

# ΦΥΣΙΚΗ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ

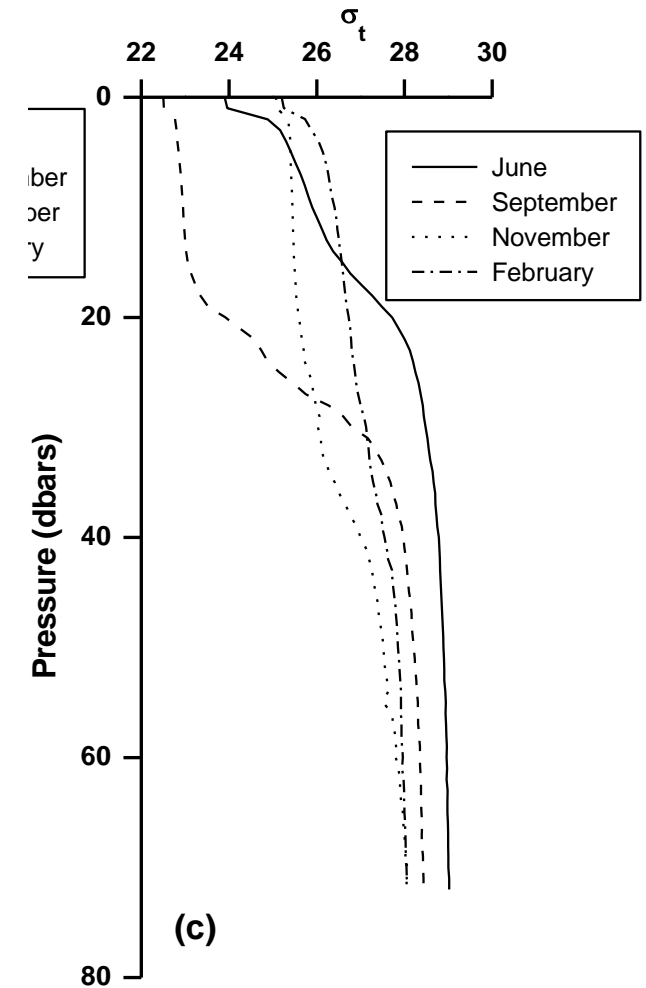
## ΜΑΘΗΜΑ 4

Η Πυκνότητα του Θαλασσινού Νερού

ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Γ. Συλαίος

## Πυκνότητα Νερού (Density)

- Εκφράζεται σε  $\text{kg/m}^3$  – κυμαίνεται από 1021 – 1070  $\text{kg/m}^3$
- $\rho = f(T, S, p)$
- Συνήθως θεωρούμε αμελητέα την επίδραση της πίεσης, επομένως αντί  $\sigma_{T,S,p}$  γράφουμε  $\sigma_T, \sigma_\theta$  πυκνότητα νερού όταν η πίεση είναι η ατμοσφαιρική
- Η πυκνότητα αυξάνει κατά  $1 \text{ kg/m}^3$  όταν η θερμοκρασία μειώνεται κατά  $5^\circ\text{C}$  ή η αλατότητα αυξηθεί κατά 1 ppt ή το βάθος αυξηθεί κατά 200  $\mu$



## Πυκνότητα Νερού (Density)

Για μεγαλύτερη ευκολία συνήθως χρησιμοποιούμε τα 4 τελευταία δεκαδικά ψηφία της πυκνότητας:

$$\sigma_{T,S,p} = \text{density} - 1000$$

Επομένως, αντί να λέμε η πυκνότητα του νερού είναι 1.025,42 kg/m<sup>3</sup>, λέμε ότι το νερό έχει  $\sigma = 25,42$ .

## Πυκνότητα Νερού (Density)

Η σχέση μεταξύ της θερμοκρασίας ( $T$ ), της αλατότητας ( $S$ ), και της πυκνότητας ( $\sigma_T$ ) είναι μη-γραμμική και δεν υπάρχει ένας τύπος που να συνδέει τις παραπάνω παραμέτρους.

Έτσι χρησιμοποιούμε πίνακες ή πολυωνυμικές εκφράσεις.

Γενικά:

- ✓ όσο αυξάνει η θερμοκρασία, η πυκνότητα μειώνεται και το νερό γίνεται ελαφρύτερο,
- ✓ όσο αυξάνει η αλατότητα, η πυκνότητα αυξάνεται και το νερό γίνεται βαρύτερο,
- ✓ όσο αυξάνει η πίεση, η πυκνότητα αυξάνεται λόγω της συμπίεσης και το νερό γίνεται βαρύτερο.

## Πυκνότητα Νερού (Density)

Οι μεταβολές της πυκνότητας ως συνάρτηση της θερμοκρασίας, της αλατότητας και της πίεσης **δεν είναι γραμμικές.**

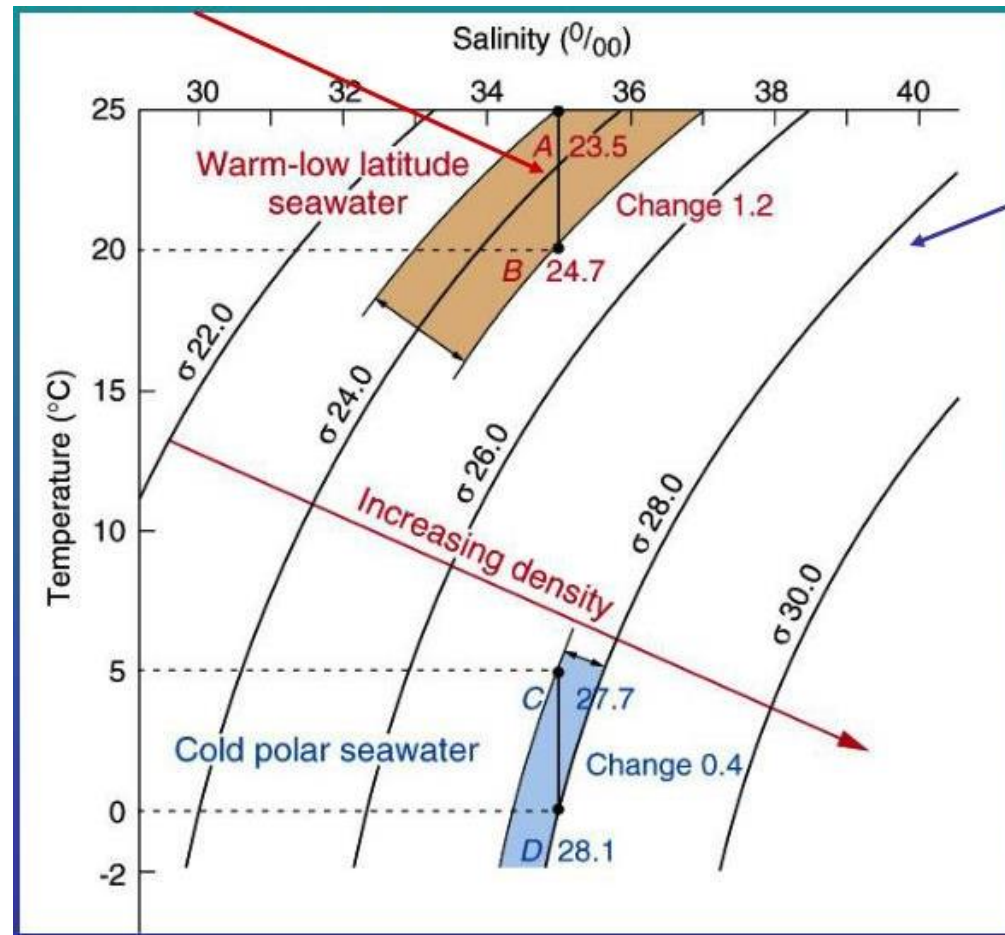
Η πυκνότητα αυξάνει κατά  $1 \text{ kg/m}^3$

- όταν η θερμοκρασία μειωθεί κατά  $5^\circ\text{C}$ ,
- όταν η αλατότητα αυξηθεί κατά 1 ppt, ή
- όταν το βάθος αυξηθεί κατά 200 μ.

Γενικά, η **επίδραση της πίεσης στην πυκνότητα είναι μικρότερη** από αυτή των άλλων δύο παραγόντων.

# Επίδραση T, S στη πυκνότητα Νερού ( $\sigma_T$ )

Η μη-γραμμική σχέση της θερμοκρασίας και της αλατότητας με την πυκνότητα αποτυπώνεται στο κλασικό διάγραμμα (T-S)



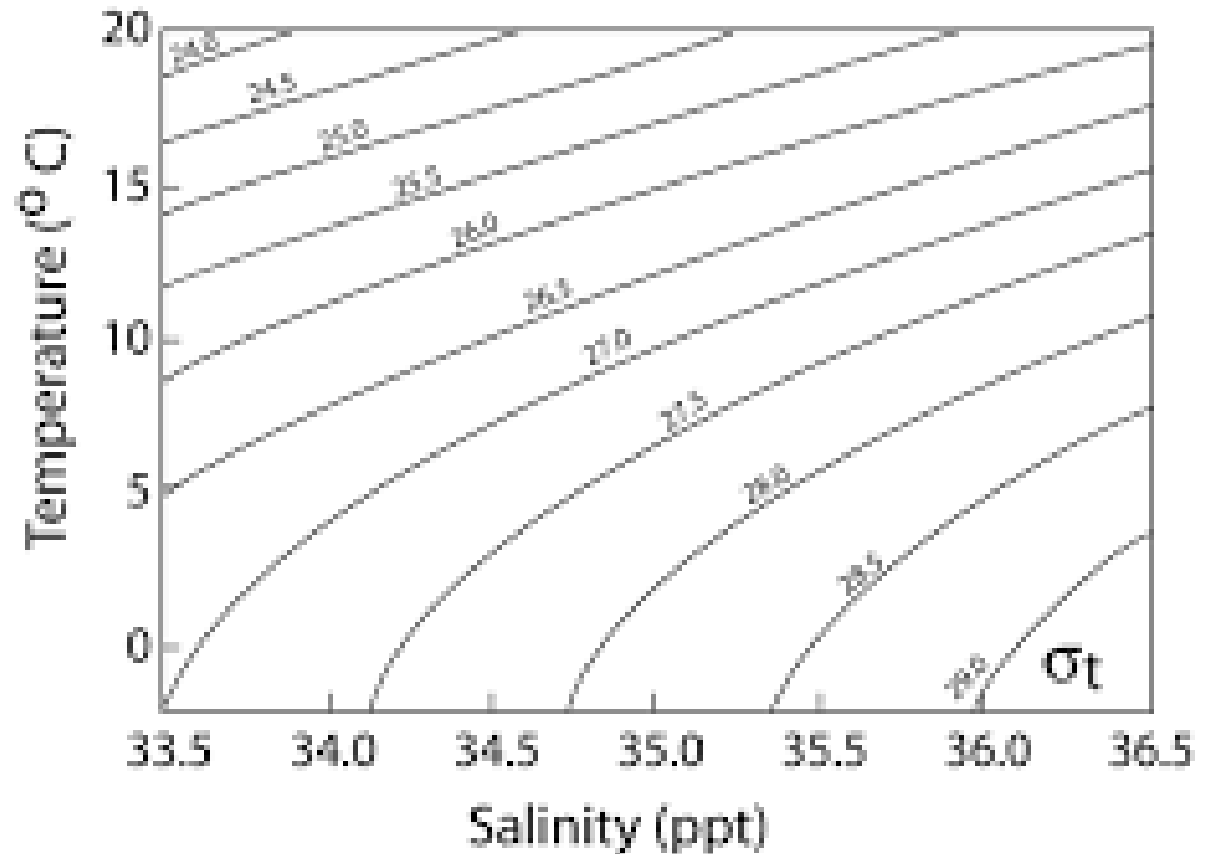
Ισόπυκνες καμπύλες, δηλ. γραμμές που ενώνουν σημεία ίσης πυκνότητας

# Επίδραση T, S στη πυκνότητα Νερού ( $\sigma_T$ )

Τι μας λέει το διάγραμμα T-S ??  
Μας δείχνει ότι:

1. Η μεταβολή του  $\sigma_T$  σε σχέση με την αλατότητα είναι ομοιόμορφη, σχεδόν σε όλη τη κλίμακα αλατότητας.

2. Η μεταβολή του  $\sigma_T$  με τη θερμοκρασία δεν είναι ομοιόμορφη.

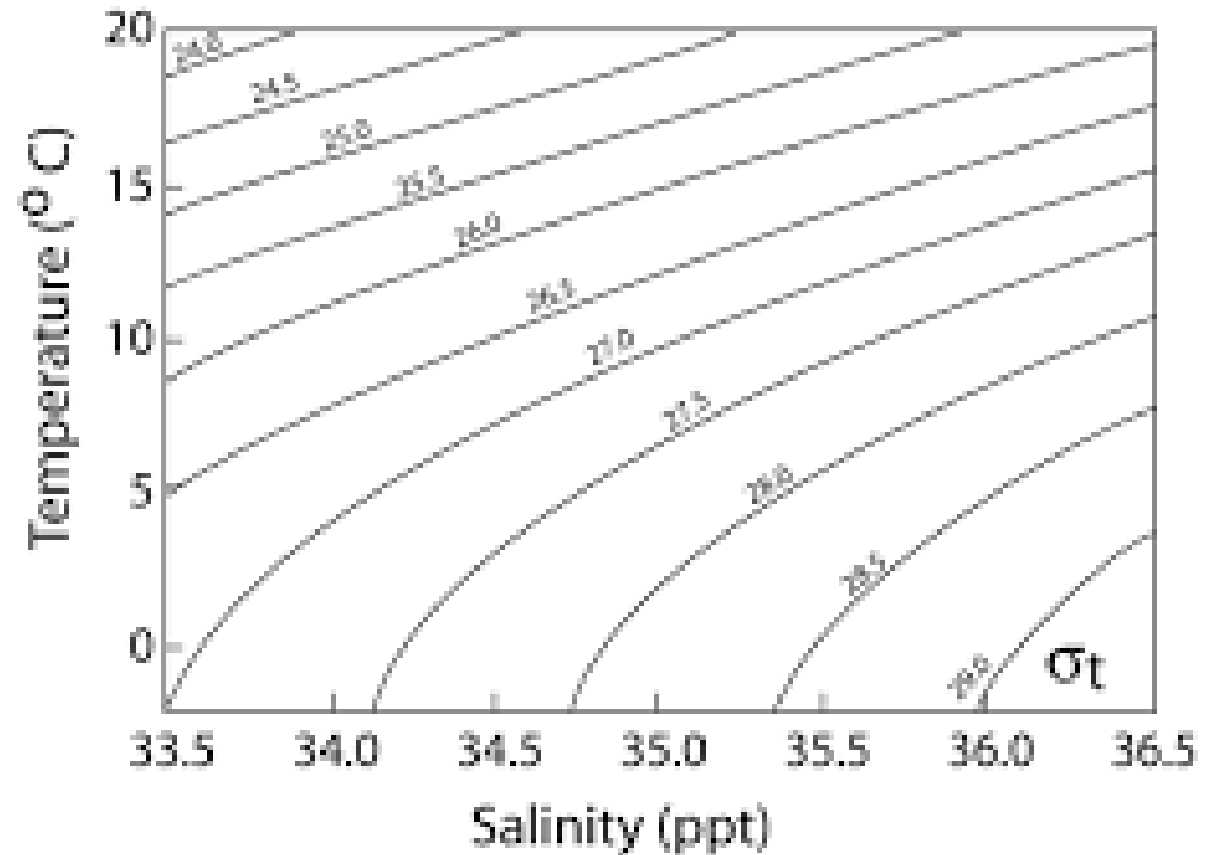


## Επίδραση T, S στη πυκνότητα Νερού ( $\sigma_T$ )

3. Στις χαμηλές θερμοκρασίες (π.χ., πολικές περιοχές) η θερμοκρασία δεν είναι ο καθοριστικός παράγοντας για τη μεταβολή της πυκνότητας.

**Απαιτείται μεγάλη μεταβολή θερμοκρασίας για να μεταβληθεί η πυκνότητα.**

4. Στις υψηλές θερμοκρασίες (π.χ., τροπικές περιοχές) είτε υψηλές είτε για χαμηλές αλατότητες ο **καθοριστικός παράγοντας για τη μεταβολή της πυκνότητας είναι η θερμοκρασία.**





## Επίδραση T, S στη πυκνότητα Νερού ( $\sigma_T$ )

Πίνακας 2. Μεταβολή  $\sigma_t$  με τη θερμοκρασία και την αλατότητα.

