



N.K.U.A. - Department of Science

Psachna, Euboea - Euripus Campus

Φυσική Περιβάλλοντος :

“Κεφ 6, Ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα”

Καθ. Μιχάλης Γρ Βραχόπουλος

Energy and Environmental Research Laboratory



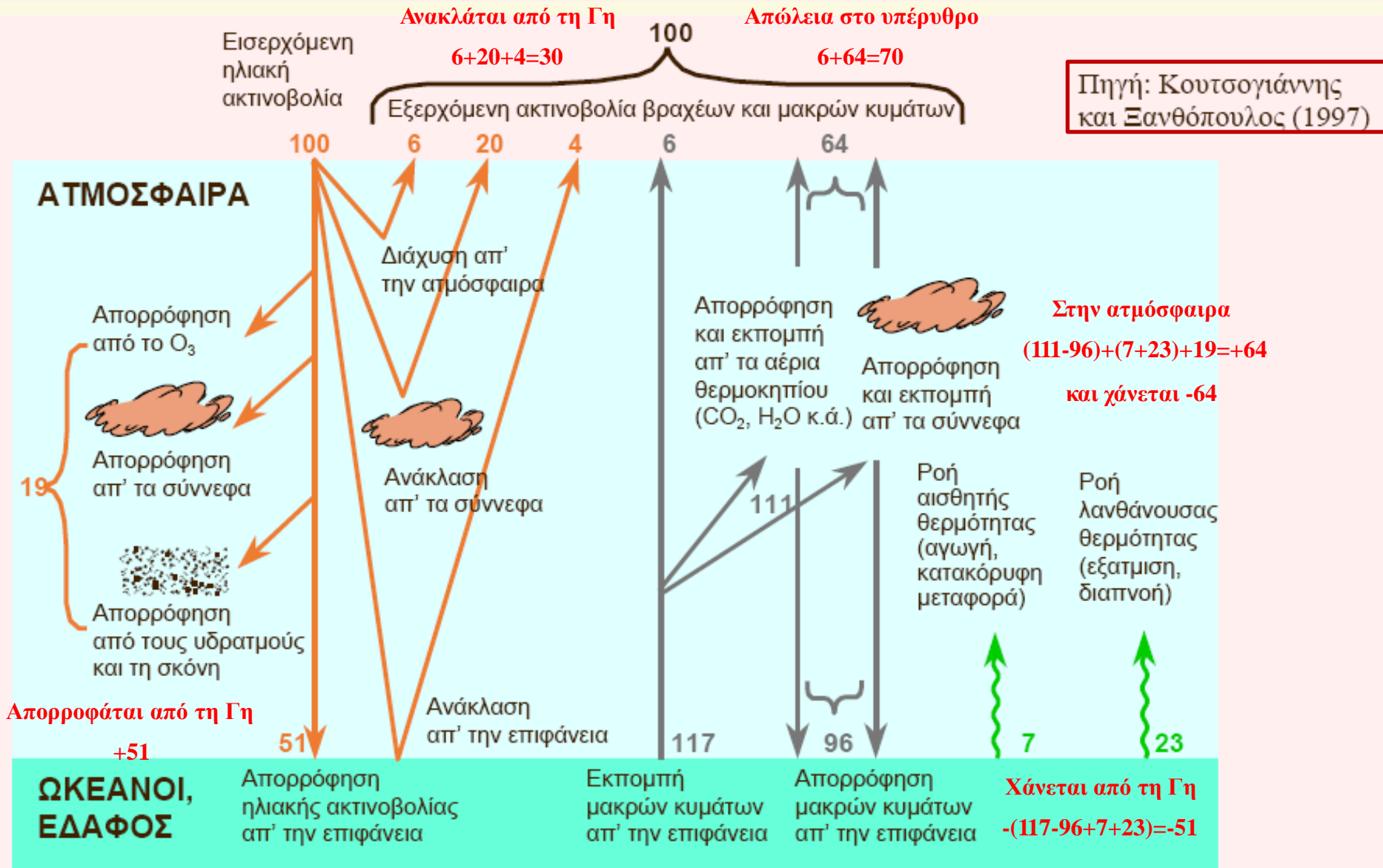
Ισοζύγιο ακτινοβολίας

ΔΙΑΣΤΗΜΑ

◀ ΒΡΑΧΕΑ ΚΥΜΑΤΑ ▶

◀ ΜΑΚΡΑ ΚΥΜΑΤΑ ▶

100 μονάδες = 343 W/m²



Κατακόρυφη ανοδική μεταφορά

Ελεύθερη κατακόρυφη ανοδική μεταφορά (θερμικά).

Εξαναγκασμένη κατακόρυφη ανοδική μεταφορά

Ροή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας

Ο ρόλος της εξάτμισης και ροής λανθάνουσας θερμότητας και υδρατμών στις ατμοσφαιρικές κινήσεις.
(το 80% της ενέργειας των ατμοσφαιρικών κινήσεων προέρχονται από την εξάτμιση νερού από τους ωκεανούς)

Οριζόντια Μεταφορά

Ο ρόλος της οριζόντιας μεταφοράς θερμότητας από τους τροπικούς προς τους πόλους.

Ιξώδες ρευστών

Ιξώδες ρευστού είναι μία φυσική ιδιότητα που εκφράζει την εσωτερική αντίσταση του ρευστού σε παραμορφώσεις.

Δυναμικό (μ) και κινηματικό (ν) ιξώδες ($\nu = \mu/\rho$).

Μονάδες μ : **$\text{Pa s} = \text{kgm}^{-1} \text{s}^{-1}$**

Μονάδες ν : **$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$**

1 St (Stokes) = $1 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1} = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

Σε $T=15^\circ\text{C}$ και $P=1\text{Atm}$

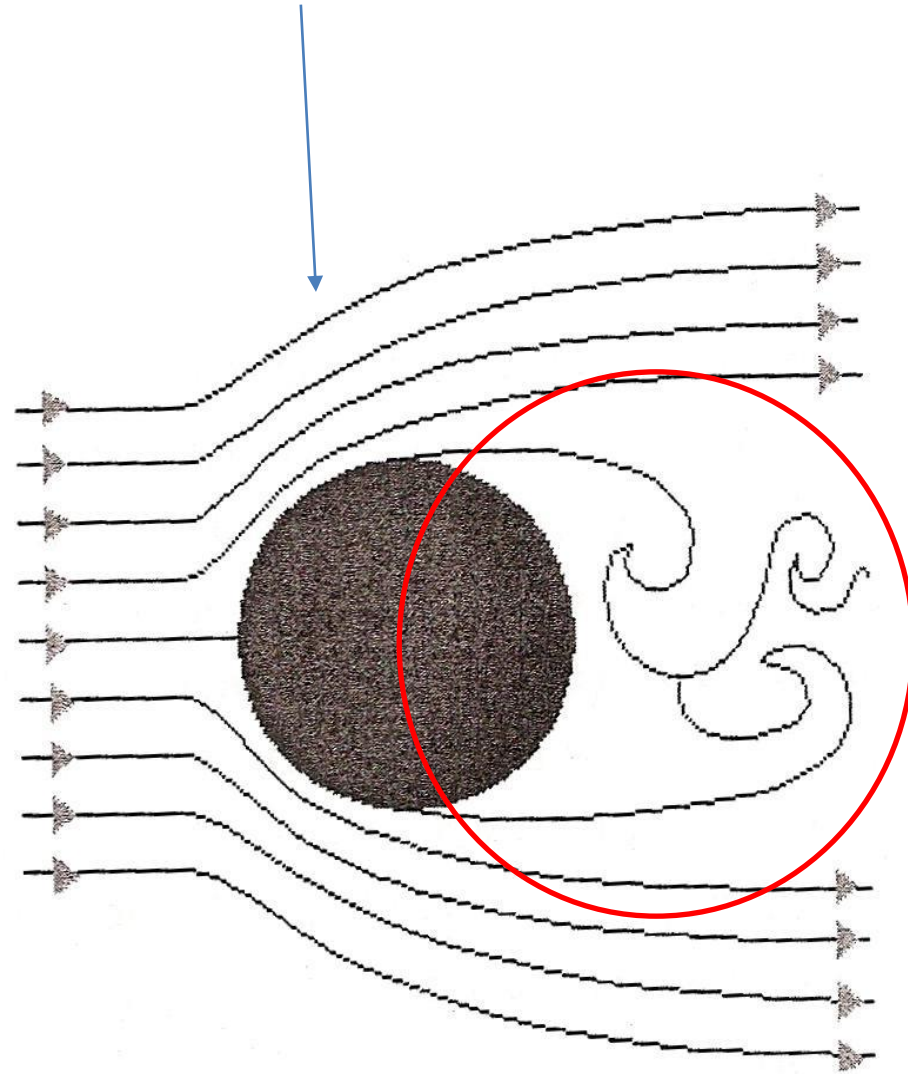
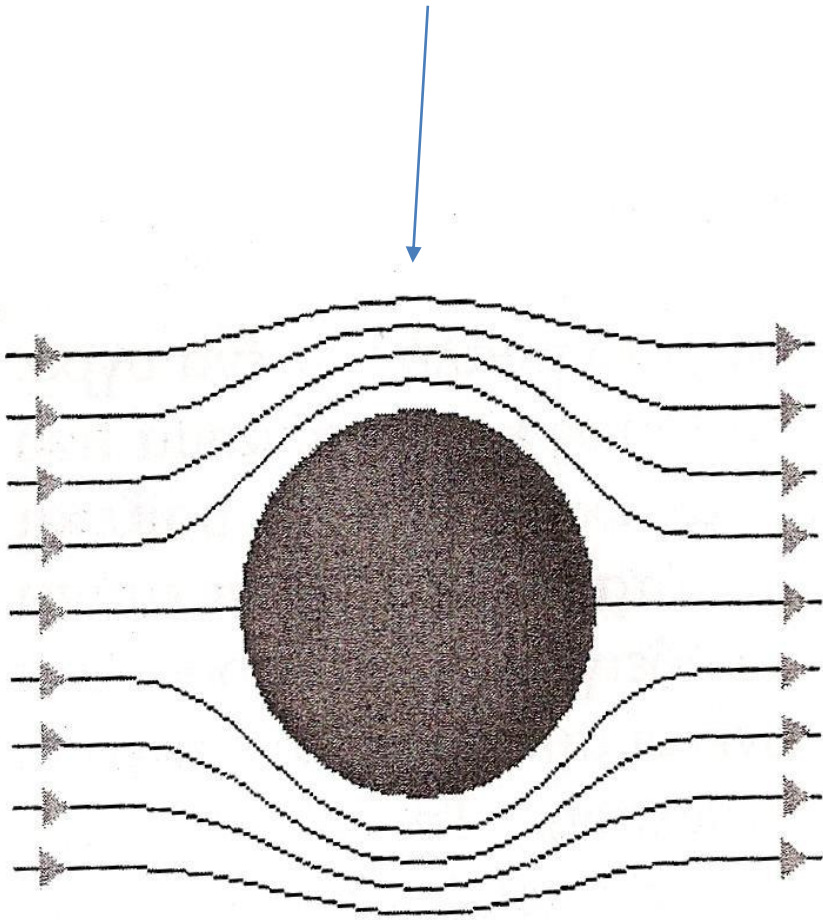
αέρας $\mu=1,78 \cdot 10^{-5} \text{ Pa s}$

νερό $\mu=1,14 \cdot 10^{-3} \text{ Pa s}$

λάδι $\mu=1,9 \text{ Pa s}$

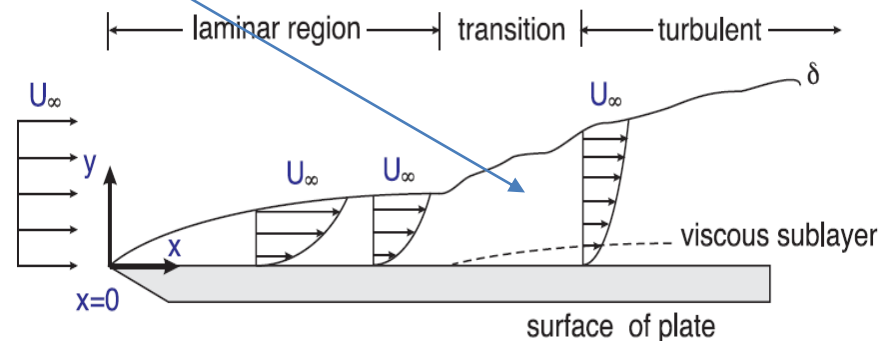
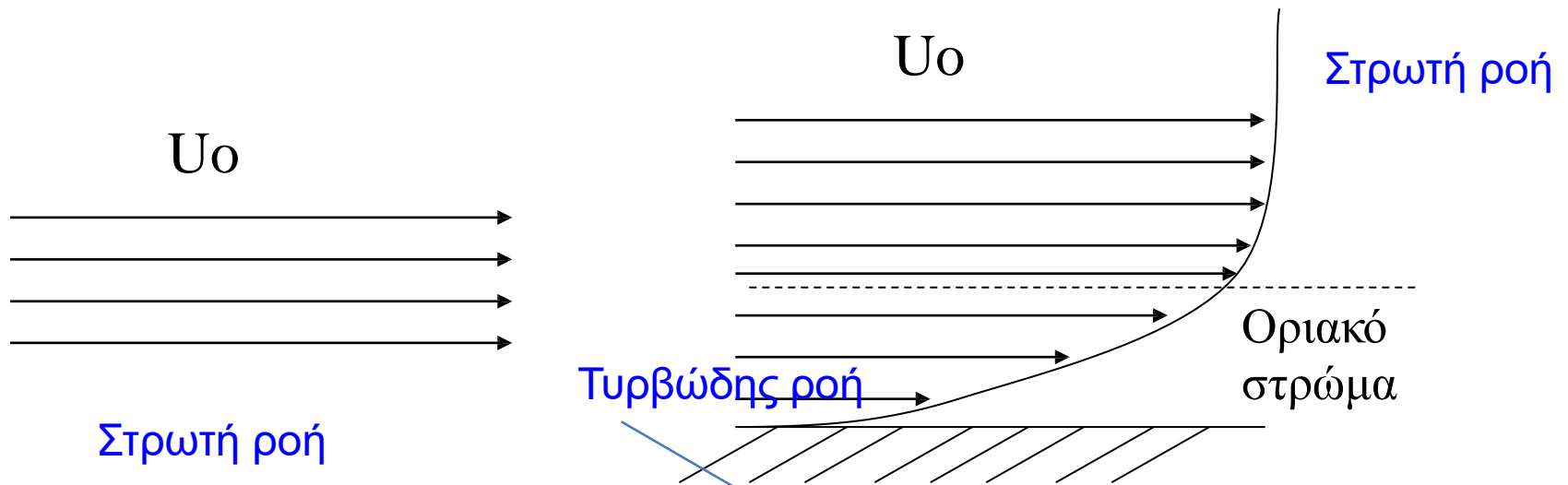
| Υλικό | Θερμοκρασία ($^\circ\text{C}$) | Κινηματικό ιξώδες ν ($\text{m}^2\text{s}^{-1} \times 10^{-6}$) |
|-------|----------------------------------|---|
| Αέρας | 0 | 13 |
| | 20 | 14.,8 |
| | 40 | 16,8 |
| Νερό | 0 | 1,79 |
| | 20 | 1,01 |
| | 40 | 0,66 |
| πάγος | | <u>$1,4 \times 10^{16}$</u> |

Ροή τέλειου ρευστού και ροή ρευστού με ιξώδες



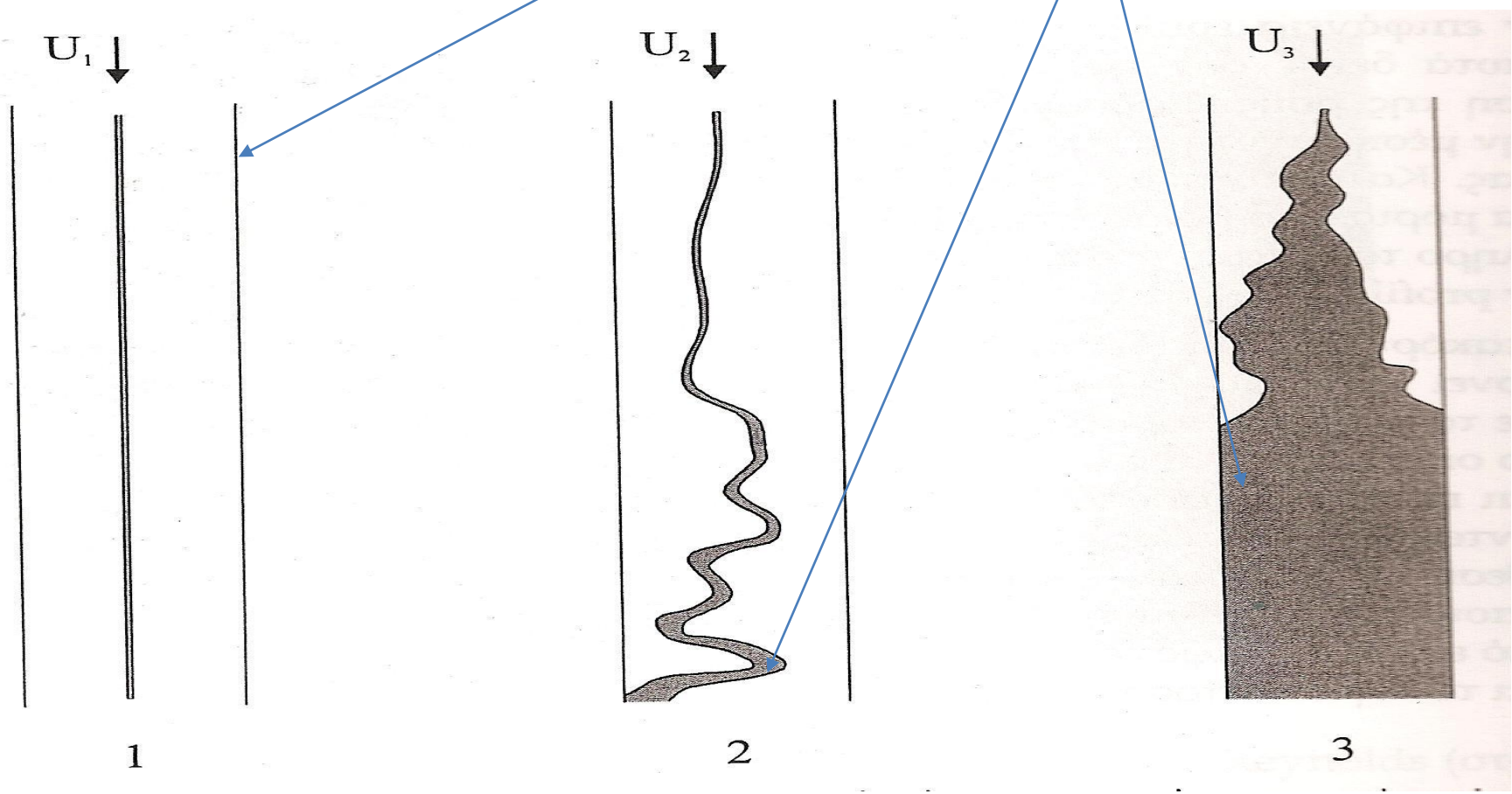
Στρωτή ροή

Στρωτή ροή (laminar flow) ονομάζεται η ροή κατά την οποία όλα τα στοιχεία του ρευστού κινούνται προς την ίδια κατεύθυνση.

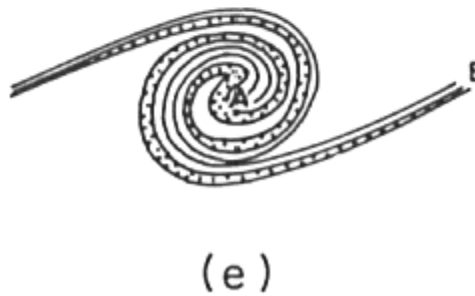
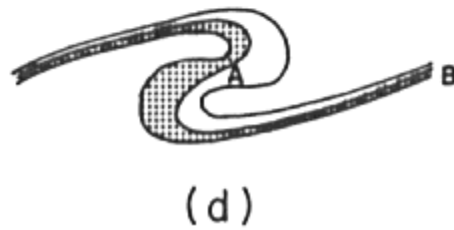
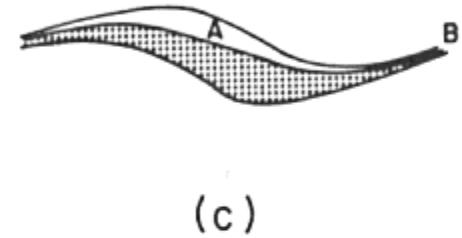
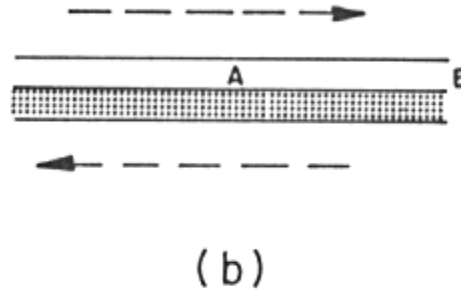
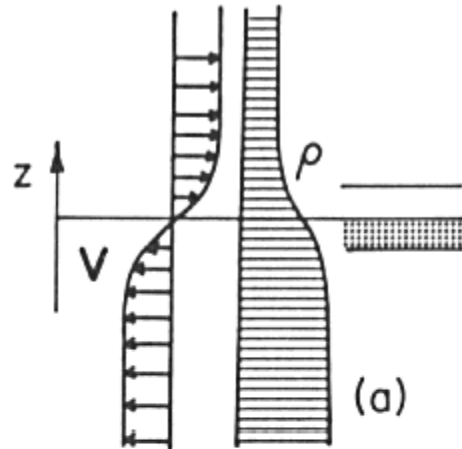


| | | |
|--------|------------|---|
| Ρευστό | Τέλειο | Καμιά τριβή ανάμεσα σε κινούμενα στρώματα του ρευστού ή ανάμεσα σε ακίνητη οριακή επιφάνεια και το ρευστό |
| | Πραγματικό | Τριβή |
| | | Συνθήκη μη ολίσθησης |
| Ροή | Στρωτή | Ομαλή, συστηματική ροή Καμιά ανάμιξη μεγάλης κλίμακας |
| | | Το ιξώδες είναι πολύ σημαντικό |
| | Τυρβώδης | Τυχαία ή χαοτική κίνηση των στοιχείων του ρευστού |
| | | Στρόβιλοι διαφόρων μεγεθών |
| | | Ανάμιξη μεγάλης κλίμακας |

Μετάβαση από στρωτή σε τυρβώδη ροή



Δημιουργία και ανάπτυξη τύρβης



(a) σταθερή στρωμάτωση του ρευστού

(b) ασθενής διατμητική τάση – καμιά διαταραχή

(c) η διατμητική τάση ξεπερνά το όριο για την ανάπτυξη διαταραχής

(d)-(e)-(f) εξέλιξη και ανάπτυξη των στροβίλων - ενίσχυση

Μετάβαση σε τυρβώδη ροή

Διατμητική τάση

$$\tau_x = -\frac{n\partial u}{\partial z} = -\nu\rho \frac{\partial u_x}{\partial z}$$

- » n (ή μ): συντελεστής του μοριακού ιξώδους του ρευστού
- » ν : κινηματικός συντελεστής του μοριακού ιξώδους του ρευστού

Αριθμός Reynolds

$$R_e = \frac{Lu}{\nu}$$

L : χαρακτηριστικό μήκος (π.χ. διάμετρος σωλήνα)

u : ταχύτητα ροής

ν : κινηματικός συντελεστής ιξώδους

- **Re>6000 τυρβώδης ροή**
- **Re<6000 στρωτή ροή**

στο κατώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας ($L=100$ m) με τυπικό μοριακό κινηματικό ιξώδες $\nu=1,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ και $u=1 \text{ ms}^{-1}$ προκύπτει $Re=6,6 \times 10^6$ και επομένως το μοριακό ιξώδες δεν μπορεί να συντηρήσει στρωτή ροή.

Παράδειγμα:

Με τι ταχύτητα πρέπει να εξέρχονται τα καυσαέρια από μία καμινάδα διαμέτρου 3m εάν θεωρηθεί το κινηματικό ιξώδες ίδιο με αυτό του αέρα ώστε να συντηρηθεί η στρωτή ροή ($\nu=1,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$); **Πόσο???**

Τυρβώδης ροή στην ατμόσφαιρα

Η τυρβώδης ροή είναι η ακανόνιστη κίνηση του ανέμου

Η ατμόσφαιρα στο οριακό στρώμα έχει τυρβώδη ροή

Πάνω στη μέση ροή του ανέμου υπάρχουν στροβιλώδεις κινήσεις που καλύπτουν διάφορες κλίμακες

Δύο είδη τύρβης

- » Μηχανική τύρβη (μικρές στροβιλώδεις κινήσεις μεγάλης συχνότητας)
- » Θερμική τύρβη (μεγάλες στροβιλώδεις κινήσεις χαμηλής συχνότητας)

Χαρακτηριστικά τύρβης

Η ροή: Περιλαμβάνει στροβίλους (eddies)
Είναι τρισδιάστατη
Είναι μη γραμμική
Είναι στοχαστική

Η τυρβώδης ροή είναι διαχυτική

Η χρονική και χωρική κλίμακα είναι της ίδιας τάξης μεγέθους με την αντίστοιχη των μεταφερόμενων ποσοτήτων.

Η τύρβη είναι συνεχές φαινόμενο

Χαρακτηριστικά τύρβης

- **Η αταξία** (μη γραμμική). Είναι από τα πιο σημαντικά χαρακτηριστικά. Αυτό σημαίνει ότι ο υπολογισμός του ροϊκού πεδίου με βάση τις εξισώσεις Navier-Stokes είναι πολύ δύσκολος. Έτσι χρησιμοποιείται η στατιστική ανάλυση.
- **Η διαχυτότητα**. Μέσω της χαοτικής κίνησης παρατηρείται έντονη ανάμειξη και αυξημένες τυρβώδεις εγκάρσιες ροές ορμής, θερμότητας και μάζας. Ο υπολογισμός αυτών των ροών είναι ο βασικός στόχος σε όλα σχεδόν τα τεχνικά προβλήματα.
- **Ο μεγάλος αριθμός Reynolds**. Όλες οι τυρβώδεις ροές εμφανίζονται σε μεγάλους αριθμούς Re. Αυτό σημαίνει ότι η τυρβώδης ροή είναι αποτέλεσμα δυναμικής αστάθειας των παραπάνω εξισώσεων (Navier-Stokes).
- **Οι τρισδιάστατες διακυμάνσεις στροβιλότητας**. Η τύρβη είναι πάντα τρισδιάστατη, έστω και αν το πεδίο ροής είναι κατά βάση μονοδιάστατο ή δισδιάστατο. Η στροβιλότητα παίζει σημαντικό ρόλο στη δυναμική αστάθεια της ροής.

•

Χαρακτηριστικά τύρβης

- **Ο εκφυλισμός ή η απορρόφηση της Τυρβώδους Κινητικής Ενέργειας** (TKE, Turbulence Kinetic Energy). Όπως το ιξώδες επενεργεί διαχυτικά, με το να μετατρέπει κινητική ενέργεια σε θερμότητα, το ίδιο παρατηρείται με την τύρβη. Αν η ροή δεν τροφοδοτείται συνεχώς με μηχανική ενέργεια, η ενέργεια της τύρβης εκφυλίζεται και στο τέλος μετατρέπεται σε θερμότητα, με επακόλουθο την εξαφάνιση της τύρβης.
- **Το συνεχές πεδίο ροής.** Η τύρβη είναι χαρακτηριστικό του πεδίου ροής και η μικρότερη κλίμακα τύρβης είναι πολύ μεγαλύτερη από αυτήν της μοριακής δομής του ρευστού.
- **Η χαρακτηριστική ιδιότητα της ροής.** Η τύρβη είναι χαρακτηριστική ιδιότητα της ροής και όχι του ρευστού και εμφανίζεται μόνον όταν υπάρχουν μη μηδενικές ταχύτητες στο ρευστό, δηλαδή, όταν υπάρχει ροή υπό συγκεκριμένες συνθήκες.

Διεργασία καταράκτη (cascade process)

Οι μεγαλύτεροι στρόβιλοι διασπώνται συνεχώς σε μικρότερους στροβίλους μέχρι να καταλήξουν σε άτακτες θερμικές κινήσεις.

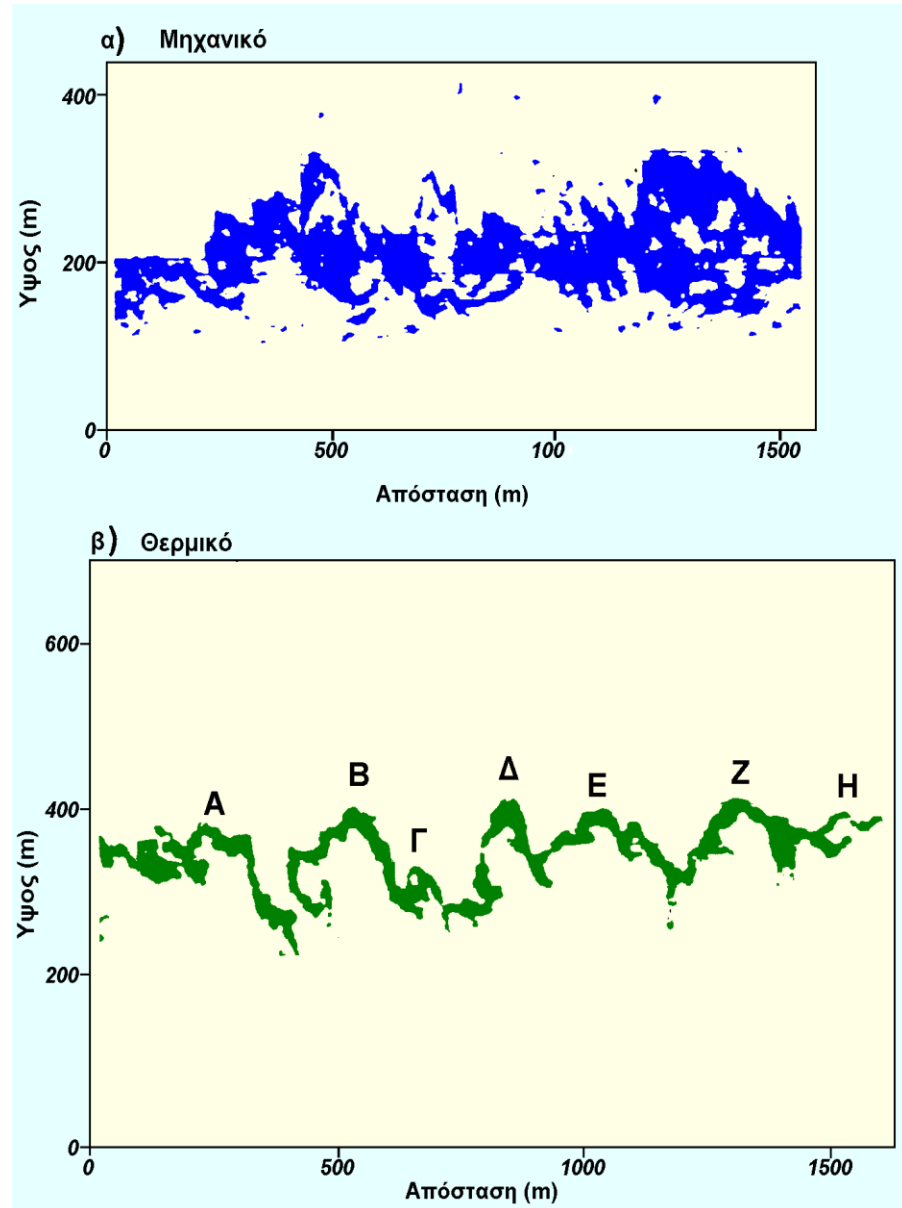
Αυτό οφείλεται στο μοριακό ιξώδες του αέρα το οποίο προκαλεί τριβή μεταξύ των στροβίλων η οποία τείνει να μειώσει την ένταση της τύρβης.

“Big whirls have little whirls that feed on their velocity and little whirls have lesser whirls and so on to viscosity” F. Richardson (1881-1953)

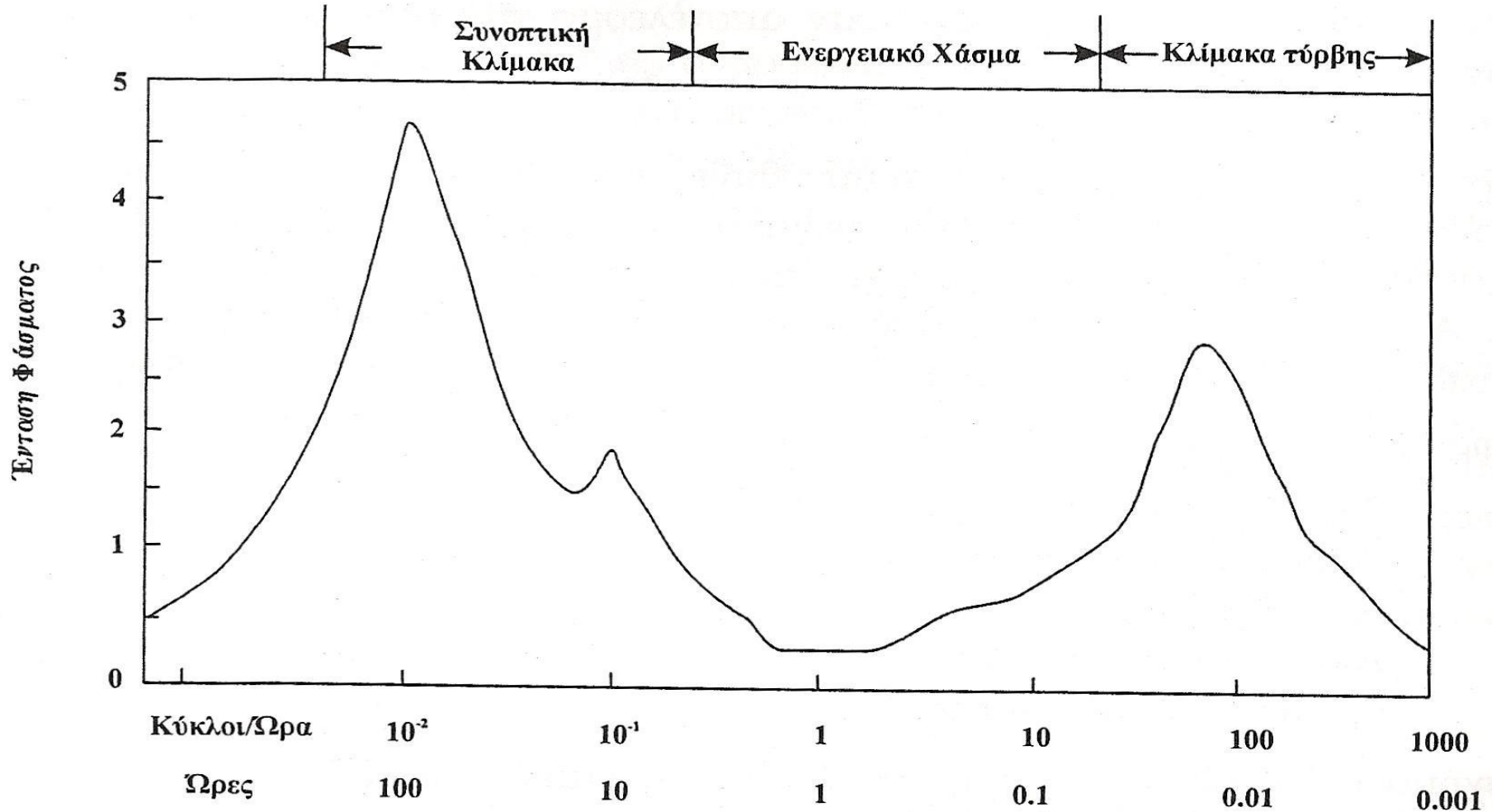
Η μηχανική τύρβη παράγει ανατάραξη κατά την οριζόντια διεύθυνση, αρχικά,

ενώ

η θερμική τύρβη κατά την κατακόρυφη.

