi appena evidenziati, BMP1 può considerarsi un'ottima alternativa alla Baseline. Questa pratica infatti, è stata resa obbligatoria in alcuni Paesi dell'Unione Europea (Borrelli *et al.*, 2016). Analogamente, BMP2 rallenta il deflusso superficiale, grazie all'aumento della scabrezza e, di conseguenza, riduce il trasporto di sedimenti (Ullrich e Volk, 2009). Questa pratica è facilmente attuabile, riduce i costi di lavorazione ma richiede degli investimenti iniziali elevati dovuti all'acquisto di macchine agricole adatte ad essere utilizzate su terreni non lavorati (es. seminatrice su sodo).

L'analisi economica ha evidenziato che BMP2 è conveniente in tutte le aree prese in considerazione; i costi di investimento infatti, possono essere facilmente recuperati attraverso i sussidi forniti dalla misura 10.1.3 del PSR. BMP3, a causa della ridotta superficie interessata dall'applicazione (15 HRUs), ha generato la minor riduzione in termini di SL e SY. Tuttavia, considerando la riduzione per unità di superficie delle singole aree di intervento, è risultata la pratica che ha garantito la massima riduzione del SY prodotto. Il cambiamento di uso del suolo in aree a forte pendenza, infatti, ha garantito una maggiore copertura vegetale, più densa e continua nel tempo, che contribuisce ad una maggior intercettazio-

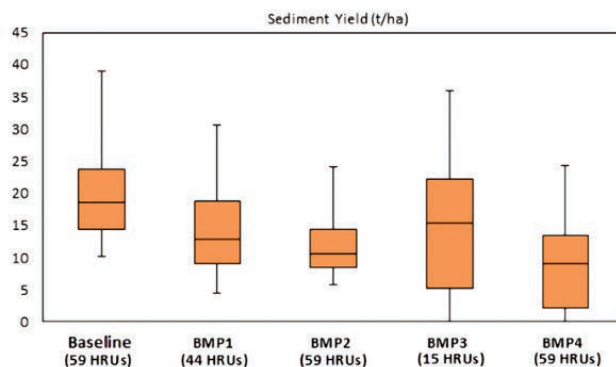


Figura 1. Box plot relativi alla produzione di Sediment Yield (t ha⁻¹) per la Baseline e per i quattro scenari di Best Management Practices considerati.

ne delle gocce di pioggia limitando il distacco di particelle di suolo tramite il cosiddetto effetto splash (Xiao *et al.*, 2015). La misura 8.1 del PSR garantisce un finanziamento che copre quasi la totalità dei costi di impianto e di mantenimento del bosco per gli anni improduttivi (12 anni). Infatti, la BMP3 è risultata economicamente conveniente nelle aree a forte pendenza. È da considerarsi però non realistica la conversione dell'intera area produttiva, in quanto un'analisi economica a lungo termine porterebbe ad evidenziare un'elevata perdita di reddito da parte degli agricoltori. BMP4, infine, ha permesso di ottenere una riduzione elevata di SL e SY grazie all'effetto congiunto di BMP1 e BMP3. Economicamente questo scenario garantisce minori investimenti da parte degli agricoltori nelle aree pianeggianti e si concentra sull'incremento del reddito nelle aree con pendenze > 20%.

Conclusioni

Questo studio è finalizzato a sviluppare un approccio metodologico utile per definire le BMP più efficaci in un bacino idrografico sulla base della potenzialità di riduzione dell'erosione del suolo e della relativa fattibilità economica. Per fare ciò, è stato implementato il modello SWAT nel bacino del torrente Carapelle, considerando la gestione convenzionale del territorio (Baseline) e, successivamente, quattro scenari di BMPs. La convenienza economica è stata valutata attraverso l'analisi dei ricavi, compresi i sussidi, e dei costi, a carico dell'agricoltore, per l'implementazione di ogni scenario, sulla base dei dati pubblici disponibili nei documenti delle politiche rurali nazionali e regionali.

Considerando sia i risultati derivanti dall'elaborazione modellistica sia dall'analisi economica, il *no-tillage* è risultato essere lo scenario migliore in tutte le aree di origine di sedimenti considerate. Tuttavia, nello specifico, il rimboschimento ha generato i migliori risultati nelle aree con pendenza elevate. Il *contour farming*, invece, si è rivelato essere un buon compromesso nelle aree a pendenza ridotta, in quanto garantisce una discreta riduzione del SY e limita i costi di investimento a carico degli agricoltori. Future programmazioni quindi, dovrebbero considerare lo stanziamento dei sussidi per questa pratica agronomica in modo tale da incentivarne l'utilizzo. In generale, i risultati ottenuti in questo lavoro evidenziano che non esiste una BMP "universale", ma occorre tenere presente che la soluzione migliore deve essere identificata studiando le caratteristiche di ciascuna area target. Una valutazione economica a lungo termine dovrebbe tenere conto di due aspetti principali: i cambiamenti futuri nelle politiche di programmazione

(PSR) e le eventuali variazioni nelle rese colturali dovute al perpetuarsi di una determinata pratica di gestione.

References

1. Abdelwahab O.M.M., Ricci G.F., De Girolamo A.M., Gentile F., 2018. Modelling soil erosion in a Mediterranean watershed: Comparison between SWAT and AnnAGNPS models. *Environmental Research*. 166: 363-376, <https://doi.org/10.1016/j.envres.2018.06.029>
2. Arabi, M., Frankenberger, J.R., Engel, B.A., Arnold, J.G., 2008. Representation of agricultural conservation practices with SWAT. *Hydrol. Process.* 22, 3042–3055. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6890>
3. Arnold J.G., Kiniri J.R., Srinivasan, R., Williams J.R., Haney E.B., Neitsch S.L. 2012b. *Soil & Water Assessment Tool: Input/Output Documentation Version 2012*. Texas Water Resource Institute.
4. Aquilino, M., Novelli, A., Tarantino, E., Iacobellis, V., Gentile, F., 2014. Evaluating the potential of GeoEye data in retrieving LAI at watershed scale. *Proc. SPIE – Int. Soc. Opt. Eng.*, 9239, Art. No. 92392B. <https://dx.doi.org/10.1117/12.2067185>
5. Borah, D.K., Bera, M., 2003. Watershed-scale hydrologic and nonpoint-source pollution models: review of applications. *Trans. ASAE* 47, 789–803.
6. Coderoni, S., & Esposti, R. 2018. CAP payments and agricultural GHG emissions in Italy. A farm-level assessment. *Science of The Total Environment*, 627, 427–437. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.01.197
7. De Girolamo, A.M., Lo Porto, A., Pappagallo, G., Tzoraki, O., Gallart, F., 2015a. The hydrological status concept: application at a temporary River (Candelaro, Italy). *River Res. Appl.* 31, 892–903. <http://dx.doi.org/10.1002/rra.2786>
8. European Commission. 2006. Commission staff working document “Impact Assessment of the Thematic Strategy on Soil Protection” (SEC(2006)620) Available online: <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=CELEX:52006PC0232> (accessed on 15 December 2016)
9. García-Ruiz, J. M., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., & Beguería, S. 2013. Erosion in Mediterranean landscapes: Changes and future challenges. *Geomorphology*, 198, 20–36. doi:10.1016/j.geomorph.2013.05.023
10. Gentile, F., Bisantino, T., Corbino, R., Milillo, F., Romano, G., & Trisorio Liuzzi, G. 2010. Monitoring and analysis of suspended sediment transport dynamics in the Carapelle torrent (Southern Italy). *Catena*, 80(1), 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.08.004>
11. Jones, A.; Panagos, P.; Barcelo, S.; Bouraoui, F.; Bosco, C.; Dewitte, O.; Gardi, C.; Erhard, M.; Hervás, J.; Hiederer, R.; et al. The State of Soil in Europe: A Contribution from JRC to the European Environmental Agency’s Environment State and Outlook Report—SOER 2010; Publications Office: Luxembourg, 2012.
12. MiPAAFT, 2018. De Decreto del Ministero delle Politiche Agricole Alimentari e Forestali (MiPAAAF) n. 1867 del 18 gennaio 2018. Pubblicato sulla G.U.R.I n. 74 del 29/3/2017, Disciplina del regime di condizionalità ai sensi del regolamento (UE) n. 1306/2013 e delle riduzioni ed esclusioni per inadempienze dei beneficiari dei pagamenti diretti e dei programmi di sviluppo rurale.
13. Mtibaa S., Hotta N., Irie M. 2018. Analysis of the efficacy and cost-effectiveness of best management practices for controlling sediment yield: A case study of the Joumine watershed, Tunisia. *Science of the Total Environment*, 616–617 (2018) 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.290>
14. Panagos, P., Imeson, A., Meusbürger, K., Borrelli, P., Poesen, J., & Alewell, C. 2016. Soil Conservation in Europe: Wish or Reality? *Land Degradation & Development*, 27(6), 1547–1551. doi:10.1002/ldr.2538
15. Ricci, G.F., De Girolamo, A.M., Abdelwahab, O.M., Gentile, F., 2018. Identifying sediment source areas in a Mediterranean watershed using the SWAT model. *Land Degrad. Dev.* 29, 1233–1248. <http://dx.doi.org/10.1002/ldr.2889>
16. Ullrich, A., Volk, M., 2009. Application of the soil and water assessment tool (SWAT) to predict the impact of alternative management practices on water quality and quantity. *Agric. Water Manag.* 96:1207–1217. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2009.03.010>
17. Vanmaercke, M., Poesen, J., Verstraeten, G., De Vewnte, J., Ocakoglu, F., 2011. Sediment yield in Europe: spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology* 130, 142–161.
18. Xiao, L., Yang, X., Chen, S., Cai, H., 2015. An assessment of erosivity distribution and its influence on the effectiveness of land use conversion for reducing soil erosion in Jiangxi, China. *Catena* 125:50–60. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.10.016>

Agricultural terrace hydrology – insights from soil moisture measurements and GIS-based geomorphologic analysis

Anton Pijl,¹ Edoardo Quarella,¹ Teun A. Vogel,² Paolo Tarolli¹

¹Dept. of Land, Environment, Agriculture and Forestry, University of Padova, Legnaro (PD), Italy; ²Soil Physics and Land Management Group, Wageningen University, The Netherlands

Abstract

Hillslope terraces are often constructed with the aim to control surface fluxes of runoff and sediments. Indeed, the artificial geomorphology related to terraced landscapes strongly affects hydrology, to the degree where terrace designs or subtle topographic differences can have profound impacts on surface flow routing and heterogeneous soil saturation. Terrace wall failures are typically related to such hydrological processes, which makes them crucial to study. In this study, the terrace hydrology of a vineyard in northern Italy was studied based on two types of information: high-resolution geomorphologic analysis based on a photogrammetric survey, and spatial soil moisture data based on field measurements. Results show that soil moisture content is highly heterogeneous across the study site, with high saturations at observed locations of terrace failure. Geomorphologic indices such as the Topographic Wetness Index and the Relative Path Impact Index identify the same critical zones. Furthermore, these indices indicate the formation of preferential pathways contributing to these zones, and provide an understanding of the occurrence of soil moisture hotspots. The presented work thus shows the supplementary information from both data, although more profound analysis is needed. In further research, the potential of either a field-based approach or a remote-sensing approach should be further explored, in order to contribute to improving methodologies of terrace-related studies.

Introduction

Terracing is a widespread agronomic technique that is typically used for two main purposes: controlling hillslope surface flows and facilitating hillslope cultivation.¹ Both have a significant impact on the hydrological processes of terraced slopes. Surface flows are slowed down by terraces, hence promoting infiltration of water and deposition of sediments (while limiting their detach-

ment, thus erosion). Hillslope cultivation, in turn, often transforms the state of vegetative cover (e.g. due to weed control) and soil structure (e.g. due to tillage or machinery), affecting local hydrological processes such as infiltration. Despite the fact that these surface and subsurface processes are generally poorly understood, it is clear that they are important drivers of terrace failures,² such as wall collapse, sliding or piping. In fact, the spatial organization of a terrace system (i.e. the dimensions and placement) greatly determines preferential pathways where runoff concentrates, causing terrace failure.³

Given such conditions, characterized by near-horizontal surfaces and attenuated surface flows, subtle elevation differences in the terrain (such as local depressions) can strongly affect the distribution of (sub-)surface water. Topographic data with sub-metric resolution is crucial to capture the complex geomorphology of such engineered landscapes.⁴ Geographic Information Systems (GIS) facilitate the analysis of topographic data, e.g. for the generation of geomorphologic indices. A well-known example is the Topographic Wetness Index (TWI;⁵), which indicates the expected amount of soil wetness at a given location, solely by using topographic information. This index is based on the assumption that the expected amount of soil water is negatively correlated to local slope gradient, while it is positively correlated to local upstream area. Similarly, the geomorphologic Relative Path Impact Index (RPII;⁶) makes use of local upstream area to estimate the alteration and attenuation of preferential runoff patterns due to the presence of non-smooth structures, such as roads or terraces. By assuming a “natural” (i.e. smoothed) hillslope, it specifically indicates those patterns that are caused by manmade structures. High RPII values have been shown to correlate with the presence of terrace wall damages in several study sites.^{4,7,8}

This study focusses on the hydrologic processes in a terraced vineyard in northern Italy, based on two type of surveys: field-measurements of soil moisture and a UAV-survey for a digital reconstruction of the geomorphology. The objective is to apply geomorphologic indices TWI and RPII for an estimation of soil moisture distribution, as compared to the measured distribution. This may provide insights in the hydrologic processes of terraced landscapes, e.g. how terrain morphology affects flow patterns and saturation zones, which can be related to terrace stability and failure.

Methods

Study site

The studied site is a 0.5 ha terraced vineyard in the Valpolicella wine production zone. Dry-stone wall terraces are a characteristic and widespread practice in this zone, which is traditionally done without the use of concrete for binding the stones. The predominant soil type is silty clay loam.⁹ Mean annual precipi-

Correspondence: Anton Pijl; Dept. of Land, Environment, Agriculture and Forestry, University of Padova, Viale dell'Università, 16, 35020 Legnaro (PD), Italy
E-mail: anton.pijl@phd.unipd.it

Key words: Agricultural terraces, soil moisture content, geomorphologic index, GIS analysis.

©Copyright: the Author(s), 2019

Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

itation over the past 25 years has been roughly 850 mm, while year-to-year variation was strong with a standard deviation of 230 mm.¹⁰ Valpolicella and the surrounding Veneto region are prominent contributors to the national wine industry, although this is partly responsible for the widespread soil loss challenge in this part of the country. According to Regione Veneto,¹¹ the municipality of the study site shows among the highest rates of soil erosion of the region, with over 15% of its surface suffering from “intolerable soil loss rates”.

Topographic data source

For the generation of a high-resolution Digital Terrain Model (DTM), a photogrammetric survey was pursued. A total of 91 photographs were taken of the study site during March 2018 using an Unmanned Aerial Vehicle (UAV) with optical camera (*DJI Mavic Pro*, 12.3 MP lens with 4.7 mm focal length), while maintaining image overlap of 75%. Using Structure-from-Motion (SfM) photogrammetric software (*Agisoft PhotoScan*), these images were transformed into a 3D point cloud. Ten reference terrain elevation points were collected using a *TopCon HyperV* DGPS device for photogrammetric calibration, resulting in a final vertical error of <0.05 m. The TERRA algorithm¹² was used to filter the resulting Digital Surface Model to derive a DTM, which was particularly designed for removing aboveground objects while preserving terrace geomorphology. This 0.2-m DTM was finally prepared for hydrologic simulations by pit-filling operations in GIS software.

Geomorphologic indices

Two geomorphologic indices were applied on the high-resolution DTM using *ArcMap 10.5* software:

The Topographic Wetness Index (TWI) was developed by Beven & Kirkby⁵ as part of the hydrologic TOPMODEL. It relies on local upstream area (a) and slope gradient (b) according to the following relationship:

$$TWI = \ln \frac{a}{\tan b}$$

The Relative Path Impact Index (RPII) was developed by⁶ Tarolli *et al.* (2013). It relies on local upstream area computed in two states; the original upstream area (a_r) in presence of terrace features, and the smoothed upstream area (a_{sm}) in absence of terrace features, according to:

$$RPII = \ln \frac{a_r - a_{sm}}{a_{sm}}$$

For the determination of upstream area and the smoothing operation, the methodology by Tarolli *et al.*⁶ was followed, to which is referred for technical details.

Soil moisture field measurements

Ground measurements of soil moisture content were carried out using a Time-Domain Reflectometry instrument (*FieldScout TDR300*). A total of 75 sample points were carefully distributed across the study site, ensuring a good coverage of measurements on top and at the feet of the terrace walls for later analysis. At each point, 5 readings were taken with repeated insertion of the instrument, which were later used to determine a “trimmed mean” of each point (i.e. disregarding the highest and lowest reading). The point measurements were interpolated using GIS software while applying boundaries at the location of terrace walls (considering the non-continuous surface), creating a soil moisture distribution map.

Results

Visual analysis of spatial patterns

Figure 1 shows the spatial information resulting from the surveys of the studied vineyard. The Digital Terrain Model (DTM; Figure 1a) clearly depicts the topographic gradient of the site, with a north-west to south-east downhill orientation. The terraces are constructed roughly perpendicular to the hillslope direction, although slightly biased with counter-clockwise rotation, resulting in a gentle gradient of each terrace with southern direction. The high-resolution of the DTM (0.2 m) allows the recognition of micro-topographic elements, such as deepened wheel tracks and the slightly elevated soil ridges under the grape vine rows (visible on top of the terraces, running parallel to the walls). It is important to capture these for the formation of preferential pathways, as shown below.

The distribution of soil moisture as measured in the field is shown in Figure 1b. In addition, the two damaged terraces are indicated by “critical zone 1” (terrace wall collapse) and “critical zone 2” (terrace wall piping). Strikingly, these two zones show among the highest magnitudes of soil moisture content (approaching 40%), suggesting that a high level of saturation can be directly or indirectly linked with terrace failure. When considering the spatial distribution around these zones in more detail, two different patterns become evident. Critical zone 1 shows high soil moisture content *on top* of the affected terrace (i.e. on the upper bench), which could have contributed to the terrace wall collapse. Critical zone 2, instead, shows the highest saturation *at the bottom* of the affected terrace wall (i.e. on the underlying bench), and only a moderate saturation on the upper terrace bench. These differences indicate two distinct hydrological fluxes that are potentially compromising terrace wall stability. In the first zone, runoff water is retained by the upper bench, leading to high saturation. In the second zone, runoff water is not retained but concentrated and channeled in progressively eroding macro-pores (i.e. “piping”), and

Table 1. Quantification (mean ± std.) of soil moisture content (%), Topographic Wetness Index (TWI) and Relative Path Impact Index (RPII) over the entire study area, and extracted in critical zones 1 and 2.

| | Entire study area | Critical zone 1 | Critical zone 2 |
|-----------------------------------|-------------------|-----------------|-----------------|
| Soil moisture content (%) | 15.66 ± 6.90 | 35.74 ± 8.62 | 28.81 ± 6.17 |
| Topographic Wetness Index (TWI) | 2.36 ± 2.62 | 3.52 ± 2.24 | 3.16 ± 2.87 |
| Relative Path Impact Index (RPII) | 0.60 ± 1.00 | 0.15 ± 0.73 | 1.10 ± 1.17 |

afterwards released in a concentrated zone below the terrace wall.

Geomorphologic indices TWI and RPII provide further insights in the potential runoff patterns constituting these hot spots of soil moisture. The latter clearly shows preferential pathways in the wheel tracks on top of the terraces, following the slope direction in southern direction (Figure 1d). At the southern end of the terraces, these patterns join and follow the gradient in eastern direction, leading to critical zone 2. The TWI similarly shows that

expected soil moisture is following this distribution, gradually increasing with downhill slope length along the pathways indicated by RPII (Figure 1c). When considering critical zone 1 instead, the two indices depict slightly different patterns. High RPII values are found just upstream (north) of critical zone 1, indicating the formation of a preferential runoff pathway with relatively high magnitude on a short terrace length. However, this pattern suddenly disappears before reaching the damaged terrace, suggesting a

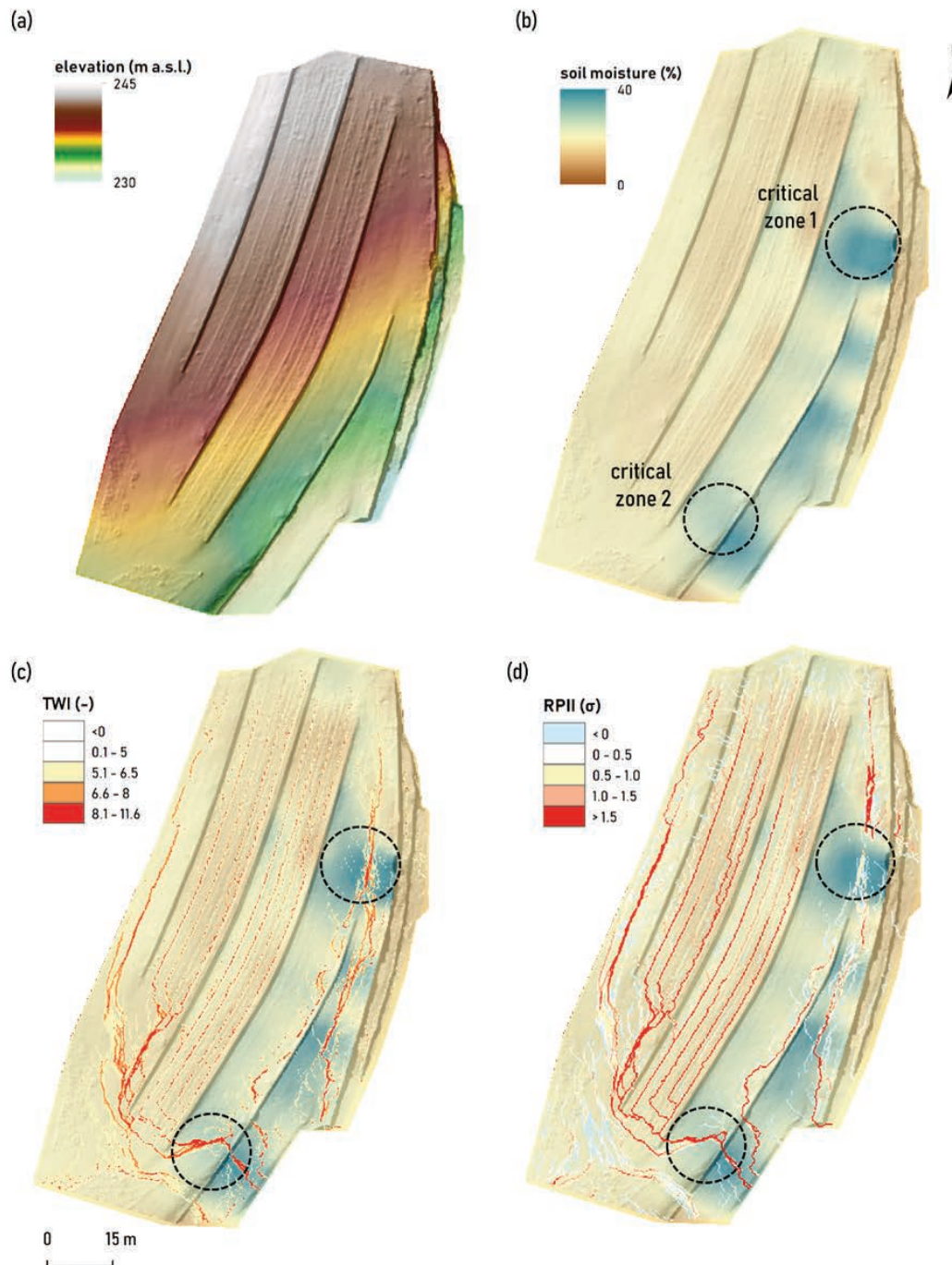


Figure 1. Study site spatial information: (a) shaded Digital Terrain Model; (b) distribution of soil moisture content, with dashed circles indicating two damaged terraces observed in the field; (c) Topographic Wetness Index (TWI); and (d) Relative Path Impact Index (RPII).

topographic interruption (given that RPII is based solely on upstream area). Instead, the TWI shows a pattern of high values similar to the above, although continuing into critical zone 1 and creating the highest TWI value of the northern section. Considering the fact that TWI is based on slope gradient aside from upstream area, it is likely that critical zone 1 is caused by a sudden “flattening” of the terrain, coinciding with a preferential pathway.

Zonal quantitative analysis

In order to quantify the patterns described above, zonal raster analysis was performed. Values of soil moisture content, TWI and RPII were extracted for both critical zones, after which means and standard deviations were computed for the entire study area and these zones (Table 1). The quantified differences of critical zones 1 and 2 with the entire area are very evident in terms of soil moisture content, with mean values of +128% and +84%, respectively. TWI values agree with these saturation hotspots, respectively as +49% and +33% compared to the entire study area. RPII values, however, only indicate critical zone 2 as a potential concentration point (+83%) while critical zone 1 has a much lower mean value than the study site average (-75%).

Discussion

The presented results clearly show the usefulness of both soil moisture measurements and geomorphologic analysis for understanding surface and near-surface hydrology of terrace systems. Dense field measurements provide reliable insights of the spatial distribution of soil moisture, which is quite heterogeneous and strongly related to the terrace placement. The two geomorphologic indices indeed show the impact of the terraces on preferential pathways of surface flow, largely explaining the occurrence of soil moisture hot spots and related terrace failure in two zones. As such, topographic data can be a powerful preliminary tool for the localization and understanding of critical hydrologic situations. This approach can be very useful for scenario analysis in land planning, e.g. iterative testing of new designs of terraces or related drainage systems.⁸

However, a geomorphology-based approach implies certain limitations for a suitable understanding of terrace hydrology. Most importantly, it does not regard important hydrologic processes (e.g. precipitation, infiltration) or spatially heterogeneous properties of the soil (e.g. surface roughness, compaction). A physically based hydrogeological model would be more appropriate for understanding the hydrology of this terrace system in more detail.

Therefore, future research is encouraged to evaluate the use of such a model, specifically for localizing and, ideally, predicting critical zones in terraced landscapes. Such research could provide a more thorough evaluation of a GIS-approach for this purpose, in order to provide a suitable alternative to intensive field sampling. With regards to the latter, the presented soil moisture distribution could successfully be related to critical zones, however, more research is needed also in this regard. In order to understand the validity of this relation, it would be insightful to analyze the spatial distribution under different conditions of wetting (i.e. after a dry period vs. a wet period). Additionally, further spatial patterns of soil moisture (other than the two critical zones) would be interesting to study, e.g. to understand the different saturations in upstream and downstream terraces. After a more profound exploration of ground measurements or GIS-based analysis, further conclusions

could be drawn as to the potentiality of either approach, to contribute to the optimization of methodologies in terrace-related studies.

Conclusions

This study aimed at understanding the complex hydrology of an agricultural terrace system. Soil moisture measurements illustrated a heterogeneous spatial distribution of soil water, with two high-saturation hotspots in particular that corresponded to observed terrace failure. Quantitative analysis showed that these two critical zones were recognized reasonably well by geomorphologic indices TWI and RPII (the latter in 1 out of 2 cases). This study furthermore showed how these indices can explain the formation of such hotspots, by indicating the preferential pathways across the terrace system. Presented results emphasize the profound impact of the design of a terrace system on hydrological processes, and as such, eventually on its environmental sustainability.

References

1. Wei, W., Chen, D., Wang, L., Daryanto, S., Chen, L., Yu, Y., ... Feng, T. (2016). Global synthesis of the classifications, distributions, benefits and issues of terracing. *Earth-Science Reviews*, 159(18), 388–403. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.010>
2. Preti, F., Guastini, E., Penna, D., Dani, A., Cassiani, G., Boaga, J., ... Tarolli, P. (2018). Conceptualization of Water Flow Pathways in Agricultural Terraced Landscapes. *Land Degradation and Development*, 29(3), 651–662. <https://doi.org/10.1002/ldr.2764>
3. Tarolli, P., Preti, F., & Romano, N. (2014). Terraced landscapes: From an old best practice to a potential hazard for soil degradation due to land abandonment. *Anthropocene*, 6, 10–25. <https://doi.org/10.1016/j.ancene.2014.03.002>
4. Tarolli, P., Sofia, G., Calligaro, S., Prosdocimi, M., Preti, F., & Dalla Fontana, G. (2015). Vineyards in terraced landscapes: new opportunities from lidar data. *Land Degradation and Development*, 26(1), 92–102. <https://doi.org/10.1002/ldr.2311>
5. Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), 43–69. <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
6. Tarolli, P., Calligaro, S., Cazorzi, F., & Fontana, G. D. (2013). Recognition of surface flow processes influenced by roads and trails in mountain areas using high-resolution topography. *European Journal of Remote Sensing*, 46(1), 176–197. <https://doi.org/10.5721/EuJRS20134610>
7. Preti, F., Tarolli, P., Dani, A., Calligaro, S., & Prosdocimi, M. (2013). LiDAR derived high resolution topography: the next challenge for the analysis of terraces stability and vineyard soil erosion. *Journal of Agricultural Engineering*, 44(2s). <https://doi.org/10.4081/jae.2013.s2.e16>
8. Pijl, A., Tosoni, M., Roder, G., Sofia, G., & Tarolli, P. (2019). Design of terrace drainage networks using UAV-based high-resolution topographic data. *Water*, 11(4), 814. <https://doi.org/10.3390/w11040814>
9. Toth, G., Jones, A., & Montanarella, L. (2013). The LUCAS topsoil database and derived information on the regional vari-

- ability of cropland topsoil properties in the European Union. *Environmental Monitoring and Assessment*, 185(9), 7409–7425.
10. [dataset] Regione Veneto. (2018). Meteorological observations as conducted between 1994-2018 on a daily scale by the Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto (ARPAV). Retrieved from www.arpa.veneto.it/
 11. Regione Veneto. (2008). Valutazione del rischio d'erosione per la Regione Veneto. Padova, Italy: by Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto (ARPAV).
 12. Pijl, A., Bailly, J.-S., Feurer, D., El Maaoui, M. A., Boussema, M. R., & Tarolli, P. (n.d.). TERRA: Terrain Extraction from elevation Rasters through Repetitive Anisotropic filtering. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*.

Preliminary characterization of the October 2018 event (Vaia storm) in the Rio Cordon catchment

R. Rainato,¹ L. Picco,^{1,2,3} D. Oss Cazzador,¹ L. Martini,¹ M.A. Lenzi,¹

¹Department of Land, Environment, Agriculture and Forestry, Università degli Studi di Padova, Legnaro, PD, Italy;

²Institute of Civil Works, Faculty of Engineering, RiNA Natural and Anthropogenic Risks Research Center,

Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile; ³Universidad Austral de Chile, RiNA – Natural and Anthropogenic Risks Research Center, Valdivia, Chile

Abstract

In October 2018, the Vaia storm affected large part of the mountain area of northeastern Italy. The main damages were caused by strong winds that produced large windthrows, but significant disturbances were observed also along the river network. Between October 27 and October 30, the cyclonic event led to heavy rainfall in many mountain watersheds triggering floods, sediment- and wood-laden fluxes. The Rio Cordon is a small dolomitic catchment (5 km²) located in the Agordino region. Since 1986, it is instrumented with a permanent monitoring station, which continuously measures the water and sediment fluxes as well the climatic conditions. The Vaia storm hit the Rio Cordon catchment severely and this work presents a first characterization about the effects induced. During the event, a rainfall amount of 331 mm was recorded, which corresponds approximately to the 28% of average annual precipitation. These conditions caused a massive runoff. Based on post-event field surveys, the peak of water discharge has been estimated between 16.2 – 18.8 m³ s⁻¹, while the computed event-hydrograph suggests that the water discharge showed over bankfull values for approximately 22 h. The event-magnitude can be appreciated even in terms of bedload transport, as about 8000 m³ were transported to the monitoring station. In this sense, the above-mentioned rainfall and runoff favored an intense erosive activity over the entire catchment that led, in turn, to the reactivation of several sediment source areas and to the creation of new ones.