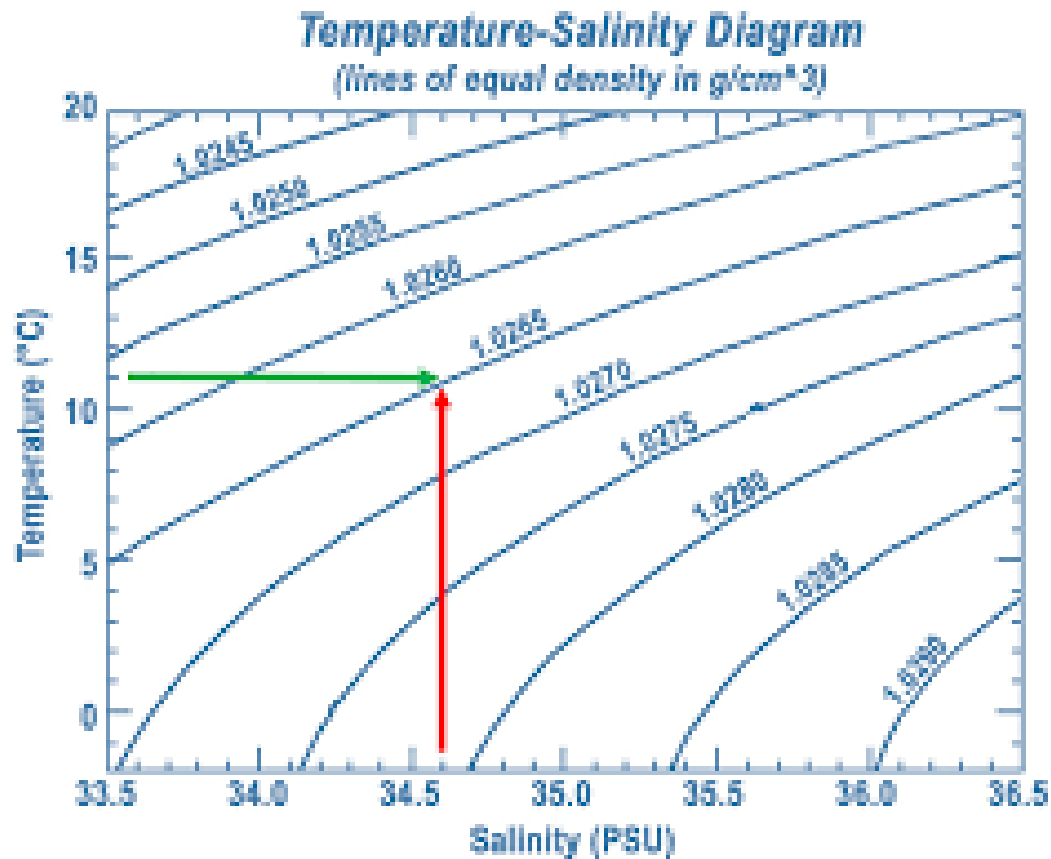
	$\Delta\sigma_t$ για $\Delta T = +1^\circ\text{C}$			$\Delta\sigma_t$ για $\Delta S = +0,5\text{‰}$		
Αλατότητα	0	20	40	0	20	40
Θερμοκρασία						
30	-0,30	-0,33	-0,34	0,39	0,38	0,38
20	-0,21	-0,24	-0,27	0,40	0,38	0,38
10	-0,09	-0,14	-0,18	0,41	0,39	0,39
0	+0,07	-0,01	-0,17	0,43	0,40	0,40

Στις υψηλές θερμοκρασίες η παράμετρος  $\sigma_t$  μεταβάλλεται σημαντικά με το  $\Delta T$ , ενώ στις χαμηλές θερμοκρασίες η παράμετρος  $\sigma_t$  μεταβάλλεται λιγότερο με το  $\Delta T$  (ειδικότερα στις χαμηλές αλατότητες).

Αντίθετα, η μεταβολή του  $\sigma_t$  με την αλατότητα είναι περίπου ίδια σε όλο το εύρος αλατότητας και θερμοκρασίας.

# Υδάτινες Μάζες και Ανάμειξη

Πάνω στο διάγραμμα T-S Κάθε υδάτινη μάζα χαρακτηρίζεται από ένα ζεύγος τιμών θερμοκρασίας-αλατότητας (T, S). Αυτό σημαίνει ότι κάθε υδάτινη μάζα έχει μοναδικά χαρακτηριστικά. Η αναγνώριση των ζευγών (T,S) οδηγεί στην αναγνώριση της υδάτινης μάζας και στην κατανόηση της προέλευσης και της θέσης της στον Παγκόσμιο Ωκεανό.



## Υδάτινες Μάζες και Ανάμειξη

Παράδειγμα: Υδάτινες μάζες στον Ατλαντικό Ωκεανό.

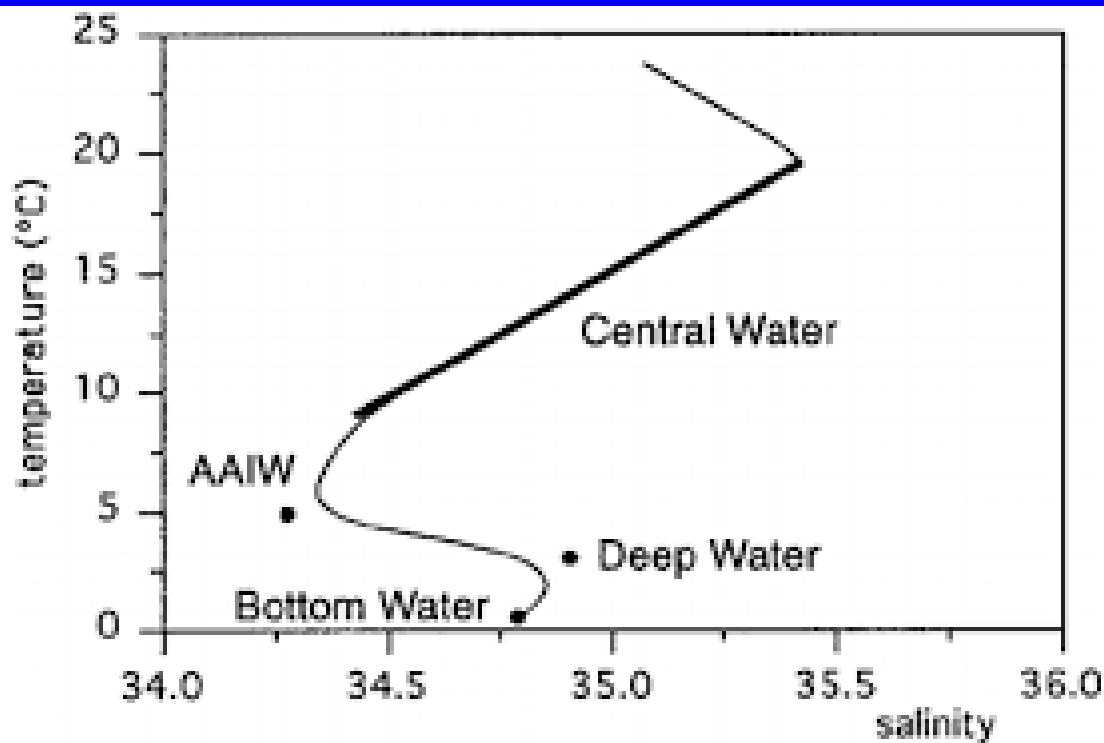
Στον Ατλαντικό Ωκεανό έχουμε:

A) Νερό Ενδιάμεσου Βάθους (AIW or CW) με (T,S) από (20°C, 35.5) έως (10°C, 34.4);

B) Νερό Ανταρκτικής Ενδιάμεσου Βάθους (Antarctica Intermediate Water, AAIW) με (5°C, 34.25);

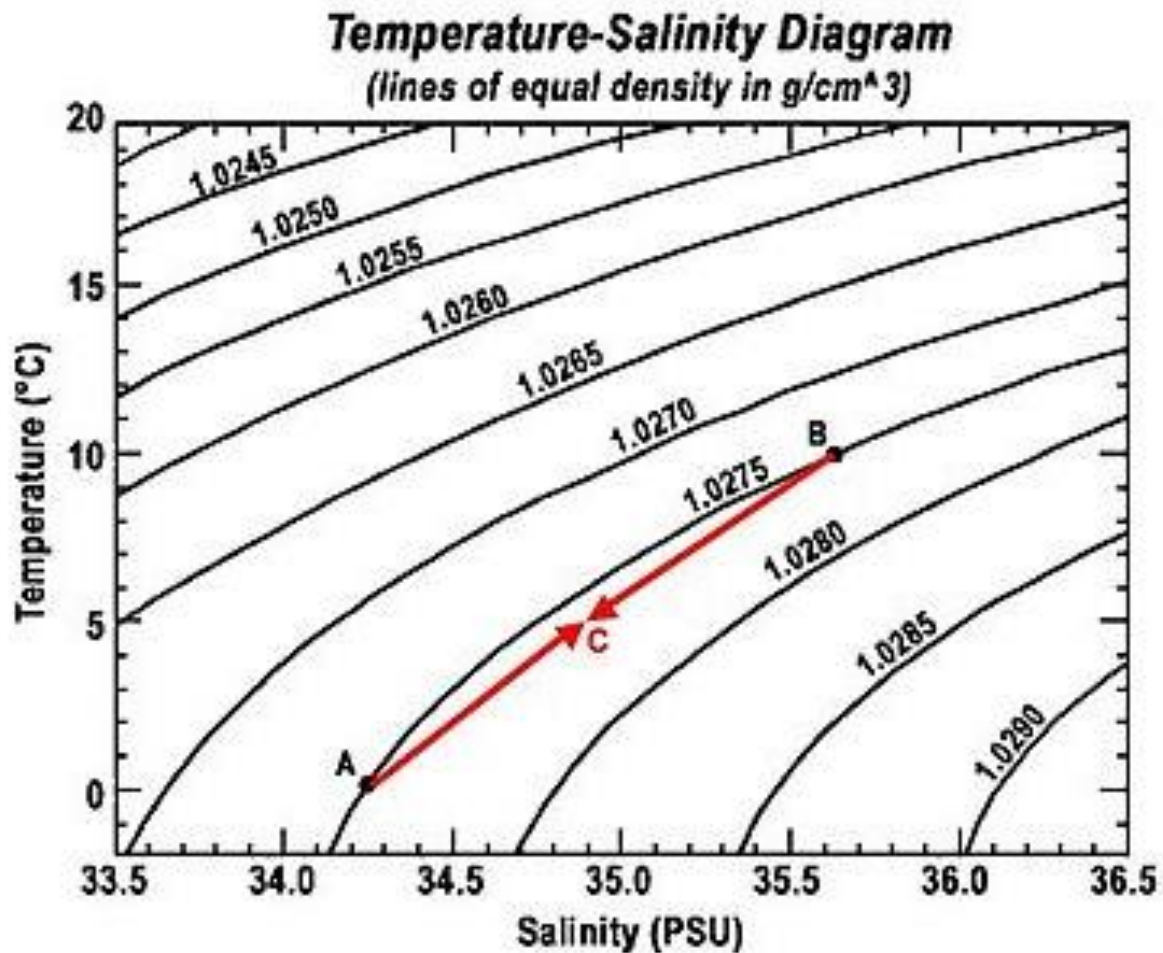
Γ) Νερό Ατλαντικού Μεγάλου Βάθους (Atlantic Deep Water, ADW) με (2.5°C, 34.8) και

Δ) Νερό Πυθμένα Ανταρκτικής με (0°C, 34.6).



# Υδάτινες Μάζες και Ανάμειξη

Καθώς οι κύριοι παράγοντες που επηρεάζουν την πυκνότητα είναι η θερμοκρασία και η αλατότητα, είναι δυνατόν να βρεθούν υδάτινες μάζες με διαφορετικές θερμοκρασίες και αλατότητες στην ίδια περιοχή και στο ίδιο βάθος καθώς θα έχουν ίδια πυκνότητα.



Υδάτινος τύπος A ( $T_1, S_1$ )  
Υδάτινος τύπος B ( $T_2, S_2$ )  
Αναλογία  $m_1:m_2$

$$T = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m_1 + m_2}$$

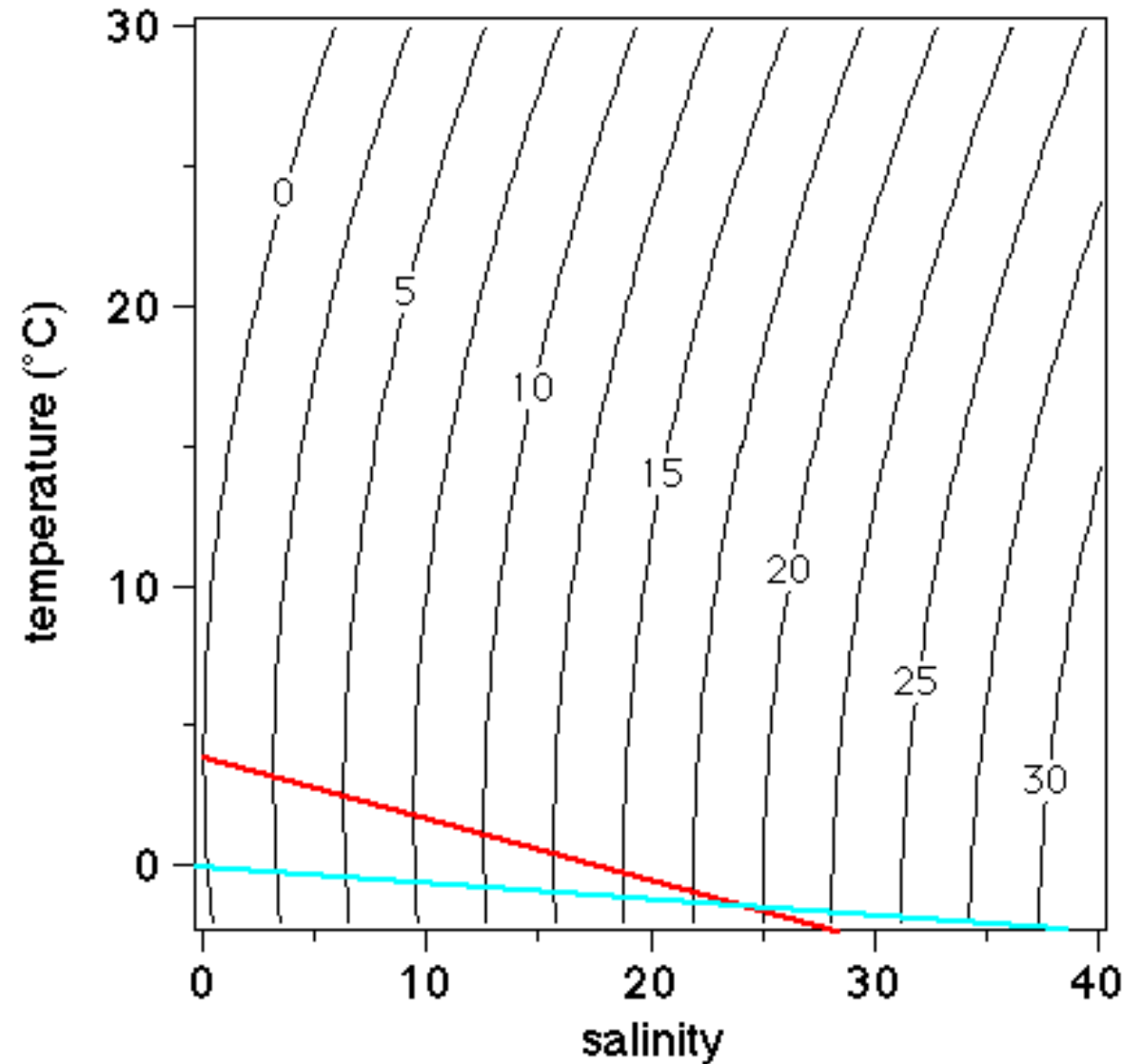
$$S = \frac{m_1 S_1 + m_2 S_2}{m_1 + m_2}$$

Η νέα υδάτινη μάζα θα είναι βαρύτερη από τις A και B και θα βυθιστεί.

