



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

Psachna, Euboea - Euripus Campus

Φυσική Περιβάλλοντος :

“Ατμόσφαιρα της Γης”

Καθ. Μιχάλης Γρ Βραχόπουλος

Energy and Environmental Research Laboratory



Η ατμόσφαιρα της Γης, εξελικτική πορεία



Η πρωταρχική ατμόσφαιρα της Γης (4,6 δισεκατομμύρια έτη πριν) δεν είχε καμιά σχέση με την σημερινή

Η Γη ήταν μια σφαιροειδής πυκνή & θερμή μάζα αερίων. Αποτελούνταν κυρίως από H_2 και H_e

Τα αέρια αυτά νωρίς διέφυγαν στο διάστημα κυρίως...:

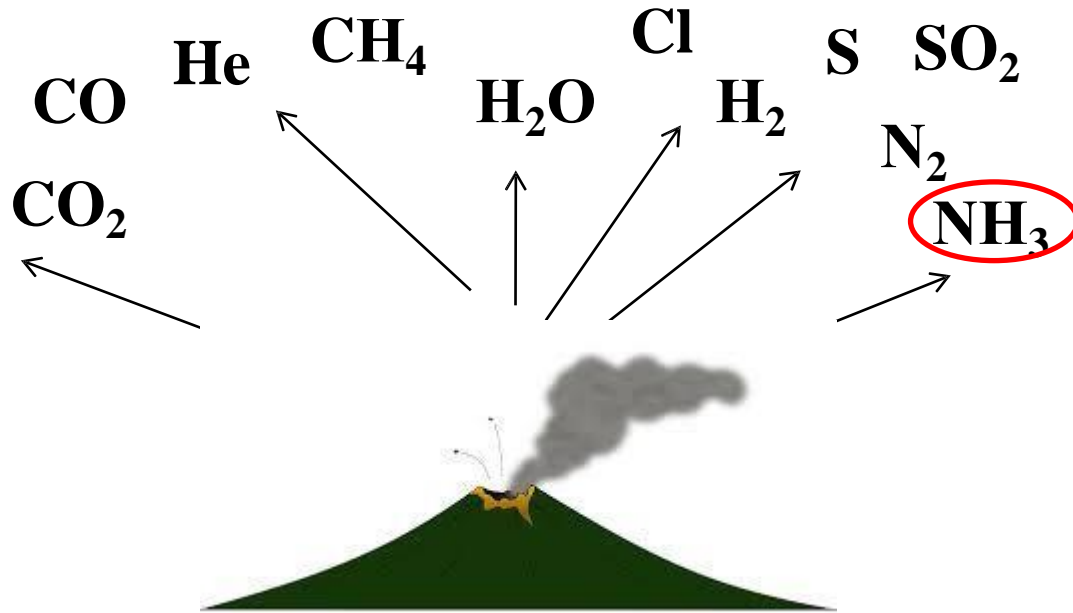
1. Η βαρύτητα της Γης δεν ήταν αρκετά ισχυρή ώστε να συγκρατήσει τόσο ελαφρά αέρια
2. Ο στερεός φλοιός της Γης δεν είχε σχηματιστεί ακόμη ώστε να δημιουργηθεί το μαγνητικό της πεδίο το οποίο εκτρέπει το μαγνητικό πεδίο του ήλιου, με αποτέλεσμα το δεύτερο να απομακρύνει τα αέρια στο μεσοδιαστημικό χώρο.
3. Όταν ο Στερεός φλοιός σχηματίσθηκε, συγκρατήθηκαν στο εσωτερικό του τα βαρύτερα στοιχεία

Πηγή:

https://en.wikipedia.org/wiki/1980_eruption_of_Mount_St._Helens

Η ατμόσφαιρα της Γης, εξελικτική πορεία

Καθώς η Γη ψυχόταν, δημιουργήθηκε ο στερεός φλοιός της.



Αέρια τα οποία βρίσκονταν στο εσωτερικό του στερεού φλοιού της Γης, άρχισαν να εκλύονται από την επιφάνεια της μέσω ηφαιστειακών εκρήξεων εμπλουτίζοντας την ατμόσφαιρα με αέρια όπως αυτά που εκλύονται και σήμερα από τα ηφαίστεια:

Υδρατμοί (H_2O) ~85%, Διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) ~10%, καθώς και Άζωτο (N_2), Διοξείδιο του Θείου (SO_2), Μονοξείδιο του άνθρακα (CO), Θείο (S), Χλώριο (Cl), Αμμωνία (NH_3), Μεθάνιο (CH_4)

Πηγή: <https://encrypted-tbn3.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcSgiWM2u0HRTfCqvcBQyDxGYd5A6TApqITzzUZkINyIkNU4voAZ>





Δεύτερη ατμόσφαιρά της Γης

Χαρακτηριστικά

- Δεν περιέχει ακόμα οξυγόνο (O_2)
- Είναι αναγωγική (ακριβώς λόγω της έλλειψης O_2)
- Με την ψύξη οι υδρατμοί υγροποιήθηκαν και δημιουργήθηκαν οι ωκεανοί και άλλες υδάτινες επιφάνειες

Το O_2 δημιουργήθηκε στη συνέχεια από την φωτοδιάσπαση των υδρατμών από την υπεριώδη ακτινοβολία

Έτσι παρήγαγε μικρή ποσότητα O_2

Το υπόλοιπο παράχθηκε από την φωτοσύνθεση

- 3,3 δισεκατομμύρια έτη πριν, η εξέλιξη κάποιων βακτηριδίων ήταν ο παράγοντας κλειδί για την εξέλιξη της γήινης ατμόσφαιρας και της ζωής
- Την περίοδο 2,7~2,2 δισεκατομμύρια έτη πριν, κάποια από αυτά είναι γνωστά ως κυανοβακτήρια! Χρησιμοποίησαν την ηλιακή ακτινοβολία για τη φωτοσύνθεση παράγοντας O_2 ως υποπροϊόν





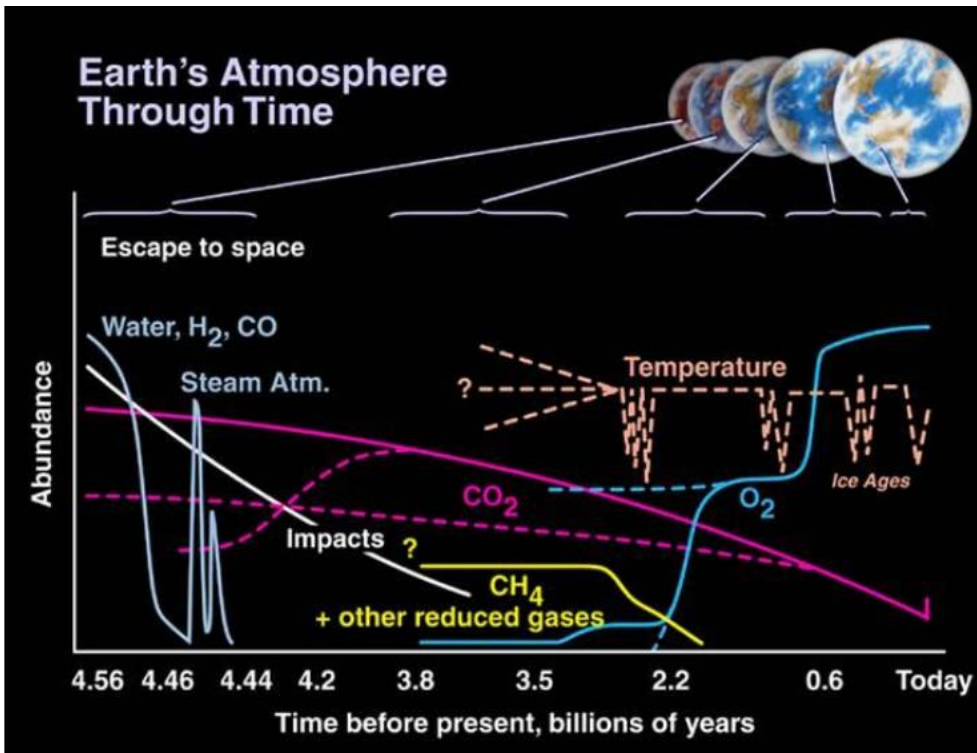
- Το λιγοστό O_2 που παρήχθη αρχικά ήταν ικανό.

