



ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ 5

ΑΓΓΕΛΙΚΗ ΝΤΑΝΤΟΥ
Ε.Δι.Π. Τμήματος Φυσικής
antant@uoa.gr

Χάρτης 500 hPa

Βαροκλινικότητα ατμόσφαιρας

Μεταφορά στροβιλισμού

Κύματα Rossby

Κατακόρυφη ταχύτητα

Χάρτης 500 hPa

Χάρτης 500 hPa

Βασική ισοϋψής ~5,000 gpm

- ❑ Εξετάζεται η ατμοσφαιρική κυκλοφορία στη μέση τροπόσφαιρα με εντοπισμό των troughs/ridges και των κλειστών χαμηλών.
- ❑ Εκτιμάται η ταχύτητα και η διεύθυνση της κίνησης ενός επιφανειακού χαμηλού (L) βάσει του γεωστροφικού ανέμου.
- ❑ Μελετάται ο στροβιλισμός και η μεταφορά του → πρόγνωση επιφανειακής κυκλογέννεσης ή βάθυνσης ενός επιφανειακού χαμηλού (L).
- ❑ Εξετάζονται τα κύματα Rossby.
- ❑ Εξετάζεται η κατακόρυφη ταχύτητα.
- ❑ Υπολογίζεται η μεταφορά θερμοκρασίας για ανώτερα στρώματα.

- Μέσο ύψος 5,500 m
- Εύρος τιμών ~5300-5800 gpm
- Ισοϋψείς ανά 40, 60 ή 80 gpm ξεκινώντας από 5400 gpm
- Ισόθερμες ανά 5 °C

Χάρτης των 500 hPa (~ 5500 gpm)

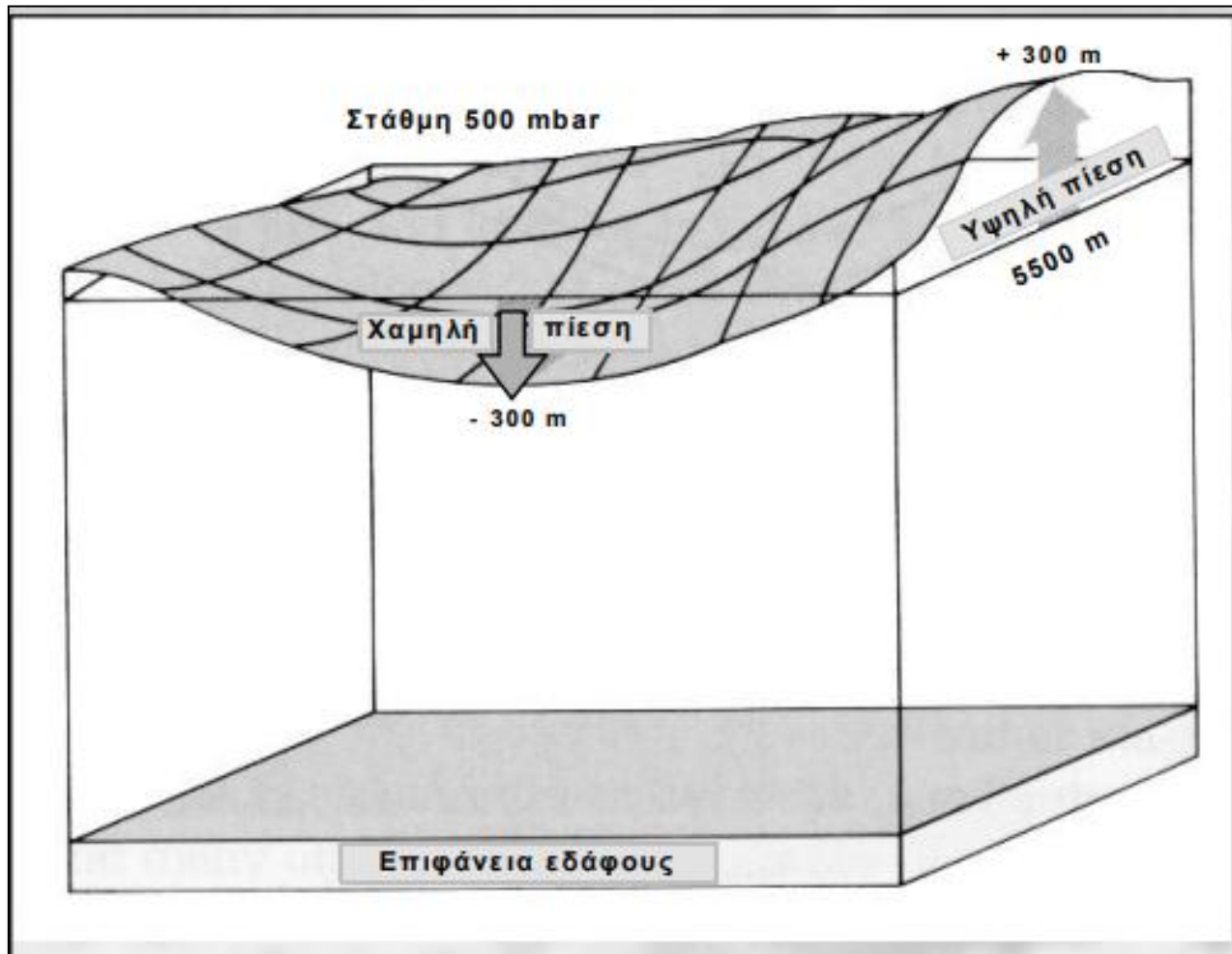
Το **γεωδυναμικό ύψος** της επιφάνειας των 500 hPa δείχνει περίπου πόσο πρέπει να ανεβεί κανείς στην ατμόσφαιρα προτού **μειωθεί η πίεση στα 500 hPa** (δηλ. 500 millibars).

Κατά μέσο όρο, αυτό το επίπεδο είναι περίπου **5.5 km** πάνω από τη στάθμη της θάλασσας και συχνά αναφέρεται ως επίπεδο διεύθυνσης (*steering level*), επειδή τα **καιρικά συστήματα από κάτω**, κοντά στην επιφάνεια της Γης, κινούνται περίπου στην **ίδια κατεύθυνση με τους ανέμους στο επίπεδο 500 hPa**.

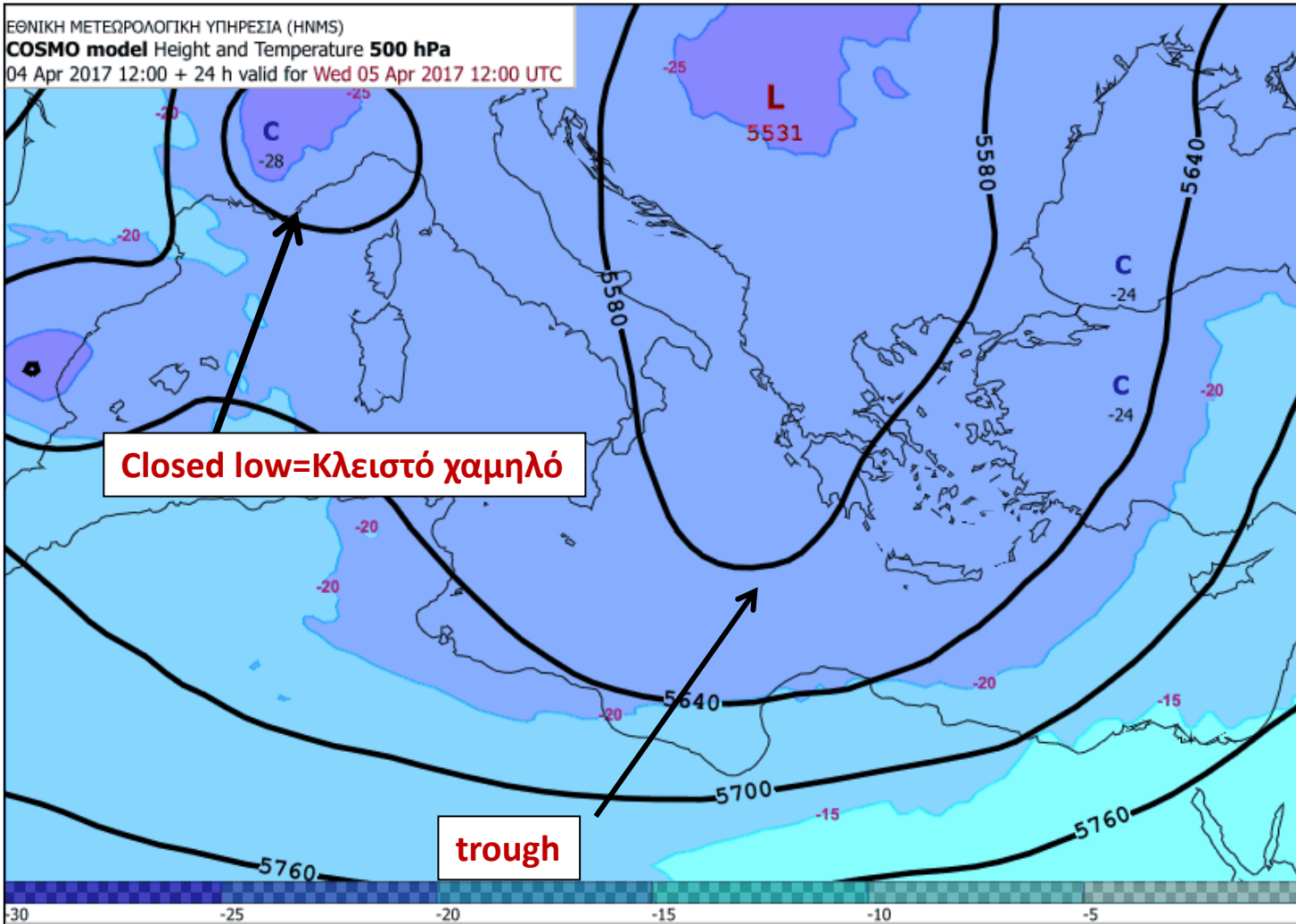
Οι **ισοϋψείς** δείχνουν τα κύρια τροποσφαιρικά κύματα που "ελέγχουν" τον καιρό μας:

- τα **χαμηλά ύψη** υποδεικνύουν **troughs** και τις υφέσεις
- ενώ τα **υψηλά ύψη** υποδηλώνουν **ridges** και αντικυκλώνες

Χάρτης των 500 hPa (~ 5500 gpm)

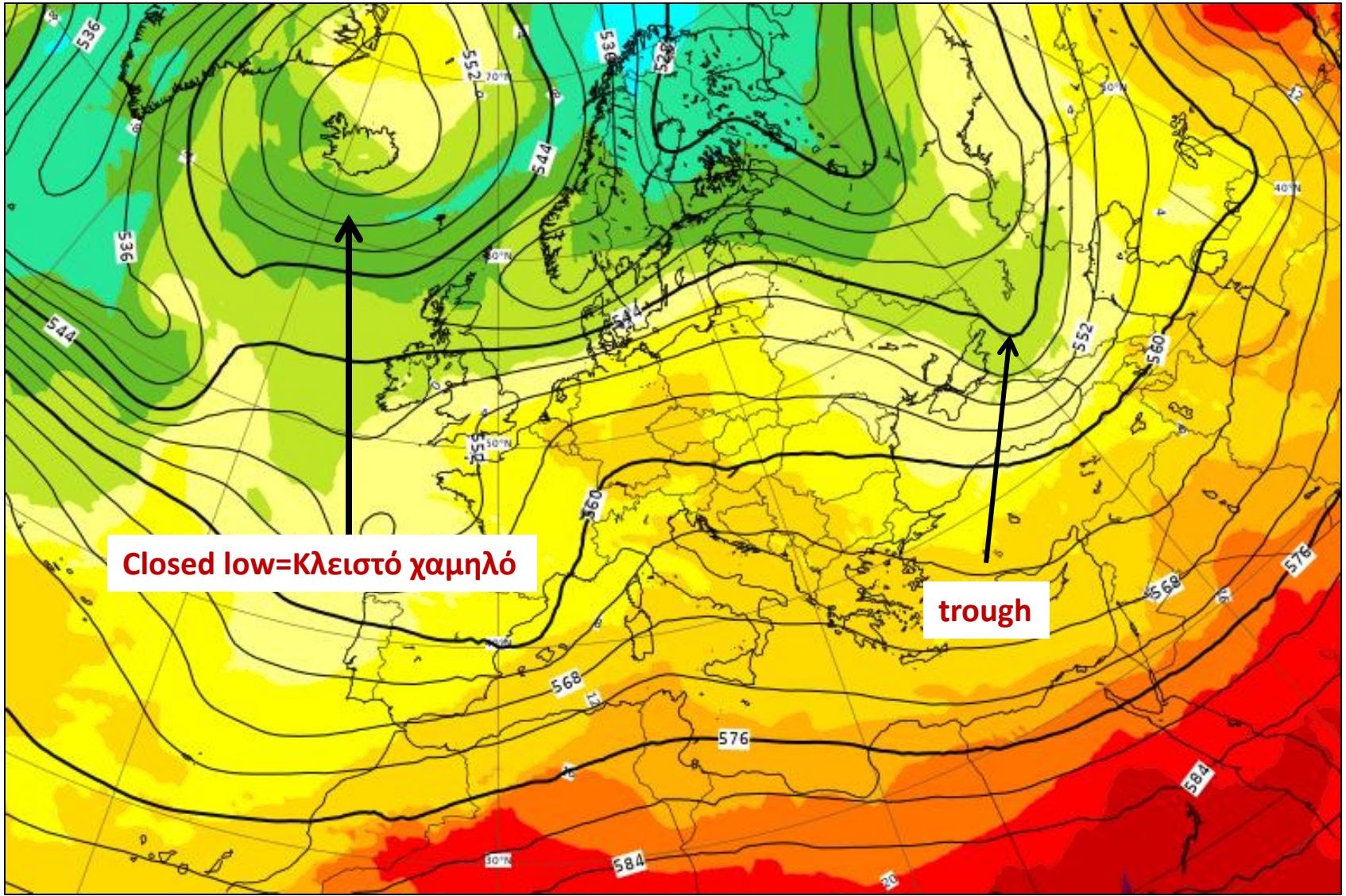


Παραδείγματα χάρτη 500 hPa



- Χάραξη ισοϋψών καμπύλων (ανά 60 gpm).
- Εντοπισμός trough/ridge, κλειστών χαμηλών.

Παραδείγμα χάρτη 500 hPa

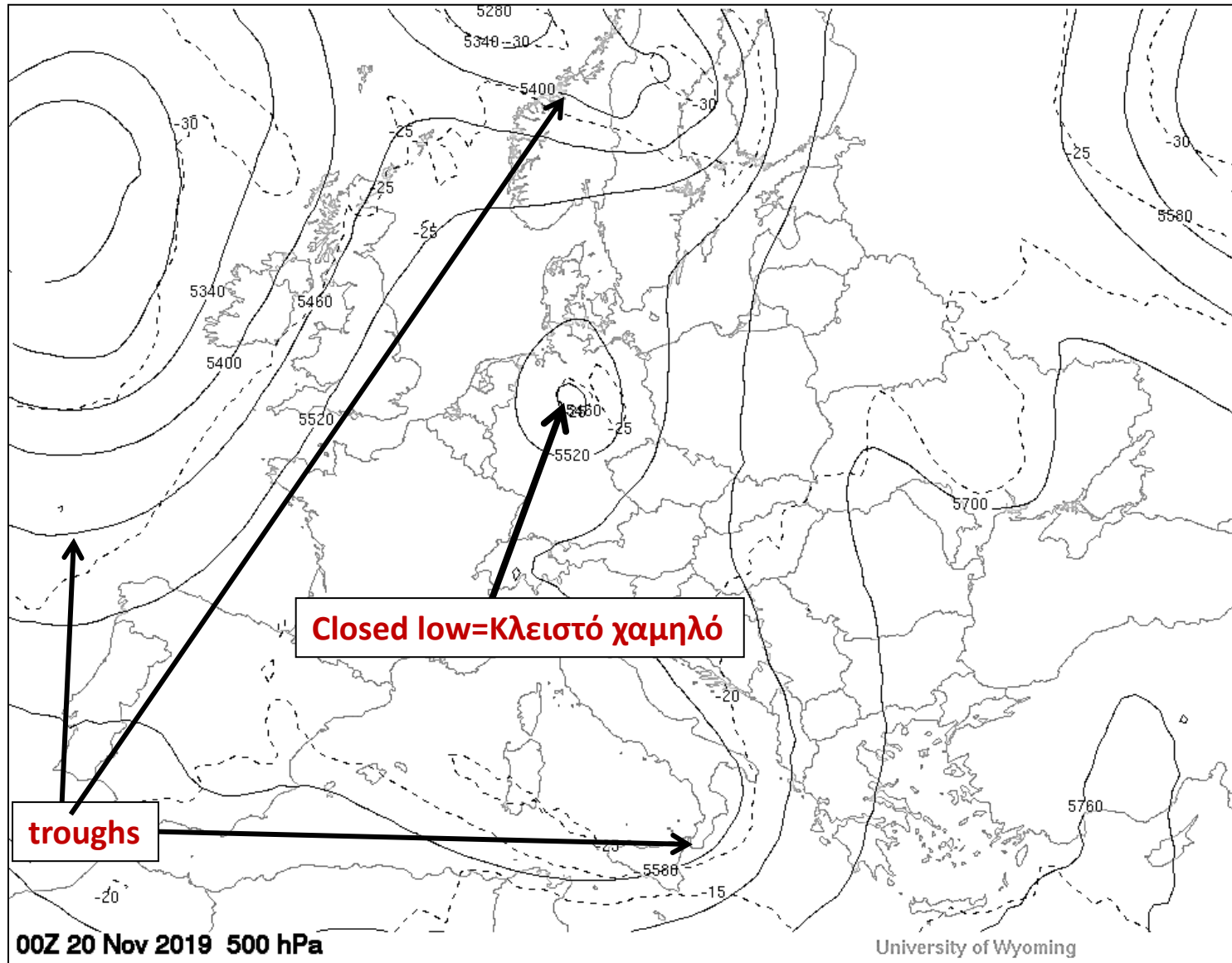


Closed low=Κλειστό χαμηλό

trough

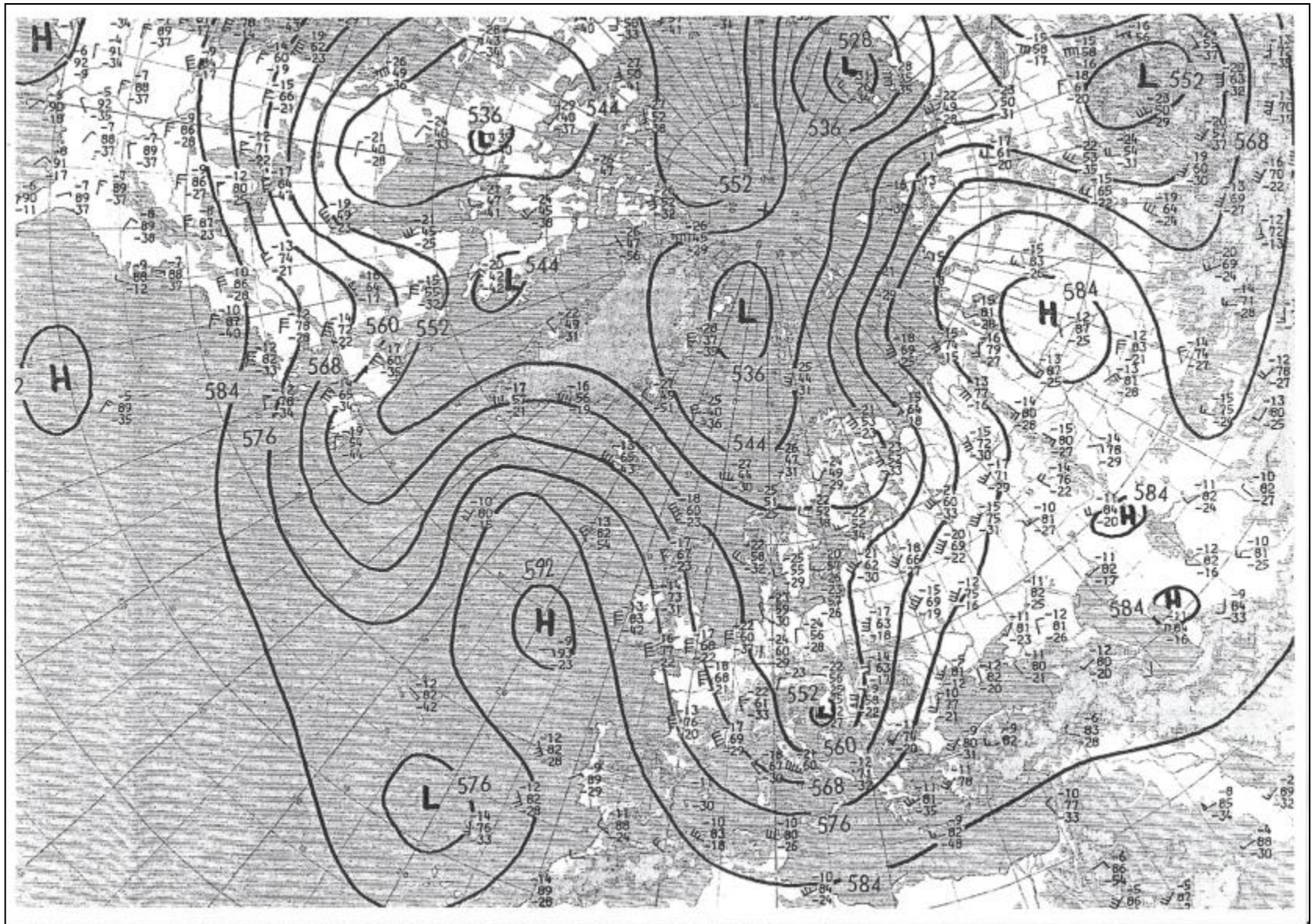
- Χάραξη ισοϋψών καμπύλων (ανά 4 gpdam).
- Εντοπισμός trough/ridge, κλειστών χαμηλών.

Παραδείγματα χάρτη 500 hPa



- Χάραξη ισοψών καμπύλων (ανά 60 gpm) και ισοθέρμων.
- Εντοπισμός trough/ridge, κλειστών χαμηλών.

