

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ
ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ
ΥΓΡΑΣΙΑΣ ΚΑΙ ΤΗΝ ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ
ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΔΙΑΛΥΜΑΤΟΣ ΜΕ ΔΙΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ
ΣΥΣΚΕΥΕΣ

Κάργας Γ.
Καθηγητής

2020

Το εδαφικό νερό είναι ζωτικής σημασίας κρίκος του υδρολογικού κύκλου αφού καθορίζει τις ανταλλαγές με την ατμόσφαιρα και με το υπόγειο νερό και ταυτόχρονα επηρεάζει τις φυσικές, χημικές και βιολογικές διεργασίες που αναπτύσσονται στο έδαφος.

Παραδοσιακά η περιεκτικότητα σε νερό του εδάφους εκφράζεται ως ο λόγος της μάζας του νερού που περιέχεται σ' ένα εδαφικό δείγμα προς την μάζα του εδαφικού δείγματος. Για τον υπολογισμό απαιτείται ζύγισμα του εδαφικού δείγματος πριν την είσοδο και μετά την έξοδο από φούρνο ξήρανσης στο οποίο παραμένει για 24 h στους 104 °C. Με την μέθοδο αυτή, η οποία ονομάζεται βαρυμετρική, προσδιορίζεται η περιεκτικότητα σε νερό του εδάφους κατά μάζα (ω). Η μέθοδος όμως αυτή παρόλο ότι είναι ακριβής και πολύ απλή στην εφαρμογή της, παρουσιάζει μια σειρά από μειονεκτήματα όπως: Είναι χρονοβόρα, δεν μπορούν να γίνουν μετρήσεις απευθείας στον αγρό και απαιτείται μεταφορά των εδαφικών δειγμάτων στο εργαστήριο ενώ με την δειγματοληψία θα «καταστραφεί» το έδαφος στο συγκεκριμένο σημείο. Επίσης η ακρίβειά της μειώνεται στην περίπτωση εδαφών που περιέχουν οργανικά συστατικά τα οποία είναι πτητικά στους 105⁰ C αφού μέρος της μείωσης του βάρους του εδάφους κατά την τοποθέτησή του σε φούρνο ξήρανσης μπορεί να προέρχεται από την εξαέρωση αυτών των υλικών και όχι του νερού.

Εναλλακτικά μπορεί η περιεκτικότητα σε νερό να εκφραστεί και σαν όγκος νερού στην μονάδα όγκου του εδάφους (θ). Η έκφραση αυτή αναφέρεται σαν κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό. Οι δύο εκφράσεις της περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους συσχετίζονται διαμέσου της εξίσωσης (1)

$$\theta = \frac{\rho_b}{\rho_w} \omega \quad (1)$$

όπου ρ_b και ρ_w η φαινόμενη πυκνότητα του εδάφους και η πυκνότητα του νερού αντίστοιχα. Συνεπώς η μετατροπή της κατά μάζα περιεκτικότητας σε νερό (ω) σε κατ' όγκο περιεκτικότητα (θ) απαιτεί την γνώση της φαινόμενης πυκνότητας του εδάφους υπό την προϋπόθεση ότι η πυκνότητα του νερού είναι σταθερή 1 g cm⁻³. Είναι δυνατό να υπολογιστεί η θ άμεσα από τις απώλειες νερού κατά την ξήρανση του εδάφους, εάν κατά την δειγματοληψία έχει προσδιοριστεί ο όγκος του εδάφους. Πάλι πρέπει να θεωρήσουμε ότι η πυκνότητα του νερού είναι σταθερή 1 g cm⁻³ για να μετατρέψουμε την μάζα των απωλειών του νερού σε όγκο.

Η θ μπορεί να μετατραπεί εύκολα σε μια άλλη έκφραση, η οποία αναφέρεται συνήθως σαν βαθμός κορεσμού. Ο βαθμός κορεσμού ισούται με τον λόγο της

περιεκτικότητας σε νερό θ προς την περιεκτικότητα σε νερό στον κορεσμό (θ_s). Στον πλήρη κορεσμό η περιεκτικότητα σε νερό θ ισούται με το πορώδες. Επομένως ο βαθμός κορεσμού δίνει το κλάσμα του πορώδους το οποίο καταλαμβάνεται από νερό και μεταβάλλεται από 0 έως 1.

Η θ μέχρι ένα ορισμένο βάθος D του εδάφους μπορεί να μετατραπεί και σε ισοδύναμο ύψος νερού (I) από την εξίσωση (2)

$$I = D\theta \quad (2)$$

Από την (2) μπορεί να υπολογιστεί εύκολα το ύψος νερού που πρέπει να προστεθεί στο έδαφος π.χ με άρδευση για να αυξηθεί η περιεκτικότητα του σε νερό από μία $\theta_{\text{αρχική}}$ σε μια $\theta_{\text{τελική}}$ μέχρι το βάθος D . Με άλλα λόγια για ένα καθορισμένο βάθος εδάφους, η μεταβολή της θ θα ισούται με τον λόγο του ύψους νερού που εφαρμόστηκε προς το συγκεκριμένο βάθος εδάφους.

Η μέτρηση της εδαφικής υγρασίας μπορεί να γίνει με άμεσες και έμμεσες μεθόδους. Στις άμεσες μεθόδους περιλαμβάνεται η παραδοσιακή βαρυμετρική μέθοδος που αναφέρθηκε παραπάνω. Οι έμμεσες μέθοδοι στηρίζονται στον προσδιορισμό μιας φυσικής ή χημικής εδαφικής ιδιότητας η οποία εξαρτάται από την περιεκτικότητα σε νερό και στην εκτίμηση της περιεκτικότητας σε νερό διαμέσου αυτής της εδαφικής ιδιότητας. Στις έμμεσες μεθόδους περιλαμβάνονται κυρίως η μέθοδος νετρονίων και οι διηλεκτρικές μέθοδοι. Σε αντίθεση με την βαρυμετρική μέθοδο με την οποία μεταβάλλουμε την υγρασία του εδαφικού δείγματος αφού αυτό τοποθετείται σε φούρνο, στις έμμεσες μεθόδους η περιεκτικότητα σε νερό του δείγματος δεν μεταβάλλεται κατά την διάρκεια της μέτρησης. Σήμερα οι διηλεκτρικές μέθοδοι τείνουν να κυριαρχήσουν στην ορθολογική εφαρμογή των αρδεύσεων και όχι μόνο. Οι πιο διαδεδομένες διηλεκτρικές συσκευές (FDR, capacitance κ.λ.π) λειτουργούν σε χαμηλές συχνότητες μεταξύ 20 και 120 MHz ενώ οι TDR λειτουργούν σε συχνότητες από 300 έως 1000 MHz. Η μετρούμενη από τις δύο κατηγορίες συσκευών φαινόμενη διηλεκτρική διαπερατότητα (ϵ_s) του εδάφους αξιοποιείται για τον υπολογισμό της εδαφικής υγρασίας (θ). Επίσης οι TDR καθώς και αρκετές διηλεκτρικές συσκευές παρουσιάζουν το σημαντικό πλεονέκτημα να υπολογίζουν στον ίδιο εδαφικό όγκο και τη φαινόμενη ηλεκτρική αγωγιμότητα (σ_b) του εδάφους.

Η διηλεκτρική διαπερατότητα των πορωδών μέσων

Το έδαφος και γενικότερα τα πορώδη μέσα που μας ενδιαφέρουν στην γεωργική πράξη θεωρούνται συνήθως τριφασικά συστήματα. Περιλαμβάνουν την στερεά, την αέρια και την υγρή φάση. Η υγρή φάση μπορεί να θεωρηθεί ότι υποδιαιρείται σε αυτή του ελεύθερου (mobile) νερού που βρίσκεται στους πόρους του εδάφους και του δεσμευμένου (immobile) νερού στις εδαφικές επιφάνειες. Το ποσοστό του δεσμευμένου νερού εξαρτάται κυρίως από την ποσότητα και το είδος της αργίλου που περιέχεται στο έδαφος.

Το νερό χαρακτηρίζεται από την πολύ μεγάλη τιμή της διηλεκτρικής διαπερατότητάς (~80) συγκριτικά με τις άλλες δύο φάσεις του εδάφους. Πρέπει να σημειωθεί ότι η τιμή της διηλεκτρικής διαπερατότητας του δεσμευμένου νερού είναι πολύ μικρότερη αυτής του ελεύθερου νερού και έχει τιμή 3.2, παρόμοια με αυτήν του πάγου. Τα ανόργανα στερεά συστατικά του εδάφους έχουν τιμή που κυμαίνεται συνήθως από 3 έως 7, τα οργανικά συστατικά από 2 έως 5 και η αέρια φάση έχει τιμή 1. Έτσι η διηλεκτρική διαπερατότητα του εδάφους καθορίζεται κυρίως από την κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό. Η διηλεκτρική διαπερατότητα του εδάφους συνήθως αναφέρεται και σαν διηλεκτρική σταθερά παρόλο ότι αυτή δεν είναι σταθερά αλλά, όπως θα αναφερθεί και στην συνέχεια, μεταβάλλεται με την συχνότητα μέτρησης, η οποία πρέπει να λαμβάνεται οπωσδήποτε υπόψη όταν χρησιμοποιούνται διηλεκτρικές μέθοδοι προσδιορισμού της θ.

Η διηλεκτρική διαπερατότητα σχετίζεται άμεσα με την ασυμμετρία του φορτίου στο μόριο του νερού το οποίο χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη διπόλου. Όταν τα μόρια του νερού βρεθούν μέσα σε εναλλασσόμενο ηλεκτρικό πεδίο σταματούν την τυχαία κίνηση τους και ευθυγραμμίζονται με το επιβαλλόμενο πεδίο. Κατά την διαδικασία προσανατολισμού και ευθυγράμμισης των μορίων του νερού αποθηκεύεται ηλεκτρική ενέργεια η οποία απελευθερώνεται μόλις σταματήσει η εφαρμογή του ηλεκτρικού πεδίου. Η ενέργεια που αποθηκεύεται εκφράζει το πραγματικό μέρος της διηλεκτρικής διαπερατότητας (ϵ_r'). Το εδαφικό νερό λόγω της παρουσίας των ηλεκτρικών φορτίων των στερεών συστατικών αλλά και των ιόντων του εδαφικού διαλύματος παρουσιάζει ηλεκτρικές ιδιότητες κάπως διαφορετικές από το απεσταγμένο νερό.

Η αρχή λειτουργίας των διηλεκτρικών συσκευών στηρίζεται στον προσδιορισμό της διηλεκτρικής διαπερατότητας του μέσου (dielectric permittivity)

ε^* , όπου στην περίπτωσή μας είναι το έδαφος. Το H/M κύμα είναι δυνατόν να εκπέμπεται σε μια συχνότητα ή σε ένα εύρος συχνοτήτων (TDR).

Η ε^* είναι μια μιγαδική συνάρτηση. Με $j = \sqrt{-1}$, η ε^* γράφεται

$$\varepsilon^* = \varepsilon' - j\varepsilon'' \quad (3)$$

Διαιρώντας την εξ. (3) με τη διηλεκτρική διαπερατότητα του κενού ε_0 ($\varepsilon_0 = 8.854 \cdot 10^{-12} \text{ F.m}^{-1}$) επιτυγχάνεται η αδιαστατοποίηση της (σχετική διηλεκτρική διαπερατότητα) και έτσι έχουμε

$$\varepsilon_r^* = \varepsilon_r' - j\varepsilon_r'' \quad (4)$$

Το πραγματικό μέρος της εξ. (4) ε_r' αναφέρεται στην ενέργεια που αποθηκεύεται όταν εκπέμπεται ένα H/M κύμα και έχει επικρατήσει να λέγεται διηλεκτρική σταθερά. Θεωρείται ότι ισούται με την ε_s που μετρά ο αισθητήρας όταν το φανταστικό μέρος ε_r'' είναι πολύ μικρό ή αμελητέο (Topp et.al., 1980). Αυτό συμβαίνει στις περιπτώσεις αισθητήρων υψηλής συχνότητας λειτουργίας (TDR) όπου $\varepsilon_r' \gg \varepsilon_r''$. Σε αυτή την περίπτωση η σχέση $\theta = f(\varepsilon_r')$, είναι ανεξάρτητη από τον τύπο του εδάφους, την αλατότητα κ.λ.π εκτός των περιπτώσεων οργανικών εδαφών ή εδαφών με μεγάλη περιεκτικότητα σε άργιλο ή σίδηρο (Topp et.al., 1980). Το πραγματικό μέρος της εξ. (4) ε_r' μπορεί να επηρεάζεται από την f (Dispersive media) ειδικά για μέσα με αυξημένη περιεκτικότητα σε άργιλο. Αυτό μπορεί να συμβεί σε τιμές $f < 500$ MHz. Χαρακτηριστική περίπτωση αποτελεί ο bentonite όπου η ε_s στις μεγάλες θ μεταβάλλεται σημαντικά σε αυτό το εύρος συχνοτήτων. Οι μικρότερες τιμές f οδηγούν σε μεγαλύτερες τιμές ε_r' . Η επίδραση της f είναι αμελητέα στα πορώδη μέσα τα οποία έχουν μικρή ειδική επιφάνεια (π.χ άμμοι) και στην ξηρή κατάσταση όλων των πορωδών μέσων (Chen and Or, 2006; Kelleners et.al., 2005). Ειδικότερα ο Campbell (1990) σε πειράματα με εδάφη με συχνότητες μέτρησης από 1 έως 50 MHz έδειξε ότι εκτός από τα αμμώδη εδάφη όπου η ε_r' σε κάθε θ έχει συγκεκριμένη τιμή ανεξάρτητα από την συχνότητα μέτρησης, στα άλλα εδάφη η ε_r' μειώνεται με την αύξηση της f και ότι η επίδραση αυτή είναι ισχυρότερη στις μεγάλες θ . Έτσι η διαφορά μεταξύ των τιμών της ε_r' για συχνότητες 50 και 1 MHz είναι 8 μονάδες στην

$\theta=30\%$ και 3.5 μονάδες στην $\theta=4.5\%$. Συνεπώς σε αυτό το εύρος συχνοτήτων οι διαφορές στις τιμές της ε_r' εξαρτώνται ισχυρά από το είδος του εδάφους.

Το φανταστικό μέρος ε_r'' αναφέρεται στις διηλεκτρικές απώλειες και δίνεται από την εξίσωση

$$\varepsilon_r'' = \varepsilon_{r,mr}'' + \frac{\sigma}{2\pi f \varepsilon_0} \quad (5)$$

οπου ε_0 η διηλεκτρική σταθερά του κενού. Οι διηλεκτρικές απώλειες της εξ. (5) οφείλονται α) στην απώλεια ενέργειας λόγω μη ανταπόκρισης των προσανατολισμένων διπόλων (μορίων του νερού) στο επιβαλλόμενο H/M πεδίο ($\varepsilon_{r,mr}''$). Ο όρος $\varepsilon_{r,mr}''$ επηρεάζεται ισχυρά από τη συχνότητα f στο εύρος συχνοτήτων 10-1000 MHz σε αυτό δηλαδή που κυρίως λειτουργούν οι συμβατικές διηλεκτρικές συσκευές υπολογισμού της θ και μειώνεται με την αύξηση της f (Kelleners et. al., 2005; 2009; Logsdon et.al., 2010). Ετσι σε χαμηλές συχνότητες η τιμή της ε_s μπορεί να επηρεάζεται από την συμβολή της $\varepsilon_{r,mr}''$ ενώ σε υψηλές συχνότητες η συμβολή αυτή πιθανότατα είναι αμελητέα. β) Στην ηλεκτρική αγωγιμότητα (σ) σε χαμηλής συχνότητας ηλεκτροστατικό, πεδίο. Η επίδραση αυτή είναι αντιστρόφως ανάλογη της f (συχνότητα του H/M πεδίου). Ετσι οι διηλεκτρικές απώλειες που οφείλονται στην EC του εδαφικού διαλύματος τείνουν να μειώνονται με την αύξηση της f . Και στις δύο περιπτώσεις απωλειών η ε_r'' μειώνεται με την αύξηση της f .

Ο Campbell (1990) παρατήρησε ότι στο εύρος συχνοτήτων 1-50 MHz υπάρχει ισχυρή αλληλεπίδραση μεταξύ της ε_r' και της ε_r'' καθώς επίσης ότι η ε_r'' εξαρτάται από την συχνότητα και το είδος του εδάφους.

Οι σχέσεις αυτές είναι ιδιαίτερα σημαντικές αφού η μετρούμενη από τη συσκευή διηλεκτρική σταθερά ε_s εξαρτάται και από τις δύο συνιστώσες της ε_r^* , δηλαδή τις ε_r' και ε_r'' . Το τελικό αποτέλεσμα των διεργασιών αυτών είναι ότι η ε_s τείνει να μειώνεται καθώς η f αυξάνει (Kelleners et.al., 2009; Robinson et.al.,2005a).

Στις περιπτώσεις μέσων με υψηλή αλατότητα καθώς και ισχυρή $\varepsilon_{r,mr}''$ εάν μετρηθεί η ε_s με συσκευή μικρής f και χρησιμοποιηθεί η βιομηχανική βαθμονόμηση για τον υπολογισμό της θ , τότε θα υπάρχει μεγάλη υπερεκτίμησή της.

TDR

Οι συσκευές TDR έχουν καθιερωθεί για την ακριβή και αξιόπιστη μέτρηση της θ (Ferre and Torpp, 2002). Οι συσκευές TDR μετρούν την σχετική διηλεκτρική διαπερατότητα ε_r^* του εδάφους διαμέσου του χρόνου μετάδοσης ενός Η/Μ κύματος κατά μήκος των ραβδίων και την επιστροφή του λόγω ανάκλασης εκεί όπου τελειώνουν τα ραβδία (Απόσταση $2L$, όπου L το μήκος των ραβδίων) όταν αυτά έχουν εισχωρήσει στο έδαφος. Η ταχύτητα μετάδοσης (v) ενός Η/Μ κύματος διαμέσου ενός υλικού, στην περίπτωσή μας το έδαφος, δίνεται από την εξίσωση

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r^*}} = \frac{2L}{t} \quad (6)$$

όπου c η ταχύτητα μετάδοσης στο κενό ενός Η/Μ κύματος ($3 \cdot 10^8$ m/s) και ε_r^* η σχετική διηλεκτρική διαπερατότητα του μέσου μετάδοσης. Από την εξ. (6) προκύπτει ότι η ταχύτητα μετάδοσης ενός Η/Μ κύματος είναι αντιστρόφως ανάλογη της τετραγωνικής ρίζας της ε_r^* και

$$\varepsilon_r^* = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (7)$$

Αφού η διηλεκτρική διαπερατότητα του υγρού εδάφους είναι μεγαλύτερη ο χρόνος μετάδοσης σε υγρό έδαφος θα είναι μεγαλύτερος αυτού στο ξηρό έδαφος.

Σύμφωνα με τον von Hippel(1954) η ταχύτητα μετάδοσης δίνεται από την εξίσωση (8)

$$v = \frac{c}{\left[\frac{\varepsilon_r'}{2} \left(1 + \left(1 + \left(\varepsilon_{rel}'' + \left(\frac{\sigma}{2\pi f \varepsilon_0} \right) / \varepsilon_r' \right)^2 \right)^{0.5} \right)^2 \right]^{0.5}} \quad (8)$$

Από τον συνδυασμό των εξισώσεων (6) και (8) προκύπτει ότι

$$\varepsilon_r^* = \frac{\varepsilon_r'}{2} \left[1 + \left(1 + \left(\frac{\varepsilon_{rel}'' + (\sigma / 2\pi f)}{\varepsilon_r'} \right)^2 \right)^{0.5} \right] \quad (9)$$

Στην περίπτωση του TDR λόγω των υψηλών συχνοτήτων μέτρησης θεωρείται ότι $\frac{\varepsilon_{rel}'' + (\sigma / 2\pi f)}{\varepsilon_r'} \leq 1$ με αποτέλεσμα $\varepsilon_r^* \approx \varepsilon_r'$

Οι Topp et. al. (1980) παρουσίασαν για ένα μεγάλο εύρος γεωργικών εδαφών μια εμπειρική σχέση συσχέτισης της ε_s (τιμή που μετρά ο αισθητήρας και η οποία θεωρείται ότι είναι ίση με την τιμή της ε_r') με την θ

$$\theta = -5.310^{-2} + 2.9210^{-2} \varepsilon_s - 5.510^{-4} \varepsilon_s^2 - 4.310^{-6} \varepsilon_s^3 \quad (9)$$

Η αντίστροφη σχέση είναι

$$\varepsilon_s = 3.03 + 9.3\theta + 146\theta^2 - 76.7\theta^3 \quad (10)$$

Οι Topp and Reynolds (1998) έδωσαν μια γραμμική προσέγγιση της εξ.(9)

$$\theta = 0.115\sqrt{\varepsilon_s} - 0.176 \quad (11)$$

Στην εξ. (11) η κλίση της γραμμικής σχέσης σχετίζεται με την επίδραση της άργιλου και της εδαφικής αλατότητας ενώ ο σταθερός όρος με τις ηλεκτρικές ιδιότητες των στερεών συστατικών. Η αλατότητα και η άργιλος μπορεί να εισαγάγουν κάποια καμπυλότητα στην γραμμική σχέση.

Σε οργανικά εδάφη καθώς και σε λεπτόκοκκα με υψηλή περιεκτικότητα σε άργιλο παρατηρούνται αποκλίσεις από την εξ. (9). Στα λεπτόκοκκα εδάφη παρατηρείται το φαινόμενο της μικρότερης τιμής της ε_s συγκριτικά με τα χονδρόκοκκα για την ίδια τιμή της θ . Μάλιστα η διαφορά αυτή αυξάνεται με την αύξηση της θ . Το φαινόμενο αυτό αποδόθηκε στην αυξημένη ποσότητα δεσμευμένου νερού στα λεπτόκοκκα το οποίο όπως έχει προαναφερθεί έχει μικρότερη τιμή διηλεκτρικής διαπερατότητας συγκριτικά με το ελεύθερο νερό (Dasberg and Hormans, 1992).

Συσκευές χωρητικότητας (capacitance)

Πολλές διηλεκτρικές συσκευές προσδιορίζουν τις διηλεκτρικές ιδιότητες των εδαφών από μετρήσεις της χωρητικότητας C του πυκνωτή που δημιουργείται μεταξύ των ραβδίων των συσκευών, και του εδάφους που παρεμβάλλεται μεταξύ των

ραβδίων. Η συνήθης συχνότητα μέτρησης είναι από 38 έως 150 MHz. Η μέτρηση της θ σε αυτές τις συσκευές είναι συνάρτηση της διηλεκτρικής διαπερατότητας, της συχνότητας μέτρησης και του ηλεκτρονικού συστήματος της συσκευής. Η σχέση μεταξύ της ε_r^* και της χωρητικότητας της συσκευής είναι

$$C = g \varepsilon_r^* \varepsilon_0 \quad (12)$$

όπου g είναι ένας γεωμετρικός παράγοντας ο οποίος συσχετίζεται με την μορφή των ραβδίων της συσκευής.

Η συχνότητα ταλάντωσης του πυκνωτή είναι αντιστρόφως ανάλογη της τετραγωνικής ρίζας της χωρητικότητας

$$F = (2\pi\sqrt{LC})^{-1} \quad (13)$$

όπου L είναι η επαγωγή του κυκλώματος.

Η εξίσωση υπολογισμού της θ δίνεται από μια δυναμοσυνάρτηση της μορφής

$$\theta = aSF^b \quad (14)$$

όπου $SF = \frac{F_a - F_s}{F_a - F_w}$ με F_a η συχνότητα ταλάντωσης στον αέρα, F_s η αντίστοιχη συχνότητα στο έδαφος και F_w στο νερό.

Οι διηλεκτρικές συσκευές χωρητικότητας που λειτουργούν σε χαμηλότερες συχνότητες συγκριτικά με τις TDR θεωρητικά πρέπει να είναι αρκετά πιο ευαίσθητες σε εδάφη υψηλής αλατότητας ή σε αρδευόμενες καλλιέργειες με νερά των οποίων η ηλεκτρική αγωγιμότητα (EC_w) είναι υψηλή.

Εξισώσεις βαθμονόμησης των διηλεκτρικών συσκευών

Εμπειρικές εξισώσεις

Επειδή η εξ. (9) δεν μπορεί να εφαρμοστεί σε όλα τα εδάφη και σε όλες τις περιπτώσεις διηλεκτρικών συσκευών προκύπτει η ανάγκη της συγκεκριμένης βαθμονόμησης στο συγκεκριμένο έδαφος της συγκεκριμένης συσκευής. Η προκύπτουσα σχέση μεταξύ της ε_s και της θ ονομάζεται εξίσωση βαθμονόμησης. Για την περίπτωση του TDR η πιο συχνά εφαρμοζόμενη εξίσωση βαθμονόμησης είναι η εμπειρική εξίσωση (9) και η ισοδύναμή της (11), όμως όπως έχει προαναφερθεί, αυτή αποτυγχάνει σε συγκεκριμένες κατηγορίες εδαφών. Για τις κατηγορίες αυτές εδαφών

έχει παρουσιαστεί ένα μεγάλο πλήθος εμπειρικών εξισώσεων. Πιο συγκεκριμένα για τα οργανικά εδάφη οι Torp et al. (1980) πρότειναν ανάλογη εξίσωση με την εξ. (9)

$$\theta = -2.52 \cdot 10^{-2} + 4.15 \cdot 10^{-2} \varepsilon_s - 14.4 \cdot 10^{-4} \varepsilon_s^2 - 22 \cdot 10^{-6} \varepsilon_s^3 \quad (15)$$

Στην κατηγορία των εμπειρικών εξισώσεων ανήκει και η εξίσωση των Malicki et al. (1996), η οποία προέκυψε από μεγάλο αριθμό πειραματικών δεδομένων και περιλαμβάνει σαν επιπρόσθετη παράμετρο την φαινόμενη πυκνότητα ρ_ϕ του εδάφους

$$\theta = \frac{\varepsilon_s - 0.819 - 0.148 \rho_\phi - 0.159 \rho_\phi^2}{7.17 + 1.18 \rho_\phi} \quad (16)$$

Φυσικά μοντέλα

Εκτός των εμπειρικών εξισώσεων π.χ εξισώσεις (9), (11), (15) και (16) έχουν προταθεί εναλλακτικά για την TDR και εξισώσεις βαθμονόμησης στηριγμένες σε κάποια φυσική βάση δηλαδή περιλαμβάνουν εδαφικές ιδιότητες ή παραμέτρους οι οποίες είναι γνωστές ή μπορούν να υπολογιστούν σχετικά εύκολα με ικανοποιητική ακρίβεια. Στην περίπτωση των φυσικών μοντέλων απαιτείται συνήθως εκ των προτέρων γνώση διαφόρων ιδιοτήτων ή παραμέτρων του εδάφους.

Στα φυσικά μοντέλα θεωρείται ότι η διηλεκτρική διαπερατότητα του εδάφους είναι συνάρτηση της διαφορετικής διηλεκτρικής διαπερατότητας των τριών ή τεσσάρων φάσεων (τέταρτη φάση θεωρείται το δεσμευμένο νερό) και του σχετικού όγκου κάθε φάσης. Η αντίστοιχη εξίσωση όταν το έδαφος θεωρείται τριφασικό σύστημα είναι

$$\varepsilon_r^a = \theta \varepsilon_w^a + (1 - \phi) \varepsilon_s^a + (\phi - \theta) \varepsilon_g^a \quad (17)$$

όπου ε_w , ε_s και ε_g είναι οι διηλεκτρικές διαπερατότητες του νερού, των στερεών συστατικών και του αέρα αντίστοιχα, ϕ το πορώδες του εδάφους και θ η κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό. Η παράμετρος a θεωρείται παράμετρος προσαρμογής η οποία σχετίζεται με την γεωμετρία των κόκκων του εδάφους. Οι Roth et al. (1990) θεωρώντας το έδαφος σαν τριφασικό σύστημα βρήκαν σαν πιο κατάλληλη τιμή για τα περισσότερα εδάφη την τιμή 0.5 ενώ οι Dobson et al. (1985) την τιμή 0.65 όταν θεώρησαν το έδαφος σαν τετραφασικό σύστημα.

Στα τετραφασικά μοντέλα ανακύπτει το πρόβλημα του προσδιορισμού των τιμών του όγκου και της διηλεκτρικής διαπερατότητας της τέταρτης φάσης η οποία είναι το δεσμευμένο νερό. Οι Dirksen and Dasberg (1993) υπολόγισαν τον όγκο του δεσμευμένου νερού από το μέγεθος και τις ιδιότητες της ειδικής επιφάνειας η οποία εξαρτάται από την περιεκτικότητα και το είδος της αργίλου. Επίσης συνιστούν ότι εάν δεν έχει μετρηθεί η ειδική επιφάνεια του εδάφους τότε μπορεί να χρησιμοποιηθεί η τιμή του υγροσκοπικού νερού σαν μια εκτίμηση του δεσμευμένου νερού.

Παρακάτω παρουσιάζεται μια απλοποιημένη εκδοχή του μοντέλου που παρουσίασαν οι Dobson et al. (1985) η οποία προκύπτει άμεσα από την εξ. (17) (Whalley, 1993)

$$\sqrt{\varepsilon_r'} = \theta_m (\sqrt{\varepsilon_w} - 1) + \frac{\rho_\phi}{\rho_s} (\sqrt{\varepsilon_s} - 1) + 1 \quad (18)$$

οπου ρ_s η πραγματική πυκνότητα των στερεών, η οποία για τα ανόργανα πορώδη μέσα ισούται με 2.65 g.cm^{-3} , ρ_ϕ η φαινόμενη πυκνότητα του εδάφους, ε_s η διηλεκτρική διαπερατότητα των στερεών συστατικών και θ_m πραγματική υγρασία.