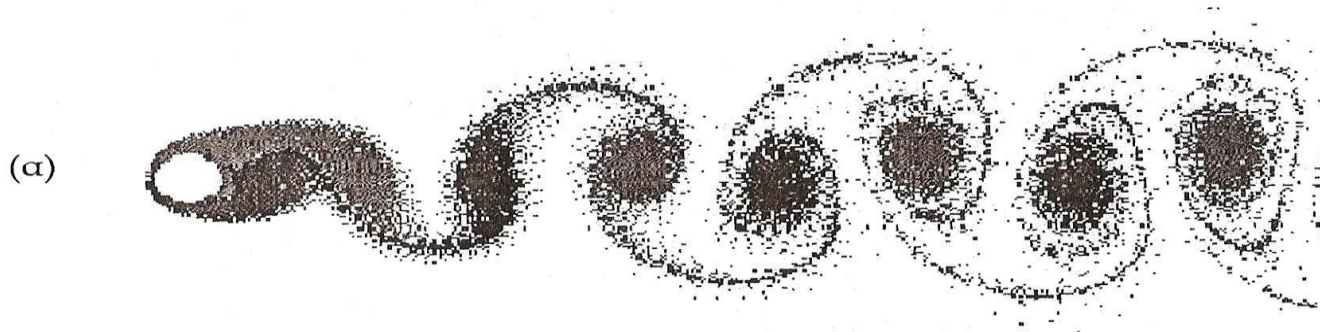


Ενεργειακό φάσμα της ταχύτητας του ανέμου κοντά στο έδαφος



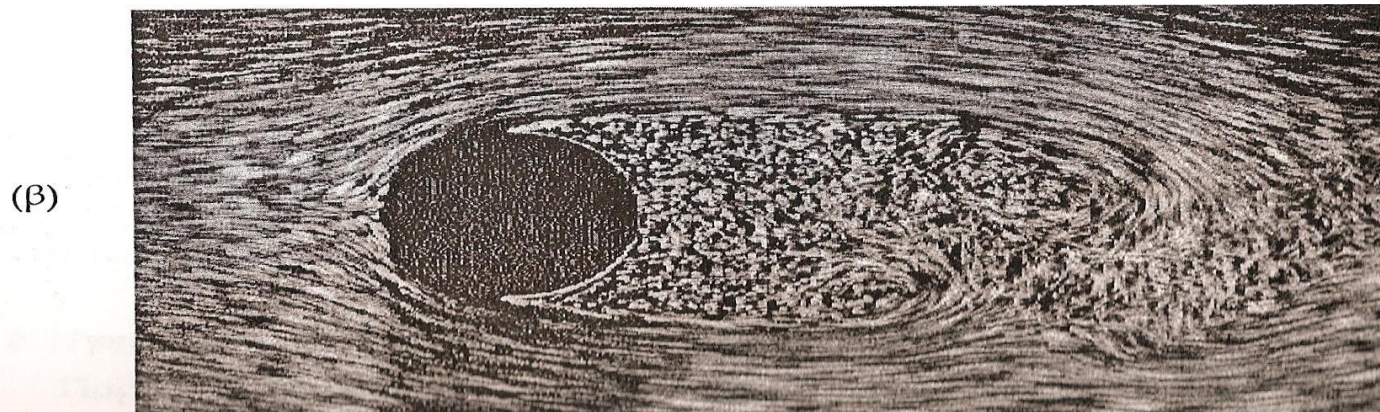
Παραδείγματα ροής

α) με μέτριους αριθμούς Reynolds όπου σχηματίζεται η γραμμή στροβίλων του Karman



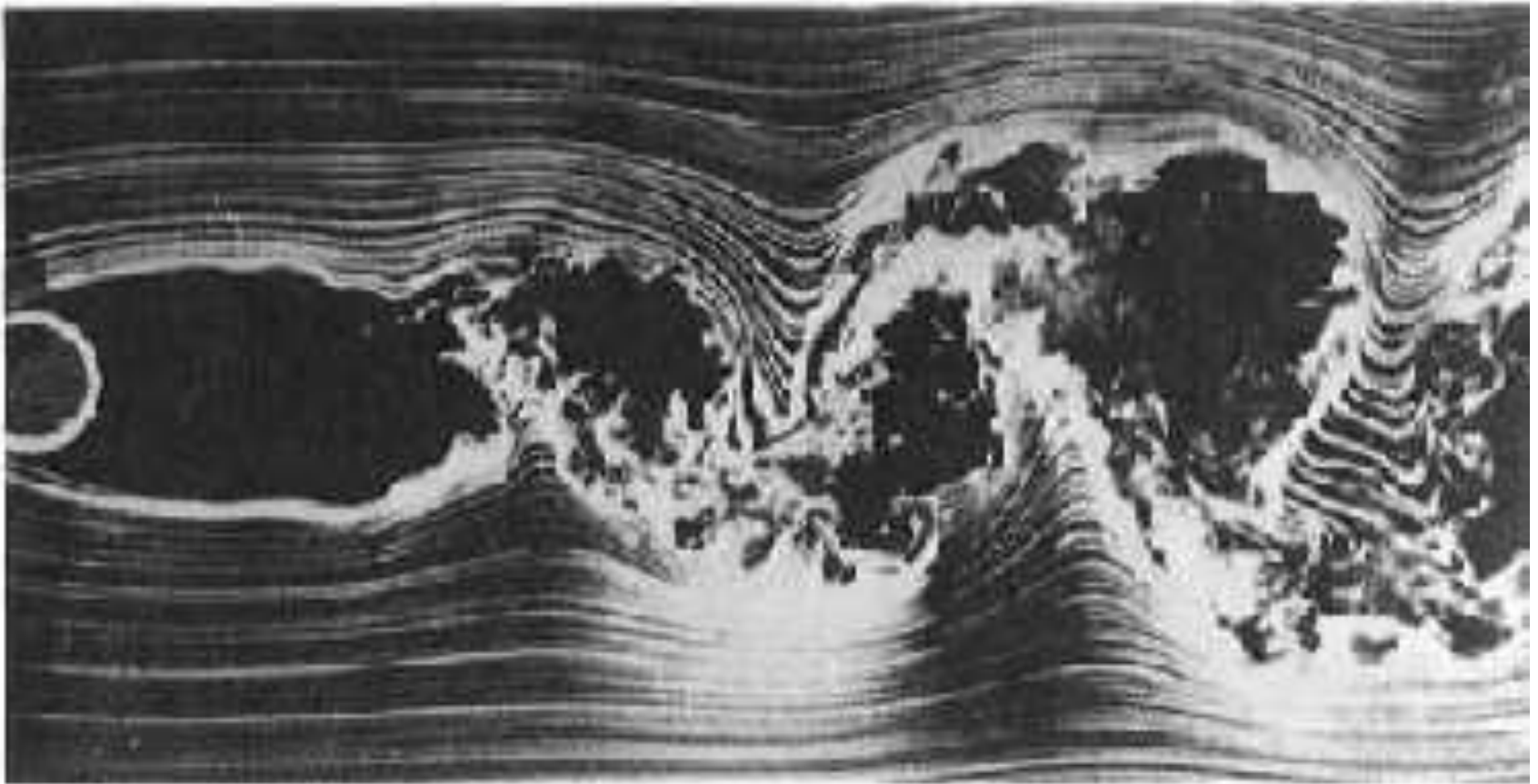
και

β) με μεγάλους αριθμούς Reynolds όπου σχηματίζεται τύρβη.



Εικόνα: Φωτογραφία τυρβωδους ομορρου κυλινδρου σε αριθμο Reynolds **10000**.

Η παρουσία μεγαλων δινων στον ομορρου φαινεται απο τις συγκεντρωσεις καπνου. (Φωτογραφια απο Corke και Nagib).



Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ) εισαγωγή

- Το κατώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας ονομάζεται τροπόσφαιρα.
- Το κατώτερο τμήμα της τροπόσφαιρας ονομάζεται Ατμοσφαιρικό ή πλανητικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ).

Στρώμα πάχους 1~2km, με βάση την επιφάνεια του εδάφους.

Η κίνηση των αερίων μαζών σε αυτό είναι τυρβώδης, ενώ έξω από αυτό μεταπίπτει σε στρωτή.

Η πάνω από την ΑΟΣ περιοχή ονομάζεται **ελεύθερη ατμόσφαιρα**.

εκτείνεται δε μέχρι το ύψος της τροπόπαυσης

Το ισοβαρικό επίπεδο της ατμόσφαιρας όπου η ροή μετατρέπεται από τυρβώδης σε στρωτή είναι ~1500m (~850hPa) ενδιάμεσα και εντός της τυρβώδους περιοχής υφίσταται μεταβατική περιοχή

Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα εισαγωγή

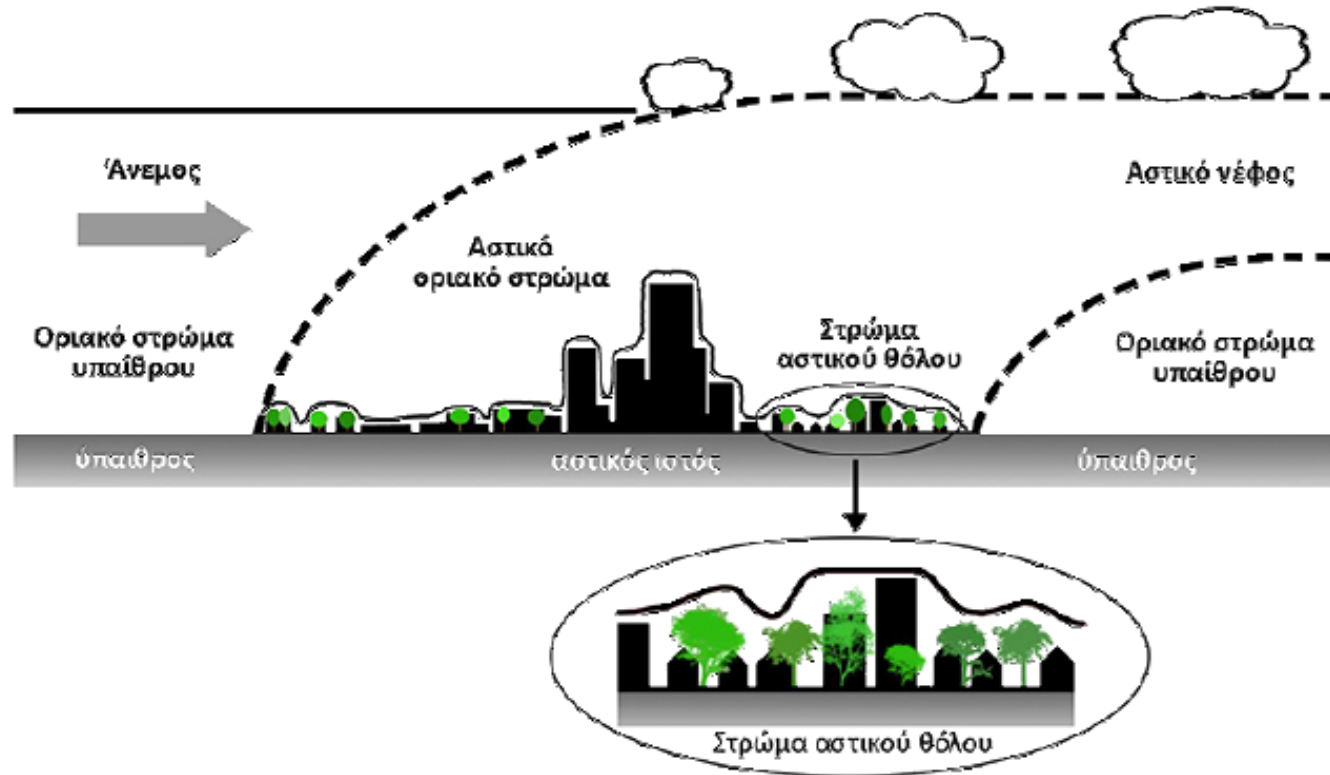
Η κατακόρυφη έκταση του ΑΟΣ δεν είναι σταθερή. Εξαρτάται από την ώρα της ημέρας, την εποχή και το είδος εδαφοκάλυψης

Είναι δε στον ίδιο τόπο μεγαλύτερο κατά την ημέρα και κατά το θέρος και μικρότερο την νύχτα και το χειμώνα

Οι ροές μέσα στην ΑΟΣ παρουσιάζουν επιστημονικό ενδιαφέρον αλλά και ως διεπιφάνεια μεταξύ ατμόσφαιρας και γεώσφαιρας (ή και υδρόσφαιρας) είναι ιδιαίτερα σημαντική για τις ανθρώπινες δραστηριότητες

Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα

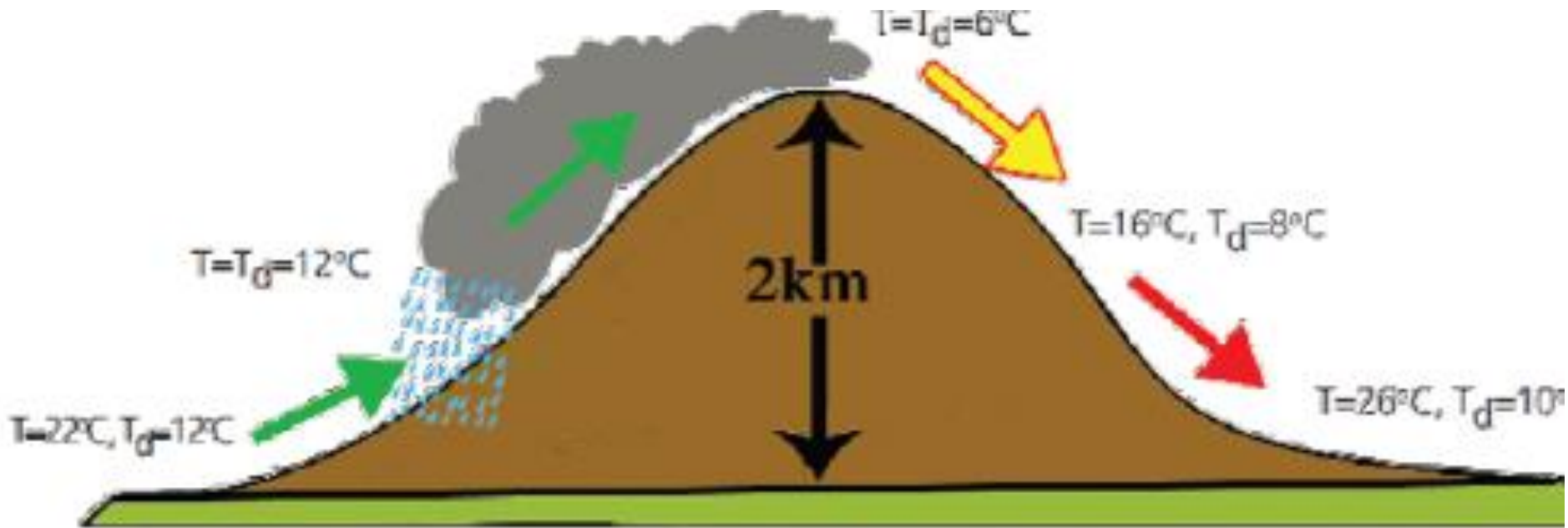
Το κατώτερο στρώμα της τροπόσφαιρας που είναι σε άμεση επαφή με την επιφάνεια της Γης ορίζει το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (Boundary Layer).



Το στρώμα αυτό επηρεάζεται πολύ από τις δυνάμεις τριβής που αναπτύσσονται.

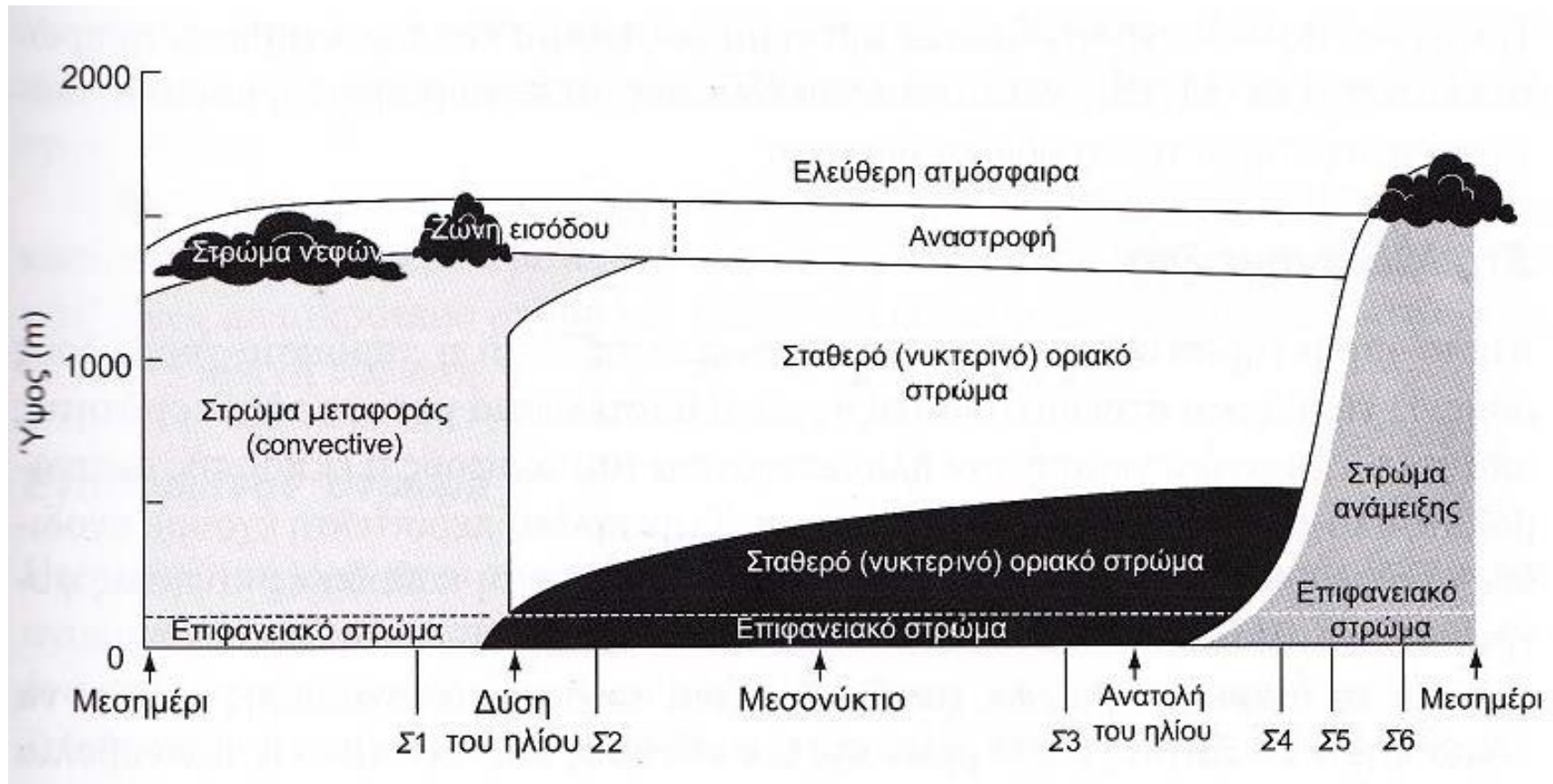
Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα

Οι μεταβολές που συμβαίνουν μέσα στο ΑΟΣ της Γης προκαλούνται από τις δυνάμεις τριβής, την εξάτμιση, την μεταφορά θερμότητας, τις εκπομπές αερίων και στερεών σωματιδίων (ρύπων) καθώς και από την τοπογραφία της περιοχής (λ.χ. πεδιάδα, χαμηλοί λόφοι, βουνά κ.λπ.)

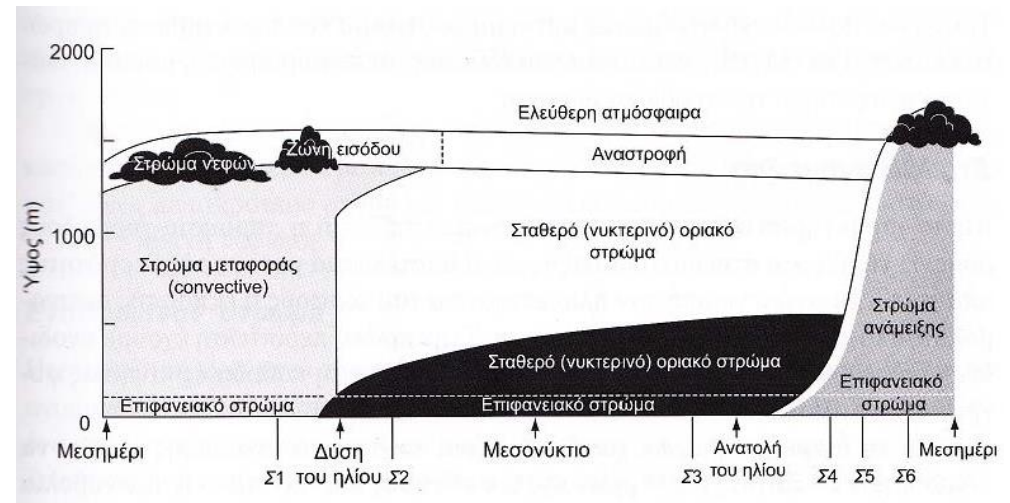


Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ)

Ο θερμός αέρας έχει μικρότερο βάρος, δηλαδή είναι ελαφρύτερος και ανέρχεται, ενώ τη θέση του καταλαμβάνουν αέριες μάζες που βρίσκονται υψηλότερα, είναι ψυχρότερες και ως βαρύτερες κατέρχονται!!!!



Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ)



Μέσα στο ΑΟΣ της Γης κυριαρχεί η τυρβώδης ροή.

Αυτό επιτρέπει στο ΑΟΣ να ανταποκρίνεται γρήγορα σε κάθε μεταβολή που πραγματοποιείται στην επιφάνεια της Γης.

Λόγω της επίδρασης του ανάγλυφου, ο άνεμος στο ΑΟΣ πνέει παράλληλα με τις ισοβαρείς. Η στροφή αυτή του ανέμου δημιουργεί μια σπειροειδή κίνηση, γνωστή ως σπείρα Eckman.

Το ύψος όπου ο άνεμος σταματά να στρέφεται, θεωρείται το μέγιστο ύψος του ΑΟΣ της Γης.

Πάνω από τους ωκεανούς, το ύψος του ΑΟΣ μεταβάλλεται πιο αργά τόσο τοπικά όσο και χρονικά.

Τυρβώδης κίνηση στο Ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα

- Όταν ο ήλιος ανατείλει η ακτινοβολία του θα φτάσει μέχρι το έδαφος, διερχόμενη διαμέσω της ατμόσφαιρας. Η ατμόσφαιρα έχει μεγάλη θερμοχωρητικότητα* και δεν θερμαίνεται άμεσα από την ηλιακή ακτινοβολία, ενώ επιτρέπει την διέλευσή της.
- Όταν φτάσει στο έδαφος, αυτό θερμαίνεται γρήγορα λόγω της μικρής θερμοχωρητικότητάς** του.

Στη συνέχεια το έδαφος θερμαίνει το στρώμα της ατμόσφαιρας με το οποίο βρίσκεται σε επαφή και θερμότητα μεταφέρεται από το έδαφος στον αέρα (δί' επαφής μεταφορά – συναγωγή) και δημιουργούνται στρόβιλοι μεταφοράς θερμικής ενέργειας.

*, **εννοείται η σύγκριση μεταξύ πραγματικής και φαινόμενης

Τυρβώδης κίνηση στο Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ)

Ο θερμός αέρας, λόγω του μικρότερου ειδικού βάρους, ως ελαφρύτερος ανέρχεται και τη θέση του καταλαμβάνουν αέριες μάζες που βρίσκονται υψηλότερα και κατέρχονται ως βαρύτερες.....

....Συνεπώς προκαλείται ανάδευση και αποκαθίσταται στροβιλώδης κίνηση στο ΑΟΣ έτσι λαμβάνει χώρα τυρβώδης μεταφορά θερμότητας.

Καθώς οι στρόβιλοι ανέρχονται, βαθμιαία ψύχονται και ελαττώνεται η ισχύς τους με αποτέλεσμα η ροή στο άνω όριο του ΑΟΣ βαθμιαία από τυρβώδης μετατρέπεται σε στρωτή.

Τυρβώδης κίνηση στο Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ)

Η τυρβώδης ροή χαρακτηρίζεται από μεγάλες ταχύτητες ανέμου, ενώ η στρωτή από μικρές. Βασικό στοιχείο της ροής είναι η τριβή της μάζας του αέρα στον φυσικό χώρο, δηλαδή πάνω στην επιφάνεια του εδάφους.

Η τυρβώδης ροή εμφανίζεται κοντά στο έδαφος επειδή η ταχύτητα είναι μεγάλη και υπάρχουν μεγάλες τριβές της αέριας μάζας στο ανώμαλο έδαφος.

Επομένως ... η τυρβώδης ροή εξαρτάται από την ταχύτητα του ρευστού (ανέμου) και το ιξώδες (συνεκτικότητα).

Ημερήσια και ετήσια μεταβολή του πάχους του οριακού στρώματος

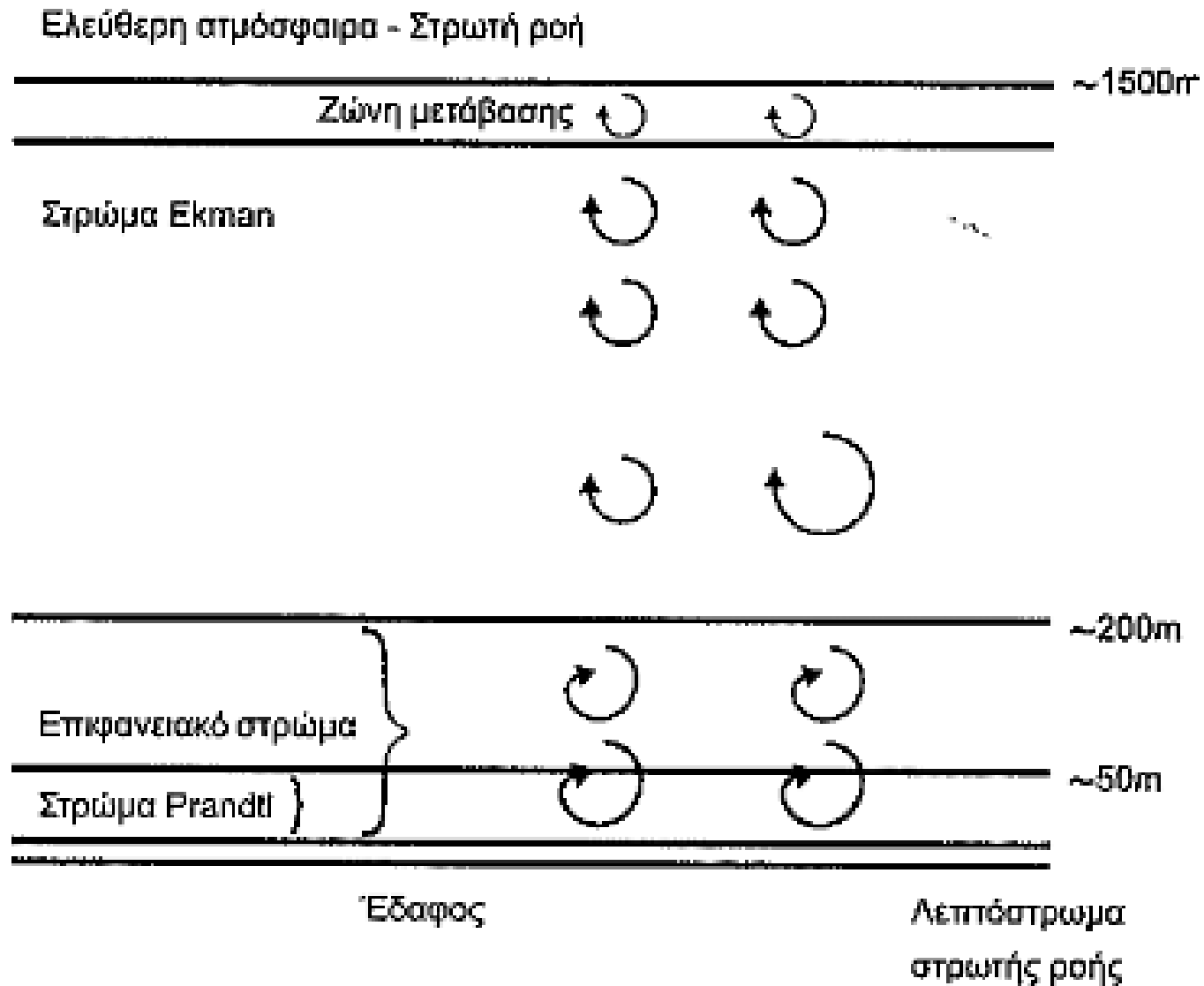
Το ΑΟΣ αρχίζει να αναπτύσσεται μια περίπου ώρα μετά την ανατολή του Ήλιου διότι απαιτείται χρόνος για την ανύψωση στη θερμοκρασίας του εδάφους ώστε να αρχίσει να θερμαίνεται δια συναγωγής ο υπερκείμενος του εδάφους αέρας.

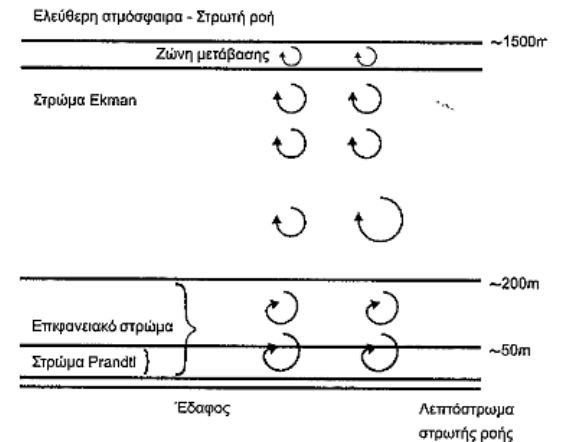
Μέγιστη επέκταση της ΑΟΣ συμβαίνει το μεσημέρι, όπου παρατηρείται και το μέγιστο της ηλιακής δραστηριότητας. Περιορίζεται δε σημαντικά κατά τη νύχτα μέχρι και ολοκληρωτικά.

Καθώς ο ήλιος δύει, το έδαφος λόγω της μικρής θερμοχωρητικότητάς** του ψύχεται γρήγορα και συνεπώς παύει η δημιουργία στροβίλων. Το πάχος του οριακού στρώματος κατά την νύχτα περιορίζεται σε 100~300m, ενώ εάν υπάρξει ανατάραξη αυτή είναι πλέον μηχανική.

Στο σχήμα παρουσιάζονται οι κινήσεις του ατμοσφαιρικού αέρα....

Στο σχήμα παρουσιάζονται οι κινήσεις του ατμοσφαιρικού αέρα





Πάνω από τη θάλασσα και τις άλλες υδάτινες επιφάνειες, λόγω της μεγάλης θερμοχωρητικότητας του νερού, η τυρβώδης μεταφορά θερμότητας είναι πολύ μικρή και αργή να εμφανιστεί.

Αποτέλεσμα αυτού είναι ότι το πάχος του οριακού στρώματος να είναι μόλις μερικές δεκάδες μέτρα.

Συνεπώς το ΑΟΣ, εμφανίζει ημερήσια μεταβολή που ακολουθεί τον Ήλιο, παρουσιάζοντας το μέγιστό του το μεσημέρι (και αυτό).

Εκτός από την ημερήσια μεταβολή, το ΑΟΣ παρουσιάζει και ετήσια μεταβολή, εμφανίζει δε μέγιστο κατά τη διάρκεια του θέρους όταν η ηλιακή δραστηριότητα παρουσιάζει επίσης το μέγιστό της.

Οφείλεται τόσο στην μεγαλύτερη ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας όσο και στη μεγαλύτερη διάρκεια της ηλιοφάνειας.

Αντίθετα, το χειμώνα το πάχος του ΑΟΣ περιορίζεται, ακριβώς επειδή περιορίζεται αφενός η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας και αφετέρου η ηλιοφάνεια.

Η ηλιακή ενέργεια φτάνει στο έδαφος με τη μορφή θερμότητας (SR_g). Κατά την μετατροπή της αποτελείται από δύο συνιστώσες την αισθητή (H) και τη λανθάνουσα (L) θερμότητα.

Η πρώτη καταναλώνεται για τη θέρμανση του εδάφους και επομένως είναι υπεύθυνη κυρίως για τη δημιουργία στροβίλων και τη τυρβώδη μεταφορά θερμότητας στην ατμόσφαιρα, ενώ η δεύτερη δίνει την ενέργεια που απαιτείται ώστε το υγρό νερό που περιέχεται στο χώμα και στη βλάστηση να αλλάξει φάση και να γίνει υδρατμός (εξάτμιση).

Επομένως, όσο πιο υγρό είναι το έδαφος ή καλύπτεται από περισσότερη βλάστηση τόσο μικρότερο μέρος της θερμότητας που παρέχεται από τον Ήλιο χρησιμοποιείται για τη θέρμανση του εδάφους και την αποκατάσταση των τυρβωδών κινήσεων.

$$SR_g = H + L$$

Ο λόγος της αισθητής προς τη λανθάνουσα θερμότητα καλείται **λόγος Bowen (B_R)**.

$$B_R = \frac{H}{L}$$

Σημαντικότατο ρόλο στην ανάπτυξη του οριακού στρώματος παίζει το νερό και η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό.

Ο άνεμος μέσα στο ΑΟΣ είναι μεταβλητής έντασης και διεύθυνσης. **Στο άνω όριο του οριακού στρώματος γίνεται γεωστροφικός και πνέει παράλληλα προς την ισοβαρή των 850hPa.**

Γεωστροφικός είναι ο άνεμος του οποίου η κατακόρυφη συνιστώσα (w) εάν συγκριθεί με τις δυο οριζόντιες (u, u) είναι πολύ μικρή και μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα. Μέσα στο ΑΟΣ η κατακόρυφη συνιστώσα του ανέμου δε μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα, λόγω των εντόνων κατακόρυφων κινήσεων.

Επίσης, όπως ακριβώς λαμβάνει χώρα η τυρβώδης μεταφορά θερμότητας στο οριακό στρώμα, έτσι ακριβώς παρουσιάζεται και η μεταφορά υγρασίας και ορμής (μεταφορά μάζας)

Περιοχές του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος

Διακρίνονται δύο τρόποι με τους οποίους υποδιαιρείται το οριακό στρώμα. Η κλασσική υποδιαίρεση που διαιρεί το ΑΟΣ ανάλογα με την απόσταση από την επιφάνεια της Γης, και η πιο σύγχρονη, που λαμβάνει υπόψη της την παραγωγή τύρβης και την ώρα της ημέρας.

Σύμφωνα με την κλασσική φυσική διαιρείται σε τέσσερις περιοχές ανάλογα της απόστασης από το έδαφος,

1. Το **λεπτό οριακό** στρώμα που είναι σε επαφή με το έδαφος. Έχει πάχος μερικά εκατοστά. Το μοριακό ιξώδες παίζει πολύ μικρό ρόλο με αποτέλεσμα η ροή να είναι στρωτή. Ονομάζεται λεπτόστρωμα στρωτής ροής
2. Τα επόμενα 10~50m συνιστούν το **στρώμα τραχύτητας** (ή Prandtl). Το υπόστρωμα αυτό, όπου η τύρβη είναι έντονη, επηρεάζεται από την τοπογραφία και άλλα εμπόδια, ενώ συγχρόνως αναπτύσσονται τριβές.

Το άνω όριο αυτού του στρώματος είναι η περιοχή πάνω από το έδαφος στην οποία η τύρβη αναπτύσσεται πλήρως.

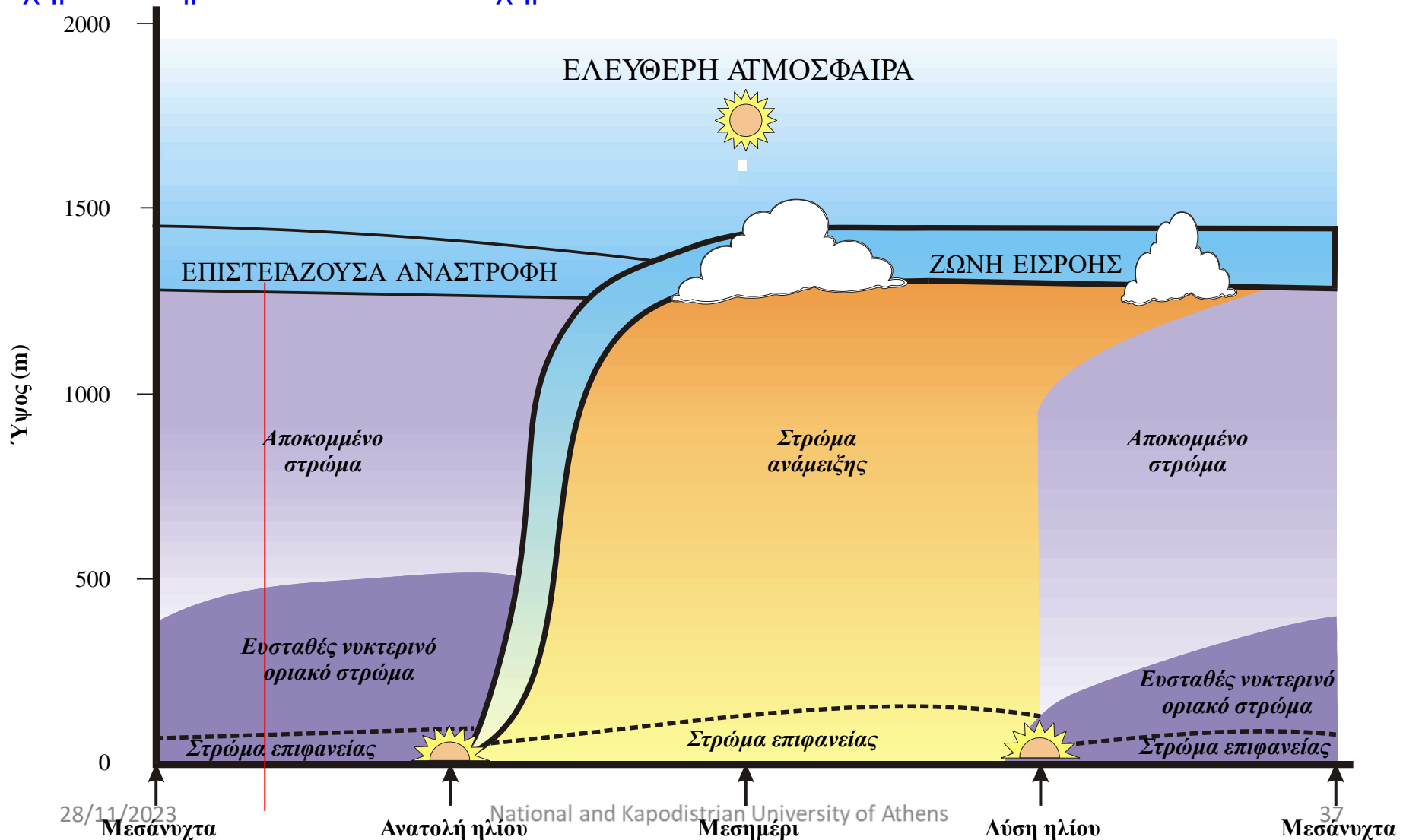
Περιοχές του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος

3. Το **επιφανειακό οριακό στρώμα**, που επεκτείνεται μέχρι τα 200m από την επιφάνεια του εδάφους. Σε αυτό το στρώμα οι ροές ορμής, θερμότητας και υγρασίας θεωρούνται ανεξάρτητες από το ύψος και η επίδραση της δύναμης Coriolis είναι αμελητέα. Μερικές φορές το επιφανειακό στρώμα συγχέεται με το στρώμα Prandtl ή το περιέχει ή ταυτίζεται με αυτό (δυσδιάκριτα όρια).
4. **Στρώμα Ekman**, εκτείνεται από τα ~200m μέχρι το άνω όριο του οριακού στρώματος. Η κορυφή του οριακού στρώματος που συμπίπτει με την κορυφή του στρώματος αυτού, είναι το κατώτερο επίπεδο της ελεύθερης ατμόσφαιρας στο οποίο η επιφάνεια του εδάφους δεν επηρεάζει πλέον τις μετεωρολογικές συνθήκες.