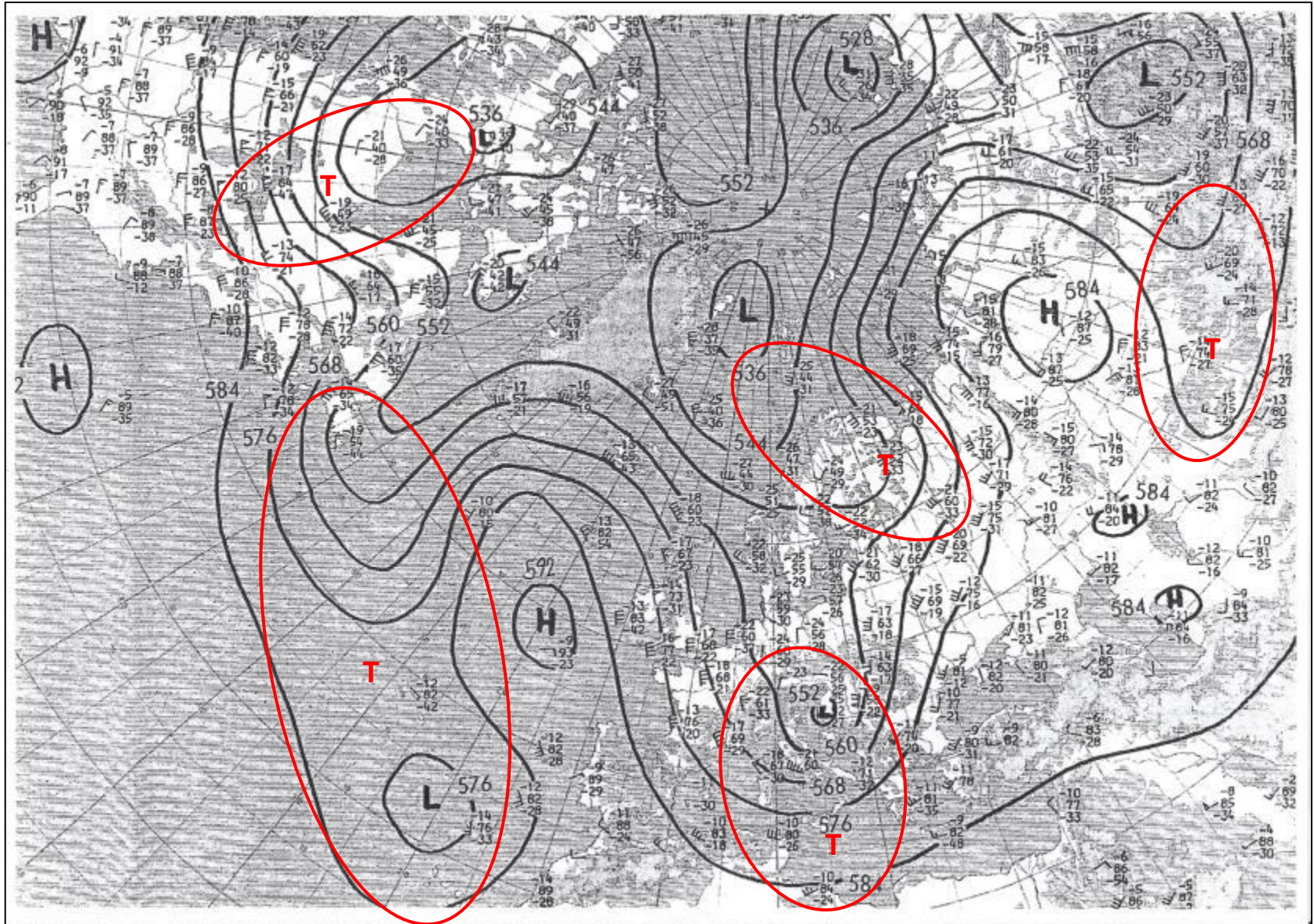
Αναγνώριση χάρτη - Συστημάτων



Αναγνώριση χάρτη - Συστημάτων

500 hPa

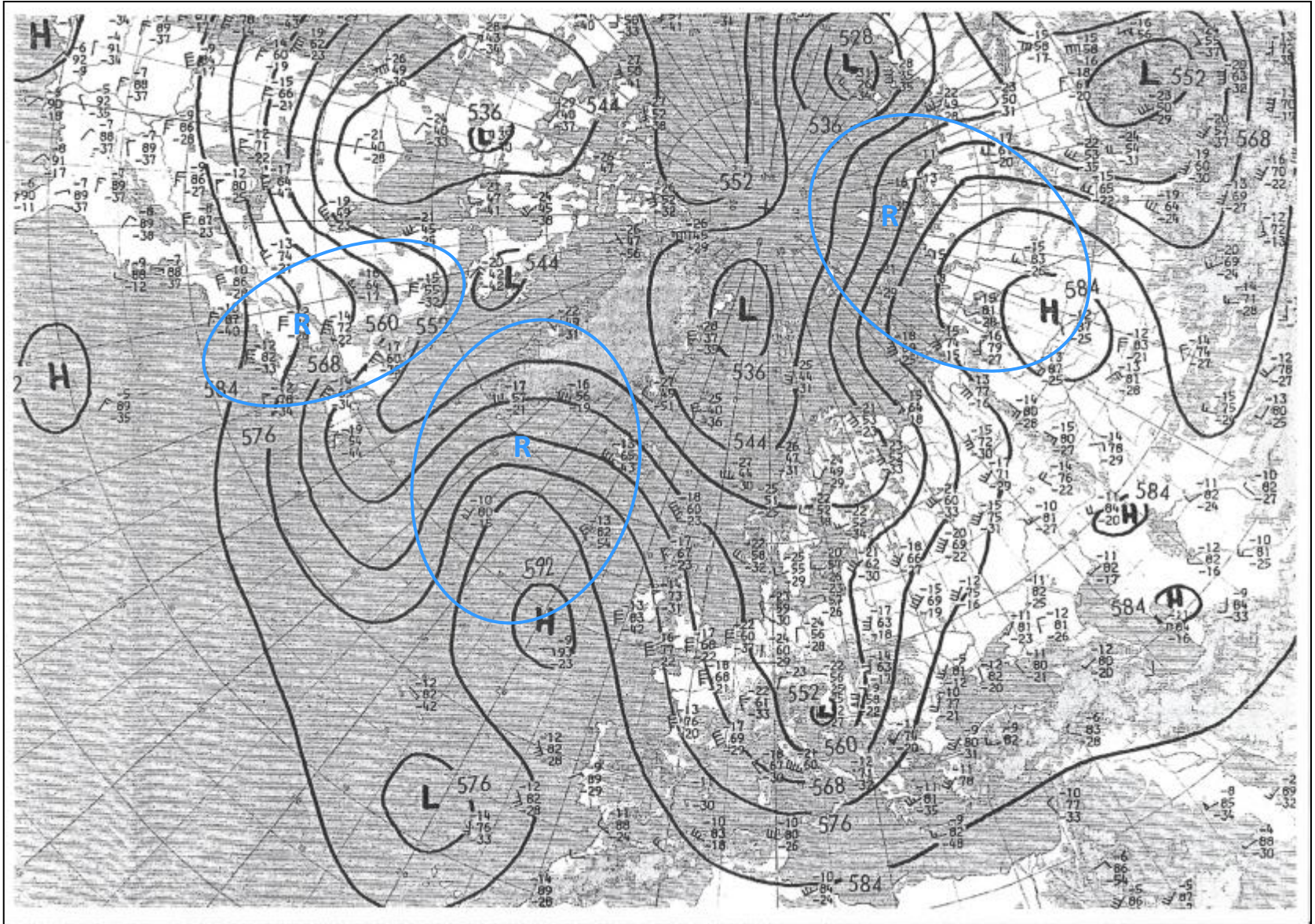
T - trough



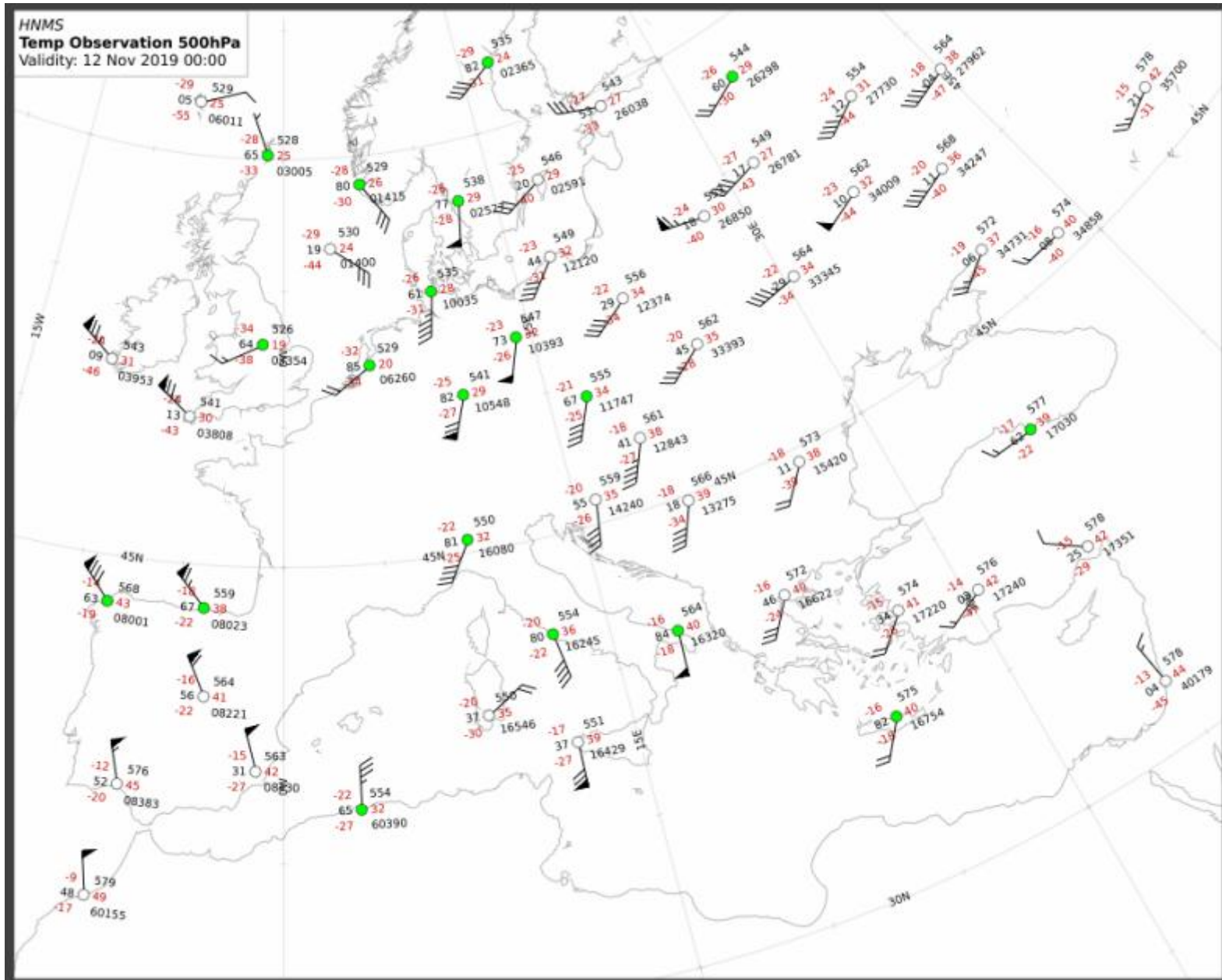
Αναγνώριση χάρτη - Συστημάτων

500 hPa

R - ridge

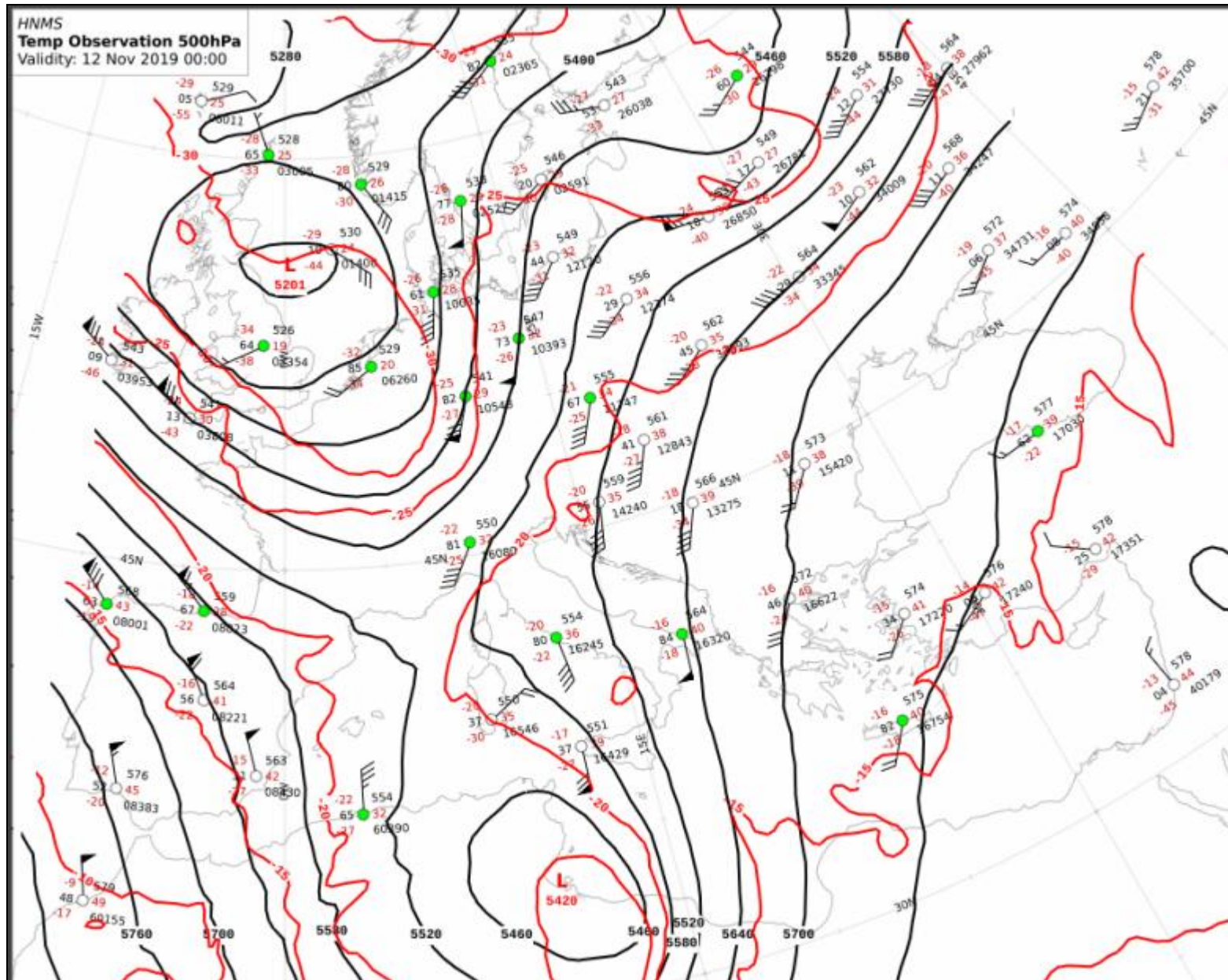


Εξάσκηση σε χάραξη ισοϋψών και ισοθέρμων σε χάρτη 500 hPa



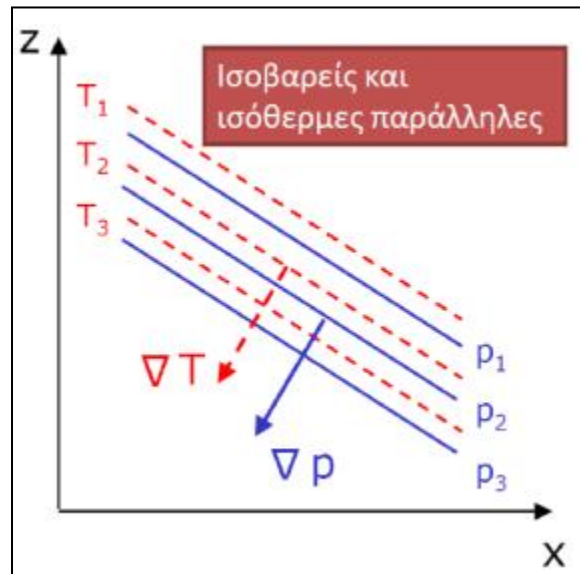
Χαράζτε ισοϋψείς ανά 60 grm (6 grdam) και ισοθέρμες ανά 5 °C

Εξάσκηση σε χάραξη ισοϋψών και ισοθέρμων σε χάρτη 500 hPa



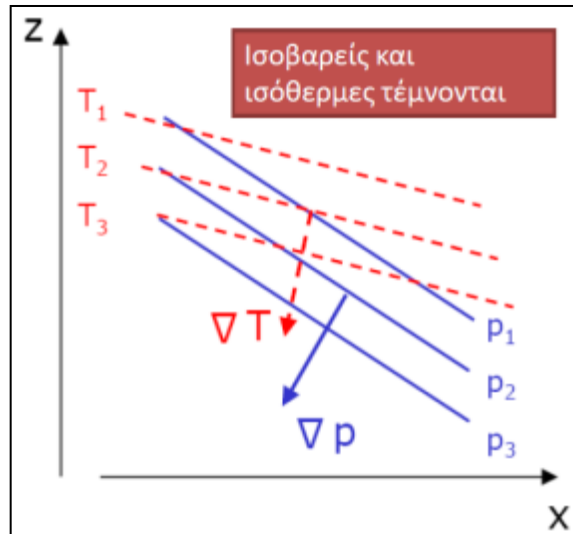
Βαροκλιτικότητα ατμόσφαιρας

Βαροτροπική ατμόσφαιρα



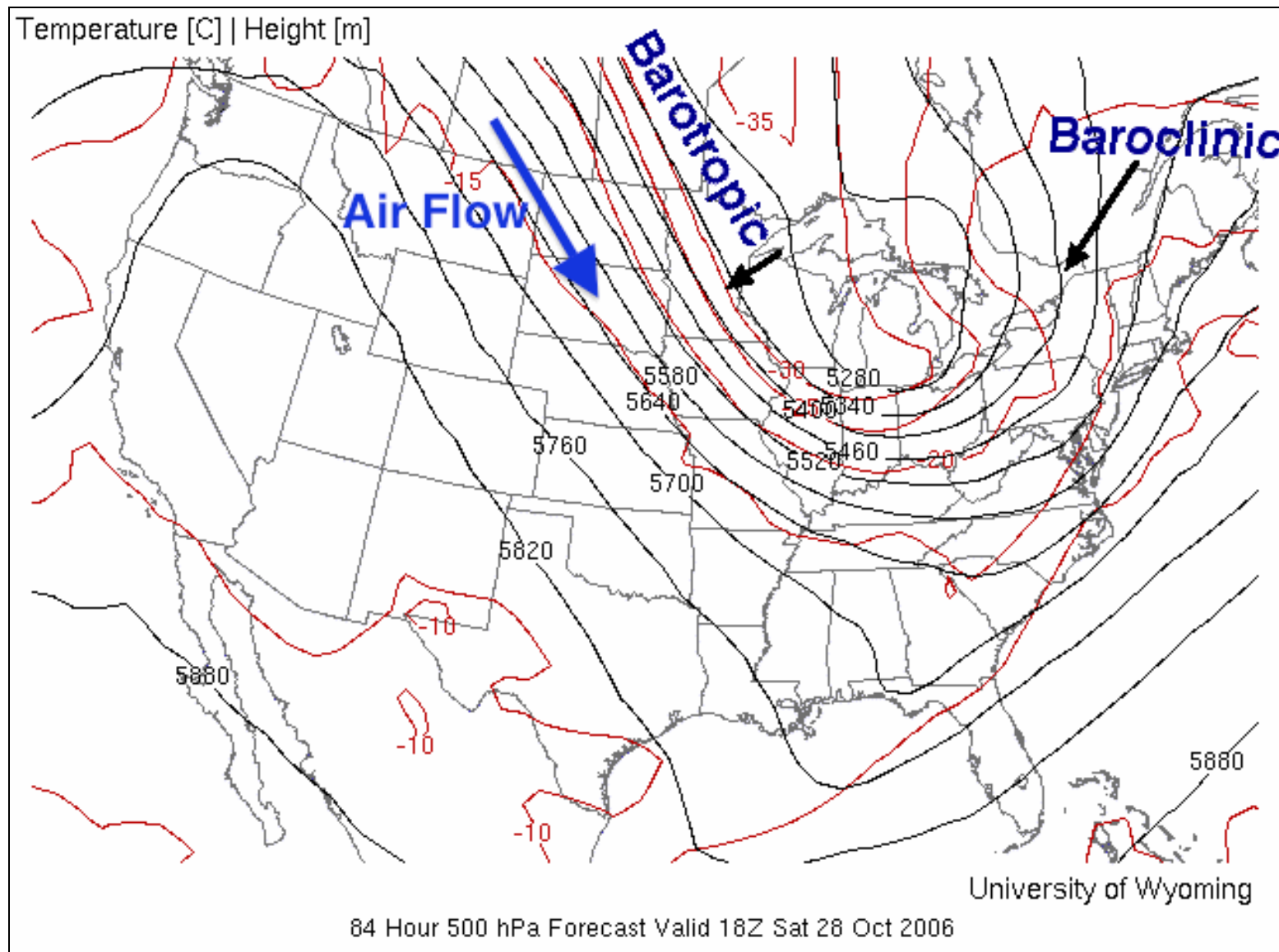
- Η πυκνότητα εξαρτάται μόνο από την πίεση.
- Οι ισοβαρικές επιφάνειες είναι και επιφάνειες σταθερής πυκνότητας και ισόθερμες.
- Δεν υπάρχει οριζόντια βαθμίδα θερμοκρασίας
- Ο γεωστροφικός άνεμος δεν μεταβάλλεται με το ύψος.
- Τα βαροτροπικά συστήματα δεν παρουσιάζουν κλίση με το ύψος.
- Απουσία μετώπων, παράδειγμα οι τροπικοί.

Βαροκλιτική ατμόσφαιρα

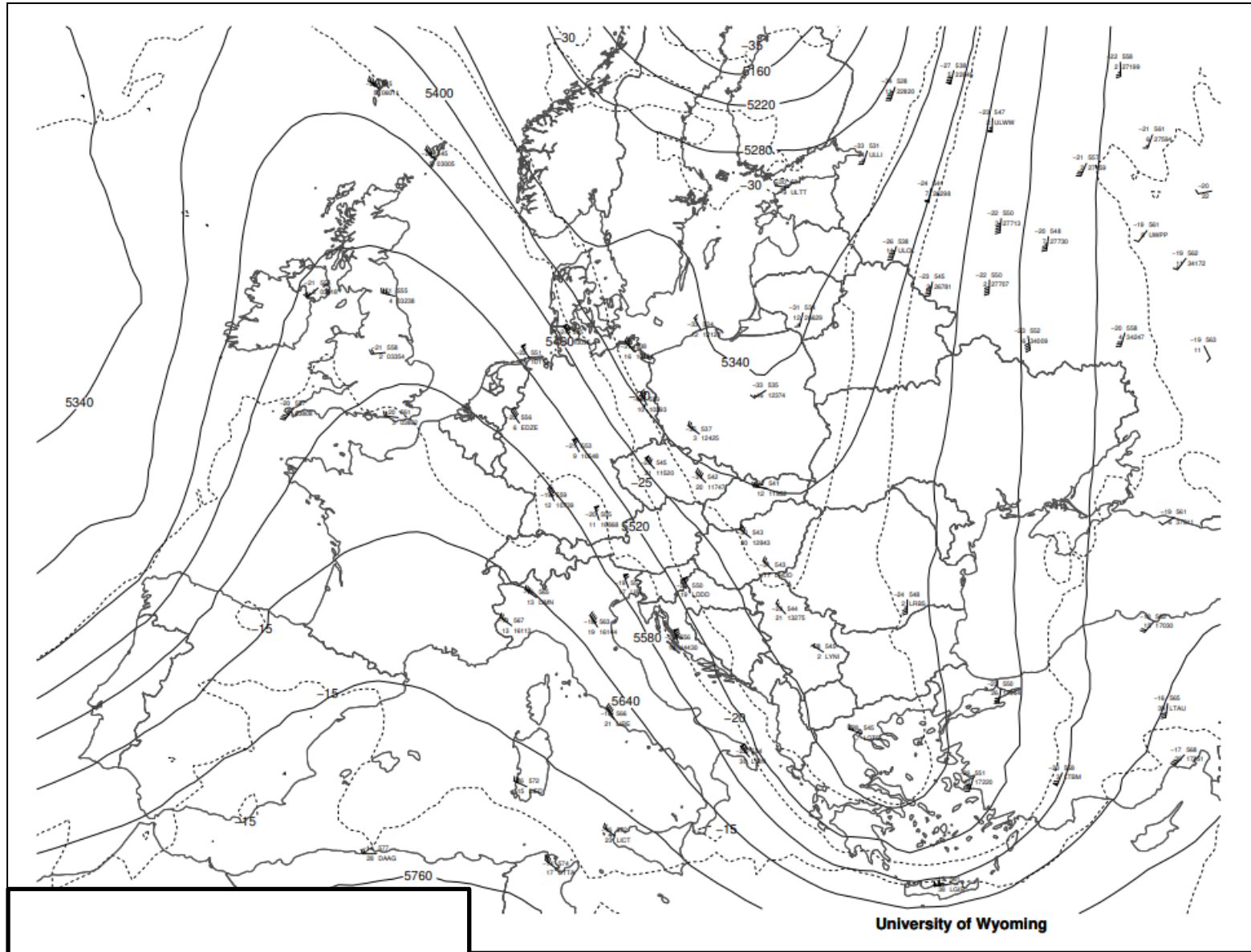


- Η πυκνότητα εξαρτάται από θερμοκρασία και πίεση.
- Η κλίση των ισοβαρικών επιπέδων μεταβάλλεται με το ύψος.
- Ο γεωστροφικός άνεμος μεταβάλλεται με το ύψος (θερμικός άνεμος)
- Οριζόντια μεταβολή της θερμοκρασίας.
- Τα βαροκλιτικά συστήματα παρουσιάζουν κλίση με το ύψος προς τα βορειοδυτικά (αρνητική κλίση).
- Παρουσία μετώπων, παράδειγμα οι υφέσεις των μέσων γεωγραφικών πλατών.