Η εξ. (18) μπορεί να μετατραπεί στην

$$\theta_m = \frac{\sqrt{\varepsilon_r'} - \frac{\rho_\phi}{\rho_s} (\sqrt{\varepsilon_s} - 1) + 1}{(\sqrt{\varepsilon_w} - 1)} = A\sqrt{\varepsilon_r'} + B \quad (19)$$

Από την εξ. (19) φαίνεται ότι η σχέση $\theta_m - \sqrt{\varepsilon_r'}$ είναι γραμμική δηλαδή έχει μορφή ανάλογη με την εξ. (11) στην οποία οι παράμετροι A και B έχουν τιμές $A=0.115$ και $B=-0.176$ για την περίπτωση του TDR. Από την εξ. (19) φαίνεται ότι η κλίση της γραμμικής σχέσης A έχει σταθερή τιμή 0.125 ενώ η τιμή του B εξαρτάται από τις τιμές των ρ_ϕ και ε_s . Εάν υποθέσουμε ότι η ρ_ϕ έχει τιμή 1.3 g cm^{-3} και η ε_s τιμή 5, τότε το B έχει τιμή -0.202.

Η ύπαρξη γραμμικής σχέσης παρουσιάζει κυρίως τα πλεονεκτήματα της ευκολότερης βαθμονόμησης αφού μπορεί να πραγματοποιηθεί ακόμα και με δύο ζευγάρια τιμών (θ_m , ε_s) π.χ στην ξηρή κατάσταση και στον κορεσμό καθώς και του ευκολότερου εντοπισμού πειραματικού σφάλματος συγκριτικά με την πολυωνυμική εξίσωση.

Βαθμονόμηση άλλων συσκευών

Παρότι η ύπαρξη γραμμικής σχέσης επιβεβαιώθηκε αρχικά στην περίπτωση του TDR, από τα μέχρι τώρα πειραματικά δεδομένα φαίνεται να ισχύει και στις περισσότερες περιπτώσεις δεδομένων από διηλεκτρικούς αισθητήρες. Όμως συνήθως οι συντελεστές της γραμμικής σχέσης (A και B) μεταβάλλονται με τον τύπο του εδάφους, εκτός των αμμωδών εδαφών, ειδικά για τις συσκευές που λειτουργούν σε χαμηλές συχνότητες (Kargas and Kerkides, 2008; Kargas et al., 2011; Kargas and Soulis 2012; Kargas et al., 2014). Για το είδος αυτών των συσκευών θεωρείται αναγκαία η πραγματοποίηση συγκεκριμένης βαθμονόμησης της κάθε συσκευής στο συγκεκριμένο έδαφος, δηλαδή η εύρεση πειραματικά των τιμών A και B.

Παραπάνω αναφέρθηκε η επίδραση της συχνότητας λειτουργίας μιας διηλεκτρικής συσκευής στον αξιόπιστο προσδιορισμό της ϵ_s σε κάποιο ποσοστό θ . Η ϵ_s είναι δυνατόν να παίρνει διαφορετικές τιμές στην ίδια θ , για διαφορετικά εδάφη και EC_w - συνθήκες καταλήγοντας συνήθως στην υπερεκτίμηση της θ (Seyfried and Murdock, 2001) για συσκευές χαμηλής συχνότητας λειτουργίας εάν εφαρμοστεί η εξίσωση του Topp. Από πλευράς μετρήσεων αυτό σημαίνει ότι η σχέση ϵ_s - θ μεταβάλλεται εκτός από τα αμμώδη εδάφη όπου η σχέση ϵ_s - θ είναι ίδια με την εξίσωση των Topp et.al., (1980) (εξ. 9) ανεξάρτητα από την συχνότητα μέτρησης. Αυξανόμενη της f , αναμένεται η ϵ_s να μειώνεται και η σχέση βαθμονόμησης ϵ_s - θ να τείνει στη γνωστή και καθιερωμένη εξίσωση των Topp et.al., (1980) ή της ισοδύναμης της προσεγγιστικής σχέσης των Topp and Reynolds (1998) (T&R).

Εδαφικές ιδιότητες όπως ο τύπος και η ποσότητα της αργίλου, η ειδική επιφάνεια, η θερμοκρασία, η οργανική ουσία είναι γνωστό ότι επηρεάζουν την ϵ_s και επομένως την εξίσωση βαθμονόμησης. Γενικά μπορούμε να αναφέρουμε ότι ο τύπος του εδάφους και ειδικά η αυξημένη ποσότητα της αργίλου και μάλιστα αν περιλαμβάνονται άργιλοι τύπου 2:1 επηρεάζουν σημαντικά την τιμή της ϵ_s όταν αυτή μετριέται με συσκευές χαμηλών συχνοτήτων. Θυμίζουμε την διαφορετική συμπεριφορά της TDR για αυτές τις περιπτώσεις εδαφών όπου η ϵ_s είναι μικρότερη για ένα ποσοστό θ στα αργιλώδη συγκριτικά με τα αμμώδη.

Επίσης η θερμοκρασία επηρεάζει την ϵ_s με δύο τρόπους μάλλον αντίθετους. Από την μια η ϵ_s μειώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας λόγω επίδρασης στα ελεύθερα μόρια του νερού αλλά από την άλλη αυξάνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας λόγω απελευθέρωσης του δεσμευμένου νερού. Ο Skierucha (2009)

βρήκε ότι ανάλογα με το είδος του εδάφους υπάρχει μια τιμή υγρασίας όπου οι δύο διαδικασίες αλληλοαναιρούνται. Η τιμή αυτή της υγρασίας σχετίζεται με την ειδική επιφάνεια του εδάφους. Από την εξέταση της επίδρασης της θερμοκρασίας σε ένα αισθητήρα (10HS) οι Kargas and Soulis (2012) αναφέρουν ότι στα χονδρόκοκκα εδάφη η επίδραση της θερμοκρασίας είναι μικρή ενώ στα λεπτόκοκκα υπάρχει σημαντική επίδραση γεγονός που πιθανότατα επιβεβαιώνει την σχέση μεταξύ του δεσμευμένου νερού και της θερμοκρασίας.

Πρέπει να σημειωθεί ότι οι επιδράσεις της θερμοκρασίας πρέπει να λαμβάνονται υπόψη στην βαθμονόμηση των συσκευών ειδικά για την περίπτωση υπολογισμού της θ στα επιφανειακά εδαφικά στρώματα αφού σε αυτή την περίπτωση είναι σημαντικές οι αλλαγές της θερμοκρασίας. Στα βαθύτερα στρώματα η θερμοκρασία του εδάφους είναι σχετικά σταθερή οπότε δεν φαίνεται να επηρεάζει την διαδικασία της βαθμονόμησης.

Μεθοδολογίες βαθμονόμησης

Γενικά έχουν εφαρμοστεί δύο μεθοδολογίες βαθμονόμησης. α) Η μέθοδος της ομοιογενούς υγρασίας. Κατά την μέθοδο αυτή μετά από ανάμιξη με νερό των εδαφικών δειγμάτων αποκτάται ομοιογενής προκαθορισμένη θ_m και μετρίεται με τον αισθητήρα η ε_s . Μετά την απόκτηση ικανού αριθμού μετρήσεων προσδιορίζεται η σχέση $\theta_m - \varepsilon_s^{0.5}$ δηλαδή υπολογίζονται οι συντελεστές A και B. Η μέθοδος αυτή είναι χρονοβόρα και μπορεί να αποκτηθεί μόνο περιορισμένος αριθμός μετρήσεων β) Η μέθοδος της από τα κάτω διήθησης (upward infiltration). Κατά την μέθοδο αυτή γίνεται είσοδος του νερού από την κάτω επιφάνεια του εδαφικού δείγματος ενώ η αισθητήρας έχει τοποθετηθεί κατακόρυφα εντός του δείγματος. Η μέθοδος παρουσιάζει το πλεονέκτημα της δυνατότητας απόκτησης μεγάλου αριθμού μετρήσεων αλλά παρουσιάζει την ιδιαιτερότητα διαμόρφωσης εντός του εδαφικού δείγματος διακριτού μετώπου διαβροχής, δηλαδή υπάρχει σαφής διαχωρισμός υγρής και ξηρής περιοχής. Στην περίπτωση του TDR οι δύο μέθοδοι δίνουν τα ίδια αποτελέσματα βαθμονόμησης. Δηλαδή στην ίδια θ_m , ανεξάρτητα αν αυτή είναι ομοιόμορφα κατανεμημένη ή ανομοιόμορφα αντιστοιχεί η ίδια τιμή ε_s .

Οι Torpp et al. (1982) μελέτησαν την περίπτωση δυο διαφορετικών υγρασιακά στρώσεων με TDR κάνοντας την υπόθεση ότι ο συνολικός χρόνος t_3 ο οποίος απαιτείται για την μεταφορά ενός ηλεκτρομαγνητικού κύματος από δύο στρώσεις πάχους L_1 και L_2 είναι ίσος με το άθροισμα των επιμέρους χρόνων t_1 και t_2

που απαιτείται για την μεταφορά του κύματος από κάθε στρώση. Έτσι $t_3 = t_1 + t_2$ και συνεπώς :

$$t_3 = \frac{L_1\sqrt{\varepsilon_{s1}} + L_2\sqrt{\varepsilon_{s2}}}{c} \quad (20)$$

Η ε_s κατά μήκος της γραμμής μεταφοράς δίνεται από τον τύπο:

$$\varepsilon_s = \left(\frac{ct_3}{L_1 + L_2} \right)^2 = \left(\frac{L_1\sqrt{\varepsilon_{s1}} + L_2\sqrt{\varepsilon_{s2}}}{L_1 + L_2} \right)^2 \quad (21)$$

Συνεπώς αν είναι γνωστές οι τιμές των ε_{s1} και ε_{s2} και το πάχος κάθε στρώσης μπορούμε να υπολογίσουμε την ε_s του μέσου που περιλαμβάνει αυτές τις στρώσεις. Η περιεκτικότητα σε υγρασία που υπολογίστηκε από την εξίσωση των Torpp et al. (1980) με τιμές της ε_s όπως υπολογίστηκαν από τη (21) έδωσε ίδιες τιμές με την μέση περιεκτικότητα σε υγρασία. Δηλαδή για το ίδιο ποσοστό θ ανεξάρτητα αν αυτό είναι ομοιογενώς καταναμημένο ή ισχυρά ανομοιογενώς η συσκευή TDR προσδιορίζει την ίδια τιμή ε_s . Η μέθοδος αυτή ονομάστηκε αργότερα “διαθλαστικό καθεστώς” (refractive index mixing method).

Οι Chan and Knight (1999, 2001) εξέτασαν λεπτομερέστερα το φαινόμενο και έδειξαν ότι σε δείγματα από άμμο ο τρόπος υπολογισμού της διηλεκτρικής σταθεράς με στρώσεις διαφορετικής υγρασίας, εξαρτάται από τον λόγο του μήκους κύματος (λ) προς το πάχος της στρώσης (L). Στην περίπτωση που ο λόγος $\frac{\lambda}{L} \geq 4$ τότε η ε_s υπολογίζεται από το “αριθμητικό καθεστώς”:

$$\varepsilon_s = \frac{\sum_{i=1}^N L_i \varepsilon_i}{\sum_{i=1}^N L_i} \quad (22)$$

σε διαφορετική περίπτωση ακολουθεί το διαθλαστικό καθεστώς

Στην συνέχεια οι Schaap et al (2003) παρουσίασαν μετρήσεις με TDR για δύο, τρεις και πολλές στρώσεις. Τα συμπεράσματα στα οποία κατέληξαν ήταν ότι γενικά το διαθλαστικό καθεστώς είναι το καταλληλότερο για το TDR. Στις περιπτώσεις που η συχνότητα λειτουργίας του είναι μικρότερη από 100 MHz καθώς και στην περίπτωση λειτουργίας υψηλών συχνοτήτων (TDR) αλλά που το πάχος των στρώσεων είναι μικρό άρα ο αριθμός τους είναι μεγάλος ακολουθείται το αριθμητικό καθεστώς. Η μετάπτωση αυτή από το διαθλαστικό καθεστώς όταν έχουμε λίγες αλλά μεγάλου πάχους στρώσεις στο αριθμητικό καθεστώς όταν έχουμε πολλές και μικρού

πάχους στρώσεις αποδόθηκε στη μεγάλη καθυστέρηση του σήματος που συμβαίνει στην περίπτωση των πολλών στρώσεων. Στην περίπτωση αυτή αν ο υπολογισμός της ϵ_s γίνει με βάση το διαθλαστικό καθεστώς θα οδηγήσει σε σημαντικά σφάλματα της υπολογιζόμενης υγρασίας. Οι Robinson et al. (2005) έδειξαν ότι για τις συχνότητες λειτουργίας του TDR σε πειράματα με δύο διακριτές στρώσεις σε άμμο και γυάλινα σφαιρίδια το διαθλαστικό καθεστώς είναι το καταλληλότερο. Όμως ανέφεραν ότι αυτό μπορεί να μην ισχύει για συχνότητες λειτουργίας μικρότερες από 100 MHz. Στην περίπτωση αυτή αναφέρουν ότι χρειάζεται εξέταση για το ποιο σχέδιο είναι καταλληλότερο. Επίσης πρότειναν για την περίπτωση των δύο στρώσεων ένα μοντέλο υπολογισμού της ϵ_s που στηρίζεται στην γνώση της τιμής της ϵ_s στο κορεσμό καθώς και στη ξηρή κατάσταση. Αν θεωρηθεί ότι η τιμή της ϵ_s στην ξηρή κατάσταση είναι 2.8 τότε απαιτείται να είναι γνωστή μόνο η τιμή της στο κορεσμό

Επειδή είναι πολύ συνηθισμένο οι διηλεκτρικές συσκευές να τοποθετούνται κατακόρυφα στο έδαφος, τίθεται το ερώτημα πως υπολογίζεται σε αυτή την περίπτωση η ϵ_s του πορώδους μέσου το οποίο περιλαμβάνει στρώσεις με διαφορετικές διηλεκτρικές σταθερές. Το πρόβλημα αυτό είναι σοβαρό όταν υπάρχει ανάγκη υπολογισμού της υγρασίας κοντά στην επιφάνεια του εδάφους στην οποία συνήθως παρατηρούνται σημαντικές μεταβολές της υγρασίας με το βάθος. Στην περίπτωση αυτή εάν η εξίσωση βαθμονόμησης έχει προκύψει από ομοιογενή δείγματα υγρασίας και η συσκευή ακολουθεί τον αριθμητικό τρόπο υπολογισμού της θ τότε προφανώς θα υπάρξει λανθασμένος υπολογισμός της θ .

Στην περίπτωση των διηλεκτρικών συσκευών ML2 (100 MHz), WET (20 MHz) και TDR300 έχει αποδειχτεί ότι οι δύο μεθοδολογίες βαθμονόμησης δίνουν διαφορετικά αποτελέσματα για την ίδια θ σε αντίθεση με το TDR. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι στην περίπτωση της δεύτερης μεθοδολογίας οι συσκευές δεν ακολουθούν το διαθλαστικό καθεστώς υπολογισμού της ϵ_s αλλά το αριθμητικό καθεστώς. Θεωρούμε ότι ο τρόπος υπολογισμού της ϵ_s είναι η κυριότερη αιτία υπερεκτίμησης της θ από τη συσκευή ML2 στις περιπτώσεις ανομοιομορφής υγρασίας.

Συμπεριφορά και βαθμονόμηση συσκευών

Περιγράφονται περιληπτικά η συμπεριφορά και η βαθμονόμηση μερικών διηλεκτρικών συσκευών (Kargas et al. 2014).



1) Η συσκευή WET λειτουργεί σε συχνότητα $f = 20\text{MHz}$ και παρέχει τιμές των ϵ_s και σ_b . Ο αισθητήρας περιλαμβάνει τρία μεταλλικά ραβδία μήκους 6 cm, διαμέτρου 3 mm που απέχουν μεταξύ τους 1.5 cm. Μπορεί να συνδεθεί με τον μετρητή HH2 ο οποίος μας δίνει τιμές της ϵ_s , της σ_b και της θερμοκρασίας. Στην ουσία ο αισθητήρας μετρά τη χωρητικότητα C και την αγωγιμότητα G του υλικού (εδάφους) μεταξύ των ραβδίων. Από τις τιμές αυτές προσδιορίζεται η ϵ_s και η υγρασία του εδάφους υπολογίζεται από τη εξ. (19) αφού από τον κατασκευαστή προτείνονται τιμές των A και B για διάφορες περιπτώσεις εδαφών. Οι παράμετροι A και B της γραμμικής σχέσης (εξ. 19) μπορούν να προσδιοριστούν με ειδική βαθμονόμηση με την μέθοδο της ομοιογενούς υγρασίας.

2) Η συσκευή 5TE λειτουργεί σε συχνότητα 70MHz και παρέχει μετρήσεις της ϵ_s , της σ_b και της θερμοκρασίας. Περιλαμβάνει 3 ραβδία μήκους 5.2 cm. Προσδιορίζεται η χωρητικότητα από το χρόνο φόρτισης του πυκνωτή, που σχηματίζεται μεταξύ των ραβδίων και του εδάφους που βρίσκεται μεταξύ τους. Από τη χωρητικότητα προσδιορίζεται η ϵ_s . Για ανόργανα εδάφη προτείνεται από τον κατασκευαστή για τον υπολογισμό της θ η γνωστή εξίσωση των Torpp et.al., (1980) ή η ισοδύναμη σχέση των (T&R) εξ. (11)



Η σ_b μετρείται με ειδική συνδεσμολογία δύο σημείων που βρίσκονται στα δύο από τα τρία ραβδία. Οι μετρήσεις της σ_b είναι ακριβείς με μέσο σφάλμα $\pm 10\%$ σ' ένα εύρος τιμών της σ_b από 0 έως $7 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$.

3) Η ML2 λειτουργεί σε συχνότητα 100 MHz. Ο αισθητήρας περιλαμβάνει 4 ραβδία μήκους 6 cm και διαμέτρου 0.3 cm. Τα 3 εξωτερικά ραβδία σχηματίζουν ένα τρίγωνο με το τέταρτο ραβδί στο κέντρο. Το κεντρικό ραβδί μεταδίδει το σήμα ενώ τα 3 εξωτερικά ραβδία αποτελούν το εξωτερικό περίβλημα και είναι συνδεδεμένα με τη γείωση της συσκευής. Μεταξύ του σώματος της συσκευής και των ραβδίων που βυθίζονται στο έδαφος αναπτύσσεται διαφορά ηλεκτρικού δυναμικού (τάση V) που εξαρτάται από την θ του εδάφους, άρα και από την ϵ_s .

Η σχέση $\sqrt{\epsilon_s} = f(V)$ η οποία δίνεται από τον κατασκευαστή είναι

$$\sqrt{\epsilon_s} = 1.07 + 6.4V - 6.4V^2 + 4.7V^3, \text{ όπου } V \text{ σε volts} \quad (23)$$



Με την καταγραφή των volts (V) βρίσκεται η τιμή της διηλεκτρικής σταθεράς και με την αξιοποίηση των τιμών των A και B (εξ. 19) που δίνονται

εργοστασιακά βρίσκεται η περιεχόμενη θ . Οι τιμές των A και B για τα ανόργανα είναι 0.119 και 0.190 και για τα οργανικά εδάφη 0.130 και 0.169 αντίστοιχα. Το σήμα εξόδου κυμαίνεται από 0-1 volts για εύρος διηλεκτρικής σταθεράς από 1-32, το οποίο αντιστοιχεί σε εύρος υγρασιών από 0-0.5 $m^3 \cdot m^{-3}$ (Gaskin and Miller, 1996).

Εξέταση της επίδραση της EC του νερού άρδευσης (EC_w) στην ϵ_s

Για τη μελέτη της συμπεριφοράς των 3 διηλεκτρικών αισθητήρων σε διαφορετικά εδάφη και διαφορετικά επίπεδα αλατότητας λήφθηκαν διαταραγμένα δείγματα 6 εδαφών. 2 αμμώδη, (S) και (S2), αμμοπηλώδες (SL), πηλώδες (L), αργιλώδες (C) και αργιλοπηλώδες (CL). Στον πίνακα 1 παρουσιάζονται μερικές ιδιότητες των εδαφών. Το είδος της αργίλου προσδιορίστηκε με ακτίνες X και βρέθηκε ότι ήταν Ιλλίτης. Αρχικά στα δείγματα έγιναν μεταχειρίσεις με απιονισμένο νερό μέχρις ότου η ηλεκτρική αγωγιμότητα του διαλύματος εκροής καταστεί αμελητέα δηλαδή μέχρι να εκπλυθεί μεγάλο μέρος της ποσότητας αλάτων που περιείχαν αρχικά. Στην συνέχεια τα εδαφικά δείγματα διαβρέχονται με γνωστής ηλεκτρικής αγωγιμότητας (EC_w) διαλύματα σε ποσότητες τέτοιες που εξασφάλιζαν συγκεκριμένες τιμές εδαφικής υγρασίας θ_m . Έγινε χρήση διαλυμάτων με EC_w 1.2, 3.4 και 6 $dS \cdot m^{-1}$. Για τα αμμώδη εδάφη χρησιμοποιήθηκαν δύο επιπλέον διαλύματα με EC_w 0.28 και 2.2 $dS \cdot m^{-1}$. Διάλυμα με $EC_w=20 dS \cdot m^{-1}$ χρησιμοποιήθηκε στο δείγμα (S2) για περαιτέρω διερεύνηση της συμπεριφοράς των αισθητήρων σε ακραίες συνθήκες αλατότητας. Μετά από κάθε διαβροχή και κατάλληλη επεξεργασία για απόκτηση ομοιόμορφης θ_m , το δείγμα παρέμενε για 24 h σε αεροστεγείς συνθήκες για πλήρη ισορροπία. Στη συνέχεια γινόταν τοποθέτηση του δείγματος σε πλαστικά κυλινδρικά δοχεία (διαμέτρου 7 cm και ύψους 7 cm) στα οποία τοποθετούνταν οι αισθητήρες για τις μετρήσεις της ϵ_s και σ_b με τις WET και 5TE και τα Volts για την ML2.

Για τον προσδιορισμό των βέλτιστων τιμών A και B της εξίσωσης βαθμονόμησης (εξ. 19) έγινε γραμμική παλινδρόμηση μεταξύ όλων των τιμών θ_m και $\epsilon_s^{0.5}$, (CALALL), για τις 3 τιμές της EC_w για όλα τα εδάφη. Επίσης οι τιμές αυτές προσδιορίστηκαν και με τη μεθοδολογία των δύο σημείων (CAL, Kargas et.al., 2011) δηλαδή των δύο ζευγών (θ_m , $\epsilon_s^{0.5}$) για ξηρό έδαφος $\theta_m=0$ και για κορεσμένο έδαφος. Ο κορεσμός και ο προσδιορισμός της υγρασίας κορεσμού έγινε με τη συσκευή Haines, με τη διαβροχή από κάτω προς τα πάνω. Η επίτευξη της $\theta_m=0$ έγινε με κλίβανο στους $105^0 C$ για 24h.

Διακριτή μεταβολή της θ

Για τη μελέτη της μέτρησης της εδαφικής υγρασίας σε καθεστώς διακριτής μεταβολής της θ , χρησιμοποιήθηκε μόνο η ML2 συσκευή. Οι Robinson et al. (2005b) πρότειναν για την περίπτωση δύο στρώσεων την εμπειρική προσέγγιση

$$\sqrt{\varepsilon'_r} = \frac{\theta}{\varphi} \sqrt{\varepsilon'_{r,\text{sat}}} + \left(1 - \frac{\theta}{\varphi}\right) \sqrt{\varepsilon'_{r,\text{dry}}} \quad (24)$$

όπου $\varepsilon'_{r,\text{sat}}$ η τιμή της ε'_r στον κορεσμό και $\varepsilon'_{r,\text{dry}}$ η τιμή της ε'_r στη ξηρή κατάσταση. Επίσης πρότειναν ότι μπορεί να θεωρηθεί γνωστή η τιμή για τη ξηρή κατάσταση $\varepsilon'_{r,\text{dry}}=2.8$. θ είναι η τιμή της υγρασίας σε κάθε ε'_r και φ το ολικό πορώδες. Απ' ότι φαίνεται η εξ. (24) προσομοιάζει στο διαθλαστικό καθεστώς.

Στην περίπτωση που η συχνότητα λειτουργίας είναι μικρότερη από 100 MHz τότε οι Robinson et al (2005b) αναφέρουν ότι η εξ. (24) μάλλον δεν ισχύει. Στην περίπτωση αυτή πρότειναν τη σχέση

$$\varepsilon'_r = \frac{\theta}{\varphi} \varepsilon'_{r,\text{sat}} + \left(1 - \frac{\theta}{\varphi}\right) \varepsilon'_{r,\text{dry}} \quad (25)$$

η οποία παραπέμπει στο αριθμητικό σχήμα υπολογισμού της διηλεκτρικής σταθεράς.

Στην περίπτωση που θεωρηθεί γνωστή η $\varepsilon'_{r,\text{dry}}$ τότε το μοντέλο απαιτεί μόνο την τιμή της $\varepsilon'_{r,\text{sat}}$ για να εφαρμοστεί. Το μοντέλο τους έχει προταθεί μόνο για την περίπτωση όπου η μία στρώση είναι κορεσμένη και η άλλη στη ξηρή κατάσταση ενώ έχει εφαρμοστεί μόνο στην περίπτωση χονδρόκοκκης χαλαζιακής άμμου.

Εξετάστηκε στο εργαστήριο μας ένα διαταραγμένο Αμμοπηλώδες έδαφος (SL) με φαινομενική πυκνότητα στερεών σωματιδίων, $\rho_\phi=1.22 \text{ gr.cm}^{-3}$.

Πραγματοποιήθηκαν πειράματα όπως: Σύστημα αέρας/νερό, αέρας/κορεσμένο πορώδες μέσο και αντίστροφα καθώς και εδαφικές στρώσεις με αλληλουχία δύο στρώσεων υγρού/ξηρού αλλά με διαφορετικά εκάστοτε πάχη.

Η ML2 εισάγεται κάθετα σε απεσταγμένο νερό με βήματα 5 mm μέχρι βάθος 60 mm και καταγράφονται τα volts. Με τον τρόπο αυτό μετρήθηκε η τιμή της

ϵ_s με τη βοήθεια της εξ. (24) και εκτιμήθηκε η μέθοδος που ακολουθείται από τη συσκευή για τον υπολογισμό της ϵ_s στο σύστημα αέρα/νερό που χαρακτηρίζεται από δύο τελείως διαφορετικές διηλεκτρικές σταθερές (ϵ_s αέρα=1 και ϵ_s νερού=80).

Για τις ανάγκες του πειράματος στα εδάφη κατασκευάστηκαν κύλινδροι από plexiglas διαμέτρου και ύψους 6.5 cm. Στη βάση των κυλίνδρων τοποθετήθηκε σήτα. Για την περίπτωση αέρα/πορώδες μέσο εισάγεται σταδιακά η ML2 στο έδαφος με τον ίδιο τρόπο όπως στο πείραμα αέρα/νερό και καταγράφονται τα volts. Όταν έχει εισχωρήσει σε όλο το μήκος η ML2 καταγράφονται τα volts και υπολογίζεται η ϵ_s στον κορεσμό. Στην αντίθετη περίπτωση (πορώδες μέσο/αέρα) αφού εισχωρήσει η ML2 σε όλο το μήκος του δείγματος και μετρηθούν τα volts αφαιρούμε σταδιακά τμήματα κορεσμένου χώματος από το κάτω άκρο έτσι ώστε σταδιακά να μειώνεται το τμήμα που περιέχει το κορεσμένο μέσο και να αυξάνεται αυτό του αέρα. Μετά από κάθε αφαίρεση χώματος γίνεται καταγραφή των volts και υπολογισμός της ϵ_s .

Διαμόρφωση δύο διακριτών στρώσεων (Y/Ξ)

Σε αρχικά αεροξηραμένο δείγμα εδάφους αφαιρούνται σταδιακά 5 έως 10 mm δείγματος και προστίθεται εδαφικό δείγμα με υψηλή υγρασία και έτσι διαμορφώνεται μία κατατομή όπου στο επάνω μέρος υπάρχει μια υγρή περιοχή και στο κάτω μέρος ξηρό δείγμα. Συνεπώς δημιουργείται ένα προφίλ με δύο διακριτές υγρασιακά στρώσεις (Y/Ξ) όπου το ύψος της κάθε μιας μεταβάλλεται σταδιακά. Από κάθε προφίλ λαμβάνεται η τιμή της ϵ_s που δίνει η συσκευή και γίνονται οι υπολογισμοί με βάση τα δύο καθεστώτα.