Introduction

In October 2018, the Eastern Alps were severely hit by the Vaia storm, an event characterized by winds faster than 200 km h⁻¹ and rainfalls that in some watersheds exceeded 800 mm in 72 h. Because of its magnitude, Vaia caused damages over approximately 42500 ha, affecting 494 municipalities between Veneto, Friuli Venezia Giulia, Trentino Alto Adige and Lombardia Regions (Chirici *et al.*, 2019). Overall, the most evident disturbance was suffered by the forest ecosystems, with large windthrows that caused the loss of about 8.0-8.5 million of cubic meters of standing trees (Motta *et al.*, 2018; Chirici *et al.*, 2019). In addition, even the fluvial systems were affected by many alterations. The intensive and persistent rainfalls registered between October 27 and October 30, triggered floods, sediment- and wood-laden fluxes, debris flows and landslides causing, in turn, damages to the infrastructures, channel-bed aggradation, intense large wood (LW) recruitment and alteration of channel stability. Despite its extraordinariness, the Vaia storm has an antecedent that affected almost in the same area. In fact, both in forestry and hydrological terms, comparable effects were observed in the Eastern Alps in 1966 (Malguzzi *et al.*, 2006; Gregoretti *et al.*, 2016; Motta *et al.*, 2018). Along the fluvial systems, the high magnitude/low frequency events can trigger a wide range of alterations that can persist over the long-term, influencing the landscape. In summer 2005, the Swiss Alps were affected by heavy convective rainstorms that triggered, in many streams, discharges with recurrence interval (*RI*) > 100 years. These conditions favored a large landslide activity and massive fluvial sediment transport, which led to significant morphological changes with the deposition of massive LW volumes (Steeb *et al.*, 2017). The analysis of 2013-high magnitude flood in the Fourmile Creek (Colorado), documented intensive channel changes with the occurrence of many debris flows along the study site, which supplied a large quantity of material to the stream network (Wicherski *et al.*, 2017). Despite this, the authors estimated an overall net erosion along the 19.5 km analyzed, demonstrating that floodplain erosion was the major source of sediment and highlighting the complex dynamics occurred. In light of this, this work presents a first characterization about the effects induced by Vaia storm in the Rio Cordon basin, an instrumented catchment located in the Agordino region.

Correspondence: Correspondence: Riccardo Rainato, Department of Land, Environment, Agriculture and Forestry, Università degli Studi di Padova; Viale dell'Università 16, 35020 Legnaro, PD, Italy.
E-mail: riccardo.rainato@unipd.it.

Key words: Vaia storm, high magnitude/low frequency event, Rio Cordon, bedload, cyclonic event.

©Copyright: the Author(s), 2019
Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

Material and methods

The Rio Cordon is a small dolomitic catchment (5 km²) located in the Agordino region, with an elevation range between 1763 and 2763 m a.s.l.. The watershed is characterized by typical alpine

climatic conditions, with an average annual precipitation equal to 1180 mm (1986-2018). Between November and April, the snowfalls prevail, while rainstorms and persistent precipitation are typical in summer and autumn, respectively. In light of this, the runoff regime can be defined as nivo-pluvial. The basin is mainly covered by Alpine grassland, with a significant presence of sediment source areas, in particular in the upper part of the watershed. In this context, the Rio Cordon stream flows on a rough channel bed, characterized by boulder-cascade and step-pool morphologies with a bankfull discharge (Q_B) = $2.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Rainato *et al.*, 2018a). The grain size analysis of the surficial stream-bed material, realized in 2014, detected a well-developed armour layer with $D_{16}/D_{50}/D_{84}$ equal to 29/114/358 mm (Rainato *et al.*, 2017).

Since 1986, the catchment is instrumented with a permanent monitoring station, which continuously measures the water and sediment fluxes as well the climatic conditions. Thus, in the last three decades, the monitoring program maintained active in the Rio Cordon basin permitted to investigate the climatic trends, the runoff processes, the sediment dynamics and the landform evolution that characterized this alpine catchment. In the period 1986-2017, 31 sediment transport events were recorded by the Rio Cordon monitoring station. The highest magnitude was exhibited by the September 1994 event: intense summer precipitations with maximum rates for 5/15/30 min equal to 7.2/16.4/25.3 mm triggered a flash flood with a peak of water discharge (Q_P) equal to $10.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The bedload transport time (T_{BL}) lasted for 2.75 h, by starting at $1.8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and ending at $3.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. This event deeply altered the catchment by modifying the channel network, creating new sediment source areas throughout the watershed and causing the transport of about 900 m^3 of coarse material to the monitoring station. Consequently, an increase in the transport efficiency was detected for about a decade (Rainato *et al.*, 2017). A detailed description about devices installed as well findings achieved in the Rio Cordon can be found in several published articles (D'Agostino & Lenzi, 1999; Lenzi *et al.*, 2004; Rainato *et al.*, 2018b, Pagano *et al.*, 2019).

Results

In terms of precipitation characteristics, the rainfall intensities measured in the Rio Cordon during the Vaia event exhibited maximum rates for 5/15/30/60 min equal to 4.2/7.0/12.4/20.4 mm. In all cases, such intensities were recorded in the late afternoon of October 29. Focusing on the daily values, the rain gauge gathered 48.0 mm on October 27, 151.8 mm on October 28, while 131.4 mm have fallen on October 29. Hence, the total rainfall amount recorded during the storm event is 331.2 mm, which corresponds to the 28% of the average annual precipitation (1986-2018).

In terms of water discharge, these rainfall conditions caused a massive runoff. Therefore, the in-channel measuring instruments (capacitive piezometers) were washed away, while the water level gauges, installed in the monitoring station, stopped measuring due to the interruption of the power energy supply. Due to the absence of a direct measure of water discharge, an indirect approach was used to reconstruct the hydrograph of the event. The first step has been the determination of Q_P . Thanks to post-event surveys, the identification of three cross-sections with clear flood marks was possible. A differential Global Position System (dGPS) device, with an average vertical and horizontal quality = 2 cm, was used to survey the cross section. However, the sections presented different boundary conditions with, evidences of lateral shifts in the down-

stream and the middle one, while the most upstream appeared more stable thanks to the presence of a lateral embankment on the right side. Then, only the upstream one was used to compute Q_P , by using the Manning-Strickler equation under the assumption of uniform flow. The resulted peak of water discharge is $17.5 \pm 1.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. To reconstruct the flood hydrograph, the closest stream gauging station functioning during the entire Vaia event was used. Precisely, the discharges measured in the Fiorentina stream (Q_{Fi}) by the Arpa Veneto gauging station called "Sottorovei" (5.2 km S.W. of the Rio Cordon outlet) were tested as proxy of the discharges flowed in the Rio Cordon (Q_{Rc}). In this sense, it is worth noting that the Rio Cordon basin is a sub-catchment of the Fiorentina basin (58 km^2) and, thus, the Rio Cordon stream is a tributary. To test the $Q_{Fi} - Q_{Rc}$ relationship, the three most recent floods recorded in the Rio Cordon were isolated and compared to the Q_{Fi} contemporary measured. From this analysis, the snowmelt and rain-on-snow floods were excluded as characterized by runoff-generation processes different from those investigated. Specifically, two floods recorded in November 2012 and an event occurred in November 2014 were analyzed, by comparing the 15-min data for a total of 881 discharge measures. The $Q_{Fi} - Q_{Rc}$ relationship was best fitted by a power-form equation with a coefficient of determination (R^2) equal to 0.952. In light of the high performance of the $Q_{Fi} - Q_{Rc}$ relationship, Q_{Fi} was used to describe the hydrograph occurred in the Rio Cordon during the Vaia storm. The computed event-hydrograph suggests that during the October 2018 flood, the water discharge (Q) showed over-bankfull values for approximately 22 h and $Q > 5.0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for ~ 7.5 h. Over the entire catchment, the above-mentioned rainfall and runoff favored an intense erosive activity that led, in turn, to the reactivation of several sediment source areas and to the creation of new ones. In this sense, the post-event survey detected a large debris flow and landslide activity with the accentuation of many surficial erosions. Interestingly, these erosive processes were mainly observed in the lower part of the basin. Along the entire channel network, the fluvial systems experienced evident alterations (i.e., lateral erosions, channel aggradation, removal of the channel bedforms) and, in the lower reach, a marked planimetric modification.

In terms of sediment dynamic, the transport magnitude reflected the hydraulic forcing conditions occurred. A preliminary terrestrial laser scanner survey seems to suggest that a bedload volume (BL) of $\sim 8000 \text{ m}^3$ was transported to the monitoring station by the October 2018 flood (Figure 1). Interestingly, the ten largest mobilized clasts exhibited b -axis between 40 and 1100 mm. This massive transport caused severe damage to the Rio Cordon monitoring plants: by affecting or removing several measuring sensors, by burying the storage area with about 5 m of coarse material and by blocking the access to the structures. To better comprehend the magnitude of the October 2018 event, the recurrence interval (RI) for both water discharge and bedload volume was estimated, using the respective maximum annual values recorded in the period 1986-2018. Both Gumbel and log-normal distributions estimated for Q_P and BL recurrence intervals well over 100 years.

Discussion

The results obtained by the preliminary characterization clearly described the magnitude of the event triggered by the Vaia storm. In this study basin, another high magnitude/low frequency event was registered by the active monitoring program (1986-2018), i.e. the September 1994 flood that influenced the sediment

dynamics of the watershed for about a decade (Rainato *et al.*, 2017). In this sense, it is interesting to compare the features of these two events. The October 2018 event was characterized by a total rainfall amount equal to 331.2 mm, namely, the 28% of the average annual precipitation in only 72 h, stressing the cyclonic nature of the storm. If compared to the recurrence intervals estimated by Arpa Veneto for the site region, the precipitation intensities recorded during time intervals < 1 h (5/15/30 min) exhibited maximum rates with $RI < 5$ years. Also, the October 2018 intensities (4.2/7.0/12.4 mm) were significantly lower respect to what observed during the September 1994 event, when 7.2/16.4/25.3 mm were recorded in 5/15/30min, respectively (Lenzi & Marchi, 2000). On the other hand, the October 2018 event showed maximum rates with $RI > 50$ years for the time intervals > 1 h. These evidence seem to suggest a different rainfall behavior between the two high magnitudes/low frequency floods. The September 1994 appear as caused by an intense rainstorm summer event, while the October 2018 as a flood triggered by a persistent cyclonic event.

The removal of the in-channel devices and the lock of the measuring instruments installed in the monitoring station made it necessary to use indirect methods to estimate Q_P and hydrograph. Despite the inherent uncertainty that can affect these methods (Gaume & Borga, 2008; Marchi *et al.*, 2009), the analysis permitted to obtain a preliminary estimation of the runoff conditions occurred in the Rio Cordon during the October 2018 flood. To assess the hydrograph flowed, the discharge contemporary measured at the Fiorentina stream was used. In this sense, the Rio Cordon is a sub-catchment of the Fiorentina basin and, the isolation of three rain-induced flood events, permitted to demonstrated as the discharges were strongly linked. The Q_P estimation was based on post-flood surveys and on the application of the Manning-Strickler equation under the assumption of uniform flow, i.e. on approaches largely used in literature (Surian *et al.*, 2016). The peak of water discharge estimated ($\sim 17.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) can be further validated thanks to the presence of a “stable” cross section, i.e. the inlet channel of the monitoring station. Such cross section was designed to withstand a maximum discharge of $25.0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Fattorelli *et al.*, 1988), condition that was not reached as suggested by the absence of overflow-marks along the inlet. The reconstructed hydrograph demonstrated as a massive runoff occurred during the October 2018 event, in fact, the discharge lasted over the bankfull value for approximately 22 h. If compared to the

September 1994 flash flood ($Q_P = 10.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $Q > Q_B = 14$ h), the October 2018 clearly exhibited higher hydraulic forcing conditions. In fact, by using the same thresholds for bedload entrainment ($Q_{cr1} = 1.8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $Q_{cr2} = 3.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) observed during the September 1994 flood by Lenzi *et al.* (1999), for the October 2018 event a bedload transport time equal to 18.5 h can be estimated, i.e. 6-fold the T_{BL} calculated in the September 1994 event. Interestingly, in both floods the succession of two consecutive peaks can be appreciated: in September 1994 a first peak with $Q_P = 3.70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ was followed by the main event ($Q_P = 10.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), while in October 2018 a peak with $Q_P = 2.60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ anticipated the highest discharge ($Q_P = 17.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). In 1994 the peaks were separated by ~ 2 h, while in 2018 such interval is about 24 h. In the study basin, the runoff occurred during the September 1994 event caused important changes both in the hillslope-sediment source areas and along the stream network, where the armour layer and the bedforms were removed (Lenzi & Marchi, 2000). The October 2018 event seems to have acted in a similar way but the magnitude of the changes has been clearly higher; the sediment sources increased in number and extent, with the stream network that appears clearly altered. The armour layer and bedforms were removed again, while the planimetric path was changed in several reaches with evidences of river avulsion. Such large sediment supply favored a massive sediment transport, in fact a bedload volume of $\sim 8000 \text{ m}^3$ was deposited in the storage area of monitoring station, with maximum b -axis up to 1100 mm. The transported volume is more than 8 times the amount mobilized by the event of September 1994, when the maximum b -axis detected was equal to 1024 mm (Lenzi *et al.*, 2006). Hence, the observed sediment dynamics seems to confirm that higher hydraulic forcing conditions occurred during the October 2018 flood respect to what observed in the September 1994 event. This hypothesis is supported even by the estimated recurrence intervals.

Conclusions

This work presented a first characterization about the effects induced by Vaia storm in the Rio Cordon basin, an instrumented catchment located in the Agordino region. The cyclonic nature of the event was demonstrated by the rainfall characteristics. In 72 h, a total precipitation of 331.2 mm was recorded, which corresponds



Figure 1. (a) Storage area of Rio Cordon monitoring station in August 2018 (pre-flood), (b) storage area in November 2018 (post-flood).

to the 28% of the average annual precipitation. Indirect methods were used to reconstruct the hydrograph and the results highlighted that a massive runoff occurred as response of the Vaia storm, with over bankfull discharges for ~ 22 h and the highest Q_P ever recorded in the study basin ($Q_P = 17.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). These conditions favored a large erosive activity over the entire basin and stream network, with the transport of $\sim 8000 \text{ m}^3$ of bedload to the monitoring station. In September 1994, another high magnitude/low frequency flood was recorded in the study basin, which altered the sediment dynamics for about a decade. Our results stressed that the October 2018 flood was characterized by higher hydraulic forcing conditions than September 1994 event, then, which will be the dynamics in the next future?

References

- Chirici, G., et al. (2019). Stima dei danni della tempesta "Vaia" alle foreste in Italia. *Forest@* 16: 3-9.
- Motta, R., Ascoli, D., Corona, P., Marchetti, M., & Vacchiano, G. (2018). Selvicoltura e schianti da vento. Il caso della "tempesta Vaia". *Forest@* 15: 94-98.
- Malguzzi, P., Grossi, G., Buzzi, A., Ranzi, R., & Buizza, R., (2006). The 1966 "century" flood in Italy: a meteorological and hydrological revisitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111 (24).
- Gregoretto, C., Degetto, M., & Boreggio, M., (2016). GIS-based cell model for simulating debris flow runout on a fan. *Journal of Hydrology* 534, 326-340.
- Steeb, N., Rickenmann, D., Badoux, A., Rickli, C., & Waldner, P., (2017). Large wood recruitment processes and transported volumes in Swiss mountain streams during the extreme flood of August 2005. *Geomorphology* 279, 112-127.
- Wicherski, W., Dethier, D.P., & Ouimet, W.B., (2017). Erosion and channel changes due to extreme flooding in the Fourmile Creek catchment, Colorado. *Geomorphology* 294, 87-98.
- Rainato, R., Mao, L., & Picco, L., (2018a). Near-bankfull floods in an Alpine stream: effects on the sediment mobility and bedload magnitude. *International Journal of Sediment Research*, 33 (1), 27-34.
- Rainato, R., Mao, L., García-Rama, A., Picco, L., Cesca, M., Vianello, A., Preciso, E., Scussel, G.R., & Lenzi, M.A. (2017). Three decades of monitoring in the Rio Cordon instrumented basin: sediment budget and temporal trend of sediment yield. *Geomorphology* 291: 45-56.
- D'Agostino, V., & Lenzi, M.A., (1999). Bedload transport in the instrumented catchment of the Rio Cordon. Part II: analysis of the bedload rate. *Catena* 36(3): 191-204.
- Lenzi, M.A., Mao, L., & Comiti, F., (2004). Magnitude-frequency analysis of bed load data in an Alpine boulder bed stream. *Water Resources Research* 40 (7), 1-12.
- Rainato, R., Picco, L., Cavalli, M., Mao, L., Neverman, A.J., & Tarolli, P., (2018b). Coupling climate conditions, sediment sources and sediment transport in an alpine basin. *Land Degradation and Development*, 29 (4), 1154-1166.
- Pagano, S.G., Rainato, R., García-Rama, A., Gentile, F., & Lenzi, M.A., (2019). Analysis of suspended sediment dynamics at event scale: comparison between a Mediterranean and an Alpine basin, *Hydrological Sciences Journal*, 64(8), 948-961.
- Lenzi, M.A., & Marchi, L. (2000). Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (Northeastern Italy). *Catena* 39, 267-282.
- Gaume, E., & Borga, M. (2008). Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods: Proposal of a methodology and illustrations. *Journal of Flood Risk Management* 1, 175-189.
- Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., Sangati, M., Gaume, E., Bain, V., Delrieu, G., Bonnifait, L., & Pogačnik, N., (2009). Comprehensive post-event survey of a flash flood in Western Slovenia: observation strategy and lessons learned. *Hydrological Processes* 23 (26), 3761-3770.
- Surian, N., Righini, M., Lucia, A., Nardi, L., Amponsah, M., Benvenuti, M., Borga, M., Cavalli, M., Comiti, F., Marchi, L., Rinaldi, M., & Viero, A. (2016). Channel response to extreme floods: insights on controlling factors from six mountain rivers in northern Apennines Italy. *Geomorphology* 272, 78-91.
- Fattorelli, S., Keller, H.M., Lenzi, M.A., & Marchi, L. (1988). An experimental station for the automatic recording of water and sediment discharge in a small alpine watershed. *Hydrological Sciences Journal* 33 (6), 607-617.
- Lenzi, M.A., D'Agostino, V., & Billi, P. (1999). Bedload transport in the instrumented catchment of the Rio Cordon: part I: analysis of bedload records, conditions and threshold of bedload entrainment. *Catena* 36 (3), 171-190.
- Lenzi, M.A., Mao, L., & Comiti, F. (2006). When does bedload transport begin in steep boulder-bed streams? *Hydrological Processes* 20, 3517-3533.

Extreme Rainfall and Flooding from the Vaia Storm of October 27-30, 2018 in North-Eastern Italy

M. Zaramella,¹ L. Marchi,² F. Cazorzi,³ S. Crema,² M. Cavalli,² M. Borga¹

¹Department of Land, Environment, Agriculture and Forestry, University of Padova, Legnaro, Italy; ²CNR IRPI, Padua, Italy

Abstract

This work investigates rainfall and flood response for the event that affected the eastern Italian Alps on 27-30 October 2018 (the so-called “Vaia” storm). The event was characterized by extreme cumulated precipitation (up to 850 mm in three days) and wind, causing severe floods, landslides, loss of lives, extended damages to forests, interruption of traffic and electricity supply, as well as other infrastructural damages. The event was heavily influenced by the regional orography and was characterized by a well-defined rainfall hiatus which permits the identification of two consecutive precipitation phases. The paper describes the main hydro-meteorological features of the event, reporting on the rainfall forcing and on the results from a post-flood survey campaign which allowed to provide estimates of peak discharges in the Piave River basin, an area heavily impacted by the flood.

Introduction

The so-called ‘Vaia’ storm hit most of Italy in the period October 27-30, 2018, intensifying over the mountainous areas in North-Eastern Italy with high wind speeds, heavy gusts and extreme rainfall. The storm caused a total of 29 casualties in Italy (six in North-Eastern Italy) and great damages to forests, buildings

and infrastructures, with over two billions Euro of direct damages. The storm was characterized by a combination of extreme rainfall and wind. With a loss of more than 8 million cubic meters of standing trees and, more importantly, the sudden reduction of forest-related ecosystem services, including protection against landslides, snow avalanches and floods, maintenance of biodiversity and cultural values, the storm had nationally unprecedented consequences. The rainfall forcing generated widespread shallow landslides, debris flows and flash floods which challenged the regional flood risk mitigation infrastructures. A debris flow hit the 2.5 km² Rotian Creek basin close to Dimaro, (Province of Trento), with a volume exceeding 150000 m³, which represents an extreme debris flow in the region (Marchi *et al.*, 2019).

This work illustrates the main hydro-meteorological features of the event, reporting on the rainfall forcing and on the corresponding flood response. Results are described from a post-flood campaign which provides multiple estimates of peak discharges along the river network in the upper Piave River basin, an area heavily impacted by the flood.

The Vaia storm and the precipitation forcing analysis

The catalyst for the Vaia event was a pronounced dip in the polar jet stream that extended into northwest Africa. A very cold air mass was advected over southern parts of the UK on 26 October. Following this cold air intrusion, intense cyclogenesis occurred over Spain and the western Mediterranean during 28 October. The cyclone’s maximum intensity was reached on 29 October, when severe storms formed on the cold front. These crossed over almost all of Italy, and then moved on to Croatia and Slovenia during the evening. Due to a strong pressure gradients, well-pronounced wind fields directed towards the southern side of the Alps produced the perfect conditions for Foehn winds over the main alpine ridge.

The storm total precipitation (Figura 1a) is based on a network of 545 stations, sufficiently dense to resolve mesoscale features of the order of ten km. The accumulation period of observations spans the time range from 00:00 UTC on October 27 to 23:00 UTC on October 30. An elongated maximum, with several values exceeding 700 mm, extends over the prealpine slope of the eastern Alps. The most extended accumulation is located over the western part of the Friuli Venezia Giulia region, with the largest rain peak accumulation recorded at Malga Chiampuz (887.8 mm). The cumulated rainfall decreases moving from Friuli to Alto Adige, with regional peaks which reached 715.8 mm in Soffranco di Longarone (Veneto), 663.2 mm at Passo Pian Delle Fugazze (Trentino) and 382.2 mm at Prati di Croda Rossa (Alto Adige).

The event was characterized by a well-defined rainfall hiatus which permits the identification of two consecutive precipitation

Correspondence: Mattia Zaramella, Department of Land, Environment, Agriculture and Forestry, University of Padova, AGRIPOLIS, via dell'Università, 16, Legnaro (PD), IT-35020 Italy, E-mail: mattia.zaramella@unipd.it

Key words: flood, flash flood, flood risk, flood risk management, post-flood survey.

Acknowledgments: the Hydrological Office of the Autonomous Province of Bolzano, MeteoTrentino of the Autonomous Province of Trento, the Veneto Region Agency for Environmental Protection and the Regional Meteorological Observatory of Friuli-Venezia-Giulia is thanked for making the rainfall and flood peak data available and for the assistance in data analysis. This work is also a contribution to the HyMeX program (HYdrological cycle in The Mediterranean EXperiment). The authors acknowledge the HyMeX database teams (North-Eastern Italy Hydro-meteorological Observatory).

©Copyright: the Author(s), 2019

Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

phases. The two precipitation phases (maps not reported here for the sake of brevity) are both fed by intense moist southerly flow and show similar rainfall patterns, with the elongated accumulation over the prealpine slopes. The first precipitation phase (from 06:00 UTC of October 27 to 18:00 UTC of October 28) was associated with the almost stationary warm front and was characterized mainly by stratiform orographic rainfall and the largest accumulations, with accumulation peaks exceeding 600 mm. In the second precipitation phase (from 03:00 UTC of October 29 to 23:00 UTC of October 30 – but only very low precipitation amounts were recorded over October 30) intense convective activity was associated with the passage of the cold front. This phase is characterized by lower values of accumulated rain, but higher rainfall intensities. Fig. 1b represents the duration of the rainfall hiatus (i.e., continuous hours with rain rate less than 2 mm h^{-1}). The map shows that the hiatus ranges from a few hours in the eastern part of Friuli Venezia Giulia to more than 12 hours in most of Trentino Alto Adige. It is of interest to compare the rainfall accumulations with those corresponding to flood triggering storm of 3 to 5 November 1966. The storm caused catastrophic and widespread damages associated with flooding, storm surges and landslides (Malguzzi *et al.*, 2006). In the region, the most memorable effects were the extremely high tide in Venice, and the flooding of the city of Trento. The spatial pattern of the cumulated precipitation (Figure 1c), based on a network of 207 stations, is strikingly similar to that of the Vaia storms. The highest value was recorded in the station of Barcis with 761.8 mm in 4 days (758 mm in 3 days). Large precipitation amounts, in the range 200–400 mm, were also observed further north, at the alpine divide. The largest rainfall peaks in Veneto were recorded at Bosco del Cansiglio (608.0 mm) and Seren del Grappa (571.0 mm).

Flood response assessment

Rainfall produced by the Vaia storm resulted in severe flooding in several basins up to 500-1000 km². The Upper Piave river system, in the Eastern Italian Alps, was heavily impacted by the storm. Due to small and medium size of the basins affected by the flood, and to the damages to the hydrometric network, post flood surveys after the flood were organized to complement peak flood data from streamgauge measurements. The use of indirect hydraulic, geomorphologic, and topographic observations for the analysis of floods when systematic hydrological records are lacking has a long scientific tradition in hydrology, dating back to the 19th century (Costa, 1987). In the case of flash floods, observations of traces left by flood water and sediments during post-flood surveys provide an opportunity for developing spatially detailed estimates of peak discharges along the stream network by using indirect methods (Borga *et al.*, 2014). These methods are generally based on various solutions of the one-dimensional, gradually varied, steady-state flow equations for open channels, even though in some cases a more refined hydraulic modeling (nonstationary, two-dimensional or even three-dimensional) may be required.

Identifying the geomorphic response that occurred during the event, through mapping of landslide/debris flow initiation and deposition areas, is an important step in post-flood surveying (Rinaldi *et al.*, 2016). This may help to exclude non-Newtonian flow processes from the analysis (e.g., hyperconcentrated flow and debris flow), hence avoiding incorrect peak discharge estimates. Similarly, channel changes that take place during the flood event may place considerable limitations on the reliability of indirect

methods for flood peak estimation (Amponsah *et al.*, 2016). For instance, scour and/or fill may occur after the high-water marks are left by the current. The effect is that the cross-section geometry surveyed after the flood is different from the one existing at the

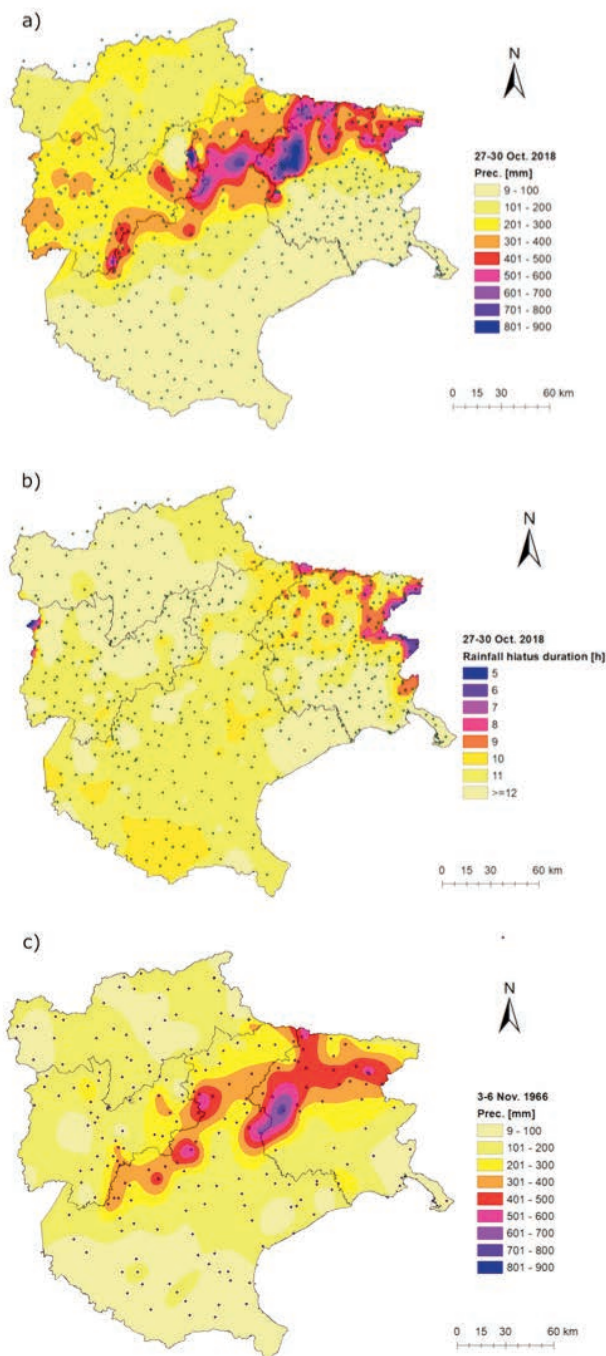


Figure 1. a) Cumulated precipitation map for the Vaia event of October 27-30, 2018; b) map of the duration of the precipitation hiatus for the Vaia event of October 29-30, 2018; c) cumulated precipitation map for the November 3-6, 1966 event.

time of the peak. Since geomorphic impacts are typically more severe in sub-basins where runoff generation is more intense, these errors may have a considerable impact on the outcomes of post-flood surveys.

Table 1 reports the flood peak estimates from the post-flood surveys and from the stream gauges managed by the Veneto Region Agency for Environmental Protection in the Piave River basin. Flood peak estimates obtained from post-flood surveys are reported together with the corresponding uncertainty, computed as shown by Amponsah *et al.* (2016). Figure 2 plots the values of the unit peak discharge versus drainage basin area and compares them with the upper envelopes for two climatic regions of Europe as identified in Amponsah *et al.* (2018). In addition to the expected decrease of unit peak discharge for increasing basin area, it is possible to appreciate the large variability of unit peak discharge, which can be related to both rainfall variability and different geolithological conditions of the basins. Inspection of Figure 2 suggests that Vaia storm data plot below not only the envelope relationship for the Alpine-Mediterranean region, where the studied basins lie, but also the lower threshold of the Inland Continental region. This evidence suggests that, at least in the Piave River basin, flood discharge of the Vaia storm, although severe and capable of causing serious damage, are less extreme with respect to other flood events comprised in the same hydro-climatic region (for instance, flood peak data from flash foods in the Tagliamento River basin are comparatively more severe, Borga *et al.*, 2007). In this respect, it is of interest to compare Vaia flood peaks with those corresponding to the November 1966 event as reported by Tonini (1968). Peak data for drainage areas in excess of 82 km² are reported for the 1966 event in the Piave River basin. In this basin size range, particularly severe unit peaks discharges are reported for Mis at Diga (108 km², 6.57 m³ s⁻¹ km⁻²) and Lago S Croce (136 km², 5.88 m³ s⁻¹ km⁻²). These unit peak discharge data correspond well to the envelope relationship for the Alpine-Mediterranean region, and are larger than those reported for the same basin size range for the Vaia storm.