Φαινόμενο Caballing

# Γραμμή Μέγιστης Πυκνότητας Νερού

- Γραμμή μέγιστης πυκνότητας  $\Rightarrow$  από  $4^{\circ}\text{C}$  ( $S = 0$ ) έως  $-2^{\circ}\text{C}$  ( $S = 25$ )
- άρα, στα γλυκά και υφάλμυρα νερά ( $S < 24,7$ ) η μέγιστη πυκνότητα συμβαίνει πριν το σημείο στερεοποίησης, συνεπώς το νερό βυθίζεται θερμαίνεται και οξυγονώνονται τα βαθύτερα στρώματα. Ταυτόχρονα το νερό πυθμένα ανέρχεται στην επιφάνεια, μεταφέρει θρεπτικά άλατα και αυξάνει η παραγωγικότητα της λίμνης.



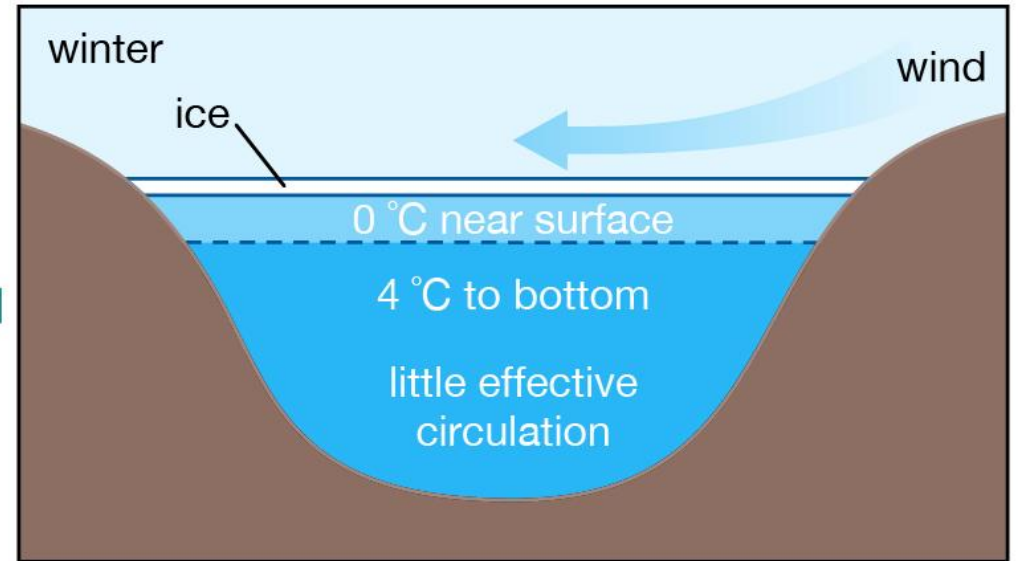
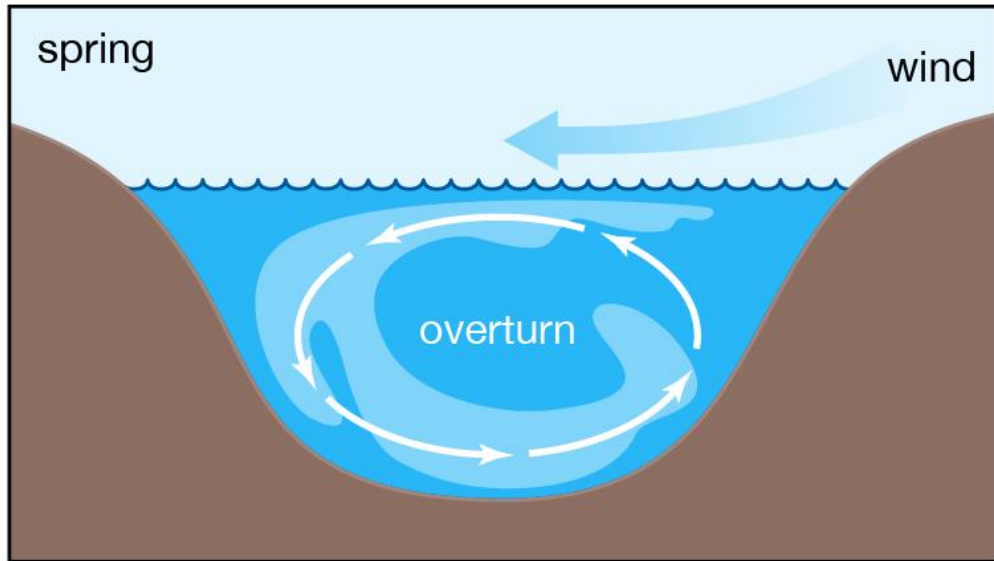
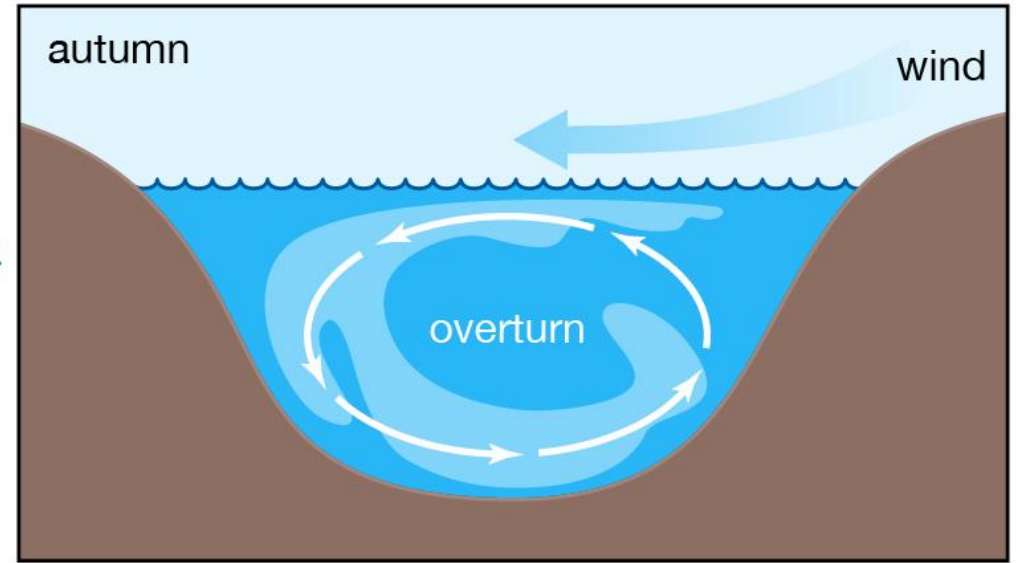
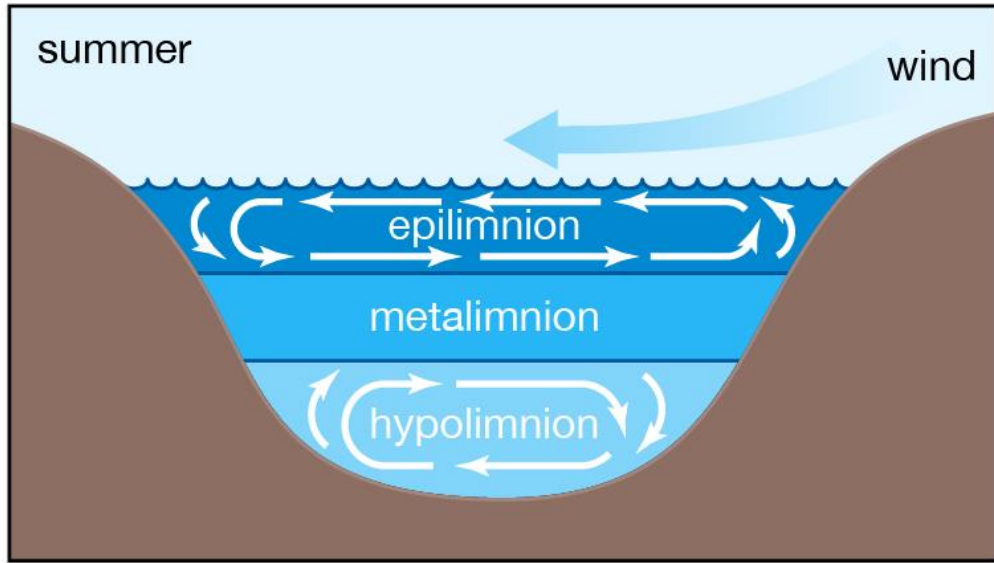
## Γραμμή Μέγιστης Πυκνότητας Νερού

Η καταβύθιση του επιφανειακού νερού συνεχίζεται μέχρις ότου ολόκληρη η υδάτινη στήλη αποκτήσει τη θερμοκρασία της μέγιστης πυκνότητας. Αυτό σημαίνει ότι σε μία λίμνη το νερό της θα παγώσει όταν ολόκληρη η υδάτινη στήλη βρεθεί σε θερμοκρασία μέγιστης πυκνότητας.

Αυτός είναι και ο λόγος που **ο πάγος σχηματίζεται μόνο στην επιφάνεια της λίμνης**, στο στρώμα δηλαδή όπου προσεγγίζεται η θερμοκρασία στερεοποίησης.

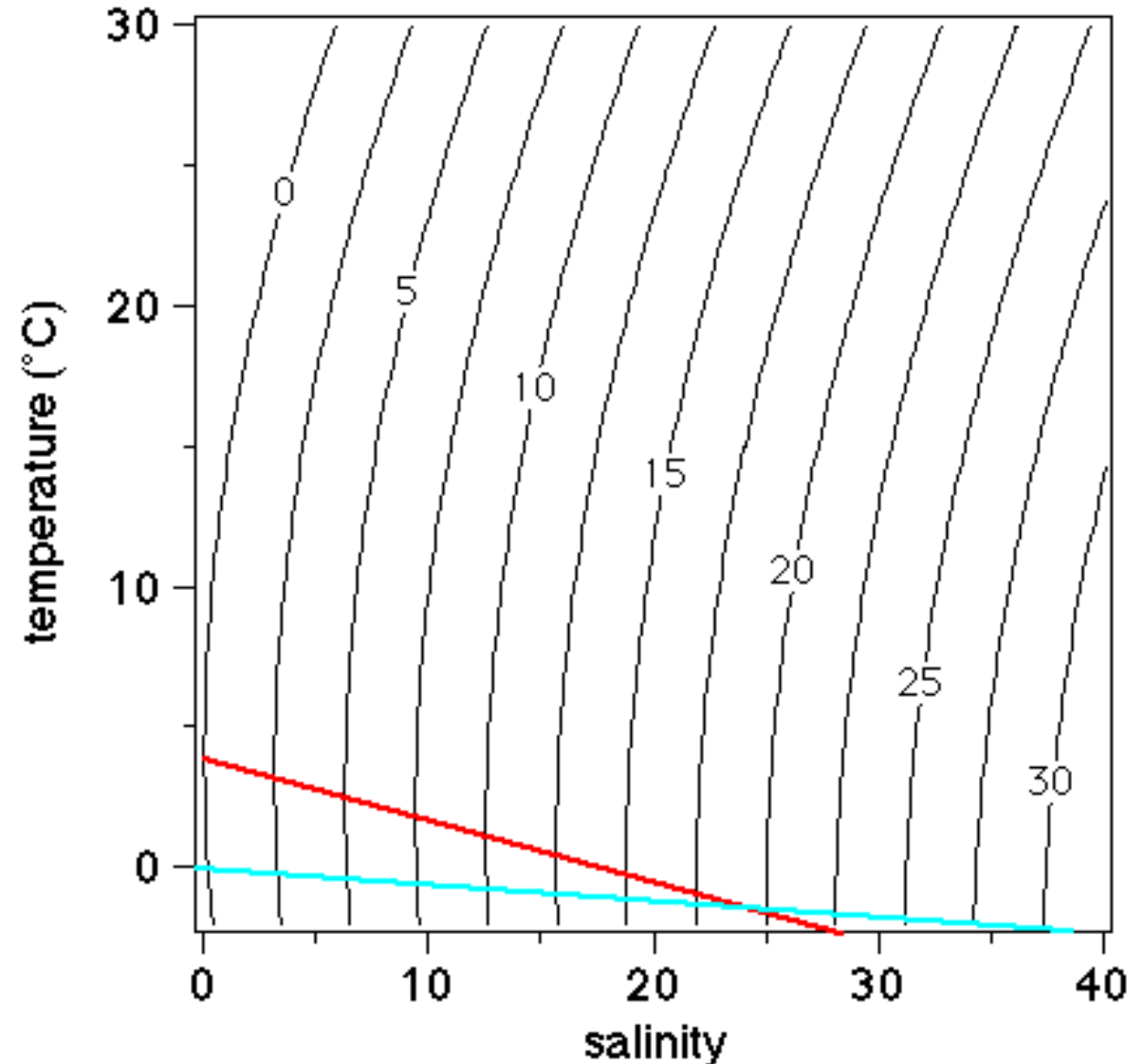
Επιπλέον ψύξη κάτω των  $4^{\circ}\text{C}$  μειώνει τη πυκνότητα του νερού, το οποίο ως ελαφρύτερο παραμένει στην επιφάνεια και στερεοποιείται.

Ο πάγος που δημιουργείται στην επιφάνεια είναι μονωτικός, δηλ. δεν επιτρέπει την απώλεια θερμότητας από την υπόλοιπη λίμνη προς την ατμόσφαιρα.



# Γραμμή Μέγιστης Πυκνότητας Νερού

- Στα νερά αλατότητας  $S = 24,7$  η θερμοκρασία στερεοποίησης είναι ίση με τη θερμοκρασία μέγιστης πυκνότητας ( $-1,33^{\circ}\text{C}$ )
- Στα νερά αλατότητας  $S > 24,7$  η ψύξη του νερού προκαλεί συνεχή κατακόρυφη κυκλοφορία ως τους  $-1,33^{\circ}\text{C}$ . Η θερμότητα αποθηκεύεται σε όλη την υδάτινη στήλη – υστέρηση ψύξης.
- Όταν  $S = 35$ ,  $T_{\text{στερεοποίησης}} = -2^{\circ}\text{C}$  ;  $T_{\text{μέγιστης πυκνότητας}} = -3,4^{\circ}\text{C}$   
Αυτό σημαίνει ότι ο ωκεανός σχηματίζει πάγο μόνο τοπικά στην επιφάνειά του, κάτω από σχετικά σπάνιες συνθήκες.





## Πυκνότητα Νερού (Density)

- Στη φυσική ωκεανογραφία συνήθως συγκρίνουμε υδάτινες μάζες σε παρόμοια βάθη, δηλ. σε παρόμοια επίπεδα πίεσης.
- Η επίδραση της πίεσης στη πυκνότητα δεν είναι αμελητέα. Αυτό σημαίνει ότι το νερό δεν είναι τελείως ασυμπίεστο.

- Παράδειγμα:

Μία υδάτινη μάζα με  $S=35$  και  $T=0$  °C θα έχει πυκνότητα στην επιφάνεια της θάλασσας  $\sigma_{S,T,0} = 28,13$ ,

Η ίδια μάζα νερού σε βάθος 4.000 μ με  $S=35$  ,  $T=0$  °C θα έχει πυκνότητα  $\sigma_{S,T,4000} = 48,49$ .

**Άρα το ωκεάνιο νερό δεν είναι ασυμπίεστο.**

## Δυναμική Πυκνότητα Νερού (Potential Density)

Η πυκνότητα που έχει μία μάζα νερού όταν αντί για την επιτόπια θερμοκρασία  $T$  θεωρούμε τη δυναμική θερμοκρασία  $\theta$  και την αλατότητά της ονομάζεται **δυναμική πυκνότητα,  $\sigma_\theta$** .

Καθώς για βάθη μεγαλύτερα των 1000 μ η δυναμική θερμοκρασία  $\theta$  είναι πάντοτε μικρότερη της επιτόπιας θερμοκρασίας  $T$ , προκύπτει ότι η **δυναμική πυκνότητα  $\sigma_\theta$  θα είναι πάντοτε μεγαλύτερη της επιτόπιας πυκνότητας  $\sigma_T$** .

## Προσδιορισμός πυκνότητας θαλασσινού νερού

Η πυκνότητα θαλασσινού νερού  $\rho(S,T,p)$  προσδιορίζεται μέσα από μία σειρά βημάτων. Αρχικά υπολογίζεται η πυκνότητα ως συνάρτηση μόνο της θερμοκρασίας νερού  $\rho(0,T,0)$ , κατόπιν υπολογίζονται ενδιάμεσες παράμετροι όπως  $K(w)$ ,  $K(S,T,0)$ ,  $K(S,T,p)$ , από όπου προκύπτει η πυκνότητα  $\rho(S,T,0)$  και τελικά προσδιορίζεται η πυκνότητα  $\rho(S,T,p)$ .