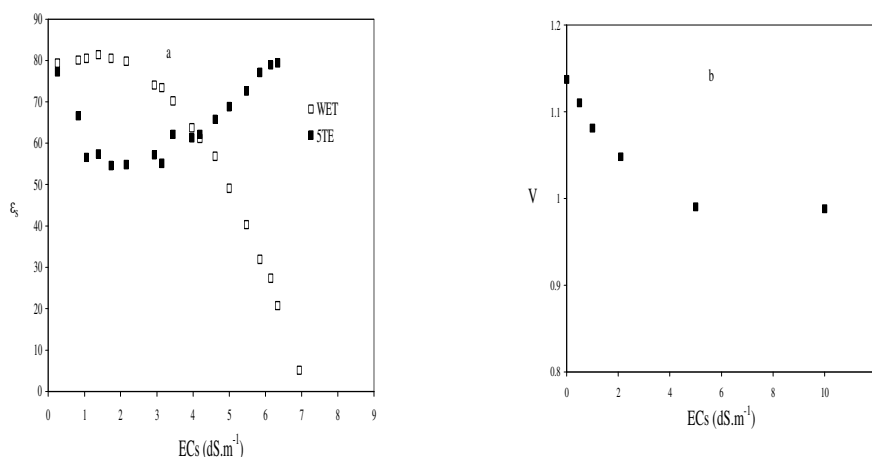
Στρώσεις χωρίς απότομη μεταβολή της θ

Το αεροξηραμένο διαταραγμένο εδαφικό δείγμα τοποθετήθηκε στους κυλίνδρους και ακολούθως στο κέντρο του κατακόρυφα τοποθετήθηκε η ML2 έτσι ώστε να μπορεί να καταγράφει την κατατομή υγρασίας σε όλο το μήκος του δείγματος καθώς και την αντίστοιχη τιμή της ϵ_s . Πραγματοποιήθηκε κορεσμός του δείγματος από τη βάση και στη συνέχεια αφέθηκε να στραγγίζει ενώ ημερησίως λαμβάνονταν τιμές των volts, της υγρασίας και της μάζας. Το πείραμα διήρκεσε περίπου 30 ημέρες. Μετά το τέλος του πειράματος το δείγμα τοποθετήθηκε σε φούρνο στους 105^0 C και υπολογίστηκε η υγρασία του. Με τη βοήθεια της φαινόμενης πυκνότητας υπολογίστηκε η κατ' όγκο υγρασία που αντιστοιχούσε σε κάθε μέτρηση. Με τον τρόπο αυτό μέσα στον κύλινδρο διαμορφώθηκε μια

ανομοιογενής κατατομή. Στην περίπτωση αυτή παρουσιάζεται η σχέση θ_m - ε_s και συγκρίνεται με τις προτεινόμενες εξισώσεις των Robinson et al (2005b), (Kargas and Kerkides (2009)).

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Επίδραση της αλατότητας (EC_w) στην ε_s



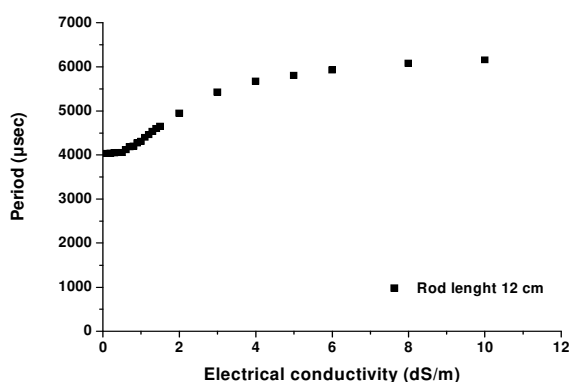
Σχήμα 1: Η μεταβολή της ε_s με την αύξηση της EC_w σε υγρά διαλύματα.

Στο σχήμα 1a παρουσιάζονται οι τιμές ε_s όπως προέκυψαν από τις WET και 5TE σε διαλύματα KCL για διάφορες τιμές $EC_w=EC_s$, που σ' αυτή την περίπτωση, $EC_w=\sigma_b$. Είναι φανερό ότι η απόκριση των 2 συσκευών σε συνθήκες αυξανόμενης σ_b είναι εντελώς διαφορετική. Οι WET- ε_s για τιμές $\sigma_b < 1$ $dS.m^{-1}$ ήταν μάλλον σταθερές, περίπου 80 και πολύ λίγο επηρεάζονταν για σ_b μέχρι 3 $dS.m^{-1}$. Απεναντίας για τιμές $\sigma_b > 3$ $dS.m^{-1}$ οι WET- ε_s μειώνονταν δραστικά, καταλήγοντας ακόμη και σε αρνητικές τιμές σε μεγάλες σ_b (μεγαλύτερες από 7 $dS.m^{-1}$). Το όριο των 3 $dS.m^{-1}$ έχει επισημανθεί κι από τους Regalado et.al., (2007) και είναι ίδιο με αυτό που ανέφεραν οι Seyfried and Murdock (2004) για τη διηλεκτρική συσκευή Hydra και από τον Hilhorst (2000) για τη συσκευή Sigma. (Οι συσκευές αυτές λειτουργούν σε συχνότητα 50 και 30MHz αντίστοιχα). Σε αντίθεση με τη WET οι 5TE- ε_s μειώνονται αισθητά ακόμη και για $\sigma_b < 1$ $dS.m^{-1}$, διατηρούνται περίπου σταθερές γύρω στο 55 για σ_b μεταξύ 1 και 3 $dS.m^{-1}$, για να αρχίσουν να αυξάνουν με επάνοδό τους στην τιμή ε_s

~80 σε υψηλές σ_b τιμές ($7 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$). Οι Rosenbaum et.al., (2011) και οι Schwartz et.al., (2013) αναφέρουν όμοια συμπεριφορά της 5TE σε μικρές τιμές της σ_b .

Στο σχήμα 1b φαίνονται οι τιμές (σε Volts) της τάσης της συσκευής ML2 έναντι των τιμών της EC_w . Οι μετρούμενες τάσεις (Volts) φαίνεται να μειώνονται σταθερά από 1.15 μέχρι 0.97 καθώς η EC_w αυξάνει από 0 μέχρι $4 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$. Από κει και πέρα παραμένουν σταθερές. Αυτό αντανακλά σε μια μείωση της ϵ_s από 50.6 έως 32.7 όταν η EC_w γίνει $10 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$. Πρέπει να τονιστεί ότι οι τιμές της ϵ_s για όλες τις EC_w είναι εκτός των ορίων αξιόπιστων ϵ_s μετρήσεων για τη ML2, αφού η μέγιστη τάση της ML2 είναι 1 Volt και σε αυτήν αντιστοιχεί μια τιμή $\epsilon_s=33.29$ (εξ. 23).

Για την απόκτηση πληρέστερης εικόνας παρουσιάζουμε και την συμπεριφορά ενός νέου διηλεκτρικού αισθητήρα (TDR300) (Kargas et al. 2013) σε διαλύματα KCl. Στο σχήμα 2 η περίοδος P συσχετίζεται με την ϵ_s



Σχήμα 2. Η σχέση μεταξύ της περιόδου P και της EC_w

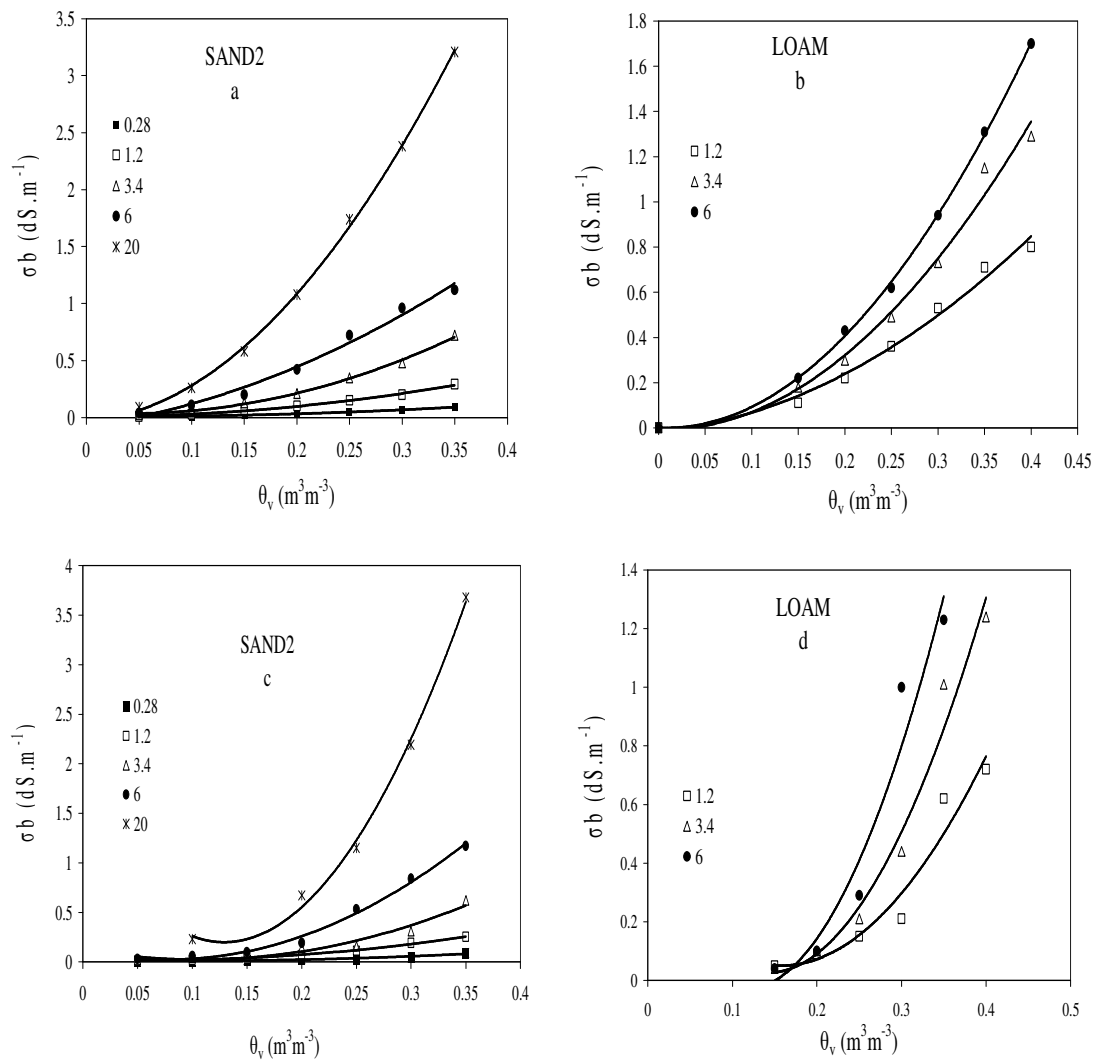
Από το σχήμα 2 φαίνεται ότι με την αύξηση της EC_w , εκτός από ένα εύρος τιμών από 0 μέχρι περίπου το $1 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$, παρατηρείται αύξηση των τιμών της P και άρα της ϵ_s . Από τα παραπάνω τέσσερα παραδείγματα φαίνεται ότι κάθε αισθητήρας έχει ιδιαίτερη συμπεριφορά η οποία μπορεί να είναι πολύ διαφορετική από αυτή του TDR.

Η επίδραση της EC_w στη σ_b

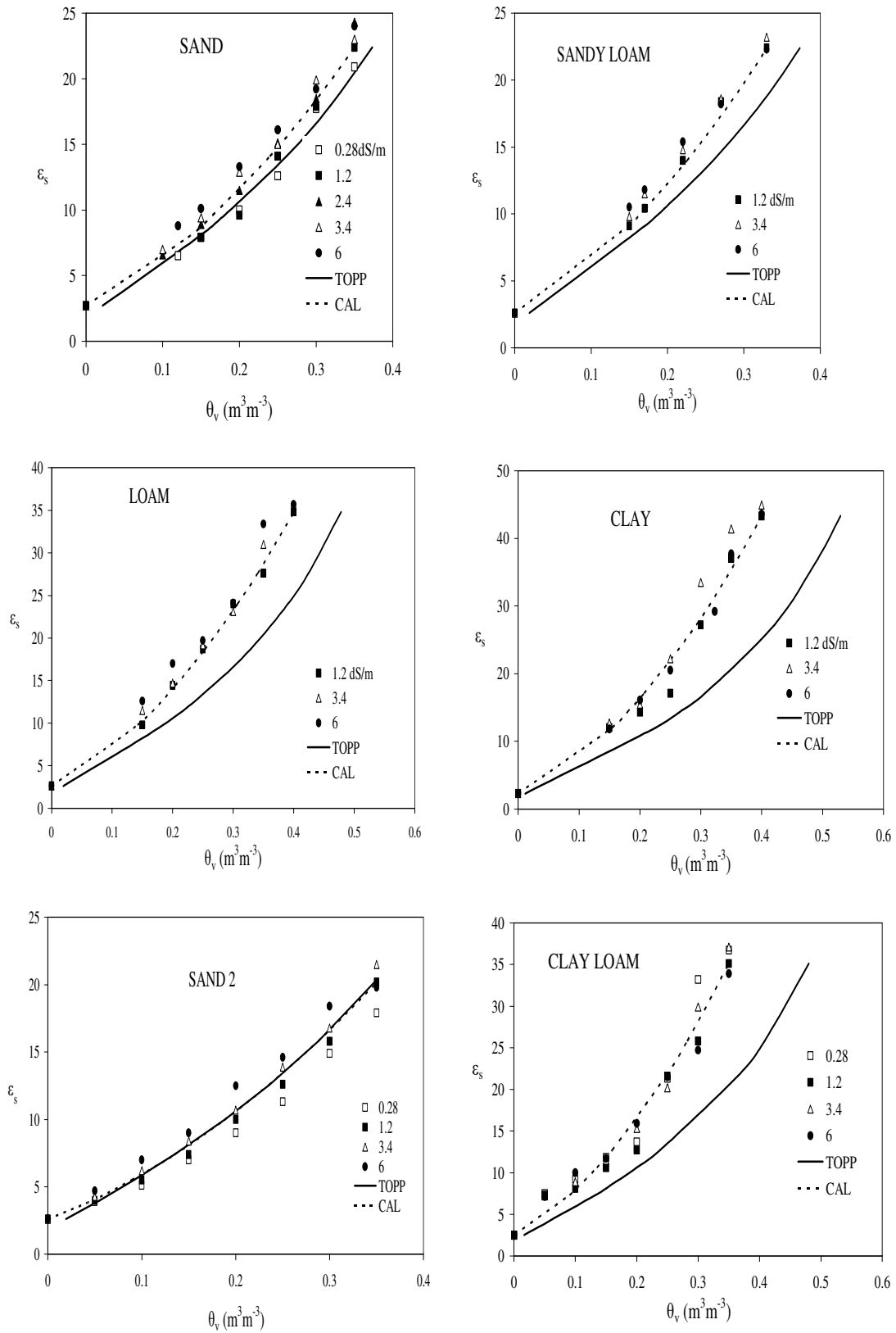
Η επίδραση της EC_w στη σ_b αποτελεί αντικείμενο σύγχρονης έρευνας (Rhoades et.al., 1976; Amente et.al., 2000; Nadler, 2005; Kargas and Kerkides 2010; Kargas and Kerkides 2012; Kargas and Soulis 2019). Πιο αναλυτικά για το θέμα αυτό θα γίνει αναφορά στο επόμενο κεφάλαιο για την εκτίμηση της αλατότητας. Στο

σχήμα 3 παρουσιάζονται οι σχέσεις $\sigma_b-\theta_v=\theta_m$ για διάφορες τιμές της EC_w , όπως αυτές καταγράφηκαν από τις WET (Σχ.3α, 3b) και 5TE (Σχ. 3c,3d) για 2 από τα 6 εδάφη S2 και L (Ανάλογες είναι και για τα υπόλοιπα εδάφη).

Από το σχήμα 3 φαίνεται ότι 1) η σχέση $\sigma_b=f(\theta_m=\theta_v;EC_w)$ είναι μη γραμμική για κάθε τιμή της EC_w , 2) η τιμή της σ_b σε κάθε τιμή της θ αυξάνεται με την αύξηση της EC_w 3) κάθε έδαφος έχει ξεχωριστή σχέση $\sigma_b-\theta_m$ σε κάθε τιμή της EC_w 4) η σχέση $\sigma_b=f(\theta_m=\theta_v;EC_w)$ είναι διαφορετική για κάθε αισθητήρα και τύπο εδάφους.



Σχήμα 3: Η σχέση $\sigma_b-\theta_m$ για κάθε επίπεδο τιμών της EC_w για τα εδάφη S2 και L. Οι τιμές της EC_w που χρησιμοποιήθηκαν αναφέρονται στο σχήμα 3^α.



Σχήμα 4: Η μεταβολή της ϵ_s με την θ_m σε κάθε έδαφος και για διάφορα επίπεδα EC_w από μετρήσεις του αισθητήρα WET. Επίσης παρουσιάζονται και τα

αποτελέσματα της εξίσωσης των T&R καθώς και η μέθοδος CAL για $EC_w=1.2$ $dS.m^{-1}$

Η σχέση $\varepsilon_s-\theta_m$ στα διαφορετικά εδάφη και σε διαφορετικά επίπεδα αλατότητας

Για κάθε μια από τις 3 συσκευές που μελετήθηκαν, παρουσιάζονται τα πειραματικά δεδομένα $\varepsilon_s-\theta_m$ για κάθε έδαφος και για διάφορα επίπεδα EC_w . Στα σχήματα αυτά (4,5,6 που αντιστοιχούν στις συσκευές WET, 5TE και ML2) παρατίθενται και οι καμπύλες της εξίσωσης (11) καθώς και η μέθοδος CAL για $EC_w=1.2$ $dS.m^{-1}$. Στους πίνακες 2,4 και 7 παρουσιάζονται οι μέσες τιμές των παραμέτρων βαθμονόμησης A και B με τις τυπικές τους αποκλίσεις για κάθε συσκευή. Οι τιμές αυτές προέρχονται από τα διάφορα επίπεδα αλατότητας EC_w , ενώ οι αντίστοιχες τιμές των A και B για τη βαθμονόμηση CAL προέρχονται από την $EC_w=1.2$ $dS.m^{-1}$. Στους πίνακες 3,6 και 8 δίνονται οι τιμές του RMSE για τις τρεις συσκευές για τη βιομηχανική βαθμονόμηση και τη μέθοδο CAL.

Αισθητήρας WET

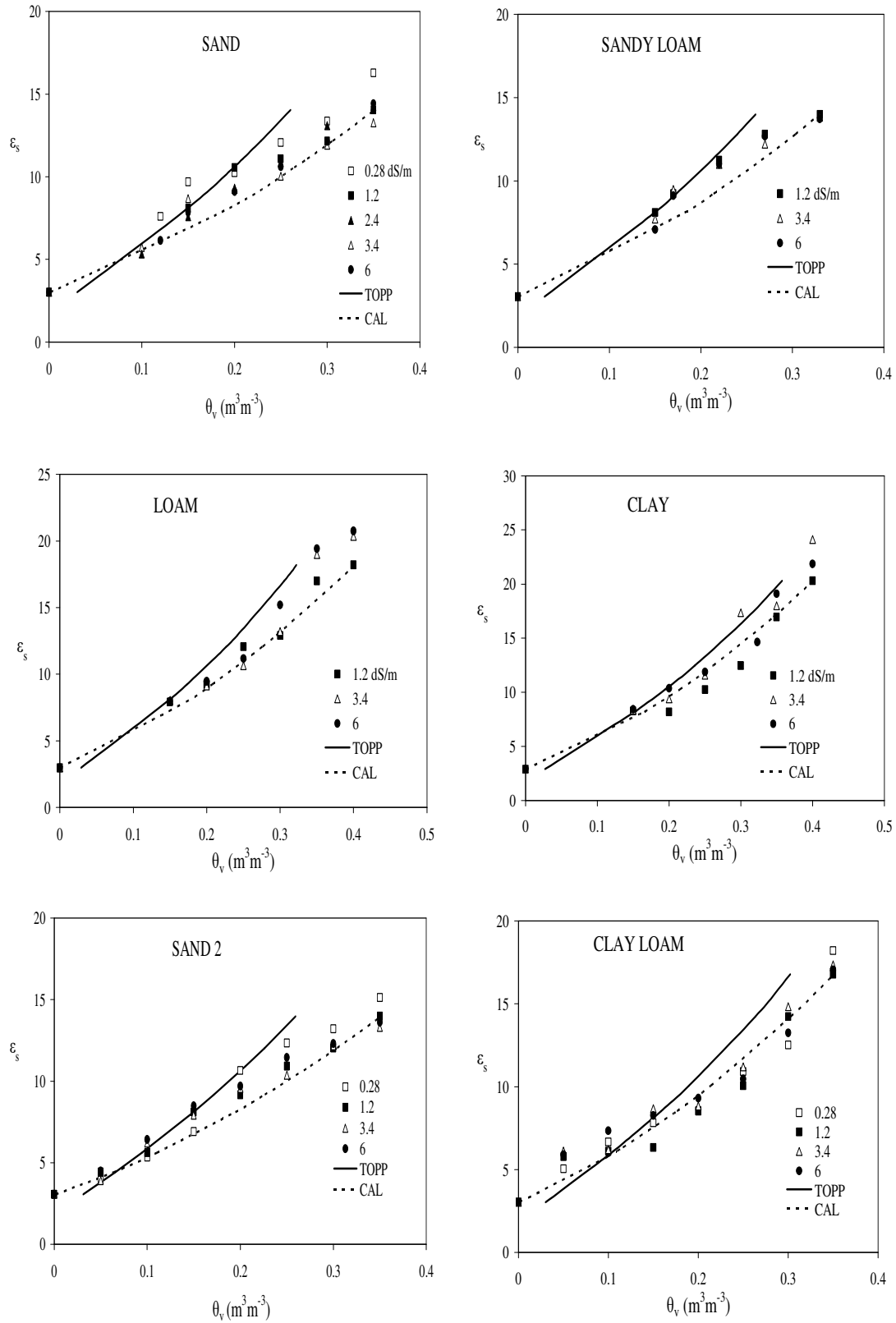
Όπως φαίνεται από το σχήμα 3 η τιμή της σ_b σε μια συγκεκριμένη θ_m αυξάνεται με την αύξηση της EC_w . Έτσι οι μέγιστες τιμές σ_b για κάθε έδαφος παρατηρήθηκαν στον κορεσμό και για $EC_w=6$ $dS.m^{-1}$ και είχαν τιμές μικρότερες από 2 $dS.m^{-1}$. Προηγούμενη έρευνα από τους Regalado et.al., (2007) έδειξε ότι οι τιμές WET- σ_b και TDR- σ_b είναι ικανοποιητικά συγκρίσιμες για τιμές μέχρι 2 $dS.m^{-1}$. Από το σχήμα 4 φαίνεται ότι για τα αμμώδη εδάφη S και S2 οι τιμές της ε_s γενικά αυξάνουν με την αύξηση της EC_w με την διαφορά μεταξύ της μέγιστης και ελάχιστης EC_w να αυξάνει με τη θ αλλά να μην ξεπερνά τις 3 μονάδες. Αυτή η τάση όμως δε φαίνεται να ισχύει για τα άλλα εδάφη όπου η επίδραση της EC_w είναι μάλλον αμελητέα. Όσον αφορά την βαθμονόμηση των συσκευών σε κάθε έδαφος φαίνεται ότι ο τύπος του εδάφους είχε σημαντική επίδραση στη βαθμονόμηση αδιακρίτως της EC_w . Από το σχήμα 4 φαίνεται ότι η σχέση $\varepsilon_s-\theta_m$ ταυτίζεται με την εξίσωση (9) μόνο για τις περιπτώσεις S και S2 ενώ αποκλίνει σημαντικά για τα άλλα εδάφη (αυξημένες τιμές ε_s σε κάθε θ_m). Οι παράμετροι βαθμονόμησης A και B των μεθόδων CALALL και CAL (Πίνακας 2) έχουν περίπου ίδιες τιμές. Συγκριτικά με τις τιμές των T&R τα αποτελέσματα δείχνουν ίδιες τιμές για τη παράμετρο A αλλά για τη B υπάρχει απόκλιση η οποία σημαίνει απόκλιση των τιμών της ε_s με την αύξηση της θ_m . Η απόκλιση αυξάνεται με την αύξηση της περιεκτικότητας σε άργιλο. Έτσι για $\varepsilon_s=15$

που αντιστοιχεί σε $\theta_m=0.28 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ η διαφορά μεταξύ της CAL και της εξίσωσης (11) για τα εδάφη S2,S,SL,L,CL και C είναι 0.006,0.016,0.052,0.058,0.084,0.083 αντίστοιχα.

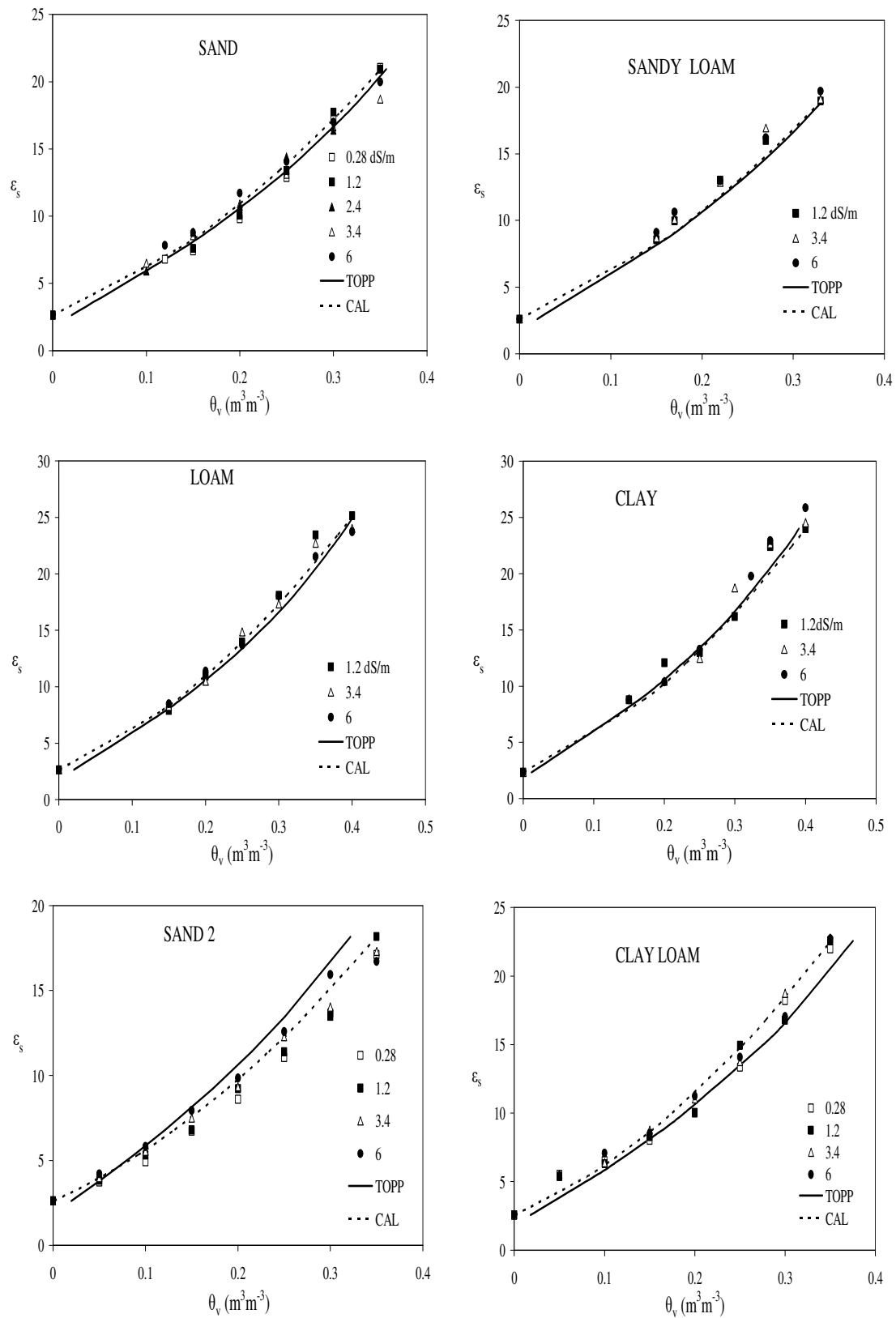
Από τον πίνακα 3 όπου παρουσιάζονται οι τιμές του RMSE φαίνεται ότι η μέθοδος CAL υπερέχει τόσο στις μέσες τιμές όσο και σε κάθε έδαφος και επίπεδο αλατότητας ξεχωριστά σε σχέση με τη βιομηχανική βαθμονόμηση (WET). Οι RMSE τιμές για τη WET περίπτωση είναι περίπου ίδιες για όλα τα εδάφη και EC_w εκτός των δύο αμμωδών εδαφών, όπου η αύξηση της EC_w οδήγησε σε αύξηση της τιμής του RMSE. Τα αποτελέσματα αυτά συμφωνούν με αυτά των Hamed et.al., (2006) οι οποίοι βρήκαν ότι η βαθμονόμηση σε αμμώδη εδάφη δίνει παραπλήσια αποτελέσματα με αυτά της εξίσωσης (11) και ότι οι τιμές των A και B μειώνονται με την αύξηση της περιεκτικότητας σε άργιλο. Επίσης οι Inoue et.al., (2008a, 2008b) βρήκαν μικρή αλλά διακριτή επίδραση της EC_w στις τιμές WET- ϵ_s στις άμμους. Αυτό συνάδει με τη γενική παρατήρηση ότι στα χονδρόκοκκα εδάφη η βαθμονόμηση των συσκευών που λειτουργούν σε σχετικά χαμηλές συχνότητες δίνει παραπλήσια αποτελέσματα με την εξίσωση (11) (Seyfried and Murdock, 2001). Από τις τιμές των RMSE φαίνεται ότι η γρήγορη μέθοδος των δύο σημείων μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε περιπτώσεις μετρήσεων ρουτίνας.

