



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

Psachna, Euboea - Euripus Campus

Φυσική Περιβάλλοντος :

“κεφ 7: κλίμακες κινήσεων”

Καθ. Μιχάλης Γρ Βραχόπουλος

Energy and Environmental Research Laboratory (E²RLab-UOA)



Κλίμακες κινήσεων

Τα μετεωρολογικά φαινόμενα εξελίσσονται σε ευρύ διάστημα χωρικών και χρονικών κλιμάκων.

Όσα παρουσιάζουν μικρές χρονικές κλίμακες – συνήθως παρουσιάζουν και μικρές χωρικές κλίμακες και αντίστροφα.

Μάλιστα είναι της ίδιας τάξης μεγέθους.

Αν το πλάτος ενός μεγέθους είναι πολύ μεγαλύτερο από το βάθος του, τότε το φαινόμενο θεωρείται υδροστατικό, λόγω του πρώτου θερμοδυναμικού νόμου, της αρχής διατήρησης της μάζας και των εξισώσεων κίνησης.

Κλίμακες κινήσεων

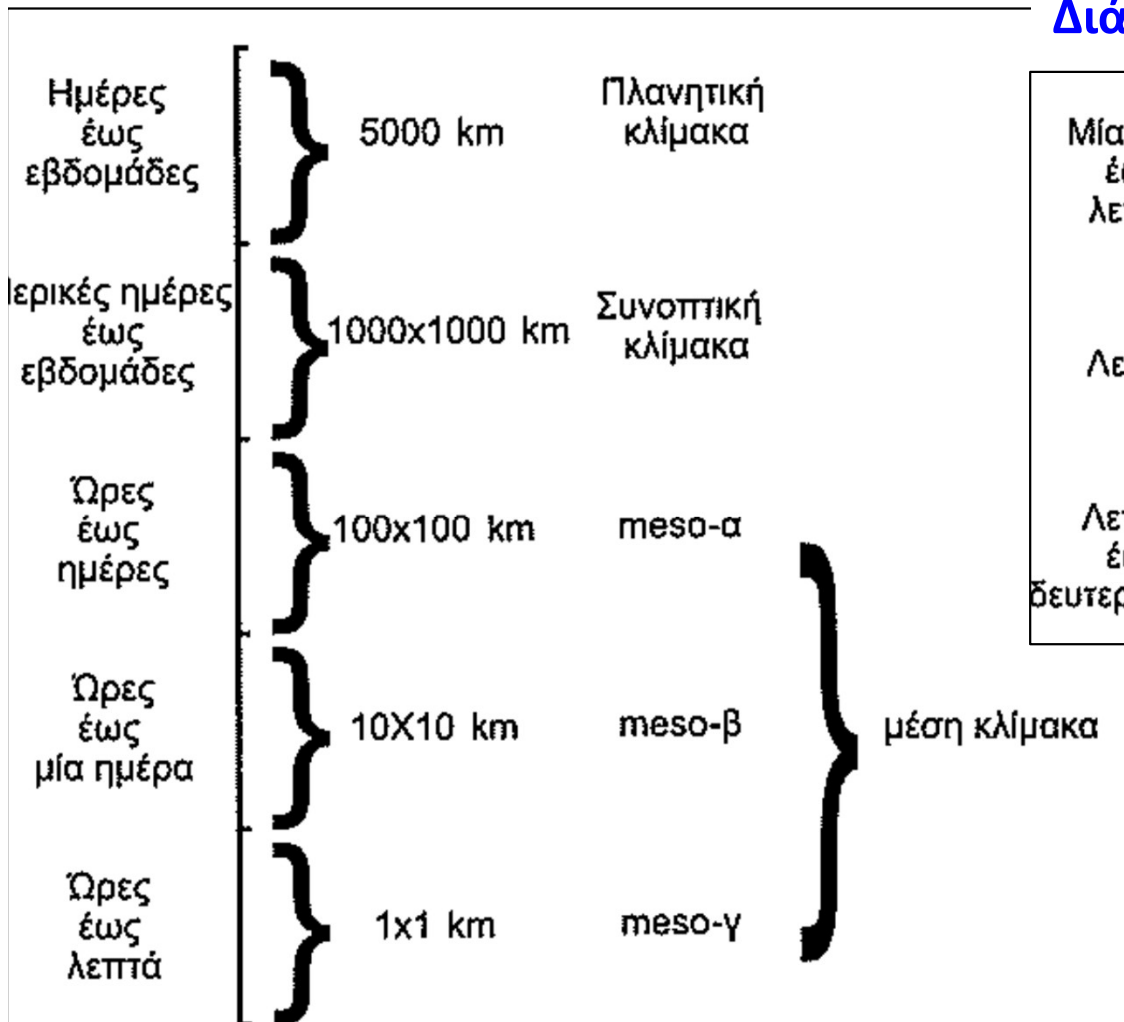
Ταξινομούνται:

- 1. Φαινόμενα πλανητικής κλίμακας**, όπως λ.χ. τα μεγάλα τροποσφαιρικά κύματα.
- 2. Φαινόμενα μεγάλης κλίμακας**, διαταραχές μεγάλης έκτασης χιλιάδων επί χιλιάδες χιλιόμετρα (συνοπτική κλίμακα).
- 3. Φαινόμενα μέσης κλίμακας, τύπου α**, μεσαίας έκτασης, εκατοντάδων επί εκατοντάδες χιλιόμετρα. Λ.χ. θέρος Αιγαίο, Βαρδάρης (ευρεία κλίμακα).
- 4. Φαινόμενα μέσης κλίμακας, τύπου β**, μεσαίας έκτασης, δεκάδων επί δεκάδες χιλιόμετρα. Λ.χ. θαλάσσιες και απόγειες αύρες, άνεμοι κοιλάδων και βουνών.
- 5. Φαινόμενα μέσης κλίμακας, τύπου γ**, μεσαίας έκτασης, τάξης χιλιόμετρων επί χιλιόμετρα. Έχουν μικρότερες οριζόντιες και κατακόρυφες διαστάσεις (από β).
- 6. Φαινόμενα μικρής κλίμακας**, τάξης εκατοντάδων επί εκατοντάδες μέτρα και μικρότερες. Η στροβιλώδης κίνηση και η διασπορά ενός καπνοθύσανου καμινάδας ή η υπήνεμη πλευρά κτηρίου.

Κλίμακες ατμοσφαιρικών κινήσεων

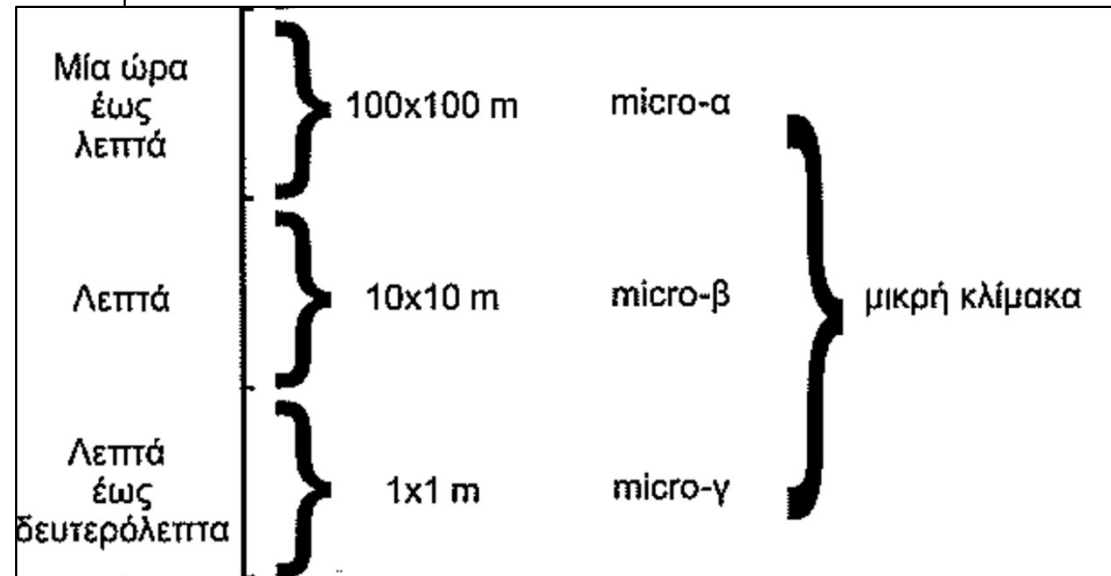
Διάρκεια

Εύρος



Διάρκεια

Εύρος



Κλίμακες κινήσεων

Αντίστοιχα χωρίζονται σε:

- Μικρής κλίμακας – micro-α (εκατοντάδων επί εκατοντάδες μέτρα).
- micro-β (δεκάδων επί δεκάδες μέτρα).
- micro-γ (μέτρων επί μέτρα).

Κάθε μια παίζει ιδιαίτερο ρόλο στη ρύπανση του αέρα σε διαφορετικές χρονικές κλίμακες.

Λ.χ. οι μικρομετεωρολογικές λαμβάνουν χώρα σε κλίμακες χρόνου της τάξης λεπτών έως ωρών.

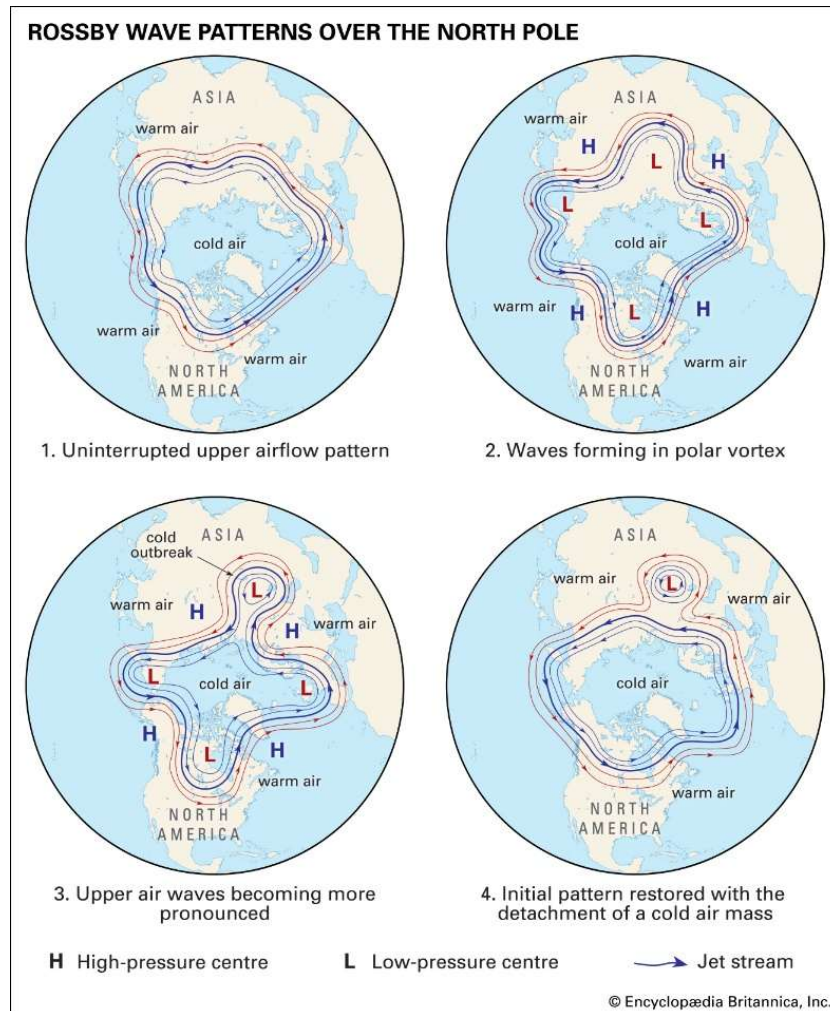
Τα φαινόμενα μεσαίας κλίμακας επηρεάζουν τη μεταφορά και τη διασπορά των ρύπων για ώρες ή και ημέρες.

Οι συνοπτικές κλίμακες έχουν χαρακτηριστικούς χρόνους από ημέρες έως εβδομάδες «μεταφορά μεγάλης κλίμακας».

Κυμάνσεις πλανητικής Κλίμακας

Περιλαμβάνονται διαταραχές του ατμοσφαιρικού ρευστού πλανητικής κλίμακας, όπως τα μεγάλα τροποσφαιρικά κύματα.

Λ.χ. Κύματα Rossby



<https://www.youtube.com/watch?v=Cgn8r52YlSk>

<https://www.youtube.com/watch?v=MQ631ms1UjM&list=PLCx2yzVkUQQWaz8Xt04IVjVSgiUkq7B0B>

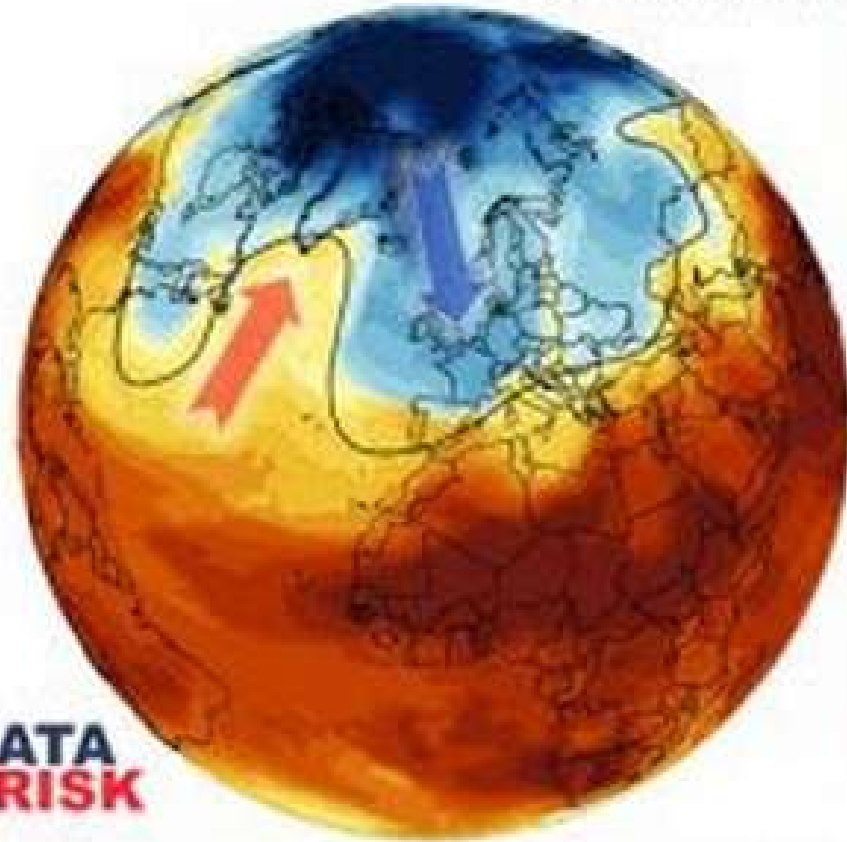
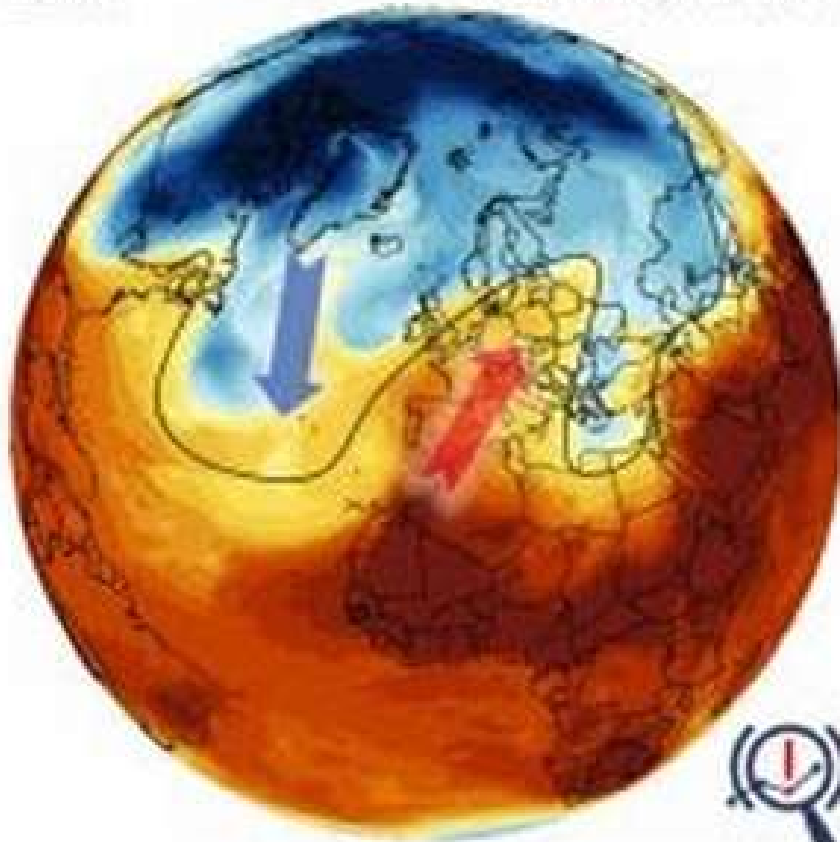
<https://youtu.be/t9GdAXScGh0>

Τα κύματα Rossby ταξιδεύουν προς τα δυτικά, έτσι θερμότερο νερό συγκεντρώνεται στα πάνω στρώματα και στα δυτικά των ωκεανών

Temperature at 850 hPa (°C)
GFS 0.25°

Valid time: Wed 31 Mar 2021 12z

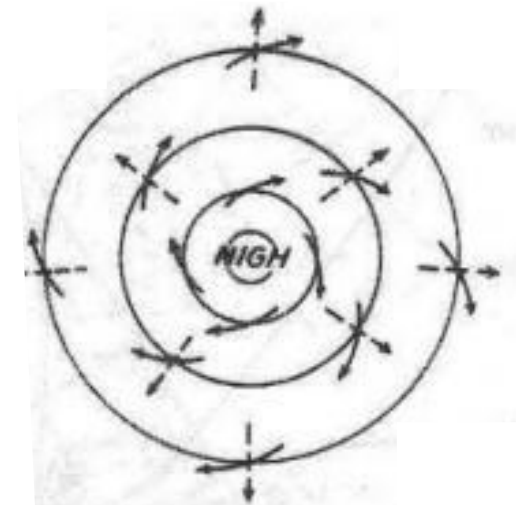
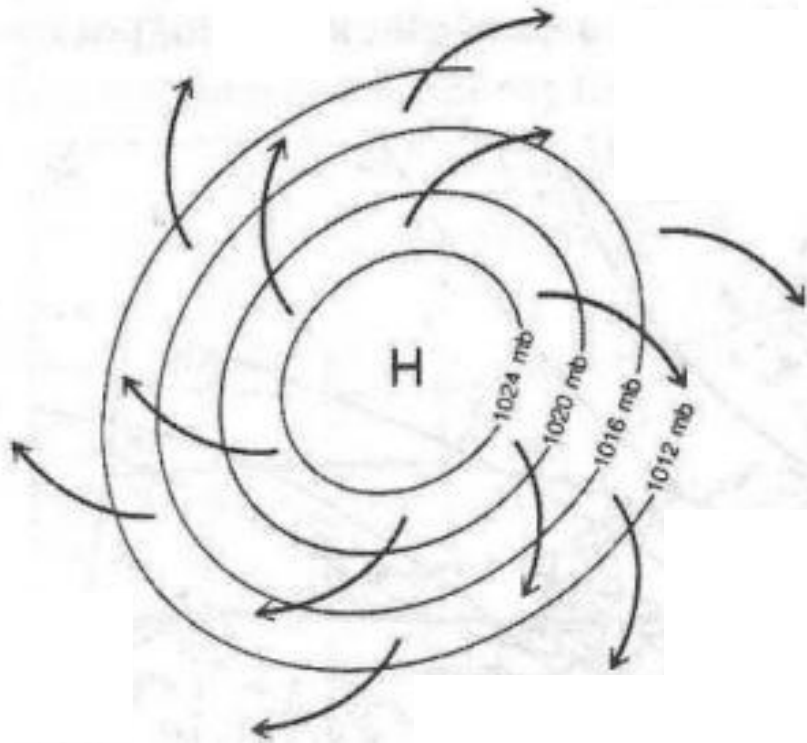
Valid time: Tue 06 Apr 2021 06z



www.data4risk.com

Μεγάλης Κλίμακας διαταραχές ατμοσφαιρικού ρευστού

Γνωστές και ως συνοπτικές ροές, είναι κυρίως αντικυκλώνες και υφέσεις.



Στον αντικυκλώνα οι πιέσεις είναι μεγαλύτερες στο κέντρο παρά στην περιφέρεια – αποτελείται από κλειστές ισοβαρείς καμπύλες. Οι άνεμοι κινούνται προς την περιφέρεια και τέμνουν τις ισοβαρείς στην επιφάνεια του εδάφους.

