

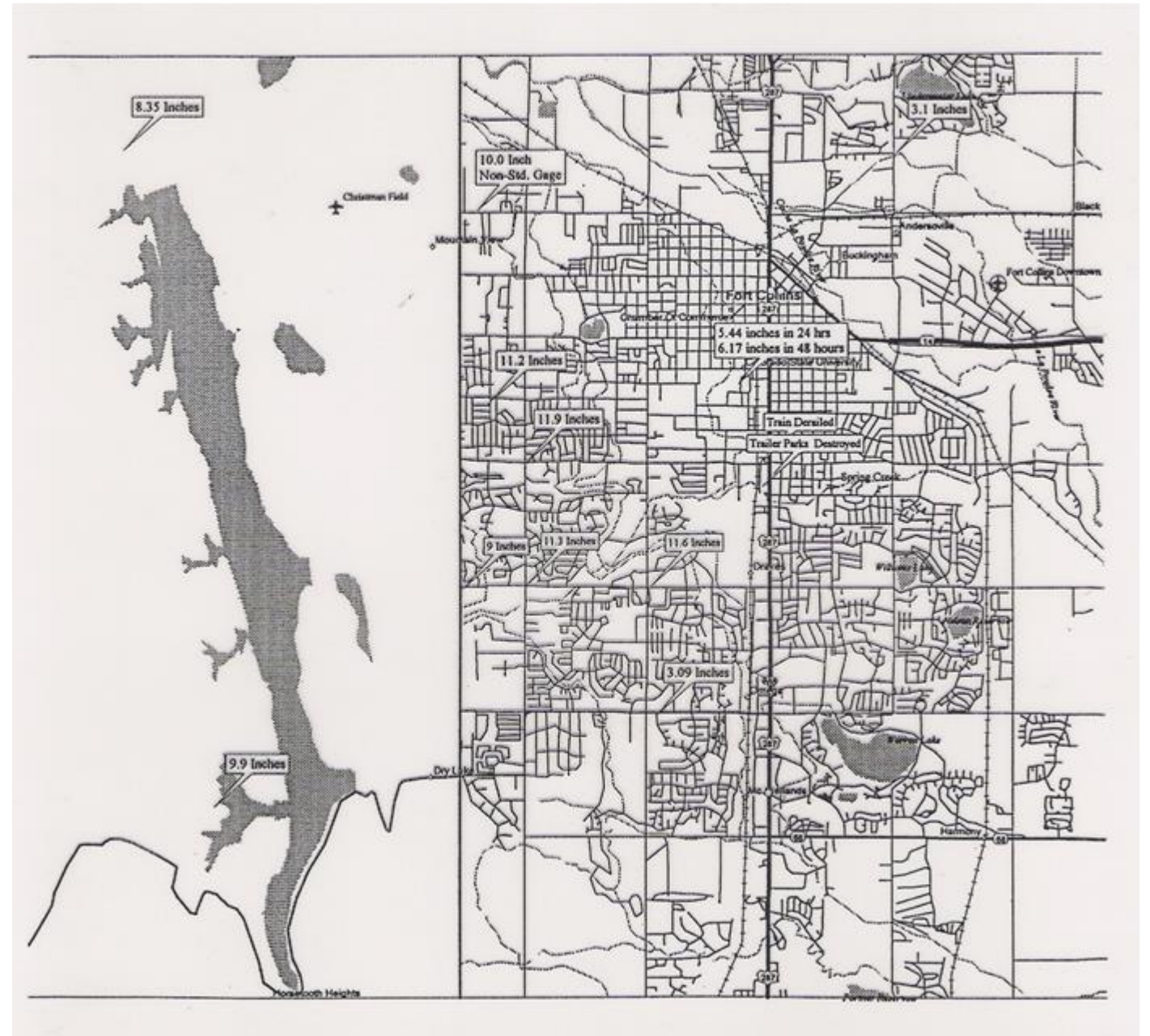
ΕΙΣΑΓΩΓΗ - ΥΔΡΟΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ

ΥΔΡΟΛΟΓΙΑ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Βροχόπτωση

Χάρτης με προκαταρκτικές
εκτιμήσεις βροχόπτωσης (Δεδομένα
από Mountain States Weather
Service, Wirshborn, 1997)



Φυσικές Καταστροφές



Φυσικές Καταστροφές



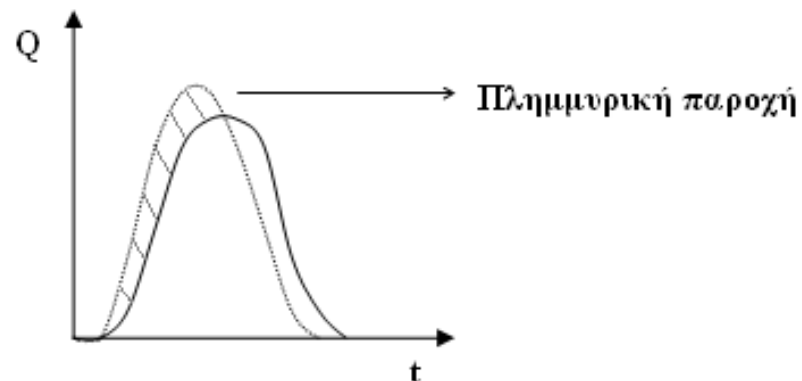
Υδρολογία

TR55 → υδρολογικό μοντέλο

POND → τεχνητές λίμνες

Που χρησιμοποιείται η υδρολογία

- Ύδρευση
 - Άρδευση
 - Αποστράγγιση
- } Ποσότητα Ύδατος
- Ελάχιστες παροχές
 - Πλημμύρες
- } Πόσο νερό μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε
- Οικονομικά
 - Πολιτικά
 - Κοινωνικά
 - Οικολογικά
 - Ποιότητα Ύδατος
 - Πολιτικού Μηχανικού



Ισοζύγιο Ύδατος

Ισοζύγιο Ύδατος στη γη

		Χρόνος Παραμονής
Ωκεανοί	94 %	~ 4000 χρόνια
Ατμόσφαιρα	< 0,01 %	~ 10 ημέρες
Παγετώνες	1,7 %	10 1000 χρόνια
Υπόγειο Νερό	4,2 %	~ 10000 χρόνια
Επιφανειακά Ύδατα	0,01 %	1-10 χρόνια
Υγρασία Εδάφους	< 0,01 %	2 εβδομάδες - 1 χρόνο

Μέσος Χρόνος Παραμονής $T = \frac{V}{Q}$

Όπου V: όγκος ύδατος στο διαμέρισμα

Q: εκροές

Χρόνος Παραμονής Ύδατος

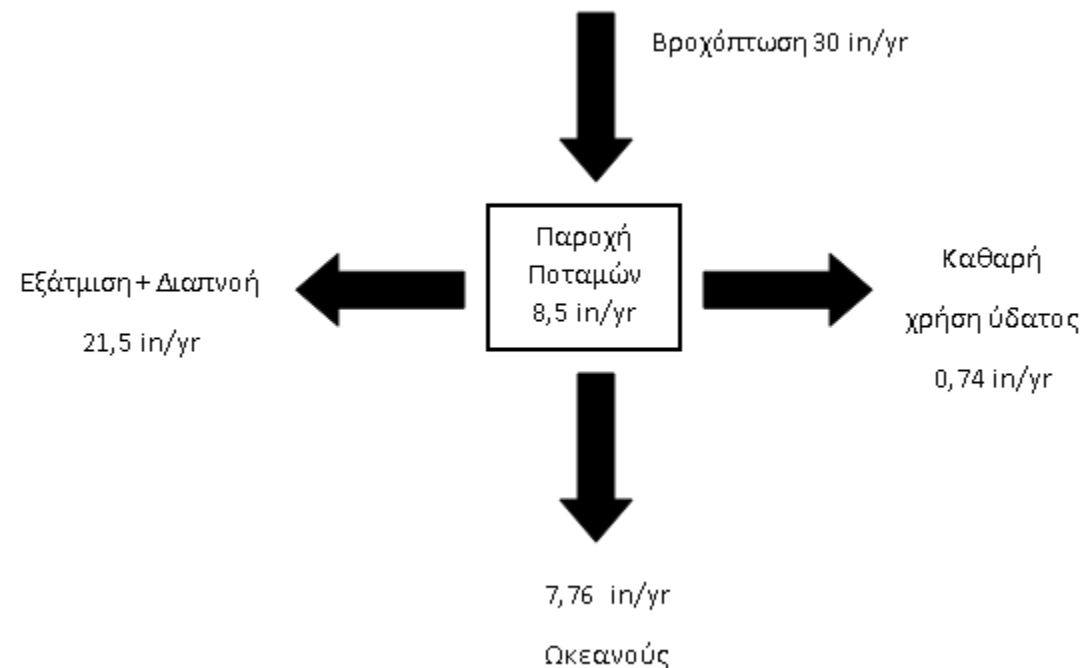
Στους Ωκεανούς

$$T = \frac{Q}{V} = \frac{1.338.000.000 \text{ km}^3}{505.000 \frac{\text{km}^3}{\text{yr}}} = 2649.5 \text{ χρόνια}$$

Στα επιφανειακά ύδατα → Στα ποτάμια

$$T = \frac{V}{Q} = \frac{2120 \text{ Km}^3}{44700 \frac{\text{Km}^3}{\text{yr}}} = 0,047 \text{ χρόνια ή } 17,3 \text{ ημερες}$$