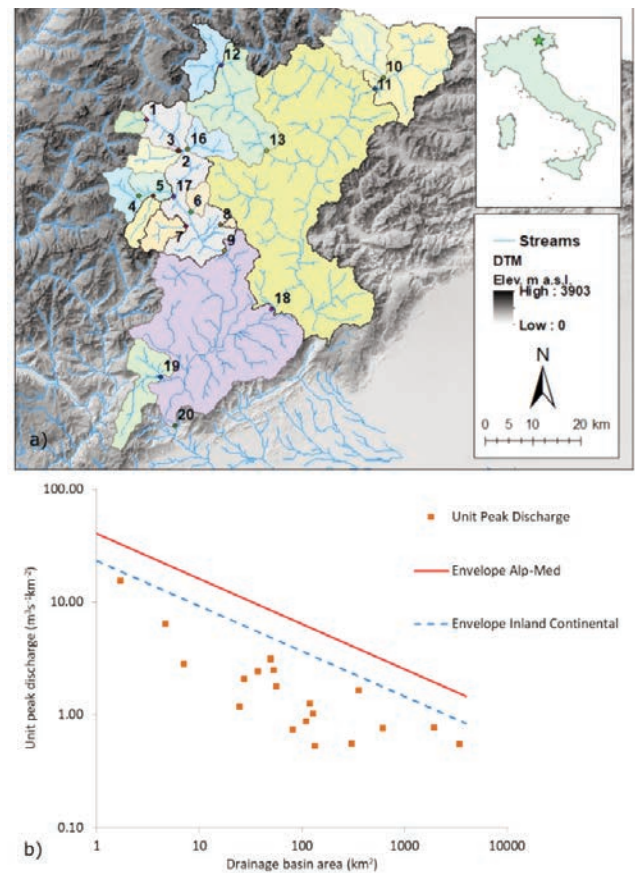


Figure 2. a) Piave River basin: location map and subbasins with peak discharge data; the numbers refer to the cross sections listed in the Table 1; b) plot of unit peak discharge versus drainage basin area comparing Vaia data with flood peak envelope relationships from Amponsah *et al.* (2018).

Table 1. Basic rainfall data and peak discharge for selected cross-sections in the Piave river basin. The data of the ungauged cross-sections whose peak discharge has been reconstructed from the flood marks are in italic.

| ID | BASIN | AREA (km ²) | Cumulated rainfall (mm) | Hourly rainfall peak (mm h ⁻¹) | Flood peak (m ³ s ⁻¹) |
|----|----------------------------|-------------------------|-------------------------|--|--|
| 1 | Cordevole at Renaz | 27.2 | 250 | 15 | 56 (52-60) |
| 2 | Pettorina at Saviner | 53.0 | 338 | 21 | 132 (101-163) |
| 3 | Ru di Roccia | 1.7 | 310 | 18 | 26 (20-32) |
| 4 | Biois at Falcade | 51.4 | 297 | 25 | 150 (115-185) |
| 5 | Liera at Canale d'Agordo | 37.7 | 401 | 44 | 91 (81-101) |
| 6 | Corpassa | 24.7 | 489 | 24 | 29 (19-40) |
| 7 | Tegnas at Forno di Val | 49.4 | 579 | 44 | 154 (134-164) |
| 8 | Missiaga | 4.5 | 528 | 22 | 34 (30-38) |
| 9 | Cordevole at Muda | 622.5 | 409 | 23 | 460 (353-567) |
| 10 | Padola at Santo Stefano | 129.7 | 265 | 14 | 70 |
| 11 | Piave at Ponte della Lasta | 352.2 | 343 | 17 | 580 |
| 12 | Boite at Podestagno | 81.7 | 258 | 11 | 60 |
| 13 | Boite at Cancia | 313.4 | 281 | 12 | 170 |
| 14 | Cordevole at Vizza | 7.4 | 219 | 18 | 20 |
| 15 | Cordevole at Saviner | 109.2 | 272 | 14 | 95 |
| 16 | Fiorentina at Sottorovei | 56.4 | 319 | 14 | 100 |
| 17 | Biois at Cencenighe | 131.6 | 352 | 31 | 130 |
| 18 | Piave at Belluno | 1 896.0 | 370 | 18 | 1500 |
| 19 | Sonna at Feltre | 117,8 | 402 | 31 | 150 |
| 20 | Piave at Segusino | 3 400.0 | 376 | 20 | 1900 |

Conclusion

There are three principal observations from this work.

The Vaia 2018 storm system produced locally unprecedented storm accumulations. The precipitation event was heavily influenced by the regional orography and was characterized by a well-defined rainfall hiatus which permits the identification of two consecutive precipitation phases. For the Vaia flood, postflood surveys were important sources of information, which allowed us to generate a much more complete picture of the storm and flood environment than would otherwise be available from streamgauge data only.

Extreme rainfall, low antecedent soil moisture distribution and the rainfall organisation into two well defined phases with an extended rainfall hiatus have played an important role in flood response. Estimated peak discharges were very large, but not as exceptional as implied by the measured rainfall. The dry initial conditions, combined with the rainfall hiatus and the high soil moisture storage capacity that characterizes the basins in the upper Piave watershed, emphasised the nonlinearity of the flood response, with pronounced contrasts in flood peaks response between basins of similar catchment size.

References

1. Amponsah, W., Marchi, L., Zoccatelli, D., Boni, G., Cavalli, M., Comiti, F., Crema, S., Lucía, A., Marra, F., & Borga, M. (2016). Hydro-meteorological characterization of a flash flood associated with major geomorphic effects: Assessment of peak discharge uncertainties and analysis of the runoff response. *Journal of Hydrometeorology*, 17(12), 3063-3077.
2. Amponsah, W., et al. (2018). Integrated high-resolution dataset of high-intensity European and Mediterranean flash floods. *Earth System Science Data*, 10 (4), 1783-1794.
3. Borga, M., Boscolo, P., Zanon, F., & Sangati, M. (2007). Hydrometeorological analysis of the 29 August 2003 flash flood in the eastern Italian Alps. *Journal of Hydrometeorology*, 8 (5), 1049-1067.
4. Borga, M., Stoffel, M., Marchi, L., Marra, F., & Jakob, M. (2014). Hydro-geomorphic response to extreme rainfall in headwater systems: Flash floods and debris flows. *Journal of Hydrology*, 518, 194-205.
5. Comiti, F., Lucía, A., & Rickenmann, D. (2016). Large wood recruitment and transport during large floods: A review. *Geomorphology*, 269, 23-39.
6. Costa, J. E. (1987). A history of paleoflood hydrology in the United States, 1800–1970. In E. R. Landa & S. Ince (Eds.), *History of hydrology, American geophysical union, History of geophysics (Vol. 3, pp. 49–53) Global location, Wiley*.
7. Malguzzi, P., Grossi, G., Buzzi, A., Ranzi, R., & Buizza, R. (2006). The 1966 “century” flood in Italy: A meteorological and hydrological revisitation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111 (24), D24106.
8. Marchi, L., Brunetti, M.T., Cavalli, M., & Crema, S. (2019). Debris-flow volumes in Northeastern Italy: Relationship with drainage area and size probability. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44 (4), 933-943.
9. Rinaldi, M., Amponsah, W., Benvenuti, M., Borga, M., Comiti, F., Lucía, A., Marchi, L., Nardi, L., Righini, M., & Surian, N. (2016). An integrated approach for investigating geomorphic response to extreme events: Methodological framework and application to the October 2011 flood in the Magra River catchment, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41 (6), 835-846.
10. Tonini, M. (1968). Le piene del Veneto Friuli Venezia Giulia nel Novembre 1966. *Accademia Nazionale dei Lincei, Anno CCCLXV*, 91-139.

What topography tells us about hydrological processes

S. Grimaldi,¹ A. Petroselli,² F. Tauro,² F. Nardi³

¹Department for Innovation in Biological, Agro-food and Forest systems (DIBAF), University of Tuscia, Viterbo, Italy;

²Department of Economics, Engineering, Society and Enterprise (DEIM), University of Tuscia, Viterbo, Italy; ³Water Resources Research and Documentation Centre (WARREDOC), University for Foreigners of Perugia, Perugia, Italy

Abstract

The recent evolution of remote sensing techniques allows access to a variety of digital topographic maps that can be particularly useful in the hydrological modelling of ungauged basins. Nowadays, digital elevation models at high resolution are freely available and this rich source of information has been giving new opportunities for hydrological investigations in small basins where the lack of observations is typically challenging. In this contribution, we would like to emphasize the role of topography in understanding hydrological processes since it encloses several useful pieces of information related to the continuous interaction between water and soil. A rainfall-runoff model and a geomorphometric floodplain delineation procedure are taken as example for supporting the evidence of how much topography is crucial and helpful for modern hydrology.

Introduction

Small and ungauged basins are the most challenging study areas for hydrologists due to the chronic lack of discharge observations (Sivapalan et al., 2003; Blöschl et al., 2019). In the past, the only possible solution was to refer to empirical equations (e.g. the Rational formula) or to very simple models, since only limited information about the topography, land use and precipitation was available for practitioners. In the last twenty years, and more and more nowadays, remote sensing and new technologies afford large scale observations, often freely available, that are changing the definition of “ungauged” word (Tauro et al., 2018). Indeed, at least in Europe, the raingauge network has been dense and operating for many years, digital elevation models are available at high resolution (e.g. 5-meter), and land use is continuously updated by

satellite surveys. What is surely missing is discharge information, indeed we can assume that, in case we would like to analyze a small basin (around 100 km² of contributing area), there would be a few chances to encounter a hydrographic cross section within the case study area.

The promising evolution in the definition of ungauged catchments and in large scale data availability has determined an improvement in hydrological modelling, allowing to design new models that, although without runoff observations, provide more realistic results compared to classical empirical approaches.

The reason of such modelling improvement, in our opinion, is strongly related to the advancement of terrain surveys, since they intrinsically contain information on the hydrological processes that continuously take place on the Earth surface.

In order to underline how crucial the topographic information in hydrology is, two examples are here recalled: the Width Function Instantaneous Unit Hydrograph (WFIUH) model and the geomorphometric floodplain mapping procedure, for which some practical results are illustrated.

Methods

As first clear evidence of the pivotal role of topography, the history of the evolution of Instantaneous Unit Hydrograph (IUH) theory is here recalled (Chow et al., 1998). Starting from its definition, and assuming the watershed as a linear system, the major issue was to calibrate its parameters based on a large amount of observations. In order to facilitate calibration, conceptual models were introduced trying to hypothesize the watershed behavior (i.e. linear reservoir, Nash model, etc.) and consequently to reduce the number of parameters. However, the real advancement was achieved when the conceptual behavior of runoff concentration was linked and merged to the geomorphological properties of the watershed. The Geomorphological Instantaneous Unit Hydrograph (GIUH) was the pioneer version of IUH that tried to include the role of the drainage network in runoff concentration. The result was that the number of parameters to be calibrated was reduced and they were physically-based. The last advancement was to assume the basin response as the concentration time distribution of all watershed points and, having available digital terrain maps, it was easy to translate this assumption in a simple distributed formulation.

This last version of the geomorphological IUH is the WFIUH (Grimaldi et al. 2012; Petroselli and Grimaldi, 2018):

$$T_i = \frac{L_h(i)}{V_h} + \frac{L_c(j)}{V_c} \quad (1)$$

Correspondence: Correspondence: Salvatore Grimaldi, Department for Innovation in Biological, Agro-food and Forest systems (DIBAF), University of Tuscia, Via San Camillo de Lellis snc, 01100 Viterbo, Italy.
E-mail: salvatore.grimaldi@unitus.it.

Key words: Ungauged basins, rainfall-runoff modelling, floodplain mapping, GIS, Digital Elevation Models.

©Copyright: the Author(s), 2019
Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

where T_i is the concentration time at cell i , L_h and L_c the flow path, and V_h and V_c the velocities in the hillslope and channel, respectively. Eq. 1 needs only one parameter for calibration and this parameter is the common watershed concentration time. This promising advancement was essentially due to the information provided by digital elevation models, indeed flow-direction, flow-length and slopes are the only variables necessary to apply Eq.1. In the Results Section a simple example will be shown, allowing to understand the topography role in the rainfall-runoff transformation. As a second example for underlying the crucial role of topography is here illustrated comparing two floodplain mapping methods. The classical approach, useful for hazard hydraulic mapping, is based on a cascade procedure that includes an hydrological module for estimating the design hydrograph and an hydraulic module that typically adopts a bidimensional model for propagating the flood on the case study domain. This approach is full of subjective choices and uncertainties due to the relevant number of parameters to be calibrated and assigned. Yet, for this approach, the digital elevation model of the case study domain has a predominant role for a realistic floodplain mapping. An alternative approach, presently useful only for ungauged areas, is based on a simple procedure that allows detecting the shaping of major floods on the terrain. The hypothesis is that the history of the river flow leaves a clear sign on the terrain due to erosion mechanisms acting during floods. This is evident just by looking at the landscape where it is possible to visually recognize floodplain areas where, in centuries, thousands of floods shaped slopes and the aspect of the terrain. So, the basic hypothesis of the geomorphometric approach is that also changing and increasing the hydrological input the resulting floodplain does not significantly change since it is constrained by topography.

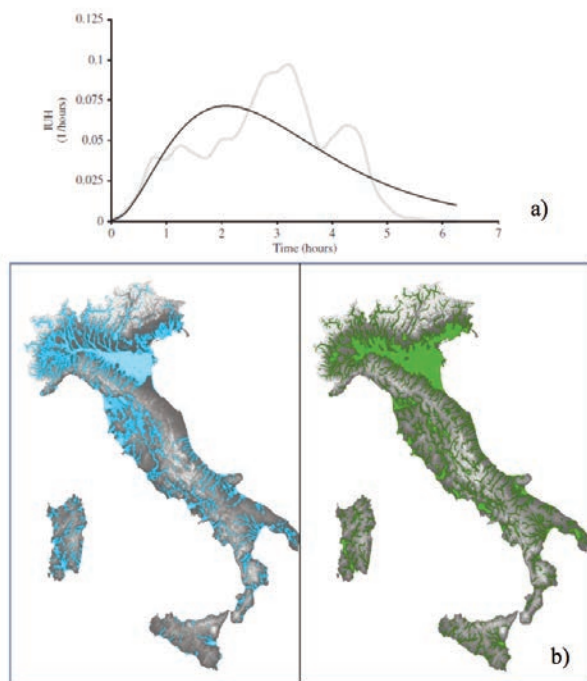


Figure 1. a) comparison between GIUH (black line) and WFIUH (gray line). b) comparison between floodplain maps (left side, hydrologic-hydraulic approach; right side GFPLAIN250 model) .

In order to underline the differences among the two floodplain delineation approaches, here, we refer to the DEM-based procedure GFPLAIN250 (Nardi et al. 2019). This procedure is based on a geomorphic scaling law to estimate maximum water depths associated to the drainage network. Water depths and surface flow directions are given as input to the GFPLAIN terrain analysis algorithm to delineate the floodplain as the extent of valley areas underlying maximum river flow levels. Details are available in Nardi et al. (2006) and Nardi et al. (2019).

Results

To provide an example of the performance and properties of the described methods, two case studies are illustrated in Figure 1. Figure 1a is referred to the rainfall-runoff modelling. A small watershed is analyzed (North Creek, Texas, USA; contributing area 58,96 km²) and both procedures, GIUH and WFIUH, are applied using observed hydrographs for parameter calibration (Grimaldi et al. 2012). The differences between the two IUHs is significant and evident: while GIUH is smoothed, since it is a conceptual and lumped model, the WFIUH shows an irregular shape due to the distributed approach in estimating concentration times cells by cells. The presence of a dominant and two minor peaks is driven by the geomorphometric properties and characteristics of the watershed. This behavior is embedded in the WFIUH and it influences the final performance of the rainfall-runoff transformation yielding more realistic results in reproducing flood peaks and shape.

Figure 1b, is referred to the floodplain mapping procedures. All Italian watersheds are analyzed applying both procedures: the classic hydrologic-hydraulic approach and the GFPLAIN205 geomorphometric approach. On the left side of Figure 1b the hazard maps estimated with the classical approach are shown, while in the right side the GFPLAIN250 results are depicted. Of course, there are significant local differences due to a variety of reasons, however considering that the classical approach cannot be assumed as a true benchmark for the relevant uncertainties intrinsic of the methodology, the two floodplain maps appear to be similar. This result is relevant considering that the GFPLAIN250 map is estimated practically only using the topographic information.

Conclusion

In this brief communication, we would like to emphasize the role of topography in the hydrological modelling. Since hydrological and hydraulic phenomena continuously interact with the terrain, shaping it in time, landscape includes many useful properties. Thanks to the rapid and effective advancement in terrain survey and analysis, these pieces of information are available and can be included in the hydrological modelling. What the topography is able to tell us about hydrological processes is crucial in small and ungauged basins where the lack of discharge information make classical procedures highly uncertain and biased. Empirical approaches should maximize topographic information as in the examples provided in this contribution: rainfall-runoff modelling and floodplain map delineation. In both cases, the digital elevation model plays a significant added value for providing realistic results also in the challenging conditions of ungauged basins.

References

1. Blöschl, G., Bierkens, M.F.P., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., Kirchner, J.W., McDonnell, J.J., et al. (2019). Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH)—a community perspective. *Hydrological Sciences Journal*, 64 (10), pp. 1141-1158.
2. Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. (1998) *Applied hydrology*. McGraw-Hill Civil Engineering Series.
3. Grimaldi, S., Petroselli, A., Nardi, F. (2012) A parsimonious geomorphological unit hydrograph for rainfall-runoff modelling in small ungauged basins. *Hydrological Sciences Journal*, 57 (1), pp. 73-83.
4. Nardi, F., Annis, A., Baldassarre, G.D., Vivoni, E.R., Grimaldi, S. (2019) GFPLAIN250m, a global high-resolution dataset of earth's floodplains. *Scientific Data*, 6, art. no. 309.
5. Nardi, F., Vivoni, E.R., Grimaldi, S. (2006) Investigating a floodplain scaling relation using a hydrogeomorphic delineation method. *Water Resources Research*, 42 (9).
6. Petroselli, A., Grimaldi, S. (2018) Design hydrograph estimation in small and fully ungauged basins: a preliminary assessment of the EBA4SUB framework.
7. *Journal of Flood Risk Management*, 11, pp. S197-S210.
8. Sivapalan, M., Takeuchi, K., Franks, S.W., Gupta, V.K., Karambiri, H., Lakshmi, V., Liang, X., McDonnell, J.J., Mendiondo, E.M., O'Connell, P.E., Oki, T., Pomeroy, J.W., Schertzer, D., Uhlenbrook, S., Zehe, E. (2003). IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003-2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal*, 48 (6), pp. 857-880.
9. Tauro, F., Selker, J., Van De Giesen, N., Abrate, T., Uijlenhoet, R., Porfiri, M., Manfreda, S., Caylor, K., Moramarco, T., Benveniste, J., Ciraolo, G., Estes, L., Domeneghetti, A., Perks, M.T., Corbari, C., Rabiei, E., Ravazzani, G., Bogena, H., Harfouche, A., Broccai, L., Maltese, A., Wickert, A., Tarpanelli, A., Good, S., Lopez Alcala, J.M., Petroselli, A., Cudennec, C., Blume, T., Hut, R., Grimaldi, S. (2018) Measurements and observations in the XXI century (MOXXI): Innovation and multi-disciplinarity to sense the hydrological cycle. *Hydrological Sciences Journal*, 63 (2), pp. 169-196.

From the forest structure to the root reinforcement: A study on chestnut coppice forests

A. Cislighi,¹ P. Fogliata,¹ G.B. Bischetti^{1,2}

¹Department of Agricultural and Environmental Sciences (DiSAA), University of Milan, Italy; ²Centre of Applied Studies for the Sustainable Management and Protection of Mountain Areas (Ge.S.Di.Mont), University of Milan, Brescia, Italy

Abstract

The protective function of forests in contrasting hydrogeological hazards has been widely recognized by governmental agencies since the end of the Nineteenth century. In particular, forest cover is a fundamental component to mitigate hillslope instabilities such as erosion and surface landslides. It favours the reduction of saturation degree in the shallower soil layer and meanwhile the increase of tensile, shear and compression soil resistance provided by the root systems. In managed forests, it is crucial to understand the spatial and temporal dynamics due to the natural renewal in order to plan a sustainable forest management and to make more efficient the forest protective function in time and in space. On this background, the present study aims to investigate the spatial characteristics of forest structure, to evaluate the relationships with topographic characteristics, and to measure the root distribution into the soil in different sampling plots. Subsequently, the spatial distribution of the root reinforcement is evaluated in function of the characteristics of forest structure. The study was carried out at two sites located in Valsesia (Piedmont) and in Valcuvia (Lombardy), dominated by chestnut coppice forests. In these sites, field data were collected by surveys of circular sampling plots with 30 m of diameter and included: (i) position and diameter of trees using electronic telemeters; (ii) root distribution along different trench profiles; and (iii) biomechanical characteristics of the roots measured through tensile tests in the laboratory. Once calibrated a specific root reinforcement model with field data, it was possible to evaluate its spatial distribution.

The results show a moderate variability of the characteristics of forests that affects the distribution of root systems within the soil and consequently the root reinforcement. This variability can be explained by topographic factors, such as the hillslope steepness, and by the previous forestry works. Moreover, the measurements of biomechanical properties indicate how the age of the

plants does not affect the maximum tensile resistance neither the modulus of elasticity, emphasizing that the root reinforcement exclusively depends on root density, and therefore on forest stand features. This information is fundamental for assessing hillslope stability, in particular using a physically-based and spatially distributed slope stability analysis that provides maps of landslide susceptibility in function of the actual forest cover and for different scenarios of forest management.

Introduction

Forests play a fundamental role in protecting population centers, buildings and infrastructures from hydro-geological risks (Sidle *et al.*, 1985). Vegetation directly influences the hydrological processes, which control the soil water content and consequently the pore water pressure, and the physical-mechanical processes. Since the Seventies, the scientific community investigated the beneficial effect of the presence of the root system inside the shallower soil layer on soil strength, comparing the landslide occurrences in areas of clear-felling and unmanaged forests (O'Loughlin & Watson, 1979). Further, quantifying and modelling the soil reinforcement by roots, hereafter root reinforcement, were the main objectives of research to include a value of additional reinforcement inside a model of slope stability analysis (Waldron, 1977; Wu *et al.*, 1988). Although a significant effort undertaken by the scientists worldwide, few studies were conducted on the effects of forest management practices on the root reinforcement and consequently on slope stability (Cislighi *et al.*, 2019; Dazio *et al.*, 2018; Vergani *et al.*, 2017).

Among the investigated species, a crucial role belongs to the sweet chestnut (*Castanea sativa* Mill.) in the low- and mid-altitude areas of the Italian mountainous territory. Chestnut forests have always been essential in the production of harvested timber and food. Its nature favors the rapid growth of adventitious shoots from the same stool. For this reason, the forest management has been traditionally consisted in coppicing in short rotation (<20 years). The change in socio-economic conditions occurred in the last decades on the Italian mountain areas has caused an abandonment of chestnut forests increasing the occurrences of over-aged and stools uprooting events. This trend has brought a significant problem, in particular in those areas prone to landslides and debris flows.

On this background, this study focuses on the investigation of the effects of sweet chestnut abandonment on slope stability considering four different situations from a recent coppicing (~5 years) to an over-aged condition (~60 years since the last coppicing). In details, the present work aims to: (i) observe differences in terms of spatial forest structure; (ii) measure discrepancies in the vertical root distribution; and (iii) estimate the root reinforcement.

Correspondence: Correspondence: Alessio Cislighi, 1Department of Agricultural and Environmental Sciences (DiSAA) - University of Milan, Via Celoria 2 - 20133 Milan, Italy.
E-mail: alessio.cislighi@unimi.it

Key words: Root reinforcement, forest structure, chestnut, slope stability.

©Copyright: the Author(s), 2019

Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

Methods

Study areas

The study areas are located in the southwestern part of the Comunità Montana Valli del Verbano, in Valcuvia (Lombardy, North Italy) and in the southern part of Mt. Fenera's regional park, in Valsesia (Piedmont, North Italy). The study sites are situated in an almost completely semi-natural landscape, mainly covered by chestnut forests. Inside these study areas, four different conditions are identified: in turn managed coppice chestnut M(~5) and M(~10yr) at least 5 and 10 years after the last coppicing, respectively, and abandoned and over-aged coppice chestnut O-a(~40yr) and O-a(~60yr) at least 40 and 60 years after the last silvicultural practice. All sites are characterized by similar topographic (aspect and elevation) and geological features. According to USCS classification (Casagrande, 1948), soils can be classified as SM "silty sand, sand-silt mixture". The steepness varies from 6 to 33 degrees, whereas the aspect ranges from South-East to South-West.

Sample plot measurements

For each forest management condition, sample points were georeferenced using a Topcon GRS-1 (equipped with GNSS receiver and handheld field controller) and circular areas around them were delimited with a radius of 15 m. Inside each sample area, trees and stools with a diameter greater than 4 cm were identified, labelled and mapped with an electronic telemeter from the center, and their diameters at breast height (DBH) were measured.

Root density measures

Spatial root distribution was estimated using the trench method (Böhm, 1979) and manually counting all roots on the trench profile (0.5 m x 1.0 m) using a caliper. A series of 3 trenches were excavated for each sample plot at different distances from the center of the stump (1.5 m, 2.5 m and 3.5 m). Root population was classified according to four diameter classes: 0.5-1 mm, 1-2 mm, 2-5 mm and 5-10 mm.

Root reinforcement

To evaluate the root reinforcement, the present study applied the methodology proposed by several authors in the literature (Cislaghi, *et al.*, 2017a; Cislaghi *et al.*, 2017b; Schwarz *et al.*, 2012), which combined a Root Distribution Model (RDM) and a Root Reinforcement Model (RRM). RDM, based on the strong correlation between the DBH and the root density around the trunk, requests a calibration of several parameters that aims to minimize the differences between the observed and simulated number of roots, and provides the spatial root distribution as output. Further, the spatial distribution and the biomechanical characteristics of the roots (ultimate tensile strength and elastic modulus in function of root diameter) are the input variables for the RRM, developed by Schwarz *et al.* (2013), which estimates a map of root reinforcement.

Results

Forest structure characteristics

Results showed that the stools density decreases increasing the period following the last coppicing. On average, the observed number of stools is 32.3 ± 11.4 for M(~5), 27.5 ± 4.9 for M(~10),

26.3 ± 5.8 for O-a(~40yr), and 22.5 ± 3.5 for O-a(~60yr). Conversely, the stools density does not follow a linear growth with the time. The number of stools increases up to 10 years following the last coppicing, whereas strongly decreases when the chestnut forests are being abandoned without silvicultural activities. In details, their density is 98.3 ± 13.6 for M(~5yr), 124.5 ± 27.6 for M(~10yr), 53.8 ± 9.7 for O-a(~40yr) and 46.1 ± 24.0 for O-a(~60yr). Analyzing the minimum distances between the stumps for each sample plot, the variability of the average value range from a minimum of 2.66m to a maximum of 4.03m. Considering all the sample plots without any distinction, the average value seems to converge to 3.5m as shown in Figure 1.

Spatial root density

Field observations supported the evidence that a root population decreases when increasing the distance from the plant (Ammer and Wagner, 2005; Schwarz *et al.*, 2010). In addition, the root density measured in O-a(~40yr) and in O-a(~60yr) sample plots is significantly greater than those observed in M(~5yr) and in M(~10yr) ones. For example, at 1.5 m from the stump, root density is approximately 150 roots/m² for the managed sites, whereas is 225 roots/m² for the over-aged ones. In terms of root diameter distribution, discrepancies due to the forest management activities are not clear. Most roots belong to 0.5-1 mm class, approximately 50%, whereas the large roots with a diameter greater than 5.5 mm are rare (<3%). Moreover, as observed in similar context (e.g., Bassanelli *et al.*, 2013; Dazio *et al.*, 2018), the maximum root depth reaches a depth of 0.55m for M(~5yr) and of 0.65 m for M(~10yr), whereas the root system of O-a(~40yr) and of O-a(~60yr) explores the soil layer up to 1.10 m.

Root reinforcement

To evaluate the root reinforcement distribution, the parameters of RDM and RRM were calibrated using the collected field observations and the biomechanical properties measured by Bassanelli *et al.* (2013) in the same geographical context. Additional root reinforcement values were calculated for each sample plot (Figure 2). As expected, the variability is high both inside each sample plot and among the different plots. The average values range from 3.1 kPa for a sample plot belonging to M(~5yr) to 12.8 kPa for a sample plot belonging to O-a(~40yr). Aggregating all the values of

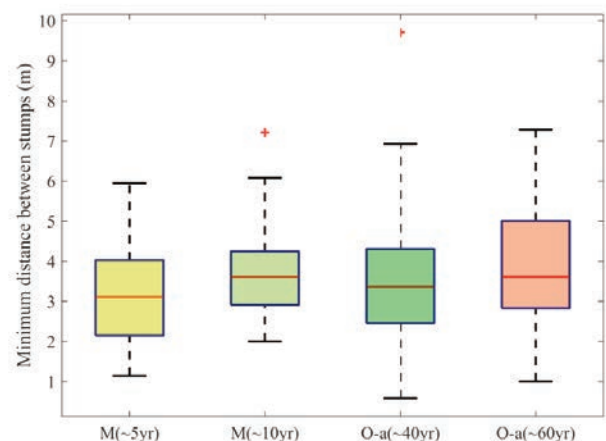


Figure 1. Boxplots of the minimum distance between stumps according to the forest management strategy.

each sample plot in function of the different silvicultural management (Figure 3), it is evident that the average value for M(~5yr) is less than the others. In particular, the average root reinforcement is 3.7 kPa for M(~5yr), whereas 7.8 kPa, 7.3 kPa and 8.0 kPa for M(~10yr), O-a(~40yr) and O-a(~60yr), respectively.

Conclusion

This study investigated the effects of forest management activities on the root reinforcement caused by the abandonment of coppice chestnut forests. Results showed that the forest structure partially varies according to the forest management strategy. Although the observation underlined a slight decrease of the number of stumps with the time, the growth of stools in chestnut forest is rapid showing a maximum at 10 years after the last coppicing.

Root population, and, as consequence, root reinforcement are extremely variable in all the studies sample plots. On average, the root reinforcement of M(~5yr) showed the lowest values than those in the other conditions. This fact underlines how the silvicultural operation can affect the root density and furthermore the root

reinforcement, especially in the period immediately subsequent. However, it is also clear that the root reinforcement increases with time and reaches an almost constant average value at 10 years after the coppicing. Although the results of the present study underline as a chestnut forest in over-aged conditions provided a greater contribution on slope stability, it should be verified that this is a general behavior. In fact, the abandoned areas are more subject to problems as the tree instabilities and the uprooting.

Future advances will be focused on the increment of sample plots using UAV (Unmanned Aerial Vehicles)-based photogrammetry or Lidar technology for generalizing the outcome of the present study. Upcoming studies should include the quantitative data on root reinforcement in a physical-based spatially-distributed slope stability model, assessing an explicit measure of the protection function of a forest stand. This approach will support the plan of forest management, considering also the probability of landslide occurrence and making possible the discussion of advantages and disadvantages of other silvicultural strategy, such as the conversion to high forest, in order to make more efficient the protection role.

