

Υδρομετεωρολογία Διεργασίες μεταφοράς

Δημήτρης Κουτσογιάννης
Τομέας Υδατικών Πόρων – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο
Αθήνα 2000

Γενικές έννοιες

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

Διαγωγή
 Διάχυση

Διαγωγή (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

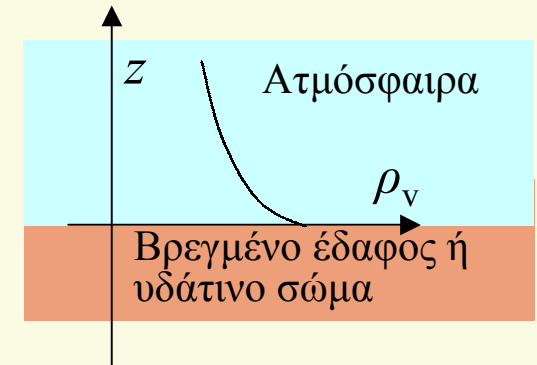
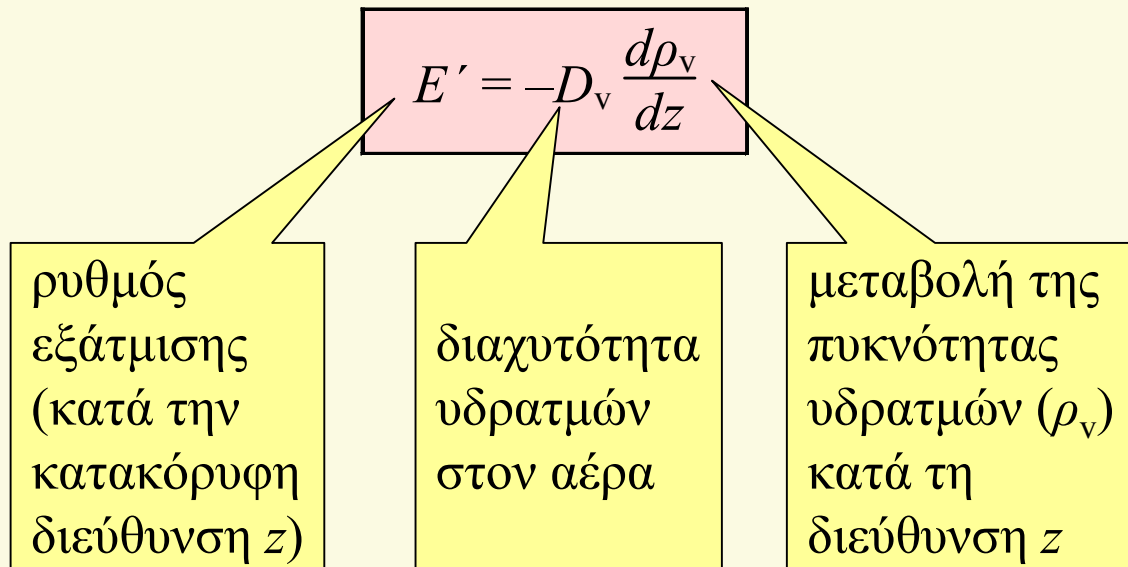
$$G_{X,z} = -D_X \frac{dC_X}{dz}$$

ρυθμός μεταφοράς της ιδιότητας ή ποσότητας X κατά τη διεύθυνση z

συντελεστής, γνωστός ως *διαχυτότητα* (diffusivity) της X στο ρευστό, που χαρακτηρίζει την ικανότητα μεταφοράς

