

PARTE QUARTA SUOLO

ONLINE – APPROFONDIMENTO 10.1 MISURA DELL'UMIDITÀ E POTENZIALE IDRICO DEL SUOLO

Guido Baldoni

10.1.1 MISURA DEL CONTENUTO IDRICO DEL TERRENO

Il contenuto di acqua in un terreno viene espresso in percentuale (**FIGURA 10.1.1**):

- Come massa: $U\% = \text{kg}_{\text{massa}}$ di $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{kg}^{-1}$ di massa secca del suolo $\cdot 100$;
- Come volume: $\theta\% = \text{m}^3$ di $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{m}^{-3}$ di suolo indisturbato $\cdot 100$.

Di solito, si usa il contenuto dell'acqua espresso come peso, più facile da determinare, anche se sarebbe più logico esprimerlo su base volumetrica, poiché le radici assorbono acqua per unità di volume del terreno.

La determinazione dell'umidità del terreno si può eseguire con diverse metodologie (Bittelli, 2011):

1. Metodo termo-gravimetrico

Si preleva un campione del terreno con una trivella o una pala, lo si macina e lo si pone in un contenitore resistente al calore. Il campione nel contenitore viene pesato prima (P_u) e dopo (P_s) averlo essiccato in una muffola a 105°C per 12-24 h, fino al raggiungimento del cosiddetto «peso costante», cioè quando due pesate successive forniscono lo stesso risultato.

Il contenuto percentuale di acqua, in termini di peso ($U_{p/p}$), si ottiene con la seguente formula:

$$U\% = \frac{P_u - P_s}{P_s - P_{\text{cont}}} \cdot 100 \quad (10.1.1)$$

Ove:

$U\%$ = Umidità $_{p/p}$ (%);

P_u = peso tal quale del campione di terreno assieme al contenitore (kg);

P_s = peso lordo del campione col contenitore, dopo l'essiccazione a 105°C (kg)

P_{cont} = peso del contenitore (tara) che non cambia durante l'essiccazione (kg).

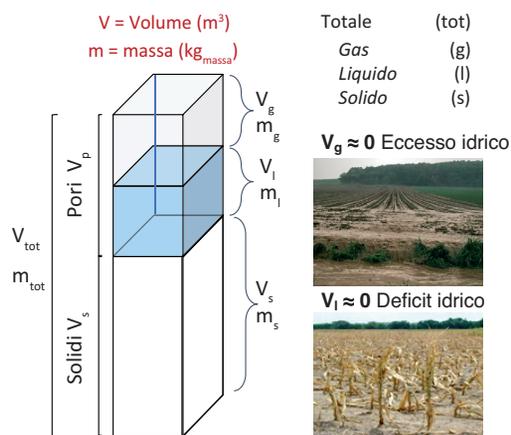


FIGURA 10.1.1 Contenuto di materiale solido, liquido e gassoso in un terreno.

Per ottenere l'umidità in volume, si preleva, invece, un campione di terreno indisturbato, con un cilindretto di volume noto e lo si pesa prima e dopo averlo essiccato in una muffola a 105°C fino a peso costante. Dalla differenza fra i due pesi si ottiene il peso dell'acqua nel campione, che, moltiplicato per la densità dell'acqua ($\rho_{H_2O} = 1$), fornisce il volume di acqua contenuta nel campione. Dividendo tale valore per il volume del cilindretto, si ottiene la percentuale di acqua nel terreno in termini volumetrici

$$\theta\% = \frac{V_{H_2O}}{V_{cilindretto}} \cdot 100 \quad (10.1.2)$$

$$\theta\% = \frac{(P_u - P_s) \cdot \rho_{H_2O}}{V_{cilindretto}} \cdot 100 \quad (10.1.3)$$

Ove:

$\theta\%$ = Umidità_{vv} (%);

$(P_u - P_s)$ = peso tal quale meno peso secco (a 105°C per 12-24 h) del campione contenuto nel cilindretto

di volume noto, pari al peso dell'acqua presente in esso;

ρ_{H_2O} = densità dell'acqua a pressione e temperatura standard;

$V_{cilindretto}$ = volume del cilindretto con cui è stato prelevato il campione indisturbato di terreno (es. 10 cm di \varnothing . 8 cm di altezza = 78,54 cm³)

Il metodo termo-gravimetrico è molto preciso, però è distruttivo, gravoso, e non automatizzabile. Pertanto, non è adatto a monitorare variazioni continue di umidità nel suolo, ad esempio al fine di pilotare un impianto irriguo automatizzato.

