

Υδρομετεωρολογία

Εξάτμιση και διαπνοή

Δημήτρης Κουτσογιάννης
Τομέας Υδατικών Πόρων – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο
Αθήνα 2000

(έκδοση 2012 με προσαρμογές)

1. Εισαγωγικές έννοιες

Ορισμοί

- ✓ *Εξάτμιση* (evaporation): η μετατροπή του νερού από την υγρή στην αέρια φάση (υδρατμοί).
- ✓ *Διαπνοή* (transpiration): η μετατροπή του νερού σε υδρατμούς που πραγματοποιείται στους πόρους της χλωρίδας, και ιδίως των φυλλωμάτων των φυτών (έδαφος → ρίζες → αγγειακό σύστημα → πόροι φυλλωμάτων – στόματα).
- ✓ *Εξατμοδιαπνοή* (ή εξατμισοδιαπνοή – enapotranspiration): το σύνολο των πραγματικών απωλειών νερού από την εξάτμιση εδαφών και από τη διαπνοή της χλωρίδας.
- ✓ *Δυνητική εξατμοδιαπνοή* (potential enapotranspiration): η ποσότητα της εξατμοδιαπνοής που πραγματοποιείται από εδαφικές επιφάνειες, πλήρως και ομοιόμορφα καλυμμένες από αναπτυσσόμενη χλωρίδα, σε συνθήκες απεριόριστης διαθεσιμότητας νερού.
- ✓ *Εξατμοδιαπνοή καλλιέργειας αναφοράς* (reference crop enapotranspiration): η εξατμοδιαπνοή από μια ιδεατή εκτεταμένη επιφάνεια καλυμμένη πλήρως από ομοιόμορφη χαμηλού ύψους χλόη που σκιάζει πλήρως το έδαφος και βρίσκεται σε συνθήκες ενεργού ανάπτυξης χωρίς έλλειψη νερού.

Διευκρινίσεις

- ✓ Θεμελιώδεις παράγοντες που καθορίζουν το φυσικό ρυθμό εξάτμισης:
 - (α) Φυσική διαθεσιμότητα (παρουσία) του νερού σε υγρή φάση.
 - (β) Διαθεσιμότητα ενέργειας στην επιφάνεια του νερού για την πραγματοποίηση της εξάτμισης.
 - (γ) Ευκολία με την οποία διαχέονται οι υδρατμοί στην ατμόσφαιρα.
- ✓ Βασική διαφορά της διαπνοής από την εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες ή βρεγμένο έδαφος:

Τα κύτταρα των φυτών ελέγχουν το ρυθμό της διαπνοής, μέσω της ρύθμισης των ανοιγμάτων των στομάτων.
- ✓ Σχέση πραγματικής και δυναμικής εξατμοδιαπνοής:
 - Πραγματική εξατμοδιαπνοή \leq Δυνητική εξατμοδιαπνοή

2. Ιδιότητες ατμοσφαιρικού αέρα

Γενικές ιδιότητες

Μέγεθος	Σύμβολο - Μονάδες	Τύπος υπολογισμού	Τυπική τιμή
Ατμοσφαιρική πίεση	p , hPa	Τυπική μεταβολή (πρότυπη ατμόσφαιρα): $p = 1013.25 \times (1 - 2.256 \times 10^{-5} z)^{5.256}$ όπου z το υψόμετρο σε m.	1013 hPa (για $z = 0$)
Πυκνότητα αέρα (με βάση την καταστατική εξίσωση)	ρ_a , kg/m ³	$\rho_a = 0.348 p / T$ όπου p η ατμοσφαιρική πίεση σε hPa και T η θερμοκρασία του αέρα σε K.	1.2 kg/m ³
Ειδική θερμότητα αέρα (για σταθερή πίεση)	c_p , kJ/kg/K	$c_p = c_{pd} (1 + 0.92 r)$ όπου r ο λόγος ανάμιξης και $c_{pd} = 1.004$ kJ/kg/K η ειδική θερμότητα του ξηρού αέρα.	1.013 kJ/kg/K

Ιδιότητες που σχετίζονται με τους υδρατμούς

Μέγεθος	Σύμβολο - Μονάδες	Τύπος υπολογισμού	Τυπική τιμή
Λόγος μοριακών βαρών νερού και ξηρού αέρα	ε , αδιάστατος		0.622
Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης	λ , kJ/kg	$\lambda = 3139 - 2.336 T_s$ όπου T_s η θερμοκρασία στην επιφάνεια του νερού σε K	2460 kJ/kg (Koutsoyiannis, 2012)
Ψυχομετρικός συντελεστής	γ , hPa/K	$\gamma = \frac{c_p p}{\varepsilon \lambda}$	0.67 hPa/K
Πίεση κορεσμού υδρατμών	e_* , hPa	$e_* = p_0 \exp \left[24.921 \left(1 - \frac{T_0}{T} \right) \right] \left(\frac{T_0}{T} \right)^{5.06}$ όπου T η θερμοκρασία του αέρα σε K, $T_0 = 273.16$ K και $p_0 = 6.11657$ hPa	(Koutsoyiannis, 2012)
Κλίση καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών	Δ , hPa/K	$\Delta := \frac{de_*}{dT} = \frac{e_*}{T} \left(24.921 \frac{T_0}{T} - 5.06 \right)$ όπου T η θερμοκρασία του αέρα σε K	

3. Ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα

Ποσοτική έκφραση αστρονομικών παραμέτρων

Μέγεθος	Σύμβολο μονάδες	Επεξήγηση	Τύπος υπολογισμού
Αριθμός ημέρας	J , αδιάστατος	1 την 1η Ιανουαρίου, 365 την 31η Δεκεμβρίου	
Ηλιακή απόκλιση	δ , rad	Το γεωγραφικό πλάτος, όπου οι ακτίνες πέφτουν κάθετα το μεσημέρι	$\delta = -0.409 \cos \left(\frac{2\pi}{365} J + 0.16 \right)$ (Ισχύει $ \delta \leq 0.410$ rad = 23.5°)
Γωνία ώρας δύσης ηλίου	ω_s , rad	Αν πολλαπλασιαστεί επί $12/\pi$ δίνει την ώρα δύσης μετά το μεσημέρι	$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta)$, όπου φ το γεωγραφικό πλάτος σε rad (για $ \varphi > 1.161$ rad = 66.5°, δεν ορίζεται - δεν δύει ο ήλιος)
Αστρονομική διάρκεια ημέρας	N , h	Ο αριθμός των ωρών από την ανατολή μέχρι τη δύση του ηλίου	$N = (24 / \pi) \omega_s$
Ηλιακή σταθερά	I_s , kJ/m ² /h	Η κάθετη ροή ηλιακής ενέργειας στο όριο της ατμόσφαιρας, για τη μέση απόσταση γης-ηλίου	$I_s = 4921$ kJ/m ² /h = 1.367 kW/m ²
Εκκεντρότητα	d_r , αδιάστατη	Το τετράγωνο του λόγου της μέσης απόστασης γης-ηλίου προς την απόσταση τη μέρα J	$d_r = 1 + 0.034 \cos \left(\frac{2\pi}{365} J - 0.05 \right)$
Εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία	S_0 , kJ/m ² /d	Η ημερήσια ροή ηλιακής ενέργειας στο όριο της ατμόσφαιρας σε οριζόντιο επίπεδο	$S_0 = \frac{24 I_s d_r}{\pi} (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \sin \omega_s \cos \varphi \cos \delta)$

Αντιπροσωπευτικές ημέρες κάθε μήνα για τον υπολογισμό της μέσης μηνιαίας ηλιακής ακτινοβολίας

Μήνας	Ημέρα	Αριθμός ημέρας (J)	Μήνας	Ημέρα	Αριθμός ημέρας (J)
Ιανουάριος	17	17	Ιούλιος	17	198
Φεβρουάριος	15	46	Αύγουστος	16	228
Μάρτιος	16	75	Σεπτέμβριος	15	258
Απρίλιος	15	105	Οκτώβριος	16	289
Μάιος	15	135	Νοέμβριος	15	319
Ιούνιος	11	162	Δεκέμβριος	11	345

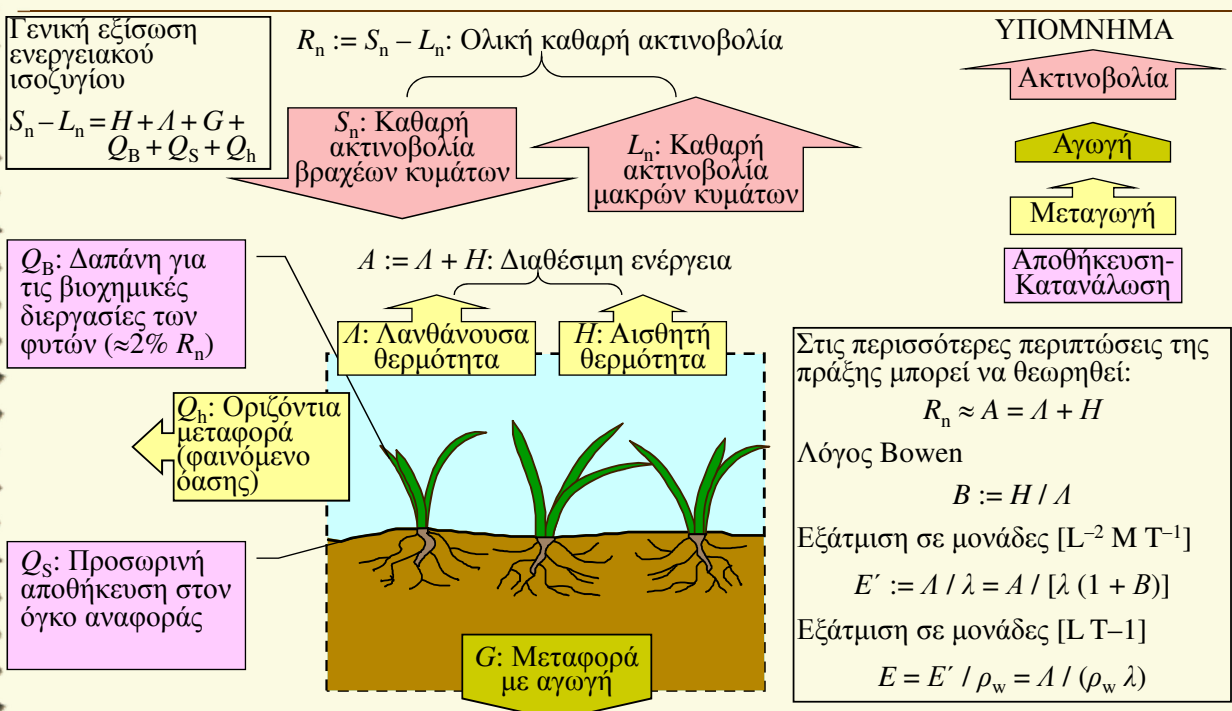
Ποσοτικοποίηση καθαρής ακτινοβολίας βραχέων κυμάτων