Αισθητήρας 5TE

Η απόκριση της 5TE στις μεταβολές της EC_w , θ_m και τύπο εδάφους ήταν διαφορετική από αυτή της WET. Σε αντίθεση με τη WET, δε διαπιστώθηκε καμιά ξεχωριστή τάση στις τιμές της ϵ_s σαν απόκριση στις τιμές της EC_w στο εύρος μεταξύ 1.2 και 6 $\text{dS} \cdot \text{m}^{-1}$. Δεύτερη διαφοροποίηση ήταν, ότι σε δεδομένη θ_m οι 5TE- ϵ_s τιμές ήταν πάντα μικρότερες από αυτές της εξίσωσης (11) ειδικότερα στις μεγάλες θ_m (Σχήμα 5). Τούτο αντανακλάται στις τιμές των παραμέτρων A και B όπου είναι σημαντικά μεγαλύτερες αυτών της εξίσωσης (11). Τα αποτελέσματα αυτά είναι μη

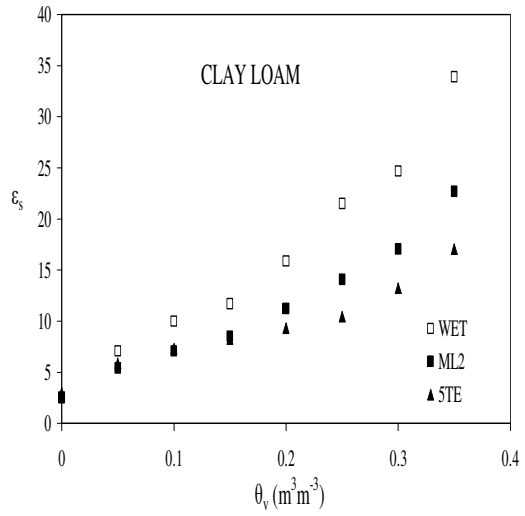
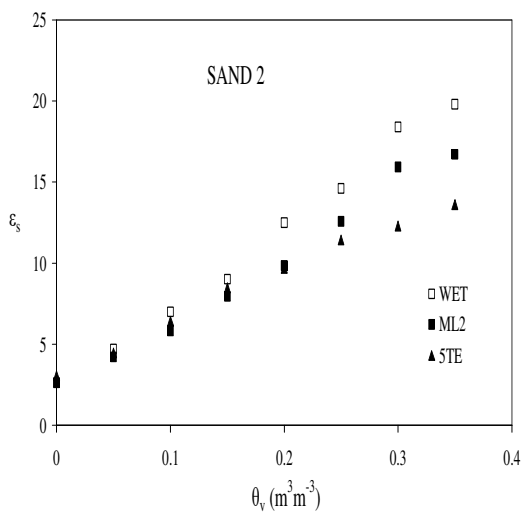
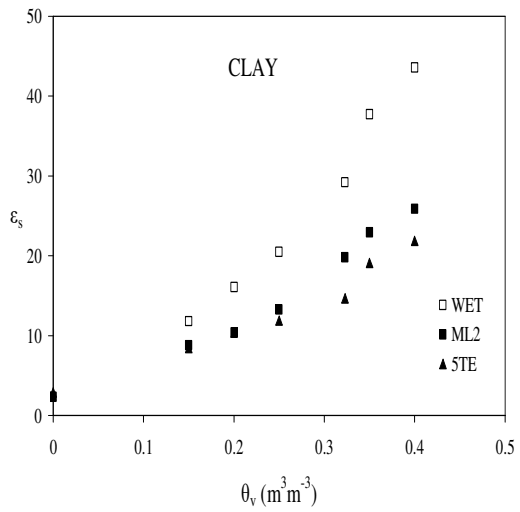
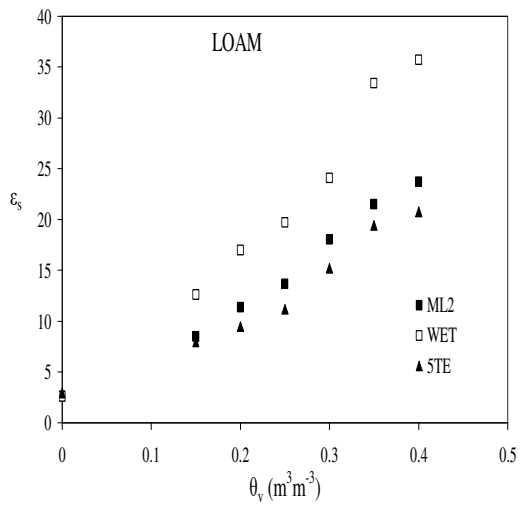
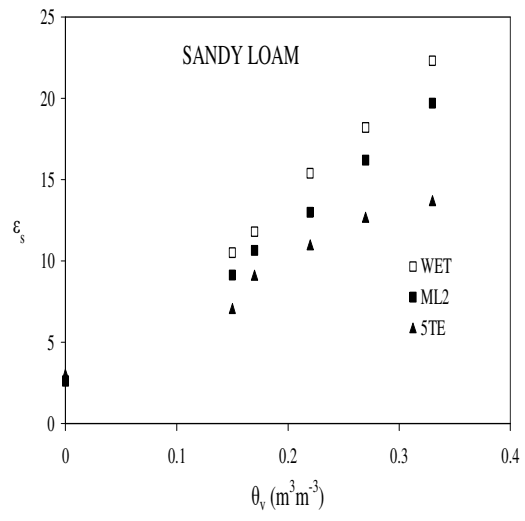
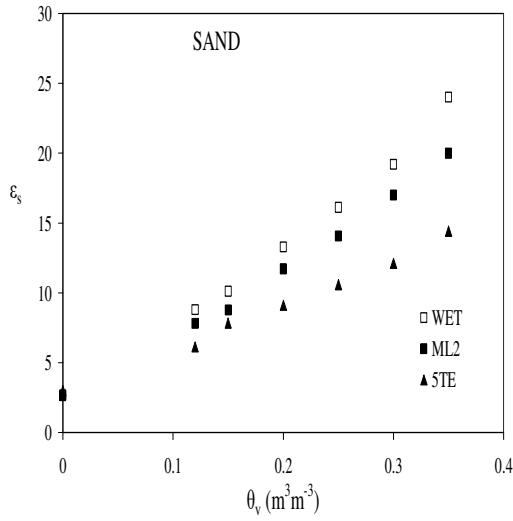


Σχήμα 5: Η μεταβολή της ϵ_s με τη θ_m σε κάθε έδαφος και για διάφορα επίπεδα EC_w από μετρήσεις της συσκευής 5TE. Επίσης παρουσιάζονται και τα αποτελέσματα της εξίσωσης των (T&R) καθώς και η μέθοδος CAL για $EC_w=1.2 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$



Σχήμα 6: Η μεταβολή της ϵ_s με τη θ_m σε κάθε έδαφος και για διάφορα επίπεδα EC_w από μετρήσεις της συσκευής ML2. Επίσης παρουσιάζονται και τα

αποτελέσματα της εξίσωσης των T&R καθώς και η μέθοδος CAL για $EC_w=1.2$ $dS.m^{-1}$



Σχήμα 7: Η σχέση των τιμών της ε_s μεταξύ των τριών συσκευών στα διάφορα εδάφη για $EC_w=6 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$.

αναμενόμενα, αφού η 5TE λειτουργεί σε πολύ χαμηλότερη συχνότητα από αυτή των TDR. Επιπλέον τα εδάφη με μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε άργιλο (CL και C) στα οποία αναμένεται να εμφανίζονται αυξημένες τιμές ε_r'' φαίνεται να έχουν καμπύλες βαθμονόμησης πλησιέστερες στις καμπύλες της εξίσωσης (11) από ότι τα αμμώδη εδάφη για τα οποία η διηλεκτρική σταθερά για την ίδια θ είναι ανεξάρτητη από τη συχνότητα μέτρησης (Saaranketo, 1998). Τα αποτελέσματα αυτά συμφωνούν με αυτά των Rosenbaum et.al., (2011) οι οποίοι διαπίστωσαν ότι η ε_s μειώνεται όταν η σ_b αυξάνεται από 0 έως $0.25 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$, παραμένει σχετικά σταθερή μέχρι περίπου $1 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$ και στη συνέχεια αυξάνεται με την αύξηση της σ_b . Έτσι τα λεπτόκοκκα εδάφη που παρουσιάζουν μεγαλύτερη σ_b από $1 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$ τείνουν να έχουν και μεγαλύτερες τιμές ε_s .

Μια ακόμα σημαντική διαφορά της 5TE συγκριτικά με τη WET είναι ότι ενώ η σχέση $\theta_m - \sqrt{\varepsilon_s}$ είναι γραμμική σε όλες τις περιπτώσεις εδαφών για τη WET για τη 5TE είναι ισχυρά γραμμική μόνο για τις περιπτώσεις εδαφών S, S2 και SL (Πίνακας 5). Όλοι οι παραπάνω παράγοντες συμβάλλουν στη μεγαλύτερη μέση τιμή του RMSE (0.040) για τη 5TE συγκριτικά με τη WET. Η μέση τιμή βελτιώνεται σημαντικά με την εφαρμογή της μεθόδου CAL αλλά παραμένει μεγαλύτερη από την αντίστοιχη της WET. Επιπλέον η τιμή του RMSE μεταβάλλεται μεταξύ των εδαφών με μεγαλύτερη τιμή στα αμμώδη εδάφη συγκριτικά με τα άλλα. Συμπερασματικά και γι' αυτόν τον αισθητήρα μπορούμε να πούμε ότι η μέθοδος των δύο σημείων είναι αρκετά αποτελεσματική.

Αισθητήρας ML2

Από το σχήμα 6 φαίνεται ότι η σ_b δεν επηρεάζει ουσιαστικά την ε_s αφού η σχέση $\theta_m - \varepsilon_s$ παραμένει σχεδόν ίδια σε κάθε επίπεδο αλατότητας και παρόμοια με αυτή της εξίσωσης (11). Επίσης η σχέση $\theta_m - \sqrt{\varepsilon_s}$ είναι ισχυρά γραμμική για όλα τα εδάφη ($R^2 > 0.986$) ενώ οι συντελεστές των δύο μεθόδων βαθμονόμησης είναι σχεδόν ίδιοι με αυτούς της εξίσωσης (11). Τα αποτελέσματα αυτά είναι σύμφωνα με αυτά των Blonquist et.al., (2005) οι οποίοι έδειξαν ότι η ML2 δεν επηρεάζεται από τη σ_b μέχρι τη τιμή $3.8 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$. Η μέση τιμή του RMSE για τη βιομηχανική βαθμονόμηση για όλα τα εδάφη και όλες τις τιμές EC_w είναι $0.017 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ ενώ για τη μέθοδο CAL

είναι $0.014 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Τα δεδομένα αυτά δείχνουν ότι η βιομηχανική βαθμονόμηση μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε ένα μεγάλο εύρος εδαφών εάν δεν απαιτείται ιδιαίτερα υψηλή ακρίβεια.

Σύγκριση των αισθητήρων σε υψηλές τιμές σ_b

Για να διερευνηθούν τα όρια και η συμπεριφορά των αισθητήρων εξετάστηκε στο S2 η περίπτωση της $EC_w=20 \text{ dS} \cdot \text{m}^{-1}$. Οι μετρούμενες τιμές της σ_b στη $\theta=0.35 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ήταν 3.3 και $3.6 \text{ dS} \cdot \text{m}^{-1}$ για τη WET και τη 5TE αντίστοιχα. Οι τιμές της ϵ_s που αντιστοιχούν σε αυτή τη θ με βάση τη βιομηχανική βαθμονόμηση είναι 19 για τη WET και 21 για τη 5TE και την ML2 ενώ οι μετρούμενες τιμές της ϵ_s ήταν 8.3 για τη WET, 33.8 για τη 5TE και 21 για την ML2. Τα αποτελέσματα αυτά δείχνουν καθαρά την ισχυρή επίδραση της σ_b στις μετρήσεις των WET και 5TE και ποιοτικά είναι ίδια με τα δεδομένα στα υγρά διαλύματα.

Η συχνότητα μέτρησης f και η σχέση θ_m - ϵ_s

Από τα παραπάνω αποτελέσματα προκύπτει γενικά ότι

i. Όσο μεγαλύτερη είναι η f της συσκευής τόσο μειώνεται η ευαισθησία της ϵ_s στις μεταβολές της EC_w και επομένως της σ_b . Έτσι η ML2 (100 MHz) έδειξε ότι η ϵ_s δεν επηρεάζεται ακόμα και σε τιμές $EC_w=20 \text{ dS} \cdot \text{m}^{-1}$ ενώ η WET (20MHz) ήταν ευαίσθητη στο εύρος μεταβολών της EC_w ($1.2-6 \text{ dS} \cdot \text{m}^{-1}$) στις άμμους και επηρεάζεται σοβαρά σε υψηλές τιμές της EC_w όταν διαμορφώνονται τιμές $\sigma_b > 2 \text{ dS} \cdot \text{m}^{-1}$. Η συμπεριφορά της 5TE (70MHz) είναι αρκετά περίπλοκη λόγω της μείωσης και της αύξησης στη συνέχεια της ϵ_s καθώς η EC_w και η σ_b αυξάνονται. Παρόλη αυτή τη συμπεριφορά στην πράξη όταν χρησιμοποιείται αρδευτικό νερό με $EC_w < 3 \text{ dS} \cdot \text{m}^{-1}$ η επίδραση είναι μικρή.

ii. Όσο μεγαλύτερη είναι η f τόσο μειώνεται η ευαισθησία της ϵ_s στα διαφορετικά εδάφη. Εάν εξετασθεί το εύρος μεταβολών της ϵ_s στη $\theta=0.3 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ για κάθε συσκευή μεταξύ των διαφορετικών τύπων εδαφών τότε προκύπτει ότι για τη WET το εύρος είναι 11.58, για τη 5TE 2.36 και για την ML2 3.54 διηλεκτρικές μονάδες. Τα αποτελέσματα αυτά δείχνουν ότι τα δεδομένα της WET μεταβάλλονται πολύ περισσότερο με τον τύπο του εδάφους συγκριτικά με τις άλλες δύο συσκευές όπου το εύρος μεταβολής είναι περίπου ίδιο.

iii. Όσο μεγαλύτερη είναι η f τόσο μικρότερη είναι η ε_s όπως φαίνεται στις περιπτώσεις των WET και ML2 και μάλιστα στη περίπτωση της ML2 τείνει να ταυτίζεται με τις τιμές της εξίσωσης (11). Αντιφατικά είναι τα αποτελέσματα για τη 5TE (70 MHz) όπου για μια δεδομένη θ_m η τιμή 5TE- ε_s αντί να βρίσκεται μεταξύ των τιμών της WET και ML2 αυτή είναι μικρότερη από αυτή της ML2 και της εξίσωσης (11) (Σχήμα 7). Τα αποτελέσματα αυτά πιθανότατα οφείλονται σε ένα συνδυασμό παραγόντων (ασυνήθιστη συμπεριφορά στην αύξηση της σ_b , η μη ισχυρή γραμμικότητα της σχέσης $\theta_m - \varepsilon_s^{0.5}$). Οι Rosenbaum et.al., (2010) πρότειναν διαφορετική εξίσωση υπολογισμού της ε_s από τα πρωτογενή δεδομένα της συσκευής (5TE) από αυτή που συνίσταται βιομηχανικά. Η εξίσωση αυτή οδηγεί στην αύξηση των τιμών της ε_s αλλά αυτές ακόμη παραμένουν μικρότερες από αυτές της ML2.

Έδαφος	Άργιλος (%)	Ίλύς (%)	Άμμος (%)	Φαινόμενη Πυκνότητα ρ_ϕ (gr/cm^3)	Ικανότητα Ανταλλαγής κατιόντων (mmol/kg)
S				1.46±0.010	---
S2				1.68±0.010	---
SL	13.2	8.0	78.8	1.39±0.010	4.3
L	20.0	38.0	42.0	1.20±0.011	13.2
CL	31.0	49.0	20.0	1.21±0.012	18.2
C	55.0	20.5	24.5	1.22±0.012	35.0

Πίνακας 1. Εδαφικές Ιδιότητες

Έδαφος	WET		CAL	
	A	B	A	B
S	0.112 ± 0.001	0.185 ± 0.011	0.113	0.186
S2	0.121 ± 0.0005	0.199 ± 0.010	0.122	0.196

S L	0.104 ± 0.010	0.173 ± 0.0055	0.106	0.170
L	0.092 ± 0.0027	0.154 ± 0.0093	0.093	0.150
CL	0.087 ± 0.0032	0.148 ± 0.0062	0.081	0.127
C	0.077 ± 0.0023	0.111 ± 0.0029	0.079	0.114

Πίνακας 2. Μέσες τιμές και τυπική απόκλιση των παραμέτρων A και B, για τη WET για τα τρία επίπεδα EC_w. Επίσης παρουσιάζονται και οι τιμές για τη μέθοδο CAL για EC_w= 1.2 dS m⁻¹.

Έδαφος	EC _w	WET		CAL	
		RMSE	MO	RMSE	MO
S	1.2	0.031	0.047	0.016	0.012
	3.4	0.051		0.009	
	6	0.059		0.012	
S2	1.2	0.015	0.027	0.01	0.013
	3.4	0.027		0.005	
	6	0.039		0.024	
SL	1.2	0.027	0.022	0.006	0.010
	3.4	0.019		0.008	
	6	0.02		0.017	
L	1.2	0.008	0.014	0.008	0.012
	3.4	0.011		0.008	
	6	0.024		0.021	
CL	1.2	0.026	0.029	0.016	0.013
	3.4	0.036		0.011	
	6	0.025		0.013	
C	1.2	0.03	0.027	0.02	0.016
	3.4	0.031		0.018	

	6	0.019		0.01	
MO		0.028		0.013	

Πίνακας 3. Τιμές του RMSE για τη θ_m με τη χρήση των standard τιμών των παραμέτρων βαθμονόμησης της WET και με τη μέθοδο CAL

ECw (dS m ⁻¹)	5TE		CAL	
	A	B	A	B
S	0.180±0.025	0.335±0.007	0.174	0.301
S 2	0.179±0.028	0.335±0.006	0.176	0.306
S L	0.162±0.019	0.298±0.004	0.162	0.282
L	0.145±0.008	0.246±0.006	0.157	0.271
C L	0.164±0.005	0.308±0.010	0.148	0.257
C	0.138±0.008	0.230±0.005	0.143	0.243

Πίνακας 4. Μέσες τιμές και τυπική απόκλιση των παραμέτρων A και B, για τη 5TE για τα τρία επίπεδα ECw. Επίσης παρουσιάζονται και οι τιμές για τη μέθοδο CAL για ECw= 1.2 dS m⁻¹.

	1.2 dS m ⁻¹	3.4 dS m ⁻¹	6 dS m ⁻¹
S			
$\theta_{v-\varepsilon}$	0.992	0.977	0.981
$\theta_{v-\sqrt{\varepsilon}}$	0.989	0.955	0.956
S2			
$\theta_{v-\varepsilon}$	0.989	0.994	0.990
$\theta_{v-\sqrt{\varepsilon}}$	0.976	0.968	0.972
SL			
$\theta_{v-\varepsilon}$	0.990	0.987	0.987
$\theta_{v-\sqrt{\varepsilon}}$	0.960	0.969	0.957
L			
$\theta_{v-\varepsilon}$	0.978	0.933	0.954

$\theta_v - \sqrt{\varepsilon}$	0.990	0.978	0.988
C			
$\theta_v - \varepsilon$	0.924	0.931	0.952
$\theta_v - \sqrt{\varepsilon}$	0.972	0.979	0.984
CL			
$\theta_v - \varepsilon$	0.920	0.950	0.946
$\theta_v - \sqrt{\varepsilon}$	0.949	0.962	0.945

Πίνακας 5. Οι τιμές του R^2 για τη σχέση $\theta_m - \varepsilon_s$ and $\theta_m - \sqrt{\varepsilon_s}$ για όλα τα εδάφη και επίπεδα αλατότητας για τη 5TE.

Έδαφος	ECw	5TE		CAL	
		dS m ⁻¹	RMSE	MO	RMSE
S	1.2	0.051	0.052	0.034	0.028
	3.4	0.056		0.036	
	6	0.048		0.015	
S 2	1.2	0.047	0.047	0.021	0.029
	3.4	0.049		0.030	
	6	0.046		0.035	
S L	1.2	0.033	0.035	0.032	0.031
	3.4	0.036		0.030	
	6	0.036		0.030	
L	1.2	0.042	0.037	0.018	0.018
	3.4	0.041		0.020	
	6	0.027		0.015	
C L	1.2	0.041	0.038	0.019	0.018
	3.4	0.034		0.013	
	6	0.04		0.021	
C	1.2	0.045	0.030	0.026	0.022
	3.4	0.017		0.023	
	6	0.027		0.017	

MO	0.040	0.024
----	-------	-------

Πίνακας 6. Τιμές του RMSE για τη θ_m με τη χρήση των standard τιμών των παραμέτρων της 5TE και με τη μέθοδο CAL

ECw (dS m ⁻¹)	ML2		CAL	
	A	B	A	B
S	0.121±0.003	0.199±0.009	0.119	.192
S 2	0.138±0.007	0.223±0.006	0.138	0.221
S L	0.116±0.001	0.195±0.063	0.12	0.193
L	0.116±0.004	0.187±0.225	0.118	0.191
C L	0.118±0.024	0.200±0.110	0.111	0.176
C	0.117±0.032	0.184±0.209	0.118	0.179

Πίνακας 7. Μέσες τιμές και τυπική απόκλιση των παραμέτρων A και B, για την ML2 για τα τρία επίπεδα ECw. Επίσης παρουσιάζονται και οι τιμές για τη μέθοδο CAL για ECw= 1.2 dS m⁻¹.

Έδαφος	ECw	ML2		CAL	
		RMSE	MO	RMSE	MO
S	1.2	0.01	0.011	0.009	0.013
	3.4	0.011		0.014	
	6	0.012		0.015	
S 2	1.2	0.03	0.025	0.014	0.013
	3.4	0.025		0.005	
	6	0.021		0.019	
S L	1.2	0.012	0.016	0.013	0.014
	3.4	0.016		0.016	
	6	0.019		0.013	
L	1.2	0.015		0.012	

	3.4	0.013	0.014	0.015	0.014
	6	0.014		0.014	
CL	1.2	0.017	0.019	0.016	0.015
	3.4	0.02		0.013	
	6	0.019		0.015	
C	1.2	0.015	0.016	0.018	0.015
	3.4	0.018		0.017	
	6	0.015		0.009	
MO		0.017		0.014	

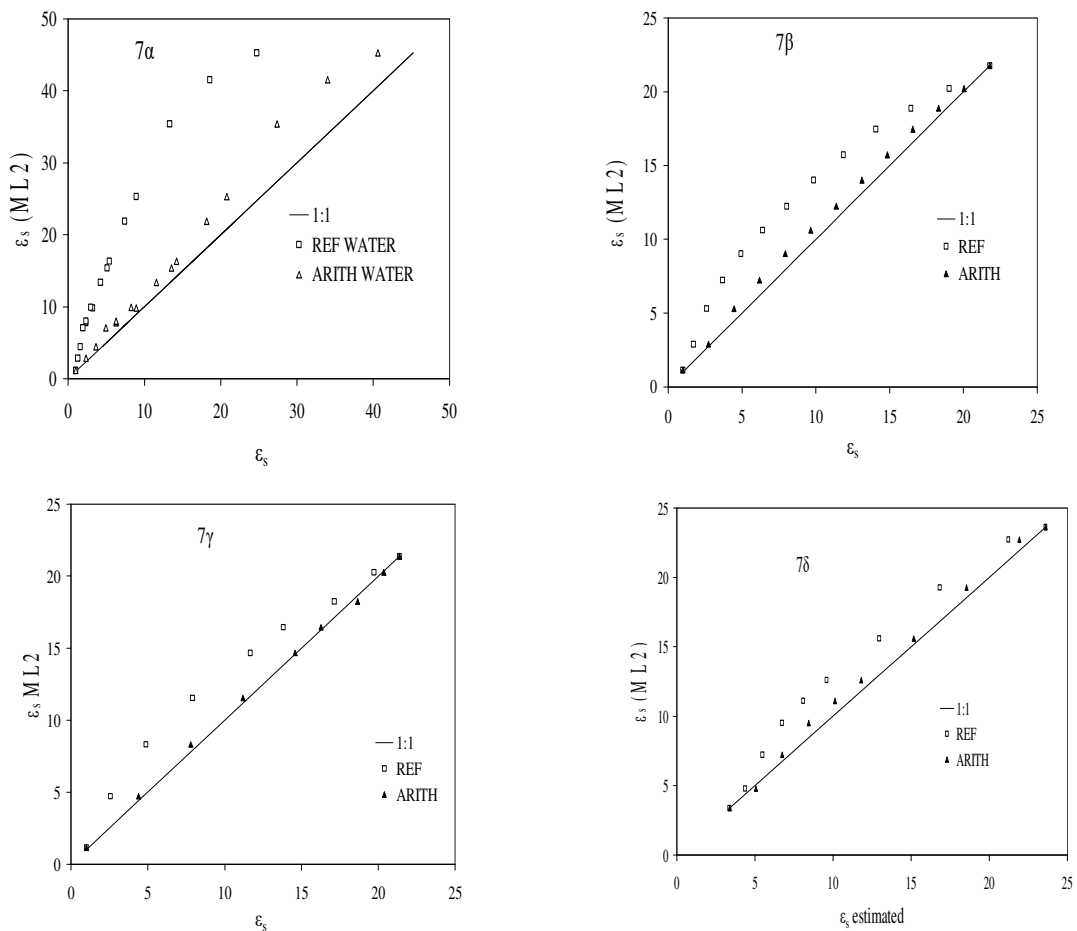
Πίνακας 8. Τιμές του RMSE για τη θ_v με τη χρήση των standard τιμών των παραμέτρων της ML2 και με τη μέθοδο CAL

Διακριτή μεταβολή της θ

Όπως φαίνεται από το Σχήμα 8(α), (αέρας/νερό) εισάγοντας σταδιακά ανά 5 mm κατακόρυφα την ML2 σε απεσταγμένο νερό, τα δεδομένα ακολουθούν καθαρά γραμμική σχέση παραπλήσια με το αριθμητικό καθεστώς μέχρι το βάθος περίπου των 25 mm. Στο βάθος των 25 mm η ML2 δίνει το μέγιστο σήμα 1.1V το οποίο διατηρείται σχετικά ίδιο μέχρι τα 60 mm. Όσο αυξάνεται το βάθος εισχώρησης της ML2 από την επιφάνεια μέχρι 25 mm αυξάνεται και η απόκλιση από το αριθμητικό καθεστώς όπως υπολογίζεται από τις τιμές της ϵ'_r του νερού και της ϵ'_r του αέρα. Αυτό συμβαίνει γιατί η τριτοβάθμια εξίσωση (23) αναφέρεται για εύρος διηλεκτρικών σταθερών από 1 έως 33.29. Για τον υπολογισμό των δύο σχημάτων θεωρήσαμε τιμές της ϵ'_r (νερού)=80 και ϵ'_r (αέρα)=1.

Επίσης παρατηρείται ότι οι τιμές ϵ_s της ML2 είναι πάντα μεγαλύτερες από τις τιμές ϵ_s που δίνει το αριθμητικό καθεστώς. Τα αποτελέσματα αυτά είναι αντίθετα από αυτά με την TDR τα οποία παρουσίασαν οι Schaap et al (2003). Στην περίπτωση της TDR με τρία ραβδία μήκους 20 cm τα δεδομένα έδειξαν ότι η διηλεκτρική σταθερά ακολουθεί καθαρά το διαθλαστικό καθεστώς σε όλο το μήκος των ραβδίων. Τα δεδομένα που παρουσιάζουμε είναι ταυτόσημα με αυτά που παρουσίασαν οι Schack-Kirchner et al. (2005). Από τα δεδομένα φαίνεται ότι εάν οι υπολογισμοί της ϵ_s γίνουν με βάση το διαθλαστικό καθεστώς οδηγούν σε μεγάλη υποεκτίμηση της ϵ_s .

Από το Σχήμα 8(β) (αέρας/πορώδες μέσο) φαίνεται ότι το αριθμητικό καθεστώς βρίσκεται πολύ κοντά στη σχέση 1:1. Πρέπει να αναφέρουμε ότι σε αυτή την περίπτωση η μέγιστη τιμή του σήματος εξόδου δίνεται στο βάθος των 60 mm και όχι στα 25 mm. Για τον υπολογισμό των δύο σχημάτων χρησιμοποιήσαμε την μέγιστη τιμή της ε_s όταν η ML2 ήταν πλήρως βυθισμένη στο κορεσμένο πορώδες μέσο και $\varepsilon'_{r, \text{αέρα}}=1$. Από το Σχήμα 8(γ) (πορώδες μέσο/αέρας) φαίνεται ότι η τιμή της ε_s η υπολογισμένη με το αριθμητικό καθεστώς σχεδόν ταυτίζεται με τη σχέση 1:1 πράγμα το οποίο σημαίνει ότι η ML2 ακολουθεί πάλι το αριθμητικό καθεστώς.



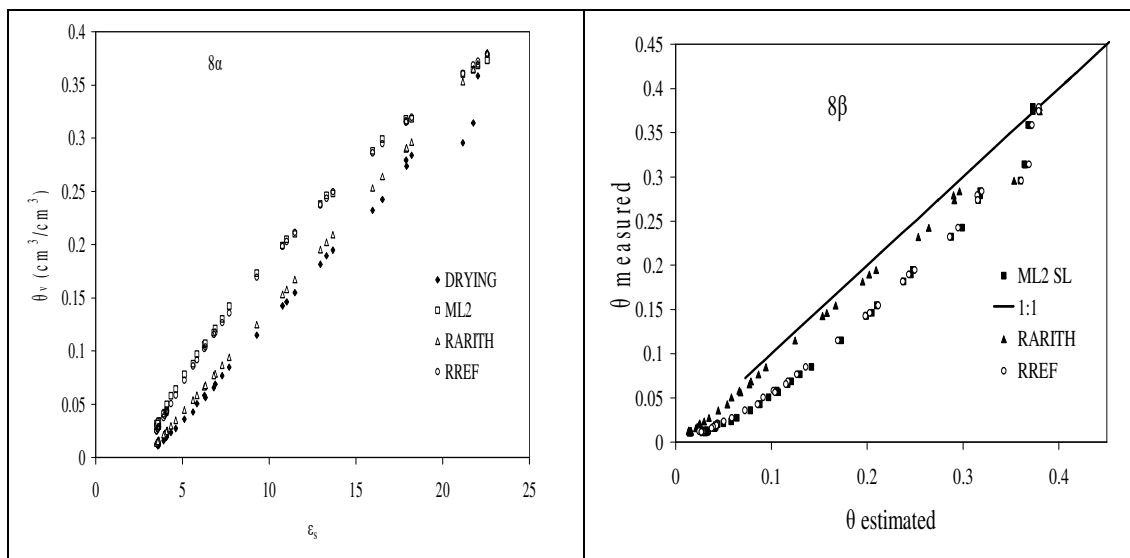
Σχήμα 8: Σχέση ανάμεσα στις μετρούμενες και υπολογισμένες τιμές της ε_s με βάση τα δύο σχέδια υπολογισμού.