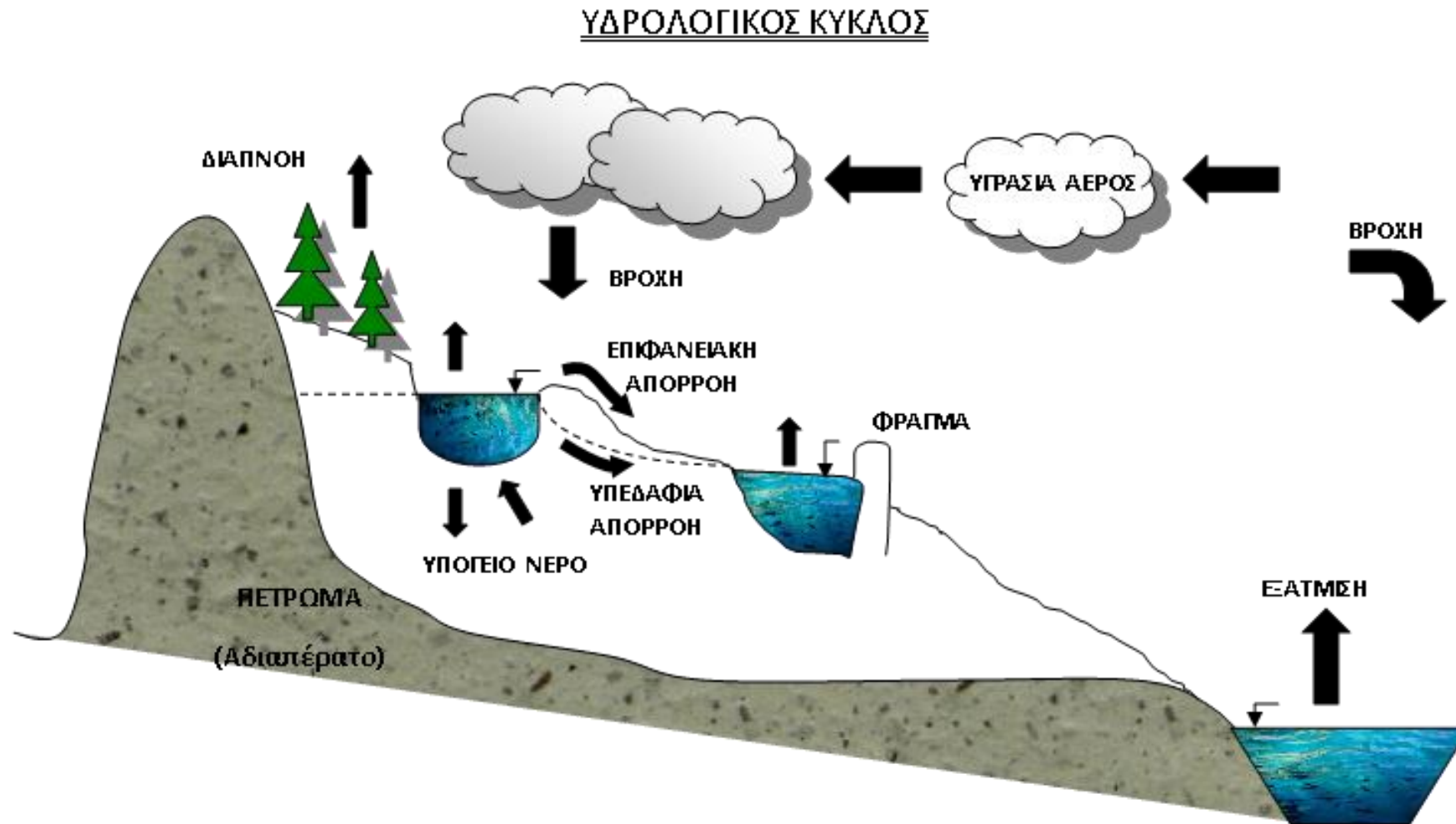
Ισοζύγιο Μάζας Ύδατος για τις ΗΠΑ



Νερό για χρήση	2,9 in/yr	Ολική
χρήση		
Επιστροφή αλλά ρυπασμένο	- 2,16 in/yr	
Καθαρή χρήση ύδατος	0,74 in/yr	

Νερό για ολική χρήση 2,9 in/yr / 8,5 in/yr

Υδρολογικός Κύκλος

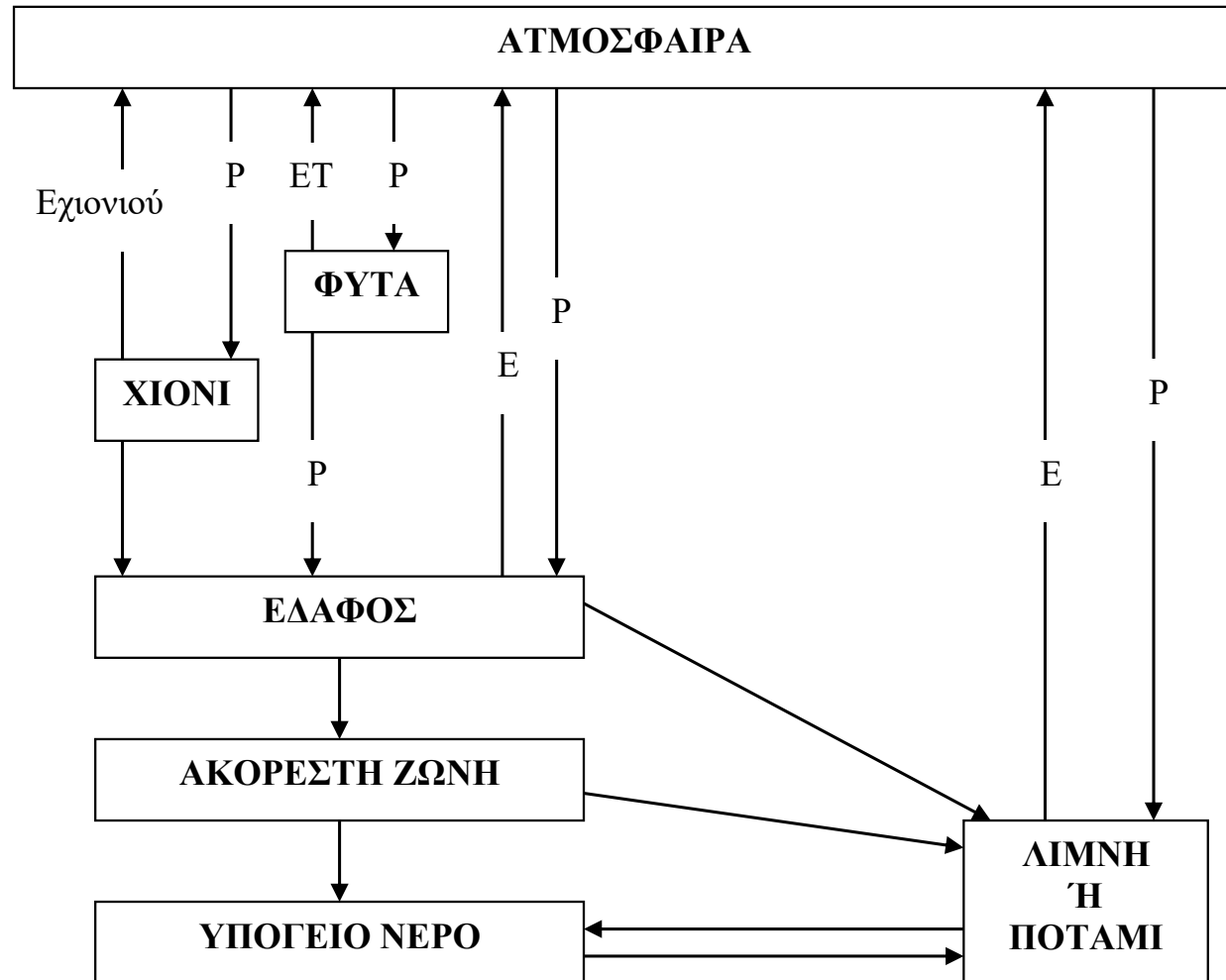


* Υπεδάφια απορροή: από την ακόρεστη ζώνη στο ποτάμι (παράλληλα με το έδαφος)

* Ακόρεστη ζώνη: πάνω από τον υδροφόρο και κάτω από το έδαφος

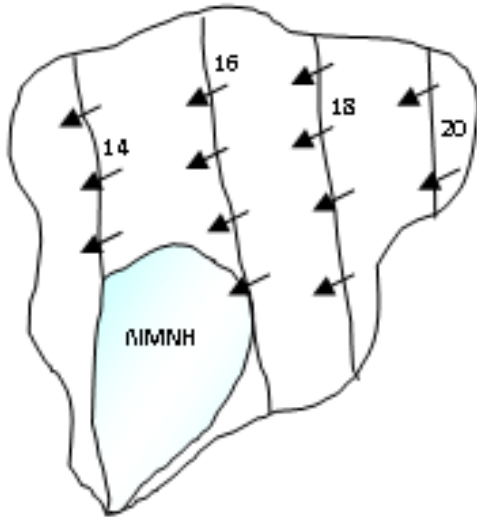
Υδρολογικός Κύκλος

Σχηματική απεικόνιση λεκάνης απορροής



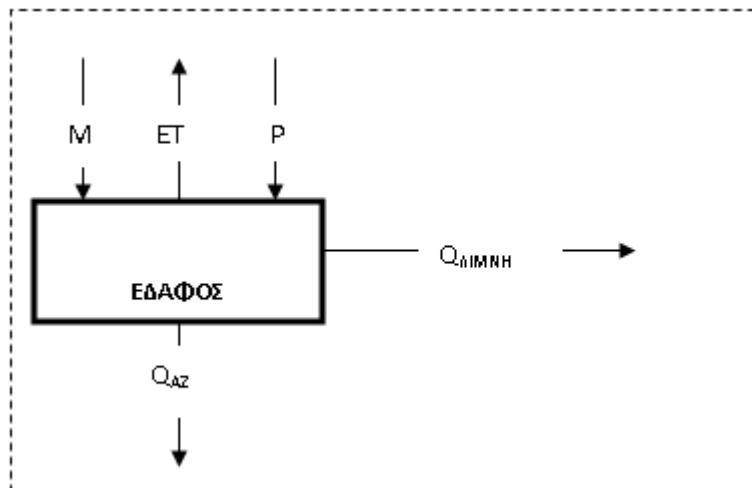
P (precipitation): Βροχή
ET: Εξατμισοδιαπνοή
Εξάχνωση: Εξάχνωση (Sublimation)