Μέγεθος	Σύμβολο - μονάδες	Επεξήγηση	Τύπος υπολογισμού
Λευκαύγεια (albedo)	a , αδιάστατη	Λόγος της ανακλώμενης προς την προσπίπτουσα ακτινοβολία	Νερό τυπική τιμή 0.04-0.10 0.08 Έδαφος 0.10-0.25 Έρημος 0.20-0.35 Κωνοφόρο δάσος 0.11-0.16 Δενδρώδεις καλλιέργειες 0.15-0.20 Λοιπές καλλιέργειες 0.20-0.26 τυπ. τιμή για Ελλάδα 0.25 Παλιό χιόνι 0.35-0.65 Φρέσκο χιόνι 0.80-0.90
Συντελεστής απορρόφησης της ατμόσφαιρας (Prescott)	f_s , αδιάστατος	Λόγος της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος (με νεφосκεπή ή όχι ουρανό) προς την εξωγήινη ακτινοβολία	$f_s = a_s + b_s n/N$ όπου n/N η σχετική ηλιοφάνεια, ενώ $a_s = 0.25$, $b_s = 0.50$ (τυπικές τιμές)
Καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων	S_n , $\text{kJ/m}^2/\text{d}$	Ακτινοβολία που παραμένει στο έδαφος μετά την ανάκλαση	$S_n = (1 - a) f_s S_0$

Ποσοτικοποίηση καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων

Μέγεθος	Σύμβολο – μονάδες	Επεξήγηση	Τύπος υπολογισμού
Σταθερά Stefan-Boltzman	$\sigma, \frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\text{K}^4\text{d}}$	Σταθερά του νόμου θερμικής εκπομπής μελανού σώματος.	$\sigma = 4.9 \times 10^{-6} \text{ kJ}/(\text{m}^2\text{K}^4\text{d})$ $= 5.6697 \times 10^{-11} \text{ kW}/(\text{m}^2\text{K}^4)$
Καθαρή ικανότητα εκπομπής	$\epsilon_n, \text{αδιάστατη}$	Συντελεστής του νόμου θερμικής εκπομπής μελανού σώματος. Εδώ αναφέρεται στη διαφορά της θερμικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται μείον αυτή που επιστρέφει.	Τύπος του Brunt: $\epsilon_n = a_e - b_e \sqrt{e}$ όπου e η τάση ατμών σε hPa. Συντελεστές a_e και b_e : κατά Penman $a_e = 0.56, b_e = 0.08$ · κατά Doorenbos and Pruitt $a_e = 0.34, b_e = 0.044$.
Συντελεστής επίδρασης της νέφωσης	$f_L, \text{αδιάστατος}$	Παίρνει υπόψη το γεγονός ότι η παρουσία νέφωσης μειώνει την καθαρή θερμική ακτινοβολία που διαφεύγει.	$f_L = a_L + b_L n/N$ όπου n/N η σχετική ηλιοφάνεια και τυπικά (κατά Penman) $a_L = 0.1$ και $b_L = 0.9$.
Καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων	$L_n, \text{kJ}/\text{m}^2/\text{d}$	Καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων που διαφεύγει από το έδαφος.	$L_n = \epsilon_n f_L \sigma T_a^4$ όπου T_a η θερμοκρασία σε K

Ενεργειακό ισοζύγιο σε όγκο αναφοράς με μοναδιαία επιφάνεια



4. Η μεταφορά μάζας, ορμής, θερμότητας

Διαφορικές εξισώσεις

Μεταφορά ορμής	$\tau = -D_M \rho_a \frac{du}{dz}$ <p>όπου τ η οριζόντια διατμητική τάση (= ρυθμός μεταφοράς ορμής κατά την κατακόρυφη διεύθυνση z), D_M η διαχυτότητα ορμής ρ_a η πυκνότητα του αέρα και u η (οριζόντια) ταχύτητα.</p>
Μεταφορά μάζας υδρατμών	$E' = -D_v \frac{d\rho_v}{dz} \approx -D_v \frac{\epsilon \rho_a}{p} \frac{de}{dz}$ <p>όπου E' ο ρυθμός εξάτμισης (κατά την κατακόρυφη διεύθυνση z – διαστάσεις μάζα ανά επιφάνεια και χρόνο), D_v η διαχυτότητα υδρατμών στον αέρα, ρ_v η πυκνότητα υδρατμών, ρ_a η πυκνότητα του αέρα, p η ατμοσφαιρική πίεση, ϵ ο λόγος μοριακών βαρών νερού και ξηρού αέρα και e η τάση υδρατμών.</p>
Μεταφορά λανθάνουσας θερμότητας	$A = \lambda E' = -\lambda D_v \frac{d\rho_v}{dz} \approx -\lambda D_v \frac{\epsilon \rho_a}{p} \frac{de}{dz}$ <p>όπου A η ροή λανθάνουσας θερμότητας (κατά την κατακόρυφη διεύθυνση z), λ η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης και τα υπόλοιπα σύμβολα όπως παραπάνω.</p>
Μεταφορά αισθητής θερμότητας	$H = -D_H \rho_a c_p \frac{dT}{dz}$ <p>όπου H η ροή αισθητής θερμότητας (κατά την κατακόρυφη διεύθυνση z), D_H η διαχυτότητα αισθητής θερμότητας, ρ_a η πυκνότητα του αέρα, c_p η ειδική θερμότητα του αέρα (για σταθερή πίεση) και T η θερμοκρασία.</p>