Η Παρουσία της υπεριώδους ακτινοβολίας επίσης βοήθησε να παραχθούν τα πρώτα ίχνη όζοντος O_3

- Η δημιουργία του στρώματος του O_3 επέτρεψε την έξοδο της ζωής από το νερό και τη ραγδαία εξέλιξη των ειδών. Η δημιουργία του στρώματος του O_3 πιστεύεται ότι απαίτησε την παρουσία του ενός χιλιοστού (1/1000) της σημερινής συγκέντρωσης του O_2 στην ατμόσφαιρα.
- Η συγκέντρωση του O_2 πιστεύεται ότι έφτασε στα σημερινά επίπεδα ~400 εκ χρόνια πριν



- Με τη δημιουργία του O_2 η ατμόσφαιρα από αναγωγική έγινε **οξειδωτική**, όπως είναι σήμερα.



- Τα σημερινά επίπεδα του O_2 αποτελούν μόλις το 10% αυτού που παρήχθη. Το υπόλοιπο καταναλώθηκε για:
 - Τη δημιουργία οξειδίων στο στερεό φλοιό της Γης
 - Ιδιαίτερα σημαντική ήταν η παραγωγή ανθρακικών ενώσεων, διότι για τη δημιουργία τους αφαιρέθηκε ποσότητα CO_2 από την ατμόσφαιρα

Πηγή: http://www.nasa.gov/vision/universe/newworlds/ets_breath.html



Η ισορροπία που επιτεύχθηκε μεταξύ των διεργασιών:

- Φωτοσύνθεση
- Δέσμευσή CO_2 σε ανθρακικά πετρώματα
- Δέσμευση O_2 για οξειδώσεις
- Δέσμευση O_2 για καύσεις
- Δέσμευση O_2 για αναπνοή
- Εκλύσεις από εκρήξεις ηφαιστειών

Τα επίπεδα O_2 και CO_2 παρέμειναν σταθερά στη διάρκεια της πρόσφατης εξέλιξης της ιστορίας της Γης

- Τα **ευγενή αέρια** που υπάρχουν σήμερα στην ατμόσφαιρα είναι παράγωγα ραδιενεργών διασπάσεων
- Η φωτοδιάσπαση της NH_3 κατά την εξελικτική πορεία της Γης, προκάλεσε την δημιουργία του αζώτου (N_2), το οποίο είναι σχετικά χημικά αδρανές με αποτέλεσμα να συσσωρεύεται στην ατμόσφαιρα εξηγώντας έτσι τα σημερινά ποσοστά του.
- Συνεχίζοντας η Γη την εξελικτική πορεία της, συνέχισε και ο εμπλουτισμός της ατμόσφαιρας της με άλλα αέρια μέσω της αλληλεπίδρασης της με την βιόσφαιρα, για να φτάσει τελικά στη σημερινή της σύσταση.
- **Βέβαια, για την σημερινή της σύσταση σημαντικό ρόλο έπαιξε και ο άνθρωπος. Λόγω των δραστηριοτήτων του, πλήθος χημικών ενώσεων έχουν απελευθερωθεί στην ατμόσφαιρα....**

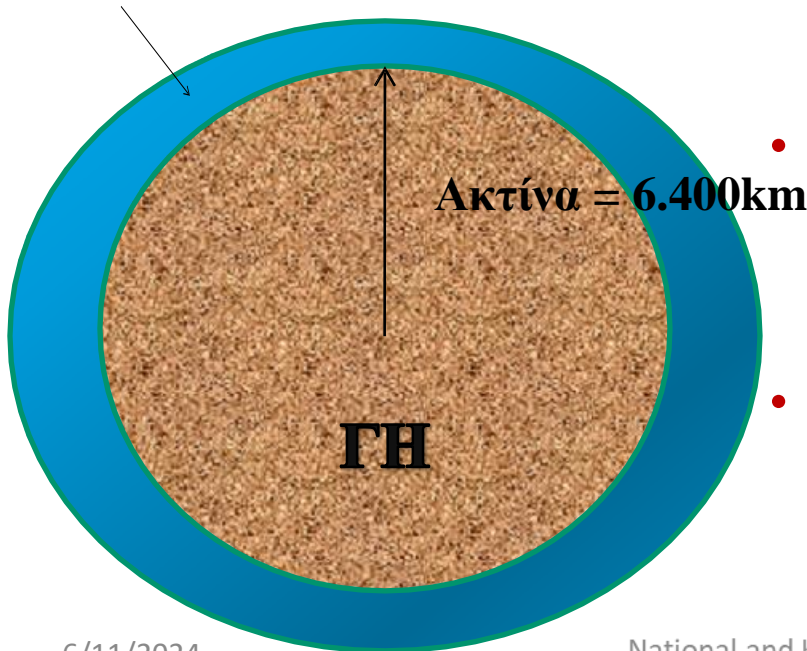
Η ατμόσφαιρα

Χαρακτηριστικά

- Μάζα $\approx 10^{-6}$ της μάζας του πλανήτη (ένα εκατομμυριοστό)
- Πυκνότητα $\approx 10^{-3}$ της πυκνότητας των πετρωμάτων
- Πάχος $\approx 10^{-1}$ της ακτίνας της Γης ($R_{\Gamma}=6.367\text{km}$)

