

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

## Η Πυκνότητα του Θαλασσινού Νερού

### 4.1. Επίδραση Θερμοκρασίας, Αλατότητας και Πίεσης στην Επιτόπια Πυκνότητα Νερού (water density)

Η γνώση της θερμοκρασίας και της αλατότητας του νερού μας δίνει τη δυνατότητα α) αναγνώρισης των διαφόρων υδάτινων μαζών, και β) το προσδιορισμό της πυκνότητας νερού (μαζί με τη πίεση). Η πυκνότητα νερού είναι ιδιαίτερα σημαντική παράμετρος διότι καθορίζει την σχετική θέση μίας υδάτινης μάζας, δηλ. το βάθος εξισορρόπησης της υδάτινης μάζας στη στήλη νερού. Η πυκνότητα νερού εκφράζεται σε  $\text{kg/m}^3$  και στον ανοικτό ωκεανό κυμαίνεται μεταξύ 1021 - 1070  $\text{kg/m}^3$  (σε βάθος 10.000 μ). Η πυκνότητα του θαλασσινού νερού είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας, της αλατότητας και της πίεσης, δηλ:

$$\rho = f(T, S, p) \quad (4.1)$$

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

$$\sigma_{s,t,p} = \text{density} - 1000 \quad (4.2)$$

Επομένως, αντί να λέμε η πυκνότητα του νερού είναι 1.02542  $\text{kg/m}^3$ , λέμε ότι το νερό έχει  $\sigma = 25,42$ .

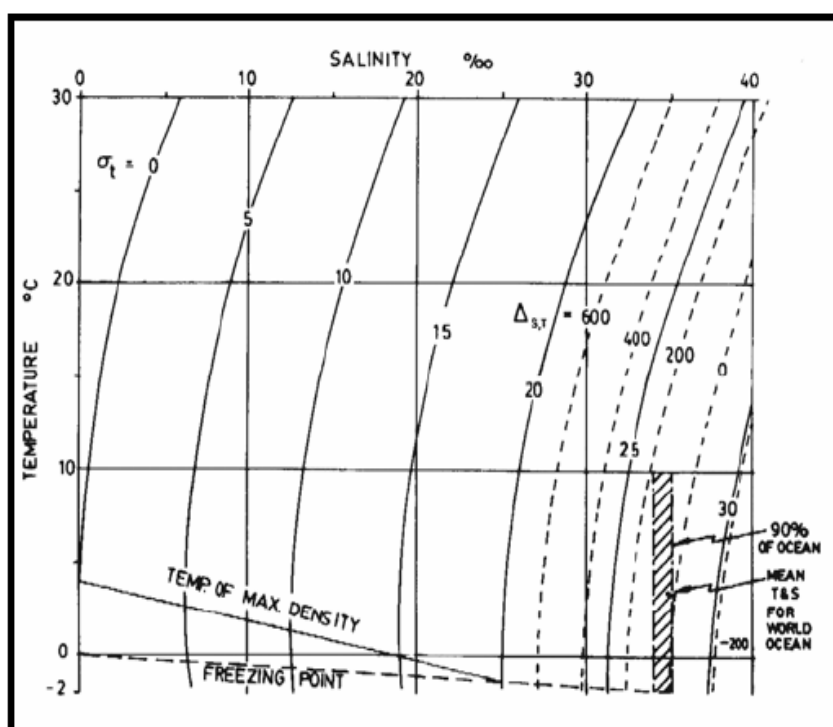
Επειδή η πυκνότητα του νερού εξαρτάται από την αλατότητα, τη θερμοκρασία και τη πίεση (βάθος), αναφερόμαστε στην **επιτόπια πυκνότητα (in-situ density)**,  $\sigma_{s,t,p}$ . Σε πολλές περιπτώσεις η επίδραση πίεσης μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα, ειδικά όταν μελετούμε νερά μικρού βάθους (<1000 μ), οπότε ορίζεται η παράμετρος  $\sigma_{s,t,0}$  ή  $\sigma_T$  (σίγμα-Τ), η οποία εκφράζει τη πυκνότητα νερού όταν η ολική πίεση ισούται με την ατμοσφαιρική πίεση.