Ολοκλήρωση των διαφορικών εξισώσεων – Παραδοχές

- ✓ Στο κατώτερο στρώμα της συνοριακής στοιβάδας της ατμόσφαιρας είναι σταθερά:
 - ο λόγος D_M / D_v
 - η ροή υδρατμών E'
 - η διατμητική τάση τ
 - η πίεση p
- ✓ Ισχύει η λογαριθμική κατανομή της ταχύτητας του ανέμου

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right)$$

όπου $k = 0.4$ η σταθερά του von Karman, z_0 η παράμετρος τραχύτητας της επιφάνειας και u_* η ταχύτητα τριβής που δίνεται από τη σχέση

$$u_* = \sqrt{\tau / \rho_a}$$

- ✓ Στη στάθμη z_0 ισχύει $u_0 = 0$ και $e_0 = e_*(T_s)$ όπου T_s η θερμοκρασία στην επιφάνεια

Παράμετρος της τραχύτητας ανέμου για διάφορες φυσικές επιφάνειες

Περιγραφή επιφάνειας	Παράμετρος τραχύτητας z_0 (cm)
Πάγος	0.001
Ασφαλτοστρωμένη επιφάνεια	0.002
Υδάτινη επιφάνεια	0.01-0.06
Χλόη, ύψους μέχρι 1 cm	0.1
Χλόη ύψους 1-10 cm	0.1-2
Χλόη, σιτηρά κτλ. ύψους 10-50 cm	2-5
Φυτοκάλυψη ύψους 1-2 m	20
Δέντρα ύψους 10-15 m	40-70

Πηγή: Brutsaert (1982, σ. 114) μετά από προσαρμογή.

Ολοκλήρωση των διαφορικών εξισώσεων – Αποτελέσματα

Μεταφορά ορμής	$\tau = \rho_a \left[\frac{k u}{\ln(z/z_0)} \right]^2$
Μεταφορά μάζας υδρατμών	$E' = \frac{D_v \varepsilon \rho_a k^2}{D_M p [\ln(z/z_0)]^2} u [e_*(T_s) - e] \quad \text{ή} \quad E' = \frac{\varepsilon \rho_a}{p r_a} [e_*(T_s) - e]$ όπου η παράμετρος r_a , που εμπεριέχει τόσο τις διάφορες σταθερές όσο και την ταχύτητα ανέμου (στον παρονομαστή), ονομάζεται <i>αεροδυναμική αντίσταση</i> και έχει διαστάσεις $[TL^{-1}]$ (συνήθεις μονάδες s/m).
Μεταφορά λανθάνουσας θερμότητας	$A = \frac{D_v \varepsilon \lambda \rho_a k^2}{D_M p [\ln(z/z_0)]^2} u [e_*(T_s) - e]$
Μεταφορά αισθητής θερμότητας	$H = \frac{D_H c_p \rho_a k^2}{D_M [\ln(z/z_0)]^2} u (T_s - T_a)$

Σημειώσεις: 1. Παλιότερα, με εμπειρικές θεωρήσεις είχε προταθεί

$$E' = F(u) [e_*(T_s) - e]$$

όπου $F(u)$ γραμμική συνάρτηση της μορφής $F(u) = \alpha + \beta u$ με συντελεστές α και β εμπειρικά προσδιορισμένους.

2. Λόγος Bowen $B = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_*(T_s) - e}$ όπου γ ο ψυχομετρικός συντελεστής.

5. Μέθοδοι συνδυασμού

Η μέθοδος Penman

Παραδοχές - Προσεγγίσεις

1. Η διαθέσιμη ενέργεια A ταυτίζεται με την ολική καθαρή ακτινοβολία R_n .
2. Οι υδρατμοί στην επιφάνεια είναι κορεσμένοι (δεν ισχύει στην περίπτωση της διαπνοής).

$$3. \frac{e_*(T_s) - e_*(T_a)}{T_s - T_a} = \Delta \text{ όπου } \Delta = de_* / dT$$

Μεθοδολογία

Συνδυασμός της ενεργειακής εξίσωσης με την εξίσωση μεταφοράς με σκοπό την απαλοιφή του $e_*(T_s)$.

Αποτέλεσμα:

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} F(u) D$$

όπου $D := e_*(T_a) - e$ και $F(u) = 0.26 (1 + 0.54 u) = 0.26 + 0.140 u$

Σημείωση: Η ταχύτητα αναφέρεται σε ύψος 2 m από το έδαφος

Η τροποποίηση Montieth (μέθοδος Penman-Montieth)

Παραδοχές

Όπως και στη μέθοδο Penman με τη διαφορά ότι οι υδρατμοί στην επιφάνεια δεν θεωρούνται αναγκαστικά κορεσμένοι. Γι' αυτό η μέθοδος είναι κατάλληλη για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής από φυτοκαλυμμένες επιφάνειες. Έτσι, εισάγεται η έννοια της επιφανειακής αντίστασης r_s των στομάτων, που εκφράζει το γεγονός ότι οι υδρατμοί, ενώ μέσα στις κοιλότητες των στομάτων είναι σε κατάσταση κορεσμού, έξω από αυτές βρίσκονται σε ακόρεστη κατάσταση.

Μεθοδολογία

Παρόμοια με αυτή της μεθόδου Penman.