2. Metodo elettrometrico

L'umidità del suolo può essere misurata anche in base alla conduttività elettrica, che è direttamente proporzionale ad essa. Per questa determinazione si utilizzano elettrodi metallici inseriti in mattoncini

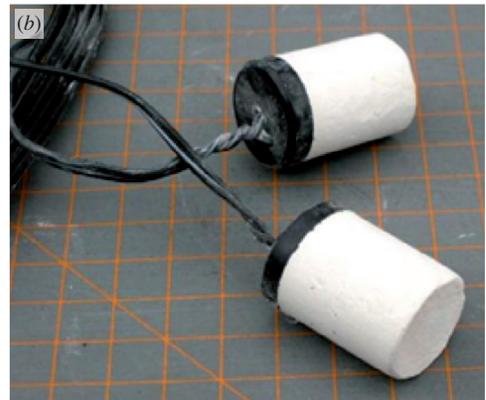
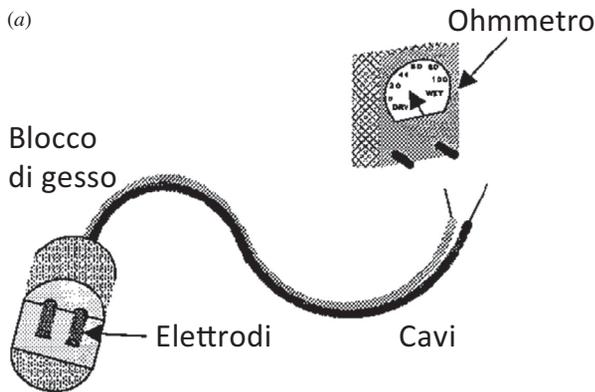


FIGURA 10.1.2 Blocchetti di Bouyoucos: (a) Schema; (b) blocchetti di gesso; (c) apparecchiatura per il rilievo dell'umidità del suolo; (d) sensori Watermark contenuti in maglie di acciaio inox per prolungarne la funzionalità (fonte: ISU Extension and Outreach).

porosi di gesso (blocchetti Bouyoucos). La natura porosa del gesso permette di mettere in equilibrio l'umidità del suolo con quella dei blocchetti. Al variare dell'umidità del suolo varia la sua conduttività elettrica che è rilevata dalla velocità del flusso di corrente tra i due elettrodi. La misura può avvenire in continuo, collegabile a un data logger. Il gesso elimina l'influenza dell'eventuale salinità del suolo ma è di breve durata. Per rimediare a ciò vi sono nuove sonde (sensori Watermark), nelle quali il gesso è contenuto in maglie di acciaio inox, che durano più a lungo. I sensori Watermark sono, inoltre, resistenti al gelo, poco costosi e richiedono una minima manutenzione (FIGURA 10.1.2).

I blocchetti di gesso, sebbene permettano una facile raccolta dei dati, hanno un tempo di reazione alle variazioni di umidità lento rispetto ad altri sistemi di misura e le letture possono essere alterate dall'influenza della temperatura sulla conducibilità, tanto che spesso lo strumento è collegato a un termometro. La conducibilità si esprime a una temperatura standard di 20°C.

3. Metodo della sonda neutronica

Il metodo si basa sull'inserimento nel terreno di una sorgente radioattiva dalla quale vengono emessi neutroni dotati di elevata velocità (FIGURA 10.1.3).

Il loro moto viene rallentato dal numero di collisioni con gli atomi di idrogeno che incontrano (quasi tutti

presenti nell'acqua a meno che il suolo non abbia un alto contenuto di sali o di sostanza organica).

Un detector a gas ionizzabile rileva, entro il raggio della sfera in cui avviene la collisione (pari a circa 30-40 cm) il numero di neutroni lenti, che è linearmente proporzionale alla quantità di atomi di idrogeno presenti.

Dalla sonda neutronica si ottiene la misura del contenuto idrico direttamente in volume. La sua determinazione avviene in continuo e il segnale viene inviato a un data logger, per essere registrato digitalmente.

