Τμήμα Δασολογίας & Διαχείρισης Περιβάλλοντος & Φυσικών Πόρων
Εργαστήριο Διευθέτησης Ορεινών Υδάτων και Διαχείρισης Κινδύνου
Προπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών

Τεχνική Υδρολογία

Κεφάλαιο 3ο : Εξάτμιση - Διαπνοή

Φώτιος Π. ΜΑΡΗΣ
Αναπλ. Καθηγητής

3.1 ΓΕΝΙΚΑ

- Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφονται οι έννοιες της εξάτμισης, διαπνοής, πραγματικής και δυνητικής εξατμισοδιαπνοής, καθώς και οι μέθοδοι εκτίμησης της εξάτμισης από υδάτινες επιφάνειες και της δυνητικής και πραγματικής εξατμισοδιαπνοής από εδαφικές επιφάνειες.

- Η εξατμισοδιαπνοή του νερού στο φυσικό περιβάλλον, είτε από ελεύθερες υδάτινες επιφάνειες, είτε από γυμνές ή φυτοκαλυμμένες επιφάνειες της γης είναι από τις σημαντικότερες συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου, Ο υδρολογικός κύκλος, ξεκινά με τη διαρκή προσφορά νερού από την ατμόσφαιρα στην επιφάνεια της γης, υπό τη μορφή υδρομετεώρων που καταλήγουν στους ποταμούς, στις λίμνες και στις θάλασσες, είτε μέσω της κίνησης των υπογείων νερών είτε μέσω επιφανειακής απορροής. Ο κύκλος κλείνει με την επιστροφή του νερού στην ατμόσφαιρα μέσω της εξάτμισης και της εξατμισοδιαπνοής.

- Η γνώση της εξατμιζόμενης ή διαπνεόμενης ποσότητας νερού είναι βασικής σημασίας για τη μελέτη και λειτουργία πολλών υδραυλικών έργων.

- Για παράδειγμα, η εξάτμιση από μια τεχνητή λίμνη ελαττώνει την ωφέλιμη χωρητικότητα της, ενώ η διαπνεόμενη ποσότητα νερού από τα καλλιεργούμενα φυτά, αποτελεί παράγοντα καθορισμού των απαιτήσεων σε νερό ενός αρδευτικού δικτύου.

- Η εξατμισοδιαπνοή από φυτοκαλυμμένες περιοχές και η εξάτμιση από ελεύθερες επιφάνειες νερού είναι από τις λιγότερο κατανοητές συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου και η εκτίμηση τους παραμένει δύσκολη ακόμα και σήμερα. Για το λόγο αυτό, συχνά η εκτίμηση αυτών των μεγεθών γίνεται με τη βοήθεια του υδατικού ισοζυγίου, αφού έχουν πρώτα εκτιμηθεί όλες οι άλλες συνιστώσες που υπεισέρχονται σε αυτό.

- Για κάθε σύστημα στη γη, η εξάτμιση είναι ο συνδετικός κρίκος ανάμεσα στο υδατικό και το ενεργειακό ισοζύγιο.

- Το μεγαλύτερο ποσοστό της εισερχόμενης ολικής ακτινοβολίας απορροφάται από την επιφάνεια της γης και μετατρέπεται σε εσωτερική ενέργεια. Το συνεπαγόμενο μοίρασμα αυτής της εσωτερικής ενέργειας σε ακτινοβολία μεγάλου κύματος που επανεκπέμπεται προς την ατμόσφαιρα, σε αισθητή θερμότητα που μεταφέρεται προς (ή από) την ατμόσφαιρα, σε εξάτμιση του νερού και σε μεταφορά θερμότητας προς την επιφάνεια, είναι από τις κύριες διεργασίες που επηρεάζουν τη θερμοκρασία, την υγρασία και τις άλλες μεταβλητές που ρυθμίζουν την κατάσταση της ατμόσφαιρας.

- Εξαιτίας της μεγάλης λανθάνουσας θερμότητας εξάτμισης του νερού, η εξάτμιση συνεπάγεται τη μεταφορά και ανακατανομή μεγάλων ποσών ενέργειας. Αυτό σημαίνει ότι η εξάτμιση, ως ροή λανθάνουσας θερμότητας, διαδραματίζει έναν κρίσιμο ρόλο στη διαμόρφωση του καιρού και του κλίματος. Επίσης, η ύπαρξη ή η έλλειψη νερού αποτελεί ένα χρήσιμο στοιχείο στο χαρακτηρισμό του κλίματος. Πολλές φορές, η πραγματική εξάτμιση συγκρίνεται με τη δυνητική για να χαρακτηριστεί η ξηρότητα μιας περιοχής.

Πιο αναλυτικά, οι μεταβλητές που εξετάζονται σε αυτό τον κεφάλαιο είναι:

- ***Εξάτμιση:*** Είναι το φαινόμενο μέσω του οποίου τα μόρια ενός σώματος μεταπίπτουν από την υγρή ή τη στερεά φάση, στην αέρια. Η εξάτμιση του νερού στην ατμόσφαιρα γίνεται από τις υδάτινες μάζες, όπως είναι οι ωκεανοί, οι λίμνες και τα ποτάμια και επίσης από τα έλη, το έδαφος και τις υγρές καλλιέργειες.

- ***Διαπνοή:*** Είναι η διαδικασία με την οποία τα φυτά χρησιμοποιούν το νερό για το μεταβολισμό και την ανάπτυξη τους. Τα φυτά απορροφούν το εδαφικό νερό με το ριζικό τους σύστημα και το μεταβιβάζουν στην ατμόσφαιρα υπό μορφή υδρατμών, δια των πόρων που υπάρχουν στο φύλλωμα τους, που είναι γνωστοί ως στόματα. Η διαπνοή μπορεί να θεωρηθεί ανάλογη διαδικασία με την εξάτμιση, με τη διαφορά ότι τα φυτό ελέγχουν την ποσότητα νερού που διαπνέεται ανοίγοντας και κλείνοντας τα στόματα του φυλλώματος.

- *Πραγματική Εξατμισοδιαπνοή:* Η **απευθείας εξάτμιση από το έδαφος και η διαπνοή γίνονται ταυτόχρονα στη φύση και είναι δύσκολο να διαχωριστούν οι υδρατμοί που παράγονται με τις δυο διεργασίες. Ως εκ τούτου, ο όρος εξατμισοδιαπνοή (evapotraspiration-ET)χρησιμοποιείται για να περιγράψει τη συνολική διεργασία μεταφοράς νερού στην ατμόσφαιρα από φυτό καλυμμένες επιφάνειες.**

- *Δυνητική Εξατμισοδιαπνοή:* **Η έννοια της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής (potential evapotraspiration- *EPT* ή *PET)* χρησιμοποιείται ευρύτατα στη μελέτη της εξάτμισης και της εξατμισοδιαπνοής. Με τον όρο αυτό περιγράφεται η ποσότητα εξατμισοδιαπνοής που πραγματοποιείται σε πλήρως και ομοιόμορφα καλυμμένες με χλωρίδα επιφάνειες, κάτω από συνθήκες απεριόριστης διαθεσιμότητας νερού. Η πραγματική εξατμισοδιαπνοή είναι πάντα μικρότερη (συνήθως πολύ μικρότερη τους θερινούς μήνες) ή το πολύ Ίση με την δυνητική εξατμισοδιαπνοή.**

- Ο όρος εισήχθη για πρώτη φορά από τον **Thornthwaite (1948)** για να εκφράσει τις απώλειες νερού από έδαφος με βλάστηση, όταν υπάρχει επάρκεια νερού. Την Ίδια εποχή ο **Penman (1948)** ανέπτυξε την πρώτη εξίσωση που βασίζεται σε κλιματικά δεδομένα και περιέγραψε τη δυνητική εξατμισοδιαπνοή. **Στην πραγματικότητα η εξατμισοδιαπνοή εξαρτάται από το έδαφος, την καλλιέργεια και τους κλιματικούς παράγοντες, χωρίς να είναι εύκολο να προσδιοριστούν επακριβώς αυτές οι επιδράσεις.**

3.2 ΦΥΣΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ ΕΞΑΤΜΙΣΗΣ

- Η διαδικασία της εξάτμισης στηρίζεται σε μεγάλο βαθμό στις φυσικές ιδιότητες του νερού στην υγρή και την αέρια φάση, καθώς και στην ποσότητα ηλιακής ακτινοβολίας, που προσδίδει στα μόρια του νερού την απαιτούμενη ενέργεια για να πραγματοποιηθεί η εξάτμιση.
- Παρακάτω αναφέρονται οι κυριότερες ιδιότητες και χαρακτηριστικά μεγέθη του αέρα και των υδρατμών, που υπεισέρχονται στον υπολογισμό της εξάτμισης.
- Στη συνέχεια, αναλύονται οι κυριότερες εξισώσεις που περιγράφουν τα φαινόμενα πρόσπτωσης, ανάκλασης και εκπομπής της ηλιακής ακτινοβολίας.

3.2.1 Φυσικές ιδιότητες νερού και υδρατμών

Μια μάζα υδρατμών στην ατμόσφαιρα, όταν βρίσκεται σε θερμοκρασία *T* και καταλαμβάνει όγκο *V*, ασκεί μερική πίεση *β* σύμφωνα με το νόμο του Dalton:

$$e \cdot V = n \cdot R \cdot T$$

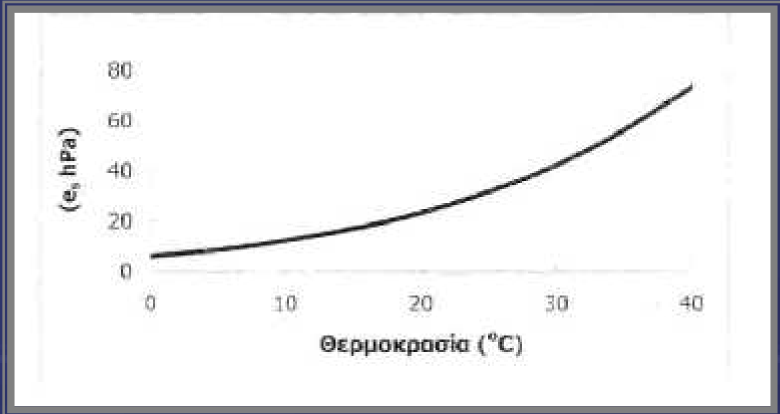
όπου:

- *e* = η μερική πίεση υδρατμών
- *V*=ο όγκος που καταλαμβάνουν σε θερμοκρασία *T(°K)*
- *η* = η μάζα των υδρατμών προς τη μάζα 1 γραμμομορίου υδρατμών (18 *g)*
- R = παγκόσμια σταθερά των αερίων με τιμή R=8.31 *Nm/(°K Mole)* = 8.31 *J/(° K Mole] =0.0821 lt atm/ (K Mole)*

- Για κάθε θερμοκρασία, υπάρχει μια τιμή της πίεσης των υδρατμών, πάνω από την οποία αυτοί αρχίζουν να υγροποιούνται. Η πίεση αυτή λέγεται *πίεση κορεσμού των υδρατμών* e_s και δίνεται από την εξίσωση:

$$e_s = 6.11 \exp\left(\frac{17.27 + T}{237.3 + T}\right) \; [hPa]$$

- όπου η θερμοκρασία T δίνεται σε °C. Στο Σχήμα 3.1, δίνεται η μεταβολή της πίεσης κορεσμού των υδρατμών σε hPa (1 hPa = 100 Pa = 10 $^{-3}$ bar με τη θερμοκρασία T σε °C.