Υδρολογικός Κύκλος



Ισοπιεζομετρικές καμπύλες
(ύψος ύδατος)

Λεκάνη απορροής



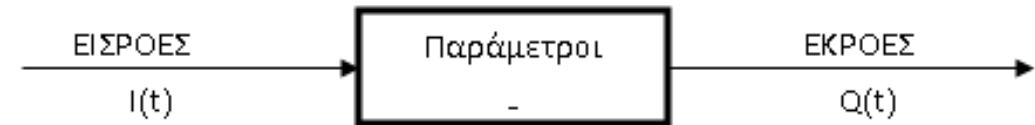
ΟΓΚΟΣ
ΕΛΕΓΧΟΥ

$$\frac{dV_{NEPOY}}{dt} = P + M - ET - Q_{ΛΙΜΝΗ} - Q_{AZ}$$

Q_{AZ} : Q ακόρεστη ζώνη

M: παροχή από το λιώσιμο του χιονιού

Σύστημα: επιμέρους κομμάτια συνδεδεμένα μεταξύ τους



Ισοζύγιο Μάζας

$$\frac{dS}{dt} = I(t) - Q(t)$$

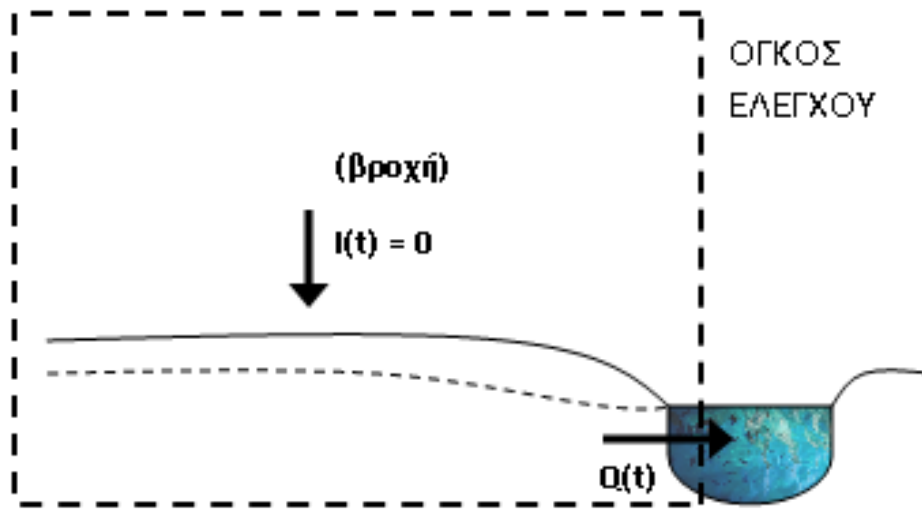
Βασικό
πρόβλημα
στην
Υδρολογία

S: όγκος νερού (Storage)

(α) Εισροών – Εκροών
 $Q(t) = \Omega I(t)$

(β) Σχέση S και Q (όγκου και εκροών)
– Γραμμική $S = k \cdot Q$, όπου k: σταθερά
(γραμμικό reservoir)

Παράδειγμα



Ισοζύγιο μάζας: $K \cdot \left(\frac{dQ}{dt}\right) + Q(t) = I(t)$

- Σε περίοδο που δεν έχουμε βροχή $I(t) = 0$
- Το I που εισέρχεται στο ποτάμι συγκρίνεται με το I του εδάφους

$t = 0 \quad Q(t) = Q_o = 100 \text{ cfs (ft}^3/\text{s)}$
 $K = 10 \text{ days}$

Θέλουμε να δούμε γραφικά πως αλλάζει το Q με το χρόνο:

$$K \cdot \left(\frac{dQ}{dt}\right) + Q(t) = I(t) \Rightarrow \frac{dQ}{dt} + \frac{1}{K} \cdot Q(t) = \frac{1}{K} \cdot I(t)$$

Γενική μορφή $Y' + \rho(t) \cdot Y = q(t)$

Λύση

$$Y = Y_o \cdot e^{-P(t)} + e^{-P(t)} \cdot \int_0^t e^{P(t)} \cdot q(t) \cdot dt$$

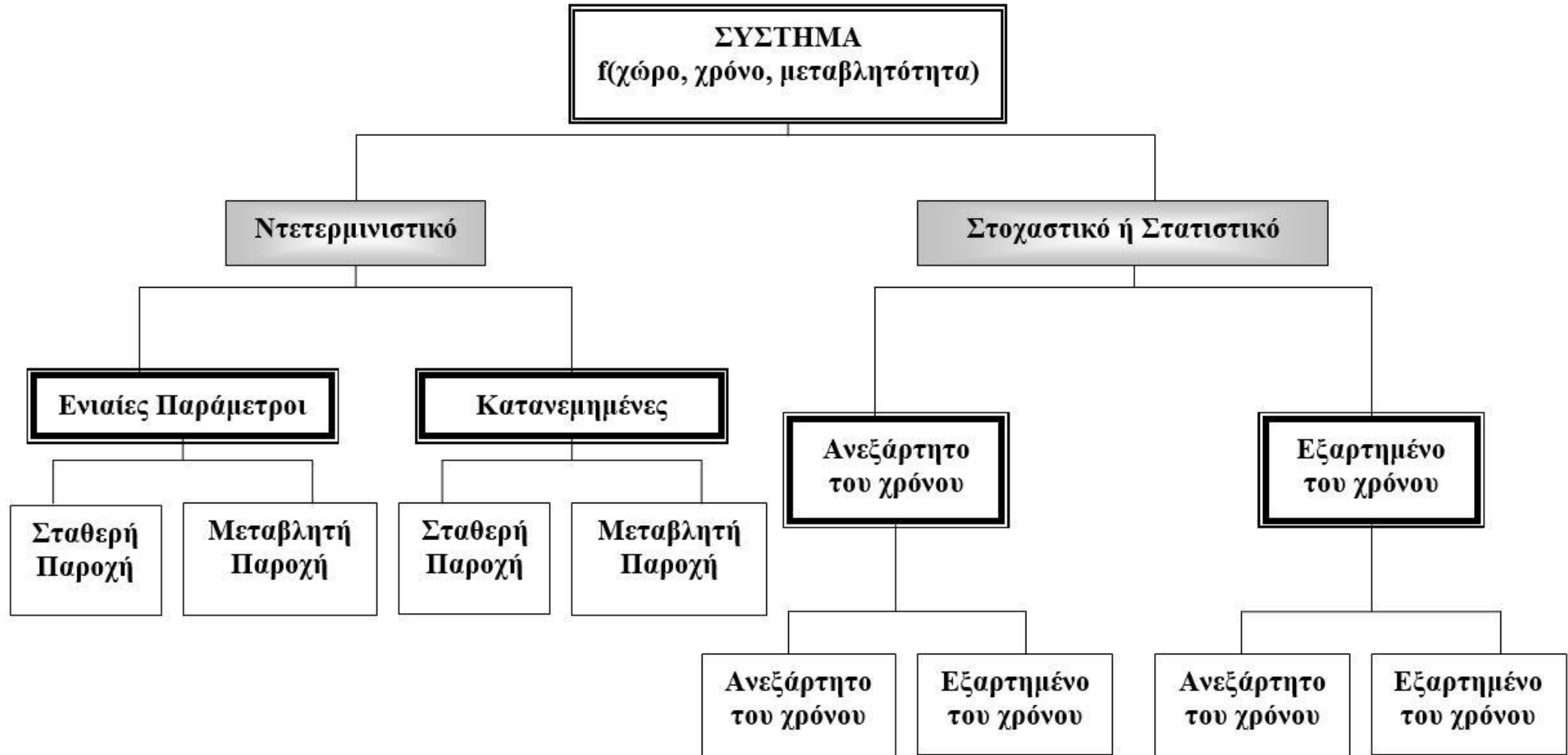
όπου $P(t) = \int_0^t \rho(t) \cdot dt = \int_0^t \frac{1}{K} \cdot dt = \frac{t}{K}$

Επομένως

$$Q = Q_o \cdot e^{-\frac{t}{K}} + e^{-\frac{t}{K}} \cdot \int e^{\frac{t}{K}} \cdot \frac{I(t)}{K} \cdot dt \Rightarrow Q$$
$$= Q_o \cdot e^{-\frac{t}{K}} \quad 0 \text{ (διότι } I(t) = 0)$$

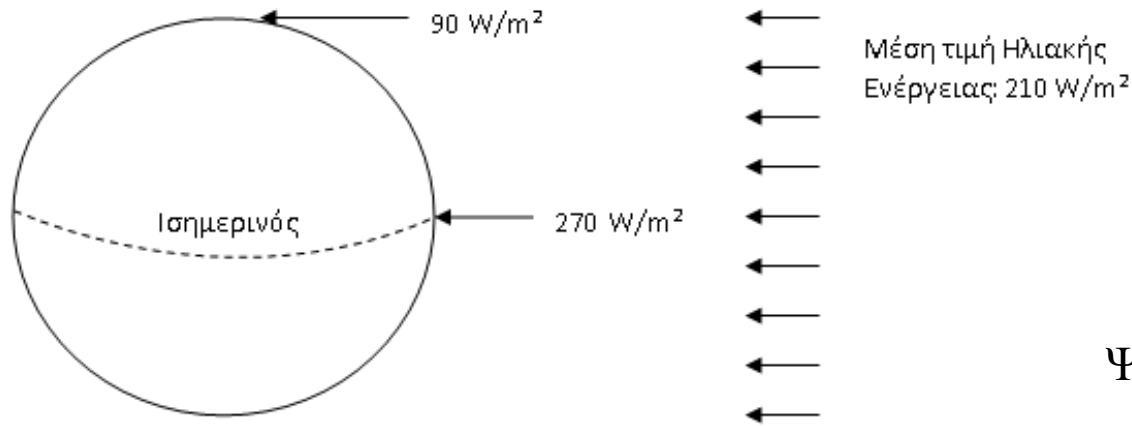
Αντικαθιστώντας προκύπτει: $Q = 100 \cdot e^{-\frac{t}{10}}$

