



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΠΑΤΡΩΝ
UNIVERSITY OF PATRAS

ΑΝΟΙΚΤΑ ακαδημαϊκά
μαθήματα **ΠΠ**

ΤΙΤΛΟΣ ΜΑΘΗΜΑΤΟΣ: ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ - ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ

ΕΝΟΤΗΤΑ: **8. ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ –
ΕΥΣΤΑΘΕΙΑ & ΑΣΤΑΘΕΙΑ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ**

ΟΝΟΜΑ ΚΑΘΗΓΗΤΗ: ΑΓΓΕΛΙΚΗ ΦΩΤΙΑΔΗ

ΤΜΗΜΑ: Τμήμα Διαχείρισης Περιβάλλοντος και Φυσικών
Πόρων

ΑΓΡΙΝΙΟ

Άδειες Χρήσης

Το παρόν εκπαιδευτικό υλικό υπόκειται σε άδειες χρήσης Creative Commons.

Για εκπαιδευτικό υλικό, όπως εικόνες, που υπόκειται σε άλλου τύπου άδειας χρήσης, η άδεια χρήσης αναφέρεται ρητώς.



Χρηματοδότηση

Το παρόν εκπαιδευτικό υλικό έχει αναπτυχθεί στα πλαίσια του εκπαιδευτικού έργου του διδάσκοντα.

Το έργο «**Ανοικτά Ακαδημαϊκά Μαθήματα στο Πανεπιστήμιο Πατρών**» έχει χρηματοδοτήσει μόνο τη αναδιαμόρφωση του εκπαιδευτικού υλικού.

Το έργο υλοποιείται στο πλαίσιο του Επιχειρησιακού Προγράμματος «Εκπαίδευση και Δια Βίου Μάθηση» και συγχρηματοδοτείται από την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο) και από εθνικούς πόρους.



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ
ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑ ΒΙΟΥ ΜΑΘΗΣΗ
επένδυση στην κοινωνία της γνώσης
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ & ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ, ΠΟΛΙΤΙΣΜΟΥ & ΑΘΛΗΤΙΣΜΟΥ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης



ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ ΤΑΜΕΙΟ

ΑΓΓΕΛΙΚΗ ΦΩΤΙΑΔΗ

Επίκουρος Καθηγήτρια

του Τμήματος Διαχείρισης

Περιβάλλοντος & Φυσικών Πόρων

 2641074156

 afotiadi@upatras.gr

Θερμοδυναμική της Ατμόσφαιρας

Θερμοδυναμική: ασχολείται με μετασχηματισμούς της θερμότητας σε άλλες μορφές ενέργειας και αντίστροφα

Θερμοδυναμική & Μετεωρολογία: η θερμοδυναμική σχετίζεται με την Μετεωρολογία καθώς τα φαινόμενα που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα είναι στην ουσία μετασχηματισμοί της θερμικής ενέργειας που δέχεται η Γη από τον Ήλιο

Θερμοδυναμικές διαδικασίες στην ατμόσφαιρα: περιπλέκονται με την αλλαγή φάσης του νερού



προς το παρόν θα **θεωρήσουμε μόνο** τον **ξηρό**
αέρα

Θερμοδυναμική της Ατμόσφαιρας

Έστω ορισμένη μάζα ενός αερίου: η **θερμοδυναμική κατάσταση** της ορίζεται από τις εξής τρεις μεταβλητές:

- ✓ Πίεση (p)
- ✓ Θερμοκρασία (T)
- ✓ Όγκο (V)

Αλλαγή της **θερμοδυναμικής κατάστασης** \Rightarrow **μεταβολή** τουλάχιστον **2** από τις **3** παραμέτρους (P, T, V)

$$\frac{\text{δυναμική}}{\text{επιφάνεια}} \quad \text{ή} \quad p = \frac{F}{S}$$

Είναι η δύναμη που ασκεί το αέριο κάθετα σε μία επιφάνεια λόγω της κίνησης Brown των μορίων του

❖ Συχνά **αντί** του όγκου V χρησιμοποιείται ο **ειδικός όγκος** (α), που είναι ο όγκος της μονάδας μάζας του αέρα

Επειδή: $\rho = \frac{m}{V}$ $\rho =$ πυκνότητα του αέρα $\Rightarrow V = \frac{m}{\rho} = \frac{1}{\rho}$ αφού $m = 1$

Καταστατική Εξίσωση

Καταστατική Εξίσωση: Ξηρός Αέρας

Είναι η σχέση που συνδέει τις 3 μεταβλητές (P, V, T) που καθορίζουν την κατάσταση του ενός αερίου.

Νόμος του Boyle: Σε μια ορισμένη μάζα αερίου, που μεταβάλλεται η κατάστασή του με τέτοιο τρόπο ώστε η θερμοκρασία να παραμένει σταθερή, η πίεση του μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με τον όγκο του

Νόμος του Charles: Σε μια μάζα αερίου που η κατάστασή του μεταβάλλεται με σταθερή πίεση, ο όγκος μεταβάλλεται με την απόλυτη θερμοκρασία T

$$\frac{pV}{T} = ct$$

ct = δεν εξαρτάται από τις μεταβλητές P, V, T αλλά από τη μάζα ή τη φύση του αερίου και τις μονάδες που χρησιμοποιούνται για τις μεταβλητές

Καταστατική Εξίσωση

Αρχή Avogadro: για μάζα αερίου που αντιστοιχεί σε 1 γραμμάριο=1mol η σταθερά εξαρτάται από τις μονάδες των μεταβλητών, είναι δηλαδή ανεξάρτητη από την φύση των αερίων => σταθερά = R^* = παγκόσμια σταθερά των αερίων=>

$$R = 8,314 \frac{\text{Joule}}{\text{molK}}$$

Καταστατική Εξίσωση: $PV=R^*T$

V=όγκος μάζας ίσης με 1 mole

Τα αέρια που πληρούν αυτή τη σχέση => λέγονται **τέλεια αέρια**

ΤΕΛΕΙΑ ΑΕΡΙΑ

α) οι διαστάσεις των μορίων του είναι αμελητέο σε σχέση με τη μέση απόσταση

β) οι δυνάμεις έλξης μεταξύ των μορίων είναι αμελητέες

γ) οι κρούσεις μεταξύ των μορίων και με τα τοιχώματα του δοχείου είναι τελείως ελαστικές

*Αρκετά πραγματικά αέρια προσεγγίζονται ικανοποιητικά από τα τέλεια για μια ευρεία περιοχή τιμών των μεταβλητών τους

Καταστατική Εξίσωση

Θυμόμαστε ότι 1mole \rightarrow μάζα=MB (gr)

=>τότε ο ειδικός όγκος (δηλαδή ο όγκος της μονάδας μάζας του αέρα) =>

$$a = \frac{V}{MB} \Rightarrow V = a MB$$

$$PV = RT \Rightarrow PaMB = RT \Rightarrow Pa = \frac{R}{MB}T \Rightarrow Pa = RT$$

$R = \frac{R}{MB}$ = ειδική σταθερά του αερίου (εξαρτάται από τη φύση του αερίου και είναι ανεξάρτητη των μεταβλητών P,T,a)

$$R = 287 \frac{J}{Kg \text{ } ^\circ K}$$

Για αέριο μάζας m: $pV = mRT \Rightarrow p = \frac{m}{V}RT \Rightarrow p = \rho RT$

Καταστατική Εξίσωση

Καταστατική Εξίσωση: η κατάσταση ενός αερίου καθορίζεται απόλυτα, όταν είναι γνωστή η τιμή των 2 από τις 3 μεταβλητές τους. Η 3η υπολογίζεται από την καταστατική εξίσωση

*Όταν μεταβάλλεται μία από τις μεταβλητές, θα μεταβάλλεται τουλάχιστον μία από τις υπόλοιπες

Καταστατική εξίσωση μίγματος αερίων:

Θεωρούμε ένα μίγμα αερίων με μάζες m_1, m_2, \dots, m_n

Συνολική μάζα:

$$m = m_1 + m_2 + \dots + m_n$$

Νόμος Dalton: *Κάθε αέριο του μείγματος καταλαμβάνει ολόκληρο τον όγκο

*αν p_1, p_2, \dots, p_n είναι οι πιέσεις του κάθε αερίου του μίγματος, όταν αυτό καταλαμβάνει το καθένα ολόκληρο τον όγκο, η ολική πίεση του μίγματος ισούται με το άθροισμα των μερικών πιέσεων

$$p = p_1 + p_2 + \dots + p_n$$

Καταστατική Εξίσωση

Ισχύει η καταστατική εξίσωση για κάθε αέριο του μίγματος : $P_i = \rho_i \cdot R_i \cdot T$

όπου: $i = 1, 2, 3, \dots, n$

Αθροίζοντας κατά μέλη:

$$\underbrace{p_1 + p_2 + p_3 + \dots + p_n}_P = \underbrace{(m_1 R_1 + m_2 R_2 + \dots + m_n R_n)}_{m R} \frac{T}{V}$$