Σχήμα 3.1 Καμπύλη κορεσμού υδρατμών.

- Παραγωγίζοντας την τελευταία σχέση προκύπτει η κλίση της καμπύλης κορεσμού των υδρατμών που συμβολίζεται με *Δ:*

$$\frac{de_s}{d\theta} = \Delta = \frac{4098 e_s}{(T + 237.3)^2} \quad [hPa/^oC]$$

- *Ο λόγος της μερικής πίεσης των υδρατμών προς την πίεση κορεσμού των υδρατμών, ονομάζεται σχετική υγρασίας*

$$U = \frac{e}{e_s} x 100\%$$

Η σχετική υγρασία συμβολίζεται και με RH(Relative Humidity)

- Η διαφορά της μερικής πίεσης των υδρατμών από την πίεση κορεσμού ίων υδρατμών ονομάζεται *έλλειμμα κορεσμού των υδρατμών* και συμβολίζεται D. Ισχύει, δηλαδή:

$$D = e_s - e \quad [hPa]$$

- Ως λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης λ ορίζεται η ενέργεια που πρέπει να δοθεί στα μόρια νερού ώστε αυτά να περάσουν από την υγρή στην αέρια φάση. Το λ δίνεται από την εξίσωση:

$$\lambda = 2501 - 2.361 T_s \quad [kJ/kg]$$

Όπου: T_s η θερμοκρασία στην επιφάνεια του νερού σε °C.

- Ο ***ψυχρομετρικός συντελεστής γ*** **είναι ένα μέγεθος που υπεισέρχεται στον υπολογισμό της εξάτμισης** και δίνεται από την εξίσωση:

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \cdot \lambda} = 1.63 \frac{P}{\lambda} \quad [hPa/^oC]$$

όπου:

- C_p η ειδική θερμότητα του αέρα (για σταθερή πίεση) σε *[kJ/(kg°c)]* με τυπική τιμή C_p = 1.013 *kJ/(κg°C)*
- *P* η ατμοσφαιρική πίεση *[hPa]*
- ε=0.622 ο λόγος μοριακών βαρών νερού και ξηρού αέρα (1 *mole υδρατμών/* 1 *mole ξηρού αέρα* = 18 *g* / 28.98 *g* = 0.622) και
- *λ* η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης *[kJ/kg]*

3.2.2 Ακτινοβολία

- Η απαιτούμενη ενέργεια για να πραγματοποιηθεί η εξάτμιση παρέχεται από τον ήλιο. Η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στα όρια της ατμόσφαιρας *50* δίνεται από πίνακες ως συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους του τόπου που εξετάζεται και του συγκεκριμένου μήνα. Ο Πίνακας 3.1 δίνει τις τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας στα όρια της ατμόσφαιρας για γεωγραφικά πλάτη από 36° έως 46° στο Βόρειο Ημισφαίριο (Πηγή: Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1997):

Πίνακας *3.1 Μέσες μηνιαίες τιμές της εξωγήινης ηλιακής ακτινοβολίας S_0 σε kJ/m²d) για γεωγραφικά πλάτη (φ) 36 ° - 46° στο Βόρειο Ημισφαίριο*

Μήνας	Γεωγραφικό πλάτος φ(°)					
	36	38	40	42	44	46
Ιαν	17604	16383	15156	13926	12696	11470
Φεβ	22349	21230	20092	18935	17762	16575
Μαρ	28967	28100	27198	26265	25300	24305
Απρ	35447	34964	34441	33878	33278	32641
Μαι	39820	39711	39564	39380	39161	38908
Ιουν	41571	41658	41711	41730	41718	41677
Ιουλ	40725	40731	40701	40637	40539	40410
Αυγ	37255	36942	36590	36199	35771	35306
Σεπ	31510	30800	30053	29271	28453	27601
Οκτ	24651	23624	22571	21494	20395	19274
Νοε	18879	17689	16488	15279	14065	12849
Δεκ	16230	14993	13755	12519	11289	10069

- Απο την ηλιακή ακτινοβολία στα όρια της ατμόσφαιρας, ένα μόνο μέρος της φτάνει μέχρι το έδαφος, εξαιτίας της απορρόφησης από την ατμόσφαιρα.

- Το ποσοστό της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος δίνεται από το γινόμενο $f_s S_0$, όπου fs είναι ο αδιάστατος συντελεστής απορρόφησης από την ατμόσφαιρα που κατά Prescott δίνεται από την εξίσωση:

$$f_s = a_s + b_s \frac{n}{N}$$

- με τυπικές τιμές των παραμέτρων α_s=0.25 και b_s=0-50. Το n είναι ο πραγματικός αριθμός ωρών ηλιοφάνειας της ημέρας και προκύπτει από τα μετεωρολογικά στοιχεία της περιοχής. Αντίθετα το N είναι ο θεωρητικός αριθμός ωρών της ημέρας (δηλαδή οι ώρες από την ανατολή έως τη δύση του ηλίου). Πρόκειται για μέγεθος που δίνεται από πίνακες συναρτήσει του γεωγραφικού πλάτους της περιοχής και του μήνα που εξετάζεται. Μερικές τέτοιες τιμές δίνονται στον Πίνακα 3.2.

Πίνακας 3.2 *Μέσες μηνιαίες τιμές της αστρονομικής διάρκειας ημέρας N σε ώρες για γεωγραφικά πλάτη (φ) 36^0- 46^0 στο Βόρειο Ημισφαίριο*

Μήνας	**Γεωγραφικό πλάτος** φ (°)					
	36	**38**	**40**	**42**	**44**	**46**
Ιαν	9.8	9.7	9.5	9.3	9.1	8.9
Φεβ	10.6	10.5	10.4	10.3	**10.2**	10.1
Μαρ	11.7	11.7	11.7	11.7	**11.6**	**11.6**
Απ ρ	12.9	13.0	13.0	13.1	13.2	13.3
Μαι	13.9	14.0	14.2	14,4	14.5	14.7
Ιουν	14.4	14.6	14.8	15.0	15.2	15.5
Ιουλ	14.2	14.4	14.5	14.7	**14.9**	15.2
Αυγ	13.4	13.5	13.6	13.7	**13.8**	**13.9**
Σεπ	12.2	12.2	12.3	12.3	12.3	12.3
Οκτ	11.1	11.0	10.9	**10.8**	10.7	10.7
Νοε	10.1	9.9	9.8	9.6	9.4	9.2
Δεκ	9.6	9.4	9.2	9.0	8.8	8.5

- Όσο μειώνονται οι πραγματικές ώρες ηλιοφάνειας εξαιτίας της παρουσίας νεφών, ο συντελεστής απορρόφησης μειώνεται *και* συνεπώς ελαττώνεται η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος.

- Να σημειωθεί ότι η ακτινοβολία του ηλίου είτε στα όρια της ατμόσφαιρας, είτε όταν φτάνει στο έδαφος είναι μικρού μήκους κύματος και συνήθως συμβολίζεται με S (Short Wave= Βραχύ κύμα). Αντίθετα η ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη γη όταν θερμαίνεται, όπως και από κάθε άλλο θερμαινόμενο σώμα είναι ακτινοβολία μακρού μήκους κύματος και συμβολίζεται με *L* (Long Wave = Μακρύ κύμα).

- Από την ακτινοβολία $f_s S_0$ που φτάνει στο έδαφος, ένα μέρος της ανακλάται και επιστρέφει στην ατμόσφαιρα και το υπόλοιπο εισέρχεται στο έδαφος (ή στην υδατική επιφάνεια) και αυξάνει τη θερμοκρασία του.

- Το ποσοστό της ακτινοβολίας που εισέρχεται στο έδαφος είναι:

$$S_n=(1-\alpha)\, f_s S_0\ [kJ/(m^2 d)]$$

Όπου:

- *α* είναι ο *βαθμός ανακλαστικότητας του εδάφους* ή *λευκούγεια* (διεθνώς αποδίδεται με τον όρο *albedo).* Η λευκαύγεια είναι ο λόγος της ανακλώμενης προς την προσπίπτουσα ακτινοβολία και λαμβάνει τιμές από 0 έως 1. Όσο η τιμή της πλησιάζει το 1 τόσο πιο ανακλαστική είναι η επιφάνεια που προσπίπτει η ηλιακή ακτινοβολία (π.χ. χιόνι) και αντίστροφα. Μερικές τυπικές τιμές της λευκαύγειας δίνονται στον Πίνακα 3.3.

Πίνακας 3.3 *Τυπικές τιμές της λευκαύγειας (albedo)*

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 τυπική τιμή για Ελλάδα	**0.20-0.26 0.25**
Παλιό χιόνι	**0.35-0.65**
Φρέσκο χιόνι	**0.80-0.90**

- Η ποσότητα της ακτινοβολίας που παραμένει στο έδαφος S_n μετά την ανάκλαση, αυξάνει τη θερμοκρασία του εδάφους (ή της υδάτινης επιφάνειας). Η αύξηση της θερμότητας του εδάφους έχει ως συνέπεια την εκπομπή ακτινοβολίας από αυτό, που είναι ακτινοβολία μακρών κυμάτων και δίνεται από το **νόμο θερμικής εκπομπής των Stefan-Boltzman**. Σύμφωνα με αυτόν, τα σώματα που διαθέτουν απόλυτη θερμοκρασία T[°K] εκπέμπουν ενέργεια *Q*, σύμφωνα με τη σχέση:

$$Q = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

όπου:

- *Q* =ο ρυθμός εκπομπής ενέργειας ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου
- *T*=η απόλυτη θερμοκρασία της επιφάνειας του σώματος που εκπέμπει
- *σ*=παγκόσμια σταθερά, γνωστή ως σταθερά Stefan-Boltzman
- *ε* = αδιάστατο μέγεθος γνωστό ως ικανότητα θερμικής εκπομπής (emissivity) που εξαρτάται από το υλικό του σώματος (για το ιδεατό μελανό σώμα, *ε=1).* Για το νερό ε~0,97.