Μοντέλα



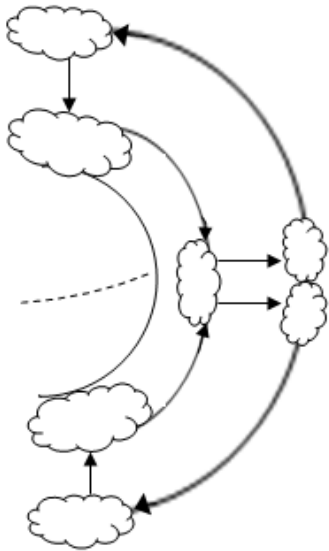
Υδρομετεωρολογία

Ατμοσφαιρική κίνηση (Circulation)



Ψύξη αέρος - κατάβαση και δημιουργία υψηλών πιέσεων

Ατμοσφαιρική κίνηση - γη χωρίς περιστροφή

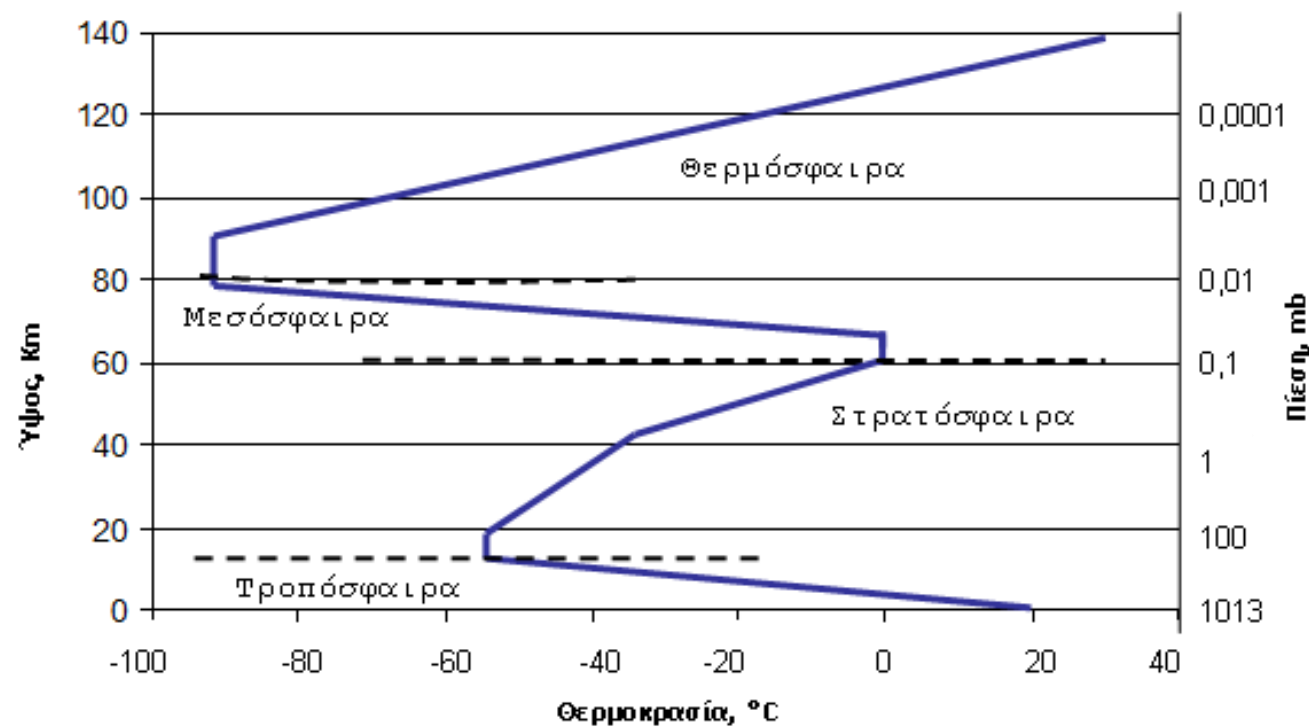
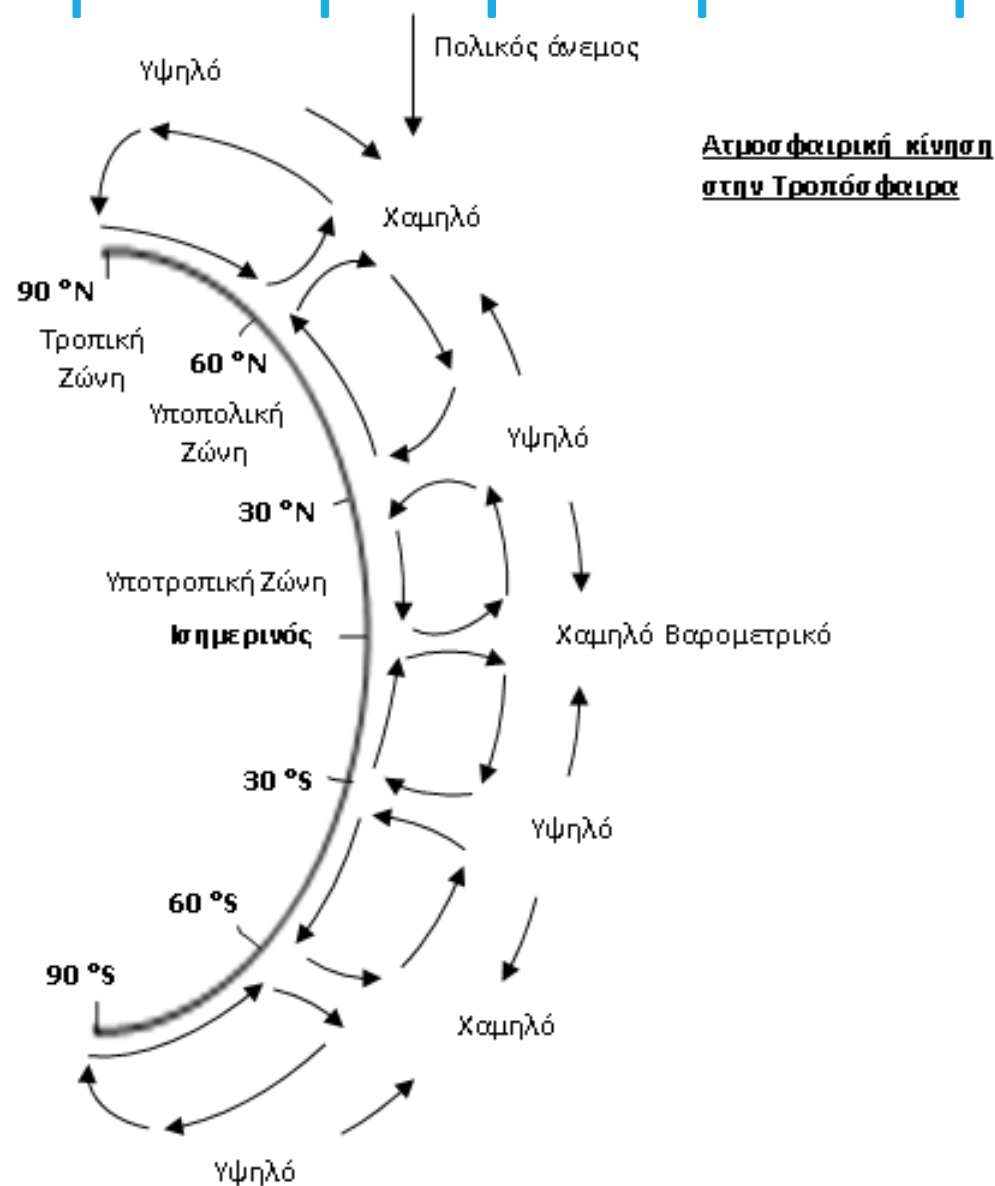


Υπερθέρμανση των κατωτέρων στρωμάτων – ανύψωση και δημιουργία χαμηλών πιέσεων

ΙΔΕΑΤΗ ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ HADLEY
(Hadley's Circulation Pattern)

Περιστροφή γης από Δ – Α
Η επίδραση Coriolis

Ατμοσφαιρική κίνηση (Circulation)



Άνεμοι

Διαφορά θερμοκρασίας

- ξηράς - θάλασσας
- μέρας - νύχτας
- κοιλάδα - βουνό

1. Εποχιακοί Άνεμοι

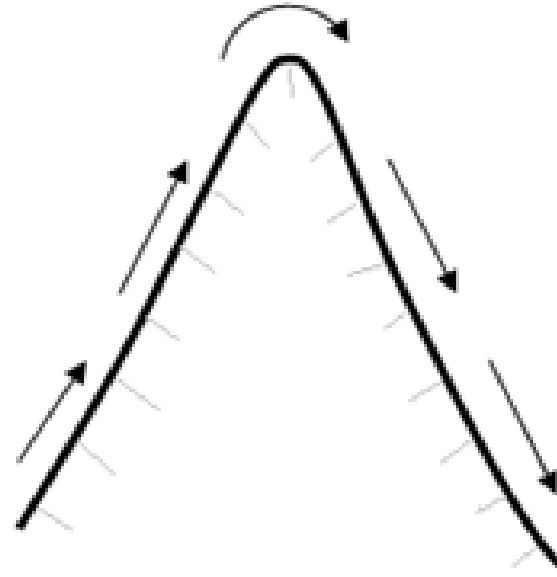
- Μουσώνες των Ηπείρων
 - ~ Προς τη θάλασσα το χειμώνα
 - ~ Προς την ξηρά το καλοκαίρι
 - ~ Λόγω διαφορών T (ξηράς – θάλασσας)