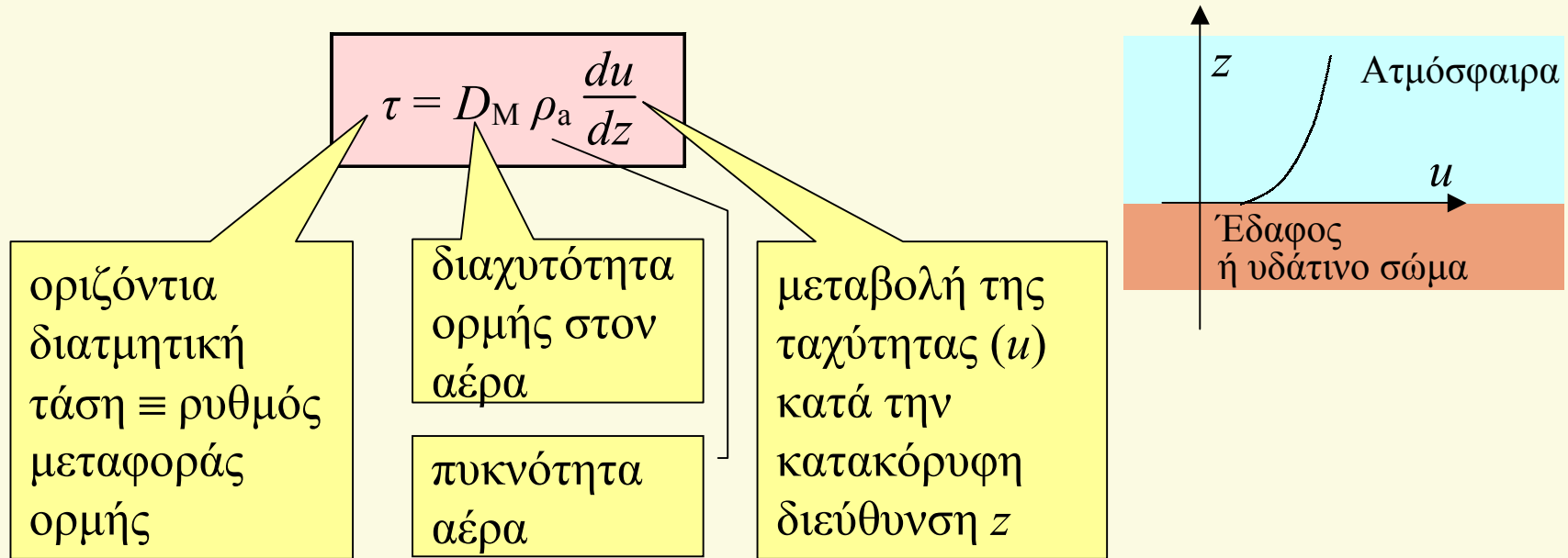
μεταβολή της συγκέντρωσης της ιδιότητας X (C_X) κατά τη διεύθυνση z

Μεταφορά μάζας υδρατμών – Νόμος του Fick



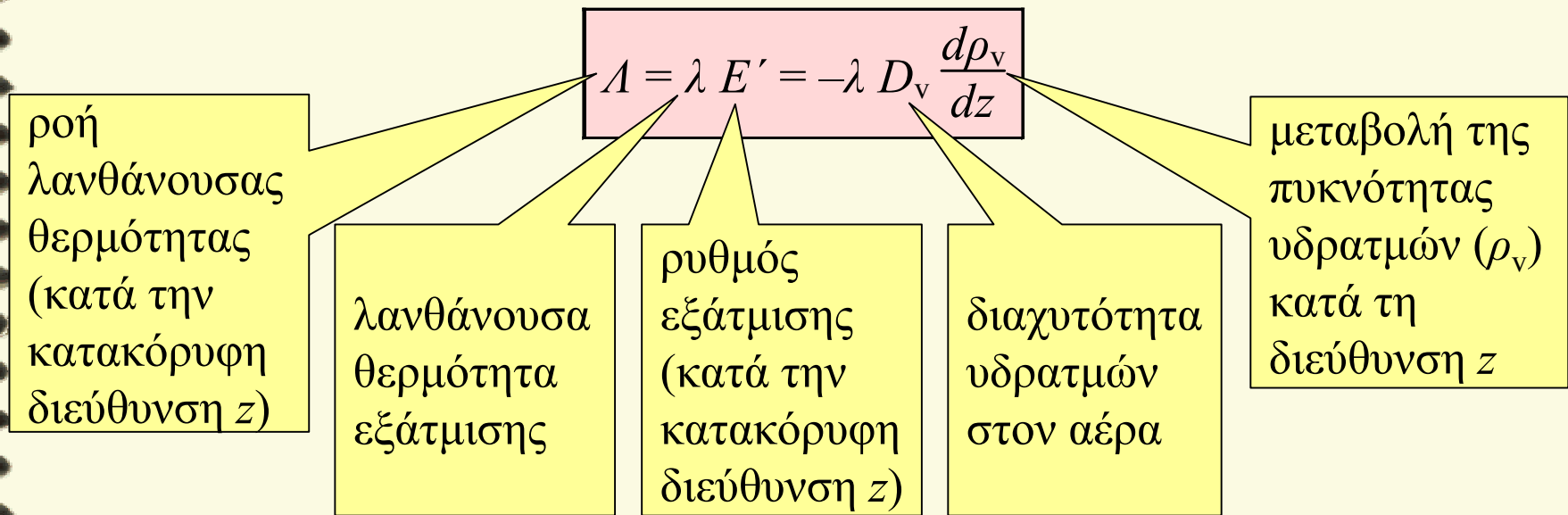
Σημείωση: Ο νόμος ισχύει σε συνθήκες είτε στρωτής ροής (στρωτή συνοριακή υποστοιβάδα) είτε τυρβώδους ροής, αλλά η διαχυτότητα έχει ριζικά διαφορετικές τιμές στις δύο περιπτώσεις (μοριακή ή στροβιλώδης διαχυτότητα).