Παράδειγμα βαροκλινικής και βαροτροπικής ατμόσφαιρας

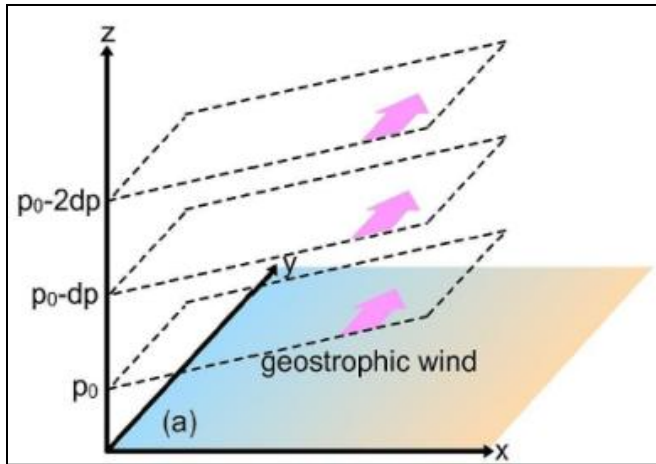


Εντοπίστε περιοχές βαροκλιτικής και βαροτροπικής ατμόσφαιρας



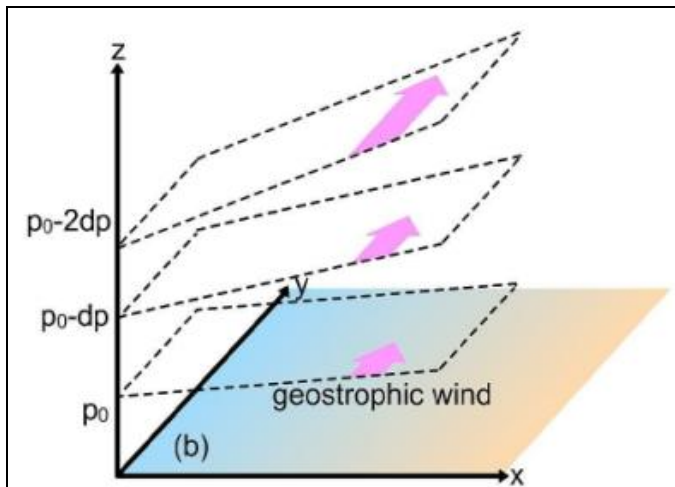
Γεωστροφικός άνεμος σε βαροτροπική και βαροκλινική ατμόσφαιρα

Βαροτροπική



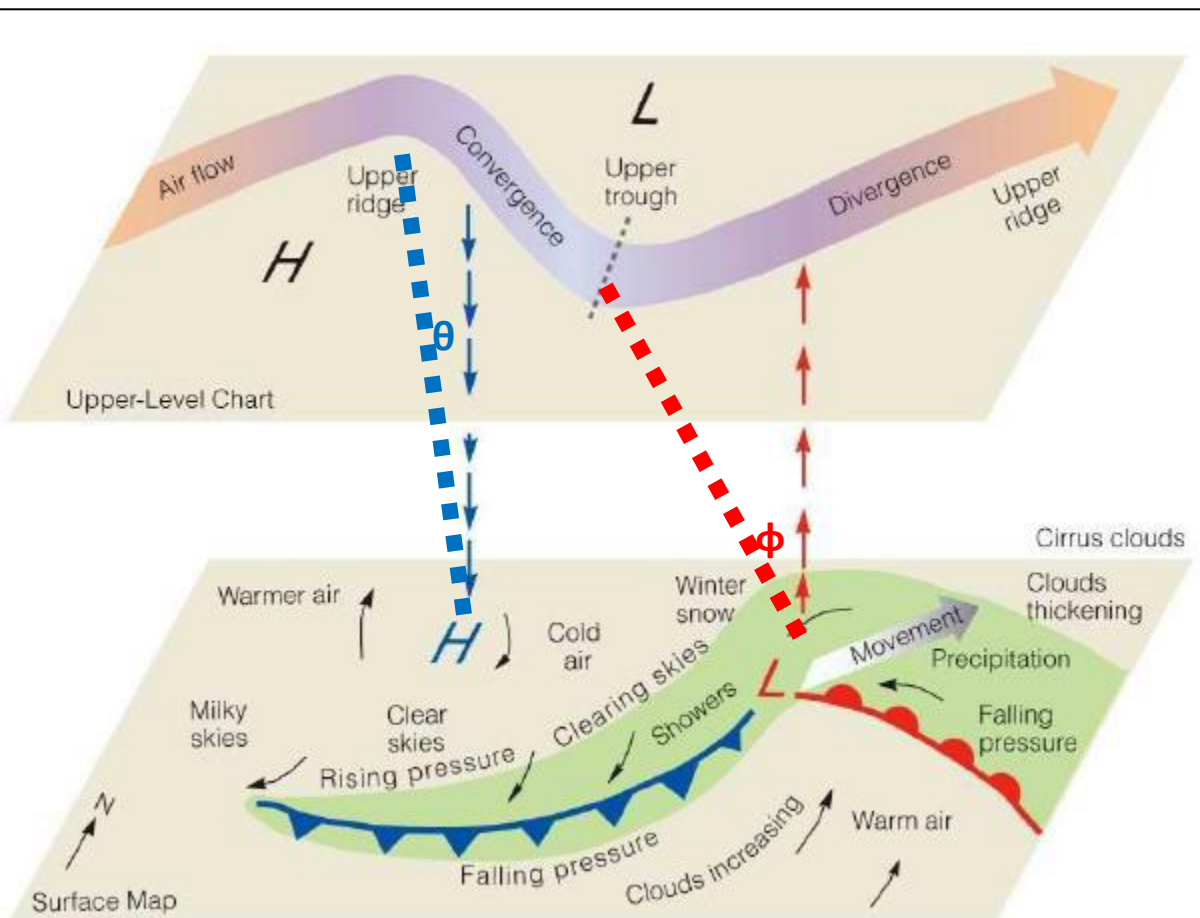
- Αν στην ατμόσφαιρα δεν υπήρχε οριζόντια θερμοβαθμίδα, τότε η διεύθυνση και η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου θα ήταν ανεξάρτητες του ύψους, δηλαδή δεν θα υπήρχε κατακόρυφη μεταβολή του γεωστροφικού ανέμου.

Βαροκλινική



- Αν υπάρχει οριζόντια θερμοβαθμίδα, τότε η κλίση των ισοβαρικών επιφανειών αλλάζει με το ύψος και έτσι αλλάζει και η ταχύτητα (και η διεύθυνση) του γεωστροφικού ανέμου.

Βαροκλιτική ατμόσφαιρα και προσδιορισμός θέσης επιφανειακού συστήματος



Βασική προϋπόθεση για την ενίσχυση ενός χαμηλού →
Βαροκλιτική ατμόσφαιρα !

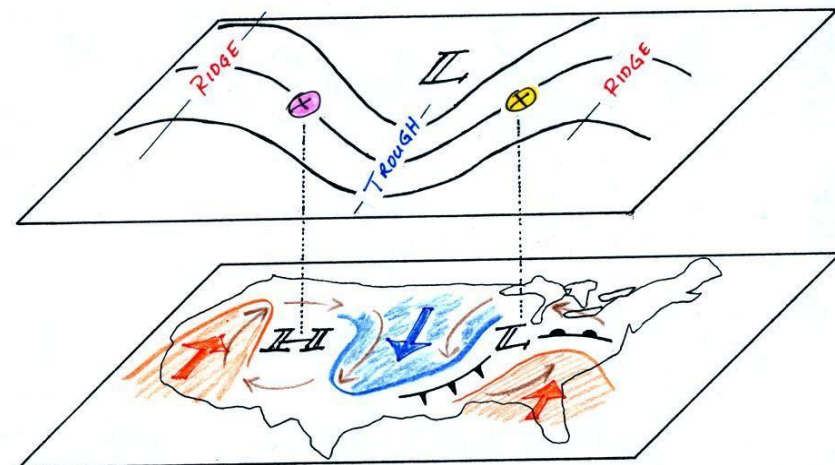
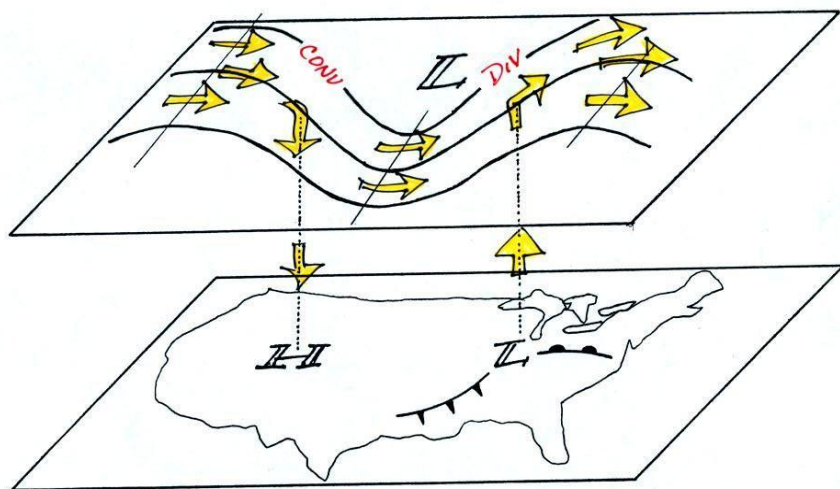


Βορειοδυτική (ΒΔ) κλίση του χαμηλού L με το ύψος

Το επιφανειακό σύστημα χαμηλών πιέσεων L βρίσκεται κάτω δεξιά από την trough.

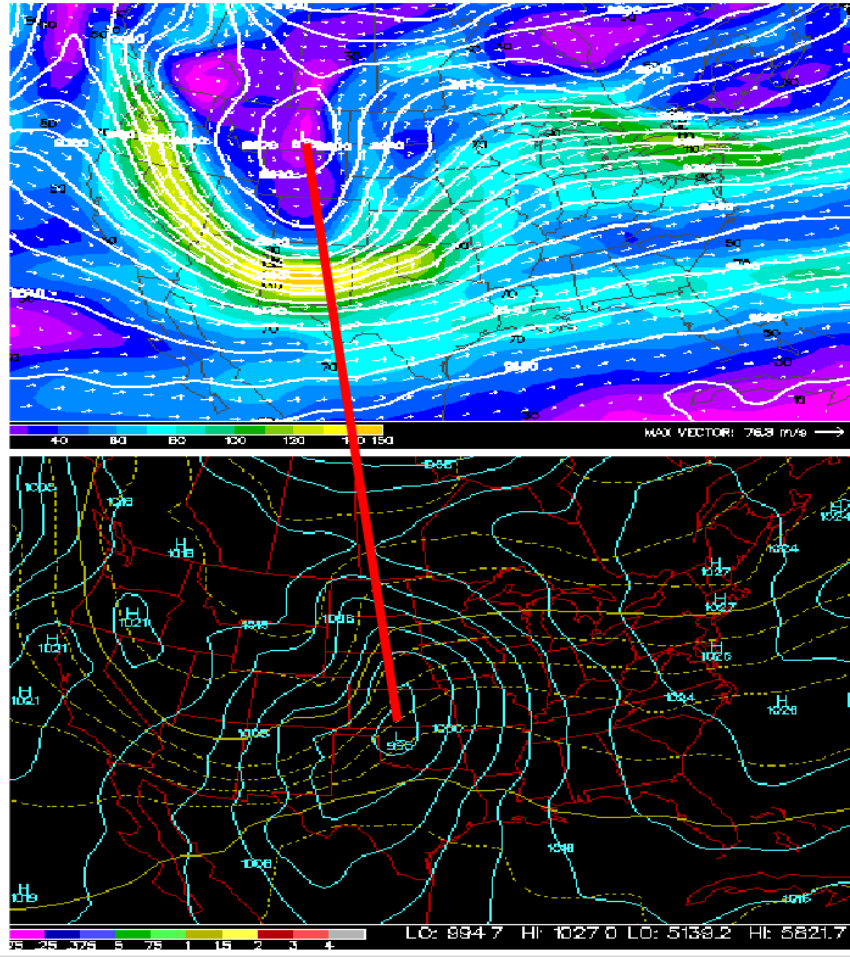
Μεγαλύτερη κλίση στις υφέσεις L σε σχέση με τους αντικυκλώνες H ($\phi > \theta$)

Βαροκλιτική ατμόσφαιρα και προσδιορισμός θέσης επιφανειακού συστήματος



Το επιφανειακό χαμηλό ενισχύεται λόγω της αρνητικής κλίσης με το ύψος (βαροκλιτική φάση).

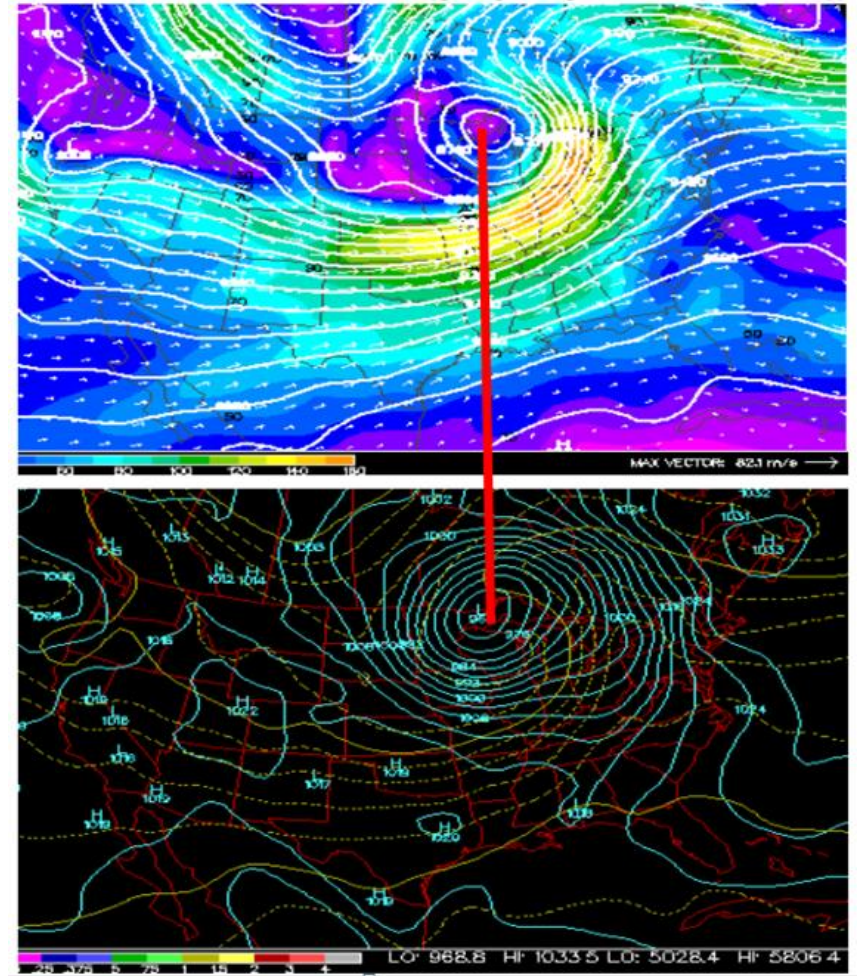
500 hPa



επιφάνεια

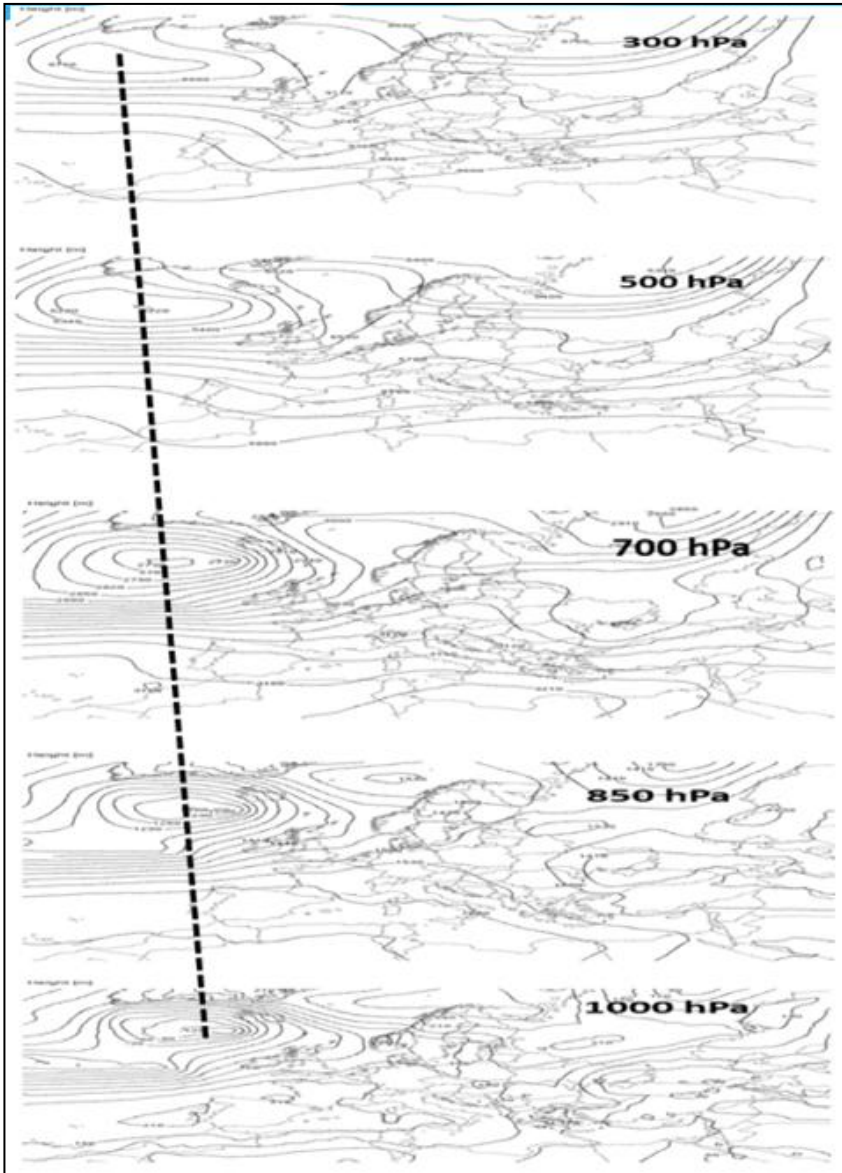
Το επιφανειακό χαμηλό διαλύεται καθώς τα δύο συστήματα βρίσκονται το ένα κάτω από το άλλο (βαροτροπική φάση).

500 hPa



επιφάνεια

Βαροκλιτικός χαρακτήρας ατμόσφαιρας σε διάφορα ισοβαρικά επίπεδα

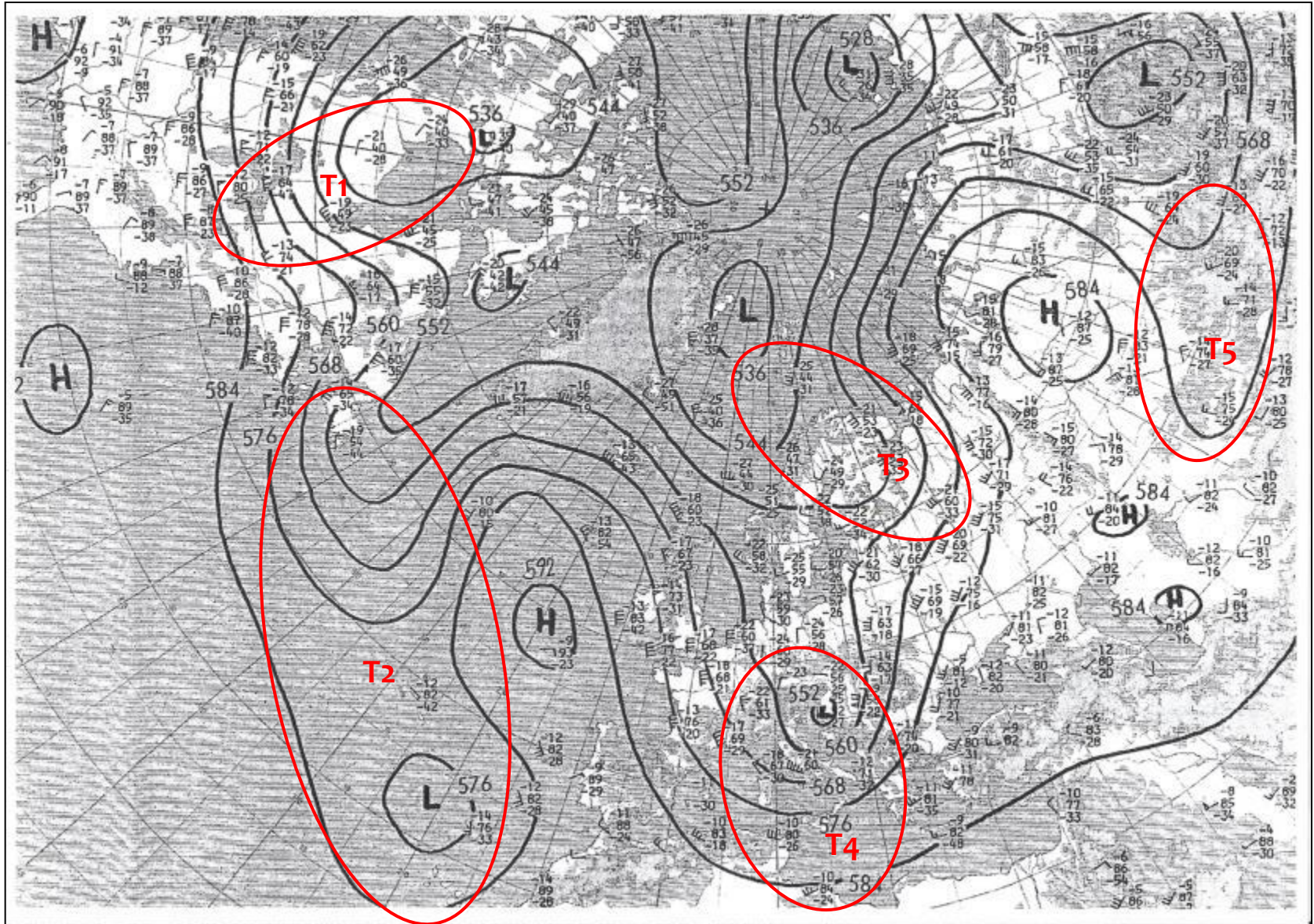


- ΒΔ κλίση με το ύψος σε όλη την τροπόσφαιρα.
- Μεγαλύτερη κλίση στις υφέσεις (L) σε σχέση με τους αντικυκλώνες (H).