Συνεπώς: $P = mR \frac{T}{V} \Leftrightarrow PV = mRT$ όπου $R = \frac{m_1}{m} R_1 + \frac{m_2}{m} R_2 + \dots + \frac{m_n}{m} R_n$

έχει τον ρόλο της ειδικής σταθεράς του μίγματος

Αν η αναλογία κατά μάζα του κάθε αερίου του μίγματος είναι σταθερή, δηλαδή ο λόγος $\frac{m_i}{m} = ct$ είναι σταθερός τότε $R = ct$ δηλ. σταθερό

Έργο Εκτόνωσης Έργου

Έργο εκτόνωσης αερίου

*Έστω ο όγκος μιας ορισμένης και μικρής μάζας αερίου που υποθέτουμε ότι περιβάλλεται από μια νοητή επιφάνεια αυξηθεί λίγο (κατά dV), τότε το αέριο παράγει ένα μικρό έργο δW που δίνεται από τη σχέση:

$$\delta w = p dV$$

Η πίεση που ασκεί το αέριο προς το περιβάλλον του είναι η δύναμη που ασκεί η μάζα αυτού του αερίου κάθετα στη μονάδα εμβαδού της νοητής επιφάνειας που υποθέτουμε ότι περιβάλλει το αέριο με κατεύθυνση προς τα έξω.

Άρα, η συνολική δύναμη που ασκεί για τη “μικρή” αυτή μάζα αερίου με σταθερή πίεση p είναι pA , $A \rightarrow$ το εμβαδόν της επιφάνειας.

Η μικρή αύξηση του όγκου είναι $dV = Adn$, όπου dn η μικρή μεταβολή dn προς τα έξω.

$$\left. \begin{array}{l} \text{Έργο: } \delta w = F dx = F dn \\ F = PA \end{array} \right\} \delta w = P(Adn) = PdV \Rightarrow \delta w = p dV$$

Έργο Εκτόνωσης Έργου

Αν $m=1 \Rightarrow dV = da \Rightarrow$ το έργο ορίζεται ως ειδικό έργο, w , και είναι το έργο της μονάδας της μάζας

- Όταν $da > 0$ δηλαδή έχουμε εκτόνωση \Rightarrow θεωρούμε το στοιχειώδες έργο θετικό $dw > 0$ και λέμε ότι το αέριο παράγει θετικό έργο
- Όταν $da < 0$ δηλαδή έχουμε συμπίεση, τότε $\Rightarrow dw < 0$ τότε λέμε ότι το αέριο παράγει αρνητικό έργο ή ότι καταναλώνει έργο.

Ειδική Θερμότητα

*Ειδική θερμότητα ενός σώματος καλείται το ποσό της θερμότητας που απαιτείται για να αυξηθεί η θερμοκρασία της μονάδας του σώματος κατά 1°

*Για τα αέρια όμως, υπάρχουν δύο διαδικασίες ή καταστάσεις κατά τις οποίες μπορεί να χορηγηθεί η θερμότητα ώστε να αυξηθεί η θερμοκρασία της κατά 1°

1) με σταθερή πίεση: $C_p = \left(\frac{\delta H}{\delta T}\right)_p$ Για τα τέλεια αέρια C_p και $C_v \equiv ct$

2) με σταθερό όγκο: $C_v = \left(\frac{\delta H}{\delta T}\right)_v$

Ειδική Θερμότητα

Η ειδική θερμότητα με σταθερή πίεση (C_p):

επειδή η πίεση είναι σταθερή ($p = \text{ct}$) σύμφωνα με την καταστατική εξίσωση (νόμος του charles) \Rightarrow η αύξηση της θερμοκρασίας \Rightarrow αύξηση του όγκου. #
αύξηση του όγκου (εκτόνωση) \Rightarrow παραγωγή έργου \Rightarrow

Επομένως το ποσό της θερμότητας C_p όχι μόνο αυξάνει τη θερμοκρασία της μονάδας της μάζας του αερίου κατά 1° αλλά χρησιμοποιείται και για την παραγωγή έργου

Κάτι που δεν συμβαίνει στην περίπτωση του σταθερού όγκου (C_v)

\Rightarrow θα πρέπει να ισχύει (από την αρχή διατήρησης της ενέργειας) $C_p > C_v$

Πράγματι: $C_v = 718 \frac{J}{kgr} \text{ } ^\circ K$ και $C_p = 100 \frac{J}{kgr} \text{ } ^\circ K$

1ος Θερμοδυναμικός Νόμος

Ο 1ος θερμοδυναμικός νόμος ή θερμοδυναμικό αξίωμα είναι στην ουσία για την αρχή διατήρησης της ενέργειας

Αν σε μία ορισμένη μάζα αερίου χορηγηθεί μικρή ποσότητα θερμότητας δH , ένα μέρος αυτής χρησιμοποιείται για τη παραγωγή μικρού έργου εκτόνωσης δW και το υπόλοιπο για τη μεταβολή της εσωτερικής ενέργειας δU

Μεταβολή της εσωτερικής ενέργειας αερίου σημαίνει μεταβολή της θερμοκρασίας της μάζας του αερίου ή και για την υπερνίκηση των δυνάμεων συνοχής των μορίων =>

Συμπεπώς: η εσωτερική ενέργεια μιας ορισμένης μάζας αερίου εξαρτάται από τη θερμοκρασία του και ορισμένες μοριακές ιδιότητες και διεργασίες

1ος Θερμοδυναμικός Νόμος

*Στα τέλεια αέρια, οι δυνάμεις έλξης των μορίων και οι υπόλοιπες διεργασίες θεωρούνται αμελητέες και η $C_v = ct$, σταθερή

Τότε: $\delta U = dU = mC_v dT$

$$\delta H = \delta U + dW \Rightarrow \delta H = dU + dW \Rightarrow \delta H = mC_v dT + PdV$$

Για τη μονάδα μάζας αερίου ισχύει: $\delta h = C_v dT + P da$ (1)

Από την καταστατική εξίσωση: $pa = RT \Rightarrow P da + a dP = R dT \Rightarrow$
 $P da = R dT - a dP$

Οπότε, αντικαθιστώντας το $P da$ στην εξίσωση (1) έχουμε:

$$\delta h = C_v dT + R dT - a dP \Rightarrow \delta h = (C_v + R) dT - a dP$$

1ος Θερμοδυναμικός Νόμος

Στην περίπτωση που η μεταβολή γίνεται με σταθερή πίεση $P=ct \Rightarrow dp=0$

$$\text{Τότε: } \delta h = (C_v + R)dT \quad (2)$$

Όμως από τον ορισμό του C_p για $P=ct$ ισχύει

$$\delta h = C_p dT \quad (3)$$

$$C_p = C_v + R \Rightarrow$$

$$\boxed{R = C_p - C_v}$$

Σχέση του
Mayer

Τελικά η έκφραση του 1ου θερμοδυναμικού νόμου γράφεται ως εξής:

$$\boxed{\delta h = C_p dT - a dp} \quad (4)$$

$$\boxed{\delta h = C_v dT + P da} \quad (5)$$

Οι σχέσεις αυτές είναι διαφορικές εξισώσεις που μπορούν να λυθούν (ολοκληρωθούν) μόνο κάτω από συγκεκριμένες προϋποθέσεις π.χ. ειδικές μεταβολές κατάστασης

Ειδικές Μεταβολές Κατάστασης

Ειδικές μεταβολές Κατάστασης:

- Συχνά εμφανίζονται ειδικές μεταβολές, τέτοιες ώστε μία από τις μεταβλητές P , V , T παραμένει σταθερή.

- ή, η μεταβολή του αερίου είναι τέτοια ώστε να υπάρχει και μια δεύτερη σχέση μεταξύ των P , V και T , εκτός της καταστατικής εξίσωσης, που να ισχύει πάντα

=> τότε η εξίσωση της διατήρησης της ενέργειας μπορεί να ολοκληρωθεί και μπορούμε να υπολογίσουμε το ολικό ποσό της θερμότητας που απαιτείται για μια πεπερασμένη μεταβολή της κατάστασης του αερίου κατά την οποία οι τιμές των μεταβλητών, από T_1, P_1, α_1 γίνονται T_2, P_2, α_2 χωρίς κατ' ανάγκη όλες οι δεύτερες τιμές να διαφέρουν από τις πρώτες.