Η σχέση μεταξύ της θερμοκρασίας (T), της αλατότητας (S), και της πυκνότητας ( $\sigma_i$ ) είναι μη-γραμμική και δεν υπάρχει τύπος που να συνδέει τις παραπάνω παραμέτρους. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιούμε πίνακες ή πολυωνυμικές εκφράσεις. Γενικά:

- ✓ όσο αυξάνει η θερμοκρασία, η πυκνότητα μειώνεται,
- ✓ όσο αυξάνει η αλατότητα, η πυκνότητα αυξάνεται,
- ✓ όσο αυξάνει η πίεση, η πυκνότητα αυξάνεται λόγω της συμπίεσης.

Ωστόσο, οι παραπάνω μεταβολές δεν είναι γραμμικές: 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 μ. Γενικά, η επίδραση της πίεσης στην πυκνότητα είναι μικρότερη από αυτή των άλλων δύο παραγόντων.

Η μη-γραμμική σχέση της θερμοκρασίας και της αλατότητας με την πυκνότητα αποτυπώνεται στο κλασικό διάγραμμα (T-S) (Σχήμα 4.1).



Σχήμα 4.1. Το διάγραμμα T-S όπου στον οριζόντιο άξονα έχουμε την αλατότητα και στο κατακόρυφο την θερμοκρασία.

Το Σχήμα 4.1 δείχνει τις τιμές  $\sigma_t$  για όλο το εύρος τιμών της θερμοκρασίας και αλατότητας. Προκύπτει ότι η μεταβολή του  $\sigma_t$  σε σχέση με την αλατότητα είναι ομοιόμορφη σχεδόν σε όλη τη κλίμακα αλατότητας, ενώ η μεταβολή του  $\sigma_t$  με τη θερμοκρασία δεν είναι ομοιόμορφη. Τα κύρια συμπεράσματα από τη μελέτη του παραπάνω σχήματος είναι:

- η μεταβολή της πυκνότητας είναι ομοιόμορφη για μεταβολές αλατότητας σε ολόκληρο το πεδίο τιμών της θερμοκρασίας & αλατότητας,
- η μεταβολή της πυκνότητας δεν είναι ομοιόμορφη για μεταβολές της θερμοκρασίας στο πεδίο τιμών των παραπάνω παραμέτρων,

γ) στις χαμηλές θερμοκρασίες (π.χ., πολικές περιοχές) η θερμοκρασία δεν είναι ο καθοριστικός παράγοντας για τη μεταβολή της πυκνότητας, δηλ. απαιτείται μεγάλη μεταβολή θερμοκρασίας για να μεταβληθεί η πυκνότητα,

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

Ο Πίνακας 4.1 παρουσιάζει τη μεταβολή της  $\sigma_t$  με τη θερμοκρασία και την αλατότητα. Προκύπτει ότι 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.

Πίνακας 4.1. Μεταβολή της πυκνότητας  $\sigma_t$  με τις μεταβολές της θερμοκρασίας και της αλατότητας.

| Αλατότητα   | $\Delta\sigma_t$ για $\Delta T = +1^\circ\text{C}$ |       |       | $\Delta\sigma_t$ για $\Delta S = +0,5\text{‰}$ |      |      |
|-------------|--|-------|-------|--|------|------|
|             | 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 |

#### 4.2. Υδάτινες Μάζες (water masses) και Ανάμειξη

Ειδικά στα επιφανειακά νερά η θερμοκρασία και η αλατότητα είναι οι πλέον καθοριστικοί παράγοντες. Για τον λόγο αυτό, η κάθε υδάτινη μάζα χαρακτηρίζεται από ένα ζεύγος τιμών (T, S). 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. Αν αναμειχθούν λοιπόν δύο υδάτινες μάζες με διαφορετικές τιμές (T, S) σε αναλογίες  $m_1:m_2$ , τότε προκύπτει μία νέα υδάτινη μάζα με τις παρακάτω τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας:

$$T = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m_1 + m_2} \quad (4.3)$$