Αναγνώριση χάρτη - Συστημάτων

500 hPa

T - trough



Εντοπισμός χαμηλών στην επιφάνεια

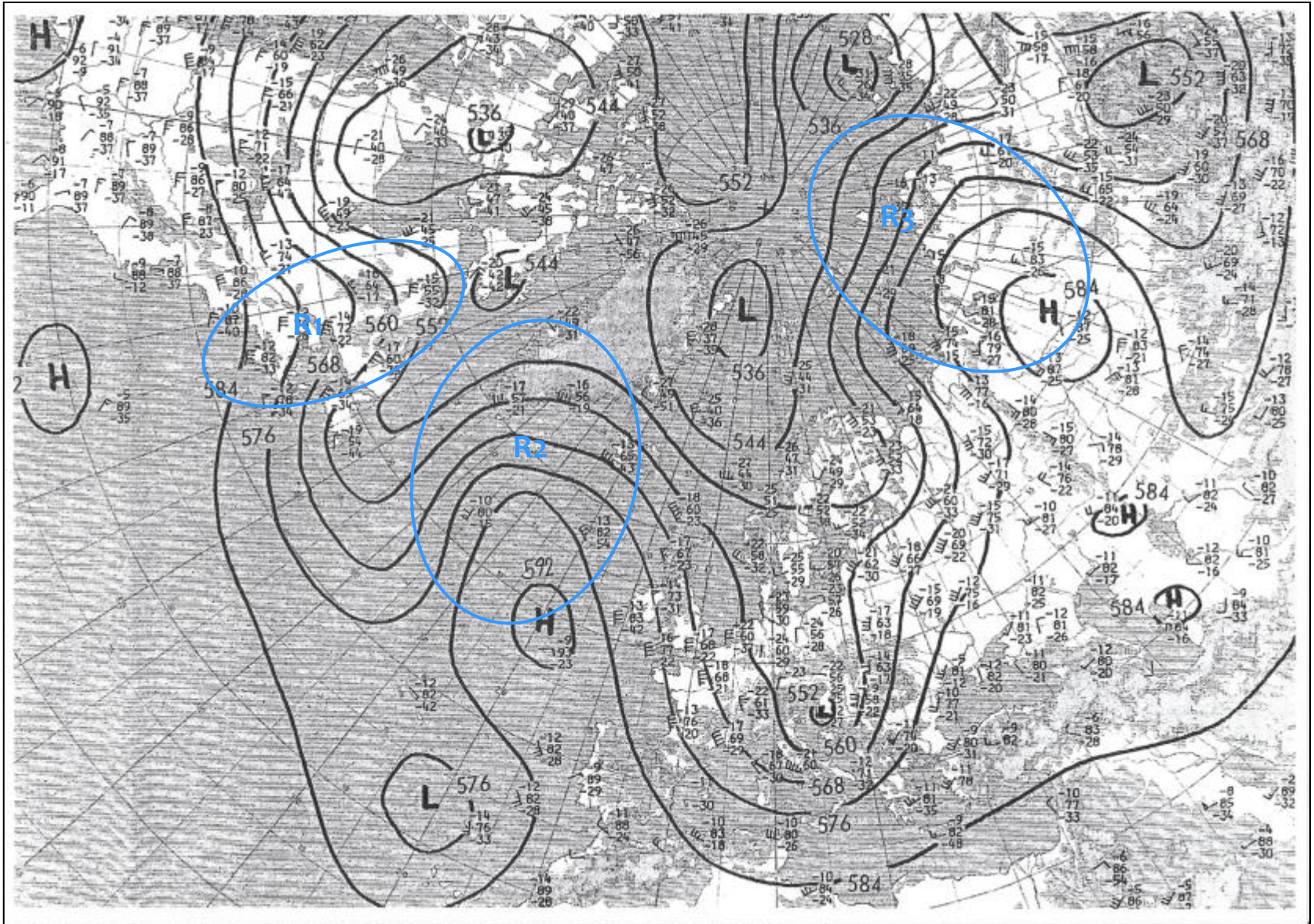
επιφανείας



Αναγνώριση χάρτη - Συστημάτων

500 hPa

R - ridge



Εντοπισμός υψηλών στην επιφάνεια

επιφανείας



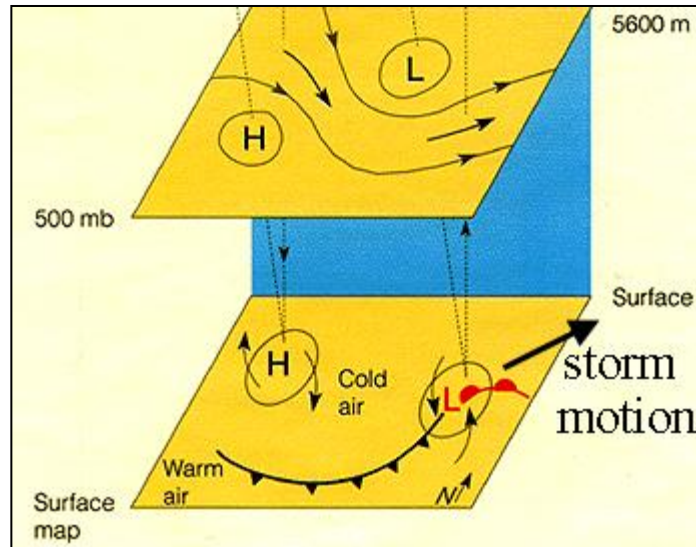
Βαροκλιτική ατμόσφαιρα και κίνηση επιφανειακού συστήματος

Κίνηση ενός επιφανειακού χαμηλού L

Με βάση τον γεωστροφικό άνεμο στα 500 hPa →

κατά τη διεύθυνση του ανέμου στα 500 hPa με ταχύτητα μετακίνησης ίση με:

$$V_{surf} = \frac{1}{2} V_{500}$$



Παράδειγμα

α) Διεύθυνση:

Αν ο άνεμος στα 500 hPa είναι ΝΔ →

το σύστημα θα κινηθεί ΒΑ

β) Μέτρο ταχύτητας:

Αν $v_{500}=50$ m/s →

$$v_{surf}=25$$
 m/s

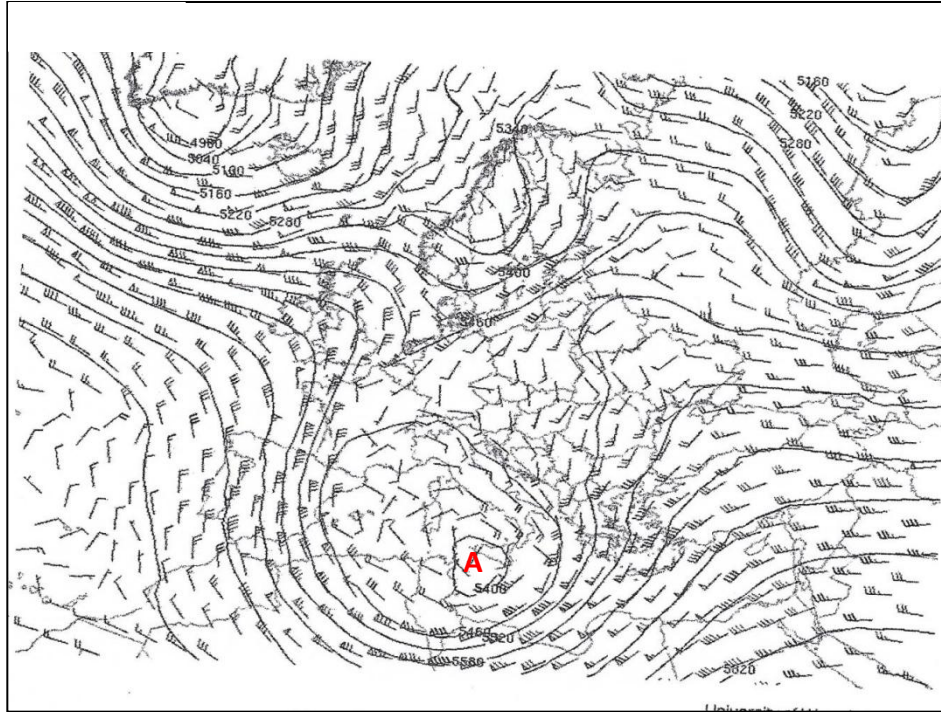
γ) Απόσταση

Το επιφανειακό χαμηλό διανύει σε 12 h την απόσταση:

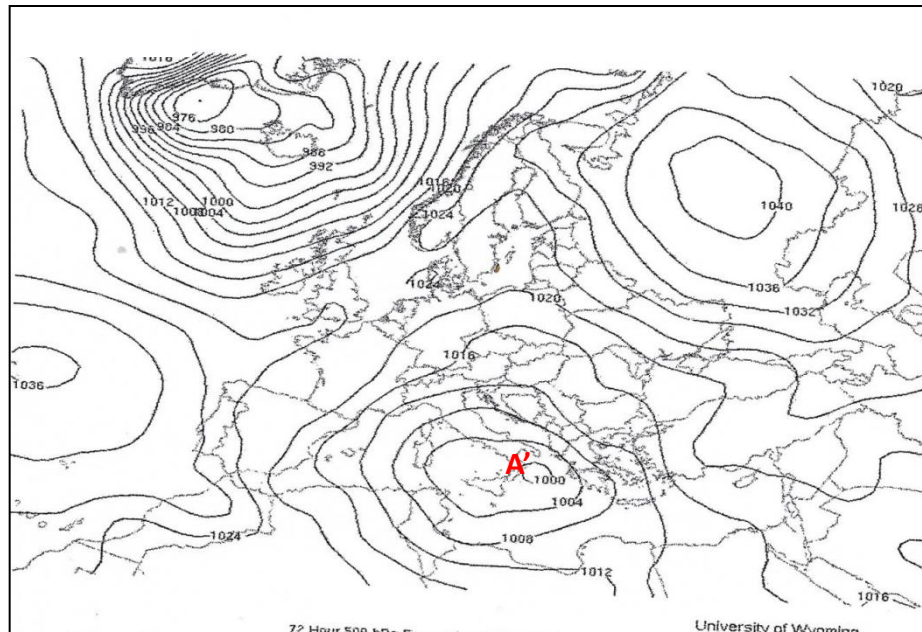
$$S = v_{surf} \cdot t = 25 \cdot 12 \cdot 3600 \text{ m} = 1080 \text{ km}$$

Εξάσκηση στην κίνηση επιφανειακού χαμηλού

- Αναγνωρίζω τον χάρτη
- Αναγνωρίζω το σύστημα που αντιστοιχεί στο σημείο **A**

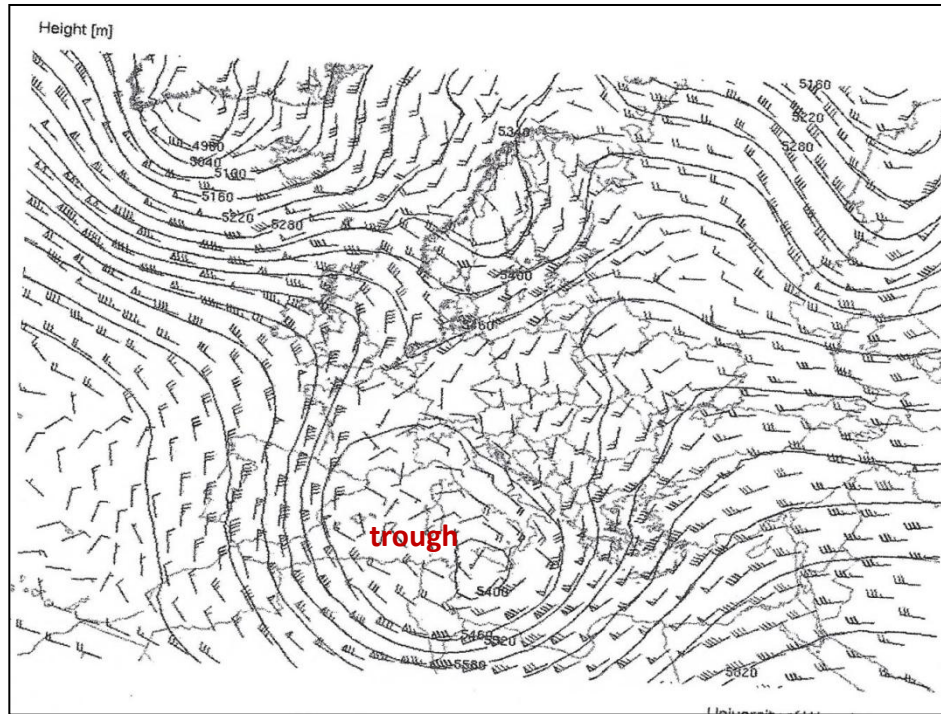


- Αναγνωρίζω τον χάρτη
- Αναγνωρίζω το σύστημα που αντιστοιχεί στο σημείο **A'**

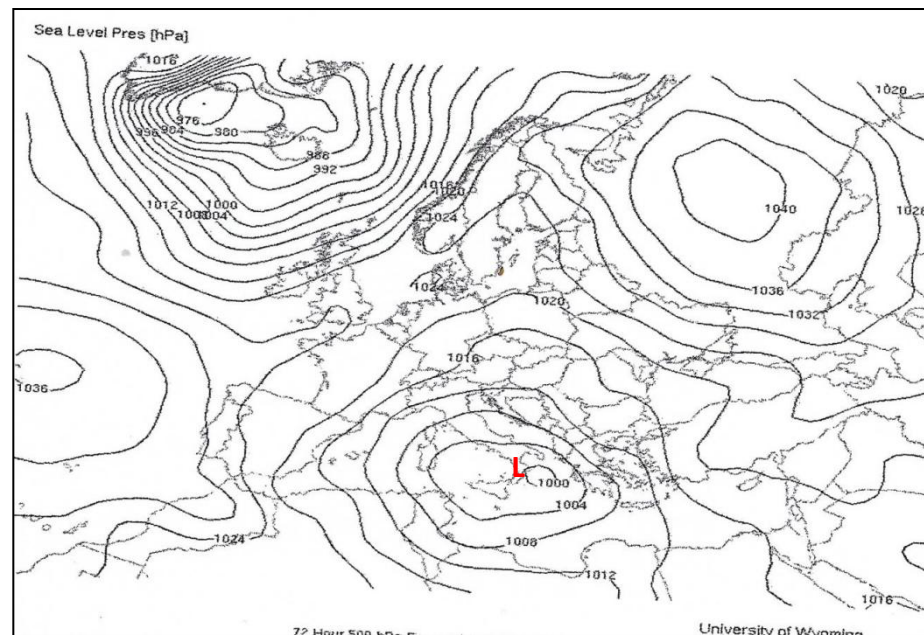


Εξάσκηση στην κίνηση επιφανειακού χαμηλού

500 hPa

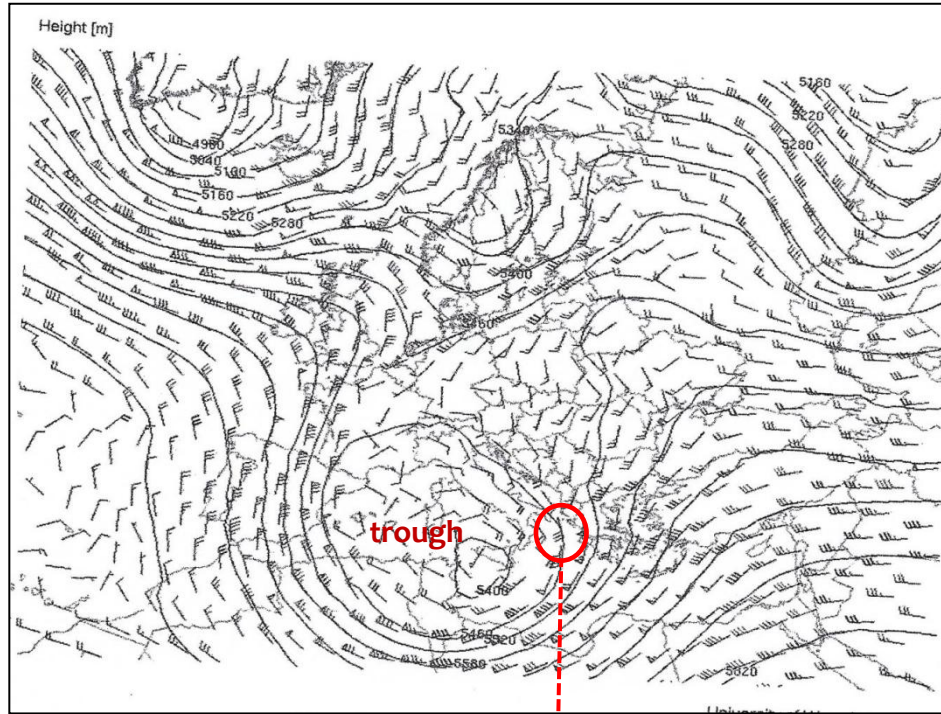


επιφανείας



Προς ποιά κατεύθυνση και με τι ταχύτητα θα κινηθεί το επιφανειακό χαμηλό **L**;

500 hPa

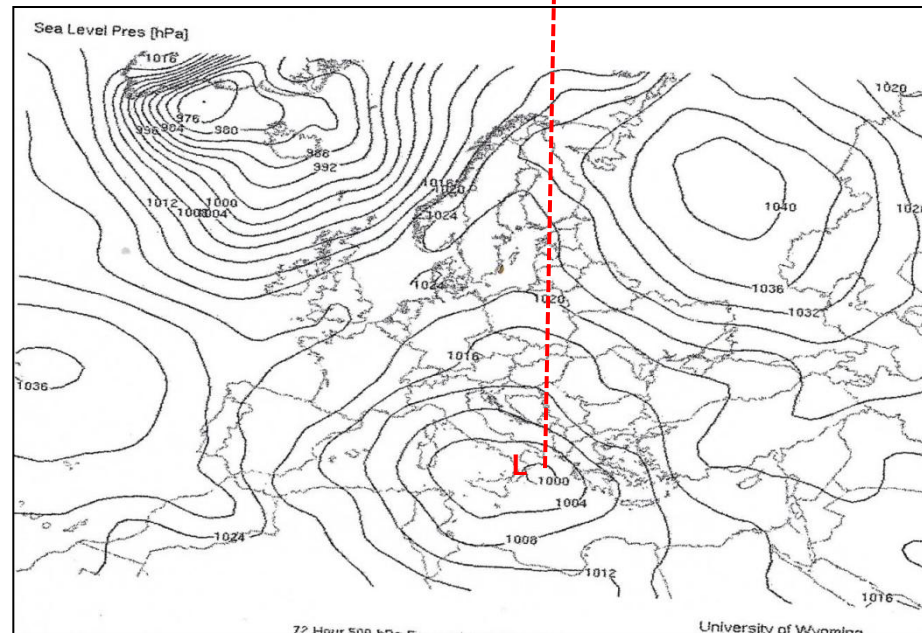


$$V_{500} = 30 \text{ kts}, N/NA$$



$$V_{surf} = \frac{1}{2} 30 = 15 \text{ kts}$$

επιφανείας



Άρα το επιφανειακό χαμηλό θα
κινηθεί **B/BA**
με ταχύτητα **15 kts**

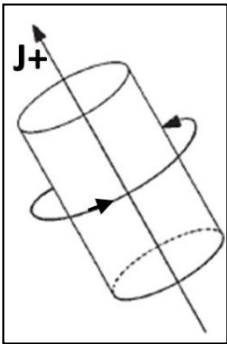
Στροβιλισμός
(vorticity)

Σχετικός στροβιλισμός (J)

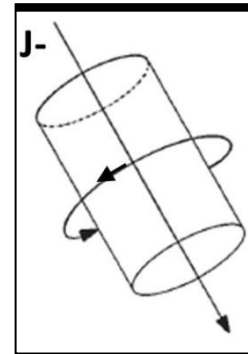
Είναι το μέτρο της περιστροφής μιας αέριας μάζας γύρω από ένα κατακόρυφο άξονα σε σχέση με την επιφάνεια της γης.

Διακρίνεται σε:

Θετικό σχετικό στροβιλισμό
για κυκλωνική περιστροφή



Αρνητικό σχετικό στροβιλισμό
για αντικυκλωνική περιστροφή



Σχετικός στροβιλισμός (J)

- Στη μετεωρολογία μας ενδιαφέρει κυρίως η κατακόρυφη συνιστώσα του σχετικού στροβιλισμού ζ .

$$\vec{\zeta} = \vec{\nabla} \times \vec{V} = \left(\frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \hat{i} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) \hat{j} + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \hat{k}$$

$$\zeta = \hat{k} \cdot \vec{\zeta} = \hat{k} \cdot \nabla \times \vec{V} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

- Πλοτάρεται στην επιφάνεια των 500 mb (επίπεδο της μηδενικής απόκλισης και μέγιστης κατακόρυφης ταχύτητας).
- Μονάδα: sec^{-1}
- Τυπική κλίμακα του σχετικού στροβιλισμού $\zeta \sim 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$

Απόλυτος στροβιλισμός (n)

Εκφράζει την περιστροφή μιας αέριας μάζας γύρω από κάποιον άξονα που παρατηρείται από εξωτερικό παρατηρητή σε σταθερό σημείο έξω από τη γη (για μεγάλες περιοχές).

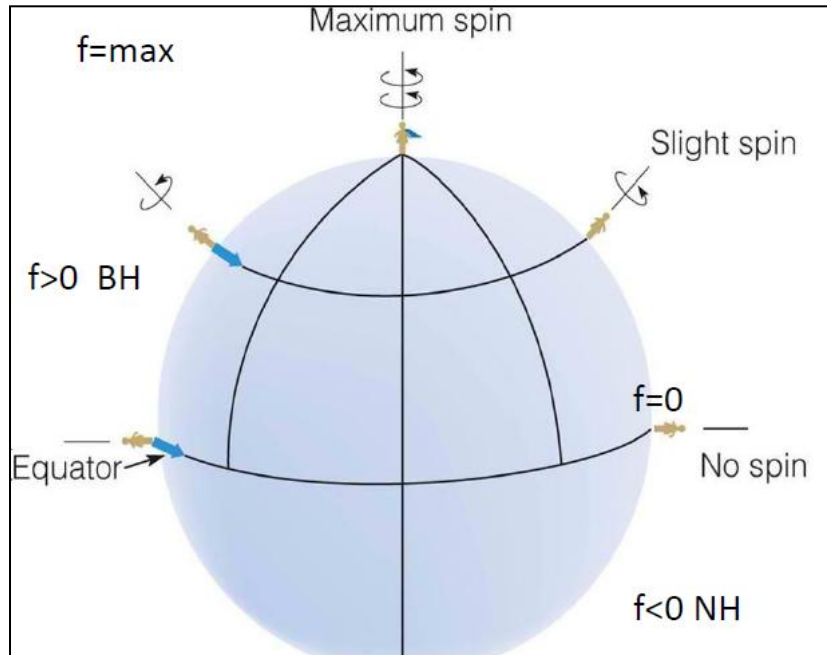
➤ Ισούται με το άθροισμα του σχετικού στροβιλισμού με την παράμετρο Coriolis και δίνεται από τον τύπο:

$$n = \zeta + f$$

όπου:

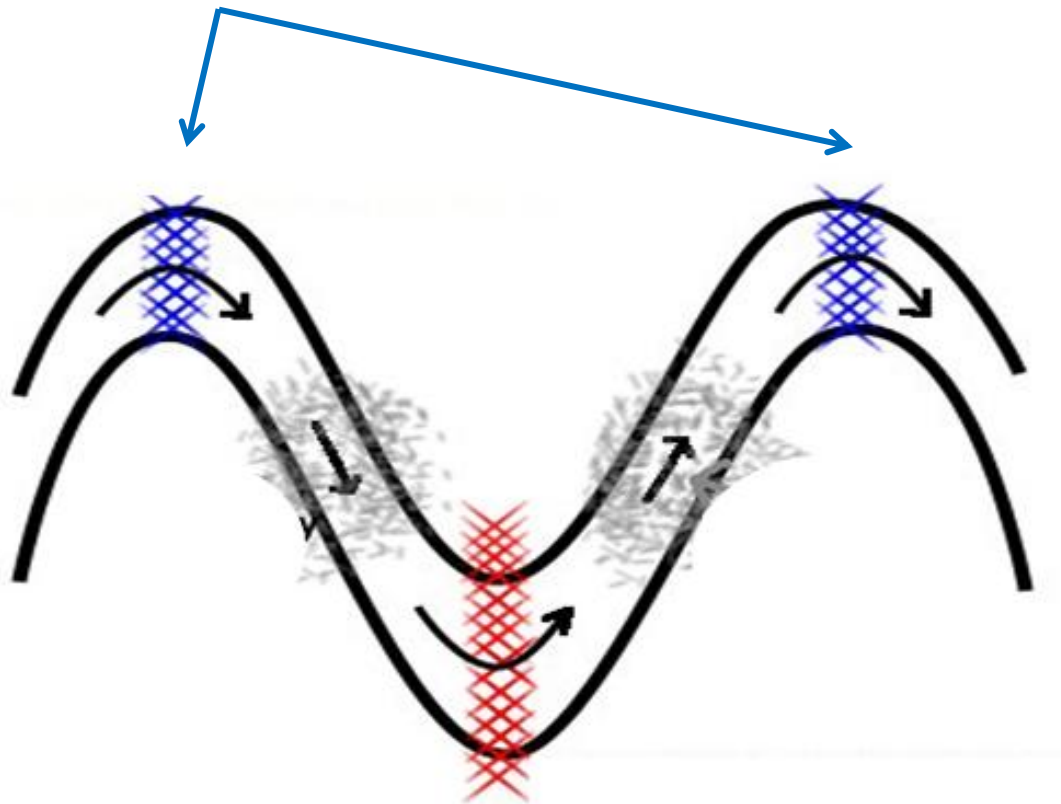
- ζ - σχετικός στροβιλισμός
- $f = 2\Omega \sin\phi$ (παράμετρος Coriolis)

➤ Τυπική κλίμακα πλανητικού στροβιλισμού $f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$



Θέση min/max τιμές απόλυτου στροβιλισμού

Κεντρικός άξονας Ridge → Ελάχιστες τιμές στροβιλισμού



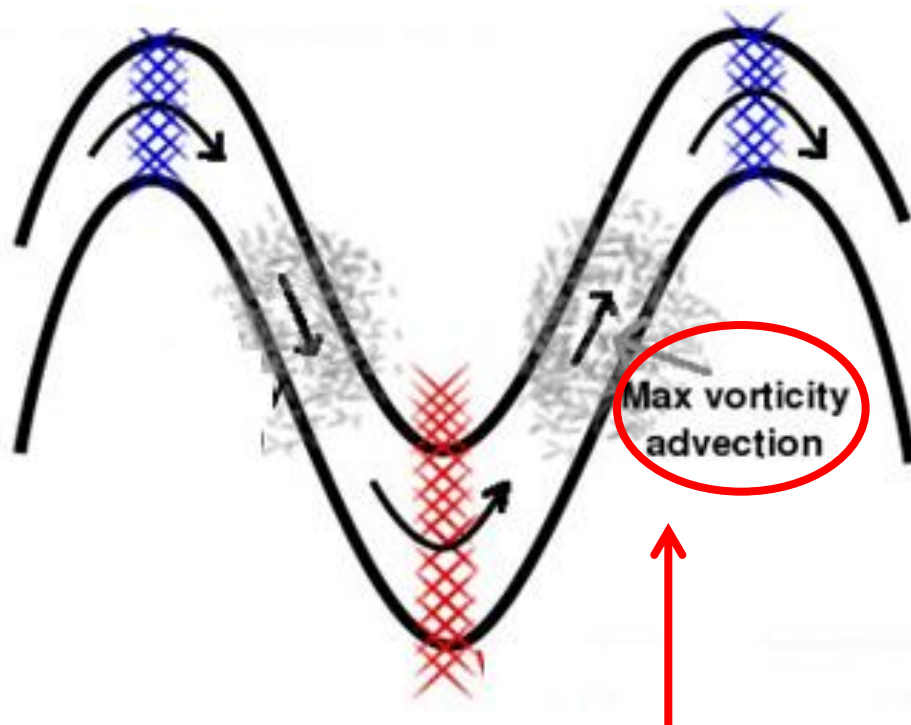
Κεντρικός άξονας Trough → Μέγιστες τιμές στροβιλισμού

Μεταφορά στροβιλισμού
(vorticity advection)

Θετική μεταφορά στροβιλισμού (PVA, *positive vorticity advection*)

- Εμφανίζεται μπροστά από μια ανώτερη trough, εκεί που υπάρχει απόκλιση και ανοδικές κινήσεις στα ανώτερα ύψη.
- Στην επιφάνεια παρατηρείται σύγκλιση και πτώση της πίεσης, άρα εμφανίζεται ένα χαμηλό.