L'apparecchiatura va preliminarmente tarata poiché i risultati sono molto influenzati anche dal contenuto di atomi di boro, potassio e ferro, nonché dalla tessitura del terreno e dal suo contenuto di sostanza organica. L'intervallo di profondità entro cui la sonda può essere validamente utilizzata è di circa 30-40 cm. Nello strato più superficiale (0-10 cm), le sue letture non sono sempre attendibili.

È un metodo preciso, semplice da usare, ma laborioso da mettere a punto e con una sfera di misurazione non molto ampia. L'apparecchiatura è, inoltre, costosa e il suo utilizzo può comportare rischi per l'operatore, legati all'emissione di radiazioni. Il suo uso è dunque molto ridotto, ristretto al campo della ricerca scientifica.

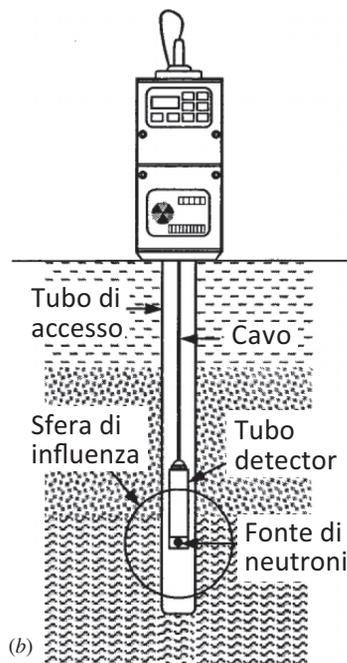


FIGURA 10.1.3
Sonda a neutroni per la misurazione dell'acqua nel terreno (fonte: Li, Smith, Fityus, 2003 - Semantic Scholar).



FIGURA 10.1.4 Misuratori dell'umidità del suolo in base alla permittività dielettrica: (a) su base temporale (fonte: Abdullah, Kuan, Ibrahim, Ismail, Majid, Ramli, Mansor, 2018); (b) nel dominio delle frequenze.

4. Metodi basati sulla riflettometria delle onde elettromagnetiche

Si tratta di inviare onde elettromagnetiche ad alta frequenza (pari ad alcuni GHz) lungo conduttori di acciaio che vengono infissi nel terreno, e di misurare il segnale di ritorno (riflettometria). In particolare, si può misurare la velocità di propagazione o la frequenza delle onde, che sono collegate alla permittività (costante dielettrica ϵ) del materiale attraversato (Bittelli, 2009). Nel caso del suolo la permittività è

influenzata dal contenuto idrico poiché l' ϵ dell'acqua è molto maggiore di quello dei minerali, della sostanza organica e dell'aria (FIGURA 10.1.4).

- Nella TDR (*Time Domain Reflectometry*)

Il parametro di interesse è il tempo impiegato dall'impulso per percorrere le aste metalliche e tornare indietro. L'umidità in volume del terreno è direttamente proporzionale alla radice quadrata della costante dielettrica misurata in base alla velocità dell'impulso durante il percorso (FIGURA 10.1.5).