Ειδικές Μεταβολές Κατάστασης

Ισοβαρής Μεταβολή: $P = ct \Rightarrow P_1 = P_2 = P$

Τότε: $P = ct \Rightarrow dP = 0$

Η εξίσωση 4 γίνεται: $\delta h = C_p \cdot dT - \alpha \cdot dP \Rightarrow \delta h = C_p \cdot dT \Rightarrow$
 $\Rightarrow h = C_p \cdot (T_2 - T_1)$

Από τον ορισμό παραγωγής ή κατανάλωσης έργου έχουμε:

$$dW = p \cdot d\alpha \Leftrightarrow W = P(\alpha_2 - \alpha_1)$$

Ειδικές Μεταβολές Κατάστασης

Ισόχωρη Μεταβολή (δηλ. ο όγκος είναι σταθερός): $\alpha = ct \Rightarrow \alpha_1 = \alpha_2 = \alpha$

Τότε: $\alpha = ct \Rightarrow d\alpha = 0$

Η εξίσωση 5 γίνεται: $\delta h = C_V \cdot dT + P \cdot d\alpha \xrightarrow{0} \Rightarrow \delta h = C_V \cdot dT \Rightarrow$
 $\Rightarrow h = C_V \cdot (T_2 - T_1)$

Από τον ορισμό παραγωγής ή κατανάλωσης έργου έχουμε:

$$dW = p \cdot d\alpha \Leftrightarrow W = 0$$

Ειδικές Μεταβολές Κατάστασης

Ισόθερμη Μεταβολή (η θερμοκρασία είναι σταθερή): $T = ct \Rightarrow T_1 = T_2 = T$

Τότε: $T = ct \Rightarrow dT = 0$

Η εξίσωση 5 γίνεται: $\delta h = C_V \cdot dT + P \cdot d\alpha \Rightarrow \delta h = P \cdot d\alpha$

Από την καταστατική εξίσωση έχουμε: $P = \frac{RT}{\alpha}$

$$\Rightarrow \delta h = RT \cdot \frac{d\alpha}{\alpha} \Leftrightarrow dh = RT \cdot d(\ln \alpha) \Rightarrow h = RT \cdot \ln \frac{\alpha_2}{\alpha_1}$$

Επειδή η θερμοκρασία είναι σταθερή, από τον ορισμό της εσωτερικής ενέργειας έχουμε:

$$dU = 0 \Rightarrow \delta h = dW \Rightarrow W = h = RT \cdot \ln \frac{\alpha_2}{\alpha_1}$$

Αδιαβατική Μεταβολή

Αδιαβατική Μεταβολή

Είναι μία ειδική μορφή μεταβολής κατά την οποία δεν προσφέρεται ούτε αφαιρείται θερμότητα προς και από την θεωρούμενη ποσότητα του αερίου =>

$$\delta h = 0 \Rightarrow h = 0$$

Αυτό μπορεί να συμβεί θεωρητικά αν υποθέσουμε ότι μια νοητή επιφάνεια, που περιβάλλει μια μικρή συγκεκριμένη μάζα αερίου, είναι μονωτική, δηλαδή αδιάβατη από τη θερμότητα προς τα έξω ή και προς τα μέσα.

*Οι σημαντικότερες θερμοδυναμικές μεταβολές στην ατμόσφαιρα είναι η αδιαβατική εκτόνωση ή/και η αδιαβατική συμπίεση. Είναι μια μεταβολή την οποία υφίσταται μία μάζα ατμοσφαιρικού αέρα όταν υποχρεώνεται σε κατά κορυφή προς τα πάνω ή προς τα κάτω κίνηση. Οι μεταβολές αυτές είναι πρακτικά αδιαβατικές επειδή ο ατμοσφαιρικός αέρας είναι σώμα δυσθερμαγωγό και η χρονική διάρκεια των μεταβολών αυτών είναι σχετικά μικρή δηλαδή είναι ταχύτατες.

$$\delta h = 0 \Rightarrow dU = -dW \quad \text{ή}$$

$$\text{εξίσωση 4: } \delta h = C_p dT - a dP = 0 \Rightarrow C_p dT = a dP$$

$$\text{Από την καταστατική εξίσωση έχουμε: } Pa = RT \Rightarrow a = \frac{RT}{P}$$

$$C_p dT = \frac{RT}{P} dP \Rightarrow$$

Αδιαβατική Μεταβολή

$$\Rightarrow C_P \frac{dT}{T} = R \frac{dP}{P} \Leftrightarrow \frac{dT}{T} = \frac{R}{C_P} \frac{dP}{P} \Leftrightarrow d\ln(T) = \frac{R}{C_P} d\ln(P) \int \Leftrightarrow$$

$$\Leftrightarrow \ln \frac{T_2}{T_1} = \frac{R}{C_P} \cdot \ln \frac{P_2}{P_1} \Leftrightarrow \frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{P_2}{P_1} \right)^{R/C_P} \text{ Εξίσωση Poisson}$$

Όπου: $\frac{R}{C_P} = 0,286$

Κατά την κατακόρυφη προς τα άνω ή προς τα κάτω κίνηση της αέριας μάζας η θερμοκρασία αυξάνεται ή μειώνεται αντίστοιχα, με βάση την εξίσωση Poisson π.χ αδιαβατική εκτόνωση από τα 1000 → 500 hPa (mbars)

Η σχετική μείωση της θερμοκρασίας είναι $\frac{\Delta T}{T} = 18 \%$

Δυναμική Θερμοκρασία

Δυναμική Θερμοκρασία

Αν ένα αέριο μεταβάλλεται αδιαβατικά η εξίσωση Poisson μας δίνει για κάθε τιμή της πίεσης του την αντίστοιχη θερμοκρασία που παίρνει.

Πρακτικά στη μετεωρολογία, ορίζουμε συμβατικά μια ορισμένη τιμή της πίεσης, την $P=1000\text{mb}$, οπότε η αντίστοιχη θερμοκρασία που θα πάρει το αέριο αν τυχόν φτάσει την πίεση αυτή εκτονούμενο ή συμπιεζόμενο αδιαβατικά ονομάζεται δυναμική θερμοκρασία (Θ)

Έτσι στην εξίσωση Poisson θα είναι: $T_2 = \Theta$ και $P_2 = 1000 \text{ hPa}$

και αυτή θα γράφεται:

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{R/C_p}$$

Επειδή στις αδιαβατικές μεταβολές το πηλίκο $(T/P)^{R/C_p}$ παραμένει σταθερό \Rightarrow η δυναμική θερμοκρασία στις αδιαβατικές μεταβολές παραμένει σταθερή και επομένως μπορεί να αποτελέσει κριτήριο για τη σύγκριση των αερίων μαζών.

Ξηρή Κατακόρυφη Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα

Ξηρή κατακόρυφη αδιαβατική θερμοκρασία

Από τα προηγούμενα ο 1ος

θερμοδυναμικός νόμος γράφεται: $dH = dU + dW \Leftrightarrow Cp dT - adP = 0$

Από την υδροστατική εξίσωση έχουμε:

$$dP = -\rho g dz \quad \left. \vphantom{dP} \right\} \Leftrightarrow$$

$$\Leftrightarrow Cp dT + g dz = 0 \quad \Leftrightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{Cp} \quad \Leftrightarrow$$

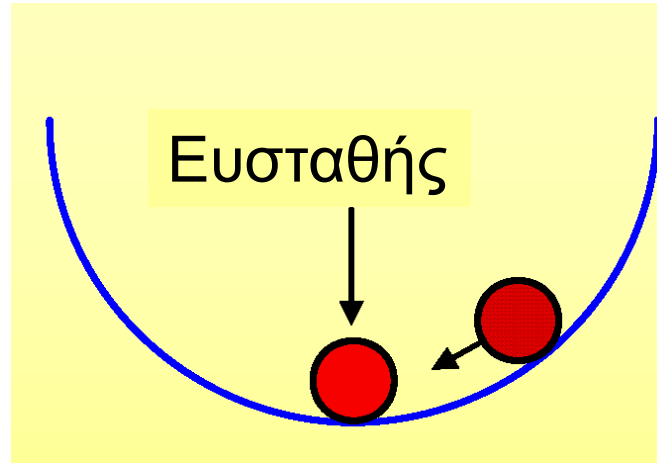
$$\Leftrightarrow \boxed{\gamma_d = -\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_p} = -9.76 \frac{^{\circ}C}{Km}}$$

Είναι η μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος μιας αέριας μάζας όταν υποχρεώνεται να κινηθεί αδιαβατικά κατακόρυφα προς τα πάνω (οπότε μειώνεται ή θερμοκρασία) ή προς τα κάτω (οπότε αυξάνει η θερμοκρασία)

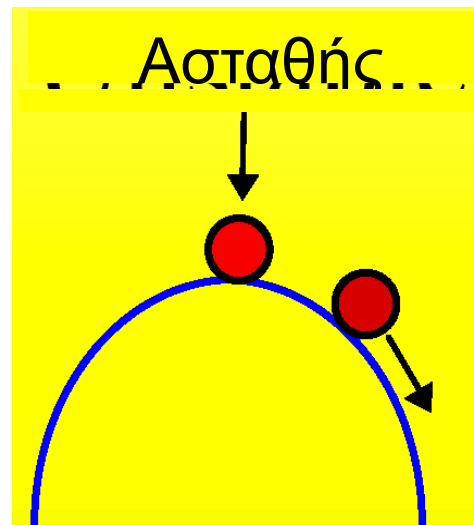
Ευστάθεια & αστάθεια της Ατμόσφαιρας

Περί Ισορροπίας

- **Ευσταθής Ισορροπία:** το σώμα υφίσταται μια μικρή μεταβολή (π.χ. μετακίνηση) επανέρχεται όμως στην αρχική του θέση