Το **98%** του ατμοσφαιρικού αέρα
βρίσκεται στα πρώτα 30km

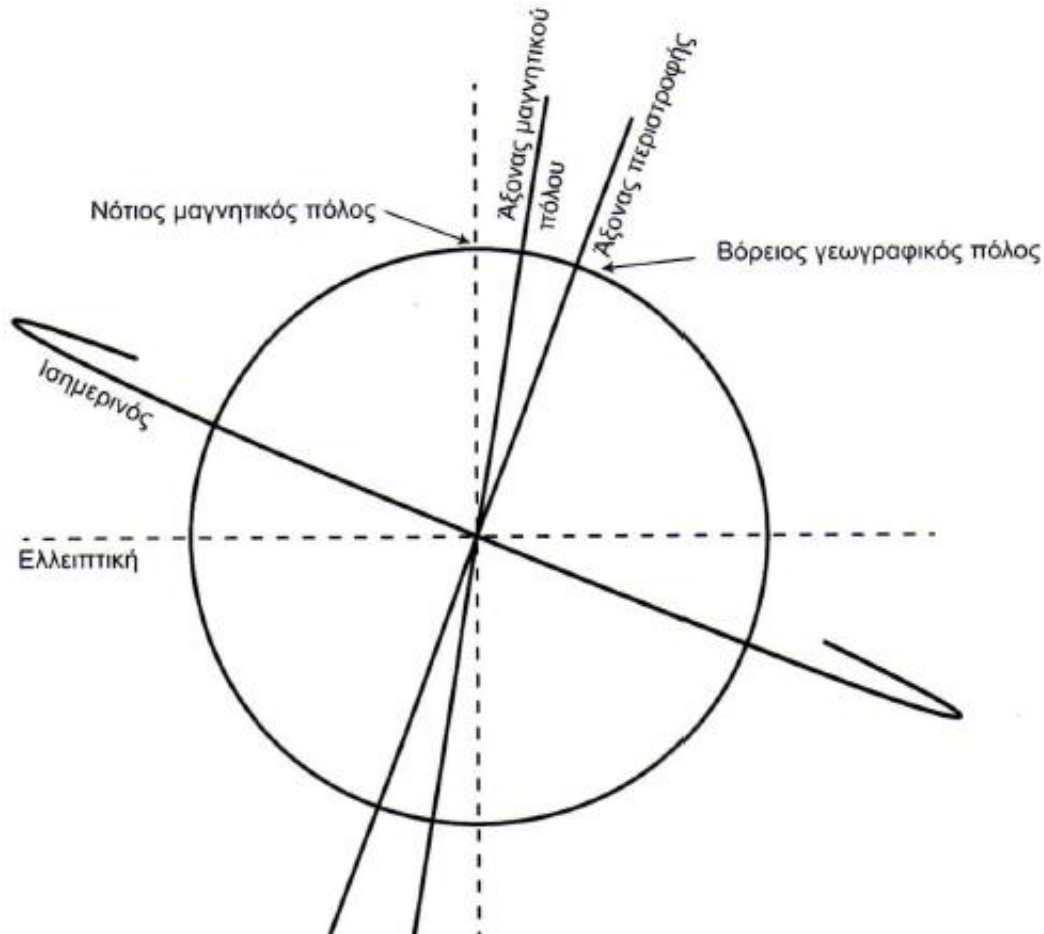
$$30 \text{ km} / 6400 \text{ km} = 0.5\% \text{ της ακτίνας της Γης}$$



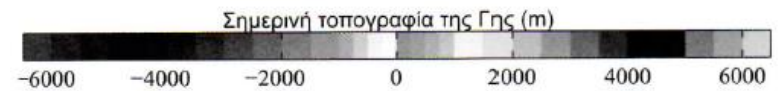
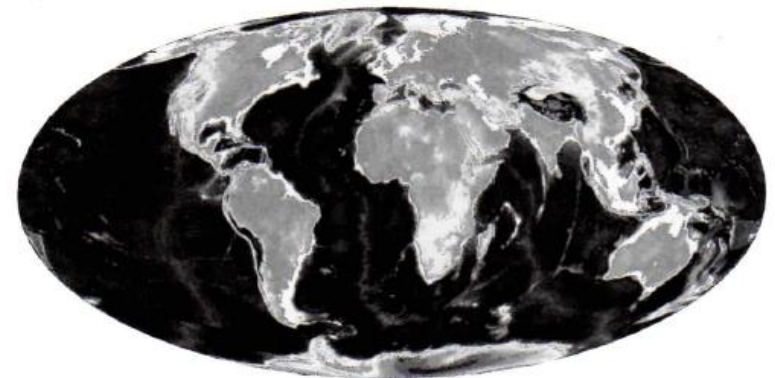
- Τα καιρικά φαινόμενα αλλά και πλήθος άλλων διεργασιών (π.χ. θερμοδυναμικές, φυσικές, χημικές, κ.λπ.) λαμβάνουν χώρα μέσα στο στρώμα των 30km
- Στον πυθμένα αυτού ζει πλήθος οργανισμών

Πηγή: with the courtesy of E. Kodouli

Γεωμετρία της Γης, αναλογίες

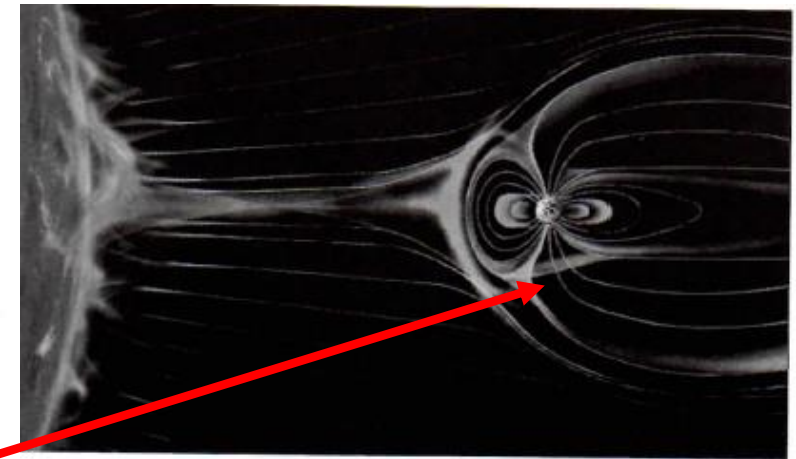
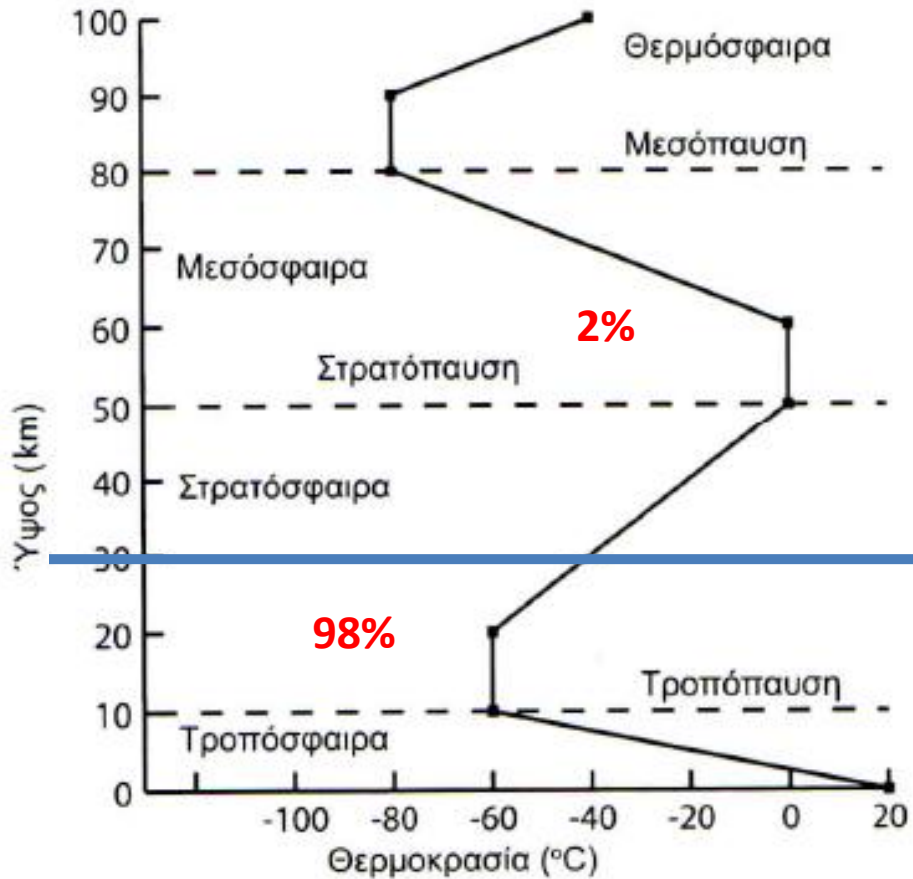


