

# Δυναμική της ατμόσφαιρας



# Τι είναι η Δυναμική της Ατμόσφαιρας

- Πλήρης κατανόηση των δυναμικών μηχανισμών που δημιουργούν τις ατμοσφαιρικές κινήσεις και τις μεταβολές τους
- Δημιουργία κατάλληλου υπόβαθρου για πρόγνωση μετεωρολογικών και κλιματικών φαινομένων
- Καλύπτει μια μεγάλη κλίμακα φαινομένων.

# Ποιοι είναι οι βασικοί νόμοι της φυσικής που διέπουν την ατμόσφαιρα?

Αρχή διατήρησης της μάζας

Δεύτερος νόμος του Νεύτωνα

Αρχή διατήρησης της ορμής

Αρχή διατήρησης της ενέργειας ή πρώτος θερμοδυναμικός νόμος

Καταστατική εξίσωση

# Σκοπός της Δυναμικής της Ατμόσφαιρας

**Εργαλείο:** λύσεις των βασικών εξισώσεων της ρευστομηχανικής και της θερμοδυναμικής (ανάλογα με την κλίμακα του φαινομένου)

Συνδυάζεται με τη Συνοπτική Μετεωρολογία στη συνοπτική κλίμακα, με τα Φαινόμενα Μέσης κλίμακας στη μεσαία κλίμακα και το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα στη μικρή κλίμακα

# Γιατί η Δυναμική Ατμόσφαιρας είναι σημαντική?

- Βασικό στοιχείο της επιστημονικής έρευνας της φυσικής ατμόσφαιρας και μετεωρολογίας
- Κεντρική για τον καιρό και τις προγνώσεις καιρού (Η διάδοση των δυναμικών συστημάτων βρίσκεται στον πυρήνα των προβλέψεων καιρού)
- Συμβάλει στη μελέτη της κατανομής και μεταβλητότητας των ρύπων στην ατμόσφαιρα— (ατμοσφαιρική φυσική και χημεία, ποιότητα αέρα)
- Συμβάλει στη μελέτη ην ανταλλαγής ενέργειας, συστατικών, μεταξύ της ατμόσφαιρας, της γης και των ωκεανών (κλίμα, κλιματική αλλαγή)



# Περιεχόμενα

1. Βασικές έννοιες. Δομή της ατμόσφαιρας. Κλίμακες χώρου και χρόνου. Βασικές παράμετροι.
2. Συστήματα συντεταγμένων.
3. Δυνάμεις στην ατμόσφαιρα
4. Εξισώσεις της κίνησης
5. Εξισορροπούμενες κινήσεις: γεωστροφικός άνεμος, άνεμος βαθμίδας, κυκλοστροφικός άνεμος.
6. Εξίσωση συνέχειας. Απόκλιση/Σύγκλιση
7. Θερμικός άνεμος
8. Στροβιλισμός και μεταφορά του. Διατήρηση στροβιλισμού.
9. Θερμοδυναμική της ατμόσφαιρας. Ευστάθεια/αστάθεια.
10. Κύματα στην ατμόσφαιρα.

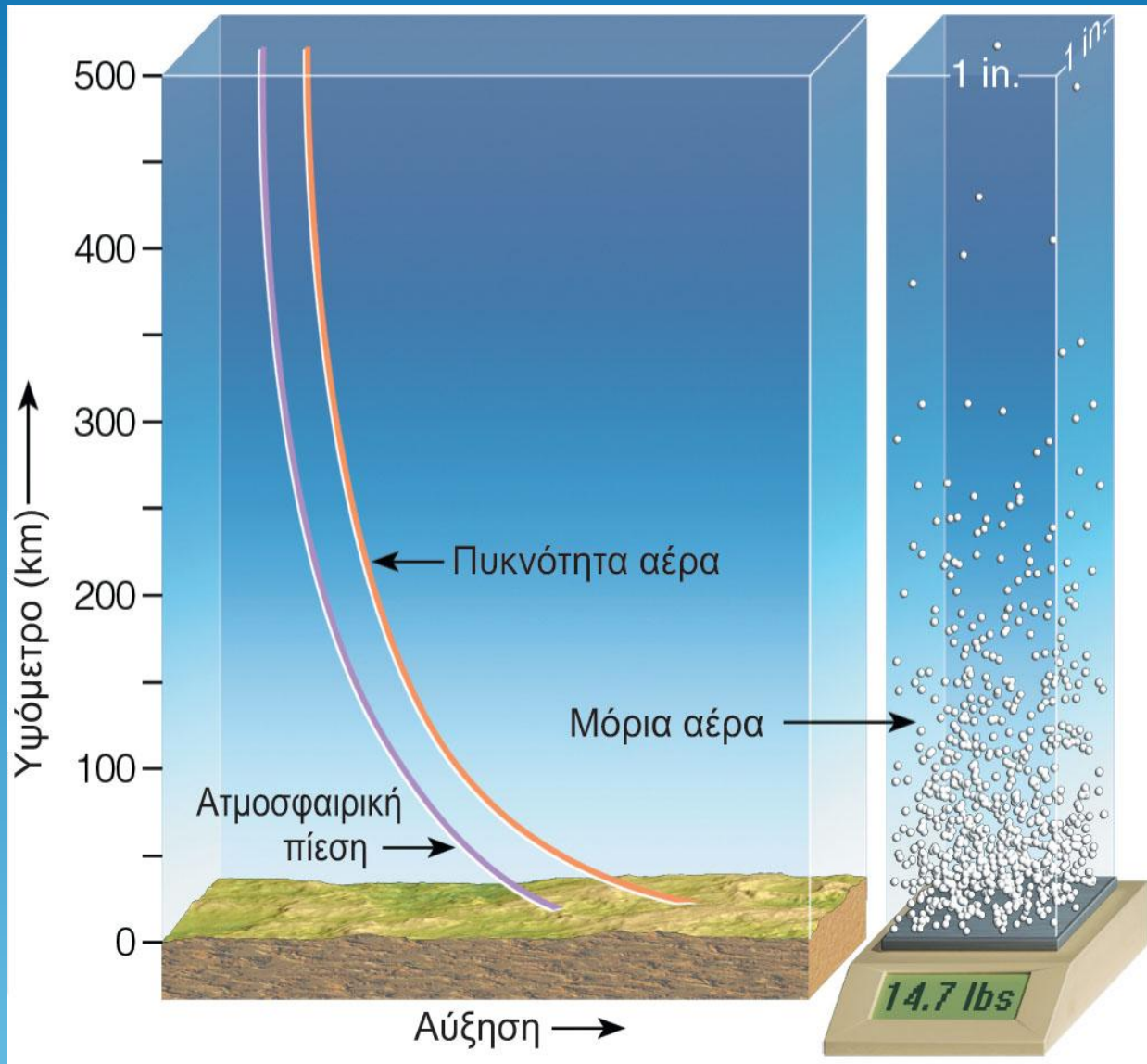


# Βασικές έννοιες της φυσικής ατμόσφαιρας



# Η πίεση και η πυκνότητα στην ατμόσφαιρα

η ατμοσφαιρική πίεση και η πυκνότητα αέρα μειώνονται με την αύξηση του ύψους.

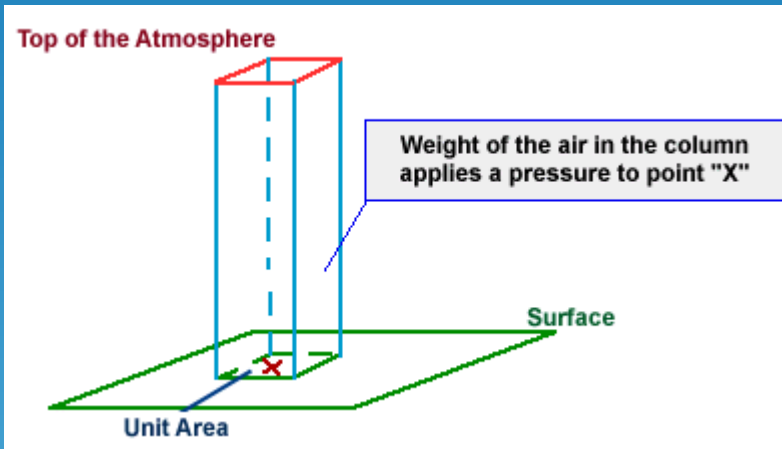


- Το 99% της μάζας της ατμόσφαιρας περιέχεται στα πρώτα 40km
- 95% μέχρι τα 20 km
- 75% μέχρι τα 10 km
- 50% μέχρι τα 5 km

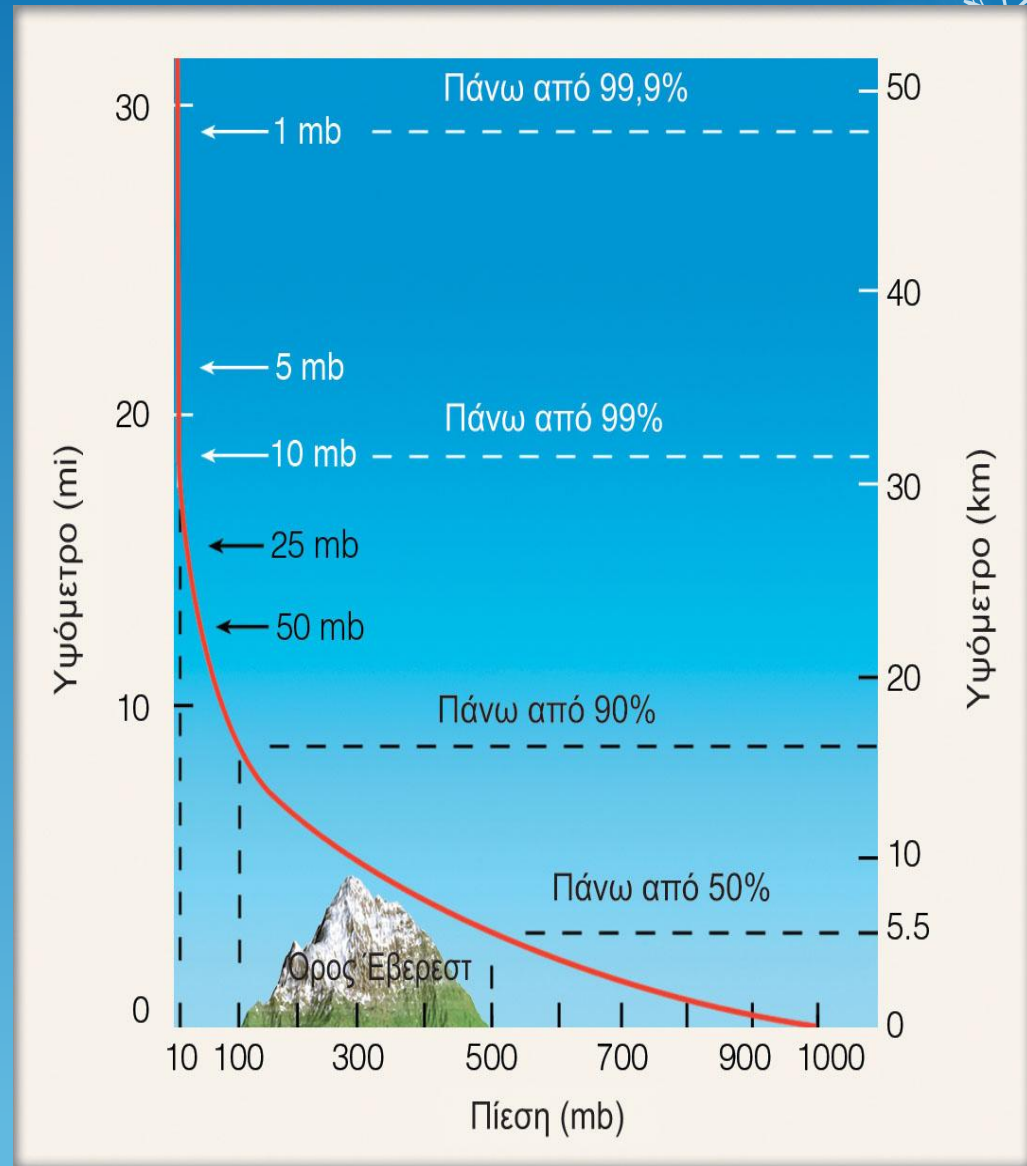
# Τι είναι ατμοσφαιρική πίεση



Το βάρος της ατμοσφαιρικής στήλης πάνω από μια επιφάνεια



η πίεση που ασκείται από το βάρος όλων των μορίων αέρα της ατμόσφαιρας στην επιφάνεια της Γης υπολογίζεται, κατά μέσο όρο, στα  $1,03 \text{ kg/cm}^2$