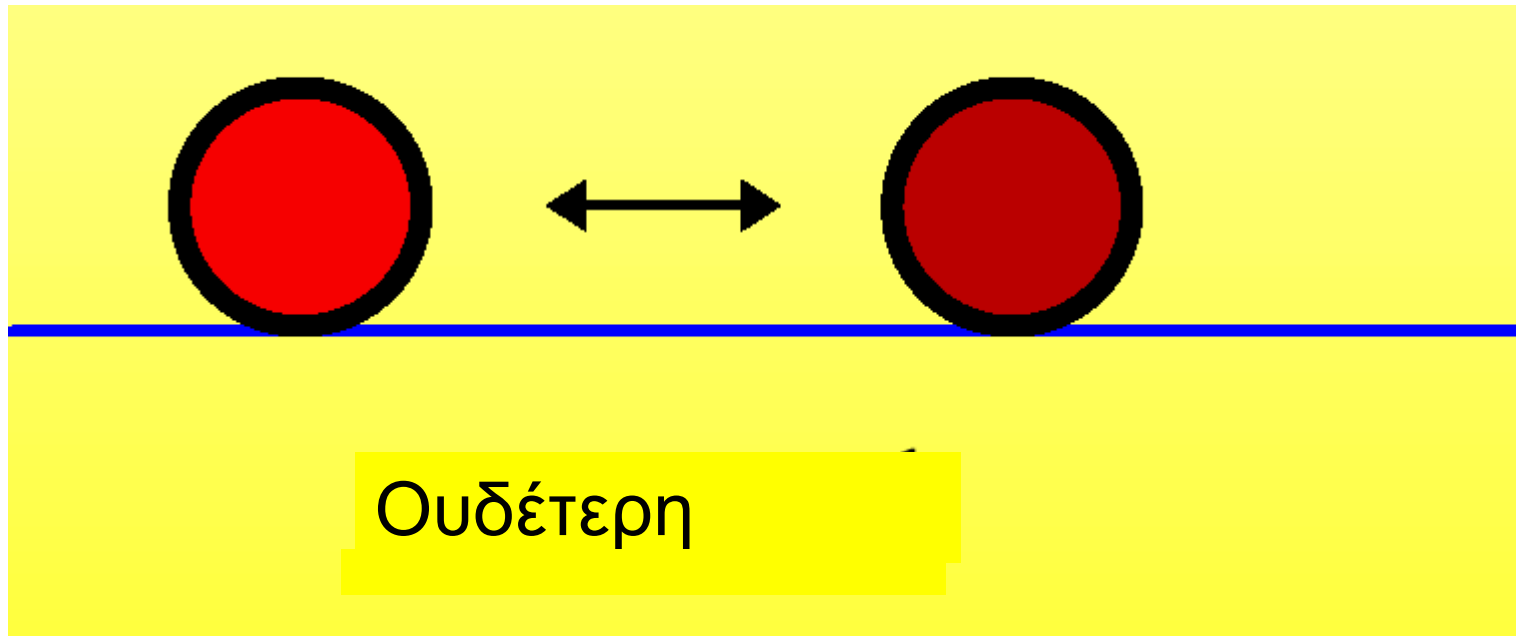


- **Ασταθής Ισορροπία:** το σώμα υφίσταται μια μικρή μεταβολή (π.χ. μετακίνηση) δεν επανέρχεται όμως στην αρχική του θέση, αντίθετα απομακρύνεται ακόμη περισσότερο από αυτή



Περί Ισορροπίας

- **Ουδέτερη Ισορροπία:** το σώμα υφίσταται μια μικρή μεταβολή (π.χ. μετακίνηση) αλλά αυτή δεν επιφέρει περαιτέρω μεταβολή στη θέση του δηλ. ακινητοποιείται εκ νέου σ' αυτό το σημείο



Συνθήκες Ευστάθειας-Αστάθειας στην Ατμόσφαιρα

■ **Ευστάθεια:** η κατάσταση της ατμόσφαιρας στην οποία δεν παρατηρούνται κατακόρυφες ανοδικές κινήσεις

✓ Συνθήκες ευστάθειας: συνδυάζονται με σχηματισμό ομίχλης, επεισοδίων ατμοσφαιρικής ρύπανσης, εμφάνιση παγετού



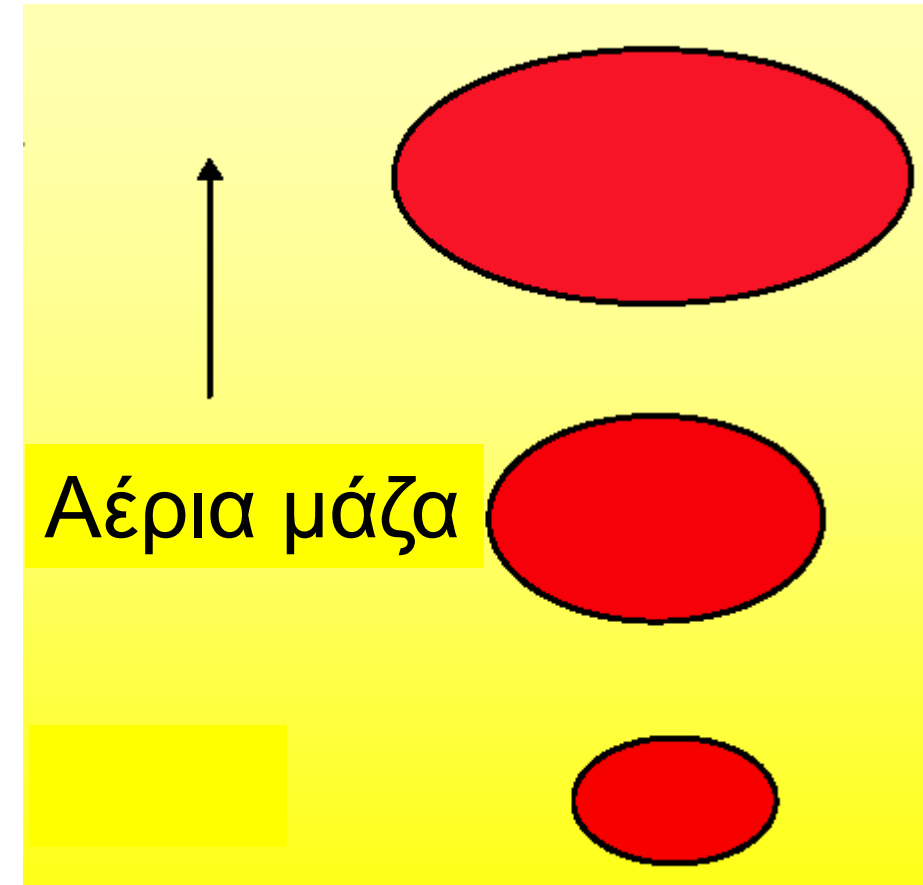
Πηγή: https://en.wikipedia.org/wiki/Inversion_%28meteorology%29

■ **Αστάθεια:** η κατάσταση της ατμόσφαιρας στην οποία χαρακτηρίζεται από έντονες ανοδικές κινήσεις

✓ Συνθήκες αστάθειας: συνδυάζονται με ανάπτυξη νεφών, δημιουργία βροχής και άλλων μετεωρολογικών φαινομένων