2. Ημερήσιοι Άνεμοι

- Θαλάσσια αύρα (νύχτα)
- Απόγειος αύρα (μέρα)
- Κοιλάδα → βουνό (μέρα)
- Βουνό → κοιλάδα (νύχτα)

3. Άνεμοι τύπου Föhn ή καθοδικοί

αδιαβατική ανύψωση και ψύξη



αδιαβατική θέρμανση

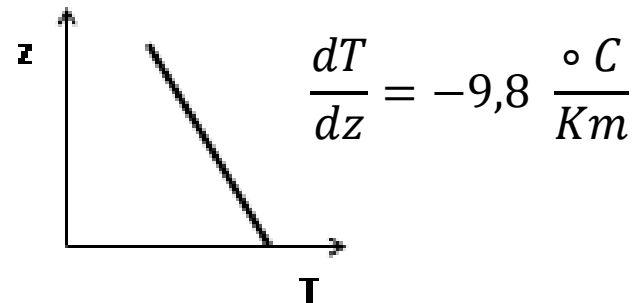
ίρ. λίβας

(ταχεία τήξη των χιονιών και πλημμύρες)

(βλάστηση)

ΘΕΡΜΟΒΑΘΜΙΔΕΣ

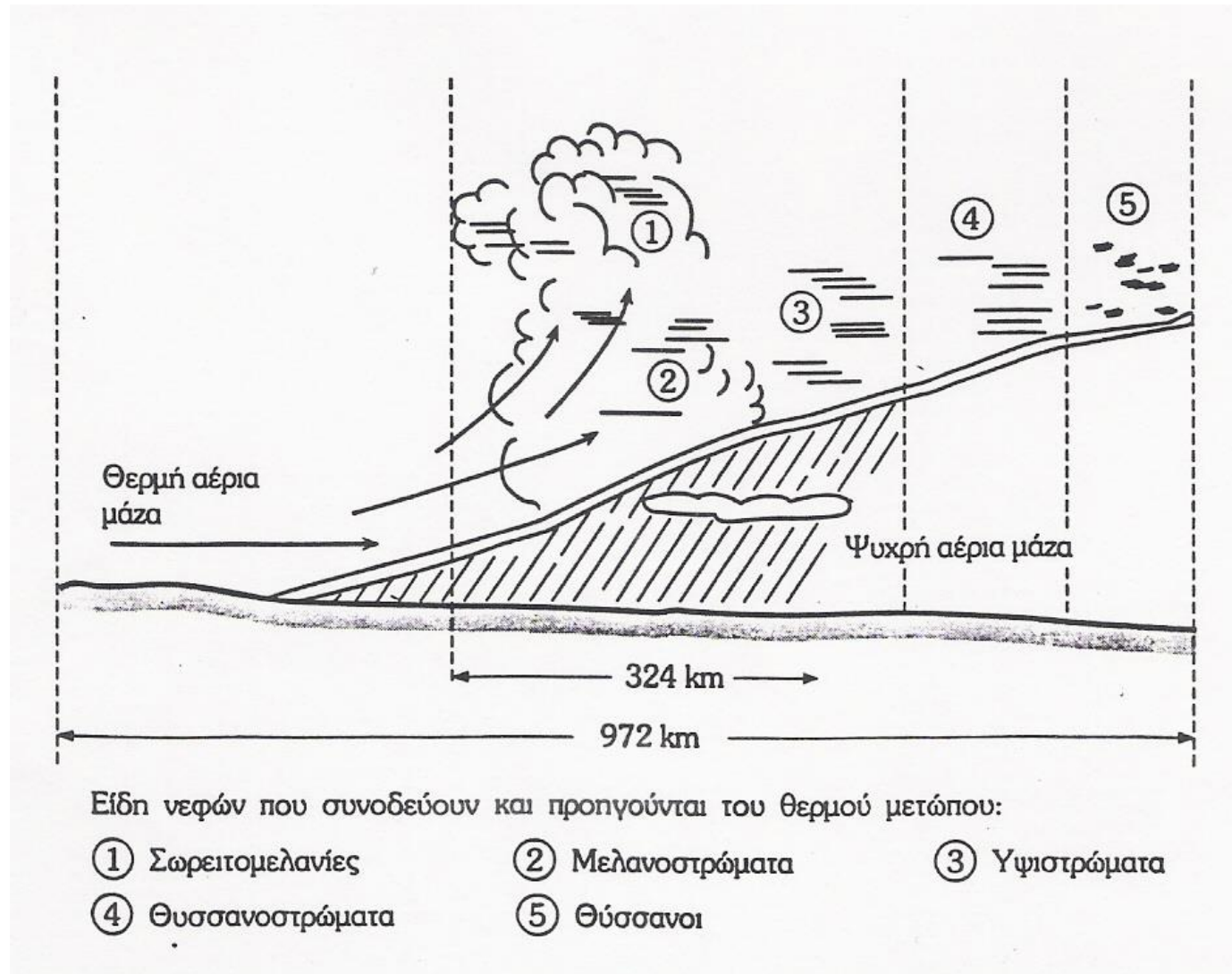
1. Ξηρή Αδιαβατική



2. Κορεσμένη αδιαβατική

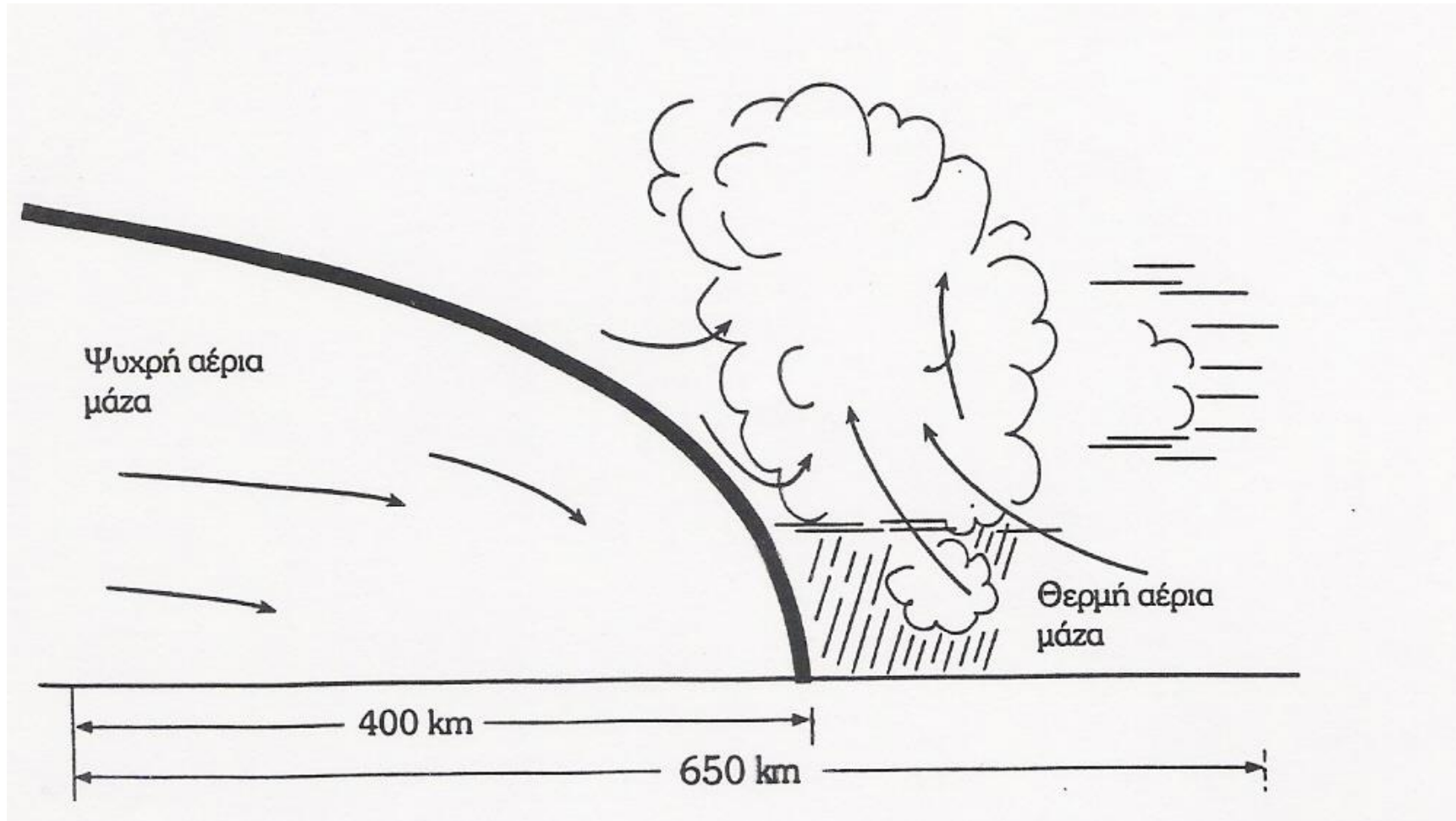
Κορεσμένη αδιαβατική
 $= -6,5 \frac{^{\circ}C}{Km}$