Στο σχήμα 8(δ) (Διαμόρφωση δύο στρώσεων (Υγρό/Ξηρό) παρουσιάζεται η αλληλουχία στρώσεων εδάφους Υ/Ξ. Και σ' αυτή την περίπτωση ο τρόπος

υπολογισμού της ε_s είναι πάλι ίδιος με τις προηγούμενες περιπτώσεις όπου είχαμε αέρα/πορώδες μέσο ή αντίστροφα

Στρώσεις χωρίς απότομη μεταβολή της θ

Όπως προκύπτει από την εξέταση των δεδομένων αλλά και από το Σχήμα 9(α) η σχέση θ_m - ε_s στην περίπτωση αυτή είναι γραμμική με πολύ υψηλό συντελεστή συσχέτισης $R^2=0.995$. Η πειραματική θ_m - ε_s βρίσκεται σαφώς πιο κοντά στο αριθμητικό καθεστώς (εξ. 25) των Robinson et al (2005b). Στην περίπτωση αυτή θεωρούμε ότι εντός του δείγματος διαμορφώνεται μία σύνθετη κατάσταση που μοιάζει με εκείνη που διαμορφώνεται κατά τη διάρκεια του διαστήματος μεταξύ των αρδεύσεων ενώ η προηγούμενη περίπτωση των δύο διακριτών στρώσεων με εκείνη κατά την διάρκεια της άρδευσης. Στο Σχήμα 9(β) παρουσιάζονται και τα αποτελέσματα που δίνουν οι εξ. (24) και (25), όπου φαίνεται ότι η εξ. (25) μπορεί να δώσει καλά αποτελέσματα για την περίπτωση όπου δεν έχουμε δύο διακριτές στρώσεις αλλά η σχέση θ_m - ε_s είναι γραμμική. Στην περίπτωσή μας θεωρούμε ότι η τιμή της ε'_r στη ξηρή κατάσταση είναι 2.8. Συνεπώς για την εφαρμογή της απαιτείται μόνο η τιμή της ε'_r στον κορεσμό. Η εξίσωση αυτή προτάθηκε από τους Robinson et al. (2005) σαν η πιθανότερη να ισχύει για την περίπτωση όπου η συχνότητα λειτουργίας του αισθητήρα είναι μικρότερη από 100 MHz όταν υπάρχουν δύο στρώσεις διακριτές. Φαίνεται όμως ότι αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για αισθητήρες με συχνότητα λειτουργίας 100 MHz και για πιο σύνθετες καταστάσεις.



Σχήμα 9: α). Η σχέση $\theta_m - \varepsilon_s$ για τη περίπτωση της πιο σύνθετης περίπτωσης.

DRYING: ε_s προσδιορισμένη από την ML2- theta probe και θ_m μετρούμενη. ML2: ε_s μετρούμενη από την ML2 και θ υπολογισμένη RREF και RARITH: ε_s μετρούμενη και θ υπολογισμένη από τα δύο σχέδια του Robinson.

β) Η σχέση $\theta_m - \theta$ όπου θ είναι οι τιμές που προκύπτουν από τη βιομηχανική βαθμονόμηση της συσκευής (ML2) και τις εξισώσεις του Robinson και θ_m οι μετρούμενες τιμές της υγρασίας.

Θεωρούμε ότι η υπόθεση, ότι η σχέση $\theta_m - \sqrt{\varepsilon_s}$ είναι γραμμική είναι η κυριότερη αιτία για την υπερεκτίμηση της θ η οποία έχει παρατηρηθεί σε εργασίες Cosh et al. (2005) και Kargas and Kerkides (2008) καθώς και στις περιπτώσεις των πορωδών μέσων που εξετάστηκαν στη δικιά μας περίπτωση. Η επίδραση της αλατότητας η οποία αναφέρθηκε από τους Cosh et al (2005) σαν πιθανή αιτία της υπερεκτίμησης της θ δε φαίνεται να ισχύει διότι στη δικιά μας περίπτωση η EC των δειγμάτων εκχυλίσματος κορεσμού ήταν αρκετά μικρή για να επηρεάζει την ε_s . Ίσως και η υπερεκτίμηση της ε_s από την ML2 σε σχέση με την τιμή της ε_s από TDR που παρατήρησαν οι Robinson et al (1999) για τη περίπτωση δειγμάτων ομοιογενούς υγρασίας να οφείλεται στο γεγονός ότι η ML2 δεν ακολουθεί ακριβώς το διαθλαστικό καθεστώς για αυτές τις περιπτώσεις αλλά κάτι ενδιάμεσο σε σχέση με το διαθλαστικό και το αριθμητικό καθεστώς. Λόγω του μήκους της συσκευής είναι ιδιαίτερα δύσκολο να φτιάξει κάποιος ένα σύστημα πολλών διακριτών στρώσεων ανάλογο με αυτό των Schaap et al (2003) για να εκτιμηθεί η συμπεριφορά της ML2 και σε αυτή την περίπτωση.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Βαθμονόμηση-Αλατότητα

Υπάρχει σημαντική διαφορά στις τιμές της ε_s για την ίδια θ που μετρά κάθε συσκευή ανεξαρτήτως της ηλεκτρικής αγωγιμότητας EC_w του αρδευτικού νερού.

Η απόκριση των συσκευών WET και ML2 ήταν αντίστοιχη των συχνοτήτων λειτουργίας τους ενώ η 5TE δεν ήταν. Έτσι για παράδειγμα, η WET- ϵ_s ήταν πάντα μεγαλύτερη της ML- ϵ_s ενώ η 5TE- ϵ_s ήταν μικρότερη της ML- ϵ_s

Καμία συσκευή δεν ήταν ευαίσθητη για τιμές EC_w νερού άρδευσης μεταξύ (1.2-6) $dS.m^{-1}$. Αυτό καταδεικνύει τη δυνατότητα μοναδικής βαθμονόμησης όταν η EC_w είναι μικρότερη των 6 $dS.m^{-1}$. Η εξίσωση βαθμονόμησης της ML2 φαίνεται να ακολουθεί την εξίσωση (11) καταδεικνύοντας ότι λειτουργεί αποτελεσματικά όπως οι πιο ακριβές συσκευές TDR, τουλάχιστον για τις συνθήκες που δοκιμάστηκαν.

Διαστρωματωμένη θ

Από τα πειραματικά δεδομένα που παρουσιάστηκαν φαίνεται ότι ο τρόπος υπολογισμού της ϵ_s από τη συσκευή ML2 βρίσκεται πιο κοντά στο αριθμητικό καθεστώς. Θεωρούμε ότι ο τρόπος υπολογισμού της ϵ_s σε συνθήκες ανομοιόμορφης θ είναι η κυριότερη αιτία υπερεκτίμησης της θ από τη συσκευή ML2. Η εξ.(25) των Robinson et al. (2005b) δίνει καλύτερα αποτελέσματα από τη βιομηχανική βαθμονόμηση της ML2 και μάλιστα πολύ κοντά στα πειραματικά δεδομένα ειδικά για τις περιπτώσεις κατατομών ανομοιόμορφης θ .

Βιβλιογραφία

Amente, G., M. Baker, and C. Reece. 2000. *Estimation of soil electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity in sandy soil*. Soil Science Society of America Journal 64, 1931-1939.

Blonquist, J.M., S.B. Jones, and D.A. Robinson. 2005. *Standardizing characterization of electromagnetic water content sensors: 2. Evaluation of seven sensing systems*. Vadoze Zone J. 4:1059-1069.

Campbell J.E. 1990. *Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz*. Soil Sci. Soc. Am. Journal 54:332-341.

Chen, Y., and D. Or. 2006. *Effects of Maxwell-Wagner polarization on soil complex dielectric permittivity under variable temperature and electrical conductivity*. Water Resources Research 42: W06424, doi:10.1029/2005WR004590

Chan C. Y. and R. J. Knight 1999. *Determining water content and saturation from dielectric measurements in layered materials*. Water Res. Research 35 (1), 85-93.

Chan C. Y. and R. J. Knight. 2001. *Laboratory measurements of electromagnetic wave velocity in layered sands*. Water Res. Research 57 (4): 1099-1105.

Cosh M.H., Jackson T.J., Bindlish R., Famiglietti J.S., Ryu D. 2005. *Calibration of an impedance probe for estimation of surface soil water content over large regions*. Journal of Hydrology 311: 49-58.

Dasberg and Hopmans 1992. *TDR calibration for uniformly and nonuniformly wetted sandy and clayey loam soils*. Soil Science Society of America Journal 56:1341-1345.

Dirksen C. and S. Dasberg 1993. *Improved calibration of TDR soil water content measurements*. Soil Science Society of America Journal 57:660-667.

Dobson M.C., F.T. Ulaby, M.T. Hallikainen and M.A. El-Rayes. 1985. *Microwave dielectric behavior of wet soil. Part II: Dielectric mixing models*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing GE-23:35-46.

Ferre, P.A., and G.C. Topp 2002. 3.1.2.4 *Time domain reflectometry*. p.434-446. In J.H. Dane and G.C. Topp (ed.) *Methods of soil analysis*. Part 4-Physical methods. Part 4. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI.

Gaskin, G., and J.D. Miller. 1996. *Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique*. Journal of Agricultural Research 63:153-160.

Hamed, Y., G. Samy, and M. Persson. 2006. *Evaluation of the WET sensor compared to time domain reflectometry*. Hydrological Sciences 51:671-681.

Hilhorst, M.A. 2000. *A pore water conductivity sensor*. Soil Sci. Soc. Amer. Journal 64: 1922-1925.

Inoue M., B.A. Ahmed, T. Saito, M. Irshad, and K. Uzoma. 2008a. *Comparison of three dielectric moisture sensors for measurement of water in saline sandy soil*. Soil Use and Management 24:156-162.

Inoue M., B.A. Ahmed, T. Saito, and M. Irshad. 2008b. *Comparison of twelve dielectric moisture probes for soil water measurement under saline*

conditions. American Journal of Environmental Sciences 4:367-372.

Kargas, G., and P. Kerkides. 2008. *Water content determination in mineral and organic porous media by ML2 theta probe*. Irrigation and Drainage 57:435-449.

Kargas, G., and P. Kerkides. 2009. *Performance of the theta probe ML2 in the presence of nonuniform soil water profiles*. Soil and Tillage Res. 103: 425-432.

Kargas, G. and P. Kerkides, 2010. *Evaluation of a dielectric sensor for measurement of soil water electrical conductivity*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering (ASCE) 136 (8):553-558

Kargas, G. P. Kerkides, M.S. Seyfried, and A. Sgoumbopoulou. 2011. *WET sensor performance in organic and inorganic media with heterogeneous moisture*. Soil Science Society of America Journal 75:1244-1252.

Kargas, G. and P. Kerkides, 2012. *Comparison of two models in predicting pore water electrical conductivity in different porous media*. Geoderma 189-190:563-576.

Kargas, G. and K. Soulis. 2012. *Performance analysis and calibration of a new low-cost capacitance soil moisture sensor*. J. Irr. Drainage Eng. 138:632–641.

Kargas G., N. Ntoulas and P. Nektarios. 2013. *Soil texture and salinity effects on calibration of TDR300 dielectric moisture sensor*. Soil Research 51(4) 330-340.

Kargas, G., Kerkides P. and M.S. Seyfried. 2014. *Response of Three Soil Water Sensors to Variable Solution Electrical Conductivity in Different Soils*. Vadose zone Journal doi:10.2136/vzj2013.09.0169 September 2014, v. 13

Kargas G. and Soulis K. 2019. *Performance evaluation of a recently developed soil water content, dielectric permittivity, and bulk electrical conductivity electromagnetic sensor*. Agricultural Water Management Volume 213, pp. 568-579.

Kelleners, T.J., D.A. Robinson, P.J. Shouse, J.E. Ayars, and T.H. Skaggs. 2005. *Frequency dependence of the complex permittivity and its*

impact on dielectric sensor calibration in soils. Soil Science Society of America Journal 69:67-76.

Kelleners, T. J., Paige, G.B., Gray, S.T. 2009. *Measurement of the dielectric properties of Wyoming soil using electromagnetic sensors.* Soil Sci. Soc. Am. J. 73:1626-1637.10.2136/sssaj2008.0361

Kelleners, T. J., and A.K. Verma. 2010. *Measured and modeled dielectric properties of soils at 50 Megahertz.* Soil Sci. Soc. Am. J. 74:744-752.10.2136/sssaj2009.0359

Logsdon, S.D., T.R. Green, M. Seyfried, S.R. Evett and J. Bonta. 2010. *Hydra Probe and twelve-wire probe comparisons in fluids and soil cores.* Soil Science Society of America Journal 74:5-12. doi:10.2136/sssaj2009.0189

Nadler, A. 2005. *Methodologies and the practical aspects of the bulk soil EC(σ_a)-soil solution EC (σ_w) relations.* Advances in Agronomy 88:273-312. doi:10.1016/S0065-2113(05)88007-1

Regalado C., A. Ritter and R. M. Rodriguez-Gonzalez. 2007. *Performance of the commercial WET capacitance sensor as compared with time domain reflectometry in volcanic soils.* Vadose Zone Journal 6:244-254.

Rhoades, J.D., P. Ratts, and R. Prather. 1976. *Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity.* Soil Science Society of America Journal 40: 651-655.

Robinson D.A, Gardner C.M.K., Cooper J.D. 1999. *Measurement of relative permittivity in sandy soils using TDR, capacitance and theta probes: comparison, including the effects of bulk soil electrical conductivity.* Journal of Hydrology 223: 198-211

Robinson, D. A., S. B. Jones, J. M. Wraith, D. Or, and S. P. Friedman. 2003. *A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry.* Vadose Zone Journal 2: 444-75.

Robinson, D. A., T. J. Kelleners, J. D. Cooper, C. M. K. Gardner, P. Wilson, I. Lebron, and S. Logsdon. 2005a. *Evaluation of a capacitance probe frequency response model accounting for bulk electrical conductivity: comparison with TDR and network analyzer measurements.* Vadose Zone Journal 4:992-1003

Robinson D.A., S.B. Jones, J.M. Blonquist and S.P. Friedman. 2005b. *A physical derived water content/permittivity calibration model for coarse – textured layered soils*. Soil Sci. Soc. Am J. 69 (5): 1372-1377.

Roth K., R. Schulin, H. Fluhler and W. Attinger. 1990. *Calibration of TDR for water content measurement using a composite dielectric approach*. Water Res. Res. 26:2267-2273.

Rosenbaum, U., J.A. Huisman, I. Vrba, H. Vereecken, and H.R. Bogaen. 2011. *Correction of temperature and electrical conductivity effects on dielectric permittivity measurements with ECH₂O sensors*. Vadose Zone Journal 10:582-593.

Saarenketo, T. 1998. *Electrical properties of water in clay and silty soils*. Journal of Applied Geophysics. 40:73-88.

Schaap M.G., D.A. Robinson, S.P. Friedman, and A. Lazar. 2003. *Measurement and modeling of the TDR signal propagation through layered dielectric media*. Soil Sci. Soc. Am J. 67: 1113-1121.

Schwartz, R. C., Casanova, J.J., Pelletier, M.G., Evett, S.R., Baumhardt, R.L. 2013. *Soil permittivity response to bulk electrical conductivity for selected soil water sensors*. Vadose Zone Journal. 10.2136/vzj2012.0133

Seyfried, M. S., and M. D. Murdock. 2001. *Response of a new soil water sensor to variable soil, water content, and temperature*. Soil Science Society of America Journal 65: 28-34.

Seyfried, M.S., and M.D. Murdock. 2004. *Measurement of soil content with a 50 MHz soil dielectric sensor*. Soil Science Soc. Amer. Journal 68:394-403.

Topp, G.C., J.I. Davis and A.P. Annan. 1980. *Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines*. Water Resources Research. 16:574-582.

Topp G.C, J.I. Davis and A.P. Annan. 1982. *Electromagnetic determination of soil water content using TDR: I. Applications of wetting fronts and steep gradients*. Soil Sci. Soc. Am J. 46: 672-678.

Topp, G.C., and W.D. Reynolds. 1998. *Time domain reflectometry: a seminal technique for measuring mass and energy in soil*. Soil and Tillage Research, 47, 125-132.

Von Hippel A.R. 1954. *Dielectrics materials and applications*. MIT Press, Cambridge, MA.

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΑΛΑΤΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΕΛΑΦΙΚΟΥ ΔΙΑΛΥΜΑΤΟΣ

Η αυξημένη παρουσία υδατοδιαλυτών αλάτων (K^+ , Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Cl^- , SO_4^{--} , NO_3^- , HCO_3^- και CO_3^{--}) στο εδαφικό νερό το μετατρέπει σε πυκνό εδαφικό διάλυμα. Το γεγονός αυτό προκαλεί αύξηση της οσμωτικής πίεσης (ΟΠ) του εδαφικού διαλύματος με αποτέλεσμα να επηρεάζεται η ανάπτυξη και η παραγωγή των καλλιεργουμένων φυτών αφού δυσχεραίνεται η πρόσληψη εδαφικού νερού από το ριζικό σύστημα με τον απαιτούμενο ρυθμό. Ο προσδιορισμός της συγκέντρωσης των αλάτων γίνεται έμμεσα με την μέτρηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας (EC) του εδαφικού διαλύματος με την κλασική συσκευή του αγωγιμομέτρου .

Ο προσδιορισμός του επιπέδου της εδαφικής αλατότητας βασίζεται στην μέτρηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εκχυλίσματος της εδαφικής πάστας κορεσμού (EC_e) η οποία έχει καθιερωθεί σαν δείκτης εκτίμησης της εδαφικής αλατότητας.

Σαν αλατούχα θεωρούνται τα εδάφη με $EC_e > 4 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$ (U.S. Salinity Laboratory, 1954). Η τιμή της ΟΠ του εκχυλίσματος δίνεται από την σχέση $OP (\text{Atm}) = 360 EC_e (\text{dS}\cdot\text{m}^{-1})$ ενώ η συγκέντρωση των αλάτων (C_s) σε mg/l δίνεται από την σχέση $C_s = 640 EC_e (\text{dS}\cdot\text{m}^{-1})$. Η μέθοδος της πάστας κορεσμού απαιτεί την λήψη εδαφικών δειγμάτων από το υπό εξέταση έδαφος, την αεροζήρανσή τους και το κοσκίνισμά τους με κόσκινο 2 mm. Στην συνέχεια παρασκευάζεται η πάστα κορεσμού και μετά από 24 ώρες με την διαδικασία της μύζησης αποκτάται το εκχύλισμα και προσδιορίζεται η EC_e του εκχυλίσματος με αγωγιμόμετρο. Η μεθοδολογία αυτή είναι φανερό ότι είναι κουραστική και χρονοβόρα ειδικά όταν πρέπει να μετρηθεί η EC_e σε μεγάλο αριθμό δειγμάτων. Το βασικό πλεονέκτημα της μεθόδου EC_e βασίζεται στο γεγονός ότι το ποσοστό κορεσμού (SP) μπορεί να συσχετιστεί άμεσα με την περιεχόμενη υγρασία του εδάφους. Η υγρασία του εδάφους στον αγρό συνήθως μεταβάλλεται μεταξύ του σημείου μάρανσης (wilting point) και της υδατοϊκανότητας (field capacity) η οποία θεωρείται ότι είναι διπλάσια του

σημείου μάρανσης. Μετρήσεις σ' ένα μεγάλο εύρος εδαφών έδειξαν ότι η τιμή του SP είναι τετραπλάσια αυτής του σημείου μάρανσης και άρα διπλάσια της υδατοϊκανότητας. Έτσι η συγκέντρωση των αλάτων στο εκχύλισμα κορεσμού θα είναι ½ αυτής στην υδατοϊκανότητα και ¼ αυτής του σημείου μάρανσης. Συνεπώς η EC_e μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση της αλατότητας του εδαφικού διαλύματος και της επίδρασής της στην ανάπτυξη των φυτών.

Πολλές φορές εφαρμόζονται στο εργαστήριο ευκολότερες και πιο γρήγορες μεθοδολογίες συγκριτικά με την EC_e χρησιμοποιώντας διάφορες αναλογίες εδάφους/νερού π.χ 1:1, 1:2 ή 1:5 επειδή, λόγω των σταθερών αναλογιών εδάφους/νερού, μειώνεται η δυσκολία προετοιμασίας συγκριτικά με αυτή της πάστας κορεσμού και τα εκχυλίσματα είναι περισσότερο εύκολο να αποκτηθούν. Στην συνέχεια αποκτάται το διάλυμα από αυτές τις αναλογίες και προσδιορίζεται η Ηλεκτρική αγωγιμότητα (EC) του. Για την εκτίμηση όμως της αλατότητας πρέπει να είναι γνωστή η σχέση των EC αυτών των αναλογιών με την EC_e (Kargas et al. 2018; Kargas et al. 2020). Συνήθως οι μεθοδολογίες αυτές χρησιμοποιούνται στις περιπτώσεις εκείνες που η ποσότητα του διαθέσιμου εδάφους είναι μικρή ή όταν σκοπεύουμε να εκτιμήσουμε τις αλλαγές στην συγκέντρωση των αλάτων κατά τακτά διαστήματα στο ίδιο έδαφος. Η αξιοπιστία αυτών των μεθόδων εξαρτάται από το είδος των αλάτων που υπάρχουν στο εδαφικό διάλυμα. Εάν κυριαρχούν τα χλωριούχα άλατα τότε τα αποτελέσματα πολύ λίγο θα επηρεαστούν από την περιεχόμενη υγρασία ενώ εάν κυριαρχούν ή υπάρχουν σε σημαντικές ποσότητες θειϊκά ή ανθρακικά άλατα τα οποία έχουν μικρή διαλυτότητα, τότε η ποσότητά τους που θα διαλυθεί θα εξαρτάται από την αναλογία εδάφους /νερού που θα χρησιμοποιηθεί.

Όμως η EC του νερού των πόρων του εδάφους ή αλλιώς του εδαφικού διαλύματος (EC_{sw}) είναι προφανώς ο καλύτερος δείκτης εκτίμησης της εδαφικής αλατότητας αφού με αυτή έρχονται σε άμεση επαφή οι ρίζες των φυτών. Για να προσδιοριστεί η EC_{sw} πρέπει να γίνει λήψη του εδαφικού διαλύματος. Όμως η εξαγωγή διαλύματος είναι πολύ δύσκολη και μπορεί να γίνει πρακτικά μόνο σε υψηλές θ του εδάφους. Το πρόβλημα αυτό είχε αποτρέψει την ευρεία χρήση της μεθόδου.

Ένας από τους λόγους της ραγδαίας ανάπτυξης των διηλεκτρικών αισθητήρων αποτελεί το γεγονός ότι παρέχουν την δυνατότητα προσδιορισμού της φαινόμενης EC_b του εδάφους (bulk electrical conductivity, σ_b) την οποία μπορούν να μετρούν απευθείας στο έδαφος, στο ίδιο σημείο με την θ και σε πραγματικό χρόνο.

Έτσι με την βοήθεια αυτών των συσκευών από τις τρεις εκφράσεις της EC (EC_{sw} , EC_b και EC_e) η EC_b μπορεί να καταγράφεται συνεχώς in situ. Μέχρι την ανακάλυψη των διηλεκτρικών συσκευών η μέτρηση της σ_b και της θ γινόταν με διαφορετικούς τρόπους και σε διαφορετικά σημεία του εδάφους.

Με την βοήθεια μοντέλων είναι δυνατόν να υπολογίσουμε την EC_{sw} του εδαφικού νερού (pore water electrical conductivity, σ_p) από τις μετρήσεις της σ_b και της διηλεκτρικής σταθεράς του εδάφους και έμμεσα της θ , αξιοποιώντας δηλαδή τις μετρήσεις των αισθητήρων. Οι κυριότεροι παράγοντες που επηρεάζουν την σ_b είναι η θ και η EC_{sw} , γεγονός που δικαιολογεί την εφαρμογή των μοντέλων για τον υπολογισμό της EC_{sw} . Όμως η σ_b επηρεάζεται και από επιπρόσθετους εδαφικούς και περιβαλλοντικούς παράγοντες όπως το πορώδες, η δομή, η ικανότητα ανταλλαγής κατιόντων, το είδος των ιόντων και η θερμοκρασία.

Μοντέλα πρόβλεψης της EC_{sw} (σ_p) από την EC_b (σ_b)

1. Μοντέλο των Rhoades et.al., (1976)

Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό η σ_b είναι το αποτέλεσμα της συμβολής της σ_p και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας των στερεών συστατικών του εδάφους (σ_s) η οποία κυρίως οφείλεται στα ανταλλάξιμα κατιόντα τα οποία βρίσκονται προσροφημένα στις επιφάνειες των αργιλικών ορυκτών. Οι δύο αγωγοί που αντιστοιχούν στην σ_p και την σ_s θεωρείται ότι συνδέονται παράλληλα. Η εξίσωση η οποία προκύπτει είναι

$$\sigma_b = \sigma_p \theta T + \sigma_s \quad (1)$$

όπου ο συντελεστής T ονομάζεται συντελεστής μετάδοσης (transmission coefficient). Η τιμή της σ_s δεν εξαρτάται από την τιμή της EC του εδαφικού διαλύματος ούτε από την περιεκτικότητα της υγρασίας θ . Για πρακτικούς λόγους η τιμή της θεωρείται σταθερή για ένα δεδομένο έδαφος. Η συμβολή της σ_s στην σ_b σύμφωνα με τον Nadler (2005) κυμαίνεται από 10 έως 90%, εξαρτώμενη από την EC του εδαφικού διαλύματος και την ορυκτολογία του πορώδους μέσου.

Ο συντελεστής T ισούται με $T=a\theta+b$

και η (1) μετατρέπεται στην

$$\sigma_b = \sigma_p (a\theta^2 + b\theta) + \sigma_s \quad (2)$$

Για την αξιοποίηση της (2) στον υπολογισμό της σ_p πρέπει εκ των προτέρων να έχουν υπολογιστεί η παράμετροι a, b και σ_s . Οι τιμές της σ_b και θ δίδονται από τον

αισθητήρα. Η τιμή της θ προκύπτει έμμεσα από την διηλεκτρική σταθερά του εδάφους με την χρήση της εξίσωσης βαθμονόμησης του αισθητήρα.

Η απόδειξη της εξίσωσης (1) δίνεται στο παράρτημα.

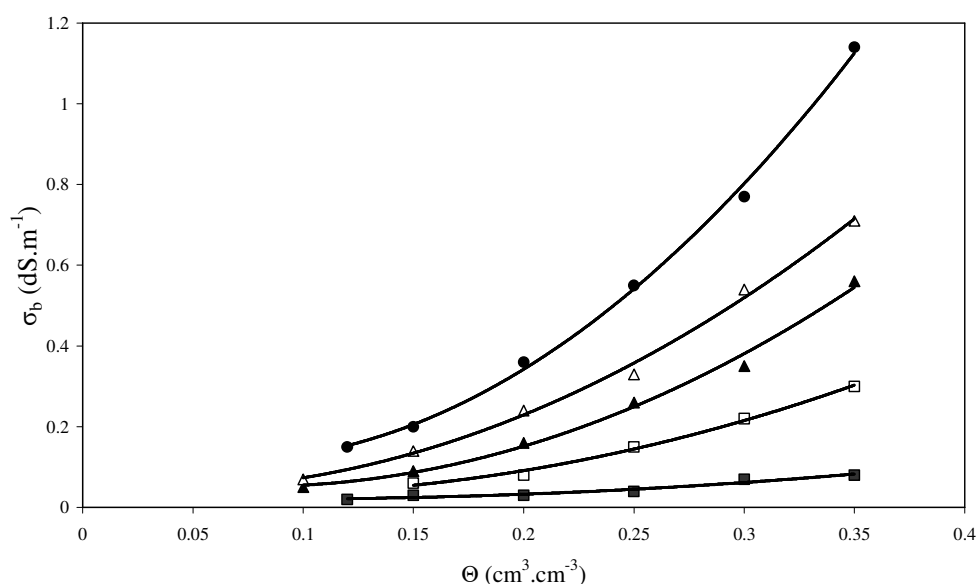
Μεθοδολογία εύρεσης των παραμέτρων a, b και σ_s

Για την εύρεση της τιμής των παραμέτρων απαιτείται η πραγματοποίηση πειράματος στο συγκεκριμένο έδαφος με διαλύματα διαφορετικής $EC_w = \sigma_p$. Σε κάθε EC_w αποκτώνται προεπιλεγμένες τιμές υγρασίας θ (από ξηρό έδαφος έως κορεσμένο). Σε κάθε τιμή θ και EC_w εκ των προτέρων γνωστές προσδιορίζουμε με την διηλεκτρική συσκευή την σ_b και την διηλεκτρική σταθερά (ϵ).