- Ένα μέρος της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από το έδαφος προς την ατμόσφαιρα εξαιτίας της θέρμανσης του, επιστρέφει πάλι σε αυτό, αφού ένα τμήμα της απορροφηθεί από τα αέρια θερμοκηπίου (διοξείδιο του άνθρακα, υδρατμοί κ.α.) και τα σύννεφα. Η επιστρέφουσα ακτινοβολία είναι και αυτή ακτινοβολία μακρού κύματος.

- Στον υπολογισμό της εξάτμισης πρέπει να υπολογιστεί η *καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων* L_n που είναι η διαφορά της θερμικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται μείον την ακτινοβολία που επιστρέφει. Το μέγεθος L_n εξαρτάται από τη σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας e_a και τη σχετική ηλιοφάνεια και δίνεται από Την εξίσωση:

$$L_n = \varepsilon_n f_L \sigma (T_a + 273)^4 \ [kJ/(m^2 d)]$$

όπου:

Ο αδιάστατος συντελεστής ε_n δίνεται από τον τύπο του Brunt:

$$\varepsilon_n = a_e - b_e \sqrt{e_a}$$

με τους συντελεστές κατά Penman $\alpha_e = 0.56$, $b_e = 0.09$ και e_a *[hPa]* την μερική πίεση των υδρατμών της ατμόσφαιρας στη θερμοκρασία T_a

Ο συντελεστής επίδρασης της νέφωσης (καθαρός αριθμός) δίνεται από την εξίσωση:

$$f_L = a_L + b_L \frac{n}{N}$$

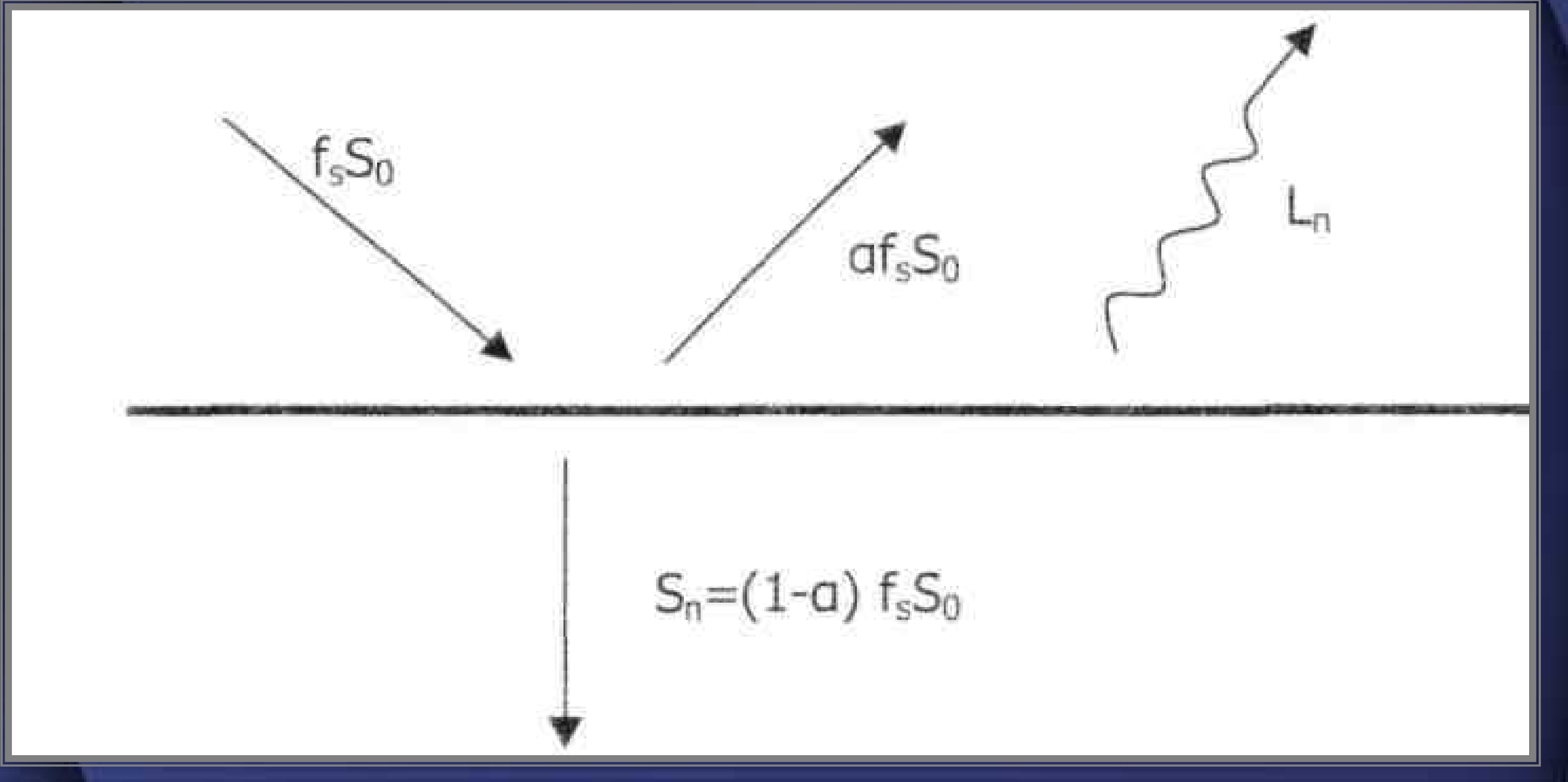
με τους συντελεστές κατά Penman πάλι $a_L = 0.1$, $b_L = 0.9$ (προσοχή εδώ οι δείκτες είναι L μια και αναφερόμαστε σε μακροκυματική ακτινοβολία, αντίθετα με τον πιο πάνω τύπο του Prescott) *σ* = 4.9χ10^{-6}*kJ /(m²K⁴d)* η σταθερά των Stefan – Boltzman και *Ta* - η μέση θερμοκρασία του αέρα σε °C.

Η ολική καθαρή ενέργεια ακτινοβολίας είναι:

$$R_n = S_n - L_n$$

δηλαδή ίση με τη διαφορά της καθαρής ακτινοβολίας βραχέων κυμάτων που εισέρχεται στην επιφάνεια του εδάφους, μείον την καθαρή θερμική ακτινοβολία της γης. Οι μονάδες στη τελευταία σχέση είναι ενέργεια ανά χρόνο και επιφάνεια και συνήθως kJ/(m^2 d). Η R_n είναι η τελική ακτινοβολία που υπεισέρχεται στον τύπο της εξάτμισης. Στο Σχήμα 3.2 απεικονίζονται τα σημαντικότερα ενεργειακά μεγέθη που περιγράφηκαν παραπάνω.

Σχήμα 3.2 *Ενεργειακό ισοζύγιο σε υδάτινη ή εδαφική επιφάνεια.*



3.3 ΕΞΑΤΜΙΣΗ

- **Εξάτμιση** είναι η διαδικασία της μεταφοράς νερού από γήινες και υδάτινες επιφάνειες προς την ατμόσφαιρα, με τη μορφή υδρατμών. Η διαδικασία αυτή εξαρτάται κυρίως από την ηλιακή ακτινοβολία, τη θερμοκρασία, την πίεση των υδρατμών, την ταχύτητα του ανέμου και τη φύση της επιφάνειας εξάτμισης.

- Η ηλιακή ακτινοβολία είναι από τους σημαντικότερους παράγοντες που επηρεάζουν την εξάτμιση, γιατί αυτή προμηθεύει την απαιτουμένη ενέργεια για την αλλαγή της φάσης του νερού. Επιπλέον, για σταθερή θερμοκρασία νερού, η εξάτμιση είναι ανάλογη της ταχύτητας του ανέμου και της διαφοράς μεταξύ της πίεσης κορεσμού των υδρατμών στη θερμοκρασία του νερού και της μερικής πίεσης των υδρατμών στο υπερκείμενο στρώμα αέρος. Όλοι οι παραπάνω παράγοντες βρίσκονται σε αλληλοεξάρτηση και κατά συνέπεια η επίδραση του καθενός από αυτούς δε μπορεί να εκτιμηθεί με ακρίβεια.

- Η εξάτμιση, ως εξαρτώμενη από την ηλιακή ακτινοβολία, ποικίλει με το γεωγραφικό πλάτος, την εποχή του έτους, το υψόμετρο, την ώρα της ημέρας και τη νέφωση.

- Η εξάτμιση του νερού από μια επιφάνεια εξαρτάται επιπλέον από τη διαθέσιμη ποσότητα αυτού. Από υδάτινες επιφάνειες, συνεπώς, η δυνατότητα εξάτμισης είναι απεριόριστη, ενώ σε εδαφικές επιφάνειες, αυτή κυμαίνεται από απεριόριστη όταν το έδαφος είναι κορεσμένο, μέχρι σχεδόν μηδενική για ξηρό έδαφος.

- Η εξάτμιση μετριέται συνήθως ως μάζα νερού ανά μονάδα επιφάνειας και χρόνο. Εναλλακτικά, μετριέται ως ισοδύναμο ύψος νερού σε mm, σε ορισμένο χρονικό διάστημα.