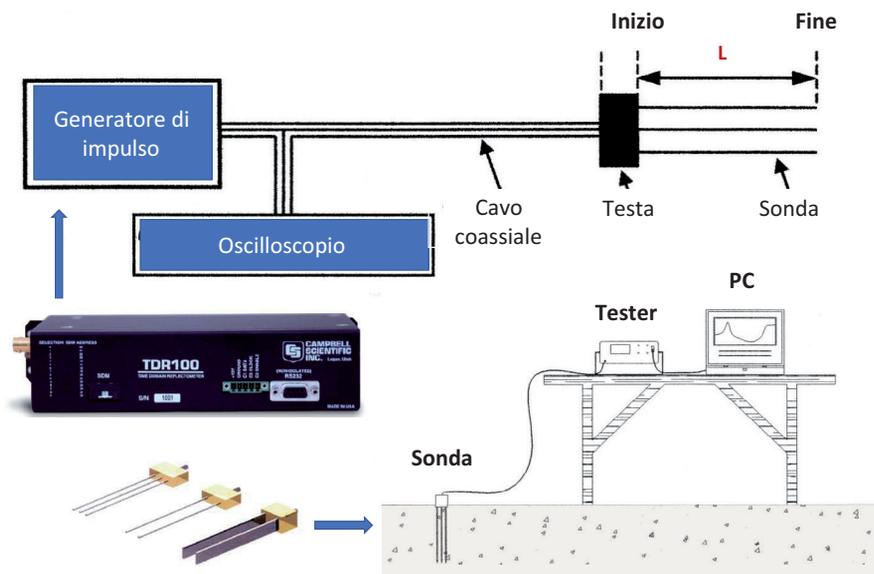


FIGURA 10.1.5 Schema e alcune apparecchiature di un sistema TDR per la misura in continuo del contenuto idrico di un suolo (fonte: tesi di Michele Lucci, Università degli Studi di Napoli Federico II, 2012 – schema modificato).

Il TDR, utilizzato ormai da più di due decenni (Jones et al., 2002), presenta molteplici vantaggi:

- elevata precisione ($\pm 1-2\%$);
- possibilità di rilievi a diverse profondità del profilo;
- rapida risposta alla variazione dell'umidità del suolo;
- misurazioni in continuo, con possibilità di immagazzinare i dati digitalizzati in un PC.

• Nella FDR (*Frequency Domain Reflectometry*)

la misurazione dell'umidità nel suolo avviene con la stessa metodologia del TDR, ma la valutazione delle proprietà dielettriche dell'acqua è eseguita in base alla differenza di potenziale (volt) che si crea utilizzando il suolo come condensatore. In particolare, viene usato un circuito oscillante in grado di generare un segnale elettromagnetico, a corrente alternata, a una frequenza compresa tra i 50 e i 150 MHz. Il segnale è propagato nelle sonde inserite nel terreno e, con un sensore capacitivo, si rileva il voltaggio che si crea tra le sonde, direttamente correlato al potere dielettrico dell'acqua, quindi, anch'esso utilizzabile per esprimere il contenuto idrico del suolo in termini volumetrici.

Anche i sensori FDR sono precisi ($\pm 1-2\%$), garantiscono una risposta rapida e possono servirsi di registratori di dati per la lettura continua del contenuto idrico, con la possibilità di trasferire i dati direttamente al computer. Purtroppo, però, anch'essi presentano svantaggi non trascurabili: sono sensibili alla salinità del terreno, possono fornire misure falsate da uno scarso contatto con le particelle solide del suolo, necessitano di un'installazione accurata

nonché di una calibrazione per ogni tipo di terreno. Inoltre, il costo elevato degli apparecchi rappresenta uno dei più gravi inconvenienti.

Pur con questi problemi, l'uso dei sistemi basati sulla riflettometria si sta sempre più diffondendo sia nella ricerca sia nella pratica agricola. Stanno infatti diventando strumenti applicativi di uso comune per un pilotaggio automatico dell'irrigazione, che richiede la determinazione del contenuto idrico in continuo.

10.1.2 MISURA DEL POTENZIALE IDRICO NEL TERRENO

Il potenziale dell'acqua (Ψ_w) in un dato punto dello spazio rappresenta l'energia che possiede la sua unità di massa rispetto a quella dell'acqua libera. Si definisce «acqua libera» quella che si trova in un punto di riferimento a cui viene assegnato un potenziale uguale a zero ($\Psi_w 0$). Di norma, si prende come $\Psi_w 0$ il potenziale dell'acqua pura (distillata) a livello medio del mare, a temperatura e pressione standard (20°C e 101,325 kPa, rispettivamente), in un sistema isolato, non sottoposta ad alcuna forza.

Spontaneamente, l'acqua si muove da un potenziale maggiore verso uno minore. Per farle compiere il percorso inverso, incrementandone il potenziale, occorre svolgere un lavoro, con dispendio energetico. Prendendo come esempio la forza di gravità, bisogna svolgere un lavoro con una pompa per estrarre