Κατανομή ξηράς – θάλασσας
και τοπογραφία ξηράς και
θαλασσίων βαθών στον πλανήτη



Η κλίση του άξονα της Γης

κατανομή της θερμοκρασίας

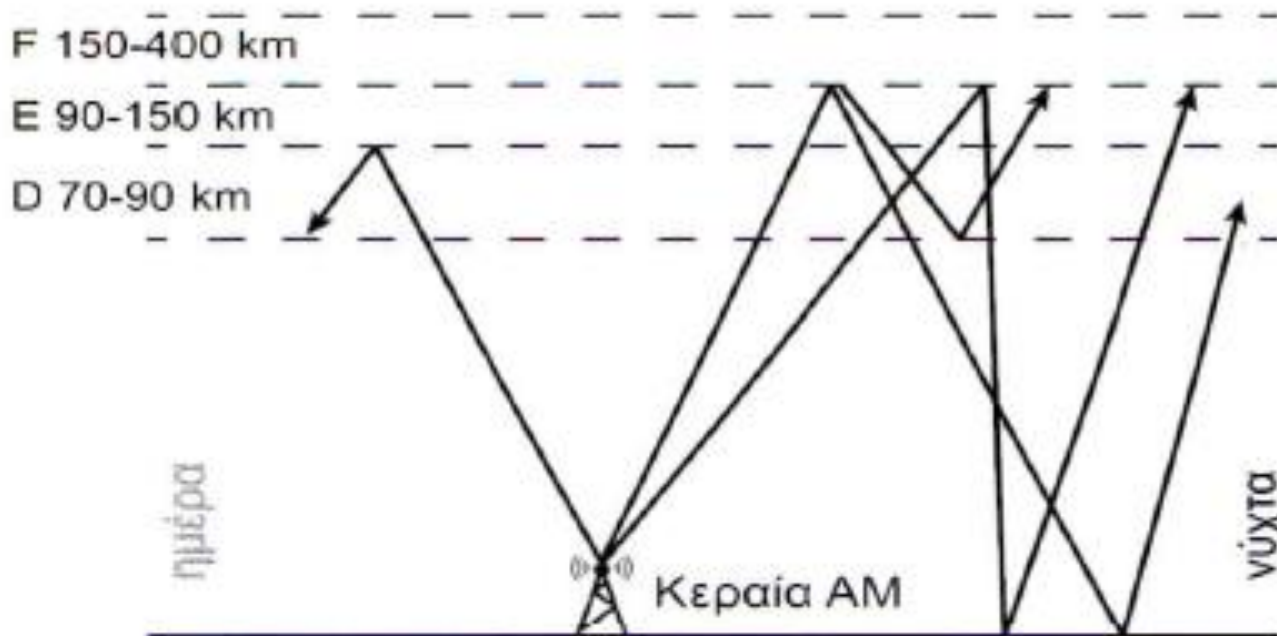


Η κατανομή της θερμοκρασίας συναρτήσσει του ύψους, στα διάφορα στρώματα

(α) Φωτογραφία από το Βόρειο Πολικό Σέλας στην Εσθονία από τον Kristian Pickner (CC BY-SA 4.0, 10 Οκτωβρίου 2015, ελεύθερο αδειάς), (β) Σχηματική αναπαράσταση των Ζωνών Van Allen (Artistic view of the Van Allen radiation belts (Credit: NASA), ημερ. πρόσβασης 12 Οκτωβρίου 2015, με άδεια από τον συγγραφέα).

Ιονόσφαιρα

Οι θέσεις των τριών περιοχών ιονισμένων σωματιδίων (D, E, F) της ιονόσφαιρας την ημέρα και τη νύχτα



Η ατμόσφαιρα της Γης, εξελικτική πορεία

Γίνεται δεκτό ότι η ατμόσφαιρα της γης βρίσκεται σε κατάσταση υδροστατικής ισορροπίας.

Με τον όρο ισορροπία εννοείται γενικά η αντιστάθμιση των δυνάμεων που δρουν πάνω σε ένα σύστημα.

Όταν σημειώνεται ότι το σύστημα βρίσκεται σε ισορροπία, εννοείται ειδικά η «στατική» ισορροπία.

Δηλ. η ατμοσφαιρική πίεση σε κάποια στάθμη της ατμοσφαιρικής στήλης οφείλεται μόνο στο βάρος ανά μονάδα επιφανείας που εξασκεί ο ευρισκόμενος αέρας πάνω από τη στάθμη.

➔ Ισχύει η Υδροστατική εξίσωση:

$$dp = -\rho(z) g dz$$

p = πίεση

ρ = πυκνότητα

g = η επιτάχυνση της βαρύτητας (σταθερά ?)

Η ατμόσφαιρα της Γης, εξελικτική πορεία

Η ατμόσφαιρα της Γης, συμπεριφέρεται σαν μίγμα ιδανικών αερίων:

Για κάθε συστατικό ισχύει η εξίσωση:

$$p_i V = \frac{m_i}{M_i} RT = n_i RT$$

p_i = η μερική πίεση κάθε αερίου

V = ο όγκος που καταλαμβάνει το αέριο

m_i = η μάζα του αερίου

M_i = το μοριακό βάρος του αερίου

R = η παγκόσμια σταθερά των αερίων ...

T = η θερμοκρασία του αερίου

n_i = αριθμός mol

Για το μίγμα των αερίων, δηλαδή την ατμόσφαιρα, ισχύει:

$$\sum_i^n p_i V = \sum_i^n \frac{m_i}{M_i} RT = \sum_i^n \frac{m_i}{M_i} \left(\frac{\sum_i^n m_i}{\sum_i^n m_i} \right) RT$$

}

$\sum p_i = p$ η πίεση της ατμόσφαιρας

$\sum \frac{m_i}{V} = \rho$ η πυκνότητα της ατμόσφαιρας

$M = \frac{\sum m_i}{\sum \frac{m_i}{M_i}}$ Το μέσο μοριακό βάρος του ατμοσφαιρικού αέρα

• Επομένως:

Υδροστατική Εξίσωση: $dp = -\rho(z) g dz$

Καταστατική Εξίσωση: $p(z) = \rho(z) \frac{R}{M} T \Leftrightarrow \rho(z) = \frac{Mp(z)}{RT}$

\Rightarrow

$$\Rightarrow dp(z) = \frac{Mg}{RT} p(z) dz \Leftrightarrow \frac{dp(z)}{p(z)} = -\frac{Mg}{RT} dz \Leftrightarrow d \ln p = -\frac{Mg}{RT} dz = -\frac{dz}{H}$$

όπου $H = \frac{RT}{Mg}$ Κλίμακα ύψους σε km

Βαρομετρική εξίσωση

Βαρομετρική εξίσωση,

$$d \ln p = -\frac{dz}{H}$$

Η ολοκλήρωση της: Από 0 έως z...