# Μονάδες μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης

Στο SI

$$1\text{Pa}=1\text{N/m}^2$$

$$1\text{bar}=1000\text{mb}=100000\text{Pa}=1000\text{hPa}$$

$$1\text{hPa}=10^2\text{ Pa}$$

*Η μονάδα hectopascal (hPa) είναι ίδια σε μέγεθος με το mb*

Στην επιφάνεια της θάλασσας:

$$P_0=1013.25\text{mb}=1013.25\text{hPa}=101.325\text{Pa}$$

# Νόμοι των Αερίων – Καταστατική εξίσωση



Νόμος του Boyle: Αν η θερμοκρασία ενός αερίου δεν αλλάζει, η πυκνότητα μεταβάλλεται ανάλογα με την πίεση

Νόμος του Charles: Αν η πίεση ενός αερίου δεν μεταβάλλεται, ο όγκος μεταβάλλεται ανάλογα με την θερμοκρασία

$$P \cdot V = k \cdot T$$

$$P \cdot \alpha = R \cdot T \quad \text{ή} \quad P = \rho \cdot R \cdot T$$

$$\alpha = \text{όγκος ανά μονάδα μάζας} \quad \alpha = \frac{1}{\rho}$$

(ειδικός όγκος)

$R = R^* / m$ , όπου  $R^*$  η παγκόσμια σταθερά των αερίων

Στην ίδια πίεση ο ψυχρός αέρας είναι πυκνότερος από τον θερμό





# Γιατί μειώνεται η θερμοκρασία με το ύψος στην τροπόσφαιρα?

1. **Αδιαβατική ψύξη**, λόγω μείωσης της πίεσης με το ύψος και επομένως εκτόνωσης
2. **Ελάττωση πυκνότητας** με το ύψος. Λόγω ελάττωσης του αριθμού των μορίων του αέρα με το ύψος στη μονάδα του όγκου και επομένως λιγότερες συγκρούσεις και μικρότερη έκλυση θερμότητας
3. **Η τροπόσφαιρα θερμαίνεται περισσότερο από το έδαφος** λόγω της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος και αναδιανέμεται πίσω. Η ηλιακή ακτινοβολία δεν απορροφάται ιδιαίτερα από τα τροποσφαιρικά αέρια και έτσι φτάνει στο έδαφος όπου απορροφάται. Η θερμότητα από το έδαφος ελαττώνεται καθώς αυξάνεται η απόσταση από το έδαφος

Βασικός παράγοντας μαζί με την ύπαρξη υγρασίας στην τροπόσφαιρα για την δημιουργία νεφών και υετού και τη δημιουργία μετεωρολογικών φαινομένων

# Άνεμος

● Τι είναι ο άνεμος;

Η κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα.

● Πώς προκαλείται;

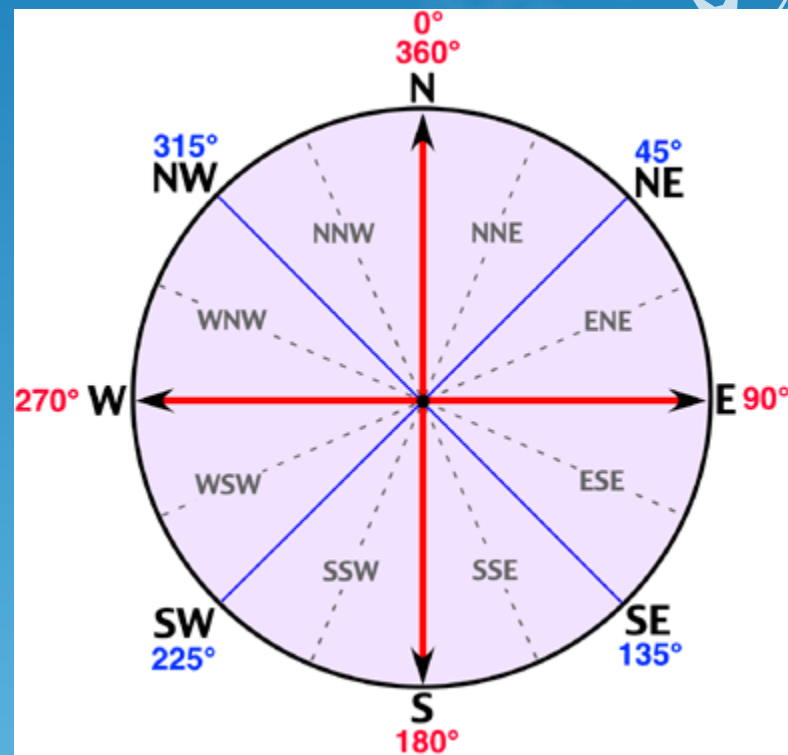
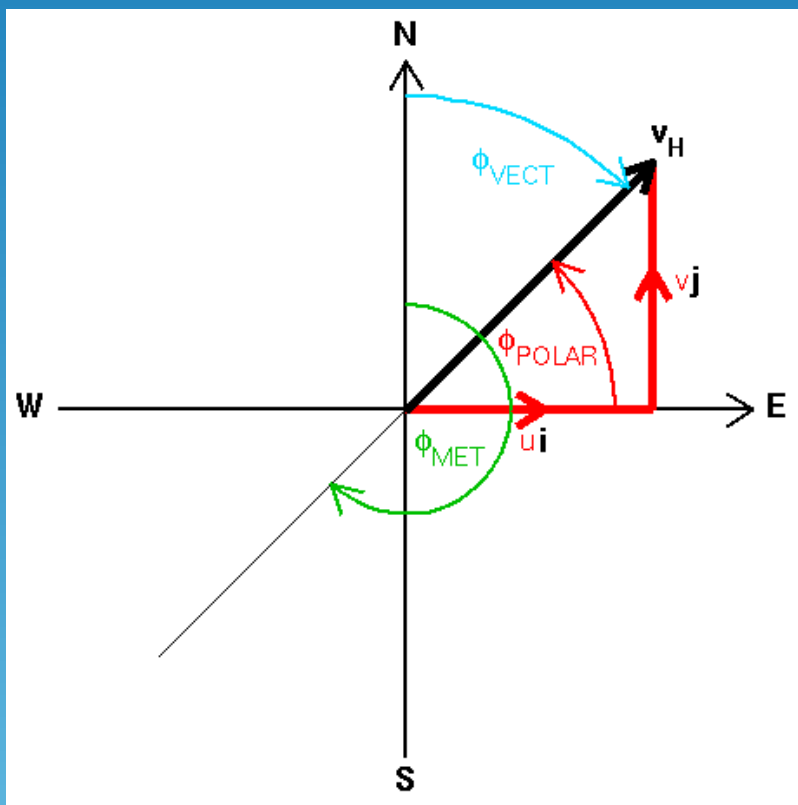
- Διαφορές της πίεσης
- Περιστροφή της Γης
- Ανάγλυφη επιφάνεια