Θέση PVA



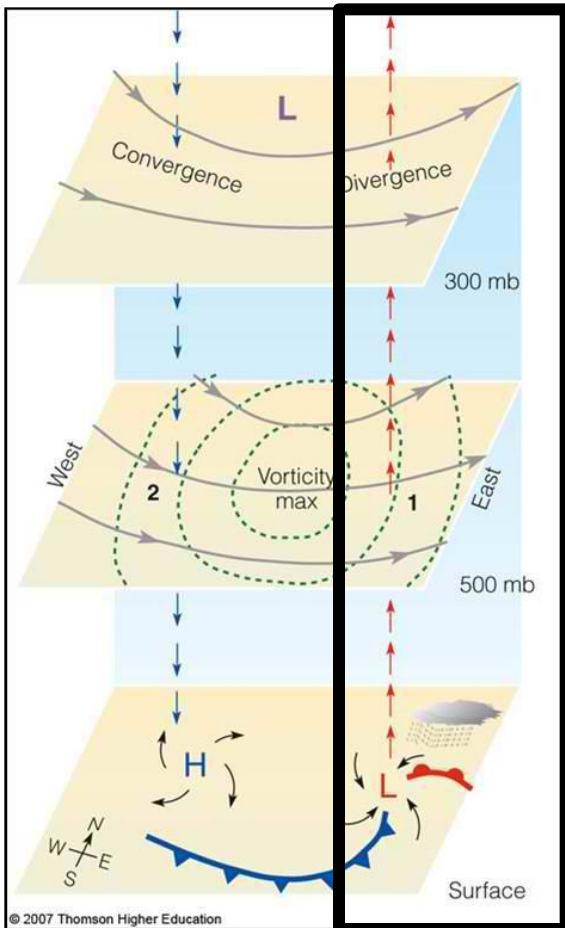
Μπροστά από trough →

PVA = Θετική μεταφορά στροβιλισμού →

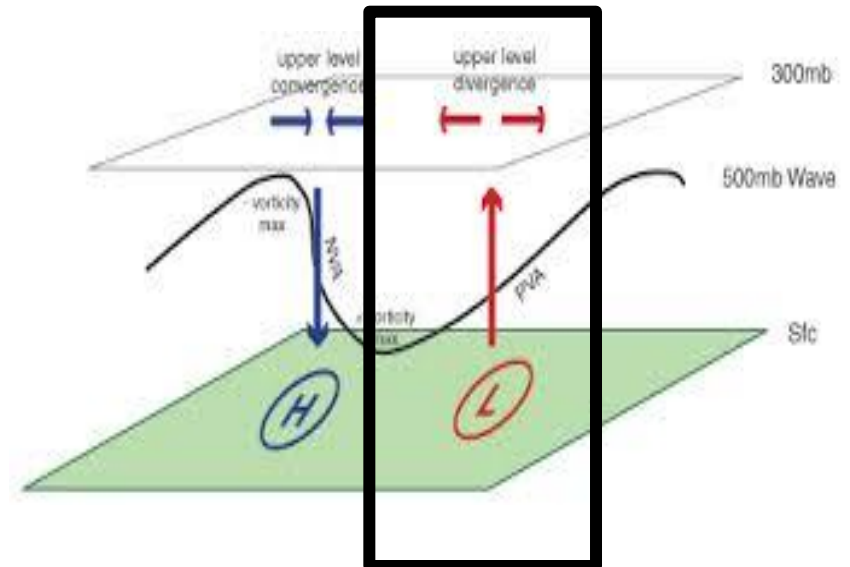
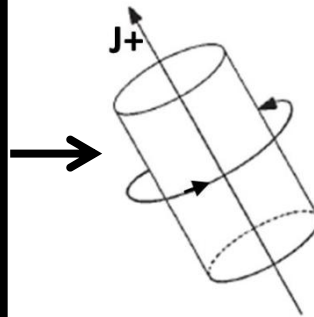
Σχηματισμός ή ενίσχυση ενός L

PVA → Κυκλογένεση

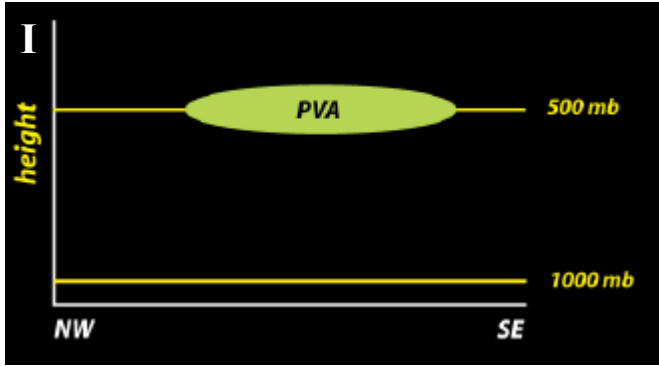
- Στην περιοχή με PVA ο αέρας πρέπει να χάσει spin!
- Αυτό γίνεται με απόκλιση στα ανώτερα ύψη και χαμηλή πίεση στην επιφάνεια



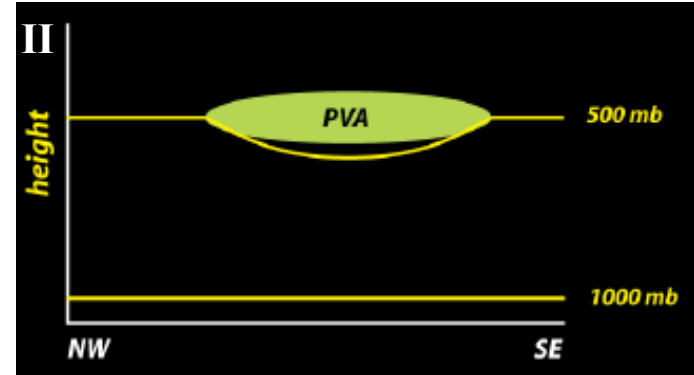
- Ενισχύονται οι ανοδικές κινήσεις
- Η πίεση στην επιφάνεια ελαττώνεται
- Δημιουργείται το χαμηλό στην επιφάνεια!



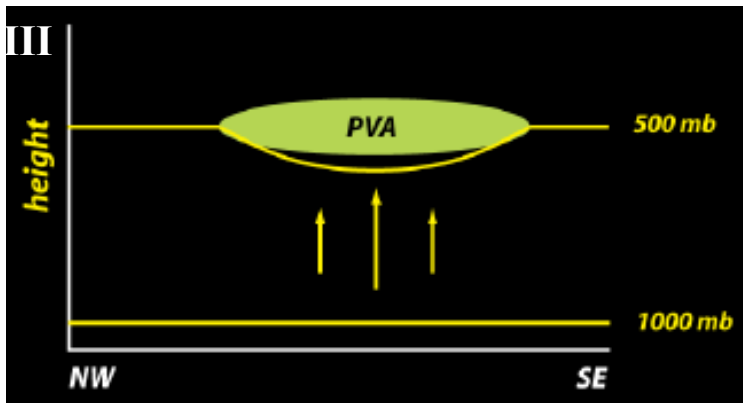
Κυκλογένεση



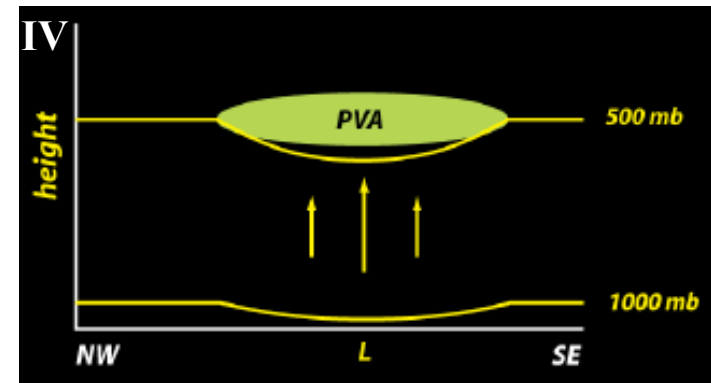
PVA → περιστροφή αντίθετα των δεικτών του ρολογιού στο επίπεδο των 500 mb



Η περιστροφή ελαττώνει την πίεση → η επιφάνεια των 500 mb μετακινείται σε χαμηλότερο ύψος (ενίσχυση βαροβαθμίδας)



Ελάττωση του πάχους του στρώματος 1000-500 mb ↔ ψύξη από εκτόνωση λόγω ανοδικών κινήσεων



Οι ανοδικές κινήσεις ενισχύουν την εκροή προς τα πάνω και η επιφανειακή πίεση πέφτει

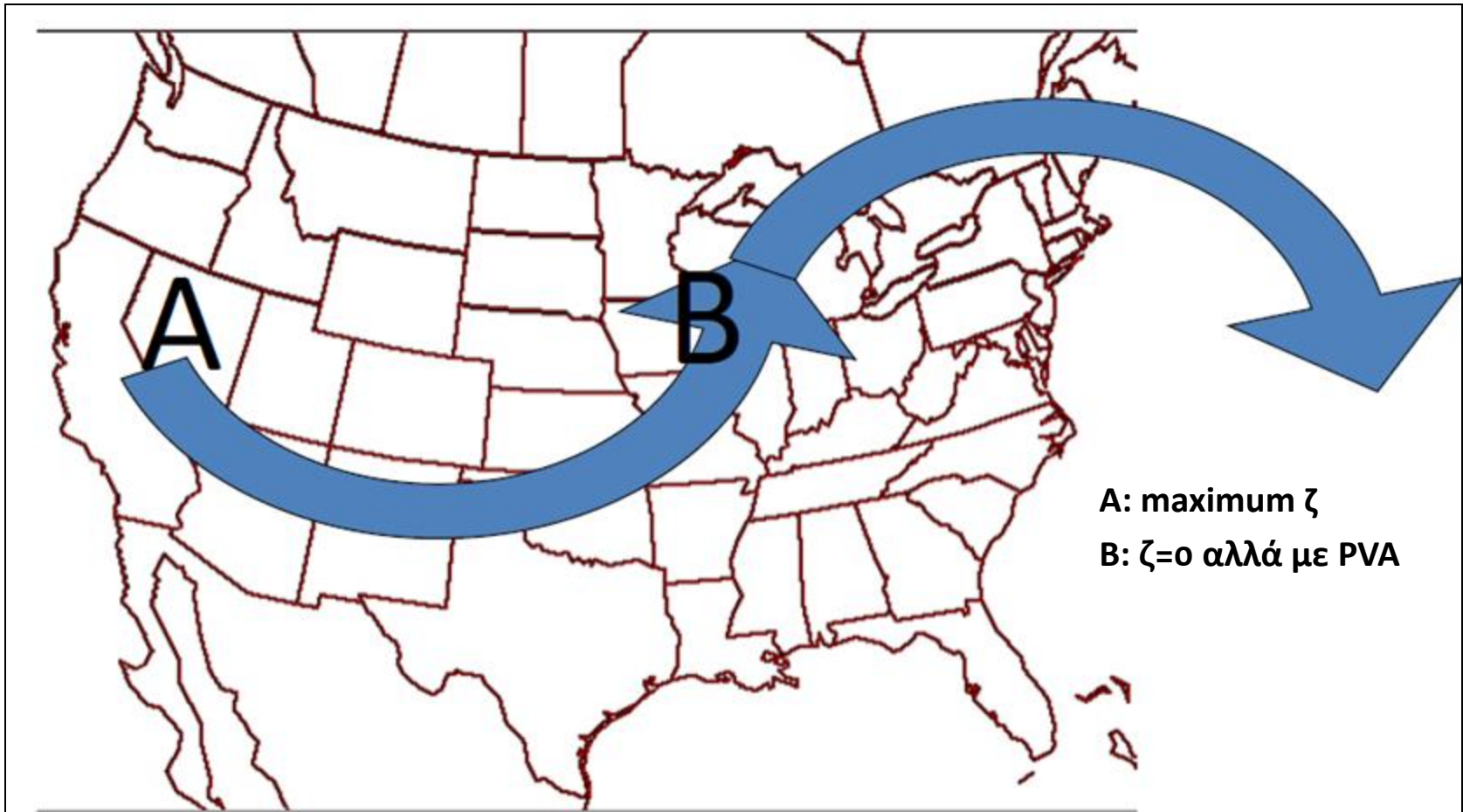


Δημιουργείται ή ενισχύεται το επιφανειακό χαμηλό

Συνοψίζοντας

Πως δημιουργείται το PVA?

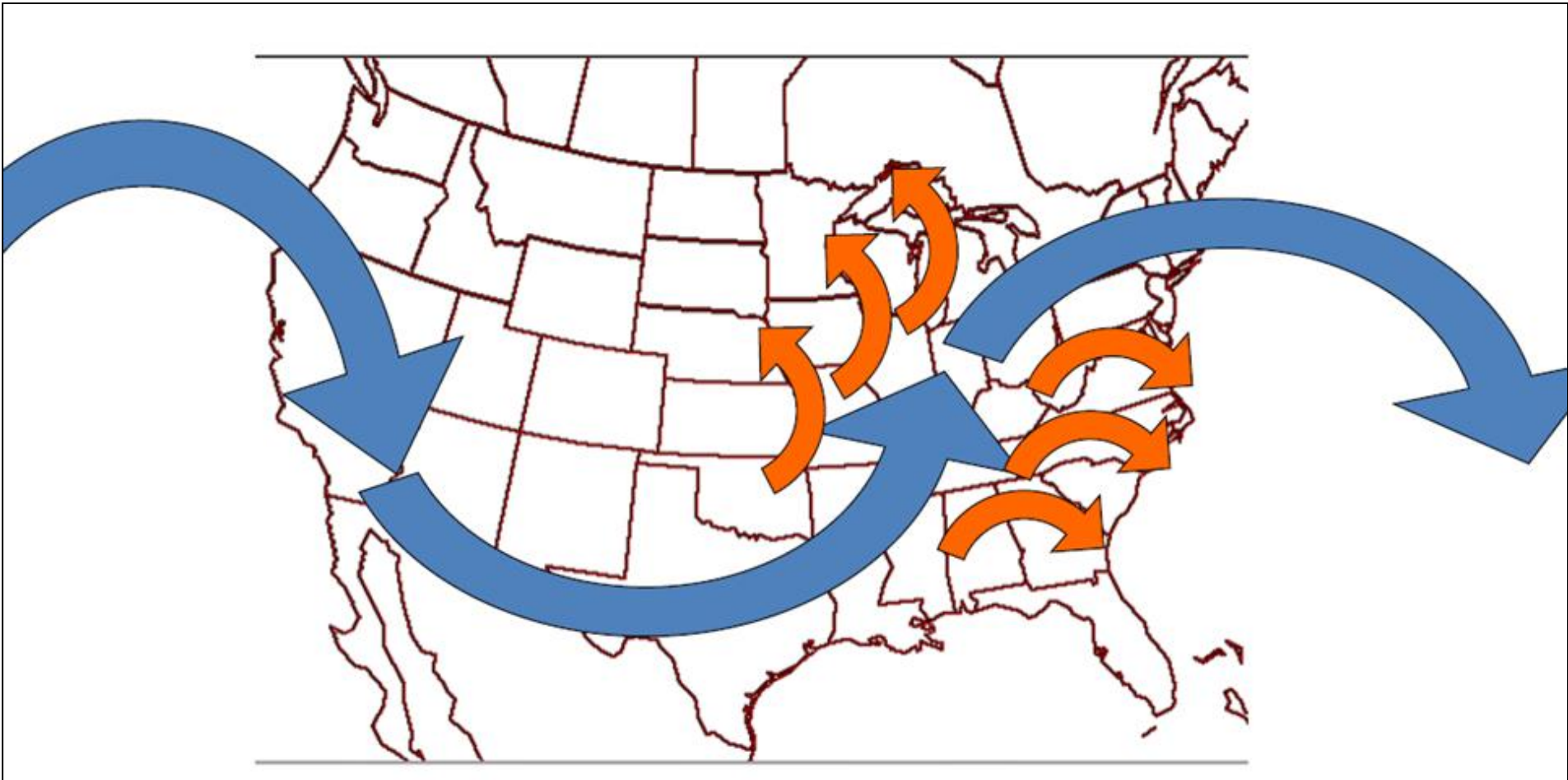
- Μεταφορά αέρα με μεγαλύτερο στροβιλισμό



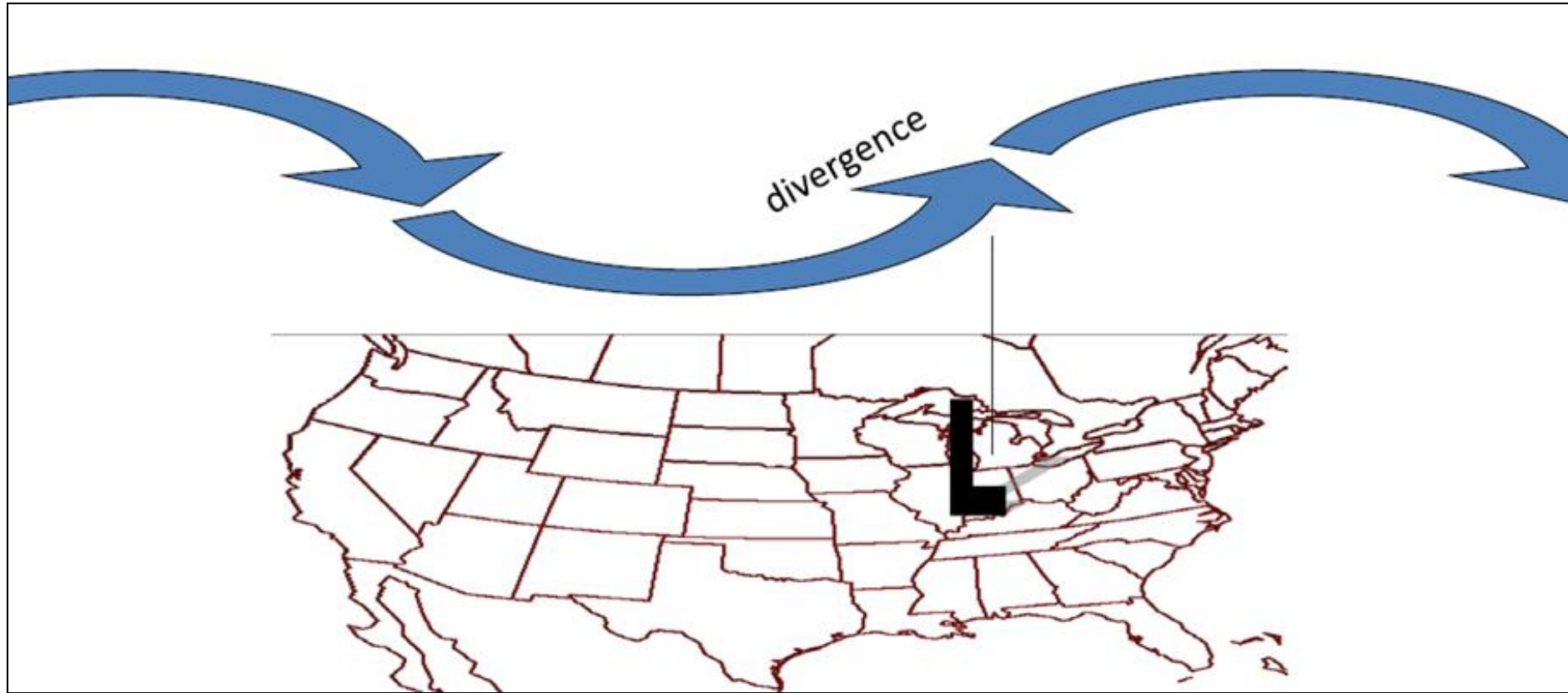
➤ Στην περιοχή με PVA ο αέρας πρέπει να χάσει spin!



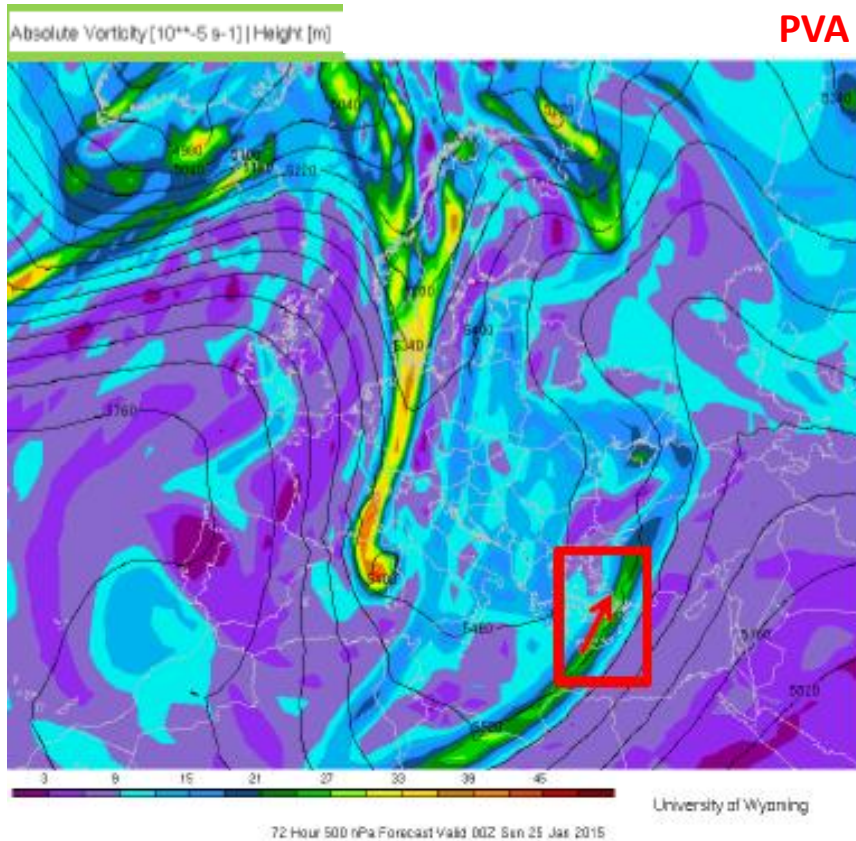
➤ Αυτό γίνεται με απόκλιση!!!



