

# Υδρομετεωρολογία

## Διεργασίες μεταφοράς

Δημήτρης Κουτσογιάννης  
 Τομέας Υδατικών Πόρων – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο  
 Αθήνα 2000

### Γενικές έννοιες

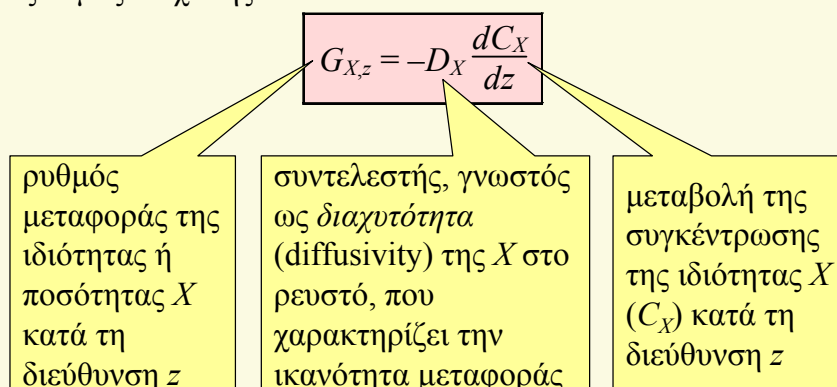
Σώματα →	Στερεά	Ρευστά (υγρά, αέρια)
Τρόποι μεταφοράς ↓		
<b>Ακτινοβολία (radiation)</b> Χαρακτηρίζεται από εκπομπή/απορρόφηση φωτονίων	Μεταφορά <b>ενέργειας</b>	Μεταφορά <b>ενέργειας</b>
<b>Αγωγή (conduction)</b> Οφείλεται στη μοριακή κίνηση	Μεταφορά <b>ενέργειας</b>	Μεταφορά <b>μάζας, ορμής, ενέργειας</b> Είναι σημαντική σε ρευστά ακίνητα ή με στρωτή ροή
<b>Μεταγωγή (convection)</b> Οφείλεται στην τυρβώδη ροή	–	Μεταφορά <b>μάζας, ορμής, ενέργειας</b> Είναι πολύ εντονότερη από την αγωγή

Διαγώγιση  
 Διάχυση

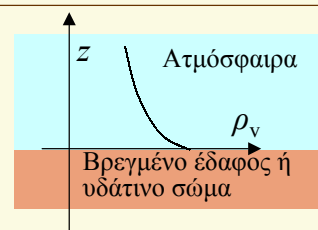
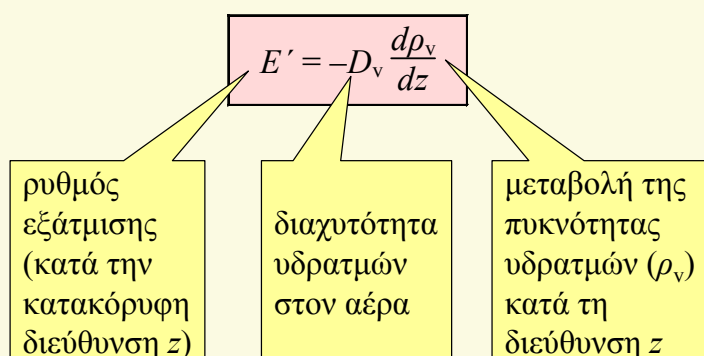
Διαγώγιση (advection): Μεταφορά κατά τη διεύθυνση της ροής, από την ίδια τη ροή  
 Διάχυση (diffusion): Μεταφορά από περιοχή μεγαλύτερης συγκέντρωσης σε περιοχή μικρότερης συγκέντρωσης (διεύθυνση παράλληλη με τη διεύθυνση μέγιστης κλίσης της συγκέντρωσης)

