

## Συγκριτική Αξιολόγηση Σχέσεων Προσαρμογής Προφίλ Υγρασίας Οριζόντιας Διάχυσης

**X. Ευαγγελίδης<sup>1</sup>, Γ. Αραμπατζής<sup>2</sup>, Α. Σπυρίδης<sup>1</sup>**

1. Τμήμα Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών, Α.Π.Θ., 54124 Θεσσαλονίκη

2. ΕΘΙΑΓΕ-Ινστιτούτο Εγγείων Βελτιώσεων, 57400 Σίνδος

### Περίληψη

Η κατανόηση της κίνησης του νερού στο σύστημα έδαφος – φυτό – ατμόσφαιρα, βοηθάει στην γνώση της υγρασιακής κατάστασης του εδάφους, ώστε να γίνεται ορθολογική διαχείριση του υδατικού δυναμικού, κάτι που θεωρείται απαραίτητο για τη ανάπτυξη της γεωργίας όπως και για την αντιμετώπιση ακραίων φυσικών φαινομένων (πλημμύρες – ξηρασία) που παρατηρούνται τα τελευταία χρόνια.

Στο άρθρο αυτό γίνεται μία σύγκριση υπαρχουσών σχέσεων για την περιγραφή προφίλ εδαφικής υγρασίας οριζόντιας διάχυσης. Οι σχέσεις εφαρμόστηκαν σε πειραματικά προφίλ, όπως και σε προφίλ υγρασίας που προέκυψαν από την εφαρμογή της ημι-αναλυτικής λύσης του Philip σε εδάφη με διαφορετικές ιδιότητες. Παράλληλα δοκιμάστηκε για τα ίδια προφίλ μια εμπειρική τετραπαραμετρική σχέση η οποία προέκυψε κατά την διάρκεια της εκπόνησης μιας διδακτορικής διατριβής. Η επιλογή των παραμέτρων όλων των σχέσεων έγινε με βάση το σχετικό μέσο τετραγωνικό σφάλμα από τα πρωτογενή προφίλ. Η μέθοδος βελτιστοποίησης, η οποία χρησιμοποιήθηκε είναι η μέθοδος των συζυγών διευθύνσεων χωρίς αυτό να αποκλείει την χρήση άλλων μεθόδων βελτιστοποίησης όπως νευρωνικών, γενετικών αλγορίθμων κ.λπ.

## Comparative Evaluation of Fitting Functions for Horizontal Absorption Profiles

**C. Evangelides<sup>1</sup>, G. Arampatzis<sup>2</sup>, A. Spyrides<sup>1</sup>**

1. Department of Rural and Surveying Engineering A.U.Th., 54124 Thessaloniki Greece

2. NAGREF, Land Reclamation Institute, 57400 Sindos, Thessaloniki, Greece

### Summary

The detailed knowledge of water movement in the system soil- plant - atmosphere is critical in determining the moisture content of the soil, in order to establish a rational water management, something necessary for the development of agriculture and also to cope with extreme natural phenomena (floods, droughts) that often occur during the last years.

In this paper, a comparison is carried out between pre-existing fitting functions for horizontal absorption moisture profiles. These functions were applied to an experimental profile and also on arithmetic profiles calculated using the semi analytic method of Philip, on soils with different characteristics. A tetraparametric empirical function that was first used in a phd thesis was also tested on the same profiles. The selection of the parameters of all the functions tested was carried out by minimizing the relative mean square error from the primary profiles. The optimization method utilized was the method of conjugate directions, without ruling out other optimization methods such as neural or genetic algorithms.

## 1. Εισαγωγή

Η κίνηση του νερού στο έδαφος είναι ένα φυσικό φαινόμενο, που απασχολεί σήμερα την επιστημονική κοινότητα έντονα. Οι βασικές μεταβλητές, που χαρακτηρίζουν την υγρασιακή κατάσταση ενός ακόρεστου εδάφους, είναι: η εδαφική υγρασία ( $\theta$ ) και το ύψος πίεσεως του εδαφικού νερού ( $h$ ), ενώ οι βασικές παράμετροι είναι: η υδραυλική αγωγιμότητα ( $K$ ), η ειδική υδραυλική χωρητικότητα ( $C$ ) και ο συντελεστής διάχυσης ( $D$ ) (Τζιμόπουλος, 1979, Γιαννόπουλος, 1979). Οι μεταβλητές και οι παράμετροι είναι τα επιμέρους στοιχεία, που επιτρέπουν τη σύνθεση του φυσικού προβλήματος για την υγρασιακή κατάσταση του εδάφους και τη μαθηματική έκφρασή του. Μαθηματικά μοντέλα χρησιμοποιούνται για την πρόβλεψη της κίνησης του νερού και της μεταφοράς ρυπαντών στο έδαφος και στους υπόγειους υδροφορείς. Η ακρίβεια αυτών των μοντέλων βασίζεται σε ένα μεγάλο βαθμό στον ακριβή προσδιορισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους.

Ο συντελεστής διάχυσης είναι μία από τις σημαντικότερες παραμέτρους του εδάφους.

Πειράματα οριζόντιας διήθησης χρησιμοποιούνται συνήθως για τον υπολογισμό του συντελεστή διάχυσης σαν συνάρτηση του εδαφικής υγρασίας ( $D(\theta)$ ) αξιοποιώντας τη μέθοδο των Bruce and Klute (1956), η οποία βασίζεται στον μετασχηματισμό Boltzmann. Συγκεκριμένα, η κλίση του μετασχηματισμένου προφίλ υγρασίας προσδιορίζεται κατά μήκος της εδαφικής στήλης για να υπολογιστεί ο συντελεστής διάχυσης. Μια λεπτομερής περιγραφή της μεθόδου γίνεται από τους Kirkham and Powers (1972). Παρόλα αυτά, υπάρχει δυσκολία στον ακριβή προσδιορισμό της κλίσης του προφίλ της εδαφικής υγρασίας και έτσι η μέθοδος οδηγεί σε λάθη κατά την εκτίμηση του συντελεστή διάχυσης. Οι Clothier et al. (1983) παρουσίασαν μια σχέση προσαρμογής για το προφίλ υγρασίας, η οποία επιλέχθηκε από τις σχέσεις που παρουσιάστηκαν από τον Philip (1960) για την εφαρμογή της μεθόδου Bruce and Klute (1956). Αυτή η διαδικασία κατέληξε σε μια απλή αναλυτική έκφραση του συντελεστή διάχυ-

σης αποφεύγοντας τα σφάλματα που προέρχονται από την κλίση του εδαφικού προφίλ. Παρόλα αυτά, η σχέση προσαρμογής των Clothier et al. (1983) δεν μπορεί να εφαρμοστεί σε όλα τα εδάφη. Συνεπώς, μια γενικευμένη σχέση προσαρμογής του εδαφικού προφίλ για όλα τα εδάφη είναι επιθυμητή και ειδικά εάν η σχέση αυτή μπορεί να ολοκληρωθεί και να διαφορηθεί, ώστε να προσδιορίζεται ο συντελεστής διάχυσης αναλυτικά και με ακρίβεια. Φυσικά η ακρίβεια αυτή εξαρτάται άμεσα από την ακρίβεια εκτίμησης του εδαφικού προφίλ.