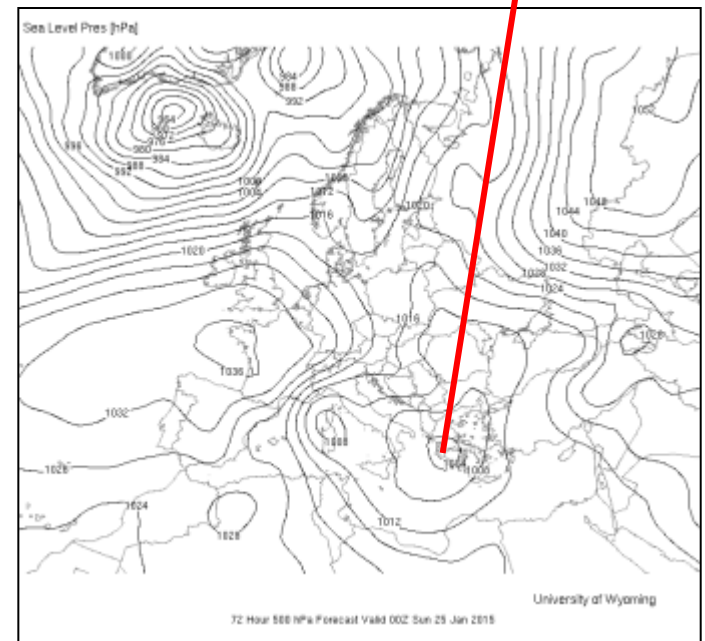
➤ ... και χαμηλή πίεση στην επιφάνεια!



Σχέση ΡVA και επιφανειακού χαμηλού



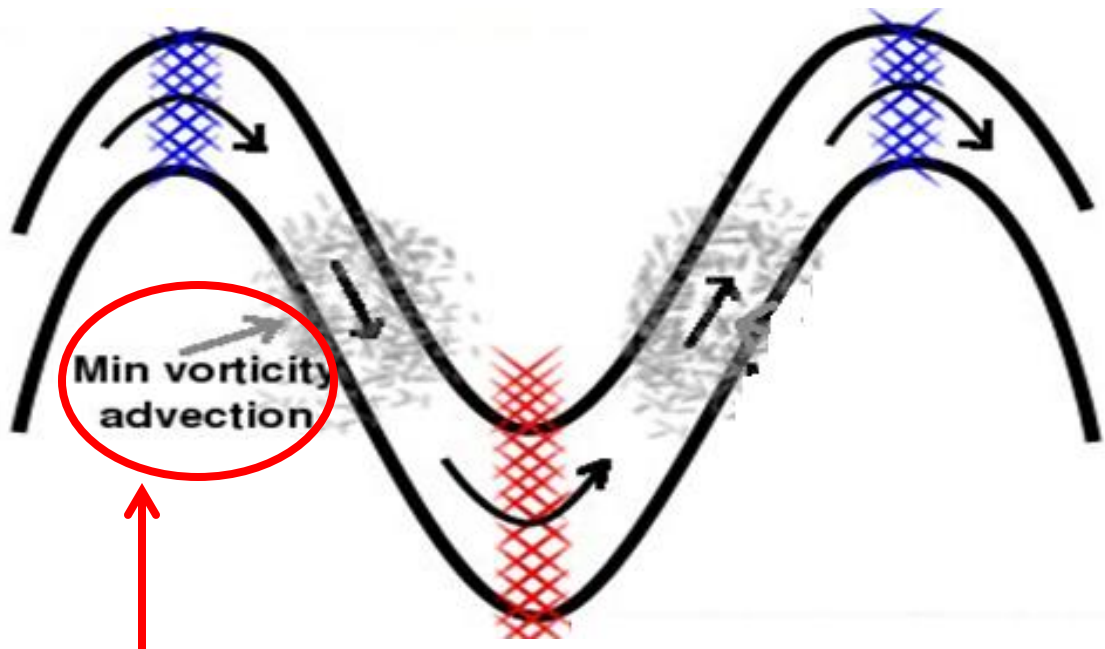
Επιφανειακό χαμηλό



Αρνητική μεταφορά στροβιλισμού (NVA, *negative vorticity advection*)

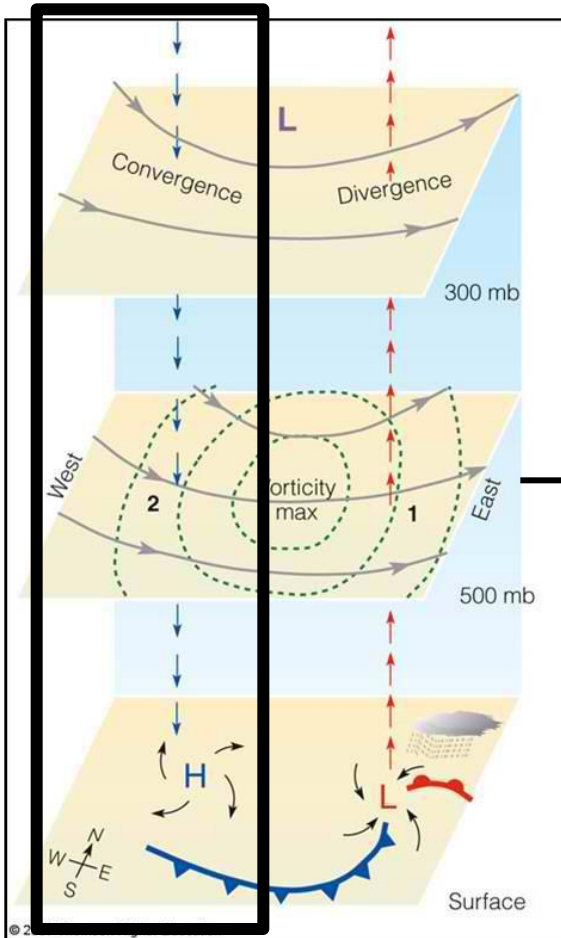
- Εμφανίζεται μπροστά από μια ανώτερη ridge, εκεί που υπάρχει σύγκλιση και καθοδικές κινήσεις στα ανώτερα ύψη.
- Στην επιφάνεια παρατηρείται απόκλιση και άνοδος της πίεσης, άρα εμφανίζεται ένα υψηλό.

Θέση NVA



Μπροστά από ridge →
NVA = Αρνητική μεταφορά στροβιλισμού →
Σχηματισμός ή ενίσχυση ενός Η

NVA → Αντικυκλώνας



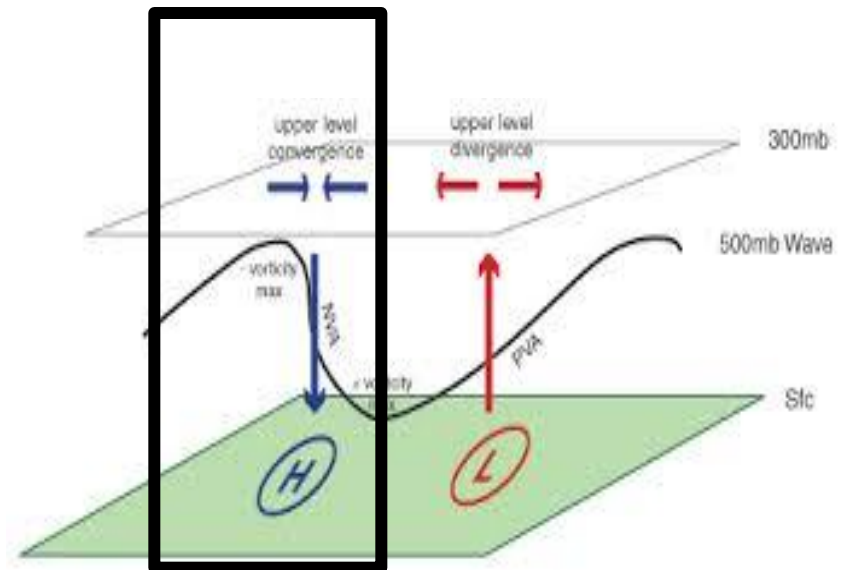
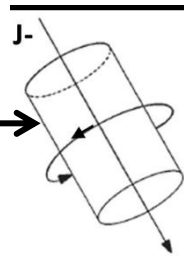
Η περιστροφή αυξάνει την πίεση



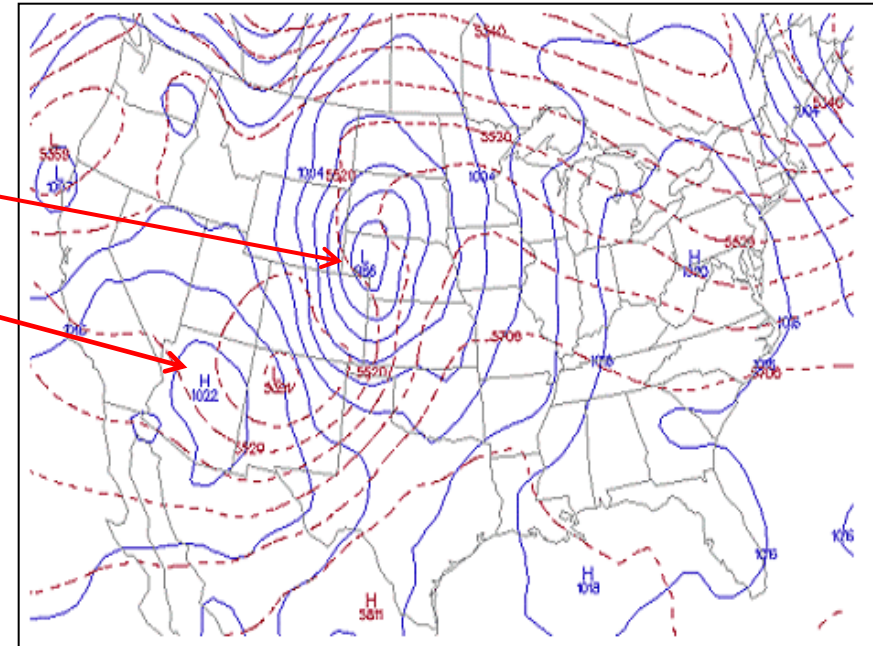
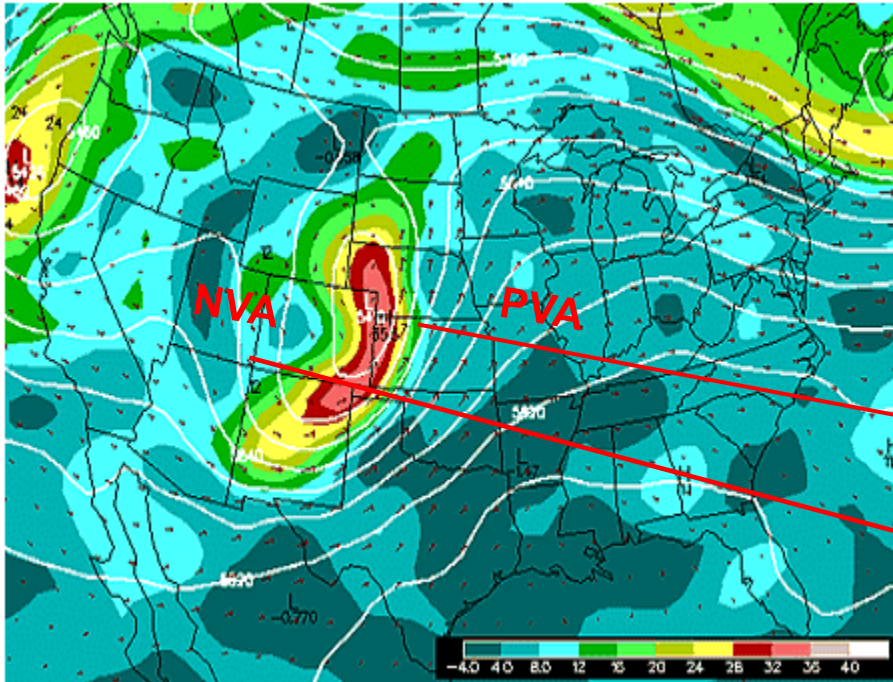
Ενισχύονται οι καθοδικές κινήσεις



Δημιουργείται το υψηλό στην επιφάνεια!



Σχέση ΡVA-NVA και επιφανειακών συστημάτων

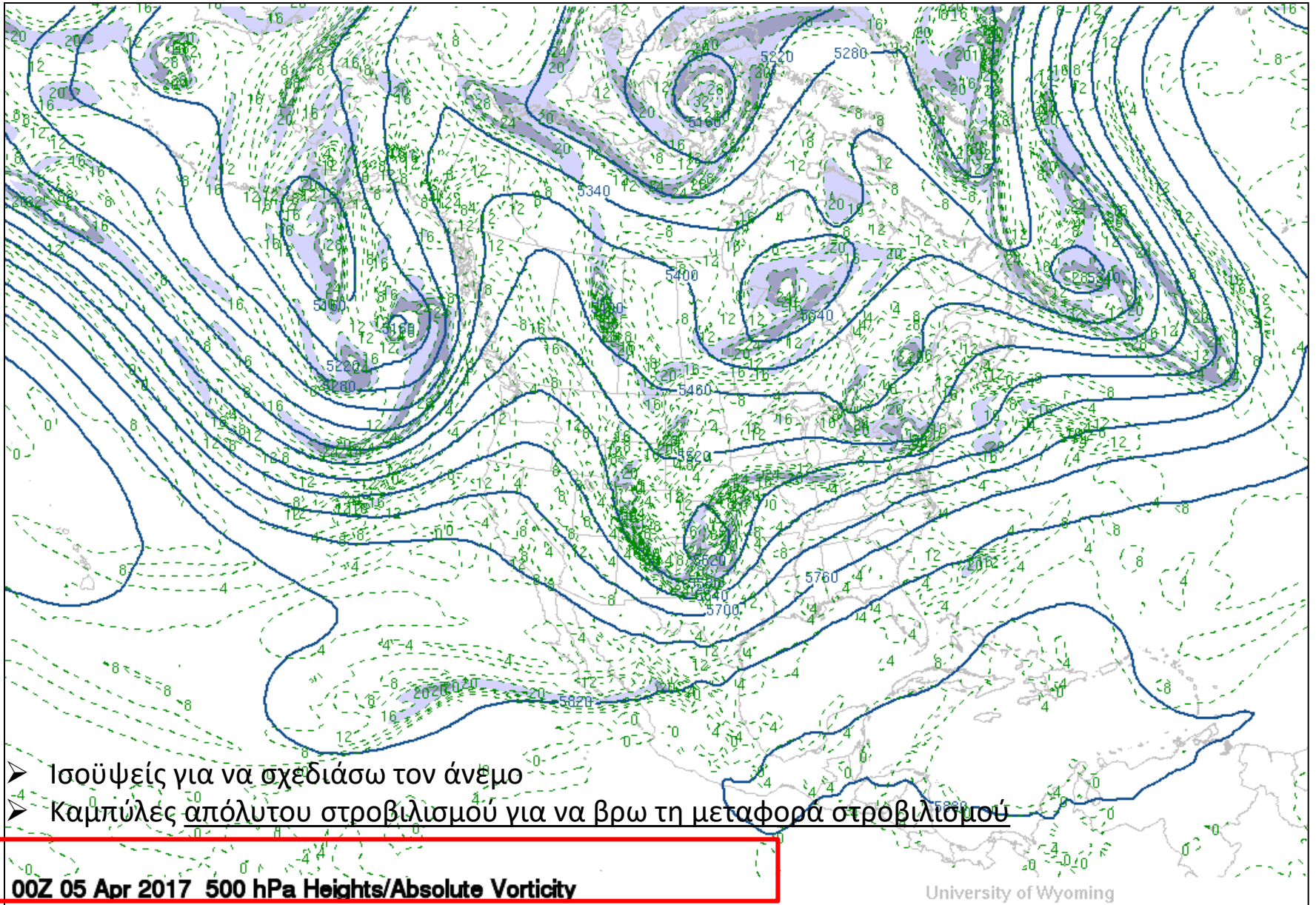


Συνοψίζοντας

- Η θέση της επιφανειακής ύφεσης σε σχέση με τα ανώτερα στρώματα καθορίζει την ανάπτυξή της.
- Μια επιφανειακή ύφεση ενισχύεται αν βρίσκεται κάτω από μια περιοχή ισχυρής θετικής μεταφοράς στροβιλισμού (PVA) και εξασθενεί όταν βρίσκεται κάτω από μια περιοχή αρνητικής μεταφοράς στροβιλισμού (NVA).
- Μια ύφεση συνεχίζει να ενισχύεται όσο επικρατούν ευνοϊκές συνθήκες στα ανώτερα στρώματα.