### Β. Προσδιορισμός Πυκνότητας

$$\rho(0,T,0) = 999,842594 + 6,793952 \times 10^{-2} T - 9,095290 \times 10^{-3} T^2 + \\ + 1,001685 \times 10^{-4} T^3 - 1,120083 \times 10^{-6} T^4 + 6,536332 \times 10^{-9} T^5$$

$$K(w) = 19652 + 148,4206 T - 2,327105 T^2 + 1,360477 \times 10^{-2} T^3 - \\ - 5,155288 \times 10^{-5} T^4$$

$$K(S,T,0) = K(w) + S(54,6746 - 0,603459 T + 1,09987 \times 10^{-2} T^2 - \\ - 6,1670 \times 10^{-5} T^3) + S^{3/2} (7,944 \times 10^{-2} + 1,6483 \times 10^{-2} T - \\ - 5,3009 \times 10^{-4} T^2)$$

$$K(S,T,p) = K(S,T,0) + p(3,239908 + 1,43713 \times 10^{-3} T \\ + 1,16092 \times 10^{-4} T^2 - 5,77905 \times 10^{-7} T^3) + pS(2,2838 \times 10^{-3} - \\ - 1,0981 \times 10^{-5} T - 1,6078 \times 10^{-6} T^2) + 1,91075 \times 10^{-4} pS^{3/2} + \\ + p^2(8,50935 \times 10^{-5} - 6,12293 \times 10^{-6} T + 5,2787 \times 10^{-8} T^2) + \\ + p^2S(-9,9348 \times 10^{-7} + 2,0816 \times 10^{-8} T + 9,1697 \times 10^{-10} T^2)$$

$$\rho(S,T,0) = \rho(0,T,0) + S(0,824493 - 4,0899 \times 10^{-3} T + 7,6438 \times 10^{-5} T^2 \\ - 8,2467 \times 10^{-7} T^3 + 5,3875 \times 10^{-9} T^4) + S^{3/2} (-5,72466 \times 10^{-3} + \\ + 1,0227 \times 10^{-4} T - 1,6546 \times 10^{-6} T^2) + 4,8314 \times 10^{-4} S^2$$

$$\rho(S,T,p) = \rho(S,T,0) / (1 - p / K(S,T,p))$$

## Εξίσωση Κατάστασης (Equation of State for Seawater)

Η εξίσωση που περιγράφει την πυκνότητα του νερού ως προς την θερμοκρασία, την αλατότητα και την πίεση καλείται **Εξίσωση Κατάστασης**.

Η πλήρης εξίσωση κατάστασης δόθηκε σε προηγούμενη διαφάνεια.

Η πιο απλοποιημένη εξίσωση κατάστασης είναι:

$$\rho_{S,T,p} = 1027 + [a(T - 10) + b(S - 35) + kp]$$

όπου  $a = -0.15 \text{ kg/m}^3 \text{ ανά } ^\circ\text{C}$ ,  $b = 0.78 \text{ kg/m}^3 \text{ ανά psu}$ ,  $k = 4.5 \times 10^{-5} \text{ kg/m}^3 \text{ ανά dbar}$

## Προσδιορισμός πυκνότητας θαλασσινού νερού με την γλώσσα R

Ανοίγουμε ένα νέο script και εισάγουμε τις εντολές:

```
install.packages("oce")
```

```
library(oce)
```

Δίνουμε ενδεικτικές τιμές αλατότητας νερού  $S$ , θερμοκρασίας νερού  $T$  και πίεσης νερού (δηλ. βάθους)  $p$ .

```
S = 35; T = 15; p = 0  
swRho(S,T,p)
```

Η συνάρτηση `swRho` υπολογίζει την πυκνότητα του νερού  $\rho$  ως συνάρτηση της επιτόπιας θερμοκρασίας, της αλατότητας και της πίεσης. Για τις παραπάνω ενδεικτικές τιμές το αποτέλεσμα είναι:

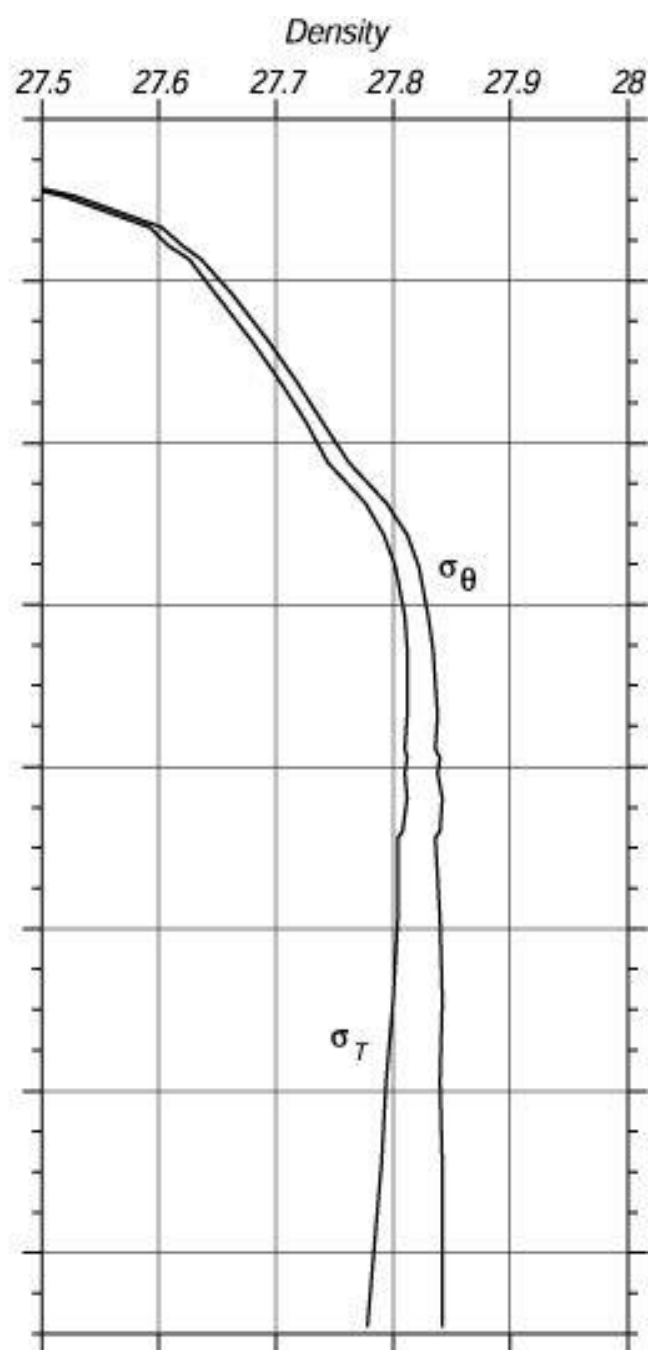
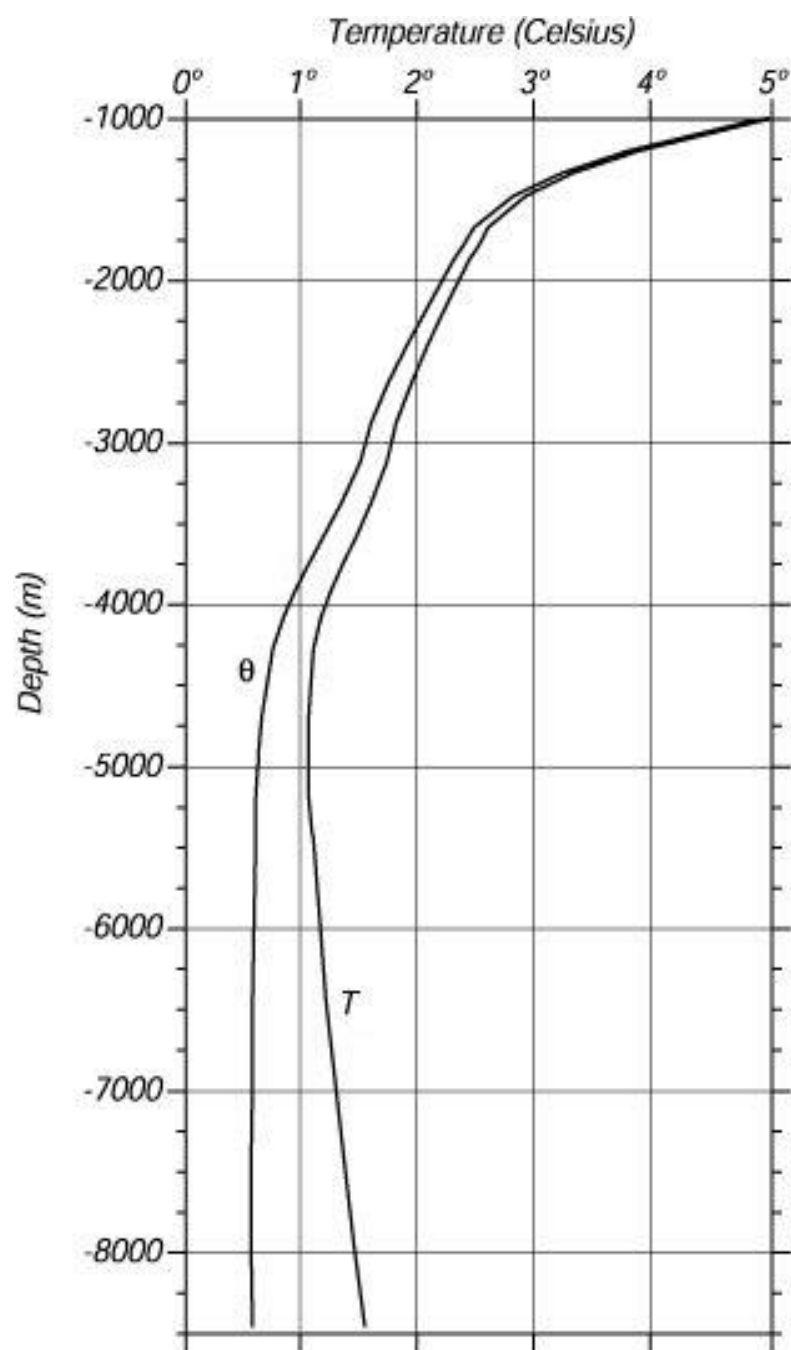
```
[1] 1025.972
```

Αντίστοιχα, η δυναμική θερμοκρασία  $\sigma_\theta$  αναφερόμενη στην επιφανειακή πίεση υπολογίζεται με την συνάρτηση `swSigmaTheta`:

```
swSigmaTheta(35, 10, 100)
```

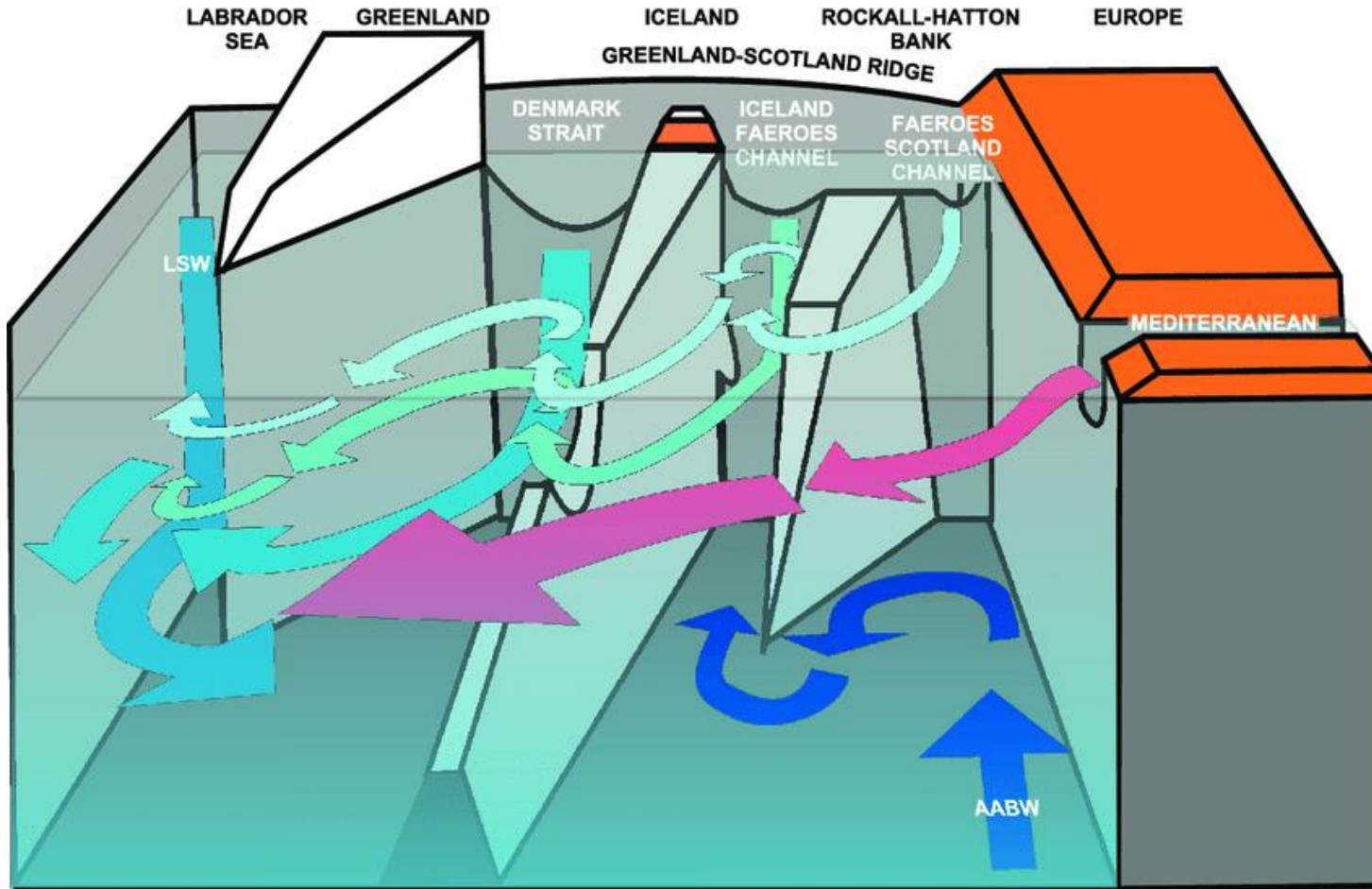
```
[1] 26.95398
```

Άλλες συναρτήσεις είναι `swSigma` για τον υπολογισμό της  $\sigma = \rho - 1000$  και `swSigmaT` για τον υπολογισμό της  $\sigma_t$ .



Ενώ η δυναμική θερμοκρασία είναι πάντοτε μικρότερη της επιτόπιας, η δυναμική πυκνότητα είναι πάντοτε υψηλότερη της επιτόπιας πυκνότητας, λόγω της υψηλής συμμετοχής της πίεσης, άρα **της συμπίεσης της υδάτινης μάζας σε μεγάλα βάθη και του γεγονότος ότι η μάζα χαμηλής θερμοκρασίας έχει υψηλότερη πυκνότητα.**

# Επίδραση θερμοκρασίας στην Συμπιεστότητα Νερού



Το ψυχρό νερό έχει υψηλότερη συμπιεστότητα από το θερμό.

Έτσι οι ψυχρές μάζες νερού γίνονται πυκνότερες από τις θερμές μάζες της ίδιας πίεσης. Το φαινόμενο της εξάρτησης της συμπιεστότητας από τη θερμοκρασία έχει την εξής επίπτωση:

Το νερό της Μεσογείου που εξέρχεται από τα Στενά Γιβραλτάρ προς τον Ατλαντικό Ωκεανό είναι **υψηλής αλατότητας και σχετικά θερμό**. Το νερό που προέρχεται από την ράχη Ισλανδίας – Γροιλανδίας είναι **χαμηλής αλατότητας και πολύ ψυχρό**. Και οι δύο μάζες νερού έχουν την ίδια πυκνότητα, αλλά το Νερό Ισλανδίας - Γροιλανδίας είναι πιο ψυχρό, άρα συμπιέζεται περισσότερο, γίνεται πυκνότερο και κινείται σε μεγαλύτερα βάθη κάτω από το Νερό της Μεσογείου.