3.3.1 Προσδιορισμός της εξάτμισης με λεκάνη εξάτμισης και ατμόμετρο

Η άμεση μέτρηση της εξάτμισης από εκτεταμένες επιφάνειες, κατά τρόπον ανάλογο για παράδειγμα προς τη μέτρηση της βροχής, είναι πρακτικώς ανέφικτη ως συνέπεια του μεγάλου αριθμού των υπεισερχόμενων παραγόντων και της αλληλεξάρτησης αυτών. **Γι' αυτό το λόγο αναπτύχθηκαν διάφορες μέθοδοι έμμεσης μέτρησης ή εκτίμησης της εξάτμισης από εκτεταμένες υδάτινες επιφάνειες όπως είναι η μέτρηση με τη λεκάνη εξάτμισης και το ατμόμετρο.**

- **Λεκάνη εξάτμισης: Το πλέον ευρέως χρησιμοποιούμενο όργανο μέτρησης της εξάτμισης από υδάτινες επιφάνειες είναι το εξατμισίμετρο ανοιχτού δοχείου. Από τους διάφορους τύπους εξατμισιμέτρων το πιο κοινό είναι η Λεκάνη Εξάτμισης κατηγορίας Α της Μετεωρολογικής Υπηρεσίας των ΗΠΑ. Αυτή αποτελείται από κυλινδρικό δοχείο από γαλβανισμένη λαμαρίνα διαμέτρου 122 cm και ύψους 25.4 cm. Στηρίζεται σε ξύλινη βάση σε ύψος 15 cm από το έδαφος, με τρόπο ώστε ο αέρας να κυκλοφορεί ελεύθερα κάτω από το δοχείο. Πληρώνεται με νερό μέχρι βάθους 20 cm και αναπληρώνεται όταν το βάθος του νερού κατέλθει στα 18 cm. Μετρήσεις της στάθμης του νερού εκτελούνται ημερησίως σε φρεάτιο ηρεμίας με μετρητική συσκευή. Το ύψος του εξατμιζομένου νερού προσδιορίζεται από τη διαφορά των αναγνώσεων, κατόπιν διορθώσεως λόγω προσθήκης ή αφαίρεσης νερού στη λεκάνη και λόγω βροχόπτωσης.**

Δεδομένου ότι η εξάτμιση από μικρές επιφάνειες είναι μεγαλύτερη από την εξάτμιση μεγάλων υδάτινων επιφανειών, η εκτίμηση της εξάτμισης από ταμιευτήρα η λίμνη πολλαπλασιάζεται με ένα συντελεστή, που ονομάζεται *συντελεστής λεκάνης εξάτμισης.*

Η τιμή του συντελεστή αυτού σε ετήσια βάση κυμαίνεται από 0,60 έως 0.80, με μέση τιμή 0.70.

- ***Ατμόμετρο:*** Ένα άλλο όργανο μέτρησης της εξάτμισης είναι το ατμόμετρο. Η λειτουργία του ατμόμετρου είναι ανάλογη με αυτήν του εξατμισίμετρου, με τη διαφορά ότι στο όργανο αυτό δεν υπάρχει ελεύθερη επιφάνεια νερού, αλλά μια πορώδης επιφάνεια που τροφοδοτείται από δοχείο. Και πάλι η ελάττωση της στάθμης του νερού στο δοχείο, συνδέεται με την εξάτμιση με τη χρήση κατάλληλων συντελεστών. Τα ατμόμετρα είναι απλά, οικονομικά και εύχρηστα όργανα, αλλά ιδιαίτερη μέριμνα πρέπει να δίνεται στην καθαριότητα της πορώδους επιφάνειας από την οποία εξατμίζεται το νερό.

3.3.2 Μέθοδοι υδατικού ισοζυγίου

Το υδατικό ισοζύγιο για την εκτίμηση της εξάτμισης μπορεί να διατυπωθεί ως εξής (Σακκάς, 1985):

$$E = I + P - O - O_s + \Delta S$$

Όπου:

- **E είναι η εξάτμιση,**
- ***I* εισροή,**
- ***P* κατακρήμνιση,**
- ***O* εκροή,**
- **O_s διήθηση και**
- **ΔS η μεταβολή στην αποθήκευση.**

Η διήθηση *Os* μπορεί να μετρηθεί ή να υπολογιστεί άμεσα και ο βαθμός που αυτή η ποσότητα είναι ακριβής επηρεάζει την ακρίβεια μέτρησης της πραγματικής ποσότητας εξάτμισης.

Η εισροή, η εκροή, η κατακρήμνιση και η μεταβολή στην αποθήκευση αντίθετα, μπορούν να μετρηθούν με αρκετή ακρίβεια. Αυτή η μέθοδος για τη μακρόχρονη εκτίμηση της εξάτμισης, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως βάση για τη σύγκριση άλλων μεθόδων.

3.3.3 Μέθοδοι ισοζυγίου ενέργειας

Όπως δείχτηκε στην παράγραφο 3.2.2 η ολική καθαρή ενέργεια ακτινοβολίας στην επιφάνεια της γης είναι:

$$R_n = S_n - L_n$$

Η ποσότητα αυτή ενέργειας, μετατρέπεται σε *λανθάνουσα θερμότητα Λ,* ενέργεια δηλαδή που δαπανάται για την εξάτμιση του νερού και *αισθητή θερμότητα Η,* ποσότητα δηλαδή ενέργειας που επάγεται από το υδάτινο σώμα στην ατμόσφαιρα. Αμελώντας τις μικρότερες απώλειες ενέργειας (π.χ. αγωγή προς το έδαφος, βιοχημικές διαδικασίες, προσωρινή αποθήκευση κτλ.) μπορεί να διατυπωθεί προσεγγιστικά η εξίσωση (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1997):

$$R_n = H + \Lambda \qquad (3.17)$$

Το μέγεθος που ενδιαφέρει κυρίως στις ενεργειακές μεθόδους είναι η λανθάνουσα θερμότητα Λ, μια και αυτή παρέχει στο νερό την απαιτούμενη ενέργεια για να πραγματοποιηθεί η εξάτμιση. Ο λόγος Bowen **συνδέει τη λανθάνουσα θερμότητα με την αισθητή θερμότητα, σύμφωνα με την εξίσωση**:

$$B = \frac{H}{\Lambda} \qquad (3.18)$$

Συνδυάζοντας τις τελευταίες εξισώσεις, μπορεί να υπολογιστεί η εξάτμιση, ως λόγος της λανθάνουσας θερμότητας Λ προς τη λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης του νερού λ:

$$E_t = -\frac{dh}{dt} = \frac{\Lambda}{\lambda} = \frac{R_n}{\lambda(1+B)} \quad [kg/(m^2 d)] \qquad (3.19)$$

όπου:

- Et = dh/dt= η εξάτμιση σε kg νερού ανά ημέρα και m^2 επιφάνειας
- λ = η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης του νερού [kJ/Kg]
- Rn = η καθαρή ακτινοβολία στη μάζα του νερού [kJ/(m^2d)]
- B = ο λόγος Bowen (αδιάστατο μέγεθος)

3.3.4 Μέθοδοι μεταφοράς μάζας

Η μέθοδοι αυτές θεωρούν την εξάτμιση ως μεταφορά μάζας ή διάχυση των υδρατμών από μεγαλύτερες προς μικρότερες συγκεντρώσεις. Ως διεργασία διάχυσης, λοιπόν, μπορεί να περιγραφεί από το νόμο διάχυσης του Fick, ο οποίος στην περίπτωση της εξάτμισης λαμβάνει τη μορφή:

$$E_a = -M \frac{de}{dz}$$

όπου:

- E_a = ο ρυθμός εξάτμισης
- e = η μερική πίεση υδρατμών
- M= ο συντελεστής μεταφοράς και
- z =το τοπογραφικό υψόμετρο

- Με βάση την τελευταία εξίσωση, έχουν αναπτυχθεί αρκετά πολύπλοκες σχέσεις που υπολογίζουν το ρυθμό εξάτμισης, χρησιμοποιώντας το λογαριθμικό προφίλ της ταχύτητας του ανέμου κοντά στην επιφάνεια, που εξαρτάται από την τραχύτητα του εδάφους. Στην πράξη χρησιμοποιείται η εμπειρικά προσδιορισμένη σχέση που αποδίδεται στον Dalton, ήδη από το 1802, σύμφωνα με την οποία ο ρυθμός εξάτμισης δίνεται από την εξίσωση:

$$E_a = (e_s - e)F(u) = D \cdot F(u) \quad [kg/(m^2 d)] \qquad (3.21)$$

όπου:

- $D = e_s - e$ [hPa] το έλλειμμα κορεσμού των υδρατμών
- F(u) η συνάρτηση του ανέμου

Η συνάρτηση ανέμου F(u), εμπεριέχει την ταχύτητα του ανέμου και κατά Penman δίνεται από τη γραμμική εξίσωση:

$$F(u) = 0.26(1 + 0.54u) \quad [hPa\ kg/(m^2 d)] \qquad (3.22)$$

όπου το u είναι η ταχύτητα του ανέμου σε [m/s] μετρημένη σε ύψος 2 m από το έδαφος. Η τελευταία σχέση είναι μία μόνο από τις πολλές προσεγγίσεις που έχουν γίνει για τη γραμμική συσχέτιση του F(u) με την ταχύτητα ανέμου u.

3.3.5 Μέθοδοι συνδυασμού - Η μέθοδος Penman

Οι μέθοδοι συνδυασμού για την εκτίμηση της εξάτμισης, συνδυάζουν τις μεθόδους ισοζυγίου ενέργειας, με τις μεθόδους μεταφοράς μάζας. Η πρώτη μέθοδος συνδυασμού για τον υπολογισμό της εξάτμισης από υδάτινη επιφάνεια, διατυπώθηκε από τον Penman το 1948. Αργότερα (1965) η εξίσωση Penman τροποποιήθηκε από τον Monteith, ώστε να υπολογίζει και την εξατμισοδιαπνοή από εδαφικές επιφάνειες. Τα μετεωρολογικά στοιχεία που χρησιμοποιεί η μέθοδος Penman είναι μετρήσεις θερμοκρασίας, σχετικής υγρασίας, σχετικής ηλιοφάνειας και ταχύτητας ανέμου σε ύψος 2 μ από την επιφάνεια του εδάφους.

Σύμφωνα με τον Penman, η εξάτμιση από μια υδάτινη επιφάνεια δίνεται από την εξίσωση:

$$E = \frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta+\gamma}F(u)D \quad [kg/(m^2 d)] \qquad (3.23)$$

όπου:

- γ = ο ψυχρομετρικός συντελεστής [hPa/°C]
- Δ = η κλίση της καμπύλης κορεσμού των υδρατμών [hPa/C]
- Rn = η ολική καθαρή ενέργεια ακτινοβολίας [kJ/(m^2d)]
- λ = η λανθάνουσα θερμότητας εξάτμισης [kJ/kg]
- F(u) - η συνάρτηση ταχύτητας του ανέμου [kg/(hPa m^2d]
- D - το έλλειμμα κορεσμού των υδρατμών [hPa]

Οι λόγοι Δ/(Δ+γ) και γ/(Δ+γ) ουσιαστικά λειτουργούν ως συντελεστές βάρους, για τη συμμετοχή του ενεργειακού όρου και του όρου μεταφοράς μάζας στην εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια και αθροίζονται στη μονάδα.