Μεγάλης Κλίμακας διαταραχές ατμοσφαιρικού ρευστού

Όταν επικρατούν αντικυκλώνες η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται από στασιμότητα, ηλιοφάνεια και μικρής έντασης ανέμους.

Υπό τις συνθήκες αντικυκλώνα δημιουργείται καθίζηση και δημιουργία αναστροφών ύψους.

Ευνοούν την συσσώρευση των παραγόμενων ρύπων στο τόπο της απελευθέρωσή τους. Στασιμότητα και κακός αερισμός.

Παράλληλα,
η αναστροφή ύψους εγκλωβίζει την κατακόρυφη διασπορά ρύπων.

Μεγάλης Κλίμακας διαταραχές ατμοσφαιρικού ρευστού

Επειδή διατηρούνται για μερικές ημέρες μπορεί να οδηγήσουν στη δημιουργία ισχυρών επεισοδίων ατμοσφαιρικής ρύπανσης.

Στη χώρα μας είναι συχνά τα φαινόμενα αυτά κατά το θέρος.

Σημείωση:

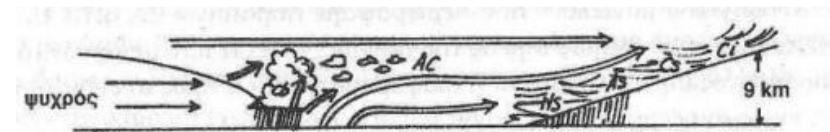
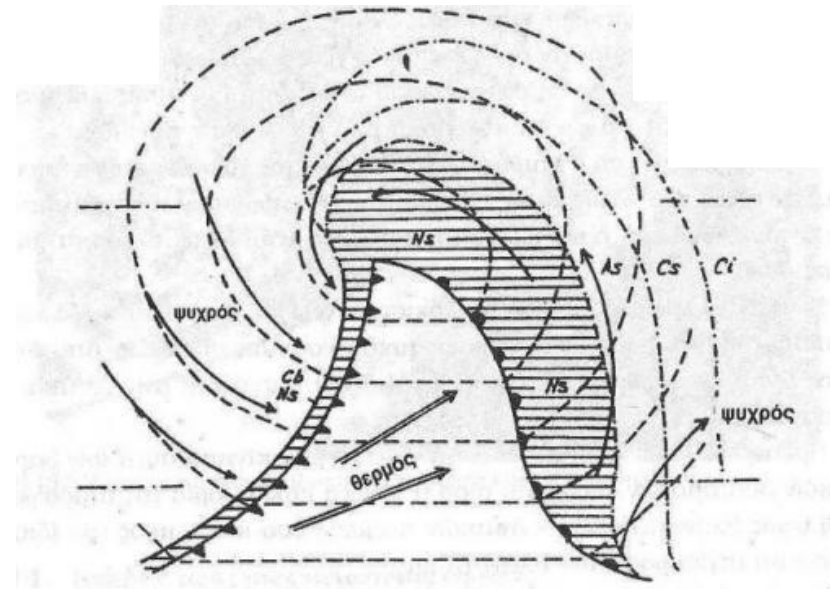
Πάνω από το 50% των επεισοδίων ρύπανσης της Αθήνας οφείλονται σε αυτό.

Μεγάλης Κλίμακας διαταραχές ατμοσφαιρικού ρευστού

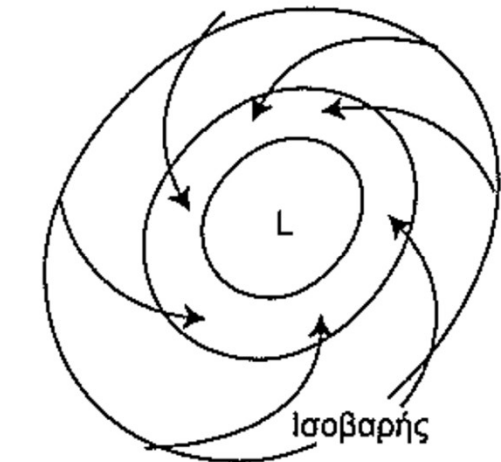
Στο χαμηλό βαρομετρικό σύστημα οι πιέσεις είναι μικρότερες στο κέντρο παρά στην περιφέρεια.

Οι άνεμοι κινούνται από την περιφέρεια στο κέντρο και αντίστοιχα τέμνουν τις ισοβαρείς στην επιφάνεια του εδάφους.

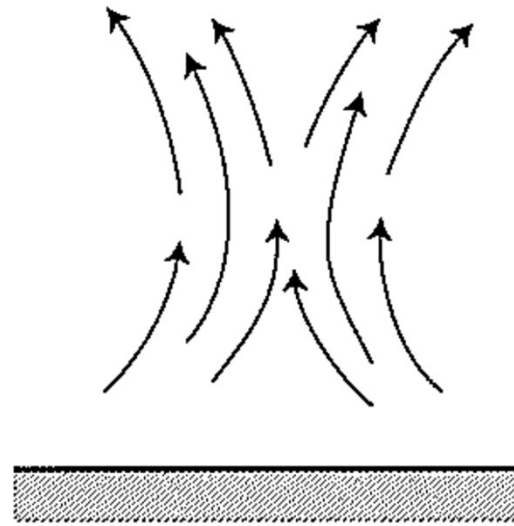
και οι υφέσεις είναι συστήματα χαμηλών βαρομετρικών.



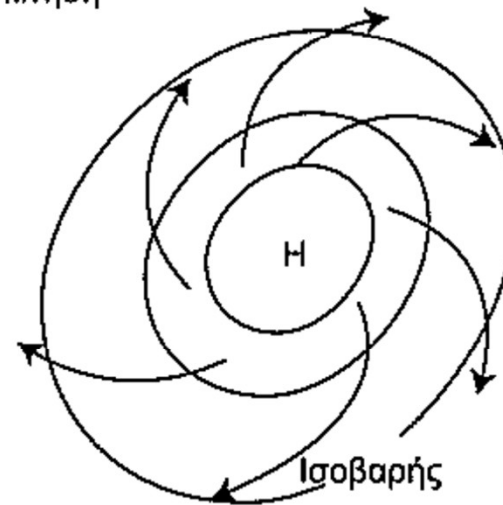
Οριζόντια και κατακόρυφη κίνηση σε αντικυκλώνα και σε χαμηλό βαρομετρικό



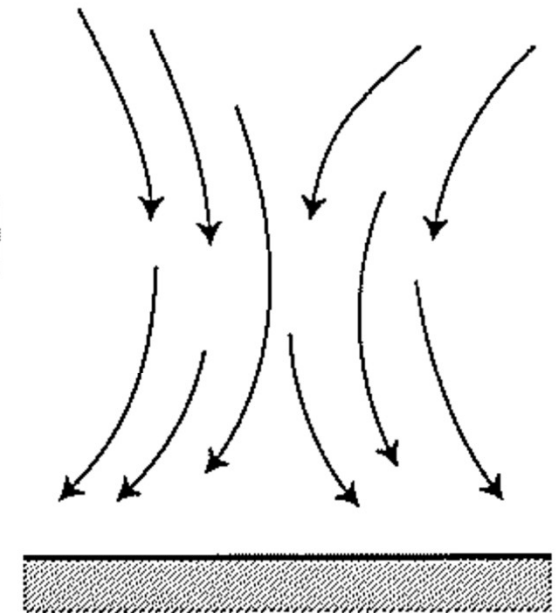
Οριζόντια αριστερόστροφη κίνηση



Κατακόρυφη ανοδική κίνηση



Οριζόντια δεξιόστροφη κίνηση



Κατακόρυφη καθοδική κίνηση

Αποτελούνται από ένα θερμό και ένα ψυχρό τομέα.

Διέρχονται γρήγορα από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη και είναι συνηθέστερα φαινόμενα κατά την χειμερινή περίοδο και τις μεταβατικές εποχές.

Όταν πάνω από μια περιοχή μεταφέρεται ο θερμός τομέας της ύφεσης, μεταφέρονται εκεί θερμές μάζες αέρα που μπορούν να δημιουργήσουν αναστροφή ύψους και να εγκλωβιστούν οι ατμοσφαιρικοί ρύποι που παράγονται στην περιοχή.

Συνεπώς δημιουργούνται συνθήκες κακής ποιότητας αέρα.

Το επεισόδιο λήγει με τη διέλευση του ψυχρού τομέα της ύφεσης, που απομακρύνει τους ρύπους οριζόντια.

Το 10% των επεισοδίων στην Αθήνα προέρχεται από υφέσεις, καθώς επίσης, και η μεταφορά σκόνης από τη Σαχάρα.

Μεσαίου μεγέθους κυμάνσεις του ατμοσφαιρικού ρευστού

Χαρακτηριστικές είναι η

θαλάσσια ή λιμναία / απόγειος αύρα

αναβατικοί /καταβατικοί άνεμοι,

άνεμοι κοιλάδας και η αστική αύρα

Δημιουργούνται από χωρικές ανομοιογένειες διαφόρων παραμέτρων όπως λ.χ. η υγρασία.

Τρόπος διάκρισης είναι ο αδιάστατος αριθμός Rossby:

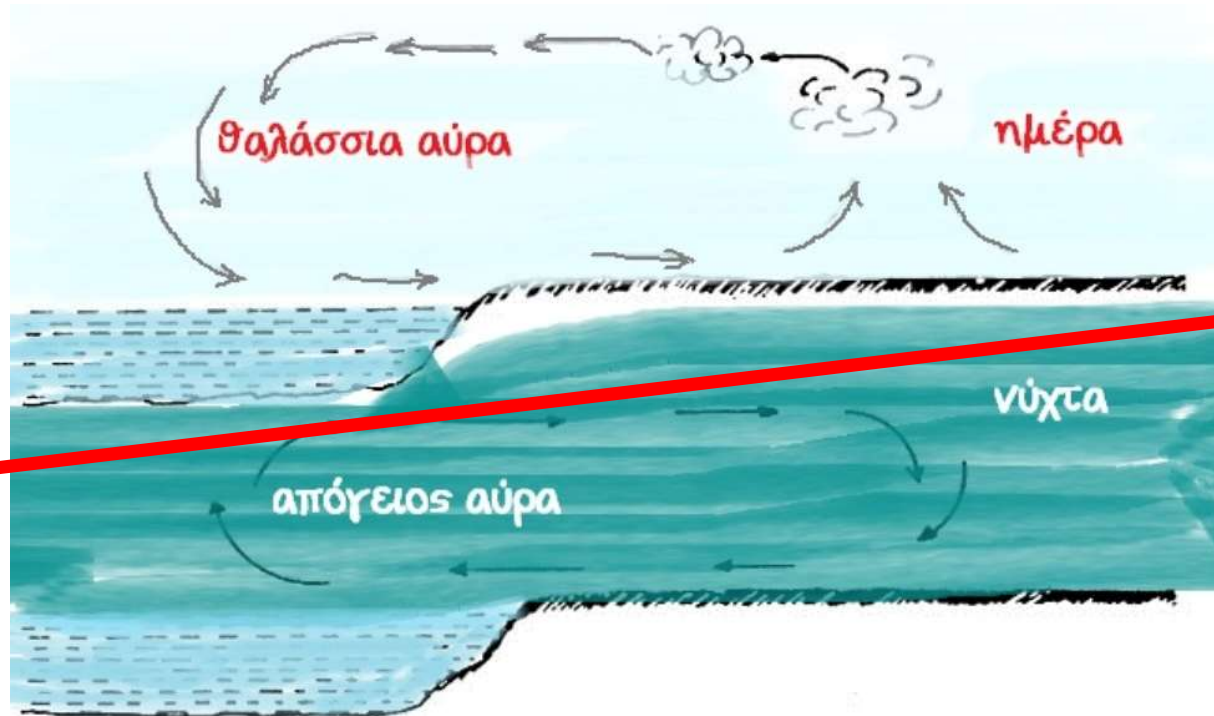
$$R_0 = \frac{v}{Lf}$$

f , παράμετρος Coriolis (1/s), $f = 2\Omega \cos \varphi$

v , το μέτρο του χαρακτηριστικού ανύσματος ταχύτητας του ανέμου (m/s) και

L , το χαρακτηριστικό μήκος (m)

θαλάσσια ή λιμναία / απόγειος αύρα

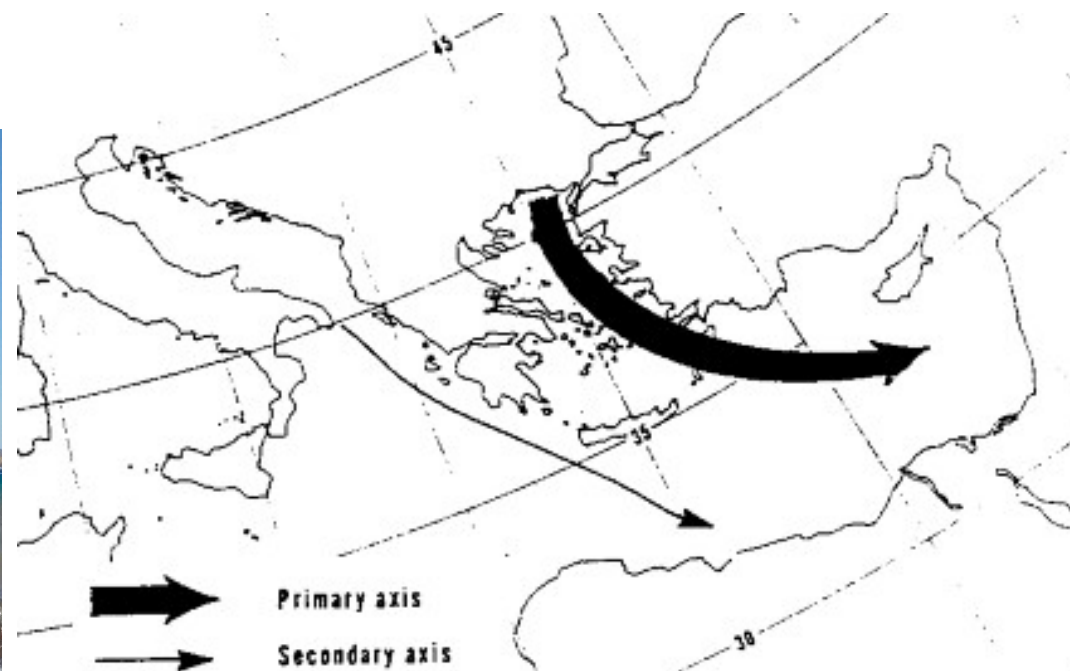


Η θαλάσσια αύρα και η απόγειος αύρα είναι περιπτώσεις μέσης κλίμακας τοπικών ανέμων. Παρατηρούνται σε παράκτιες περιοχές τους θερινούς μήνες του έτους και δημιουργούνται λόγω ημερήσιας ανομοιόμορφης θέρμανσης ξηράς και θάλασσας.

Στην Ελλάδα, η περίοδος αυτή είναι κυρίως από το Μάιο έως το Σεπτέμβριο.

διαταραχές μέσης κλίμακας, τύπου α,

Συνδυασμός αντικυκλώνα και χαμηλού βαρομετρικού πάνω από μια περιοχή του Αιγαίου δημιουργεί την ΒΑ κυκλοφορία ευρείας έκτασης που ονομάζεται ετησίας (μελτέμι) και κυριαρχεί στο αιγαίο κατά τη διάρκεια του θέρους.

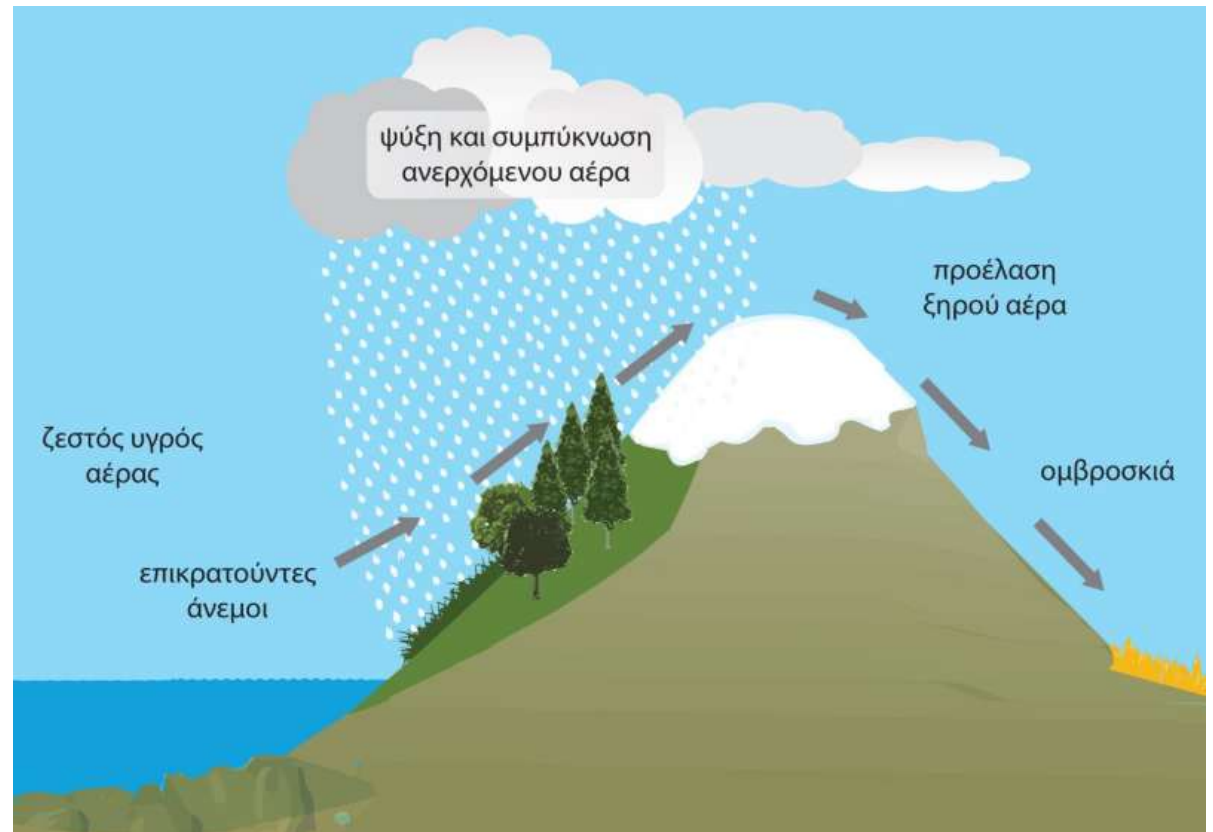


Άξονες των μεγίστων εντάσεων των ετησίων ανέμων (πηγή: Brody and Nestor, 1980)

Διαταραχές μέσης κλίμακας, τύπου β, θαλάσσια-λιμναία/ απόγειος αύρα

Η πλέον γνωστή κλασική κυκλοφορία μέσης κλίμακας.

Απαιτείται γειτνίαση τουλάχιστον μιας περιοχής νερού και μιας ξηράς.
Περιοχές με έντονη ανομοιογένεια ως προς τα χαρακτηριστικά τους.



Μηχανισμός θαλάσσιας-λιμναίας/απόγειου αέρα

Η ακτινοβολία θερμαίνει ταχύτερα τη χερσαία επιφάνεια παρά την υδάτινη (μεγάλη η θερμοχωρητικότητα της υδάτινης).

Ο αέρας πάνω από τη ξηρά διαστέλλεται πολύ γρήγορα.

Αντίθετα, στην υδάτινη επιφάνεια παραμένει ψυχρότερος.

Εξαιτίας των υδροστατικών συνθηκών η κατακόρυφη βαθμίδα της πίεσης είναι μεγαλύτερη στο ψυχρό αέρα πάνω από το νερό την ημέρα.

Σε σταθερό επίπεδο πάνω από έδαφος και νερό κατά τη νύχτα η πίεση είναι μεγαλύτερη πάνω από το έδαφος παρά πάνω από το νερό.

Μηχανισμός θαλάσσιας-λιμναίας/απόγειου αύρας

Αυτή η βαθμίδα πίεσης παρουσιάζεται κατά την διάρκεια του μέσου πρωινού (λ.χ. 10:00πμ) και αφού εξαλειφθεί το νυκτερινό οριακό στρώμα ο αέρας αρχίζει να ανέρχεται πάνω από το θερμό πλέον έδαφος κοντά στην ακτή και παράλληλα ο ψυχρός αέρας πάνω από το νερό κινείται προς την ξηρά.