# Ειδικός Όγκος και Ανωμαλία Ειδικού Όγκου

- Ειδικό βάρος νερού  $\rho/\rho_w$  όπου  $\rho_w$  : πυκνότητα απεσταγμένου νερού στους 4°C.
- $\sigma = (\rho - 1000)$
- $\sigma_{S,T,p} = (\rho_{S,T,p} - 1000)$
- $\alpha_{S,T,p} = 1/\rho_{S,T,p}$  (Ειδικός όγκος, specific volume,  $m^3/kg$ )
- $\alpha_{S,T,p} = \alpha_{35,0,p} + \delta$ 

Standard	+	Specific
specific		Volume
Volume		Anomaly
- $\delta = \delta_S + \delta_T + \delta_{S,T} + \delta_{S,p} + \delta_{T,p} + \delta_{S,T,p}$
- $\Delta_{S,T} = \delta_S + \delta_T + \delta_{S,T}$

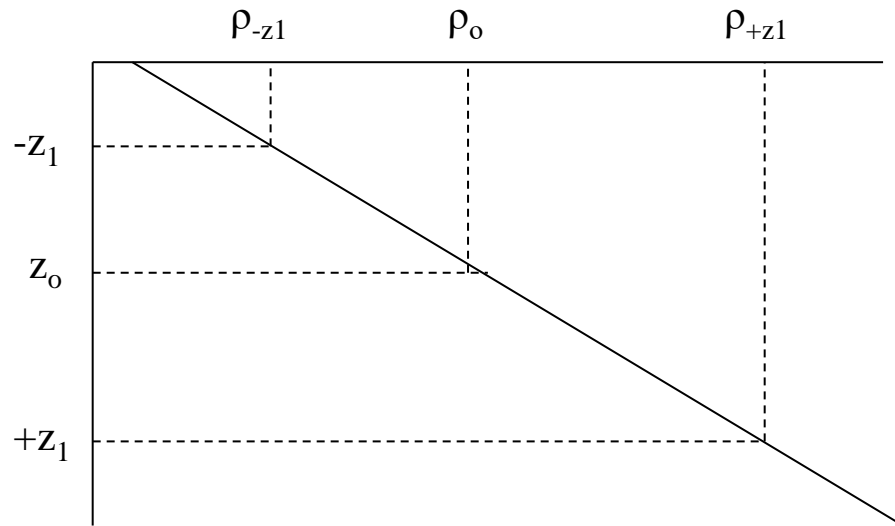
$$\Delta_{S,T} = \left( \frac{1000}{1000 + \sigma_t} - 0.97266 \right) 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$$

Ο όρος που εκφράζει την επίδραση της θερμοκρασίας και της αλατότητας στη πυκνότητα καλείται θερμοστερική ανωμαλία (thermosteric anomaly).

- κυμαίνεται μεταξύ  $-50$  έως  $250 \cdot 10^5 \text{ cm}^3/\text{gr}$



# Κατακόρυφη Κατανομή Πυκνότητας και Στατική Ευστάθεια Στήλης (Static Stability)

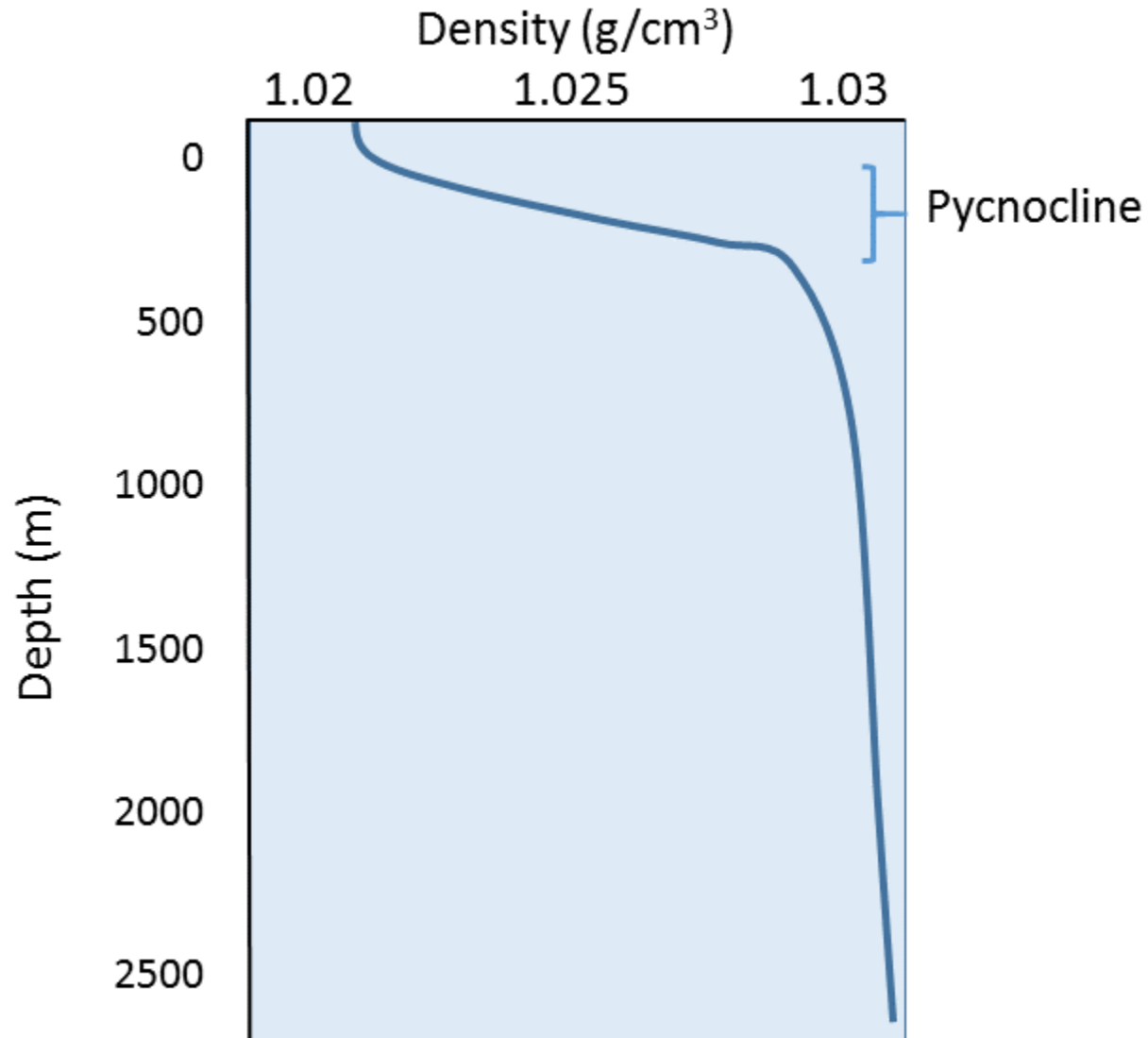


Μία υδάτινη στήλη είναι ευσταθής αν η πυκνότητά της αυξάνει με το βάθος, δηλ. ελαφρύτερο νερό βρίσκεται πάνω από βαρύτερο νερό.

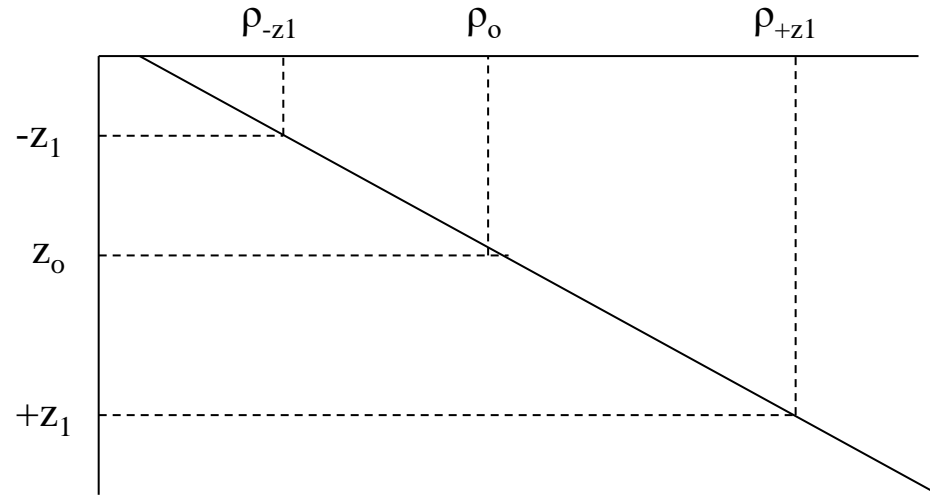
- Μετακίνηση από βάθος  $z_0$  σε βάθος  $-z_1 \Rightarrow \rho_{-z_1} < \rho_0 \Rightarrow (\rho_0 - \rho_{-z_1}) > 0$ , άρα κίνηση μάζας νερού για επιστροφή στη θέση ισορροπίας (ευσταθής ισορροπία – stable stability).
- Επιτάχυνση κίνησης ανάλογη της διαφοράς πυκνοτήτων

$$\frac{dw}{dt} = g \left( \frac{\rho_0 - \rho_{-z_1}}{\rho_0} \right)$$

# Κατακόρυφη Κατανομή Πυκνότητας και Στατική Ευστάθεια Στήλης (Static Stability)



# Κατακόρυφη Κατανομή Πυκνότητας και Στατική Ευστάθεια Στήλης (Static Stability)

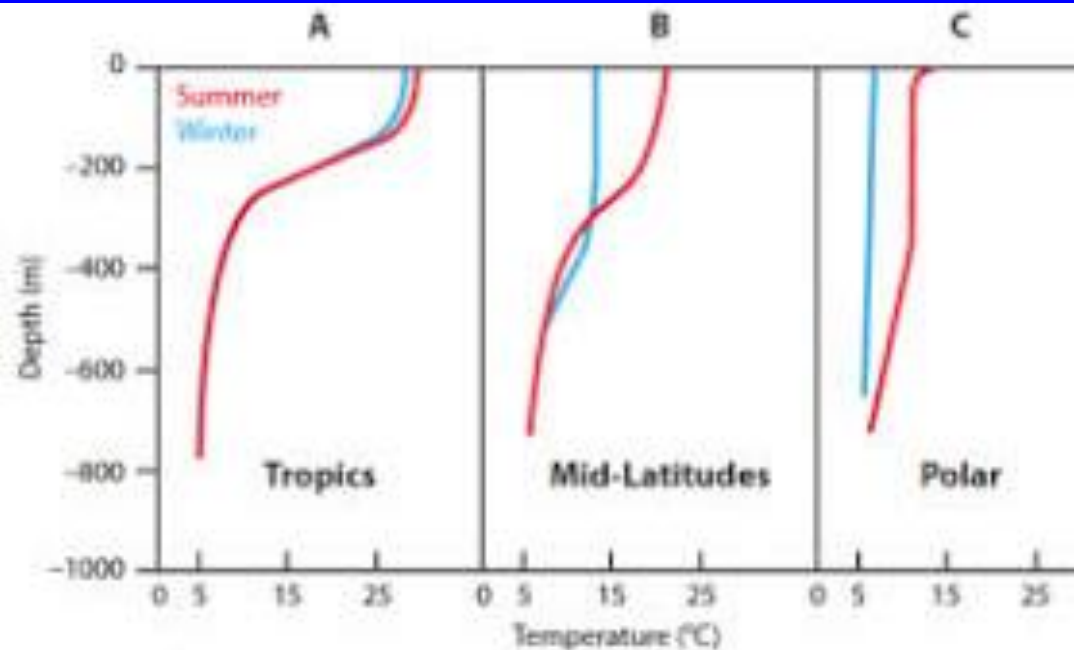


Μία υδάτινη στήλη είναι ασταθής αν η πυκνότερο νερό βρίσκεται πάνω από ελαφρύτερο νερό

- Μετακίνηση από βάθος  $z_0$  σε βάθος  $+z_1 \Rightarrow \rho_{+z_1} > \rho_0 \Rightarrow (\rho_0 - \rho_{+z_1}) < 0$  άρα μη επαναφορά υδάτινης μάζας στη θέση ισορροπίας (ασταθής ισορροπία – unstable stability).

# Κατακόρυφη Κατανομή Πυκνότητας και Στατική Ευστάθεια Στήλης (Static Stability)

- Αν  $(\rho_0 - \rho_{z1}) = 0$ , τότε παραμονή υδάτινης μάζας στη θέση που βρέθηκε (ουδέτερη ισορροπία, neutral stability).



Το μέτρο της ευστάθειας μίας στήλης νερού είναι η παράμετρος  $E$   
Όσο μεγαλύτερη η διαφορά πυκνότητας με το βάθος τόσο  
μεγαλύτερη η ευστάθεια της υδάτινης στήλης

$$E = -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz}$$

# Κατακόρυφη Κατανομή Πυκνότητας και Στατική Ευστάθεια Στήλης (Static Stability)

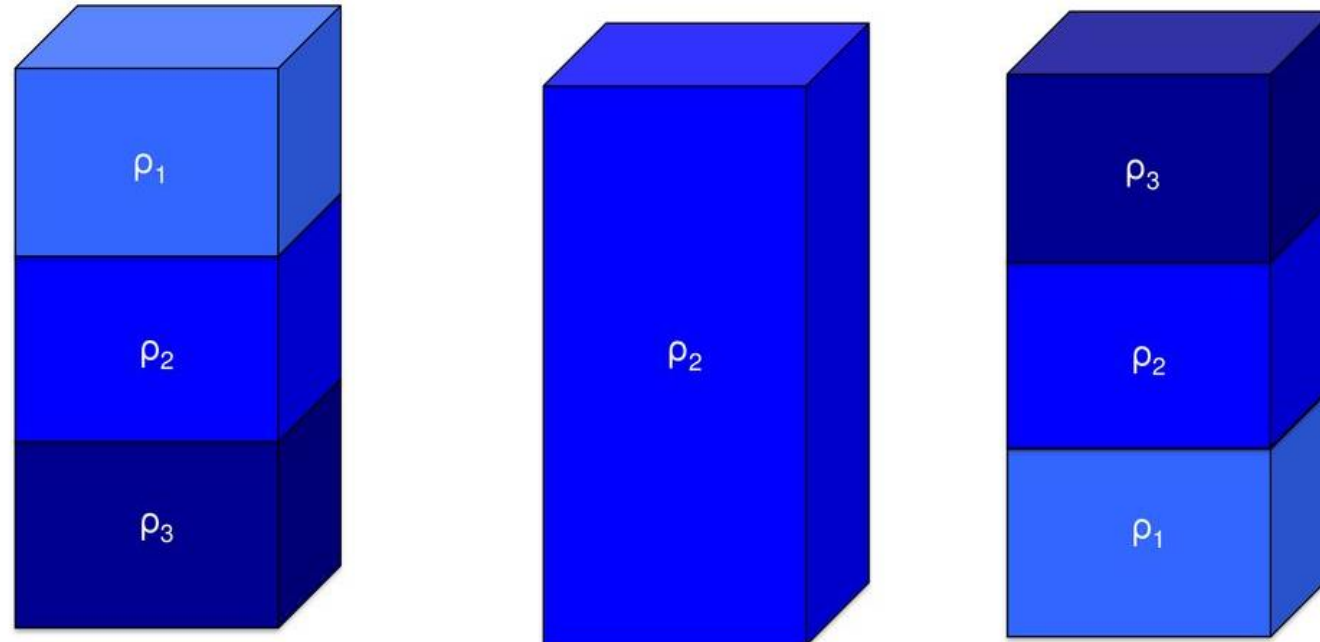
Αν  $E > 0$  ευσταθής,  $E < 0$  ασταθής και  $E = 0$  ουδέτερη

$$E = -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz}$$

- Όσο μεγαλύτερη είναι η ευστάθεια της υδάτινης στήλης τόσο πιο στρωματοποιημένη είναι η στήλη νερού, άρα τόσο πιο περιορισμένες οι κατακόρυφες κινήσεις εντός της στήλης
- Όσο το  $E$  είναι κοντά στο μηδέν, τόσο πιο καλά αναμιγμένη είναι η υδάτινη στήλη, άρα έντονες κατακόρυφες κινήσεις επικρατούν
- Η αστάθεια της υδάτινης στήλης είναι προσωρινή, συνήθως λόγω ψύξης της επιφάνειας της θάλασσας, και ευνοεί την κατακόρυφη ανάμειξη της υδάτινης στήλης