# Απεικόνιση πεδίου ανέμου



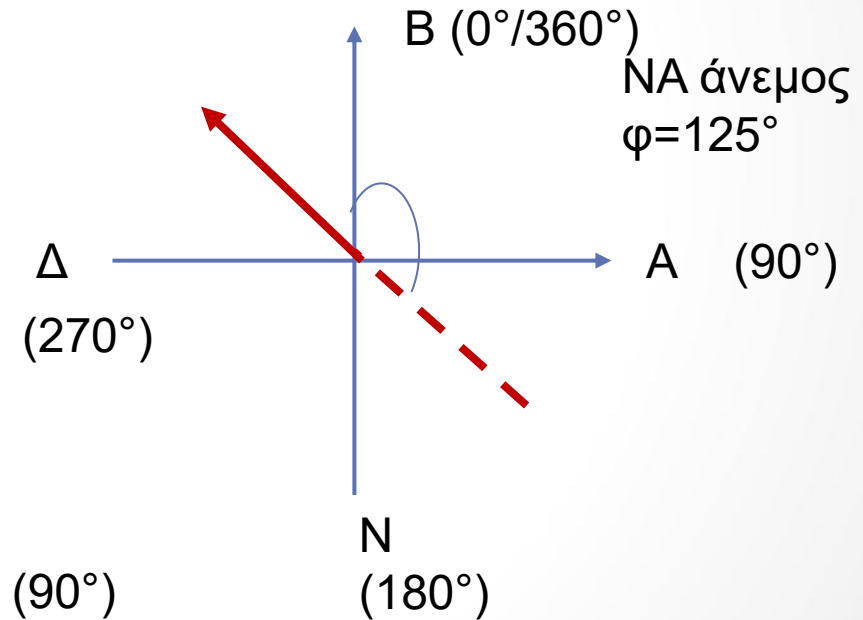
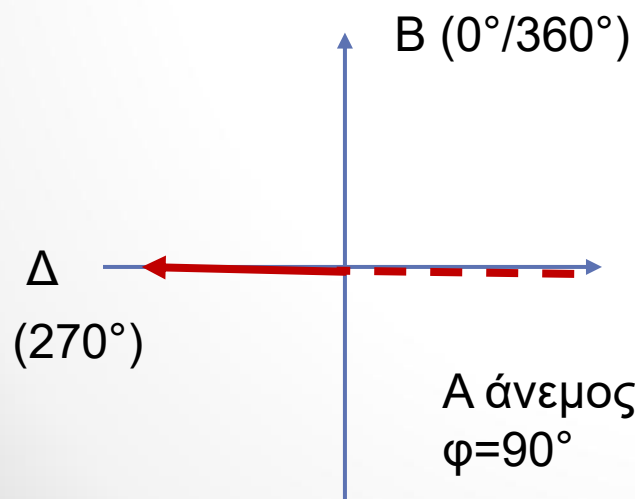
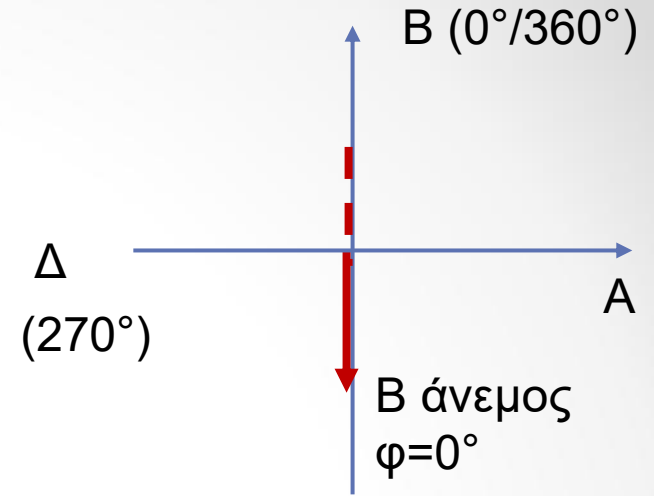
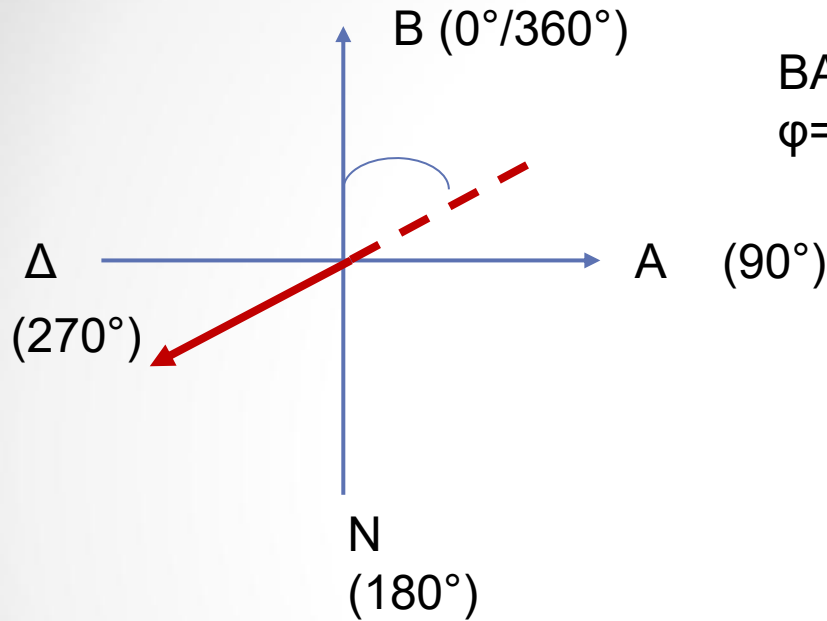
$\Phi_{MET}$  = Μετεωρολογική διεύθυνση (από που προέρχεται το διάνυσμα του ανέμου)  
π.χ.  $45^\circ$  = Βορειοανατολικός άνεμος (BA ή NE)  
 $135^\circ$  = Νοτιοανατολικός άνεμος (NA ή SE)

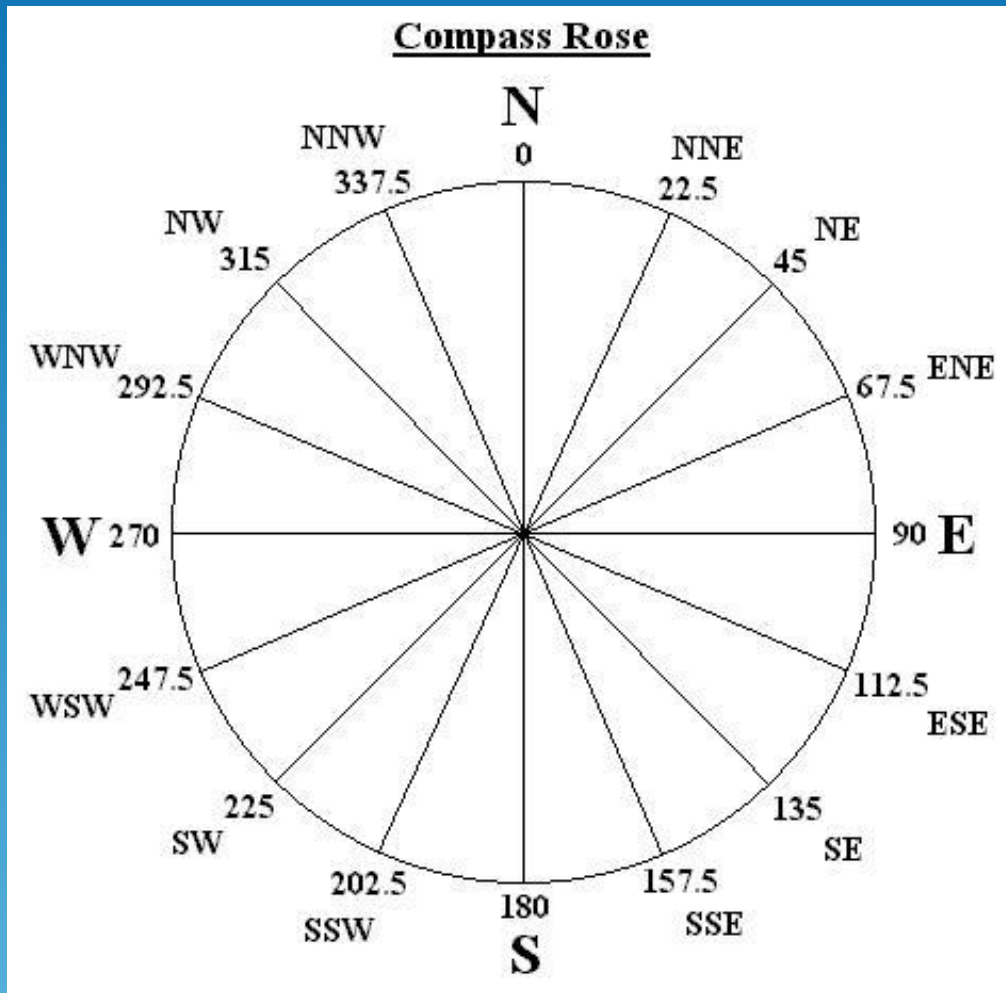


$$\Phi_{MET} = \Phi_{vect} + 180^\circ$$



# Παραδείγματα διεύθυνσης ανέμου





8 τομείς διεύθυνσης (ανά 45°)  
16 τομείς διεύθυνσης (ανά 22,5°)

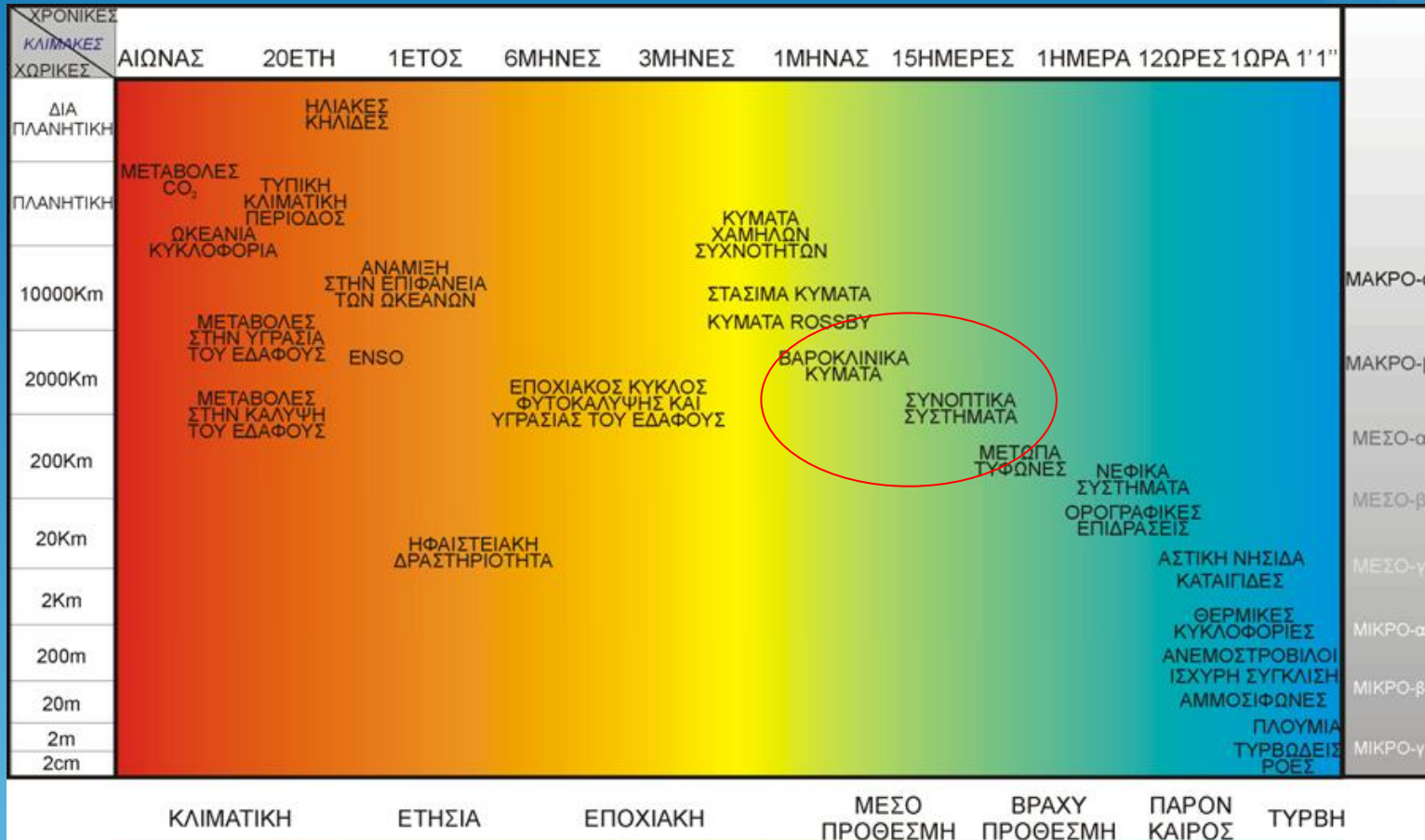
# Μονάδες μέτρησης της ταχύτητας του ανέμου

Μονάδα μέτρησης SI: m/sec

- κόμβος (knot)