Στο άρθρο αυτό γίνεται μία σύγκριση υπαρχουσών σχέσεων για την περιγραφή του προφίλ της εδαφικής υγρασίας οριζόντιας διάχυσης, οι οποίες παρουσιάστηκαν από τον Philip (1960), με μια εμπειρική τετραπαραμετρική σχέση (Ευαγγελίδης, 2000). Οι σχέσεις αυτές εφαρμόστηκαν σε προφίλ, τα οποία προσδιορίστηκαν είτε από πειραματικές τιμές, είτε αριθμητικά από την εφαρμογή της ημιαναλυτικής λύσης του Philip (1955) σε εδάφη με διαφορετικές ιδιότητες (Tzimonopoulos and Sakellariou-Makrantonaki, 1996). Ο προσδιορισμός των παραμέτρων για την επίλυση των σχέσεων έγινε με βάση τα πρωτογενή προφίλ υγρασίας ελαχιστοποιώντας το σχετικό μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Η μέθοδος βελτιστοποίησης η οποία χρησιμοποιήθηκε είναι η μέθοδος των συζυγών διευθύνσεων (Tzimonopoulos et al., 1998).

## 2. Θεωρία

### Οριζόντια διάχυση

Η οριζόντια διάχυση περιγράφεται από μια μη γραμμική εξίσωση της μορφής:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right), \quad (1)$$

όπου  $t$  είναι ο χρόνος και  $x$  είναι το μήκος του προφίλ.

Οι αρχικές και οριακές συνθήκες για σταθερή υγρασία:

$$t=0, \quad \theta=\theta_i, \quad x \geq 0$$

$$t>0, \quad \theta=\theta_s, \quad x=0$$

$$t \geq 0, \quad \theta=\theta_i, \quad x \rightarrow \infty$$

όπου  $\theta_i$  είναι η αρχική υγρασία και  $\theta_s$  είναι η υγρασία κορεσμού.

Οι Bruce and Klute (1956) έδειξαν ότι χρησιμοποιώντας το μετασχηματισμό Boltzmann  $\varphi(\theta) = x(\theta) t^{-0.5}$  και ολοκληρώνοντας την εξίσωση (1) προκύπτει ο συντελεστής διάχυσης:

$$D(\theta) = -\frac{1}{2} \left( \frac{d\varphi}{d\theta} \right) \int_{\theta_i}^{\theta} \varphi d\theta. \quad (2)$$

Έτσι, από προφίλ υγρασίας τα οποία έχουν μετασχηματιστεί σε προφίλ  $\varphi(\theta)$  προκύπτει αναλυτικά ο συντελεστής διάχυσης σαν συνάρτηση της εδαφικής υγρασίας  $D(\theta)$ . Οι περιορισμοί για την εφαρμογή της σχέσης (2) είναι ότι πρέπει να ισχύει  $d\varphi/d\theta \leq 0$  και να υπάρχει αναλυτική έκφραση για το ολοκλήρωμα  $\int_{\theta_i}^{\theta} \varphi d\theta$ .

Επίσης ο Phillip (1969) όρισε την συνάρτηση  $S$  (απορροφητικότητα) ως εξής:

$$S = \int_{\theta_i}^{\theta_1} \varphi d\theta, \quad (3)$$

από την οποία προκύπτει η αθροιστική διήθηση σε οιονδήποτε χρόνο

$$I = S t^{0,5} \quad (4)$$

### **Ημιαναλυτική μέθοδος του Philip**

Μια συνοπτική παρουσίαση της ημιαναλυτικής μεθόδου του Philip (1955) για την εύρεση του προφίλ υγρασίας δίνεται παρακάτω. Η εξίσωση (2), η οποία περιγράφει την οριζόντια διάχυση με οριακή συνθήκη σταθερής υγρασίας στο ένα άκρο και με εφαρμογή του μετασχηματισμού Boltzman, γράφεται με τη μορφή:

$$\int_{\theta_i}^{\theta_s} \varphi d\theta = -2D(\theta) \frac{d\theta}{d\varphi}. \quad (5)$$

Ο χώρος ολοκλήρωσης χωρίζεται σε  $n$  διαστήματα και χρησιμοποιώντας πεπερασμένες διαφορές, το δεξιό μέλος της εξίσωσης (5) στο τυχαίο σημείο  $r$  γράφεται:

$$D(\theta) \frac{d\theta}{d\varphi} \Big|_{r+1/2} = -\bar{D}(\theta)_{r+1/2} \frac{\Delta\theta}{(\varphi_{r+1} - \varphi_r)}, \quad (6)$$

όπου:  $\bar{D}(\theta)_{r+1/2} = \frac{(D(\theta)_r + D(\theta)_{r+1})}{2}$ .

Το αριστερό μέλος της (5) γράφεται:

$$\int_{\theta_i}^{\theta_{r+1/2}} \varphi d\theta = \int_{\theta_i}^{\theta_r} \varphi d\theta + \int_{\theta_r}^{\theta_{r+1/2}} \varphi d\theta = \int_{\theta_i}^{\theta_r} \varphi d\theta - \varphi_r \frac{\Delta\theta}{2}. \quad (7)$$

Ορίζεται τώρα η μεταβλητή  $I$  ως εξής:

$$I_{r+1/2} = \frac{1}{\Delta\theta} \int_{\theta_i}^{\theta_r} \varphi d(\theta) - \frac{\varphi_r}{2}. \quad (8)$$

Θέτοντας τις σχέσεις (6) και (7) στην εξίσωση (5) προκύπτει:

$$\varphi_{r+1} = \varphi_r + \frac{2\bar{D}(\theta)_{r+1/2}}{I_{r+1/2}}. \quad (9)$$