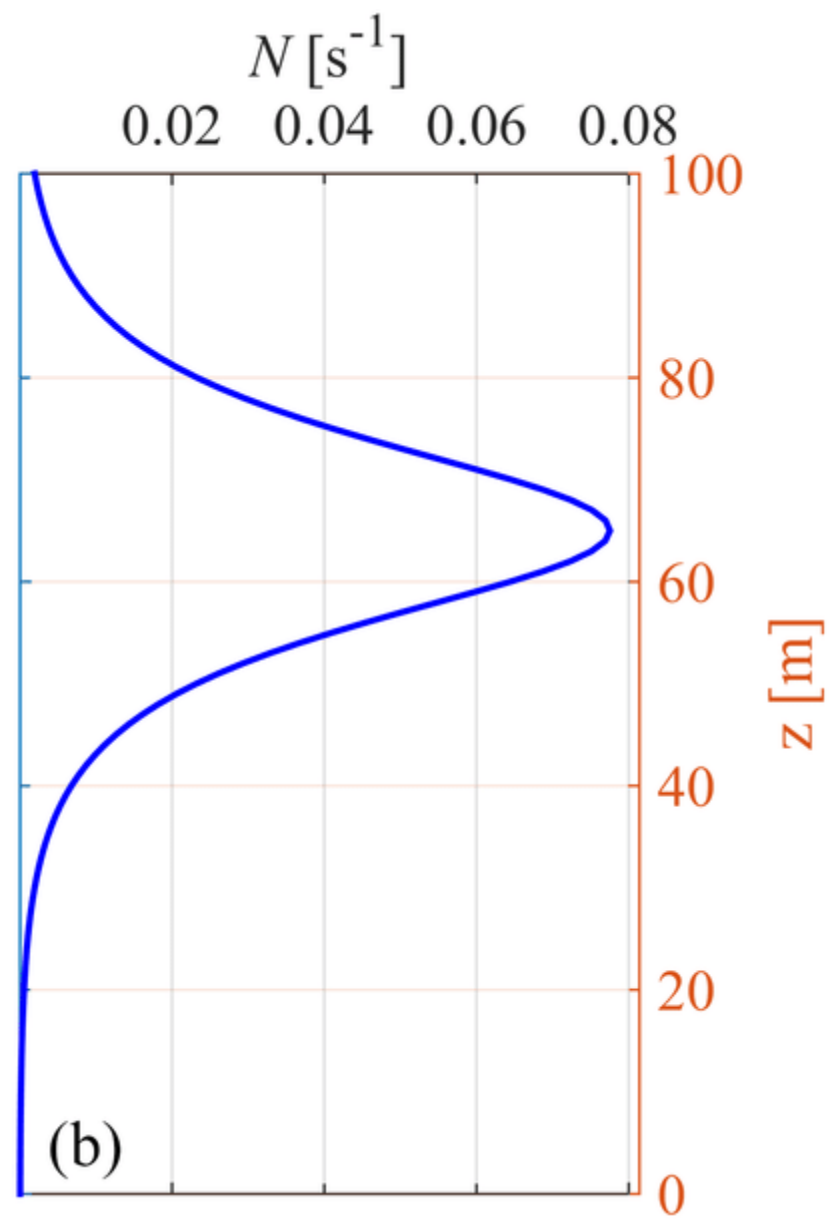
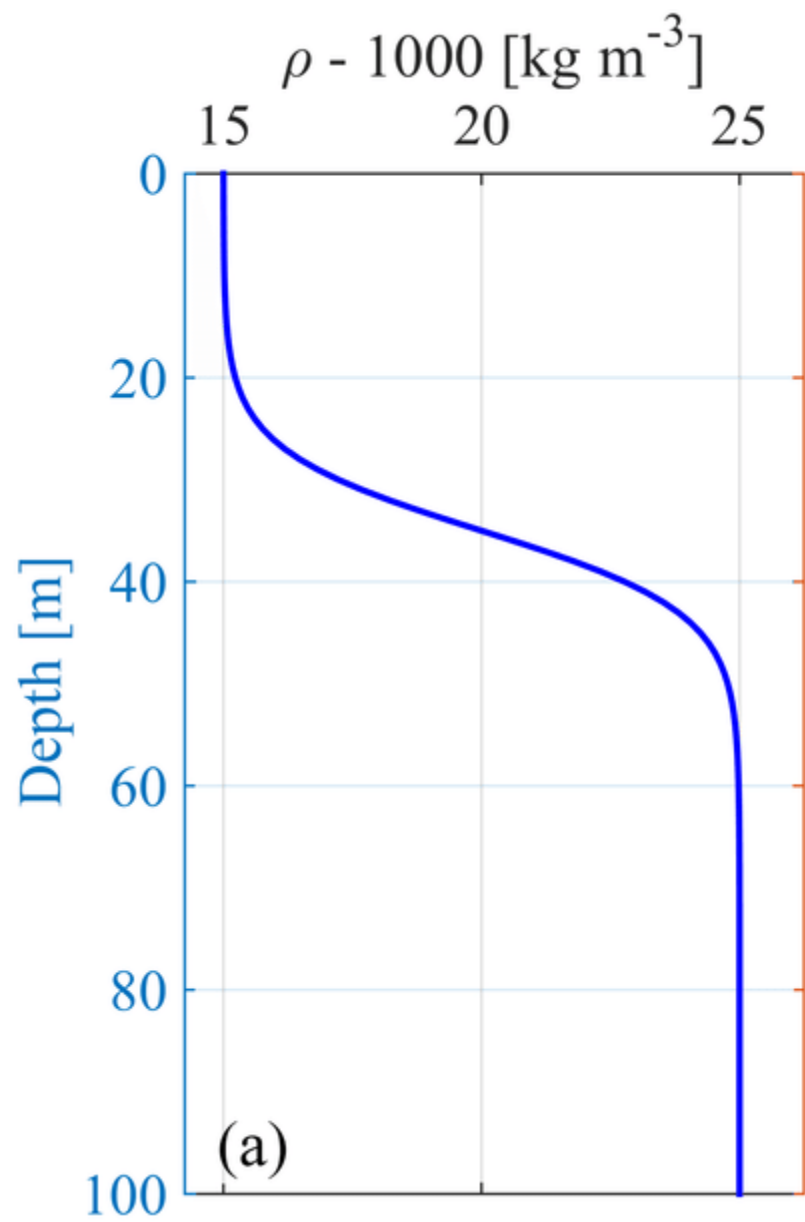
# Κατακόρυφη Κατανομή Πυκνότητας και Στατική Ευστάθεια Στήλης (Static Stability)

Άρα, η στατική ευστάθεια μίας υδάτινης στήλης εξαρτάται από την κατακόρυφη κατανομή της πυκνότητας. Αριστερά – στατική ευστάθεια (η κατανομή πυκνότητας δεν επιτρέπει την κατακόρυφη κίνηση), κέντρο – ουδέτερη ισορροπία (η κατανομή πυκνότητας δεν επηρεάζει την κατακόρυφη κίνηση), δεξιά – ασταθής ισορροπία (η κατανομή πυκνότητας προκαλεί κατακόρυφη κίνηση)



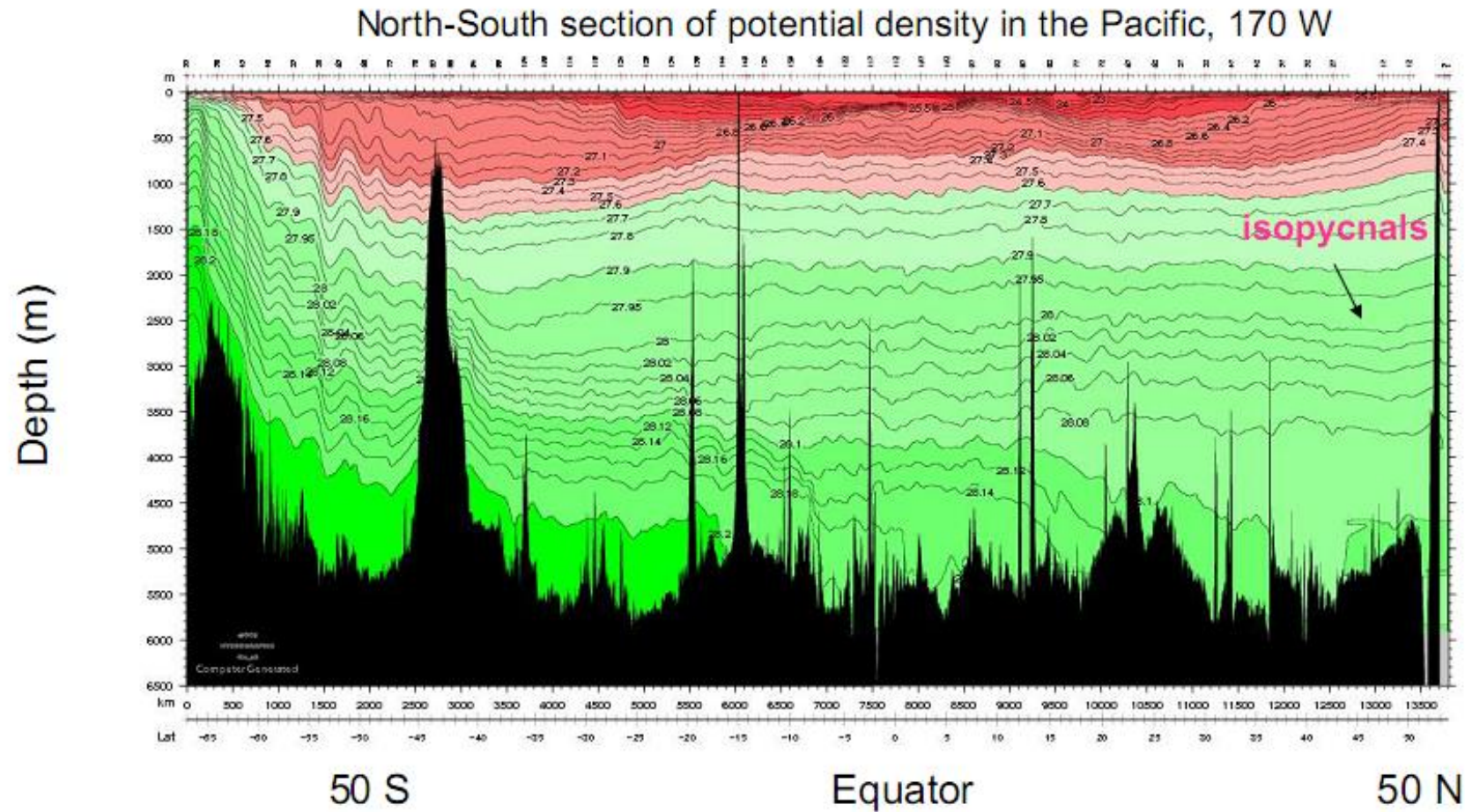
# Συχνότητα Στρωματοποίησης Brunt - Vaisala

- Brunt – Vaisala Frequency  $N^2 = gE \rightarrow N = \sqrt{gE}$ , (cycles/sec=Hertz)
- Όσο πιο οριζόντιες είναι οι ισόπυκνες καμπύλες, τόσο πιο στρωματοποιημένη είναι η υδάτινη στήλη, και τόσο πιο μεγάλη η τιμή του  $N^2$ .
- ΠΡΟΣΟΧΗ!!
- **Όσο πιο στρωματοποιημένη είναι μία υδάτινη στήλη τόσο πιο πολύ δυναμική ενέργεια απαιτείται για να την αναμείξουμε**
- $T = 2\pi/N$
- Μικρά  $T$  (1 min)  $\Rightarrow E = 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$  (Ρηχά νερά)
- Μεγάλα  $T$  (3-5 ώρες)  $\Rightarrow E = 10^{-9} \text{ cm}^{-1}$  (Βαθιά νερά)





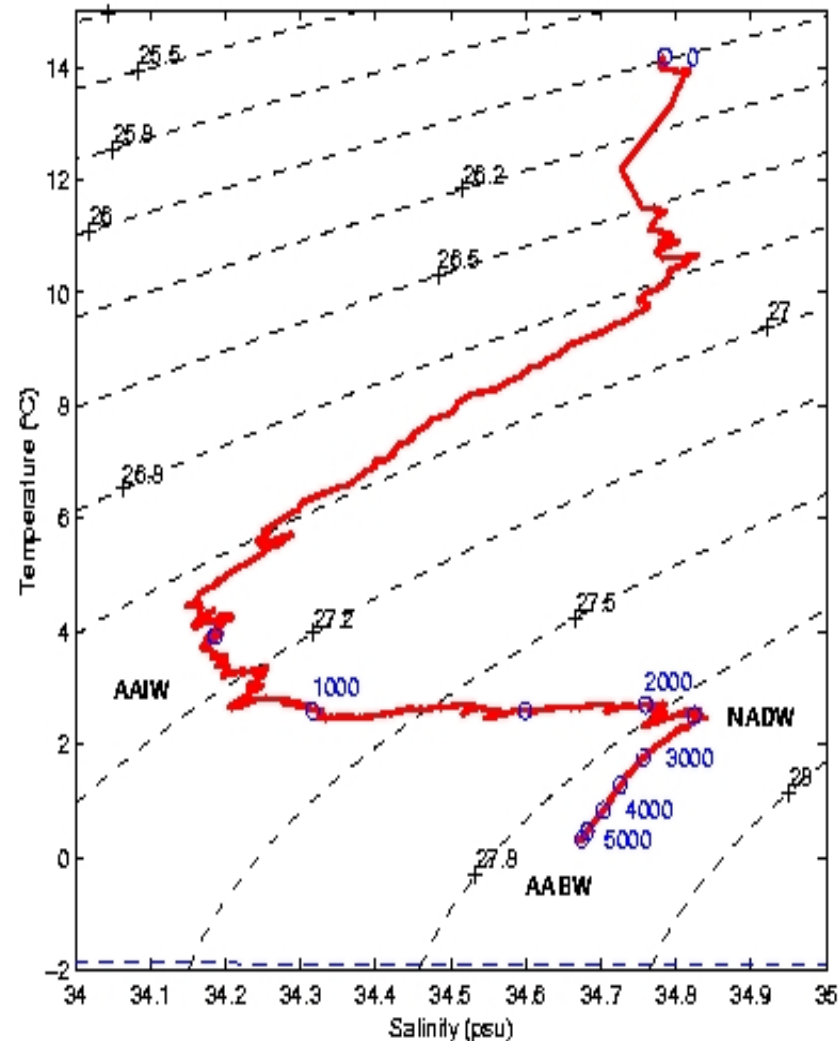
# Ο ωκεανός είναι στρωματοποιημένος σε όλο το βάθος του.



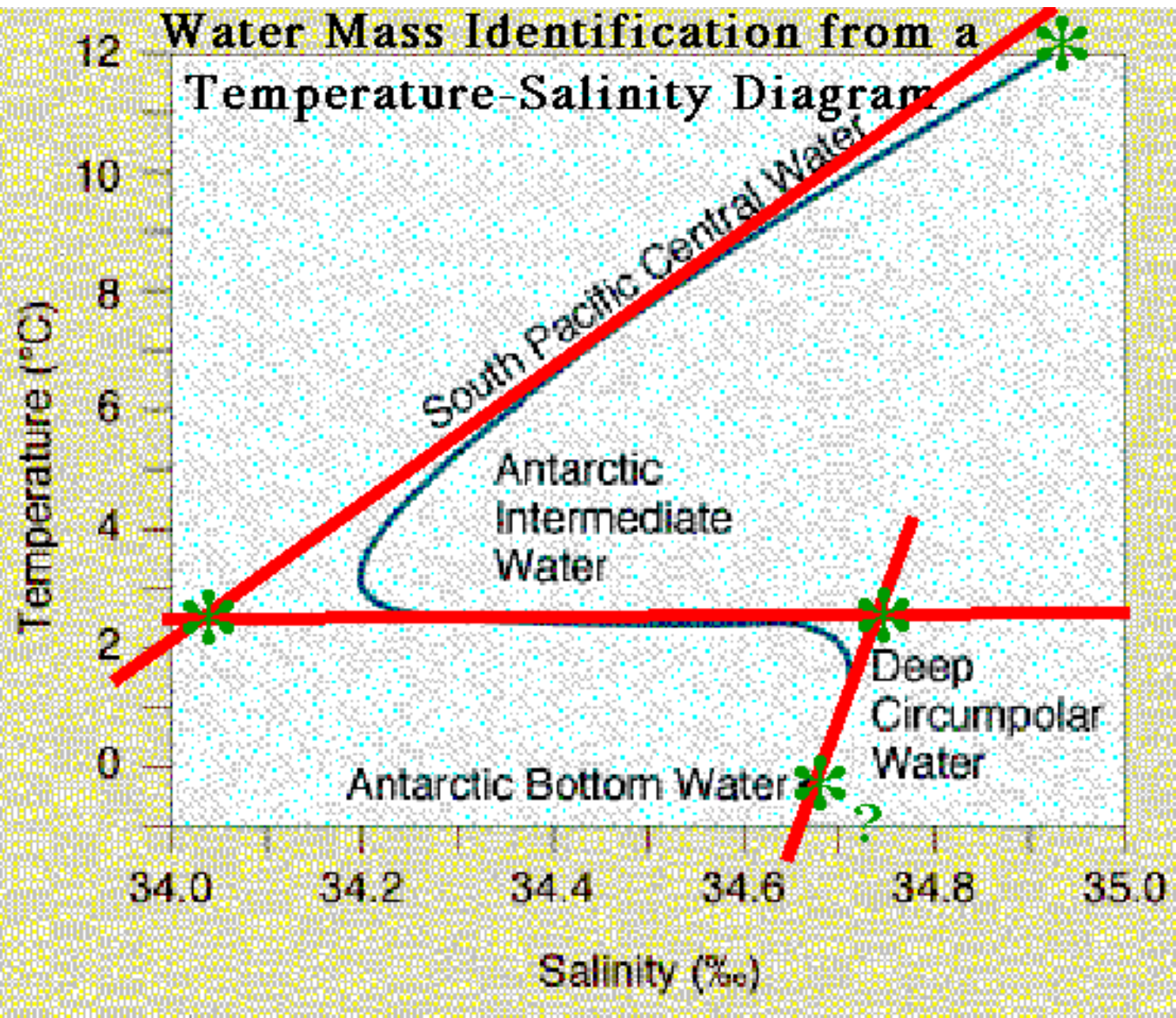
# T-S Διαγράμματα Υδάτινες Μάζες & Μείξη

Μέθοδος απεικόνισης των υδρογραφικών δεδομένων. Είναι η αποτύπωση του ζεύγους T-S για κάθε μέτρηση που παίρνουμε από το CTD. Τα ζεύγη τιμών T-S δημιουργούν ένα νέφος σημείων που ακολουθούν μία καμπύλη.