$1 \text{ knot} = 0.5 \text{ m/sec}$  ή  $1 \text{ m/sec} = 2 \text{ knot}$

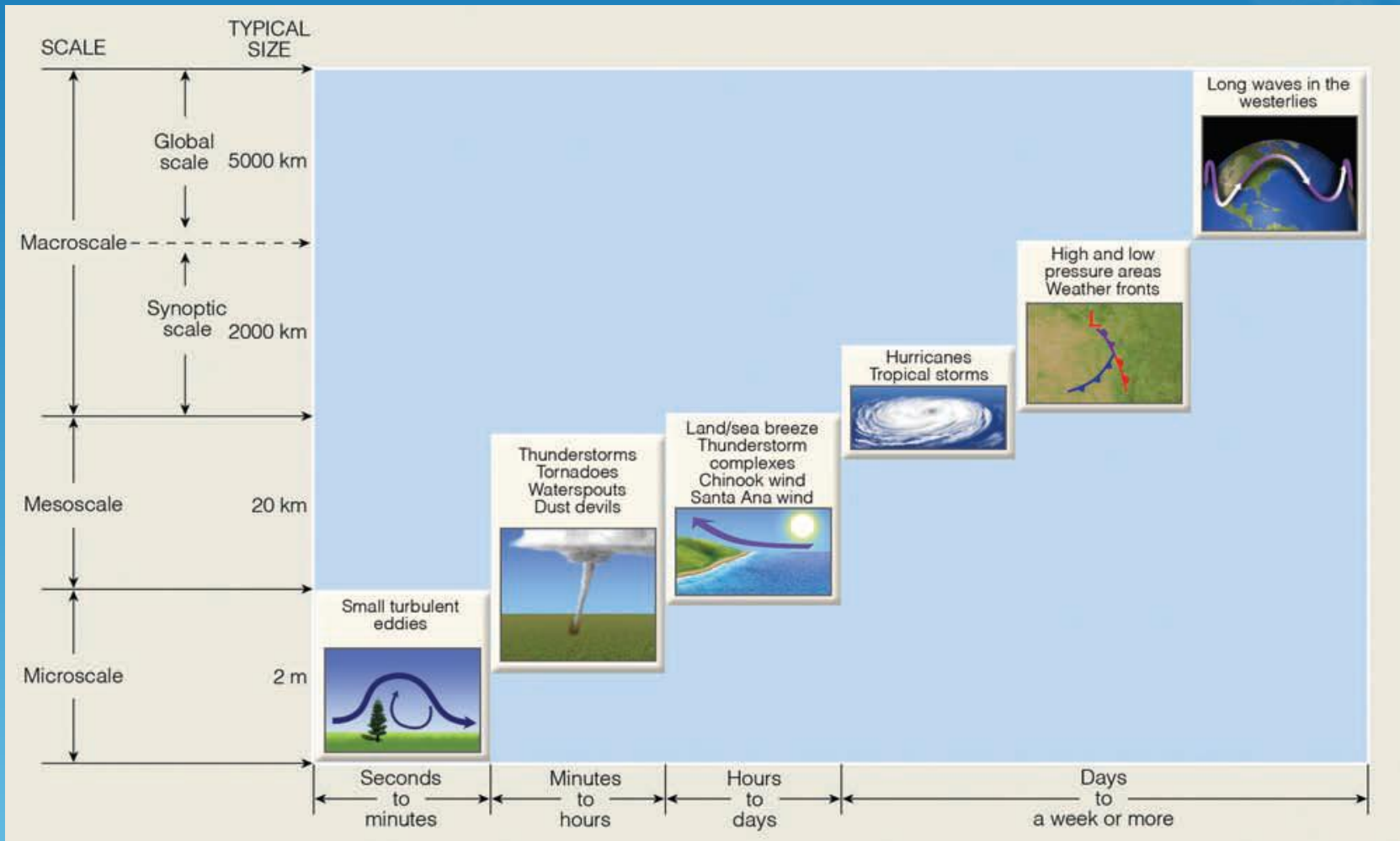
# ΧΩΡΟ-ΧΡΟΝΙΚΕΣ ΚΛΙΜΑΚΕΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ



Η ατμόσφαιρα αποτελεί ένα συνεχές φάσμα διεργασιών σε διάφορες χωρικές και χρονικές κλίμακες



# Time and space scales of atmospheric motions



# Βασικές μαθηματικές έννοιες

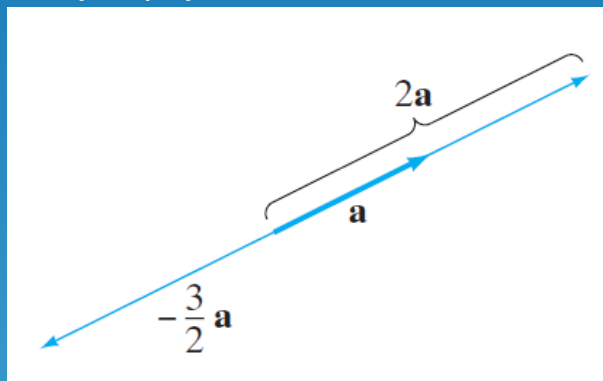


# ΔΙΑΝΥΣΜΑΤΑ ΣΤΟΝ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΟ ΧΩΡΟ

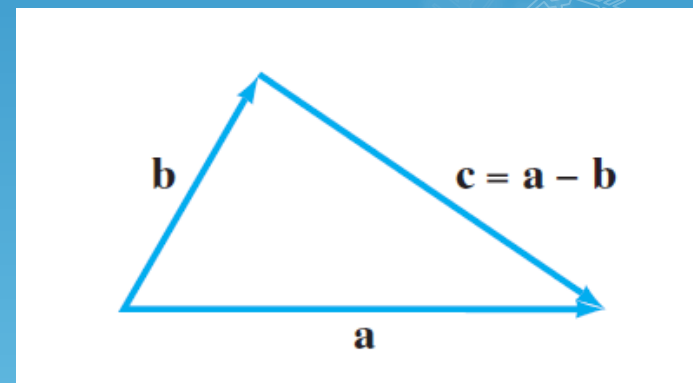
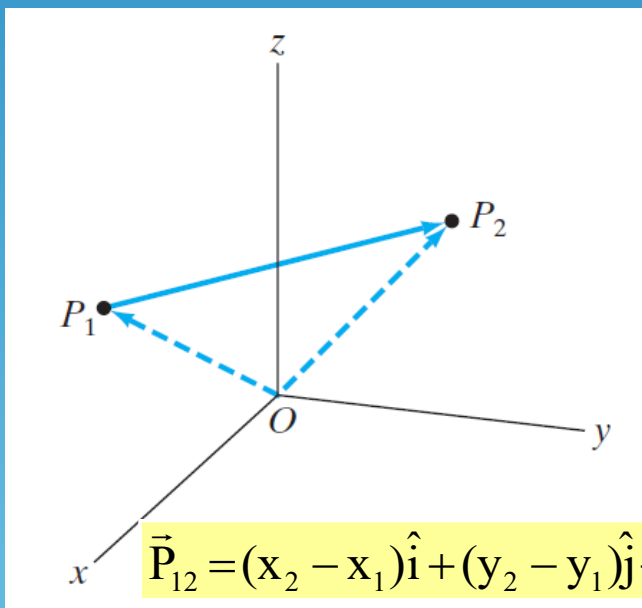
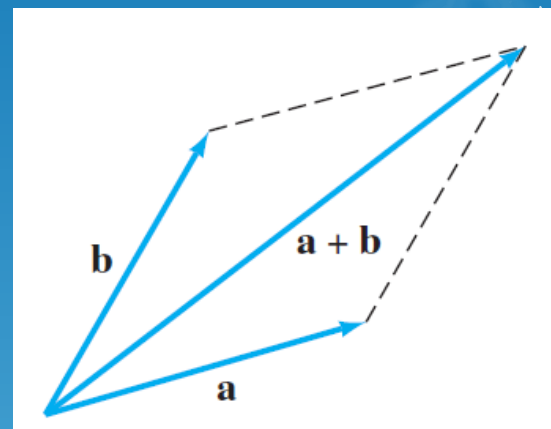
## Βασικές Πράξεις επί των