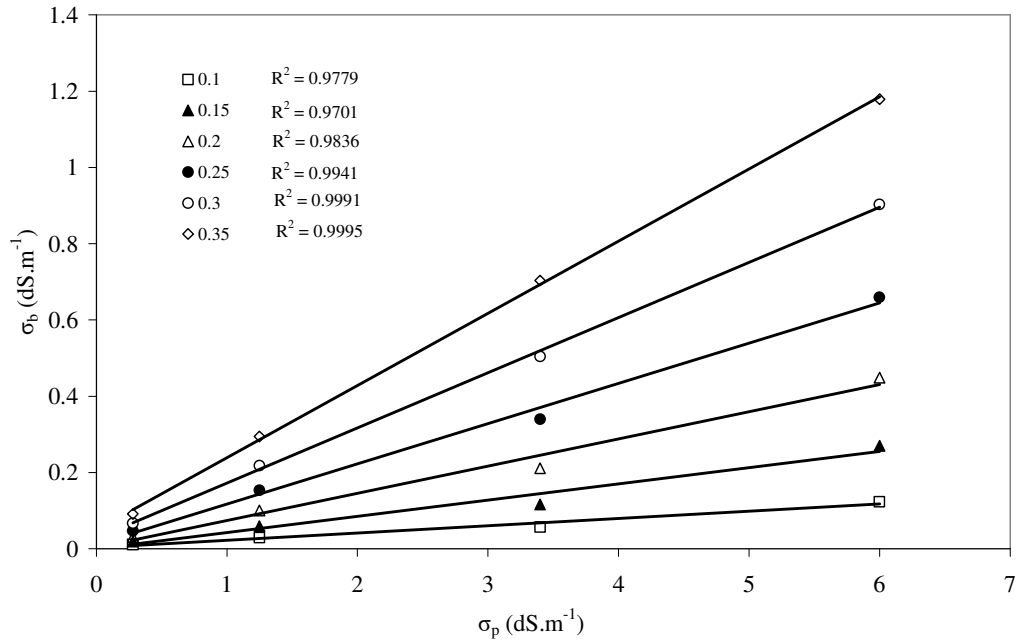
Εύρεση της σ_s

Αρχικά βρίσκουμε με προσαρμογή των πειραματικών δεδομένων τους συντελεστές της δευτεροβάθμιας σχέσης $\sigma_b - \theta$ για κάθε τιμή EC_w (Σχήμα 1). Συνεπώς για κάθε EC_w βρίσκουμε μία τιμή της σ_s . Στην συνέχεια αφού βρούμε την σ_s για κάθε EC_w φτιάχνουμε την σχέση $\sigma_b - \sigma_p$ για κάθε θ (Σχήμα 2).

Η τιμή της σ_s που χαρακτηρίζει το συγκεκριμένο πορώδες μέσο είναι εκείνη η οποία προκύπτει από προέκταση των καμπύλων του Σχήματος 2 μέχρι τον άξονα των τιμών σ_b δηλαδή για $\sigma_p = 0$. Αν υπάρχουν διαφορές μεταξύ των τιμών της σ_s τότε παίρνουμε τον μέσο όρο αυτών των τιμών.



Σχήμα 1: Η σχέση $\sigma_b - \theta$ για EC 0.28, 1.2, 2.1, 3.4 και 6 dS/m.



Σχήμα 2: Η σχέση σ_b - σ_p για τις έξι επιλεγμένες θ . Οι γραμμές αναφέρονται στην γραμμική προσαρμογή των σημείων

Εύρεση των a και b

Αφού βρούμε την σ_s που χαρακτηρίζει το πορώδες μέσο η (1) μετασχηματίζεται στην

$$\frac{\sigma_b - \sigma_s}{\sigma_p \theta} = T = \alpha \theta + b \quad (3)$$

Η εξίσωση (3) είναι γραμμική ως προς θ και από την προσαρμογή των δεδομένων βρίσκουμε τις τιμές των a και b .

Ετσι με την εκ των προτέρων αυτή διαδικασία βρίσκουμε τις τιμές των αγνώστων παραμέτρων για το συγκεκριμένο πορώδες μέσο. Στην συνέχεια μετρώντας με τον αισθητήρα την τιμή κάθε φορά της σ_b και της θ , η οποία υπολογίζεται από την εξίσωση βαθμονόμησης διαμέσου της διηλεκτρικής σταθεράς, μπορούμε να υπολογίζουμε την τιμή της σ_p οποιαδήποτε χρονική στιγμή.

Το μοντέλο των Rhoades e.al., (1976) έχει δώσει πολύ καλά αποτελέσματα στην πρόβλεψη της σ_p όταν η σ_b και ε μετρούνται με συσκευή TDR (Hamed et.al., 2003; Munoz-Carpena et.al., 2005). Δεν έχει γίνει έρευνα σε βάθος για την πρόβλεψη της σ_p με δεδομένα διηλεκτρικών αισθητήρων οι οποίοι λειτουργούν σε πολύ χαμηλότερες συχνότητες από το TDR. Εξάιρεση αποτελούν οι εργασίες των Mortl et.al., (2011) οι οποίοι χρησιμοποίησαν δεδομένα της διηλεκτρικής συσκευής Hydra

probe η οποία λειτουργεί στα 50MHz, και των Kargas and Kerkides (2012) οι οποίοι χρησιμοποίησαν δεδομένα των συσκευών WET (20 MHz) και 5TE (70 MHz) αντίστοιχα. Από τις εργασίες αυτές φαίνεται ότι το μοντέλο των Rhoades et al., (1976) δίνει αρκετά αξιόπιστα αποτελέσματα. Μειονέκτημα του μοντέλου των Rhoades et. al., (1976) αποτελεί η αδυναμία πρόβλεψης της σ_p σε χαμηλές υγρασίες $\theta < 0.1-0.2 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$. Το όριο αυτό φαίνεται να εξαρτάται από το είδος του πορώδους μέσου. Έτσι στις άμμους είναι χαμηλότερο από αυτό των λεπτόκοκκων μέσων. Ρόλο μάλλον παίζει το όριο ανάμεσα στο νερό που κινείται ελεύθερα στους μεγάλους πόρους του πορώδους μέσου (mobile water) και σε αυτό που είναι δεσμευμένο στα στερεά συστατικά και στους πολύ μικρούς πόρους του εδάφους (immobile water). Επίσης το μοντέλο των Rhoades et.a., (1976) φαίνεται να υπερεκτιμά την σ_p σε χαμηλές τιμές σ_p , συνήθως κάτω από $1 \text{ dS} \cdot \text{m}^{-1}$ (Mortl et.al., 2011; Leao et al., 2010).

2. Μοντέλο των Mualem and Friedman (1991)

Η βασική υπόθεσή τους είναι ότι οι γραμμές ροής του νερού κάτω από δεδομένη κλίση του υδραυλικού φορτίου και θ σε ένα έδαφος είναι παρόμοιες αν όχι ίδιες με τις γραμμές ροής του ηλεκτρικού φορτίου στο ίδιο έδαφος και θ . Το προτεινόμενο μοντέλο δηλαδή βασίζεται στην ιδέα ότι η σ_p συσχετίζεται με τις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους. Έτσι ο παράγοντας μαιανδρισμού ο οποίος συμβάλλει στην μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι ίδιος με τον παράγοντα μαιανδρισμού (T) ο οποίος συμβάλλει στην μείωση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας. Οι εξισώσεις πρόβλεψης της σ_p για την ακόρεστη και κορεσμένη ροή στην περίπτωση των χονδρόκοκκων μέσων όταν η σχέση $\theta(H)$ περιγράφεται από την εξίσωση Brooks and Corey (1964) και η $K(H)$ από την Mualem (1976) δίνονται από

$$\sigma_b(\theta) = \sigma_p \frac{\theta^{n+2}}{\theta_s} \quad (4)$$

$$\sigma_b(\theta_s) = \sigma_p \theta_s^{n+1} \quad (5)$$

όταν οι υδραυλικές ιδιότητες δεν είναι γνωστές τότε μπορεί να χρησιμοποιηθεί η τιμή $n=0.5$ για τον υπολογισμό της σ_p . Το μοντέλο αυτό έδωσε καλά αποτελέσματα στις περιπτώσεις των χονδρόκοκκων και αδρανών πορωδών μέσων.

Οι εξισώσεις αυτές τροποποιούνται εάν η σχέση $\theta(H)$ περιγράφεται από την εξίσωση van Genuchten (1980) ή αν χρησιμοποιήσουμε άλλη σχέση $K(H)$ π.χ Burdine (1953)

3. Μοντέλο των Amente et. al., 2000

Στο μοντέλο αυτό έγινε προσπάθεια απόκτησης των τιμών του παράγοντα μαιανδρισμού T όχι από τις υδραυλικές ιδιότητες αλλά με την χρησιμοποίηση των μοντέλων διάχυσης των αερίων και των υγρών στο έδαφος. Στην περίπτωση αυτή θεωρείται ότι οι διεργασίες που καθορίζουν την Ηλεκτρική αγωγιμότητα και την διάχυση είναι ανάλογες. Τα μοντέλα που χρησιμοποίησαν ήταν των Penman ,1940; Marshall ,1959; Millington and Quirk, 1961. Έτσι ο T μπορεί να πάρει τις παρακάτω μορφές ανάλογα με το μοντέλο που χρησιμοποιείται

Penman $T = \text{constant}$

Marshall $T = \theta^b$

Millington and Quirk $T = \frac{\theta^{10/3}}{\phi^2}$ όπου ϕ το πορώδες

Η σχέση μεταξύ σ_p και σ_b περιγράφεται από την εξίσωση

$$\sigma_b = \theta T \sigma_p \quad (6)$$

Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η πιο κατάλληλη μορφή ήταν εκείνη που προκύπτει από το μοντέλο του Marshall (1959) με βέλτιστη τιμή του $b=0.583$ για αμμώδη εδάφη.

Συνεπώς η εξ. (6) γίνεται

$$\sigma_b = \theta^{b+1} \sigma_p = \theta^{1.583} \sigma_p \quad (7)$$

4. Μοντέλο των Malicki and Walczak (1999)

Οι Malicki and Walczak (1999) θεώρησαν ότι επειδή οι σχέσεις $\sigma_b(\theta)$ και $\varepsilon_s(\theta)$, όπου ε_s η φαινόμενη διηλεκτρική διαπερατότητα που μετρά ο αισθητήρας, έχουν παρόμοια μορφή, ο λόγος

$$\frac{\partial \sigma_b}{\partial \varepsilon_s} = f(EC_w) \neq f(\theta) \quad (8)$$

θα είναι ανεξάρτητος της θ και θα είναι συνάρτηση της EC_i του διαλύματος διαβροχής.

Από τις μετρήσεις σε διάφορα εδάφη με την συσκευή TDR προέκυψε ότι η σχέση $\sigma_b(\varepsilon_s)$ είναι γραμμική για τιμές της $\varepsilon_s > 6$ και η κλίση της εξαρτάται από την τιμή της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του διαλύματος διαβροχής (EC_i) και το είδος του εδάφους. Η τιμή της κλίσης της γραμμικής σχέσης ονομάστηκε δείκτης αλατότητας X_s (salinity index) ο οποίος αυξάνεται με την αύξηση της EC_i .

Επειδή όλες οι γραμμικές σχέσεις $\sigma_b(\varepsilon_s)$ για τα διάφορα επίπεδα EC_i συγκλίνουν στο ίδιο σημείο με συντεταγμένες $\sigma_b = 0.08 \text{ dS m}^{-1}$ και $\varepsilon_s = 6.2$ η τιμή του X_s θα είναι

$$X_s = \frac{\partial \sigma_b}{\partial \varepsilon_s} = \frac{\sigma_b - 0.08}{\varepsilon_s - 6.2} \quad (9)$$

Επίσης οι Malicki and Walczak (1999) παρατήρησαν ότι η κλίση της σχέσης $X_s(EC_i)$ εξαρτάται από το είδος του εδάφους. Έτσι συσχέτισαν την κλίση l με την περιεκτικότητα % σε άμμο του εδάφους

$$l = 0.000071S + 0.0057 \quad (10)$$

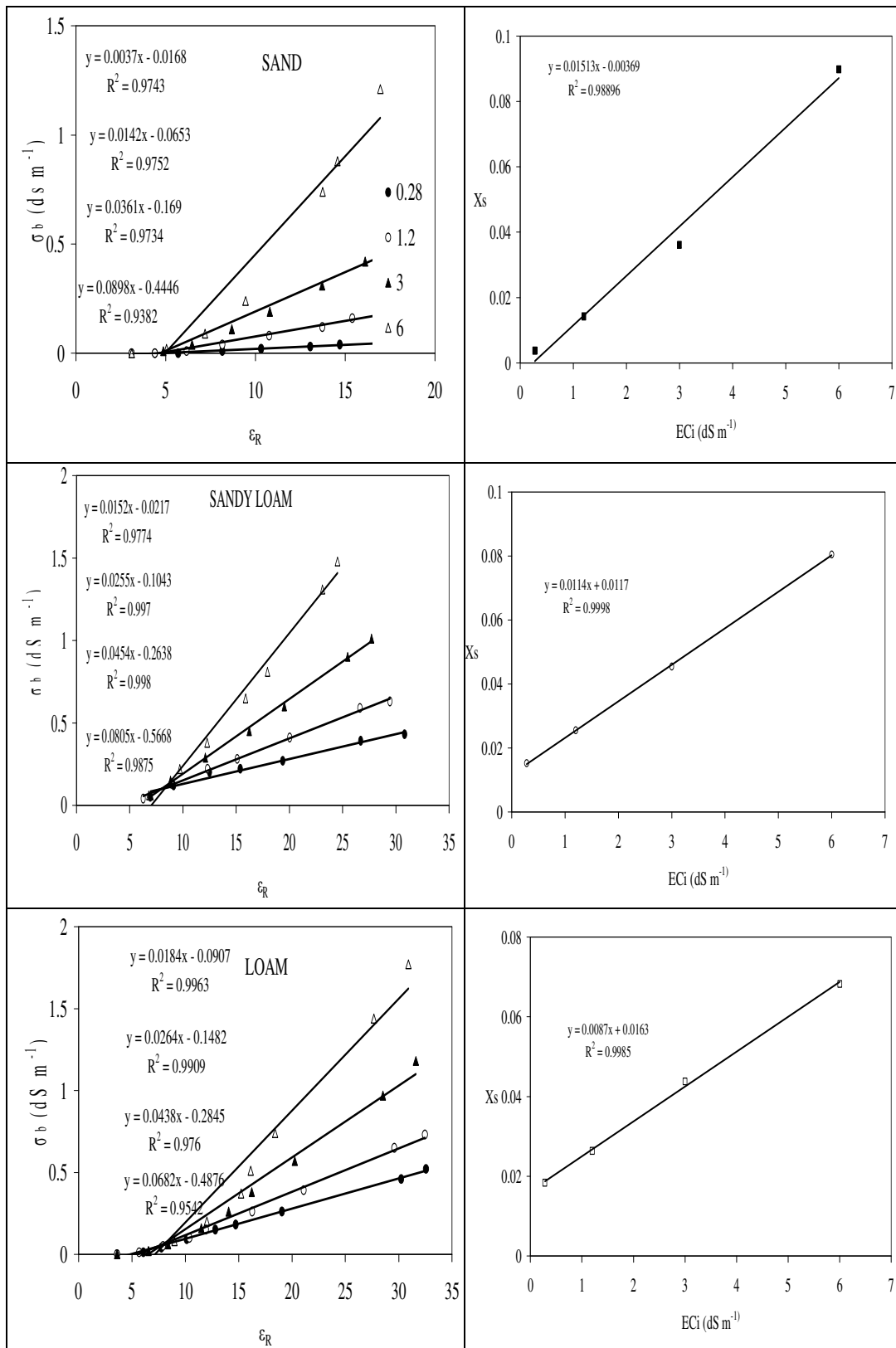
Έτσι η σ_p του εδάφους μπορεί να υπολογιστεί από την

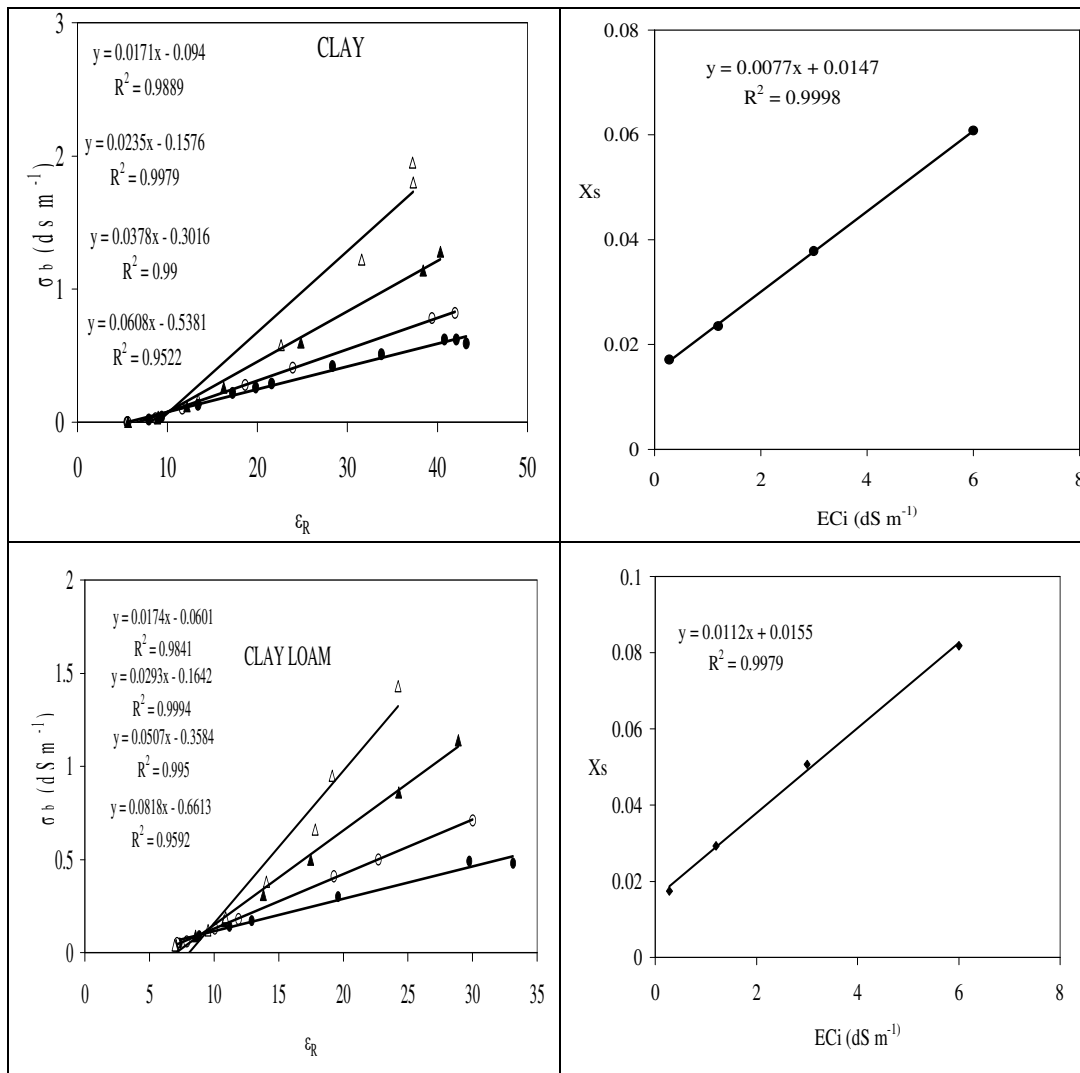
$$\sigma_p = \frac{X_s}{l} = \frac{\sigma_b - 0.08}{(\varepsilon_s - 6.2)(0.000071S + 0.0057)} \quad (11)$$

Συνεπώς με την μέτρηση της σ_b και της ε_s με μια διηλεκτρική συσκευή σε ένα σημείο του εδάφους, εάν γνωρίζουμε την περιεκτικότητα σε άμμο του εδάφους μπορεί να υπολογιστεί η σ_p .

Πρέπει να έχουμε υπόψη μας ότι η εξίσωση (11) προέκυψε από δεδομένα TDR οπότε η τιμή της ε_s θα είναι ίδια με το πραγματικό μέρος της διηλεκτρικής διαπερατότητας. Στις συσκευές που λειτουργούν σε χαμηλές συχνότητες πρέπει η τιμή της ε_s να αντικατασταθεί από το πραγματικό μέρος της διηλεκτρικής διαπερατότητας.

Στο σχήμα 3 παρουσιάζονται αποτελέσματα τα οποία αποκτήθηκαν με τον αισθητήρα WET (20MHz) σε πέντε εδάφη με τέσσερα διαλύματα διαβροχής ($EC_w = EC_i = 0.28, 1.2, 3$ και 6 dS m^{-1}). Το πραγματικό μέρος της ε_s το οποίο συμβολίζεται με ε_R υπολογίστηκε από την εξίσωση (19) στην οποία γίνεται ιδιαίτερη αναφορά παρακάτω.





Σχήμα 3. Αριστερά: Η σχέση μεταξύ της σ_b και της ϵ_R για τα πέντε πορώδη μέσα και τα τέσσερα επίπεδα αλατότητας του διαλύματος διαβροχής. Δεξιά: Η σχέση μεταξύ του δείκτη αλατότητας X_s και της $EC_w=EC_i$ για κάθε πορώδες μέσο.

Από τα αποτελέσματα φαίνεται ότι η σχέση $\sigma_b = f(\epsilon_R; EC_i)$ είναι ισχυρά γραμμική ($0.938 < R^2 < 0.999$) για όλα τα επίπεδα EC_i μέχρι 6 dS m^{-1} με μέγιστη τιμή σ_b περίπου 1.95 dS m^{-1} . Είναι προφανές ότι για τιμή $EC_i=6 \text{ dS m}^{-1}$ παρουσιάζεται μείωση στην τιμή του R^2 για όλα τα εδάφη. Έτσι η έννοια του δείκτη αλατότητας μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τιμές σ_b μέχρι 2 dS m^{-1} .

Εάν συσχετίσουμε την κλίση της σχέσης ($l=dX_s/dEC_i$) με την περιεκτικότητα σε άμμο % είναι δυνατόν να υπολογίσουμε μια ανάλογη σχέση με την εξίσωση (10).

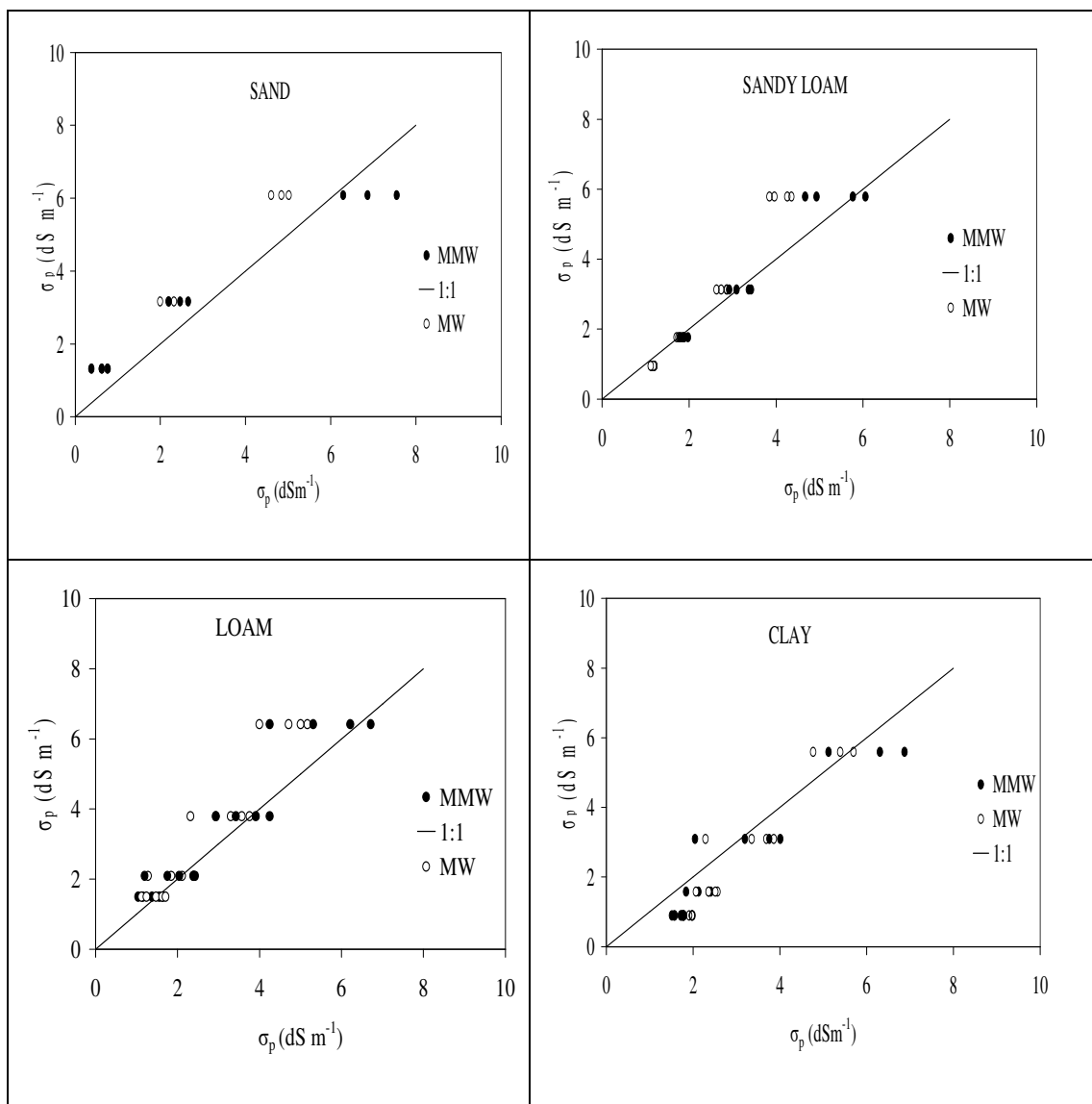
Η εξίσωση η οποία προκύπτει είναι η

$$l = 0.000062S + 0.00771 \quad (12)$$

Εάν χρησιμοποιήσουμε την εξίσωση (12) και αντί της ε_s το πραγματικό μέρος της τότε η εξίσωση των Malicki and Walczak (1999) μετατρέπεται στην

$$\sigma_p = \frac{Xs}{l} = \frac{\sigma_b - 0.08}{(\varepsilon_R - 6.2)(0.000062S + 0.00771)} \quad (13)$$

Στο σχήμα 4 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα στα πέντε εδάφη και στα τέσσερα επίπεδα αλατότητας από την εφαρμογή της εξίσωσης (11) (MW) και της εξίσωσης (13) (MMW)



Σχήμα 4: Η σχέση μεταξύ των πραγματικών τιμών της σ_p (Κατακόρυφος άξονας) και των προβλεπόμενων τιμών (Οριζόντιος άξονας) σύμφωνα με το μοντέλο

των Malicki and Walczak (MW) (εξίσωση 11) και του τροποποιημένου μοντέλου Malicki and Walczak (MMW) (εξίσωση 13).

Από το σχήμα 4 φαίνεται ότι αυξάνεται η διασπορά των τιμών της σ_p με την αύξηση της EC_i στα δύο μοντέλα και ειδικά στο MMW. Επίσης από τον υπολογισμό των τιμών του RMSE παρατηρείται ότι οι τιμές του RMSE αυξάνονται με την αύξηση της EC_i και στα δύο μοντέλα για όλα τα πορώδη μέσα εκτός του αργιλώδους εδάφους στο οποίο παρατηρείται σχετική σταθερότητα.

Μάλιστα αν υπολογιστούν οι μέσες τιμές του RMSE σε όλα τα εδάφη για κάθε επίπεδο EC_i στα δύο μοντέλα, τότε φαίνεται ότι σε όλες τις περιπτώσεις το MMW δίνει καλύτερα αποτελέσματα. Πιο συγκεκριμένα οι μέσες τιμές RMSE για το MW είναι 0.542, 0.630, 0.758 και 1.255 dSm^{-1} ενώ για το MMW είναι 0.407, 0.524, 0.628 και 0.891 αντίστοιχα για EC_i 0.28, 1.2, 3 και 6 dSm^{-1} .

5. Μοντέλο του Hilhorst (2000)

Ο Hilhorst (2000) παρουσίασε ένα θεωρητικό μοντέλο υπολογισμού της σ_p , από τα δεδομένα της ε_s και της σ_b όπως μετρούνται από τη διηλεκτρική συσκευή

$$\sigma_p = \frac{\varepsilon_p \sigma_b}{\varepsilon_s - \varepsilon_0} \quad (14)$$

όπου ε_p είναι η διηλεκτρική σταθερά του εδαφικού νερού, η οποία θεωρείται ότι ισούται με την διηλεκτρική σταθερά του νερού ($\varepsilon \approx 80$) ενώ ε_0 είναι η τιμή της διηλεκτρικής σταθεράς όταν η $\sigma_b = 0$. Η εξίσωση (14) έδωσε αρκετά καλά αποτελέσματα στην πρόβλεψη της σ_p μέχρι τιμές περίπου 3 $dS.m^{-1}$.

Η εξίσωση (14) μπορεί να γραφεί ισοδύναμα και ως

$$\varepsilon_s = \frac{\varepsilon_p}{\sigma_p} \sigma_b + \varepsilon_0 \quad (15)$$

όπου η κλίση $\frac{d\varepsilon}{d\sigma_b}$ εξαρτάται από την σ_p και η ε_0 από τον τύπο του πορώδους μέσου.