Αναπτύσσοντας την σχέση (7) στο σημείο  $r$  προκύπτει:

$$\int_{\theta_i}^{\theta_r} \varphi d\theta = \int_{\theta_i}^{\theta_{r-1/2}} \varphi d\theta + \int_{\theta_{r-1/2}}^{\theta_r} \varphi d\theta = \int_{\theta_i}^{\theta_{r-1/2}} \varphi d\theta - \varphi_r \frac{\Delta\theta}{2}$$

ή

$$I_{r-1/2} = \frac{1}{\Delta\theta} \int_{\theta_i}^{\theta_r} \varphi d\theta + \frac{\varphi_r}{2}. \quad (10)$$

Προσθέτοντας τις σχέσεις (8) και (10) προκύπτει:

$$I_{r+1/2} = I_{r-1/2} - \varphi_r. \quad (11)$$

Αναφερόμενοι στο σημείο  $r=0$ , όπου  $\varphi=0$  από τη σχέση (10) προκύπτει:

$$I_{1/2} = \frac{1}{\Delta\theta} \int_{\theta_i}^{\theta_s} \varphi d\theta = \frac{1}{\Delta\theta} S. \quad (12)$$

Η σχέση (12) μαζί με τις αναγωγικές σχέσεις (9) και (11) δίνει την επίλυση του προβλήματος ακολουθώντας τα εξής βήματα:

1. Υπολογίζεται η τιμή του  $\varphi_1$  χρησιμοποιώντας τη σχέση (9).
2. Υπολογίζεται η τιμή του  $I_{1+1/2}$  από τη σχέση (11).
3. Υπολογίζεται η τιμή του  $\varphi_2$  από τη σχέση (9) κ.ο.κ.

Η αρχική τιμή εκκίνησης του αλγόριθμου είναι αυθαίρετη γιατί η τιμή του ολοκληρώματος  $\int_{\theta_i}^{\theta_s} \varphi d\theta$  είναι άγνωστη και συνεπώς η τιμή του  $I_{1/2}$

O Philip (1955) προτείνει ως αρχική εκτίμηση για την τιμή  $I_{1/2}$ :

$$I_{1/2} = 2n \left( \frac{D_c}{\pi} \right)^{1/2}, \quad (13)$$

όπου:

$$D_c = \frac{\left[ 2 \int_{\theta_i}^{\theta_s} \frac{\theta - \theta_i}{\theta_s - \theta_i} D(\theta) d\theta \right]}{\int_{\theta_i}^{\theta_s} d\theta} = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_s} D(\theta) \frac{\theta - \theta_i}{(\theta_s - \theta_i)^2} \cong \frac{2\Delta\theta}{(\theta_s - \theta_i)^2} \sum_{r=0}^n (\theta_r - \theta_i).$$

Στο σημείο  $n-1$  γίνεται σύγκριση της τιμής του  $I_{n-1/2}$  με μία τιμή που εξάγεται από μία κλειστή αναλυτική λύση της εξίσωσης (5), η οποία προκύπτει από την υπόθεση ότι ο συντελεστής διάχυσης είναι σταθερός στο σημείο  $n$  και  $n-1$ .

$$I_{n-1/2} = \frac{\Phi_{n-1}}{2} + \frac{2\bar{D}(\theta)_{n-1/2}}{\Phi_{n-1}} A \left( \frac{\Phi_{n-1}}{2\sqrt{\bar{D}(\theta)_{n-1/2}}} \right), \quad (14)$$

όπου:

$$A(w) = 2w \frac{\text{ierfc}(w)}{\text{erfc}(w)}, \quad w = \frac{\Phi_{n-1}}{2\sqrt{\bar{D}(\theta)_{n-1/2}}}, \quad \text{erfc}(w) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_w^{\infty} e^{-n^2} dn \quad \text{και}$$

$$\text{ierfc}(w) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-w^2} - w \text{erfc}(w).$$

Εάν υπάρχει μεγάλη διαφορά  $\Delta$  μεταξύ των δύο τιμών, τότε επιλέγεται καινούργια τιμή εκκίνησης του αλγόριθμου για το  $I_{1/2}$  ως εξής:

$$I_{1/2(\text{καιν})} = I_{1/2(\text{παλαιό})} - \frac{\Delta}{2}. \quad (15)$$

### **Τετραπαραμετρική σχέση**

Η εμπειρική τετραπαραμετρική σχέση η οποία χρησιμοποιήθηκε για την αναλυτική των προφίλ υγρασίας (Ευαγγελίδης, 2000):

$$(\theta) = c \tan((a-\theta)/b) + d \quad (16)$$

όπου  $a$ ,  $b$ ,  $c$  και  $d$  σταθερές.

## **3. Εφαρμογή - συζήτηση**

Στο άρθρο αυτό γίνεται μία σύγκριση υπαρχουσών σχέσεων για την περιγραφή του προφίλ της εδαφικής υγρασίας οριζόντιας διάχυση, οι οποίες παρουσιάστηκαν από τον Philip (1960), με μια εμπειρική τετραπαραμετρική σχέση (Ευαγγελίδης, 2000). Οι σχέσεις αυτές εφαρμόστηκαν σε προφίλ, τα οποία προσδιορίστηκαν είτε από πειραματικές τιμές είτε αριθμητικά από την εφαρμογή της ημιαναλυτικής λύσης του Philip (1955) σε εδάφη με διαφορετικές ιδιότητες (Tzimiropoulos and Sakellariou-Makrantonaki, 1996). Η επίλυση των σχέσεων έγινε με την μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων και κριτήριο την ελαχιστοποίηση του σχετικού μέσου τετραγωνικού σφάλματος (Relative Mean Square Error). Η υπολογιστική ισχύς των σύγχρονων υπολογιστών δίνει την δυνατότητα επίλυσης πολύπλοκων μη γραμμικών σχέσεων με ποικίλες συνθήκες βελτιστοποίησης σε μικρό χρονικό διάστημα.