### Διανυσμάτων

Αριθμητικά Πολλαπλάσια

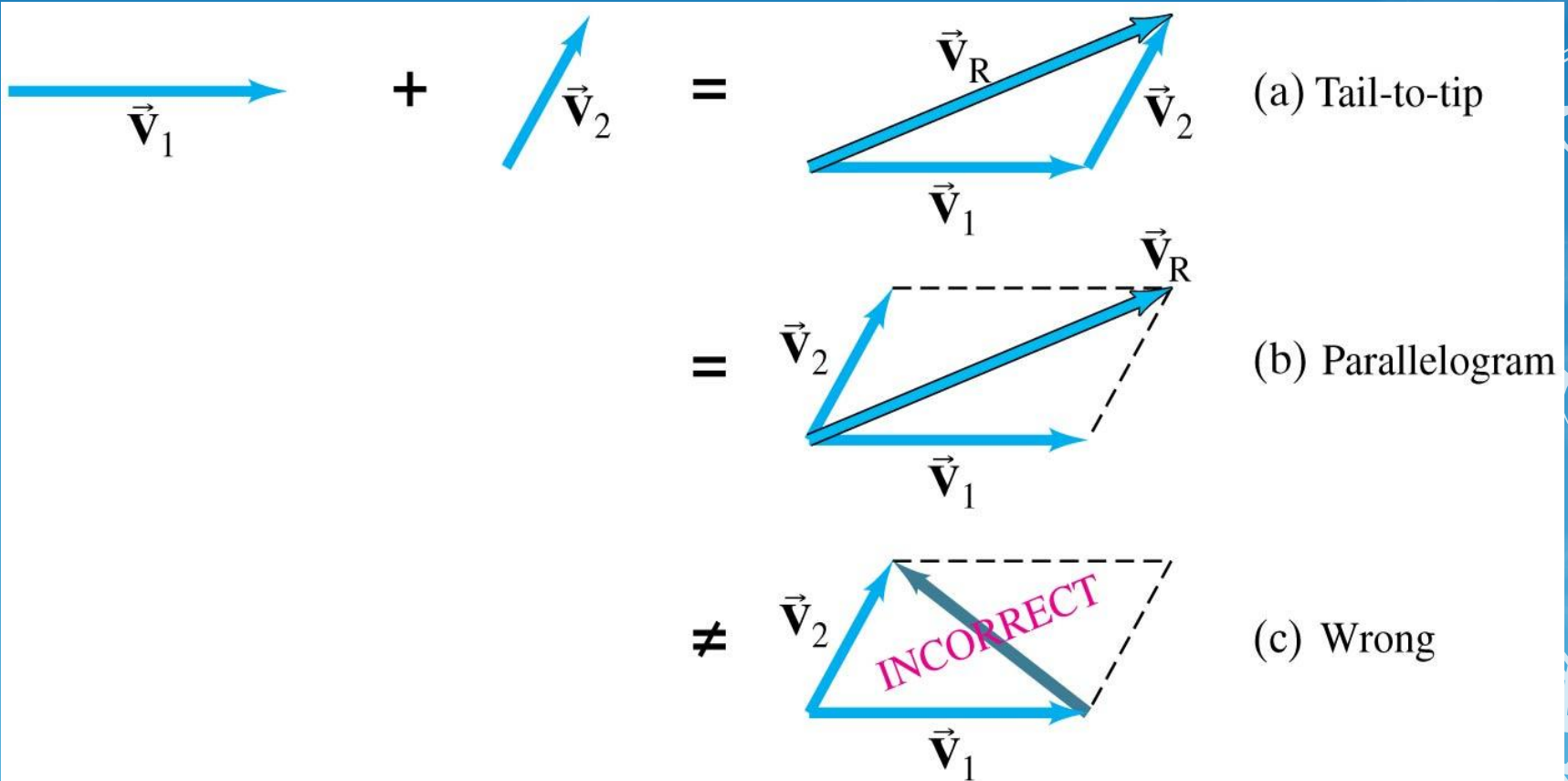


Άθροισμα Διανυσμάτων

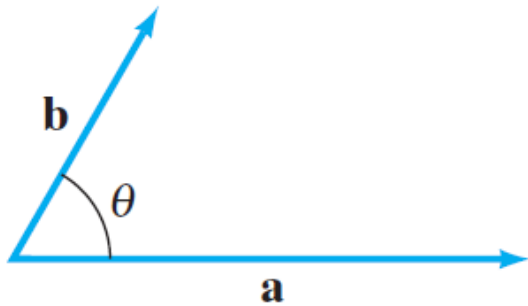


Διαφορά Διανυσμάτων

# Πρόσθεση διανυσμάτων



# ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΓΙΝΟΜΕΝΟ ΔΙΑΝΥΣΜΑΤΩΝ

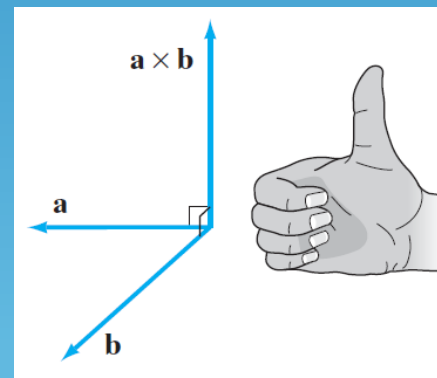


$$\vec{a} \cdot \vec{b} = |\vec{a}| |\vec{b}| \cos\theta$$

# ΕΞΩΤΕΡΙΚΟ ΓΙΝΟΜΕΝΟ ΔΙΑΝΥΣΜΑΤΩΝ

$$\vec{a} \times \vec{b} = \begin{vmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ a_1 & a_2 & a_3 \\ b_1 & b_2 & b_3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} a_2 & a_3 \\ b_2 & b_3 \end{vmatrix} \hat{i} - \begin{vmatrix} a_1 & a_3 \\ b_1 & b_3 \end{vmatrix} \hat{j} + \begin{vmatrix} a_1 & a_2 \\ b_1 & b_2 \end{vmatrix} \hat{k}$$

$$|\vec{a} \times \vec{b}| = |\vec{a}| |\vec{b}| \sin\theta$$



# ΠΑΡΑΓΩΓΙΣΗ ΣΤΟΝ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΟ ΧΩΡΟ

$$\vec{\nabla} = \frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial}{\partial z} \hat{k}$$

Διακρίνονται οι τρεις παρακάτω περιπτώσεις, ανάλογα με το εάν το πεδίο (η συνάρτηση) στο οποίο ο τελεστής αυτός επιδρά είναι βαθμωτό ή διανυσματικό:

ΟΝΟΜΑΣΙΑ	ΟΡΙΣΜΑ	ΤΡΟΠΟΣ ΔΡΑΣΗΣ	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑ
Κλίση (grad)	Βαθμωτό	$\vec{\nabla} f$	Διανυσματικό
Απόκλιση (div)	Διανυσματικό	$\vec{\nabla} \cdot \vec{F}$	Βαθμωτό
Στροβιλισμός (curl)	Διανυσματικό	$\vec{\nabla} \times \vec{F}$	Διανυσματικό

# ΠΑΡΑΓΩΓΙΣΗ ΒΑΘΜΩΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ



Ως κλίση ενός βαθμωτού πεδίου (συνάρτησης)  $f(x,y,z)$  ορίζεται ως το διανυσματικό πεδίο:

$$\text{grad } f = \vec{\nabla} f = \frac{\partial f}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial f}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial f}{\partial z} \hat{k}$$

# ΠΑΡΑΓΩΓΙΣΗ ΔΙΑΝΥΣΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ

$$\vec{\nabla} = \frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial}{\partial z} \hat{k}$$

$$\text{div} \vec{F} = \vec{\nabla} \cdot \vec{F} = \left( \frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial}{\partial z} \hat{k} \right) \cdot (F_1 \hat{i} + F_2 \hat{j} + F_3 \hat{k}) = \frac{\partial F_1}{\partial x} + \frac{\partial F_2}{\partial y} + \frac{\partial F_3}{\partial z}$$

$$\text{curl} \vec{F} = \vec{\nabla} \times \vec{F} = \left( \frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial}{\partial z} \hat{k} \right) \times (F_1 \hat{i} + F_2 \hat{j} + F_3 \hat{k}) = \begin{vmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ F_1 & F_2 & F_3 \end{vmatrix}$$



# Λαπλασινή βαθμωτού ή διανυσματικού μεγέθους

$$\vec{\nabla}^2 f = \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \hat{i} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} \hat{j} + \frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \hat{k}$$

$$\vec{\nabla}^2 \vec{F} = \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} \hat{i} + \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} \hat{j} + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} \hat{k}$$

# ΠΑΡΑΓΩΓΟΣ ΣΥΝΘΕΤΗΣ ΣΥΝΑΡΤΗΣΗΣ

## Παράγωγος Σύνθετης Συνάρτησης Πολλών Μεταβλητών

Η παράγωγος της σύνθετης συνάρτησης  $f(x, y)$  ως προς την μεταβλητή  $t$ , όταν  $x=x(t)$  και  $y=y(t)$  δίνεται από τον κανόνα της αλυσίδας:

$$\frac{df}{dt} = \frac{df(x(t), y(t))}{dt} = \left( \frac{\partial f}{\partial x} \right) \left( \frac{dx}{dt} \right) + \left( \frac{\partial f}{\partial y} \right) \left( \frac{dy}{dt} \right)$$

Αντίστοιχα το **διαφορικό**  $df$  δίνεται από τη σχέση:

$$df = \left( \frac{\partial f}{\partial x} \right) dx + \left( \frac{\partial f}{\partial y} \right) dy$$

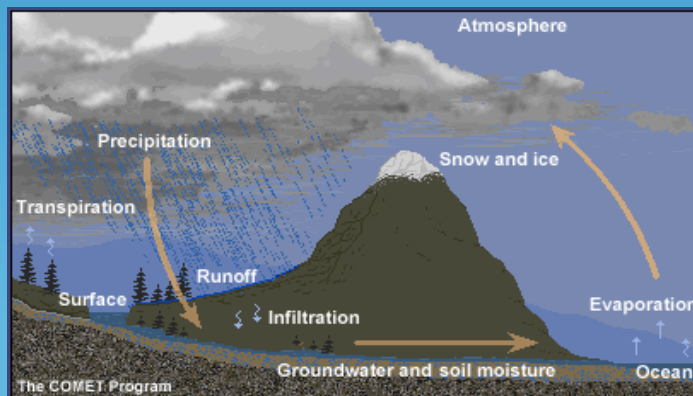
# Βασικές έννοιες θερμοδυναμικής



# Υδάτινο ισοζύγιο



- ✓ Το μεγαλύτερο ποσοστό υδρατμών στην ατμόσφαιρα προέρχεται από τους ωκεανούς και έπειτα από την εξατμισοδιαπνοή των φυτών
- ✓ Το νερό επιστρέφει στο έδαφος και τους ωκεανούς μέσω του υδρολογικού κύκλου.
- ✓ Οι ωκεανοί δεν δρουν αποκλειστικά ως σημαντική πηγή υγρασίας προς την ατμόσφαιρα αλλά και ως πηγή και αποθήκη θερμότητας (↑θερμοχωρητικότητα).
- ✓ Τα **ωκεάνια ρεύματα** μεταφέρουν θερμότητα προς τους πόλους και συνεισφέρουν στην διαμόρφωση του καιρού και του κλίματος.



# Ενεργειακό ισοζύγιο

Το σύνολο της ενέργειας που φτάνει στη Γη προέρχεται από τον Ήλιο. Εισερχόμενη η ηλιακή ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα ένα μέρος της απορροφάται από το όζον και τους υδρατμούς και ένα άλλο μέρος της ανακλάται προς το διάστημα από τα νέφη και την επιφάνεια της Γης.



# Ευστάθεια-Αστάθεια

**Ευστάθεια** λέγεται η κατάσταση της ατμόσφαιρας στην οποία δεν παρατηρούνται ανοδικές κινήσεις. Η ευστάθεια συνδυάζεται με τον σχηματισμό ομίχλης και την εμφάνιση επεισοδίων ατμοσφαιρικής ρύπανσης.

**Αστάθεια** λέγεται η κατάσταση εκείνη της ατμόσφαιρας η οποία χαρακτηρίζεται από έντονες ανοδικές κινήσεις. Έχει σαν αποτέλεσμα την συμπύκνωση υδρατμών και τη δημιουργία βροχής όπως και άλλων μετεωρολογικών φαινομένων

# Τι καθορίζει την ευστάθεια/αστάθεια?



## Η πυκνότητα

Μια αέρια μάζα πιο ελαφριά από το περιβάλλον ανέρχεται



Πιο βαριά από το περιβάλλον κατέρχεται



Τι καθορίζει την πυκνότητα?

Η θερμοκρασία



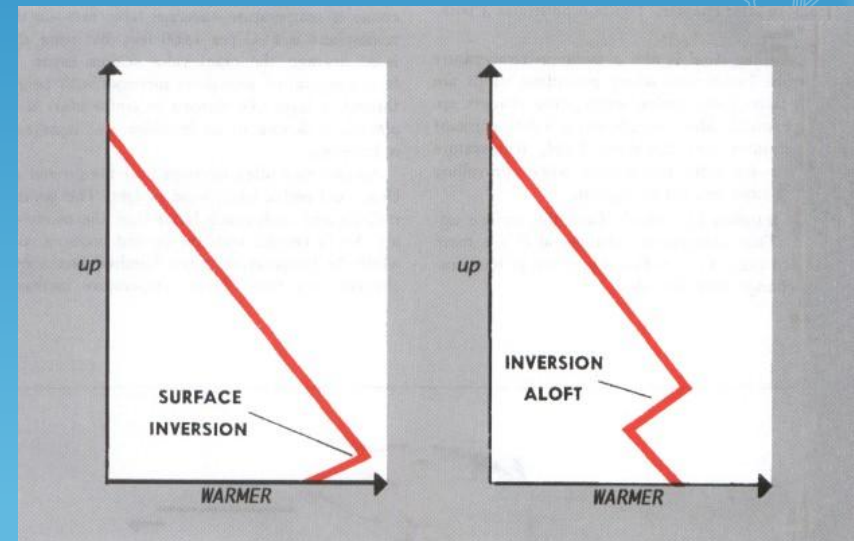
# Κατακόρυφη θερμοβαθμίδα (temperature lapse rate)

Η ελάττωση της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα στη μονάδα του ύψους

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$$

Αφού η θερμοκρασία μειώνεται με το ύψος  $\gamma > 0$

Συχνά υπάρχουν και περιπτώσεις θετικής θερμοβαθμίδας (θερμοκρασιακή αναστροφή)



# Κατακόρυφη θερμοβαθμίδα (temperature lapse rate)

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$$

Κατακόρυφη θερμοβαθμίδα

## ○ ΞΗΡΗ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΑΔΙΑΒΑΤΙΚΗ ΘΕΡΜΟΒΑΘΜΙΔΑ ( $\gamma_d$ ):

Αέρια μάζα, ακόρεστη από υδρατμούς, ανέρχεται και ψύχεται αδιαβατικά ( $0.98^\circ\text{C}/100\text{m}$ ).