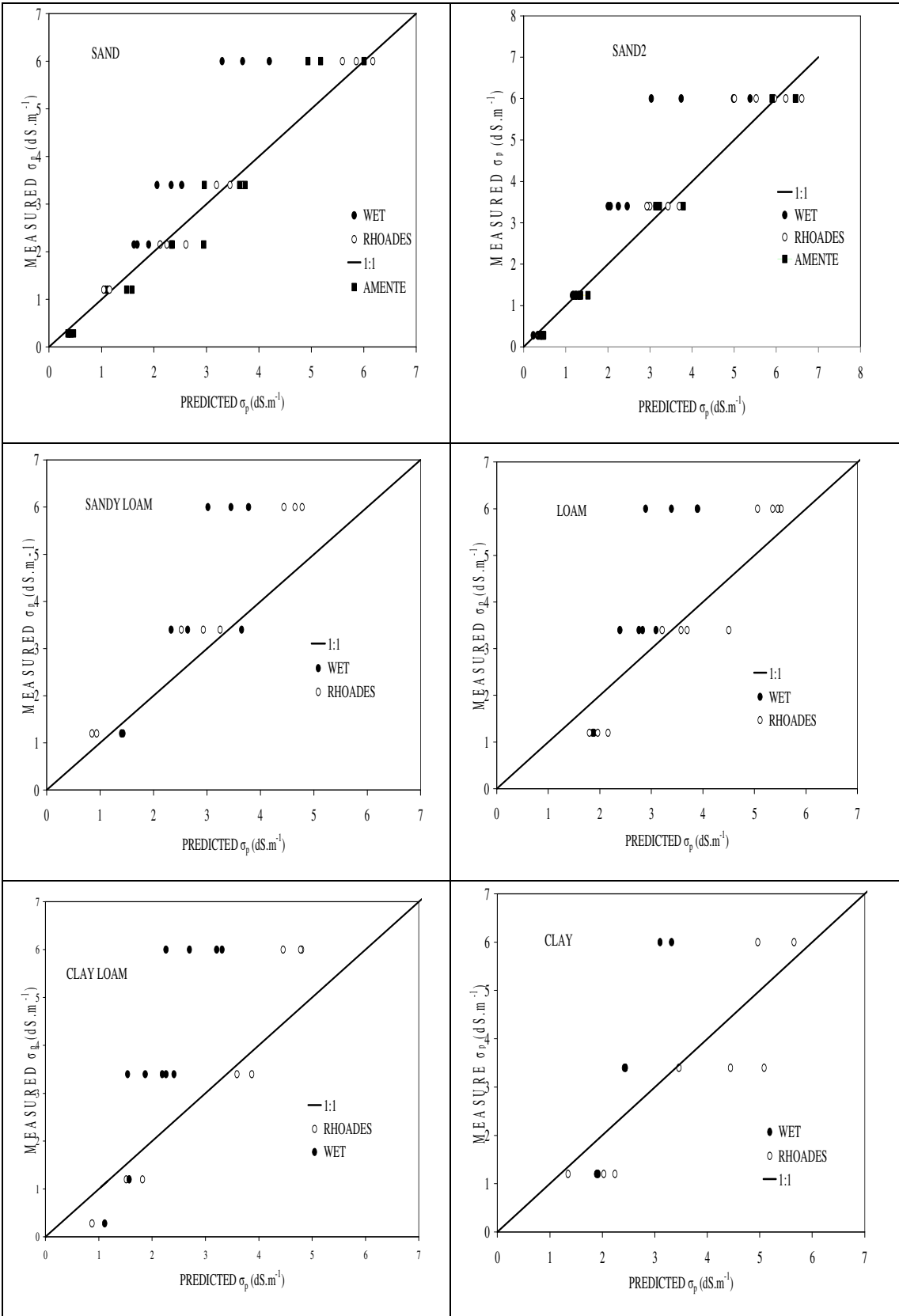
Ο Hilhorst (2000) βρήκε ότι η παράμετρος ε_0 , για τα εδάφη που εξέτασε, μεταβάλλεται μεταξύ των τιμών 1.9-7.6. Η τιμή της παραμέτρου ε_0 πρέπει να υπολογισθεί πειραματικά για κάθε τύπο εδάφους αλλά προτάθηκε σαν αντιπροσωπευτική μία μέση τιμή 4.1. Η εξίσωση (14) πρέπει να εφαρμόζεται για τις περιπτώσεις όπου $\theta > 0.1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ δηλαδή για την περίπτωση που το έδαφος είναι ξηρό. Ο Persson (2002) εξέτασε το γραμμικό μοντέλο με μετρήσεις από TDR σε αμμώδη μέσα. Τα ευρήματά του έδειξαν ότι η σχέση $\varepsilon_s - \sigma_b$ είναι έντονα γραμμική

σε όλα τα μέσα αλλά οι λόγοι $\left(\frac{\varepsilon_p}{\sigma_p} \right)$ ήταν μικρότεροι από τους αναμενόμενους.

Επίσης η τιμή της ε_0 αυξάνεται με την αύξηση της αλατότητας του εδάφους. Γενικά τα αποτελέσματα του γραμμικού μοντέλου χωρίς να θεωρείται σταθερή η $\varepsilon_0 = 4.1$ ήταν σχεδόν ίδια με άλλα όπως των Rhoades et al., (1976) και των Mualem and Friedman (1991) παρόλο ότι το γραμμικό μοντέλο απαιτεί τον υπολογισμό μίας μόνο παραμέτρου (ε_0).

Από τις εργασίες των Kargas and Kerkides (2010) και (2012) με δύο αισθητήρες (WET, 20MHz και 5TE, 70MHz) έχει αποδειχτεί ότι για τα δεδομένα από τον αισθητήρα WET η σχέση $\varepsilon - \sigma_b$ είναι ισχυρά γραμμική για όλους τους τύπους εδαφών και για σ_p μέχρι 6 dS/m. Οι κλίσεις των ευθειών μέχρι ένα επίπεδο σ_p εξαρτώνται και από το είδος του εδάφους, ενώ πάνω από αυτό το όριο φαίνεται να επηρεάζονται κυρίως από την αλατότητα. Για τον αισθητήρα 5TE οι κλίσεις είναι λιγότερο γραμμικές (μικρότερο R^2) και φαίνεται να επηρεάζονται λιγότερο από το είδος του εδάφους συγκριτικά με την WET. Αυτό πιθανότατα να οφείλεται στην μεγαλύτερη συχνότητα λειτουργίας του αισθητήρα 5TE συγκριτικά με τον WET. Η τιμή της ε_0 για τον αισθητήρα 5TE φαίνεται να είναι μάλλον ανεξάρτητη από το επίπεδο αλατότητας και το είδος του εδάφους σε αντίθεση με τον WET όπου επηρεάζεται από τους δύο παράγοντες. Οι προβλέψεις της σ_p από τα δεδομένα των δύο αισθητήρων με το γραμμικό μοντέλο του Hilhorst έδειξαν ότι αποτυγχάνουν σε όλες τις περιπτώσεις εκτός της άμμου. Κυρίως επιφέρουν σημαντική υποεκτίμηση από μία τιμή της σ_p και πάνω. Το όριο αυτό φαίνεται να είναι κοντά στα $2 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$.

Στο σχήμα 3 παρουσιάζονται πειραματικά αποτελέσματα από την εφαρμογή των μοντέλων των Rhoades et al., (1976) και Hilhorst (2000) σε διάφορα επίπεδα αλατότητας και τύπους εδαφών.



Σχήμα 5: Σύγκριση μεταξύ προβλεπόμενων τιμών της σ_p (EC_{sw}) από το μοντέλο του Hilhorst (Οριζόντιος άξονας) και μετρημένων τιμών της σ_p (κατακόρυφος άξονας) σε έξι εδάφη. Επίσης παρουσιάζονται και οι προβλέψεις του μοντέλου Rhoades για τα έξι εδάφη και οι προβλέψεις του μοντέλου Amente μόνο για την περίπτωση των δύο άμμων.

Προτεινόμενη μέθοδος βελτίωσης των μοντέλων Hilhorst και Malicki and Walczak (Kargas et al., 2017)

Η αρχή λειτουργίας των διηλεκτρικών συσκευών στηρίζεται στον προσδιορισμό της διηλεκτρικής διαπερατότητας του μέσου (ε^*), όπου στην περίπτωση μας είναι το έδαφος. Η ε^* είναι μια μιγαδική συνάρτηση. Με $j = \sqrt{-1}$, η ε^* γράφεται:

$$\varepsilon^* = \varepsilon' - j\varepsilon'' \quad (16)$$

Διαιρώντας την Εξίσωση (16) με τη διηλεκτρική διαπερατότητα του κενού ε_0 (8.854×10^{-12} F.m⁻¹) επιτυγχάνεται η αδιαστατοποίηση της (σχετική διηλεκτρική διαπερατότητα) και έτσι έχουμε:

$$\varepsilon_r^* = \varepsilon_r' - j\varepsilon_r'' \quad (17)$$

Το νερό χαρακτηρίζεται από μια πολύ μεγάλη τιμή της σχετικής διηλεκτρικής διαπερατότητάς του (~80). Στα στερεά συστατικά του εδάφους η τιμή της κυμαίνεται από 2-5, ενώ στον αέρα έχει τιμή 1. Το πραγματικό μέρος της Εξίσωσης (17), ε_r' , έχει επικρατήσει να λέγεται διηλεκτρική σταθερά και ισούται με την ε_s που μετρά ο αισθητήρας, όταν το φανταστικό μέρος ε_r'' είναι πολύ μικρό ή αμελητέο (Topp et al., 1980). Αυτό συμβαίνει στις περιπτώσεις υψηλής συχνότητας λειτουργίας των αισθητήρων (TDR) και σε αδρανή πορώδη μέσα όπου $\varepsilon_r' \gg \varepsilon_r''$. Σε αυτή την περίπτωση η σχέση $\theta=f(\varepsilon_r')$, είναι ανεξάρτητη από τον τύπο του εδάφους, την αλατότητα κ.λ.π εκτός των περιπτώσεων οργανικών εδαφών ή εδαφών με μεγάλη περιεκτικότητα σε σίδηρο (Topp et al. 1980). Το φανταστικό μέρος ε_r'' δίνεται από την εξίσωση:

$$\varepsilon_r'' = \varepsilon_{r,mr}'' + \frac{\sigma}{2\pi f \varepsilon_0} \quad (18)$$

όπου f είναι η συχνότητα του H/M πεδίου.

Ο πρώτος όρος $\varepsilon_{r,mr}''$ (molecular relaxation) επηρεάζεται ισχυρά από τη συχνότητα f στο εύρος συχνοτήτων 10-1000 MHz σε αυτό δηλαδή που κυρίως λειτουργούν οι συμβατικές διηλεκτρικές συσκευές υπολογισμού της θ (Kelleners et al. 2005; 2009). Ο δεύτερος όρος, όπως ρητά φαίνεται, είναι αντιστρόφως ανάλογος της f . Και στις δύο περιπτώσεις η ε_r'' μειώνεται με την αύξηση της f .

Οι σχέσεις αυτές είναι ιδιαίτερα σημαντικές αφού η μετρούμενη από τη συσκευή διηλεκτρική σταθερά ε_s εξαρτάται και από τις δύο συνιστώσες της ε_r^* . Το τελικό αποτέλεσμα των διεργασιών αυτών είναι ότι η ε_s τείνει να μειώνεται καθώς η f αυξάνει (Kelleners et al. 2009). Πολλές διηλεκτρικές συσκευές προσδιορίζουν τις διηλεκτρικές ιδιότητες των εδαφών από μετρήσεις χωρητικότητας, C , ή αντίστασης, R , στο ηλεκτρικό κύκλωμα που δημιουργείται μεταξύ των ραβδίων των συσκευών, και στο οποίο παρεμβάλλεται το διηλεκτρικό μέσο. Οι διηλεκτρικές συσκευές π.χ χωρητικότητας που λειτουργούν σε αρκετά χαμηλότερες συχνότητες συγκριτικά με τις συσκευές TDR, είναι αρκετά πιο ευαίσθητες σε εδάφη υψηλής αλατότητας.

Από τα πιο πάνω καταδεικνύεται ότι η σ_b μπορεί να επηρεάσει τον προσδιορισμό της ε_s σε κάποιο ποσοστό θ .

Οι Robinson et al., (1999) μετά από πειράματα σε αμμώδη εδάφη για τις διηλεκτρικές συσκευές χωρητικότητας πρότειναν την παρακάτω εξίσωση για να συμπεριλάβουν την επίδραση της σ_b ($\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$):

$$\sqrt{\varepsilon_s} = \sqrt{\varepsilon_r'} + 0.628\sigma_b \quad (19)$$

Από την Εξίσωση (19) φαίνεται ότι η αύξηση της σ_b οδηγεί σε αύξηση της ε_s η οποία αποκτά τιμές μεγαλύτερες από την ε_r' . Στους διηλεκτρικούς αισθητήρες οι οποίοι λειτουργούν σε χαμηλές συχνότητες συνήθως αγνοείται η επίδραση της σ_b . Από την εξίσωση (19) όμως μπορεί να υπολογιστεί η ε_r' αφού ο αισθητήρας WET μετρά την ε_s και την σ_b . Αν η τιμή της ε_r' ενσωματωθεί στην εξίσωση (14) αντί της τιμής ε_s τότε θα προκύψει μια νέα τιμή της σ_p . Με την μέθοδο αυτή ενσωματώνεται η εξίσωση των Robinson et al. (1999) στο γραμμικό μοντέλο και χρησιμοποιείται για την πρόβλεψη της σ_p .

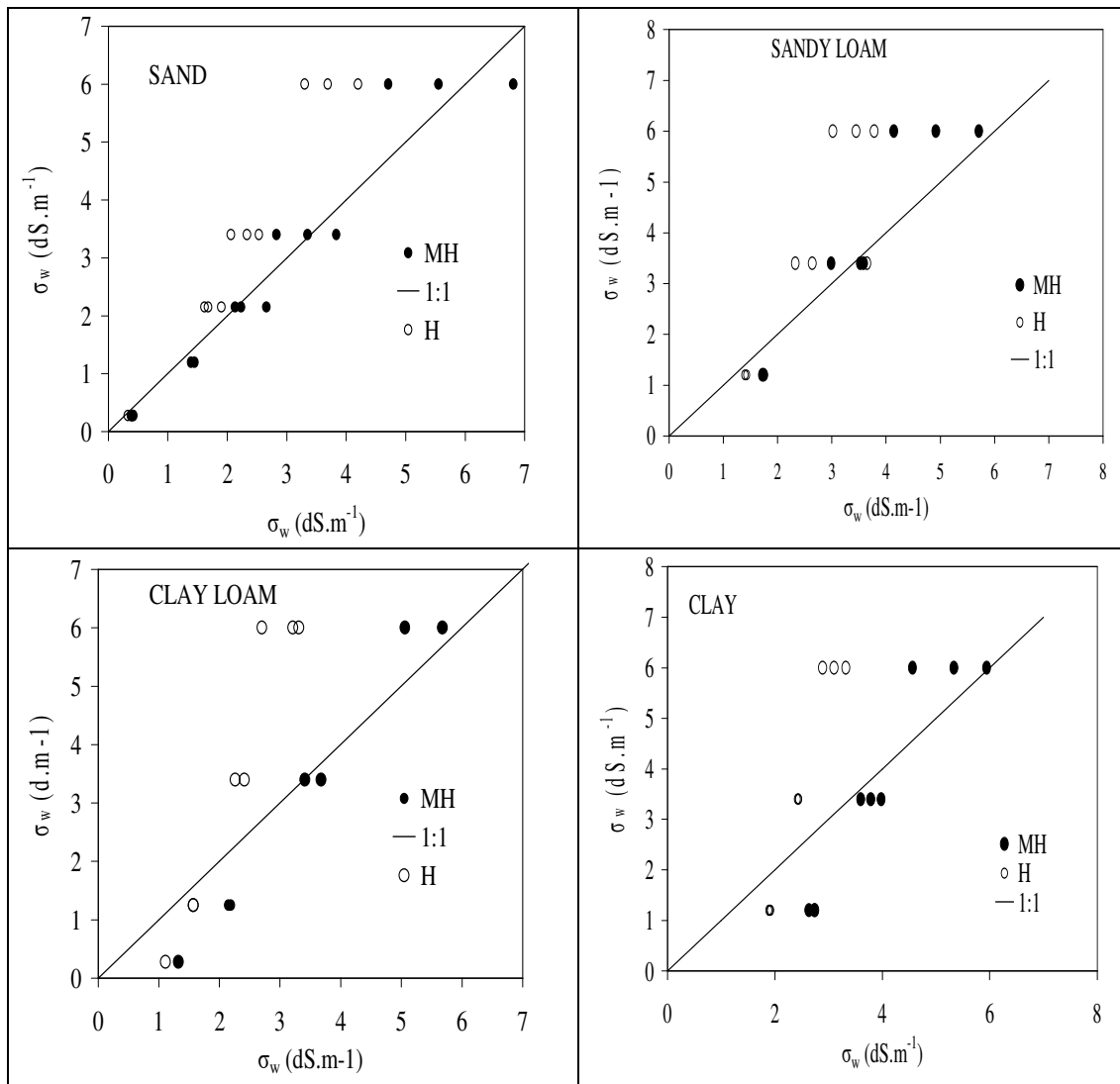
Από πειράματα σε Ελληνικά εδάφη φαίνεται ότι το τροποποιημένο γραμμικό μοντέλο εμφανίζει καλύτερη επίδοση σε όλα τα επίπεδα αλατότητας στο αμμώδες πορώδες μέσο. Το γεγονός αυτό δείχνει ότι η εξ. (19) η οποία προέκυψε για αμμώδη

εδάφη μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της σ_p . Στα υπόλοιπα πορώδη μέσα στα διάφορα επίπεδα αλατότητας εκτός των μικρών τιμών σ_p στα λεπτόκκοκα εδάφη δίνει πάλι πολύ καλύτερα αποτελέσματα από το κλασσικό μοντέλο για όλες τις τιμές θ μεγαλύτερες από $0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Η απόκλιση του τροποποιημένου μοντέλου (υπερεκτίμηση) στις μικρές σ_p από τις πραγματικές τιμές σ_p είναι αυξανόμενη με την αύξηση της περιεκτικότητας σε άργιλο. Πιθανότατα η απόκλιση αυτή σχετίζεται με το γεγονός ότι σε αυτά τα εδάφη εκτός από τα άλατα που προστίθενται με το διάλυμα διαβροχής των εδαφών να υπάρχει και συνεισφορά αλάτων που υπάρχουν στο έδαφος. Το τροποποιημένο μοντέλο παρόλο ότι εμφανίζει σημαντική βελτίωση στις μεγάλες τιμές στην πρόβλεψη της σ_p , στα λεπτόκκοκα εδάφη εμφανίζεται πάλι μια σχετική τάση υποεκτίμησης της. Το γεγονός αυτό οφείλεται πιθανότατα στις μεγάλες τιμές της ε_s που μετρά η συσκευή WET λόγω επίδρασης και του είδους του εδάφους εκτός από την επίδραση της αλατότητας.

Επίσης συμβολή στην υποεκτίμηση της σ_p μπορεί να έχει και η τιμή της ε_0 . Εάν στα λεπτόκκοκα εδάφη και στις μεγάλες τιμές της σ_p χρησιμοποιηθεί η τιμή $\varepsilon_0=6$, η οποία έχει προταθεί για άλλους διηλεκτρικούς αισθητήρες, τότε τα αποτελέσματα βελτιώνονται ακόμα περισσότερο και προσεγγίζουν τις πραγματικές τιμές σ_p .

Το κλασσικό γραμμικό μοντέλο δίνει καλύτερες προβλέψεις στις μικρότερες τιμές της σ_p . Ειδικά στην άμμο για την επιβεβαίωση αυτής της τάσης χρησιμοποιήθηκε και μια επιπλέον τιμή $\sigma_w = 0.28 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$. Έτσι για μικρές τιμές της αλατότητας μπορεί να δώσει ικανοποιητικές προβλέψεις της σ_p ανεξάρτητα από το είδος του εδάφους. Οι προβλέψεις αυτές είναι καλύτερες (πιο κοντά στην ευθεία 1:1) όσο πιο αμμώδες είναι το έδαφος.

Από τα παραπάνω αποτελέσματα φαίνεται ότι οι δύο μέθοδοι με δεδομένα από τον αισθητήρα WET μπορούν να αξιοποιηθούν συμπληρωματικά. Για μικρές τιμές αλατότητας $\sigma_w < 1.2 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$ μπορεί να χρησιμοποιηθεί το κλασσικό γραμμικό μοντέλο ενώ για μεγαλύτερες τιμές το τροποποιημένο μοντέλο.



Σχήμα 6: Σύγκριση μεταξύ των τιμών της σ_w από το τροποποιημένο μοντέλο Hilhorst (MH) και το κλασσικό μοντέλο Hilhorst (H)(οριζόντιος άξονας) με τις προκαθορισμένες τιμές της σ_w (1.20, 3.4 και 6.0 dS.m^{-1}) (κατακόρυφος άξονας). Τα αποτελέσματα του τροποποιημένου γραμμικού μοντέλου παρουσιάζονται με μαύρο κύκλο ενώ του κλασσικού μοντέλου με κύκλο. Η ευθεία αναπαριστά την σχέση 1:1.

6. Μοντέλο πρόβλεψης της EC_{sw} από την φαινόμενη ηλεκτρική αγωγιμότητα (EC_b) (Rhoades et al., 1989a)

Στο αρχικό μοντέλο των Rhoades et al., (1976) η EC_b θεωρείται ότι προκύπτει από την συμβολή δύο αγωγίμων στοιχείων δηλαδή δύο αγωγιμοτήτων, της αγωγιμότητας της υγρής φάσης (EC_{sw}) και της αγωγιμότητας της στερεάς φάσης (EC_s) οι οποίες συμπεριφέρονται σαν δύο αγωγοί συνδεδεμένοι παράλληλα. Το μοντέλο αυτό περιγράφει με επάρκεια την σχέση $EC_{sw}-EC_b$ για τιμές EC_{sw} από 2.5

μέχρι 56 dS/m. Όμως μετέπειτα εργασίες έδειξαν ότι η σχέση $EC_{sw}-EC_b$ για δεδομένη υγρασία (θ) παρουσιάζει καμπυλότητα και δεν είναι γραμμική για τιμές $EC_{sw}<4$ dS/m. Για την αντιμετώπιση αυτής της αδυναμίας του μοντέλου έγινε η υπόθεση της συμβολής και ενός τρίτου στοιχείου που δρα παράλληλα με τα προηγούμενα και αφορά την σύζευξη σε σειρά των στερεών συστατικών και του προσροφημένου νερού πάνω σ' αυτά τα στερεά. Επιπρόσθετα το νερό διαχωρίζεται σε δύο φάσεις, σε αυτή του κινούμενου (mobile) νερού και σε αυτήν του ακίνητου (immobile) .

Η εξίσωση η οποία προκύπτει είναι

$$EC_b = \frac{[(\theta_{ss} + \theta_{ws})^2 EC_{ws} EC_s]}{[\theta_{ss} EC_{ws} + \theta_{ws} EC_s]} + \theta_{sc} EC_s + \theta_{wc} EC_{wc} \quad (20)$$

οπου θ_{ws} και θ_{wc} είναι οι κατ' όγκο περιεκτικότητες σε νερό που αντιστοιχούν στην εν σειρά σύζευξη (immobile water, θ_{ws}) και στους μεγάλους πόρους (mobile water, θ_{wc}) και θ_{ss}, θ_{sc} οι κατ' όγκο περιεκτικότητες της στερεάς φάσης του εδάφους αντίστοιχα. Η απόδειξη για την απόκτηση της εξίσωσης (20) δίνεται στο παράρτημα.

Στις περισσότερες περιπτώσεις εδαφών η εξίσωση (20) απλοποιείται στην εξίσωση (21) αφού ο όρος $\theta_{sc} EC_s$ θεωρείται αμελητέος και $\theta_{ss} = \theta_s$

$$EC_b = \frac{[(\theta_s + \theta_{ws})^2 EC_{ws} EC_s]}{[\theta_s EC_{ws} + \theta_{ws} EC_s]} + (\theta_w - \theta_{ws}) EC_{wc} \quad (21)$$

Στην κατάσταση της ισορροπίας θα πρέπει $EC_{ws} = EC_{wc} = EC_{sw}$ αλλά κατά την διάρκεια της άρδευσης ή βροχοπτώσης οι τιμές των παραπάνω αγωγιμοτήτων θα είναι διαφορετικές.

Για περιπτώσεις όπου $EC_{ws} > 2-4$ dS m⁻¹ και $EC_s < 1.5$ dS m⁻¹ ο όρος $\theta_s EC_{ws}$ είναι πολύ μεγαλύτερος από το όρο $\theta_{ws} EC_s$ ο οποίος μπορεί να αγνοηθεί, με αποτέλεσμα η εξίσωση (21) να μετατρέπεται στην

$$EC_b = \frac{[(\theta_s + \theta_{ws})^2 EC_s]}{[\theta_s]} + (\theta_w - \theta_{ws}) EC_{sw} \quad (22)$$

η οποία χρησιμοποιείται μόνο για περιπτώσεις τυπικών αλατούχων εδαφών.

Η εξίσωση (22) είναι ισοδύναμη με την εξίσωση (1) όπου $T = \frac{\theta_w - \theta_{ws}}{\theta_w}$ και σταθερό

όρο την ποσότητα $\frac{[(\theta_s + \theta_{ws})^2 EC_s]}{[\theta_s]}$ η οποία συμβολίζεται με EC_s^* .

Από την εξίσωση (21) φαίνεται ότι η σχέση EC_b-EC_{sw} παρουσιάζει καμπυλότητα στις χαμηλές τιμές της $EC_{sw}<4 \text{ dS m}^{-1}$ ενώ είναι γραμμική στις μεγαλύτερες τιμές με κλίση $(\theta_w-\theta_{ws})$. Συνεπώς η εξίσωση (21) μπορεί να χρησιμοποιείται σε εδάφη με μικρές τιμές EC_{sw} .

Με την εύρεση της EC_{sw} από την εξίσωση (21) μπορεί να υπολογιστεί η τιμή της EC_e με την βοήθεια της εξίσωσης

$$EC_w \theta_w c + EC_w s \theta_{ws} = EC_{sw} \theta_w = EC_e (SP/100) \rho_\phi \quad (23)$$

Η εξίσωση (23) είναι έγκυρη μόνο στην περίπτωση ύπαρξης στο εδαφικό διάλυμα χλωριούχων αλάτων. Σε διαφορετική περίπτωση τα σφάλματα είναι ανάλογα με αυτά που αναφέρθηκαν στην περίπτωση υπολογισμού της EC σε μεγάλες αναλογίες εδάφους/νερού.

Με την εισαγωγή της εξίσωσης (23) στην εξίσωση (21) προκύπτει

$$EC_b = \frac{[(\theta_s + \theta_{ws})^2 EC_w s EC_s]}{[\theta_s EC_w s + \theta_{ws} EC_s]} + \left(\frac{\theta_w c}{\theta_w}\right) \left(\frac{SP \rho_\phi}{100}\right) EC_e \quad (24)$$

Επιπλέον η τιμή της κατ' όγκο περιεκτικότητας των στερεών συστατικών υπολογίζεται από την

$$\theta_s = \rho_\phi / \rho_s \text{ όπου } \rho_s = 2.65 \text{ g cm}^{-3} \quad (25)$$

Η εξίσωση (21) αν επιλυθεί ως προς EC_{sw} είναι μια δευτεροβάθμια εξίσωση με λύση την

$$EC_{sw} = \frac{-B + \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A} \quad (26)$$

όπου

$$A = \theta_s (\theta_w - \theta_{ws})$$

$$B = [(\theta_s + \theta_{ws})^2 (EC_s) + (\theta_w - \theta_{ws}) (\theta_{ws} EC_s) - (\theta_s) EC_b]$$

$$C = - [(\theta_{ws}) (EC_s) (EC_b)]$$

Για την εκτίμηση της εδαφικής αλατότητας (EC_{sw}) από την εξίσωση (21) ή της EC_e από την εξίσωση (24) πρέπει να είναι γνωστές εκ των προτέρων οι τιμές των παραμέτρων EC_s , θ_{ws} , και θ_{wc} . Η εκτίμηση της EC_s μπορεί να γίνει είτε από την τιμή SP ή την περιεκτικότητα σε άργιλο.

$$EC_s = 0.019 (SP) - 0.434 \quad (27)$$

$$EC_s = 0.023\%C - 0.0209 \quad (28)$$

Για τον υπολογισμό της θ_{ws} χρησιμοποιείται η σχέση

$$\theta_{ws} = 0.639 \theta_w + 0.011 \quad (29)$$

Η θ_w μπορεί να υπολογιστεί με την βοήθεια των διηλεκτρικών αισθητήρων. Συνεπώς με την μέτρηση της EC_b και τον υπολογισμό των EC_s , θ_{ws} , και θ_w υπολογίζεται η EC_{sw} . Συνοπτικά μπορούμε να πούμε ότι το παραπάνω μοντέλο εκτίμησης της EC_{sw} (εξίσωση 21) από την μέτρηση της EC_b μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τιμές $EC_{sw} < 4 \text{ dS m}^{-1}$ ο οποίος ήταν ένας περιοριστικός όρος για το μοντέλο της εξίσωσης (1) (Rhoades et al., 1976). Στις πολύ χαμηλές θ_w ($\theta_w = 0.1$) δεν μπορεί να γίνει υπολογισμός της EC_{sw} .