Προκύπτει:

$$p(z) = p_0 e^{-\frac{z}{H}}$$

- Επειδή η πίεση είναι ανάλογη της πυκνότητας, κατ' αντιστοιχία ισχύει:

$$\rho(z) = \rho_0 e^{-\frac{z}{H}}$$

$$\int_{p=0}^{p=p(z)} d \ln p = \int_0^z -\frac{dz}{H}$$

όπου

$$H = \frac{RT}{Mg}$$

Κλίμακα ύψους σε km

Η σύσταση της τυπικής ξηρής ατμόσφαιρας (μόνιμα συστατικά)

Αέριο συστατικό	Χημικός Τύπος	Μοριακό βάρος	Ποσοστό % (συγκέντρωση ανά όγκο)
Σταθερά αέρια			
Άζωτο	N ₂	28,01	78,08
Οξυγόνο	O ₂	31,99	20,95
Νέον*	Ne	20,18	0,0018
Ήλιο*	He	4,00	0,0005
Μεθάνιο	CH ₄	16,04	0,0001
Υδρογόνο	H ₂	2,01	0,00005
Ξένο*	Xe	131,30	0,000009
Αργό*	Ar	39,95	0,93
Κρυπτόν*	Kr	83,8	0,0011

* Αδρανή αέρια υπό κανονικές συνθήκες πίεσης (1 atm) και θερμοκρασίας (0°C)

Η σύσταση της τυπικής ξηρής ατμόσφαιρας (μεταβλητά συστατικά)

Αέριο συστατικό	Χημικός Τύπος	Μοριακό βάρος	Ποσοστό % (συγκέντρωση ανά όγκο)
Υδρατμοί	H ₂ O	18,01	0,... ~ 4
Διοξείδιο του άνθρακα	CO ₂	44,00	0,033
Όζον	O ₃	47,99	0,000004
Μονοξείδιο του άνθρακα	CO	28,00	0,00002
Διοξείδιο του θείου	SO ₂	64,00	0,000001
Διοξείδιο του αζώτου	NO ₂	60,00	0,000001
Υποξείδιο του αζώτου	N ₂ O	44,00	0,00005
Αμμωνία	NH ₃	17,00	0,000001
Σωματίδια σκόνης, άλατος κτλ	PM _{2,5} , PM ₁₀		0,00001

* Το ποσοστό τους συναρτήσσει του τόπου και των ατμοσφαιρικών συνθηκών

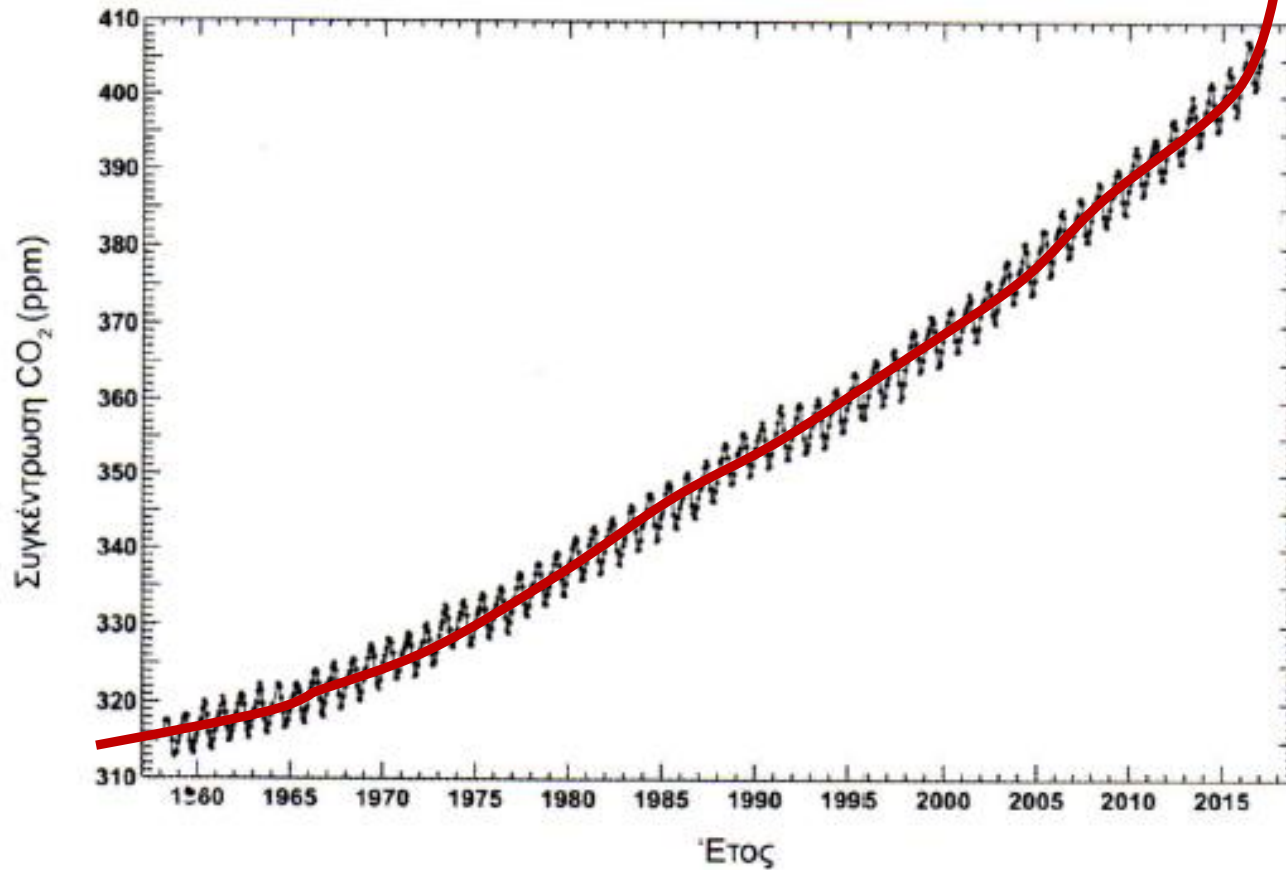
Τιμές μερικών χαρακτηριστικών μεγεθών της γήινης ατμόσφαιρας

Ατμοσφαιρική πυκνότητα (STP)	$\rho_{\alpha} =$	1,275	kg/m ³
Παγκόσμια σταθερά αερίων (τελείων)	$R^* =$	8,3143	J/(mol-K)
Παγκόσμια σταθερά αερίων (τελείων)	$R =$	0,08206	L*atm/mol/K
επιτάχυνση βαρύτητας (<u>μέση</u>)	$g =$	9,81	m/sec ²
πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας (κανονική)	$p_o =$	1013,25	hPa (mbar)
Μάζα Ατμόσφαιρας ξηρής	$M_A =$	$5,135 \cdot 10^{18}$	kg
Μάζα υδρατμών στην ατμόσφαιρα	$M_w =$	$1,27 \cdot 10^{16}$	kg
Επιφανειακή θερμοκρασία	$T_{surf} =$	15	°C
Αριθμός Avogadro	$N_A =$	$6,023 \cdot 10^{23}$	μόρια/mol

Μετρήσεις του CO₂ στο αστεροσκοπείο του όρους Mauna Loa, στη Χαβάη, από το 1958 έως το 2017.