Αποτέλεσμα:

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\rho_a c_p}{(\Delta + \gamma') \lambda r_a} D \quad \text{ή} \quad E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma'} F(u) D$$

όπου $\gamma' = \gamma (1 + r_s / r_a)$ και $F(u) := \frac{\rho_a c_p}{\gamma \lambda r_a} = \frac{\epsilon \rho_a}{p r_a}$

Η τροποποίηση Doorenbos και Pruitt

Στόχος – Μεθοδολογία

Στόχος είναι η προσαρμογή της μεθόδου Penman σε τρόπο ώστε να γίνει κατάλληλη για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς. Η προσαρμογή έγινε με εμπειρική θεώρηση και βασίστηκε σε πειραματικά δεδομένα.

Διαφοροποιήσεις από την αυθεντική μέθοδο Penman:

1. Εισάγεται ο συντελεστής αναγωγής c , που παίρνει υπόψη τις μεταβολές μετεωρολογικών συνθηκών μεταξύ ημέρας και νύχτας:

$$E' = c \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} F(u) D \right]$$

2. Τροποποιείται η συνάρτηση ανέμου: $F(u) = 0.27 (1 + 0.86 u)$

Παρατήρηση:

Η μέθοδος καθιερώθηκε από τον FAO (Doorenbos and Pruitt, 1977) ως η τυπική μέθοδος εκτίμησης των υδατικών αναγκών των καλλιεργειών. Αποδείχτηκε όμως ότι έχει την τάση να υπερεκτιμά την εξατμοδιαπνοή (βλ. και Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 217). Έτσι, σύμφωνα με νεότερη έκδοση του FAO (Allen et al., 1998), σήμερα έχει αντικατασταθεί από τη μέθοδο Penman-Monteith.

Συντελεστές του όρου μεταφοράς για διάφορες περιπτώσεις υπολογισμού εξάτμισης/εξατμοδιαπνοής

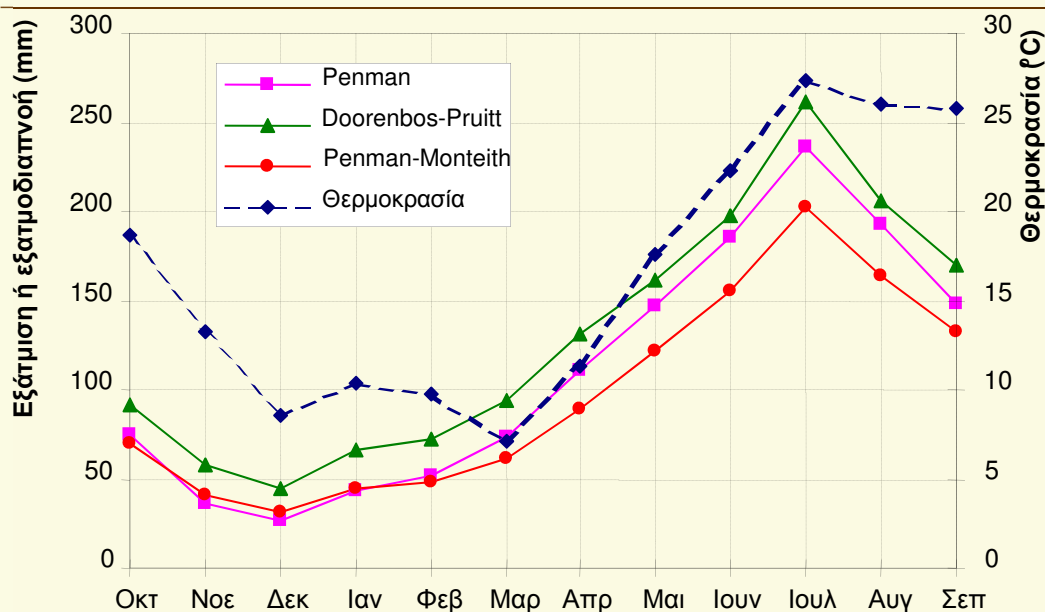
Περίπτωση υπολογισμού → Μέγεθος ↓	Ελεύθερο νερό - Μέθοδος Penman και Penman-Monteith	Καλλιέργεια αναφοράς με τη μέθοδο Doorenbos & Pruitt	Καλλιέργεια αναφοράς με τη μέθοδο Penman-Monteith
Επιφανειακή αντίσταση, r_s (s/m)	$r_s = 0$	Δεν ορίζεται	$r_s = 69 \text{ s/m}$
Συντελεστής γ' (hPa/K)	$\gamma' = \gamma$	$\gamma' = \gamma$	$\gamma' = \gamma (1 + 0.33 u)$
Συνάρτηση ανέμου $F(u)$ (kg/(hPa m ² d)) για τυπική πυκνότητα και πίεση	$F_w(u) = 0.26 (0.5 + 0.54 u)$	$F_{DP}(u) = 0.27 (1 + 0.86 u)$	$F_{rc}(u) = 0.31 u$
Συνάρτηση ανέμου $F(u)$ (kg/(hPa m ² d)) για οποιαδήποτε πυκνότητα και πίεση	$F_w(u) = \frac{43.6}{T} u$	Δεν καθορίζεται	$F_{rc}(u) = \frac{90}{T} u$

Σημειώσεις: 1. Τα παραπάνω μεγέθη αναφέρονται στη γενικευμένη εξίσωση

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma'} F(u) D$$

2. Η ταχύτητα ανέμου u αναφέρεται σε ύψος 2 m από το έδαφος.