## ○ ΥΓΡΗ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΑΔΙΑΒΑΤΙΚΗ ΘΕΡΜΟΒΑΘΜΙΔΑ ( $\gamma_s$ ):

Αέρια μάζα, κορεσμένη από υδρατμούς, ανέρχεται και ψύχεται αδιαβατικά ( $0.5^\circ\text{C}/100\text{m}$ ).

Η διαφορά οφείλεται στην απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας όταν έχουμε συμπύκνωση των υδρατμών στην άνοδο του κορεσμένου αέρα. Στην υγρή κορεσμένη θερμοβαθμίδα υπάρχει συμπύκνωση των υδρατμών που ελαττώνει την ψύξη, επομένως ο ρυθμός μείωσης της θερμοκρασίας είναι μικρότερος

# Αισθητή και λανθάνουσα θερμότητα



## Αισθητή θερμότητα

Η θερμότητα που προκαλεί αλλαγή της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας ονομάζεται αισθητή θερμότητα.

## Λανθάνουσα θερμότητα

Είναι η θερμότητα που προστίθεται ή αφαιρείται για να γίνει αλλαγή κατάστασης στην ατμόσφαιρα (πχ πάγος σε νερό ή νερό σε ατμό) αλλά δεν επιφέρει καμία αλλαγή στη θερμοκρασία.



**Εξάτμιση, εξάχνωση, τήξη:** απορροφάται λανθάνουσα θερμότητα

**Συμπύκνωση, πήξη, εναπόθεση:** απελευθερώνεται λανθάνουσα θερμότητα



# Σημείο δρόσου (Dew point)

Σημείο δρόσου ( $T_d$ ) είναι η θερμοκρασία στην οποία πρέπει να ψυχθεί ο αέρας κάτω από σταθερή πίεση για να καταστεί κορεσμένος από υδρατμούς.

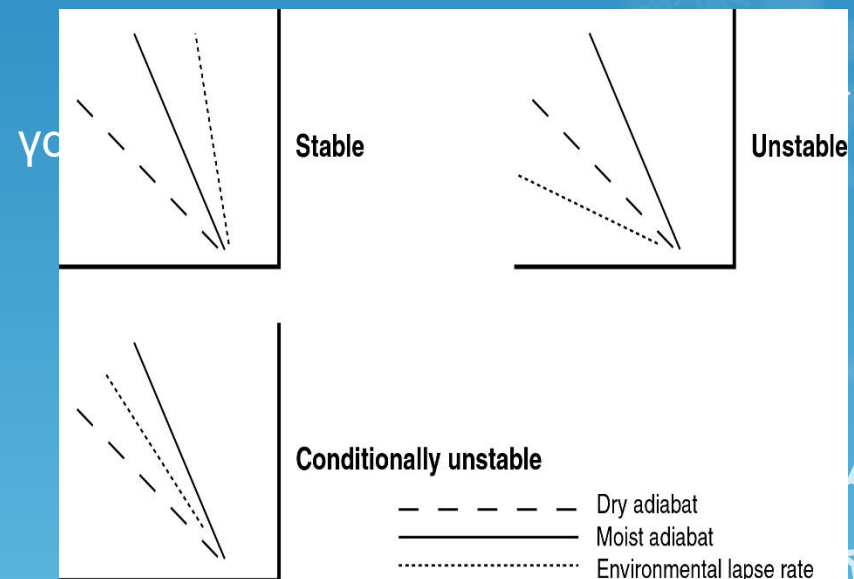
Αν είναι  $T_d = T$  ο αέρας είναι κορεσμένος



# Η ευστάθεια της ατμόσφαιρας εξαρτάται από την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα

$\gamma$  = κατακόρυφη θερμοβαθμίδα Ισχύει:  $\gamma_d > \gamma_s$

- Αν  $\gamma < \gamma_s < \gamma_d$  :
  - Απόλυτη ευστάθεια
- Αν  $\gamma > \gamma_d > \gamma_s$  :
  - Απόλυτη αστάθεια
- Αν  $\gamma_d > \gamma > \gamma_s$  :
  - Σχετική αστάθεια



$\gamma_s$  = θερμοβαθμίδα κορεσμένου αέρα

# Δυναμική θερμοκρασία (Potential temperature) (Theta)

Είναι η θερμοκρασία μιας αέριας μάζας που θα είχε αν μεταφέρονταν αδιαβατικά από μια ισοβαρική επιφάνεια  $p$  στο έδαφος με πίεση  $p_0=1000\text{mb}$

$T =$  θερμοκρασία στην  
ισοβαρική επιφάνεια  $p$

$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$

όπου  
 $R/c_p = 0.286$

Είναι διατηρητέα ποσότητα για μια αέρια μάζα σε αδιαβατική κίνηση

# Δυναμική θερμοκρασία $\theta$ και ευστάθεια/αστάθεια

$$\theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{\frac{Ra}{cp}} \longrightarrow \frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \gamma_d - \gamma$$

Αν  $d\theta/dz > 0$ ) ( $\theta$  αυξάνει καθ' ύψος :  
ευστάθεια

Αν  $d\theta/dz < 0$  ( $\theta$  ελαττώνεται καθ' ύψος) :  
αστάθεια

Αν  $d\theta/dz = 0$  ( $\theta$  αμετάβλητο καθ' ύψος):  
αδιάφορη ισορροπία

αφού

$\gamma < \gamma_d$  : ευστάθεια

$\gamma > \gamma_d$  : αστάθεια

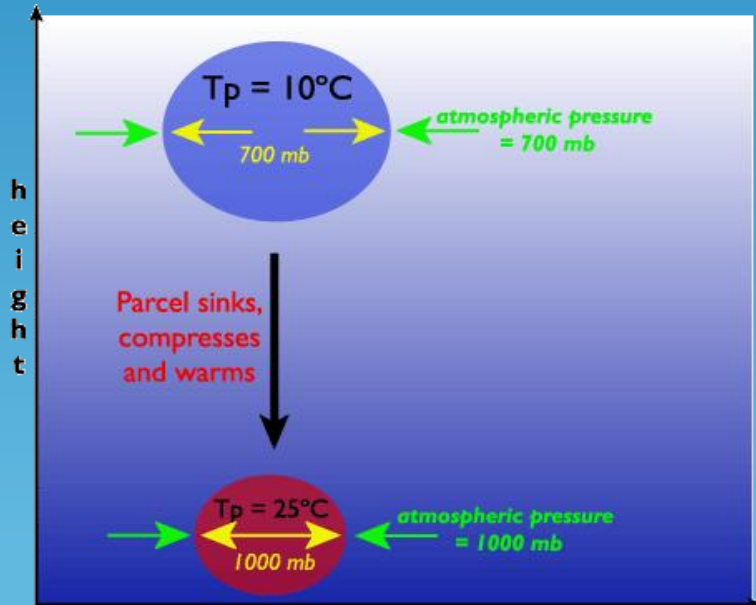
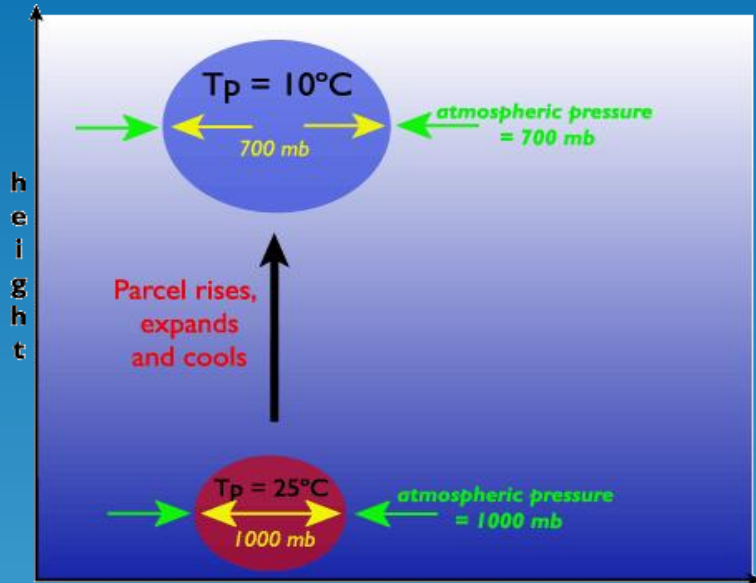
$\gamma = \gamma_d$  : αδιάφορη  
ισορροπία

Brunt Vaisalla frequency ή buoyancy  
frequency=μέτρο ευστάθειας στην ακόρεστη  
ατμόσφαιρα