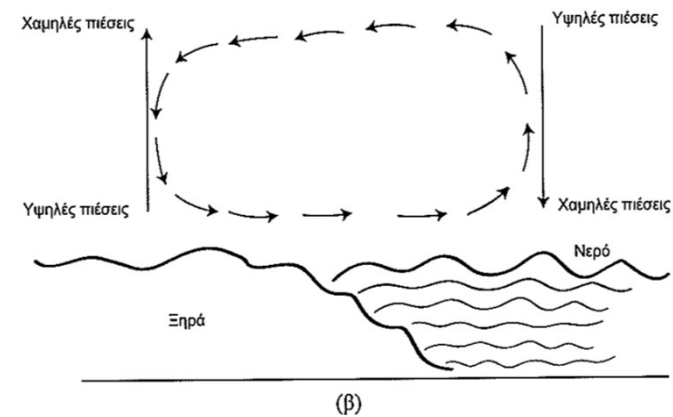
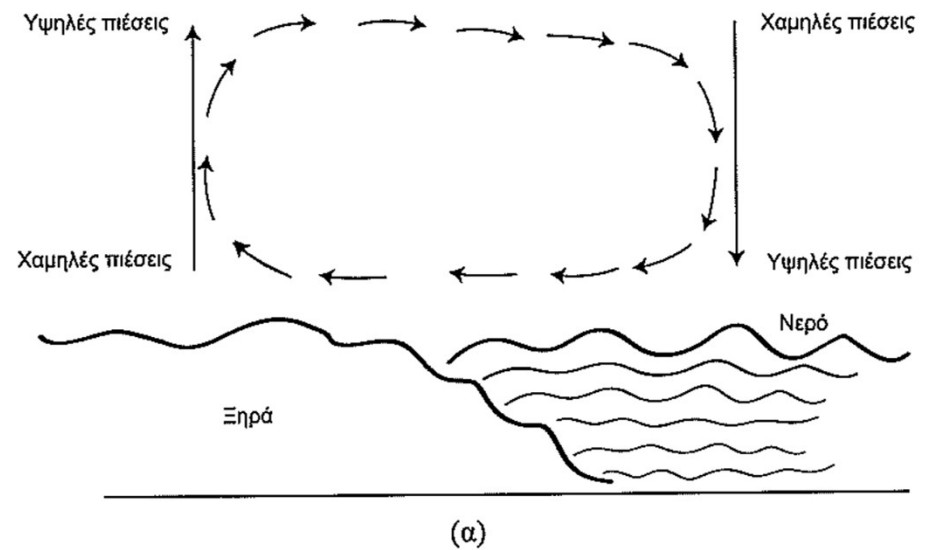
Οι αναπτυσσόμενες ταχύτητες είναι 1-2m/s

Ανάπτυξη θαλάσσιας-λιμναίας/απόγειου αύρας

Αρχικά μεταφέρει ψηλά τον θερμότερο αέρα και στη συνέχεια επιστρέφει πίσω στη θάλασσα όπου κατεβαίνει για να κλείσει η κυκλοφορία.

Η αύξηση της πίεσης οδηγεί σε καθίζηση (πάνω από το νερό) και έτσι αποκαθίσταται ροή από τη θάλασσα προς τη ξηρά εξαιτίας της υδροστατικής βαθμίδας πίεσης μεταξύ νερού-ξηράς – Θαλάσσια αύρα.

Τη νύχτα, το έδαφος ψύχεται ταχύτερα και το υπερκείμενο στρώμα αέρα αποκτά το ίδιο θερμικό καθεστώς.



Ανάπτυξη θαλάσσιας-λιμναίας/απόγειου αύρας

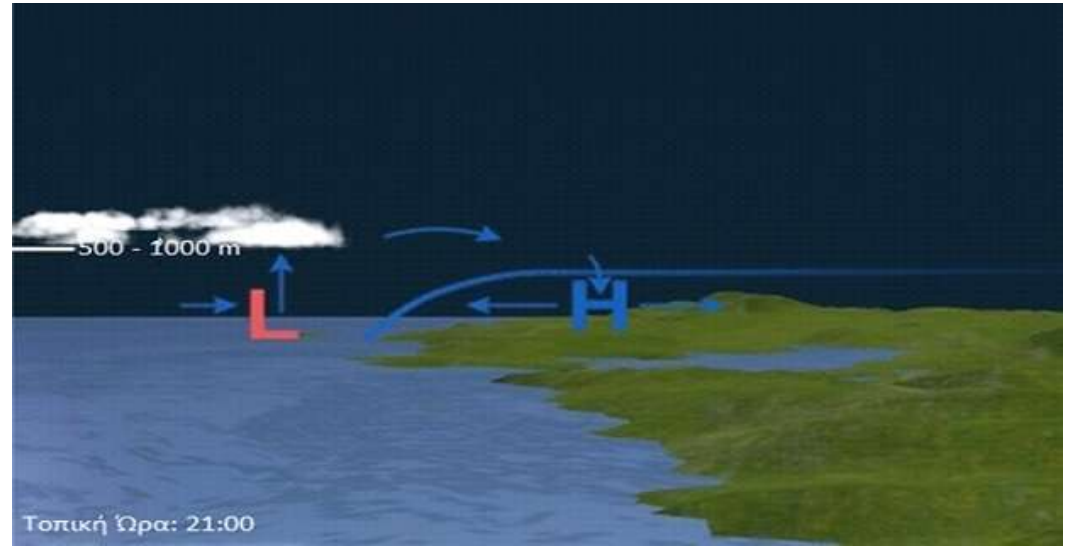
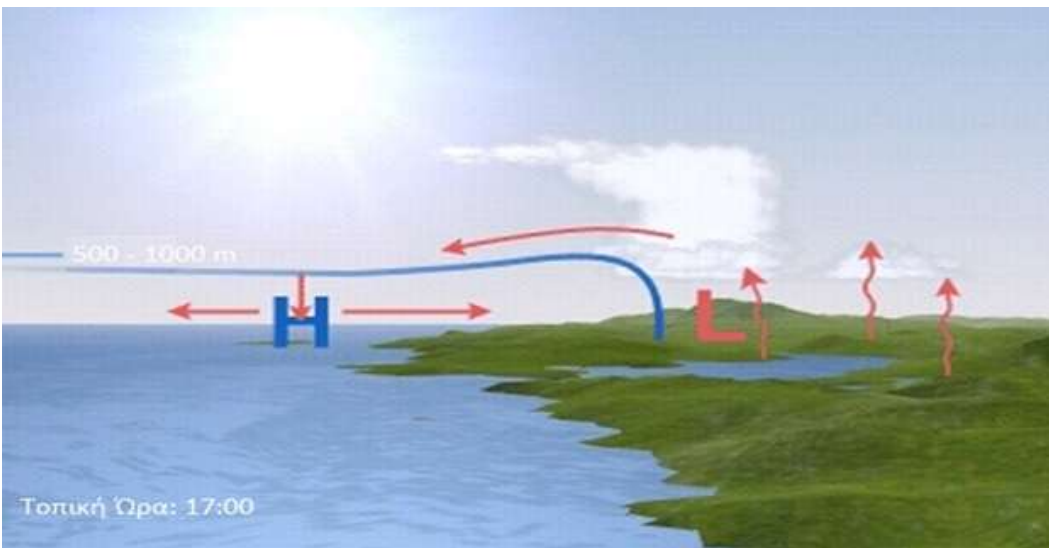
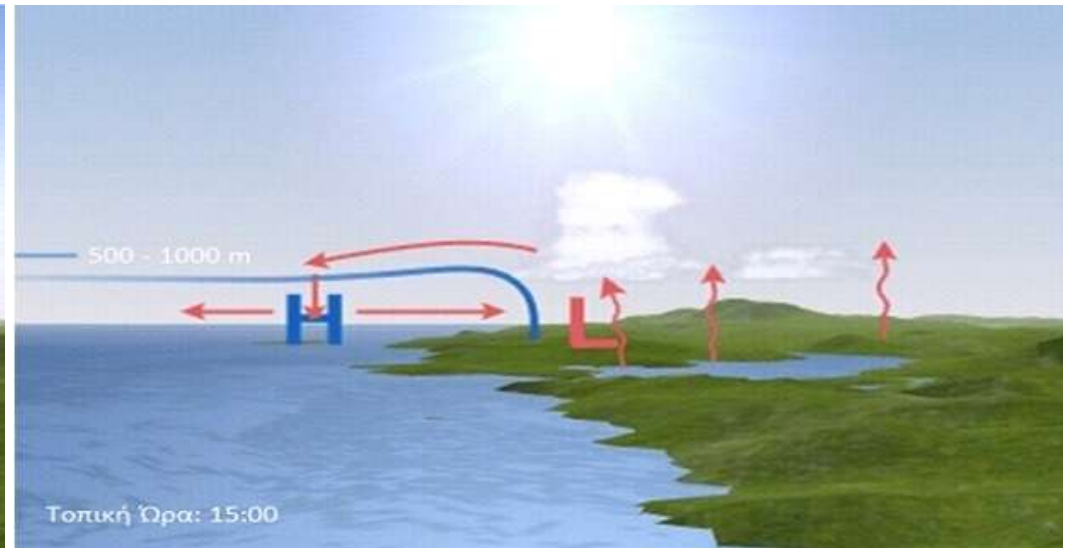
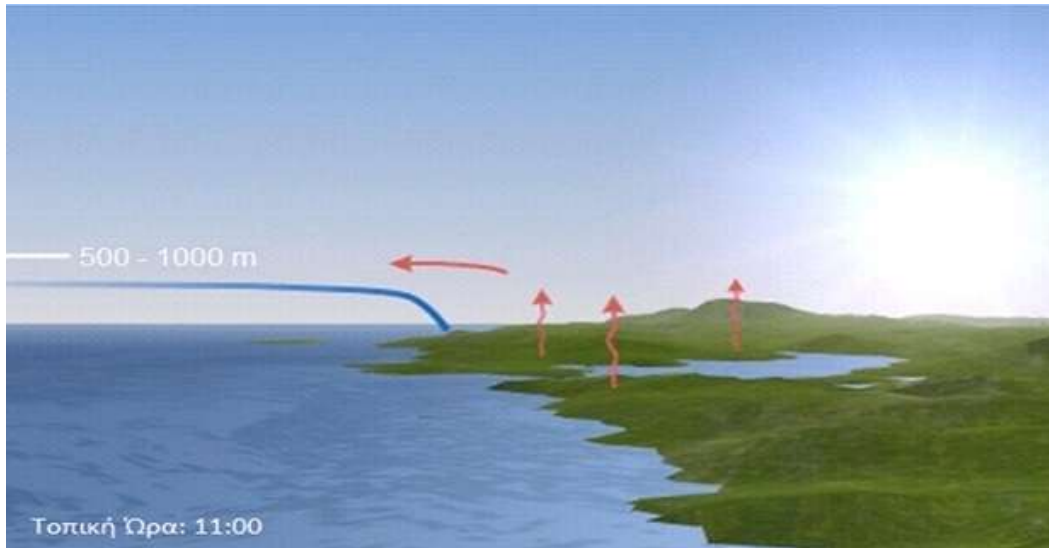
Λόγω της διαφοράς έντασης της ηλιακής και γήινης ακτινοβολίας η απόγειος αύρα δεν είναι τόσο ισχυρή όσο η θαλάσσια ούτε ως προς τη ταχύτητα ούτε ως προς το ύψος ανάπτυξης.

Η κατακόρυφη έκταση της θαλάσσιας αύρας έχει παρατηρηθεί ότι είναι μεταξύ 500 και 2000m.

Η συνολική οριζόντια έκταση θα ήταν διπλάσια της απόστασης διείσδυσης στην ενδοχώρα.

Σε μέσα γεωγραφικά πλάτη οι θαλάσσιες αύρες τείνουν να διεισδύσουν περί τα 20~50km, ενώ στα μικρά έχουν αναφερθεί μεγαλύτερες και από 300km.

Ανάπτυξη θαλάσσιας-λιμναίας/απόγειου αύρας



Το μέτωπο της θαλάσσιας-λιμναίας/απόγειου αύρας

Το εσωτερικό όριο της ψυχρής εισβολής του αέρα από τη θάλασσα πάνω από το έδαφος χαρακτηρίζεται από χαμηλού επιπέδου σύγκλιση.

Ζώνη περίπου 1~2km.

Αποτέλεσμα:

Χαρακτηριστική πτώση της θερμοκρασίας – μερικούς βαθμούς

Αύξηση της υγρασίας και μερικές φορές ενισχυμένα σύννεφα cumulus - Σωρείτες

Η ροή είναι ταχύτερη από την επιφάνεια διάδοσής 5~7m/s

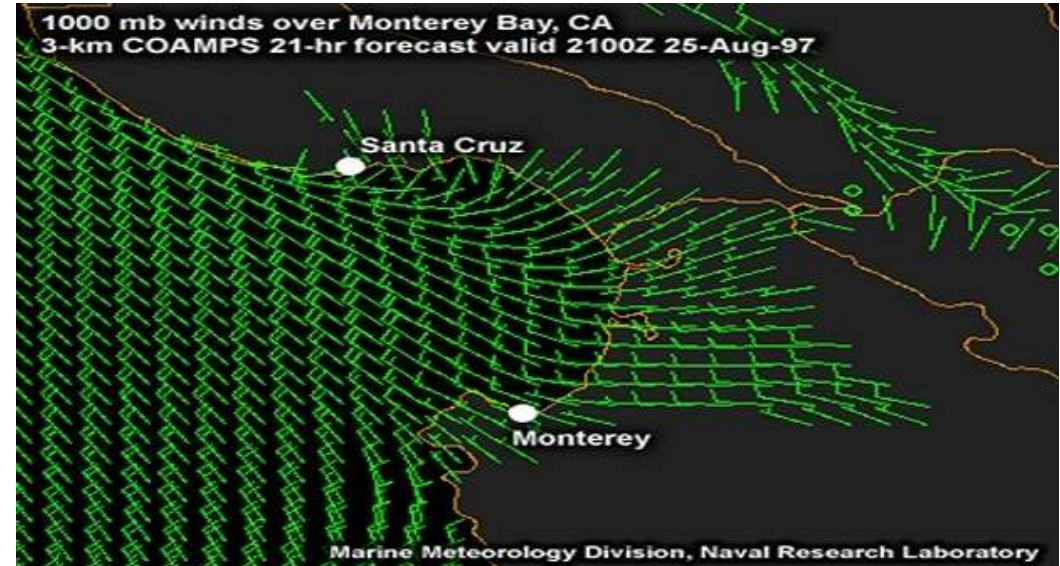


Το μέτωπο της θαλάσσιας-λιμναίας/απόγειου αύρας

Ελλείψει συνοπτικής ροής υποβάθρου, το μέτωπο προχωρεί προς το εσωτερικό, κοντά στην ακτή με ταχύτητες 1~5 m/s και μέχρι το τέλος τη ημέρας μπορεί να φθάσει μέχρι και 50km εσωτερικά.

Την ημέρα το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας οφείλει την κίνησή του και από την μετατροπή της διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας σε κινητική.

Μετά τη δύση, συνεχίζει να προχωρά ως ρεύμα βαρύτητας ή πυκνότητας.



Το μέτωπο της θαλάσσιας-λιμναίας/απόγειου αύρας

Στα ακρωτήρια και στις χερσονήσους τα μέτωπα θαλάσσιας αύρας συγκλίνουν και συγκρούονται κατά την ημέρα παράγοντας ισχυρότερη κίνηση.

Προκαλούν καταιγίδες στην Φλόριντα (ΗΠΑ) και μπορούν να προκαλέσουν γραμμές νεφών.

Η κατεύθυνση επηρεάζεται από τη βαροκλιλικότητα μεταξύ ξηράς κα θάλασσας και από τη δύναμη coriolis.

Το πρωί δημιουργούνται άνεμοι από ανατολή προς δύση και βαθμιαία στρέφονται από νοτιοανατολικά προς βορειοδυτικά το απόγευμα.

Οι ρύποι που απελευθερώνονται στο σύστημα της θαλάσσιας αύρας επανακυκλοφορούν και πάλι πάνω από την ακτή.

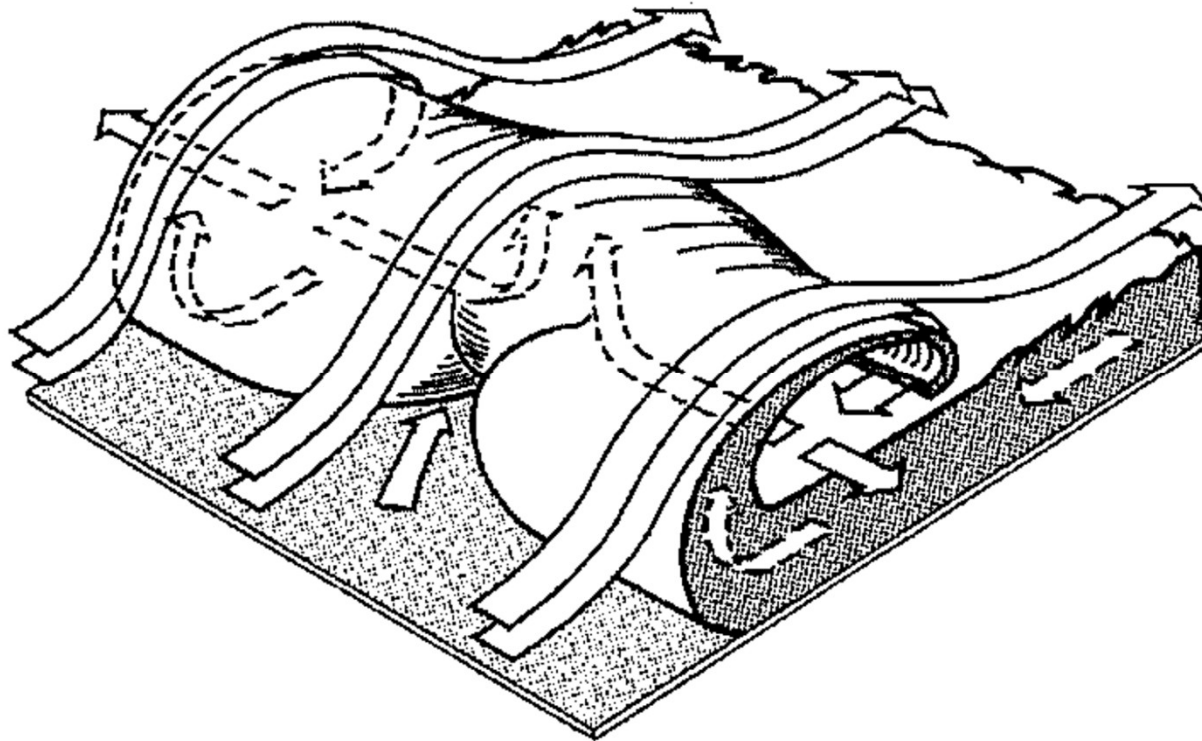
Το μέτωπο της θαλάσσιας-λιμναίας/απόγειου αύρας

Τρεις οι χαρακτηριστικοί τύποι μετώπου:

1. Συνδυάζεται από απότομη πτώση της θερμοκρασίας, με αύξηση της υγρασίας και απόλυτη αλλαγή στην ταχύτητα του ανέμου.
2. Σχηματίζει μια γραμμή αλλαγής του ανέμου – τύπος τροποποιημένης αέριας μάζας, τροποποιείται θερμικά και όχι κινητικά.
3. Τύπος ψυχρής μεταβολής. Το μέτωπο χαρακτηρίζεται από παρατεταμένη ψύξη και ανύψωση της υγρασίας και έλλειψη γραμμής διάτμησης του ανέμου.

Θαλάσσια αύρα νησιών

Τα νησιά παρουσιάζουν επίσης θαλάσσια αύρα, εφόσον παρουσιάζεται μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας από την ισχύ της αισθητής θερμότητας στην επιφάνεια της ξηράς.



Αναπαράσταση της ροής σε μια κορυφή ρεύματος βαρύτητας.

Αύρες μικρότερων επιφανειών νερού, λιμνών, ποταμών και κόλπων

Διακρίνονται σε κατηγορίες....

- Λίμνες με πλάτη μεγαλύτερα από τα 100km, βοηθούν στην αποκατάσταση των κυττάρων λιμναίας αύρας ως θάλασσα
- Με πλάτη μεταξύ 50 ~ 100km, μέσες, αρκετά ισχυρά κύτταρα
- Με πλάτος 5~ 50km, μικρές, ασθενή κύτταρα
- Πολύ μικρές <5km, εμφανίζουν πολύ αβαθείς ή δεν εμφανίζουν ποτέ



Αύρες μικρότερων επιφανειών νερού, λιμνών, ποταμών και κόλπων

Σημαντικό χαρακτηριστικό είναι **το βάθος της λίμνης**, αφού η επιφάνεια αβαθούς ποσότητας νερού είναι θερμότερη από την επιφάνεια νερού με μεγαλύτερο βάθος – η διάφορά θερμοκρασίας μεταξύ ξηράς και νερού μειώνεται.