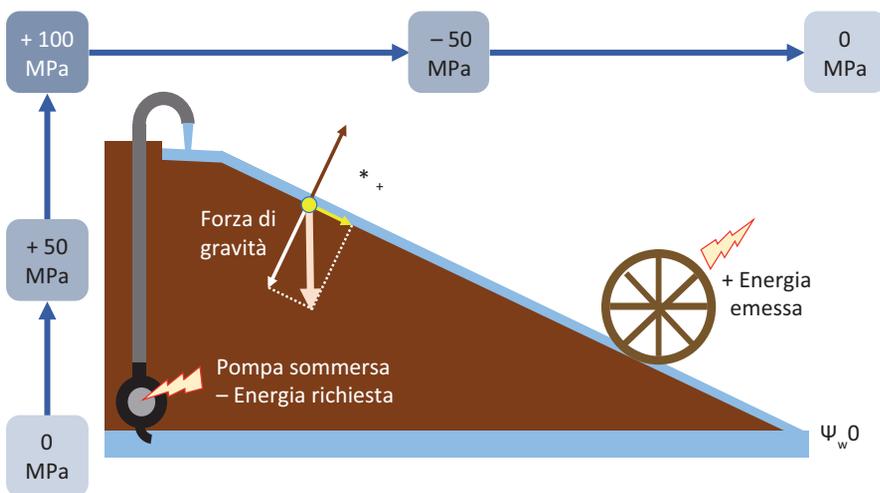
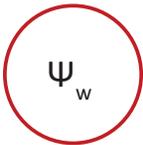


FIGURA 10.1.6
Potenziale dell'acqua in un punto e suo movimento in funzione della forza di gravità e della forza della pompa.



Ψ_w

POTENZIALE IDRICO

Lavoro / Volume di H₂O (kg_{peso} · m) / m³
equivale a:
Forza / Superficie di H₂O kg_{peso} / m²

→ nel SI si misura come una pressione
Pascal: 1 Pa = 1 N (Newton) m⁻²

$\Psi_w < 0$



$\Psi_w > 0$

Altre misure

- **Millibar**; 1 mbar = 100 Pa
- **Atmosfera**; 1 atm = 101325 Pa = 1,013 bar
- **Altezza di una colonna d'acqua**; 1 m di H₂O = 98,07 mbar
- **pF** = cologaritmo (su base 10) dei cm di altezza H₂O

FIGURA 10.1.7 Unità di misura più comuni per esprimere il potenziale idrico.

l'acqua da un pozzo e portarla a una certa altezza. L'acqua che, da quell'altezza, torna verso il terreno emette energia, utilizzabile, ad esempio, per azionare un mulino (FIGURA 10.1.6).

L'acqua che si trova in un suolo è trattenuta da forze che si contrappongono al suo movimento verso il basso. Per estrarre acqua dal suolo una pianta deve esercitare una forza di intensità superiore, ma opposta, a quella con cui essa è trattenuta nel suolo. Il potenziale idrico viene quantificato dal lavoro che occorre compiere per spostare l'unità di volume dell'acqua da un punto all'altro di uno spazio.

Le unità di misura del potenziale idrico sono riportate nella FIGURA 10.1.7.

In agronomia, la misura del potenziale idrico è spesso espressa con l'indice pF. Il suo vantaggio consiste nella semplicità della scala lineare e nel fatto che il suo campo di variazione, da 0 a 7, comprende

praticamente tutto l'intervallo dei potenziali che l'acqua può avere nell'agroecosistema.

Il pF (F sta per «free energy») è dato dalla seguente equazione;

$$pF = -\log_{10} |\Psi_w| = \log_{10} \frac{1}{|\Psi_w|} \quad (10.1.4)$$

Il pF è, dunque, il cologaritmo del valore assoluto del potenziale idrico (Ψ_w) espresso in cm di altezza di una colonna d'acqua. Si noti che la relazione che lega il pF al valore assoluto del potenziale idrico è la stessa di quella che lega il pH alla concentrazione di H⁺ in una soluzione.

La corrispondenza fra pF e le diverse misure del potenziale idrico, nei vari punti critici dell'umidità del suolo, è riassunta nella TABELLA 10.1.1.

pF	0	1	2	2,53	3	4	4,18	5	6	7
Ψ (cm H ₂ O)	0	-10 ¹	-10 ²	-10 ^{2,53}	-10 ³	-10 ⁴	-10 ^{4,18}	-10 ⁵	-10 ⁶	-10 ⁷
Ψ (bar)	-9,8 · 10 ⁻⁴	-9,8 · 10 ⁻³	-9,8 · 10 ⁻²	-1/3	-0,98	-9,8	-15	-98	-980	-98000
Costanti idriche				CIC	CA			Terreno in stufa a 105°C per 24 h	Terreno al 7% di umidità dell'aria	
Stato idrico	Terreno saturo, con H ₂ O gravitazionale			Terreno insaturo, con H ₂ O capillare			Terreno secco, con H ₂ O igroscopica	Terreno secco con sola H ₂ O costituzionale		

TABELLA 10.1.1 Relazione tra gli indici pF e altre misure per esprimere il potenziale idrico nel terreno, nonché il potenziale nelle principali costanti idrologiche. Si ricordi che: 1 bar = 0,1 Pa = 0,98692 atm = 1022,7 cm di acqua = 1000 J kg⁻¹.