## Η διάχυση και ο γενικός νόμος της

- ✓ **Διάχυση:** η διεργασία της μεταφοράς μιας ποσότητας ή ιδιότητας (π.χ. μάζας, ορμής, ενέργειας) από περιοχή υψηλότερης συγκέντρωσής της σε περιοχή χαμηλότερης συγκέντρωσής της.
  - Μοριακή διάχυση = διάχυση με αγωγή
  - Τυρβώδης διάχυση = διάχυση με μεταγωγή
- ✓ Γενικός νόμος διάχυσης

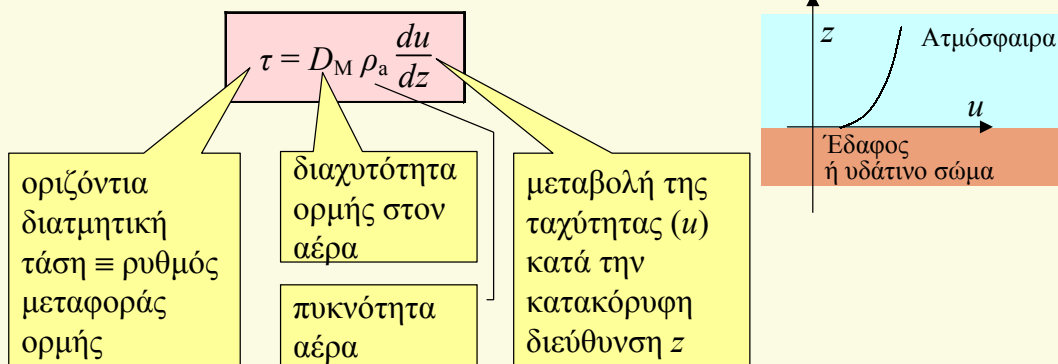


## Μεταφορά μάζας υδρατμών – Νόμος του Fick



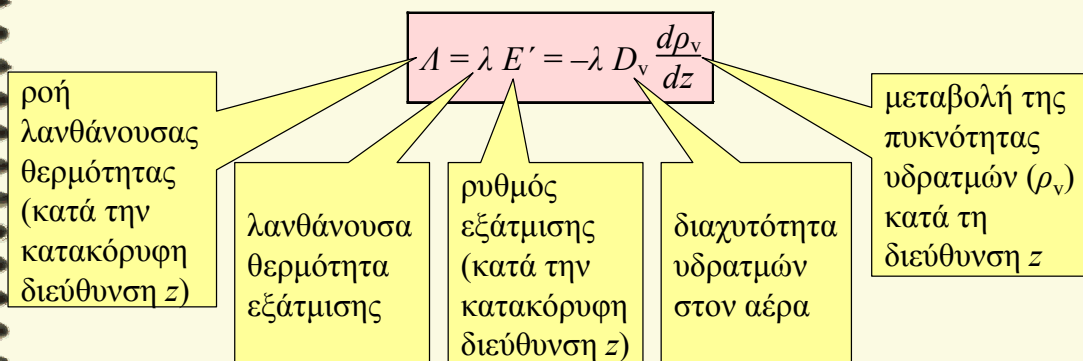
Σημείωση: Ο νόμος ισχύει σε συνθήκες είτε στρωτής ροής (στρωτή συνωριακή υποστοιβάδα) είτε τυρβώδους ροής, αλλά η διαχυτότητα έχει ριζικά διαφορετικές τιμές στις δύο περιπτώσεις (μοριακή ή στροβιλώδης διαχυτότητα).