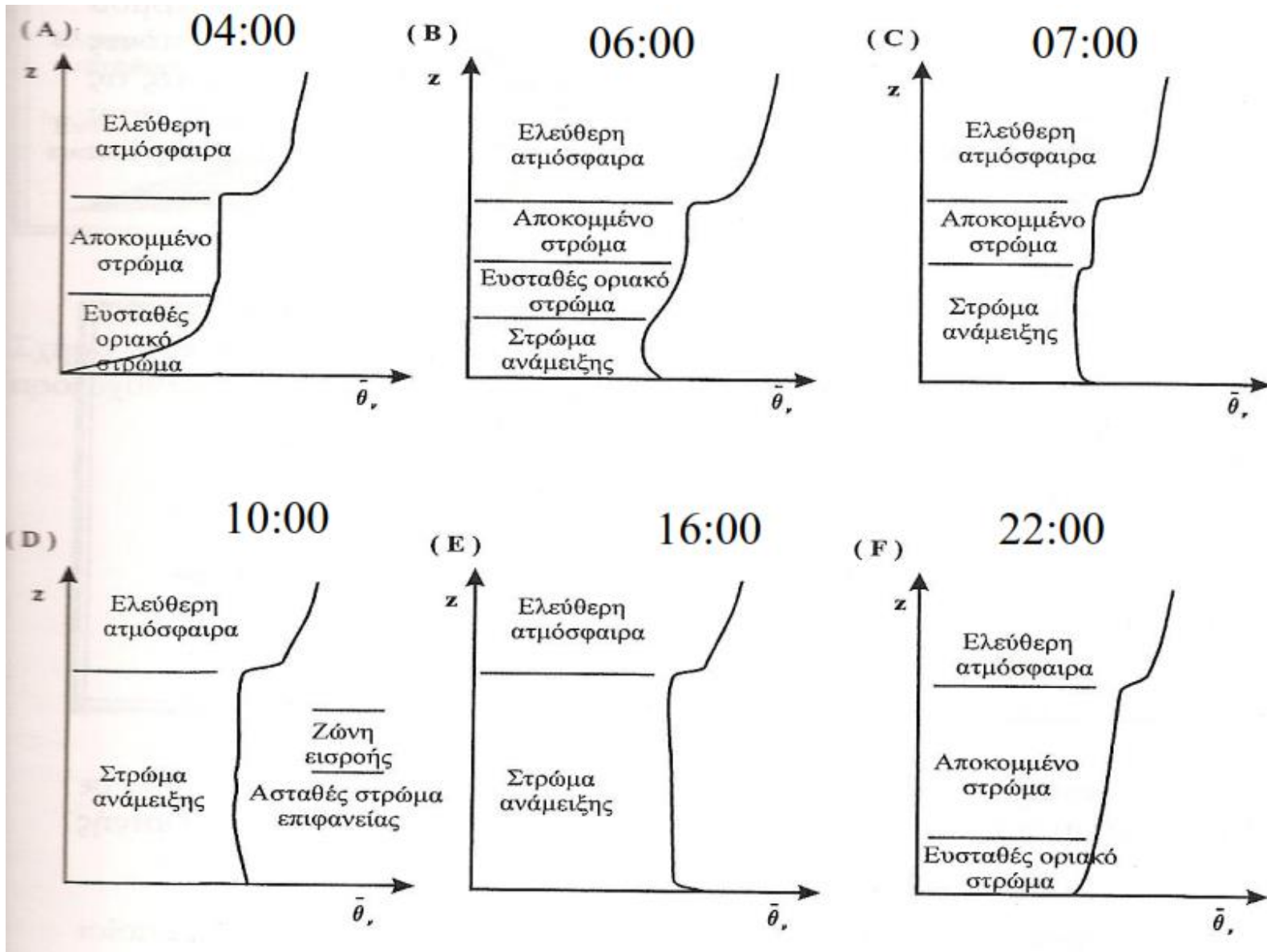
Η ημερήσια πορεία του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος

Ο ημερήσιος κύκλος θέρμανσης-ψύξης της επιφάνειας της γης επηρεάζει έντονα τη δομή του ΑΟΣ. Αυτό συμβαίνει ιδιαίτερα πάνω από την ξηρά, η οποία σε αντίθεση με τους ωκεανούς παρουσιάζει μεγάλη ημερήσια διακύμανση στην θερμοκρασία επιφανείας.

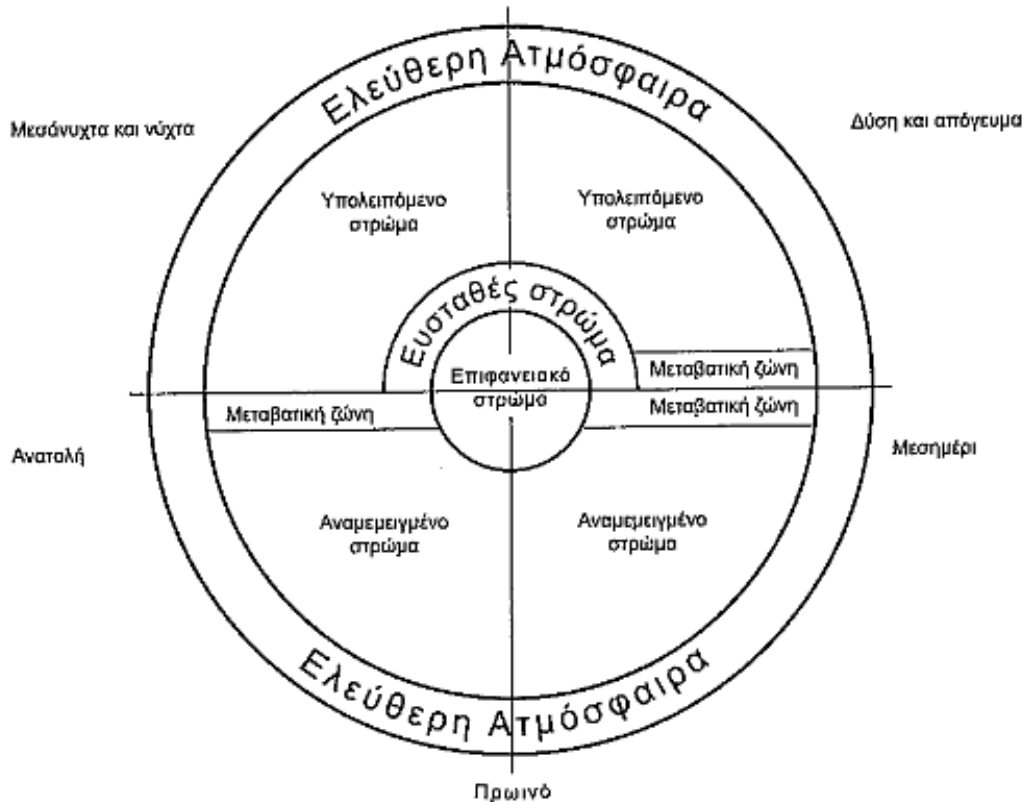
Η εξέλιξη του ΑΟΣ σε αίθριες συνθήκες στα μέσα γεωγραφικά πλάτη εμφανίζεται σχηματοποιημένα στο ακόλουθο σχήμα.



Η ημερήσια πορεία του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος



Μια άλλη μορφή .. Ημερήσιας κατανομής και περιοχές οριακού στρώματος



Αναμεμιγμένο στρώμα

Πολύ τυρβώδες

Ζώνη ελευθέρων ανοδικών κινήσεων – θερμικό αίτιο – ημέρα

ή

Ζώνη εξαναγκασμένων ανοδικών κινήσεων – μηχανικό αίτιο ή και υπολειπόμενο στρώμα – Αργά το απόγευμα και τη νύκτα.

Η τύρβη είναι ίσης έντασης σε όλες τις διευθύνσεις.

Τη νύκτα είναι κατά κανόνα ευσταθές

Το επιφανειακό στρώμα

Το στρώμα που βρίσκεται πλησιέστερα στο έδαφος, όπου οι τυρβώδεις ροές είναι σχετικά σταθερές $\pm 10\%$ και ύψος περί το 10% του οριακού στρώματος.

Οι ταχύτητες του ανέμου μηδενίζονται προς την επιφάνεια του εδάφους, η κατανομή της ταχύτητας του ανέμου με το ύψος είναι λογαριθμική

Μετά τη δύση, οι κατακόρυφες κινήσεις ελαττώνονται δραματικά.

Στην επιφάνεια της γης συνεχίζει να επηρεάζει τον αέρα με τον οποίο βρίσκεται σε επαφή σχηματίζοντας ευσταθές οριακό στρώμα – νυκτερινό.

Χαρακτηρίζεται από πιο ασθενείς ανέμους και πιο ασθενή και σποραδική τύρβη μηχανικής προέλευσης και πολύ ευσταθή κατανομή.

Αναμεμειγμένο στρώμα

Προκύπτει από την κατακόρυφη κίνηση εντός του οριακού στρώματος. Η μεταφορά θερμότητας από την επιφάνεια δημιουργεί θερμό ανερχόμενο ρεύμα αέρα ενώ η ψύξη λόγω της ακτινοβολίας από τα σύννεφα δημιουργεί τον ψυχρό κατερχόμενο αέρα.

Η κατακόρυφη κίνηση δημιουργεί επίσης σημαντική ανάμειξη του αέρα. Το ύψος ελαττώνεται κατά την νύκτα και συνήθως είναι μικρότερο από το μισό του ύψους του αναμεμειγμένου στρώματος κατά την διάρκεια της ημέρας (~1km).

Αποσυντίθεται μετά τη δύση του Ήλιου, διότι σταματά η κατακόρυφη μεταφορά λόγω της θερμότητας...

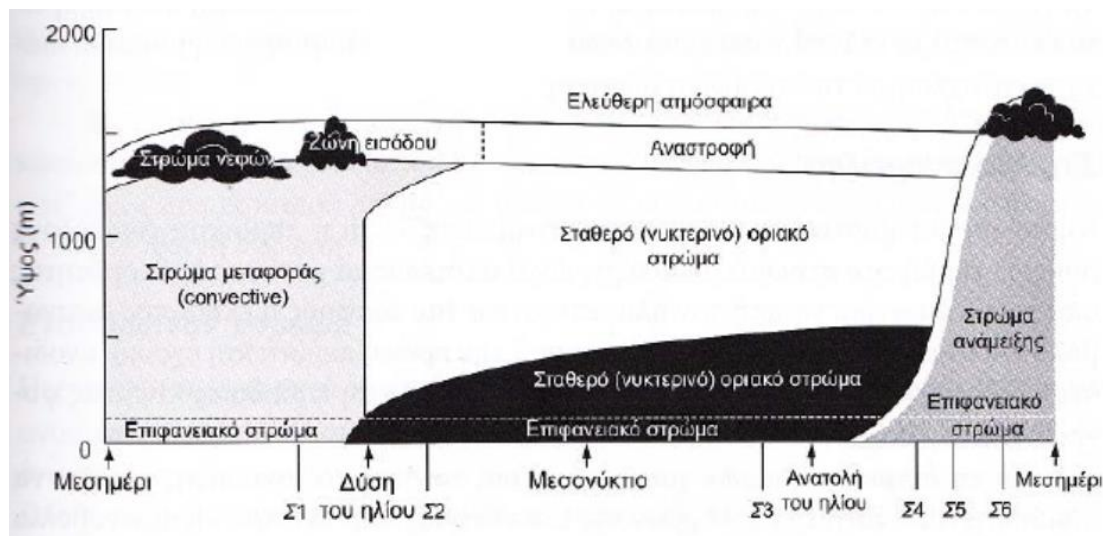
Ζώνη εισροής

Πάνω από το αναμεμειγμένο στρώμα υπάρχει ένα ευσταθές στρώμα που αποτρέπει την ανερχόμενη κίνηση των θερμών θυλάκων αέρα, περιορίζει την τύρβη, αποτρέποντας τις επιδράσεις εξαιτίας της να περάσουν έξω από το οριακό στρώμα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα. Αυτό καλείται ζώνη εισροής!

Αναμειγμένο στρώμα

Το στρώμα ανάμειξης έχει ως βασικό χαρακτηριστικό την τυρβώδη ροή. Είναι αποτέλεσμα της μεταφοράς θερμότητας από τον Ήλιο στην επιφάνεια της Γης ή από τη βάση των νεφών προς την επιφάνεια της Γης.

Στην πρώτη περίπτωση παρατηρούνται ανοδικές κινήσεις θερμού αέρα, ενώ στη δεύτερη καθοδικές ψυχρών μαζών προς την επιφάνεια της Γης.



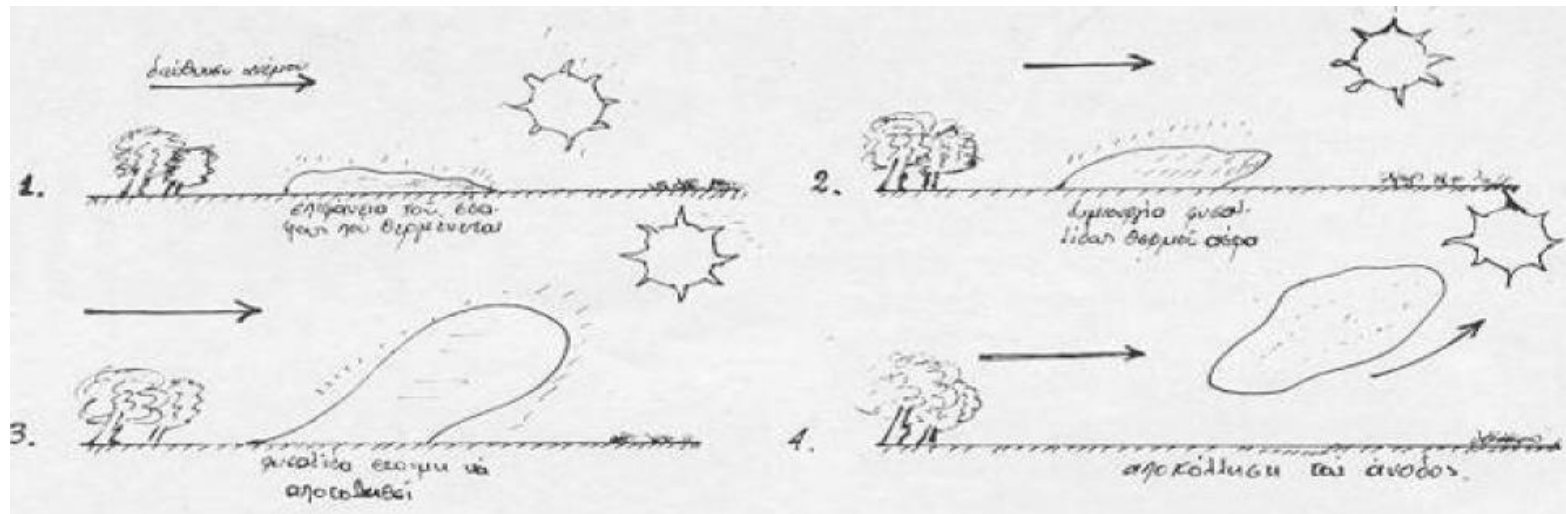
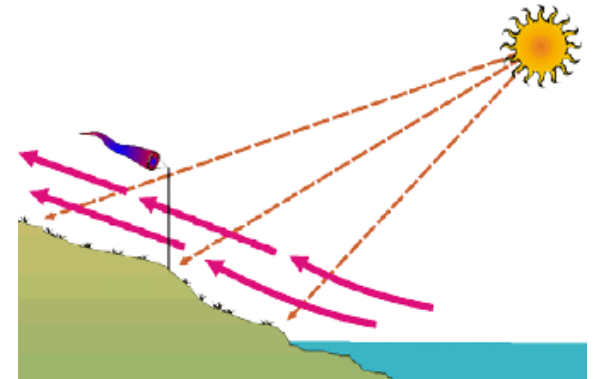
Κατά τη διάρκεια ανέφελων ημερών, το στρώμα ανάμειξης αρχίζει να αναπτύσσεται λίγο μετά την ανατολή του ήλιου (περίπου μισή ώρα). Τότε οι θερμές αέριες μάζες αρχίζουν να ανεβαίνουν προς τα πάνω από την θερμαινόμενη επιφάνεια του εδάφους.

Αυτό έχει ως αποτέλεσμα έντονα φαινόμενα κατακόρυφης ανάμιξης του αέρα και γενικότερα αερίων μαζών

Μέγιστο ύψος στρώματος ανάμειξης

Το μέγιστο ύψος του οριακού στρώματος ανάμειξης, παρατηρείται αργά το απόγευμα. Λόγω του γεγονότος ότι οι περισσότερες πηγές της ατμοσφαιρικής ρύπανσης βρίσκονται στην επιφάνεια της Γης, οι συγκεντρώσεις των ρύπων παρουσιάζουν μεγαλύτερες τιμές μέσα στο στρώμα ανάμειξης, σε σχέση με τα μεγαλύτερα ύψη μέσα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα.

Οι ρύποι μεταφέρονται λόγω ανοδικών κινήσεων του θερμού αέρα!!!



Υπολειπόμενο στρώμα

Όταν η τύρβη και το αναμεμειγμένο στρώμα αποσυντίθενται, κατά τη δύση του Ηλίου, ο αέρας διατηρεί πολλές από τις ιδιότητες που είχε στο αναμεμειγμένο στρώμα.

Αυτό καλείται υπολειπόμενο στρώμα!!!

Το υπολειπόμενο στρώμα τείνει να παρουσιάζει ουδέτερη κατανομή. Δεν βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια της Γης και δεν επηρεάζεται έντονα από τύρβη.

Από πάνω δε, περιορίζεται από μια αναστροφή που η βάση της προσεγγίζει το ύψος του ημερήσιου αναμεμειγμένου στρώματος και αποτρέπει την είσοδο αέρα από ψηλά.

Τραχύτητα

Με τον όρο τραχύτητα χαρακτηρίζεται η ανωμαλία των επιφανειών με χαρακτηριστικά που είναι συνήθως κατανεμημένα πολύ κοντά το ένα στο άλλο λ.χ. γρασίδι, σπαρτά κ.λπ. **Σημασία έχει μόνο το ύψος της τραχύτητας και όχι η κατανομή τους στο χώρο.**

Χαρακτηρίζεται ως μερικώς τραχεία επιφάνεια με απλή παράμετρο το μήκος (ύψος) z_0 (μήκος τραχύτητας). Οι τιμές του ορίζουν και χαρακτηρίζουν μια επιφάνεια ως **λεία, τραχεία ή ...**

Αν τα στοιχεία της τραχύτητας είναι πολύ μικρά, περίπου λεία επιφάνεια, επιτρέπουν την εμφάνιση στρώματος σχεδόν στρωτής ροής, εάν δεν είναι οδηγούν σε τυρβώδη ροή

| Επιφάνεια | z_0 (m) |
|---------------------------|-------------------|
| Πάγος, λασπώδεις παραλίες | 10^{-5} |
| Χιόνι | 10^{-3} |
| Ομαλή θάλασσα | $10^{-2}-10^{-3}$ |
| Επίπεδη έρημος | 10^{-3} |
| Χλόη | 10^{-2} |
| Ακούρευτο γρασίδι | 0.02 |
| Κουρεμένο γρασίδι | 0.005 |
| Θάμνοι | 0.2 |
| Καλλιέργειες | 0.1 |
| Δενδροκάλυψη-δάσος | 1-2 |
| Αραιοκατοικημένη περιοχή | 0.5-2 |
| Κέντρο πόλης | 5-10 |

Πίνακας: τιμές τραχύτητας σε μέτρα

Κίνηση στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα

Η κίνηση στο ΑΟΣ περιγράφεται από τις εξισώσεις της συνέχειας και της κίνησης για ασυμπύεστο νευτώνειο ρευστό.

Κύριο χαρακτηριστικό στο ΑΟΣ είναι η αποκατάσταση τυρβωδών κινήσεων.

Κάθε ιδιότητα του ατμοσφαιρικού ρευστού μέσα στο ΑΟΣ, γράφεται με τη μορφή της μέσης τιμής και της διαταραχής περί τη μέση τιμή της. Οι διαταραχές κατά τη σύγκριση δεν θεωρούνται αμελητέες ...

Μια ιδιότητα

$$A = \bar{A} + A' \dots \quad \text{και} \quad \overline{A_1 + A_2} = \bar{A}_1 + \bar{A}_2$$

$$\left| \frac{p'}{\bar{p}} \right| \ll \left| \frac{\rho'}{\bar{\rho}} \right|$$

$$\left| \frac{p'}{\bar{p}} \right| \ll \left| \frac{T'}{\bar{T}} \right|$$

$$\left| \frac{\rho'}{\bar{\rho}} \right| \ll 1$$

$$\left| \frac{T'}{\bar{T}} \right| \ll 1$$

Από εξίσωση συνέχειας...

$$\left(\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t}\right) + \frac{\partial \bar{\rho}(\bar{u} + u')}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho}(\bar{v} + v')}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho}(\bar{w} + w')}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{\rho} \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho} u'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho} \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho} v'}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho} \bar{w}}{\partial z} + \frac{\partial \bar{\rho} w'}{\partial z} = 0$$

και με απλοποίηση των μηδενικών όρων...

$$\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{\rho} \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho} \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho} \bar{w}}{\partial z} = 0$$

Από εξίσωση κίνησης...

Από την εξίσωση της μέσης κινητικής ενέργειας...

$$\begin{aligned} \frac{1}{2} \rho (\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2) &= \frac{1}{2} \rho \left\{ \overline{(\bar{u} + u')^2} + \overline{(\bar{v} + v')^2} + \overline{(\bar{w} + w')^2} \right\} \\ &= \frac{1}{2} \rho \left\{ (\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2) + (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \right\} \end{aligned}$$

Η μέση κινητική ενέργεια αποτελείται από δύο τμήματα, ένα τμήμα με αναφορά στη μέση τιμή και το άλλο στη διαταραχή

Ο όρος...

$$E_{TKE} = \frac{1}{2} (\bar{u}'^2 + \bar{v}'^2 + \bar{w}'^2)$$

καλείται Τυρβώδης Κινητική Ενέργεια (ΤΚΕ)

Από την καταστατική εξίσωση των τελείων αερίων....

Και
$$\bar{p} = R_{da} (\bar{\rho} \bar{T} + \bar{\rho} T')$$

$$\bar{p} = \bar{\rho} R_{da} (\bar{T} + T')$$

Συνεπώς
$$\bar{p} = R_{da} \bar{\rho} \bar{T}$$

Όπου R_{da} , η σταθερά των αερίων για ξηρό αέρα και θερμοκρασία T.

$$R_{da} = \frac{R^*}{M_{da}} = \frac{8314}{28,96} = 287 J / kgK$$

Η τριβή στη τυρβώδη ροή

Η ταχύτητα του ανέμου στη στρωτή θεωρείται γραμμική, ενώ στην τυρβώδη εισάγεται η έννοια της διατρητικής τάσης:

$$\tau_s = \mu \frac{dU}{dz}$$

Ο όρος: $\frac{dU}{dz}$ εκφράζει την οξύτητα του ανέμου (βαθμίδα) και

μ : ο παράγων ιξώδους για τον αέρα (αυξάνεται με αύξηση της θερμοκρασίας).

Η τριβή στη τυρβώδη ροή

(Στο σχήμα) η δύναμη που ασκεί το υπερκείμενο στρώμα ($\tau_s(z+dz)dxdy$) όπου dx, dy οι διαστάσεις

Στη βάση του στοιχειώδους όγκου ασκείται η δύναμη ($\tau_s(z)dxdy$) η ολική δύναμη στον στοιχειώδη όγκο είναι:

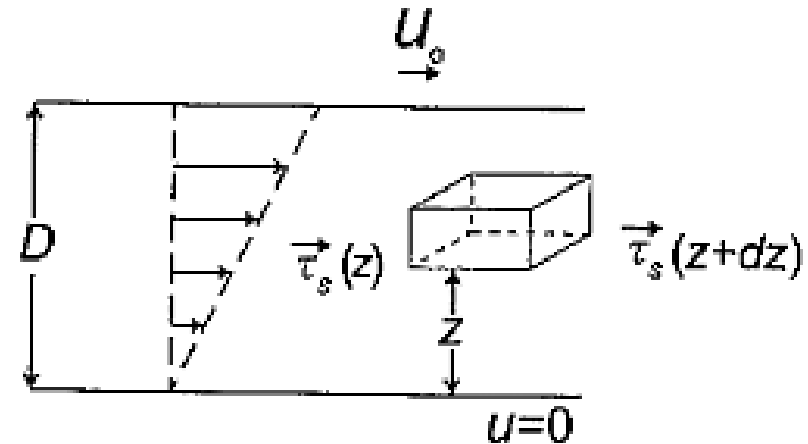
$$\left[\tau_s(z+dz) - \tau_s(z) \right] dxdy = \frac{\partial \tau_s}{\partial z} dxdydz$$

Η δύναμη ανά μονάδα μάζας,

F_{viscsm}

$$F_{viscsm} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_s}{\partial z}$$

Σχηματικό διάγραμμα της τριβής στην τυρβώδη ροή...



Αριθμός Reynolds

Είναι σημαντικό να πιστοποιείται πότε ξεκινά η τυρβώδης ροή, ποιες είναι οι συνθήκες που καθορίζουν εάν η ροή είναι στρωτή ή τυρβώδης. Αυτό ορίζεται από τον αριθμό **Reynolds** που είναι ένα αδιάστατο μέγεθος και δίνεται από τη σχέση:

$$Re = \frac{\bar{U}D}{\nu_{visc}}$$

Όπου ν_{visc} : το κινηματικό ιξώδες (μ/ρ), U : η μέση ταχύτητα του ανέμου και D : το πάχος του στρώματος (χαρακτηριστικό μήκος της ροής).

Η ροή μεταπίπτει σε τυρβώδη όταν ο αριθμός Reynolds υπερβεί την κρίσιμη τιμή των «2300???». Καλείται δε κρίσιμος αριθμός Reynolds

Αριθμός Reynolds

■ Φυσική Έννοια :

Δυνάμεις αδράνειας προς δυνάμεις συνεκτικότητας

$$\text{Re}_x = \frac{\rho \cdot u_\infty \cdot x}{\mu}$$

$$\nu = \frac{\mu}{\rho}$$

$$\text{Re} = \frac{u_\infty \cdot L}{\nu}$$



Κρίσιμος αριθμός Reynolds

- Η μετάβαση από τη στρωτή στην τυρβώδη ροή γίνεται σε απόσταση x_c από το άκρο επιπέδου σώματος. Η απόσταση αυτή συνδέεται με τον αριθμό Reynolds με την παρακάτω σχέση :

$$Re_{xc} = \frac{\rho \cdot u_{\infty} \cdot x_c}{\mu}$$

Αντιπροσωπευτική τιμή του κρίσιμου Re_{xc} μετά την οποία η ροή θεωρείται τυρβώδης είναι :

$$Re_{xc} = 5 \cdot 10^5$$

Κρίσιμος αριθμός Reynolds (εσωτερικά αγωγού)

- Εάν $Re > 2300$ η ροή θεωρείται τυρβώδης (σε κλειστούς αγωγούς), σε ανοικτούς η τιμή είναι πολύ μεγαλύτερη (~ 6.000)

Σημαντικό ρόλο για τη μορφή της ροής παίζουν:
η τραχύτητα του αγωγού
οι ιδιότητες του ρευστού και
οι συνθήκες που επικρατούν στην είσοδο του αγωγού

Παραμετροποιήσεις – Κ - θεωρία

Από τις εξισώσεις κίνησης στην τυρβώδη ροή διαπιστώνεται ότι το πλήθος των αγνώστων είναι μεγαλύτερο από το πλήθος των εξισώσεων !!!

Για την επίλυση απαιτούνται παραδοχές ώστε να υπολογισθούν οι άγνωστες παράμετροι,

$$\overline{u'w'} = -k_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \qquad \overline{v'w'} = -k_m \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$$

Όπου k_m ο παράγων τυρβώδους μεταφοράς της ορμής (διαστάσεις (L^2/T)), και

$$\tau_{sxz} = -\overline{\rho u'w'} = \rho u_*^2$$

Χρησιμοποιώντας τον παράγοντα λανθάνουσας θερμότητας προκύπτει, σε ότι αφορά στη **τυρβώδη κατακόρυφη μεταφορά λανθάνουσας θερμότητας**:

$$H_e = L\rho \overline{q'w'} \Rightarrow \overline{q'w'} = \frac{H_e}{L\rho} \Rightarrow \rho \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{H_e}{L\rho} \right) = \frac{1}{L} \frac{\partial H_e}{\partial z}$$

Παραμετροποιήσεις – Κ - θεωρία

Ο παράγων τυρβώδους διάχυσης για την ορμή είναι ανάλογος με τον παράγοντα αισθητής θερμότητας

$$K_m = P_r K_H$$

Όπου P_r : ο μοριακός αριθμός Prandtl για τον αέρα είναι ίσος με 0,8 και θεωρείται $K_h \sim K_w$

Τυρβώδης κινητική ενέργεια

Η τυρβώδης κινητική ενέργεια εκφράζεται με το άθροισμα δύο όρων,

$$E = \bar{E} + E_{\text{TKE}}$$

Η κινητική ενέργεια των μέσων ποσοτήτων και της τυρβώδους κινητικής ενέργειας (E_{TKE})

Θεωρία μήκους ανάμειξης

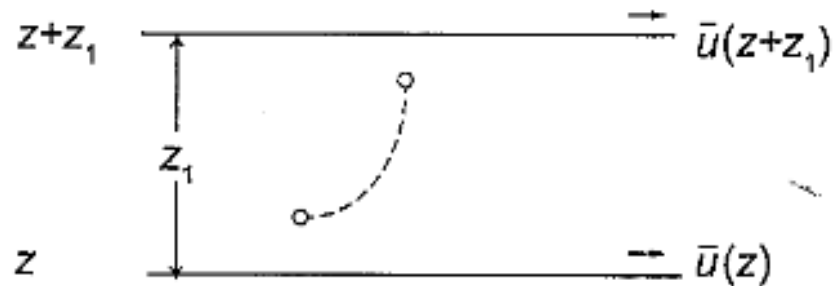
Οι στρόβιλοι μεταφέρουν ενέργεια και διατηρούν την επιπλέον ορμή τους μέχρι να συγκρουστούν με άλλους στρόβιλους και να την απωλέσουν.

Το μήκος όπου κινούνται οι στρόβιλοι ονομάζεται μήκος ανάμειξης και είναι αντίστοιχο με το μήκος της ελεύθερης διαδρομής που ακολουθούν τα μόρια μεταξύ δύο διαδοχικών συγκρούσεων. Η θεωρία αυτή διατυπώθηκε από τον Prandtl

$$u' = -z_1 \left[\frac{\bar{u}(z+z_1) - \bar{u}(z)}{z_1} \right] \cong -z_1 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|$$

Όπου z_1 είναι το μήκος ανάμειξης

$$K_m = z_1^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|$$



Σχηματικό διάγραμμα ανάδειξης της κατακόρυφης μετακίνησης ενός στρόβιλου σε απόσταση ίση με το μήκος ανάμειξης

Τεχνικές τερματισμού

Αν θεωρηθούν ως άγνωστοι οι διαταραχές των μεταβλητών ταχύτητας, θερμοκρασίας και υγρασίας τότε ο αριθμός των εξισώσεων είναι μικρότερος από τους αγνώστους.

Έτσι γίνεται προσπάθεια να εισαχθούν άλλες εξισώσεις ώστε να ισοδυναμούν σε αριθμό με τους αγνώστους.

Έτσι προκύπτει η ανάγκη να εισαχθεί η λογική του τερματισμού.....

Διακρίνονται:

1. Ο **τοπικός τερματισμός**, μια άγνωστη ποσότητα σε οποιαδήποτε σημείο στο χώρο
2. Ο **υπερτοπικός τερματισμός**, μια άγνωστη ποσότητα σε ένα σημείο στο χώρο παραμετροποιείται από τιμές αγνώστων ποσοτήτων σε πολλά σημεία στο χώρο.
3. Ο **τερματισμός μηδενικής τάξης**, υπονοεί ότι δεν διατηρείται καμιά προγνωστική εξίσωση, ούτε οι εξισώσεις μέσω ποσοτήτων
4. Ο **τερματισμός ημίσειας τάξης**, χρησιμοποιεί το υποσύνολο των εξισώσεων που διέπουν την κίνηση στην τυρβώδη ροή
5. Ο **τερματισμός πρώτης τάξης**, διατηρεί τις προγνωστικές εξισώσεις μόνο για τις μέσες ποσότητες μηδενικής τάξης – και ημίσειας τάξης
6. Ο **τερματισμός δεύτερης τάξης**, διατηρεί τις εξισώσεις του προηγούμενου, αλλά και τις διαταραχές δεύτερης τάξης

Ροές στο επιφανειακό στρώμα

Το επιφανειακό στρώμα αποτελεί το 10% του συνολικού οριακού στρώματος και είναι ασταθές την ημέρα και ευσταθές τη νύχτα. Δεν εξαρτάται από την δύναμη βαροβαθμίδας και την δύναμη Coriolis.

Με την υπόθεση ότι ο άνεμος κοντά στην επιφάνεια διευθύνεται παράλληλα προς τον άξονα x , η τυρβώδης ροή γράφεται:

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$

Με αντικατάστασή το $u'w'$ με τη ταχύτητα τριβής, $(u_o^2 = \overline{u'w'})$,

Γίνεται
$$K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = u_o^2$$

Τέλος προκύπτει
$$\bar{u} = \frac{u_o}{K_m} \ln \left(\frac{z}{z_o} \right)$$

Ο άνεμος αυτός λέγεται **λογαριθμικός άνεμος**, όπου k_{vk} , παράγων Von Karman $\sim 0,35$

Στρώμα Prandtl

Είναι μερικών δεκάδων μέτρων 20~60m και γενικά θεωρείται λεπτό.

Χαρακτηρίζεται από πολύ ταχείες μεταβολές της ταχύτητας του ανέμου, της θερμοκρασίας και της υγρασίας ως προς το ύψος.

Χαρακτηρίζεται δε από το ότι η τιμή των συντελεστών τυρβώδους μεταφοράς γίνεται πολύ μικρή κοντά στο έδαφος επειδή η κατακόρυφη ταχύτητα ελαττώνεται κοντά σε αυτό.

$$u_0 = \sqrt{\frac{\tau_s}{\rho}}$$

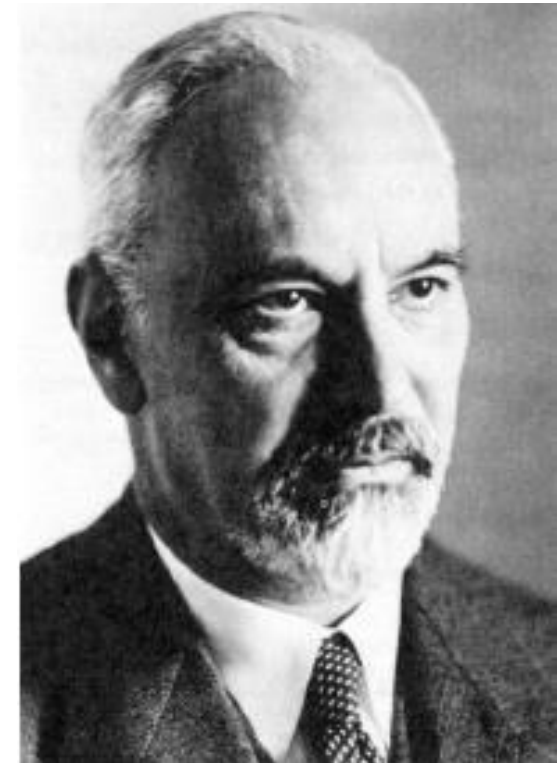
Αριθμός Prandtl

■ Φυσική Έννοια :

Μοριακή ορμή προς τη θερμική διάχυση

$$\text{Pr} = \frac{c_p \cdot \mu}{k} = \frac{\mu}{k / c_p} = \frac{\rho}{\frac{k}{c_p \rho}} = \frac{\nu}{\alpha}$$

Θερμική διάχυση $\alpha = \frac{k}{c_p \rho}$



Ευσταθής και ασταθής στρωμάτωση

Οι Monin & Obukhov πραγματοποίησαν σειρά πειραμάτων υπό διαφορετικές συνθήκες στρωμάτωσης και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι οι κατανομές περιγράφονται από την εξίσωση :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_0}{k_{vk} z_0} \left(\frac{z}{z_0} \right)^{-B}$$

Ο παράγων B προκύπτει εμπειρικά και είναι σταθερά

Με ολοκλήρωση

$$\bar{u} = \frac{u_0}{k_{vk} (1-B)} \left(\frac{z^{1-B}}{z_0^{1-B}} - 1 \right)$$

όπου k_{vk} , παράγων Von Karman $\sim 0,35$

Κατά τη διάρκεια της ημέρας $B > 1$ εφόσον υφίσταται αστάθεια και κατά τη νύκτα $B < 1$, λόγω ευστάθειας

Μήκος Monin - Obuckon

Το μήκος L_{MO} , των Monin & Obuckon είναι μια άλλη παράμετρος για να χαρακτηριστεί η «ευστάθεια» του επιφανειακού στρώματος.

$$L_{MO} = -\frac{\theta u_0^3}{k_{vk} g w' \theta'}$$

Τιμές του μήκους L_{MO} , σε σχέση με την ατμοσφαιρική ευστάθεια

$$L_{MO} = -\frac{u_0^3 H_{PBL}}{k_{vk} w_0^3 \left(1 - \frac{0,07}{B_R}\right)} = -\frac{H_{PBL}}{k_{vk}} \left(\frac{u_0}{w_0}\right)^3$$

| Κατάσταση ευστάθειας | L_{MO} |
|---------------------------------------|--|
| Πολύ ασταθής (μικρές αρνητικές τιμές) | $-100 \text{ m} < L_{MO} < 0$ |
| Ασταθής (μεγάλες αρνητικές τιμές) | $-1 \cdot 10^5 \leq L_{MO} \leq -100 \text{ m}$ |
| Ουδέτερη (πολύ μεγάλες τιμές) | $[L_{MO}] > 1 \cdot 10^5 \text{ m}$ |
| Ευσταθής (πολύ μεγάλες θετικές τιμές) | $10 \text{ m} \leq L_{MO} \leq 1 \cdot 10^5 \text{ m}$ |
| Πολύ ευσταθής (μεγάλες θετικές τιμές) | $0 < L_{MO} < 10 \text{ m}$ |

Όπου B_R ο λόγος Bowen που εκτιμάται από την ισότητα:

$$B_R = \frac{\Delta T + 0,01 \Delta z}{2500 \Delta q}$$

$\Delta T / \Delta z$, η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα και $\Delta q / \Delta z$, η κατακόρυφη βαθμίδα υγρασίας

Στρώμα Ekman

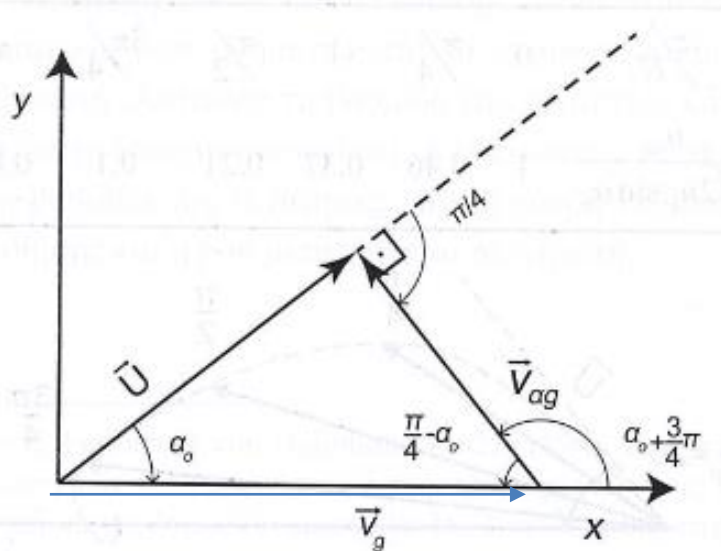
Στο στρώμα αυτό γίνεται βαθμιαία μετάβαση από τη τυρβώδη κίνηση στη στρωτή ροή.