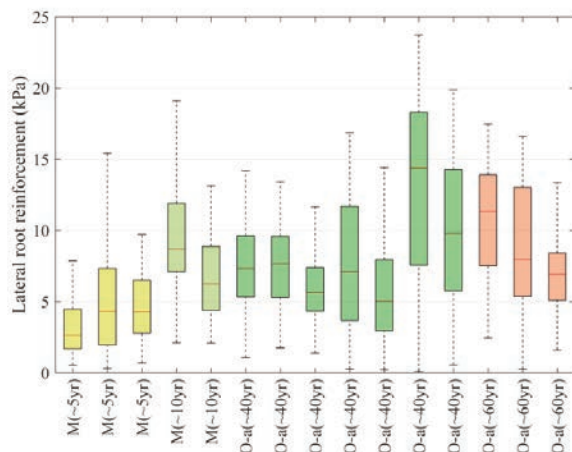


Figure 2. Boxplots of root reinforcement values for each sample plot.

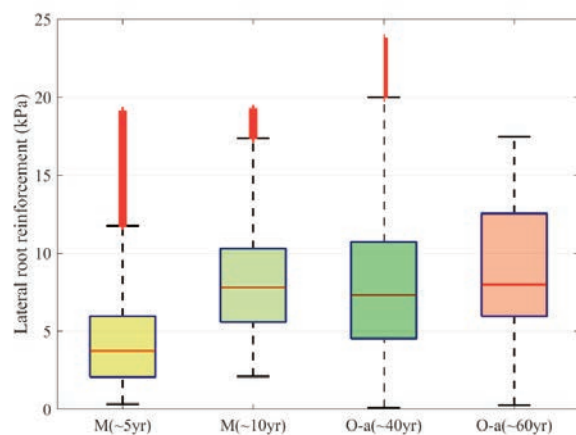


Figure 3. Boxplots of root reinforcement values in function of the forest management strategy.

References

1. Ammer, Ch., & Wagner, S. (2005). An approach for modelling the mean fine-root biomass of Norway spruce stands. *Trees*, 19(2), 145–153. <https://doi.org/10.1007/s00468-004-0373-4>
2. Bassanelli, C., Bischetti, G. B., Chiaradia, E. A., Rossi, L., & Vergani, C. (2013). The contribution of chestnut coppice forests on slope stability in abandoned territory: a case study. *Journal of Agricultural Engineering*, 44(s2), 68–73. <https://doi.org/10.4081/jae.2013.s2.e13>
3. Böhm, W. (1979). *Methods of studying root systems*. (Vol. 33). Berlin, Germany: Springer.
4. Casagrande, A. (1948). Classification and identification of soils. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 113(1), 901–930.
5. Cislighi, A., Chiaradia, E. A., & Bischetti, G. B. (2017). Including root reinforcement variability in a probabilistic 3D stability model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(12), 1789–1806. <https://doi.org/10.1002/esp.4127>
6. Cislighi, A., Bordoni, M., Meisina, C., & Bischetti, G. B. (2017). Soil reinforcement provided by the root system of grapevines: Quantification and spatial variability. *Ecological Engineering*, 109, 169–185. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2017.04.034>
7. Cislighi, A., Vergani, C., Chiaradia, E. A., & Bischetti, G. B. (2019). A probabilistic 3-D slope stability analysis for forest management. In *Recent Advances in Geotechnical Research* (pp. 11–21). Springer Verlag. Retrieved from 10.1007/978-3-319-89671-7_2
8. Dazio, E. P. R., Conedera, M., & Schwarz, M. (2018). Impact of different chestnut coppice managements on root reinforcement and shallow landslide susceptibility. *Forest Ecology and Management*, 417, 63–76. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2018.02.031>
9. O'Loughlin, C. L., & Watson, A. (1979). Root-wood strength deterioration in Radiata pine after clearfelling. *New Zealand Journal of Forestry Science*, 9(3), 284–293.
10. Schwarz, M., Lehmann, P., & Or, D. (2010). Quantifying lateral root reinforcement in steep slopes - from a bundle of roots

- to tree stands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(3), 354–367. <https://doi.org/10.1002/esp.1927>
11. Schwarz, M., Cohen, D., & Or, D. (2012). Spatial characterization of root reinforcement at stand scale: theory and case study. *Geomorphology*, 171–172, 190–200. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.020>
 12. Schwarz, M., Giadrossich, F., & Cohen, D. (2013). Modeling root reinforcement using a root-failure Weibull survival function. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(11), 4367–4377. <https://doi.org/10.5194/hess-17-4367-2013>
 13. Sidle, R. C., Pearce, A. J., & O'Loughlin, C. L. (1985). *Hillslope stability and land use*. Washington, D.C: American Geophysical Union.
 14. Vergani, C., Giadrossich, F., Schwarz, M., Buckley, P., Conedera, M., Pividori, M., *et al.* (2017). Root reinforcement dynamics of European coppice woodlands and their effect on shallow landslides: a review. *Earth-Science Reviews*, 167, 88–102. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.02.002>
 15. Waldron, L. J. (1977). The shear resistance of root-permeated homogeneous and stratified soil. *Soil Science Society of America Journal*, 41(5), 843–849.
 16. Wu, T. H., McOmber, R. M., Erb, R. T., & Beal, P. E. (1988). Study of soil-root interaction. *Journal of Geotechnical Engineering*, 114(12), 1351–1375.

Comparing two soil hydraulic parameterizations and related uncertainties to simulate catchment-scale distributed water budget with HydroGeoSphere

P. Nasta,¹ G. Cassiani,² J. Boaga,² R. Deiana,² N. Romano¹

¹*Department of Agricultural Sciences, AFBE Division, University of Napoli Federico II, Portici (Napoli), Italy;*

²*Department of Geosciences, University of Padua, Padova, Italy*

Abstract

Optimal management of water resources at catchment scale depends on the prediction capability of process-based hydrological models. In particular, the Richards-equation-based distributed models require lowering the mismatch between the scale of the process dynamics and that of the variability of input parameters. Therefore, a detailed description of the hydrological processes highly depends on the proper assessment of spatial variability of the soil hydraulic properties (SHPs), namely the soil water retention (WRF) and unsaturated hydraulic conductivity (HCF) functions. Field surveys and sampling campaigns commonly provide sparse local scale measurements of SHPs. The performances of two parameterization approaches are compared to simulate water budget in a small catchment of the Alento Hydrological Observatory by using HydroGeoSphere (HGS) model. The first approach relies on a scaling technique by providing the so-called “aggregated” SHPs over the spatial domain of interest. The second approach, instead, is based on indirect measurement of soil saturation in one representative plot during an infiltration experiment by using electrical-resistivity tomography (ERT). The measured ERT dataset is exploited to estimate the “equivalent” SHPs through an inverse modeling approach that combines HGS and DREAMZS global optimization tool. Within the framework of a functional evaluation, we compare the outputs of HGS simulations in terms of streamflow (as a lumped flux) and near-surface soil moisture patterns (as distributed state variables). Better comparisons between observed and simulated streamflow values are obtained when HGS is run by using the ERT-based “equivalent” SHPs. Conversely, water budget simulations depending on the “aggregated” SHPs are quite close to the observed soil moisture patterns. The two measurement techniques differ because the ERT-based is affected by hydraulic nonequilibrium during tran-

sient conditions characterizing the infiltration experiment. This study highlights the pros and cons and potential flaws when choosing two different parameterization techniques in spatially distributed modeling applications.

Introduction

Management of water resources at catchment scale aims to supply water optimally to different user sectors (e.g. irrigation, drinking water, hydroelectric power plant, industrial estates) by relying on the prediction capability of spatially distributed hydrological models. In particular, the Richards-equation-based distributed models require the scale of the representation of the processes to be commensurate to the spatial heterogeneity of the domain under study. This requirement is commonly achieved by discretizing the governing flow equation through a grid of small-sized numerical cells. Therefore, a detailed description of the hydrological processes highly depends on the proper assessment of spatial organization of the soil hydraulic properties (SHPs), namely the soil water retention (WRF) and unsaturated hydraulic conductivity (HCF) functions.

Field surveys and sampling campaigns usually provide sparse small-scale information on SHPs that then has to be transferred into the numerical grid of a model. Assessing the soil hydraulic properties and then assigning them to each grid cell is a critical challenge in catchment hydrology (Godoy *et al.*, 2018). In this study, we considered a physical domain that was sampled at a number of sparse locations to collect undisturbed soil cores that were then subjected to laboratory experiments to determine the soil hydraulic properties (SHPs). In addition, an infiltration experiment was carried out at a representative location along a hillslope of this study area to inversely estimate the unsaturated soil hydraulic properties by monitoring the process through the electrical-resistivity tomography (ERT) technique.

A first problem we pose is the transfer of the information about the SHPs gained from either the soil cores or the ERT-based infiltration experiment (the so-called observation scale) to each (regularly spaced) cell of the numerical grid (the so-called model scale). This transfer of knowledge from the physical domain to the numerical domain can be viewed as upscaling from the “observation scale” to the “model scale”, and in the present paper was carried out by the following two different procedures:

- 1) By using a “similar-media scaling method”, which is commonly used in soil hydrology to reconstruct the soil hydraulic behavior over a study area from soil core sampling;
- 2) By an “inverse modeling approach” that uses the ERT dataset gathered during the infiltration experiment that was performed in a single location of the study area.

Given the above considerations, we posit the following:

Correspondence: Paolo Nasta, Department of Agricultural Sciences, University of Naples Federico II, Via Università n. 100, 80055 Portici (Napoli), Italy, 0812539012, paolo.nasta@unina.it

Key words: spatial heterogeneity, scale transfer, soil moisture patterns, infiltration.

©Copyright: the Author(s), 2019

Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

A major goal of our study is to compare the outcomes of these two techniques not only in terms of the estimated parametric hydraulic curves, but also, and more importantly from certain viewpoints, by performing functional evaluations. To ascertain the advantages and limitations of the two aforementioned approaches for characterizing the spatial variability of SHPs, the objective of the present study is twofold: a) to compare the scaling-based “aggregated” and the ERT-based “equivalent” SHPs, and b) to assess the effectiveness of these two approaches in modeling distributed hydrological behavior through a functional evaluation approach when estimating spatially lumped or distributed hydrologic response at the scale of a small catchment.

Methods

The research investigations were carried out in the experimental catchment (denoted as MFC1) near the village of Monteforte Cilento in southern Italy (Romano *et al.*, 2018). The MFC1 has a drainage area of approximately 5.0 hectares and belongs to the Upper Alento River Catchment (Nasta *et al.*, 2017). Streamflow, Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), was monitored from April 2006 by using a capacitance probe (Odyssey, Dataflow Systems Ltd, New Zealand) to measure the water level of the stream flowing through a 90° V-notch weir positioned at the catchment outlet. An automatic weather station has been operational since 2006 to record rainfall (R), air temperature and humidity, wind speed and direction, and net solar radiation with a four-component sensor. A portable Time Domain Reflectometry (TDR) device (TDR100, Campbell Scientific Inc., USA) with a 3-rod probe (15 cm in rod length) was used to measure near-surface soil moisture (q , in $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) on a regular square-grid ($25 \text{ m} \times 25 \text{ m}$) of 94 measuring points over 13 sampling campaigns from September, 1st 2006 to April, 24th 2008 (Nasta *et al.*, 2018). It is worth noting that during the transition periods (from dry to wet, and from wet to dry season) as well as during the wet seasons, the presence of a negative skewness highlights drier-than-average soil moisture values that can alter a typical unimodal distribution of these data. Disturbed soil samples and undisturbed soil cores (steel cylinder of 7.2-cm inner diameter and 7.0-cm height) were collected near the soil surface (vertical sampling at soil depth of 10-17 cm) in 44 points (open circles) of the sampling grid and transported to the laboratory to determine particle size-distribution, soil texture, oven-dry soil bulk density (ρ_b , in g cm^{-3}), saturated soil water content (q_s), and saturated soil hydraulic conductivity (K_s , in cm d^{-1}). For each soil core, soil water retention data pairs [soil water content and matric pressure head denoted by the symbols q (in $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) and h (in cm), respectively] were measured by using suction tables and pressure plates and saturated hydraulic conductivity, K_s was measured by using the constant head method. The measured h - θ data pairs were fitted to the water retention parametric function (WRF) proposed by van Genuchten (1980) in order to retrieve θ_s and θ_r (saturated and residual volumetric soil water contents) a (cm^{-1}), n (-) and $m=(1-1/n)$ that are the shape parameters of WRF.

In November 2014 an infiltration experiment was performed within a $1 \times 1 \text{ m}$ wooden box. About 600 liters (corresponding approximately to 0.6 m^3) of water were poured into the box by imposing a water head of approximately 15 cm. The experiment lasted 4.5 hours.

Noninvasive ERT data were acquired both along a surface line and using a 3D setup similar to those employed for small-scale root water uptake monitoring (e.g. Cassiani *et al.*, 2016). The latter

were performed using a 48-electrode line, with electrode spacing equal to 0.3 m, for a total length of 14.1 m. The resulting depth of investigation is in the 3 m range. In this paper we particularly focus on the result of surface ERT monitoring.

The ERT method is used for monitoring soil saturation along the soil profile during the infiltration process. This information is exploited to estimate the “equivalent” SHPs through the inverse modeling of the numerical infiltration process by combining HydroGeoSphere (HGS) model with the Differential Evolution Adaptive Metropolis algorithm (DREAMZS) coupled to the efficient Markov-chain Monte-Carlo sampling scheme (Vrugt, 2016). The HydroGeoSphere (HGS) model is a fully integrated hydrological model that solves the 3D Richards equation for subsurface flow and uses the 2D and 1D diffusion wave approximations of the de Saint Venant equation for describing the surface and channel flow, respectively (Davison *et al.*, 2018).

The optimization routine sets the objective function (OF) for minimizing the discrepancy between observed and simulated soil saturation values. The ERT-based parameterization of the numerical grid is graphically illustrated in Fig 1 (left panel). Under a Bayesian view, DREAMZS provides the posterior probability density functions (pdf) of the optimized soil hydraulic parameters intertwined by a covariance matrix. Under these circumstances, we assume marginal posterior pdfs of the optimized soil hydraulic parameters as the “equivalent” SHPs, referred to the heterogeneous spatial domain. This way, the “equivalent” SHPs can be randomly generated by multivariate normal numbers with given covariance matrix (the function is “mvnrnd” in MATLAB R2017b). The second approach is based on soil sampling and subsequent determination of sparse 44 soil water retention and hydraulic conductivity functions (Fig. 1, right panel). This approach generates “aggregated” SHPs through the similar-media scaling method proposed by Clausnitzer *et al.* (1992) that actually requires a geometric similitude among the soils to be scaled (Sadeghi *et al.*, 2016). Sparse point-scale measured soil hydraulic functions coalesce into a single set of “aggregated” (referring to the homogeneous spatial domain) SHPs (also termed reference WRF and reference HCF) through a set of scaling factors, d , which are commonly distributed according to a log-normal probability density function.

To perform a functional evaluation of the two above-described approaches, the SHPs were used to parameterize the HydroGeoSphere (HGS) model to determine the daily water budget of the MFC1 (Fang *et al.*, 2015). The evaluation is carried out by comparing simulated and observed streamflow (lumped hydrologic information) and near-surface soil moisture patterns (distributed hydrologic information). The spatial domain of MFC1 is discretized with uniform grid blocks. The 2-D grid slice is 400 m length with 86 rectangles in the x-direction and 240 m length with 52 rectangles in the y-direction, obtaining a total 4,472 grid cells (size $4.6 \text{ m} \times 4.6 \text{ m}$). The 3-D mesh is generated by defining the elevation through a 5-m Digital Elevation Model.

The domain in the vertical direction is divided into 30 rectangles. Based also on visual inspection of the pedological layering of the soil profile and on the information retrieved from the two pedological pits, we functionally split the entire soil depth of the catchment into a horizontally heterogeneous top-layer of 0.60 m thickness and a horizontally homogeneous bottom-layer below the soil depth of 0.60 m. Therefore, SHPs are assigned to a 3D grid block size of $4.6 \text{ m} \times 4.6 \text{ m} \times 0.60 \text{ m}$, whereas the bottom layer is characterized by a single set of SHPs obtained as an average of the soil hydraulic properties determined below the soil depth of 0.60 m. For comparison between simulated and observed soil moisture values, we assume that the meter-scale grid cell volume can be rough-

ly compared to the sub-meter-scale soil volume in which local TDR measurements take place. HGS couples surface and variably-saturated subsurface water flow regimes with interactions. Daily values of measured rainfall (R) and estimated reference potential evapotranspiration (ET_0) are set as the upper boundary condition while no flux is set as lower and lateral boundary conditions. The above hypothesis is formulated by considering the quasi-impermeable clayey layer at approximately 3.0 m depth and the presence of a road drainage system almost entirely surrounding MFC1. The critical depth boundary condition of HGS is assigned to the nodes at the outlet of the catchment in order to generate simulated streamflow. The numerical simulation starts on 1st January 2006 with hydraulic equilibrium and ends on 24th April 2008 (last soil moisture sampling campaign). The time period spanning from 1st January 2006 to 31st August 2006 represents a warm-up time, whereas the time interval from 1st September to 24th April 2008 represents the validation range (same as the soil moisture measure-

ments campaign). We recall that the validation range for streamflow is shorter (from 1st January 2007 to 24th April 2008) due to initial sensor malfunctioning.

Results and Discussion

The water retention functions (WRFs) estimated by the two approaches show notable differences: the equivalent WRF has the typical shape of a well-aggregated soil (shape parameter $n = 1.79$). Instead, the aggregated WRF shows rather the typical pattern of a loamy soil with relatively few larger pores (shape parameter $n = 1.13$). Since the spatial-average saturated water contents are quite similar for the two approaches (see Table 1), the observed discrepancy between the two WRFs should not be attributed to differences in attaining the full saturation condition. Rather, the soil of the

Table 1. Parametric characterization of the two approaches. The ERT-based SHPs are the most probable values (median values) of the posterior density distributions with their corresponding standard deviations in parenthesis. The scaling-based SHPs refer to average and standard deviation (in parenthesis) measured values of saturated (θ_s) and residual (θ_r) water content and saturated hydraulic conductivity (K_s), whereas the retention parameters ($\log_{10} \alpha$ and n) pertain to the reference WRF. The spatial variability is quantified through the standard deviation (σ) of the scaling factors ($\ln \delta$).

| | θ_s (-) | θ_r (-) | $\log_{10} \alpha$ (-) | n (-) | $\log_{10}(K_s)$ (-) | $\sigma(\ln \delta)$ (-) |
|-----|-------------------|-------------------|---------------------------|---------------|-------------------------|-----------------------------|
| ERT | 0.5497 (0.05) | 0.047 (0.027) | -1.617 (0.35) | 1.7856 (0.14) | 1.92 (0.89) | - |
| SCA | 0.52 (0.04) | 0.0028 (0.021) | -1.75 | 1.13 | 1.308 (1.26) | 0.21 |

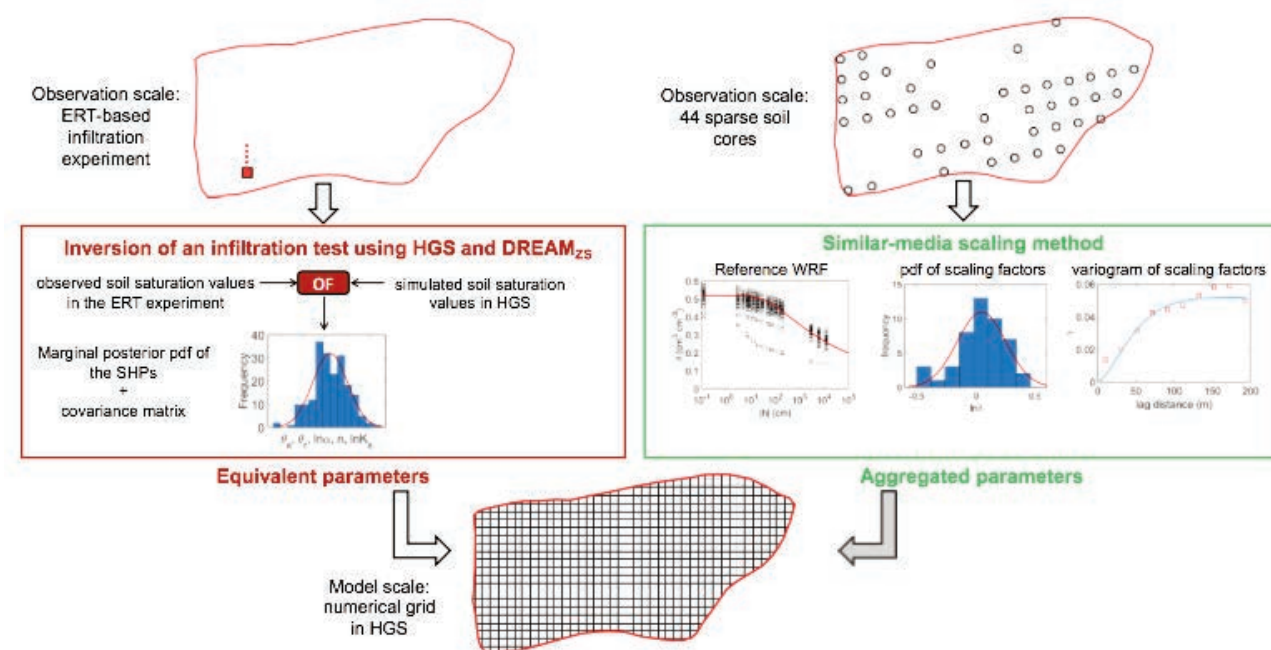


Figure 1. Schematic overview of the parameterization methods: 1) in the left panel equivalent parameters are retrieved from the optimization routine in DREAMZS minimizing the discrepancy between observed and simulated soil saturation values in the objective function (OF). The marginal posterior probability density functions (pdfs) intertwined by the covariance matrix represent the equivalent parameters that will be assigned to the cells of the numerical grid in HGS; 2) in the right panel aggregated parameters are obtained from the 44 sparse soil samples that were used to infer the reference water retention function (WRF), the probability density function (pdf) and variogram of the scaling factors.

study catchment has a relatively high clay content and hence the ERT-based equivalent WRF might have been largely affected by hydraulic nonequilibrium during the transient infiltration experiment (Tzavaras *et al.*, 2017). Instead, the soil cores laid on the suction tables released water during steps of hydrostatic drainage equilibria, and no phenomena of hydraulic nonequilibrium are expected for the laboratory tests. Moreover, it is also important to mention the fact that the aggregated WRFs benefit from retention data points measured in the dry range using the pressure plate apparatus (namely at 3,000 cm, 6,000 cm, and 12,000 cm pressure head). Allowances should also be made for the different measurement resolution between the two methods. Soil cores provide cm-scale measurements, while the ERT-based infiltration monitors the electrical resistivity in the dm scale range.

First we compare daily observed and simulated streamflow response to daily boundary forcing data in the numerical simulations. Both parameterization techniques satisfactorily capture the overall dynamics without specific calibration of runoff properties. Nonetheless, it is clear that ERT-based SHPs generate runoff which is significantly higher than that generated by scaling-based SHPs, especially during the wet season (from late fall to early spring). As indicated by the recommendations given by Stisen *et al.* (2011), discharge is only a lumped measure of model performance and does not provide sensitivity to spatially distributed SHPs (Qu *et al.*, 2015). In this regard, we test model performance by comparing the 13 TDR-observed and simulated soil saturation patterns. The scaling-based SHPs provide better performance than ERT-based SHPs in expressing the spatial variability of soil saturation. The ERT-based soil saturation maps stay rather dry throughout time. This behavior can be mostly attributed to the typical patterns of the ERT-estimated WRF relevant to a well-aggregated soil whose larger pores start losing their water even at relatively high suction heads. The soil saturation maps generated by scaling-based SHPs provide higher performance than the ERT-based ones.

Conclusion

In this study we critically evaluated the pros and cons of two approaches for distributing soil hydraulic properties across the numerical grid in a 3D Richards-based model. We tested the sensitivity of the HGS model to spatial variability of SHPs that are derived by using either (a) the results of an ERT-monitored infiltration experiment, or (b) laboratory analysis on soil samples. The results are dramatically different, showing that the ERT-based infiltration experiment seems to indicate a pressure-saturation curve compatible with a wetting process, while the laboratory data reflect SHPs derived from a draining process. This study shows deficiencies related to the parameterization in HGS in terms of catchment response under prescribed forcing conditions. When HGS is run by using the “equivalent” ERT-based SHPs, lumped water fluxes such as streamflow values are acceptably predicted, but state variables such as simulated near-surface soil saturation patterns are consistently mismatched. Conversely, “aggregated” SHPs provide good performance in terms of soil saturation patterns and poor results in terms of streamflow simulations. The two measurement techniques differ because the ERT-based is affected by hydraulic nonequilibrium during transient conditions.

Additional sparse observations on vegetation characteristics and groundwater levels will be integrated in order to offer realistic (or at least pseudo-realistic) numerical simulations by using high-complex 3-D modeling approaches. This step forward will serve to

run future modeling simulations within scenario-based approaches for evaluating the impact of climate and land use change on catchment-scale water budget components.

References

1. Cassiani G., Boaga, J., Rossi, M., Fadda, G., Putti, M., Majone, B., & Bellin, A. (2016). Soil-plant interaction monitoring: small scale example of an apple orchard in Trentino, North-Eastern Italy, *Science of the Total Environment*, 543, 851-861.
2. Clausnitzer, V., Hopmans, J.W. & Nielsen, D.R. (1992). Simultaneous scaling of soil water retention and hydraulic conductivity curves. *Water Resources Research* 28, 19-31.
3. Davison, J.H., Hwang, H.-T., Sudicky, E.A., Mallia, D.V., & Lin, J.C. (2018). Full coupling between the atmosphere, surface, and subsurface for integrated hydrologic simulation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10, 43-53.
4. Fang, Z., Bogena, H.R., Kollet, S., Koch, J., & Vereecken, H. (2015). Spatio-temporal validation of long-term 3D hydrological simulations of a forested catchment using empirical orthogonal functions and wavelet coherence analysis. *Journal of Hydrology*, 529, 1754-1767.
5. Godoy, V.A., Zuquette, L.V., & Gómez-Hernández, J.J. (2018). Stochastic analysis of three-dimensional hydraulic conductivity upscaling in a heterogeneous tropical soil. *Computers and Geotechnics*, 100, 174-187.
6. Nasta, P., Palladino, M., Ursino, N., Saracino, A., Sommella, A., & Romano, N. (2017). Assessing long-term impact of land use change on hydrologic ecosystem functions in a Mediterranean upland agro-forestry catchment. *Science of the Total Environment*, 605-606, 1070-1082.
7. Nasta, P., Penna, D., Brocca, L., Zuecco, G., & Romano, N. (2018). Downscaling near-surface soil moisture from field to plot scale: A comparative analysis under different environmental conditions. *Journal of Hydrology*, 557, 97-108.
8. Qu, W., Bogena, H.R., Huisman, J.A., Vanderborght, J., Schuh, M., Priesack, E., & Vereecken, H. (2015). Predicting subgrid variability of soil water content from basic soil information. *Geophysical Research Letters*. 42, 789-796.
9. Sadeghi, M., Ghahraman, B., Warrick, A.W., Tuller, M., & Jones, S.B. (2016). A critical evaluation of the Miller and Miller similar media theory for application to natural soils. *Water Resources Research*, 52, 3829-3846.
10. Stisen, S., McCabe, M.F., Refsgaard, J.C., Lerer, S., & Butts, M.B. (2011). Model parameter analysis using remotely sensed pattern information in a multi-constraint framework. *Journal of Hydrology*. 409 (1-2), 337-349.
11. Tzavaras, J., Köhne, M., & Vogel, H.-J. (2017). From pore scale to continuum scale modeling of infiltration. *Advances in Water Resources*. 103, 108-118.
12. van Genuchten, M. Th. (1980). A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*. 44, 892-898.
13. Vrugt, J.A. (2016). Markov chain Monte Carlo simulation using the DREAM software package: Theory, concepts, and MATLAB implementation. *Environmental Modelling & Software*, 75, 273-316.

On the application of the Fluvial Functionality Index (FFI) in highly “non-equilibrium” conditions of Mediterranean torrents

G. Bombino, B.G. Carrà, D. D’Agostino, P. Denisi, A. Labate, A. Nucera, D.A. Zema

Department ‘AGRARIA’, ‘Mediterranea’ University of Reggio Calabria, Località Feo di Vito, Reggio Calabria, Italy

Abstract

The torrential streams of the Mediterranean environment (the so-called *fiumaras*) are subject by a persistent “non-equilibrium” condition due to the high space and time variability of the hydro-geomorphological, climatic and edaphic characteristics. This leads to a disruption of the evolution of biotic components, and more specifically, of the riparian vegetation dynamics. As a consequence, by applying the FFI (Fluvial Functionality Index, FFI, commonly used in Italy to evaluate the ecological status of a river), in these river environments, the ecological functionality can be very low, even when the fluvial context is poorly affected by anthropogenic interventions. Moreover, non-structured and discontinuous vegetation represents the highest level of evolution in this very changeable ecological context and FFI is not able to catch this peculiar aspect. In a valley reach of a *fiumara* (representative of particular hydro-geomorphological conditions of typical torrents of the semi-arid Mediterranean environment) features of the riparian ecosystem have been analysed by FFI, in order to propose a alternative criterion for evaluating the fluvial functionality. This new criterion should better catch the limitations of FFI applied to *fiumaras*. Although the results of the study are preliminary, they are a contribute to increase the knowledge about the structure, organization and distribution of plant formations. This allows a more suitable assessment of potential river functionality, taking into account the changes of vegetation due to hydrogeomorphological dynamics of *fiumaras*.

Introduction

Fiumaras (Sabato et al., 2004; Bombino et al., 2009; Fortugno et al., 2017) are typical torrents of Southern Italy and represent a peculiar environment where interaction among geological, hydro-

morphological and climatic components creates a very specialized ecosystem. The *fiumara* flow regime is characterised by sudden, and often catastrophic floods, alternating with long periods of inactivity. The transport capacity, related to severe rainy periods, is so very large, even if it is intermittent. These characteristics affect strongly the *fiumara* ecosystems, defining a state of “non-equilibrium”. Often this state cannot be fully interpreted by the environmental indices proposed by the literature (e.g. EBI (Ghetti, 1997), BSI, WSI (Braioni et al., 2001) etc.). In the recent years, the Fluvial Functionality Index (FFI, Siligardi et al., 2007) has been released and applied, taking into account all the hydro-morphological, structural and biotic elements of the river ecosystem (as suggested by the Framework Directive n. 2000/60/CE).

The information collected (by a list of 14 questions) is used to evaluate the quality of a river, compared to the theoretical conditions of maximum functionality which refers to an “ideal water course”. However, some Authors (Bombino et al., 2011; Siligardi et al., 2007) have highlighted some limitations of the application of the FFI, mainly relate to the “limited” geographical context where this index was developed. For example, a judgment of “poor” functionality is commonly given by FFI even when the fluvial context is very poorly affected by anthropogenic interventions. This study applies and evaluates the FFI in the Amendolea *fiumara* (Southern Calabria), in order to assess whether this index is able to interpret the river functionality in a peculiar and poorly studied fluvial context. Therefore, the ultimate goal of this study is the extension of the FFI application range, in order to make available a useful interpretation tool for catching all the aspects of river functionality in the above-mentioned ecosystem.

Materials and Methods

The study was carried out in the valley reach (about 20-km long) of the Amendolea torrent (Calabria, Southern Italy). The torrent (Figure 1), whose watershed covers a total area of 150.40 km² in the Aspromonte mountain, rises at about 1800 m a.s.l. and flows into the Ionian Sea with a total length of 52 km. This reach was identified using the methodology proposed by Bombino et al. (2006), integrating the approach of Allen and Hoekstra (1992) and Vannote et al. (1980). The riverbed of the studied reach has very permeable alluvial debris, intensely shaped by stream flow. Within the cross section (whose width is up to 1 km) during normal and low water level periods, two or more wandering active channels form sedimentation and erosion zones.