Αν χρησιμοποιηθούν οι μονάδες μέτρησης που αναφέρθηκαν στις προηγούμενες σχέσεις, η εξάτμιση δίνεται σε kg νερού ανά τετραγωνικό μέτρο επιφάνειας και ημέρα. Διαιρώντας με την πυκνότητα του νερού σε [kg/m3], προκύπτει η εξάτμιση σε m/ημέρα. Συνήθως τα τελικά αποτελέσματα δίνονται σε mm/ημέρα ή mm/μήνα.

3.4 ΔΙΑΠΝΟΗ

Η διαπνοή επηρεάζεται από φυσιολογικούς και περιβαλλοντικούς παράγοντες. Τα στόματα ανοίγουν και κλείνουν, αντιδρώντας σε περιβαλλοντικές συνθήκες όπως είναι το φως, το σκοτάδι, η ζέστη, το κρύο κλπ. Σημαντικοί φυσιολογικοί παράγοντες είναι: **(α) η πυκνότητα και η συμπεριφορά των στομάτων, (β) η έκταση και τα χαρακτηριστικά των προστατευτικών καλυμμάτων, (γ) η δομή των φύλλων και (δ) οι ασθένειες των φύλλων.**

Οι περιβαλλοντικοί παράγοντες που επηρεάζουν τη διαπνοή είναι ουσιαστικά οι ίδιοι με αυτούς της εξάτμισης, αλλά η θεώρηση τους πρέπει να γίνει λίγο διαφορετικά. **Για πρακτικούς λόγους η κλίση της καμπύλης κορεσμού των υδρατμών, η θερμοκρασία, η ηλιακή ακτινοβολία, ο άνεμος και η διαθέσιμη εδαφική υγρασία είναι οι πιο σημαντικοί παράγοντες που επηρεάζουν τη διαπνοή.**

- Οι μέθοδοι για τη μέτρηση της διαπνοής σχετίζονται με το μέγεθος και τη φύση των φυτών. Τα μικρό φυτά τοποθετούνται σε ένα μικρό κλειστό δοχείο, όπως είναι μια πλαστική σακούλα, και μετράται η ποσότητα υγρασίας που διαπνέεται στο δοχείο αυτό. Η εκτίμηση της ποσότητας γίνεται με προσδιορισμό της αλλαγής του βάρους ενός ξηραντικού που έχει τοποθετηθεί στο δοχείο.
- Άλλες μέθοδοι μέτρησης της διαπνοής χρησιμοποιούν το φυτόμετρο, το οποίο είναι ένα μεγάλο δοχείο γεμάτο με χώμα, στο οποίο αναπτύσσονται φυτά. Η εδαφική επιφάνεια του δοχείου είναι σφραγισμένη, συνεπώς η μοναδική διαφυγή υγρασίας γίνεται μέσω της βλάστησης. Η διαπνοή μετράται με αλλαγή του βάρους του οργάνου.

3.5 ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗ

Η εξατμισοδιαπνοή περιλαμβάνει τόσο τη διαπνοή από τη βλάστηση όσο και την εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες, το έδαφος, το χιόνι, τον πάγο και τη βλάστηση. Υπάρχουν αρκετές μέθοδοι εκτίμησης της εξατμισοδιαπνοής εκ των οποίων άλλες είναι ακριβείς και αξιόπιστες και άλλες παρέχουν απλές προσεγγίσεις. Η επιλογή της μεθόδου εξαρτάται κυρίως από τον τύπο της υπό μελέτη επιφάνειας και το σκοπό για τον οποίο προορίζεται η πληροφορία. Κατά συνέπεια, η επιλογή της μεθόδου προσδιορίζει τις κλίμακες χρόνου και χώρου και τις απαιτήσεις ακρίβειας αντίστοιχα. Άλλοι εξίσου σημαντικοί παράγοντες είναι το κόστος, η ευκολία και η τεχνική της κάθε μεθόδου.

Η επιλογή κάθε μεθόδου πρέπει να γίνεται προσεκτικά σε κάθε περίπτωση, λαμβάνοντας πάντα υπόψη το υπόβαθρο της, τους περιορισμούς, τις προϋποθέσεις υπό τις οποίες ισχύει και τις απαιτήσεις που έχει για τη χρησιμοποίηση της.

3.5.1 Άμεση εκτίμηση (μέτρηση) της εξατμισοδιαπνοής

Η εξατμισοδιαπνοή μπορεί να μετρηθεί άμεσα με: **(α) δεξαμενές, (β) λυσίμετρα και (γ) χρήση αγροτεμαχίων.**

- Δεξαμενές: Είναι στεγανά δοχεία που τοποθετούνται στο έδαφος, με το χείλος τους περίπου στο ίδιο επίπεδο με την επιφάνεια του εδάφους. Το μέγεθος των δοχείων ποικίλει, φτάνοντας σε πλάτος τα 10 μ και βάθος τα 3. Το μέγεθος αυτό πρέπει να είναι επαρκές για να προσομοιώσει τις φυσικές συνθήκες ανάπτυξης των φυτών, για το είδος της βλάστησης που εξετάζεται. Η εξατμισοδιαπνοή προσδιορίζεται μετρώντας την ποσότητα του νερού που απαιτείται για τη διατήρηση σταθερών, βέλτιστων συνθηκών υγρασίας στο συγκεκριμένο δοχείο.

- *Λυσίμετρα:* Μια ευρύτατα χρησιμοποιούμενη και δυνητικά ίσως η πιο ακριβής μέθοδος μέτρησης της εξατμισοδιαπνοής είναι η μέτρηση της με τα ζυγιζόμενα λυσίμετρα, όπου κάθε συνιστώσα του υδατικού ισοζυγίου μετριέται ακριβώς και η εξατμισοδιαπνοή αντιπροσωπεύεται άμεσα ως απώλεια βάρους.

  Το λυσίμετρο είναι ένα κυλινδρικό δοχείο (βάθους 1-2 m και διαμέτρου 1-6 m) στο οποίο απομονώνεται ένα τμήμα χώματος και βλάστησης και ελέγχεται το υδατικό τους ισοζύγιο. Η αντιπροσωπευτικότητα του δείγματος εδάφους -βλάστησης και η απομόνωση του με την ελάχιστη ενόχληση και τη μη τροποποίηση του μικροκλίματος της περιβάλλουσας επιφάνειας, είναι οι ουσιαστικοί παράγοντες που πρέπει να εξετάζονται σοβαρά στη χρήση των λυσιμέτρων. Τα λυσίμετρα μπορούν να ταξινομηθούν σε δύο κατηγορίες, τα ζυγιζόμενα και τα μη ζυγιζόμενα. Από αυτά, τα ζυγιζόμενα έχουν χρησιμοποιηθεί εκτεταμένα, παρά το υψηλό κόστος τους, επειδή μπορούν να παρέχουν ακριβείς μετρήσεις της εξατμισοδιαπνοής σε ημερήσιες ή και μικρότερες χρονικές περιόδους.

Ως εκ τούτου, ένα κατάλληλα σχεδιασμένο λυσίμετρο μπορεί να παρέχει ένα ακριβές μέτρο της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής και να χρησιμοποιείται για τον ανεξάρτητο έλεγχο των μικρομετεωρολογικών μεθόδων και τη βαθμονόμηση των εμπειρικών μεθόδων υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής

- ***Χρήση αγροτεμαχίων:*** Ειδικά σχεδιασμένα αγροτεμάχια, μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό της εξατμισοδιαπνοής κάτω από διάφορες συνθήκες. Τα αγροτεμάχια αυτά, σχεδιάζονται έτσι ώστε το νερό που απορρέει από την επιφάνεια τους να μπορεί να συλλεχθεί και να μετρηθεί. Το νερό που κατεισδύει σε βαθύτερα στρώματα, συλλέγεται με υπόγειες στεγανωτικές στρώσεις. Για να καθοριστεί η εξατμισοδιαπνοή, μετράται ταυτόχρονα και η εισροή νερού από βροχόπτωση ή άρδευση. Οι απώλειες της απορροής ή της βαθιάς διήθησης, αφαιρούνται από το εισερχόμενο νερό, ενώ επίσης γίνεται διόρθωση για την εδαφική υγρασία.

3.5.2 Έμμεση εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής

Για την έμμεση εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής έχουν αναπτυχθεί αρκετές μέθοδοι. Για λόγους ευκολίας της περιγραφής τους, οι μέθοδοι ανάλογα με το αν βασίζονται σε έννοιες της υδρολογίας ή της μικρομετεωρολογίας μπορούν να κατανεμηθούν σε δύο ευρείες κατηγορίες (Τσακίρης, 1995). Στην πρώτη κατηγορία ανήκουν οι μέθοδοι υδατικού ισοζυγίου, ενώ στη δεύτερη κατηγορία ανήκουν οι μέθοδοι εκτίμησης που χρησιμοποιούν κλιματικά δεδομένα.

Στις επόμενες παραγράφους περιγράφονται οι δύο βασικές κατηγορίες εκτίμησης της εξατμισοδιαπνοής.

3.5.3 Μέθοδοι υδατικού ισοζυγίου

Αυτές οι μέθοδοι σχετίζονται με την εξίσωση του υδατικού ισοζυγίου και συμβάλλουν άμεσα ή έμμεσα στον προσδιορισμό της εξατμισοδιαπνοής. Στις περισσότερες μελέτες που βασίζονται στην εξίσωση του υδατικού ισοζυγίου, η εξατμισοδιαπνοή υπολογίζεται σαν υπολειπόμενος όρος της εξίσωσης ενώ οι άλλες συνιστώσες είτε μετρούνται είτε υπολογίζονται. Όταν δεν υπάρχει άρδευση η εξατμισοδιαπνοή δίνεται από την εξίσωση:

$$ET = P + \Delta SW \pm RO - D$$

όπου:

P είναι η κατακρήμνιση, Δ*SW* η μεταβολή της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό, *R0* η επιφανειακή απορροή και

D η βαθιά διήθηση.

Η παραπάνω εξίσωση μπορεί να εφαρμοστεί σε οποιαδήποτε κλίμακα και μέγεθος.