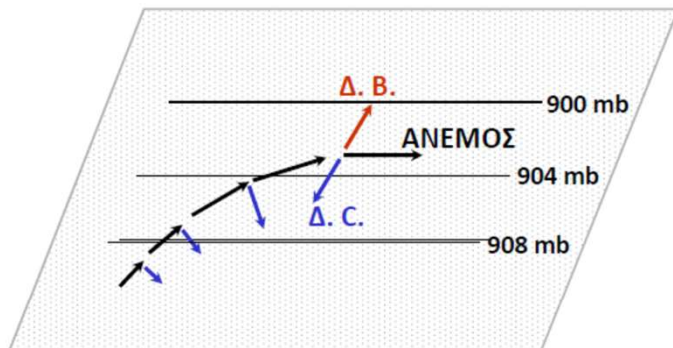
Όσο πιο ισχυρή η ροή θερμότητας στο έδαφος, τόσο πιο μεγάλη η χωρική έκταση της αύρας.

Ο γεωστροφικός άνεμος αποτελείται από κάθετη και παράλληλη προς την ακτή συνιστώσα. Η οριζόντια είναι μικρής επίδρασης.

Αν ο γεωστροφικός άνεμος είναι από την ξηρά και μεγαλύτερος από μια κρίσιμη τιμή, τότε δεν σχηματίζονται αύρες διότι ακυρώνει τις δυνάμεις που τις δημιουργούν.

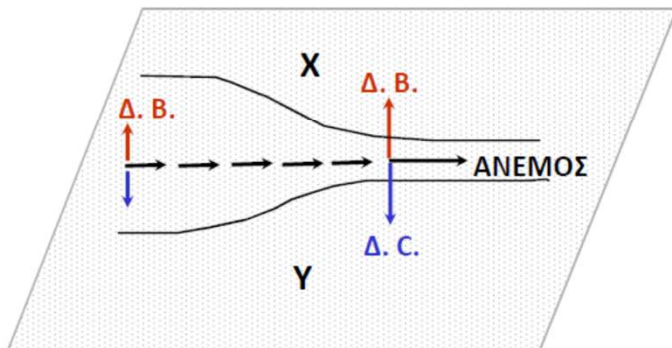
Γεωστροφικός άνεμος

ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ



→ ΔΥΝΑΜΗ ΒΑΡΟΒΑΘΜΙΔΑΣ
→ ΔΥΝΑΜΗ CORIOLIS

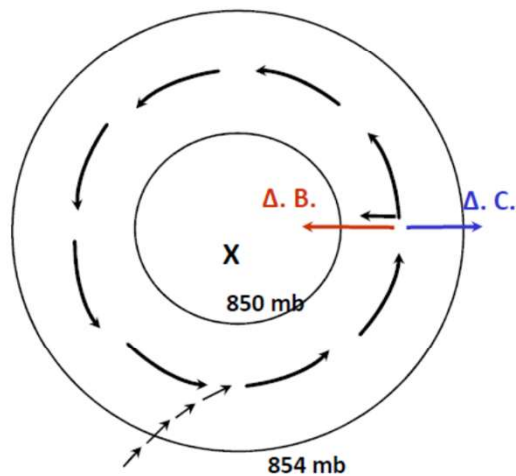
ΤΑΧΥΤΗΤΑ



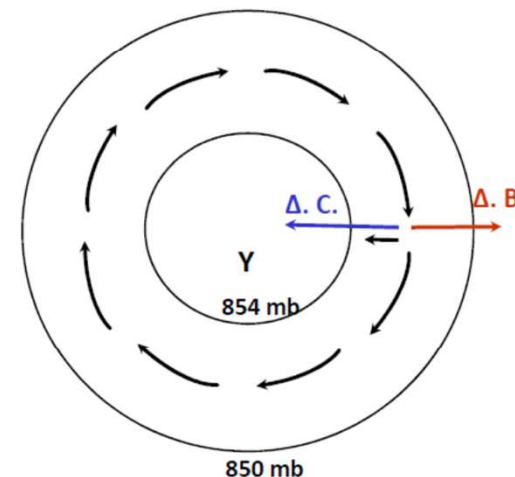
Διεύθυνση και ταχύτητα
γεωστροφικού ανέμου

Γεωστροφικός άνεμος σε
πεδία πιέσεων
(βόρειο ημισφαίριο)

ΚΥΚΛΩΝΙΚΗ ΡΟΗ



ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΙΚΗ ΡΟΗ

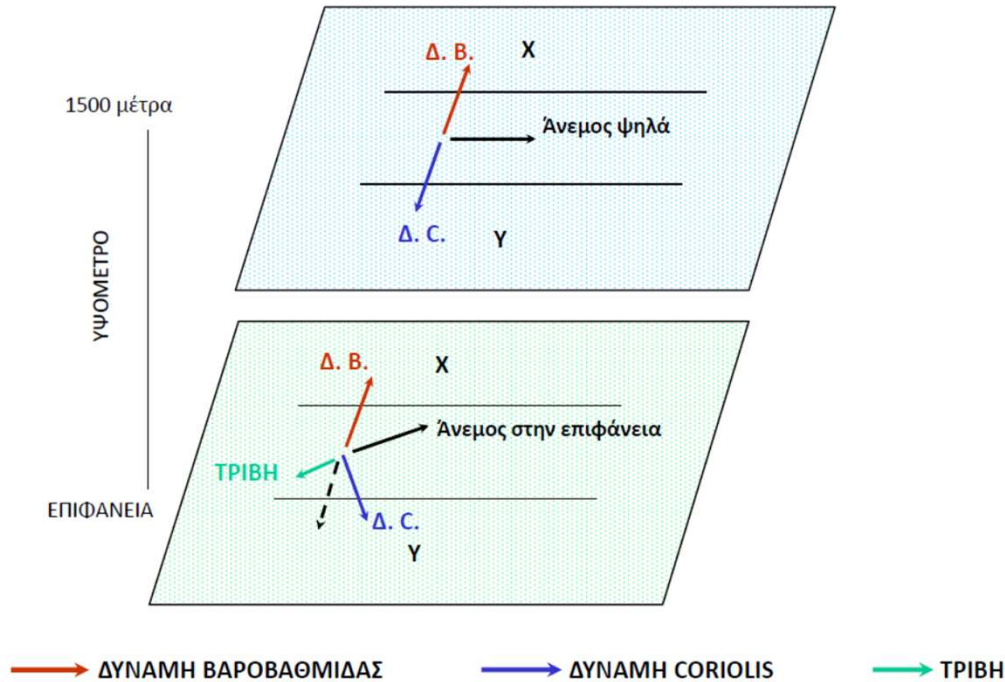


→ ΔΥΝΑΜΗ ΒΑΡΟΒΑΘΜΙΔΑΣ
→ ΔΥΝΑΜΗ CORIOLIS

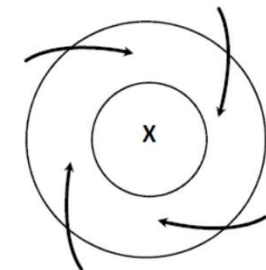
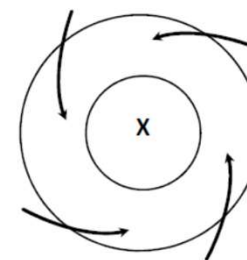
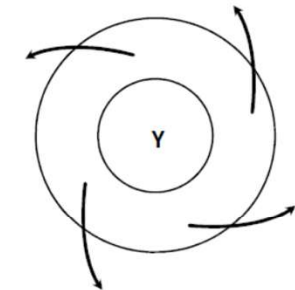
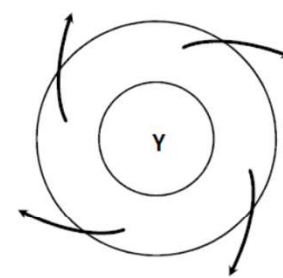
γεωστροφικός άνεμος σε πεδία πιέσεων

→ ΔΥΝΑΜΗ ΒΑΡΟΒΑΘΜΙΔΑΣ → ΔΥΝΑΜΗ CORIOLIS → ΤΡΙΒΗ

Επιφανειακός άνεμος



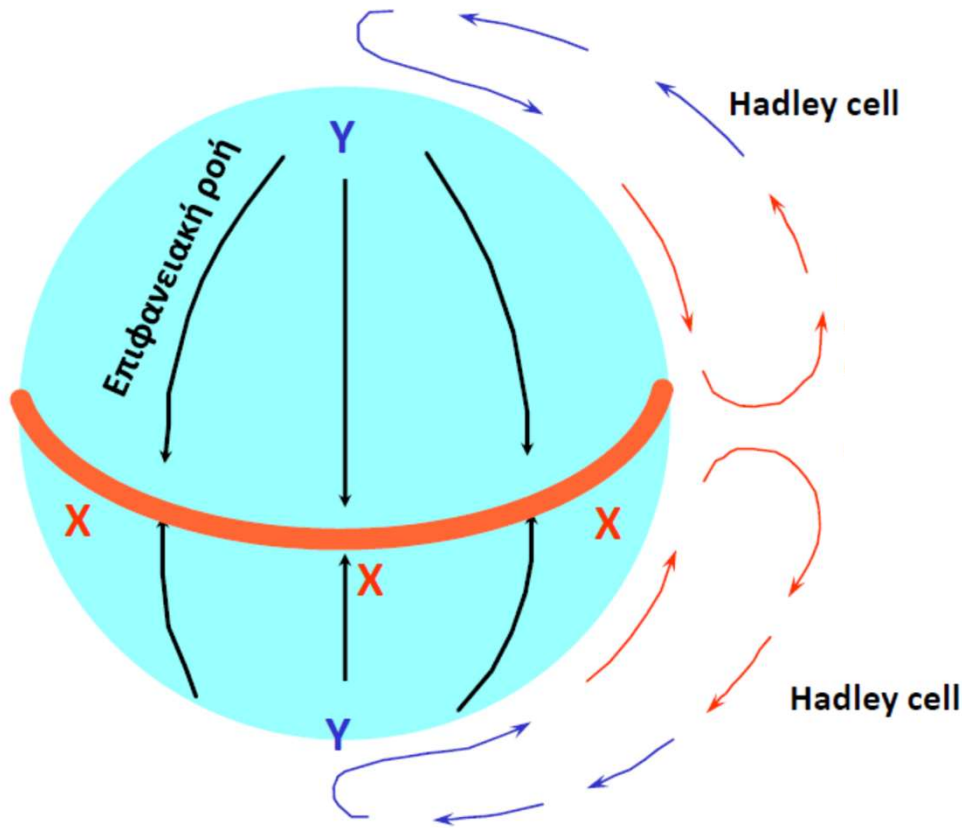
Επιφανειακός άνεμος σε πεδία πιέσεων



Επιφανειακός άνεμος
βόρειο ημισφαίριο

Επιφανειακός άνεμος
Νότιο ημισφαίριο

Απλουστευμένα μοντέλα γενικής κυκλοφορίας



Μοντέλο με ένα κύτταρο

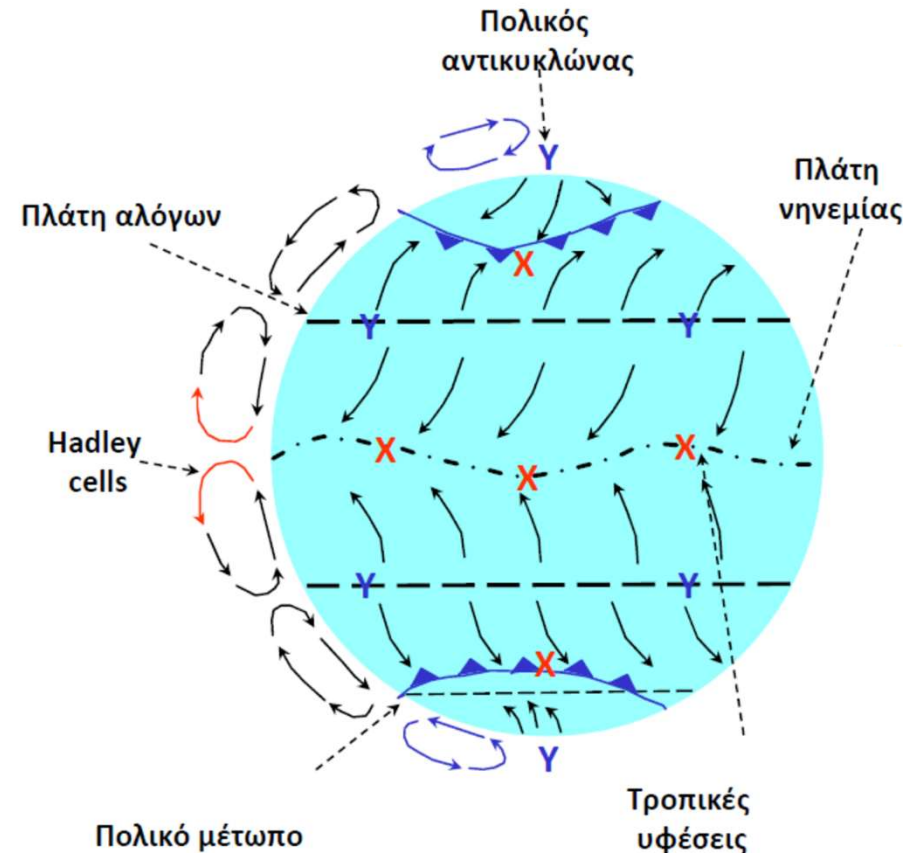
Παραδοχές:

- Μη περιστρεφόμενη Γη
- Ομοιόμορφα καλυμμένη με νερό
- Ο ήλιος είναι πάνω από τον ισημερινό

Μοντέλο με τρία κύτταρα

Παραδοχές:

- Περιστρεφόμενη Γη
- Ομοιόμορφα καλυμμένη με νερό
- Ο ήλιος είναι πάνω από τον ισημερινό



Αύρες μικρότερων επιφανειών νερού, λιμνών, ποταμών και κόλπων

Αύξηση της ροής αισθητής θερμότητας στην επιφάνεια της ξηράς κατά 100%, αυξάνει τις διαστάσεις του κυττάρου της αύρας 25~50%.

Η αύξηση στις διαστάσεις της υδάτινης έκτασης από τα 25 στα 50km, οδηγεί χονδρικά σε αύξηση κατά **30%** της ταχύτητας του ανέμου, ενώ, επιπλέον αύξηση στις διαστάσεις από 50 στα 100km αυξάνει επιπλέον την ταχύτητα του ανέμου κατά **15%** περίπου.

Σχετικά με την κατακόρυφη ταχύτητα, αύξηση κατά 100% των διαστάσεων της υδάτινης έκτασης αυξάνει κατά 100% την κατακόρυφη ταχύτητα.

Αύρες μικρότερων επιφανειών νερού, λιμνών, ποταμών και κόλπων

Σημαντικές διαφορές μεταξύ λιμναίων και θαλασσίων αύρων:

- Μέχρι το μέσο του πρωινού δεν παρουσιάζονται διαφορές.
- Το απόγευμα, τόσο ο οριζόντιος άνεμος όσο και η διείσδυση του στη ξηρά είναι σημαντικά μικρότερη στη λιμναία από ό,τι στη θαλάσσια αύρα.
- Το απόγευμα δεν παρατηρείται επιτάχυνση του μετώπου της λιμναίας αύρας.
- Η εισχώρηση της λιμναίας αύρας μέσα στην ξηρά εξαρτάται λιγότερο από τη ροή θερμότητας από ό,τι η εισχώρηση της θαλάσσιας αύρας.
- Η ισχύς της ροής της λιμναίας αύρας είναι μέγιστη στην ακτογραμμή, αλλά μειώνεται γρήγορα στο εσωτερικό της ξηράς σε αντίθεση με ό,τι συμβαίνει στη θαλάσσια αύρα

Αύρες και ατμοσφαιρική ρύπανση

Οι αύρες επηρεάζουν την κατανομή της ρύπανσης της ατμόσφαιρας στις παράκτιες περιοχές.

Γενικώς το κύτταρο της θαλάσσιας αύρας ανακουφίζει.

Η σχετική ευστάθεια του αέρα της θάλασσας, περιορίζει την εισροή ρύπων κοντά στην ακτή καθώς κινούνται υπό μορφή καθέτου κώνου, εκτός από την περίπτωση του φαινομένου του καπνισμού κάτω από τον κώνο.

Όμως: Η επίδραση της θαλάσσιας αύρας δεν είναι πάντα ευεργετική σε όλες τις περιοχές.

Η Αναστροφή μπορεί να δημιουργήσει συνθήκες αυξημένης περιοδικά ρύπανσης.

Η απόγειος αύρα, αν και ασθενέστερη είναι ευνοϊκή στην απορρύπανση της ατμόσφαιρας.

Παράδειγμα... η Αττική

Επηρεάζεται από τρία κύματα θαλάσσιας αύρας

Την κλασική...., των Αθηνών – Σαρωνικός με νότια – βόρεια κατεύθυνση.

Του θριάσιου πεδίου – Σαρωνικός δυτικά – βόρεια ανατολική & νότια νοτιοδυτική κατεύθυνση.

Των μεσογείων (νότιος Ευβοϊκός) – ανατολική - δυτική κατεύθυνση

Έκταση θαλάσσιας αύρας της τάξης των 50km, ... απόσταση Πεντέλης - παραλιών ~25km.

Διαφορές θερμοκρασίας το θέρος ~30K (ξηρά – θάλασσα)

Εγκάρσια απόσταση λεκανοπεδίου – Αιγάλεω ... Υμηττός – 10km.

Μέγιστο ύψος κυττάρου 700~800m

Παρατηρείται και χειμερινή αύρα λόγω μεγάλης ηλιοφάνειας της περιοχής.!

Απομακρύνει τους ρύπους από το κέντρο προς τα βόρεια προάστια την ημέρα.

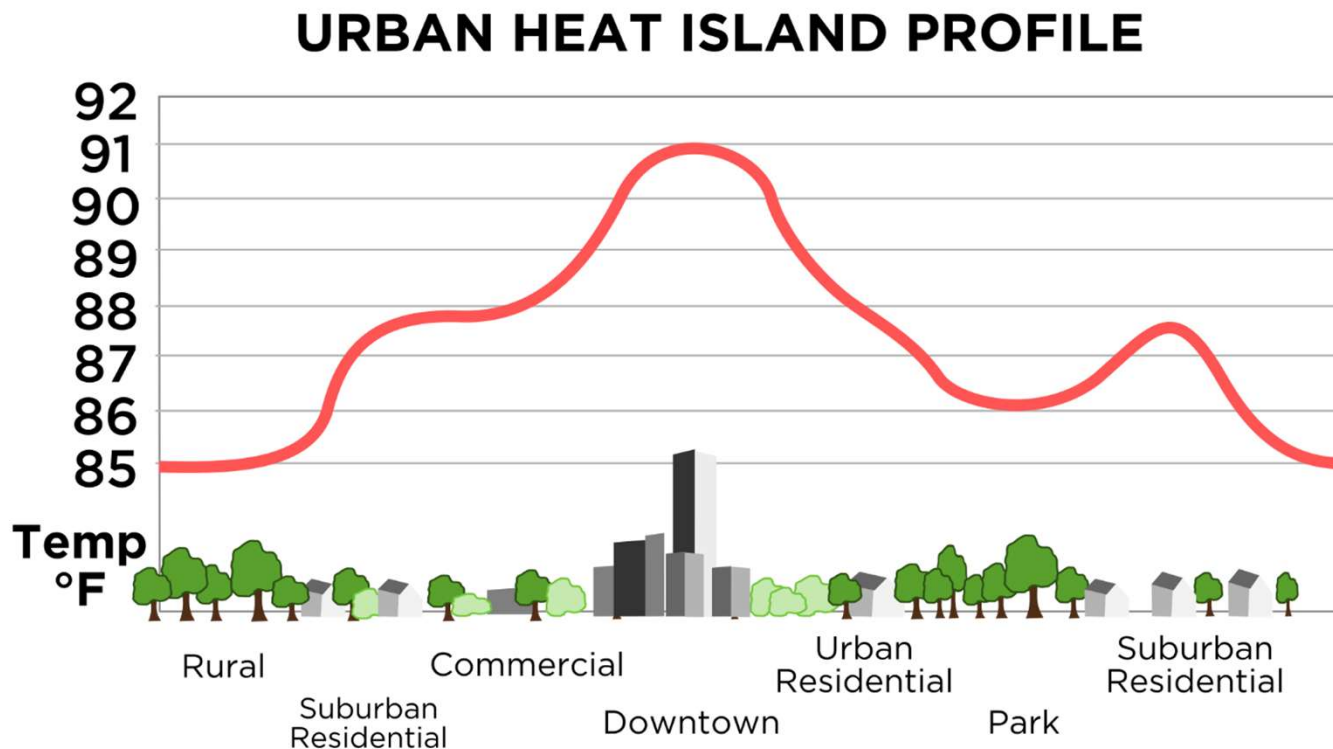
Οι ρύποι εξέρχονται από τα περάσματα μεταξύ:
Πάρνηθας - Πεντέλης και Πεντέλης – Υμηττού.