The space and time dynamics of river hydrology and geomorphology provides the establishment of micro-environments along both the river bed and cross section.

The areas flooded by events with long return time gradually assume physical characteristics more and more similar to the terrestrial environments (vegetation consisting of scrubs with *Nerium oleander* L., *Tamarix Africana*, *Tamarix gallica* L., *Vitex*

Correspondence: Giuseppe Bombino, Department ‘AGRARIA’, ‘Mediterranea’ University of Reggio Calabria, Località Feo di Vito, Reggio Calabria, Italy.

E-mail: giuseppe.bombino@unirc.it

Key words: Fluvial Functionality Index (FFI), *fiumara*, riparian vegetation, fluvial hydrogeomorphology.

©Copyright: the Author(s), 2019

Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

Agnus-castus etc.). The reaches subjected frequently to flows are morphologically unstable and host sandy pioneering vegetation. The alluvial deposits, which often show depths of ten metres and more (Montuori, 1959; Viparelli and Maione, 1959), force the stream flow, especially in dry periods, to flow underground as hypodermic stream.

In the studied reach, 15 sub-reaches were identified, and Potential Functionality (F_P) and Real Functionality (F_R) were defined within each sub-reach, by applying the 14 questions listed in the FFI, in order to evaluate a Relative Functionality (F_{REL}).

In an extreme context such as the valley reaches of *fiumaras*, riparian vegetation often represents the only biotic component by which it is possible to evaluate the fluvial functionality. At this aim, F_P was assessed adapting the method proposed by Siligardi et al. (2007) to the studied conditions, in order to detect the highest evolutionary level of riparian vegetation. The conceptual model used to the application of FFI is shown in Figure 2. Thus, the range of F_P values has been purposely scaled to take into account the maximum evolution level expected in the studied environment. F_R was defined with reference to the current fluvial environment (that is, when the survey was carried out). Finally, F_{REL} was calculated as the ratio between F_R and F_P .

Results

The lowest values of F_R are recorded in the sub-reaches near the mouth (7 to 15), while the highest F_R in sub-reaches from 1 to 6. The low F_R is due to: (i) the width and continuity of functional vegetation; (ii) the water flow regime; (iii) the presence of fishes and macrobenthic communities.

The comparison of F_{REL} values shows a clear difference between the two approaches: F_P evaluated with its original approach (Siligardi et al., 2007), and the values of F_P evaluated by the method proposed in this study have a deviation of 10-50%. The calculated F_{REL} with our approach is higher than the corresponding values of Siligardi's method and noticeable differences are found in sub-reaches from 4 to 13 (Figure 3).

Discussions

The application of FFI in the torrents, such as the typical water courses of the Mediterranean semi-arid environment, has shown some critical issues, mainly due to difficult evaluation of the potential functionality expressed by the different biotic and abiotic components of these particular hydro-systems.

It has been previously shown that the peculiarities of the *fiumara* environments make impossible the simultaneous presence of functional complementary riparian formations also with high naturalness condition (Question 2). Therefore, the optimal condition is the presence of several simplified vegetation series, with apparent low functionality which, actually, represents the maximum evolutionary condition. For this reason, a value of 68% of F_{REL} was achieved by the method proposed in this study instead of 41% following the procedure of Siligardi et al. (2007).

With regard the width and continuity of the functional vegetation of the peri-fluvial zone (Questions 3 and 4), the riparian communities cannot colonize the wide space available, because the riverbed is characterized by coarse sediments, and absence of water flow throughout much of the year (when it does not flow under the thick alluvial deposits (Viparelli e Maione, 1959)). These

conditions are proof of a poor river functionality. However, the new approach applied in this study provides F_{REL} of 53% (for question 2) and 61% (question 3) compared to 36%, that would derive from method of Siligardi.

The studied reach has a flow regime (Question 5) with high space and time variability, in response to the Mediterranean climate. The climatic forcing causes the long-lasting absence (8 months or even more) of minimum water flow in dry seasons (making impossible the survival of the riparian communities due to the lack of space) and the flash floods in the short rainy periods, which extirpate or submerge the sporadic riparian communities. For these reasons, a F_{REL} of 53 derives the proposed approach against a F_{REL} of 40% from the method of Siligardi.

The width of the cross section (Question 6) would lead to think of a large floodplain, with a good flooding efficiency (space availability for floods). Actually, floods able to occupy the whole cross section are extreme and destructive events, responsible of the zeroing of the riparian ecosystem. In the valley reaches of the *fiumaras*, there are no marks of non-destructive floods, such as a soil layer over a substrate of gravel and pebbles, the presence of developed tree or shrub plants (usually developing over soils with good water capacity). These conditions show a poor fluvial functionality, leading to a F_{REL} of 20% according to Siligardi. However, this very limited functionality has become 60% in this study, in order to deliberately increase the importance of the maximum flood efficiency in *fiumaras*.



Figure 1. Geographical location of the Amendolea fiumara and the studied reach.

The intense processes of river bed remodeling due to the flash floods and the wandering thalweg, producing braided channels make the riverbed unstable (Question 7). The natural evolutionary tendency of these channels leads to well diversified but unstable retention structures of trophic matter, where riparian communities with rich biodiversity are able to grow. For this reason, a F_{REL} of

63% was found in this study against a value of 39% of the Siligardi's method.

The erosion of the river bed and banks (Question 8) in the studied reach is generally negligible; instead, when floods with high return intervals occur, concentrated riverbed erosion processes are much more noticeable.

The impressive sediment transport is due to a "debris flow" mechanism, sometimes fed by large landslides (Guerricchio et al., 1996). In these conditions, F_{REL} is 82% according to Siligardi et al. (2007) and 60% by applying the proposed approach.

The hydro-morphology (Question 11) of these sub-reaches is very peculiar because of the orography of the area, the size and lithology of sediments and the variability of water flow rates. In these reaches, the meanders are often absent; torrent bars are usually created among the braided thalwegs only during the flash floods. These conditions lead to a F_{REL} of 57% in this study against 45% following the method of Siligardi.

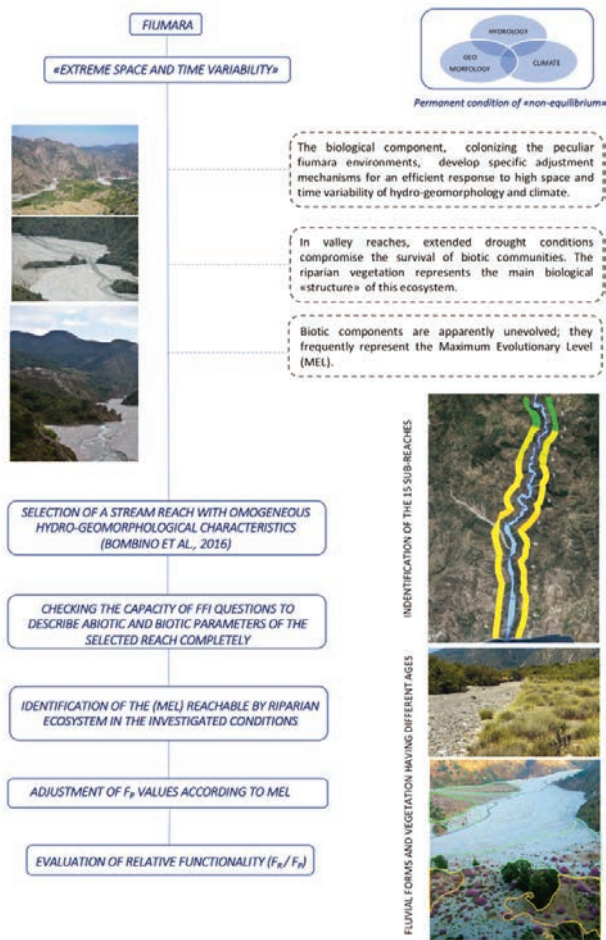


Figure 2. Conceptual model to adapt FFI (Fluvial Functionality Index) to the fiumaras.

Conclusions

The application of FFI in water courses typical of the Mediterranean semi-arid environment (fiumara), has shown some critical issues, mainly due to the difficulty to define the F_p , expressed by the different biotic and abiotic components of these particular hydro-systems. At this aim, by adapting the method proposed by Siligardi et al. (2007), we asses in the studied conditions, the highest evolutionary level achievable by riparian vegetation. The comparison of F_{REL} (F_p/F_r) values shows a clear difference between the two approaches. The calculated F_{REL} with this approach is 10-15% higher than the corresponding values obtained by Siligardi's method and noticeable differences are found in the 4-13 sub-reaches.

Critical points were encountered in the questions 2, 3, 5-8 and 11, due to the condition of "non-equilibrium" affecting the *fiumara* environments. Riparian ecosystems dynamics are constantly changing and their organization, structure and evolution are strongly affected by the long-lasting absence of water flow or, on the contrary, "cleared" by disrupting flash floods.

The results of the investigation show as, in the case of fiumaras, F_{REL} allows to evaluate if the low functionality is attributable to anthropic impacts (and therefore measures can be proposed ecological recovery) or natural factors which, do not require any intervention. This information could also contribute to support control work planning, in order to better integrate them in the context of the riparian ecosystem.

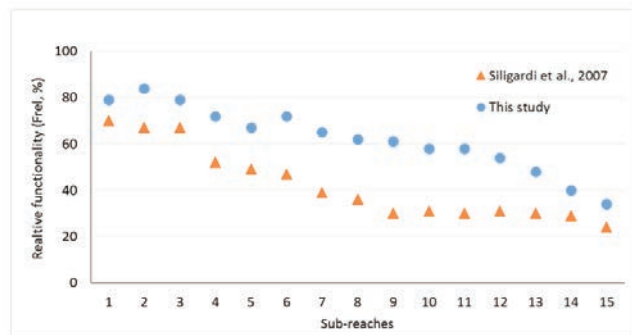


Figure 3. Values of the Relative Functionality (FREL) calculated with the two approach, for the 15 sub-reaches of the Amendolea fiumara.

References

- Allen, T.F.H., Hoekstra, T.W. (1992). Toward a unified ecology. New York, Columbia University press.
- Bombino, G., Tamburino, V., Zimbone, S.M. (2006). Assessment of the effects of check-dams on riparian vegetation in the Mediterranean environment: a methodological approach and applications. *Ecological Engineering*, 27: 134-144.
- Bombino, G., Gurnell, A. M., Tamburino, V., Zema, D. A., Zimbone, S. M. (2009). Adjustments in channel form, sediment calibre and vegetation around check-dams in the headwater reaches of mountain torrents, Calabria, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(7), 1011-1021.

4. Bombino, G., Denisi, P., Fortugno, D., La Fauci, A., Zimbone, S. M. (2011) Contributo all'applicazione dell'IFF in fiumare calabre, *Biologia ambientale*, Articolo in rivista, n. 25, pp. 39-47, ISSN: 1129-504.
5. Braioni, M. G., De Franceschi, P., Braioni, A., Campeol, G., Caloi, S., Grandis, N., Pontiroli, A., Ravanello, P. (2001). New environmental indices for assessing bank quality in the restoration and the sustainable management of a river: the method. *International Journal of Ecohydrology and Hydrobiology*, 1(01).
6. Fortugno, D., Boix-Fayos, C., Bombino, G., Denisi, P., Quiñonero Rubio, J. M., Tamburino, V., & Zema, D. A. (2017). Adjustments in channel morphology due to land-use changes and check dam installation in mountain torrents of Calabria (southern Italy). *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(14), 2469-2483.
7. Ghetti, P. F. (1997). Indice biotico esteso (IBE): i macroinvertebrati nel controllo della qualità degli ambienti di acque correnti: manuale di applicazione. Provincia Autonoma di Trento, Agenzia provinciale per la protezione dell'ambiente.
8. Guericchio, A., Melidoro, G. (1996). Rischi da grandi frane nella fascia costiera adriatica. In: Int. Conf. "Prevention of Hydrogeological Hazard: the Role of Scientific Research", CNR, 5th-7th November 1996, Alba (Italy) vol. 1, pp. 317-330.
9. Montuori, C. (1959). Sulla convenienza degli sbarramenti subalvei in alcuni torrenti calabresi. IV Convegno Italiano di Idraulica e Costruzioni Idrauliche. Padova, 25-27 Maggio 1959.
10. Sabato, L., & Tropeano, M. (2004). Fiumara: a kind of high hazard river. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(10), 707-715.
11. Siligardi, M., Avolio, F., Baldaccini, G., Bernabei, S., Bucci, M.S., Cappelletti, C., Chierici, E., Ciutti, F., Floris, B., Franceschini, A., Mancini, L., Minciardi, M.R., Monauni, C., Negri, P., Pineschi, G., Pozzi, S., Rossi, G.L., Sansoni, G., Spaggiari, R., Tamburro, C., Zanetti, M. (2007). I.F.F. 2007 Indice di Funzionalità Fluviale, *Manuale APAT*, Trento, 325 pp.
12. Vannote, R.L., Minshall, G.W., Cummins, K.W., Sedell, J.R., Cushing, C. E. (1980). The river continuum concept. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 37: 130-137.
13. Viparelli, M., Maione, U. (1959). Sulla sistemazione delle aste terminali di alcuni torrenti calabresi. In Atti del VI Convegno di idraulica e Costruzioni Idrauliche, Padova, 25-27 Maggio 1959.

Un nuovo bacino sperimentale nell'Appennino toscano per l'analisi di processi idrologici ed ecoidrologici

A. Errico,¹ E. Guastini,¹ G. Fabiani,^{1,2} P. Trucchi,¹ G. Zuecco,³ G. Castelli,¹ E. Bresci,¹ F. Preti,¹ M. Borga,³ D. Penna¹

¹Dip. di Scienze e Tecnologie Agrarie, Alimentari, Ambientali e Forestali, Università degli Studi di Firenze;

²Luxembourg Institute of Science and Technology

Sommario

La comprensione dei processi idrologici che regolano gli scambi idrici nel continuum suolo-vegetazione-atmosfera riveste una fondamentale importanza per un'efficace gestione delle risorse idriche e forestali. Nonostante diversi gruppi di ricerca nel mondo, nel passato ed attualmente, si siano focalizzati su queste tematiche attrezzando bacini sperimentali in ambito forestale in diversi contesti climatici e ambientali, alcuni comportamenti idrologici ed ecoidrologici rimangono tuttora poco compresi. Per tentare di affrontare questi temi, a partire dalla primavera del 2018 sono iniziate attività di monitoraggio idrometeorologico in un piccolo bacino idrografico appenninico in Toscana, nel Mugello (FI). La strumentazione correntemente installata comprende una stazione meteorologica posta in zona aperta, due idrometri per la misura dei deflussi, e dieci sonde per la misura del contenuto idrico del suolo a 5, 30 e 50 cm di profondità. I risultati preliminari mostrano una marcata stagionalità dei deflussi, coerente con le caratteristiche climatiche dell'area di studio, che si riflettono in eventi di pioggia più frequenti, umidità del suolo maggiore e deflussi più marcati dal tardo autunno all'inizio della primavera. È evidente una fluttuazione giornaliera del livello idrometrico in relazione all'andamento della radiazione solare, presente solo durante la stagione vegetativa e associato all'assorbimento radicale di acqua da parte della copertura forestale. Le attività sperimentali verranno ampliate durante la stagione vegetativa del 2020 con l'analisi dei flussi traspirativi e della composizione isotopica dello xilema di alcuni esemplari di faggio lungo un versante al fine di ottenere una migliore comprensione dei processi di assorbimento radicale della vegetazione forestale e del ruolo dell'evapotraspirazione sul bilancio idrologico del bacino.

Correspondence: A. Errico, Dip. di Scienze e Tecnologie Agrarie, Alimentari, Ambientali e Forestali, Università degli Studi di Firenze

Key words: bacino sperimentale, monitoraggio idrometeorologico, processi idrologici, evapotraspirazione.

©Copyright: the Author(s), 2019

Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

Introduzione

La vegetazione ricopre un ruolo fondamentale nel ciclo idrologico sia a scala globale sia di bacino idrografico. Essa infatti intercetta la precipitazione, controllando la quantità di acqua che raggiunge e si infiltra nel suolo, influenza la distribuzione spaziale dell'umidità del suolo e dei nutrienti, ed è responsabile degli scambi idrici tra suolo e atmosfera mediante la traspirazione, influenzando quindi anche i meccanismi di generazione del deflusso superficiale e sotterraneo (Schlesinger e Jasechko, 2014). Ne consegue che i cambiamenti di uso del suolo e climatici possono incidere fortemente sulla traspirazione e, quindi, sui deflussi, con evidenti implicazioni anche sui servizi ecosistemici associati ai bacini forestati (Tague *et al.*, 2019; Zhang *et al.*, 2019).

Lo studio dei processi idrologici e biogeochimici è essenziale per contribuire ad affrontare alcuni dei problemi ambientali e sociali attualmente più pressanti, quali la gestione sostenibile delle foreste e delle risorse idriche nei periodi siccitosi e il ripristino degli ecosistemi terrestri ed acquatici (Brooks *et al.*, 2015; Grant e Dietrich, 2017, Keleş, 2019). La letteratura disponibile generalmente concorda sul fatto che riduzioni nella copertura forestale, dovute ad esempio a tagli boschivi, provocano un aumento dei volumi di deflusso, dei picchi di portata e dei fenomeni erosivi (Bates and Henry, 1928; Hewlett and Hibbert, 1961; Troendle and King, 1985; Andreassian, 2004; Bathurst *et al.*, 2011). Questi effetti sono tuttavia caratterizzati da importanti differenze dovute alle condizioni pedologiche, climatiche e alle caratteristiche degli eventi di afflussi-deflussi presi in considerazione, che dimostrano come la comprensione dei meccanismi di generazione di deflusso in bacini forestati non sia ancora del tutto chiara.

Vari autori hanno spesso sottolineato l'importanza del monitoraggio nel lungo periodo di diverse variabili ecologiche, idrometeorologiche e biogeochimiche presso bacini sperimentali (Brantley *et al.*, 2017; Grant e Dietrich, 2017). Ciò è necessario sia per testare e sviluppare nuove ipotesi (Burt e McDonnell, 2015), al fine di comprendere meglio i processi nella zona critica, per sviluppare nuovi modelli concettuali e parametrizzare correttamente i modelli eco-idrologici esistenti (Faticchi *et al.*, 2016).

In Italia sono presenti diversi bacini sperimentali in aree a clima alpino e qualcuno in aree a clima prettamente mediterraneo. L'ambiente appenninico settentrionale e centrale, tuttavia, è privo di un impianto di monitoraggio caratterizzato da quote significative e da una copertura forestale molto densa composta principalmente da latifoglie decidue (specie quercine, castagno e faggio). Emerge quindi la necessità di allestire un bacino strumentato anche in centro Italia, in ambito appenninico, che funga da ponte e confronto tra i bacini alpini e prealpini e quelli prettamente mediterranei.

Questa memoria si prefigge di presentare l'apparato di monitoraggio idrometeorologico recentemente installato in un piccolo bacino forestato dell'Appennino toscano-emiliano, descrivere gli studi idrologici ed ecoidrologici in atto, e illustrare alcuni risultati preliminari.

Area di studio: il bacino del Re della Pietra

Il bacino sperimentale del Re della Pietra (Fig. 1) è situato nell'Appennino toscano-emiliano, in località Rincine (FI). Il torrente del Re della Pietra è un tributario del Torrente Rincine, che confluisce in sinistra idrografica nel Fiume Sieve, uno dei maggiori tributari nel bacino del Fiume Arno. Il bacino sperimentale ha una superficie di 1.3 km² e un'altimetria che varia fra 620 e 1360 m s.l.m. La precipitazione media annua nella zona si attesta sui 900 mm circa e il clima è mediterraneo montano. Il bacino è coperto per la quasi totalità da boschi, rappresentati prevalentemente da fustaie di latifoglie decidue, in particolare faggio e cerro, gestiti dall'Unione dei Comuni di Valdarno e Valdisieve. La porzione sommitale del bacino ricade anche all'interno del comprensorio del Parco Nazionale delle Foreste Casentinesi. La litologia prevalente è costituita da rocce arenarie della formazione del Monte Falterona. I suoli sono generalmente ben strutturati, profondi e presentano tessiture franco-grossolane.

Monitoraggio idrometeorologico

Nel bacino vengono monitorate in continuo, a partire da aprile 2018, le seguenti variabili idrometeorologiche: precipitazione, temperatura dell'aria, pressione atmosferica, velocità e direzione del vento, radiazione solare e umidità relativa presso una stazione meteorologica posta in una radura a quota 983 m s.l.m.; livello idrometrico in due sezioni del torrente principale (C3, a quota 630 m s.l.m., C1 a quota 810 m s.l.m.); e contenuto idrico volumetrico del suolo a diverse profondità lungo un transetto ripario-versante presso un piccolo tributario effimero in destra del torrente principale (a 820-830 m s.l.m.). Tutti gli strumenti di misura registrano con una scansione temporale di 5 minuti durante l'estate (per catturare le eventuali rapide dinamiche idrologiche dovute a fenomeni meteorologici convettivi tipicamente estivi) e di 10 minuti durante la stagione autunno-invernale-primaverile. La posizione degli strumenti è riportata in Figure 1. In aggiunta, vengono raccolti mensilmente campioni di acqua di torrente in tre punti diversi dell'asta principale, di suolo in due punti (a 30 e 50 cm di profondità) tramite lisimetri a suzione, di sorgente in due punti del bacino e di precipitazione. Tali campioni vengono utilizzati per l'analisi della composizione isotopica (²H e ¹⁸O) al fine della determinazione dei componenti del deflusso e dei tempi di residenza dell'acqua. Contestualmente alla raccolta manuale dei campioni per analisi isotopiche viene effettuata la misurazione della conducibilità elettrica da utilizzare come tracciante idrologico ancillare.

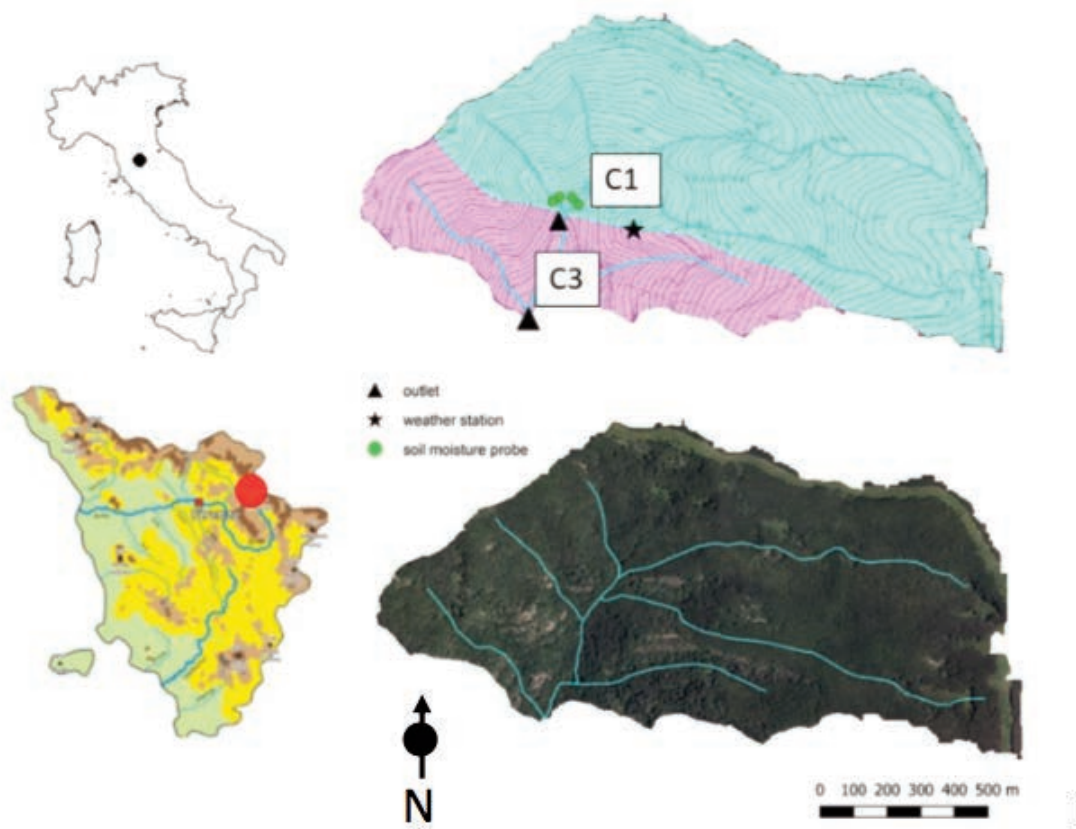


Figura 1. Mappa dei due sottobacini di Re della Pietra sottesi agli idrometri C1 (azzurro) e C3 (viola), con relativa posizione della strumentazione principale.

Monitoraggio dei deflussi

Nel periodo di minor deflusso del corso d'acqua (luglio-settembre 2018) sono stati installati due idrometri presso le sezioni di misura C1 e C3, ubicate nella parte alta del bacino, e allestite in corrispondenza di due sottoattraversamenti di viabilità forestale realizzati con tubi prefabbricati in acciaio zincato ondulato (*culvert*). Il bacino sotteso a C1 presenta una superficie di 1.0 km², mentre il bacino sotteso a C3, che comprende interamente il bacino C1, presenta una superficie di 1.3 km². In futuro si prevede l'installazione di un terzo idrometro ubicato alla sezione di chiusura del bacino del Re della Pietra presso l'abitato di Rincine, a cui è sotteso un bacino di 2 km². In Fig. 1 è riportata la perimetrazione dei due bacini e la posizione delle sezioni C1 e C3.

Ciascun *culvert* di sottoattraversamento è stato dotato di un sistema di derivazione dell'acqua, che ha permesso di installare un misuratore di livello al di fuori del *culvert* stesso, al riparo da possibili urti causati dal trasporto solido. Il livello idrometrico all'interno di ogni derivazione, che riflette il livello all'interno del *culvert*, è misurato tramite un trasduttore di pressione. In corrispondenza dei due *culvert* sono stati effettuati rilievi topografici finalizzati alla quotatura del sistema di misurazione dei livelli e alla ricostruzione modellistica dell'andamento del pelo libero in condizioni di moto permanente (modellazione in *HEC-RAS*). In tal modo, stimando da tabella la scabrezza del *culvert*, è in fase di costruzione la scala di deflusso di ciascun *culvert*, necessaria alla conversione dei valori di tirante in portate. Le scale di deflusso derivate dalla modellazione verranno validate con misure dirette della portata realizzate tramite misurazione della velocità della corrente, metodo della diluizione salina in diverse condizioni idrologiche, e misure volumetriche per le portate più basse.

Monitoraggio dell'umidità del suolo

Il contenuto idrico volumetrico del suolo viene monitorato in

continuo tramite 10 sonde FDR (*Frequency Domain Reflectometry*) posizionate su due piccoli transetti ripario-versante di un tributario a monte della sezione C1, considerato rappresentativo del suolo e della topografia del bacino. Le sonde sono installate a 5, 30 e 50 cm su entrambi i transetti. In aggiunta, allo scopo di validare queste misure puntuali su un'area più estesa e di valutare la variabilità spazio-temporale dell'umidità del suolo, da febbraio a luglio 2019 sono state effettuate 33 misurazioni manuali dell'umidità del suolo a due profondità (7.6 e 20 cm) su due griglie di 32 punti ciascuna e di area di 288 m² nella zona a monte di C1, tramite una sonda portatile TDR (*Time Domain Reflectometry*). Questi dati saranno utilizzati per verificare la stabilità temporale dei campi spaziali di contenuto idrico a due profondità e per corroborare le misure in continuo ottenute a scala puntuale.

Determinazione del Leaf Area Index

A settembre 2018 sono state effettuate riprese fotografiche emisferiche (con obiettivo *fish-eye* di 8 mm di lunghezza focale) in 14 siti spazialmente distribuiti all'interno del bacino allo scopo di ricavare una prima distribuzione del LAI (*Leaf Area Index*). I siti sono stati scelti come rappresentativi di diverse tipologie di copertura forestale e le riprese sono state combinate a rilievi dendrometrici. I rilievi LAI saranno ripetuti periodicamente al fine di monitorare l'evoluzione della copertura durante la stagione vegetativa e, se possibile, nel corso di diversi anni.

Risultati preliminari

L'osservazione dei primi dati idrometeorologici ottenuti evidenzia una chiara stagionalità degli afflussi, dei deflussi e della risposta idrologica del bacino. Nel periodo tardo autunnale, invernale e inizio primaverile, i livelli idrometrici di base sono tenden-

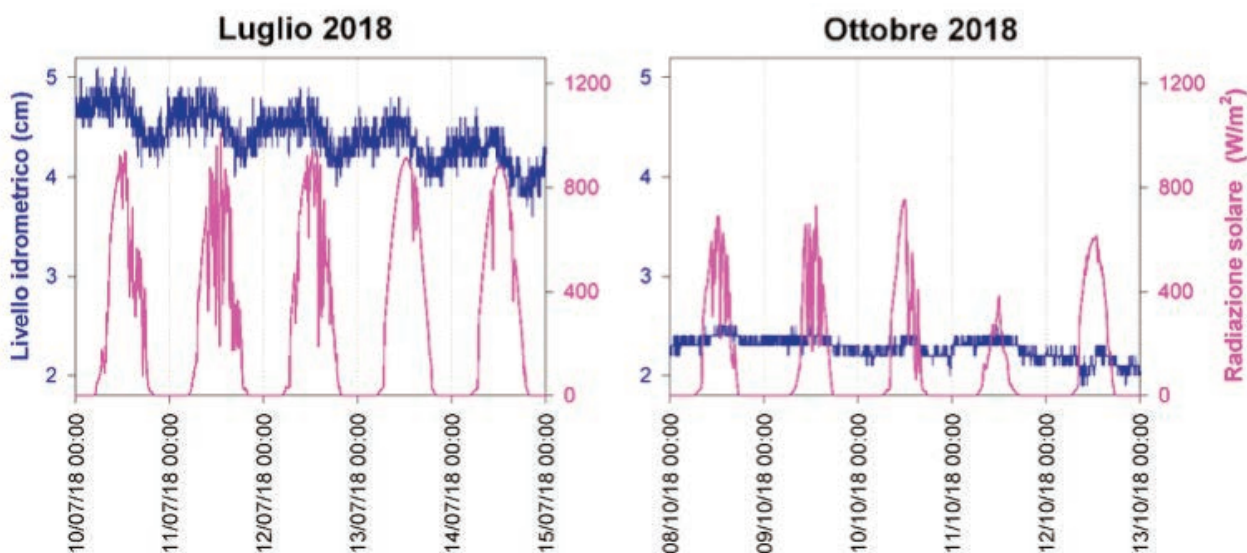


Figura 2. Andamento della radiazione solare e del livello in C3: nel grafico di sinistra nel mese di luglio, in destra nel mese di ottobre 2018. Si nota la fluttuazione giornaliera del livello, in estate molto più marcata a causa della maggiore attività evapotraspirativa delle piante. Da notare che il sistema di acquisizione dei tiranti idrici nei *culvert* determina un leggero rumore di fondo per livelli più bassi, probabilmente legato alla irregolarità del pelo libero causata dall'ondulazione del *culvert*.

zialmente maggiori (circa 12-15 cm) rispetto al periodo tardo primaverile, estivo e di inizio autunno (tipicamente 4-5 cm). Gli eventi di precipitazione sono più intensi e concentrati d'estate e più lunghi e abbondanti da novembre a maggio, creando nel primo caso idrogrammi con rami di concentrazione e recessione molto ripidi e picchi marcati, e, nel secondo caso, idrogrammi a più picchi e con recessioni più lente. È interessante notare come, nel periodo estivo, in assenza di precipitazioni e quindi in presenza di elevata radiazione solare, si verificano delle chiare fluttuazioni giornaliere del livello idrometrico, con escursioni fino a quasi 1 cm (Figura 2, pannello a sinistra) e in alcuni casi anche maggiori, e quindi di un ordine di grandezza superiore rispetto all'errore strumentale (± 1 mm). Tali oscillazioni divengono molto più contenute nel periodo autunnale (Figura 2, pannello a destra). In particolare, combinando la misura del livello con quella della radiazione solare, tipicamente in fase con i flussi traspirativi delle specie forestali (Deutscher *et al.*, 2016), si osserva come vi sia un leggero sfasamento temporale fra i due cicli, di ampiezza circa costante tutti i giorni (Figura 2, pannello a sinistra). Tali oscillazioni, in linea con osservazioni in altri bacini forestati (Schwab *et al.*, 2016), sono da attribuirsi all'attività evapotraspirativa della vegetazione forestale, che rappresenta la quasi totalità dell'uso del suolo nel bacino del Re della Pietra, e che durante la fase diurna assorbe significativamente acqua soprattutto dalla zona molto umida nell'area ripariale del torrente. Ulteriori analisi e conferme di tale processo potranno essere ottenute con l'installazione di sonde per il monitoraggio del flusso linfatico in esemplari di faggio, in diverse posizioni lungo un versante, previste per l'anno 2020.