- Η υδρολογική προσέγγιση έχει χρησιμοποιηθεί εκτεταμένα για τη συλλογή δεδομένων, με σκοπό τον υδρολογικό σχεδιασμό. Η ακρίβεια αυτής της μεθόδου εξαρτάται από την ακρίβεια με την οποία μετρούνται η βροχόπτωση, η επιφανειακή απορροή και η μεταβολή της εδαφικής υγρασίας.

- Τα σφάλματα στη μέτρηση αυτών των παραμέτρων είναι μερικές φορές πολύ σημαντικά. Οι υποθέσεις που αφορούν την βαθιά διήθηση χρειάζονται επαλήθευση.

- Άλλες φορές, κυρίως στις μελέτες του υδατικού ισοζυγίου, το ΔSW υποτίθεται ότι είναι μηδέν, τα P και R_O μετρούνται και το D είτε αγνοείται είτε μετριέται με κάποιον τρόπο. Στην περίπτωση αυτή $ET = P - R_O$. Αυτή η προσέγγιση χρησιμοποιείται κυρίως για χρονικά διαστήματα στην διάρκεια των οποίων μπορεί να υποτεθεί ότι το περιεχόμενο εδαφικό νερό δεν μεταβάλλεται

Μειονεκτήματα της μεθόδου είναι η χαμηλού επιπέδου ακρίβεια των μετρήσεων και οι δυσκολίες εκτίμησης της *ET* στη διάρκεια των περιόδων βροχής. Ακόμη και με τη χρησιμοποίηση προσεκτικών μετρήσεων είναι δύσκολο να ανιχνεύσει κανείς αλλαγές εδαφικού νερού με ακρίβεια μεγαλύτερη των + - 2 mm νερού. Τα σφάλματα που συνδέονται με τη μέθοδο του υδατικού ισοζυγίου καθιστούν τη χρήση της σε ημερήσια βάση ανεπαρκή. Όταν η μέθοδος εφαρμόζεται σε μεγάλες εκτάσεις, το κύριο πρόβλημα δεν είναι αυτή καθ’ αυτή η μέθοδος, αλλά η έλλειψη καλών μέσων τιμών (ως προς το χώρο) των συνιστωσών της, εξ αιτίας της μεταβλητότητας της βροχόπτωσης πάνω από μεγάλες επιφάνειες και της ανομοιογένειας της τοπογραφίας και των εδαφών που βρίσκονται κάτω από αυτές.

3.5.4 Μέθοδοι προσδιορισμού της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής από κλιματικά δεδομένα

- *Μέθοδος Penman - Monteith*

Η μέθοδος Penman προϋποθέτει ότι οι υδρατμοί στο όριο της υδάτινης επιφάνειας είναι κορεσμένοι. Συνεπώς δε μπορεί να χρησιμοποιηθεί στην περίπτωση της διαπνοής από φυτικές επιφάνειες.

Για την αντιμετώπιση αυτής της αδυναμίας της μεθόδου Penman ο Monteith εισήγαγε την επιφανειακή αντίσταση των στομάτων των φυλλωμάτων στην εξάτμιση.

Η μέθοδος Penman-Monteith είναι κατάλληλη για την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής από εδαφικές επιφάνειες και δίνεται απλοποιητικά από την εξίσωση:

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma'}{\Delta + \gamma'} F(u) D \quad [kg/(m^2 d)]$$

- όπου: $$\gamma' = (1 + 0.33u)\gamma \qquad [hPa/^{o}C]$$

- η τροποποιημένη έκφραση του ψυχρομετρικού συντελεστή, ώστε να λαμβάνει υπόψη την αντίσταση των στομάτων. Η ταχύτητα ανέμου *u* δίνεται πάλι σε [m/s]

$$F(u) = \frac{90}{T + 275}u \qquad [kg/(hPa\ m^2 d)]$$

- η τροποποιημένη μορφή της συνάρτησης ανέμου με *T* πάλι σε *[°C]* και *u σε [m/s]*

Οι υπόλοιπες μεταβλητές υπολογίζονται όπως ακριβώς και στη μέθοδο Penman, με τη διαφορά ότι τροποποιείται ο συντελεστής ανάκλασης a (albedo), λαμβάνοντας συνήθως μεγαλύτερες τιμές, με αποτέλεσμα να μεταβάλλεται η καθαρή ακτινοβολία Rn.

Μέθοδος Thornthwaite

- Ο Thornthwaite (1948) δημιούργησε μια εξίσωση που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για περιορισμένη διαθεσιμότητα νερού. Η εξίσωση εκτιμά τη μηνιαία εξατμισοδιαπνοή με βάση τη μέση μηνιαία θερμοκρασία και έχει τη μορφή:

$$E_p = 16\left(\frac{10t_i}{J}\right)^a \frac{\mu N}{360}$$

Όπου:

E_p είναι η δυνητική εξατμισοδιαπνοή σε mm/μήνα,

t_i η μέση μηνιαία θερμοκρασία σε °C,

μ ο αριθμός ημερών,

N η μέση αστρονομική διάρκεια της ημέρας,

J ο ετήσιος δείκτης θερμοκρασίας και

α μια εμπειρική παράμετρος που εξαρτάται από το δείκτη J (a=0.016 ·J+0.5).

Ο δείκτης θερμοκρασίας Jr, δίνεται από τη σχέση (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1997):

$$J = \sum_{i=1}^{12} j_i$$

ενώ ο μηνιαίος δείκτης θερμοκρασίας *j}* είναι συνάρτηση της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας κατά την εξίσωση:

$$j_i = 0.09 t_i^{3/2}$$

Τα μηνιαία ποσοστά ωρών ημέρας επί τοις % ωρών ημέρας του έτους δίνονται στον Πίνακα 3.4.

Πίνακας 3.4 Μηνιαία ποσοστά ωρών ημέρας % των ωρών ημέρας του έτους.

		Μήνας									
Β.Γεωγ.											
Πλάτος	**Ιαν**	**Φεβ**	**Μαρ**	**Απρ**	**Μαι**	**Ιουν**	**ϊουλ**	**Αυγ**	**Σεπ**	**Οκτ**	**Νοε**	**Δεκ**
24	7.58	7.17	8.40	8.60	9.30	9.20	9.41	9.05	8.31	8.09	7.43	7.46
26	7.49	7.12	8.40	8.64	9.38	9.49	9.10	8.31	8.06	9.30	7.36	7.35
28	7.40	7.07	8.39	8.68	9.46	9.38	9.58	9.16	8.32	8.02	7.27	7.27
30	7.30	7.03	8.38	8.72	9.53	9.49	9.67	9.22	8.34	7.99	7.19	7.14
32	7.20	6.97	8.37	8.75	9.63	9.60	9.77	9.28	8.34	7.93	9.11	7.05
34	7.10	6.91	8.36	8.80	9.72	9.70	9.88	9.33	8.36	7.90	7.02	6.92
36	6.99	6.86	8.35	8.85	9.81	9.83	9.99	9.40	8.36	7.85	6.92	6.79
38	6.87	6.79	8.34	8.90	9.92	9.95	10.10	9.47	8.38	7.90	6.82	6.66
40	6.76	6.73	8.33	8.95	10.02	10.08	10.22	9.54	8.38	7.75	6.72	6.52
42	6.62	6.65	8.31	9.00	10.14	10.21	10.35	9.62	8.40	7.70	6.62	6.38
44	6.40	6.58	8.30	9.05	10.26	10.38	10.49	9.70	8.41	7.63	6.49	6.22
46	6.33	6.50	8.29	9.12	10.39	10.54	10.64	9.79	8.42	7.58	6.36	6.04
48	6.17	6.42	8.27	9.18	10.53	10.71	10.80	9.89	8.44	7.51	6.22	5.86
50	5.98	6.32	8.25	9.25	10.69	10.93	10.99	10.00	8.44	7.43	6.07	5.65

Μέθοδος Blaney-Criddle

Οι Blaney και Criddle (1962) ανέπτυξαν μια εμπειρική σχέση ανάμεσα στην εξατμισοδιαπνοή, τη μέση θερμοκρασία του αέρα και το μέσο ποσοστό ωρών ημέρας. Η εξατμισοδιαπνοή εξαρτάται άμεσα από το άθροισμα των γινομένων των μέσων μηνιαίων θερμοκρασιών του αέρα και του ποσοστού ωρών ημέρας του μήνα, σε μια ενεργώς αναπτυσσόμενη καλλιέργεια με επαρκή εδαφική υγρασία, σύμφωνα με τη σχέση:

$$ET = kF = k\frac{(1.8T + 32)p}{3.94} \qquad (3.30)$$

Όπου:

- *ET* είναι η μηνιαία δυνητική εξατμισοδιαπνοή σε *mm,*
- *k* είναι ένας εμπειρικός συντελεστής που αναφέρεται στη συγκεκριμένη καλλιέργεια (συντελεστής καλλιέργειας),
- *T* η μέση μηνιαία θερμοκρασία του αέρα σε *°C* και *p* το ποσοστό ωρών ημέρας του μήνα (Πίνακας 3.4).

Εναλλακτικά το *p* δίνεται από τη σχέση:

$$p = 100 \frac{N \cdot \mu}{365 \cdot 12} \qquad (3.30)$$

όπου Ν η μέση αστρονομική διάρκεια της ημέρας σε h και μ ο αριθμός ημερών του συγκεκριμένου μήνα. Οι τιμές του κ δίνονται στον Πίνακα 3.7 για διάφορες καλλιέργειες όπως αυτές έχουν προσδιοριστεί από τους Blaney and Criddle.

Η μέθοδος αναπτύχθηκε αρχικά από τους Blaney and Criddle για τον υπολογισμό των εποχιακών αναγκών που αναφέρονται στη βλαστική περίοδο κάθε καλλιέργειας. Στον Πίνακα 3.8 δίνονται οι τιμές του εποχιακού φυτικού συντελεστή k για διάφορες καλλιέργειες. Από τη σύγκριση των Πινάκων 3.7 και 3.8 προκύπτει ότι υπάρχουν σημαντικές διαφορές ανάμεσα στις μηνιαίες τιμές και τις τιμές του εποχιακού φυτικού συντελεστή κάθε καλλιέργειας. Αυτό οφείλεται κυρίως στη διαφορετική ανάπτυξη του ριζικού συστήματος και του υπέργειου τμήματος της καλλιέργειας ανάλογα με το στάδιο της ανάπτυξης στο οποίο βρίσκεται. Ως εκ τούτου για τον υπολογισμό των μηνιαίων αναγκών των καλλιεργειών σε νερό είναι απαραίτητο να χρησιμοποιούνται οι μηνιαίοι φυτικοί συντελεστές.