Οι πειραματικές διαδικασίες για τον προσδιορισμό του προφίλ υγρασίας πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο Υδραυλικών Έργων και Διαχείρισης Περιβάλλοντος του Τμήματος Αγρονόμων & Τοπογράφων Μηχανικών του Α.Π.Θ. Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιήθηκε ένα αμμώδες εδαφικό δείγμα, μία συσκευή γ-ακτινοβολίας, μια ψηφιακή ζυγαριά και μια συσκευή Mariotte. Η συσκευή της γ-ακτινοβολίας χρησιμοποιήθηκε για την παρακολούθηση της εδαφικής υγρασίας και τον έλεγχο της ομοιομορφίας κατανομής του εδαφικού δείγματος. Η μηχανική ανάλυση του εδαφικού δείγματος έδειξε ότι περιέχει 90,2% άμμο, 6% ιλύ και 3,8% άργιλο. Σύμφωνα με αυτά τα ποσοστά προκύπτει από το τρίγωνο μηχανικής ανάλυσης ότι το δείγμα είναι άμμος. Τέλος βάσει της κοκκομετρικής καμπύλης επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθεί το εδαφικό δείγμα με μέγεθος κόκκων από 0,212 mm έως 0,600 mm, έτσι ώστε το υπό εξέταση τμήμα του εδαφικού δείγματος να είναι κατά το δυνατόν ομογενοποιημένο. Το εδαφικό αυτό δείγμα θα αναφέρεται στη συνέχεια στους πίνακες και στα διαγράμματα με εδ. 1.

Τα μετασχηματισμένα προφίλ που προέκυψαν από την εφαρμογή της ημιαναλυτικής λύσης του Philip (1955) αναφέρονται στη συνέχεια στους πίνακες και στα διαγράμματα από εδ. 2 έως εδ. 9. Στον Πίνακα 1 δίνονται οι υδραυλικές ιδιότητες των εδαφών που χρησιμοποιήθηκαν.

**Πίνακας 1.** Υδραυλικές ιδιότητες εδαφών

Έδαφος	εδ. 1	εδ. 2	εδ. 3	εδ. 4	εδ. 5	εδ. 6	εδ. 7	εδ. 8	εδ. 9
Ks (cm/h)	162	62,37	155,9	21,62	5,92	13,7	15,41	0,78	10,79
θs	0,40	0,35	0,42	0,30	0,36	0,37	0,31	0,38	0,30
θr	0,13	0,108	0,05	0,04	0,107	0,063	0,026	0,165	0,06

Οι σχέσεις του Philip (1960) αναφέρονται σε ανηγμένο προφίλ  $\phi$  ως συνάρτηση της ανηγμένης εδαφικής υγρασίας  $\Theta$  (όπου:  $\Theta = (\theta - \theta_i) / (\theta_s - \theta_i)$ ). Για την αξιολόγηση των σχέσεων που επιλύθηκαν χρησιμοποιήθηκαν τα ακόλουθα στατιστικά κριτήρια: σχετικό μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) και συντελεστής συσχέτισης (R) (Πίνακας 2). Η εμπειρική τετραπαραμετρική σχέση (15 του Πίνακα 2) έδειξε μια πολύ καλή προσαρμογή σε όλα τα εδαφικά προφίλ. Παρόλα αυτά στο προφίλ του εδ.1, που προέκυψε από πειραματικά δεδομένα, τα ανωτέρω κριτήρια δεν ήταν επαρκή να δείξουν την καλή προσαρμογή της σχέσης. Έτσι χρησιμοποιήθηκε ως συμπληρωματικό κριτήριο για αυτό το προφίλ το ακόλουθο:

$$\varepsilon_i = \text{σχετικό σφάλμα} =$$

$$= \frac{\text{ανηγμένη απορροφ/τητα προφ. βάσεως} - \text{ανηγμ. απορροφ/τητα προφ. σχέσεων}}{\text{ανηγμένη απορροφητικότητα προφ. βάσεως}}$$

Οι σχέσεις αυτές επιλέχθηκαν ενδεικτικά, διότι είχαν την καλύτερη προσαρμογή βάσει των στατιστικών κριτηρίων. Τα σχετικά σφάλματα  $\epsilon_i$  των ολοκληρωμάτων των σχέσεων 1, 2, 11 και 15 του Πίνακα 2 ως συνάρτηση των πειραματικών τιμών είναι 4,5 %, 12 %, 2,8% και 0,5 % αντίστοιχα.

Οι σχέσεις 1, 2 και 11 του Πίνακα 2 έδωσαν καλά αποτελέσματα. Οι σχέσεις 6 και 8 του Πίνακα 2 έδωσαν σχεδόν ικανοποιητικά αποτελέσματα παρόλη την απλότητά τους. Όλες οι υπόλοιπες σχέσεις δεν είχαν καθόλου προσαρμογή στα προφίλ υγρασίας των εδαφών που εξετάστηκαν και έτσι δεν επιλέχθηκε να παρουσιαστούν στα γραφήματα.

Οι σχέσεις 1, 2, 6, 8, 11 και 15 του Πίνακα 2 παρουσιάζονται στα Γραφήματα 1 έως 9 για τα αντίστοιχα εδάφη.

#### 4. Συμπεράσματα

Η δυνατότητα περιγραφής προφίλ υγρασίας είτε πειραματικών είτε προφίλ από αριθμητικές επιλύσεις είναι επιθυμητή, ειδικά εάν οι συναρτήσεις αυτές μπορούν να ολοκληρωθούν και να διαφορισθούν, όπως ισχύει στις εξεταζόμενες σχέσεις. Οι σχέσεις αυτές με κατάλληλους μετασχηματισμούς καταλήγουν σε αναλυτικές εκφράσεις για τον υπολογισμό του συντελεστή διάχυσης και της απορροφητικότητας.

Οι σχέσεις 1, 2 και 11 του Πίνακα 2 έδωσαν καλά αποτελέσματα, παρόλη την απλότητα στην επίλυσή τους.

Οι σχέσεις 6 και 8 του Πίνακα 2 έδωσαν σχεδόν ικανοποιητικά αποτελέσματα, τα οποία είναι δυνατό να υπολογιστούν και με μια απλή υπολογιστική μηχανή χειρός.

Η εμπειρική τετραπαραμετρική σχέση (15 του Πίνακα 2) έδειξε μια πολύ καλή προσαρμογή σε όλα τα προφίλ υγρασίας των εδαφών που εξετάστηκαν στην συγκεκριμένη εργασία, παρά το γεγονός ότι είχαν διαφορετικές ιδιότητες.