Δεδομένα σταθμού στις 9°S στον Ατλαντικό Ωκεανό. Οι αριθμοί αντιπροσωπεύουν το βάθος της κάθε μέτρησης. Παρατηρούμε ότι η καμπύλη έχει ένα χαρακτηριστικό S-σχήμα. Τέτοιες καμπύλες χρησιμοποιούνται για να προσδιορίσουμε τις διάφορες υδάτινες μάζες και το βαθμό της μεταξύ τους ανάμειξης.

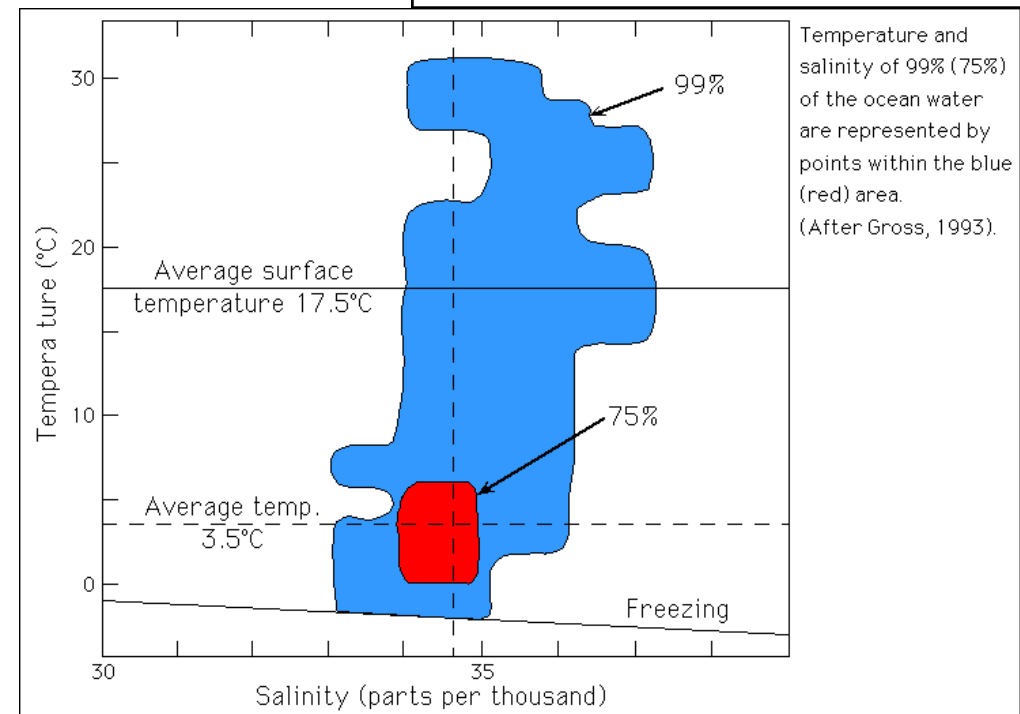
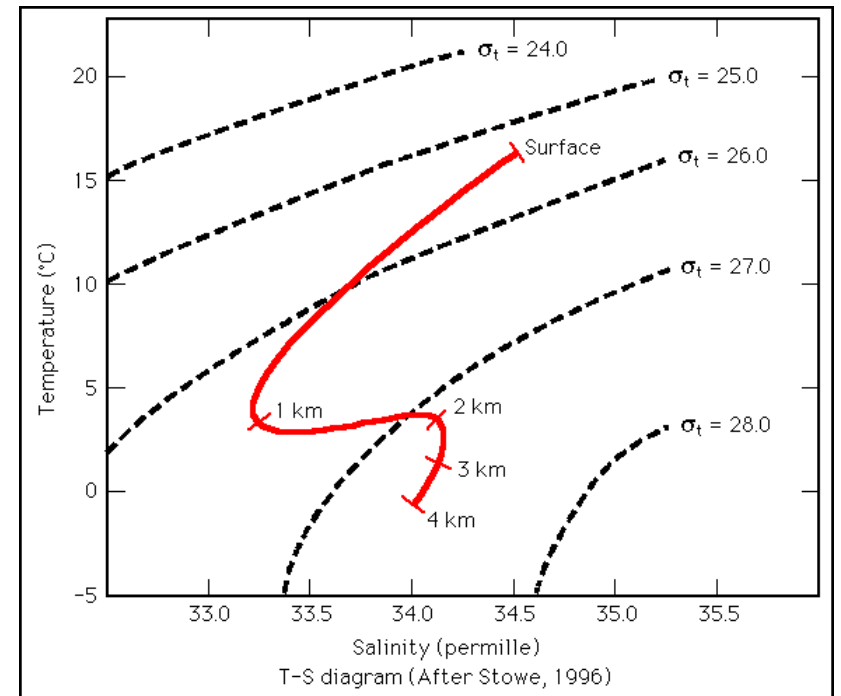


# Water Mass Identification from a Temperature-Salinity Diagram



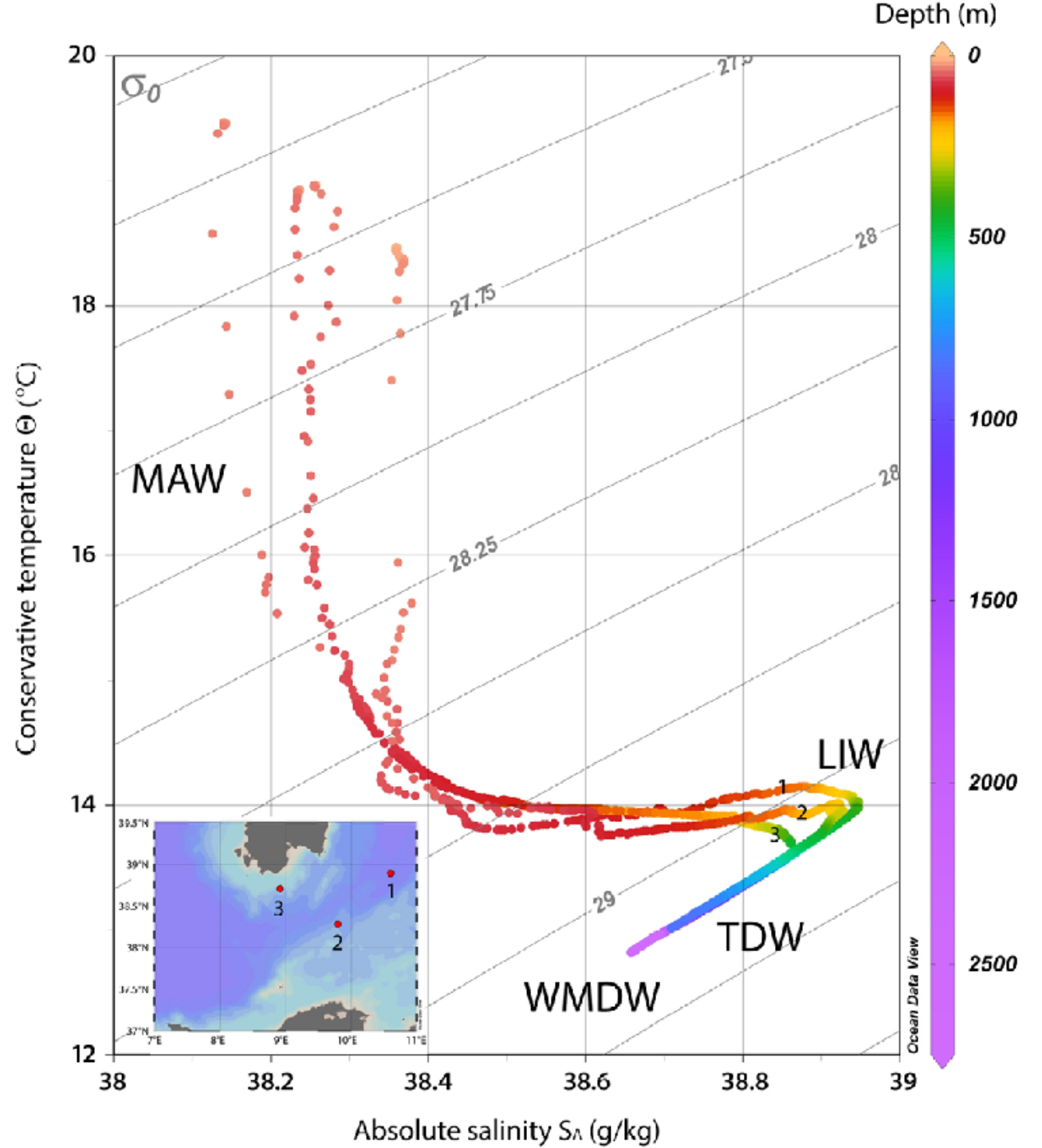
# T-S Διαγράμματα

- Κατά το σχηματισμό μίας υδάτινης μάζας αυτή αποκτά μία χαρακτηριστική τιμή T,S. Κατά τη κίνησή της η τιμή αυτή διατηρείται, καθώς η διάχυση θερμότητας και άλατος είναι πολύ αργή διεργασία  $\Rightarrow$  ανίχνευση μετακίνησης υδάτινων μαζών.
- Το διάγραμμα T,S είναι η γραφική απεικόνιση της εξίσωσης της κατάστασης.
- T,S διαγράμματα χρησιμοποιούνται:
  - α) για την ανίχνευση υδάτινων μαζών,
  - β) περιγραφή χαρακτηριστικών υδάτινων μαζών,
  - γ) ανίχνευση σφαλμάτων μέτρησης
- Οι T,S καμπύλες είναι:
  - α) σταθερές για μεγάλες ωκεάνιες περιοχές,
  - β) χαρακτηριστικού σχήματος
  - γ) ευθύγραμμες στα επιφανειακά νερά

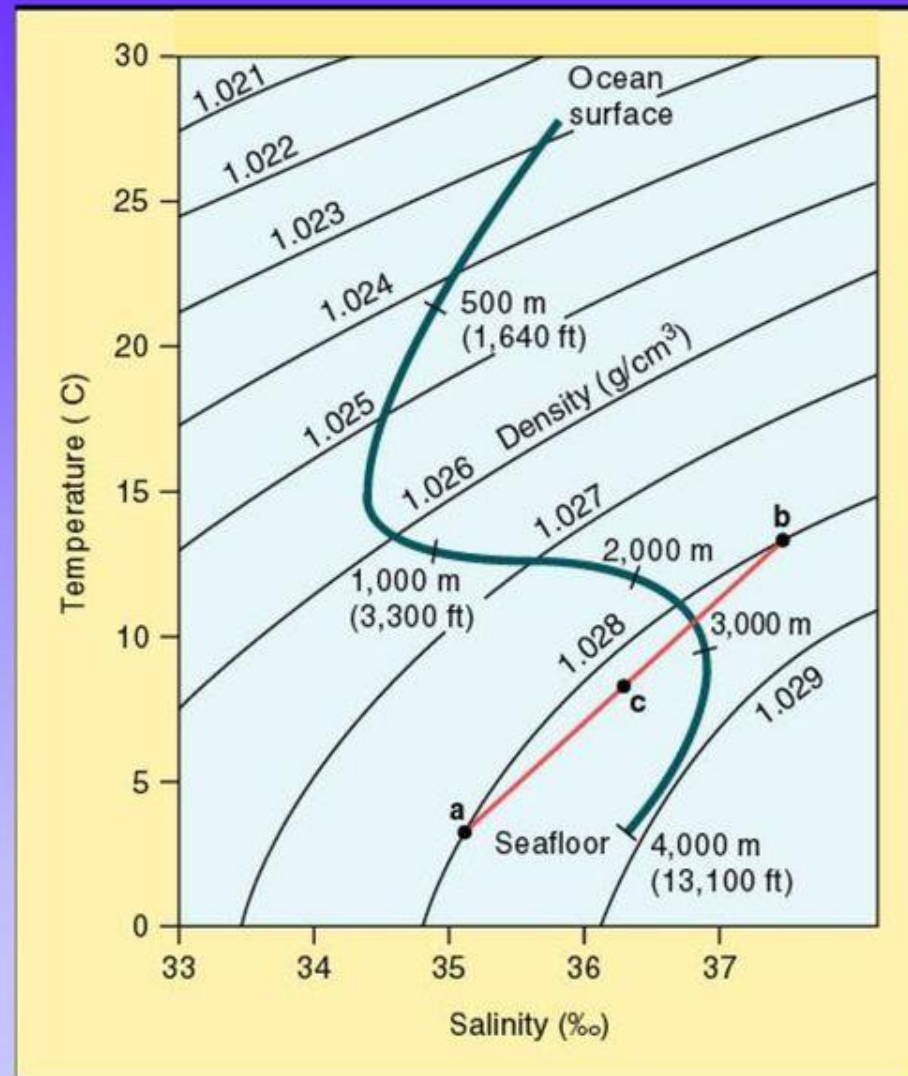


Η θέση της καμπύλης T-S σε σχέση με τις ισόπυκνες καμπύλες καθορίζει την ευστάθεια της κατακόρυφης κατανομής του θαλασσινού νερού.

- Αν η πυκνότητα  $\sigma_t$  αυξάνεται μεταξύ διαδοχικών σημείων που αντιπροσωπεύουν αύξηση βάθους, τότε η κατάσταση ισορροπίας είναι ευσταθής, για αυτό το τμήμα της καμπύλης.
- Αν η πυκνότητα ελαττώνεται μεταξύ δύο σημείων που αντιπροσωπεύουν αύξηση βάθους, τότε η ισορροπία είναι ασταθής.
- Αν η πυκνότητα παραμένει σταθερή με το βάθος αυξανόμενο, τότε η ισορροπία είναι ουδέτερη.