Altre elaborazioni di dati attualmente in corso sono volte all'analisi della risposta idrologica del bacino, soprattutto in termini di relazione afflussi-deflussi, tenendo anche in considerazione le condizioni iniziali di umidità del suolo. Inoltre, sono in fase di preparazione mappe interpolate di umidità del suolo per l'analisi della stabilità temporale dei campi spaziali e della validazione delle misure puntuali a scala di versante. In futuro verranno eseguite le analisi di laboratorio per la determinazione della composizione isotopica dei campioni di acqua raccolti da diversi comparti idrologici nel bacino al fine della quantificazione delle diverse componenti del deflusso.

Conclusioni

Il notevole interesse che l'idrologia forestale riveste internazionalmente, la presenza di problemi irrisolti in idrologia che riguardano la scala di bacino e il ruolo della vegetazione sui flussi idrici (Blöschl *et al.*, 2019) e la mancanza di un sito sperimentale appenninico ha portato alla installazione, a partire dal 2018, di un nuovo bacino sperimentale forestato in Mugello, nella montagna fiorentina. L'obiettivo è che tale sito possa diventare un osservatorio di lungo termine dei principali processi idrologici ed ecidrologici a scala di bacino idrografico, e che possa costituire un laboratorio di campo dove affrontare, anche in collaborazione con ricercatori provenienti da discipline affini, temi di natura interdisciplinare che permettano di osservare i meccanismi fisici dei bacini forestali con una prospettiva olistica e quindi di avanzare la conoscenza sul loro funzionamento idrologico.

Bibliografia

1. Andreassian, V. (2004) Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology* 291 (1-2), 1-27.10.1016/j.jhydrol.2003.12.015
2. Bates, C.G. and Henry, A.J. (1928). Forest and stream flow at Wagon Wheel Gap, Colorado. Final report. *Mon. Weath. Rev. Suppl.*, 30, pp.1-79
3. Bathurst, J.C., Iroumé, A., Cisneros, F., Fallas, J., Iturraspe, R., Gaviño Novillo, M., Urciuolo, A., de Bièvre, B., Guerrero Borges, V., Coello, C., Cisneros, P., Gayoso, J., Miranda, M., Ramírez, M. (2011). Forest impact on floods due to extreme rainfall and snowmelt in four Latin American environments 1: Field data analysis. *Journal of Hydrology*, Volume 400, Issues 3–4, 281-291, ISSN 0022-1694, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.11.044>.
4. Blöschl G., Bierkens M. F. P., Chambel A., Cudennec C., Destouni G. et al., (2019). Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) – a community perspective. *Hydrological Sciences Journal*, 64:10, 1141-1158 <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1620507>
5. Brantley, S. L., Eissenstat, D. M., Marshall, J. A., Godsey, S. E., Balogh-Brunstad, Z., Karwan, D. L., Papuga, S. A., Roering, J., Dawson, T. E., Evaristo, J., Chadwick, O., McDonnell, J. J., and Weathers, K. C. (2017). Reviews and syntheses: on the roles trees play in building and plumbing the critical zone, *Biogeosciences*, 14, 5115–5142, <https://doi.org/10.5194/bg-14-5115-2017>.
6. Brooks P.D., Chorover J., Fan Y., Godsey S.E., Maxwell R.M., McNamara J.P., and Tague C. (2015). Hydrological partitioning in the critical zone: Recent advances and opportunities for developing transferable understanding of water cycle dynamics. *Water Resources Research* 51 (9): 6973-6987
7. Burt, T. P., and McDonnell, J. J. (2015). Whither field hydrology? The need for discovery science and outrageous hydrological hypotheses, *Water Resour. Res.*, 51, 5919–5928, doi:10.1002/2014WR016839.
8. Deutscher, J., Kupec, P., Dundek, P., Holík, L., Machala, M., and Urban, J. (2016). Diurnal dynamics of streamflow in an upland forested micro-watershed during short precipitation-free periods is altered by tree sap flow. *Hydrol. Process.*, 30: 2042–2049. doi: 10.1002/hyp.10771.
9. Elliott, K. J., Caldwell, P. V., Brantley, S. T., Miniati, C. F., Vose, J. M., and Swank, W. T. (2017). Water yield following forest–grass–forest transitions, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 981-997, <https://doi.org/10.5194/hess-21-981-2017>.
10. Faticchi, S., Vivoni, E., Ogden, F., Ivanov, V., Mirus, B., Gochis, D., Downer, C., Camporese, M., Davison, J., Ebel, B., Jones, N., Kim, J., Mascaro, G., Niswonger, R., Restrepo, P., Rigon, R., Shen, C., Sulis, M., Tarboton, D. (2016). An overview of current applications, challenges, and future trends in distributed process-based models in hydrology. *Journal of Hydrology*. 537. 10.1016/j.jhydrol.2016.03.026.
11. Grant, G. E., and Dietrich, W. E. (2017). The frontier beneath our feet, *Water Resour. Res.*, 53, 2605–2609, doi:10.1002/2017WR020835.
12. Hewlett, J. D., and Hibbert, A. R. (1963). Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage, *J. Geophys. Res.*, 68(4), 1081–1087, doi:10.1029/JZ068i004p01081.

13. Keleş S. (2019). An assessment of hydrological functions of forest ecosystems to support sustainable forest management, *Journal of Sustainable Forestry*, 38:4, 305-326, DOI: 10.1080/10549811.2018.1547879
14. Schlesinger, W. & Jasechko, S. (2014). Transpiration in the global water cycle. *Agricultural and Forest Meteorology*. s 189–190. 115–117. 10.1016/j.agrformet.2014.01.011.
15. Schwab, M., Klaus, J., Pfister, L., and Weiler, M. (2016). Diel discharge cycles explained through viscosity fluctuations in riparian inflow, *Water Resour. Res.*, 52, 8744– 8755, doi:10.1002/2016WR018626.
16. Tague, CL, Moritz, M, Hanan, E. (2019). The changing water cycle: The eco-hydrologic impacts of forest density reduction in Mediterranean (seasonally dry) regions. *WIREs Water*.6:e1350. <https://doi.org/10.1002/wat2.1350>
17. Troendle, C.A., and King, R. M. (1985). The effect of timber harvest on the Fool Creek watershed, 30 years later. *Water Resources Research*. 21(12): 1915-1922.
18. Zhang, M., Liu, N., Harper, R., Li, Q., Liu, K., Wei, X., Ning, D., Hou, Y., Liu, S. (2017). A global review on hydrological responses to forest change across multiple spatial scales: Importance of scale, climate, forest type and hydrological regime, *Journal of Hydrology*

Ecohydrological dynamics and origin of water sources in a small pre-Alpine catchment

G. Zuecco,¹ C. Marchina,^{1,2} A. Amin,¹ J. Frentress,³ Y. Gelmini,¹ F. Comiti,³ D. Penna,⁴ M. Borga¹

¹Department of Land, Environment, Agriculture and Forestry, University of Padova; ²Department of Physics and Earth Science, University of Ferrara; ³Faculty of Science and Technology, Free University of Bozen-Bolzano; ⁴Department of Agriculture, Food, Environment and Forestry, University of Florence (Italy)

Abstract

Estimating the fraction of precipitation returning to the atmosphere as evapotranspiration, recharging groundwater, and flowing as surface runoff is a crucial issue in catchment ecohydrological studies. The presence of different water pools stored in a catchment has major implications on the understanding of water cycling, and calls for research on processes governing soil water movement and storage, as well as interactions between the various water sources and plants. In this study, we used hydrometric and isotope data from a forested catchment in the Italian pre-Alps to i) investigate the temporal dynamics of shallow water table and sap flow, and ii) analyze the differences in the isotopic composition of the water sources in the catchment. The hydrometeorological monitoring took place in the 2.4-ha Ressi catchment, Veneto Region. The catchment, located in the Italian pre-Alps, is covered by a deciduous forest, with beech, chestnut, hazel and maple as the main tree species; the climate is humid-temperate. Streamflow was measured at the outlet, while rainfall, air temperature, air relative humidity, solar radiation and wind speed were recorded in an open area. Sap flow in beech trees, soil moisture and depth to water table were measured continuously at multiple locations in the hillslope and the riparian zone. Water samples for isotopic analysis were taken from bulk precipitation, stream water, groundwater and soil water by suction cups in the riparian zone. Soil water samples and twigs for xylem water extraction by cryogenic distillation were collected starting in June, 2017. All water samples were analyzed by laser spectroscopy, except xylem water that

was analyzed by isotope-ratio mass spectrometry. Preliminary results show that during dry periods in summer the shallow water table experienced daily fluctuations. We observed that peaks in the water table occurred in the early morning while minima were reached in the early afternoon, generally 1-6 hours after peak sap flow. We relate these fluctuations in the riparian water table to the observed daily variations in sap flow, used as proxy for evapotranspiration.

Stream water, groundwater and soil water extracted by suction cups were isotopically similar to rain water and aligned to the local meteoric water line. Soil water obtained by cryogenic distillation showed an evaporation signature, especially on the hillslope. This suggests that soil water sampled by suction cups and the one extracted by cryogenic distillation are stored differently in the soil, likely due to different soil water tension, and hillslopes tend to store less mobile soil water compared to the riparian zone. The isotopic composition of xylem had a large temporal and tree-species variability, but xylem mainly plotted together with soil water obtained by cryogenic distillation. This indicates that xylem was more similar to the tightly-bound soil water rather than the more mobile soil water, groundwater and stream water.

Introduction

Recent estimates showed that plant transpiration accounts globally for about 39% of precipitation on land and about 61% of evapotranspiration (Schlesinger and Jasechko, 2014). At the catchment scale, vegetation transpiration is a major control on local microclimate and rainfall, and has a direct impact on water balance, runoff regimes and groundwater storage (Laurance, 2007; Evaristo *et al.*, 2015). Quantifying the fraction of precipitation returning to the atmosphere as evapotranspiration, recharging groundwater, and flowing as surface runoff is still a key issue in catchment ecohydrological studies.

Water stable isotopes have proven to be useful tracers to determine the origin of water taken up by plants (e.g., Evaristo *et al.*, 2015; Barbeta and Peñuelas, 2017; Penna *et al.*, 2018), quantify the relative contributions of water sources to stream runoff and investigate how water moves through a hillslope or a catchment. Recent works have observed that streams and vegetation appear to return different pools of water to the hydrosphere (McDonnell, 2014; Hervé-Fernández *et al.*, 2016). The presence of different water pools in a catchment has major implications on our understanding of water cycling (Bowen, 2015), and calls for more research on processes governing soil water movement and storage, as well as interactions between soil and plants.

In this study, we used hydrometric and isotopic composition data from a forested catchment in the Italian pre-Alps to i) inves-

Correspondence: Giulia Zuecco, Department of Land, Environment, Agriculture and Forestry, University of Padova, via dell'Università 16, 35020 Legnaro (PD), Italy, +39 049 8272674, E-mail: giulia.zuecco@unipd.it

Acknowledgements: This research is part of the project "Ecohydrological Dynamics and Water Pathways in Forested Catchments" (Bando Starting Grants 2015), funded by Fondazione Cariparo. Giulia Zuecco also acknowledges the research project "SILVA - Water fluxes between soil, vegetation and atmosphere: a comparative analysis in two Italian forested catchments", funded by Premio Florisa Melone 2018 assigned by the Italian Hydrological Society.

©Copyright: the Author(s), 2019
Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

tigate the temporal dynamics of shallow water table and sap flow, and ii) analyze the differences in the isotopic composition of the water sources in the catchment.

Study area

The ecohydrological monitoring took place in the 2.4-ha Ressi catchment (Fig. 1), located in the Italian pre-Alps (Penna *et al.*, 2015; Zuecco *et al.*, 2016). Elevations range from 598 to 721 m a.s.l., average slope is 31°, while the aspect is predominantly north-west. Average annual precipitation in the period 1992-2007 was 1695 mm, while average annual temperature was 9.7 °C. The entire catchment is covered by a deciduous forest, with beech, chestnut, hazel and maple as the main tree species. The lithology in the Ressi catchment consists of rhyolites and dacites from Triassic volcanic extrusions (Sedeà *et al.*, 1986). Soils are classified as Cambisol; the shallow soil layer (0-10 cm) has a sandy clay loam texture, while deeper in the profile, the soil has a sandy clay texture (Penna *et al.*, 2015).

Materials and Methods

The hydrological monitoring

The hydrometeorological monitoring in the Ressi catchment

started in August 2012. Streamflow was measured continuously at the outlet, while rainfall, air temperature, global solar radiation, relative air humidity and wind speed were monitored in an open area (Figure 1). Soil moisture was recorded at multiple depths (at 0-30 cm depth and horizontally at 15, 30 and 45 cm depths) and at five locations within the hillslope and five in the riparian zone. Depth to water table was measured in two piezometers installed in the hillslope and four in the riparian zone. Sap flow was monitored using Granier sensors (Granier, 1985) in two beech trees located in the riparian zone, and one beech tree and one chestnut tree on the hillslope starting in July, 2017 (Figure 1). In this study, we have analyzed the daily temporal dynamics of shallow groundwater and sap flow during summer days without rainfall. We considered only two piezometers (installation depth of 1.8 and 2.0 m) in the riparian zone where depth to water table could be measured all year round (even during very dry periods), and sap flow recorded in the two beech trees located in the riparian zone.

Sampling of water sources for isotopic analyses

Water samples for isotopic analyses were taken monthly from bulk precipitation, approximately bi-weekly from stream water, shallow groundwater and soil water by two suction cups in the riparian zone. Soil water samples and twigs for xylem water extraction by cryogenic distillation (Koeniger *et al.*, 2011) were collected monthly during the growing season, starting in June, 2017. All water samples were analyzed by laser spectroscopy, except xylem water that was analyzed by isotope-ratio mass spectrometry.

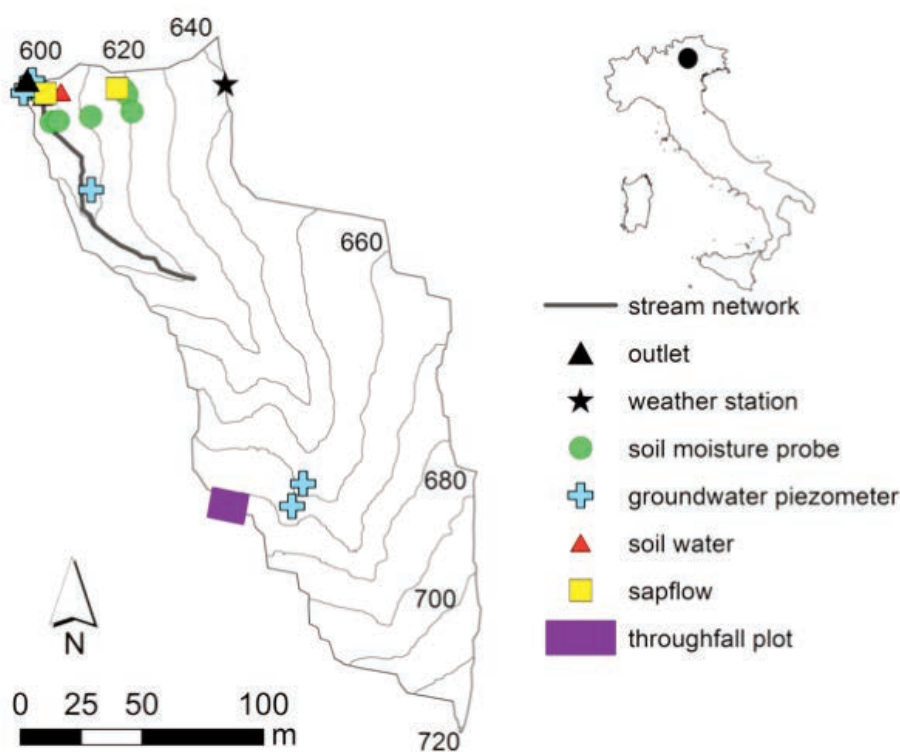


Figure 1. Location of the measurements in the Ressi catchment, and location of the study area in Italy.

Results and Discussion

Temporal dynamics of the shallow water table and sap flow

Results show that during dry periods in summer the shallow water table experienced daily fluctuations. We observed that peaks in the water table occurred in the early morning while minima were reached in the early afternoon, after peak sap flow. We relate these fluctuations in the riparian water table to the observed daily variations in sap flow, used as proxy for evapotranspiration (Gribovski *et al.*, 2010; Fan *et al.*, 2014). Time lags between daily peak sap flow and minima in the riparian water table generally occurred within 6 hours, but there were differences between the two groundwater locations. For the piezometer located closer to the stream network, minimum water table generally lagged peak sap flow of 1-6 hours, while time lags between the peak sap flow and the water table at the second piezometer mostly were lower than 2 hours. These results highlight that there could be a large temporal variability in the relation between shallow water table and sap flow, leading to complex hysteretic behaviours (Zuecco *et al.*, 2016). Recent studies (e.g., Gimenez *et al.*, 2019; Wang *et al.*, 2019) have found hysteretic relations between sap flow and different meteorological (e.g., air temperature, vapour pressure deficit, net radiation) and ecophysiological variables (e.g., leaf temperature, leaf water potential) highlighting different dynamics and controls of water stored in plant trunks. Based on these results, further research in the Ressi catchment should investigate seasonal changes in the hysteretic relations between sap flow and water table and between

sap flow and meteorological variables to understand the main controls on plant transpiration and how this influences water available for groundwater recharge.

Isotopic composition characterization of the water sources

The isotopic composition of stream water was similar to that of riparian groundwater during baseflow (Figure 2), while tended to reflect the isotopic signature of rain water during rainfall-runoff events. Stream water, groundwater and soil water extracted by suction cups were isotopically similar to rain water and aligned to the Local Meteoric Water Line (LMWL; $\delta^2\text{H} = 8.0 * \delta^{18}\text{O} + 13.7$, $R^2 = 0.96$, $n = 61$). Conversely, soil water obtained by cryogenic distillation showed an evaporation signature, especially on the hillslope where soil moisture was lower and soil water could be extracted by suction cups only during or just after a large rainfall event. This suggests that soil water sampled by suction cups and extracted by cryogenic distillation are stored differently in the soil layers due to the different soil water tension, and hillslopes tend to store less mobile soil water compared to the riparian zone. At greater depths (> 30 cm), soil water extracted by cryogenic distillation was slightly less evaporated and less enriched in heavy isotopes compared to soil water extracted from shallower layers (McDonnell, 2014).

Isotopic composition of xylem water plotted close to soil water obtained by cryogenic distillation, and therefore showing a slight deviation from the LMWL. During the July and August sampling, xylem water was more enriched in heavy isotopes in agreement with the signature of soil water extracted by suction cups and sum-

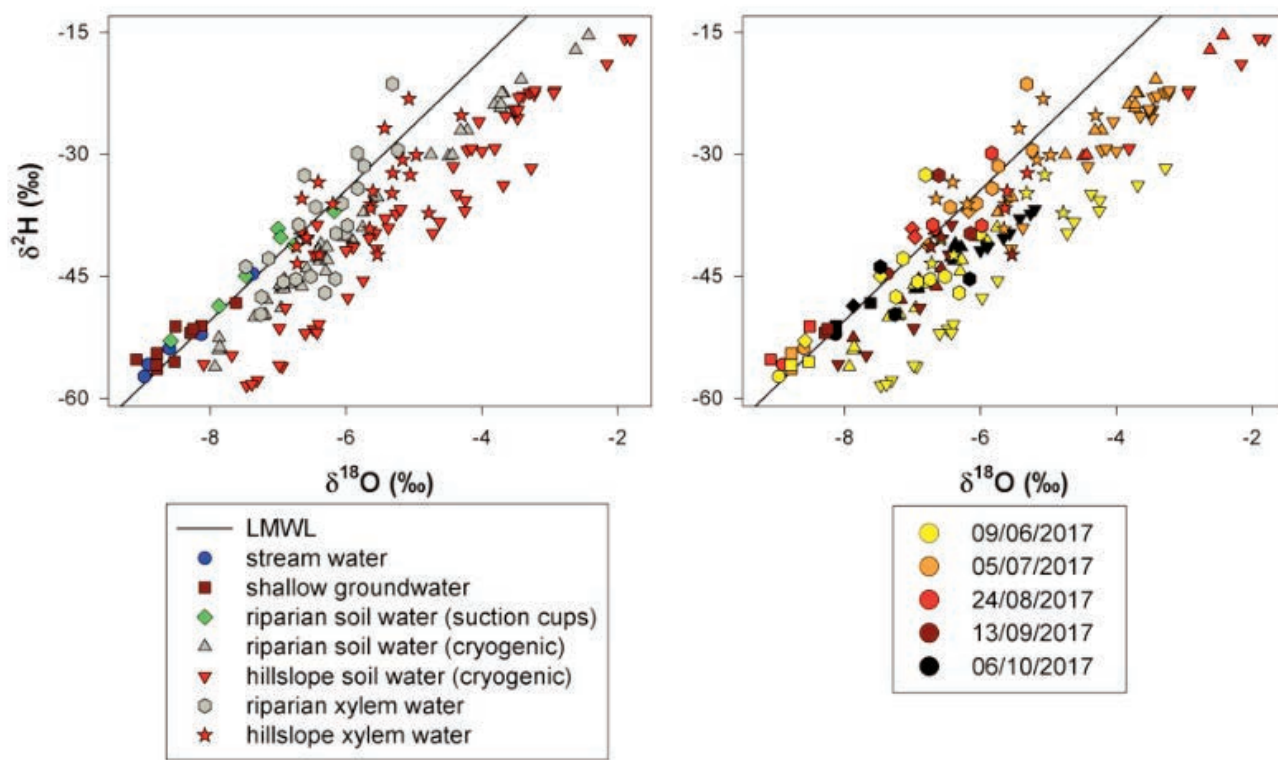


Figure 2. Relation between $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the water sources sampled between June and October 2017 in the Ressi catchment. LMWL was built based on monthly bulk rain water collected between 2012 and 2017.

mer rainfall (Figure 2). Similarly to soil water extracted by cryogenic distillation, xylem water collected from beech and chestnut trees located in the hillslope was more enriched in heavy isotopes compared to xylem water obtained from trees in the riparian zone.

Conclusions

Preliminary data on ecohydrological dynamics in the Ressi catchment show that shallow riparian water table is likely influenced by evapotranspiration, especially during summer days without rainfall. We observed that peaks in the water table occurred in the early morning while minima were reached in the early afternoon, generally 1-6 hours after peak sap flow (used as a proxy of evapotranspiration).

The analysis of the isotopic composition of the different water sources indicates that xylem water and soil water extracted by cryogenic distillation differ from, and are more evaporated than stream water, groundwater and more mobile soil water extracted by suction cups. Furthermore, hillslope soil water displays a more evaporated isotopic signature compared to riparian soil water obtained by cryogenic distillation.

Based on these results, future research in the Ressi catchment should aim to: i) assess the temporal variability of the hysteretic relations between sap flow and the water table, ii) identify the main meteorological and ecophysiological controls of sap flow dynamics, and iii) investigate the seasonal origin of water taken up by trees during the growing season.

References

- Barbeta, A., & Peñuelas, J. (2017). Relative contribution of groundwater to plant transpiration estimated with stable isotopes. *Scientific Reports*, 7, 10580.
- Bowen, G. (2015). The diversified economics of soil water. *Nature*, 525, 43-44.
- Evaristo, J., Jasechko, S., & McDonnell, J.J. (2015). Global separation of plant transpiration from groundwater and streamflow. *Nature*, 525, 91-94.
- Fan, J., Oestergaard, K.T., Guyot, A., & Lockington, D.A. (2014). Estimating groundwater recharge and evapotranspiration from water table fluctuations under three vegetation covers in a coastal sandy aquifer of subtropical Australia. *Journal of Hydrology*, 519, 1120-1129.
- Gimenez, B.O., Jardine, K.J., Higuchi, N., Negrón-Juárez, R.I., Sampaio-Filho, I.d.J., Cobello, L.O., Fontes, C.G., Dawson, T.E., Varadharajan, C., Christianson, D.S., Spanner, G.C., Araújo, A.C., Warren, J.M., Newman, B.D., Holm, J.A., Koven, C.D., McDowell, N.G., & Chambers, J.Q. (2019). Species-specific shifts in diurnal sap velocity dynamics and hysteretic behavior of ecophysiological variables during the 2015–2016 El Niño event in the Amazon forest. *Frontiers in Plant Science*, 10, 830.
- Granier, A. (1985). Une nouvelle méthode pour la mesure des flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Annals of Forest Science*, 42, 193-200.
- Gribovszki, Z., Szilágyi, J., & Kalicz, P. (2010). Diurnal fluctuations in shallow groundwater levels and streamflow rates and their interpretation – A review. *Journal of Hydrology*, 385, 371-383.
- Hervé-Fernández, P., Oyarzún, C., Brumbt, C., Huygens, D., Bodé, S., Verhoest, N.E.C., & Boeckx, P. (2016). Assessing the ‘two water worlds’ hypothesis and water sources for native and exotic evergreen species in south-central Chile. *Hydrological Processes*, 30, 4227-4241.
- Koeniger, P., Marshall, J.D., Link, T., & Mulch, A. (2011). An inexpensive, fast, and reliable method for vacuum extraction of soil and plant water for stable isotope analyses by mass spectrometry. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 25, 3041-3048.
- Laurance, W.F. (2007). Environmental science: Forests and floods. *Nature*, 449, 409-410.
- McDonnell, J.J. (2014). The two water worlds hypothesis: ecohydrological separation of water between streams and trees? *WIREs Water*, 1, 323-329.
- Penna, D., Hopp, L., Scandellari, F., Allen, S.T., Benettin, P., Beyer, M., Geris, J., Klaus, J., Marshall, J.D., Schwendenmann, L., Volkmann, T.H.M., von Freyberg, J., Amin, A., Ceperley, N., Engel, M., Frentress, J., Giambastiani, Y., McDonnell, J.J., Zuecco, G., Llorens, P., Siegwolf, R.T.W., Dawson, T.E., & Kirchner, J.W. (2018). Ideas and perspectives: Tracing terrestrial ecosystem water fluxes using hydrogen and oxygen stable isotopes - challenges and opportunities from an interdisciplinary perspective. *Biogeosciences*, 15, 6399-6415.
- Penna, D., van Meerveld, H.J., Oliviero, O., Zuecco, G., Assendelft, R.S., Dalla Fontana, G., & Borga, M. (2015). Seasonal changes in runoff generation in a small forested catchment. *Hydrological Processes*, 29, 2027-2042.
- Schlesinger, W.H., & Jasechko, S. (2014). Transpiration in the global water cycle. *Agricultural and Forest Meteorology*, 189-190, 115-117.
- Wang, H., Tetzlaff, D., & Soulsby, C. (2019). Hysteretic response of sap flow in Scots pine (*Pinus Sylvestris*) to meteorological forcing in a humid low-energy headwater catchment. *Ecohydrology*, e2125.
- Zuecco, G., Penna, D., Borga, M., & van Meerveld, H.J. (2016). A versatile index to characterize hysteresis between hydrological variables at the runoff event timescale. *Hydrological Processes*, 30, 1449-1466.

Long-term effect on soil solute transport properties in olive mill wastewater (OMW) amended soils under saturated laboratory conditions using the time domain reflectometry (TDR) technique: Preliminary results

A. Comegna,¹ A. Coppola,¹ G. Dragonetti,² A. Sommella³

¹*School of Agricultural Forestry Food and Environmental Sciences (SAFE), University of Basilicata, Potenza, Italy;*

²*Mediterranean Agronomic Institute, Land and Water Division, IAMB, Bari, 70010, Italy;* ³*Department of Agriculture, University of Naples "Federico II", Italy*

Introduction

In the Mediterranean area the olive oil industry is one of the leading sectors of the agricultural economy. Every year, due to olive oil production, more than 30 million m³ of olive mill wastewater (OMW) are produced in the Mediterranean basin. Italy, a major oil-producing country, accounts for ≈2 million m³ of this by-product.^{1,2}

In several countries, untreated OMW is still widely applied on farmland, exploiting the fact that it is rich in valuable nutrients for plants (i.e. phosphorus, potassium, nitrogen, calcium and magnesium). Yet OMW also has high levels of organic matter, suspended solids, toxic phenols and several other elements that may be detrimental to soil physical and chemical properties, and to soil biota in general.^{3,4}

Our research mainly aimed to monitor the effects of OMW on solute transport properties (i.e. pore water velocity v and dispersivity λ) in a soil subjected to different OMW-spreading scenarios. A series of steady-state miscible flow tests were carried out using potassium chloride (KCl) and OMW as tracers. In all the tests the TDR technique was used to monitor tracer movement in soil in terms of impedance (Z) variations. In this sense, as shown extensively elsewhere,⁵⁻⁷ the potential of the TDR technique mainly lies in its high accuracy and spatial resolution, useful for contaminant characterization in soils.

Methods

An *Anthrosol*⁸ from the Puglia region (Italy) was used for this study. In textural terms, the soil comprised 15.7% sand, 11.6%

clay and 72.4% silt, and can be classified as silt-loam (USDA-based soil texture classification). Soil porosity was 0.57%, organic content 1.84% and soil pH 8.37. The main physical and chemical OMW properties are listed in Table 1.

The laboratory apparatus used during the experimentation is schematically illustrated in Figure 1. The experimental apparatus mainly consisted of: i) a soil sample into which a TDR probe connected to a data acquisition system is inserted, and ii) a Mariotte vessel and a rainfall simulator, which provided water and solute, respectively, to the top of the soil.

Three miscible steady-state flow tests (PI, PII and PIII) were carried out on a disturbed soil sample. The soil sample was placed in a PVC container until the desired bulk density of 1.13 g/cm³ was reached in several steps.

Experiments PI and PII were similar. During PI, 20 cm³ of a KCl solution (for which 45 g of KCl were dissolved in 1l of deionized water) were applied to the top of the soil column. During PII 20 cm³ of pure OMW were added. Test PIII was conducted using KCl once again as a tracer. Prior to beginning the latter experiment, the soil sample was suitably conditioned: the sample was first saturated with OMW, and then were kept at a fairly constant temperature of 25°C, for 10 days, using a thermostat box (in order to facilitate microbiological, chemical and physical interactions between the soil and the wastewater); finally, the OMW was completely removed from the soil with water.