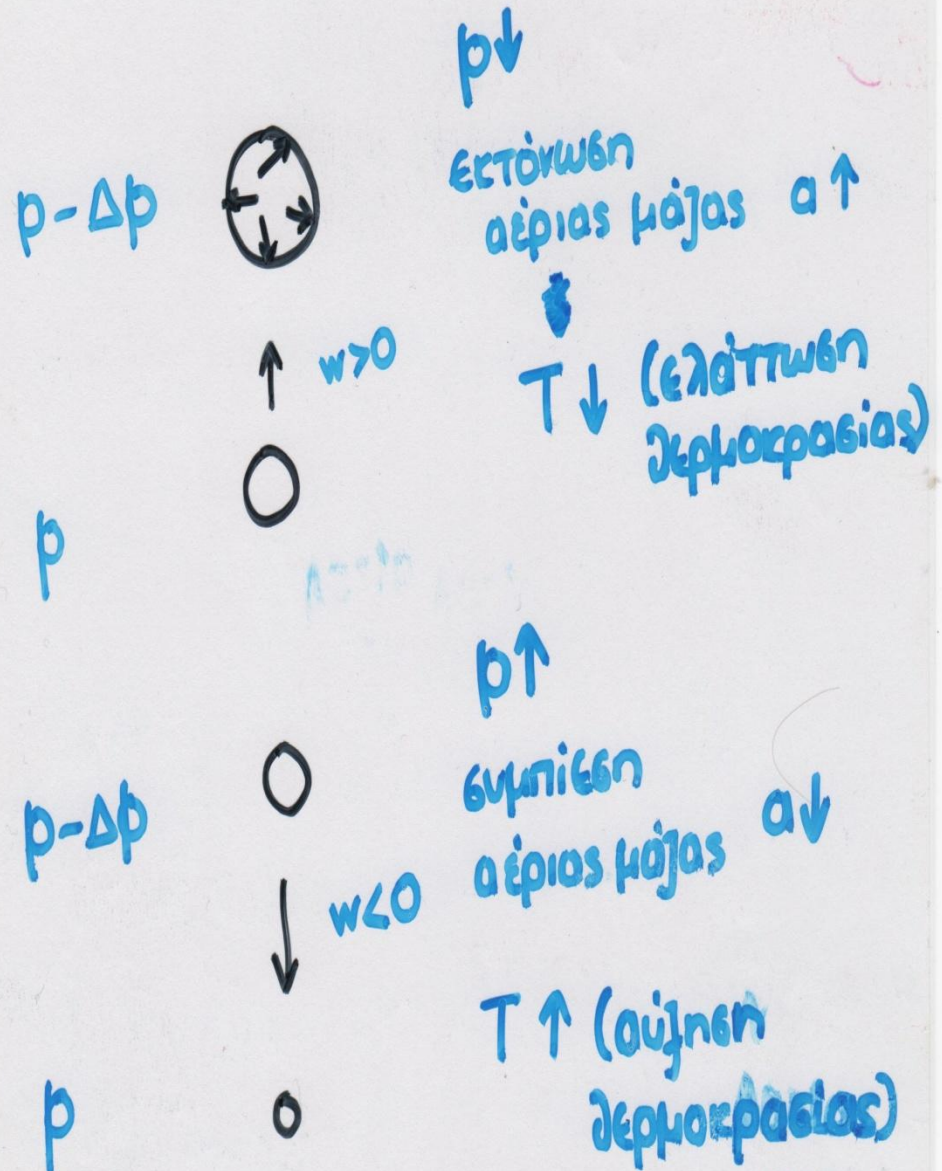
$$N^2 = g \frac{d\theta}{dz}$$



$\alpha = 1/\rho$  ειδικός όγκος



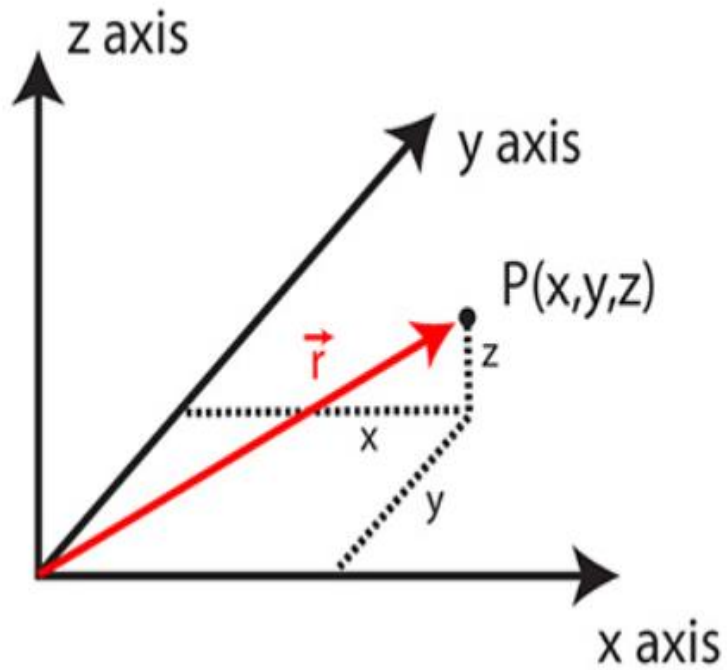
## Αδiabατική κίνηση



# Συστήματα συντεταγμένων



# Καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων



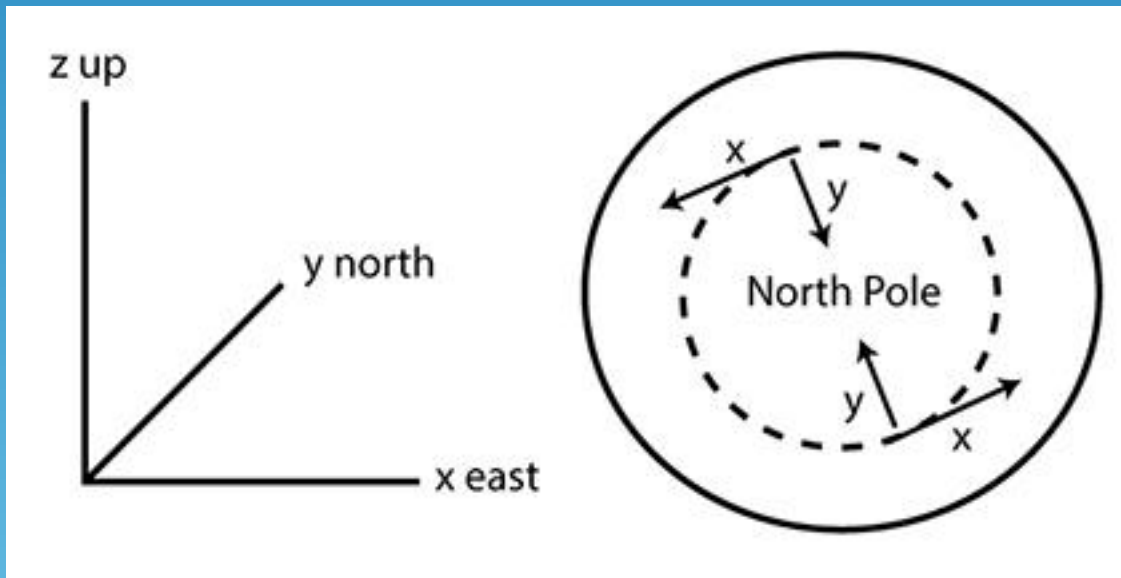
# Προσανατολισμένο τοπικό σύστημα

Ορίζεται σε ένα συγκεκριμένο σημείο

**x- άξονας** εφαπτόμενος στον γεωγραφικό παράλληλο σε συγκεκριμένο σημείο (θετική φορά προς την ανατολή)

**y- άξονας** εφαπτόμενος στο γεωγραφικό μεσημβρινό που περνά από το συγκεκριμένο σημείο (θετική φορά προς τον βορρά)

**Z-άξονας** κατακόρυφος προς τα πάνω



$$\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}$$

όπου

$u$  = ζωνική συνιστώσα

$v$  = μεσημβρινή συνιστώσα

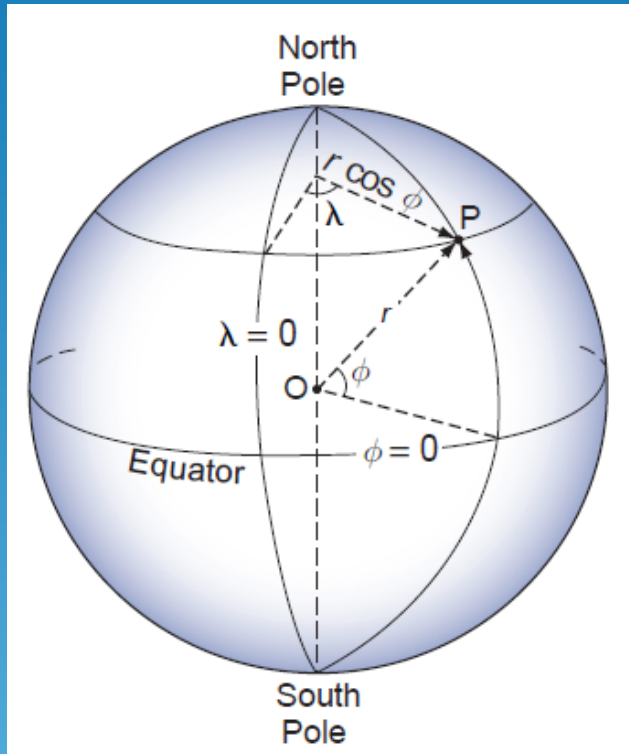
$w$  = κατακόρυφη συνιστώσα

Οριζόντιος  
άνεμος

$$\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j}$$

# Σφαιρικό σύστημα συντεταγμένων

Η Γη θεωρείται σφαιρική και οι ατμοσφαιρικές κινήσεις μεγάλης κλίμακας αναπαριστώνται σε σύστημα σφαιρικών συντεταγμένων το οποίο περιστρέφεται μαζί με τη Γη.



$\phi$ =Γεωγραφικό πλάτος (latitude)  
 $\lambda$ =Γεωγραφικό μήκος (longitude)  
 $Z$ = Κατακόρυφη απόσταση από την επιφάνεια της Γης

οι οριζόντιες αποστάσεις είναι:

$dx=r d\lambda \cos\phi$  (κατά μήκος παράλληλου κύκλου)

$dy=r d\phi$  (κατά μήκος μεσημβρινού κύκλου)

$r$  είναι η απόσταση από το κέντρο της Γης και σχεδόν πάντα αντικαθιστάται από τη μέση ακτίνα της Γης

$R_E=6370$  km

1 ° γεωγραφικού πλάτους είναι περίπου 111 km

# ΣΥΝΙΣΤΩΣΕΣ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ ΣΕ ΣΦΑΙΡΙΚΕΣ ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ

Ολική ταχύτητα  $\vec{V} = \vec{i} \cdot u + \vec{j} \cdot v + \vec{k} \cdot w$

Όπου  $\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$  τα μοναδιαία διανύσματα προς ανατολή, βορρά και κατακόρυφα

$$\begin{aligned} dx &= r \, d\lambda \\ \cos\phi \\ dy &= r \, d\phi \end{aligned}$$



$$u \equiv \frac{dx}{dt} = R_E \cos\phi \frac{d\lambda}{dt}$$

ζωνική ταχύτητα

$$v \equiv \frac{dy}{dt} = R_E \frac{d\phi}{dt}$$

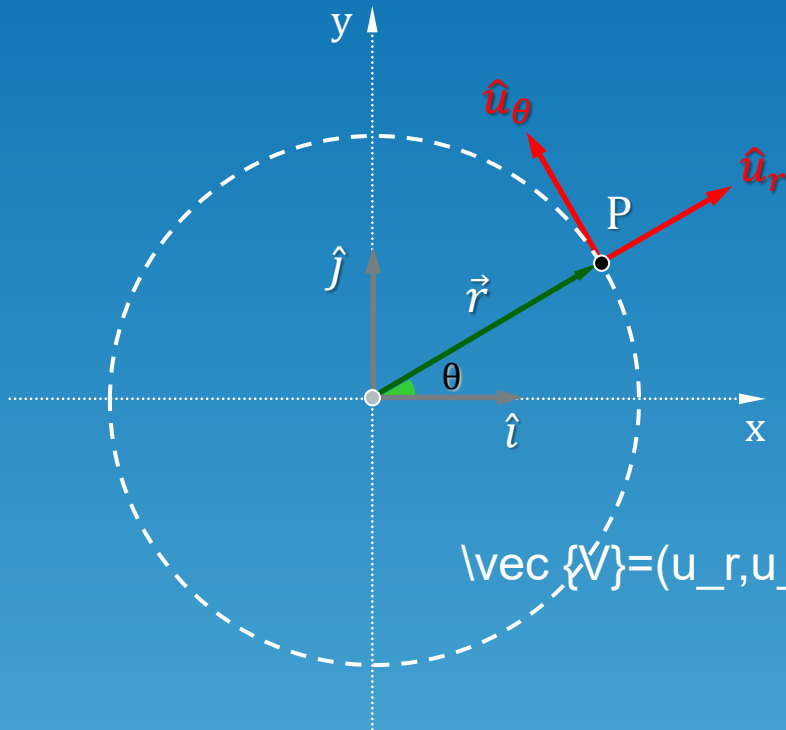
μεσημβρινή ταχύτητα

κατακόρυφη ταχύτητα  $w = \frac{dz}{dt}$

Η κατακόρυφη συνιστώσα  $w$  θεωρείται αμελητέα για συνοπτικές κλίμακες και ως άνεμο εννοούμε τις οριζόντιες συνιστώσες  $u, v$