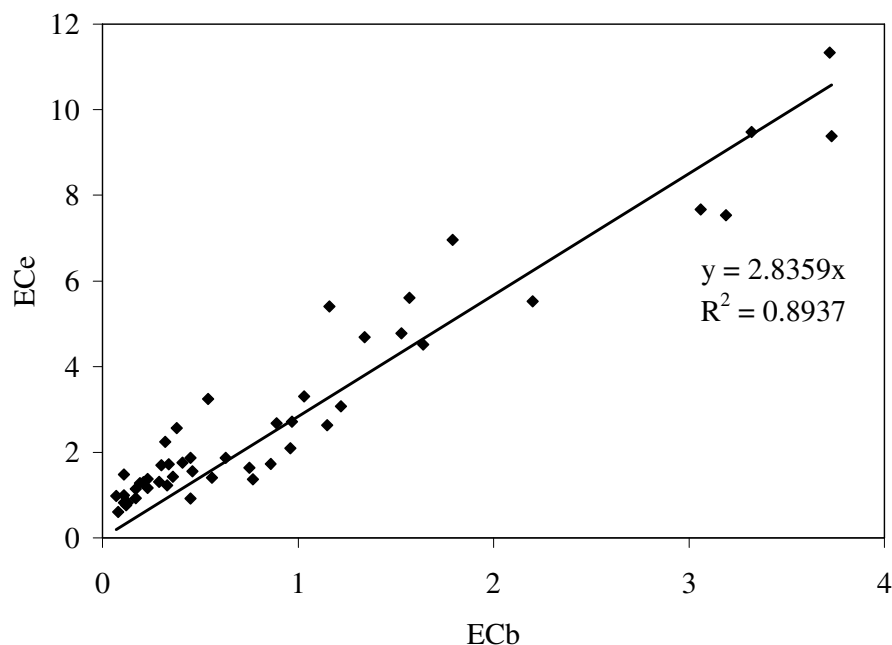
Από την εξίσωση (24) φαίνεται ότι η σχέση $EC_b - EC_e$ είναι μια απλή γραμμική σχέση της μορφής

$$EC_e = m(EC_b - EC_s) \quad (30)$$

η κλίση της οποίας μπορεί να υπολογιστεί είτε από την θ_{fc} (υδατοικανότητα) είτε από την τιμή SP είτε από τον τύπο του εδάφους. Για κάθε περίπτωση έχουν προταθεί εμπειρικές σχέσεις (Rhoades et al., (1999)).

Η μέτρηση της EC_b σε όλες τις περιπτώσεις των παραπάνω μοντέλων του Rhoades έγινε με την βοήθεια της συσκευής των τεσσάρων ηλεκτροδίων. Η μέθοδος αυτή είναι ιδιαίτερα χρονοβόρα στην περίπτωση της μέτρησης in situ της EC_b .

Οι διηλεκτρικές συσκευές οι οποίες παρέχουν την δυνατότητα προσδιορισμού της EC_b εκτός της διηλεκτρικής σταθεράς, δίνουν την δυνατότητα ευκολότερου και πιο γρήγορου υπολογισμού της EC_{sw} και της EC_e . Στο Σχήμα 7 παρουσιάζονται πειραματικά δεδομένα από πειραματικούς αγρούς της περιοχής Λίμνης Δύστου Ευβοίας όπου η EC_b μετρήθηκε με τον διηλεκτρικό αισθητήρα WET. Η μέση τιμή της υγρασίας των δειγμάτων ήταν $\theta = 0.30 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ η οποία είναι κοντά στην τιμή της υδατοικανότητας σύμφωνα με την μηχανική σύσταση των εδαφικών δειγμάτων. Στην συνέχεια από το σημείο μέτρησης της EC_b ελήφθησαν εδαφικά δείγματα στα οποία μετρήθηκε η EC_e στο εργαστήριο.



Σχήμα 7. Η σχέση EC_e-EC_b σε εδάφη της περιοχής Λίμνης Δύστου Ευβοίας όπου οι τιμές της EC_b είναι οι μετρημένες τιμές στον αγρό

Η μέση τιμή του SP των 50 περίπου εδαφικών δειγμάτων ήταν 50.7. Εάν με την τιμή αυτή υπολογίσουμε την κλίση της γραμμικής σχέσης EC_e-EC_b (εξίσωση 30) σύμφωνα με την εμπειρική εξίσωση που προτάθηκε από τους Rhoades et al., (1999 ($m=-0.2206(SP)+14.6688$)) τότε η τιμή της κλίσης είναι 3.48 ενώ η τιμή της κλίσης από τα πειραματικά δεδομένα (Σχήμα 7) είναι 2.83. Από τα κατ' αρχή πειραματικά δεδομένα φαίνεται ότι οι κλίσεις είναι ίδιας τάξης μεγέθους. Πρέπει όμως να υπογραμμίσουμε ότι η εφαρμογή της μεθόδου απαιτεί η μέτρηση της EC_b στον αγρό να έχει γίνει σε τιμή υγρασίας κοντά στην υδτοικανότητα.

7. Μοντέλο πρόβλεψης της EC_e από την φαινόμενη ηλεκτρική αγωγιμότητα της πάστας κορεσμού (EC_p) (Rhoades et al., 1989b)

Σημαντική ερευνητική προσπάθεια έχει γίνει για την πρόβλεψη της EC_e από την φαινόμενη ηλεκτρική αγωγιμότητα της πάστας κορεσμού (EC_p) αφού, με τον τρόπο αυτό, απαλείφεται η ανάγκη απόκτησης του εκχυλίσματος κορεσμού. Οι διηλεκτρικές συσκευές, οι οποίες μετρούν ταυτόχρονα στον ίδιο εδαφικό όγκο την διηλεκτρική σταθερά και την φαινόμενη ηλεκτρική αγωγιμότητα (EC_b) του εδάφους μπορεί να αξιοποιηθούν για τον προσδιορισμό της EC_p (Kargas et al., 2013; Kargas et al., 2016).

Οι Rhoades et al., (1989b) πρότειναν ένα ανάλογο με την εξίσωση (21) μοντέλο υπολογισμού της EC_e από την μέτρηση της EC_p και δύο εμπειρικών σχέσεων για τον υπολογισμό παραμέτρων που υπεισέρχονται στο μοντέλο. Οι σχέσεις αυτές αναφέρονται στον υπολογισμό της επιφανειακής ηλεκτρικής αγωγιμότητας της στερεάς φάσης (EC_s), η οποία οφείλεται στα ανταλλάξιμα ιόντα και στον υπολογισμό της υγρασίας κατ' όγκο (θ_w), που αντιστοιχεί στο νερό της συνεχούς υγρής φάσης (mobile water). Οι δύο ποσότητες (EC_s και θ_w) υπολογίζονται σαν συνάρτηση του ποσοστού κορεσμού (SP) της εδαφικής πάστας ($SP=m_w/m_\sigma$, όπου m_w =μάζα του νερού στην πάστα και m_σ =μάζα των στερεών συστατικών της πάστας). Συνεπώς για τον υπολογισμό της EC_e απαιτούνται μετρήσεις της EC_p και του SP.

Το μοντέλο των Rhoades et.al. (1989b) που συσχετίζει την EC_e με την EC_p δίνεται από την σχέση:

$$EC_p = \frac{[(\theta_s + \theta_{ws})^2 EC_e EC_s]}{[\theta_s EC_e + \theta_{ws} EC_s]} + (\theta_w - \theta_{ws}) EC_e \quad (31)$$

με λύση την

$$EC_e = \frac{-B + \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A}$$

όπου

$$A = \theta_s (\theta_w - \theta_{ws})$$

$$B = [(\theta_s + \theta_{ws})^2 (EC_s) + (\theta_w - \theta_{ws}) (\theta_{ws} EC_s) - (\theta_s) EC_p]$$

$$C = - [(\theta_{ws}) (EC_s) (EC_p)]$$

και $\theta_w = \eta$ κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό της πάστας, $\theta_s = \eta$ κατ' όγκο περιεκτικότητα των στερεών συστατικών και $\theta_{ws} = \eta$ κατ' όγκο περιεκτικότητα του προσροφημένου νερού (immobile water). Σημειώνεται ότι:

$$\theta_w = \theta_{ws} + \theta_w \quad (32)$$

και

$$\theta_s + \theta_w = 1 \quad (33)$$

Για τις ξηρές περιοχές των βορειοδυτικών περιοχών των ΗΠΑ έχουν προκύψει δύο εμπειρικές σχέσεις για τον υπολογισμό των παραμέτρων του μοντέλου (Rhoades et al. 1989b)

$$\theta_{wc} = \theta_w - \theta_{ws} = 0.0237 (SP)^{0.6657} \quad (34)$$

$$EC_s = 0.019 (SP) - 0.434 \quad (35)$$

Θεωρώντας ότι η πραγματική πυκνότητα των στερεών συστατικών της πάστας είναι 2.65 g.cm^{-1} η θ_w μπορεί να υπολογιστεί από την εξίσωση

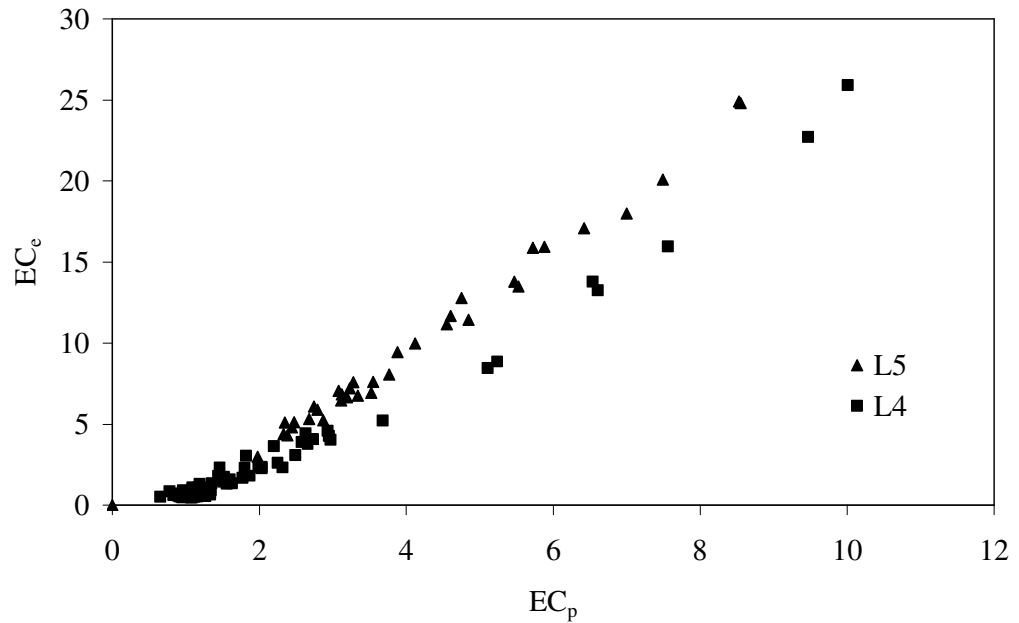
$$\theta_w = \frac{0.0265SP}{0.0265SP + 1} \quad (36)$$

Ετσι η EC_e υπολογίζεται από τις τιμές EC_p και SP με την χρήση των εξισώσεων (31), (34), (35) και (36).

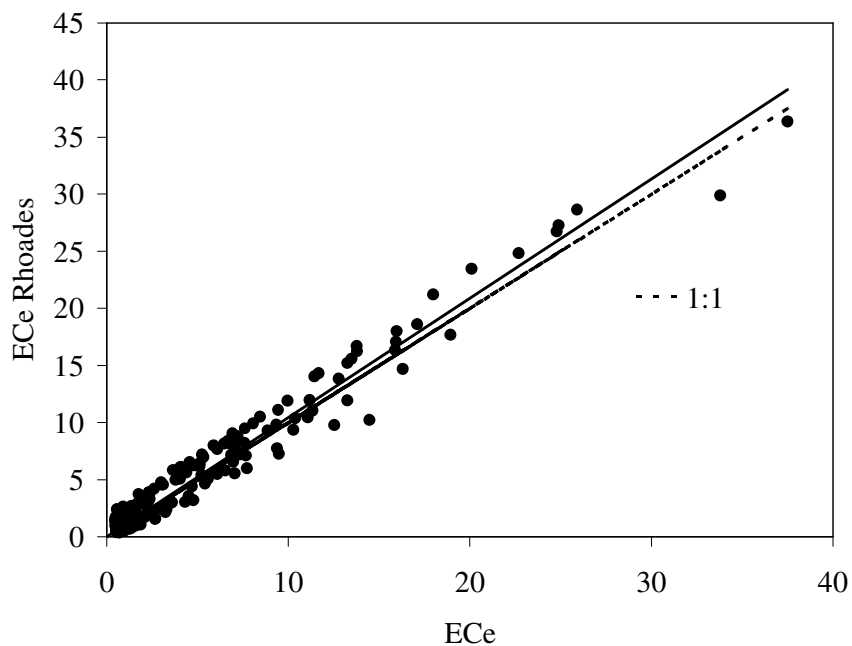
Για υψηλές τιμές της EC_e ($EC_e > 2-4 \text{ dS/m}$ και $EC_s < 1.5 \text{ dS/m}$) το μοντέλο προβλέπει ότι η σχέση $EC_e = f(EC_p)$ είναι γραμμική και η κλίση της $\frac{\partial EC_e}{\partial EC_p}$ μειώνεται με την αύξηση του SP . Από τις έρευνες των Rhoades et al., (1989b) σε διάφορα εδάφη των ΗΠΑ και της Αιγύπτου καθώς και από αυτές των Slavich and Petterson (1990) στην Αυστραλία έχει προκύψει ότι το προτεινόμενο μοντέλο προβλέπει αξιόπιστα την EC_e . Η μέτρηση της EC_p μέχρι σχετικά πρόσφατα μπορούσε να γίνει με ειδικό εξοπλισμό (Bureau of soil cup) (Rhoades et al., 1999) ενώ η εμφάνιση των διηλεκτρικών αισθητήρων μπορεί να κάνει ευκολότερη την μέτρηση της EC_p (Kargas et al., 2016).

Στην περίπτωση της εδαφικής πάστας η EC_b είναι ισοδύναμη με την EC_p .

Στα Σχήματα 8 και 9 παρουσιάζεται η σχέση $EC_e - EC_p$ όπου EC_e η μετρημένη τιμή και αξιολογείται το μοντέλο των Rhoades et al., (1989b) στην πρόβλεψη της EC_e από μετρήσεις της EC_p με τον αισθητήρα WET με την χρησιμοποίηση των δύο εμπειρικών εξισώσεων από εδάφη των ΗΠΑ.



Σχήμα 8. Η σχέση EC_e-EC_p ($dS.m^{-1}$) για Ελληνικά εδάφη με μετρήσεις του αισθητήρα WET για τιμές SP=48% και 58% για τις περιοχές L4 και L5.



Σχήμα 9. Σύγκριση μεταξύ υπολογισμένων τιμών της EC_e ($dS.m^{-1}$) από το μοντέλο Rhoades et al. (1989b) και μετρημένων τιμών της EC_e ($dS.m^{-1}$).

Πιο συγκεκριμένα στο Σχήμα 8 παρουσιάζεται η σχέση μεταξύ των μετρημένων τιμών της EC_e και της EC_p με τον αισθητήρα WET από εδάφη δύο περιοχών της Χώρας μας (L4 και L5) με SP 58% και 48% αντίστοιχα. Από τα

δεδομένα αυτά φαίνεται ότι η σχέση $EC_e=f(EC_p)$ παρουσιάζει καμπυλότητα στα μικρά επίπεδα EC_e όπως προβλέπεται από την εξίσωση 31. Επίσης για τιμές $EC_e > 2$ dS m⁻¹ η κλίση της σχέσης $EC_e=f(EC_p)$ είναι παρόμοια με την κλίση η οποία προβλέπει το μοντέλο Rhoades et al. (1989b). Οι τιμές των κλίσεων είναι 2.58 για SP=48% και 2.11 για SP=58%.

Από τα αποτελέσματα (Σχήμα 9) φαίνεται ότι το μοντέλο προβλέπει σχετικά αξιόπιστα τις τιμές της EC_e με μια μικρή τάση υπερεκτίμησης ($EC_{Rhoades}=1.045 EC_e$). Τα αποτελέσματα αυτά είναι παραπλήσια με αυτά των Slavich and Petterson (1990) για τα εδάφη της Β.Α. Αυστραλίας. Η υπερεκτίμηση μπορεί να οφείλεται στο γεγονός ότι οι εμπειρικές εξισώσεις, που χρησιμοποιούνται στο μοντέλο να είναι διαφορετικές στα ελληνικά εδάφη. Παρόλα αυτά όμως το προτεινόμενο μοντέλο δίνει αξιόπιστες τιμές της EC_e για τα εδάφη τα οποία έχουν σοβαρό πρόβλημα αλατότητας. Σε πρόσφατη εργασία (Kargas et al., 2017) έχουν παρουσιαστεί, μετά από πολλά πειραματικά δεδομένα σε Ελληνικά εδάφη, ανάλογες εμπειρικές εξισώσεις για τον υπολογισμό των EC_s και θ_{wc} .

$$\theta_{wc} = 0.0537(SP)^{0.4558} \quad (37)$$

$$EC_s = 0.0146(SP) - 0.321 \quad (38)$$

Παράρτημα

Εξίσωση (1)

Θεωρούμε ότι η σ_b προκύπτει από την συμβολή της σ_p και σ_s οι οποίες είναι σε παράλληλη σύνδεση. Εστω όγκος εδάφους διατομής A και μήκους l στο οποίο υπάρχει ένας τριχοειδής αγωγός μήκους l_e και διατομής X_2 .

Η θ που αντιστοιχεί σ' ένα τέτοιο αγωγός θα είναι

$$\theta = \frac{X_2 l_e}{lA} \quad (1)$$

και η αντίστοιχη φαινόμενη ηλεκτρική αντίσταση

$$R_w = \rho_w \frac{l_e}{X_2} = \frac{1}{EC_{sw}} \frac{l_e}{X_2} \quad (2)$$

Οπου ρ_w η ειδική αντίσταση του υδατικού διαλύματος η οποία είναι ίση με την αντίστροφη τιμή της EC_{sw} . Από την (1) και (2) προκύπτει ότι

$$EC_{sw} = \frac{l_e^2}{l\theta A} \frac{1}{R_w} = \left(\frac{l_e}{l}\right)^2 \left(\frac{l}{A}\right) \frac{1}{\theta} \frac{1}{R_w} \quad (3)$$

Εάν θεωρήσουμε ότι $\left(\frac{l_e}{l}\right)^2 = \frac{1}{T}$ και $\frac{l}{A} = G$, όπου G το κύτταρο

αγωγιμότητας που βρίσκεται το έδαφος, τότε η εξίσωση (3) γίνεται

$$EC_{sw} = \frac{G}{TR_w\theta} \quad (4)$$

Επειδή τα δύο στοιχεία σ_p και σ_s είναι συνδεδεμένα παράλληλα τότε η σχέση των αντιστάσεων μεταξύ τους θα δίνεται από την σχέση

$$\frac{1}{R_b} = \frac{1}{R_w} + \frac{1}{R_s} \quad (5)$$

Ανάλογα με την εξίσωση (2) οι τιμές των R_b και R_s θα είναι

$$R_b = \rho_b \frac{l}{A} \text{ και } R_s = \rho_s \frac{l}{A} \text{ και οι αντίστροφες τιμές τους}$$

$$\frac{1}{R_b} = \frac{1}{\rho_b} \frac{A}{l} = \frac{EC_b}{G} \text{ και } \frac{1}{R_s} = \frac{1}{\rho_s} \frac{A}{l} = \frac{EC_s}{G} \quad (6)$$

Από τις εξισώσεις (4), (5) και (6) προκύπτει ότι

$$EC_b = EC_{sw}\theta T + EC_s$$

Εξίσωση (20)

Διακρίνουμε τρεις ειδικές αγωγιμότητες (g_1 , g_2 και g_3) οι οποίες συνδέονται παράλληλα όπου η g_1 συνίσταται από την εν σειρά σύνδεση των g_a και g_b .

Η g_a αναφέρεται στην αγωγιμότητα των στερεών επιφανειών που βρίσκονται σε άμεση σύνδεση με το στάσιμο νερό και η g_b αναφέρεται στην αγωγιμότητα του στάσιμου νερού.

Η g_2 και η g_3 αναφέρονται στην αγωγιμότητα της κινητής υγρής φάσης και της στερεής φάσης αντίστοιχα.

Η φαινόμενη EC θα δίνεται από την εξίσωση

$$G_b = g_1 + g_2 + g_3 = \frac{g_a g_b}{g_a + g_b} + g_2 + g_3 \quad (7)$$

αφού

$$\frac{1}{g_1} = \frac{1}{g_a} + \frac{1}{g_b} \text{ λόγω της εν σειρά σύνδεσης των } g_a \text{ και } g_b.$$

Η αντίσταση R δίνεται από την σχέση $R = \rho \frac{l}{A}$ και το αντίστροφο της αντίστασης είναι η αγωγιμότητα και το αντίστροφο της ειδικής αντίστασης είναι η ειδική αγωγιμότητα. Έτσι

$$g_a = \frac{1}{R_a} = \frac{1}{\rho_a} \frac{a}{e} = g_{ss} \frac{a}{e} \quad (8)$$

που g_{ss} η ειδική αγωγιμότητα των στερεών συστατικών που βρίσκονται σε άμεση επαφή με το στάσιμο νερό. Αντίστοιχα οι άλλες ειδικές αγωγιμότητες είναι g_{sc} , g_{ws} και g_{wc} . Οι ειδικές αυτές αγωγιμότητες αντιστοιχούν στις αγωγιμότητες g_3 , g_b , και g_2 αντίστοιχα.

Η g_b δίνεται από την σχέση

$$g_b = \frac{a}{1-e} g_{ws} \quad (9)$$

Οπότε η g_1 θα δίνεται από την

$$g_1 = \frac{a g_{ss} g_{ws}}{(1-e) g_{ss} + e g_{ws}} \quad (10)$$

Η φαινόμενη ειδική αγωγιμότητα του εδάφους θα δίνεται από την

$$G = \frac{a g_{ss} g_{ws}}{(1-e) g_{ss} + e g_{ws}} + \theta_{wc} g_{wc} + \theta_{sc} g_{sc} \quad (11)$$

Εάν θεωρήσουμε την γεωμετρία του συστήματος ίδια με αυτή των Rhoades et al., (1989b) τότε

$$\begin{aligned} a &= \theta_{ss} + \theta_{ws} \\ ae &= \theta_{ss} \\ b &= \theta_{sc} \\ ae + b &= \theta_s \\ a(1-e) + c &= \theta_w \\ c &= \theta_{wc} \\ a(1-e) &= \theta_{ws} \end{aligned} \quad (12)$$

Από τον συνδυασμό των εξισώσεως (11) και (12) προκύπτει εξίσωση (13).

$$EC_b = \frac{\left[(\theta_{ss} + \theta_{ws})^2 EC_{ws} EC_s \right]}{\left[\theta_{ss} EC_{ws} + \theta_{ws} EC_\delta \right]} + \theta_{sc} EC_s + \theta_{wc} EC_{wc} \quad (13)$$

Βιβλιογραφία

- Amente G, Baker M and C. Reece 2000. *Estimation of soil electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity in sandy soil*. Soil Sci. Soc. Amer. Journal 64:1931-1939.
- Brooks R.H and Corey A.T. 1964. *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology paper 3. Colorado State University, Fort Collins.
- Burdine N.T. 1953. *Relative Permeability Calculations From Pore Size Distribution Data*. Trans AIME 198:71-78.
- Corwin, D. L. and J. M .H. Hendrickx. 2002. *Indirect measurement of solute concentration: Electrical resistivity-Wenner array*. P. 1282-1287. In J.h. Dane and G.C. Topp (ed.) *Methods of soil analysis*. Part 4. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI.
- Corwin, D. L. and S. M. Lesch., 2003. *Application of soil electrical conductivity to precision agriculture: Theory, principles and guidelines*. Agronomy Journal 95: 455-471.
- Delta –T Devices Ltd. 128. Low road Burwell CAMBRIDGE CB5 0EJ. UK [www:http://www.delta-t.co.uk](http://www.delta-t.co.uk). User manual for the WET sensor (type WET-2), 2005.
- Hamed Y, M. Persson and R. Berndtsson, 2003. *Soil solution electrical conductivity measurements using different dielectric techniques*. Soil Sci. Soc. Amer. Journal 67: 1071-1077.
- Hilhorst M.A. 2000. *A pore water conductivity sensor*. Soil Sci. Soc. Amer. Journal 64: 1922-1925.
- Kargas, G., Kerkides, P., 2010. *Evaluation of a dielectric sensor for measurements*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 136(8), 553-558.
- Kargas, G., Kerkides P (2012). *Comparison of two models in predicting pore water electrical conductivity in different porous media*. Geoderma 189: 563-573.
- Kargas G., Bourazanis G. and Kerkides P. 2013. *Could Dielectric Devices Replace Laborious Methodologies in Determining Soil Salinity*. Irrigation & Drainage Systems Engineering 2: 110.
- Kargas G., Popescou P., Kaliontzis N., Marougas D.,Kerkides P. 2017. *Estimation of the Electrical Conductivity of Saturated Paste Extract using a*

dielectric sensor. Journal of Irrigation and Drainage Engineering. 143(5). May 2017.

Kargas G., M. Persson, G. Kanelis, I. Markopoulou and P. Kerkides 2017. *Prediction of Soil Solution Electrical Conductivity by the Permittivity Corrected Linear Model Using a Dielectric Sensor* Journal of Irrigation and Drainage Engineering. 143(8) August 2017.

Kargas G., Chatzigiakoumis I., Kollias A., Spiliotis D. Massas I. and P. Kerkides. 2018. *Soil Salinity Assessment Using Saturated Paste and Mass Soil:Water 1:1 and 1:5 Ratios Extracts*. Water, 10(11), 1589; <https://doi.org/10.3390/w10111589>

Kargas G., Londra P. and Sgoubopoulou A. 2020. *Comparison of Soil EC Values from Methods Based on 1:1 and 1:5 Soil to Water Ratios and EC_e from Saturated Paste Extract Based Method*. Water, 12(4), 1010; <https://doi.org/10.3390/w12041010> DOI

Kelleners, T.J., D.A. Robinson, P.J. Shouse, J.E. Ayars, and T.H. Skaggs. 2005. *Frequency dependence of the complex permittivity and its impact on dielectric sensor calibration in soils*. Soil Science Society of America Journal 69:67-76.

Kelleners, T. J., Paige, G.B., Gray, S.T. 2009. *Measurement of the dielectric properties of Wyoming soil using electromagnetic sensors*. Soil Sci. Soc. Am. J. 73:1626-1637. [10.2136/sssaj2008.0361](https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0361)

Leao, T., Perfect, E., Tyner, J., 2010. *New semi-empirical formulae for predicting soil solution conductivity from dielectric properties at 50MHz*. Journal of Hydrology 393, 321-330.

Marshall, T.J., 1959. *The diffusion of gases through porous media*. Journal Soil Science 10, 79-84.

Millington R.J. and Quirk J.P. 1961. *Permeability of porous solids*. Trans. Faraday Soc. 57:1200-1207.

Mortl, A, Munoz-Carpena, R., Kaplan, D., Li, Y., 2011. *Calibration of a combined dielectric probe for soil moisture and pore water salinity measurement in organic and mineral coastal wetland soils*. Geoderma 161, 50-62.

Mualem Y. 1976. *A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media*. Water Resour. Res., 12 513-522.

Mualem Y. and S. Friedman, 1991. *Theoretical prediction of electrical conductivity in saturated and unsaturated soil*. Water Resour. Res. 27:2771-2777.

R. Muñoz-Carpena, C.M. Regalado, A. Ritter, J. Alvarez-Benedí A.R. Socorro. 2005. *TDR estimation of electrical conductivity and saline solute concentration in a volcanic soil*. Geoderma 124(3-4):399-413.

Nadler A. 2005. *Methodologies and the practical aspects of the bulk soil EC-soil solution EC relations*. Advance in Agronomy 88:273-312.

Penman H.L. 1940. *Gas and vapor movements in the soil. I. The diffusion of vapors through porous solids*. J. Agric. Sci. 30:436-462.

Persson M., 2002. *Evaluating the linear dielectric constant – electrical conductivity model using time domain reflectometry*. Hydrological Sciences 47: 269-277.

Rhoades, J. D., Ratts, P., Prather, R., 1976. *Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity*. Soil Science Society of America Journal 40, 651-655.

Rhoades, J. D. 1982. *Soluble salts*. In A.L. Page et al. (ed) Methods of soil analysis. Part 2. Agronomy 9:167-178.

Rhoades, J. D., Manteghi NA, Shouse PJ, Alves WJ (1989a). *Soil electrical conductivity and soil salinity: New formulations and calibrations*

Rhoades, J. D., Manteghi NA, Shouse PJ, Alves WJ (1989b). *Estimating soil salinity from saturated soil-paste electrical conductivity*. Soil Sci Soc Am J 53: 428-433.

Rhoades, J. D., Chanduvi, F. and S. Lesch. 1999. *Soil salinity assessment*, FAO, IRRIGATION AND DRAINAGE, PAPER 57.

Robinson D.A., Gardner C.M.K., Cooper J.D. 1999. *Measurement of relative permittivity in sandy soils using TDR, capacitance and theta probes: comparison, including the effects of bulk soil electrical conductivity*. Journal of Hydrology 223: 198-211.

Slavich, P. G. and Petterson, G. H., (1990). *Estimating solution extract salinity from soil paste electrical conductivity an evaluation of procedures*. Aust. J. Soil Res. 28:517-522.

Topp, G.C., J.I. Davis and A.P. Annan. 1980. *Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines*. Water Resources Research 16:574-582.

M.Th. van Genuchten 1980. *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Sc. Soc. Am. J., 44:892-898.

U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954. *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*. USDA Agric. Handb. 60. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.