Οι εξισώσεις είναι:

$$\frac{d\bar{U}_H}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla_H p - f\bar{k} \times \bar{U} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_s}{\partial z}$$

Με τη παραδοχή ότι $dU_H/dt=0$, εφόσον ο οριζόντιος άνεμος παραμένει σταθερός σε κάποιο ύψος, προκύπτει:

$$0 = -\frac{1}{\rho} \nabla_H p - f\bar{k} \times \bar{U} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_s}{\partial z}$$



Οι σχέσεις μεταξύ $\bar{U}, \bar{V}_g, \bar{V}_{ag}$ στο ύψος $z=0$, δηλαδή στη βάση του στρώματος Ekman

Στον πίνακα, φαίνεται ότι ο γεωστροφικός άνεμος στο επίπεδο $z=\pi H_*$. Είναι το 4% του μέτρου του αγεωστροφικού ανέμου στο επίπεδο $z=0$ του στρώματος Ekman, όπου ισχύει:

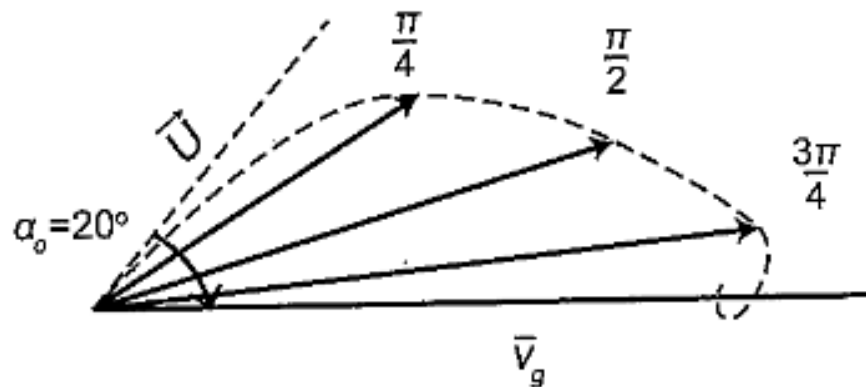
$$\sqrt{2 \cdot V_g \cdot \sin \alpha_0}$$

Στο σχήμα διακρίνεται η στροφή του ανέμου που πλησιάζει το γεωστροφικό και αποτελεί την σπείρα Ekman. Υπολογίσθηκε για $\alpha_0=20^\circ$. Επαληθεύει ότι το πραγματικό βάθος του στρώματος είναι πH_* και δίνεται:

Πίνακας, τιμές του λόγου z/H_* ως συνάρτηση της γωνίας α_0

| z/H_* | 0 | $\pi/4$ | 1 | $\pi/2$ | $3\pi/4$ | π |
|--|---|---------|------|---------|----------|-------|
| $\frac{u_{ag}}{\sqrt{2}u_g \sin \alpha_0}$ | 1 | 0.46 | 0.37 | 0.21 | 0.1 | 0.04 |

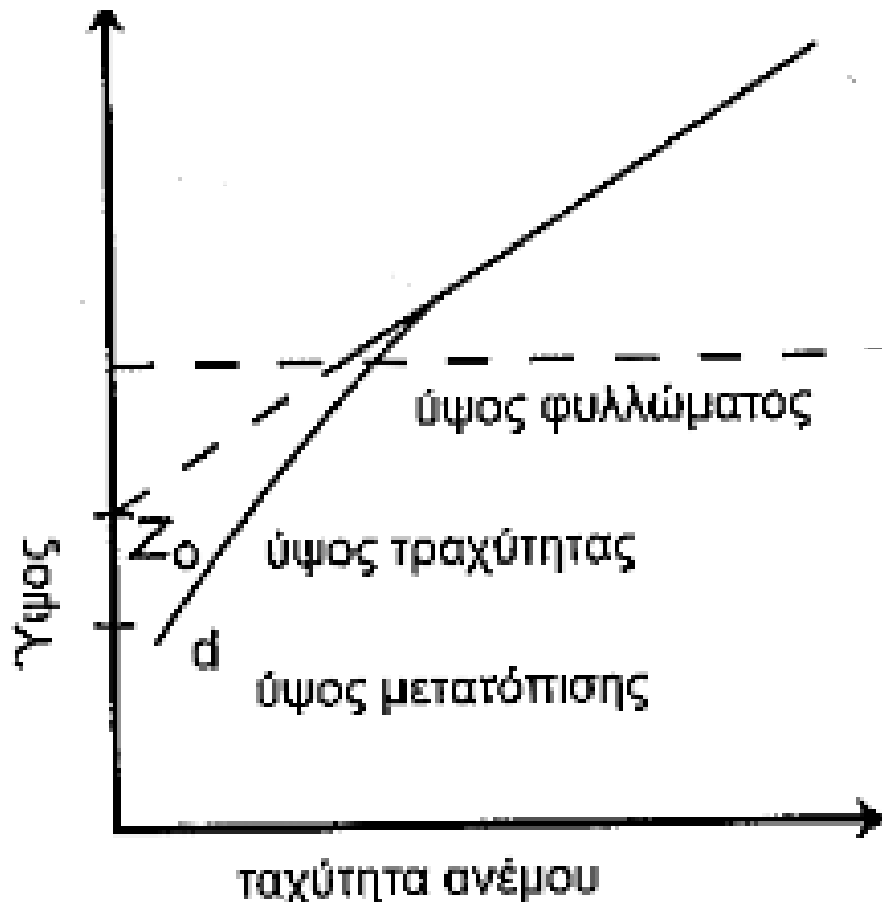
$$D_{EKM} = \pi H_* = \pi \sqrt{\frac{2 \cdot K_M}{f}}$$



σπείρα Ekman. Υπολογίσθηκε για $\alpha_0=20^\circ$

Λογαριθμικός άνεμος

Είναι η μέση κατανομή του ανέμου πάνω από το φύλλωμα και δείχνει τη σχέση μεταξύ του ύψους του φυλλώματος, του ύψους μετατόπισης (d) και του ύψους τραχύτητας z_0



Thanks for your attention!

Prof. Mic.Gr.Vrachopoulos

Τέλος κεφαλαίου



HELLENIC REPUBLIC

**National and Kapodistrian
University of Athens**

— EST. 1837 —

Βιβλιογραφία

Ξενόγλωσση:

- Andrews D. (2010). *An Introduction to Atmospheric Physics*. Cambridge University Press, σ. 249.
- Batchelor G.K. (1959). *The theory of homogeneous turbulence*. Cambridge University Press, σ. 210.
- Beljaars A. (2002). *The parameterization of the planetary boundary layer*. Meteorological Training Course Lecture Series ECMWF, σ. 57.
- Birch E. Cathryn (2006). *The effect of albedo on boundary layer air circulation and wind flow over mountainous topography*. *Earth and environment*, σ. 84–106.
- Birnir Bjorn (2013). *The Kolmogorov-Obukhov Theory of Turbulence. A Mathematical Theory of Turbulence*. Springer, σ. 116.
- Emeis S. (2012). *Wind Energy Meteorology*, Springer, σ. 2012.

- Foken T. (2008), *Micrometeorology*, Springer, σ. 306.
- Frisch U., (1995). *Turbulence the legacy of A.N. Kolmogorov*. Cambridge University Press, σ. 308.
- Garratt J.R. (1992). *The atmospheric Boundary Layer*, Cambridge University Press, σ. 331.
- Hewitt C.N. , A.V. Jackson (2009). *Atmospheric Science for Environmental Scientists*. Willey Blackwell, σ. 319.
- Golder K.L. (1972). "Relations among stability parameters in the surface layer", *Boundary Layer Meteorology*, 3, 47–58.
- Holton J. (1979). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press Inc., σ. 391.
- Jovanovic J. (2010). *The statistical dynamics of Turbulence*. Springer, σ. 143.
- Kaimal J.C., J.J. Finnigan (1994). *Atmospheric Boundary Layer flows. Their structure and measurement*. Oxford University Press, σ. 304.
- Lacasse J.H. (2012). *Turbulence in the atmosphere and the ocean*. Department for Geosciences University of Oslo, σ. 125.
- Landau L.D. & E.M. Lifshitz (1987). *Fluid Mechanics*. Pergamon Press, σ. 551.

- Lang R.P. & F.S. Lombargo (2010). *Atmospheric Turbulence, Meteorological Modeling and Aerodynamics*. Nova Science Publishers, New York, σ. 740.
- Lynch A., J. Cassano (2006). *Applied Atmospheric Dynamics*. John Wiley & Sons, Ltd., σ. 294.
- McRae G.J., W.R. Goodin & J.H. Seinfeld (1982). “Development of a second generation mathematical model for urban air pollution 1. Model formation”, *Atmospheric Environment*, 16, 679–696.
- Panofsky H.A. & John Dutton (1984). *Atmospheric Turbulence. Models and Methods for Engineering Applications*, σ. 404.
- Rodgers C. (2004). “Inverse methods for Atmospheric sounding. Theory and Practice”. *World Scientific*, σ. 255.
- Seinfeld J.H. (1986). *Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution*, J. Wiley and Sons.
- Seinfeld J. & S. Pandis (1998). *Atmospheric Chemistry and Physics*, J. Wiley and Sons, σ. 1326.
- Schlichting H. (1979). *Boundary Layer Theory*. McGraw Hill, New York, σ. 419.

- Stewart R.W. (1979). *The Atmospheric Boundary Layer*. World Meteorological Organization. WMO No. 523.
- Stull R. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, σ. 666.
- Tennekes H., J.L. Lumley (1972). *A first Course in Turbulence*. MIT Press, σ. 310.
- Thom A.S. (1975). "Momentum mass and heat exchange of plant communities". *Vegetation and the Atmosphere* (J.L Monteich, ed.). Academic Press, London, 57–110.
- Wyngaard J.C. (2010). *Turbulence in the Atmosphere*, Cambridge University Press, σ. 407.
- Wallace J.M., P.V. Hobbes (2006). *Atmospheric Science*. Elsevier, σ. 505.
- Viscondi G. (2001). *Fundamentals of Physics and Chemistry of the Earth*. Springer, σ. 610.
- Zakharov V.E., V.S. L'vov, G. Falkovich (2010). *Kolmogorov Spectra of Turbulence I*, Springer Verlag, σ. 266.
- Zannetti P. (1990). *Air Pollution Modelling*. Computational Mechanics Publications, σ. 444.

Ελληνική:

- Κασσωμένος Π. (1981). Προσωπικές σημειώσεις από τις παραδόσεις του μαθήματος *Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα* του Μεταπτυχιακού Ενδεικτικού στη Μετεωρολογία του Πανεπιστημίου Αθηνών. Διδάσκων Δ. Ασημακόπουλος.
- Κατσούλης Β.Δ. και Π. Κασσωμένος (2006). *Φυσική Περιβάλλοντος*. Σημειώσεις που διδάσκονται στους φοιτητές του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων.
- Κατσούλης Β.Δ. και Ν. Χατζηαναστασίου (2007). *Φυσική της Ατμόσφαιρας*. Σημειώσεις που διδάσκονται στους φοιτητές του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων.
- Μελάς Δ. (2007). *Φυσική του Ατμοσφαιρικού Περιβάλλοντος*. Σημειώσεις που διδάσκονται στους φοιτητές του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.
- Χέλμης Κ. (2007). *Φυσική της Ατμόσφαιρας*. Σημειώσεις που διδάσκονται στους φοιτητές του Πανεπιστημίου Αθηνών.

**Επανάληψη
Για
Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα
Και άλλες πληροφορίες**

Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα

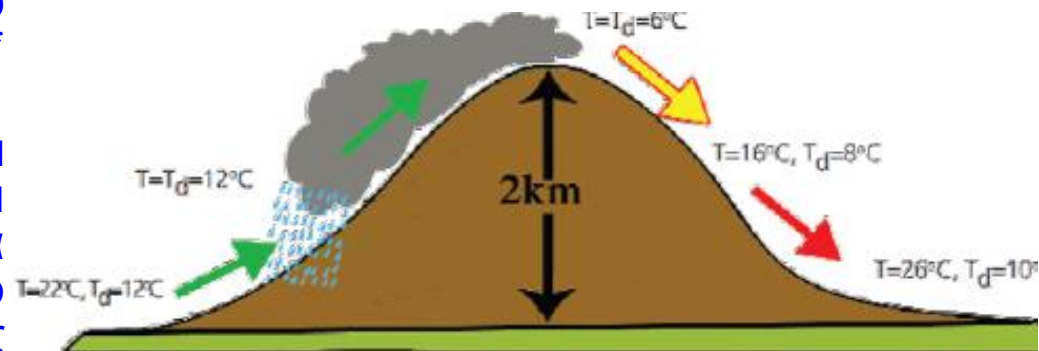
Οι μεταβολές που συμβαίνουν μέσα στο ΑΟΣ της Γης προκαλούνται από τις δυνάμεις τριβής, την εξάτμιση, την μεταφορά θερμότητας, τις εκπομπές αερίων και στερεών σωματιδίων (ρύπων) καθώς και από την τοπογραφία της περιοχής (λ.χ. πεδιάδα, χαμηλοί λόφοι, βουνά κ.λπ.)

Όταν ο ήλιος ανατείλει, η ηλιακή ακτινοβολία θα φτάσει στο έδαφος αφού διέλθει από την ατμόσφαιρα.

Η ατμόσφαιρα παρουσιάζει μεγάλη θερμοχωρητικότητα (ή φαινόμενη θερμοχωρητικότητα) με αποτέλεσμα να μην θερμαίνεται άμεσα από την ηλιακή ακτινοβολία!!!!

Όταν φτάσει στο έδαφος, τότε αυτό θερμαίνεται γρήγορα λόγω της μικρής θερμοχωρητικότητάς του.

Στη συνέχεια το έδαφος θερμαίνει το στρώμα του αέρα που έρχεται σε επαφή και θερμότητα μεταφέρεται από το έδαφος στο στρώμα του αέρα (δί' επαφής μεταφορά) και δημιουργούνται στρόβιλοι μεταφοράς θερμικής ενέργειας



*εννοείται η σύγκριση μεταξύ πραγματικής και φαινομένης

Στρώμα τυρβώδων ροών

Οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας μειώνονται με το ύψος και η άμεση επίδραση τους περιορίζεται σε ένα στρώμα πάχους 1 km που ονομάζεται Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ).

Η τριβή του ατμοσφαιρικού αέρα από την επιφάνεια της γης έχει σημαντικές μόνο μέσα στο ΑΟΣ.

Η μεταφορά ορμής και θερμότητας στα χαμηλότερα λίγα χιλιοστά της ατμόσφαιρας γίνεται μέσω μοριακών κινήσεων (μοριακό ιξώδες) ενώ στο ΑΟΣ (συνολικά) μέσω στροβιλωδών κινήσεων ή ένταση των οποίων μεταβάλλεται τόσο με το χρόνο όσο και γεωγραφικά.

Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (I)

- Το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (ΑΟΣ) είναι το χαμηλότερο τμήμα της τροπόσφαιρας το οποίο συνορεύει με την επιφάνεια της γης και το οποίο επηρεάζεται ευθέως από την κατάσταση της επιφάνειας μέσω των τυρβώδων ροών ορμής, θερμότητας και υγρασίας.
- Η απόκριση του ΑΟΣ σε εξωτερικές μεταβολές γίνεται σε χρονικές κλίμακες λίγων ωρών ή μικρότερες.
- Εκτείνεται συνήθως από την επιφάνεια μέχρι τα 1-2 km. Το στρώμα της τροπόσφαιρας το υπερκείμενο στο ΑΟΣ λέγεται ελεύθερη τροπόσφαιρα (free troposphere). Σε πολλές περιπτώσεις, ιδιαίτερα σε ρυπασμένη ατμόσφαιρα, τα δύο στρώματα μπορούν να γίνουν αντιληπτά ακόμη και δια γυμνού οφθαλμού. Αν για παράδειγμα παρατηρήσουμε μια πόλη τις πρωινές ώρες από κάποιο ύψος, θα διακρίνουμε εύκολα τη διαφορά ανάμεσα στο χαμηλότερο στρώμα αέρα (το ΑΟΣ) μέσα στο οποίο η ορατότητα είναι μικρότερη λόγω της παρουσίας σωματιδιακών και αέριων ρύπων, και το υπερκείμενο στρώμα (την ελεύθερη τροπόσφαιρα) που χαρακτηρίζεται από γαλάζιο χρώμα και έχει καλύτερη ορατότητα.

Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (II)

- Η σημασία της έρευνας για το οριακό στρώμα είναι μεγάλη, μιας και πρόκειται για το τμήμα της ατμόσφαιρας μέσα στο οποίο πραγματοποιείται το μεγαλύτερο μέρος των ανθρωπίνων δραστηριοτήτων.
- Το ύψος αναμείξεως βρίσκεται σε εκείνο το ύψος στο οποίο παρατηρείται όχι μόνο αναστροφή θερμοκρασίας αλλά και σχετική μεταβολή της σχετικής υγρασίας και της ταχύτητας διεύθυνσης του ανέμου (<2 km τυπικές τιμές).
- Είναι το ύψος από την επιφάνεια της γης μέχρι το οποίο αναμειγνύονται οι αέριοι ρύποι με ατμοσφαιρικές αναταράξεις (τύρβη).
- Η θερμοβαθμίδα αυτού του στρώματος πλησιάζει την ξηρή αδιαβατική ενώ το άνω όριο καθορίζεται από ευσταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες.

Η δομή του ΑΟΣ

Στο εξωτερικό στρώμα το βάθος του οποίου είναι μια τάξη μεγέθους μεγαλύτερο του εσωτερικού, η εξάρτηση της ροής από τη φύση του εδάφους είναι μικρή ενώ η επίδραση της δύναμης Coriolis είναι μεγάλη. Οι ταχύτητες του ανέμου είναι υπογεωστροφικές και η διεύθυνση του ανέμου τέμνει τις ισοβαρείς με μικρές γωνίες.

Στο εσωτερικό στρώμα η ροή εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας και ο άνεμος παρουσιάζει αμελητέα περιστροφή με το ύψος. Οι ταχύτητες του ανέμου είναι υπογεωστροφικές και η διεύθυνση του ανέμου τέμνει τις ισοβαρείς με μεγαλύτερες γωνίες (ανάλογα με την τραχύτητα του εδάφους). Σε συνθήκες ουδέτερης ατμόσφαιρας ο άνεμος μεταβάλλεται λογαριθμικά με το ύψος.

Η άμεση επίδραση της επιφάνειας εντοπίζεται κυρίως μέσα στο υπόστρωμα τραχύτητας και η κατακόρυφη κατανομή του ανέμου και της τύρβης επηρεάζονται έντονα από την λεπτομερειακή υφή των στοιχείων τραχύτητας. Λείες επιφάνειες μοριακή διάχυση ενώ σε τραχείς επιφάνειες επικρατεί η τυρβώδης μεταφορά.

| | | |
|---------------------|--|---|
| Ιδιότητα | Οριακό στρώμα | Ελεύθερη ατμόσφαιρα |
| Τύρβη | Η τύρβη είναι σχεδόν συνεχής | Μόνο μέσα στα νέφη και σποραδικά σε λεπτά στρώματα μεγάλης οριζόντιας έκτασης (CAT) |
| Τριβή | Μεγάλη αντίσταση στην επιφάνεια της γης και μεγάλη απώλεια ενέργειας | Μικρή απώλεια ενέργειας λόγω ιξώδους |
| Διασπορά | Γρήγορη τυρβώδης ανάμειξη (οριζόντια και κατακόρυφη) | Μικρή μοριακή διάχυση και γρήγορη οριζόντια μεταφορά από το μέσο άνεμο |
| Άνεμοι | Σχεδόν λογαριθμική κατανομή της ταχύτητας του ανέμου. Υπογεωστροφική ροή που τέμνει τις ισοβαρείς. | Σχεδόν γεωστροφικοί |
| Κατακόρυφη μεταφορά | Κυριαρχεί η τύρβη | Μεταφορά μέσω του μέσου ανέμου |
| Πάχος | Μεταβάλλεται από 100 m και 3 km τόσο χωρικά όσο και χρονικά. Ημερήσιες περιοδικές μεταβολές πάνω από την ξηρά. | Μικρότερες και πιο αργές διακυμάνσεις. Το πάχος μεταβάλλεται ανάμεσα στα 8-15 km. |

Η ημερήσια πορεία του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος

- (i) Κατά την διάρκεια της νύχτας, το οριακό στρώμα είναι ευσταθές λόγω της ψύξης του εδάφους που οφείλεται στην εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας. Το ύψος του ευσταθούς οριακού στρώματος είναι συνήθως 100-500 m.
- (ii) Η αποικοδόμηση της νυχτερινής αναστροφής λόγω θέρμανσης του εδάφους ξεκινά τυπικά περίπου μία ώρα μετά την ανατολή. Τότε ξεκινά η ανοικοδόμηση ενός ασταθούς οριακού στρώματος το οποίο στην αρχή είναι πολύ ρηχό.
- (iii) Η ανάπτυξη του ασταθούς οριακού στρώματος γίνεται με σχετικά αργό ρυθμό στην αρχή και στη συνέχεια, όταν η διάβρωση της νυχτερινής αναστροφής ολοκληρωθεί, με πολύ γοργούς ρυθμούς. Το ασταθές οριακό στρώμα φθάνει τυπικά το μέγιστο ύψος του (1-2 km) τις μεσημεριανές ώρες.
- (iv) Λίγο πριν τη δύση του ήλιου (~μισή ώρα) η ηλιακή ακτινοβολία δεν επαρκεί να διατηρήσει τη ανοδική ροή θερμότητας η οποία αποτελεί την σημαντικότερη πηγή ενέργειας του ασταθούς οριακού στρώματος. Μέσα σε μια περίπου ώρα το ασταθές οριακό στρώμα καταρρέει και οι τυρβώδεις κινήσεις, οι οποίες πλέον προέρχονται από τη διάτμηση του ανέμου, περιορίζονται μέσα σε ένα ρηχό στρώμα. Με την πάροδο του χρόνου οικοδομείται το νυχτερινό ευσταθές οριακό στρώμα.

Η δομή του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος

Η δομή του ΑΟΣ περιλαμβάνει τις παρακάτω σημαντικότερες συνιστώσες:

1. Το στρώμα επιφανείας (surface layer) καταλαμβάνει περίπου το χαμηλότερο 10% του οριακού στρώματος, τυπικά μερικές δεκάδες μέτρα. Το στρώμα αυτό βρίσκεται υπό την άμεση επίδραση της επιφάνειας της γης και οι κατακόρυφες βαθμίδες του ανέμου, της θερμοκρασίας και της υγρασίας είναι μεγάλες.
2. Το στρώμα ανάμειξης (mixed-layer) καταλαμβάνει περίπου το 75% του ασταθούς οριακού στρώματος. Στο στρώμα αυτό κυριαρχούν οι μεγάλοι τυρβώδεις σρόβιλοι, τα θερμικά. Λόγω της μεγάλης έντασης των τυρβώδων στροβίλων, η ανάδευση του στρώματος είναι πολύ ισχυρή με αποτέλεσμα να εμφανίζεται μια περίπου ομοιόμορφη κατανομή της δυναμικής θερμοκρασίας, του ανέμου, της υγρασίας αλλά και των ρύπων.
3. Στην κορυφή του αναμεμιγμένου στρώματος εμφανίζεται ένα στρώμα με ευσταθή στρωμάτωση (συχνά υπάρχει αναστροφή θερμοκρασίας). Ονομάζεται στρώμα εισροής (entrainment layer) γιατί εδώ γίνεται η εισροή αέρα από την ελεύθερη τροπόσφαιρα.

Η δομή του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος

.....

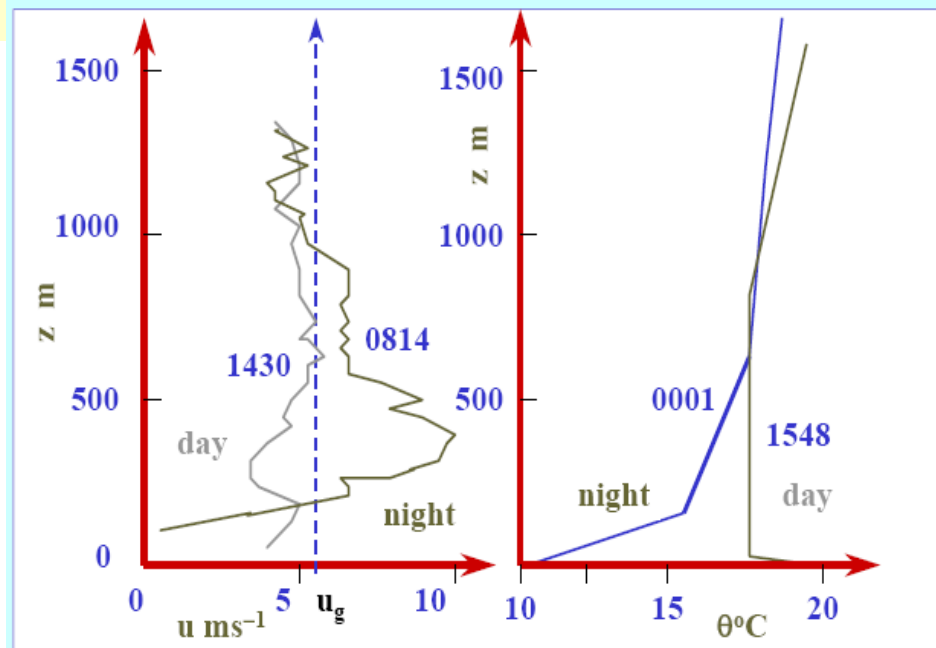
4. Κατά τη διάρκεια της νύχτας η συνεχής ψύξη του εδάφους, το οποίο εκπέμπει υπέρυθη ακτινοβολία, οδηγεί στο σχηματισμό ενός ευσταθούς οριακού στρώματος (stable boundary layer), το οποίο εμφανίζεται στη βιβλιογραφία και με το όνομα νυχτερινό οριακό στρώμα (nocturnal boundary layer). Κατά την διάρκεια ανέφελων νυχτών αναπτύσσεται συνήθως αναστροφή εδάφους (ακραία ευστάθεια).

5. Μετά τον σχηματισμό του νυχτερινού οριακού στρώματος, το υπερκείμενο στρώμα αέρα αποκόπτεται από το έδαφος με αποτέλεσμα να μην επηρεάζεται άμεσα από τις συνθήκες που επικρατούν εκεί (ψύξη κατά την διάρκεια της νύχτας κτλ). Κατά συνέπεια, το στρώμα αυτό διατηρεί καταρχήν τις ιδιότητες τις οποίες είχε κατά τη διάρκεια της ημέρας (π.χ. ομοιόμορφη κατανομή θερμοκρασίας). Το στρώμα αυτό εμφανίζεται στη βιβλιογραφία με το όνομα αποκομμένο στρώμα (residual layer).

Nocturnal low-level jet

- The low-level jet (LLJ) is a thin stream of fast moving air, with maximum wind speeds of 10 to 20 ms^{-1} usually located 100 to 300 m above the ground.
- Peak speeds up to 30 ms^{-1} have been reported and altitudes of the peak were occasionally as high as 300 m above ground.
- The LLJ can have a width of hundreds of kilometres and a length of thousands of kilometres, making it more like a sheet than a narrow ribbon, in some cases.
- In many cases the LLJ reaches its peak during the night and reaches its peak during the predawn hours.

Nocturnal Jet – Low Level Jet



The profile of wind component in the direction of the geostrophic wind (u_g) showing a **nocturnal jet**, compared with the profile the previous afternoon.

Nocturnal Jet – Low Level Jet

Formation begins before sunset as decreasing heat from the sun decreases daytime instability and turbulent mixing.

The downward mixing of high-speed turbulent air is reduced and the air's momentum being transferred to the ground during the earlier afternoon is now redirected forward, forming the LLJ.

If it is not too cloudy, an inversion forms at the ground and more effectively reduces momentum transfer to the ground, causing the jet to increase during the evening.

The stable air in an inversion acts like a nearly solid object and allows the air above it to flow rapidly past the inversion like wind blowing over water.

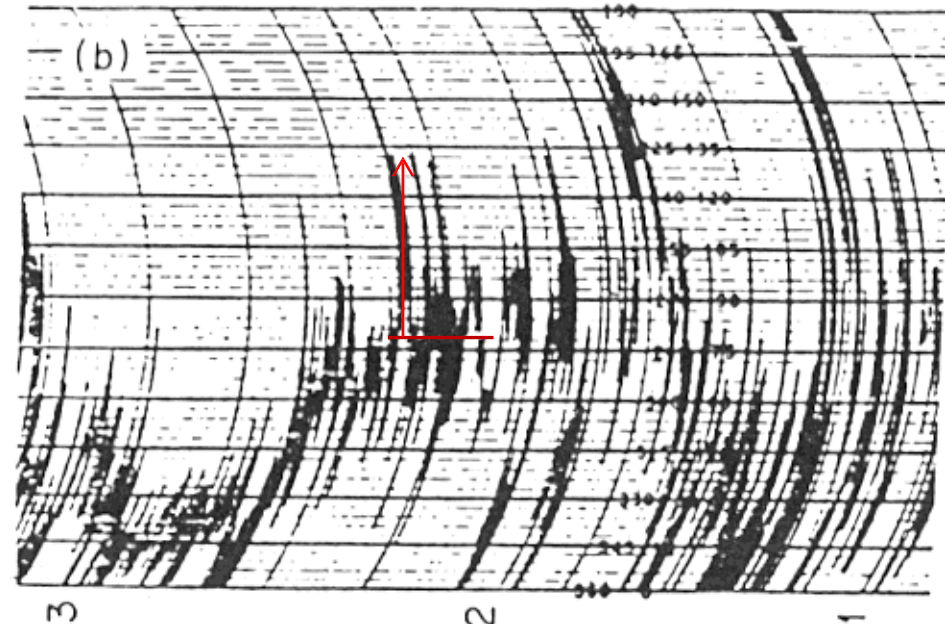
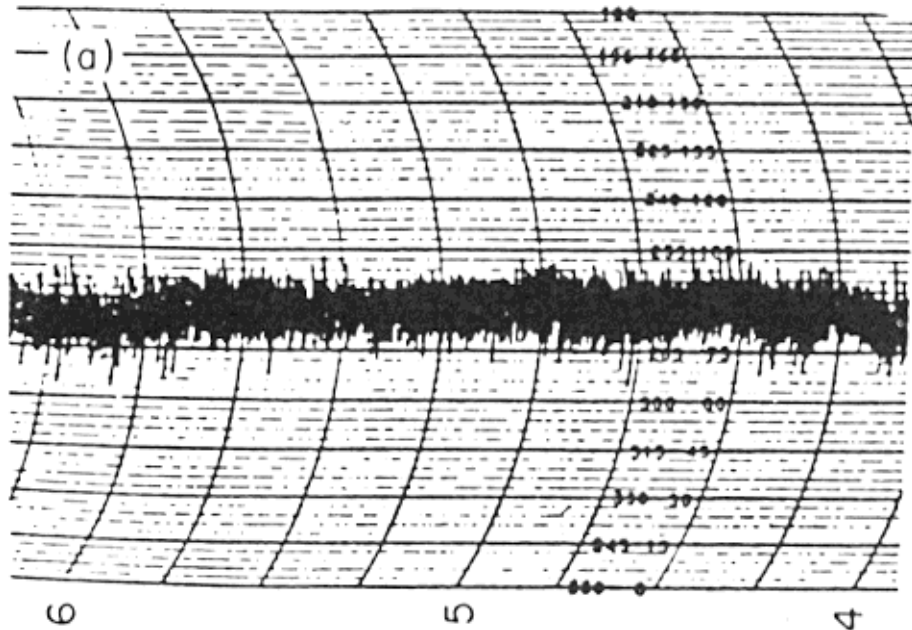
In mid-latitudes the jet speed typically reaches its maximum an hour or two after midnight and then decays.

Ακανόνιστες διακυμάνσεις γύρω από μία μέση τιμή των συνιστωσών της ταχύτητας του ανέμου

$$u = \langle u \rangle + u' \quad (\bar{u} = \langle u \rangle) \quad \theta = \langle \theta \rangle + \theta'$$

$$v = \langle v \rangle + v' \quad q = \langle q \rangle + q'$$

$$w = \langle w \rangle + w' \quad c = \langle c \rangle + c'$$



Κινηματική ροή

Ροή ονομάζεται η μεταφορά μιας ποσότητας ανά μονάδα επιφάνειας στην μονάδα του χρόνου. Στο ΑΟΣ μας ενδιαφέρουν:

η ροή μάζας ($\text{kg}/\text{m}^2 \text{ s}$)

η ροή θερμότητας ($\text{J}/\text{m}^2 \text{ s}$)

η ροή ορμής ($\text{kg (m/s)}/\text{m}^2\text{s}$)

η ροή υγρασίας ($\text{kg}/\text{m}^2 \text{ s}$)

η ροή ρύπων ($\text{kg}/\text{m}^2 \text{ s}$)

Διαιρώντας αυτές τις ροές με την πυκνότητα του αέρα ορίζεται η κινηματική ροή.

Ειδικά στην περίπτωση της αισθητής θερμότητας διαιρούμε και δια της ειδικής θερμότητας του αέρα υπό σταθερή πίεση.

Τυρβώδης κινητική ενέργεια

Κινητική Ενέργεια $KE = \frac{1}{2} M (U^2 + V^2 + W^2)$

$$KE = MKE + TKE$$

$$MKE = \frac{1}{2} M (\bar{U}^2 + \bar{V}^2 + \bar{W}^2)$$

ενέργεια ανά μονάδα μάζας.

$$e = TKE/M = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2 + w'^2)$$

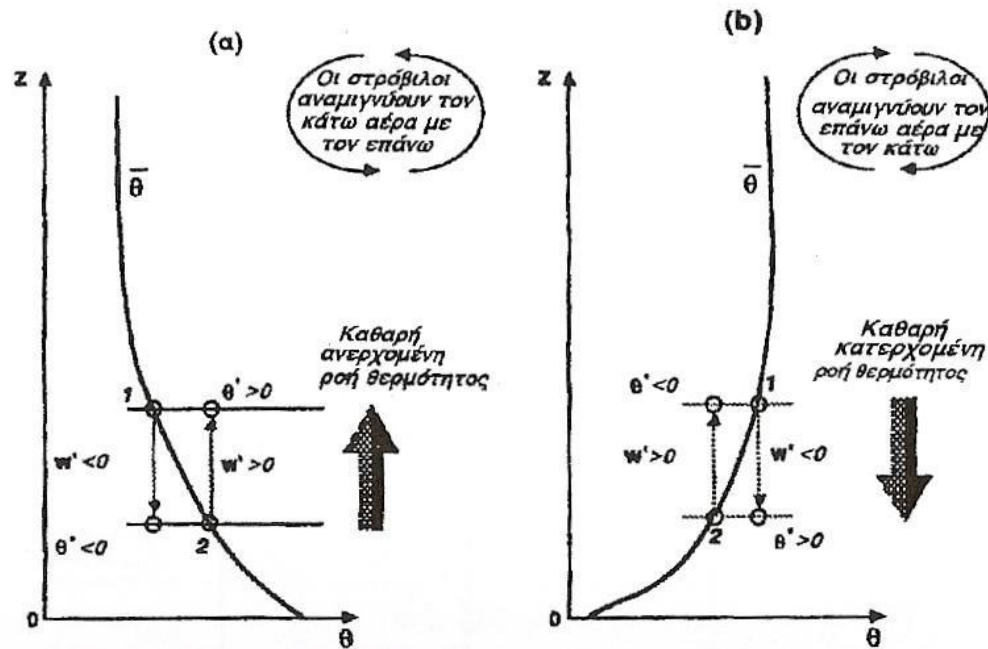
Στιγμιαία τυρβώδης κινητική ενέργεια

Δια μεσοποίησης της e προκύπτει:

$$\bar{e} = TKE/M = \frac{1}{2} (\bar{u}'^2 + \bar{v}'^2 + \bar{w}'^2)$$

μέση τυρβώδης κινητική ενέργεια ανά μονάδα μάζας.