$u > 0 \rightarrow$  δυτικός άνεμος  
 $u < 0 \rightarrow$  ανατολικός άνεμος  
 $v > 0 \rightarrow$  νότιος άνεμος  
 $v < 0 \rightarrow$  βόρειος άνεμος

# Πολικές συντεταγμένες



$$\begin{cases} x = r \cos\theta \\ y = r \sin\theta \end{cases}$$

Μοναδιαία διανύσματα

$$\begin{cases} \hat{u}_r = \cos\theta \hat{i} + \sin\theta \hat{j} \\ \hat{u}_\theta = -\sin\theta \hat{i} + \cos\theta \hat{j} \end{cases}$$

Ταχύτητα

$$\vec{v} = \frac{d\vec{r}}{dt} = \frac{d}{dt}(r \hat{u}_r)$$

$$\vec{v} = \left(\frac{dr}{dt}\right) \hat{u}_r + r \left(\frac{d\theta}{dt}\right) \hat{u}_\theta$$

Οριζόντια ταχύτητα:

$$\vec{r} = x \hat{i} + y \hat{j} = r \cos\theta \hat{i} + r \sin\theta \hat{j}$$

Επιτάχυνση

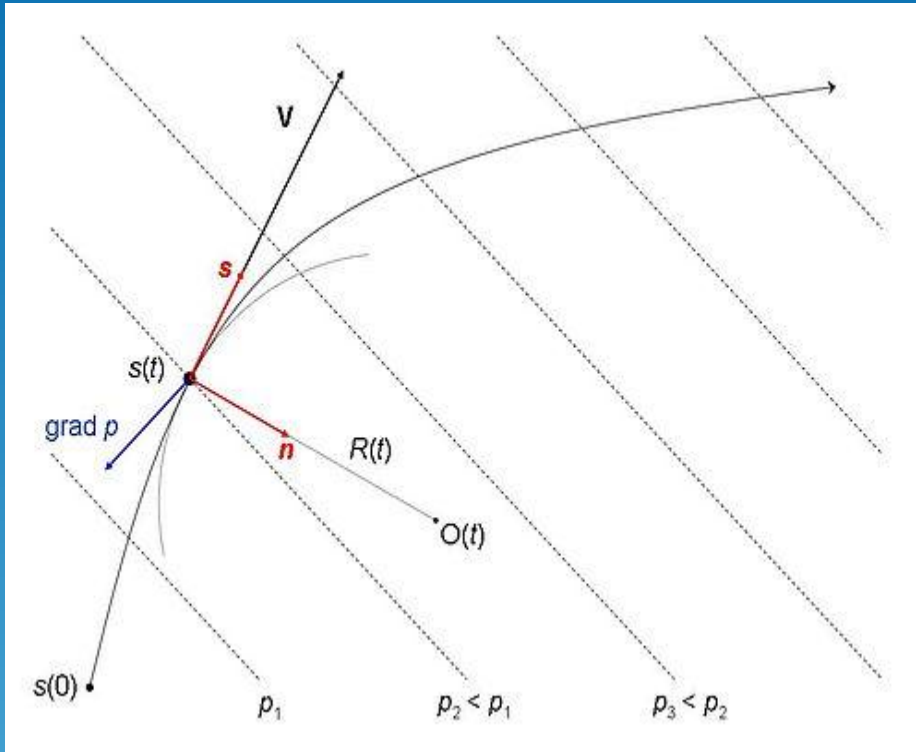
$$\vec{a} = \hat{u}_T \frac{dv}{dt} + \hat{u}_N \frac{v^2}{\rho} = \vec{a}_T + \vec{a}_N$$

Ακτινική συνιστώσα ταχύτητας:  $\left(\frac{dr}{dt}\right)$

Γωνιακή συνιστώσα ταχύτητας:  $r \left(\frac{d\theta}{dt}\right) = r\omega$



# Φυσικό σύστημα συντεταγμένων



n

s

Οριζόντια ορίζεται:

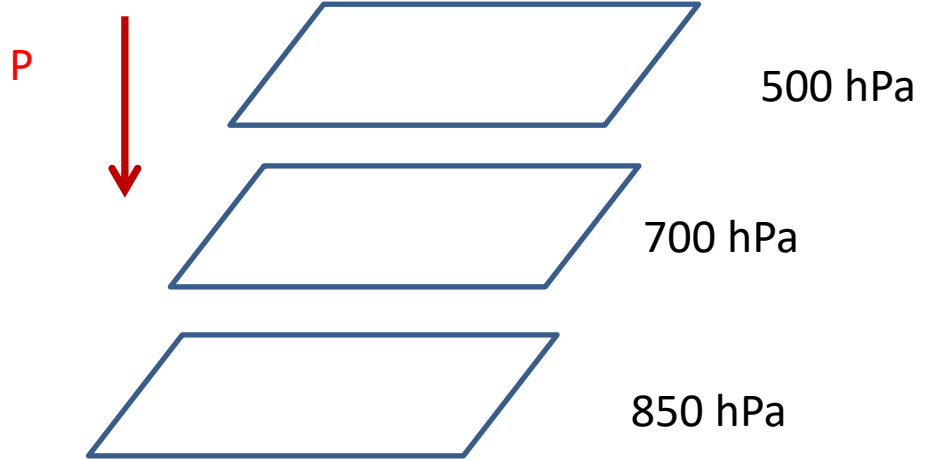
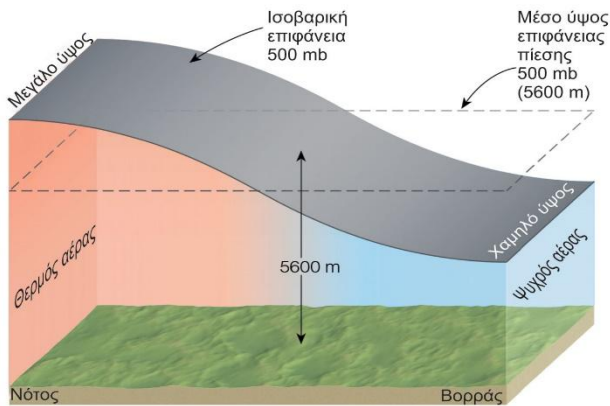
**s-συνιστώσα:**

εφαπτόμενη της  
ρευματογραμμής και  
παράλληλα στον  
οριζόντιο άνεμο με  
την ίδια φορά

**n-συνιστώσα:** κάθετη  
στο  $s$  ακολουθώντας  
τη φορά του και προς  
τα δεξιά του

# Ισοβαρικό σύστημα (x,y,p)

Αντικατάσταση του z με την πίεση p (η πίεση αυξάνει προς το έδαφος)



$$\vec{V} = \vec{i} \cdot u + \vec{j} \cdot v + \vec{k} \cdot \omega$$

Αντικατάσταση της κατακόρυφης ταχύτητας  $w$  με την  $\omega$

$$\text{Όπου } \omega(x,y,p) = \frac{dp}{dt} \leftrightarrow w(x,y,z)$$

Μονάδα: Pa/sec ή  
kPa/day

$$\omega \infty - W$$

# Ισεντροπικό σύστημα (x,y,θ)

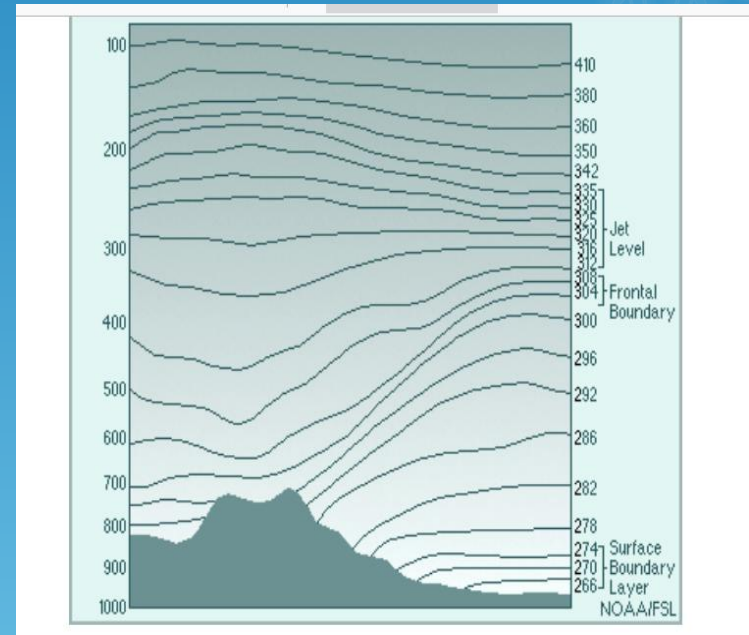
Αντικατάσταση του z με την δυναμική θερμοκρασία θ

$$\text{Εντροπία} = C_p \ln(\theta) + \text{σταθ.}$$

$R_d$  = παγκόσμια σταθερά του ξηρού αέρα

$C_p$  = ειδική θερμότητα σε σταθερή θερμοκρασία

Ταχύτητα  $(u, v, \frac{d\theta}{dt})$



# Σύγκριση Συστημάτων Συντεταγμένων στην Ατμόσφαιρα

Σύστημα	Κατακόρυφη συντεταγμένη	Ιδανική χρήση	Πλεονεκτήματα	Μειονεκτήματα
Καρτεσιανό	$z$	Τοπική κλίμακα	Απλές εξισώσεις, εύκολη εφαρμογή	Αγνοεί καμπυλότητα Γης
Φυσικό		Jet streaks, καμπύλες ροές	Φυσική μορφή επιτάχυνσης	Μη πρακτικό για αριθμητικά μοντέλα
Σφαιρικό	$r$	Πλανητική κλίμακα	Ακριβής περιγραφή μεγάλης κλίμακας	Πολύπλοκες εξισώσεις
Πολικό	$z$	Κυκλώνες, τροπικοί κυκλώνες	Φυσική περιγραφή κυκλικής ροής	Περιορισμένο σε κυκλικά συστήματα
Ισοβαρικό	$p$	Συνοπτική κλίμακα	Απλοποιεί εξισώσεις, φυσική κατακόρυφη δομή	Προβλήματα κοντά στο έδαφος
Ισεντροπικό	$\theta$	Μεταφορά μάζας, αδιαβατική ροή	Περιγραφή αερίων μαζών σε ισεντροπικές επιφάνειες	Τέμνει το έδαφος σε χαμηλά στρώματα