Κατακόρυφες (ανοδικές / καθοδικές) στην Ατμόσφαιρα

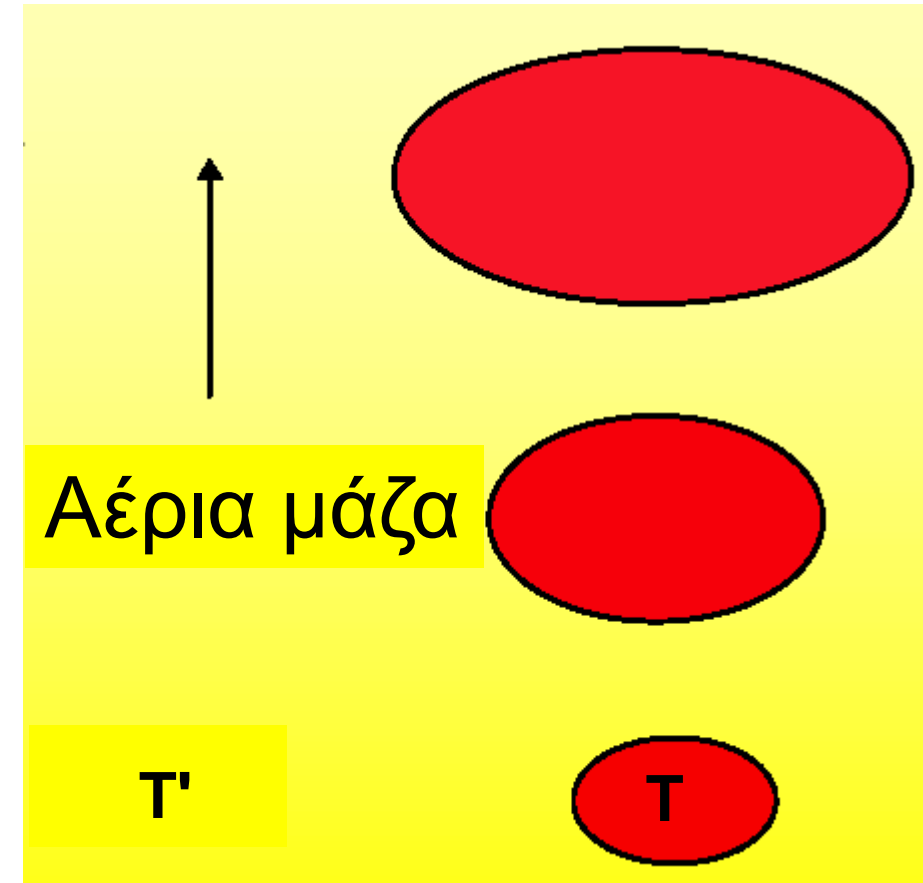
- Η ατμόσφαιρα είναι ένα ρευστό το οποίο παρουσιάζει ασυνέχειες δηλ. αέριες μάζες πραγματοποιούν ανοδικές και καθοδικές κινήσεις
- Μια αέρια μάζα **ανέρχεται** μέσα στην ατμόσφαιρα αν είναι **λιγότερο πυκνή** από τον **περιβάλλοντα αέρα**
- Καθώς ανέρχεται συναντά όλο και λιγότερο πυκνό αέρα αλλά ταυτόχρονα και η ίδια καθίσταται λιγότερο πυκνή



- **Αν σταματήσει να ανέρχεται καθίσταται ευσταθής**
- **Αν συνεχίσει να ανέρχεται είναι ασταθής**

Κατακόρυφες (ανοδικές / καθοδικές) στην Ατμόσφαιρα

- Αν $T > T' \Rightarrow$ η αέρια μάζα **ανέρχεται** γιατί είναι λιγότερο πυκνή από τον περιβάλλοντα αέρα
- Αν $T = T' \Rightarrow$ η αέρια μάζα **παραμένει στάσιμη** στην ίδια θέση
- Αν $T < T' \Rightarrow$ η αέρια μάζα **κατέρχεται** γιατί είναι περισσότερο πυκνή από τον περιβάλλοντα αέρα



- Για να καθορίσουμε τις συνθήκες ευστάθειας ή αστάθειας θα πρέπει να γνωρίζουμε το κατακόρυφο προφίλ της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας αλλά και της αέριας μάζας που κινείται κατακόρυφα

Αδιαβατική μεταβολή

- **Αδιαβατική μεταβολή:** η μεταβολή που υφίσταται ένα αέριο σώμα χωρίς να ανταλλάξει θερμότητα με το περιβάλλον του δηλ. χωρίς να προσθέτουμε ή να αφαιρούμε θερμότητα από αυτό

$$P \cdot V^\gamma = \text{σταθερό}$$

για το αέρα, $\gamma = 1.4$

- **Στην αδιαβατική μεταβολή:** η θερμοκρασία μιας αέριας μάζας μεταβάλλεται λόγω της εκτόνωσης ή της συμπίεσης του αφού δεν προστίθεται ούτε αφαιρείται θερμότητα από αυτή
- **Στην ατμόσφαιρα:** περίπτωση αδιαβατικής μεταβολής συνιστούν οι ανοδικές και καθοδικές κινήσεις των αερίων μαζών όταν αυτές γίνονται αρκετά γρήγορα ώστε να μην προφτάσει μια αέρια μάζα να ανταλλάξει θερμότητα με τον περιβάλλοντα αέρα

Αδιαβατική μεταβολή-τι συμβαίνει με μια αέρια μάζα που ανέρχεται

- Έστω μια αέρια μάζα βρίσκεται στη στάθμη των 1000 mb (δηλ. στην επιφάνεια). Τότε ασκείται σε αυτή από την ατμόσφαιρα πίεση = 1000 mb
- Και αέρια μάζα ασκεί με τη σειρά της προς τον περιβάλλοντα χώρο πίεση=1000 mb για να αντισταθμίσει την πίεση που δέχεται

$$\text{πίεση} = \frac{\text{δύναμη}}{\text{επιφάνεια}} \quad p = \frac{F}{S}$$

- Αν η αέρια μάζα δεν δέχεται αλλά ούτε και αφαιρείται ενέργεια από αυτή, τότε η δύναμη που ασκούν τα μόρια της προς το περιβάλλον θα παραμένει σταθερή δηλ.

$$\text{δύναμη} = \text{πίεση} \times \text{επιφάνεια} = \text{σταθερή}$$

Αδιαβατική μεταβολή-τι συμβαίνει με μια αέρια μάζα που ανέρχεται

- Έστω ότι η αέρια μάζα ανέρχεται αδιαβατικά στη στάθμη των 500 mb


$$\text{δύναμη} = \text{πίεση} \times \text{επιφάνεια} = \text{σταθερή}$$

- Αφού η **πίεση μειώθηκε** κατά την άνοδο της αέριας μάζας, για να **παραμείνει η δύναμη σταθερή** θα πρέπει να αυξηθεί ο όγκος ώστε να αυξηθεί και η επιφάνεια της αέριας μάζας \Rightarrow **η αέρια μάζα εκτονώνεται**
- Για να πραγματοποιηθεί η εκτόνωση της αέριας μάζας καταναλώνεται κάποιο ποσό από την εσωτερική της ενέργεια με αποτέλεσμα αυτή να **ψύχεται** αφού η θερμοκρασία ενός σώματος είναι ανάλογη της εσωτερικής μοριακής του ενέργειας

Αδιαβατική μεταβολή-τι συμβαίνει με μια αέρια μάζα που ανέρχεται

- Έστω ότι η αέρια μάζα βρίσκεται σ' ένα ορισμένο ύψος στην ατμόσφαιρα στη στάθμη των 500 mb και κατέρχεται αδιαβατικά στη στάθμη των 1000 mb στην επιφάνεια
- Στη νέα της θέση ασκείται σε αυτή μεγαλύτερη πίεση με αποτέλεσμα αυτή να **συμπιέζεται**
- Καθώς αυτή συμπιέζεται κερδίζει εσωτερικά ενέργεια με αποτέλεσμα να **αυξάνει η θερμοκρασία της και να θερμαίνεται**

Αδιαβατικές μεταβολές στην Ατμόσφαιρα

- Όταν μία αέρια μάζα **ανέρχεται αδιαβατικά** μέσα στην ατμόσφαιρα **εκτονώνεται και ψύχεται**
- Όταν μία αέρια μάζα **κατέρχεται αδιαβατικά** μέσα στην ατμόσφαιρα **συμπιέζεται και θερμαίνεται**

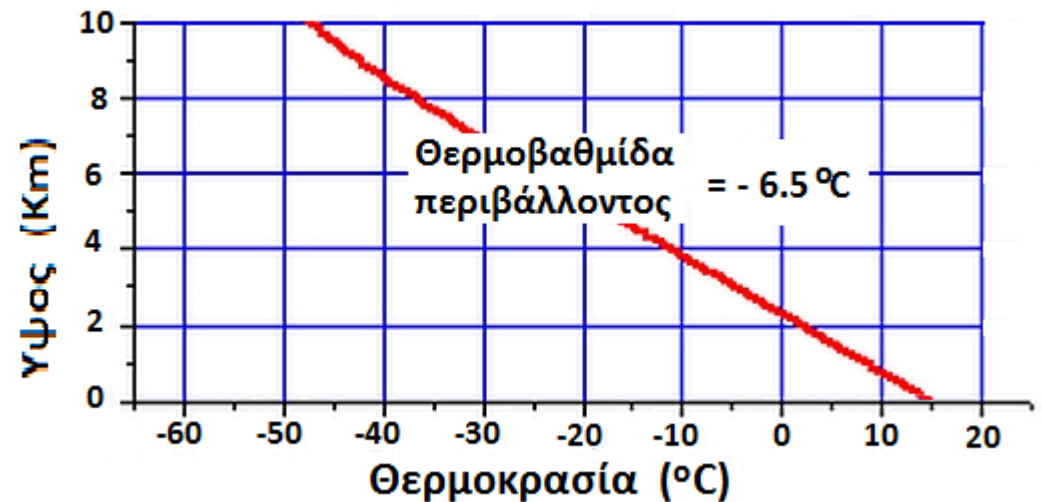
Αδιαβατικές μεταβολές στην Ατμόσφαιρα

- Όταν μία αέρια μάζα **ανέρχεται αδιαβατικά** μέσα στην ατμόσφαιρα **εκτονώνεται και ψύχεται**
- Όταν μία αέρια μάζα **κατέρχεται αδιαβατικά** μέσα στην ατμόσφαιρα **συμπιέζεται και θερμαίνεται**