Κινηματική ροή



Εξιδανίκευση της διαδικασίας αναμίξεως μικρών στροβίλων που δείχνει: (α) την καθαρή προς τα επάνω τυρβώδη ροή θερμότητας σε στατικώς ασταθές περιβάλλον και (β) την καθαρή προς τα κάτω τυρβώδη ροή θερμότητας σε ευσταθές περιβάλλον. (Stull, R., B. 1994)

Βασικές Εξισώσεις

Η καταστατική εξίσωση

Διατήρηση της μάζας (εξίσωση συνέχειας)

Διατήρηση της ορμής (εξ. Navier – Stokes)

Διατήρηση της μάζας υδρατμών

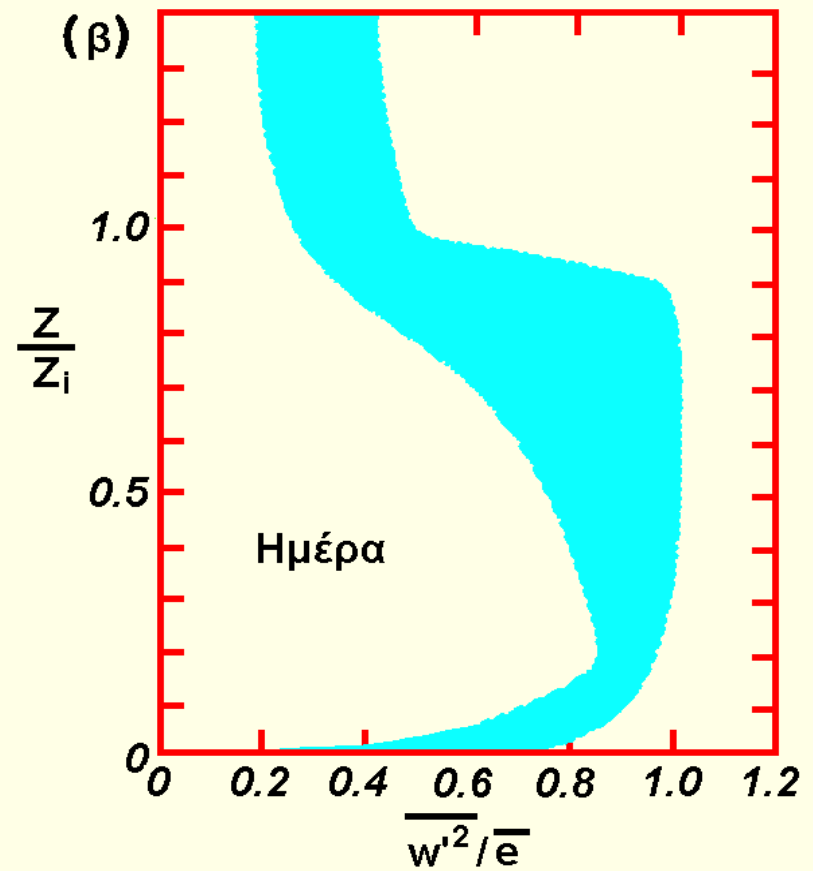
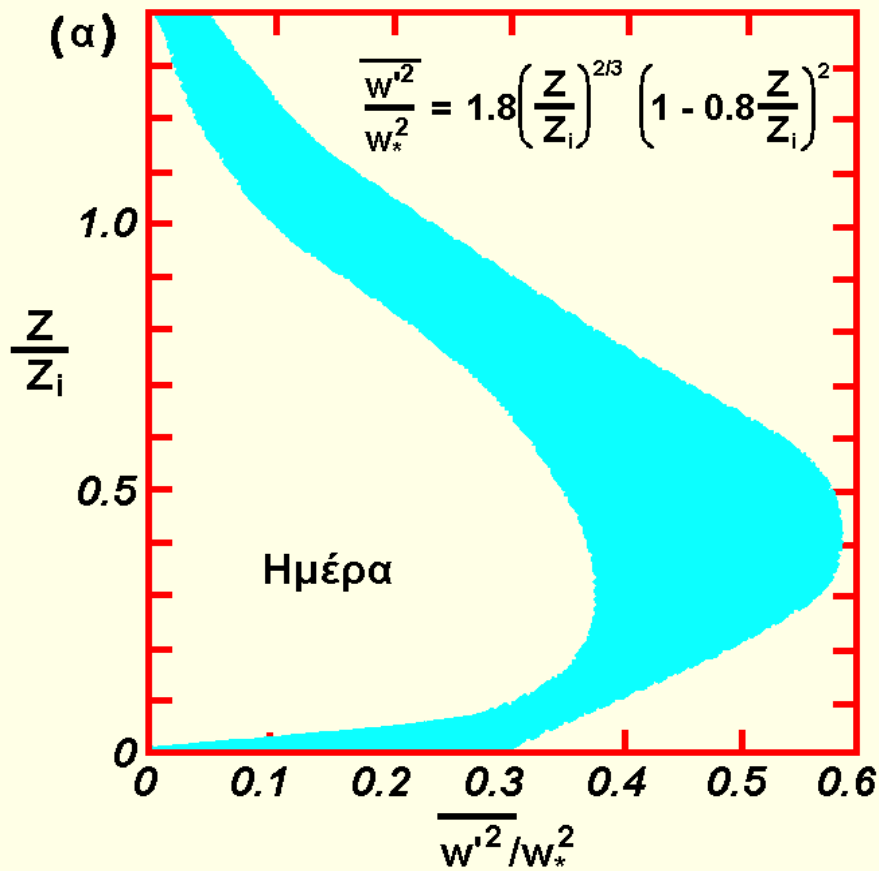
Διατήρηση θερμότητας (θερμοδυναμική εξ.)

Εξίσωση της μεταβλητότητας της ταχύτητας

$$\frac{\overline{\partial u_i'^2}}{\partial t} + \overline{U_j} \frac{\overline{\partial u_i'^2}}{\partial x_j} = +2\overline{\delta_{i3}} \left(\frac{\overline{u_i' \theta_v'}}{\overline{\theta_v}} \right) g - 2\overline{u_i' u_j'} \frac{\partial \overline{U_j}}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u_j' u_i'^2})}{\partial x_j} - \frac{2}{\rho} \frac{\partial (\overline{u_i' p'})}{\partial x_i} - 2\varepsilon$$

I
II
III
IV
V
VI
VIII

- Ο όρος I Αντιπροσωπεύει την τοπική αποθήκευση της μεταβλητότητας
- Ο όρος II Περιγράφει την μεταφορά της μεταβλητότητας από τον μέσο άνεμο
- Ο όρος III Είναι όρος παραγωγής ή καταναλώσεως εξαρτώμενος από το αν η ροή της ανώσεως είναι θετική (μέρα επάνω από ξηρά) ή αρνητική (νύκτα επάνω από ξηρά)
- Ο όρος IV Είναι όρος παραγωγής.
- Ο όρος V Είναι όρος μεταφοράς της αναταραχής.
- Ο όρος VI Περιγράφει πως ανακατανέμεται η μεταβλητότητα από τις διαταραχές της πίεσεως. Συχνά συνδέεται με κυμάνσεις στον αέρα. (Ανοδικά ή κύματα βαρύτητας)
- Ο όρος VIII Αντιπροσωπεύει τον ιξώδη διασκορπισμό της μεταβλητότητας της ταχύτητας



Το σχήμα δείχνει ότι η κατακόρυφη ταχύτητα, κατά την διάρκεια της ημέρας μεταβάλλεται λίγο κοντά στην επιφάνεια λαμβάνοντας την μέγιστη τιμή στο 1/3 του ύψους του οριακού στρώματος.

Η κατανομή αυτής της ταχύτητας συνδέεται με την κατακόρυφη επιτάχυνση των θερμικών κατά την αρχική άνοδο τους η οποία στην συνέχεια μειώνεται από αραίωση με τον περιβάλλοντα αέρα, από τριβή και από θέρμανση και εξισορρόπηση με το περιβάλλον κοντά στην κορυφή του οριακού στρώματος.

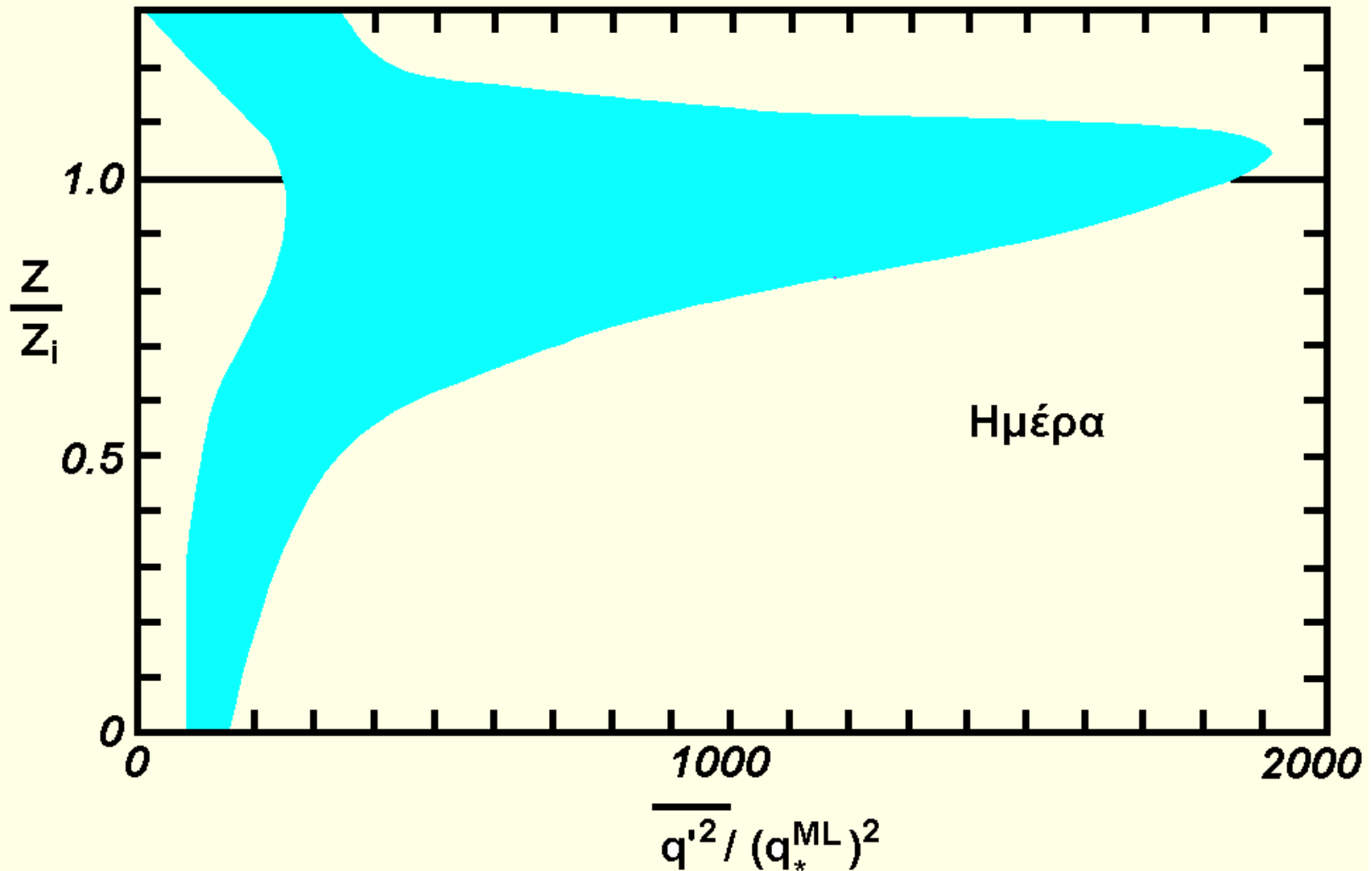
Εξίσωση της μεταβλητότητας της υγρασίας

$$\varepsilon_q = -2\overline{v_q} \left(\overline{\frac{\partial q'}{\partial x_j}} \right)^2$$

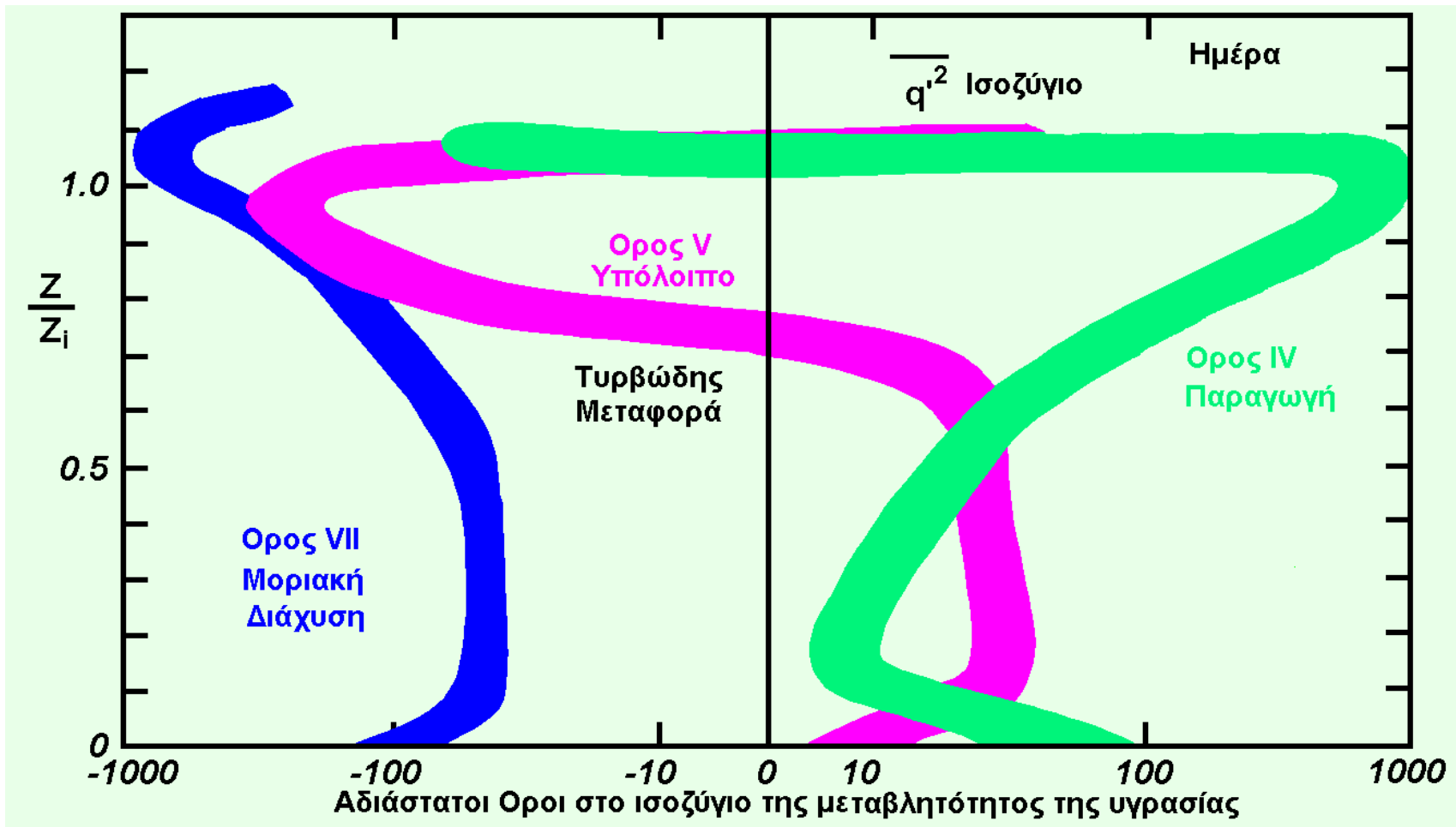
Μετά από αυτά, η σχέση 4.3.10 λαμβάνει την μορφή:

$$\underbrace{\frac{\partial \overline{q'^2}}{\partial t}}_I + \underbrace{\overline{U_j} \frac{\partial \overline{q'^2}}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{\left(-2\overline{q' u'_j} \frac{\partial \overline{q}}{\partial x_j} \right)}_{IV} - \underbrace{\frac{\partial (\overline{u'_j q'^2})}{\partial x_j}}_V - \underbrace{2\varepsilon_q}_{VII} \quad 1$$

- Ο όρος I Αντιπροσωπεύει την τοπική αποθήκευση της μεταβλητότητας της υγρασίας
- Ο όρος II Περιγράφει την μεταφορά της μεταβλητότητας της υγρασίας από τον μέσο άνεμο
- Ο όρος IV Είναι όρος παραγωγής συνδεόμενος με τυρβώδεις κινήσεις που συμβαίνουν μέσα στην βαθμίδα της μέσης υγρασίας.
- Ο όρος V Αντιπροσωπεύει την την τυρβώδη μεταφορά της μεταβλητότητας της υγρασίας
- Ο όρος VII Είναι ο μοριακός διασκορπισμός



Το σχήμα δείχνει ότι η μεταβλητότητα της υγρασίας είναι μικρή κοντά στο έδαφος επειδή τα θερμικά έχουν περίπου την ίδια υγρασία με τον περιβάλλοντα αέρα. Στην κορυφή όμως τους στρώματος ανάμειξης ξηρότερος αέρας εισέρχεται κατερχόμενος μεταξύ των θερμικών με αποτέλεσμα την μέγιστη βαθμίδα της μεταβλητότητας.



Το σχήμα δείχνει ότι οι όροι παραγωγής εξισορροπούν τους όρους καταστροφής. Υποθέτοντας σταθερή κατάσταση, στην οποία η αποθήκευση και η μεταφορά θεωρούνται αμελητέες. Να σημειωθεί ότι οι όροι μεταφοράς, που στο σχήμα αναφέρονται σαν υπόλοιπο, είναι θετικοί στο κάτω μισό του στρώματος μείξεως και αρνητικοί στο άνω μισό. Το συνολικό είναι μηδέν που σημαίνει ότι κινείται μεταβλητότητα υγρασίας από το ένα μέρος με πλεόνασμα στο άλλο μέρος με έλλειμα.

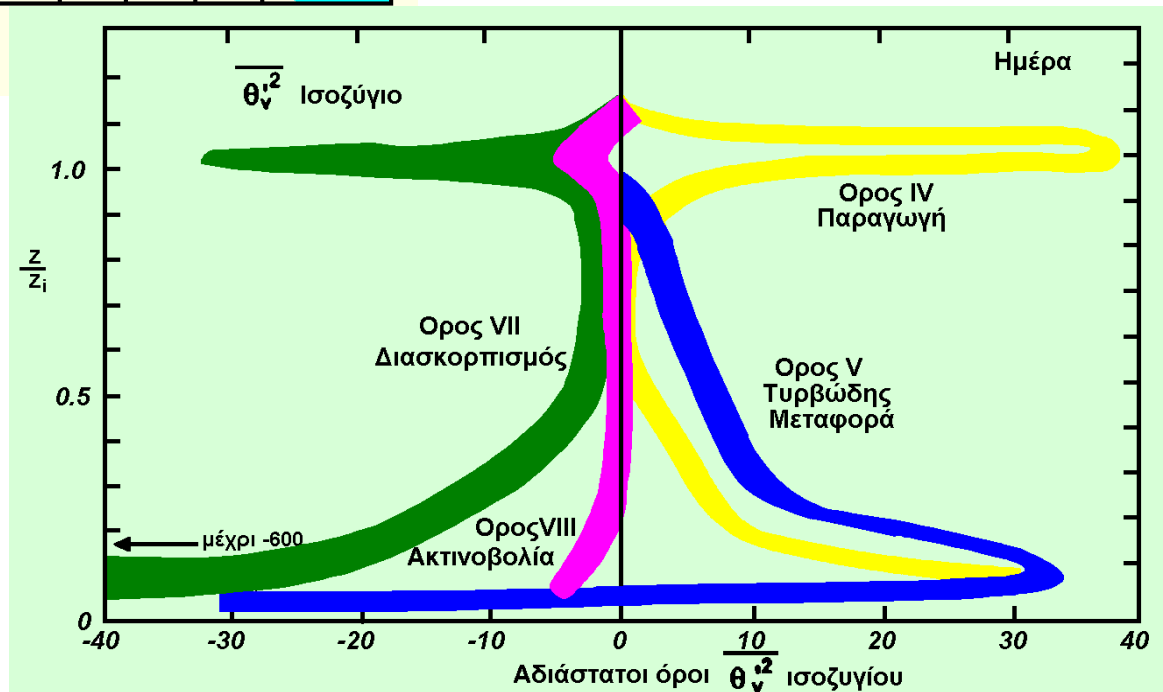
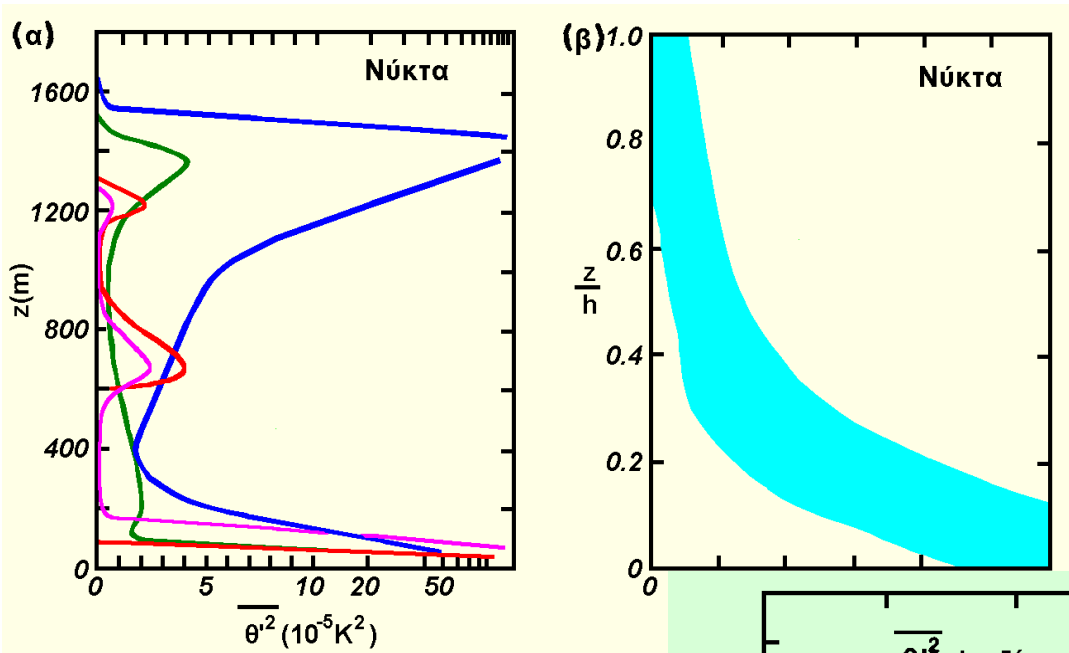
4.3.3 Μεταβλητότητα της θερμότητας

Την σχέση 1 πολλαπλασιάζουμε επί $2\theta'$ και αφού κάνουμε τις αναγωγές, μεσοποιήσουμε, εφαρμόσουμε τους κανόνες Reynolds και ακολούθως την συνδυάσουμε με την εξίσωση συνεχείας, καταλλήλως τροποποιημένης, και την απλοποιήσουμε, με διαδικασία ομοία με την αντίστοιχη της ορμής ή της υγρασίας, θα λάβουμε:

$$\frac{\partial \overline{\theta'^2}}{\partial t} + \overline{U_j} \frac{\partial \overline{\theta'^2}}{\partial x_j} = -2\overline{\theta' u_j} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u_j \theta'^2})}{\partial x_j} - 2\varepsilon_\theta - \left(\frac{2}{\rho C_p} \right) \overline{\theta' \frac{\partial Q_j}{\partial x_j}} \quad 2$$

I II IV V VII VIII

- Ο όρος I Αντιπροσωπεύει την τοπική αποθήκευση της μεταβλητότητας της θερμότητας.
- Ο όρος II Περιγράφει την μεταφορά της μεταβλητότητας της θερμότητας από τον μέσο άνεμο
- Ο όρος IV Είναι όρος παραγωγής συνδεόμενος με τυρβώδεις κινήσεις που συμβαίνουν μέσα στην βαθμίδα της μέσης θερμοτητος.
- Όρος V Αντιπροσωπεύει την την τυρβώδη μεταφορά της μεταβλητότητας της Θερμότητας
- Όρος VII Είναι ο μοριακός διασκορπισμός
- Όρος VIII Είναι όρος απωλείας λόγω ακτινοβολίας, πολλές φορές δίδεται ως ε_R



Εξίσωση της μεταβλητότητας μονόμετρου μεγέθους

4.3.4 Μεταβλητότητα μονόμετρου μεγέθους

Αναλόγως με τα προηγούμενα, από την σχέση 1 αφού την απλασιάσουμε επί $2c'$, την μεσοποιήσουμε και την συνδυάσουμε με την κατάλληλη μορφή της εξισώσεως συνεχείας και τέλος εφαρμόσουμε τις απλοποιήσεις, λαμβάνουμε:

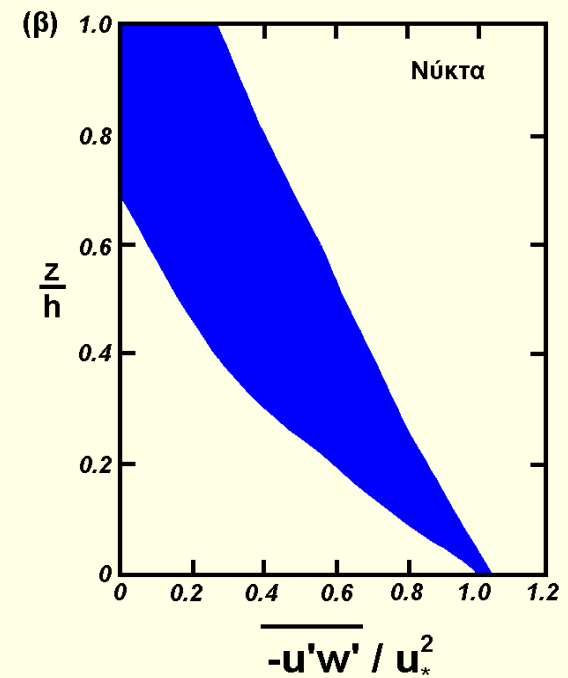
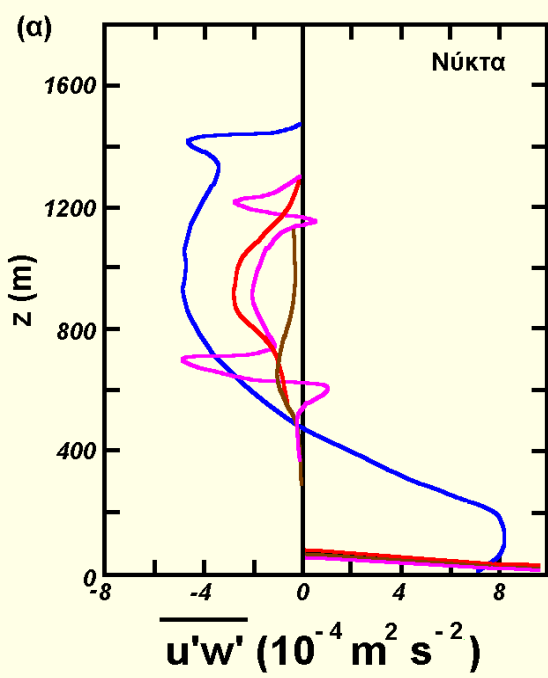
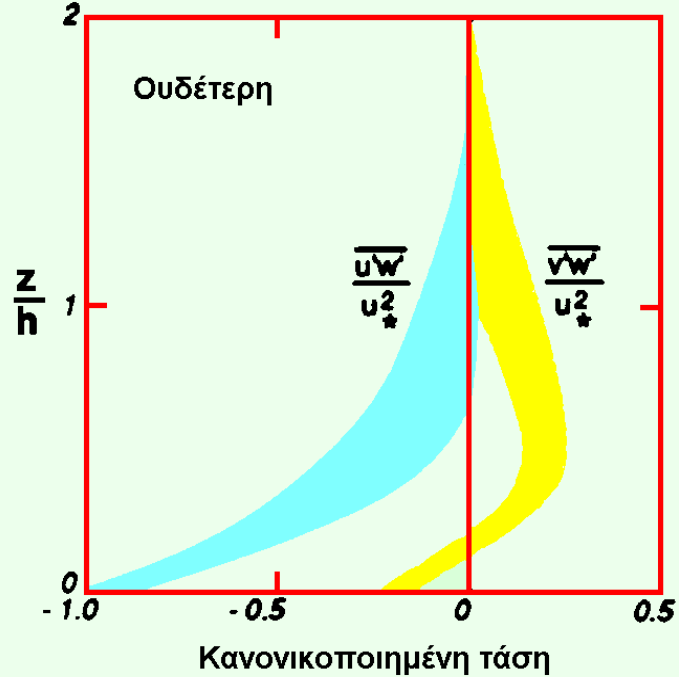
$$\frac{\overline{\partial c'^2}}{\partial t} + \overline{U_j} \frac{\partial \overline{c'^2}}{\partial x_j} = - \overline{2c'u_j} \frac{\partial \overline{C}}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u_j c'^2})}{\partial x_j} - 2\varepsilon_c \quad 3$$

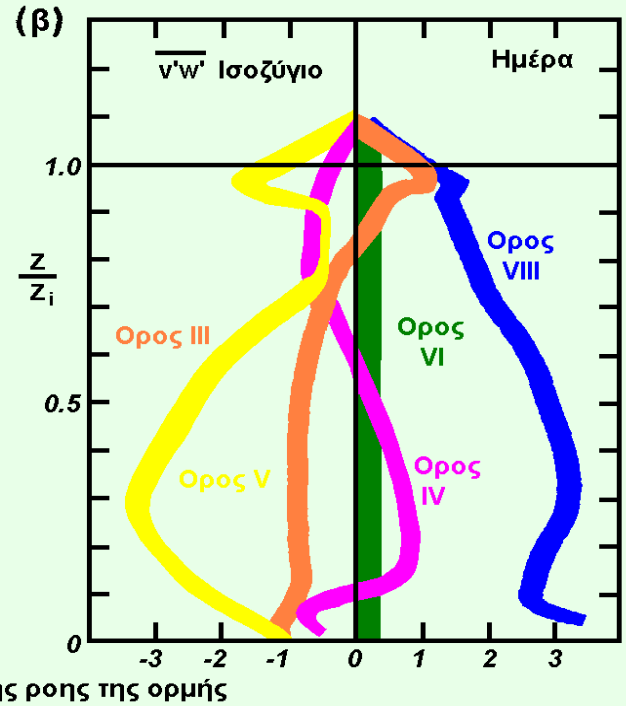
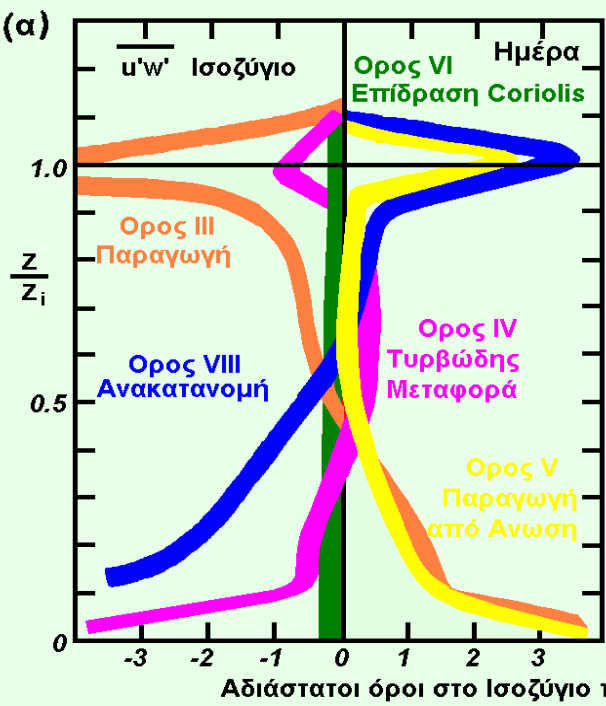
I II IV V VII

- Ο όρος I Αντιπροσωπεύει την τοπική αποθήκευση της μεταβλητότητας του ρυπαντού.
- Ο όρος II Περιγράφει την μεταφορά της μεταβλητότητας του ρυπαντού από τον μέσο άνεμο
- Ο όρος IV Είναι όρος παραγωγής συνδεόμενος με τυρβώδεις κινήσεις που συμβαίνουν μέσα στην βαθμίδα της μέσης συγκεντρώσεως.
- Ο όρος V Αντιπροσωπεύει την την τυρβώδη μεταφορά της μεταβλητότητας της συγκεντρώσεως του ρυπαντού
- Ο όρος VII Είναι ο μοριακός διασκορπισμός

Εξίσωση της ροής της ορμής

$$\begin{aligned}
 & \frac{\overline{\partial u_i' u_k'}}{\partial t} + \frac{\overline{u_j \partial u_i' u_k'}}{\partial x_j} = - \frac{\overline{u_i' u_j}}{\partial x_j} \frac{\partial \overline{u_k}}{\partial x_j} - \frac{\overline{u_k' u_j}}{\partial x_j} \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u_i' u_j' u_k'})}{\partial x_j} \\
 & \quad \text{I} \quad \quad \text{II} \quad \quad \quad \text{III} \quad \quad \quad \text{III} \quad \quad \quad \text{IV} \\
 & + \left(\frac{g}{u_v} \right) \left[\delta_{k3} \overline{u_i' \theta_v'} + \delta_{i3} \overline{u_k' \theta_v'} \right] + f_c (\varepsilon_{kj3} \overline{u_i' u_j'} + \varepsilon_{ki3} \overline{u_i' u_j'}) \\
 & \quad \quad \quad \text{V} \quad \quad \quad \text{V} \quad \quad \quad \text{VI} \quad \quad \quad \text{VI} \\
 & - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial (\overline{p' u_k'})}{\partial x_j} + \frac{\partial (\overline{p' u_i'})}{\partial x_k} - \overline{p' \left(\frac{\partial u_i'}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k'}{\partial x_i} \right)} \right] + \frac{v \partial^2 (\overline{u_i' u_k'})}{\partial x_j^2} - \frac{2v \overline{\partial u_i' \partial u_k'}}{\partial x_j^2} \\
 & \quad \quad \quad \text{VII} \quad \quad \quad \text{VII} \quad \quad \quad \text{VIII} \quad \quad \quad \text{IX} \quad \quad \quad \text{X}
 \end{aligned}$$





Εξίσωση της ροής της υγρασίας

$$\frac{\partial(\overline{q'u_i})}{\partial t} + \overline{U_j} \frac{\partial(\overline{q'u_i})}{\partial x_j} = -\overline{q'u_j} \frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} - \overline{u_i u_j} \frac{\partial \overline{q}}{\partial x_j} - \frac{\partial(\overline{q'u_j u_i})}{\partial x_j}$$

I II III XI IV

$$+\delta_{i3} \left(\frac{q'\theta'_v}{\theta_v} \right) g + \left(\frac{1}{\rho} \right) \left[\frac{\partial(\overline{p'q'})}{\partial x_i} \right] - 2\varepsilon_{uiq}$$

V VIII X

Οι όροι I και II είναι όροι αποθηκείσεως και μεταφοράς, οι όροι III, XI και V σχετίζονται με την παραγωγή ή την κατανάλωση, ο όρος IV είναι η τυρβώδης μεταφορά, ο όρος VIII είναι η ανακατανομή και ο X όρος είναι η μοριακή καταστροφή της τυρβώδους ροής της υγρασίας.