## Μεταφορά ορμής

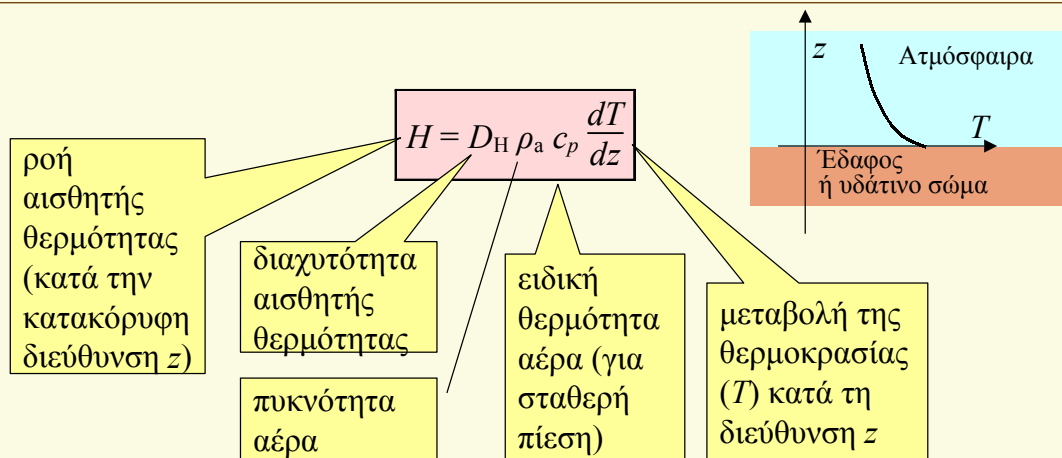


Σημείωση: Σε συνθήκες στρωτής ροής η διαχυτότητα ταυτίζεται με την κινηματική συνεκτικότητα  $\nu$ , η οποία είναι χαρακτηριστική ιδιότητα του ρευστού. Στην περίπτωση αυτή ο νόμος είναι γνωστός ως *νόμος του Νεύτωνα για τη συνεκτικότητα*. Σε συνθήκες τυρβώδους ροής η διαχυτότητα ορμής (γνωστή και ως στροβιλώδης συνεκτικότητα – eddy viscosity) είναι 4-6 τάξεις μεγέθους μεγαλύτερη από την κινηματική συνεκτικότητα. Η τυρβώδης συνεκτικότητα δεν είναι ιδιότητα του ρευστού αλλά εξαρτάται από την πυκνότητα, την κλίση ταχύτητας και τα χαρακτηριστικά της τύρβης.

## Μεταφορά λανθάνουσας θερμότητας



## Μεταφορά αισθητής θερμότητας



Σημείωση: Το μέγεθος  $\rho_a c_p (T - T_0)$ , όπου  $T_0$  μια αυθαίρετη τιμή της θερμοκρασίας, μπορεί να θεωρηθεί ως συγκέντρωση αισθητής θερμότητας. Στην περίπτωση της αγωγής (σε στερεά ή ρευστά σε ηρεμία ή στρωτή ροή) ο νόμος είναι γνωστός ως νόμος του *Fourier*.

## Διερεύνηση της διαχυτότητας ορμής

Για συνθήκες στρωτής ροής ισχύει  $D_M = \nu = ct$ , οπότε για σταθερή (με το ύψος) τιμή της διατμητικής τάσης προκύπτει  $du / dz = \tau / (\rho_a \nu) = ct$ . Επομένως η μεταβολή της ταχύτητας είναι γραμμική.

Για συνθήκες τυρβώδους ροής η διαχυτότητα  $D_M$  δεν είναι σταθερή. Η τιμή της μπορεί να υπολογιστεί αν είναι γνωστές η διατμητική τάση  $\tau$  και η κατανομή ταχύτητας  $du / dz$ .

$$D_M = \frac{\tau}{\rho_a (du / dz)}$$

Για το σκοπό αυτό υποθέτουμε ότι  $\tau = \text{σταθερή}$  (με το ύψος) και ότι η κατανομή ταχύτητας δίνεται από το λογαριθμικό νόμο

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

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

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

## Διερεύνηση της διαχυτότητας ορμής (2)

Με αυτές τις συνθήκες προκύπτει

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{kz}$$

και μετά από πράξεις

$$D_M = k u_* z$$

Η τελευταία εξίσωση δείχνει ότι η διαχυτότητα ορμής αυξάνεται γραμμικά με το ύψος και με την ταχύτητα τριβής, η οποία πρακτικώς αντιπροσωπεύει την ταχύτητα των στροβίλων.