La determinazione del potenziale idrico di un suolo in un dato momento e a una certa profondità si può eseguire direttamente in pieno campo o in laboratorio.

A) Determinazione in campo mediante tensiometro

Il tensiometro è lo strumento tradizionalmente usato per la misura del potenziale idrico in campo. Esso è costituito da un'ampolla di ceramica porosa riempita d'acqua, collegata, mediante un tubo di lunghezza variabile, a un manometro (FIGURA 10.1.8).

Una volta inserito in un terreno insaturo, l'acqua contenuta nel tensiometro tende a uscire attraverso l'estremità porosa della coppa verso il suolo, creando una depressione che viene misurata dal manometro. Si tratta di uno strumento semplice, di pratico utilizzo. L'unico difetto è quello di poter misurare solo valori di potenziali compresi tra 0 (terreno saturo) e -70 kPa, mentre molte piante possono assorbire ac-

qua esercitando una forza di suzione fino a -1500 kPa, prima di appassire.

B) Determinazione in laboratorio con la piastra di Richards

Per questo scopo, si raccolgono campioni di terreno in campo e li si analizza con un misuratore di pressione a membrana, detto piastra di Richards (FIGURA 10.1.9).

I campioni di terreno, prelevati indisturbati, vengono posti su una piastra porosa, costituita da una membrana permeabile all'acqua e non all'aria, inserita in una camera a tenuta stagna. Nel compartimento superiore, contenente i campioni, viene applicata aria compressa ad una data pressione. Al raggiungimento dell'equilibrio (fine del gocciolamento nella camera sottostante) il potenziale idrico del suolo è uguale, ma di segno opposto, alla pressione applicata. Il campione viene dunque pesato ed essiccato per determinarne l'umidità per via gravimetrica. Ripre-

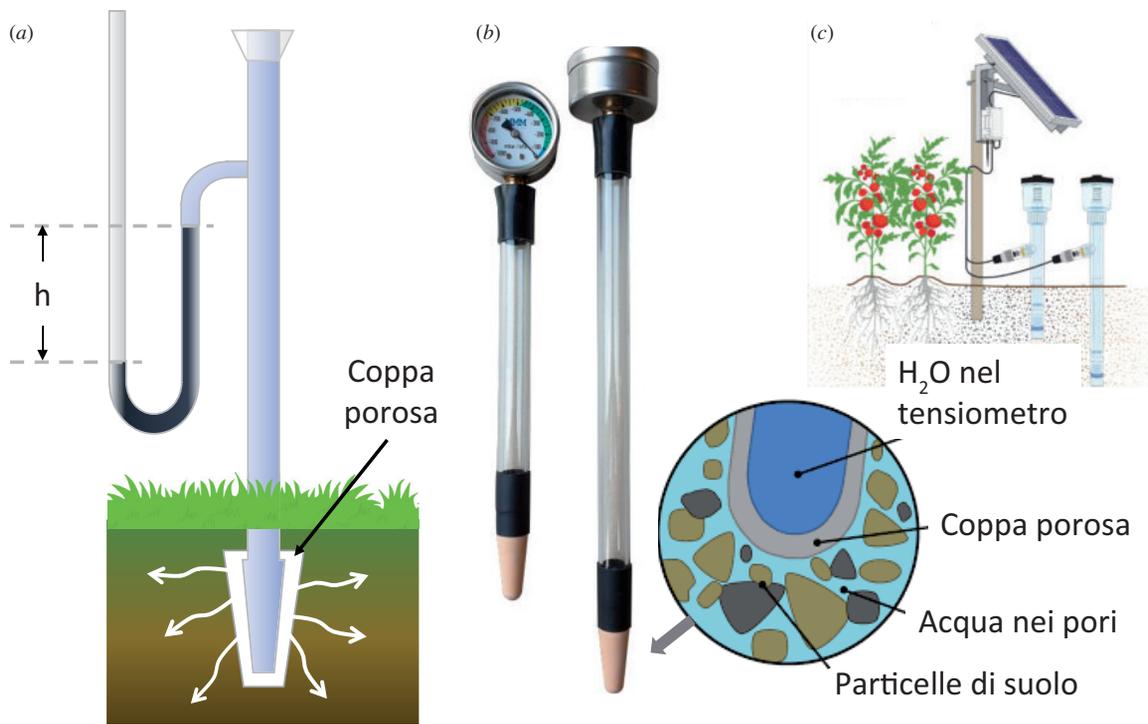
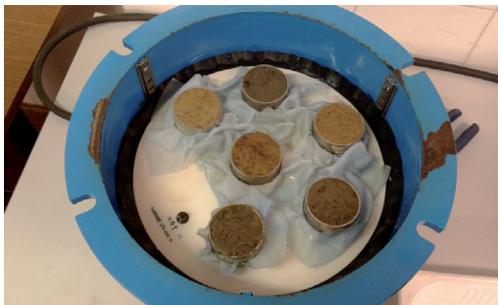
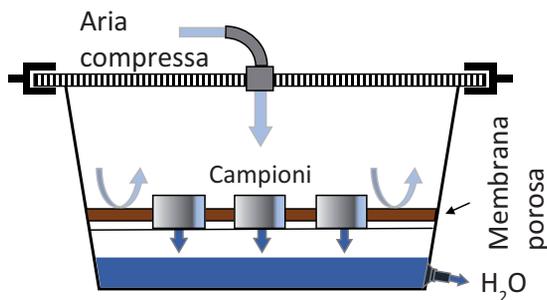