Πίνακας 3.7 *Τιμές εποχιακού φυτικού συντελεστή K (σχέση Blanev -Criddle).*

ΚΑΛΛΙΕΡΓΕΙΑ	Διάρκεια βλαστικής Περιόδου σε μήνες	K
Μηδική Αραβόσιτος Βάμβαξ	Μεταξύ Παγετών 4 7	0.80 - 0.85 0.75 - 0.85 0.60 - 0.70
Σιτηρά Εσπεριδοειδή Φυλλοβόλα οπωροφόρα	3 12 Μεταξύ Παγετών	0.75-0.85 0.45 - 0.55 0.60 - 0.70
Φυτικό λιβάδι Πατάτα Όρυζα	Μεταξύ Παγετών 3-5 3-5	0.75 - 0.85 0.65 - 0.75 1.00- 1.10
Σακχαρότευτλα Τομάτα Λαχανικά	6 4 2-4	0.65 - 0.75 0.65 - 0.70 0.60 - 0.70

Σημείωση: Οι μικρότερες τιμές του *K* ισχύουν για παραθαλάσσιες περιοχές και οι μεγαλύτερες για περιοχές με ξηρό κλίμα.

Πίνακας 3.8 *Μηνιαίοι φυτικοί συντελεστές αρδευόμενων καλλιεργειών (σχέση Blaney - Criddle).*

Καλλιέργεια	Περιοχή	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Μηδική	Θερμή, Πεδινή	0.35	0.45	0.60	0.70	0.85	0.95	1.00	1.00	0.95	0.80	0.55	0.30
	Παραθαλ. Υψηλή	-	-	-	0.37	0.56	0.75	0.92	1.00	1.03	0.98	0.82	-
	Εσωτερική Πεδινή	-	-	0.57	0.78	0.93	1.02	1.01	0.95	0.84	0.63	0.42	-
Αβοκάντο	Παραθαλ.	0.15	0.25	0.40	0.52	0.63	0.73	0.75	0.69	0.60	0.48	0.32	0.19
Αραβόσιτος	Πεδινή Εσωτερική	-	-	-	-	0.12	0.40	0.60	0.62	0.45	-	-	-
Βαμβάκι	Πεδινή Εσωτερική	-	-	-	-	0.30	0.45	0.90	1.00	1.00	-	-	-
Χλοοτάπητας	Παραθαλ.	0.24	0.38	0.55	0.70	0.88	0.92	0.94	0.92	0.80	0.72	0.54	0.35

Καλλιέργ.	Περιοχή	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
Πεπόνια	- - -	-	-	-	-	-	0.45	0.70	0.74	0.64	-	-	-
Οπωροφόρα φυλλοβόλα	- - -	-	-	0.23	0.45	0.70	0.85	0.88	0.85	0.47	0.20	-	-
Λεμονιά	- - -	-	-	0.40	0.40	0.50	0.55	0.60	0.60	0.60	0.50	0.40	-
Πορτοκαλιά	Παραθαλ.	0.27	0.34	0.40	0.46	0.50	0.53	0.54	0.54	0.52	0.48	0.43	0.30
"	Ενδιάμεση	0.33	0.39	0.45	0.50	0.54	0.56	0.57	0.57	0.56	0.53	0.47	0.38
"	Εσωτερική	0.37	0.44	0.49	0.54	0.57	0.60	0.62	0.62	0.60	0.57	0.51	0.43
Καρυδιά	Εσωτερική	-	-	0.13	0.30	0.55	0.84	0.98	0.88	0.60	0.37	0.20	-
Βοσκές	Εσωτερική	-	-	0.10	0.27	0.42	0.52	0.57	0.55	0.35	0.15	-	-
"	Εσωτερική, Υψηλή	-	-	0.16	0.45	0.65	0.75	0.78	0.74	0.55	0.20	-	-
Πατάτα	Εσωτερική	-	-	-	0.45	0.80	0.95	0.90	-	-	-	-	-
Σόργον	Εσωτερική, Ξηρή	-	-	-	-	-	0.40	1.00	0.85	0.70	-	-	-
Σακχαρότ.	Εσωτερική	-	-	-	0.31	0.69	0.96	1.01	0.83	-	-	-	-
"	Ενδιάμεση	-	-	-	-	0.40	0.67	0.76	0.70	0.50	0.29	-	-
"	Παραθαλ.	-	-	-	0.37	0.42	0.43	0.44	0.43	0.38	-	-	-
Κριθάρι	- - -	0.32	0.60	0.98	1.08	0.45	-	-	-	-	-	-	0.15
Σιτάρι	Εσωτερική, Ξηρή	0.20	0.40	0.80	1.10	0.60	-	-	-	-	-	-	-
Τομάτα	Εσωτερική	-	-	-	-	0.41	0.74	0.93	0.98	0.89	-	-	-
Λαχανικά	Παραθαλ.	-	-	-	0.23	0.49	0.67	0.78	0.78	0.64	0.40	-	-

Μέθοδος Jensen-Haise

Αναλύοντας 3000 παρατηρήσεις της εξατμισοδιαπνοής που καθορίστηκαν από μια μέθοδο δειγματοληψίας εδαφών για περίοδο 35 ετών, οι Jensen και Haise (1963) ανέπτυξαν την ακόλουθη σχέση:

$$ET = C_T (T - T_x) R_S \qquad (3.31)$$

Όπου:

R_s είναι η ηλιακή ακτινοβολία σε *ly/ημέρα,*

C_T είναι μια σταθερά θερμοκρασίας ίση με 0.025,

T_x είναι η τεταγμένη του θερμοκρασιακού άξονα στο μηδέν, ίση με -3, εάν η θερμοκρασία δίνεται σε *°C.*

- Οι συντελεστές αυτοί είναι σταθεροί σε μια συγκεκριμένη περιοχή. Το C_T ορίζεται ως εξής:

$$C_T = \frac{1}{C_1 + C_2 C_H} \qquad C_H = \frac{50\,mb}{e_2 - e_1} \qquad (3.32)$$

- στις οποίες e_2 και e_1 είναι αντίστοιχα το σημείο κορεσμού των υδρατμών στη μέγιστη και μέση θερμοκρασία για το θερμότερο μήνα του έτους, με C_2=7.6 °C.Το C_1 ορίζεται ως:

$$C_1 = 38 - (2^{o}C \text{ x υψόμετρο σε } m/305) \qquad (3.33)$$

και $$T_x = -2.5 - 0.14(e_2 - e_1)\ ^{o}C/mb - (\text{υψόμετρο σε } m/550) \qquad (3.34)$$

Μέθοδος Makkink

- Ο Makkink (1957) βασίστηκε στη θεωρία ότι οι μεγαλύτερες ποσότητες της ενέργειας που καταναλώνονται για την εξατμισοδιαπνοή προέρχονται σχεδόν εξ' ολοκλήρου από δύο πηγές: την ενέργεια από την ακτινοβολία και την ενέργεια από τον αέρα που είναι θερμότερος από ότι η επιφάνεια. Και οι δύο αυτές πηγές ενέργειας βασικά ανάγονται στην ηλιακή ακτινοβολία. Ως εκ τούτου η εξατμισοδιαπνοή συσχετίζεται με την ηλιακή ακτινοβολία και εξαρτάται έντονα από τη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία και μάλιστα γραμμικά. Η εξάρτηση της εξατμισοδιαπνοής από την ακτινοβολία μεταβάλλεται, διότι το κλίμα και οι συνθήκες επιφάνειας αλλάζουν με την εποχή του έτους. Πρέπει να σημειωθεί ότι σης ξηρές περιοχές η μεταφορά ενέργειας στο οριζόντιο επίπεδο και η προς τα κάτω μεταφορά της αποτελεί ένα σημαντικό ποσοστό της αντίστοιχης ενέργειας που παρέχεται για εξατμισοδιαπνοή στις υποτροπικές και ημίξηρες περιοχές. Σ' αυτές τις περιπτώσεις, μολονότι αυτή η μεταφερόμενη αισθητή θερμότητα προέρχεται από την ηλιακή ακτινοβολία, οδηγεί σε μη γραμμική εξάρτηση της *ETP* με τη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία *Rs*. Πολλές από τις μεθόδους που βασίζονται στην ηλιακή ακτινοβολία εμπεριέχουν και κάποιον όρο εξαρτώμενο από την θερμοκρασία.

- Ως εκ τούτου, ο Makkink (1957) πρότεινε την ακόλουθο σχέση για την εκτίμηση της ET_P σε mm/day από μετρήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας:

$$ET_P = R_S\left(\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\right)+0.12$$

όπου το R_s μετατρέπεται σε ισοδύναμες μονάδες εξατμιζόμενου νερού. Η σχέση του Makkink έχει δώσει καλά αποτελέσματα στις ξηρές περιοχές. Σύμφωνα με την τροποποιημένη της. μορφή για το γρασίδι η εξίσωση για την ET_0 (σε mm/ημέρα) είναι:

$$ET_0 = C(W \cdot R_S)$$

όπου R_S είναι η ηλιακή ακτινοβολία σε ισοδύναμη εξάτμιση (σε mm/ημέρα), W είναι ένας συντελεστής που εξαρτάται από την θερμοκρασία και το γεωγραφικό πλάτος του τόπου και C είναι ένας παράγοντας που εξαρτάται από τη μέση υγρασία και τις συνθήκες του ανέμου στη διάρκεια της ημέρας μόνον.

Μέθοδος Hargreaves

- Ο Hargreaves (1974) ανέπτυξε μια μέθοδο για την εκτίμηση της ETP που είναι πολύ απλή κι απαιτεί ελάχιστα κλιματικά δεδομένα. Η μέθοδος μπορεί να γραφτεί ως:

$$ET_p = MF(18T_a + 32)CH$$

Όπου: *ETp* είναι σε *mm/μήνα, MF*είναι ένας μηνιαίος συντελεστής που εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος και δίνεται από πίνακες, T_α είναι η μέση μηνιαία θερμοκρασία (σε °*Q* και *CH* είναι ένας διορθωτικός παράγοντας για τη σχετική υγρασία *RH* που χρησιμοποιείται μόνον όταν η μέση ημερήσια σχετική υγρασία ξεπερνά το 64%. Το *CH* μπορεί να υπολογιστεί από την ακόλουθη εξίσωση:

$$CH = 0.166(100 - RH)^{1/2}$$

- Για μέση ημερήσια *RH ίση* με 64% ή λιγότερο το *CH* είναι ίσο με μονάδα. Ο Hargreaves συνέκρινε τη μέθοδο του με δεδομένα εξατμισοδιαπνοής από λυσίμετρα σε διάφορες περιοχές του κόσμου κι ανέπτυξε εξισώσεις (από τις σχετικές ευθείες παλινδρόμησης) που συσχετίζουν την πραγματική εξατμισοδιαπνοή ET με την ET_P *σε* διαφορετικές κλιματικές καταστάσεις.