During the transport experiments the applied solution was continuously monitored via TDR, and measurements of soil impedance (Z) were acquired. Thus for each transport experiment the breakthrough curve (BTC), Z vs time, was acquired.

Results and Discussion

Figure 2a,b,c show the results of the three leaching tests. For each scenario the TDR-measured impedance BTCs are reported.

The main findings of the transport experiments, in terms of background impedance, minimum impedance, time of solute application and test duration, are summarised in Table 2, while Table 3 shows the estimated hydrodispersive soil parameters.

The time of solute application (t_0) and test duration (t_f) were similar for tests PI and PII, whereas t_0 and t_f increased during test PIII. A similar analysis can be made for pore water velocity v and dispersivity λ , when compared before and after OMW treatment: during test PIII v decreased while the final λ value improved. The high coefficient of determination r^2 indicates good agreement between the measured and the predicted impedance values (for more details on the optimization procedure adopted see^{9,10,11} among others).

Correspondence: Alessandro Comegna, School of Agricultural Forestry Food and Environmental Sciences,
E-mail: alessandro.comegna@unibas.it.

Key words: solute transport, TDR technique, olive mill wastewater, hydrodispersive parameters.

©Copyright: the Author(s), 2019
Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

Conclusions

Leaching experiments were carried out using KCl and OMW. The results showed that the soil sample exhibited clear alteration of its hydrodispersive properties after soil amendment with OMW. In accordance with the results obtained by^{12,13} we may infer that such interactions mainly resulted in a modification of the soil aggregates which produced a more uniform soil texture of smaller pores.

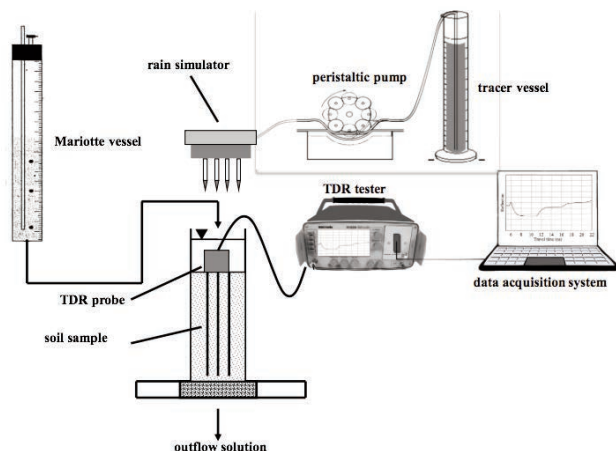


Figure 1. Schematic diagram of the laboratory apparatus developed for the miscible flow tests. The equipment required: i) a rainfall simulator, ii) a peristaltic pump, iii) a Mariotte vessel system, iv) a Tektronix (model 1502C) cable tester, to which a TDR probe is connected.

Table 1. Selected OMW physical and chemical properties used in the laboratory experiments.

| Parameter | Value |
|--|--------|
| pH | 3.85 |
| Electrical conductivity at 20°C (dS/m) | 10.20 |
| Dissolved oxygen (mg/l) | 0.23 |
| Total dissolved solids (mg/l) | 6016 |
| Total nitrogen (mg/l) | 650 |
| Chemical oxygen demand (mg/l) | 110000 |
| Polyphenols (mg/l) | 10400 |

Table 2. Observed impedance values: i) background impedance Z_i , ii) minimum impedance Z_0 , iii) time of solute application (t_0), and iv) test duration (t_f).

| Soil | | Z_i (Ω) | | | Z_0 (Ω) | | | t_0 (min) | | | t_f (min) | | |
|-----------|-------|--------------------|-----|------|--------------------|-----|------|-------------|-----|------|-------------|------|------|
| | | PI | PII | PIII | PI | PII | PIII | PI | PII | PIII | PI | PII | PIII |
| Anthrosol | dist. | 209 | 212 | 219 | 108 | 145 | 99 | 12 | 16 | 140 | 1200 | 1200 | 5265 |

Table 3. Soil transport parameter estimates: i) pore water velocity v (cm/min), ii) coefficient of dispersion $D=\lambda v$ (cm²/min), iii) dispersivity λ (cm), and iv) coefficient of determination r^2 .

| Soil | | Experiment PI | | | | Experiment PII | | | | Experiment PIII | | | |
|-----------|-------|---------------|------|-------------|-------|----------------|-------|-----------|-------|-----------------|-------|-----------|-------|
| | | v^* | D | λ^* | r^2 | v | D | λ | r^2 | v | D | λ | r^2 |
| Anthrosol | dist. | 0.02 | 0.01 | 0.66 | 0.99 | 0.01 | 0.004 | 0.41 | 0.95 | 0.004 | 0.004 | 0.90 | 0.99 |

*The hydrodispersive parameters (v and λ) were estimated from the experimental BTC curves in Figure 2.

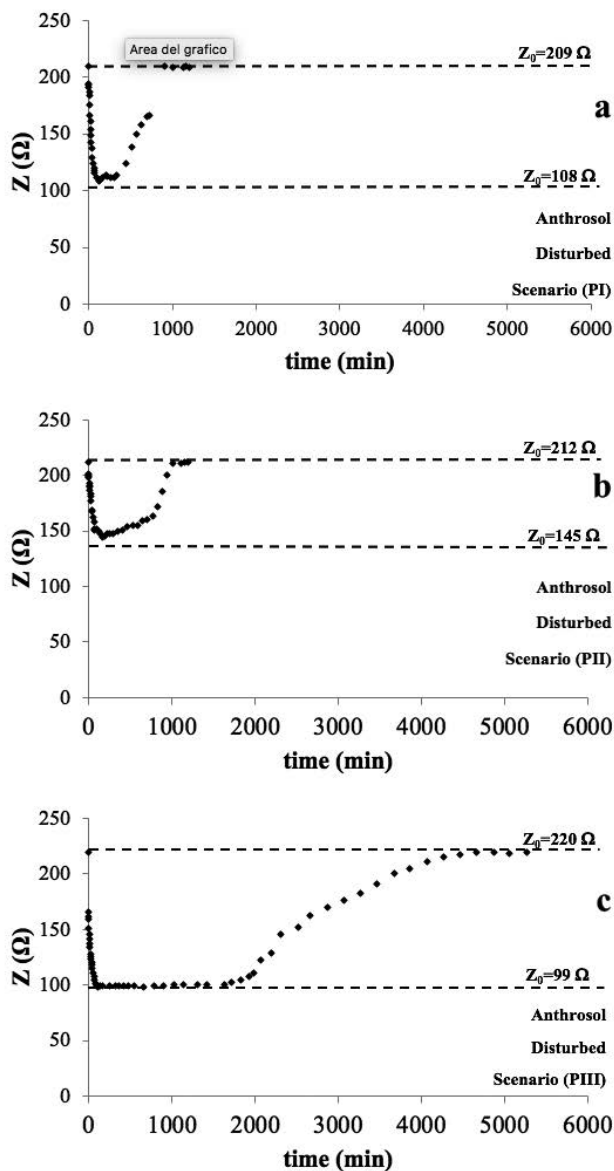


Figure 2. Measured impedance (Z) as a function of time: a) Anthrosol (disturbed) scenario PI, b) Anthrosol (disturbed) scenario PII, and c) Anthrosol (disturbed) scenario PIII.

References

1. Kavvadias V., Doula M., Theocharopoulos S., (2014). Long-term effect on soil of the disposal of olive mill waste waters (OMW). *Environmental Forensic*, 15, 37-51.
2. Mohawesh O., Mohmoud M., Jansen M., Lemartz B., (2014). Effect of irrigation with olive mill wastewater on soil hydraulic and solute transport. *Int. J. Environ. Sci. Technol.*, 3, 1-10.
3. Saadi, I., Laor, Y., Raviv, M., Medina, S. Land spreading of olive mill wastewater: effects on soil microbial activity and potential phytotoxicity. *Chemosphere*, 2007 66, 75–83.
4. Lopez-Pinieiro, A., Fernandez, J., Albarran, A., Rato Nunes, J.M., Barreto, C., Effects of de-oiled two-phase olive mill waste on Mediterranean soils and the wheat crop. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 2008, 72, 424-430.
5. Persson M., Berndtsson R., (2002) Measuring nonaqueous phase liquid saturation in soil using time domain reflectometry. *Water Resour. Res.*, 38, doi: 10.1029/2001WR000523.
6. Comegna, A., Coppola, A., Dragonetti, G., and Sommella, A.. Interpreting TDR signal propagation through soils with distinct layers of nonaqueous-phase liquid and water content. *Vadose Zone J.*, 16, doi:10.2136/vzj2017.07.0141, 2017.
7. Comegna, A., Coppola, A., Dragonetti, G., and Sommella, A. Estimating non-aqueous phase liquid (NAPL) content in variable saturated soils using time domain reflectometry (TDR). *Vadose Zone J.*, 15, doi:10.2136/vzj2015.11.0145, 2016.
8. WRB-FAO. World Reference Base for Soil Resources 2006. A Framework for International Classification, Correlation and Communication, 2, World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome, 2006.
9. Kachanosky R.G., Pringle E., Ward A., (1992). Field measurement of solute travel time using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 47-52.
10. Comegna V., Coppola A., Sommella A., (1999). Nonreactive solute transport in variously structured soil materials as determined by laboratory-based time domain reflectometry (TDR). *Geoderma*, 92, 167-184.
11. Severino G., Comegna A., Coppola A., Sommella A., Santini A., (2010). Stochastic analysis of a field-scale unsaturated transport experiment. *Adv. Water. Resour.*, 33, 1188-1198 doi:10.1016/j.advwatres.2010.09.004.
12. Cox, L., Celis, R., Hermosin, M.C., Becker, A., Cornejo, J., (1997). Porosity and herbicide leaching in soils amended with olive mill wastewater. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 65, 151-161.
13. Mohawesh O., Mohmoud M., Jansen M., Lemartz B., (2014). Effect of irrigation with olive mill wastewater on soil hydraulic and solute transport. *Int. J. Environ. Sci. Technol.*, 3, 1-10

Effetti di differenti metodi irrigui e volumi di adacquamento sullo stato idrico e sullo sviluppo vegetativo estivo di piante di agrumi

L. Franco, A. Motisi, G. Provenzano

Dipartimento di Scienze Agrarie, Alimentari e Forestali, Università degli studi di Palermo, Italy

Abstract

Negli ultimi decenni, per massimizzare l'efficienza d'uso della risorsa idrica in agricoltura, si è cercato di migliorare le performance degli impianti di distribuzione oltre che implementare strategie di gestione che prevedano l'applicazione di condizioni di deficit idrico (DI) durante specifiche fasi del ciclo fenologico delle colture. Per l'applicazione di tali strategie è necessaria la conoscenza specifica del sistema suolo-pianta-atmosfera, in modo da evitare effetti negativi sullo sviluppo vegetativo e di conseguenza sulle produzioni. Obiettivo del lavoro è stato quello di valutare gli effetti di differenti modalità di distribuzione dell'acqua irrigua e volumi di adacquamento sullo stato idrico e sullo sviluppo vegetativo di piante di mandarino (*Citrus reticulata* Blanco, cv. 'Tardivo di Ciaculli'). La sperimentazione è stata condotta in un agrumeto dell'età di circa 30 anni in territorio di Villabate, in provincia di Palermo (38°4'53.4"N, 13°25'8.2"E) nel quale, nel luglio 2017, è stato installato un impianto di subirrigazione costituito da due ali gocciolanti per filare interrate alla profondità di 30 cm, con gocciolatori ad interdistanza di 0,5 m, che erogano la portata di 2,3 l/h alla pressione di 150 kPa. Su una ulteriore porzione di agrumeto è stato invece mantenuto operativo il tradizionale sistema irriguo aziendale del tipo "a baffo" (TI), costituito da due spruzzatori per pianta con portata media di 140 l/h. La porzione irrigata mediante subirrigazione è stata suddivisa in otto parcelle, metà delle quali mantenute in assenza di deficit idrico (FI); nell'altra metà invece sono state applicate condizioni di deficit (DI) nella fase II del ciclo fenologico (1 Luglio-20 Agosto). È stata installata una stazione climatica (Spectrum Technologies, Inc.) ed otto sonde "drill & drop™" (Sentek Pty Ltd) per la misura dei contenuti idrici e delle temperature del suolo a diverse profondità. Nel corso della stagione irrigua lo stato idrico delle piante è stato monitorato nelle diverse tesi mediante camera di Scholander, con misure di potenziale idrico effettuate prima dell'alba (Ψ_{pd}) e nelle ore centrali della giornata (Ψ_{stem}). Alla fine di agosto è stato effet-

tuato il monitoraggio della vegetazione estiva mediante campionamento eseguito su quattro piante per ciascun trattamento irriguo. Le misure di stato idrico e quelle relative alla crescita vegetativa sono state effettuate a partire dal 2018, in modo da permettere alle piante di adattarsi al nuovo sistema irriguo installato nel corso dell'anno precedente. I dati acquisiti hanno permesso di osservare differenze non significative in termini di sviluppo vegetativo estivo tra le tesi FI e TI a fronte di volumi irrigui forniti in FI quantificati nel 12,6% in meno rispetto al trattamento TI. D'altra parte, l'applicazione di condizioni di deficit hanno permesso, rispetto a TI, un risparmio idrico del 45,7% a fronte del quale è stata però osservata una sensibile riduzione dello sviluppo vegetativo estivo. Le indagini sono tuttora in corso, anche al fine di valutare gli eventuali effetti del ridotto sviluppo vegetativo osservato sul trattamento DI sulle future produzioni.

Introduzione

La Food and Agriculture Organization (www.fao.org) stima che nel 2025 i due terzi della popolazione risiederà in aree caratterizzate da limitate risorse idriche nelle quali, inevitabilmente, si accrescerà la competizione per utilizzo delle stesse. L'agricoltura assorbe la maggior parte di queste risorse e, considerata la necessità di adattamento ai cambiamenti climatici, sarà necessario ripensare allo sviluppo agricolo attraverso l'applicazione di strategie e metodi per il miglioramento della sostenibilità delle produzioni, soprattutto quelle in irriguo, per adeguarsi alle continue evoluzioni del sistema.¹

L'aumento dell'efficienza dell'uso della risorsa idrica in agricoltura, è uno degli obiettivi a cui tendere per raggiungere la sostenibilità delle produzioni. Un primo aspetto su cui la ricerca, sia scientifica che industriale, ha dato ampio sviluppo è stato il miglioramento dei materiali e delle tecnologie degli impianti di irrigazione al fine di renderli sempre più efficienti e vantaggiosi, anche economicamente. L'avanzamento delle conoscenze ha permesso di migliorare l'uniformità di distribuzione dell'acqua e nel contempo ridurre i volumi idrici somministrati e l'energia necessaria per gli adacquamenti, favorendo l'adozione di metodi irrigui sempre più efficienti, quale quello di irrigazione localizzata a bassa pressione. Nell'ambito di tale metodo irriguo, la sub-irrigazione (SDI) permette di somministrare l'acqua ed i nutrienti direttamente nel volume occupato dall'apparato radicale delle piante e pertanto limitare le perdite per evaporazione superficiale e percolazione profonda, pur garantendo elevati livelli di produttività.² La SDI, data la posizione interrata e l'assenza di contatto dell'acqua irrigua con la parte edibile della produzione, consente di utilizzare acque non convenzionali, altrimenti inutilizzabili in altri settori.³ Questa tecnica inoltre permette di ottenere valori elevati di efficienza d'uso dell'acqua, spesso superiori al 90%, se associata ad un monitoraggio continuo del sistema e a una corretta stima delle

Correspondence: Loris Franco, Università degli studi di Palermo Viale delle Scienze 12, Ed. 4, 90128 Palermo, Italy
E-mail: loris.franco@unipa.it,

Key words: Deficit idrico, Potenziale xilematico, sub-irrigazione, flusso linfatico, Sistema di supporto alle decisioni

©Copyright: the Author(s), 2019
Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

esigenze della coltura. Al fine di ottimizzare l'efficienza d'uso dell'acqua occorre, da una parte, che il progetto degli impianti irrigui sia finalizzato ad ottenere elevati valori dell'uniformità di distribuzione in campo e dall'altra che durante la gestione si utilizzino strategie irrigue che prevedano l'applicazione di volumi idrici strettamente necessari a sopperire ai consumi della pianta. Tra queste, l'applicazione di condizioni di deficit idrico (DI) durante specifiche fasi del ciclo fenologico delle colture può permettere di ridurre i volumi irrigui senza compromettere il risultato produttivo e, talvolta, di migliorare qualitativamente la produzione.^{4,5}

L'applicazione di strategie che prevedano l'insorgenza di condizioni di deficit idrico per la pianta richiede la conoscenza specifica e approfondita del sistema suolo-pianta-atmosfera, in modo da evitare effetti negativi sullo sviluppo vegetativo della coltura e conseguenze sulle produzioni. La gestione del DI è effettivamente applicabile soltanto se supportata da un sistema di monitoraggio in campo che permetta di conoscere, in tempo reale, le variabili del sistema e lo stato idrico della coltura.⁶ A tal fine, l'utilizzo delle moderne tecnologie dell'informazione e della comunicazione, integrate con la sensoristica di monitoraggio, permette di creare un ambiente intelligente capace di trasferire le informazioni in tempo reale all'agricoltore o al tecnico attraverso specifiche applicazioni fruibili tramite cellulare o computer, permettendo di implementare un efficace sistema di supporto alle decisioni che permetta l'utilizzo di pratiche irrigue avanzate, come appunto l'irrigazione deficitaria.⁷ L'applicazione dell'irrigazione in condizioni di DI, oltre al monitoraggio del sistema suolo-pianta-atmosfera, presuppone la conoscenza delle fasi fenologiche nelle quali la coltura è più sensibile allo stress idrico, in modo da programmare correttamente il periodo idoneo di applicazione. Il DI controllato può essere utilizzato come strumento per ottenere l'equilibrio ottimale tra lo sviluppo vegetativo della chioma e quello delle radici, la crescita dei frutti e la induzione a fiore delle gemme. Tali obiettivi possono essere perseguiti attraverso un'opportuna modulazione dei tempi e dei livelli del periodo di deficit, per avvantaggiarsi della diversa sensibilità, nel corso della stagione, dei principali organi della pianta e dei processi di crescita vegetativa e riproduttiva, e tenendo in considerazione la specificità della coltivazione.⁶

Tuttavia l'applicazione di tale strategia nel lungo periodo, può limitare le riserve della pianta e la crescita dell'apparato radicale portando a una diminuzione generale della capacità di fruttificazione, alla perdita di vigore e conseguentemente alla riduzione della capacità produttiva.⁸ Quindi, la scelta del periodo ottimale dell'applicazione del DI va ponderata, per massimizzarne i benefici. Nel mandarino e nella clementina, l'applicazione del DI durante la fase II della crescita del frutto, corrispondente con il periodo di crescita precoce del frutto, non comporta riduzione significativa della produzione, pur permettendo una riduzione dei volumi irrigui (risparmio economico) e un incremento della qualità dei frutti (aumento del prezzo di vendita).^{9,10} Negli agrumi, più in generale, la gestione in DI si sovrappone temporalmente al periodo di sviluppo vegetativo estivo dove le ridotte disponibilità idriche fornite possono rallentare la normale crescita fino ad arrestarla del tutto in condizioni particolarmente severe. La possibile riduzione ripetuta negli anni dello sviluppo vegetativo estivo può avere rilevanza nelle fasi di crescita, fioritura e fruttificazione degli anni successivi e pertanto risulta utile il monitoraggio degli effetti sul flusso di vegetazione estiva della gestione in DI per valutare eventuali effetti di lungo periodo. Obiettivo del lavoro è stato quello di valutare gli effetti di differenti modalità di distribuzione dell'acqua irrigua e volumi di adattamento sullo stato idrico e sullo sviluppo vegetativo di piante di mandarino (*Citrus reticulata* Blanco, cv. Tardivo di Ciaculli).

Materiali e Metodi

La sperimentazione è stata condotta in un agrumeto dell'età di circa 30 anni, con sesto regolare di 5m per 5m, in territorio di Villabate, in provincia di Palermo (38°4'53.4"N, 13°25'8.2"E). L'agrumeto è stato suddiviso in otto parcelle, metà delle quali mantenute in assenza di deficit idrico (FI), mentre nell'altra metà ha previsto l'applicazione di condizioni di deficit idrico (DI) nella fase II del ciclo fenologico (1 Luglio-20 Agosto), corrispondente al periodo di crescita precoce del frutto per distensione cellulare.

Su ciascuna parcella, nel luglio 2017, è stato installato un impianto di subirrigazione costituito da due ali gocciolanti per file interrate alla profondità di 30 cm, distanziate circa 1,1 m dal tronco, munite di gocciolatori autocompensanti ad interdistanza di 0,5 m, che erogano la portata di 2,3 l/h alla pressione di 150 kPa. L'impianto irriguo di ciascuna parcella è stato completato con elettrovalvole, filtri di settore, sfiati, manometri e contatori per il monitoraggio dei volumi erogati. Su un'ulteriore porzione di agrumeto è stato mantenuto operativo il tradizionale sistema irriguo aziendale del tipo "a baffo" (TI), costituito da due spruzzatori per pianta con portata media di 140 l/h alla pressione di 150 KPa. Sulla condotta di alimentazione del settore, oltre alla valvola di apertura manuale, sono stati installati un manometro ed un contatore volumetrico. Per il monitoraggio delle variabili ambientali è stata installata una stazione climatica (Spectrum Technologies, Inc.), mentre il contenuto idrico e le temperature del suolo a diverse profondità sono state misurate in continuo da otto sonde "drill & drop™" (Sentek Pty Ltd). Il sistema è stato realizzato per permettere l'acquisizione da remoto e in tempo reale dei dati, su pc o su cellulare, tramite l'utilizzo di una specifica applicazione. Inoltre, nel corso della stagione irrigua lo stato idrico delle piante è stato monitorato nelle diverse tesi mediante camera di Scholander, con misure di potenziale effettuate prima dell'alba (*predawn*; Ψ_{pd}) e nelle ore centrali della giornata. Queste ultime sono state effettuate su foglie rese non-traspiranti avvolgendole, almeno due ore prima del prelievo, con pellicola di plastica e con foglio di alluminio, per la stima del potenziale xilematico al livello del fusto (Ψ_{stem}). Il monitoraggio dei flussi linfatici è stato effettuato su quattro alberi, due per tesi (FI e DI), con l'installazione di due sonde tipo Granier per pianta. Alla fine di agosto è stato effettuato il campionamento della vegetazione estiva, eseguito su quattro piante per ciascun trattamento irriguo, su ciascuna delle quali sono state campionate due branche, posizionate rispettivamente sulle porzioni della chioma esposte a Nord e Sud, in modo da valutare i possibili effetti della posizione sul germogliamento. Su queste sono stati campionati tutti i germogli e suddivisi in germogli primaverili e germogli estivi, quindi numerati e misurati per ottenere la percentuale di nuovi germogli estivi (Summer Budding, SB) rispetto al totale dei germogli primaverili. Le misure di stato idrico e quelle relative alla crescita vegetativa sono state effettuate a partire dal 2018, in modo da permettere alle piante di adattarsi al nuovo sistema irriguo installato nel corso dell'anno precedente.

Risultati e Discussione

La stagione irrigua ha avuto inizio a giugno e termine a settembre con il verificarsi di eventi meteorici che hanno reso abbastanza omogeneo il contenuto idrico del suolo delle diverse tesi. L'applicazione delle condizioni di DI è stata limitata al periodo dall'1/07/2018 al 20/08/2018 quando, una successione di eventi piovosi, ha ridotto le differenze tra i valori di potenziale fogliare

registrati nelle diverse parcelle. In tab.1 sono sintetizzati il numero ed il volume degli adacquamenti forniti nelle diverse parcelle ed il risparmio idrico conseguito. Come è possibile osservare, le tesi si differenziano per il numero di adacquamenti effettuati e per le portate distribuite dalle diverse tipologie di impianto. La parcella TI, nella quale è installato il sistema a spruzzo superficiale, è stata caratterizzata da una portata media di 281 l/h con durata degli adacquamenti di circa 2 ore ed un intervallo tra adacquamenti successivi di 14 giorni, mentre le parcelle irrigate in subirrigazione (SDI) sono state caratterizzate da una portata media di circa 43 l/h, fornita con adacquamenti di circa 3,5 h ogni 4 giorni per le parcelle in FI ed ogni 6 giorni per le parcelle mantenute in DI. Le differenze nel numero di adacquamenti tra le tesi FI e DI sono conseguenti alle diverse strategie irrigue che hanno previsto sulle parcelle DI, durante il periodo di applicazione del deficit, adacquamenti ridotti di circa un terzo rispetto alle parcelle FI. Se si confronta il volume stagionale delle parcelle mantenute in FI e DI con quello fornito nella parcella TI, è facile verificare che il risparmio idrico stagionale è risultato rispettivamente pari al 12.6% e al 45.7% (Tabella 1). Le differenti modalità di distribuzione dell'acqua e dei corrispondenti volumi di adacquamento hanno prodotto un diverso comportamento della coltura, sia in termini di stato idrico, che di risposta vegetativa estiva. Con riferimento allo stato idrico della pianta, la Figura 1 mostra, nelle diverse parcelle irrigue, l'andamento del potenziale idrico dell'asse misurato all'alba e nelle ore centrali della giornata. Come è possibile osservare, nonostante i maggiori volumi di irrigazione forniti in TI rispetto alle parcelle SDI, i valori di potenziale hanno evidenziato, soprattutto nei giorni antecedenti gli adacquamenti, livelli di stress da moderato ad elevato. Le differenti modalità di distribuzione dell'acqua e dei corrispondenti volumi di adacquamento hanno prodotto un diverso comportamento della coltura, sia in termini di stato idrico, che di

risposta vegetativa estiva. Con riferimento allo stato idrico della pianta, la Figura 1 mostra, nelle diverse parcelle irrigue, l'andamento del potenziale idrico dell'asse misurato all'alba e nelle ore centrali della giornata. Come è possibile osservare, nonostante i maggiori volumi di irrigazione forniti in TI rispetto alle parcelle SDI, i valori di potenziale hanno evidenziato, soprattutto nei giorni antecedenti gli adacquamenti, livelli di stress da moderato ad elevato. I più elevati livelli di stress in TI sono risultati confrontabili ai corrispondenti ottenuti in DI. Tuttavia, a causa del diverso turno irriguo e dei maggiori volumi forniti in TI, dopo ogni adacquamento, le condizioni idriche della pianta sono state ripristinate, tanto che i potenziali sono risultati simili a quelli misurati in FI. D'altra parte, nelle parcelle mantenute con FI, i valori dei potenziali all'alba (Ψ_{pd}) e nelle ore centrali (Ψ_{stem}) sono risultati pressoché costanti e pari rispettivamente a -4,5 e -12,0 MPa, dimostrando l'assenza di stress idrico durante l'intera stagione irrigua. I frequenti adacquamenti hanno permesso alla pianta di soddisfare le necessità traspirative durante tutta la stagione irrigua nonostante la riduzione del 12% dei volumi applicati rispetto a TI. Con riferimento alle parcelle mantenute in DI, la riduzione dei volumi irrigui somministrati durante il periodo di applicazione del deficit idrico ha comportato un graduale decremento del potenziale, fino al raggiungimento di livelli di stress da moderato ad elevato; tuttavia, i temporali estivi verificatisi in agosto, con volumi intorno a 500 l/pianta, hanno permesso di ridurre le differenze, in termini di potenziale, sia Ψ_{pd} che Ψ_{stem} , tra le parcelle in DI e le altre. Nel periodo conseguente alla stagione irrigua, grazie al susseguirsi di abbondanti eventi piovosi, i valori di potenziale Ψ_{stem} , misurati a mezzogiorno, si sono mantenuti al di sopra di circa -1,0 MPa, evidenziando condizioni ottimali di rifornimento idrico.

Gli effetti sullo sviluppo vegetativo estivo, sintetizzati nella seguente Tabella 2, evidenziano come nelle parcelle TI ed FI si sia

Tabella 1. Sintesi degli adacquamenti effettuati nelle diverse parcelle e risparmio idrico conseguito nella stagione rispetto all'irrigazione tradizionale.

| Tesi | N° di adacquamenti | Ore di irrigazione (h) | Portata per pianta (l/h) | Volume irriguo stagionale (l/pianta) | Risparmio idrico (%) | Risparmio idrico medio (%) |
|------|--------------------|------------------------|--------------------------|--------------------------------------|----------------------|----------------------------|
| TI | 6 | 13,8 | 281,0 | 3864 | - | - |
| FI 1 | 22 | 78,1 | 43,7 | 3412 | 11,7 | 12,6 |
| FI 2 | 22 | 78,1 | 41,2 | 3214 | 16,8 | |
| FI 3 | 22 | 78,0 | 44,2 | 3448 | 10,8 | |
| FI 4 | 22 | 78,0 | 44,0 | 3435 | 11,1 | |
| DI 1 | 15 | 51,0 | 40,3 | 2058 | 46,7 | 45,7 |
| DI 2 | 14 | 50,0 | 42,4 | 2118 | 45,2 | |
| DI 3 | 14 | 46,8 | 45,6 | 2134 | 44,8 | |
| DI 4 | 14 | 46,8 | 44,6 | 2089 | 45,9 | |

Tabella 2. Numero (N), percentuale di germogliamento estivo (SB) e lunghezza dei germogli (L), ottenuti nelle diverse parcelle e differenziati per esposizione.

| Tesi | Germogli | Esposizione Nord | | | | Esposizione Sud | | | |
|------|-------------|------------------|--------|--------|--------|-----------------|--------|--------|--------|
| | | N (-) | SB (%) | L (cm) | L (cm) | N (-) | SB (%) | L (cm) | L (cm) |
| TI | Primaverili | 718 | 41% | 4.20 | 3.27 | 789 | 42% | 3.39 | 2.79 |
| | Estivi | 291 | | 5.20 | 4.24 | 330 | | 6.05 | 5.63 |
| DI | Primaverili | 437 | 19% | 4.24 | 2.38 | 503 | 19% | 4.50 | 2.74 |
| | Estivi | 85 | | 3.92 | 3.58 | 96 | | 5.10 | 7.23 |
| FI | Primaverili | 416 | 43% | 4.73 | 2.83 | 509 | 42% | 4.20 | 2.70 |
| | Estivi | 180 | | 6.00 | 5.24 | 212 | | 6.35 | 7.81 |

riscontrata una analoga percentuale di germogliamento estivo (SB), nonostante le due distinte modalità di distribuzione ed i differenti volumi irrigui stagionali. Le differenze in termini di germogliamento estivo sono state più marcate nelle parcelle DI nelle quali, a causa delle progressive condizioni di deficit idrico, si è manifestata una riduzione del flusso di crescita, che è risultato pari a circa la metà di quello riscontrato nelle parcelle TI ed FI. Analoga circostanza è stata osservata anche con riferimento ai flussi linfatici. La Figura 2 mostra gli andamenti temporali della densità di flusso linfatico misurati nelle parcelle FI e DI. Come è possibile osservare, le den-

sità di flusso misurate nelle parcelle in DI, nel periodo di applicazione del deficit idrico, sono risultate dell'ordine del 20-25% in meno rispetto alle corrispondenti misurate in FI, in conseguenza della riduzione della traspirazione dovuta alle imposte condizioni di stress. La riduzione dei flussi traspirativi si è mantenuta anche nel periodo successivo a quello di applicazione del deficit, verosimilmente a causa del ridotto germogliamento estivo (Tabella 2). Solo dopo le piogge autunnali, associate alla minore richiesta traspirativa dell'atmosfera, una certa similitudine è stata riscontrata tra i valori della densità di flusso misurata in FI e DI.