Σύγκριση των μεθόδων Penman, Penman-Montieth και Doorenbos-Pruitt

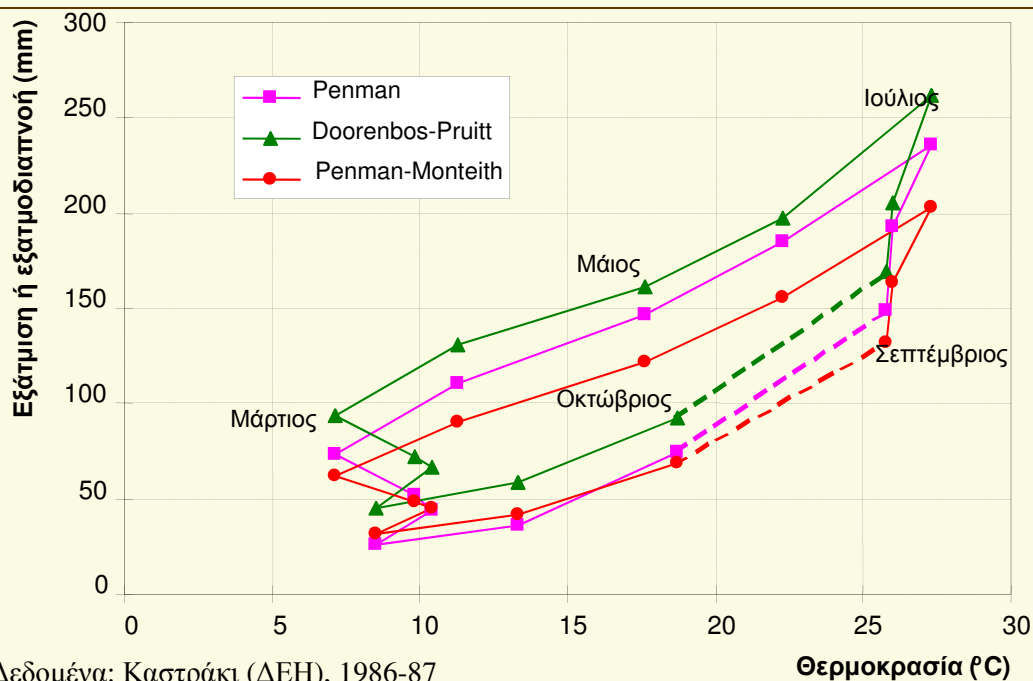


Δεδομένα: Καστράκι (ΔΕΗ), 1986-87
 Πηγή: Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος (1997)

Υδρομετεωρολογία - Εξάτμιση και διαπνοή

19

Μεταβολή της εξάτμισης και της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς με τη θερμοκρασία



Δεδομένα: Καστράκι (ΔΕΗ), 1986-87
 Πηγή: Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος (1997)

Υδρομετεωρολογία - Εξάτμιση και διαπνοή

20

Η απλοποίηση Priestley-Taylor

Στόχος

Παραγωγή μιας εξίσωσης που να χρησιμοποιεί λιγότερα δεδομένα εισόδου.

Μεθοδολογία

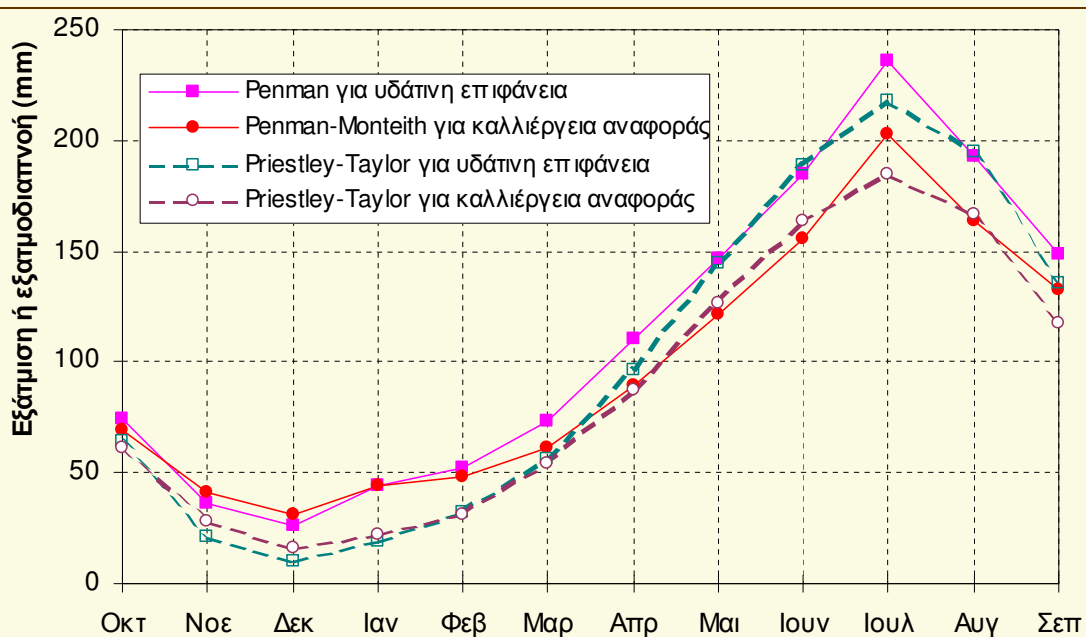
Παράλειψη του όρου μεταφοράς και ενίσχυση, μέσω συντελεστή αναγωγής, του όρου ακτινοβολίας στην εξίσωση Penman· εμπειρική εκτίμηση του συντελεστή αναγωγής.

Αποτέλεσμα:

$$E' = \alpha_e \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\lambda}$$

όπου $\alpha_e = 1.26$ ή για στρογγύλευση $\alpha_e = 1.30$.