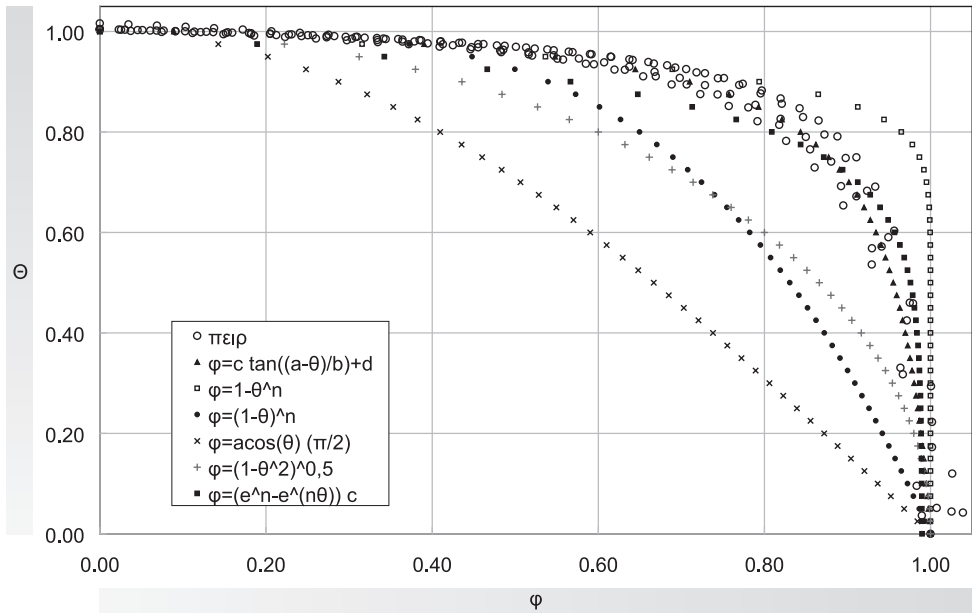
Σε ορισμένες περιπτώσεις, όπως για τον προσδιορισμό του συντελεστή διάχυσης, η κλίση της συνάρτησης προσαρμογής στην περιοχή  $\varphi \approx 0$  είναι σημαντική για την ακρίβεια του υπολογισμού του συντελεστή διάχυσης. Επίσης, η καλή προσαρμογή της σχέσης σε όλο το προφίλ υγρασίας είναι σημαντική για τον υπολογισμό της απορροφητικότητας με ακρίβεια και συνεπώς και της αθροιστικής διήθησης. Από τα Γραφήματα 1 έως 9 φαίνεται η πολύ καλή προσαρμογή της εμπειρικής τετραπαραμετρικής σχέσης στις περιοχές αυτές σε σχέση με τις υπόλοιπες σχέσεις.

Τα στατιστικά κριτήρια δεν είναι πάντα επαρκή για την ακριβή αξιολόγηση των συναρτήσεων προσαρμογής, όπως φάνηκε στο προφίλ του εδ.1. Για αυτό το λόγο η μορφή των συναρτήσεων προσαρμογής σε σχέση με τα αρχικά προφίλ θα πρέπει να εξετάζεται και γραφικά, ώστε να χρησιμοποιούνται πρόσθετα κριτήρια για την τελική επιλογή των.

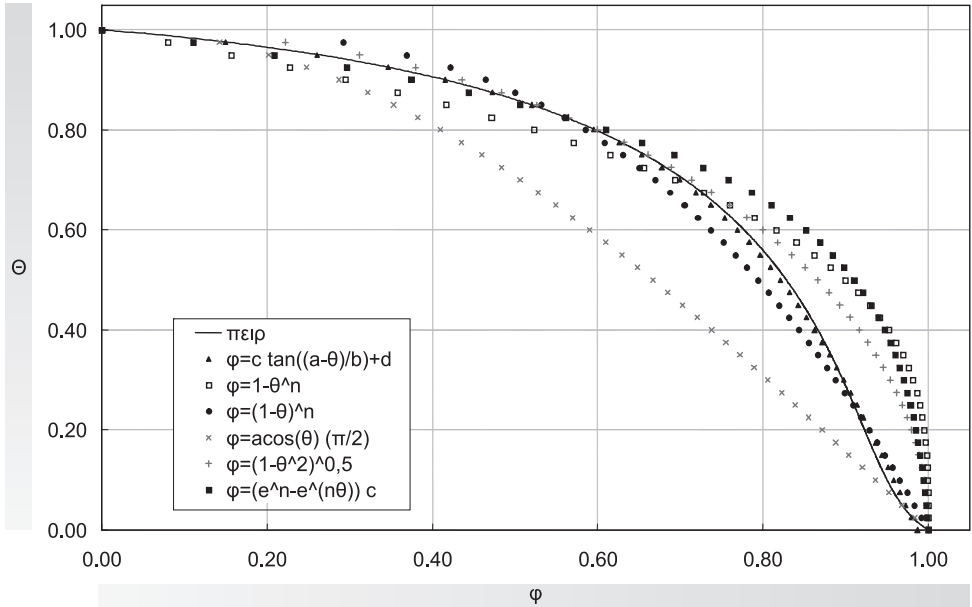


**Πίνακας 2.** Σχετικό μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) και συντελεστής συσχέτισης (R) για τις σχέσεις προσαρμογής προφίλ νηρασίας Philip (1960) με α/α 1 έως 14 και Εναγγελίδης (2000) με α/α 15.