Την νύχτα μεταφέρονται πάνω από τη θάλασσα όπου μένουν ως δεξαμενή ρύπων και το πρωί επιστρέφουν στο λεκανοπέδιο.

Αστική θερμική νησίδα και αστική αύρα

Οι πόλεις είναι πηγές θερμότητας με περιοχές που παρουσιάζουν αυξημένες θερμοκρασίες!!!

Το φαινόμενο αυτό καλείται **φαινόμενο αστικής θερμικής νησίδας**

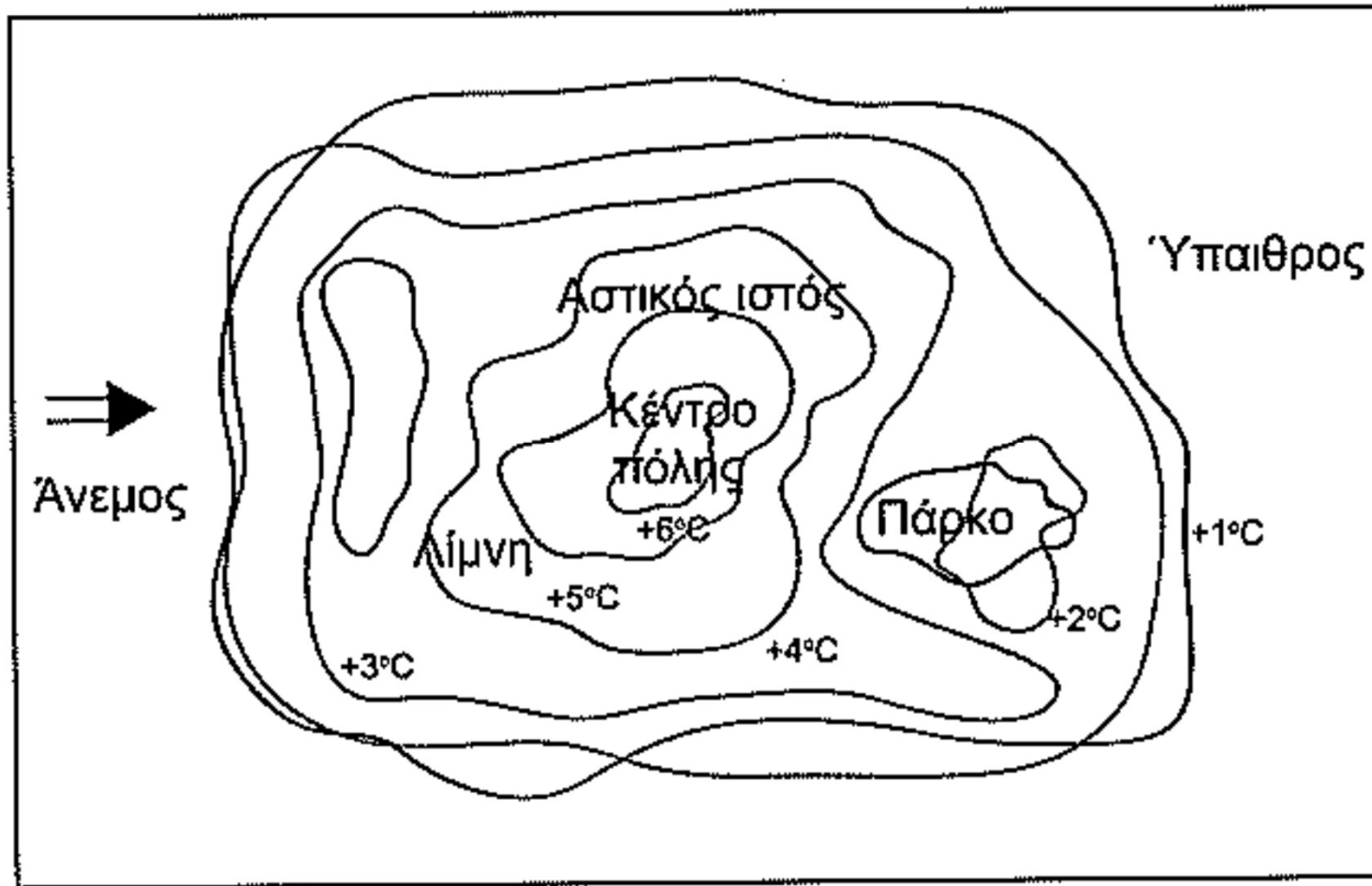


Μέση ετήσια αύξηση θερμοκρασίας 1~3K
ενώ τις νύχτες μπορεί και 12K.
Είναι ασθενείς την ημέρα και έντονες την νύχτα.

Σημαντική ... έμμεση συμμετοχή η θερμοκρασία των επιφανειών.....

Αστική θερμική νησίδα και αστική αύρα

Οι αστικές περιοχές αποτελούνται από επιφανειακά υλικά που έχουν μικρότερη ανακλαστικότητα από την ύπαιθρο και μετά εκπέμπουν τη θερμότητα που απορροφούν.



Τυπικός χάρτης ισόθερων νυκτερινής αστικής θερμικής νήσου.

Αναμφίβολα, τα οφέλη της αστικοποίησης είναι πολλά και συνετέλεσαν αποφασιστικά στην εξάπλωση του ανθρώπου από άκρη σε άκρη της Γης.

Ωστόσο, η συμβίωση των ανθρώπων σε αστικές κοινωνίες επιφέρει και σημαντικά περιβαλλοντικά προβλήματα.

Ένα από αυτά είναι η αστική θερμική νησίδα.



Αστική θερμική νησίδα και αστική αύρα

Επιπλέον παράγοντας είναι η αστική γεωμετρία και η χωροθέτηση των κτηρίων.

Η αστική γεωμετρία επηρεάζει την κατεύθυνση και την ταχύτητα του ανέμου, την απορρόφηση ενέργειας και την δυνατότητα επανεκπομπής στο διάστημα.

Οι οδικές χαράδρες παίζουν σημαντικό ρόλο, λειτουργούν και ως σκιάσεις αλλά και ως χώροι εγκλωβισμού της ακτινοβολίας.

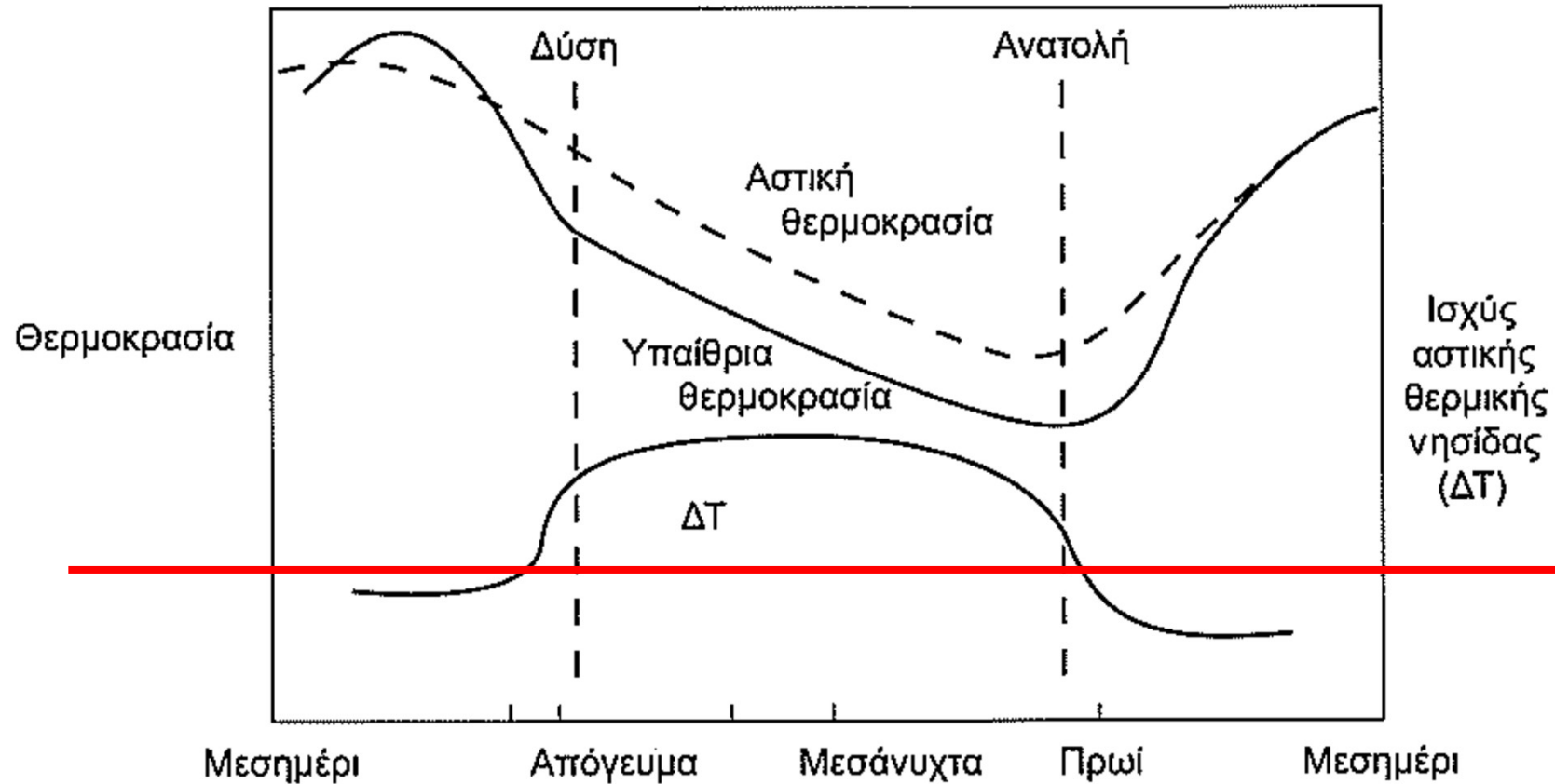
Τη δε νύχτα εμποδίζουν την ψύξη!!!!

Εκτός των άλλων υπάρχει συνεισφορά από ανθρωπογενείς πηγές θερμότητας.

Οι υψηλότερες θερμοκρασίες αυξάνουν τη ζήτηση ενέργειας και προκαλούν μεγαλύτερα επίπεδα ρύπων (NO_x , PM, SO_2 , CO) & CO_2 -επηρεάζουν την υγεία – δημιουργείται αστικός καπνοθύσανος.

Αστική θερμική νησίδα και αστική αύρα

Η κίνηση του αέρα που δημιουργείται από την ύπαρξη της αστικής νησίδας καλείται **αστική αύρα**.



Ημερήσιοι κύκλοι θερμοκρασίας και ισχύος της αστικής θερμικής νησίδας για αστικές και υπαίθριες περιοχές υπό συνθήκες άπνοιας και ανέφελου ουρανού.

Ατμοσφαιρικές κυκλοφορίες σε ορεινές περιοχές

Η θέρμανση των βουνοπλαγιών από τον πρωινό ήλιο ή η ψύξη από τη νυκτερινή ακτινοβολία, αναγκάζει τον υπερκείμενο αέρα να θερμανθεί και να ψυχθεί αντίστοιχα.

Εάν αναπτυχθεί διαφορετική θερμοκρασία από τον αέρα πάνω από το κέντρο μιας κοιλάδας, τότε ανωστικές δυνάμεις προκαλούν κυκλοφορία.

Σε ημερήσιο κύκλο, στις ορεινές περιοχές αναπτύσσονται κυκλοφορίες κάθετα στον άξονα κοιλάδας και καλούνται αναβατικοί ή καταβατικοί.

Ενώ όταν πνέουν κατά μήκος του άξονα, άνεμοι κοιλάδων/βουνών.

Ατμοσφαιρικές κυκλοφορίες σε ορεινές περιοχές



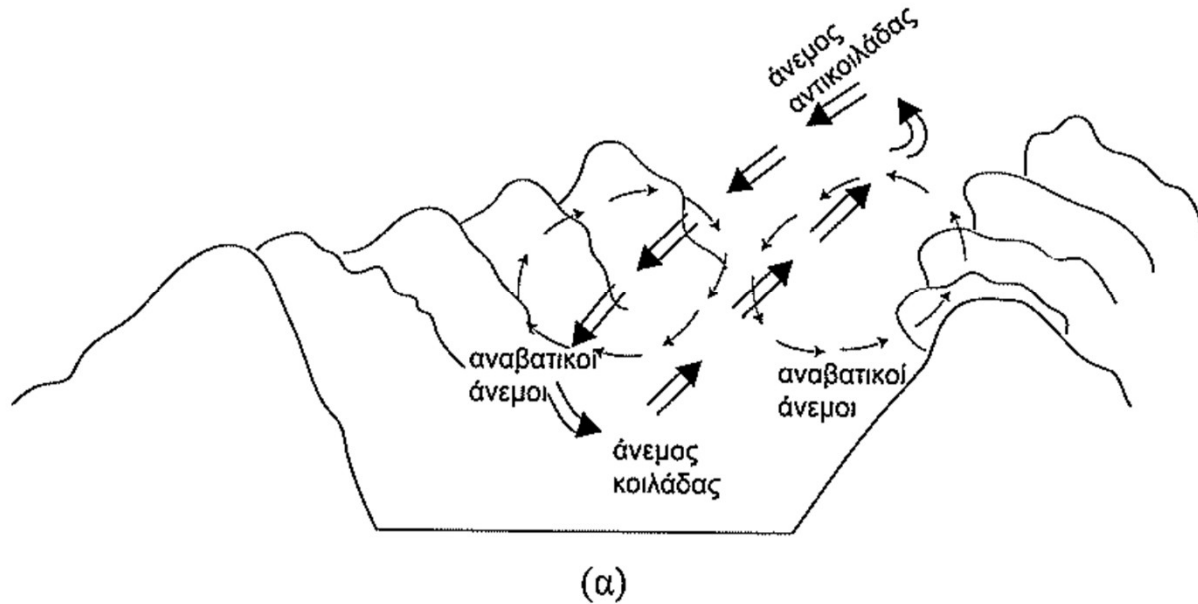
α.



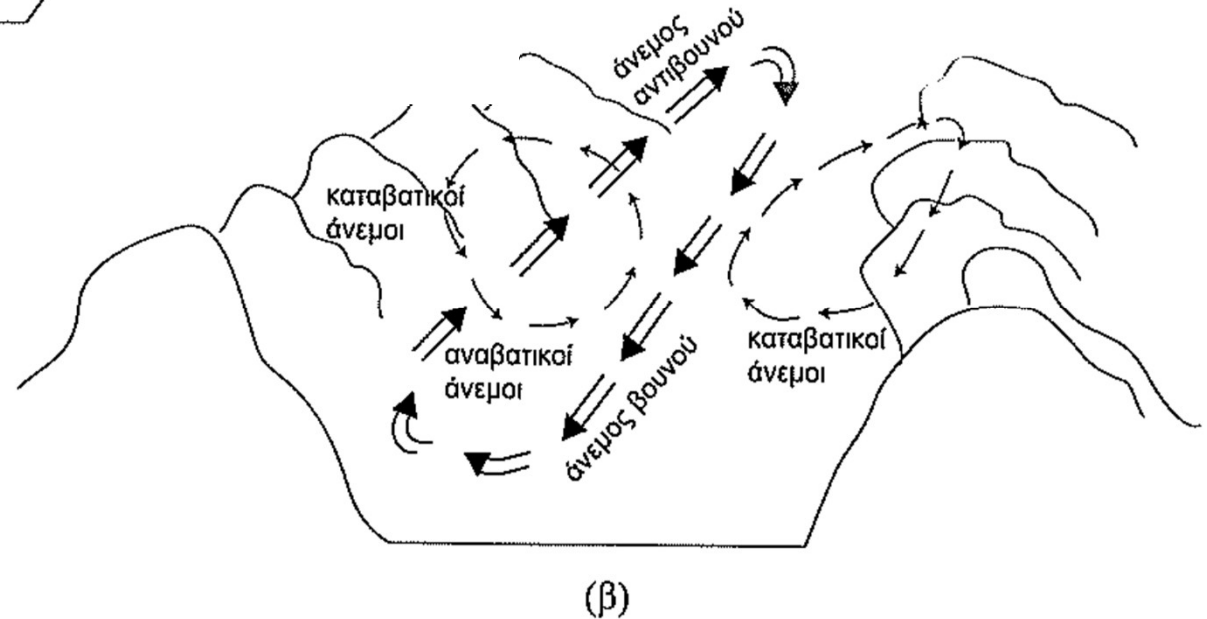
β.

Η κυκλοφορία αέρα σε ορεινή κοιλάδα α. την ημέρα και β. τη νύχτα.

Ατμοσφαιρικές κυκλοφορίες σε ορεινές περιοχές



Σε ανοιχτές περιοχές, όπως λίμνη, ωκεανός, πεδιάδα, μεγαλύτερη κοιλάδα, αναπτύσσονται και ροές σε οροπέδια, φαράγγια κ.λπ.



Διάγραμμα κυττάρων ροών κατά μήκος του άξονα κοιλάδας:
α. την ημέρα και β. τη νύχτα.

Άνεμοι κάθετοι στον άξονα της κοιλάδας – αναβατικοί και καταβατικοί άνεμοι

Μετά την ανατολή λόγω της θέρμανσης του αέρα προκαλείται «θερμή ανάβαση» ή αναβατικός άνεμος.

Αναπτυσσόμενες ταχύτητες μικρότερες του 1m/s με σταδιακή ενίσχυση και αναρριχούνται στην πλαγιά του βουνού φθάνοντας σε επίπεδο όπου σταματούν λόγω ουδέτερης ευστάθειας ή στην κορυφή.

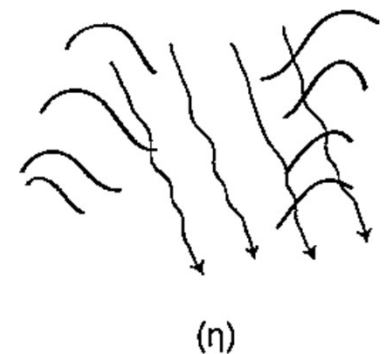
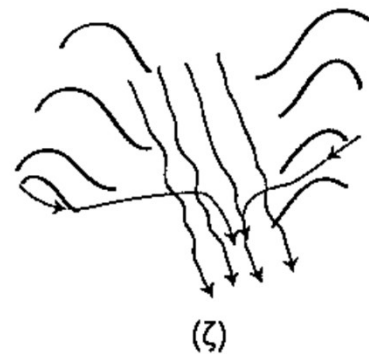
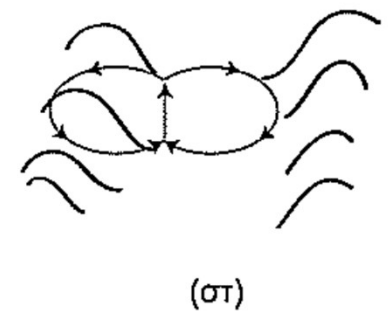
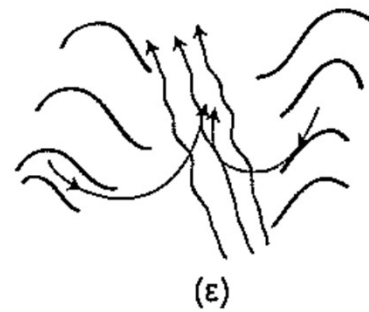
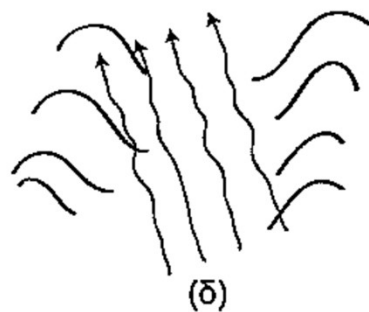
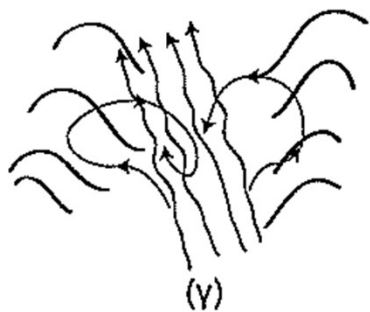
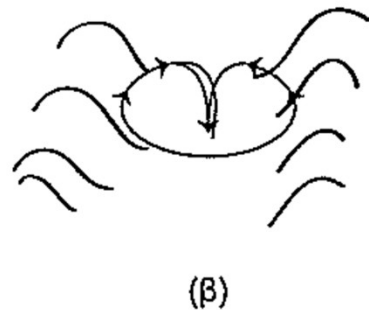
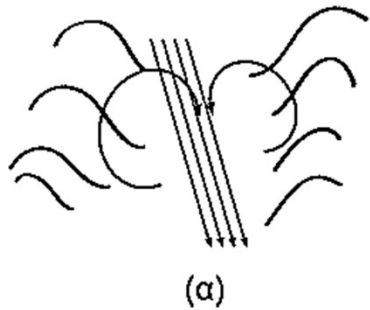
Μερικές φορές σχηματίζονται νέφη, αναβατικά νέφη

Μετά τη δύση, βαθύ μεικτό ατμοσφαιρικό στρώμα επεκτείνεται αρκετά πάνω από τη κορυφή των βουνών

Η ψύξη (νυκτερινή ακτινοβολία βουνών) ψύχει τον αέρα και δημιουργούνται ψυχροί καταβατικοί άνεμοι.