Θερμό Μέτωπο



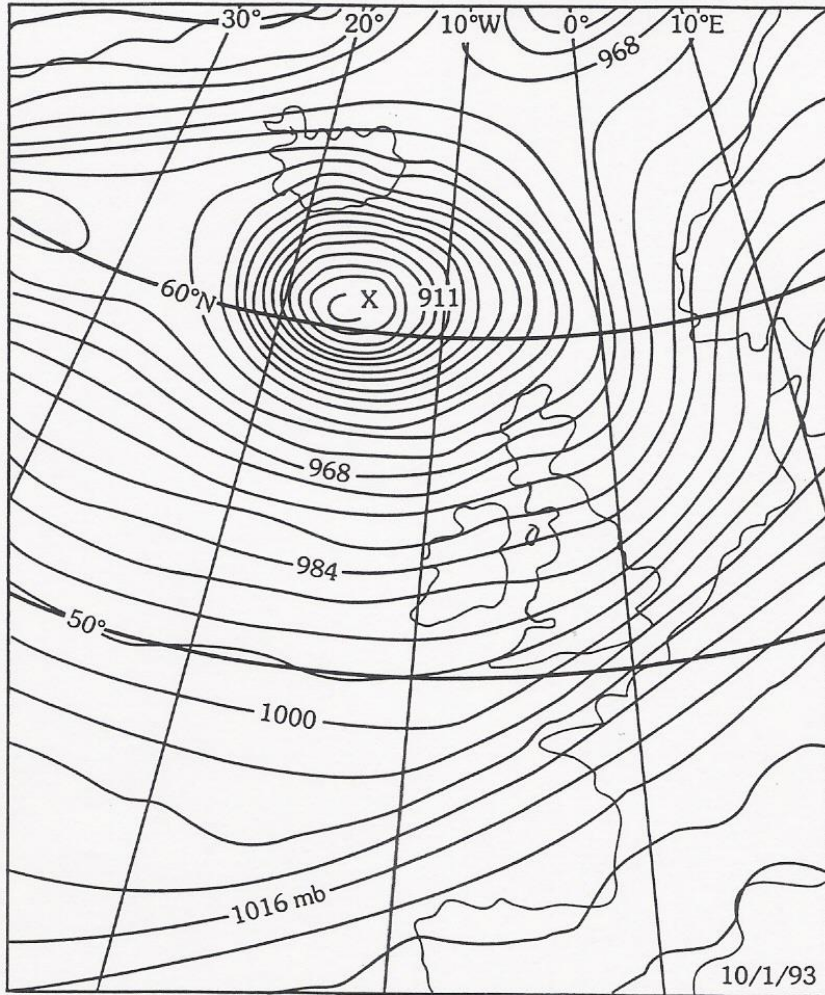
Σχ. 3.9: Κατά μήκος τομή τυπικού θερμού μετώπου (Mutreja, 1986)

Ψυχρό Μέτωπο

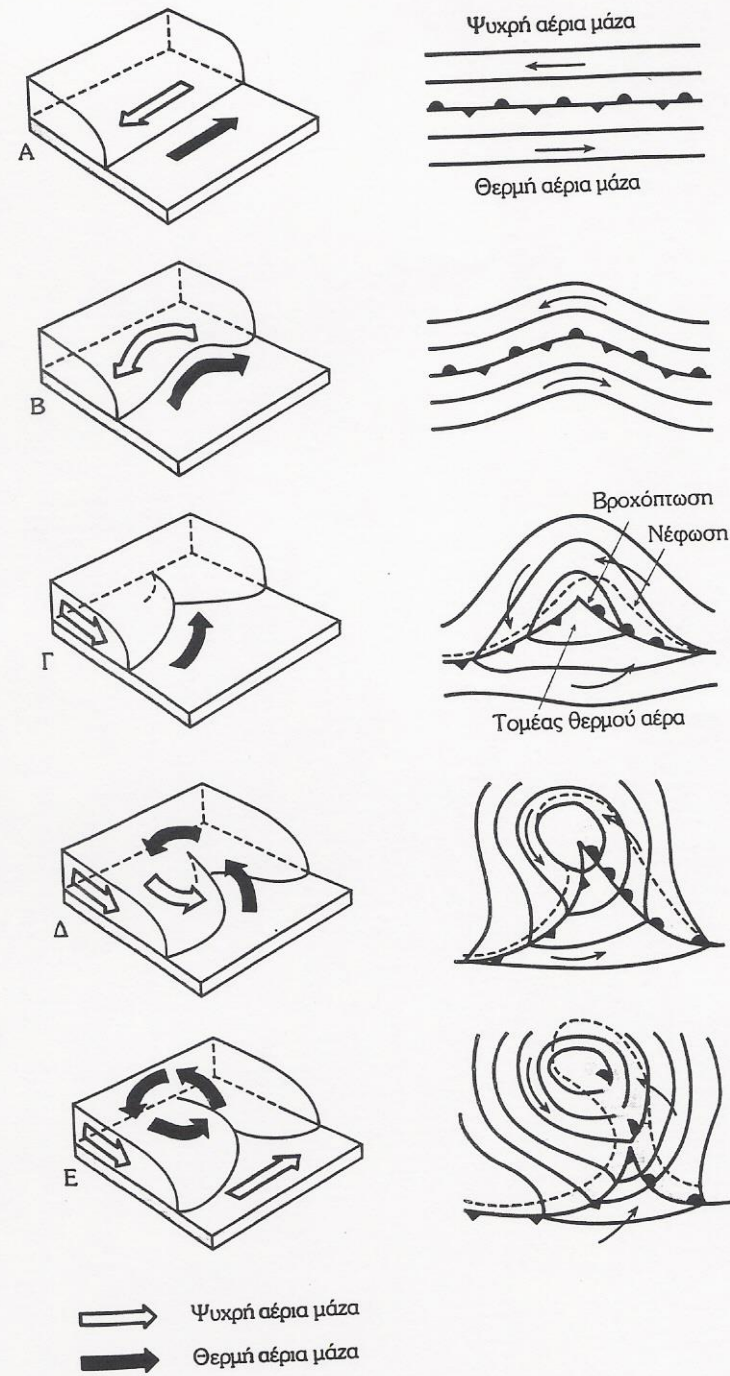


Σχ. 3.10: Κατά μήκος τομή ψυχρού μετώπου (Mutreja, 1986)

Ύφεση – Κυκλώνας

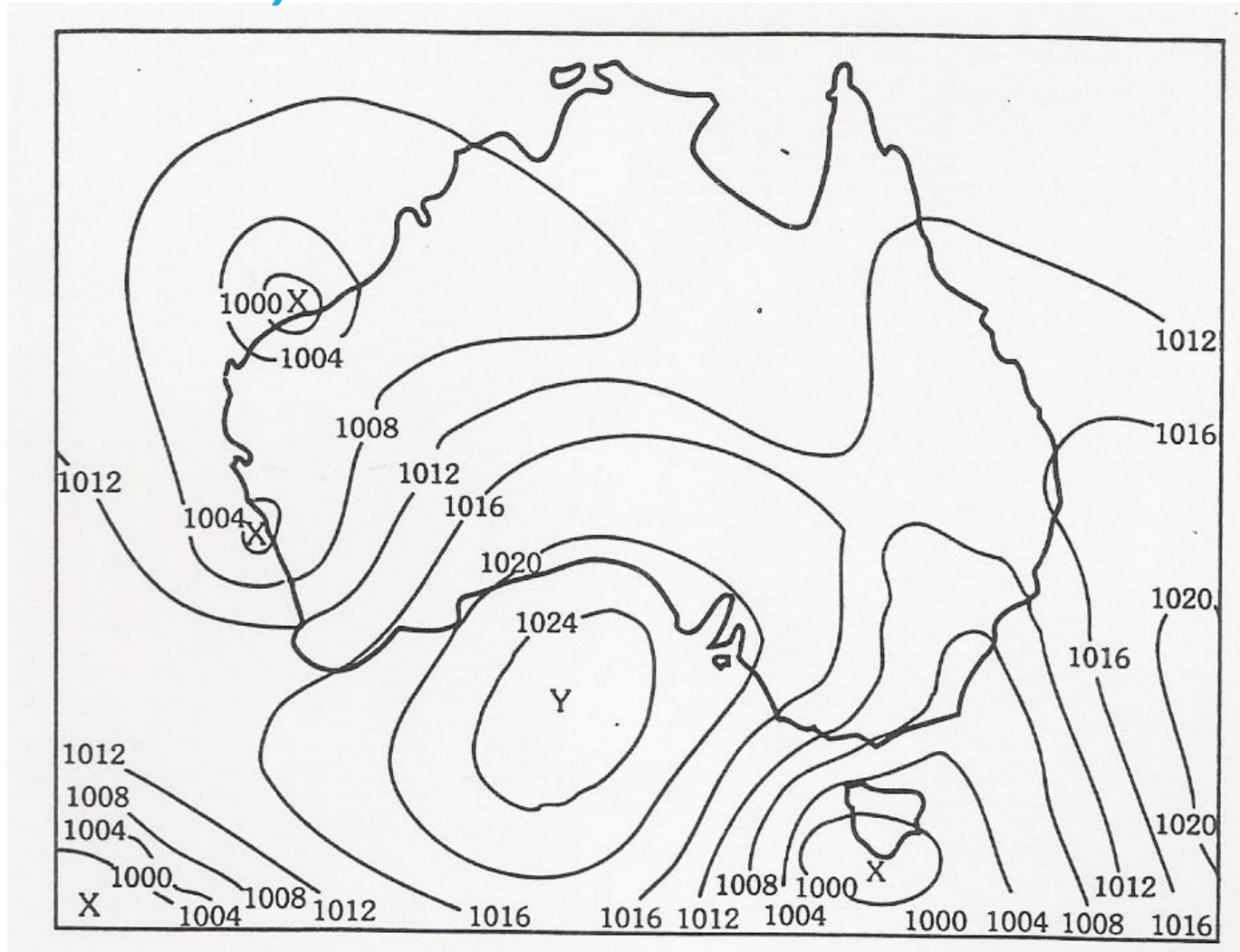


Σχ. 3.11: Κέντρο χαμηλών πιέσεων (X) μεταξύ Ισλανδίας και Σκωτίας (McCallum και Grahame, 1993)