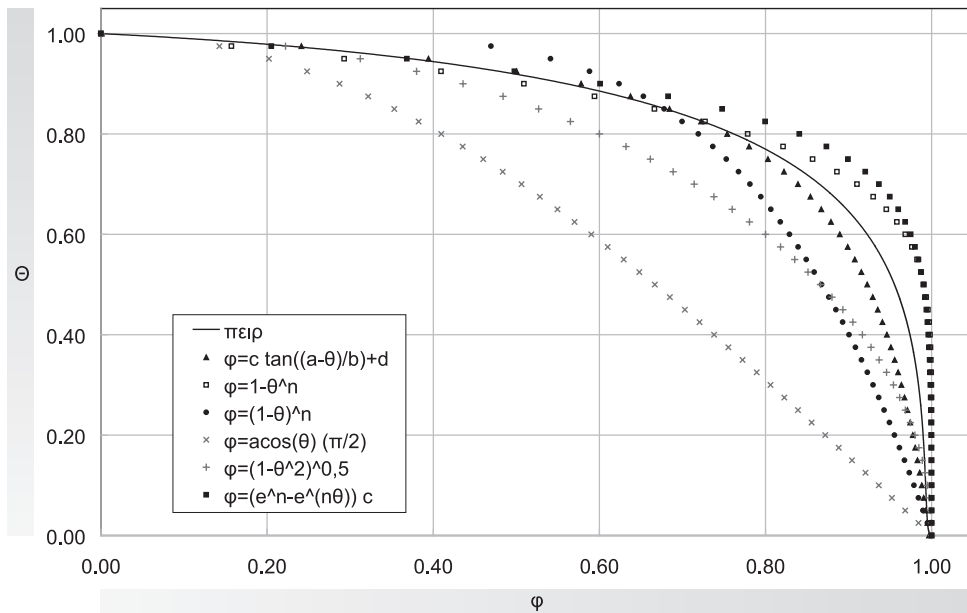
α/α	Σχέση	εδ. 1	εδ. 2	εδ. 3	εδ. 4	εδ. 5	εδ. 6	εδ. 7	εδ. 8	εδ. 9
1	RMSE	1,16E-01	2,21E-02	7,42E-03	3,22E-02	2,14E-02	3,81E-03	6,26E-03	7,66E-02	3,29E-02
	R	0,986152	0,989527	0,995547	0,991695	0,987861	0,993329	0,997502	0,967574	0,990799
2	RMSE	4,99E-02	1,31E-02	5,89E-02	1,75E-02	2,26E-02	5,95E-01	8,88E-02	9,51E-03	8,22E-03
	R	0,963353	0,985446	0,956546	0,996236	0,942757	0,963361	0,996124	0,996124	0,997083
3	RMSE	9,24E-01	8,49E-01	8,93E-01	7,54E-01	7,86E-01	8,25E-01	8,11E-01	7,64E-01	7,40E-01
	R	0,467743	0,624244	0,49107	0,713613	0,691504	0,500288	0,53322	0,757738	0,81868
4	RMSE	6,68E-01	9,64E-02	1,69E-01	7,51E-02	8,36E-02	1,66E-01	1,50E-01	4,35E-02	4,56E-02
	R	0,801081	0,953221	0,875847	0,983213	0,97668	0,874449	0,907707	0,98823	0,983749
5	RMSE	9,20E-01	4,19E-01	4,85E-01	4,24E-01	4,30E-01	4,84E-01	4,79E-01	3,89E-01	3,45E-01
	R	0,516368	0,800337	0,66486	0,873361	0,85509	0,661674	0,705571	0,908003	0,953437
6	RMSE	3,78E-01	5,41E-02	1,04E-01	5,08E-02	5,17E-02	1,04E-01	9,11E-02	5,04E-01	3,91E-01
	R	0,895159	0,955418	0,879294	0,987839	0,981286	0,877281	0,906522	0,995966	0,997166
7	RMSE	8,33E-01	3,53E-01	4,28E-01	3,35E-01	3,44E-01	4,26E-01	4,16E-01	2,78E-01	2,13E-01
	R	0,695054	0,845956	0,727341	0,911019	0,895562	0,724878	0,763661	0,940603	0,976015
8	RMSE	1,87E-01	6,55E-02	3,12E-02	1,82E-01	1,55E-01	4,59E-02	5,40E-02	1,51E+00	1,39E+00
	R	0,946137	0,995817	0,963785	0,994714	0,996703	0,962773	0,979759	0,983313	0,953347
9	RMSE	8,78E-01	2,80E-01	3,52E-01	2,84E-01	2,91E-01	3,52E-01	3,45E-01	2,53E-01	2,18E-01
	R	0,594912	0,871989	0,756458	0,929345	0,91498	0,75383	0,797466	0,950105	0,973196
10	RMSE	9,27E-01	3,87E-01	4,51E-01	4,01E-01	4,06E-01	4,51E-01	4,47E-01	3,75E-01	3,44E-01
	R	0,480507	0,810273	0,676394	0,880625	0,862373	0,672934	0,71923	0,910386	0,950184
11	RMSE	2,45E-01	9,61E-03	3,67E-03	1,26E-02	1,19E-02	2,46E-03	1,91E-03	1,39E-02	2,18E-02
	R	0,969984	0,993888	0,991055	0,993818	0,994128	0,994724	0,997773	0,994784	0,993241
12	RMSE	9,39E-01	7,36E-01	5,22E-01	4,51E-01	7,85E-01	8,14E-01	7,99E-01	7,72E-01	7,60E-01
	R	0,444408	0,571205	0,678989	0,878197	0,592879	0,364034	0,412314	0,671062	0,749226
13	RMSE	9,00E-01	8,00E-01	8,56E-01	6,87E-01	7,25E-01	9,30E-01	7,57E-01	6,96E-01	6,64E-01
	R	0,532251	0,663651	0,525133	0,758734	0,734272	0,489648	0,575205	0,799082	0,858207
14	RMSE	8,35E-02	2,74E-01	2,94E-01	4,57E-01	5,18E-01	1,78E+00	2,69E-01	3,08E-01	2,04E-01
	R	0,942004	0,898537	0,834257	0,959628	0,953482	0,883169	0,8359	0,934609	0,972191
15	RMSE	5,16E-01	9,17E-05	7,63E-04	8,70E-04	8,36E-05	5,12E-04	6,29E-04	1,56E-04	6,79E-04
	R	0,988021	0,999683	0,998003	0,999948	0,999755	0,996270	0,998085	0,999511	0,999566



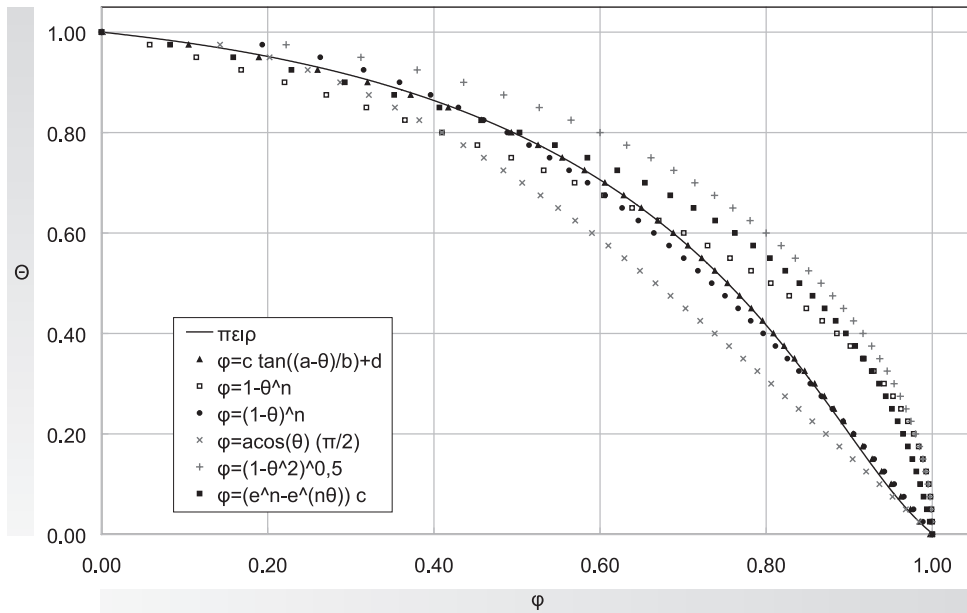
Γράφημα 1. Προφίλ υγρασίας  $\phi(\theta)$  εδ. 1