Ροή θερμότητας

Εξίσωση Ισοζυγίου. Η εύρεση της εξίσωσης του ισοζυγίου της ροής της θερμότητας γίνεται αναλόγως με την εύρεση του ισοζυγίου της υγρασίας. Έτσι έχουμε:

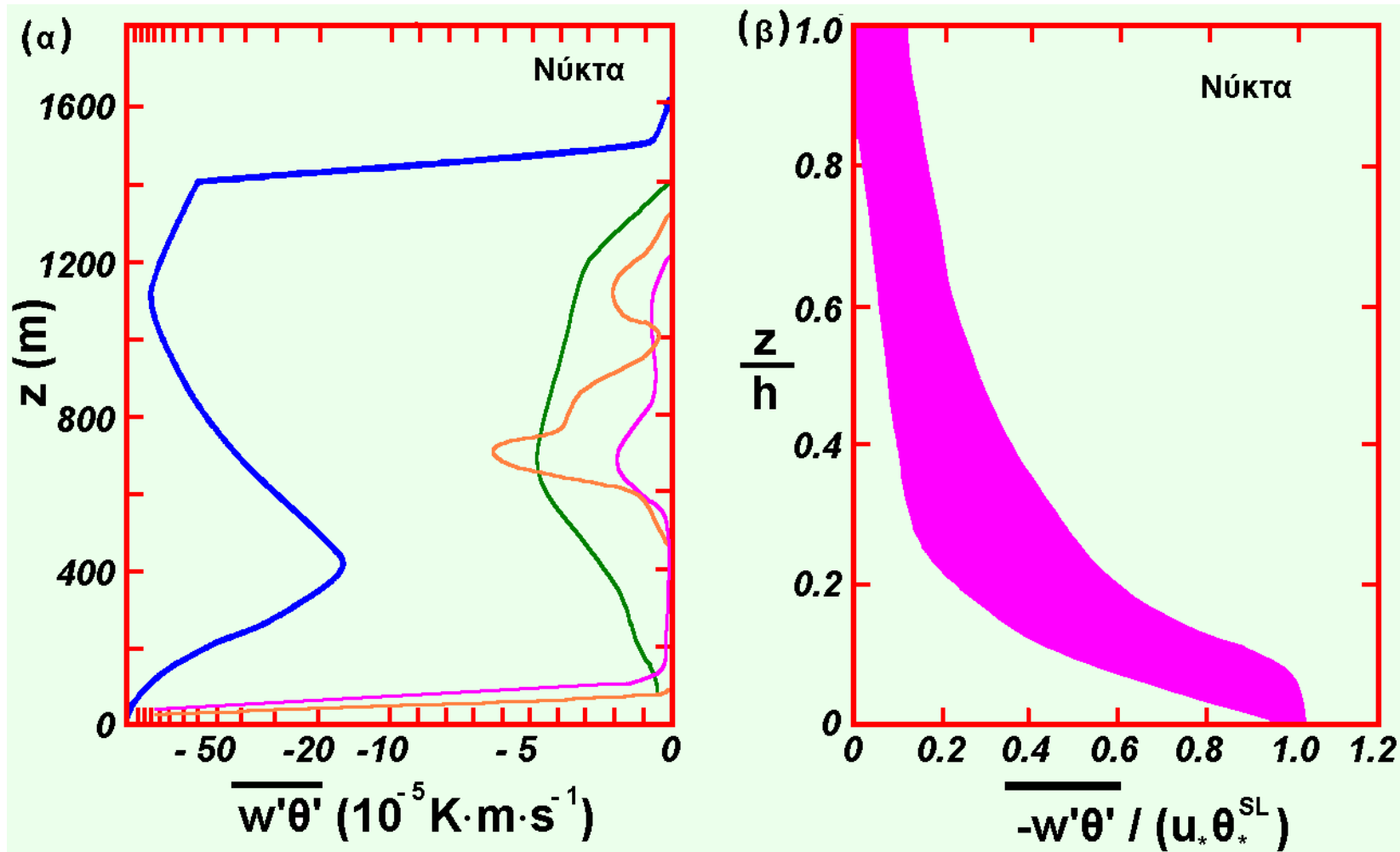
$$\begin{aligned}
 \frac{\partial(\overline{\theta'u_i'})}{\partial t} + \overline{U_j} \frac{\partial(\overline{\theta'u_i'})}{\partial x_j} &= -\overline{\theta'u_j'} \frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} - \overline{u_i'u_j'} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x_j} - \frac{\partial(\overline{\theta'u_j'u_i'})}{\partial x_j} \\
 &\quad \text{I} \qquad \qquad \text{II} \qquad \qquad \text{III} \qquad \qquad \text{XI} \qquad \qquad \text{IV} \\
 + \delta_{i3} \left(\frac{\overline{\theta'\theta'_v}}{\overline{\theta'_v}} \right) g + f_c \varepsilon_{ij3} (\overline{u_j'\theta'}) - \left(\frac{1}{\rho} \right) &\left[\frac{\partial(\overline{p'\theta'})}{\partial x_i} - \overline{p' \frac{\partial \theta'}{\partial x_j}} \right] \\
 &\quad \text{V} \qquad \qquad \text{VI} \qquad \qquad \text{VII} \qquad \qquad \text{VIII} \\
 + \frac{v \partial^2(\overline{\theta'u_i'})}{\partial x_j^2} - 2v \left(\frac{\partial \overline{u_i'}}{\partial x_j} \right) \left(\frac{\partial \overline{\theta'}}{\partial x_j} \right) - \left(\frac{1}{\rho C_p} \right) &\overline{u_i' \frac{\partial Q_j'}{\partial x_j}} \\
 &\quad \text{IX} \qquad \qquad \text{X} \qquad \qquad \text{XII}
 \end{aligned}$$

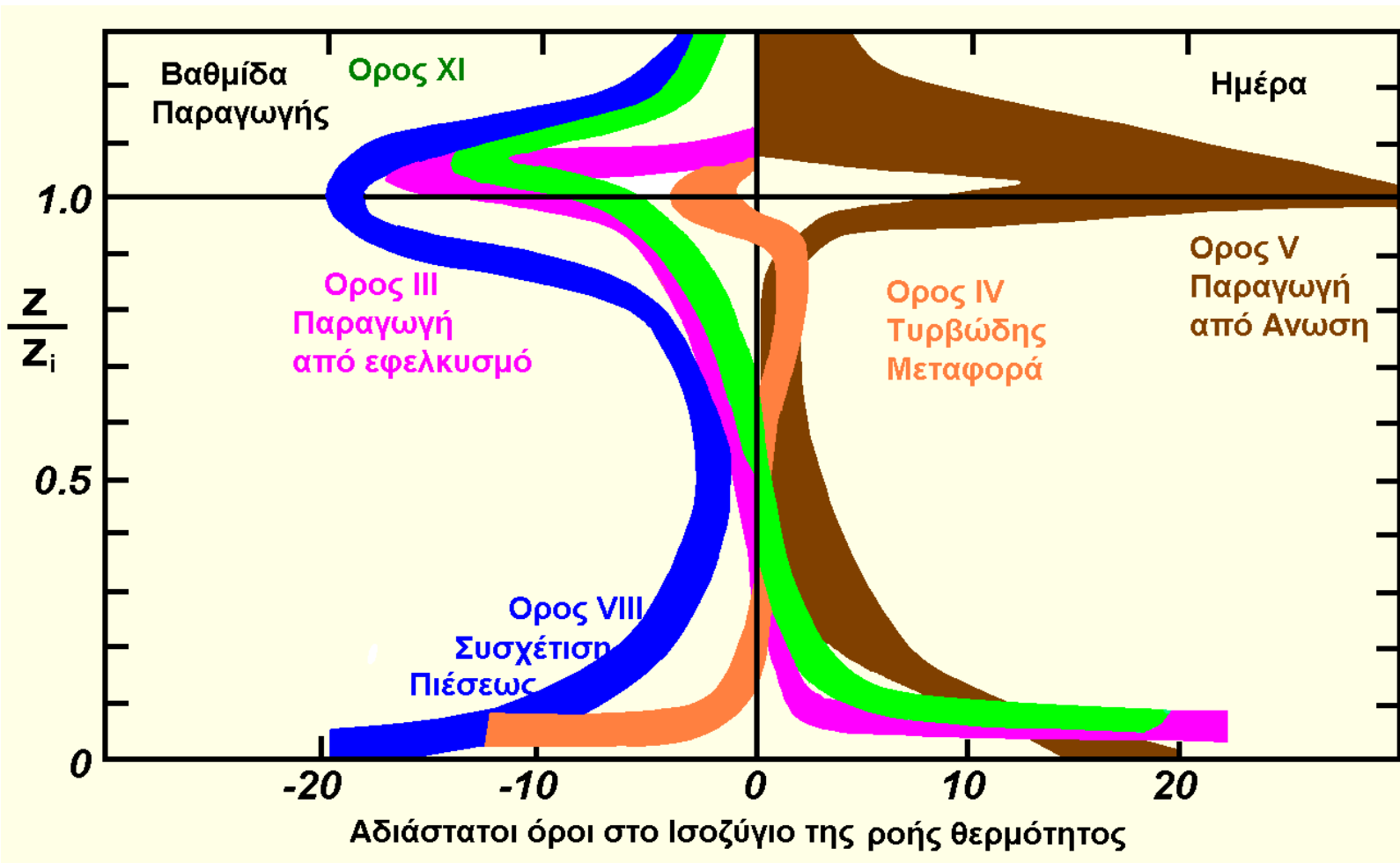
Οι όροι στην εξίσωση αυτή είναι ανάλογοι με τους όρους της υγρασίας. Συχνά, ο όρος V προσεγγίζεται με τον όρο $\delta_{i3} g \left(\overline{\theta_v'^2} / \overline{\theta_v'} \right)$. Ο όρος XII περιγράφει την συσχέτιση μεταξύ των διακυμάνσεων της ταχύτητας και των αντιστοίχων της ακτινοβολίας. Αν αντικαταστήσουμε τον όρο X με τον $2\varepsilon_{ui\theta}$ και παραλείψουμε τον όρο Coriolis, την διάχυση της πίεσης, την ακτινοβολία και τους όρους της μοριακής διαχύσεως, θα έχουμε:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial(\overline{\theta'u_i'})}{\partial t} + \overline{U_j} \frac{\partial(\overline{\theta'u_i'})}{\partial x_j} &= -\overline{\theta'u_j'} \frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} - \overline{u_i'u_j'} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x_j} - \frac{\partial(\overline{\theta'u_j'u_i'})}{\partial x_j} \\
 &\quad \text{I} \qquad \qquad \text{II} \qquad \qquad \text{III} \qquad \qquad \text{XI} \qquad \qquad \text{IV} \\
 + \delta_{i3} \left(\frac{\overline{\theta'\theta'_v}}{\overline{\theta'_v}} \right) g + \left(\frac{1}{\rho} \right) &\left[\overline{p' \frac{\partial \theta'}{\partial x_j}} \right] - 2\varepsilon_{ui\theta} \\
 &\quad \text{V} \qquad \qquad \text{VIII} \qquad \qquad \text{X}
 \end{aligned}$$

Στην ειδική επίσης περίπτωση της κατακόρυφου ροής της θερμότητας ($i=3$) με ομογενή οριζόντιο κατανομή θα έχουμε:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial(\overline{\theta'w'})}{\partial t} &= -\overline{w'^2} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} - \frac{\partial(\overline{\theta'w'w'})}{\partial z} + \left(\frac{\overline{\theta'\theta'_v}}{\overline{\theta'_v}} \right) g + \left(\frac{1}{\rho} \right) \left[\overline{p' \frac{\partial \theta'}{\partial z}} \right] - 2\varepsilon_{w\theta} \\
 &\quad \text{I} \qquad \qquad \text{XI} \qquad \qquad \text{IV} \qquad \qquad \text{V} \qquad \qquad \text{VIII}
 \end{aligned}$$





Τυρβώδης κινητική ενέργεια (ΤΚΕ)

Η ΤΚΕ είναι μία από τις σπουδαιότερες παραμέτρους στην μικρομετεωρολογία επειδή αποτελεί μέτρο της εντάσεως της αναταράξεως. Η ΤΚΕ συνδέεται άμεσα με την μεταφορά ορμής, θερμότητας και της υγρασίας σε όλη την έκταση του οριακού στρώματος.

$e = \text{ΤΚΕ}/M = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2 + w'^2)$ στιγμιαία τυρβώδη κινητική ενέργεια ανά μονάδα μάζας.

$\bar{e} = \text{ΤΚΕ}/M = \frac{1}{2} (\bar{u}'^2 + \bar{v}'^2 + \bar{w}'^2)$ μέση τυρβώδης κινητική ενέργεια ανά μονάδα μάζας.

Κάθε ένας από τους όρους της εξισώσεως του ισοζυγίου ΤΚΕ περιγράφει φυσική διεργασία που δημιουργεί ανατάραξη.

Εξίσωση ισοζυγίου ΤΚΕ

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} + \overline{U_j} \cdot \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j} = \delta_{i3} \cdot \frac{g}{\vartheta_v} \cdot \overline{(U'_i \cdot \vartheta'_v)} - \overline{(U'_i \cdot U'_j)} \cdot \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial \overline{(U'_i \cdot e)}}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{(U'_i \cdot P')}}{\partial x_j} - \varepsilon$$

Υποθέτοντας ευθυγράμμιση με το μέσο άνεμο, οριζόντια ομοιογένεια και παραλείποντας καταβύθιση τότε:

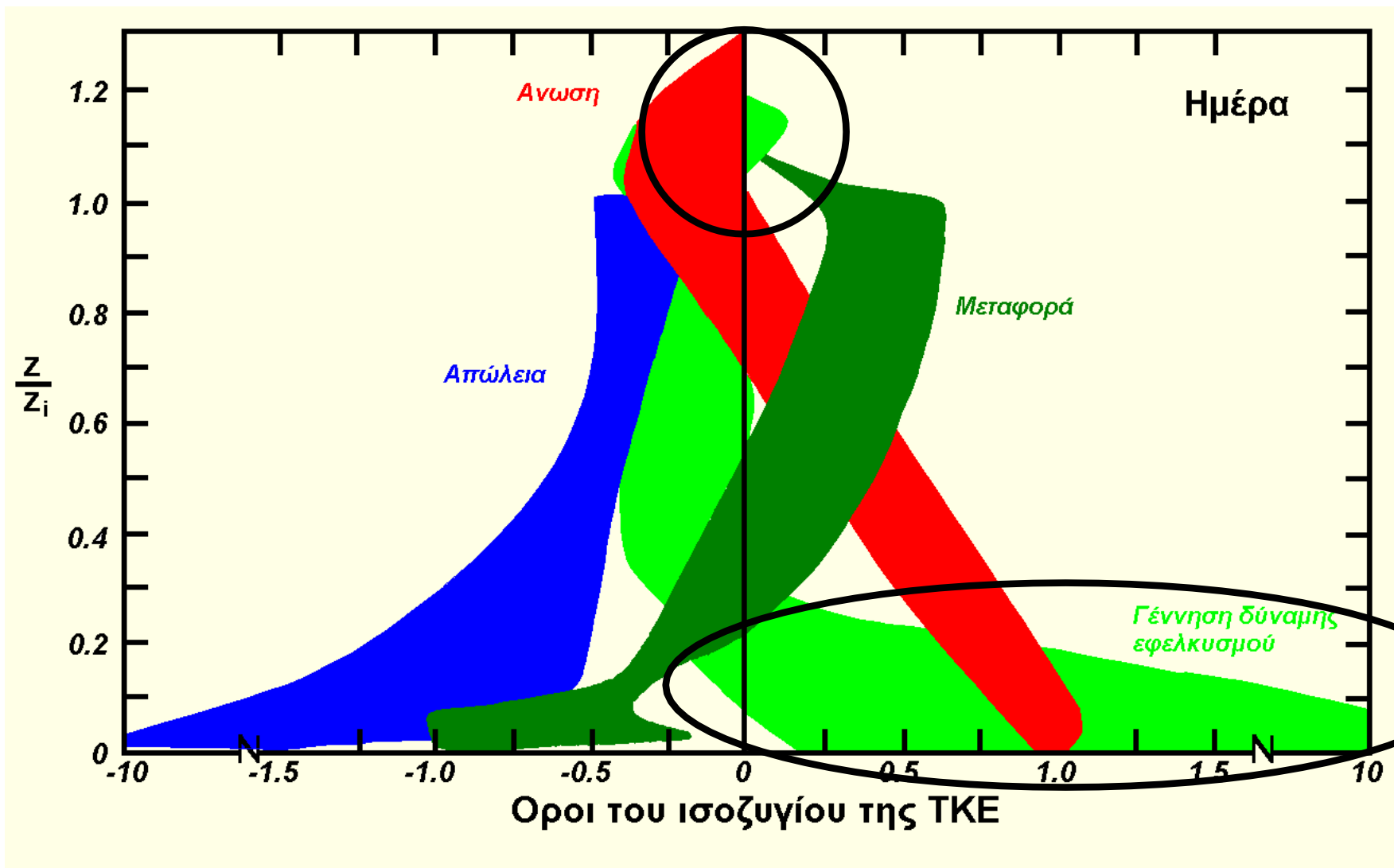
$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \delta_{i3} \cdot \frac{g}{\vartheta_v} \cdot \overline{(w' \cdot \vartheta'_v)} - \overline{(u' \cdot w')} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{(w' \cdot e)}}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{(w' \cdot P')}}{\partial z} - \varepsilon$$

Διασκορπισμός

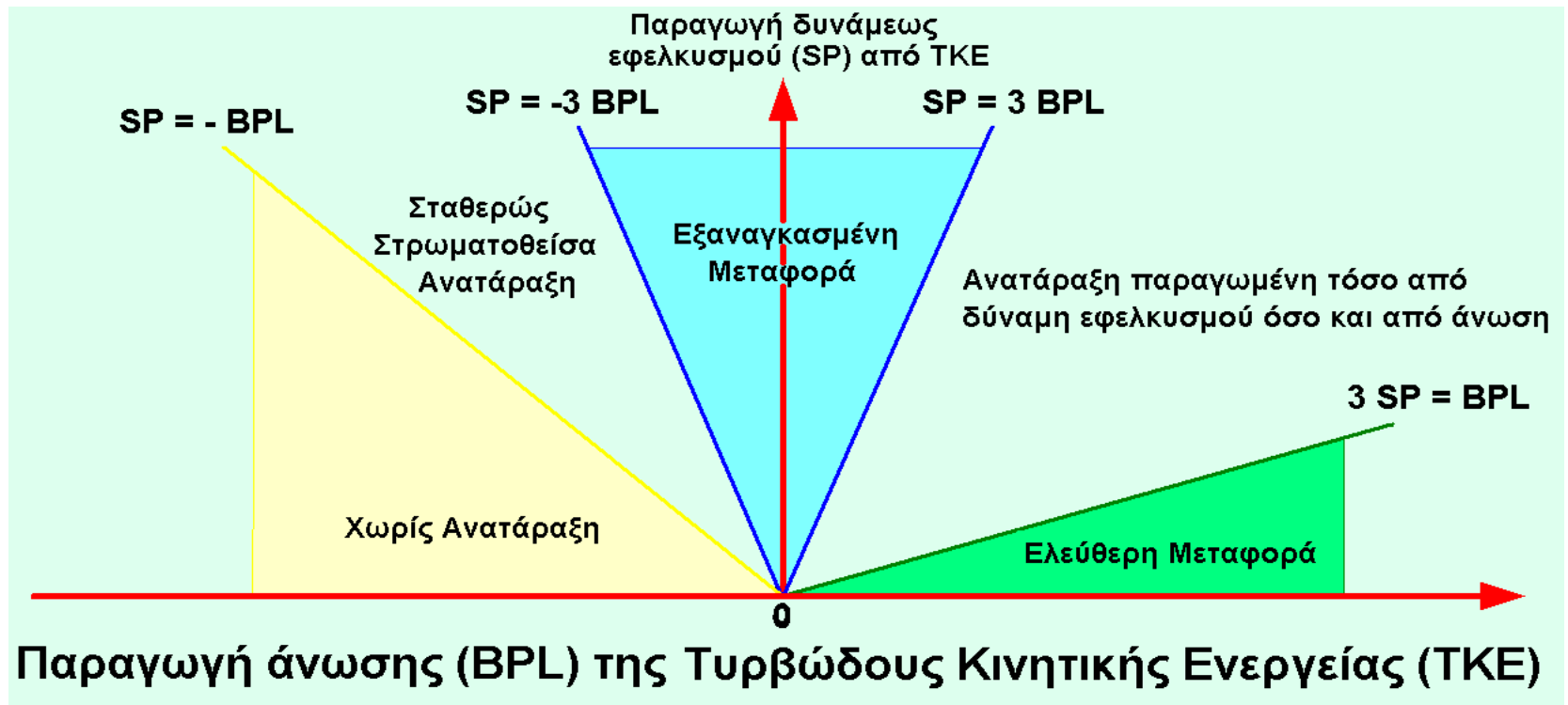
$$\nu \cdot \overline{U_i} \cdot \frac{\partial^2 \overline{U_i}}{\partial x_j^2} = \frac{\nu}{2} \cdot \frac{\partial^2 \overline{U_i}^2}{\partial x_j^2} - \nu \cdot \left(\frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} \right)^2$$

Η καμπυλότητα της μεταβλητότητας είναι πολύ μικρός όρος οπότε:

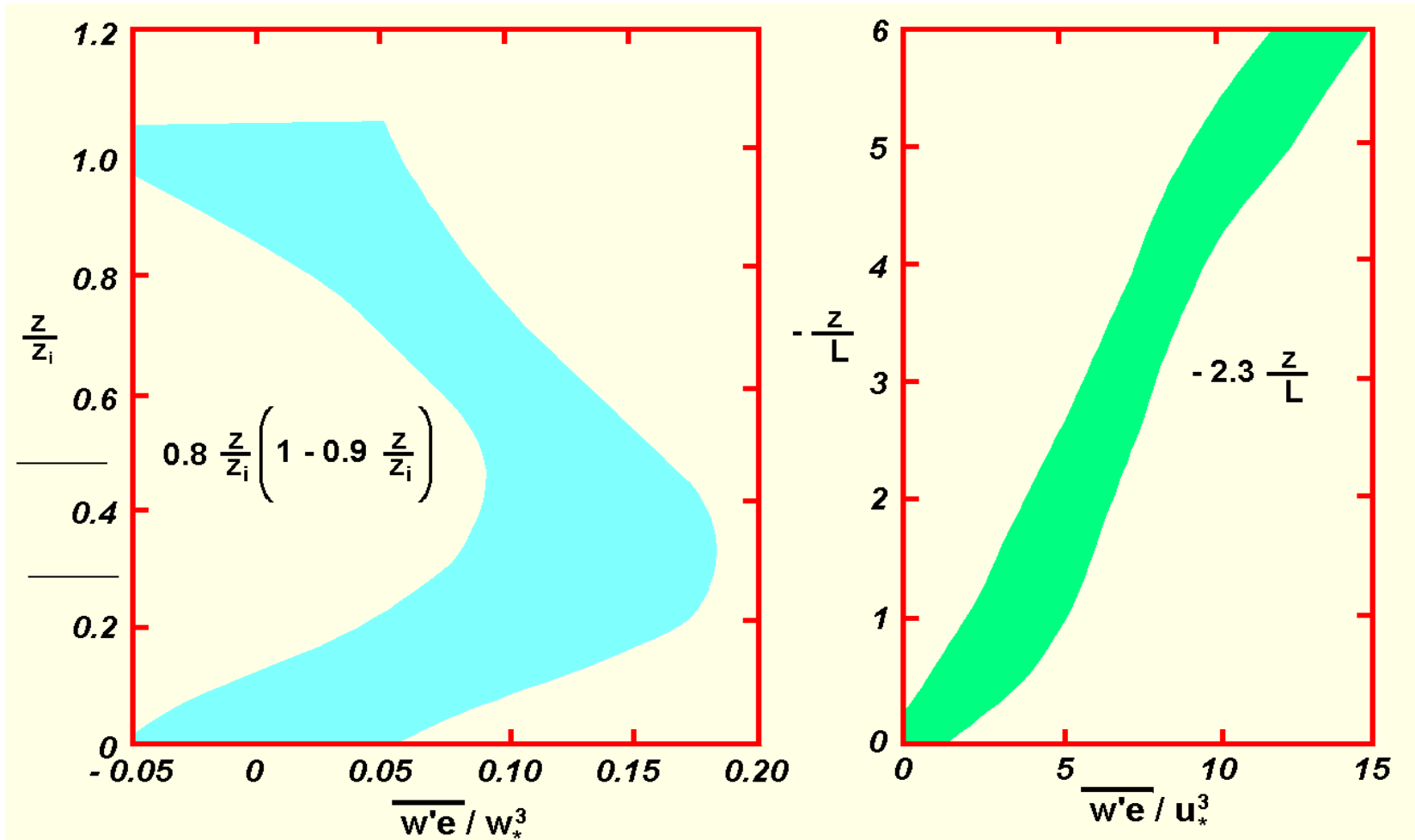
$$\varepsilon = \nu \cdot \left(\frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} \right)^2$$



Όρος IV: Μηχανική παραγωγή λόγω διάτμησης του ανέμου

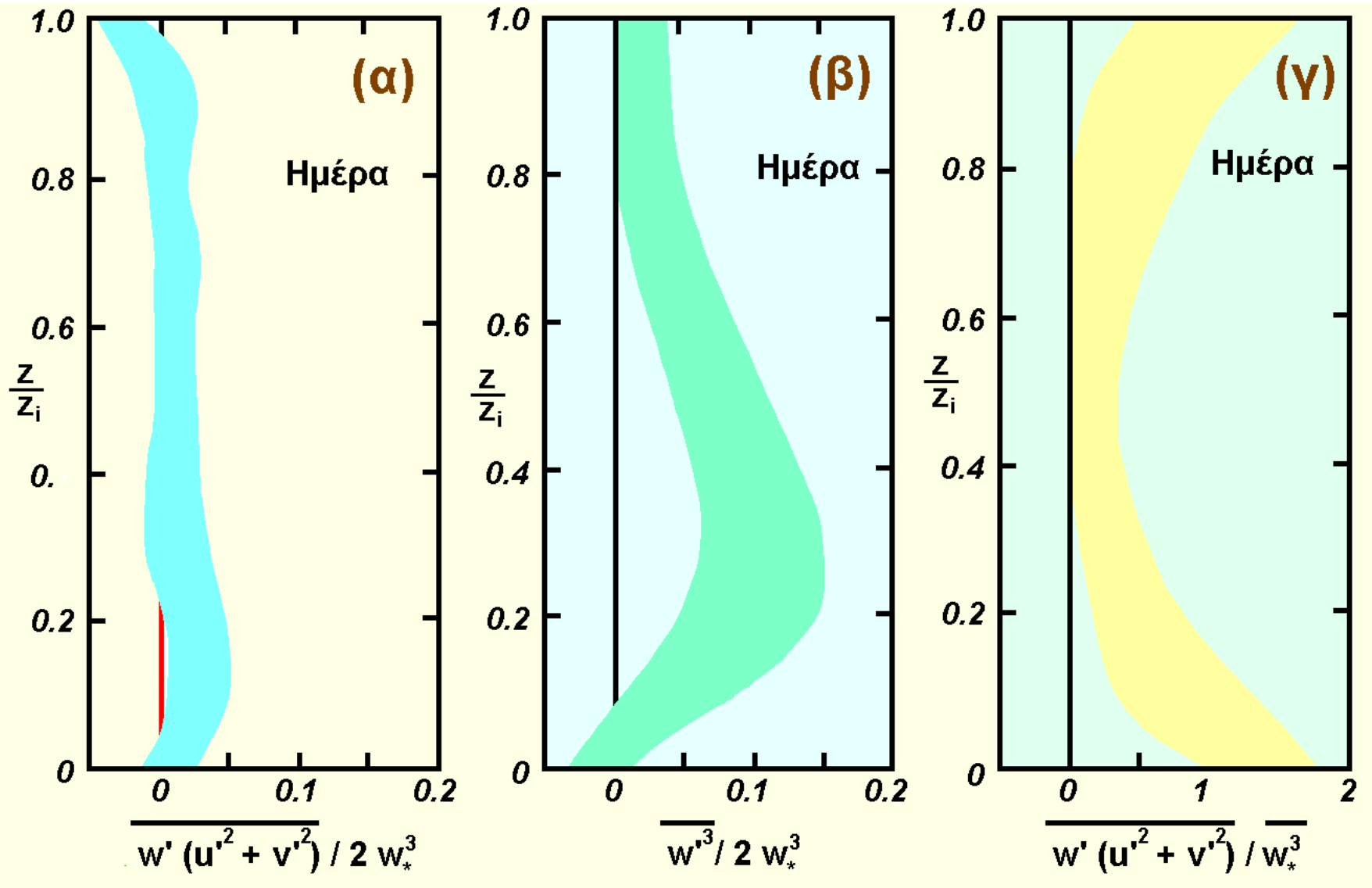


Όρος V: Τυρβώδης μεταφορά

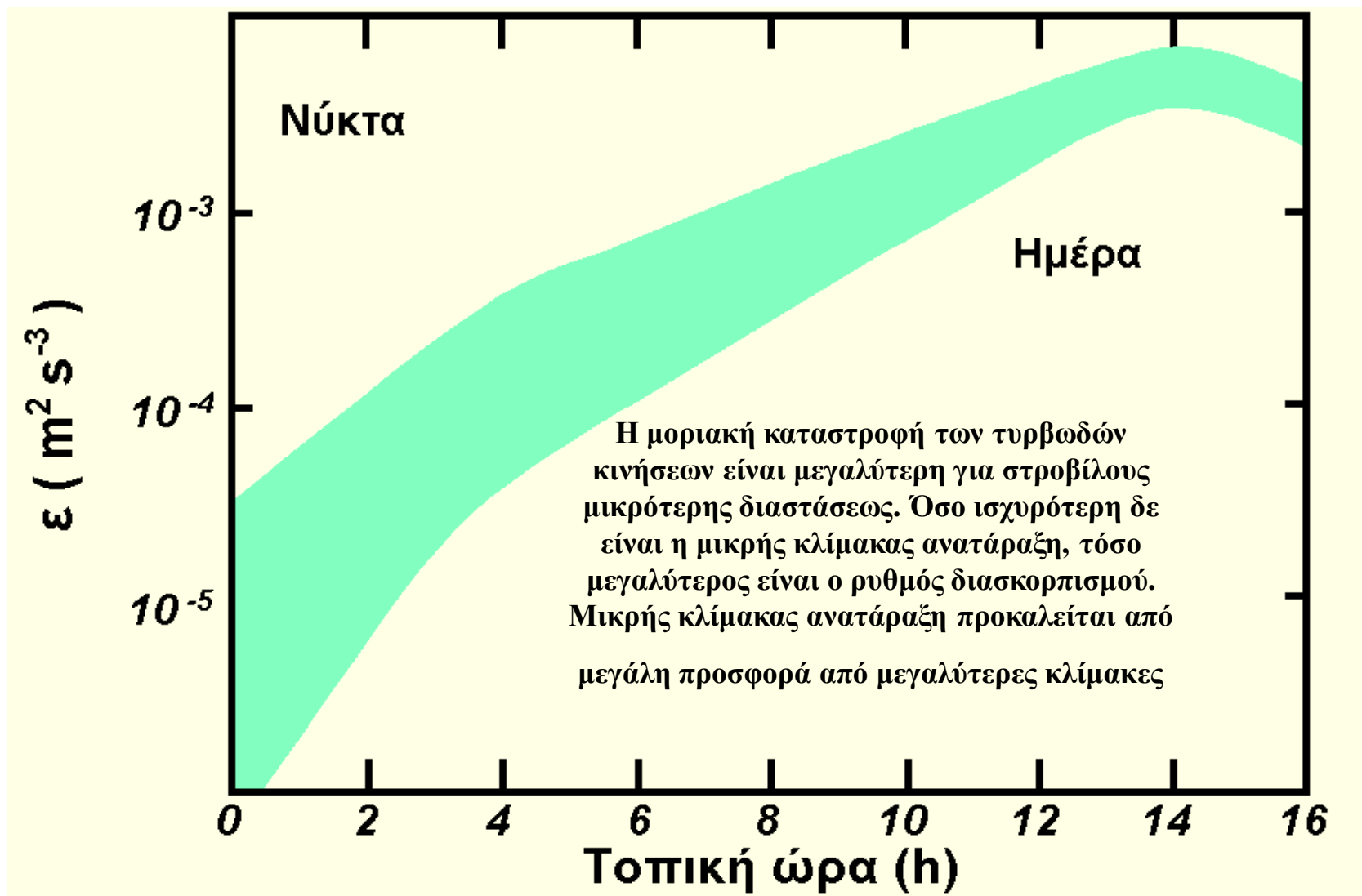


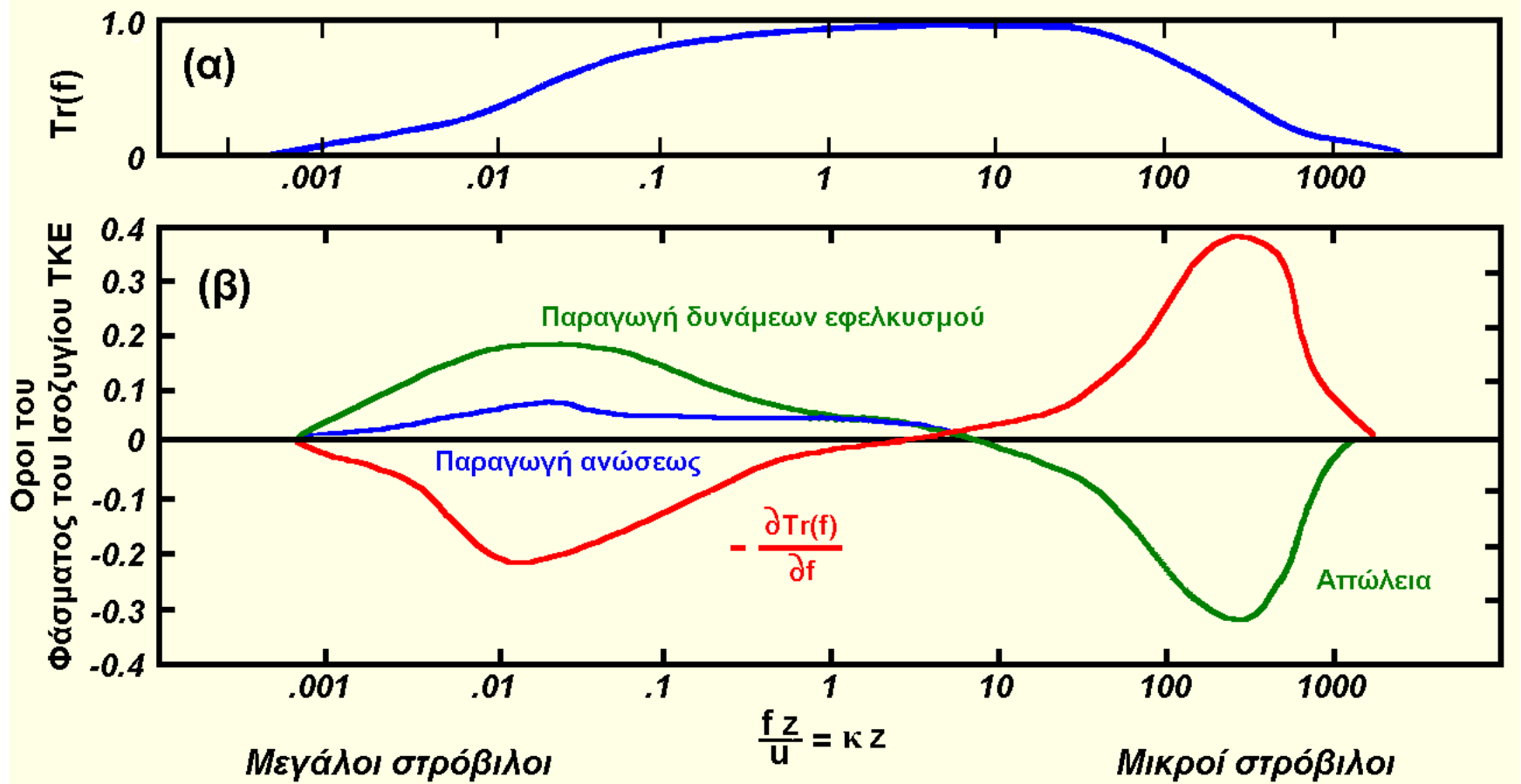
Σε κάθε σημείο ο όρος V δρα σαν παραγωγή ή απώλεια, αναλόγως εάν υπάρχει σύγκλιση ή απόκλιση. Εάν όμως ολοκληρώσουμε σε όλο το πάχος του οριακού στρώματος ο όρος αυτός ούτε παράγει ούτε καταναλώνει ενέργεια, απλώς μετακινεί και ανακατανέμει την ΤΚΕ μέσα στο οριακό στρώμα.

Όρος V: Τυρβώδης μεταφορά



Όρος VII: Διασκορπισμός





Η παραγωγή τροφοδοτεί μόνο τους μεγάλου μεγέθους στρόβιλους ενώ ο διασκορπισμός επιδρά στους μικρότερους, έτσι ο ρυθμός παραγωγής στους μεσαίου μεγέθους ισοσταθμίζει τον ρυθμό διασκορπισμού. Η καμπύλη $\frac{\partial Tr(f)}{\partial f}$ είναι ίση με το μείον τους αθροίσματος των όρων της τάσεως εφέλκυσμού, ανώσεως και διασκορπισμού. Η $Tr(f)$ είναι η μεταφορά της ενέργειας στη συχνότητα f που χρειάζεται να ισορροπήσει η παραγωγή με τον διασκορπισμό. Το μεσαίο τμήμα του φάσματος καλείται αδρανειακή υποπεριοχή.