Χάρτης 500 hPa

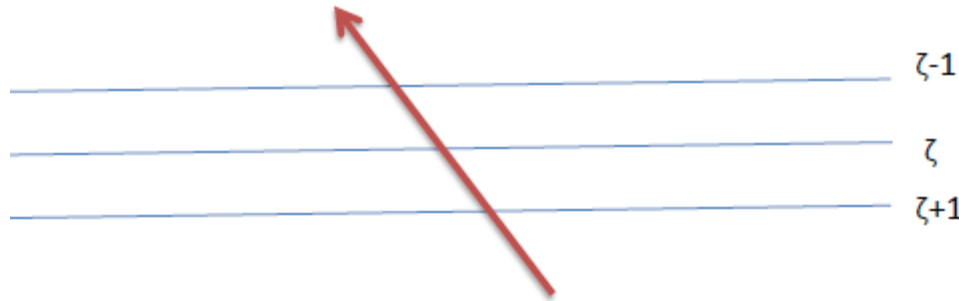
Ισοϋψείς/Καμπύλες απόλυτου στροβιλισμού



Μεταφορά στροβιλισμού και άνεμος



$$VA \Rightarrow 0$$



$\zeta-1$

ζ

$\zeta+1$

$$PVA = VA > 0$$



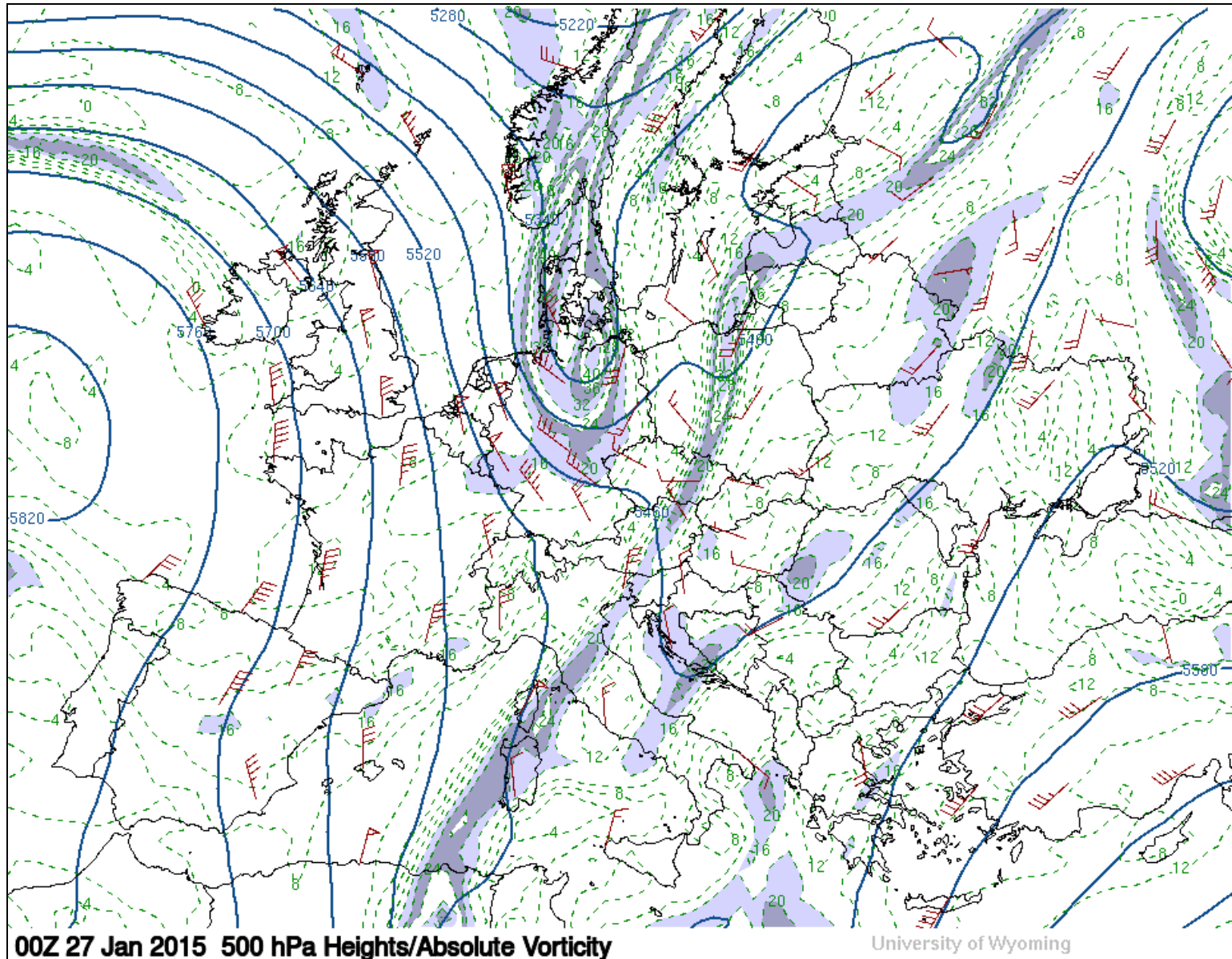
$\zeta-1$

ζ

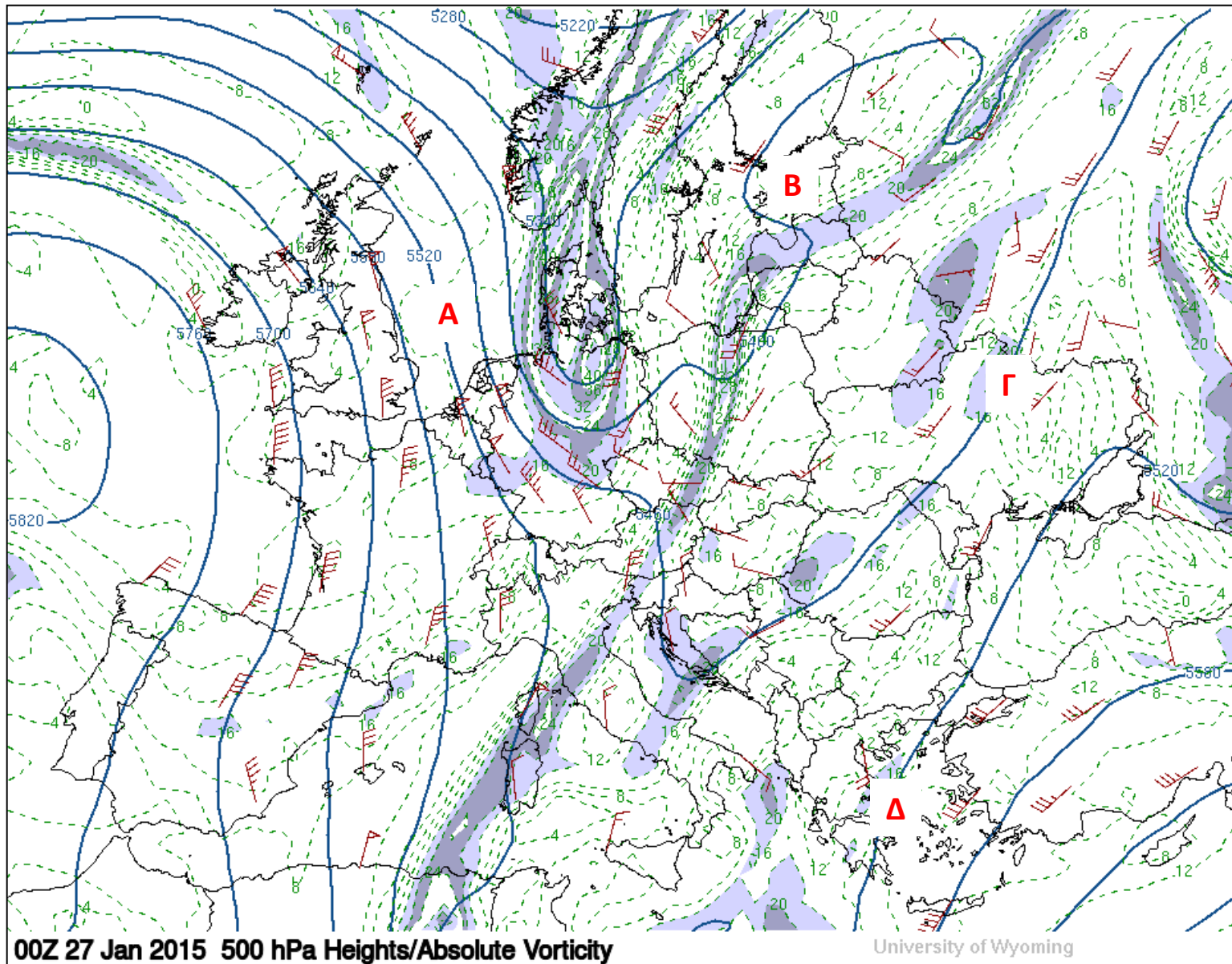
$\zeta+1$

$$NVA = VA < 0$$

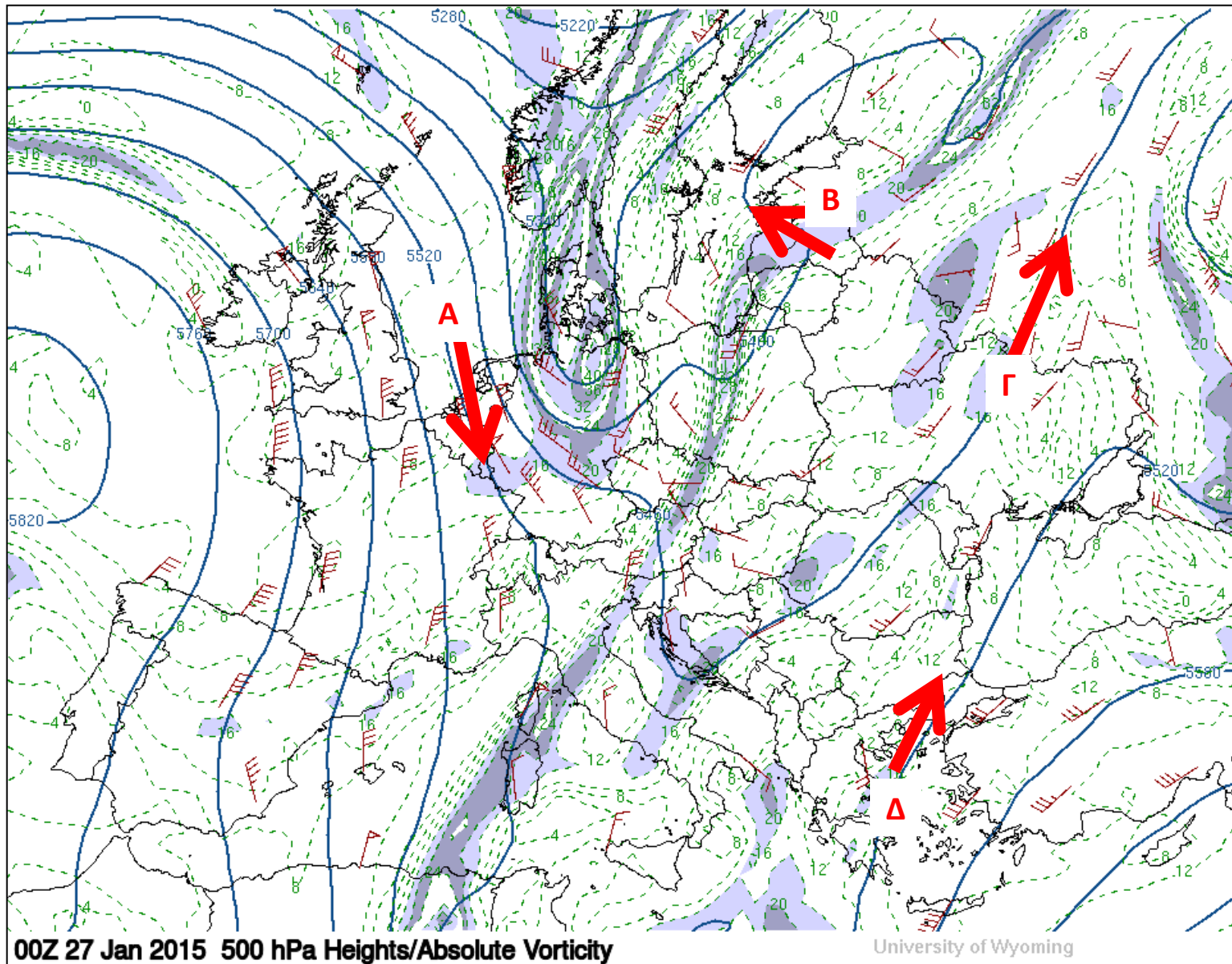
Εξάσκηση στη μεταφορά στροβιλισμού ΡΝΑ/ΝΝΑ και στη θέση χαμηλού στην επιφάνεια



- Βρείτε τη μεταφορά στροβιλισμού (PVA/NVA) στα σημεία Α, Β, Γ, Δ



- Βρείτε τη μεταφορά στροβιλισμού (PVA/NVA) στα σημεία Α, Β, Γ, Δ



Δημιουργία κυκλωνικής καμπυλότητας ανατολικά μιας ridge

1.3 ΑΝΕΜΟΣ ΒΑΘΜΙΔΑΣ

Όταν η τροχιά είναι καμπυλόγραμμη, στα μόρια του αέρα εκτός των δυνάμεων βαροβαθμίδας και Κοριόλις εξασκείται και η φυγόκεντρος δύναμη (V^2/r , όπου r η ακτίνα καμπυλότητας). Η ισορροπία των δυνάμεων αυτών δίνει τον *άνεμο βαθμίδας* V_{gr} (*gradient wind*), ο οποίος πλησιάζει στην πράξη τον πραγματικό άνεμο.

(α) Για *κυκλωνική καμπυλότητα* στην ροή:

$$V_{gr} = \frac{1}{2} \left(-rf + \sqrt{r^2 f^2 + 4rfV_g} \right)$$

Ισχύει $V_{gr} < V_g$, δηλαδή ο άνεμος βαθμίδας V_{gr} είναι υπογεωστροφικός.

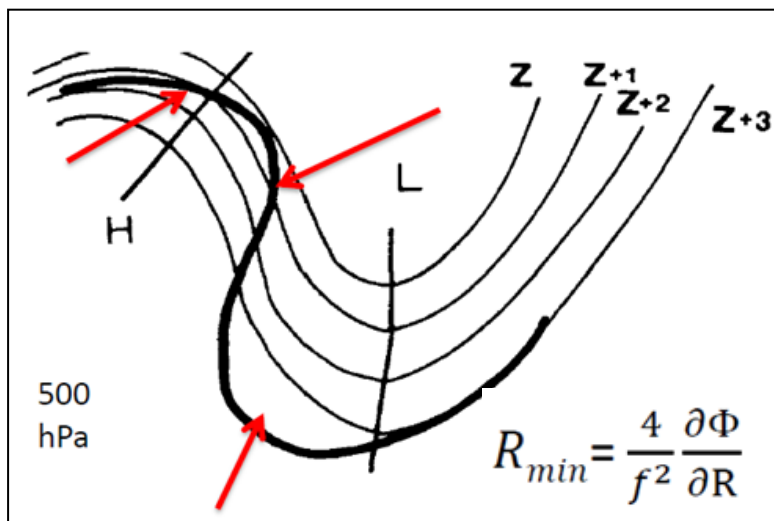
(β) Για *αντικυκλωνική καμπυλότητα* στην ροή:

$$V_{gr} = \frac{1}{2} \left(-rf - \sqrt{r^2 f^2 - 4rfV_g} \right)$$

Ισχύει $V_{gr} > V_g$, δηλαδή ο άνεμος βαθμίδας V_{gr} είναι υπεργεωστροφικός και η μέγιστη τιμή που μπορεί να πάρει είναι $V_{gr} = 2 V_g$.

Ο περιορισμός στην μέγιστη τιμή που μπορεί να πάρει V_{gr} οδηγεί συχνά σε δυναμικά ασταθή έξαρση (ridge). Δηλαδή, όταν στα ανατολικά κράσπεδα μιας έξαρσης στην μέση ή ανώτερη τροπόσφαιρα (π.χ. στο επίπεδο των 500 hPa) παρατηρούνται πολύ ισχυροί άνεμοι (jet streak) των οποίων η ένταση σε κάποια περιοχή γίνεται μεγαλύτερη από το διπλάσιο του V_g , δημιουργείται στην περιοχή αυτή κυκλωνική καμπυλότητα.

Δημιουργία κυκλωνικής καμπυλότητας στα ανατολικά κράσπεδα μιας ridge



Αν $R < R_{min}$ ή $V > 2Vg$



Δημιουργείται δυναμικά ασταθής ροή, άρα κυκλωνική κυκλοφορία στα ανατολικά κράσπεδα μιας ridge

Επειδή η ισορροπία ανέμου βαθμίδας δεν ισχύει -> ο αέρας δεν μπορεί να κινηθεί κατά μήκος των ισοϋψών αλλά διασχίζει τις ισοϋψείς προς τις χαμηλές τιμές γεωδυναμικού.

Η δύναμη βαθμίδας (F_p) ενισχύεται -> ο αέρας επιταχύνεται -> αυξάνει η δύναμη Coriolis (F_c).

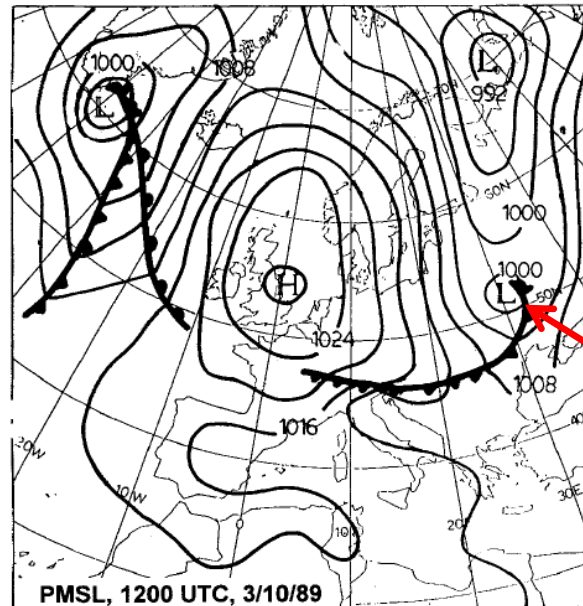
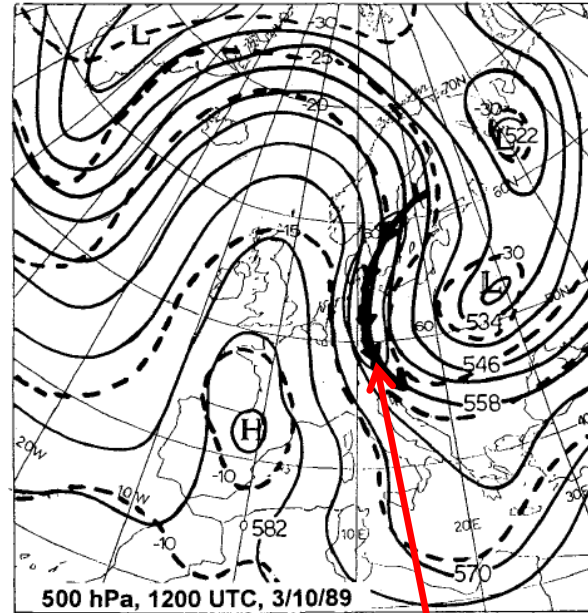
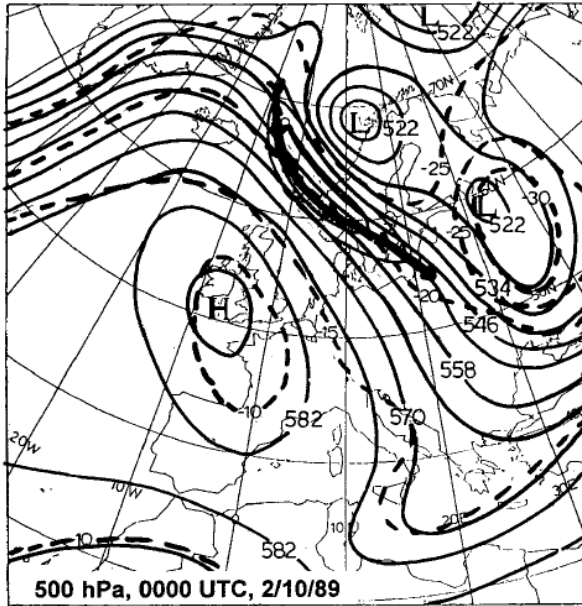
Ο αέρας εκτρέπεται προς τα δεξιά προκαλώντας αύξηση αντικυκλωνικής καμπυλότητας και κίνηση του αέρα προς μεγαλύτερες τιμές γεωδυναμικού.

Ελαττώνεται η F_p -> επιβραδύνεται ο αέρας -> ελαττώνεται η F_c -> εκτρέπεται προς τα αριστερά.



Δημιουργείται ένα μικρό κύμα ridge-trough στα ανατολικά κράσπεδα ενός μεγάλου αντικυκλώνα

Δημιουργία κυκλωνικής καμπυλότητας ανατολικά μιας ridge



Δυναμικά ασταθής
ridge

Δημιουργήθηκε
στην επιφάνεια
χαμηλό

Κύματα Rossby*
(**Long wave*)

Κύματα Rossby

Κύματα μεγάλης κλίμακας στην ανώτερη τροπόσφαιρα που διαδίδονται στα μέσα γεωγραφικά πλάτη σε όλο το Βόρειο ή Νότιο Ημισφαίριο.



Σχηματίζουν αυλώνες που σχετίζονται με ψυχρό αέρα και εξάρσεις που σχετίζονται με θερμό αέρα.

- Καθοδηγητές
- Ύψος: 5 km (500 hPa)
- Μήκος κύματος: 6-13 km
- Αριθμός κυμάτων: 3-7

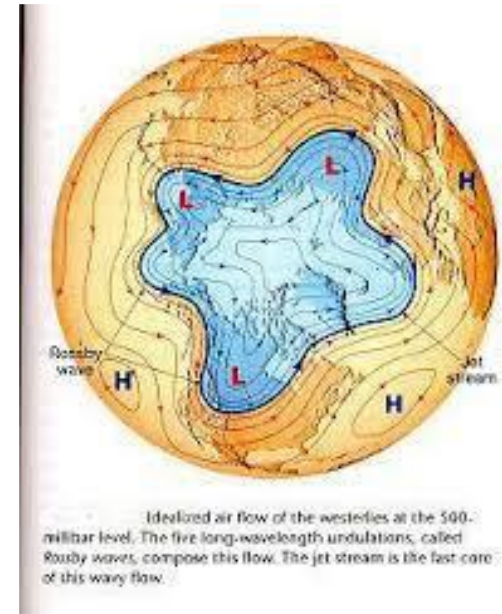
Κύματα Rossby

Μόλις η μεσημβρινή θερμοβαθμίδα φτάσει σε μια κρίσιμη τιμή η ροή ξαφνικά “σπάει” και εμφανίζονται τα βαροκλινικά κύματα Rossby στα μέσα γ.π. (45°).

Οι μαιανδρισμοί της ροής επιτρέπουν σε ψυχρές πολικές αέριες μάζες να κατέβουν σε νοτιότερα γ.π. και σε θερμές ισημερινές να ανέλθουν σε μεγαλύτερα γ.π.

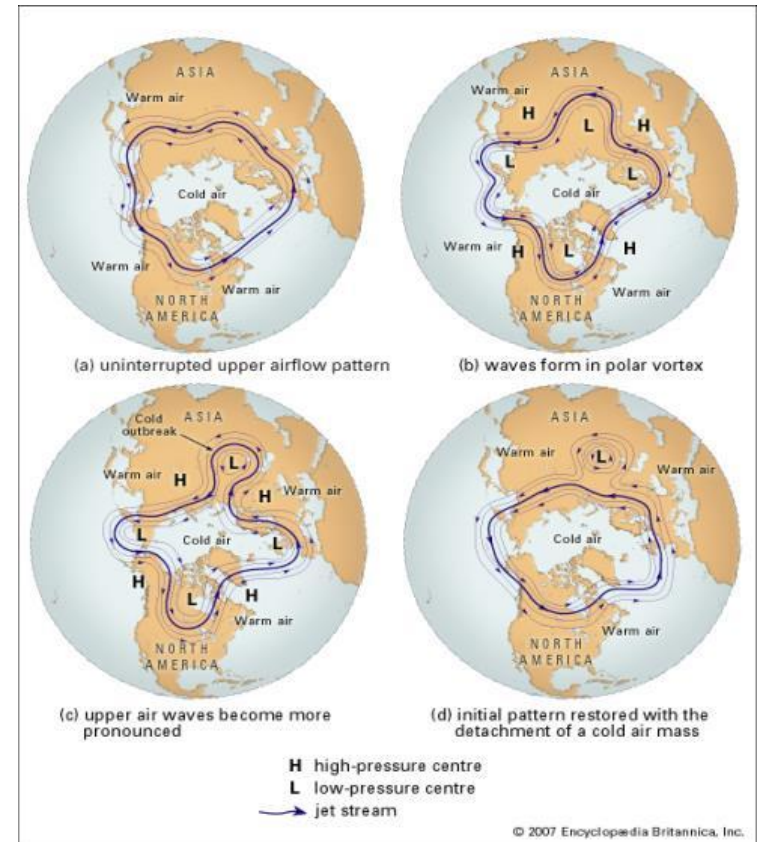
Αιτίες δημιουργίας

1. Ύπαρξη μεγάλων ορεινών όγκων
2. Ανισοκατανομή ξηράς θάλασσας
3. Έντονες θερμοβαθμίδες στην ανώτερη ατμόσφαιρα ειδικά στα μέσα γ.π.



Κύματα Rossby

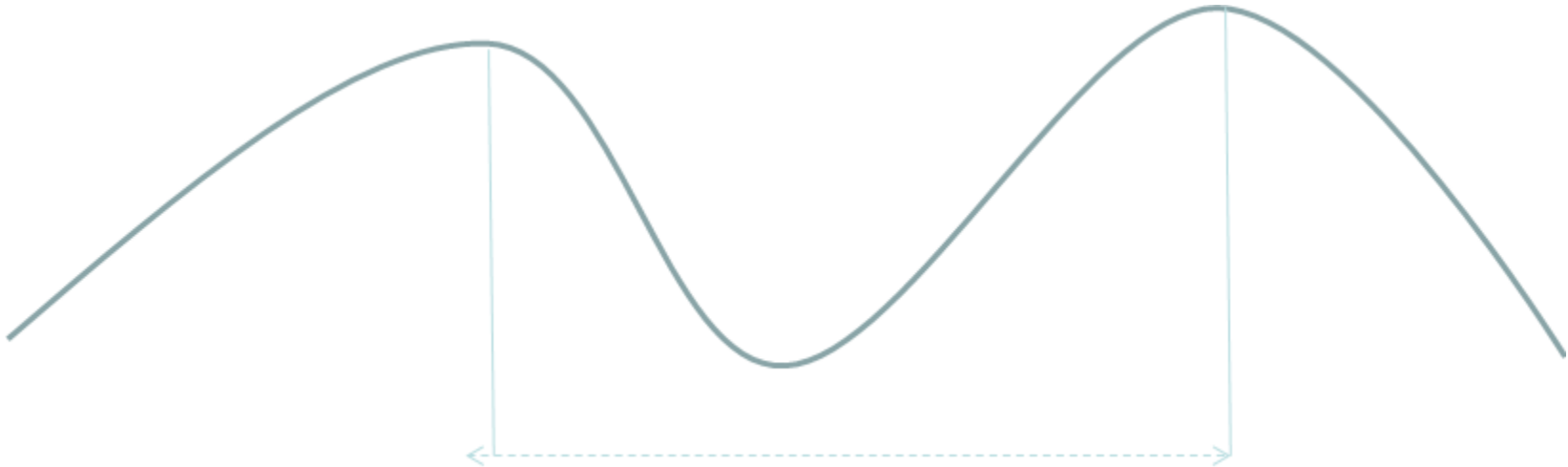
- Μπορούν να έχουν έντονη μεσημβρινή συνιστώσα και είναι καλοσηματισμένα ή να έχουν πιο έντονη ζωνική μορφή και διακρίνονται πιο δύσκολα.
- Η μορφή που θα πάρουν σχετίζεται και με τη θέση του αεροχειμάρρου.



Ο ρόλος τους

- ❖ Αποτελούν τους **κυματοδηγούς** για τις **troughs** και **ridges** μικρότερου μήκους κύματος και κατ' επέκταδη, συνδέονται με τα επιφανειακά συστήματα **μεταφέροντας ψυχρές ή θερμές αέριες μάζες**.
- ❖ Πρώτα γίνεται η **πρόγνωση της πλανητικής κυκλοφορίας και των κυμάτων Rossby** και με βάση τα δικά τους χαρακτηριστικά και ταχύτητα μετακίνησης θα προκύψει η **περιοχική πρόγνωση**.
- ❖ **Επίδραση στο κλίμα** (στάσιμα κύματα).
- ❖ Μεταφέρουν **ενέργεια** και ανακατανέμουν την **ορμή**.