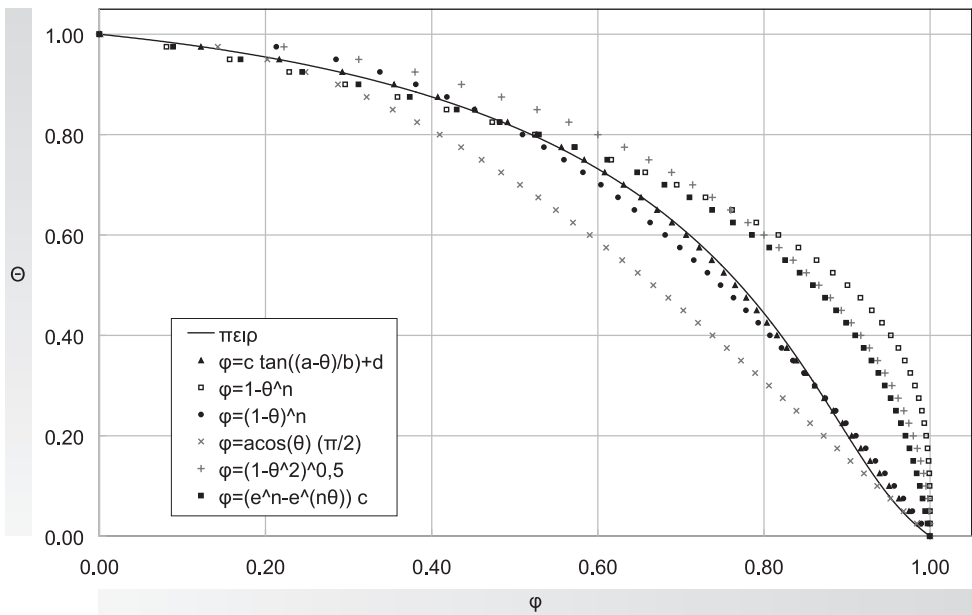
Γράφημα 2. Προφίλ υγρασίας  $\phi(\theta)$  εδ. 2



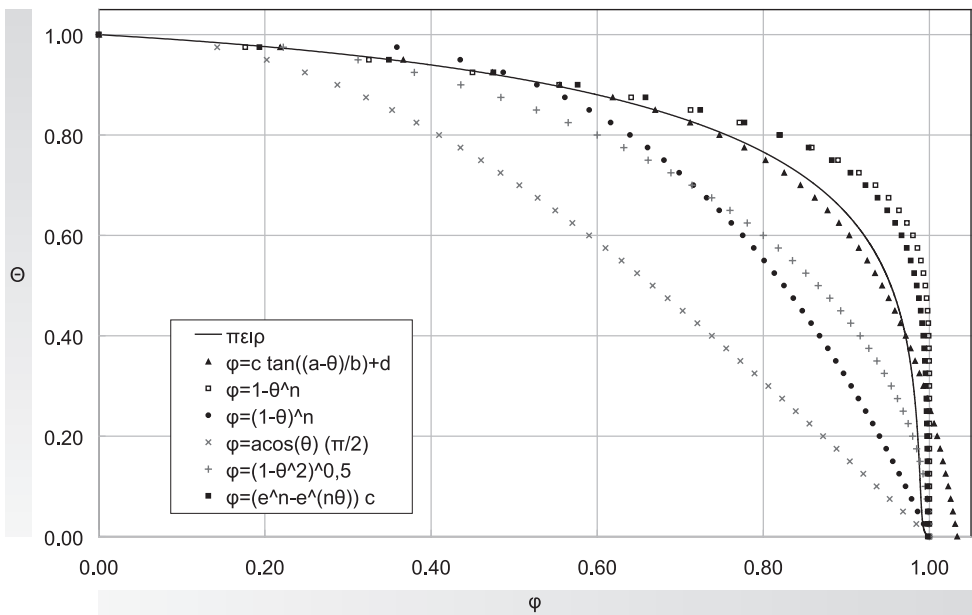
Γράφημα 3. Προφίλ υγρασίας  $\varphi(\theta)$  εδ. 3



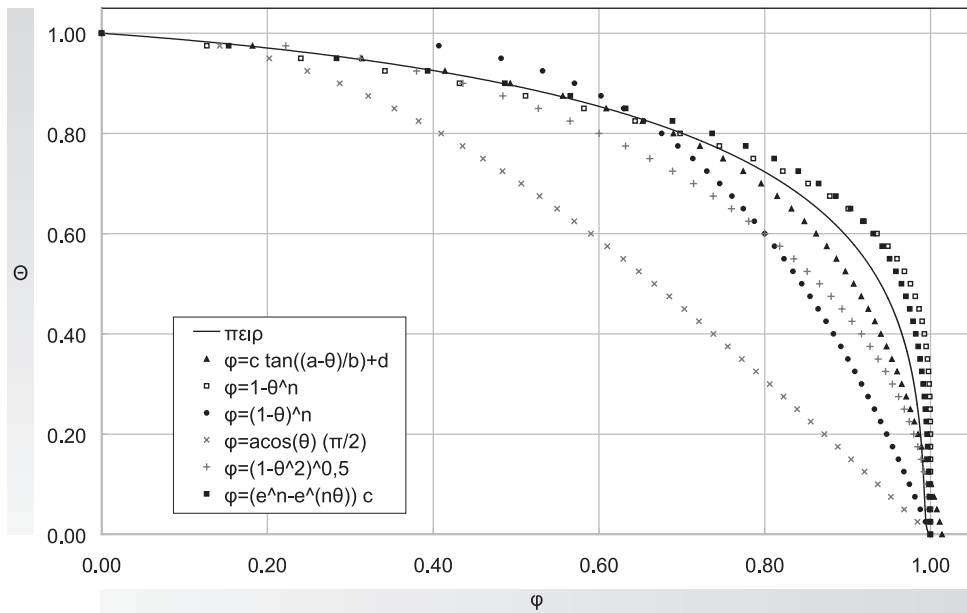
Γράφημα 4. Προφίλ υγρασίας  $\varphi(\theta)$  εδ. 4