3.6 ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ

- Για τον υπολογισμό της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής για μικρό σχετικά χρονικό διάστημα θα πρέπει να ληφθεί υπόψη το σύστημα έδαφος - φυτό -ατμόσφαιρα. Για μεγάλες χρονικές περιόδους η μέση πραγματική εξατμισοδιαπνοή μπορεί να εκτιμηθεί με ικανοποιητική προσέγγιση συναρτήσει των αντιστοίχων μέσων τιμών όπως της βροχόπτωσης και της θερμοκρασίας αέρα.
- Η μέση ετήσια πραγματική εξατμισοδιαπνοή μίας περιοχής αποτελεί τη συνισταμένη πολλών παραγόντων όπως του συνολικού ύψους βροχής, της κατανομής της βροχής, της φυτικής κάλυψης, των γεωλογικών χαρακτηριστικών και των μετεωρολογικών συνθηκών που επηρεάζουν την εξάτμιση και διαπνοή. Σε μία ομοιογενή γεωλογικά και κλιματικά περιοχή η ετήσια πραγματική εξατμισοδιαπνοή μπορεί να εκφρασθεί ως συνάρτηση του ετήσιου ύψους βροχής και της ετήσιας θερμοκρασίας. Στην αρχή αυτή βασίζονται οι μέθοδοι Turc και Coutagne που περιγράφονται παρακάτω (Σακκάς, 1985).

3.6.1 Μέθοδος TURC

Ο Turc (1961) ανέλυσε δεδομένα που συνέλεξε από 254 λεκάνες απορροής, τοποθετημένες πρακτικά σε κάθε μέρος του κόσμου και συσχέτισε την εξάτμιση με τη βροχόπτωση και τη θερμοκρασία, σύμφωνα με τη σχέση:

$$E = \frac{P}{\left[0.9 + (P / I_T)^2\right]^{0.5}}$$

Όπου:

- *E* είναι η ετήσια εξάτμιση ή εξατμισοδιαπνοή σε *mm,*
- *P* η ετήσια κατακρήμνιση σε *mm,*
- I_T ή *L- 300 + 25T + 0.05T 3* και
- *T* η μέση ετήσια θερμοκρασία σε *°C.*

Ο Turc συνέστησε ταυτόχρονα μια άλλη εξίσωση που ενσωματώνει την επίδραση της μεταβλητότητας της εδαφικής υγρασίας ως εξής:

$$E = \frac{P + E_{10} + K}{\left[I + \left(\frac{P + E}{I_T} + \frac{K}{2I_T} \right) \right]^{0.5}} \qquad (3.40)$$

Όπου: *E* είναι η εξάτμιση σε *mm* για μια περίοδο 10 ημερών, E_{10} η εκτιμημένη εξάτμιση (σε 10-ήμερη περίοδο) από γυμνό έδαφος, υποθέτοντας ότι δεν υπάρχει κατακρήμνιση ή δεν είναι μεγαλύτερη από 10 *mm*, *K* ένας παράγοντας καλλιέργειας που εκφράζεται ως εξής:

$$K = 25(cM/G)^{0.5} \qquad (3.41)$$

Όπου 100M είναι η τελική απόδοση της ξηρής ύλης σε kg/ha, 10G Το μέγεθος της περιόδου ανάπτυξης σε μέρες και c ένας συντελεστής καλλιέργειας.

- *Iτ* είναι η ικανότητα εξάτμισης του αέρα:

$$I_T = (T + 2)R_s^{0.5} / 16$$

στην τελευταία T είναι η μέση θερμοκρασία του αέρα για τη 10 ήμερη περίοδο σε °C, και *Rs* η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία σε *cal/cm² ήμερο.*

- Για τις κλιματικές συνθήκες της Δυτικής Ευρώπης, ο Turc υπολόγισε ότι η εξατμισοδιαπνοή σε mm/ημέρα για 10 ήμερες περιόδους είναι:

$$ET = 0.013 \frac{T}{T + 15}(R_s + 50)$$

για σχετική υγρασία (*RH)* > 50% και

$$ET = 0.013 \frac{T}{T + 15}(R_s + 50)\left(1 + \frac{50 - RH}{70}\right)$$

για σχετική υγρασία *(RH)* < 50% όπου T είναι η μέση θερμοκρασία σε C^0 και *Rs* η ηλιακή ακτινοβολία σε *ly/ημέρο.*

3.6.2 Μέθοδος Coutagne

Η μέθοδος Coutagne βασίζεται στα ίδια στοιχεία που βασίζεται και η μέθοδος Turc για τον υπολογισμό της μέσης ετήσιας τιμής της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής. Η δοσμένη από τον Coutagne εμπειρική σχέση είναι:

$$E = P\left(1 - \frac{P}{l}\right)$$

όπου *E* και *P* όπως έχουν οριστεί παραπάνω από την μέθοδο Turc και *l* είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας η οποία δίνεται από τη σχέση:

$$l = 800 + 140T \; [mm]$$

και T η μέση ετήσια θερμοκρασία αέρος σε °*C.* Οι παραπάνω εξισώσεις ισχύουν μόνο εφόσον το ύψος της βροχόπτωσης περιέχεται μεταξύ των ορίων *1/8 και 1/2* δηλαδή ικανοποιείται η σχέση:

$$\frac{I}{8} \leq P \leq \frac{I}{2} \qquad (3.47)$$

$$E = P \text{ για } (P < I/8) \qquad (3.48)$$

Εάν το ύψος της βροχόπτωσης είναι μικρότερο του 1/8 τότε το έλλειμμα ροής ισούται προς την βροχόπτωση και συνεπώς καμία απορροή δεν λαμβάνει μέρος. Δηλαδή:

E=P για (P<1/8)

Εάν το ύψος βροχοπτώσεως είναι μεγαλύτερο του 1/2 τότε το έλλειμμα ροής είναι ανεξάρτητο της βροχόπτωσης και προσδιορίζεται από την εξίσωση:

$$E = \frac{I}{4} = 200 + 35T \qquad (3.49)$$

- Οι τιμές των συναρτήσεων της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας *L(T)* και *I(T)*, οι οποίες ορίζονται παραπάνω, είναι δυνατόν να υπολογιστούν εύκολα ή να προσδιοριστούν με ικανοποιητική ακρίβεια από το διάγραμμα του Σχήματος 3.2.

- Για την περαιτέρω απλοποίηση του υπολογισμού και την αποφυγή σφαλμάτων οι σχετικές εξισώσεις των μεθόδων Turc και Coutagne τίθενται στην αδιάστατη μορφή με την εισαγωγή των αδιάστατων μεταβλητών ως εξής:

$$\varepsilon = E / P \qquad (3.50)$$

$$H = P / L \qquad (3.51)$$

$$\eta = P / I \qquad (3.52)$$

Με τον τρόπο αυτό οι παραπάνω εξισώσεις λαμβάνουν αντίστοιχα την μορφή:

- **Μέθοδος Turc**

$$\varepsilon = \left(0.90 + H^2\right)^{-\frac{1}{2}} \text{ για } H > 0.316 \qquad (3.53)$$

$$\varepsilon = 1 \text{ για } \eta < \frac{1}{8} \qquad (3.54)$$

$$\varepsilon = 1 - \eta \text{ για} \left(\frac{1}{8} \leq \eta \leq \frac{1}{2}\right) \qquad (3.55)$$

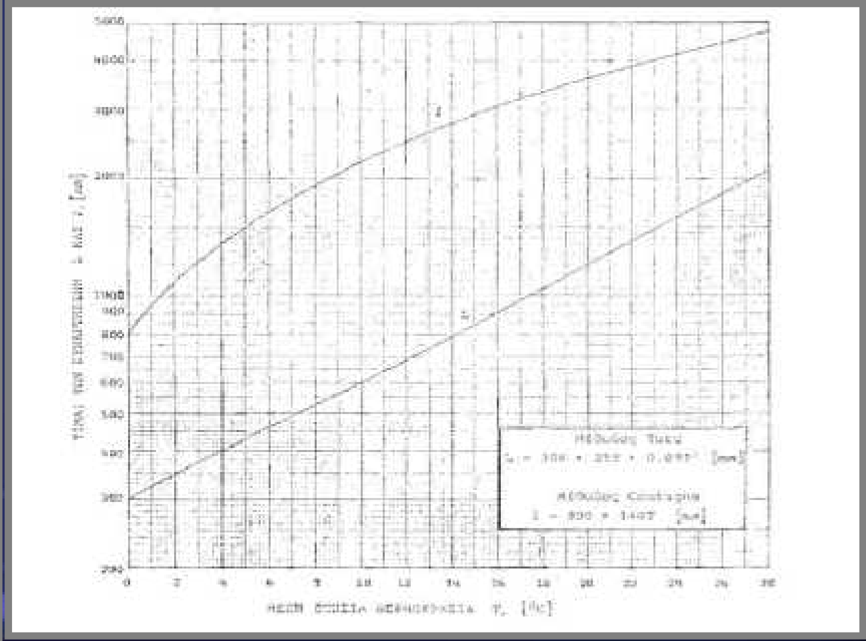
- **Μέθοδος Coutagne**

$$\varepsilon = \frac{1}{4\eta} \text{ για } \left(\eta > \frac{1}{2}\right)$$

- Είναι προφανές ότι η εξίσωση Turc ισχύει για τις τιμές *H* οι οποίες παρέχουν *ε* < 1 ή για *H* > 0.316 . Για μικρότερες τιμές του H λαμβάνεται:

$$\varepsilon = 1 \text{ για } H < 0.316$$

- Για δοσμένες τιμές του μέσου ετήσιου ύψους βροχής P και της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας Τα προσδιορίζονται οι τιμές L και /από το διάγραμμα του Σχήματος 3.3.



Σχήμα 3.3 *Οι τιμές των συναρτήσεων L και I των μεθόδων Turc και Coutagne.*