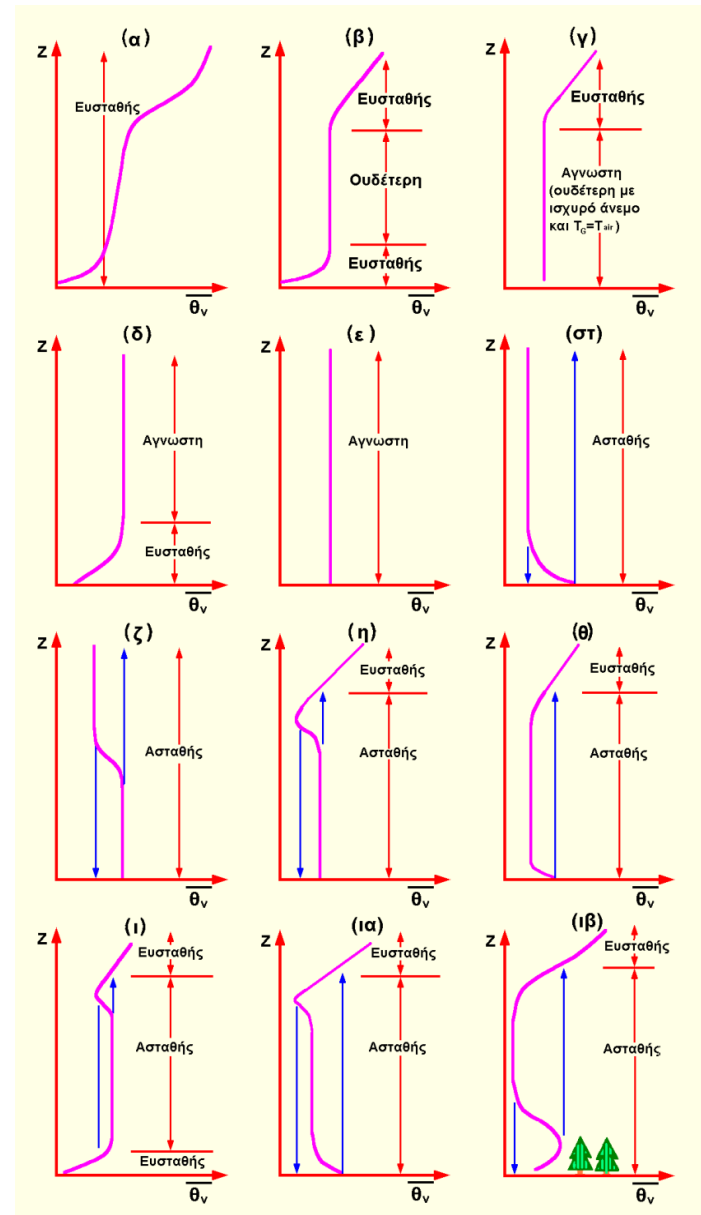
Στατική ισορροπία

- Είναι μέτρο της δυνατότητας της μεταφοράς με άνωση

- Μόνο η μέτρηση της θερμοβαθμίδας είναι ανεπαρκής να καθορίσει την στατική ισορροπία

- Πρέπει να γνωρίζουμε την ροή της άνωσης ($\langle w'\theta_v' \rangle$) ή

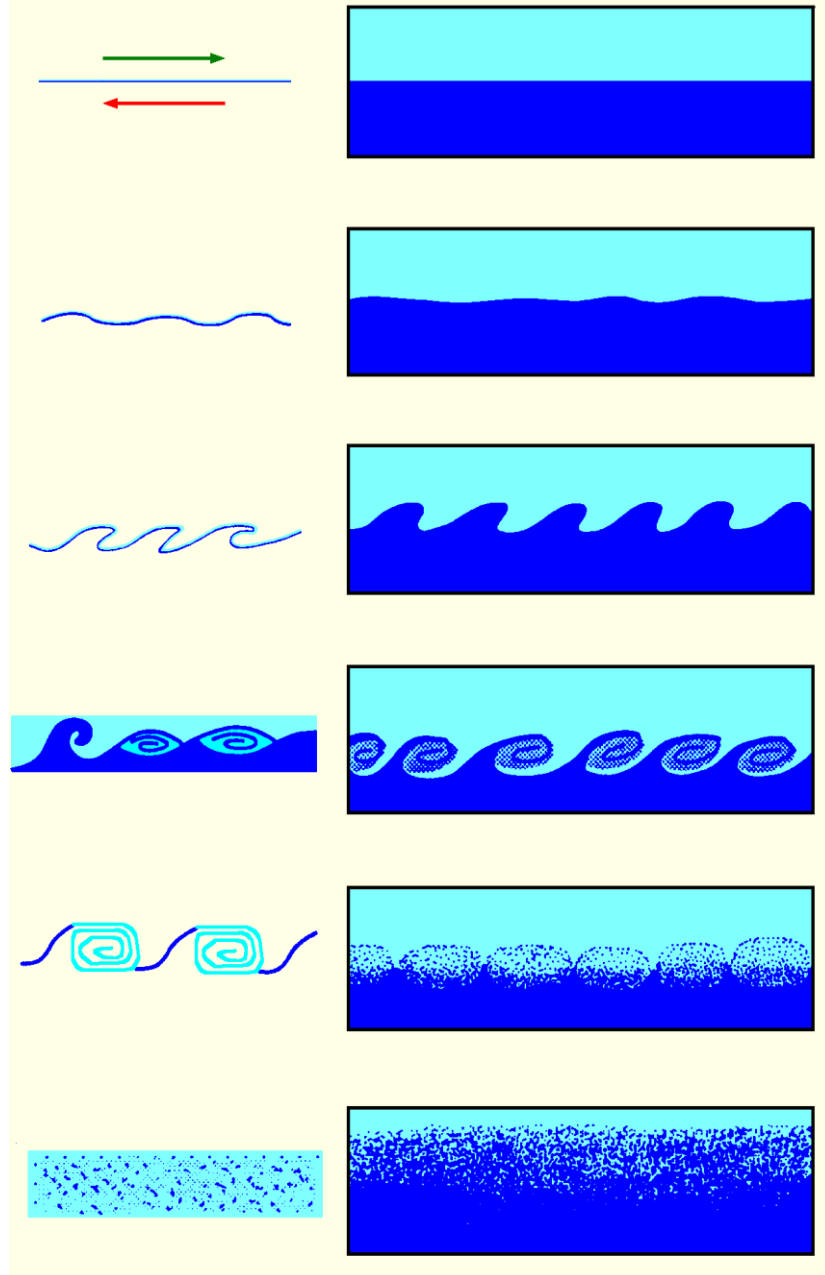
- την κατακόρυφη κατανομή της $\langle \theta_v' \rangle$ σε όλο το οριακό στρώμα.



Δυναμική ισορροπία

- εξαρτάται από τον άνεμο

• Σχηματική παράσταση της αστάθειας Kelvin-Helmholtz σε εργαστηριακό πείραμα όπου έχει δημιουργηθεί ροή από δύναμη εφελκυσμού.



Φουσκωτά νέφη (billow clouds)

Billow clouds are created when different layers of wind flow at different velocities resulting in unstable turbulence between the layers. The common name for this instability is Kelvin-Helmholtz instability. Billow clouds are created in the upward branch of each of the "eddies" if the air within this branch has a high enough relative humidity that, upon lifting, the air parcel reaches saturation. Individual billow clouds generally last a few minutes. Billow clouds provide a visible signal to pilots of potentially dangerous turbulence.



Ατμοσφαιρικές αναταράξεις

Η ομοιότητα των ατάκτων και των τυχαίων μοριακών κινήσεων κατά την στρωτή ροή και των αντίστοιχων τυρβώδων κινήσεων, καθιστά τις τελευταίες μακροσκοπικό ανάλογο των πρώτων.

Τυρβώδης τάση

$$\tau = -\rho \langle u' w' \rangle = \rho K \partial \langle u \rangle / \partial z$$

K: κινηματικός συντελεστής του ιξώδους των στροβίλων (τυπικές τιμές από 1 έως $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)

Οι μεγάλες τιμές του K δείχνουν τη μεγάλη ικανότητα των στροβίλων στη μεταφορά ορμής που είναι από εκατό χιλιάδες ως δέκα εκατομμύρια φορές μεγαλύτερη από εκείνη που γίνεται λόγω των κινήσεων των μορίων (μοριακό ιξώδες)

Αριθμός Richardson

Ο αριθμός Richardson ως: $\mathbf{Ri} = (g/\langle \Theta v \rangle) (\partial \langle \Theta v \rangle / \partial z) / [(\partial \langle u \rangle / \partial z)^2 + (\partial \langle v \rangle / \partial z)^2]$

= ρυθμός κατανάλωσης της ενέργειας των στροβίλων από ανωστικές δυνάμεις προς το ρυθμό παραγωγής ενέργειας των στροβίλων από διάτμηση του ανέμου

Ο αριθμός Richardson μπορεί να εκτιμηθεί από μετρήσεις θερμοκρασίας, πίεσης, σχετικής υγρασίας και συνιστωσών του ανέμου που λαμβάνουμε από μία ραδιοβόλιση σύμφωνα με την παρακάτω εξίσωση:

$$R_i(z) = \frac{g(z-z_0) [\theta(z) - \theta(z_0)]}{\theta(z) u(z)^2 + v(z)^2}$$

όπου θ είναι η δυναμική θερμοκρασία, g η επιτάχυνση της βαρύτητας, z το ύψος, z_0 το ύψος της επιφάνειας, και u και v είναι η ζωνική και μεσημβρινή συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου.

Ο αριθμός Richardson είναι αδιάστατος και έχει το ίδιο πρόσημο με την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα. Χρησιμοποιείται κυρίως για να περιγράψει την διαβατική κατάσταση της ατμόσφαιρας και τις διαδικασίες μεταφοράς. Ο αρνητικός αριθμός Richardson δείχνει μια ασταθή κατάσταση όπου η τυρβώδης θερμική αγωγή κυριαρχεί από την μεταφορά. Αντιθέτως θετικές τιμές καθορίζουν ευσταθείς καταστάσεις που τείνουν να μειώσουν τις κατακόρυφες κινήσεις. Τιμές κοντά στο μηδέν προσδιορίζουν ουδέτερο περιβάλλον που κυριαρχείται από μηχανισμούς τύρβης. Σε σταθερές ατμόσφαιρες η διαβατική κατάσταση είναι ανάλογη με το μέγεθος του αριθμού Richardson .

Όταν ο αριθμός Richardson αυτός διατηρεί τιμές μικρότερες μιας κρίσιμης τιμής (συνήθως $Ri < 0.25$), τότε θεωρούμε ότι η ροή είναι τυρβώδης.

Στρώμα Επιφανείας

Το κατώτερο στρώμα του ΑΟΣ μέσα στο οποίο οι τυρβώδεις ροές θεωρούνται περίπου σταθερές.

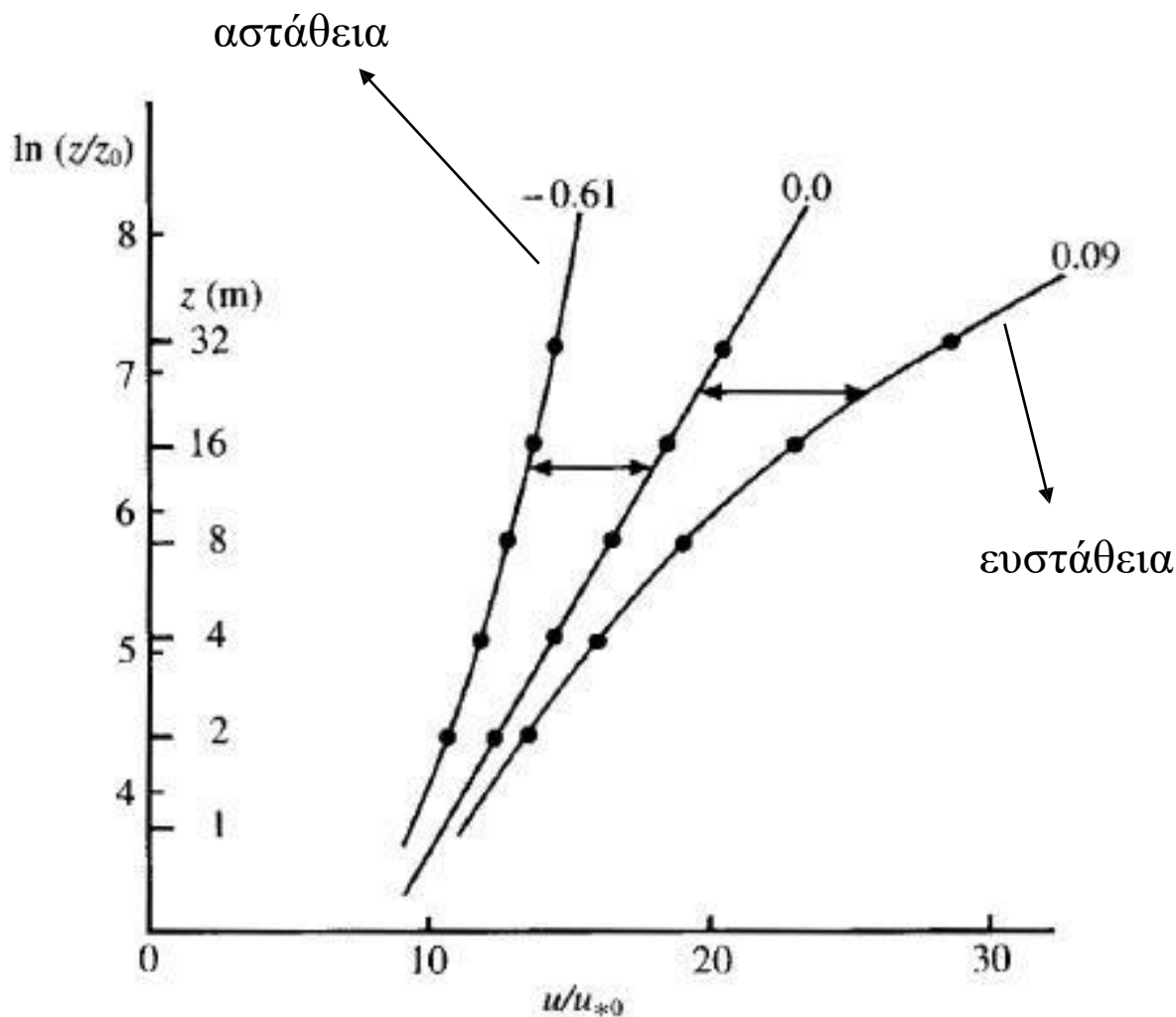
Το ύψος (που αντιστοιχεί στο περίπου 10% του ΑΟΣ) διαφοροποιείται σημαντικά ανάλογα με τις συνθήκες.

Κατά την διάρκεια της νύχτας μπορεί να είναι <10 m ενώ ένα καλοκαιρινό μεσημέρι μπορεί να ξεπεράσει τα 100 m.

Οι μετεωρολογικές μεταβλητές παρουσιάζουν έντονες κατακόρυφες βαθμίδες με εξαίρεση τη διεύθυνση του ανέμου (η επίδραση της περιστροφής της γης δεν είναι σημαντική στο στρώμα αυτό).

Λογαριθμική μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου σε ουδέτερη ατμόσφαιρα, σχήμα κοίλου σε συνθήκες αστάθειας (ημέρα) και σχήμα κυρτό σε συνθήκες ευστάθειας (νύχτα).

- Λογαριθμική μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου σε ουδέτερη ατμόσφαιρα, σχήμα κοίλου σε συνθήκες αστάθειας (ημέρα) και σχήμα κυρτό σε συνθήκες ευστάθειας (νύχτα).



Ατμοσφαιρικές αναταράξεις

- Η ομοιότητα των ατάκτων και των τυχαίων μοριακών κινήσεων κατά την στρωτή ροή και των αντίστοιχων τυρβώδων κινήσεων, καθιστά τις τελευταίες μακροσκοπικό ανάλογο των πρώτων.

- **Τυρβώδης τάση**

- $\tau = -\rho \langle u' w' \rangle = \rho K \partial \langle u \rangle / \partial z$
- K: κινηματικός συντελεστής του ιξώδους των στροβίλων (τυπικές τιμές από 1 έως 100 $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)

» Οι μεγάλες τιμές του K δείχνουν τη μεγάλη ικανότητα των στροβίλων στη μεταφορά ορμής που είναι από εκατό χιλιάδες ως δέκα εκατομμύρια φορές μεγαλύτερη από εκείνη που γίνεται λόγω των κινήσεων των μορίων (μοριακό ιξώδες)

» Από την σχέση $\tau = -\rho \langle u' w' \rangle$ και λαμβάνοντας υπόψη προσεγγιστικά ότι $u' = -w' = L \partial \langle u \rangle / \partial z$ (L ο μέσος δρόμος ανάμειξης) προκύπτει ότι

$$\partial \langle u \rangle / \partial z = (1/L) (\tau/\rho)^{1/2}$$

Όπου $u^* = (\tau/\rho)^{1/2}$ ονομάζεται ταχύτητα τριβής

Εμπειρικά έχει βρεθεί ότι $L = k z$ (ανάλογος του ύψους όπου k η σταθερά von Karman = 0.4) οπότε:

$$\partial \langle u \rangle / \partial z = (u^*/k z) \text{ και ολοκληρώνοντας}$$

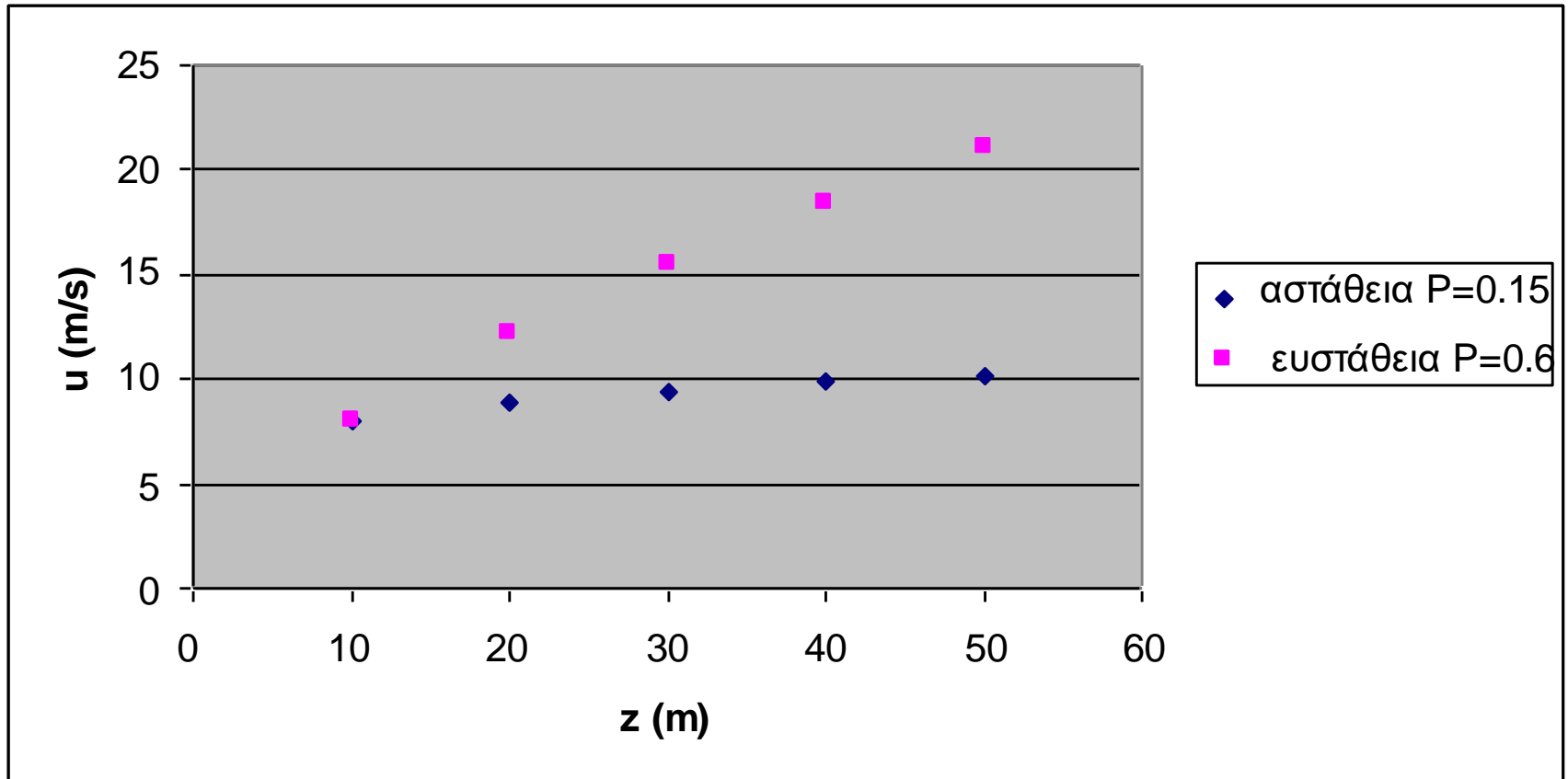
$$\langle u \rangle = (u^*/k) \ln(z/z_0)$$

όπου z_0 το ύψος στο οποίο μηδενίζεται η ταχύτητα και ονομάζεται μήκος τραχύτητας

Ταχύτητα ανέμου με το ύψος στο οριακό στρώμα

- **Κατανομή της ταχύτητα του ανέμου με το ύψος για διάφορες κλάσεις ευστάθειας**
 - $u(z) = u(z_a) (z/z_a)^P$
 - » $u(z)$: ταχύτητα ανέμου σε ύψος z
 - » $u(z_a)$: ταχύτητα ανέμου σε ύψος z_a (~10 m)
 - » P : αδιάστατη παράμετρος που εξαρτάται από τις συνθήκες ευστάθειας και την τραχύτητα της επιφάνειας του εδάφους π.χ. για τραχύ έδαφος είναι:
 - **$P = 0.10$ ένα ηλιόλουστο απόγευμα**
 - **$P = 0.143$ σε μία ουδέτερη ατμόσφαιρα**
 - **$P = 0.60$ μία νύκτα με ξαστεριά**

$$u(z) = u(z_a) \left(\frac{z}{z_a} \right)^P$$



Ταχύτητα ανέμου με το ύψος στο ιξώδες υπόστρωμα

- Πολύ κοντά στην επιφάνεια η κατακόρυφη βαθμίδα της ταχύτητας είναι τόσο μεγάλη ώστε η μοριακή μεταφορά επικρατεί της αντίστοιχης τυρβώδους ($\langle u'w' \rangle \ll \nu \partial u / \partial z$). Το στρώμα αυτό ονομάζεται ιξώδες υπόστρωμα και το ύψος του είναι τυπικά μικρότερο από 1 mm.
- Πάνω από μία ομαλή επιφάνεια το ύψος του ιξώδους υποστρώματος δ υπολογίζεται :
 - $\delta \approx 5 \nu / u^*$
 - ν : κινηματικός συντελεστής του μοριακού ιξώδους του αέρα
 - u^* : ταχύτητα τριβής
 - $\delta = 0.5 \text{ mm}$ για $\nu = 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ και $u^* = 0.1 \text{ ms}^{-1}$
 - Αποδεικνύεται ότι: $\langle u \rangle = (u^*/k) \ln(z u^* / \nu) + 5 u^*$
 - k : σταθερά von-karman (~ 0.4)
 - Αυτή η κατανομή ισχύει από λίγα εκατοστά έως $> 10 \text{ m}$
- Οι περισσότερες φυσικές επιφάνειες δεν είναι αεροδυναμικά ομαλές. Τα χαρακτηριστικά που προσδιορίζουν την φύση της επιφάνειας είναι :
 - Το ύψος των στοιχείων τραχύτητας
 - Η απόσταση μεταξύ τους
- Εργαστηριακά πειράματα έδειξαν ότι σε αεροδυναμικά ομαλές επιφάνειες το ύψος των στοιχείων τραχύτητας είναι πολύ μικρότερο από την απόσταση τους. Αντίθετα σε μια αεροδυναμικά τραχεία επιφάνεια το ύψος των στοιχείων τραχύτητας είναι πολύ μεγαλύτερο από την απόσταση τους οπότε σε αυτή την περίπτωση η ροή είναι τυρβώδης μέχρι το έδαφος και δεν υπάρχει ιξώδες υπόστρωμα.
- Τα στοιχεία τραχύτητας επηρεάζουν την ροή κοντά στην επιφάνεια διαχωρίζοντας δύο στρώματα
 - Το υπόστρωμα τραχύτητας h_c ($h_c \gg \delta$)
 - Το υπερκείμενο στρώμα που δεν επηρεάζεται άμεσα από τα στοιχεία τραχύτητας και η ταχύτητα εκφράζεται με το λογαριθμικό νόμο

Ο Λογαριθμικός νόμος της ταχύτητας ανέμου με το ύψος στο στρώμα επιφανείας

- **Λογαριθμική κατανομή της ταχύτητα του ανέμου με το ύψος**

- $\langle u \rangle = (1/k) (\tau/\rho)^{1/2} \ln(z/z_0) = (1/k) u^* \ln(z/z_0)$

- » k : σταθερά von-karman (~0.4)

- » u^* : ταχύτητα τριβής

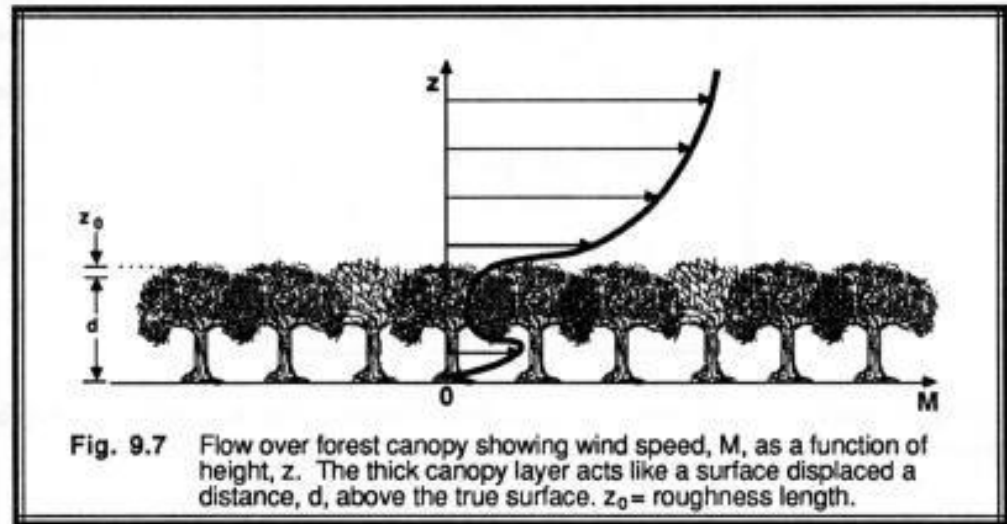
- » z_0 : μήκος τραχύτητας (roughness length)

- Ικανοποιητική προσέγγιση των πειραματικών δεδομένων μόνο σε ατμόσφαιρα που βρίσκεται σε ουδέτερη ευστάθεια.

- Το μήκος τραχύτητας (z_0) είναι το ύψος στο οποίο μηδενίζεται η ταχύτητα και είναι ένα διορθωτικό μέτρο για να συμπεριλάβει την επίδραση της τραχύτητας μιας επιφάνειας στη ροή αέρα, και είναι μεταξύ 1/10 και 1/30 του μέσου ύψους των στοιχείων τραχύτητας στο έδαφος. Πάνω από ομαλή θάλασσα είναι 0.0002 m, ενώ πάνω από επίπεδο, ανοικτό λιβάδι 0.03 m, καλλιέργειες $\approx 0.1-0.25$ m, και δάσος $\approx 0.5-1.0$ m (οι τιμές επάνω από 1 m είναι σπάνιες και δείχνουν την υπερβολικά τραχιά επιφάνεια).

Ο Λογαριθμικός νόμος της ταχύτητας ανέμου με φαινόμενη ανύψωση

| Surface | z_0 (m) | h (m) | d (m) |
|-------------------|---------------------|----------|---------|
| Smooth water | 10^{-5} | | |
| Rough water | $10^{-5} - 10^{-3}$ | | |
| Ice | 10^{-5} | | |
| Snow | 10^{-4} | | |
| Desert | 3×10^{-4} | | |
| Short Grass | 0.01 | 0.2 – 1 | |
| Long Grass | 0.1 | 0.25 – 1 | |
| Savannah | 0.4 | 8 | 5 |
| Crops | 0.1 | 0.5 – 2 | 1 |
| Coniferous Forest | 0.5 – 4 | 10 – 30 | 5 – 25 |
| Tropical Forest | 2 | 35 | 30 |



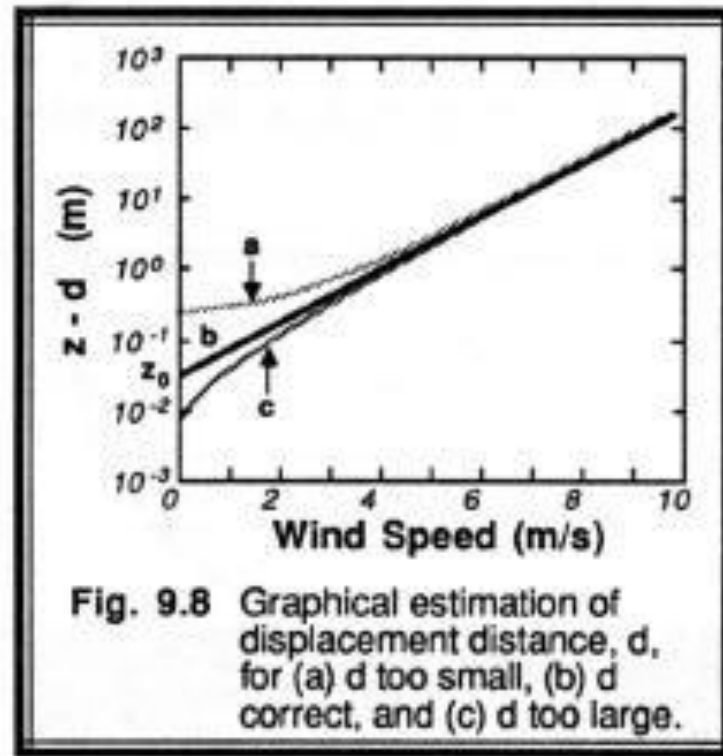
Στην περίπτωση ανώμαλης επιφάνειας (δάσος) εισάγεται η έννοια της φαινόμενης ανύψωσης d (datum level displacement)

$$\langle u \rangle = (u^*/k) \ln(z-d/z_0)$$

d είναι το ύψος επάνω από το έδαφος της νέας επιφάνειας ως αποτέλεσμα των εμποδίων ροής όπως τα δέντρα ή τα κτήρια. Προσεγγίζεται γενικά ως $2/3$ του μέσου ύψους των εμποδίων. Παραδείγματος χάριν, εάν το ύψος του δάσους είναι 30 m, το d θα είναι 20 m.

Εργαστηριακά πειράματα της ροής πάνω από επιφάνειες με διαφορετική τραχύτητα έδειξαν ότι η κατακόρυφη κατανομή του ανέμου αποκλίνει από τον λογαριθμικό νόμο τόσο κοντά στην επιφάνεια όσο και σε μεγάλα ύψη (>100 m).

Ο Λογαριθμικός νόμος της ταχύτητας ανέμου με φαινόμενη ανύψωση



Εάν δεν είμαστε σίγουροι ότι χρειάζεται να λάβουμε υπόψη μη μηδενική ανύψωση d , μία προσέγγιση είναι σχεδιάσουμε την ταχύτητα $(u^*/k) \ln(z-d/z_0)$ σε σχέση με το $(z-d)$ δοκιμάζοντας διάφορες τιμές για το d . Ξεκινούμε από $d=0$. Εάν το d είναι μικρό τότε η καμπύλη a στρίβει προς τα πάνω. Μετά χρησιμοποιούμε ως d το σημείο τομής της καμπύλης a με τον κατακόρυφο άξονα. Εάν το d είναι μεγάλο τότε η καμπύλη c στρίβει προς τα κάτω και συνεχίζουμε χρησιμοποιώντας ως d το σημείο τομής της καμπύλης c με τον κατακόρυφο άξονα. Συνεχίζουμε με νέες τιμές d μέχρι το σημείο που δεν θα έχουμε καμπύλη αλλά ευθεία.

Θεωρία ομοιότητας του στρώματος επιφανείας

Η θεωρία ομοιότητας βασίζεται στην οργάνωση των μεταβλητών του ΑΟΣ σε αδιάστατες ομάδες. Ο στόχος είναι ότι με την κατάλληλη επιλογή μεταβλητών, μπορούν να παραχθούν εμπειρικές σχέσεις μεταξύ των αδιάστατων ομάδων οι οποίες λειτουργούν παντού. Για την ανάπτυξη μίας θεωρίας ομοιότητας ακολουθούνται τα ακόλουθα βήματα:

- 1) επιλογή των κατάλληλων μεταβλητών
- 2) οργάνωση των μεταβλητών σε αδιάστατες ομάδες
- 3) συλλογή πειραματικών δεδομένων που επιτρέπει τον προσδιορισμό των αδιάστατων ομάδων σε διάφορες μετεωρολογικές συνθήκες
- 4) κατασκευή διαγραμμάτων των πειραματικών δεδομένων (όπου στους άξονες τοποθετούνται οι αδιάστατες ομάδες) και εφαρμογή (best fit) μίας καμπύλης.

Θεωρία ομοιότητας Monin-Obukhov

- Στο ομοιογενές στρώμα επιφανείας οι τυρβώδεις ποσότητες εξαρτώνται μόνο από 4 βασικές παραμέτρους
 - διατμητική τάση του ανέμου τ_0 ($\text{kg s}^{-2} \text{m}^{-1}$)
 - κινηματική ροή θερμότητας Q_0 (m K s^{-1})
 - παράμετρος άνωσης g/θ ($\text{m s}^{-2} \text{K}^{-1}$)
 - ύψος z (m)
- Προϋποθέσεις για την ισχύ της θεωρίας
 - Αμελητέα η μοριακή μεταφορά
 - Η ροή είναι ομοιογενής και στάσιμη
 - Οι τυρβώδεις ροές θερμότητας και ορμής είναι σταθερές με το ύψος

Κατάλληλες κλίμακες στο στρώμα επιφανείας (SL) για τη θεωρία ομοιότητας Monin-Obukhov

– μήκος τραχύτητας z_0
(1mm – 1 m)

– ταχύτητας (0.05-0.3
m/s)

$$u_* = \sqrt{-\frac{\tau_0}{\rho}}$$

– θερμοκρασίας στρ.
επιφ. (0.1 – 2 °C)

$$\vartheta_*^{SL} = -\frac{Q_0}{u_*} = -\frac{\overline{(w'\vartheta'_v)_s}}{u_*}$$

– υγρασίας στρ. επιφ.
(0.1 – 5 g/kg)

$$q_*^{SL} = -\frac{\overline{w'q'_s}}{u_*}$$

– μήκους Obukhov L
(1-200 m)

$$L = -\frac{u_*^3}{\left(\frac{g}{\vartheta_v}\right) \cdot \kappa \cdot \overline{(w'\vartheta'_v)_s}}$$

Κατάλληλες κλίμακες στο στρώμα ανάμειξης (ML) για τη θεωρία ομοιότητας του ML

– μήκους z_i (0.2 – 2 km)

– Ταχύτητας (1-2 m/s)

$$w_* = \left[\left(\frac{g \cdot z_i}{\vartheta_v} \right) \cdot \overline{(w' \vartheta'_v)_s} \right]^{\frac{1}{3}}$$

– Θερμοκρασίας στρ.
αναμ. (0.01- 0.3 °C)

$$\vartheta_*^{ML} = \frac{\overline{w' \vartheta'_v}}{w_*}$$

– υγρασίας στρ. αναμ.
(0.01 – 0.5 g/kg)

$$q_*^{ML} = \frac{\overline{w' q'}}{w_*}$$

– χρόνου (5-15 mins)

$$t_* = \frac{z_i}{w_*}$$

Μήκος Obukhov

Η φυσική ερμηνεία του μήκους Obukhov είναι ότι αυτό είναι ανάλογο του ύψους επάνω από την επιφάνεια στην οποία οι παράγοντες της ανώσεως κυριαρχούν των μηχανικών παραγόντων στην δημιουργία αναταράξεων (1 – 200 m).