Η τεθλασμένη δείχνει την εποχική μεταβολή του CO₂. Είναι μικρότερη κατά το θέρος και μεγαλύτερη το χειμώνα.
Η συνεχής γραμμή, δείχνει την ετήσια αύξηση της μέσης τιμής του αερίου την χρονική περίοδο

Μέση μηνιαία συγκέντρωση CO₂

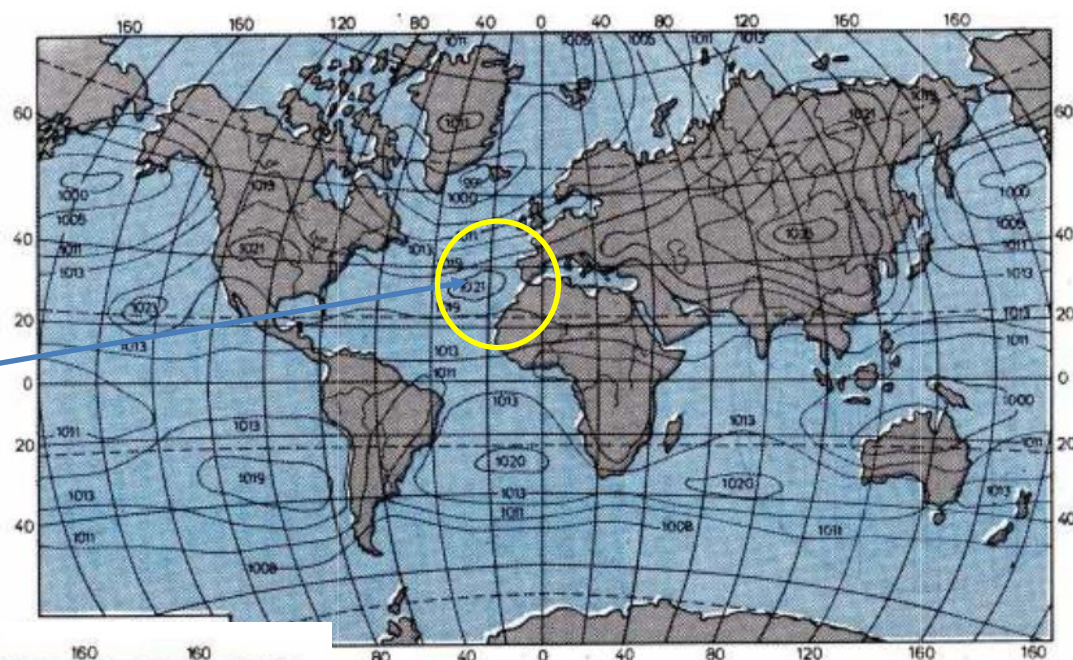


<https://svs.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/details.cgi?aid=11719>

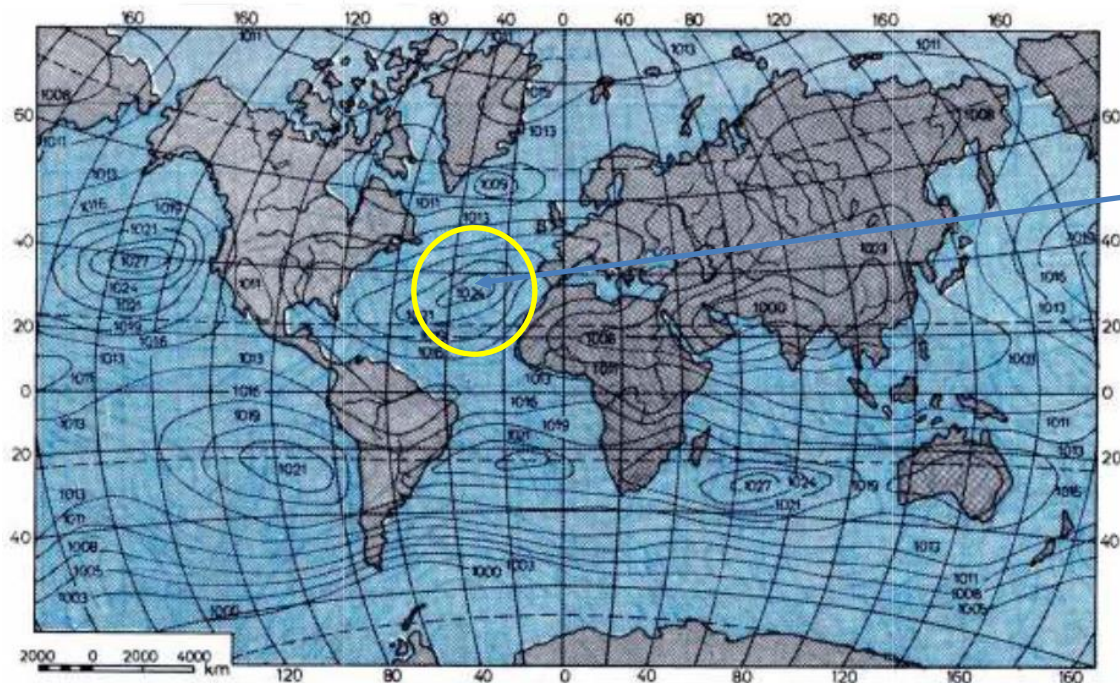
Scripps Institution of Oceanography, UC San Diego

Μεταβολές στην Ατμοσφαιρική πίεση

ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας για Ιανουάριο



1021mBar



1026mBar

ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας για Ιούλιο

Μέση ετήσια
θερμοκρασία στον
Πλανήτη



Ο νόμος των τελείων αερίων ισχύει με πολύ καλή προσέγγιση για τα πραγματικά ατμοσφαιρικά αέρια, όταν αυτά βρίσκονται σε κατάσταση μακράν του κόρου. Επειδή θεωρείται ότι η ξηρή ατμόσφαιρα είναι μακράν του κόρου, αναμένεται να συμπεριφέρεται ως τέλειο αέριο και συνεπώς να περιγράφεται με μεγάλη ακρίβεια από τον νόμο των τελείων αερίων*

$$PV=nRT$$

Όπου: n ο αριθμός των moles ($n=m/MB$), R η σταθερά των τελείων αερίων, T η θερμοκρασία σε απόλυτες τιμές (K, Kelvin $T=273,15+\theta$, θ : η θερμοκρασία σε βαθμούς Κελσίου, $^{\circ}C$), P η πίεση σε ατμόσφαιρες ή bar και V ο όγκος σε λίτρα ή m^3

Άδεια: Center for Sustainability and the Global Environmental, Nelson Institute for Environmental Studies, Univ. of Wisconsin-Madison

* Ηλίας, 1976

Για την μέτρηση της θερμοκρασίας συνήθως χρησιμοποιείται η εκατοντάβαθμος κλίμακα Celsius (°C) ή η κλίμακα Fahrenheits (°F), με σχέση μετατροπής:

$$[^{\circ}\text{C}] = ([^{\circ}\text{F}] - 32) * 5/9$$

Ο άνεμος, είναι ένα διανυσματικό, αλλά εξόχως μεταβλητό μέγεθος. Τα συστήματα ανέμων μπορεί να είναι από πλανητικά έως τοπικά και γενικά παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον. Θα εισέλθουμε σε επόμενο κεφάλαιο.

Το **νερό** στην ατμόσφαιρα, υπό οποιαδήποτε μορφή (στερεή, υγρή ή αέρια), είναι η σημαντικότερη παράμετρος, καθώς η μεταβολή του από τη μια κατάσταση στην άλλη απελευθερώνει ή δεσμεύει ενέργεια. **Υγρασία**, ονομάζεται η ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα.

Τέλος το ατμοσφαιρικό ρευστό, με την παραδοχή ότι είναι **ασυμπίεστο** (που δεν είναι, δηλαδή θεωρείται ότι η πυκνότητά του παραμένει σταθερή) μπορεί να θεωρηθεί ότι βρίσκεται σε **υδροστατική ισορροπία**.