Είναι αβαθείς (2~20m) και με ταχύτητες 1~5m/s.

Αλληλεπίδραση ροών κάθετα και κατά μήκος του άξονα της κοιλάδας



Ημερήσιος κύκλος των ανέμων κατά μήκος και κάθετα στον άξονα της κοιλάδας.

Αλληλεπίδραση ροών κάθετα και κατά μήκος του άξονα της κοιλάδας

Σε μια κοιλάδα αναπτύσσονται ταυτόχρονα ροές, τόσο κάθετα όσο και κατά μήκος του άξονα της που αλληλοεπιδρούν μεταξύ τους δημιουργώντας ένα πολύπλοκο τρισδιάστατο πεδίο.

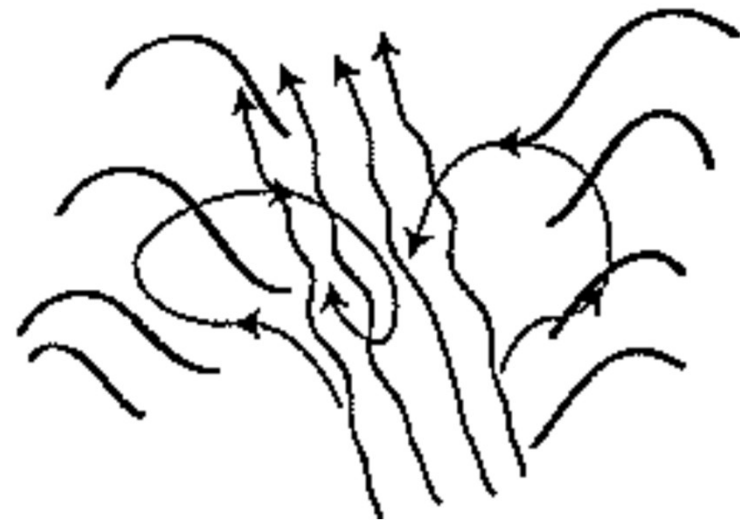
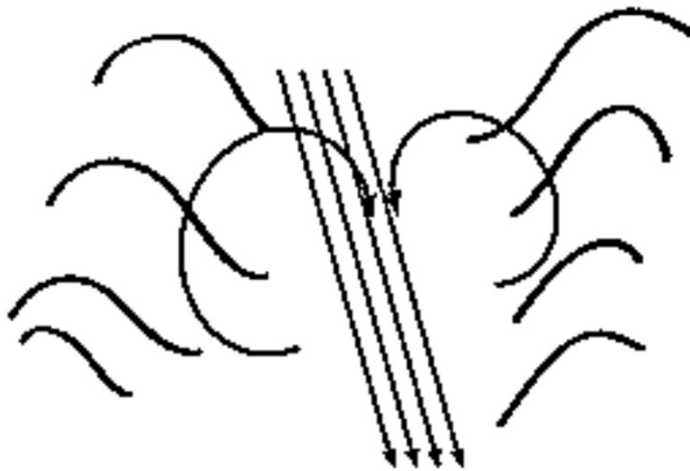
Το πρωί, μετά την ανατολή του Ήλιου, η εισερχόμενη ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος υπερβαίνει την εξερχόμενη ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος και το ισοζύγιο ενέργειας στην επιφάνεια του εδάφους και τα τοιχώματα της κοιλάδας αντιστρέφεται.

Η πρωινή μεταβατική περίοδος της αντιστροφής ολοκληρώνεται όταν διαλυθεί η νυκτερινή αναστροφή, που οφείλεται στην ανάπτυξη ασταθούς στρώματος και στην καθίζηση των ανέμων στο κέντρο της κοιλάδας.

Αλληλεπίδραση ροών κάθετα και κατά μήκος του άξονα της κοιλάδας

Παράλληλα, τα τοιχώματα της, θερμαίνονται ισχυρά και δημιουργούν αναβατικούς ανέμους.

Η θερμοκρασία σε κάθε σημείο μέσα στην κοιλάδα είναι μεγαλύτερη από ότι έξω από αυτή και δημιουργεί οριζόντια βαροβαθμίδα μεταξύ του αέρα της κοιλάδας και του αέρα στην πεδιάδα που είναι υπεύθυνη για την αποκατάσταση ροής στην κοιλάδα.



Αλληλεπίδραση ροών κάθετα και κατά μήκος του άξονα της κοιλάδας

Οι αναστροφές διαλύονται δυσκολότερα το χειμώνα και σε βαθιές κοιλάδες μπορεί να προκληθεί ανομοιόμορφη διάλυση της αναστροφής.

Την ημέρα, από το μέσο του πρωινού μέχρι αργά το μεσημέρι η νυκτερινή αναστροφή έχει διαλυθεί πλήρως.

Ο αέρας μέσα στη κοιλάδα είναι θερμότερος απ' ό,τι πάνω απ' την πεδιάδα και δημιουργεί μικρότερη πίεση στην κοιλάδα απ' ό,τι στην πεδιάδα με αποτέλεσμα την οριζόντια βαροβαθμίδα που προκαλεί την άνοδο του αέρα στην κοιλάδα.



Αλληλεπίδραση ροών κάθετα και κατά μήκος του άξονα της κοιλάδας

Λόγω της νυχτερινής αναστροφής, η κατακόρυφη μεταφορά μάζας φτάνει μέχρι τα «χειίλη» της κοιλάδας.

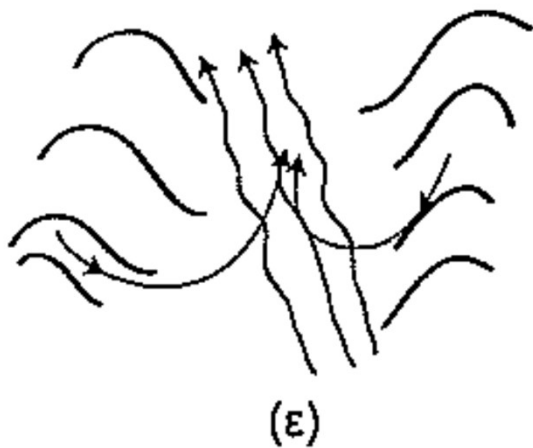
Οι βαροβαθμίδες που προκαλούν τις ροές αυτές υπερτίθενται των θερμικά τοπικών βαροβαθμίδων μέσα στην κοιλάδα και οι άνεμοι επηρεάζονται από τη σύζευξη.

Το μεσημέρι και νωρίς το απόγευμα οι ταχύτητες αυξάνονται λόγω της σύζευξης.

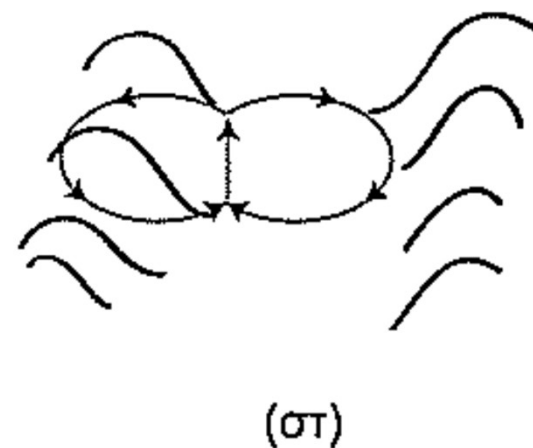
Η διατήρηση της κίνησης απαιτεί οι θερμοκρασίες στη διατομή της κοιλάδας να είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες στην πεδιάδα.

Το απόγευμα αντιστρέφονται...

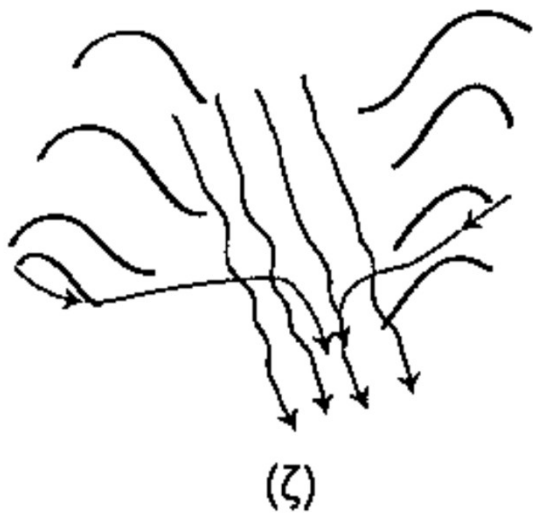




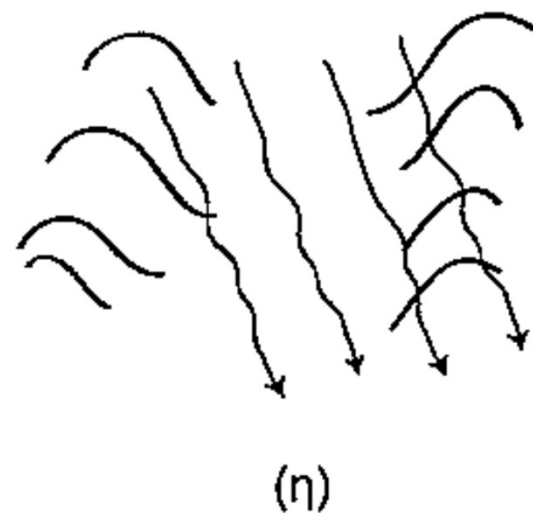
Ψύξη ενεργού διατομής



Επέκταση Ψύξης ενεργού διατομής



Αέρας ψυχρότερος στη βάση



νύχτα

Καναλισμός της ατμοσφαιρικής ροής

Τα φαράγγια είναι κοιλάδες που έχουν μεγάλο βάθος!! Με απότομες κλίσεις. Υπόκεινται στα ίδια συστήματα αναβατικής και καταβατικής ροής.

Αν είναι στενό η ελικοειδής μπορεί να περιορίσει τη ροή και τη νύχτα να δημιουργηθεί δεξαμενή ακίνητου ψυχρού αέρα.

Αν δεν είναι πολύ στενό τότε επιταχύνεται και αναπτύσσεται ταχύτητα έτσι ώστε να διατηρείται η ολική ορμή στην κοιλάδα.

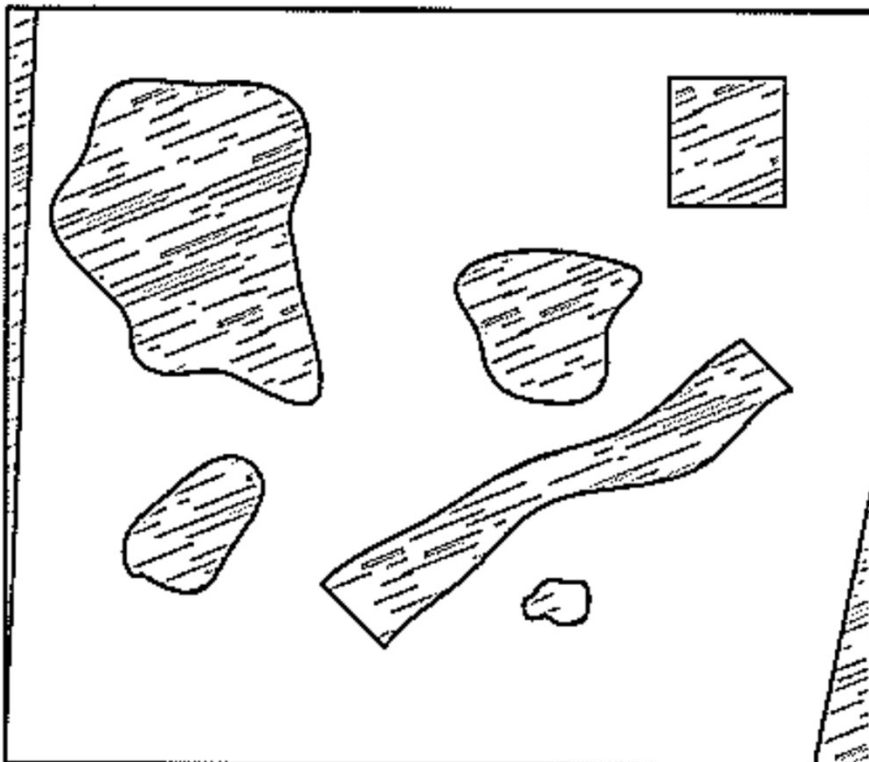
Βαθιά και στενά φαράγγια, παρουσιάζουν ασθενείς καταβατικές ροές – η ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος παρουσιάζει μειωμένες απώλειες και τείνει να δημιουργηθεί ισόθερμη ατμόσφαιρα.

Η τύρβη, τείνει να αναμείξει την ατμόσφαιρα του φαραγγιού.

Αύρες ενδοχώρας

Το έδαφος δεν είναι ομοιόμορφο, έχει διάφορους τύπους βλάστησης ή παρουσιάζει περιοχές με βλάστηση και περιοχές με γυμνό έδαφος. Αυτό τροποποιεί την ατμοσφαιρική ροή μέσης κλίμακας (θαλασσιά – απόγεια αύρα κ.λπ.)

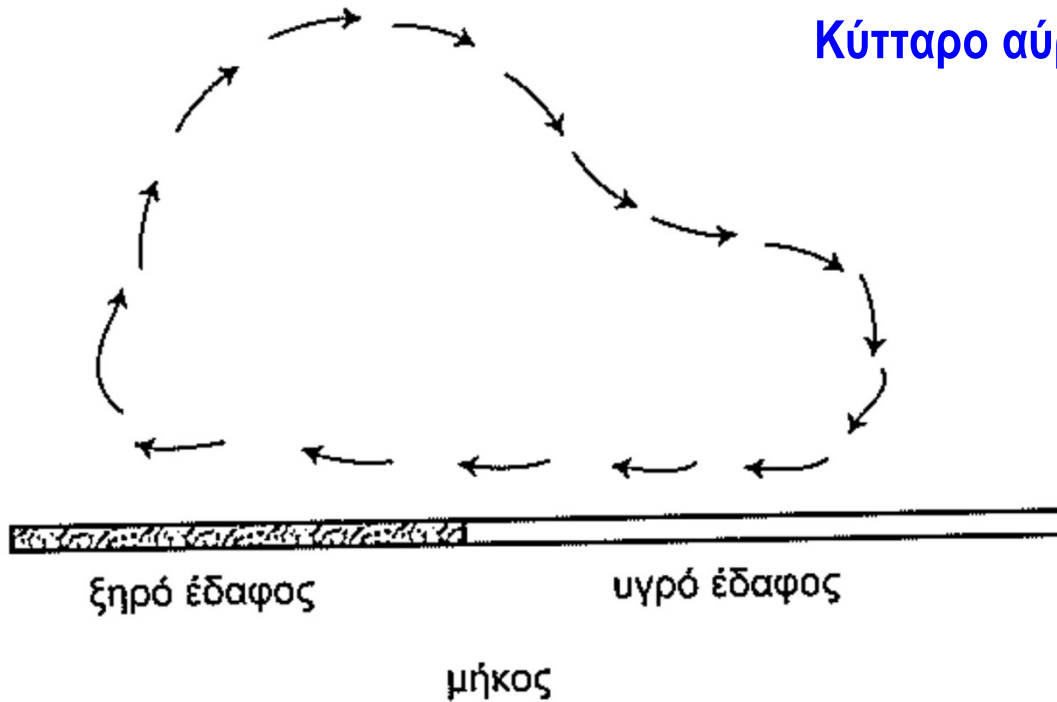
Οι οριζόντιες ανομοιογένειες σε ότι αφορά στην υγρασία του εδάφους, την κάλυψη σε βλάστηση, σε χιονοκάλυψη, νεφοκάλυψη κ.λπ. Προκαλούν θερμικές κυκλοφορίες μέσης κλίμακας.



Χωρική κατανομή περιοχών με διαφορετικές υγρασίες.

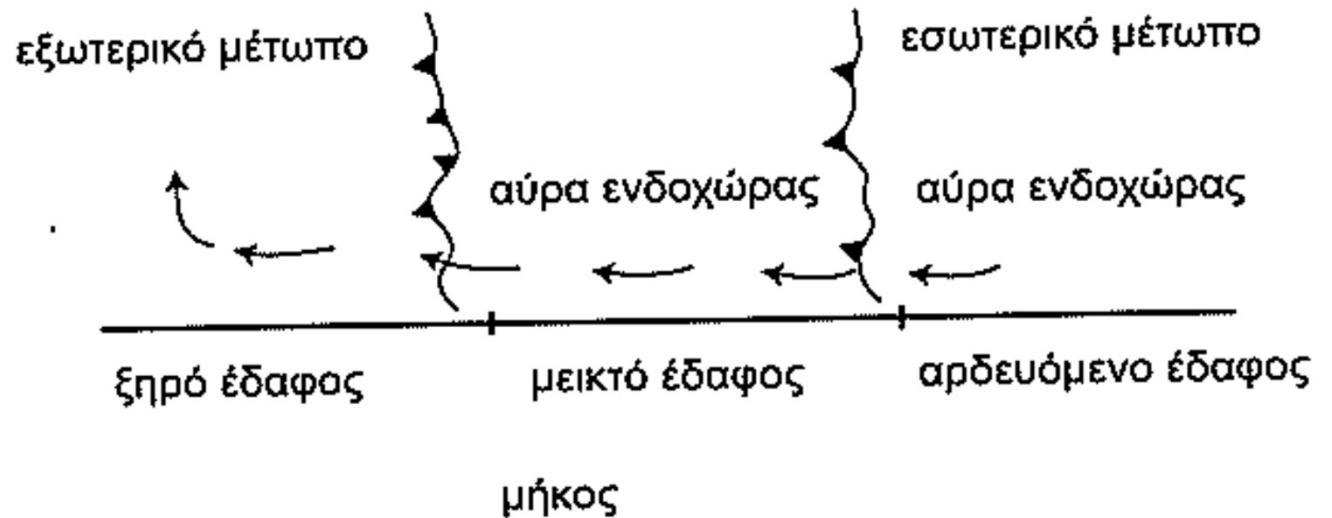
Αύρες ενδοχώρας

Κύτταρο αύρας ενδοχώρας



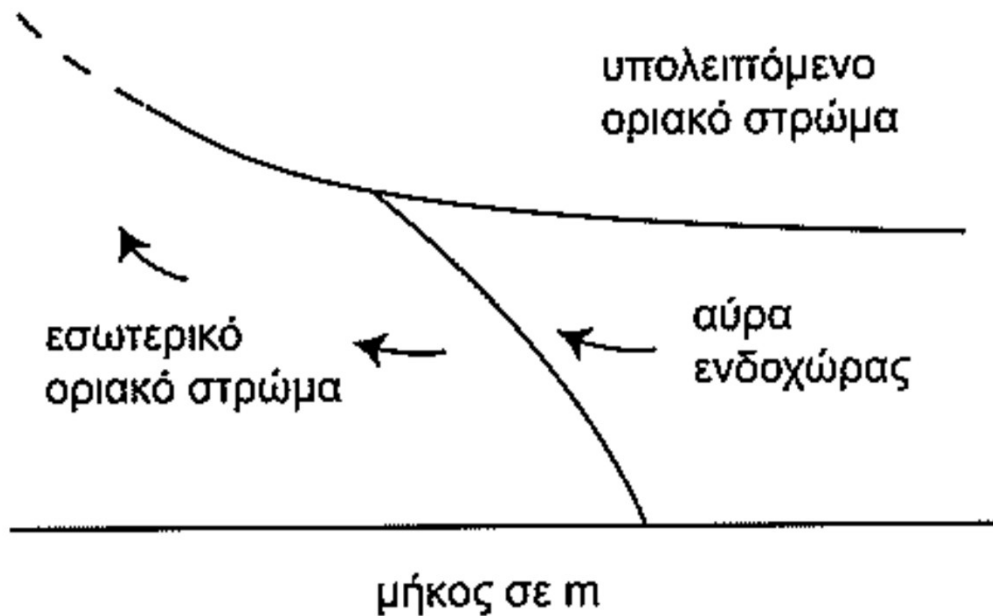
Θεωρείται ότι αυλάκια υγρού χώματος από μια καταιγίδα μπορεί να δημιουργήσουν μεγάλη ανομοιογένεια υγρασίας που μπορεί να προκαλέσει αύρα ενδοχώρας. Το ίδιο και η χιονοκάλυψη

μέτωπα αύρας ενδοχώρας



Εσωτερικό οριακό στρώμα

Πως επηρεάζει τις επιφάνειες με διαφορετικά χαρακτηριστικά.
Το υπολειπόμενο δεν αντιλαμβάνεται μεταβολές.