Σύγκριση της μεθόδου Priestley-Taylor με τις μεθόδους Penman και Penman-Monteith



Δεδομένα: Καστράκι (ΔΕΗ), 1986-87
Πηγή: Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος (1997)

6. Εκτίμηση δυνητικής εξατμοδιαπνοής καλλιεργειών Γενική μεθοδολογία

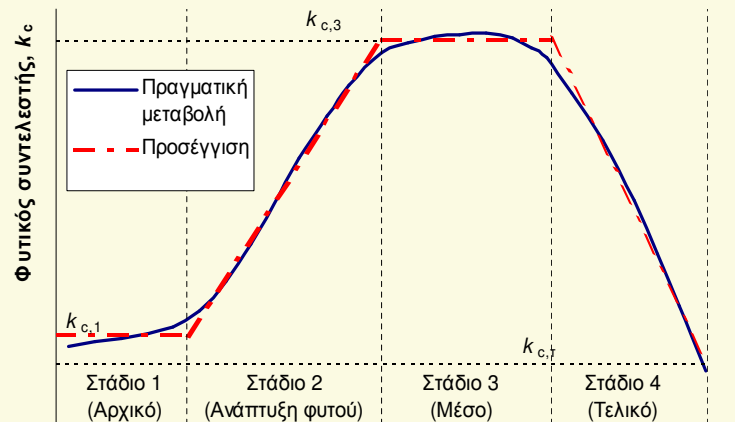
Η δυνητική εξατμοδιαπνοή συγκεκριμένων καλλιεργειών ενδιαφέρει για την εκτίμηση των αναγκών τους σε αρδευτικό νερό.

Χρησιμοποιείται η εμπειρική εξίσωση:

$$E_c = k_c E_{rc}$$

όπου E_c η δυνητική εξατμοδιαπνοή της συγκεκριμένης καλλιέργειας που ενδιαφέρει, E_{rc} η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς και k_c εμπειρικός συντελεστής (φυτικός συντελεστής) που εξαρτάται από την επιφανειακή και αεροδυναμική αντίσταση των φυτών.

Στην πράξη, ο φυτικός συντελεστής δίνεται από πίνακες ανάλογα με το είδος της καλλιέργειας και το στάδιο ανάπτυξης.



Τυπική εποχιακή μεταβολή του φυτικού συντελεστή για αρδευόμενη ετήσια (μη δενδρώδη) καλλιέργεια

Διακύμανση του φυτικού συντελεστή k_c στην Ελλάδα για διάφορες μη δενδρώδεις καλλιέργειες

Καλλιέργεια	Ημερομηνία σποράς ή φύτευσης	Διάρκειες σταδίων βλάστησης (d)				Φυτικοί συντελεστές		
		1o	2o	3o	4o	k_1	k_3	k_t
Αραβόσιτος	15/4 - 5/5	25	40	60	25	0.35	0.85	0
Βαμβάκι	20/4 - 15/5	30	60	45	25	0.30	0.90	0
Ντομάτα	15/4 - 5/6	25	35	35	20	0.40	0.85	0
Ζαχαρότευτλα	1/3 - 30/4	25	35	90	10	0.35	0.85	0.70
Μηδική (τριφύλλι)						0.85	0.85	0.85

Προέλευση: Υπουργείο Γεωργίας (1992) μετά από προσαρμογή.

Διακύμανση του φυτικού συντελεστή k_c στην Ελλάδα για διάφορες δενδρώδεις καλλιέργειες

Καλλιέργεια	Απρ.	Μαι.	Ιουν.	Ιουλ.	Αυγ.	Σεπ.	Οκτ.
Ροδακινιά, Βερικοκιά, Αχλαδιά, Δαμασκη- νιά, Φιστικιά		0.45	0.50	0.80	0.65	0.60	
Κερασιά, Μηλιά, Καρυδιά		0.45	0.65	0.80	0.65	0.60	
Εσπεριδοειδή	0.55	0.50	0.50	0.50	0.50	0.60	0.80
Αμπελώνες		0.30	0.35	0.50	0.45	0.35	
Ελαιώνες		0.25	0.35	0.45	0.45	0.30	

Προέλευση: Υπουργείο Γεωργίας (1992).

7. Μετεωρολογικά δεδομένα που απαιτούνται

Η μέτρηση της εξάτμισης

- ✓ Όργανο: εξατμισόμετρο
 - Διάφοροι τύποι λεκάνης, π.χ. λεκάνη τύπου Α, λεκάνη τύπου Colorado, λεκάνη GGI-3000, λεκάνη 20 m² κτλ.
- ✓ Μετρούμενο μέγεθος: όχι η φυσική εξάτμιση E αλλά η προφανώς διαφοροποιημένη εξάτμιση από το εξατμισόμετρο E_m .
- ✓ Εκτίμηση της φυσικής εξάτμισης από υδάτινο σώμα ή της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς
$$E = k E_m$$
όπου k ο συντελεστής εξατμισιμέτρου, κατά κανόνα μικρότερος από 1.
- ✓ Λόγω της αβεβαιότητας ως προς την τιμή του k και της συχνής αναξιοπιστίας των μετρήσεων του εξατμισιμέτρου, κατά κανόνα είναι προτιμότερη η εκτίμηση της εξάτμισης ή εξατμοδιαπνοής με εφαρμογή της μεθόδου Penman ή των τροποποιήσεών της.