Με βάση τα παραπάνω, η συνολική πίεση του ατμοσφαιρικού αέρα προκύπτει από τον νόμο των μερικών πιέσεων του Dalton.

$$p = \sum_{i=1}^n p_i \dots \dots \dots p_n = p_1 + p_2 + p_3 \dots \dots + p_n$$

Αρκετές φορές για να αναλυθεί και μελετηθεί η ατμόσφαιρα χρησιμοποιείται και μια άλλη έκφραση του νόμου των τελείων αερίων:

Ο λόγος: $\frac{V}{m}$

$$pV = \frac{m}{M_{da}} RT \quad \text{ή} \quad p \frac{V}{m} = \frac{R}{M_{da}} T$$

Ονομάζεται ειδικός όγκος (όγκος ανά μονάδα μάζας) και συμβολίζεται με **α (ή ν)**. Επίσης ο όρος M_{da} , ονομάζεται μοριακό βάρος του ξηρού αέρα.

Η έκφραση :

$$\frac{R}{M_{da}}$$

Ονομάζεται **ειδική σταθερά του αερίου** και είναι συνάρτηση του αερίου στο οποίο αναφερόμαστε, συμβολίζεται με R_m , επομένως ο νόμος των τελείων αερίων παίρνει τη μορφή:

$$p\alpha = R_m T$$

α: ειδικός όγκος αερίου

Ο νόμος των τελείων αερίων ξαναγράφεται:

$$pV = \frac{m}{M_{da}} RT \quad \text{και} \quad p = \frac{m}{V} \frac{R}{M_{da}} T \quad \text{και συνεπώς}$$

$$p = \rho R_m T$$

Για την καλύτερη κατανόηση της ποσότητας κάθε αερίου που αποτελεί φυσικό συστατικό της ατμόσφαιρας, εισάγεται η έννοια της **πρότυπης ατμόσφαιρας**, δηλαδή μιας ατμόσφαιρας σαν τη Γήινη, που αποτελείται αποκλειστικά από κάποιο συστατικό της, π.χ. το όζον, στην αναλογία που υπάρχει στην ατμόσφαιρα. Προς τούτο γίνεται η παραδοχή ότι η ατμόσφαιρα είναι ομογενής (έχει δηλαδή την ίδια πυκνότητα καθ' όλο το ύψος της) και φυσικά είναι ξηρή. Τότε η ατμοσφαιρική πίεση είναι:

$$p_h = \int_{h_o}^{h_\infty} \rho g dh$$

Όπου ρ η πυκνότητα του ξηρού αέρα και g η επιτάχυνση της βαρύτητας.

Ο νόμος των τελείων αερίων ξαναγράφεται:

Σημειώνεται ότι και τα δύο αυτά μεγέθη (ρ & g) μεταβάλλονται με το ύψος, αλλά με την παραδοχή ότι η ατμόσφαιρα είναι ομογενής, θεωρούνται σταθερά. Θεωρώντας ότι το ύψος h_0 αναφέρεται στην επιφάνεια της θάλασσας (0m), όπου η πίεση για ξηρή ατμόσφαιρα είναι 1013,25 hPa (mBar) και η θερμοκρασία είναι 288K (~15 °C) επιλύοντας την καταστατική εξίσωση των τελείων αερίων υπολογίζεται η πυκνότητα στην επιφάνεια της θάλασσας ότι είναι 1,293kgm⁻³. Το ύψος h_∞ θεωρείται ένα συμβολικό ύψος H , που ονομάζεται ύψος ομογενούς ατμόσφαιρας. Το ύψος αυτό υπολογίζεται ως εξής:

$$p_h = \int_{h_0}^{h_\infty} \rho g dh$$

Η οποία γίνεται

$$p_0 = \int_0^H \rho g dh = \underline{\underline{\rho g H}}$$

Με τη βοήθεια της καταστατικής εξίσωσής των τελείων αερίων ($P_0 = \rho RT$),

$$p_0 = \rho gH$$

$$H = \frac{RT}{g} \approx 8,4km$$

Αυτό είναι και το ύψος το οποίο θα είχε η ατμόσφαιρα αν όλος ο ξηρός αέρας ήταν ένα τέλειο αέριο συνεχώς αναδευόμενο μείγμα υπό κανονικές συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας.

Σε ότι αφορά στην περιεκτικότητα κατά βάρος, η μονάδα μέτρησης των συγκεντρώσεων των αερίων είναι η μάζα τους ανά μονάδα όγκου, συνήθως 10^{-6} gr/cm^3 (μgcm^{-3}):

$$\frac{1atm}{0,08206Latm / Kmol298K^{-1}} = 0,0409mol / L$$

Αφού 1atm στους 25 °C περιέχει $4,09 \cdot 10^{-2} \text{ mol L}^{-1}$,
1ppm πρέπει να περιέχει $(4,09 \cdot 10^{-2}) \cdot 10^{-6}$ ή $4,09 \cdot 10^{-8} \text{ mol L}^{-1}$ ή $4,09 \cdot 10^{-5} \text{ mol m}^{-3}$.
Αν το μοριακό βάρος (MB) του ρυπαντή είναι γραμμάρια ανά mol,
τότε 1 ppm σε μονάδες μάζας ανά m^3 είναι $4,09 \cdot 10^{-5} \cdot \text{MB} \text{ gm}^{-3}$ ή $4,09 \cdot \text{MB} \text{ mgm}^{-3}$

Αν λοιπόν υπήρχε συγκέντρωση 0,05 ppm O_3 ,
αυτή η συγκέντρωση σε μgcm^{-3} είναι $40,9 \cdot 48 \cdot 0,05 = 98,16 \mu\text{gcm}^{-3}$,
όπου 48 είναι το MB του O_3 .

Η αναλογία είναι:

$$\mu\text{g m}^{-3} = \text{ppm} \cdot 40,9 \cdot \text{MB}$$
$$\mu\text{g m}^{-3} = \text{pphm} \cdot 0,409 \cdot \text{MB}$$
$$\mu\text{g m}^{-3} = \text{ppb} \cdot 0,0409 \cdot \text{MB}$$

Άλλος τύπος έκφρασης της μονάδας συγκέντρωσης που χρησιμοποιείται γενικά για αέρια που είναι ελεύθερες ρίζες, όπως λ.χ. OH^- είναι ο **αριθμός μορίων ανά cm^3** .

Οι συγκεντρώσεις των ελευθέρων ριζών κατά κανόνα είναι πολύ μικρές και μάλιστα μικρότερες από τα μέρη ανά τρισεκατομμύριο· γι' αυτό προκύπτει η ανάγκη εισαγωγής της μονάδας.

Είναι ο αριθμός των μορίων, ατόμων ή ελευθέρων ριζών που περιέχονται σε ένα δεδομένο όγκο αέρα, συνήθως 1 cm^3 .

Μπορεί να μετατραπούν οι μονάδες ppm , ppb και pphm σε μονάδες αριθμού μορίων ανά cm^3 , χρησιμοποιώντας το νόμο των ιδανικών αερίων, έτσι ο αριθμός των moles σε 1L αέρα με πίεση 1atm και θερμοκρασία 25°C είναι **$0,0409 \text{ mol L}^{-1}$** .