Κατακόρυφη Θερμοβαθμίδα (γ)

- Η Θερμοκρασία μειώνεται με το ύψος στην Τροπόσφαιρα
- **Κατακόρυφη Θερμοβαθμίδα (γ):** εκφράζει το ρυθμό μεταβολής της Θερμοκρασίας με το Ύψος και ορίζεται ως η ελάττωση της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα ανά μονάδα ύψους. Εκφράζεται σε $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ή $^{\circ}\text{C}/1\text{ km}$

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} = -\frac{0.65^{\circ}\text{C}}{100\text{m}}$$



- Στην Τροπόσφαιρα η τιμή του Γ κατά μέσο όρο είναι:
 $0.65^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$ ή $6.5^{\circ}\text{C} / 1\text{ km}$

Προσοχή:

γ = παριστάνει τη θερμοκρασία διαφορετικών στοιχείων του αέρα στην ίδια χρονική στιγμή και πάνω στην ίδια κατακόρυφο ενός τόπου και εξαρτάται από διάφορους παράγοντες γι' αυτό συνήθως μεταβάλλεται αρκετά

Ξηρά Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα (γ_d)

- **Ξηρά Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα (γ_d), Dry Adiabatic Lapse Rate:** εκφράζει το ρυθμό αδιαβατικής ψύξης μιας ακόρεστης αέριας μάζας η οποία ανέρχεται μέσα στην ατμόσφαιρα. Ο ρυθμός αυτός είναι σταθερός και ισούται με **$0.98^\circ\text{C} / 100\text{ m}$**

$$\gamma_d = -\frac{dT}{dz} = -\frac{0.98^\circ\text{C}}{100\text{m}}$$

Προσοχή:

γ_d = παριστάνει τη θερμοκρασία μιας μάζας αέρα, σε διαφορετικές στιγμές, καθώς αυτή αλλάζει ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα και εξαρτάται μόνο από το αν η αέρια μάζα είναι κορεσμένη

$$\gamma_d = -\frac{dT}{dz} = -\frac{T - T_o}{dz} = \frac{T_o - T}{dz} \Rightarrow T_o - T = \gamma_d \cdot dz \Rightarrow \boxed{T = T_o - \gamma_d \cdot dz}$$

- ✓ T_o , η θερμοκρασία της αέριας μάζας στην αρχική της θέση
- ✓ T , η τελική θερμοκρασία της αέριας μάζας σε ύψος z
- ✓ dz , η κατακόρυφη απόσταση την οποία έχει διανύσει κατακόρυφα

Ξηρά Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα (γ_d)

- Για μία ακόρεστη αέρια μάζα που κατέρχεται η ξηρά Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα (γ_d) ισούται με:

$$\gamma_d = + \frac{0.98^\circ \text{C}}{100\text{m}}$$

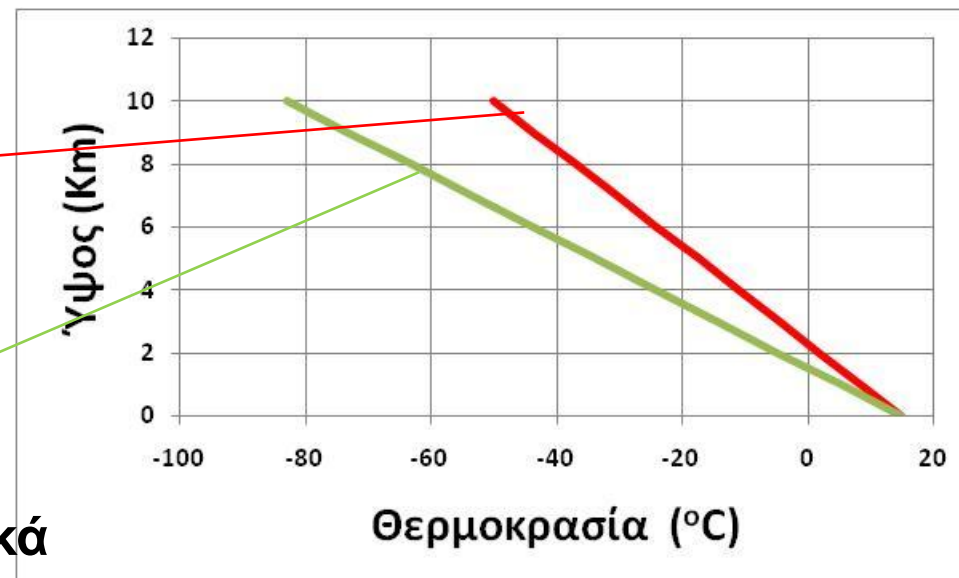
$$T = T_o + \gamma_d \cdot dz$$

Ξηρά Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα (γ_d)

Ξηρά Αδιαβατική θερμοβαθμίδα μιας αέρια μάζας που ανέρχεται μέσα στην ατμόσφαιρα $\gamma_d = -9.8 \text{ }^\circ\text{C}/\text{Km}$

Κατακόρυφη θερμοβαθμίδα της ατμόσφαιρας $\gamma = -6.5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{Km}$

Προσοχή! η τιμή της γ μεταβάλλεται σημαντικά



Παράδειγμα:

Έστω μια ακόρεστη αέρια μάζα που βρίσκεται στην επιφάνεια της Γης και ανέρχεται

- $T_o = 10 \text{ }^\circ\text{C}$, η θερμοκρασία της αέριας μάζας στην αρχική της θέση (ίδια με του περιβάλλοντος αέρα)
- $T'_o = 10 \text{ }^\circ\text{C}$, η αρχική θερμοκρασία του περιβάλλοντος αέρα
- $dz = 1000 \text{ m}$, η κατακόρυφη απόσταση την οποία διανύει η αέρια μάζα
- $T =$; $T' =$;

$$T = T_o - \gamma_d \cdot dz \Rightarrow T = 10^\circ\text{C} - \frac{0.98^\circ\text{C}}{100\text{m}} 1000\text{m} = 10^\circ\text{C} - 9.8^\circ\text{C} = 0.2^\circ\text{C}$$

$$T' = T'_o - \gamma \cdot dz \Rightarrow T' = 10^\circ\text{C} - \frac{0.65^\circ\text{C}}{100\text{m}} 1000\text{m} = 10^\circ\text{C} - 6.5^\circ\text{C} = 3.5^\circ\text{C}$$

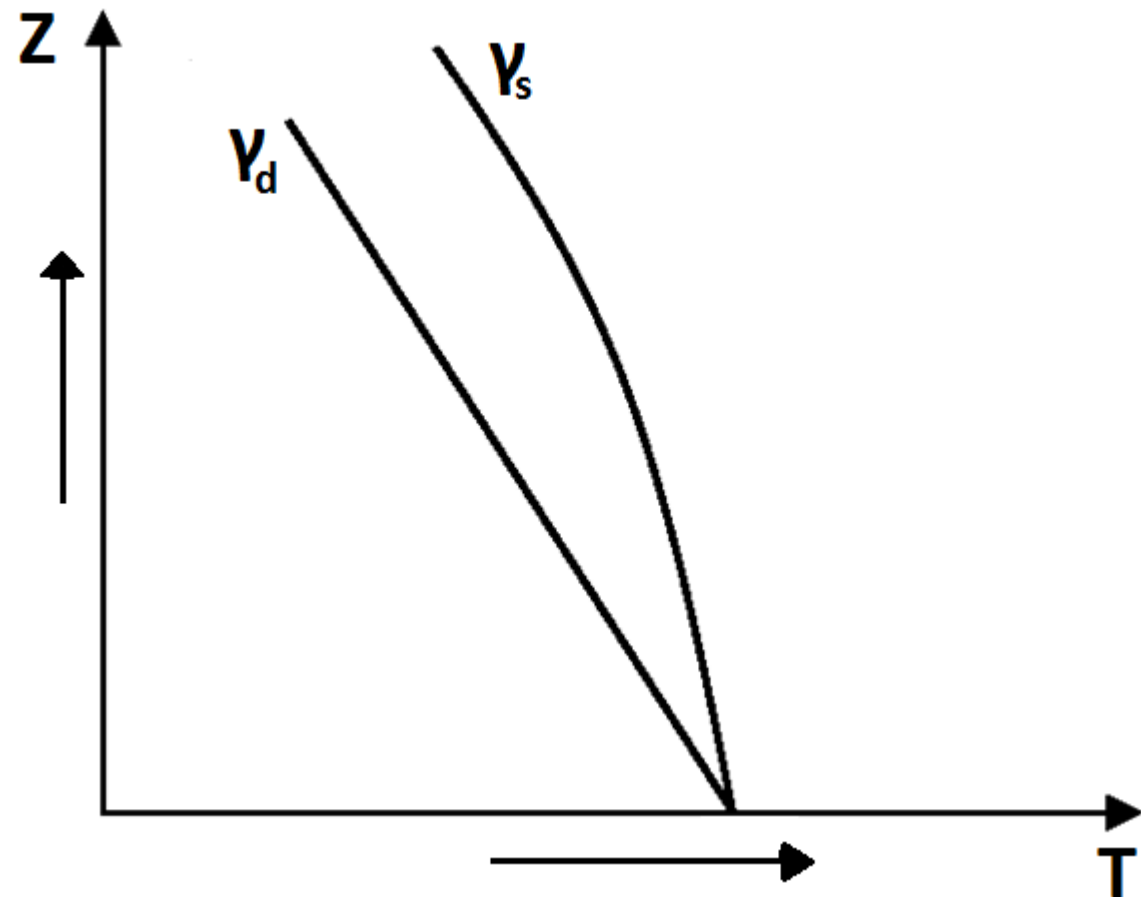
■ Μία ακόρεστη αέρια μάζα που ανέρχεται μέσα στην ατμόσφαιρα ψύχεται πιο γρήγορα απ' ότι ο περιβάλλοντας αέρας δηλ. η ίδια η ατμόσφαιρα