Σχ. 3.12: Σχηματική παράσταση εξέλιξης μετωπικής ύφεσης (Dunlop και Wilson, 1984)

Αντικυκλώνες



Σχ. 3.13: Κέντρο υψηλών πιέσεων (Y) στην περιοχή της Ν. Αυστραλίας (Prata και Burgel, 1986)

Κατηγορίες Βροχών

- Κυκλωνικά ή μετωπικά κατακρημνίσματα
- Ορογραφικά ή κατακρημνίσματα ανάγλυφου

1. Seattle

2. Πίνδος

- Κατακρημνίσματα ανοδικής μεταφοράς
(convective **pptn**)

Σχ.3.15

Θέρμανση του αέρα στο έδαφος

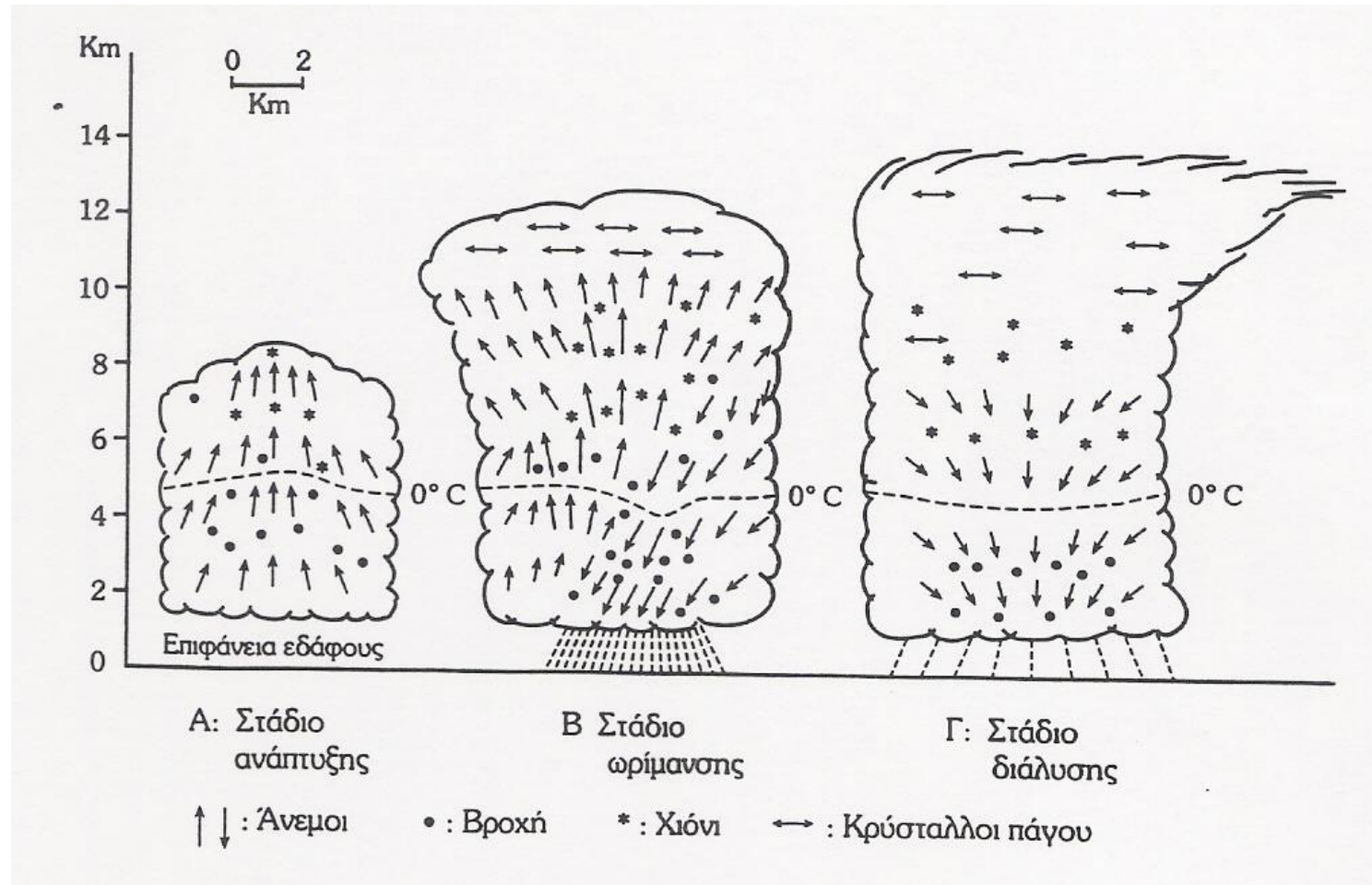
Διαστολή του αέρα – Μείωση βάρους

Αύξηση της εξάτμισης

Δημιουργία θερμού – υγρού αέρα → ασταθής

Κάθετα ρεύματα (Δυναμικά)

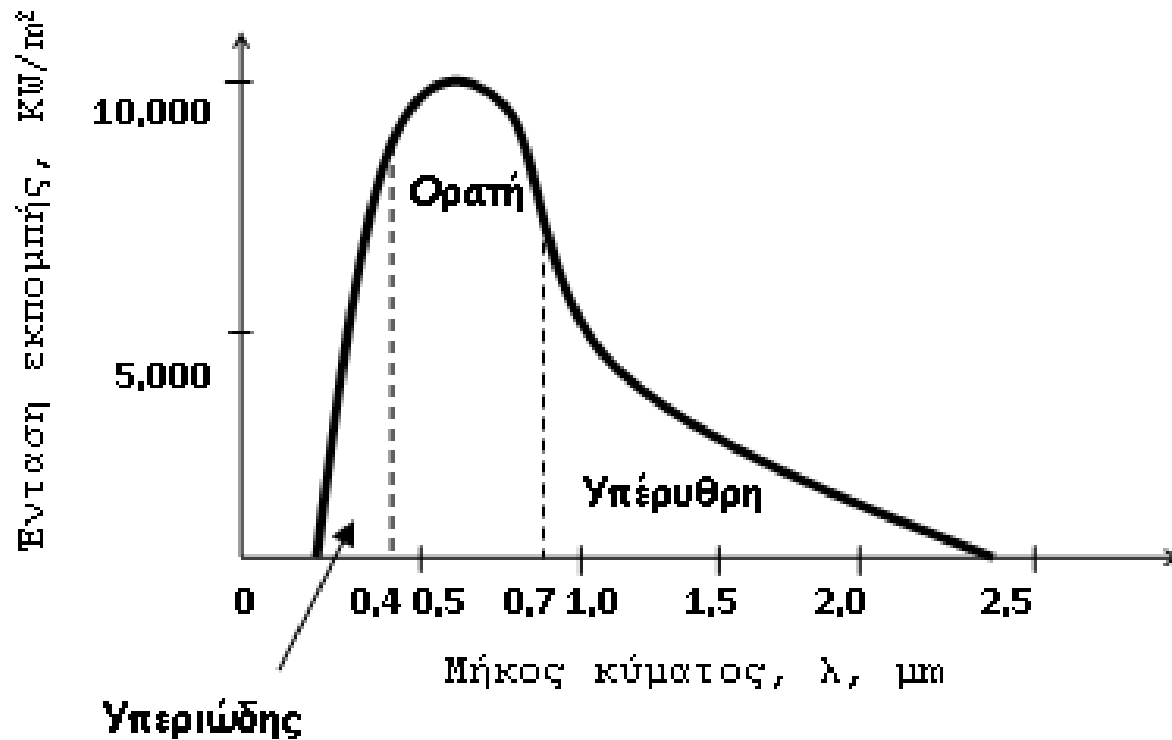
Δυναμική ψύξη και βροχή



Σχ. 3.15: Στάδια ανάπτυξης και εξέλιξης καταιγίδας ανοδικής μεταφοράς (Shaw, 1983)

Ηλιακή Ακτινοβολία (Ενέργεια)

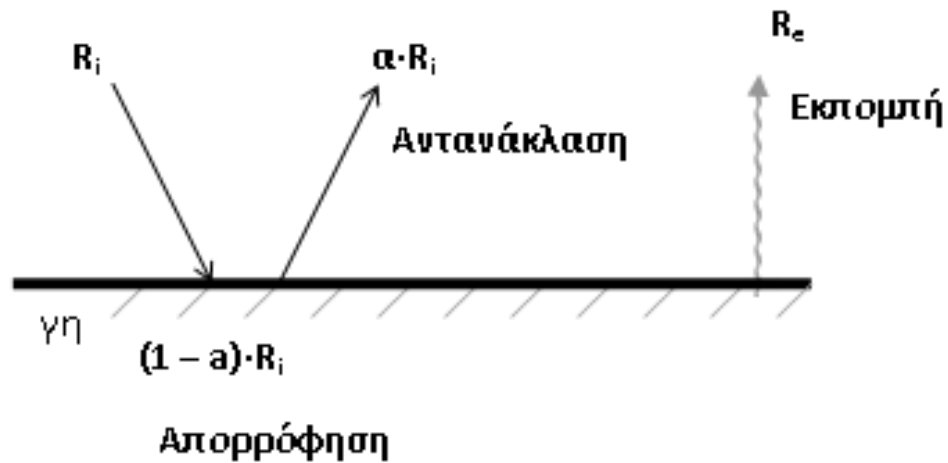
$$\text{Συνολική ηλιακή εκπομπή} = 1,99 \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \cdot \text{min}}$$



Θερμοκρασία ηλίου: 6000 °K

Ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος (Shortwave radiation)