Μετατρέποντας σε μονάδες μορίων ανά cm^3 , προκύπτει:

.....Μετατρέποντας σε μονάδες μορίων ανά cm^3 , προκύπτει:

$$\frac{n}{V} = 0,0409 \text{ mol} / \text{L} \times 10^{-3} \left(\frac{\text{L}}{\text{cm}^3} \right) \times 6,02 \times 10^{23} \text{ molecules} / \text{mol} = \underline{2,46 \times 10^{19} \text{ μόρια} / \text{cm}^3}$$

Από τον ορισμό του ppm, ως τον αριθμό των μορίων ανά ένα εκατομμύριο μορίων αέρα, το 1 ppm αναφέρεται σε $\underline{2,46 \times 10^{19} \times 10^{-6} = 2,46 \times 10^{13}}$ μόρια ανά cm^3 στους 25°C και σε ατμοσφαιρική πίεση ίση με 1atm.

Επομένως, η συγκέντρωση π.χ. σε 0,1 μέρη OH^- ανά τρισεκατομμύριο είναι:

$$\underline{2,46 \times 10^{19} \times 10^{-12} = 2,46 \times 10^6 \text{ μόρια ανά cm}^3}$$

Ασκήσεις:

1. Αποδείξτε ότι όταν η θερμοκρασία είναι σταθερή στην ατμόσφαιρα, η πίεση ελαττώνεται με το ύψος σύμφωνα με τη σχέση:

$$p(z) = p_0 e^{-\frac{z}{H}}$$

Λύση:

Θεωρώντας την ατμόσφαιρα ότι είναι ένα ιδανικό αέριο, το οποίο βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία, τότε ισχύει η υδροστατική εξίσωση:

$$\frac{dp(z)}{dz} = -\frac{gp}{R_m T} \quad \text{και} \quad \frac{dp(z)}{p} = -\frac{g}{R_m T} dz$$

Ολοκληρώνοντας την παραπάνω σχέση από $0 \sim z$ προκύπτει:

$$\ln p - \ln p_0 = -\frac{g}{R_m} \int_0^z \frac{dz}{T(z)}$$

Θεωρώντας επίσης και το στρώμα ισόθερμο, η εξίσωση διαμορφώνεται:

$$p = p_0 \times e^{-\frac{gz}{R_m T}} = p_0 \times e^{-\frac{z}{H}}$$

(όπου $H = R_m T/g$).

Ασκήσεις:

2. Να βρεθεί το MB του αέρα:

Λύση:

Ο ξηρός αέρας αποτελείται από ένα μείγμα διαφόρων αερίων με γνωστή κατά μέσο όρο αναλογία:

Η σύσταση της τυπικής ξηρής ατμόσφαιρας (μόνιμα συστατικά)

Αέριο συστατικό	Χημικός Τύπος	Μοριακό βάρος	Ποσοστό % (συγκέντρωση ανά όγκο)
Σταθερά αέρια			
Άζωτο	N ₂	28,01	78,08
Οξυγόνο	O ₂	31,99	20,95
Νέον*	Ne	20,18	0,0018
Ήλιο*	He	4,00	0,0005
Μεθάνιο	CH ₄	16,04	0,0001
Υδρογόνο	H ₂	2,01	0,00005
Ξένο*	Xe	131,30	0,000009
Αργό*	Ar	39,95	0,93
Κρυπτόν*	Kr	83,8	0,0011

* Αδρανή αέρια υπό κανονικές συνθήκες πίεσης (1 atm) και θερμοκρασίας (0°C)

Θεωρώντας ότι η ολική πίεση (σύμφωνα με το νόμο Dalton) του ξηρού αέρα είναι:

$$p = p_1 + p_2 + p_3 \dots + p_m$$

Ο ίδιος τύπος ισχύει και για την ολική πυκνότητα.

Ο νόμος των ιδανικών αερίων για ένα μείγμα αερίων γράφεται:

$$p = \sum_{i=1}^n \rho_i \frac{R}{MB_i} T \Rightarrow p = RT \sum_{i=1}^n \frac{\rho_i}{MB_i}$$

$$p = \rho \frac{R}{MB} T \Rightarrow p = RT \sum_{i=1}^n \frac{\rho_i}{MB_i}$$

Θεωρώντας ότι η ατμόσφαιρα αποτελείται από ένα αέριο με μέσο MB, ο νόμος των τελείων αερίων γράφεται:

$$p = \rho \frac{R}{MB} T \Rightarrow p = \frac{RT}{MB} \sum_{i=1}^n \rho_i$$

Εξισώνοντας τις δύο σχέσεις:

$$\frac{RT}{MB} \sum_{i=1}^n \rho_i = RT \sum_{i=1}^n \frac{\rho_i}{MB_i} \Rightarrow \overline{MB} = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_i}{\sum_{i=1}^n \frac{\rho_i}{MB_i}}$$

Ασκήσεις (προς επίλυση):

3. Βρείτε το ύψος μιας πρότυπης ατμόσφαιράς που αποτελείται μόνο από το όζον O_3 , το CO_2 ή το μεθάνιο CH_4 που βρίσκεται στη γήινη ατμόσφαιρα.

4. Εφαρμόστε τις σχέσεις μετατροπής από την περιεκτικότητα κατ' όγκο στην περιεκτικότητα κατά βάρος για τις ακόλουθες ποσότητες: 10ppm υδρατμοί, $15\text{mg}/\text{m}^3$ SO_2 , $70\text{mg}/\text{m}^3$ NO_2 .

Thanks for your attention!

Prof. Mic.Gr.Vrachopoulos

Τέλος κεφαλαίου



HELLENIC REPUBLIC
**National and Kapodistrian
University of Athens**

EST. 1837

Βιβλιογραφία:

Από το βιβλίο του Παύλου Κασσωμένου, Φυσική περιβάλλοντος

Ξενόγλωσση:

Ahrens C. Donald (2001). *Essentials of Meteorology. An invitation to the Atmosphere*. Third Edition, Thomson Brooks/Cole.

Andrews G. David (2010). *An Introduction to Atmospheric Physics*, Second Edition. Cambridge University Press.

Dutton A. John (1986). *The Ceaseless Wind. An Introduction to the theory of Atmospheric Motion*. Dover Pubns.

Perry H.A. & L.J. Symons (2003). *Highway Meteorology*. Taylor & Francis Books, Inc.

Petterssen S. (1941). *Introduction to Meteorology*, McGraw Hill Book Company Inc.

Wells C. Neil (2012). *The Atmosphere and Ocean. A Physical Introduction*, Third Edition. John Wiley and Sons, Ltd.

Ελληνική:

Ηλίας Δ. (1976). Μαθήματα Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Πάτρα.

Κατσούλης Β.Δ. (2000). *Μαθήματα Μετεωρολογίας*. Σημειώσεις που διδάσκονται στους φοιτητές του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων.

Κατσούλης Β.Δ. και Π. Κασσωμένος (2006). *Φυσική Περιβάλλοντος*. Σημειώσεις που διδάσκονται στους φοιτητές του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων.

Κατσούλης Β.Δ. και Ν. Χατζηαναστασίου (2007). *Φυσική της Ατμόσφαιρας*. Σημειώσεις που διδάσκονται στους φοιτητές του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων.

Σαχσαμάνογλου Χ.Σ. και Τ.Ι. Μακρογιάννης (1998). *Γενική Μετεωρολογία*, Εκδόσεις Ζήτη.

Φλόκας Α. (1994). Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Εκδόσεις Ζήτη.

Χρονοπούλου-Σερέλη Α., Α. Φλόκας (2010). *Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*, Εκδόσεις Ζήτη.