Προκύπτει από την εξίσωση ΤΚΕ πολλαπλασιάζοντας με $(-kz/u_*)$ αφού θεωρήσουμε όλες τις τυρβώδεις ροές ίσες με τις αντίστοιχες στην επιφάνεια του εδάφους (στο στρώμα επιφανείας είναι μικρή η μεταβολή καθ' ύψος των τυρβώδων ροών).

$$\zeta = \frac{z}{L} = - \frac{z \cdot g \cdot \kappa \cdot \overline{(w'\vartheta_v')}_s}{\overline{\vartheta_v} \cdot u_*^3}$$

$$L = - \frac{u_*^3}{\left(\frac{-g}{\overline{\vartheta_v}}\right) \cdot \kappa \cdot \overline{(w'\vartheta_v')}_s}$$

Θεωρία ομοιότητας Monin-Obukhov

- Όλες οι ποσότητες του οριακού στρώματος όταν έρθουν σε κατάλληλη αδιάστατη μορφή είναι συναρτήσεις μόνον του (z/L) . Εφαρμόζοντας την θεωρία Monin-Obukhov προκύπτουν οι παρακάτω σχέσεις ομοιότητας :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \cdot \frac{kz}{u_*} = \phi_m \left(\frac{z}{L} \right)$$

$$\frac{\bar{\theta}_v}{\partial z} \cdot \frac{kz}{\theta_*^{ML}} = \phi_h \left(\frac{z}{L} \right)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \cdot \frac{kz}{q_*^{ML}} = \phi_q \left(\frac{z}{L} \right)$$

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = \frac{\sqrt{w'^2}}{u_*} = \phi_w \left(\frac{z}{L} \right)$$

α. Για συνθήκες αστάθειας ($z/L < 0$):

$$\phi_m(z/L) = \left(1 - a_m \frac{z}{L}\right)^{-1/4}$$

$$\phi_h(z/L) = a_n \left(1 - a_h \frac{z}{L}\right)^{-1/2}$$

$$\phi_w(z/L) = 1.9 \left(-\frac{z}{L}\right)^{1/3}$$

β. Για ευσταθείς συνθήκες ($z/L > 0$):

$$\phi_m(z/L) = 1 + \beta_m \frac{z}{L}$$

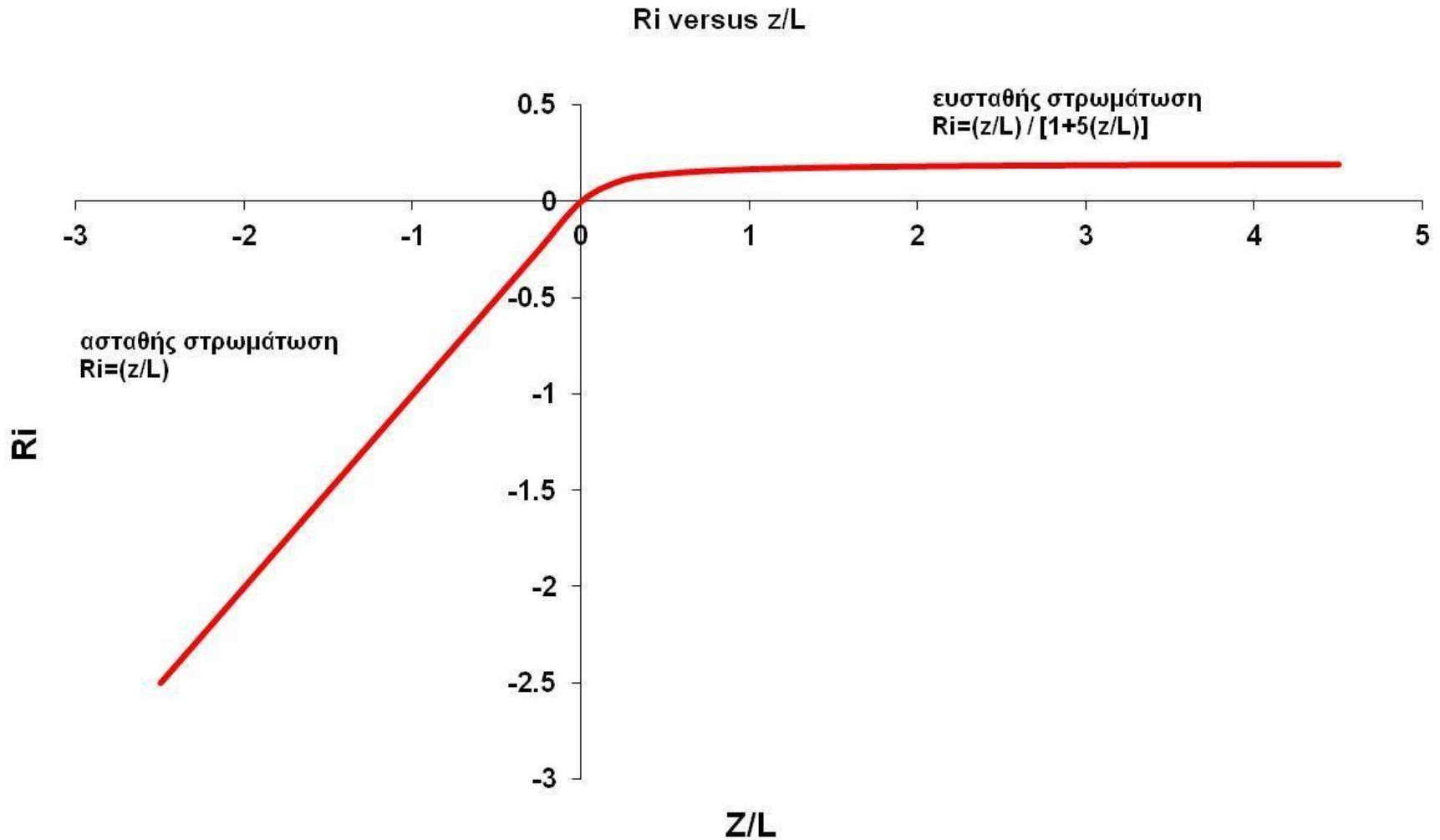
$$\phi_h(z/L) = \alpha_n + \beta_h \frac{z}{L}$$

$$\phi_w = 1.6$$

Πίνακας 3.2 Ποιοτική ερμηνεία των τιμών του μήκους Obukhov και του αριθμού Richardson σε χαμηλό ύψος

| L | Αριθμός Richardson | Τυπικές μετεωρολογικές συνθήκες | Χαρακτηριστικά |
|--|--------------------|--|---|
| Μικρές τιμές με αρνητικό πρόσημο ($-10 < L < 0$) | $Ri < -1$ | Ζεστή καλοκαιρινή ημέρα με πολύ χαμηλούς ανέμους | Επικρατεί η συναγωγή και η μηχανική τύρβη είναι αμελητέα. Πολύ έντονες κατακόρυφες κινήσεις. |
| Μεγάλες τιμές με αρνητικό πρόσημο ($-1000 < L < -10$) | $-1 < Ri < -0.01$ | Ζεστή ημέρα με χαμηλούς ως μέτριους ανέμους | Επικρατεί η συναγωγή αλλά η μηχανική τύρβη δεν είναι αμελητέα. Έντονες κατακόρυφες κινήσεις |
| Πολύ μεγάλες τιμές με θετικό ή αρνητικό πρόσημο ($-1000 < L < 1000$) | $Ri \approx 0$ | Ποκνή συννεφιά με ισχυρούς ανέμους | Ουδέτερη στρωμάτωση, επικρατεί μόνο μηχανική τύρβη |
| Μεγάλες τιμές με θετικό πρόσημο ($10 < L < 1000$) | $0.01 < Ri < 0.1$ | Νύχτα με μέτριους ανέμους | Ευστάθεια, ύπαρξη μόνο μηχανικής τύρβης. Ασθενείς κατακόρυφες κινήσεις. |
| Μικρές τιμές με θετικό πρόσημο ($0 < L < 10$) | $0.1 < Ri < 0.25$ | Ψυχρή νύχτα με πολύ χαμηλούς ανέμους | Μεγάλη ευστάθεια, μόνο μηχανική τύρβη η οποία εξασθενίζει από την θερμική στρωμάτωση. Πολύ ασθενείς κατακόρυφες κινήσεις. |
| Πολύ μικρές τιμές με θετικό πρόσημο ($L \approx 0$) | $Ri > 0.25$ | Ψυχρή νύχτα με άπνοια | Ισχυρή αναστροφή, αμελητέα κατακόρυφη ανάμειξη. |

Σχέση ανάμεσα στον αριθμό Richardson και την παράμετρο ευστάθειας z/L



Το ανώτερο τμήμα του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος

Στη μελέτη του ανώτερου τμήματος του ΑΟΣ δεν υπάρχει μία ενιαία θεωρία ομοιότητας και είναι αναγκαίο να διαχωρίσουμε τις περιπτώσεις ασταθούς και ευσταθούς ΑΟΣ. Ανάλογα με την περίπτωση, η κατακόρυφη δομή επηρεάζεται από:

- τις παραμέτρους επιφανείας,
- το ύψος του ΑΟΣ στο οποίο περιορίζεται η τυρβώδης ανάμειξη,
- το είδος της αέριας μάζας που υπάρχει πάνω από το ΑΟΣ,
- την οριζόντια μεταφορά ορμής, θερμότητας και υγρασίας μεταξύ περιοχών με ανομοιογενή χαρακτηριστικά,
- την περιστροφή της γης η οποία προκαλεί στροφή του ανέμου με το ύψος,
- την παρουσία νεφών και υετού που επηρεάζουν τη θερμική στρωμάτωση του ΑΟΣ.

Στροφή του ανέμου με το ύψος στο οριακό στρώμα

- Κατανομή της ταχύτητα του ανέμου με το ύψος κατά Eckman (σπείρα Eckman)

- $\langle u \rangle = u_g [1 - \exp\{-(f/2K)^{1/2} z\}] \cos\{[(f/2K)^{1/2} z]\}$

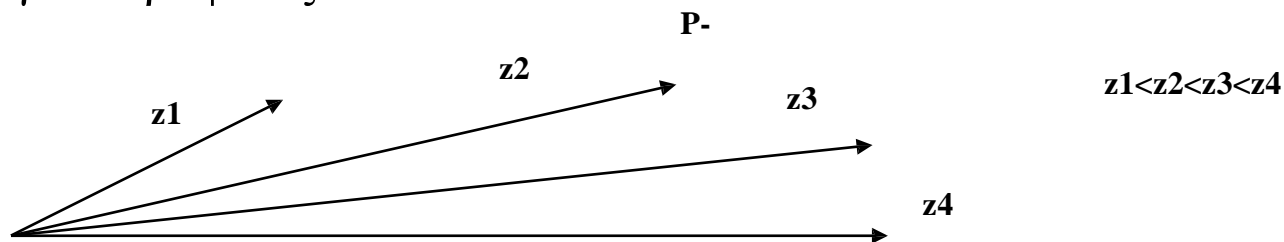
- $\langle v \rangle = u_g \exp\{-(f/2K)^{1/2} z\} \sin\{[(f/2K)^{1/2} z]\}$

- » u_g : ταχύτητα γεωστροφικού ανέμου

- » $f = 2 \Omega \sin\phi$: coriolis παράμετρος ($7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη)

- » K : συντελεστής του ιξώδους των στροβίλων ($\sim 10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)

- Πάνω από το ύψος $z = \pi (f/2K)^{1/2}$ ($\sim 1 \text{ km}$) ο άνεμος γίνεται γεωστροφικός.

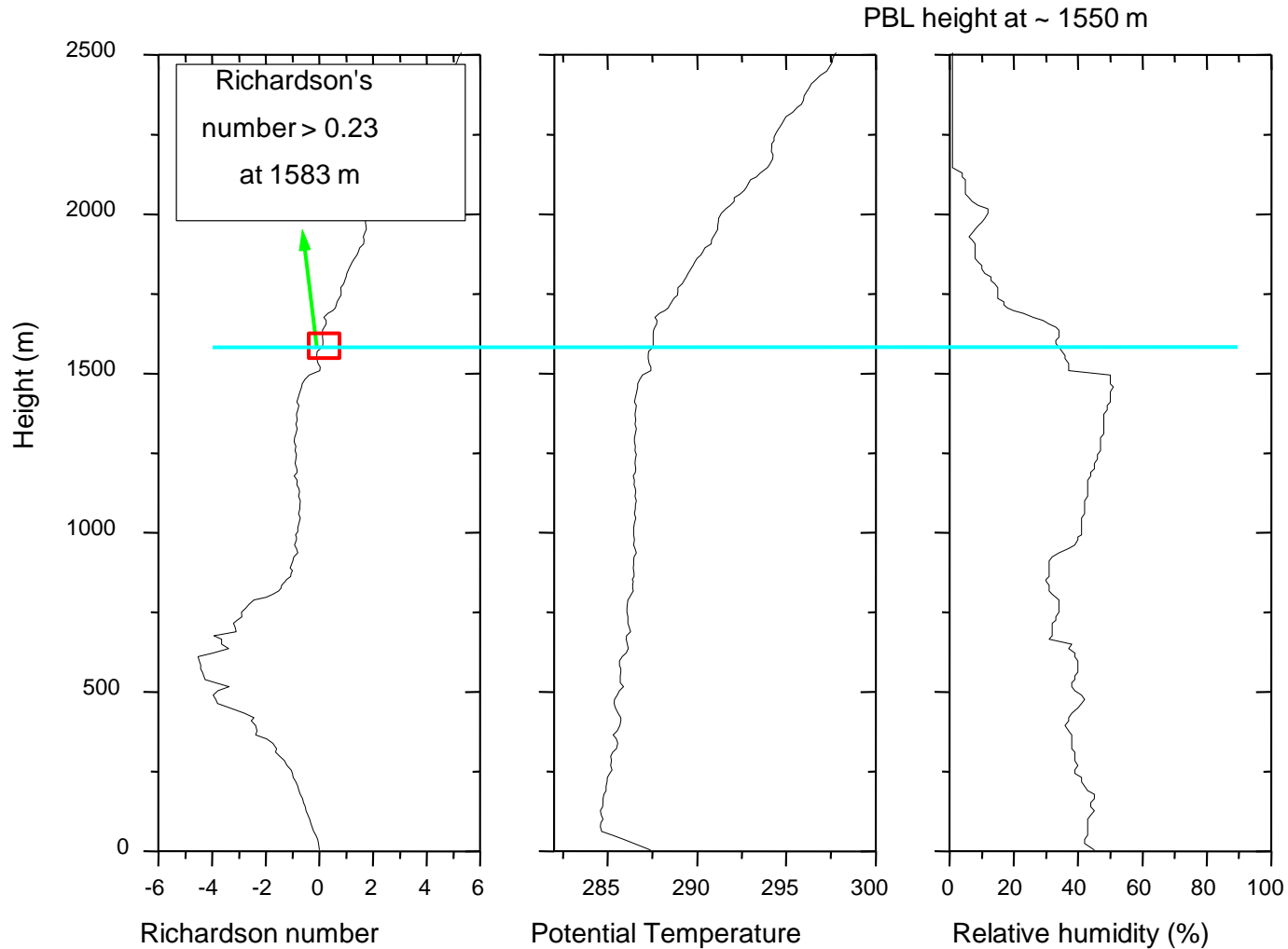


Προσδιορισμός του ύψους του οριακού στρώματος σε συνθήκες αστάθειας

Η γνώση της μεταβολής της δυναμικής θερμοκρασίας είναι συνήθως σαφής στο να υποδεικνύει το οριακό στρώμα. Η βαθμίδα της δυναμικής θερμοκρασίας καθορίζει τη στατική ευστάθεια. Η δυναμική θερμοκρασία μειώνεται σημαντικά με το ύψος μέσα στο στρώμα επιφανείας ενώ παραμένει περίπου σταθερή στο ανώτερο τμήμα του ΑΟΣ. Αντίθετα το στρώμα αέρα που βρίσκεται επάνω από το ΑΟΣ χαρακτηρίζεται από ευστάθεια και η δυναμική θερμοκρασία αυξάνεται σημαντικά με το ύψος. Συχνά, ακόμη και η απόλυτη θερμοκρασία αυξάνεται με το ύψος οπότε το στρώμα αυτό μπορεί να ταξινομηθεί σαν στρώμα αναστροφής. Στη βιβλιογραφία, μάλιστα, χρησιμοποιείται για το στρώμα αυτό ο όρος επιστεγάζουσα ή επικαλύπτουσα αναστροφή (capping inversion). Σε αυτές τις περιπτώσεις, το ύψος του ΑΟΣ, h , θεωρείται ότι συμπίπτει με το ύψος της βάσης της αναστροφής. Αξίζει πάντως να σημειώσουμε ότι το h είναι συνήθως $\sim 10\%$ υψηλότερο της βάσης αναστροφής γιατί το κατώτερο τμήμα της αναστροφής είναι τυρβώδες αλλά η διαφορά αυτή είναι μικρή για τις περισσότερες πρακτικές εφαρμογές.

Μία άλλη μέθοδος προσδιορισμού του ύψους του οριακού στρώματος βασίζεται στον αριθμό Richardson ο οποίος τυπικά αυξάνεται με το ύψος μέσα στο ΑΟΣ. Όταν ο αριθμός αυτός διατηρεί τιμές μικρότερες μιας κρίσιμης τιμής, τότε θεωρούμε ότι η ροή είναι τυρβώδης. Το ύψος του ΑΟΣ προσδιορίζεται από το σημείο στο οποίο . Συνήθως θεωρείται ότι η κρίσιμη τιμή είναι $Ri=0.25$.

Προσδιορισμός του ύψους του οριακού στρώματος σε συνθήκες αστάθειας



Προσδιορισμός του ύψους του οριακού στρώματος σε συνθήκες ουδέτερης στρωμάτωσης

Συνθήκες ουδέτερης στρωμάτωσης πάνω από ξηρά εμφανίζονται σε καταστάσεις με πολύ ισχυρούς ανέμους και/ή πυκνή νέφωση. Σε αυτές τις συνθήκες το ύψος του ΑΟΣ προσδιορίζεται από την ταχύτητα του ανέμου και την τραχύτητα του εδάφους. Για τον προσδιορισμό χρησιμοποιείται η παρακάτω εξίσωση όπου f η παράμετρος Coriolis και a_n είναι μία σταθερά που κυμαίνεται από 0.15 έως 0.25. Η ταχύτητα τριβής u^* σε ουδέτερη στρωμάτωση συνδέεται με την ταχύτητα ανέμου και το μήκος τραχύτητας μέσω του λογαριθμικού νόμου ($u^* = k \langle u \rangle / \ln(z/z_0)$). Συχνά με αυτή την εξίσωση υπερεκτιμάται το ύψος του ΑΟΣ. Για παράδειγμα αν η ταχύτητα του ανέμου σε ύψος 10 m είναι 10 ms^{-1} και το αεροδυναμικό μήκος τραχύτητας 0.1 m (ψηλή βλάστηση). Τότε προκύπτει ότι η ταχύτητα τριβής είναι $u^* = 0.87 \text{ ms}^{-1}$ και το ύψος του ΑΟΣ 1737 m.

$$h = a_n \frac{u_*}{f}$$

Προσδιορισμός του ύψους του οριακού στρώματος σε συνθήκες ευστάθειας

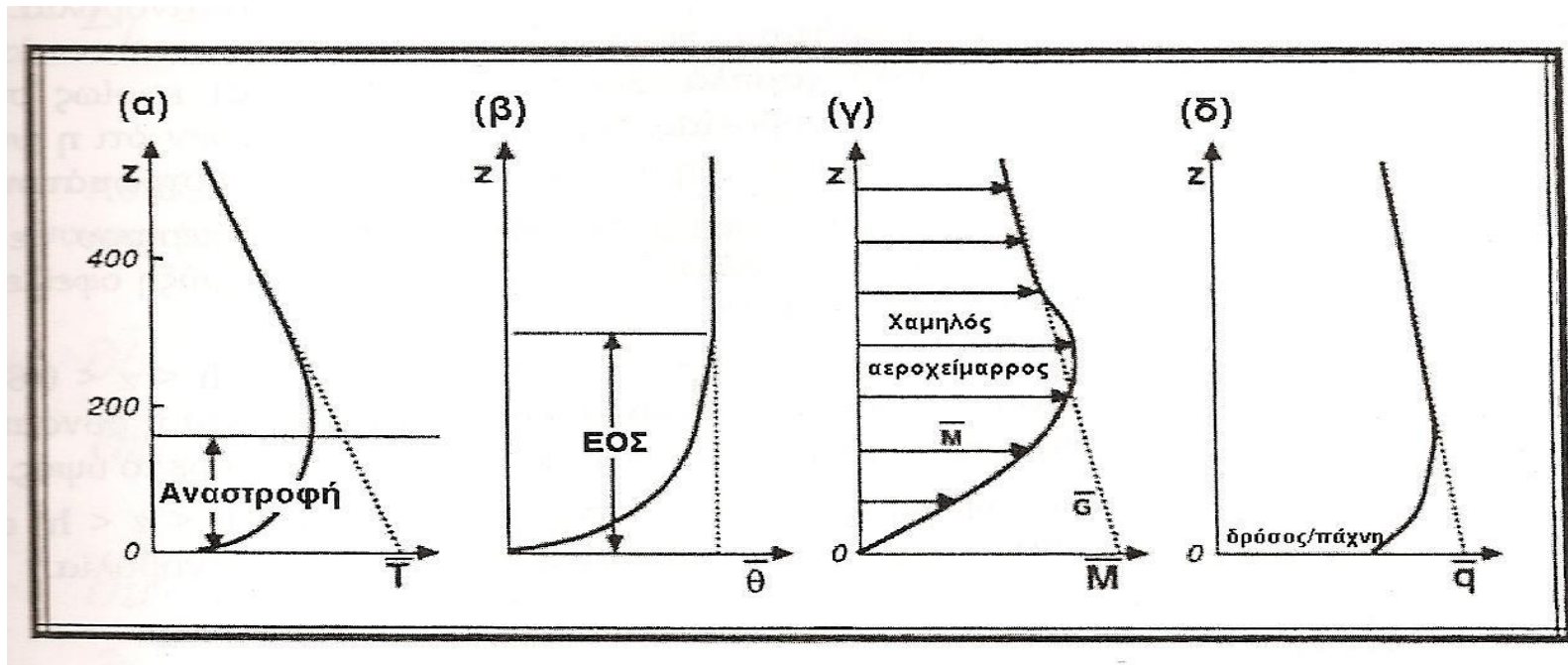
Το ύψος του οριακού στρώματος σε συνθήκες ευστάθειας δεν είναι το ίδιο καλά ορισμένη όπως σε συνθήκες αστάθειας ή ουδέτερης στρωμάτωσης καθώς συχνά η μετάβαση από το ΕΟΣ (ευσταθές οριακό στρώμα) στο υπερκείμενο αποκομμένο στρώμα γίνεται ομαλά.

Τη νύχτα το έδαφος ψύχεται συνήθως πολύ γρήγορα με αποτέλεσμα το σχηματισμό θερμοκρασιακής αναστροφής. Το h του ΕΟΣ συμπίπτει περίπου με το βάθος του στρώματος της αναστροφής. Για τον προσδιορισμό χρησιμοποιούμε τα κριτήρια $\partial\langle\Theta\rangle/\partial z=0$ ή $\partial\langle T\rangle/\partial z=0$.

Ένας άλλος προσδιορισμός του h του ΕΟΣ βασίζεται στην κατακόρυφη κατανομή της ταχύτητας του ανέμου που μπορεί παρουσιάζει μέγιστο στην κορυφή του ΕΟΣ όταν σχηματίζονται χαμηλοί νυκτερινοί αεροχείμαροι.

Τέλος μία άλλη μέθοδος μπορεί να βασιστεί στον αριθμό Richardson.

Προσδιορισμός του ύψους του οριακού στρώματος σε συνθήκες ευστάθειας



Τυπικές κατανομές της θερμοκρασίας, της δυναμικής θερμοκρασίας, της ταχύτητας του ανέμου και της ειδικής υγρασίας μέσα στο νυχτερινό οριακό στρώμα.

Προσδιορισμός του ύψους του οριακού στρώματος σε συνθήκες ευστάθειας

Για τον προσδιορισμό χρησιμοποιείται η παρακάτω εξίσωση όπου f η παράμετρος Coriolis και a_s είναι μία σταθερά που είναι περίπου 0.4. Η ταχύτητα τριβής u^* σε ουδέτερη στρωμάτωση συνδέεται με την ταχύτητα ανέμου και το μήκος τραχύτητας μέσω του λογαριθμικού νόμου ($u^* = k \langle u \rangle / \ln(z/z_0)$).

Συχνά με αυτή την εξίσωση υπερεκτιμάται το ύψος του ΑΟΣ σε συνθήκες ελαφράς ευστάθειας. L είναι το μήκος Obukhov.

$$h = a_s \sqrt{\frac{u_*^*}{f}} L$$

Θεωρία ομοιότητας του αναμεμιγμένου στρώματος

Όταν υπερισχύει η διαδικασία των ανοδικών κινήσεων λόγω θερμικών διαδικασιών τότε λέμε ότι το οριακό στρώμα είναι σε κατάσταση ελεύθερης μεταφοράς (free convection).

Όταν οι αναταράξεις είναι αποτέλεσμα μηχανικής διαδικασίας τότε λέμε ότι το οριακό στρώμα είναι σε κατάσταση εξαναγκασμένης μεταφοράς (forced convection).

Η θεωρία ομοιότητας του αναμεμιγμένου στρώματος είναι χρήσιμο εργαλείο για την κατανόηση και περιγραφή του ΑΟΣ σε συνθήκες ελεύθερης μεταφοράς (συναγωγής).

Παράμετροι κλίμακας ελεύθερης μεταφοράς

Η διατμητική τάση γίνεται ασήμαντη και η ταχύτητα τριβής παύει να είναι κλίμακα ταχύτητας. Η κλίμακα μήκους z_i (length). Θερμές αέριες μάζες ανέρχονται μέχρι να φτάσουν στο σταθερό στρώμα που καλύπτει το στρώμα μίξεως.

Η κλίμακα ταχύτητας μεταφοράς w_* (convective velocity scale). Της τάξεως των 1 με 2 m/sec για παχέα στρώματα μίξεως με έντονη επιφανειακή θέρμανση.

Η θερμοκρασία του στρώματος μίξεως

Η υγρασία του στρώματος μίξεως

Η κλίμακα χρόνου t_* (time scale). Της τάξεως των 5 με 15 min για να σχηματίσει ένα θερμικό πλήρη κύκλο μεταξύ πυθμένα και της κορυφής του στρώματος μίξεως.

$$w^* = \left[\frac{gz_i}{\vartheta_v} \overline{(w'\vartheta'_v)_s} \right]^{1/3}$$

$$\vartheta_*^{ML} = \frac{\overline{-w'\vartheta'_v}}{w^*}$$

$$q_*^{ML} = \frac{\overline{-w'q'}}{w^*}$$

$$t_* = \frac{z_i}{w^*}$$

Δομή θερμικών

Τα θερμικά ξεκινούν από το στρώμα επιφανείας και η κατακόρυφη έκταση τους είναι περίπου ίση με το ύψος του αναμεμιγμένου στρώματος z_i .

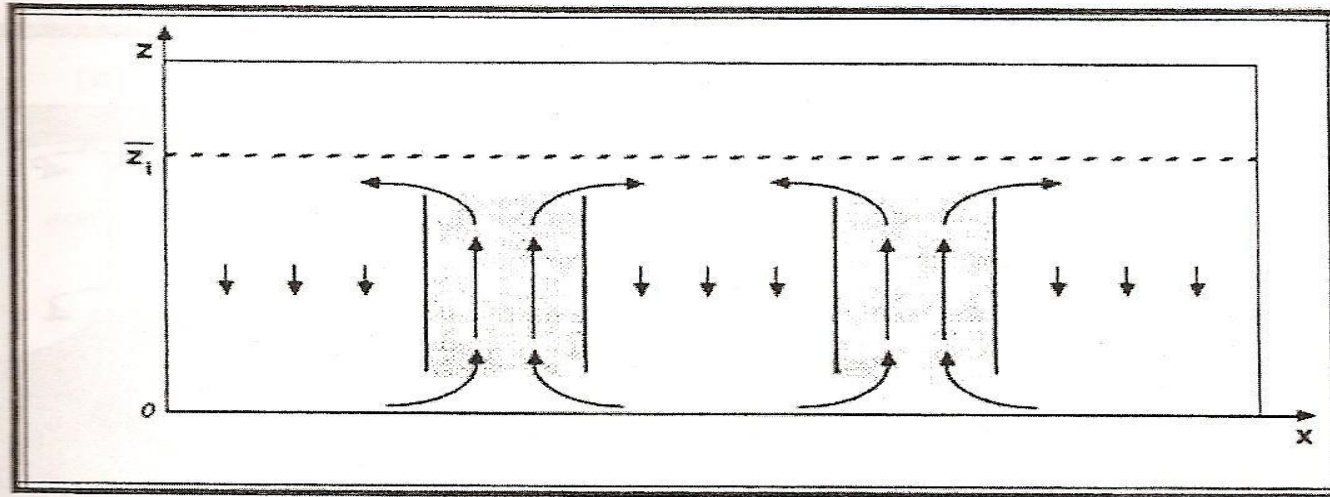
Οι οριζόντιες κλίμακες των θερμικών και των συνδυαζόμενων καθοδικών κινήσεων είναι περίπου $1.5z_i$.

Οι διαστάσεις των θερμικών παρουσιάζουν μέγιστο τις απογευματινές ώρες.

Τυπικές κατακόρυφες ταχύτητες 1-2 m/s και χρόνος ζωής περίπου 10 λεπτά.

Για λόγους συνέχειας οι ανοδικές κινήσεις αντισταθμίζονται με καθοδικές κινήσεις. Τυπικά το κλάσμα της περιοχής που καλύπτουν οι καθοδικές κινήσεις προς την περιοχή που καλύπτουν οι ανοδικές κινήσεις είναι περίπου 60% / 40%.

Δομή θερμικών



Σχηματική διατομή του αναμεμιγμένου στρώματος. Τα θερμικά συνδέονται με ισχυρές ανοδικές κινήσεις αλλά καλύπτουν μικρό σχετικά ποσοστό της επιφάνειας ενώ ανάμεσά τους επικρατούν ασθενείς καθοδικές κινήσεις.

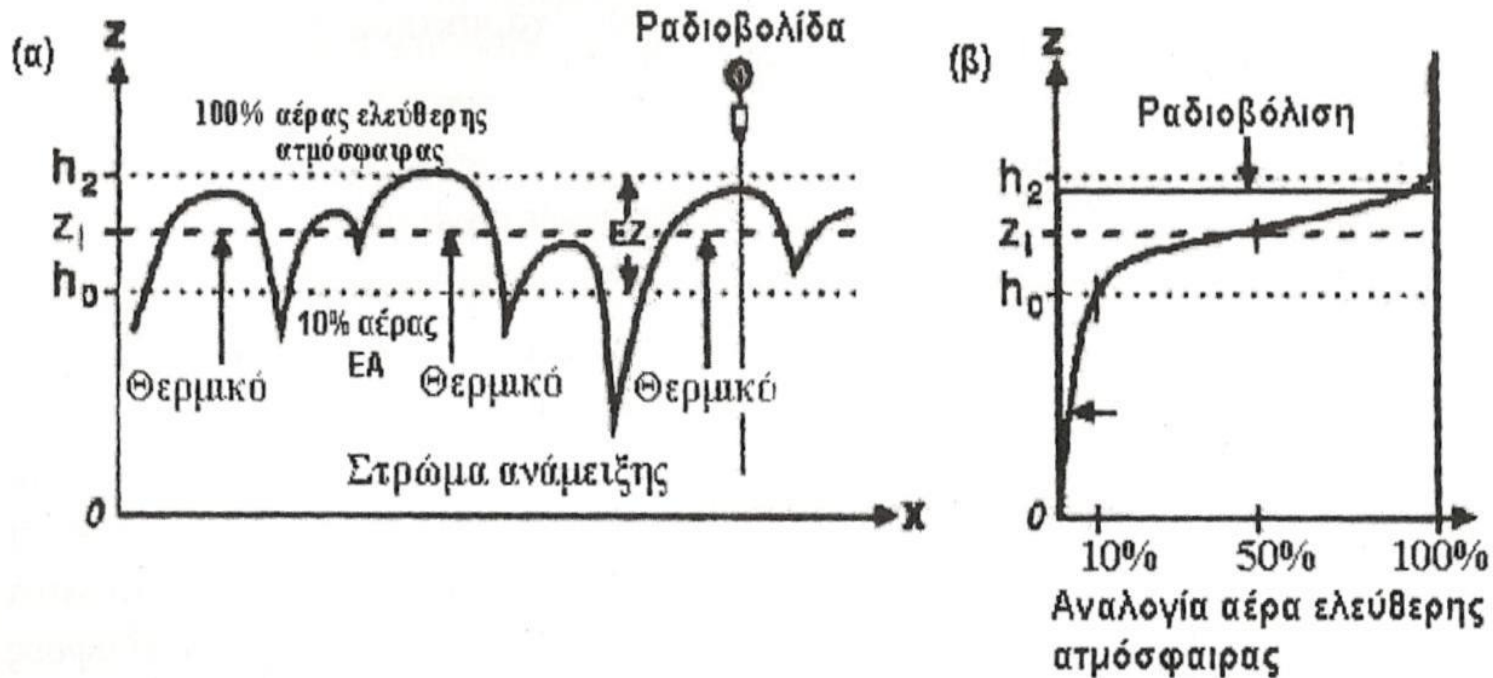
Ζώνη εισροής

Τυπικά είναι το 30% του ύψους του ΑΟΣ αλλά κάποιες φορές μπορεί να υπερβεί και το 50%.

Η κορυφή της ζώνης εισροής ορίζεται σαν το υψηλότερο σημείο που φθάνουν τα θερμικά ενώ η βάση της σαν το ύψος στο οποίο το 10% του αέρα έχει χαρακτηριστικά ελεύθερης ατμόσφαιρας. Το μέσο ύψος του στρώματος εισροής βρίσκεται στο επίπεδο στο οποίο το 50% του αέρα έχει προέλευση από την ελεύθερη τροπόσφαιρα.

Εναλλακτικά η ζώνης εισροής ορίζεται σαν το στρώμα μέσα στο οποίο επικρατούν αρνητικές ροές θερμότητας.

Ζώνη εισροής



Διακεκομμένη γραμμή: το μέσο ύψος του στρώματος εισροής (50% αέρας ελεύθερης ατμόσφαιρας).

Πλήρης γραμμή: Το ύψος του οριακού στρώματος που προσδιορίζεται από μία ραδιοβόλιση.

Ροή πάνω από βουνά

- Αριθμός Froude (Fr)
 - U = ταχύτητα ανέμου
 - N = Brunt-Väisälä συχνότητα
 - S = κατακόρυφη κλίμακα του βουνού

$$Fr \equiv \frac{U}{NS}$$

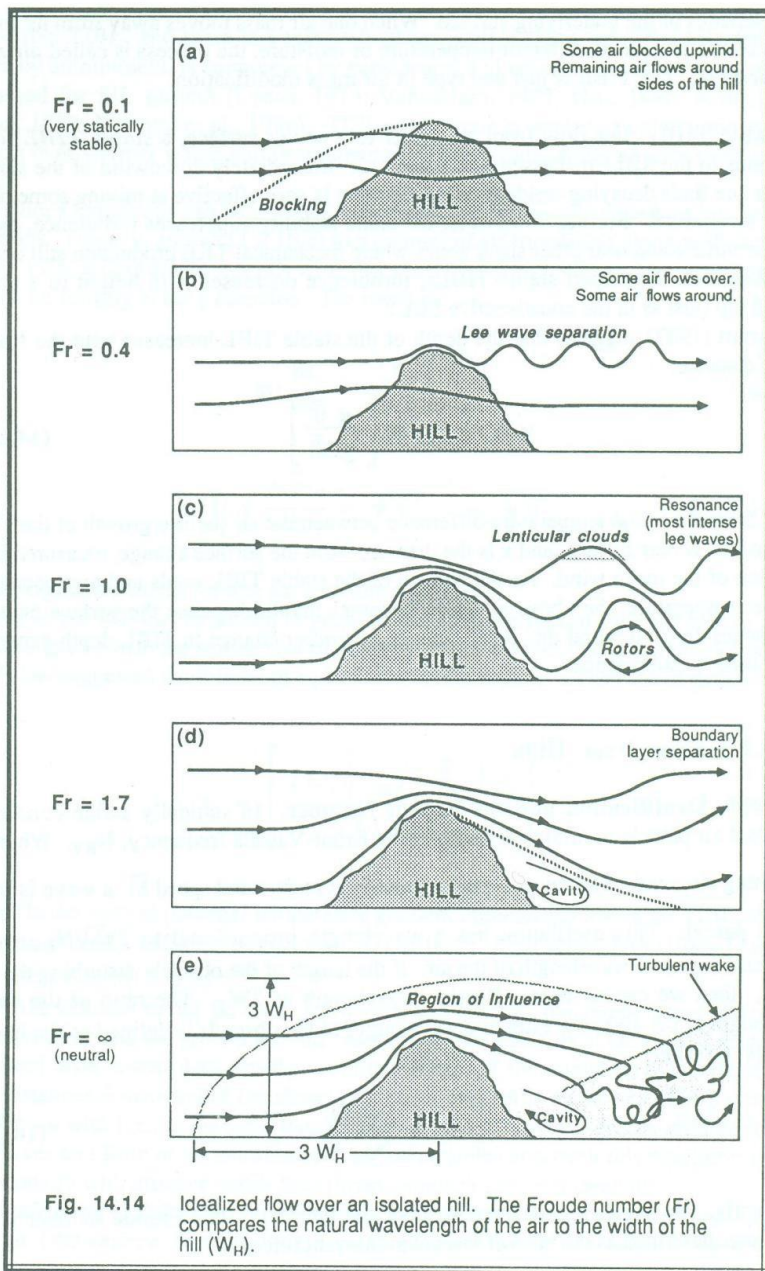
$$N \equiv \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}}$$

Η συχνότητα **Brunt-Väisälä**, ή συχνότητα άνωσης, είναι η συχνότητα στην οποία μία κατακόρυφα μετατοπισμένη αέρια μάζα θα ταλαντευτεί σε ένα περιβάλλον με ευσταθή στρωμάτωση. Η ταλάντωση έχει μήκος κύματος ανάλογο του $2\pi U/N$.

Wallace & Hobbs (2006), p. 407, 408

Ροή πάνω από βουνά

- Αριθμός Froude number (Fr)
 - Αποτελεί μέτρο για το εάν η ροή θα υπερβεί η όχι το εμπόδιο του βουνού
 - Μικρές τιμές Fr ; Οι χαμηλού ύψους αέριες μάζες αναγκάζονται να πάνε πλάγια του βουνού ή διαμέσου κενών
 - Μεγάλες τιμές Fr ; Περισσότερη ροή αέρα πάνω από εμπόδιο του βουνού
 - *Για μία στήλη αέρα που πνέει προς ένα βουνό το ποσοστό το αέρα που θα υπερβεί το βουνό προσεγγίζει το Fr*
 - » $Fr = Z_{over}/Z_{hill}$



α) Για ευσταθές περιβάλλον με χαμηλούς ανέμους ($Fr=0.1$) ο αέρας από πλάγια παρά από πάνω. Επίσης ποσοστό του αέρα στην προσήνεμη πλευρά φράζεται και μένει στάσιμο.

β) Για ελαφρώς ισχυρότερους ανέμους ή ισχνότερη ευστάθεια ($Fr=0.4$) ποσοστό του αέρα ψηλά πνέει πάνω από το βουνό ενώ χαμηλά πνέει από πλάγια. Ο αέρας που πνέει από πάνω ταλαντώνεται με μήκος κύματος μικρότερο του μεγέθους του βουνού και έτσι δημιουργούνται τα λεγόμενα **lee waves**.

γ) Για $Fr=1$ με ισχυρότερους ανέμους ή ακόμα ισχνότερη ευστάθεια το μήκος κύματος της ταλάντωσης αντιστοιχεί στο μέγεθος του βουνού. Εάν υπάρχει αρκετή υγρασία φακοειδή σύννεφα (**lenticular clouds**) και σύννεφα στροφέων (**rotor clouds**) σχηματίζονται.

δ) Για ακόμα ισχυρότερους ανέμους ή ακόμα ισχνότερη ευστάθεια ($Fr=1.7$) το μήκος κύματος της ταλάντωσης είναι μεγαλύτερο από το μέγεθος του βουνού. Αυτό προκαλεί διαχωρισμό του οριακού στρώματος στην υπήνεμη πλευρά του βουνού και δημιουργεί μία κοιλότητα με αντίθετους ανέμους επιφανείας πίσω από το βουνό.

ε) Για ισχυρούς ανέμους και ουδέτερη ισορροπία ο αριθμός Fr τείνει στο άπειρο και δεν αποτελεί κατάλληλο μέτρο για δυναμική της ροής πάνω από το βουνό. Οι ρευματογραμμές στην προσήνεμη πλευρά και πάνω από το βουνό διαταράσσονται σε απόσταση και ύψος 3 φορές του πλάτους του βουνού W_H . Στην κορυφή του βουνού οι ρευματογραμμές πυκνώνουν προκαλώντας αύξηση της ταχύτητας του ανέμου. Στην απήνεμη πλευρά σε περιπτώσει ισχυρών ανέμων παρατηρείται μία κοιλότητα με αντίθετους ανέμους επιφανείας και διαχωρισμός του οριακού στρώματος με τυρβώδη ίχνη (**turbulent wake**). Το ύψος τους αρχικά είναι της ίδιας τάξης με το μέγεθος του βουνού αλλά αυξάνει (ενώ μειώνεται η ένταση της τύρβης) καθώς απομακρυνόμαστε.

Flow over Hills

Αριθμός Froude (Fr)

- Ratio of inertial to gravitational force
- Περιγράφει το λόγο της ταχύτητας της ροής προς της ταχύτητα φάσης των κυμάτων βαρύτητας στην επιφάνεια διεπαφής δύο στρωμάτων από ρευστά (π.χ. στην κορυφή του οριακού στρώματος)
- $Fr < 1$; gravity wave phase speed exceeds flow speed, *subcritical* flow
- $Fr > 1$; flow speed is greater than the gravity wave propagation speed, *supercritical* flow

Burk & Thompson (1996)

Flow over Hills

- Froude number (Fr)
 - In *supercritical* flow, gravity wave perturbations cannot propagate upstream, and the flow, therefore, does not show an upstream response to the presence of obstacles
 - Hydraulic jumps; can occur where the flow transitions back from being supercritical to subcritical

Burk & Thompson (1996)

Οριακό Στρώμα

Πρόδρομος Ζάνης

Καθηγητής

Τομέας Μετεωρολογίας-Κλιματολογίας

Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