Ταχύτητα διάδοσης



Μήκος κύματος L
Κυματάριθμος 1

Η ταχύτητα διάδοσης συνδέεται με το:

α) γεωγραφικό πλάτος

β) μήκος κύματος

γ) ταχύτητα των δυτικών ανέμων στα μέσα γεωγραφικά πλάτη

Εξίσωση βαροτροπικών κυμάτων Rossby

$$C = U - \frac{\beta L^2}{4\pi^2}$$

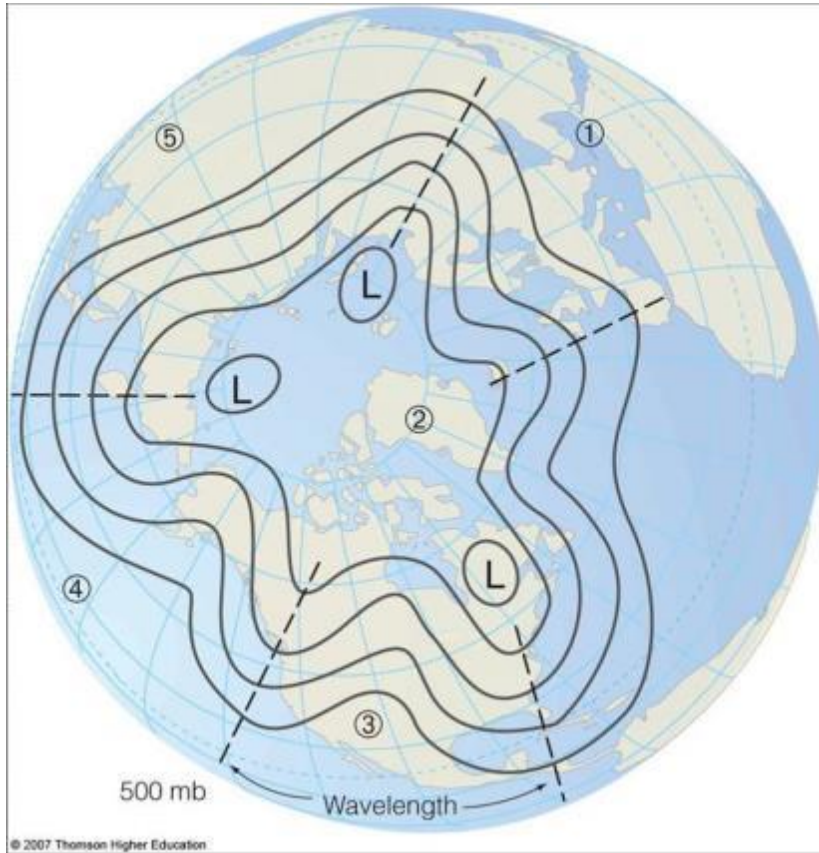
C=ζωνική ταχύτητα διάδοσης κύματος

U=ταχύτητα του ανέμου

β=παράμετρος $\beta = \frac{2\omega \cos \varphi}{R}$

- Αν L μικρό τότε $c > 0$ το κύμα διαδίδεται ανατολικά \longleftrightarrow Κυματάριθμος > 4
- Αν L μεγάλο τότε $c < 0$ το κύμα διαδίδεται δυτικά \longleftrightarrow Κυματάριθμος < 4 (οπισθοδρόμηση)
- Αν $L = L_c$ τότε $c = 0$ το κύμα παραμένει στάσιμο \longleftrightarrow Κυματάριθμος $= 4$

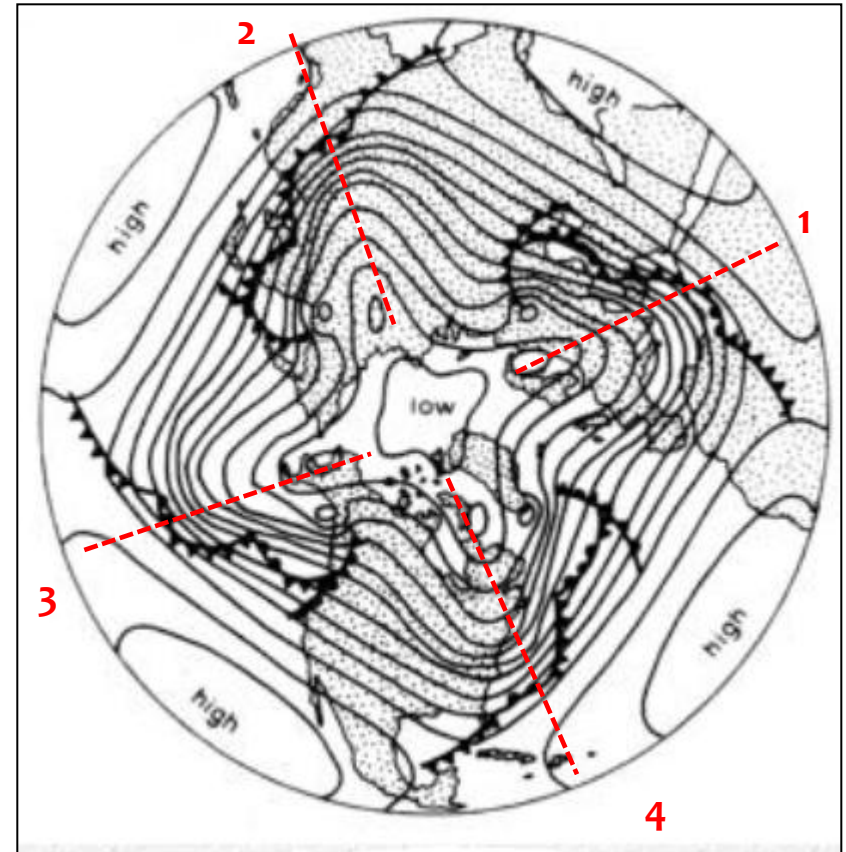
Εύρεση κυματάριθμου



Κυματάριθμος 5



το κύμα διαδίδεται ανατολικά

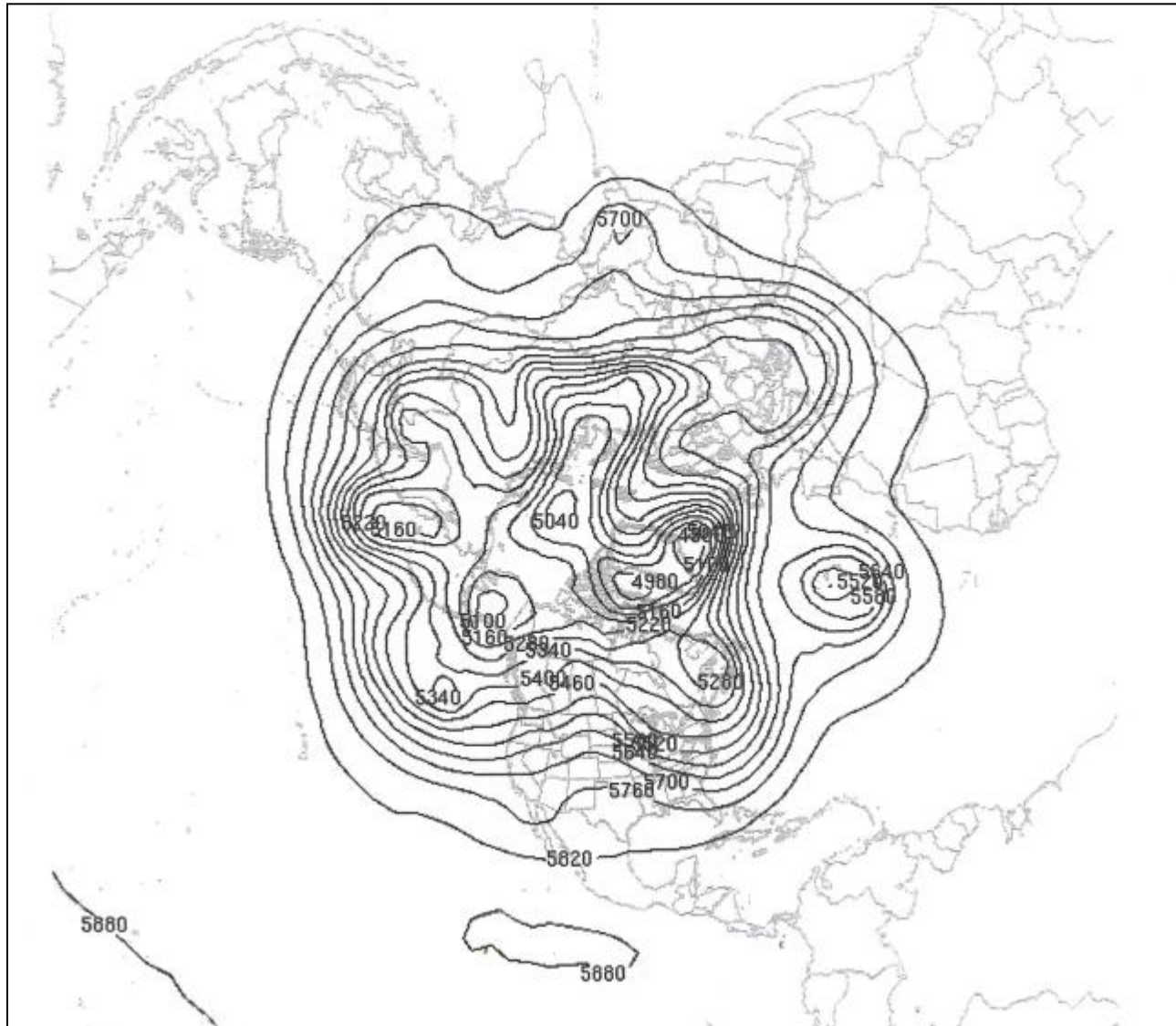


Κυματάριθμος 4

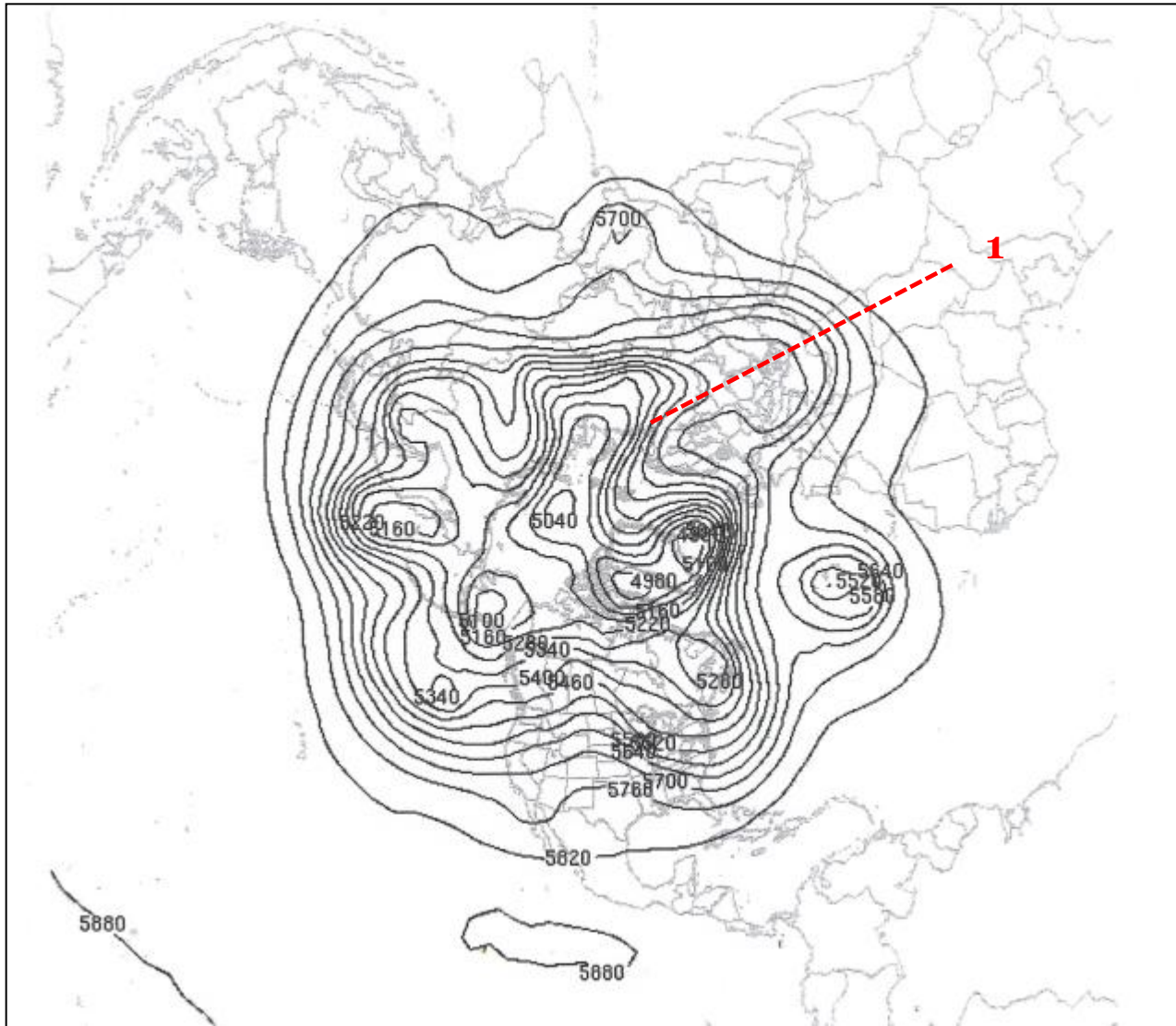


το κύμα είναι στάσιμο

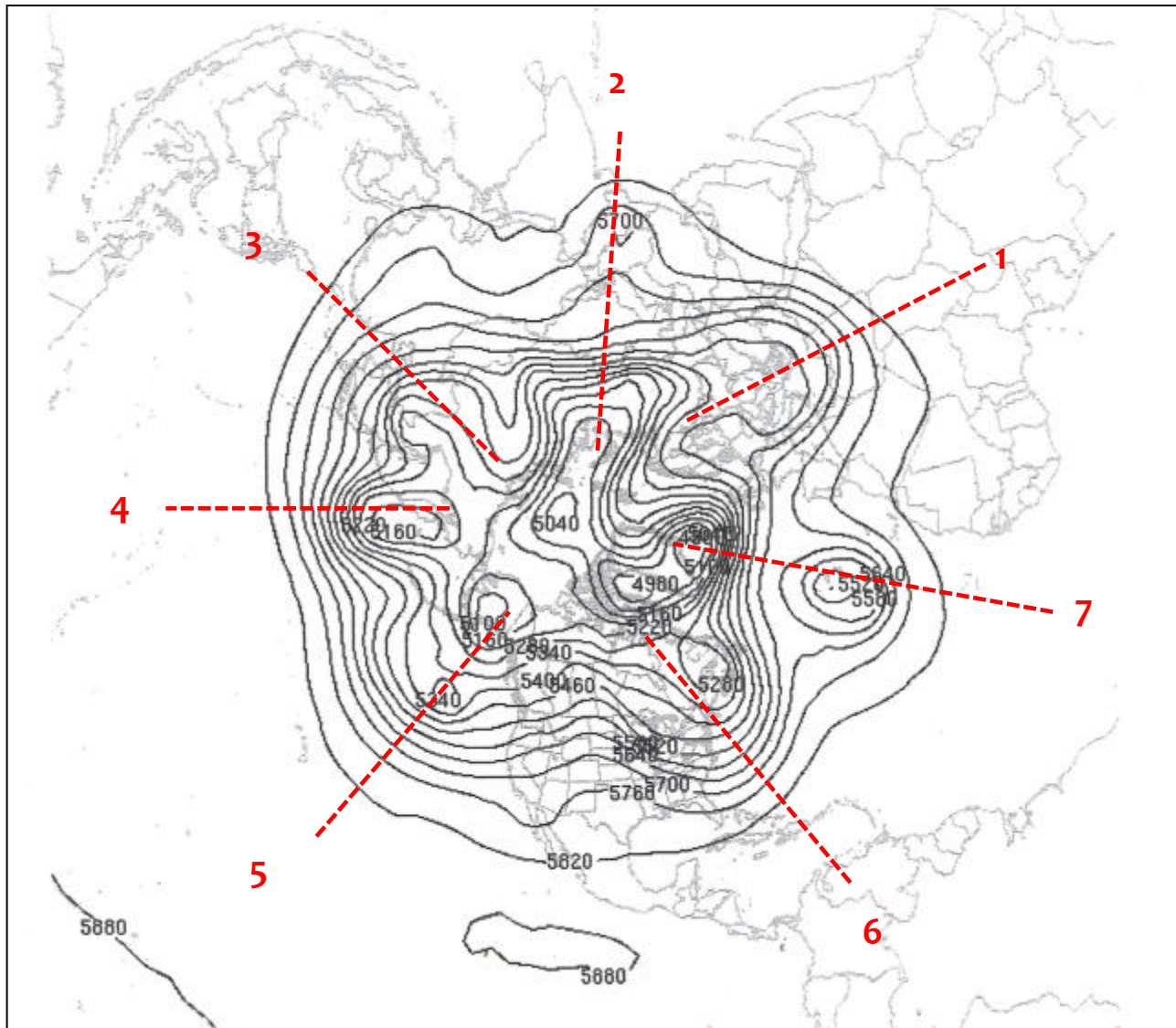
Κύματα Rossby



Κύματα Rossby



Κύματα Rossby



Κυματάριθμος 7



το κύμα διαδίδεται ανατολικά

Κατακόρυφη ταχύτητα

Αποτύπωση της κατακόρυφης ταχύτητας

Κατακόρυφη ταχύτητα w ($=dz/dt$) σε καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων

- $w > 0$ άνοδος ->αδιαβατική εκτόνωση -> ψύξη -> συμπύκνωση υδρατμών -> νέφη και βροχή
- $w < 0$ κάθοδος ->αδιαβατική συμπίεση -> θέρμανση -> νεφοδιάλυση και αίθριος καιρός

Κατακόρυφη ταχύτητα ω ($=dp/dt$) σε ισοβαρικό σύστημα συντεταγμένων

Σχέση w και ω : $w \propto -\omega$

$\omega > 0$ κάθοδος

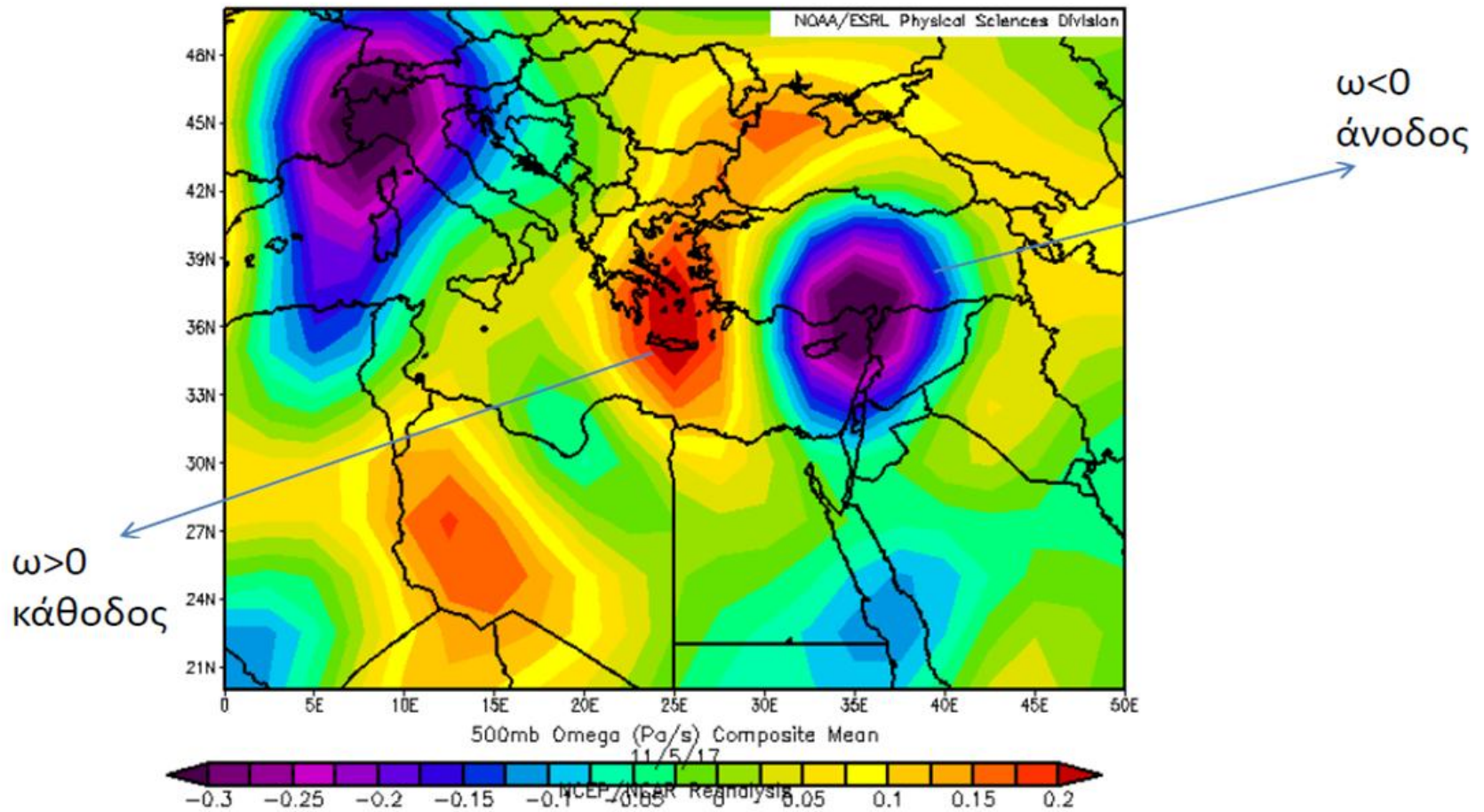
$\omega < 0$ άνοδος

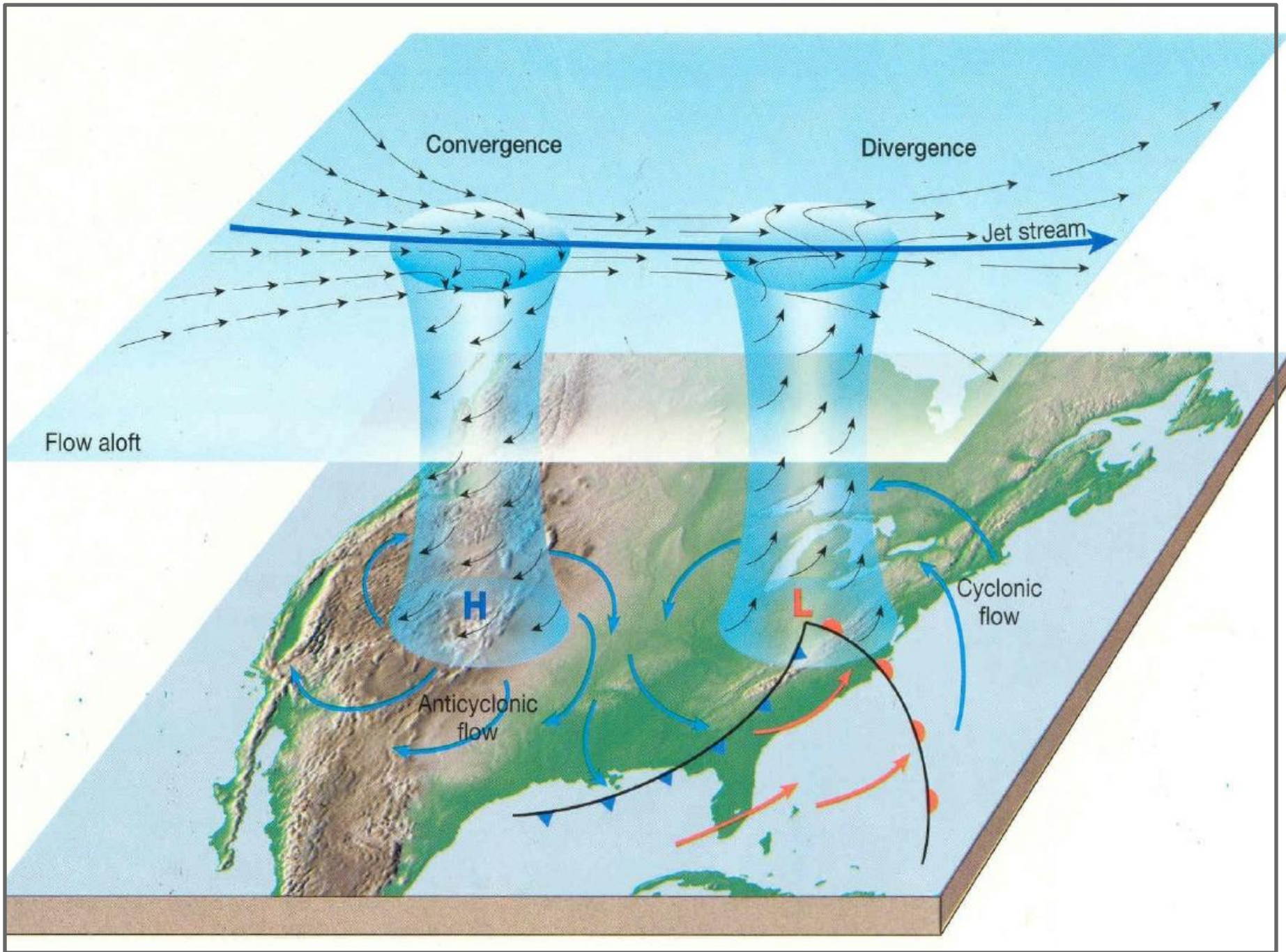
- Στο επίπεδο όπου η απόκλιση είναι μηδενική η κατακόρυφη ταχύτητα μεγιστοποιείται.
- Η επιφάνεια των 500 hPa αντιπροσωπεύει κατά προσέγγιση την επιφάνεια της μηδενικής απόκλισης.



Η κατακόρυφη ταχύτητα και ο στροβιλισμός προτιμάται να αποτυπώνονται στα 500 hPa

Κατακόρυφη ταχύτητα ω σε χάρτη των 500 hPa





Βιβλιογραφία

- Εργαστηριακές Ασκήσεις Συνοπτικής Μετεωρολογίας, Χαρά Μιχαλοπούλου, Δέσποινα Δεληγιώργη (2016-2017)
- Παραδόσεις Συνοπτικής Μετεωρολογίας, Τμ. Φυσικής, καθ. Έλενα Φλόκα
- Παραδόσεις Δυναμικής και Συνοπτικής Μετεωρολογίας, Τμ. Μαθηματικών Σ. Σολωμός
- Met Link, Royal Meteorological Society – Weather for teachers in England, Scotland, Wales and N. Ireland
- ΕΘΝΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ <http://www.hnms.gr/emy/el/>
- Μαθήματα Δυναμικής-Συνοπτικής Μετεωρολογίας, 1988, Γ. Κάλλος, Δ. Δεληγιώργη
- Εισαγωγή στη Φυσική της Ατμόσφαιρας και την Κλιματική Αλλαγή, Πέτρος Κατσαφάδος, Ηλίας Μαυροματίδης (2015)
- Ατμοσφαιρικές διαταράξεις, Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ
(http://www.geo.auth.gr/courses/gmc/gmc318y/xf/pdf/Geo_Systems.pdf)
- Συνοπτική και δυναμική μετεωρολογία, Ι. Πυθαρούλης
- ΤΟ ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΟ ΤΟΥ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΟΥ - ΠΡΟΓΝΩΣΤΗ. Δημήτρης Ζιακόπουλος και Παρασκευή - Βιβιάννα Φραγκούλη. ISBN 978-618-82094-0-4. http://www.emy.gr/emy/en/meteorology/components/HNMS_MeteorologistBook.pdf
- Prezerakos N. , Flocas E., 1996: 'The formation of a dynamically unstable ridge at 500 hPa as a precursor of surface cyclogenesis in the central Mediterranean', Meteorol. Appl., 3, 103-111