Οφείλεται στη ροή, και κατανέμεται σε:

Μηχανικό οριακό στρώμα, όταν οφείλεται σε καθαρά μηχανικά αίτια

$$H_{MIBL} = z_{0upwind} a_{MIBL} \left(\frac{x}{z_{0downwind}} \right)^{b_{MIBL}}$$

H_{MIBL} , το ύψος, m

$z_{0upwind}$, $z_{0downwind}$, το μήκος της τραχύτητας, m

a_{MIBL} & b_{MIBL} , σταθερές με τιμές που εξαρτώνται από τις συνθήκες ευστάθειας

Εσωτερικό οριακό στρώμα

Όταν οφείλεται σε θερμικά αίτια καλείται:

θερμικό εσωτερικό οριακό στρώμα.

$$H_{TIBL} = c \left(\frac{u_*}{u} \right) \left[\frac{x (\theta_{upwind} - \theta_{downwind})}{|O|} \right]^{\frac{1}{2}}$$

H_{TIBL} , το ύψος του αναταραγμένου θερμικού εσωτερικού οριακού στρώματος, m.

c , σταθερά, (είναι της τάξης της μονάδας, συνήθως).

u_* , ταχύτητα τριβής, m/s.

u , ταχύτητα ανέμου στην κατεύθυνση της κίνησης, m/s.

x , η απόσταση, m.

θ_{upwind} , η δυναμική θερμοκρασία στο επίπεδο αναφοράς της επιφάνειας που βρίσκεται αντίθετα προς την κίνηση του αέρα στην επιφάνεια επαφής, K.

$\theta_{downwind}$, η δυναμική θερμοκρασία στο επίπεδο αναφοράς της επιφάνειας που βρίσκεται προς την κίνηση του αέρα στην επιφάνεια επαφής, K.

O , η θερμοβαθμίδα στην επιφάνεια κατά την κατεύθυνση της κίνησης του αέρα, K.

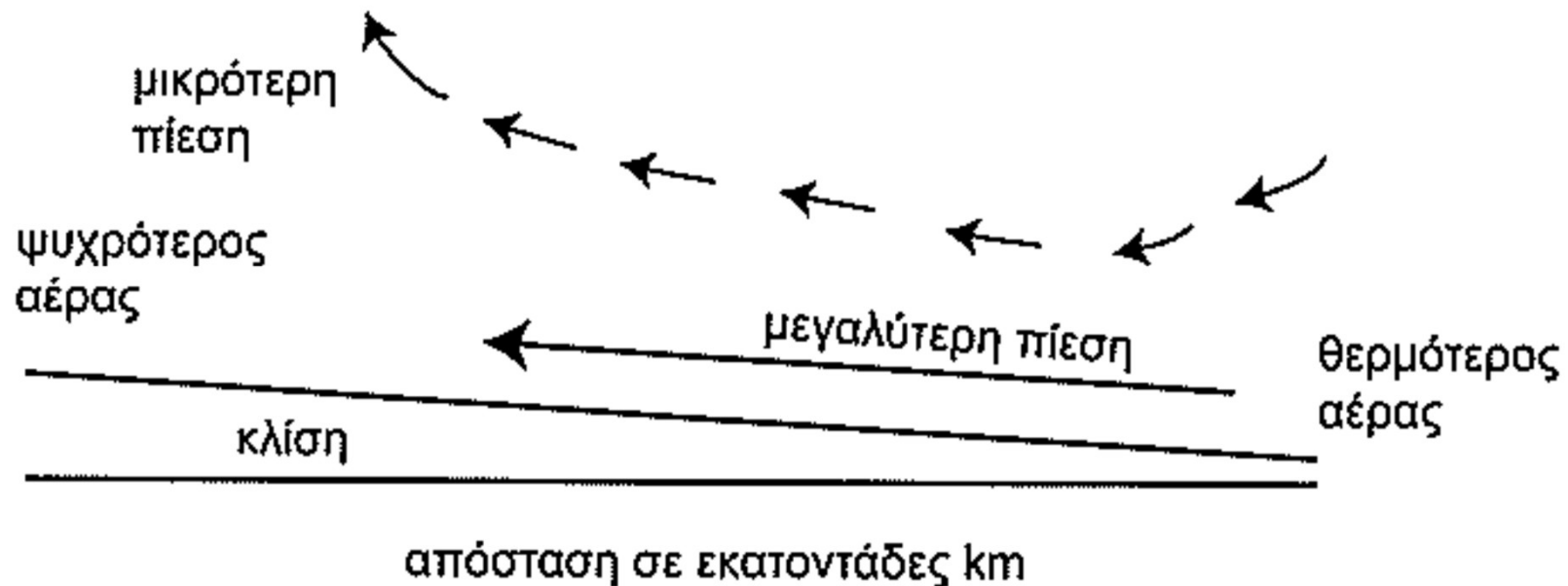
Αν ο αέρας ρέει από θερμότερη σε ψυχρότερη επιφάνεια σχηματίζεται ευσταθές θερμικό εσωτερικό οριακό στρώμα.

Χαμηλού Επιπέδου Αεροχείμαροι (ΧΕΑ)

Συμβαίνει συνήθως μέσα στο οριακό στρώμα και είναι συχνό φαινόμενο σε περιοχές με μεγάλες πεδιάδες.

Αρχίζει κοντά στη δύση του Ήλιου εφόσον ο ουρανός είναι αίθριος και διασκορπίζεται σύντομα μετά την αυγή.

Παρουσιάζουν ταχύτητες περί τα 100km/h οι οποίες ενισχύονται και από τις οροσειρές.



ΧΕΑ σε κεκλιμένο επίπεδο

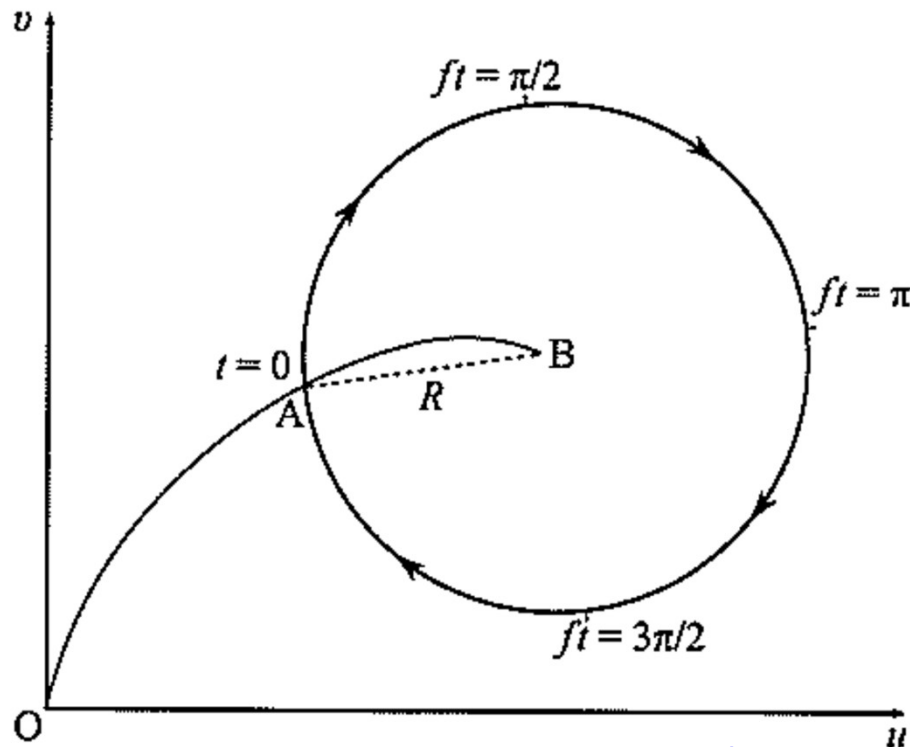
Χαμηλού Επιπέδου Αεροχείμαροι (ΧΕΑ)

Οι ισχυρότεροι αεροχείμαροι **μπορούν να έχουν μέγιστους ανέμους ισχυρότερους από τους γεωστροφικούς.**

Παρουσιάζονται σε ύψη 500 ή 200m πάνω από το έδαφος.

Την νύχτα χαρακτηρίζονται από απότομη μεταβολή στην ταχύτητα ανέμου σε σχέση με το ύψος.

Θεωρία Blackadar:



Οδογράφος Blackadar

η συνιστώσα του ανέμου στην διεύθυνση του καταβατικού ανέμου

Χαμηλού Επιπέδου Αεροχείμαροι (ΧΕΑ)

Οι εξισώσεις που διέπουν τους αεροχείμαρους με γωνία κλίσης α :

$$\frac{du}{dt} = -b_0 \sin \alpha + fv - fv_g$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu$$

$$\frac{db_0}{dt} = uN^2 \sin \alpha$$

Όπου: u , η συνιστώσα του ανέμου στην διεύθυνση του καταβατικού ανέμου, m/s.

v , η συνιστώσα του ανέμου κάθετα στον καταβατικό άνεμο, m/s.

b_0 , η άνωση.

u_g , η συνιστώσα του γεωστροφικού ανέμου, m/s.

N , η συχνότητα Brunt Vaisalla στην ελεύθερη ατμόσφαιρα.

f , η παράμετρος Coriolis.

$$f = 2\Omega \cos \varphi$$

Συχνότητα Brunt-Väisälä N [s^{-1}] περιγράφει τη συχνότητα ταλάντωσης ενός αεροτεμαχίου σε μια σταθερή ατμόσφαιρα

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

Όπου: θ δυναμική θερμοκρασία. [K],
 g επιτάχυνση βαρύτητας [m/s^2] και
 z ύψος [m].

Buoyancy Oscillation with Advection



https://www.shodor.org/os411/courses/_master/tools/calculators/brunt/

Αυτού του τύπου οι αεροχείμαροι μεταφέρουν αέριους ρύπους αρκετά μακριά από τις πηγές τους... ακόμα και εκατοντάδες χιλιόμετρα.

Κατά τη διάρκεια της νύχτας μεταφέρουν ορμή και κατά την αποσύνθεσή τους ενισχύουν τις δασικές πυρκαγιές, μπορούν επίσης να μεταφέρουν ζιζάνια, παράσιτα και μύκητες.

Επίσης μπορεί να δημιουργήσουν προβλήματα στην αεροπλοΐα κατά την προσγείωση ή την απογείωση.

Πολύπλοκες ροές

Σε θέσεις όπου βουνά βρίσκονται δίπλα σε ακτές, η θαλάσσια αύρα αλλά και άλλες μέσης κλίμακας κυκλοφορίες (άνεμος κοιλάδων) αλληλοεπιδρούν μεταξύ τους και είτε ενώνονται είτε αποσβένουν μεταξύ τους.

Μερικές φορές οι αεροχείμαροι μπορεί να υπερτεθούν της θαλάσσιας αύρας και των κοιλάδων.

Ροή γύρω από φυσικά εμπόδια, αριθμός Froude

Όταν η ροή συναντά εμπόδια (φυσικά ή τεχνητά) τότε τα υπερβαίνει ή κινείται γύρω από αυτά.

Ο αριθμός **Froude** ορίζει εάν η ροή υπερβαίνει ή όχι τα εμπόδια. Εκφράζει την επίδραση της βαρύτητας στην κίνηση του ρευστού. Είναι ο λόγος της δύναμης αδράνειας προς την δύναμη άνωσης.

$$Fr = \frac{u}{\sqrt{gd}}$$

Όπου: d, το βάθος της ροής, m.
g, η επιτάχυνση της βαρύτητας, m/s².
u, η ταχύτητα του θύλακα αέρα m/s.

Σε συνθήκες ευστάθειας ταλαντώνεται με συχνότητα ίση με την Brunt-Vaisalla.

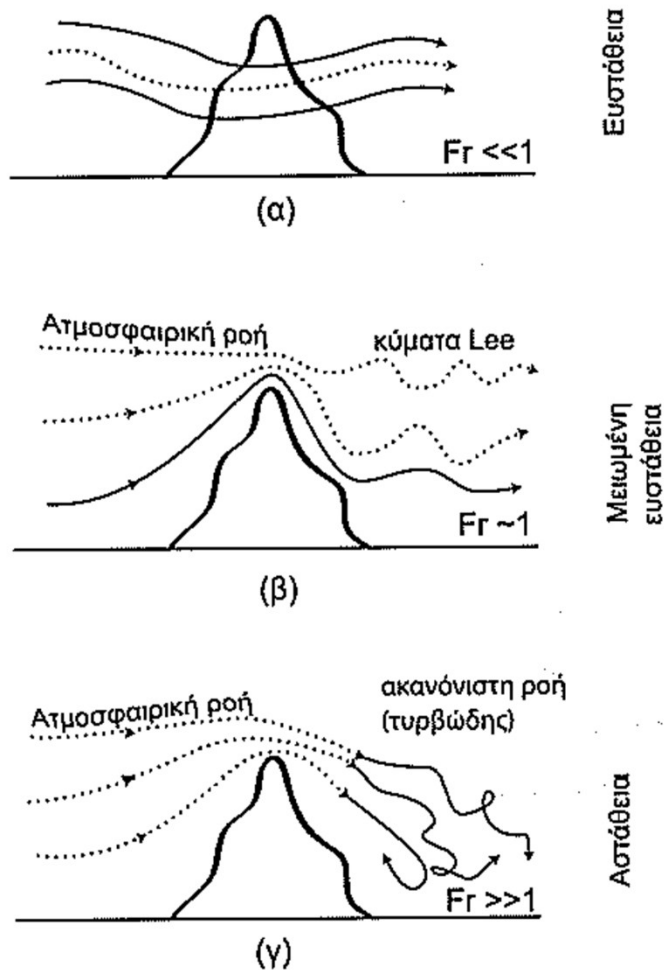
Ροή γύρω από φυσικά εμπόδια, αριθμός Froude

$$Fr = \frac{u}{NL}$$

συχνότητα Brunt-Vaisalla

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

Όπου: N , η συχνότητα Brunt-Vaisalla, 1/s.
 L , το μήκος αντικειμένου που διαταράσσει τη ροή, m.

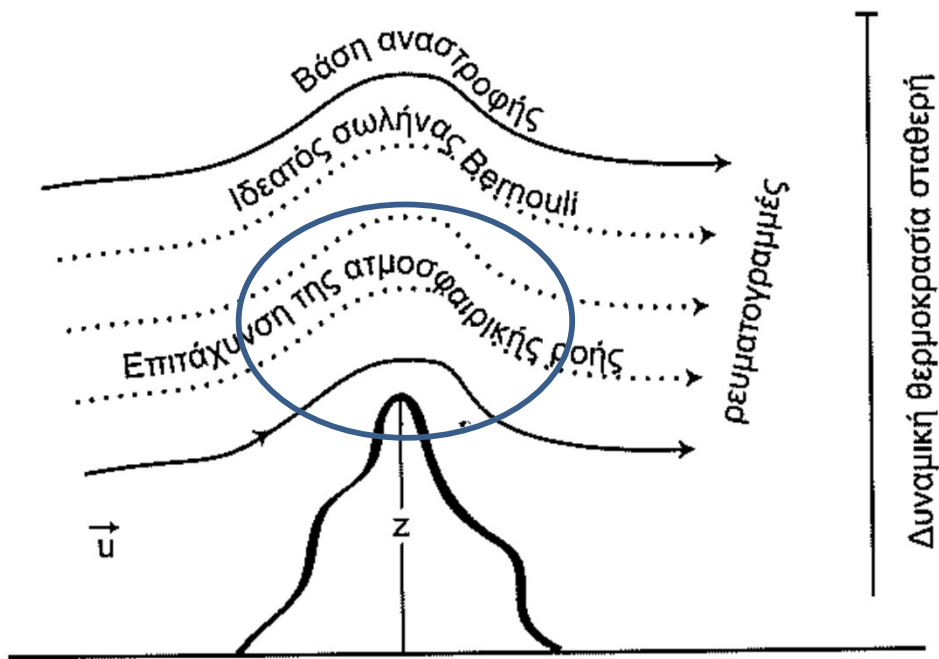


Ποικιλία ρών, για διαφορετικούς αριθμούς Froude

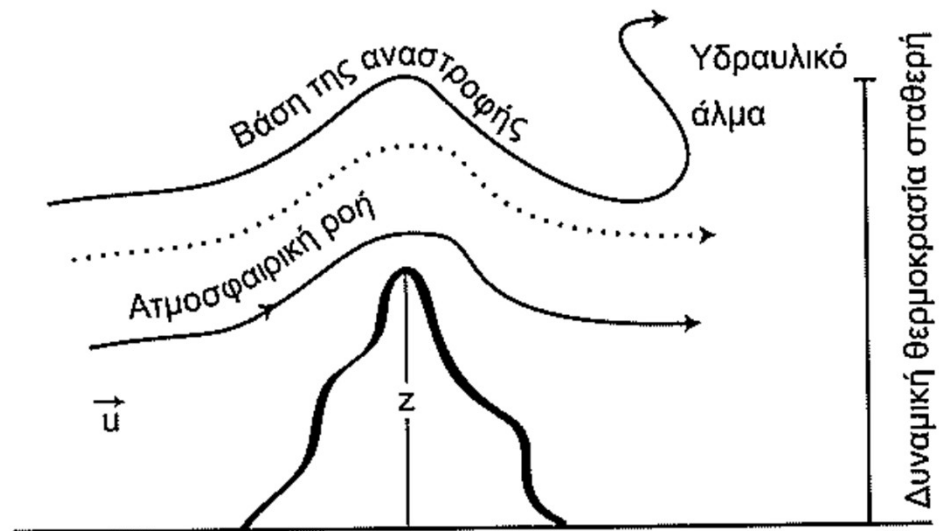
Ευστάθεια, $Fr \sim 0,1$, ροή γύρω από το λόφο.

Ασθενής Ευστάθεια, $Fr \sim 1$, ροή πάνω από το λόφο, αλλά και γύρω από αυτόν. Το μήκος κύματος της ροής είναι πολύ μικρότερο από του λόφου.

Ασταθείς, $Fr \gg 1$, ροή πάνω από το λόφο, υπήνεμα κύματα μεγάλου πλάτους και πιθανόν στροφεία κυκλοφορίας κοντά στο έδαφος.



(α)



(β)

A) Φαινόμενο Bernoulli, η ροή επιταχύνεται πάνω από την εγκάρσια διατομή του λόφου.

B) Υδραυλικό άλμα κατά τη διεύθυνση της κίνησης

Ατμοσφαιρικές ροές μέσα σε αστικά συμπλέγματα

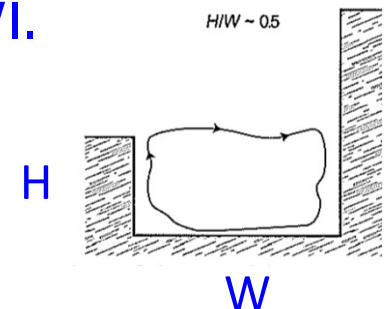
Το αστικό φαράγγι είναι παρόμοιο με το φυσικό.

Δρόμος με μικρό πλάτος και κτήρια μεγάλου ύψους.