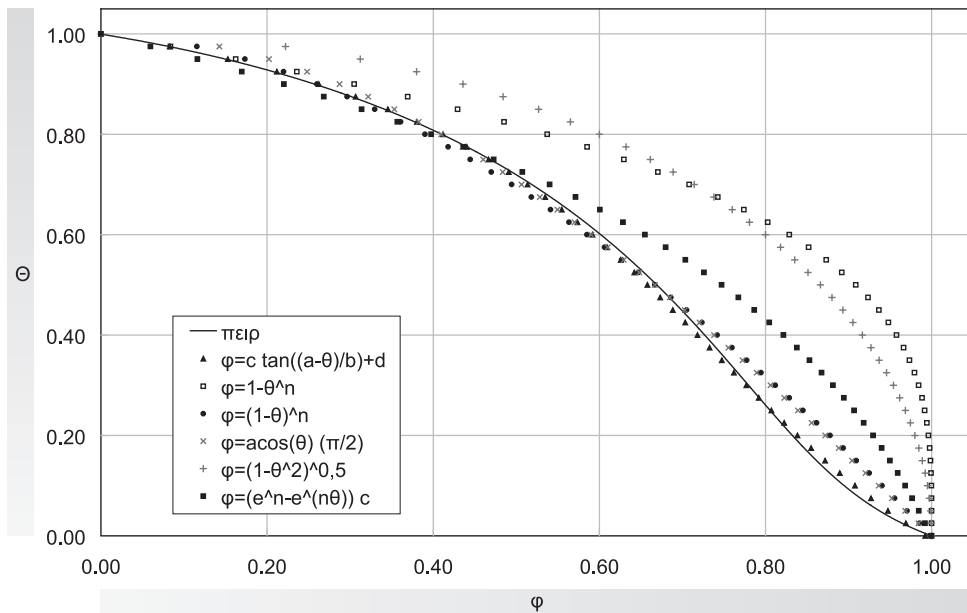
Γράφημα 5. Προφίλ υγρασίας  $\varphi(\theta)$  εδ. 5



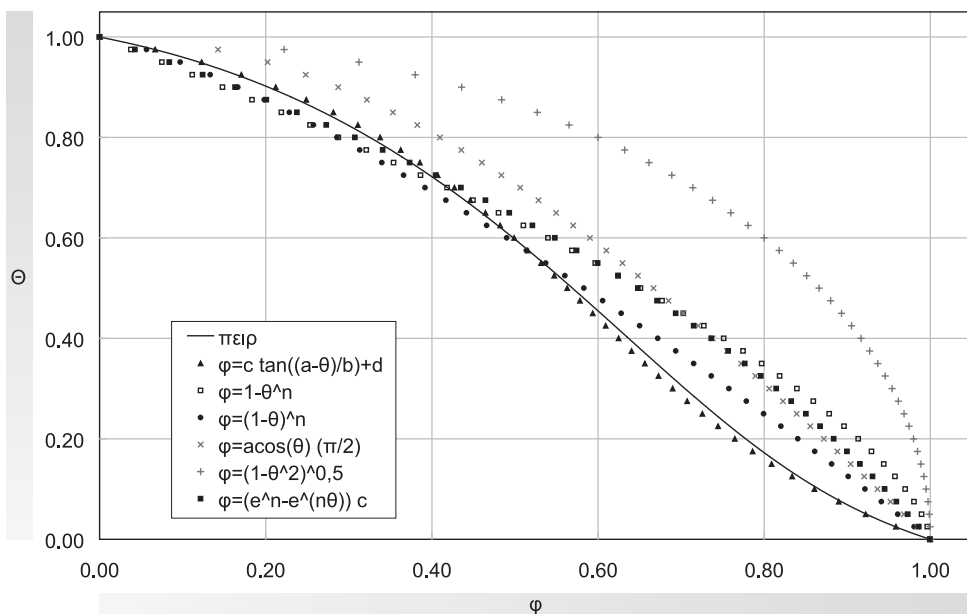
Γράφημα 6. Προφίλ υγρασίας  $\varphi(\theta)$  εδ. 6



Γράφημα 7. Προφίλ υγρασίας  $\varphi(\theta)$  εδ. 7



Γράφημα 8. Προφίλ υγρασίας  $\varphi(\theta)$  εδ. 8



Γράφημα 9. Προφίλ υγρασίας  $\varphi(\theta)$  εδ. 9

## Βιβλιογραφία

1. Bruce, R.R. and Clute A., 1956. *The measurement of soil moisture diffusivity*. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 20: 458-462.
2. Clothier, B.E., Scotter, D.R. and Green A.E., 1983. *Diffusivity and one-dimensional absorption experiments*. Soil Sci. Soc. Am. J., 47: 641-644.
3. Γιαννόπουλος, Σ., 1979. *Εργαστηριακός προσδιορισμός των υδροδυναμικών παραμέτρων*. Πρακτικά Σεμιναρίου Γεωργικής Υδραυλικής, Εργ. Γεωργικής Υδραυλικής Πολυτεχνικής Σχολής Α.Π.Θ., σελ. 143-170.
4. Ευαγγελίδης, Χ., 2000. *Ανάλυση του φαινομένου ροής-συγκέντρωσης σε ακόρεστη κατάσταση με πειραματικές και θεωρητικές διαδικασίες. Περίπτωση οριζόντιας ροής*. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., σελ. 184.
5. Kirkham, D. and Powers W.L., 1972. *Advanced soil physics*. P534. Willey-Interscience, New York, 534 pp.
6. Philip, J.R., 1955. *Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration-dependent*. Trans. Faraday Soc., 51: 885-892.
7. Philip, J.R., 1960. *General method of exact solution of the concentration – dependant diffusion equation*. Aust. J. Phys, 131: 1-12.

8. Τζιμόπουλος, Χ., 1979. *Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισόθερμα μέσα*. Πρακτικά Σεμιναρίου Γεωργικής Υδραυλικής, Εργ. Γεωργικής Υδραυλικής Πολ/κής Σχολής Α.Π.Θ., σελ. 17-29.
9. Tzimopoulos, C. and Sakellariou-Makrantonaki M., 1996. *A new analytical model to predict the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Water Resour. Managm., 10: 1-18.
10. Tzimopoulos, C., Sakellariou-Makrantonaki, M., Spiridis, A. and Arampatzis, G., 1998. *An algorithm for the soil characteristic curve with the method of conjugate directions*. XII International conference on computational methods in water resources., Crete, Greece, pp. 231-238.