Υγρά Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα (γ_s)

- Υγρά Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα (γ_s), **saturated adiabatic lapse rate**: εκφράζει το ρυθμό αδιαβατικής ψύξης μιας κορεσμένης αέριας μάζας η οποία ανέρχεται μέσα στην ατμόσφαιρα
- Η τιμή της δεν είναι σταθερή όπως αυτή της ξηράς αδιαβατικής θερμοβαθμίδας αλλά μεταβάλλεται με τη θερμοκρασία. Για το λόγο αυτό η γραφική παράσταση που την παριστάνει είναι καμπύλη και όχι ευθεία όπως της ξηράς αδιαβατικής θερμοβαθμίδας

- Η τιμή της είναι μικρότερη από αυτή της ξηράς αδιαβατικής θερμοβαθμίδας και αυτό γιατί: κατά την συμπύκνωση των υδρατμών που συμβαίνει όταν η αέρια μάζα καθίσταται κορεσμένη απελευθερώνεται λανθάνουσα θερμότητα η οποία αντισταθμίζει ως ένα βαθμό την αδιαβατική ψύξη

- Η τιμή της γ_s εξαρτάται από τη λανθάνουσα θερμότητα που απελευθερώνεται την ποσότητα των υδρατμών που συμπυκνώνονται. Κυμαίνεται από **0.5** ως **0.9 °C/ 100 m**



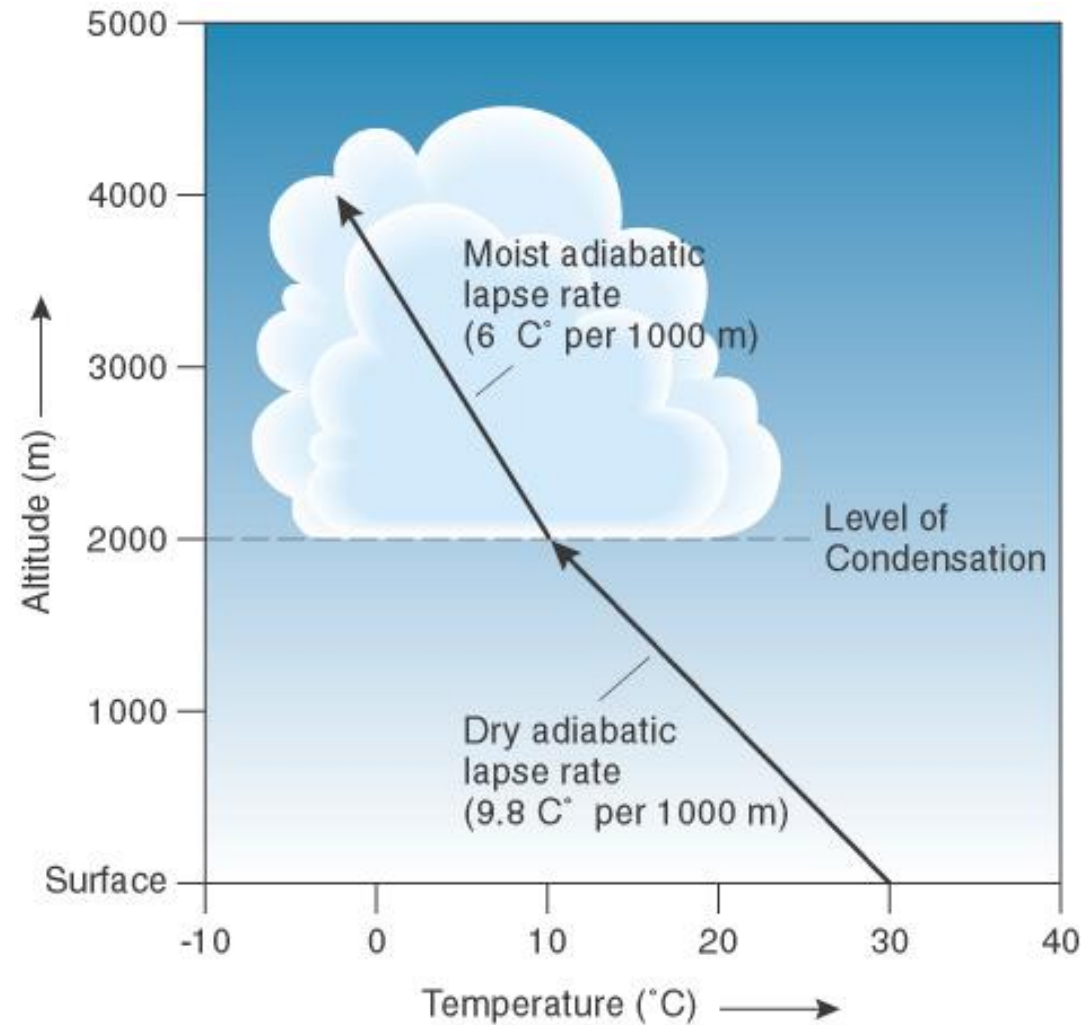
- Μία κορεσμένη αέρια μάζα που ανέρχεται μέσα στην ατμόσφαιρα ψύχεται πιο αργά απ' ό,τι ο περιβάλλοντας αέρας δηλ. η ίδια η ατμόσφαιρα

Στάθμη Συμπύκνωσης (LCL, Lifting Condensation Level)

- **Στάθμη Συμπύκνωσης (LCL, Lifting Condensation Level):** το ύψος στο οποίο μια ακόρεστη αέρια μάζα που ανέρχεται μέσα στην ατμόσφαιρα καθίσταται κορεσμένη
- Κατά την άνοδο μιας ακόρεστης αέριας μάζας μέσα στην ατμόσφαιρα η θερμοκρασία της μειώνεται σύμφωνα με την ξηρά αδιαβατική θερμοβαθμίδα
- Με την πτώση της θερμοκρασίας μειώνεται και η ικανότητα της να συγκρατεί υδρατμούς, η σχετική της υγρασία αυξάνεται και όταν η θερμοκρασία της γίνει ίση με τη θερμοκρασία δρόσου (T_d) η αέρια μάζα καθίσταται κορεσμένη ($RH=100\%$)

**Στη Στάθμη Συμπύκνωσης βρίσκεται
η βάση των νεφών**

Στάθμη Συμπύκνωσης (LCL, Lifting Condensation Level)



© 2002 American Meteorological Society

Στη Στάθμη Συμπύκνωσης βρίσκεται η βάση των νεφών

Στάθμη Συμπύκνωσης - ο άνεμος Foehn ή Λίβας

- Μια αέρια μάζα που ανέρχεται ακολουθεί αρχικά την **ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα** μέχρι η θερμοκρασία της να γίνει ίση με τη θερμοκρασία δρόσου (T_d)
- Σ' αυτό το σημείο έχει φτάσει στη **Στάθμη Συμπύκνωσης** και θα σχηματιστεί η βάση του νέφους
- Από αυτό το ύψος και έπειτα η αέρια μάζα θα ακολουθήσει την **υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα** μέχρι την κορυφή του βουνού αποβάλλοντας μέρος των υδρατμών με τη μορφή υετού (βροχή, χιόνι, χαλάζι)
- Η μετέπειτα πορεία της αέριας μάζας εξαρτάται από τα ποσά υδρατμών που έχει αποβάλλει η αέρια μάζα