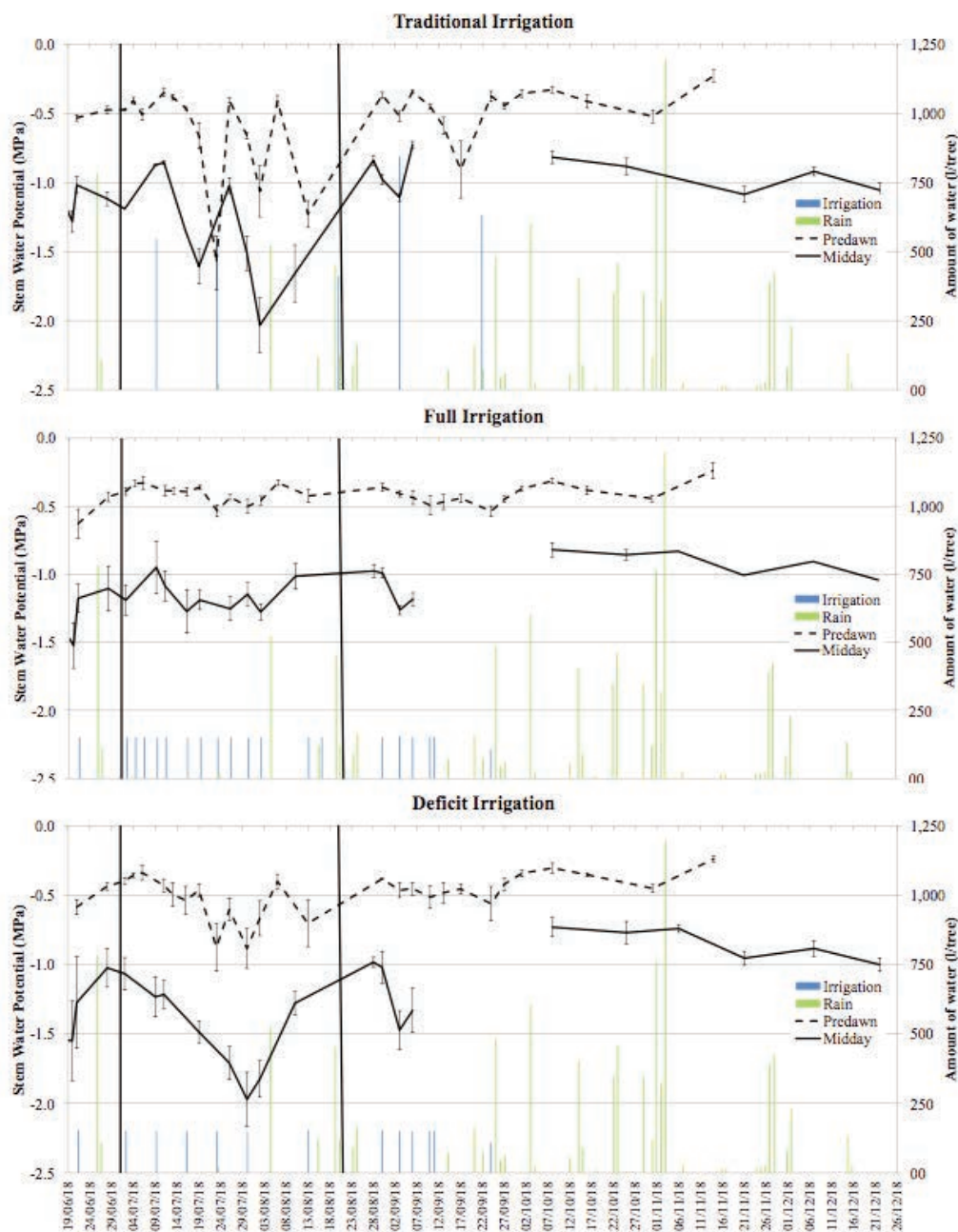


Figura 1. Andamento stagionale del potenziale idrico (MPa) nelle diverse tesi irrigue, rilevato in due differenti momenti della giornata, prima dell'alba (*Predawn*; ψ_{pd}) e nelle ore centrali della giornata (*Midday*; ψ_{stem}). Gli istogrammi rappresentano gli apporti idrici, differenziati in piogge ed irrigazioni. E' altresì indicato il periodo in cui sono state applicate condizioni di deficit alla parcella DI.

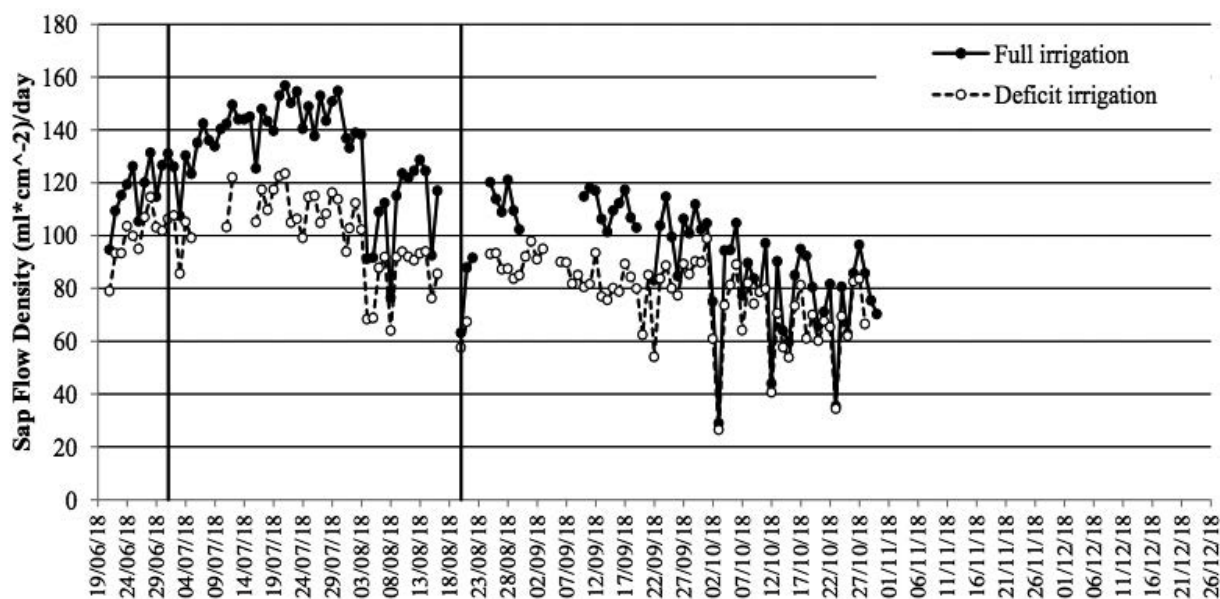


Figura 2. Andamento della densità di flusso linfatico per le tesi in assenza di deficit idrico (FI) ed in condizioni di deficit idrico (DI). Le linee verticali rappresentano il periodo in cui è stato applicato il DI.

Conclusioni

Il monitoraggio in tempo reale delle variabili del sistema suolo-pianta-atmosfera permette l'applicazione di strategie irrigue che prevedono di sottoporre la coltura a condizioni di deficit idrico durante periodi specifici del ciclo fenologico. In confronto con il sistema tradizionale, l'applicazione dell'acqua irrigua mediante sub-irrigazione, associata alla gestione dello stress idrico ha permesso di ottenere, un risparmio idrico variabile tra 12% e 45%. Le diverse modalità di distribuzione ed i volumi di adattamento applicati hanno comportato una risposta della coltura diversificata in termini di stato idrico e risposta vegetativa estiva, con effetti più marcati nelle parcelle in DI, a causa del lungo periodo di permanenza a livelli di stress da moderato ad alto, che hanno ridotto la crescita vegetativa estiva di circa la metà rispetto alle tesi TI e FI per le quali, invece, è risultata simile. La riscontrata riduzione del germogliamento estivo, potrebbe tuttavia influenzare i processi di germogliamento e la fioritura della primavera successiva, con effetti negativi sulle produzioni future. Anche i flussi traspirativi sono stati influenzati dall'applicazione del DI, riducendosi nell'ordine del 20-25%, anche dopo la fine del periodo di applicazione del DI. Questa riduzione è da attribuire agli effetti dei ridotti flussi vegetativi estivi. È da evidenziare come nel trattamento FI, nonostante il più basso volume di irrigazione rispetto alle parcelle TI, la coltura non ha manifestato condizioni di stress idrico ed è stata caratterizzata da una simile crescita vegetativa estiva. Ulteriori indagini sono tuttavia necessarie al fine di monitorare gli effetti di tale pratica sul lungo periodo e per valutare gli effetti del DI sulle produzioni future.

Bibliografia

- Provenzano, G., Rodriguez-Sinobas, L., & Roldán-Cañas, J. (2014). Irrigated agriculture: Water resources management for a sustainable environment. *Biosystems Engineering*, (128), 1-3.
- Rallo, G., Agnese, C., Minacapilli, M., & Provenzano, G. (2011). Comparison of SWAP and FAO agro-hydrological models to schedule irrigation of wine grapes. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 138 (7), 581-591.
- Lamm, F.R. (2002). Advantages and disadvantages of subsurface drip irrigation. In International Meeting on Advances in Drip/Micro Irrigation, Puerto de La Cruz, Tenerife, Canary Islands.
- Kennedy, J.A., Matthews, M.A., Waterhouse, A.L. (2002). Effect of maturity and vine water status on grape skin and wine flavonoids. *Am. J. Enol. Vitic.*, 53, 268-274.
- Castellarin, S.D., Matthews, M.A., Di Gaspero, G., Gambetta, G.A. (2007). Waterdeficit accelerate ripening and induce changes in gene expression regulating flavonoid biosynthesis in grape berries. *Planta*, 227, 101-112.
- Capra, A., Consoli, S., & Scicolone, B. (2008). Water management strategies under deficit irrigation. *Journal of Agricultural Engineering*, 39(4), 27-34
- Provenzano, G., Franco L., Camboni F. & Toker J. (2018) Implementing a cyber-physical system to monitor soil water status and environmental variables for irrigation scheduling. *EGU General Assembly Conference Abstracts* Vol. 20, p. 12636.
- Intrigliolo, D. S., Ballester, C., & Castel, J. R. (2013). Carry-over effects of deficit irrigation applied over seven seasons in a developing Japanese plum orchard. *Agricultural water management*, 128, 13-18.
- Panigrahi, P., Sharma, R. K., Hasan, M., & Parihar, S. S. (2014). Deficit irrigation scheduling and yield prediction of 'Kinnow' mandarin (Citrus reticulata Blanco) in a semiarid region. *Agricultural Water Management*, 140, 48-60.
- Ballester, C., Castel, J., Abd El-Mageed, T.A., Castel, J.R., Intrigliolo, D.S. (2014). Long-term response of 'Clementina de Nules' citrus trees to summer regulated deficit irrigation. *Agricultural Water Management*. 138:78-84.

Precision irrigation scheduling using a light and personalized irrigation advisory service for farm

F. Peppoloni,¹ A. Pierleoni,² F. Ventura,¹ S. Casadei¹

¹Department of Civil and Environmental Engineering, University of Perugia, Italy; ²University Niccolò Cusano, Roma, Italy

Abstract

In Italy, the majority scattered smallholder farmers are not provided with enough information on how to correctly manage water for irrigation. This project develops a web-based irrigation decision support system adaptable and scalable to individual farms. The irrigation advisory service has been calibrated and validated for pomegranate trees, aubergine and zucchini through two years of tests, in a farm in Southern Italy (Calabria). The results are very satisfactory, both in term of water resources management for irrigation, and for the feedback provided by the farmers involved in the project.

Introduction

In the Mediterranean region, many countries are characterized by limited water resources and providing additional ones is an expensive option. Therefore, efforts in the optimal management of water resources should concentrate on the management of the demand. Since the agricultural sector consumes the largest part of water supplies, good management policies for irrigation water mean saving a significant amount of water. In addition, the agriculture sector is the most affected by water shortages and in this case it would be asked to give water to other uses such as the domestic and the industrial one. The increase in water demand from different uses, many times competing for the resource, seems to affect the concept of sustainable use of water [Akhbar & Grigg, 2013; Casadei *et al.*, 2018]. Therefore policies should promote the efficient use of water resources in agriculture, trying to adopt new irrigation water management systems in the farms. There are several activities that can be carried out to achieve this goal ranging from field management practices by farmers to water management

approach by decision makers. These activities can attain a high degree of success if supported by valid research programs and extension services where both need the availability of updated information. Several scientific papers, describing and supporting positive aspects of new technologies in water resources management are available in literature: Choi *et al.* [2005] presented a web-based spatial decision support system (SDSS) framework in terms of system components and data, Cavazza *et al.* [2018] have deepened the role of Information and Communications Technology (ICT) for water management in agriculture, Koech & Langat [2018] have highlighted the improvement in irrigation water use efficiency linked to advances in irrigation technologies, from traditional irrigation methods to automated irrigation, up to smart irrigation system. The main idea, emerging from these works, is the use of the web as a new tool in water resources management, especially to facilitate access to data collected by different and independent agencies [Dangermond & Maidment, 2010]. The need for a shared information system between all stakeholders, based on hydroinformatic tools, has been presented by Hewett *et al.* [2010], while Bournaris *et al.* [2015] have paid particular attention to agricultural water management practices.

In Italy the socio-economic data presented by the Italian Committee For Irrigation and Drainage [ITAL-ICID, 2006] show that the size of a typical farm is very small, particularly in Central, Southern and Insular regions, where there is an higher percentage of rural inhabitants. This majority of scattered smallholder farmers are not provided with enough information on how to correctly manage water for irrigation, this resulting in a large number of uncontrolled water withdrawals and in a low efficiency in water use. During the last years, several studies and projects have been developed with the support of environmental monitoring networks [Kaune *et al.* 2017, Mannini *et al.* 2013], satellite images and drones [Gao *et al.* 2018, Nagler *et al.* 2013]. However, the related decision support systems have been applied only in areas where irrigation management is coordinated by Water Authorities, Regulatory Bodies and Water Users' Associations. Actually, their adoption is still limited because of their complexity and costs. As a result, these DSS have still a limited impact, especially if compared to the total amount of irrigation water to be managed at the basin or regional scale.

In order to satisfy the demands of scattered smallholder farmers, the proposed project develops a web-based irrigation decision support system adaptable and scalable to individual farms scattered over the territory, also called web-based irrigation decision support system with limited inputs [Li *et al.*, 2018]. The next section describes the methods, focusing on the architecture of the system, data collection and sharing, analysis and modeling processes. Then the case study and results of a farm in Southern Italy (Calabria) are presented, the final remarks and future developments are discussed in the last section.

Correspondence: Francesco Peppoloni, Department of Civil and Environmental Engineering, Borgo XX Giugno 74, 06126 Perugia, Tel. +390755856043,+390755856049. E-mail: francesco.peppoloni@unipg.it

Key words: agricultural sustainability, irrigation scheduling service, water saving, autonomous farms, decision support system.

©Copyright: the Author(s), 2019
Licensee PAGEPress, Italy

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Noncommercial License (by-nc 4.0) which permits any non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and source are credited.

Methods

In this work, a local irrigation advisory services has been developed at the farm level. The main topics of this system are:

- different levels of environmental monitoring sensors according to different economic possibilities;
- different approaches in the water resource evaluation for irrigation;
- design of a web support to manage irrigation and monitoring system;
- possibility of autonomous management of the total system by the farm.

Irrigation was scheduled using computed daily water balances following FAO56 [Allen *et al.*, 1998]. Net daily irrigation can be estimated by crop evapotranspiration minus total precipitation minus soil water storage variation. Runoff and deep percolation where not considered for the climate condition and the irrigation method adopted. Crop evapotranspiration was calculated from potential evapotranspiration, which estimation depends on different agro-meteorological input data hence from different levels and costs of environmental monitoring station. Two different approaches are adopted and evaluated, Penman-Monteith model (PM) and Hargreaves-Samani model (HS) [1989].

The PM model (Equation 1) requires lots of input variables including air temperature, relative humidity, solar radiation, and wind speed, so a complete monitoring station.

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1+0.34u)} \quad (1)$$

where ET_0 is the potential evapotranspiration (mm d^{-1}), R_n is the surface net radiations ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), G is the soil heat flux ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), g is the dry wet constant ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), T is the average temperature at 2 m ($^\circ\text{C}$), e_a is the saturated vapor pressure (kPa), e_d is the actual vapor pressure (kPa), Δ is the slope of saturated vapor pressure curve ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), and u is the average wind speed at 2 m height (m/s).

A simplified model, that requires a smaller number of input variables and also cheaper in terms of monitoring station, is proposed by Hargreaves-Samani.

$$ET_0 = 0.0023(T + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5} R_a \quad (2)$$

where R_a is the extraterrestrial radiation (mm d^{-1}), T , T_{max} and T_{min} are daily average, maximum and minimum air temperature ($^\circ\text{C}$).

The application of these two model involves different economic cost for the environmental monitoring sensors, for this reason in the case study the results of PM model and HS model are compared for a crop of pomegranate.

A web-based irrigation decision support system (WDSS) with different levels of inputs has been developed. The WDSS is based

on the Browser/Server mode and includes models, database and a weather data update system. User friendly interfaces for farmers and decision makers complete the system. The irrigation advice in particular is updated day-by-day and it is available on smartphone, tablet and sms service.

In this WDSS all the methodologies described above are operative and accessible in a user-friendly set of interfaces, therefore, after the installation and validation of the system for each crop, farmers are able to manage the system independently.

Results

The irrigation service has been calibrated and validated for different crop types through two years of tests, in a farm in Southern Italy (Calabria). In the 2017 irrigation season the study involved pomegranate trees (*Punica granatum* L. var. Wonderful), and during the 2018 irrigation season aubergine and zucchini have been taken into consideration.

The pomegranate field has a slope topography with an average of 2%. The higher areas are characterized by sandy-clay loam soil (scl), with an average field capacity of 20% and an average wilting point of 10% by volume. The other areas present a sandy loam soil (sl), with an average field capacity of 16% and an average wilting point of 8% by volume.

The irrigation system is divided into 8 sectors, the study site is made of four sectors, two for each type of soil. Each sector is irrigated using 2 drip laterals per tree row located on each side of the tree row at a distance of 0.5 m from the row and covered with a mulching cloth. The drip line is organized with compensating emitters of 2 l/h discharge placed every 0.5 m along the pipe length.

In the pomegranate field there is a complete environmental monitoring station, therefore it is possible to estimate ET_0 with both models. However, for pomegranate trees, the crop coefficient values (K_c) are not listed in the FAO water use book by Allen *et al.* (1998). Because of this, in bibliography there are different approaches. Ayars *et al.* (2017) proposed an experimental approach in California, Kearney Agricultural Research and Extension Center, with a 5th order polynomial equation

$$K_c = -0.125 - 0.000585x + 0.0001624x^2 - 1.452E^{-6}x^3 + 5.314E^{-9}x^4 - 7.13E^{-12}x^5 \quad (3)$$

where x is the day of the year. Buesa *et al.* (2012) studied an experimental crop coefficient in Spain, where pomegranate is concentrated in the south east. K_c values increased from 0.32 in March to 0.74 in July, decreasing to 0.42 in November. Similar K_c is proposed by Intrigliolo *et al.* (2012), values increased from an initial of 0.32 used in March to a maximum value of 0.74 used in July, August and September. According to these authors, and evaluating climate condition in the study area, we proposed an initial value of

Table 1. Pomegranate annual irrigation values: comparison between traditional irrigation (a), PM model (b) and HS model (c).

| Parcel/unit Soil | Irrigation (a) [mm] | Irrigation (b) PM model [mm] | Irrigation (c) HS model [mm] | (b)-(a) [%] | (b)-(c) [%] |
|------------------|---------------------|------------------------------|------------------------------|-------------|-------------|
| 1/2 "scl" | 436 | 430 | 420 | -1 | -4 |
| 2/2 "scl" | 434 | 430 | 420 | -1 | -1 |
| 3/1 "sl" | 512 | 420 | 400 | -18 | -22 |
| 4/2 "sl" | 508 | 420 | 400 | -17 | -21 |

0.5 in June, which increases to 1 in July-August and decreases to 0 in the first half of October. The maximum value is the same obtained from equation (3), while the temporal distribution has been evaluated from average meteorological conditions in the study area.

The results of this first year of monitored irrigation of pomegranate crop, focus on comparison between traditional irrigation, supported irrigation with PM model and supported irrigation with HS model (Table 1). The supported irrigation values are always lower than the traditional one, however this difference is higher in soils with a greater sand component (sandy loam). The comparison between the two models shows lower total values for the HS model, however the difference is not very significant especially if it is related to the value of each irrigation.

The second year of experimentation instead involved traditional crops such as aubergine and zucchini. The field has a flat topography, the soil is classified as sandy-loam and loamy-sand respectively, with an average field capacity of 19% and 13%, and an

average wilting point of 8% and 7% by volume. The sandy characteristics of the soil results in a great importance of the irrigation methods for water saving purposes. In these fields there is a simplified environmental monitoring station, therefore it is possible to estimate ET_0 only with HS model. Both fields are irrigated using drip lines with the following characteristics: spaced 1.5 m apart, with compensating emitters of 2.1 l/h discharge placed every 0.2 m along the pipe length. The crop coefficient values are assumed according to FAO water use book by Allen *et al.* (1998), with the maximum value equal to 1 for the aubergine, and 1.1 for the zucchini. This last value was shared and discussed with the farmer, in order to have a balanced approach between experimental and traditional irrigation.

The results are shown in Figure 1 and indicate the weekly comparison between traditional irrigation and DSS supported irrigation for zucchini and aubergine. For zucchini (Figure 1A) a potential water saving can be observed and, above all, a different distribution of the irrigated dose, due to the need to combine fertilization

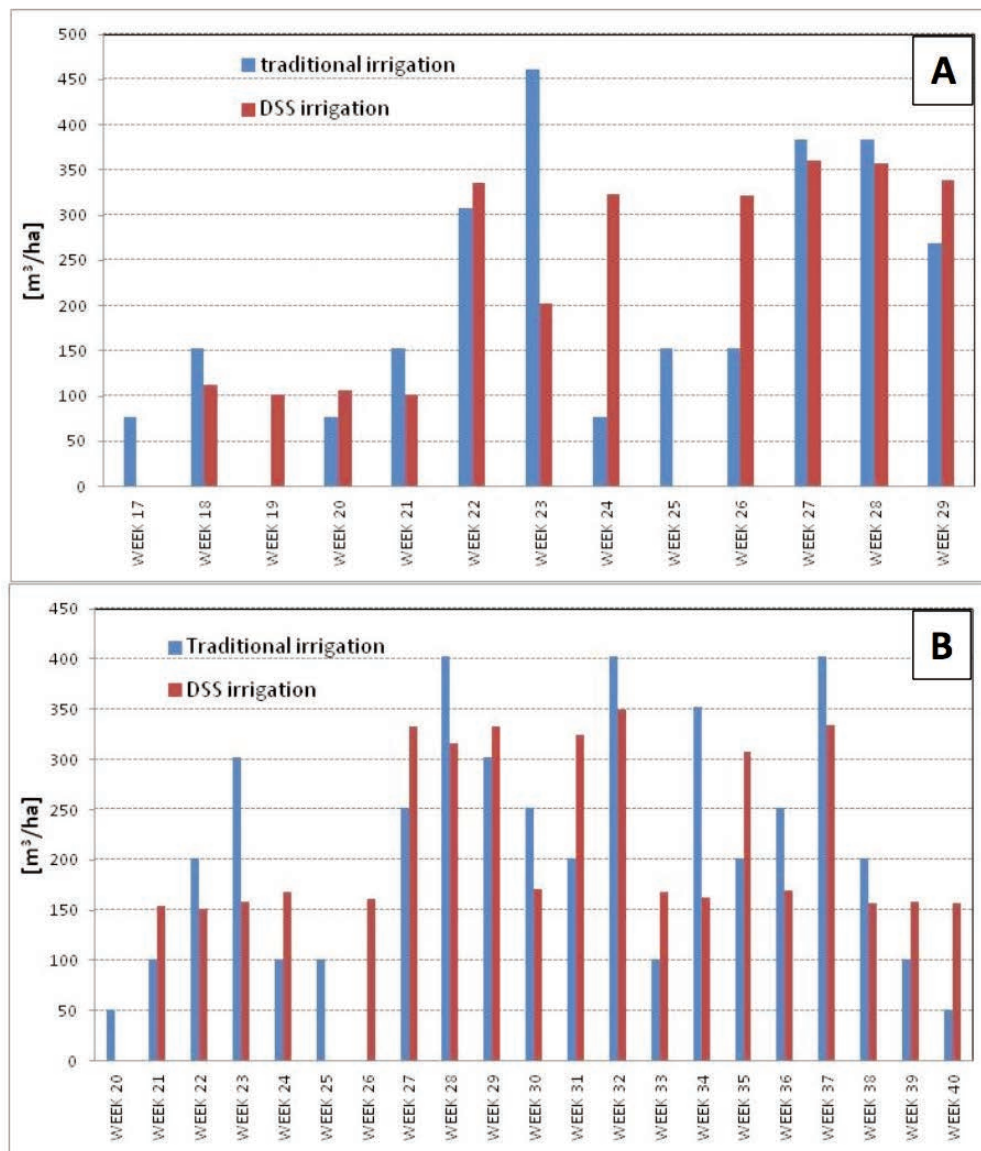


Figure 1. Comparison between traditional irrigation and DSS supported irrigation: A) zucchini; B) aubergine.

with irrigation. For aubergine (Figure 1B) a similar result can be observed, with the difference that the longer crop period increases the potential water saving.

Discussion

The application of the web-based irrigation decision support system has shown that it is possible to interact with individual farms with a non-invasive approach. This could be an encouraging first step towards the diffusion of better irrigation management practices among the many small and medium-sized farms that are not located in irrigated areas managed by Water Utilities, Regulatory Bodies and Water Users' Associations. However it is necessary to pay particular attention to the agronomic results, as the farmers are very careful in evaluating the DSS on the basis of the crop yield goals.

The preliminary study conducted showed that the use of different ET_0 models does not represent the main aspect for achieving the water use efficiency. While the association of a correct K_c to the crop, the knowledge of the soil characteristics, the method of linking fertilization with irrigation, in particular for vegetable crops, are all aspects that more affect the irrigation management.

Under this scenario, the DSS must be calibrated in a first step and the farmers must be involved in the management of the system. This is not a limitation in the autonomous management of the total system, but it is the basis for an aware management of the DSS by the farmer to reduce the gap between potential and actual irrigation performances.

Conclusion

The results are very satisfactory, both in term of water resources management for irrigation, and for the relationship with the farmers involved in the study. The irrigation advisory service, integrated in the web-based irrigation decision support system, helps farmers and decision-makers reducing the time and human resources required for analyzing complex alternative decisions. Further developments will be oriented to analyze the relationship between yield and fruit load compared with different irrigation frequency and levels. Another development point concerns the integration of weather data with a system of online weather forecast, in order to further improve the irrigation water use efficiency.

References

- Akhbari, M., & Grigg, N.S. (2013). A Framework for an Agent-Based Model to Manage Water Resources Conflicts. *Water Resour. Manag.*, 27, 4039–4052.
- Casadei, S., Pierleoni, A., & Bellezza, M. (2018). Sustainability of Water Withdrawals in the Tiber River Basin (Central Italy). *Sustainability*, 10, 485, 1-18.
- Choi, J.Y., Engel, B.A., & Farnsworth, R.L. (2005). Web-based GIS and spatial decision support system for watershed management. *J. Hydroinform.*, 7, 165–174.
- Cavazza, F., Galioto, F., Raggi, M., & Viaggi, D. (2018). The Role of ICT in Improving Sequential Decisions for Water Management in Agriculture. *Water*, 10, 1141, 1-20.
- Koech, R., & Langat, P. (2018). Improving Irrigation Water Use Efficiency: A Review of Advances, Challenges and Opportunities in the Australian Context. *Water*, 10, 1771, 1-17.
- Dangermond, J., & Maidment, D. (2010). Integrating water resources information using GIS and the WEB. In Proceedings of the American Water Resource Association Spring Specialty Conference, Orlando, FL, USA, 1–10.
- Hewett, C.J.M., Doyle, A., & Quinn, P.F. (2010). Towards a hydroinformatics framework to aid decision making for catchment management. *J. Hydroinform.*, 12, 119–139.
- Bournaris, T., Papatthasiou, J., Manos, B., Kazakis, N., & Voudouris, K. (2015) Support of irrigation water use and eco-friendly decision process in agricultural production planning. *Oper. Res.*, 15, 289–306.
- Ital-ICID (2006). Land Reclamation, Irrigation and Flood Protection in Italy over the Centuries; Italian Committee for Irrigation and Drainage: Rome, Italy, Volume 1, 1–80.
- Kaune, A., Werner, M., Rodríguez, M., Karimi, P., & de Fraiture, C. (2017). A novel tool to assess available hydrological information and the occurrence of sub-optimal water allocation decisions in large irrigation districts. *Agricultural Water Management*, 191, 229–238.
- Mannini, P., Genovesi, R., & Letterio, T. (2013). IRRINET: large scale DSS application for on-farm irrigation scheduling. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 823 – 829.
- Gao, Q, Zribi, M., Escorihuela, M.J., Baghdadi, N., & Segui, P.Q. (2018). Irrigation Mapping Using Sentinel-1 Time Series at Field Scale. *Remote Sens.*, 10, 1495, 1-18.
- Nagler, P.L., Glenn, E.P., Nguyen, U., Scott, R.L., & Doody, T. (2013). Estimating Riparian and Agricultural Actual Evapotranspiration by Reference Evapotranspiration and MODIS Enhanced Vegetation Index. *Remote Sens.*, 5, 3849–3871.
- Li, H., Li, J., Shen, Y., Zhang, X., & Lei, Y. (2018). Web-based irrigation decision support system with limited inputs for farmers. *Agric. Water Manag.*, 210, 279–285.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop Evapotranspiration-Guidelines for Computing Crop Water Requirements-FAO Irrigation and Drainage Paper 56, FAO Rome, Italy, Volume 300, p. D05109.
- Hargreaves, G.H. (1989). Accuracy of estimated reference crop evapotranspiration. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 115, 1000–1007
- Ayars, J.E., Phene, C.J., Phene, R.C., Gao, S., Wang, D., Day, K.R., & Makus, D.J. (2017). Determining pomegranate water and nitrogen requirements with drip irrigation. *Agricultural Water Management*, 187, 11–23.
- Buesa, I., Badal, E., Guerra, D., García, J., Lozoya, A., Bartual, J., Intrigliolo, D. S., Bonet, L. (2012). Development of an irrigation scheduling recommendation for pomegranate trees (*Punica granatum*). In: Melgarejo P. (ed.), Valero D. (ed.). *II International Symposium on the Pomegranate*. Zaragoza: CIHEAM/Universidad Miguel Hernández, Options Méditerranéennes Série A Séminaires Méditerranéens, n. 103, 141–145.
- Intrigliolo, D. S., García, J., Lozoya, A., Bonet, L., Nicolás, E., Alarcón, J.J., & Bartual, J. (2012). Regulated deficit irrigation in pomegranate (*Punica granatum*) trees. Yield and its components. In: Melgarejo P. (ed.), Valero D. (ed.). *II International Symposium on the Pomegranate*. Zaragoza: CIHEAM/Universidad Miguel Hernández, Options Méditerranéennes Série A Séminaires Méditerranéens, n. 103, 101–106.