# The Temperature-Salinity Diagram

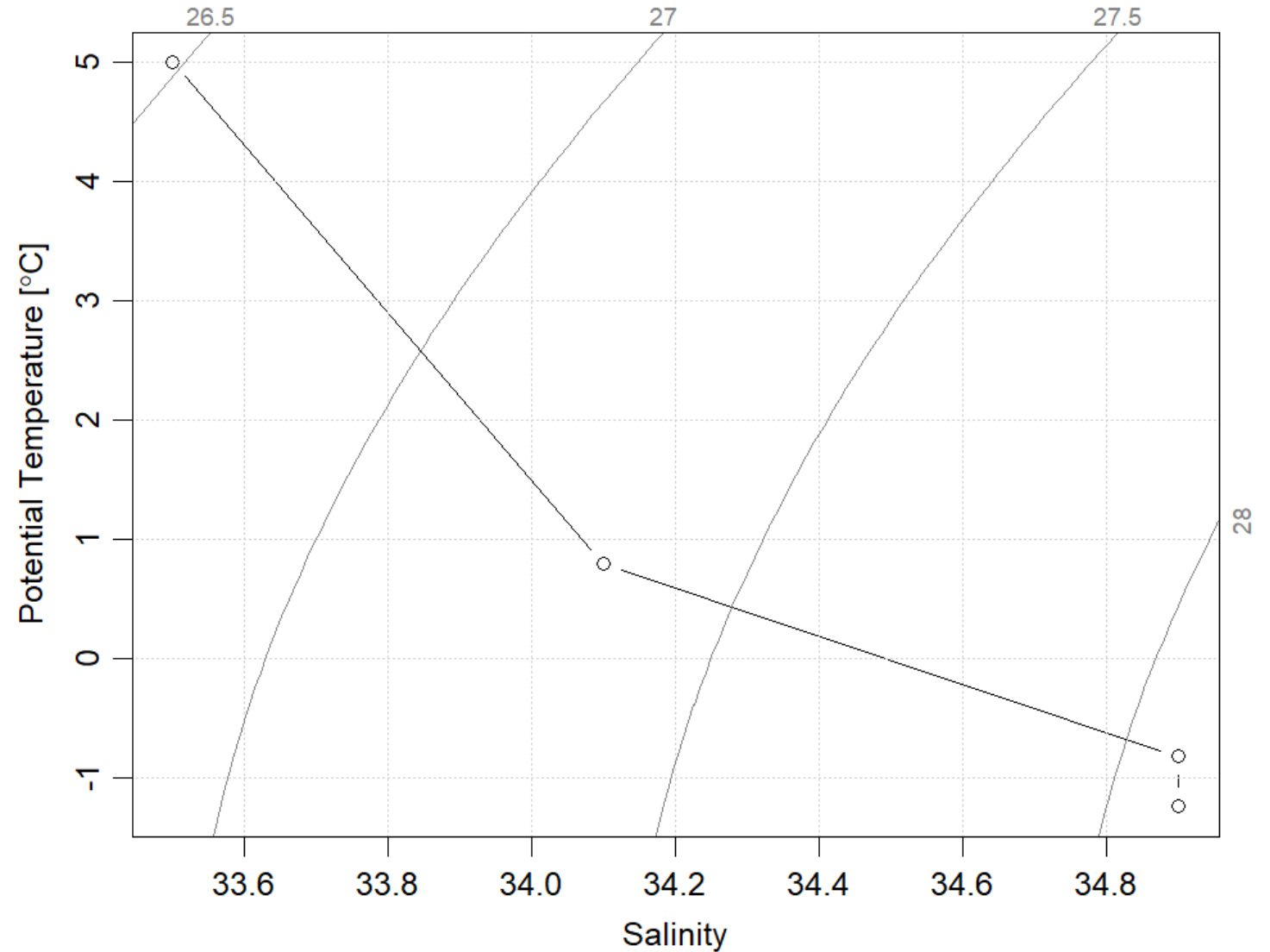


**A general temperature-salinity (T-S) diagram.**

# Πως δημιουργώ ένα διάγραμμα T-S στην R

```
install.packages("oce")  
library(oce)
```

```
temp = c(5, .8, -0.8, -1.2)  
sal = c(33.5, 34.1, 34.9, 34.9)  
press = c(0, 100, 500, 1000)  
ctd <- as.ctd(sal, temp, press)  
plotTS(ctd, type="b")
```

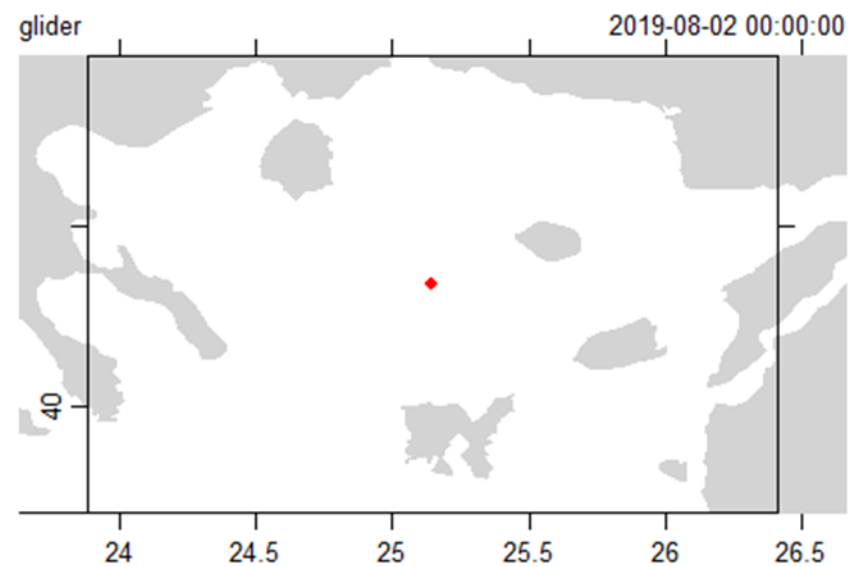
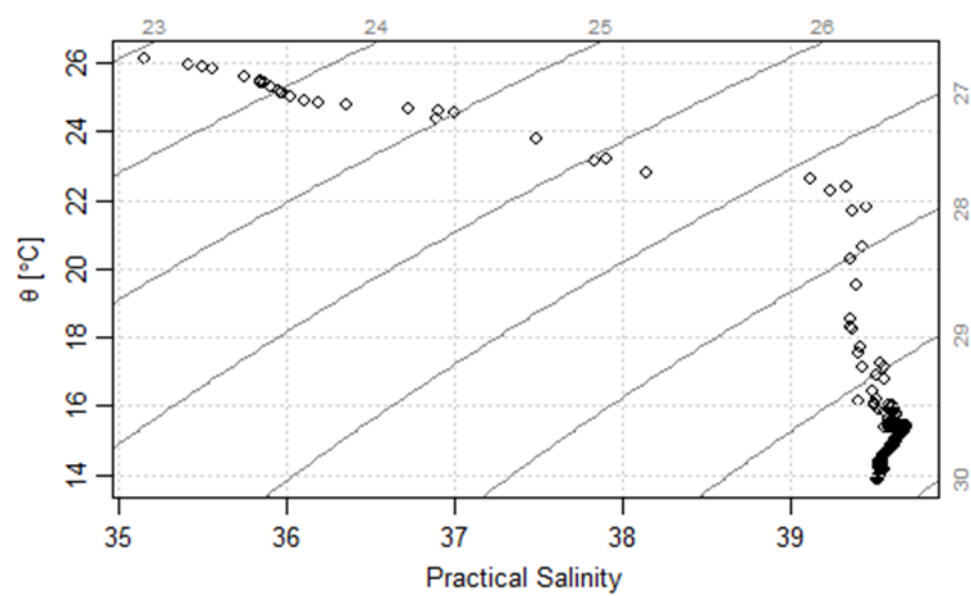
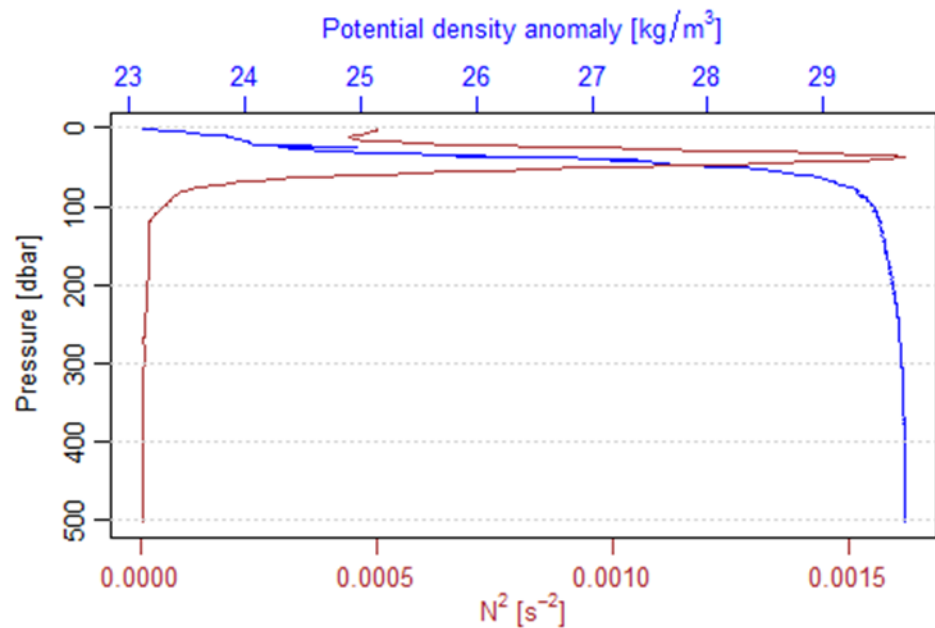
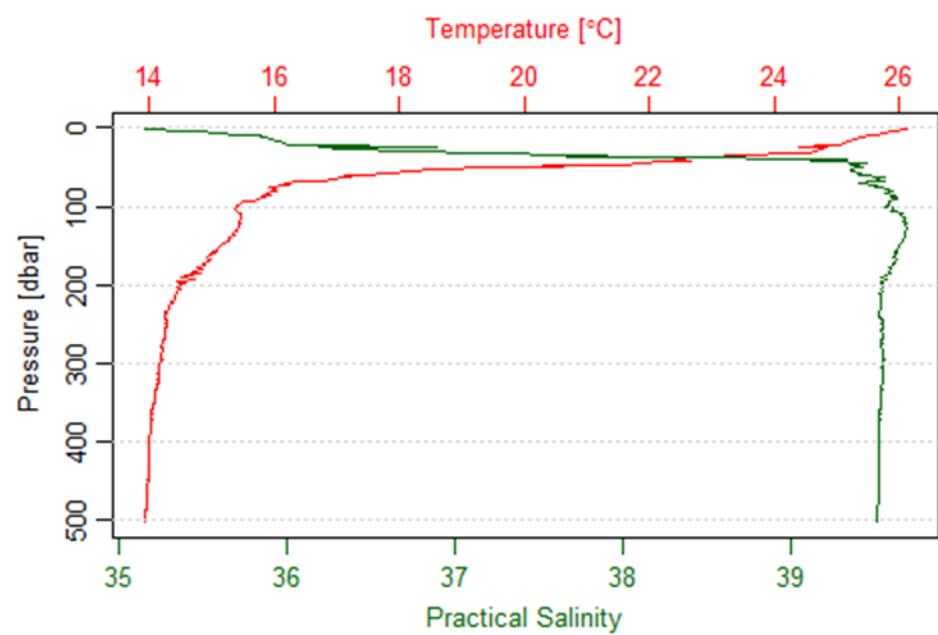


# Πως δημιουργώ ένα διάγραμμα προφίλ CTD και πως υπολογίζω την στατική ευστάθεια του προφίλ στην R

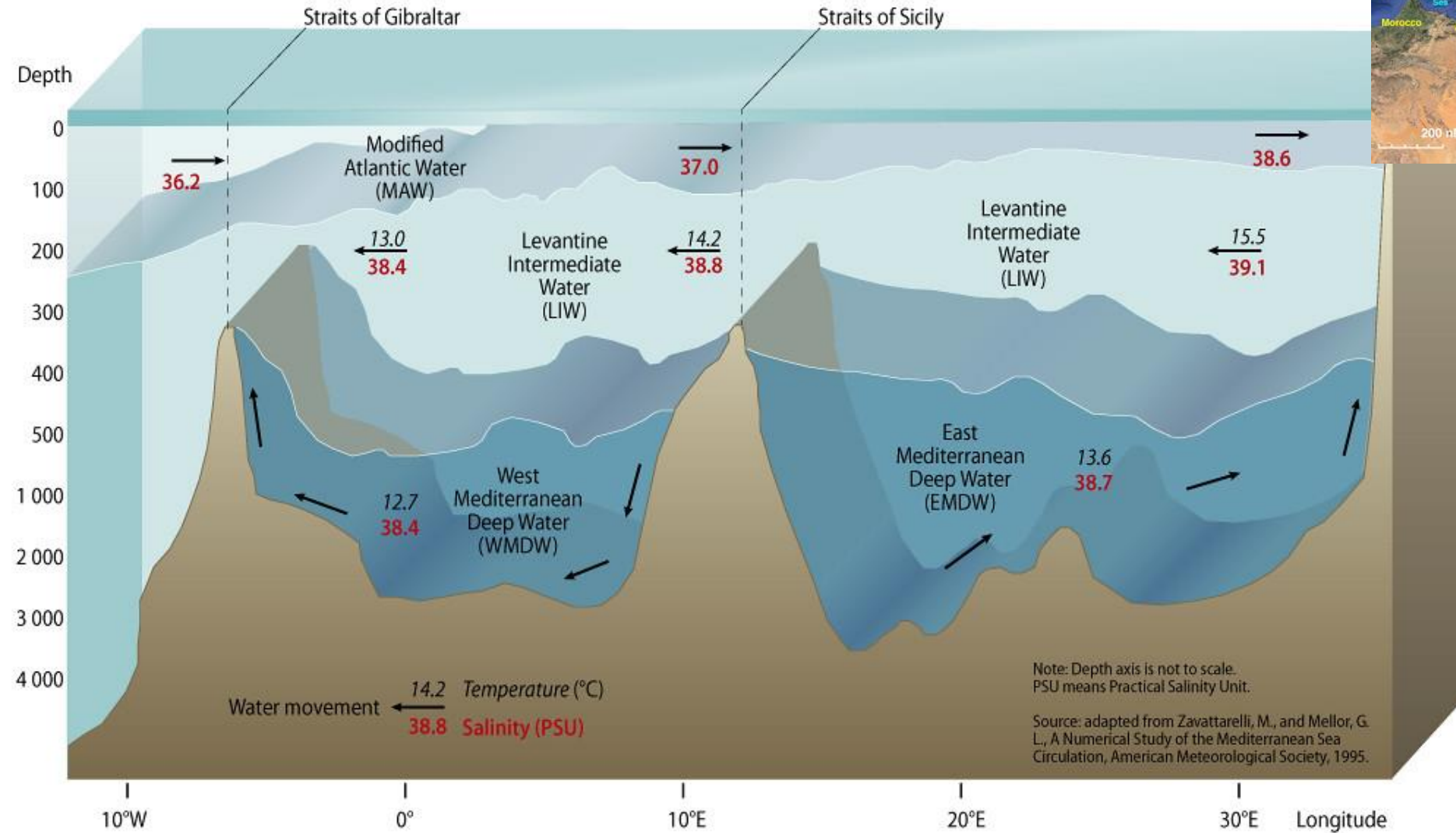
```
install.packages("oce")  
library(oce)  
temp = c(5, .8, -0.8, -1.2)  
sal = c(33.5, 34.1, 34.9, 34.9)  
press = c(0,100,500,1000)  
ctd <- as.ctd(sal, temp, press)  
plotTS(ctd, type="b")  
density = swRho(sal,temp,press)  
  
mean.density = mean(density)  
E = -1/mean.density*(diff(density)/diff(press))
```

```
[1] -1.284847e-05 -6.403033e-06 -4.629761e-06
```





# Mediterranean Sea water masses: vertical distribution



# Πίεση και Βάθος

Πίεση (Pressure): Δύναμη ανά μονάδα επιφάνειας που ασκείται πλευρικά μίας υδάτινης μάζας

Μονάδες δύναμης:  $M L/T^2$  ( $F = m a$ )

Μονάδες πίεσης:  $(F/L^2) = M/(L T^2) = Nt / m^2 = 1 Pa$

Η Ατμοσφαιρική πίεση μετριέται σε bar ( $1 bar = 10^6 dynes/cm^2 = 10^5 Pa$ )

Η ωκεάνια πίεση μετριέται σε dbar ( $1 dbar = 10^{-1} bar = 10^5 dynes/cm^2 = 10^4 Pa$ ).

Η πίεση σε ένα συγκεκριμένο βάθος εξαρτάται από την υπερκείμενη στήλη νερού.

$P = \rho g z$  (αν  $g = 9.81 m/sec^2$ ,  $\rho = 1025 kg/m^3$ ,  $z = 100 m \Rightarrow p = 100,55 dbar$ )

Η πίεση μεταβάλλεται στον ωκεανό μεταξύ 0 – 10.000 dbar.