FIGURA 10.1.8 Tensiometri: (a) schema di funzionamento; (b) tensiometri commerciali a lettura ottica, di diversa lunghezza (fonte: MMM tech support GmbH & Co KG); (c) tensiometri posti a diversa profondità a registrazione digitale (fonte: ICT International – Tensiometri Jetfill con trasduttore GT3-15).



tendo la procedura con pressioni crescenti si possono creare curve che collegano il potenziale idrico con la quantità di acqua contenuta nel terreno. Il metodo è preciso, ma piuttosto laborioso, richiedendo parecchie misurazioni gravimetriche del terreno umido e secco. Inoltre, nei terreni saturi, con bassi potenziali, i valori sono solo indicativi.

FIGURA 10.1.9 Funzionamento della piastra di Richards per misurare umidità e potenziale idrico di un terreno. I campioni sono di terreno indisturbato (fonte: Ecosearch Srl).

Bibliografia

Bittelli M., 2009. *Georadar*, In: *Groma 2 In profondità senza scavare*. Ed. E. Giorgi, Casa Editrice BraDypUS, Bologna, pp. 251-272.

Bittelli M., 2011. *Measuring Soil Water Content: A Review*. Horttechnology, 1 June 2011, 21(3). <https://doi.org/10.21273/HORTTECH.21.3.293>.

Bonciarelli F., Bonciarelli U., 1993. *Agronomia*. Edagricole Scolastico. Bologna. ISBN: 8820636964.

Brady N., Weil R.R., 2017. *The nature and properties of soils*. 15th ed., Pearson education, Boston (USA). ISBN: 978-0-13-325448-8.

Cavazza L., Patruno A., 2005. *Il terreno agrario, il comportamento fisico*. REDA, Torino. ISBN: 8883610733.

Giardini L., 2017. *L'agronomia per conservare il futuro*. VI ed., Pàtron ed., Bologna. ISBN: 9788855531689.

Jones S.B., Whrait J.M., Or D., 2002. *Time domain reflectometry measurement principles and applications*. Hydrological processes, 16, pp. 141-153. <https://doi.org/10.1002/hyp.513>.

Landi R., 1999. *Agronomia e ambiente*. Edagricole, Bologna. ISBN: 88-206-4331-2.

Sequi P., 1995. *Chimica del suolo*. Pàtron ed., Bologna.

Violante P., 2013. *Chimica e fertilità del suolo*. Edagricole, Bologna. ISBN: 978-88-506-5417-8.