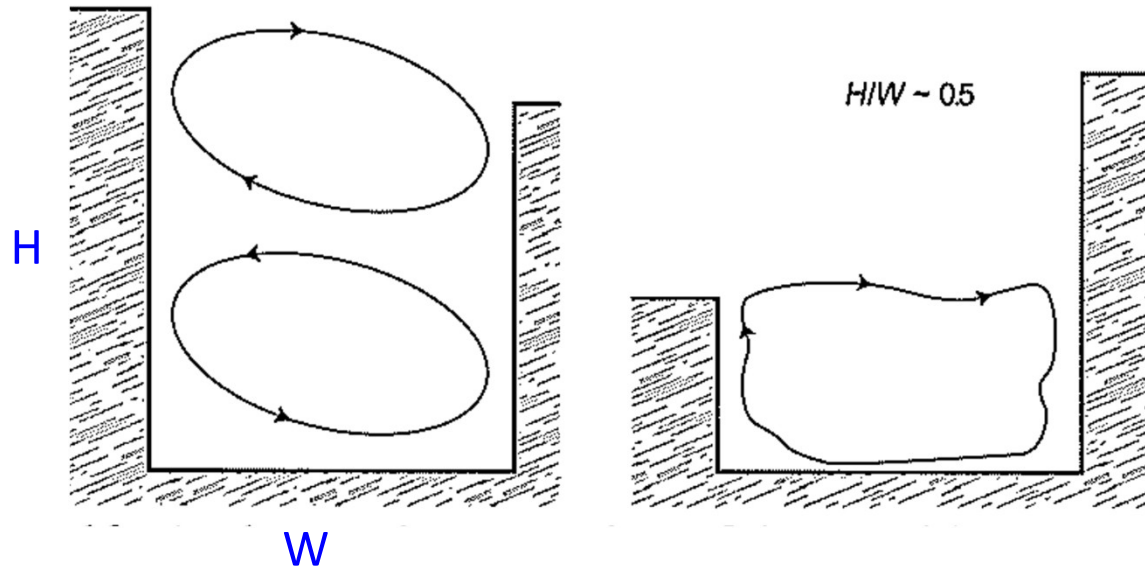
Σημαντικό ρόλο παίζει η ανακλαστικότητα των υλικών, πιθανές σκιάσεις, η γωνία θέασης του ουρανού, η διεύθυνση του ανέμου, ο προσανατολισμός του «φαραγγιού» (H/W)

Ο συντελεστής θέασης, παίρνει τη τιμή 1 για πλήρως ορατό και 0 για καθόλου.

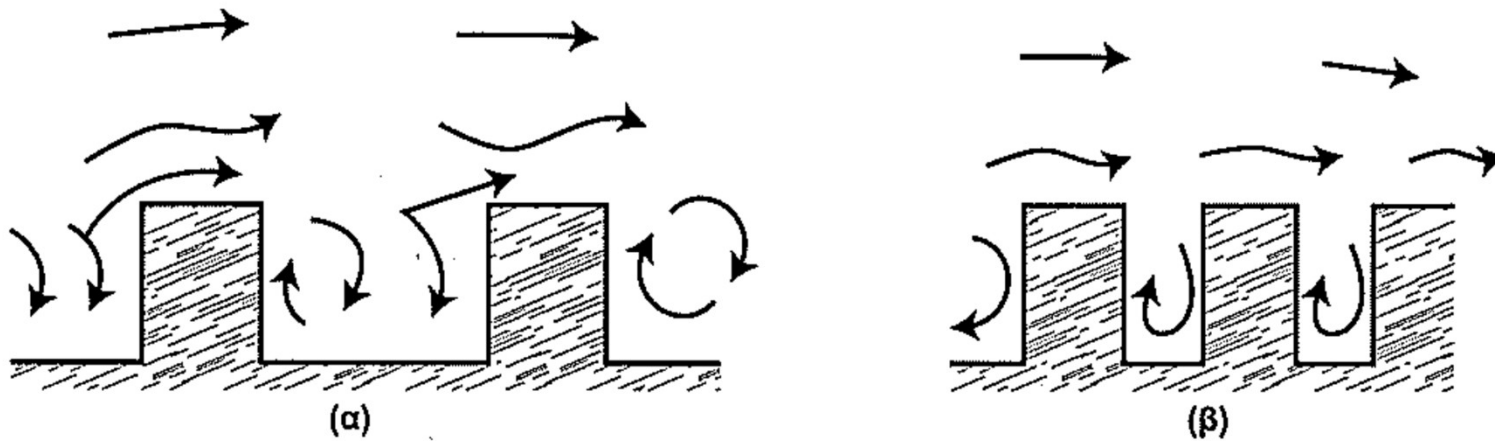
Όσο μεγαλύτερος είναι τόσο ψύχεται γρηγορότερα το φαράγγι.



Δομές αστικών φαραγγιών για διάφορους λόγους ύψους/πλάτους (H/W).

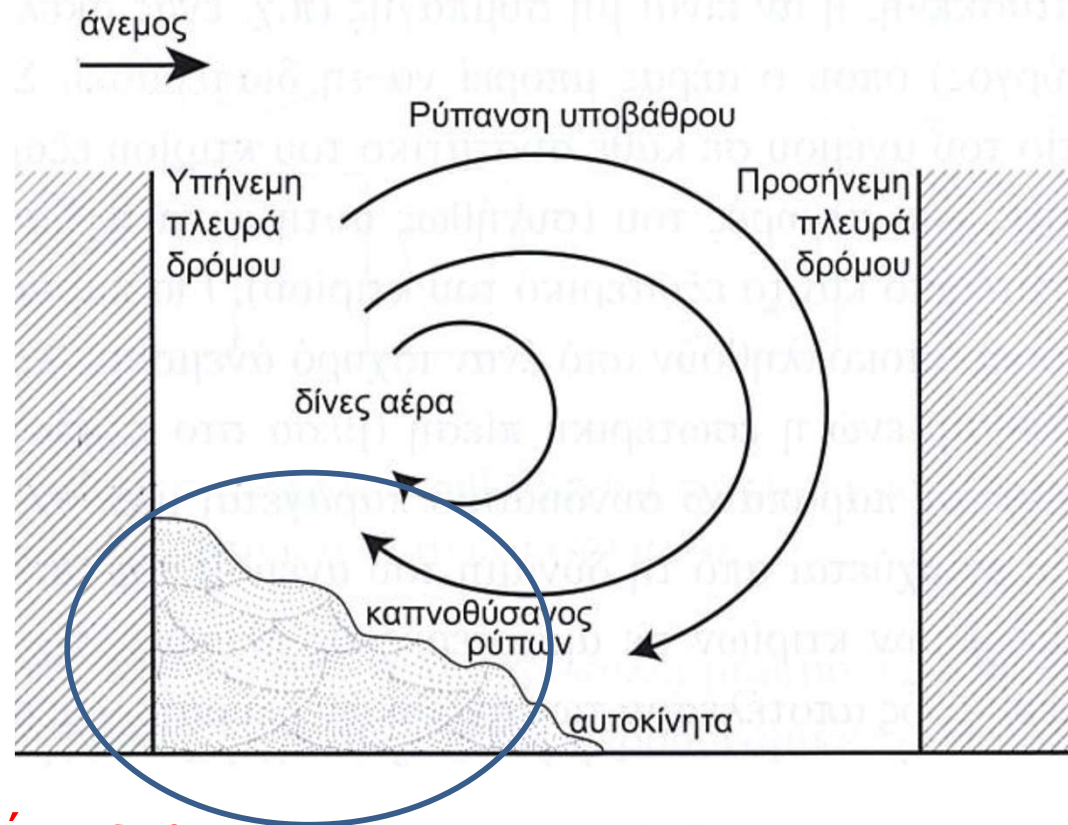


Ροές σε αστικό περιβάλλον με κτήρια που απέχουν πολύ ή λίγο μεταξύ τους.



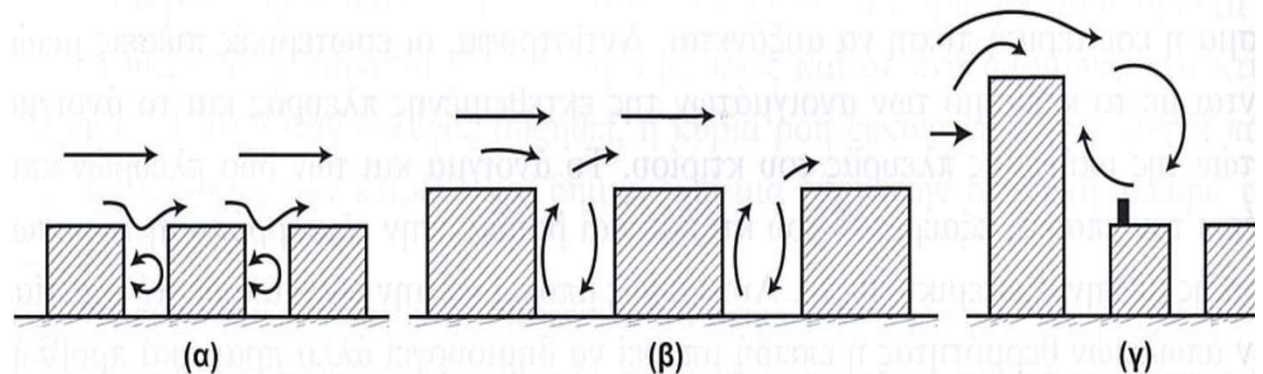
Ρύποι μέσα σε αστικά συμπλέγματα

Διάγραμμα μεταφοράς ρύπανσής από αυτοκίνητα σε αστικό φαράγγι



Η επιρροή των κτηρίων στη διασπορά ρύπων.

- α. διάταξη στενών δρόμων.
- β. ανοικτή διάταξη.
- γ. διάταξη ενός υψηλού κτηρίου μπροστά από χαμηλά.



Οριακό στρώμα πάνω από δάσος και οι κυκλοφορίες κατά τη διάρκεια δασικής πυρκαγιάς

Κατά την έναρξη ο άνεμος επηρεάζει τον τρόπο ανάπτυξης της πυρκαγιάς.

Η ίδια η πυρκαγιά όμως δημιουργεί δασικούς ανέμους πολύ ισχυρούς (10 φορές ισχυρότερους).

Εφοδιάζουν τον αέρα με στάχτη και προκαλούν εστίες.

Επίσης επηρεάζουν και προκαλούν μεταβολή της διεύθυνσης.

Ενώ ο άνεμος αναπτύσσει την πυρκαγιά υγρασία της ατμόσφαιρας την αποσβένει.

Αναπτύσσονται θερμοκρασίες μέχρι και 1100°C!!!!

Thanks for your attention!

Prof. Mic.Gr.Vrachopoulos

Τέλος κεφαλαίου



HELLENIC REPUBLIC

**National and Kapodistrian
University of Athens**

— EST. 1837 —

Ασκήσεις

1. Λύστε το σύστημα των εξισώσεων ενός αεροχειμάρρου σε κυκλώμενο επίπεδο.
2. Βρείτε από το Διαδίκτυο τα σημαντικότερα νησιά του ελληνικού χώρου, τις διαστάσεις τους και σημειώστε την πιθανότητα εμφάνισης αόρας.
3. Θεωρώντας ότι οι εξισώσεις κίνησης ενός ΧΕΑ είναι οι:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f u + K \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -f(v - v_g) + K \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} \quad (2)$$

και λαμβάνοντας υπόψη ότι $v_g = |v_g|$ είναι η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου, $u(x,t)$ και $v(x,t)$ είναι οι οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου στις διευθύνσεις x και y αντίστοιχα, K είναι ο συντελεστής διάχυσης στροβύλων και x είναι το ύψος, λύστε αυτό το σύστημα στην επιφάνεια του εδάφους $x = 0$ (Shapiro and Fedorovich, 2010).

4. Δίνεται μια ευρεία κοιλάδα με πλαγιές εκατέρωθεν· περιγράψτε τη διασπορά καπνού σε έναν πλήρη ημερήσιο κύκλο από δύο κομινάδες: (α) μία πολύ χαμηλή κομινάδα στο μέσο της βάσης της κοιλάδας και (β) μία υψηλή κομινάδα στο ίδιο σημείο.
5. Υποθέστε ότι η μέση ταχύτητα του ανέμου είναι 5 m s^{-1} , οι διαστάσεις του λόφου είναι 200 m πλάτος και 100 m ύψος και η κατακόρυφη βαθμίδα δυναμικής θερμοκρασίας είναι 0.02 km^{-1} . α) Υπολογίστε τον αριθμό Froude. β) Πάνω από ποιο ύψος γίνεται διαχωρισμός της ροής σε ροή γύρω και πάνω από τον λόφο;
6. Υποθέστε ότι ο αέρας που πνέει πάνω από δύο λόφους είναι στατικά ευσταθής. Η ευστάθεια είναι τέτοια ώστε ο αριθμός Froude για τον πρώτο λόφο είναι 0.5. (α) Σχεδιάστε τη ροή πάνω από τον πρώτο λόφο. (β) Αν ο δεύτερος λόφος έχει το μισό πλάτος του πρώτου, ποιος είναι ο αριθμός Froude; Να σχεδιάσετε τη ροή πάνω από τον λόφο υποθέτοντας την ίδια ευστάθεια και ταχύτητα ανέμου όπως στον πρώτο.

Βιβλιογραφία

Ξενόγλωσσες:

- Ahrens C.D., 2001. *Essentials of Meteorology. An invitation to the Atmosphere*. Third Edition, Thomson Brooks/Cole.
- Atkinson B.W. (1981). *Mesoscale Atmospheric circulations*, Academic Press, σ. 495.
- Bosser J.E. & W.R. Cotton (1994). "Regional scale-flows in mountainous terrain". *Monthly Weather Review*, 122, 1449–1471.
- Blackadar A. K. (1957). "Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 38, 283–290.
- Crosman, E.J. Horel (2010). "Sea and lake breezes: A review of numerical studies". *Boundary Layer Meteorology*, vol. 137, 1–29.
- Crosman E., J. Horel (2012). "Idealized Large-Eddy simulations of sea and lake breezes: Sensitivity to lake diameter, heat flux and stability". *Boundary Layer Meteorology*, vol. 144, 309–328.
- Dalu G.A. & R.A. Pielke (1993). "Vertical heat fluxes generated by mesoscale atmospheric flow induced by thermal inhomogeneities in the PBL". *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol 50, no. 6, 919–926.
- Dalu, G.A., M. Baldi, R.A. Pielke & G. Leoncini (2003). "Mesoscale nonhydrostatic and hydrostatic pressure gradient forces-Theory". *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 60, No. 18, 2249–2266.
- Dalu G.A., R.A. Pielke, M. Baldi, X. Zeng (1996). "Heat and momentum fluxes induced by thermal inhomogeneities with and without large-scale flow". *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 53, No. 22, 3286–3301.
- Dalu, G.A., R.A. Pielke, R. Avissar, G. Kallos, M. Baldi, A. Guerrini (1991). "Linear impact thermal inhomogeneities on mesoscale atmospheric flow with zero synoptic wind". *Annales Geophysicae*, 9, 641–647.
- Drobinski P., T. Dabos, (2009). "Linear breeze scaling: from large scale land/sea breezes to mesoscale inland breezes". *Q.J.R.M.S.*, 135, 1766–1775.
- Dzerdzhevskii B.L. (1963). *Sakhovals and Drought Control*. Israel Program of Scientific Translations, σ. 344.

- Fosberg M.A. & M.J. Schroeder (1966). "Marine air penetration in Central California". *Journal of Applied Meteorology*, 5, 573-589.
- Hidalgo J., V. Masson, L. Gimeno (2010). "Scaling the daytime urban heat island and urban breeze circulation". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 49, 889-901.
- Hsu J.A. (1970). "Coastal air circulation system observations and empirical model". *Monthly Weather Review*, 487-509.
- Jiang Jin-Hua, Hu Fei & Cheng Xue-Ling (2006). "Impact of Spatial heterogeneity of soil moisture on mesoscale fluctuations and mesoscale fluxes". *Chinese Journal of Geophysics*, Vol. 49, No. 2, p. 319-327.
- McKendry Ian (1989). "Numerical simulation of sea breezes over the Auckland region, New Zealand-Air quality Implications". *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 49, 7-22.
- McKendry Ian (1992). "Numerical simulation of sea breezes interactions over the Auckland region, New Zealand". *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 35, 9-20.
- Mahrt, L., J. Sun, D. Vickers, J.I. McPherson, J.R. Peterson & R.L. Desjardins (1994). "Observations of fluxes and inland breezes over heterogeneous surface". *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 51, No 17, 2484-2498.
- O'Steen L.B. (2000). "Numerical simulation of nocturnal drainage flows in idealized valley-tributary systems". *Journal of Applied Meteorology*, 39, 1845-1860.
- Panofsky H.A. (1982). "Vertical variation of roughness length at Boulder Atmospheric Observatory". *Boundary Layer Meteorology*, 28, 305-308.
- Roger Pielke Sr (2002). *Mesoscale Meteorological Modeling*, Second Edition, Academic Press, p. 676.
- Ray Peter (1986). *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, AMS, Boston, p. 793.
- Raynor G.S., P. Michel, R.M. Brown, S. Sethuraman (1975). "Studies of Atmospheric diffusion from a nearshore oceanic site". *J Climate Applied Meteorology*, 14, 1080-1094.
- Schroeder M.J. M.A., O.P. Fosberg, C.A. Cramer, O.P. O'Dell (1967). "Marine air invasion in the Pacific Coast: a problem analysis". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 48, 802-808.
- Segal M., W.E. Schreiber, G. Kallos, J.R. Garrat, A. Rodi, J. Weaver & R.A. Pielke (1989). "The Impact of Crop areas in Northeast Colorado on Midsummer Mesoscale Thermal circulations". *Monthly Weather Review*, 117, 809-825.

- Segal M. & R.W. Arritt (1992). "Non-Classical Mesoscale circulations cause by surface sensible heat-flux gradients". *Bulletin American Meteorological Society*, Vol. 73, No. 10, 1593–1604.
- Segal M., M. Leuthold, R. Arritt, C. Anderson, J. Shen (1997). "Small lake daytime breezes: Some observational and conceptual evaluations". *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol 78, No 6, 1135–1147.
- Shapiro A. & E. Fedorovich (2008). "Coriolis effects in homogeneous and inhomogeneous katabatic flows". *Q.J.R.M.S.*, 134, 353–370.
- Shapiro A. & E. Fedorovich (2009). "Nocturnal low level jet over a shallow slope". *Acta Geophysicae*, Vol 54, No. 4, 950–980.
- Shapiro A. & E. Fedorovich (2010). "Analytical Description of a nocturnal low level jet". *Q.J.R.M.S.*, 136, 125–1262. Copyright 2017, Royal Meteorological Society, first published by John Wiley and Sons Ltd.
- Shen J. (1998). "Numerical modeling of the effects of vegetation and environmental conditions on the lake breeze". *Boundary Layer Meteorology*, 87, 481–498.
- Simpson J.E., D.A. Mansfield, J.R. Milford (1977). "Inland penetration of sea breeze fronts". *Q.J.R.M.S.*, 103, 47–76. Copyright 2017, Royal Meteorological Society, first published by John Wiley and Sons Ltd.
- Steyn D.G. (1998). "Scaling vertical structure of sea breezes". *Boundary Layer Meteorology*, 86, 505–524.
- Stull R. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, c. 666.
- Sun J., D. Lenschow, L. Mahrt, T. Crawford, K. Davlis, S. Oncley, J. MacPherson, Q. Wang., R. Dobosy, R. Desjardins (1997). "Lake induced atmospheric circulations during BOREAS". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No D24, 29135–29166.
- Taylor C.M., R. Harding, R. Pielke, P.L. Vidale, R. Walko & J. Pomery (1998). "Snow breezes in the boreal forest". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, D18, 23087–23101.
- Whiteman C.D., S. Zhong, X. Bian, J.D. Fast, J.C. Doran (2000). "Boundary layer evolution and regional scale diurnal circulations over the Mexico basin and Mexican plateau". *Journal of Geophysical Research*, 105, 10081–10102.
- Zannetti P., (1980) *Air Pollution Modeling. Theories Computational Methods and available software*. Acroenvironment California. Springer.

Ελληνική:

- Ιακώβου Γ. (2013). «Μελέτη της διασποράς των αερίων ρύπων σε αστικά περιβάλλοντα για διάφορους λόγους W/H.» Ελληνικό Ανοικτό Πανεπιστήμιο, Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Διαχείριση Αποβλήτων 2013.
- Καραπιέρης Λ. & Β. Κατσούλης (1977). «Συνεισφορά στη μελέτη της θαλάσσιας αέρας στην περιοχή των Αθηνών κατά τη διάρκεια του χειμώνα». Δελτίο της Ελληνικής Μετεωρολογικής Εταιρείας, 2, 1-18.
- Κασσιμένος Π. (1993). «Ανάλυση των κορυφαίων συνθηκών κατά τη διάρκεια επεισοδίων στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας». Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Φυσικό Τμήμα, Τομέας Εφαρμογών Φυσικής, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σ. 362.
- Κατσούλης Β.Δ. (2000). Μαθήματα Μετεωρολογίας. Σημειώσεις που διδάσκονται στους φοιτητές του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων.
- Κατσούλης Β.Δ., Π. Κασσιμένος (2006). Φυσική Περιβάλλοντος. Σημειώσεις που διδάσκονται στους Φοιτητές του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων.
- Μανόπουλος Σ. (2008). «Μελέτη της διασποράς αερίων ρύπων στο περιβάλλον ενός δρόμου στα Ιωάννινα με τη βοήθεια ρευστοδυναμικού μοντέλου». Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων, Τμήμα Φυσικής, 2008.