Τύποι δεδομένων για την εφαρμογή της μεθόδου Penman και των τροποποιήσεών της

- ✓ Απαραίτητα δεδομένα
 - Θερμοκρασία αέρα
 - Σχετική υγρασία (για την εκτίμηση της μερικής πίεσης υδρατμών)
 - Ηλιοφάνεια (ή νέφωση)
 - Ταχύτητα ανέμου (δεν είναι απαραίτητη στην απλοποίηση Priestley-Taylor)
- ✓ Χρήσιμα δεδομένα
 - Ηλιακή ακτινοβολία
 - Γήινη ακτινοβολία
 - Θερμοκρασία εδάφους (ή επιφάνειας υδάτινου σώματος)
 - Ατμοσφαιρική πίεση

Σχόλια στη χρήση μετεωρολογικών δεδομένων

- ✓ Χρησιμοποιούνται μέσες τιμές των μετεωρολογικών μεταβλητών για την περίοδο υπολογισμού.
 - Ειδικά για τη σχετική υγρασία, είναι ακριβέστερο να εξάγεται πρώτα η μέση τιμή της μερικής πίεσης υδρατμών e_m και απ' αυτή (και τη μέση θερμοκρασία T_m) να υπολογίζεται η μέση σχετική υγρασία ($U_m = e_m / e_*(T_m)$).
- ✓ Σε περίπτωση απουσίας μετρήσεων ηλιοφάνειας, το n / N μπορεί να εκτιμηθεί από το κλάσμα νέφωσης C :

$$n / N \approx 1 - C$$

(Brutsaert, 1982, σσ. 132-133). Εναλλακτικά, μπορούμε να χρησιμοποιούμε τον ακόλουθο τύπο, που έχει παραχθεί από πινακοποιημένα δεδομένα των Doorenbos and Pruitt (1977, σ. 9):

$$n / N = 0.95 - 0.8 C \text{ για } C \leq 0.75 \cdot n / N = 1.4(1 - C) \text{ για } C \geq 0.75$$

- ✓ Οι μετρήσεις θερμοκρασίας αέρα, σχετικής υγρασίας και ταχύτητας ανέμου θα πρέπει να αναφέρονται στο ίδιο ύψος z πάνω από την επιφάνεια του εδάφους ή του υδάτινου σώματος και συγκεκριμένα $z = 2 \text{ m}$.
- ✓ Σε διαφορετική περίπτωση γίνεται κατάλληλη αναγωγή (ειδικότερα για τον άνεμο).

Αναγωγή της ταχύτητας ανέμου σε διαφορετικό ύψος

Τυπική αναγωγή

Η αναγωγή της μέτρησης της ταχύτητας ανέμου από το ύψος του οργάνου z_1 στο καθιερωμένο ύψος $z_2 = 2 \text{ m}$ γίνεται με βάση το λογαριθμικό νόμο διανομής ταχυτήτων:

$$\frac{u_2}{u_1} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)}$$

όπου u_2 και u_1 η ταχύτητα σε ύψος z_2 και z_1 , αντίστοιχα

Αναγωγή από την κλίμακα Beaufort

Η αντιστοιχία της ταχύτητας ανέμου u_{10} σε m/s, σε ύψος 10 m, με τον αριθμό Beaufort B , δίνεται από τη σχέση

$$u_{10} = 0.836 B^{3/2}$$

Κατά συνέπεια, αν τα δεδομένα της ταχύτητας ανέμου είναι εκφρασμένα στην κλίμακα Beaufort, τότε η ταχύτητα ανέμου u_2 σε ύψος 2 m, εκφρασμένη σε m/s, θα δίνεται από τη σχέση

$$u_2 = 0.836 \frac{\ln 2 - \ln z_0}{\ln 10 - \ln z_0} B^{3/2}$$

όπου η παράμετρος τραχύτητας z_0 εκφράζεται σε m.

Βιβλιογραφία για παραπέρα μελέτη

- ✓ Κουτσογιάννης, Δ. και Θ. Ξανθόπουλος, *Τεχνική Υδρολογία*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1997.
- ✓ Υπουργείο Γεωργίας, *Εκσυγχρονισμός της μεθοδολογίας υπολογισμού των αναγκών των φυτών σε νερό που χρησιμοποιείται σε γεωργοτεχνικές μελέτες των εγγειοβελτιωτικών έργων και προσαρμογή στις Ελληνικές συνθήκες*, Υπουργική Απόφαση, 120.344/11-2-1992, 1992.
- ✓ Allen, R., L. S. Pereira, D. Raes and M. Smith, *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*, *FAO Irrigation and drainage paper 56*, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 1998.
- ✓ Brutsaert, W., *Evaporation Into the Atmosphere*, Reidel, Dordrecht, 1982.
- ✓ Dingman, S. L., *Physical Hydrology*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1994.
- ✓ Koutsoyiannis, D., Clausius-Clapeyron equation and saturation vapour pressure: simple theory reconciled with practice, *European Journal of Physics*, 33 (2), 295–305, 2012.
- ✓ Shuttleworth, W. J., *Evaporation*, Ch. 4 in *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.
- ✓ Oke, T. R., *Boundary Layer Climates*, 2nd edition, Routledge, London, 1987.
- ✓ Wiesner C. J., *Hydrometeorology*, Chapman and Hall, London, 1970.
- ✓ Chow, V. T., D. R. Maidment, and L. W. Mays, *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, 1988.
- ✓ Doorenbos, J. and W. O. Pruitt, *Crop water requirements*, *Irrigation and Drainage Paper No. 24*, FAO, United Nations, Rome, 1977.