Ενεργειακό Ισοζύγιο



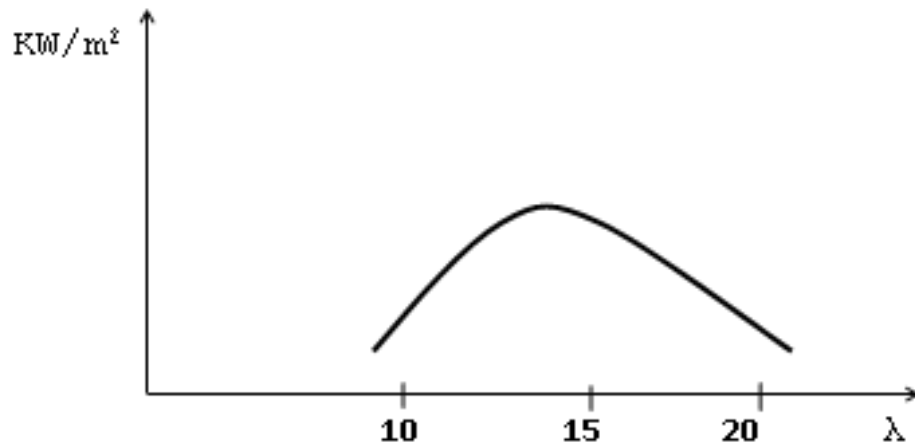
$a = \text{albedo } (0 - 1)$

$$R_{\text{net}} = R_i \cdot (1 + a) - R_e$$

μικρού μήκους
Μεγάλου μήκους

$$R_i = (R_s + R_l)$$

Θερμοκρασία γης $\approx 15^\circ\text{C}$



Νόμος Stefan – Boltzmann $R_e = e \cdot \sigma \cdot T^4$

όπου,

e = σταθερά εκπομπής της επιφάνειας

σ = σταθερά του Stefan – Boltzmann $= 5,67 \cdot 10^{-8} \frac{W}{m^2 \cdot T^4}$

T = απόλυτη θερμοκρασία, $^\circ\text{K}$

$e = 1 \rightarrow \text{black body}$

$e = 0,97 \rightarrow \text{νερό}$

Νόμος του Wien $\lambda = \frac{2,9 \cdot 10^{-3}}{T}$

λ = μήκος κύματος, m

T = απόλυτη θερμοκρασία, $^\circ\text{K}$

Ατμοσφαιρική Υγρασία

Πίεση υδρατμών (vapor pressure)

$$e = \rho_v \cdot R_v \cdot T \quad \text{Νόμος Ιδεατών αερίων}$$

όπου,

T = απόλυτη θερμοκρασία, °K

R_v = σταθερά αερίων για υγρασία

ρ_v = πυκνότητα υγρού αέρα

Πίεση ατμοσφαιρική, P

Μερική πίεση ξηρού αέρα (partial pressure)

$$p - e = \rho_d \cdot R_d \cdot T$$

όπου,

ρ_d = πυκνότητα ξηρού αέρα

$$R_d = 287 \frac{J}{Kg \cdot ^\circ K}$$

Πυκνότητα αέρα (density)

$$\rho_a = \rho_d + \rho_v$$

$$R_v = \frac{R_d}{0,622}$$

(gas constant)

μοριακός λόγος
βάρους υγρασίας
προς ξηρό

$$p = e + \rho_d \cdot R_d \cdot T = \rho_v \cdot R_v \cdot T + \rho_d \cdot R_d \cdot T$$

$$\rho_v \cdot \frac{R_d}{0,622} \cdot T + \rho_d \cdot R_d \cdot T$$

$$\therefore p = \left[\frac{\rho_v}{0,622} + \rho_d \right] \cdot R_d \cdot T$$

$$\text{Έτσι, } \frac{e}{p} = \frac{\rho_v \cdot \frac{R_d}{0,622} \cdot T}{\left[\frac{\rho_v}{0,622} + \rho_d \right] \cdot R_d \cdot T} = \frac{\rho_v}{0,622 \cdot \underbrace{\left[\frac{\rho_v}{0,622} + \rho_d \right]}_{\rho_a}} \cong \frac{\rho_v}{0,622 \cdot \rho_a} = \frac{q_v}{0,622}$$

$$\text{όπου } q_v = \frac{\rho_v}{\rho_a} = \text{ειδική υγρασία (specific humidity)}$$

$$q_v \cong 0,622 \cdot \frac{e}{p}$$

Άλλες σχέσεις:

$$\begin{aligned} R_a &= R_d \cdot (1 + 0,608 \cdot q_v) \\ &= 287 \cdot (1 + 0,608 \cdot q_v) \quad J/Kg \cdot ^\circ K \end{aligned}$$

Υγρασία

Κορεσμένος σε υδρατμούς αέρας (μέγιστη πίεση), e_s , (saturation vapor pressure)

$$e_s \cong 611 \cdot \exp \frac{17,27 \cdot T}{237,3 + T}$$

όπου,

e_s σε Pa = N/m²

T: θερμοκρασία αέρος, σε °C

Κλίση της καμπύλης κορεσμένων ατμών, Δ , (saturation vapor pressure gradient)

$$\Delta = \frac{de_s}{dT} = \frac{4098 \cdot e_s}{(237,3 + T)^2}$$

όπου,

Δ σε Pa/°C

Σχετική υγρασία (Relative humidity)

$$R_h = \frac{e_s}{e_s}$$

Θερμοκρασία σημείου δρόσου, T_d , (Dew point temperature)

Θερμοκρασία που ο αέρας γίνεται κορεσμένος

Παράδειγμα

ΔΕΔΟΜΕΝΑ	ΖΗΤΟΥΜΕΝΑ
$p = 100 \text{ KPa}$	R_h : Σχετική υγρασία
$T_a = 20^\circ \text{C}$	q_v : Ειδική υγρασία
$T_d = 16^\circ \text{C}$	ρ_a : Πυκνότητα αέρα

$$\left. \begin{array}{l} R_h = \frac{e}{e_s} \\ e = 611 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_d}{237,3 + T_d}\right) \\ e_s = 611 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_a}{237,3 + T_a}\right) \end{array} \right\} \left. \begin{array}{l} R_h = \frac{e}{e_s} \\ e = 611 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot 16^\circ \text{C}}{237,3 + 16^\circ \text{C}}\right) = 1819 \text{ Pa} \\ e_s = 611 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot 20^\circ \text{C}}{237,3 + 20^\circ \text{C}}\right) = 2339 \text{ Pa} \end{array} \right\} R_h = 0,78 \text{ ή } 78 \%$$

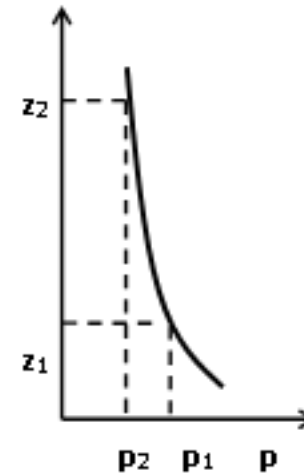
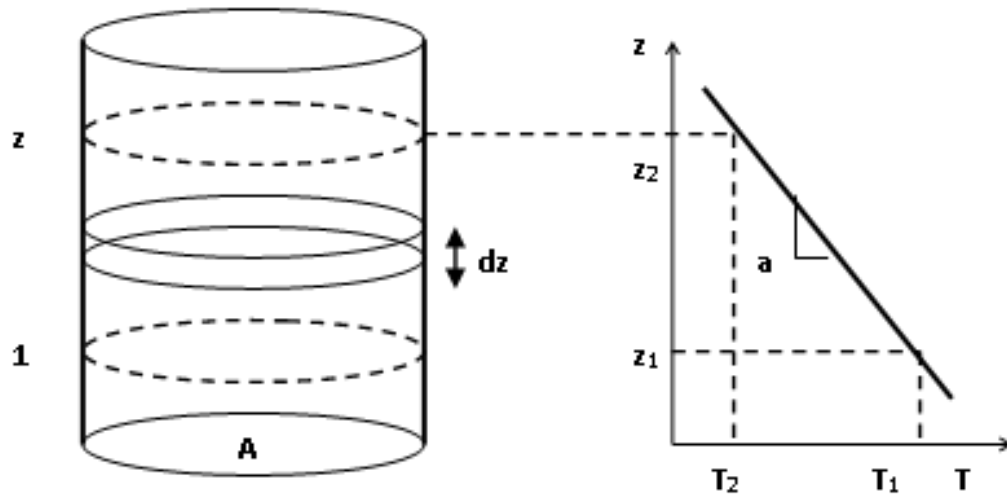
$$q_v = 0,622 \cdot \frac{e}{p} = 0,622 \cdot \frac{1819 \text{ Pa}}{100 \cdot 10^3 \text{ Pa}} = 0,0113 \frac{\text{Kg νερό}}{\text{Kg αέρα}}$$

$$\left. \begin{array}{l} \rho_a = \frac{p}{R_a \cdot T_a} \\ R_a = 287 \cdot (1 + 0,608 \cdot q_v) = 289 \frac{\text{J}}{\text{Kg} \cdot ^\circ \text{K}} \\ T_a = 293 \text{ } ^\circ \text{K} \end{array} \right\} \rho_a = 1,18 \frac{\text{Kg}}{\text{m}^3}$$

Κατακρημνίσιμη Ποσότητα Νερού

In a static column – precipitable water

Precipitable Water $\equiv$ amt of moisture in column



$$m_p = \int_{z_1}^{z_2} q_v \cdot \rho_a \cdot A \cdot dz$$

$$\Delta m_p = \overline{q_v} \cdot \overline{\rho_a} \cdot A \cdot dz$$

Χρειάζεται να γνωρίζουμε

$$q_v = 0,622 \cdot \frac{e}{p} \rightarrow p = f(z)$$

Hydrostatic Pressure Law

$$\frac{dp}{dz} = -\rho_a \cdot g$$

Ideal gas Law

$$p = \rho_a \cdot R_a \cdot T \Rightarrow \rho_a = \frac{p}{R_a \cdot T}$$

Όμως $T = f(z)$ και συγκεκριμένα $\frac{dT}{dz} = -a \Rightarrow dz = -\frac{dT}{a}$