Μεταφορά ορμής

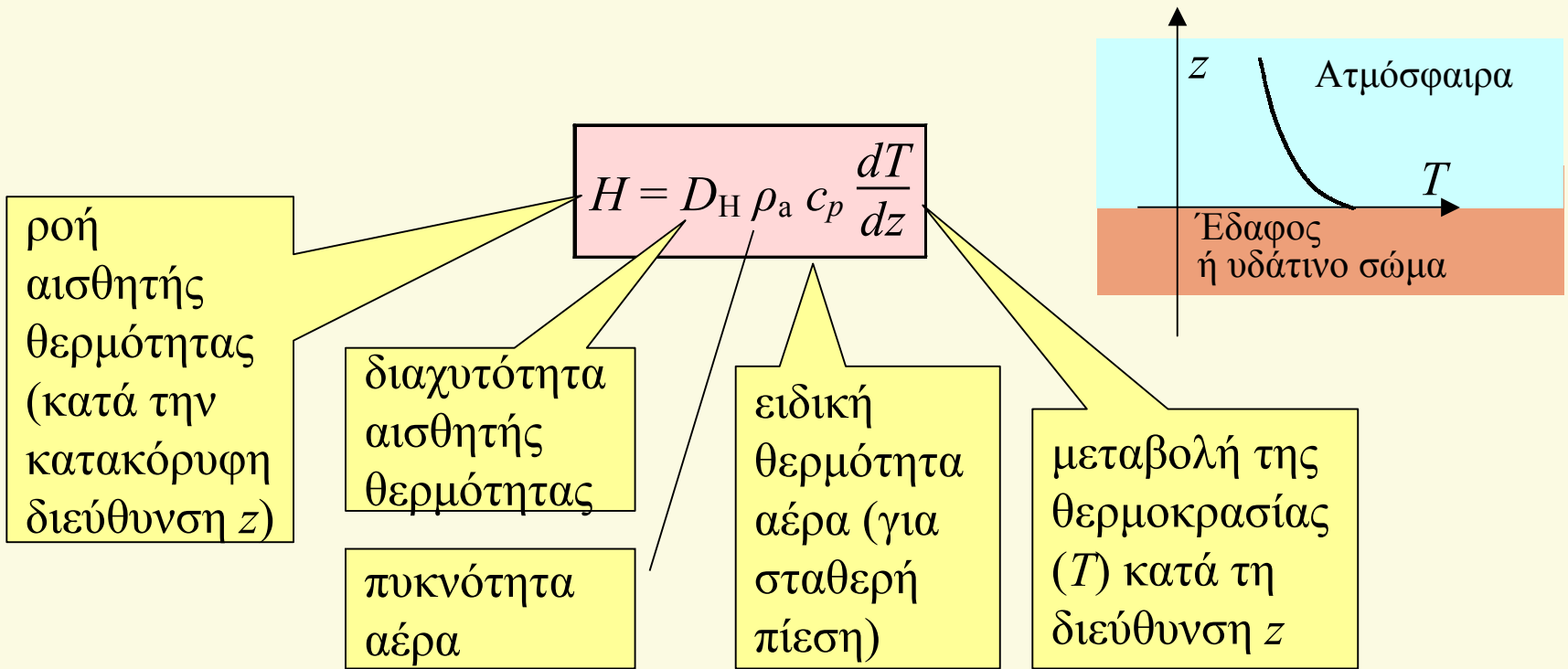


Σημείωση: Σε συνθήκες στρωτής ροής η διαχυτότητα ταυτίζεται με την κινηματική συνεκτικότητα ν , η οποία είναι χαρακτηριστική ιδιότητα του ρευστού. Στην περίπτωση αυτή ο νόμος είναι γνωστός ως νόμος του Νεύτωνα για τη συνεκτικότητα. Σε συνθήκες τυρβώδους ροής η διαχυτότητα ορμής (γνωστή και ως στροβιλώδης 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 τ και η κατανομή ταχύτητας du / dz .

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

Για το σκοπό αυτό υποθέτουμε ότι $\tau =$ 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

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{k z}$$

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.