Για την εκτίμηση της  $u_*$  στην παραπάνω εξίσωση θα πρέπει να γίνουν μετρήσεις της ταχύτητας σε δύο στάθμες  $z_1$  και  $z_2$ . Με βάση το λογαριθμικό νόμο κατανομής ταχύτητας προκύπτει

$$u_* = \frac{k(u_2 - u_1)}{\ln(z_2/z_1)}$$

## Οι διαχυτότητες μάζας και ενέργειας

- ✓ Αρχή της ομοιότητας: Οι στρόβιλοι δεν κάνουν διάκριση των ποσοτήτων που μεταφέρουν, οπότε  $D_v = D_H = D_M$
- ✓ Η αρχή της ομοιότητας επαληθεύεται όταν στη συνοριακή στοιβάδα της ατμόσφαιρας επικρατούν συνθήκες ουδέτερης ευστάθειας.
- ✓ Για απολύτως ασταθή ατμόσφαιρα ισχύει  $D_v > D_M$  και  $D_H > D_M$  (η κατακόρυφη μεταφορά υδρατμών και αισθητής θερμότητας ενισχύεται)
- ✓ Για απολύτως ευσταθή ατμόσφαιρα ισχύει  $D_v < D_M$  και  $D_H < D_M$  (η κατακόρυφη μεταφορά υδρατμών και αισθητής θερμότητας εξασθενεί)
- ✓ Οι συνθήκες ευστάθειας στο οριακό στρώμα συναρτώνται με την κατανομή ταχύτητας με το ύψος σε σχέση με τη λογαριθμική κατανομή (αστάθεια: λιγότερο απότομη κατανομή, ευστάθεια: πιο απότομη κατανομή).

## Η γενική εξίσωση διαγώγισης-διάχυσης

Στις τρεις διαστάσεις ισχύει η εξίσωση

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u_x \frac{\partial C}{\partial x} + u_y \frac{\partial C}{\partial y} + u_z \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) - KC$$

όπου

$C$  η ιδιότητα της οποίας ενδιαφέρει η μεταφορά,

$u_x, u_y, u_z$  οι συνιστώσες της ταχύτητας στις τρεις διαστάσεις  $x, y, z$ ,

$D_x, D_y, D_z$  οι διαχυτότητες στις τρεις διαστάσεις που γενικά διαφέρουν τόσο με τη διεύθυνση  $x, y$  ή  $z$  (ανισοτροπία) όσο και με τη θέση (ανομογένεια), και

$K$  σταθερά εξασθένησης της ιδιότητας (υποτίθεται εξασθένηση πρώτης τάξης, δηλαδή ο ρυθμός εξασθένησης θεωρείται ανάλογος της συγκέντρωσης με συντελεστή αναλογίας  $K$ ).

## Βιβλιογραφία για παραπέρα μελέτη

- ✓ Κουτσογιάννης, Δ. και Θ. Ξανθόπουλος, *Τεχνική Υδρολογία*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1997.
- ✓ Πανεπιστήμιο Berkeley, Στατιστική Φυσική, Μαθήματα Φυσικής, Τόμος 5, Ελληνική έκδοση, Κορφιάτης, Αθήνα, 1978.
- ✓ Dingman, S. L., *Physical Hydrology*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1994.
- ✓ Chow, V. T., D. R. Maidment, and L. W. Mays, *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, 1988.
- ✓ Oke, T. R., *Boundary Layer Climates*, 2nd edition, Routledge, London, 1987.
- ✓ Webster, P. J., The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions, *Reviews of Geophysics*, 32(4), 427-476, 1994.
- ✓ Wetzel, P. J., and A. Boone, A parameterization for land-atmosphere-cloud exchange (PLACE): Documentation and testing of a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land, *J. Climate*, 8, 1810-1837, 1995.