Στάθμη Συμπύκνωσης - ο άνεμος Foehn ή Λίβας

- Θεωρώντας ότι η μεγαλύτερη ποσότητα των υδρατμών έχει εγκαταλείψει την αέρια μάζα, αυτή έχει γίνει εκ νέου ακόρεστη. Έτσι, κατά την **κάθοδό** της στην **υπήνεμη πλευρά** του βουνού θα ακολουθήσει την **ξηρά αδιαβατική θερμοβαθμίδα**
- Φτάνοντας ξανά στο έδαφος θα έχει αποκτήσει θερμοκρασία T_1 μεγαλύτερη από την αρχική της T_0 ($T_1 > T_0$)
- Κατά την κίνησή της αυτή η αέρια μάζα φτάνει στην άλλη πλευρά του βουνού πιο ξηρή και πιο θερμή
- Ο θερμός ξηρός αέρας που πνεεί στις υπήνεμες πλευρές των βουνών ονομάζεται **άνεμος Foehn ή Λίβας ή Chinook**

Ευστάθεια & Αστάθεια του ξηρού αέρα

- Αν $T > T'$ \Rightarrow η αέρια μάζα ανέρχεται γιατί είναι λιγότερο πυκνή από τον περιβάλλοντα αέρα. Τότε η κλίση της θερμοβαθμίδα της ατμόσφαιρας είναι μεγαλύτερη από αυτή της ξηράς αδιαβατικής θερμοβαθμίδα της αέριας μάζας και αντιστοιχεί σε **συνθήκες αστάθειας**

$$\gamma > \gamma_d$$

- Αν $T = T'$ \Rightarrow η αέρια μάζα θα πάψει να μετακινείται και παραμένει στο ύψος που έφτασε. Η κατάσταση αυτή αντιστοιχεί σε συνθήκες **ουδέτερης ισορροπίας**

- Σ' αυτή την περίπτωση η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος ταυτίζεται με την ξηρής αδιαβατική θερμοβαθμίδα της αέριας μάζας

$$\gamma = \gamma_d$$

Ευστάθεια & Αστάθεια του ξηρού αέρα

- Αν $T < T'$ \Rightarrow η αέρια μάζα κατέρχεται γιατί είναι περισσότερο πυκνή από τον περιβάλλοντα αέρα. Τότε η κλίση της θερμοβαθμίδα της ατμόσφαιρας είναι μικρότερη από αυτή της ξηράς αδιαβατική θερμοβαθμίδα της αέριας μάζας και αντιστοιχεί σε συνθήκες **ευσταθούς ισορροπίας**

$$\gamma < \gamma_d$$

Ευστάθεια & Αστάθεια του υγρού αέρα

- Αν $T > T'$ \Rightarrow η υγρή αέρια μάζα συνεχίζει να ανέρχεται. Σ' αυτή την περίπτωση η κλίση της θερμοβαθμίδας της ατμόσφαιρας είναι μεγαλύτερη από αυτή της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας της αέριας μάζας και αντιστοιχεί σε συνθήκες **ασταθούς ισορροπίας**

$$\gamma > \gamma_s$$

- Αν $T < T'$ \Rightarrow η αέρια μάζα τείνει να επανέλθει στην αρχική της θέση. Τότε, η κλίση της θερμοβαθμίδα της ατμόσφαιρας είναι μικρότερη από αυτή της υγρής αδιαβατική θερμοβαθμίδας της αέριας μάζας και αντιστοιχεί σε συνθήκες **ευσταθούς ισορροπίας**

$$\gamma < \gamma_s$$

- Αν $T = T'$ \Rightarrow **ουδέτερη ισορροπία**. Σ' αυτή την περίπτωση η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος ταυτίζεται με την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα της αέριας μάζας

$$\gamma = \gamma_s$$

Συνθήκες ισορροπίας στην Ατμόσφαιρα στην περίπτωση που εμφανίζεται συμπύκνωση υδρατμών στην μετακινούμενη αέρια μάζα

- Συνήθως κατά τη διάρκεια ανόδου μιας αέριας μάζας, στην αρχή αυτή είναι ακόρεστη και ακολουθεί την ξηρά αδιαβατική θερμοβαθμίδα. Παρατηρείται συμπύκνωση των υδρατμών όταν φτάσει τη στάθμη συμπύκνωσης (LCL). Πάνω από αυτή τη στάθμη η αέρια μάζα ακολουθεί την υγρή θερμοβαθμίδα
 - Αν $\gamma > \gamma_d > \gamma_s \Rightarrow$ η ανερχόμενη αέρια μάζα είναι πάντοτε θερμότερη του περιβάλλοντος αέρα και η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται από **απόλυτη αστάθεια**
 - Η αέρια μάζα συνεχίζει να ανέρχεται και αναπτύσσεται νέφος κατακόρυφης ανάπτυξης πάνω από τη στάθμη συμπύκνωσης χωρίς να απαιτείται ύπαρξη εξωτερικού αιτίου π.χ. Βουνό ή μέτωπο

Συνθήκες ισορροπίας στην Ατμόσφαιρα στην περίπτωση που εμφανίζεται συμπύκνωση υδρατμών στην μετακινούμενη αέρια μάζα

- Αν $\gamma_d > \gamma_s > \gamma \Rightarrow$ η ανερχόμενη αέρια μάζα είναι πάντοτε ψυχρότερη του περιβάλλοντος αέρα και η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται από **απόλυτη ευστάθεια**
- Η αέρια μάζα δεν ανέρχεται πλέον και εφόσον καθίσταται ψυχρότερη και πυκνότερη από τον περιβάλλοντα αέρα κατέρχεται

Συνθήκες ισορροπίας στην Ατμόσφαιρα στην περίπτωση που εμφανίζεται συμπύκνωση υδρατμών στην μετακινούμενη αέρια μάζα

- Αν $\gamma > \gamma_s$ και $\gamma < \gamma_d$ (η συνηθέστερη περίπτωση) \Rightarrow αρχικά, η ανερχόμενη αέρια μάζα είναι πάντοτε ψυχρότερη του περιβάλλοντος αέρα ακολουθώντας αρχικά την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα και την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα μέχρι το σημείο τομής B της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας με τη θερμοβαθμίδα περιβάλλοντος
- Μέχρι το B έχουμε ευσταθή ισορροπία
- Ακολουθώς η αέρια μάζα γίνεται θερμότερη του περιβάλλοντος οπότε από το σημείο B και πάνω επικρατεί ασταθής ισορροπία
- Από το σημείο B και πάνω η αέρια μάζα ανέρχεται μόνη της λόγω της αστάθειας που επικρατεί σχηματίζοντας νέφη μεγάλης κατακόρυφης ανάπτυξης

B: Στάθμη ελεύθερης εκτόνωσης (LFC)

Συνθήκες ισορροπίας στην Ατμόσφαιρα στην περίπτωση που εμφανίζεται συμπύκνωση υδρατμών στην μετακινούμενη αέρια μάζα

Ατμόσφαιρα: σε αστάθεια υπό συνθήκη

- Χρειάζεται μηχανικό αίτιο π.χ. βουνό ή μέτωπο, για να φτάσει η αέρια μάζα στη στάθμη ελεύθερης εκτόνωσης

Σημείωμα Ιστορικού Εκδόσεων Έργου

Το παρόν έργο αποτελεί την 1^η έκδοση.

Σημείωμα Αναφοράς

Copyright Πανεπιστήμιο Πατρών, Αγγελική Φωτιάδη, 2015.

Αγγελική Φωτιάδη. «**ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ - ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ**». Έκδοση: 1.0. Αγρίνιο 2015.

Διαθέσιμο από τη δικτυακή διεύθυνση:

https://eclass.upatras.gr/modules/document/document.php?course=ENV_109

Σημείωμα Αδειοδότησης

Το παρόν υλικό διατίθεται με τους όρους της άδειας χρήσης Creative Commons Αναφορά Δημιουργού, Απαγόρευση Εμπορικής Χρήσης και Όχι Παράγωγα Έργα. Εξαιρούνται τα αυτοτελή έργα τρίτων π.χ. φωτογραφίες, διαγράμματα κ.λ.π., τα οποία εμπεριέχονται σε αυτό και τα οποία αναφέρονται μαζί με τους όρους χρήσης τους στο «Σημείωμα Χρήσης Έργων Τρίτων».

«Το υλικό της παρουσίασης προέρχεται από τις πανεπιστημιακές παραδόσεις της καθηγήτριας Α. Φωτιάδη».



Το Έργο αυτό κάνει χρήση των ακόλουθων έργων:

Διαφάνεια 6: Πηγή: https://en.wikipedia.org/wiki/Inversion_%28meteorology%29

Διαφάνεια 45: Πηγή: <http://blogs.agu.org/wildwildscience/2011/10/13/the-kentucky-smudge-explained/>

Διαφάνεια 20: Πηγή: https://en.wikipedia.org/wiki/K%C3%B6ppen_climate_classification