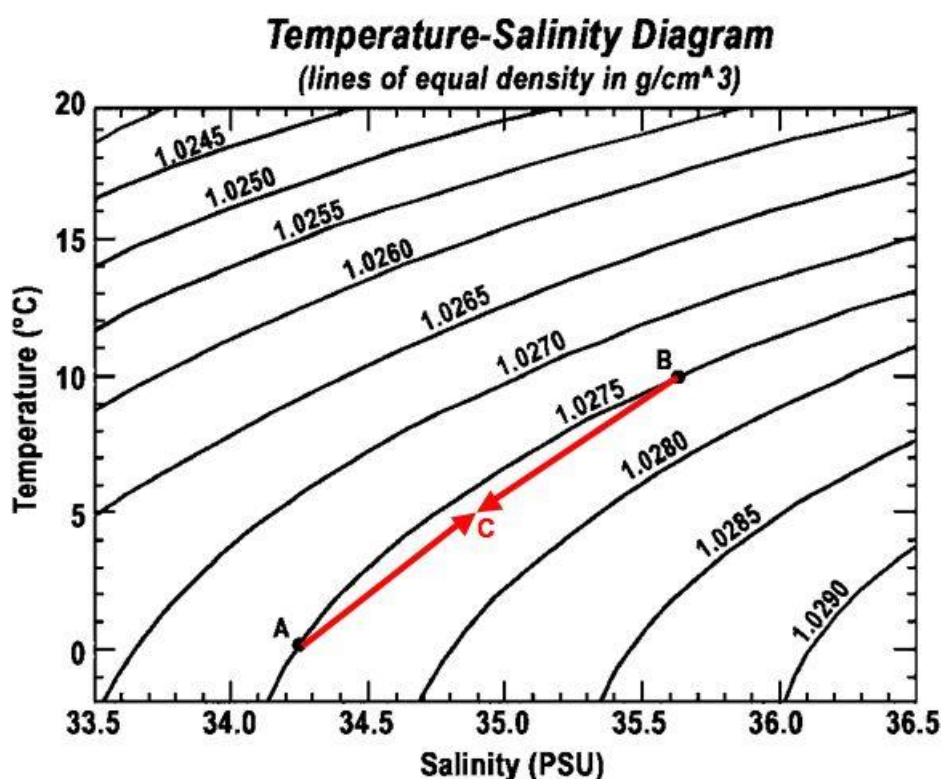
$$S = \frac{m_1 S_1 + m_2 S_2}{m_1 + m_2}$$

Αν αναμειχθούν σε ίσες αναλογίες (1:1), τότε η νέα υδάτινη μάζα θα έχει:

$$T = \frac{T_1 + T_2}{2} \quad (4.4)$$

$$S = \frac{S_1 + S_2}{2} \quad (4.5)$$

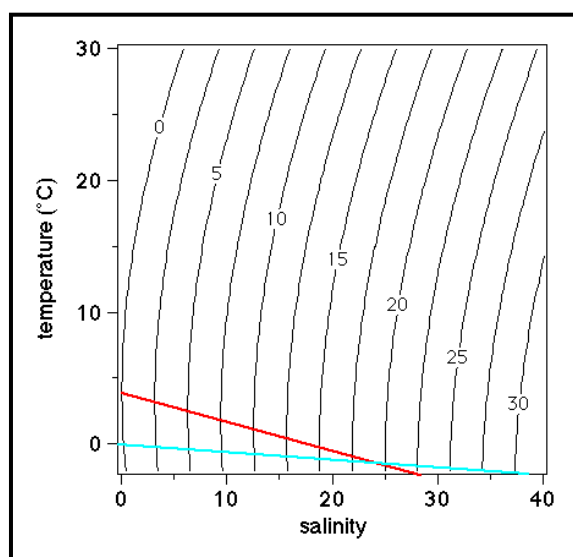
Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.2, δύο υδάτινες μάζες Α και Β με ( $T_A = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $S_A = 34,2$ ) και ( $T_B = 9,6 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $S_B = 35,2$ ), αντίστοιχα, θα έχουν ίση πυκνότητα  $\sigma_t = 27,5$ . Η μείξη τους με ίση αναλογία 1:1 θα παράξει μία νέα υδάτινη μάζα, η οποία θα έχει θερμοκρασία και αλατότητα ίση με το ημι-άθροισμα της κάθε επιμέρους παραμέτρου (υδάτινη μάζα C). Η μη-γραμμική σχέση θερμοκρασίας και αλατότητας με την πυκνότητα και η καμπυλότητα των ισόπυκνων καμπυλών δημιουργεί μία νέα υδάτινη μάζα με ελαφρώς υψηλότερη πυκνότητα ( $\sigma_t = 27,7$ ). Η νέα αυτή υδάτινη μάζα θα βυθιστεί σε μεγαλύτερα βάθη ώσπου να βρεθεί σε μία νέα θέση ισορροπίας εντός της υδάτινης στήλης. Το φαινόμενο αυτό καλείται **caballing**.



Σχήμα 4.2. Διάγραμμα θερμοκρασίας – αλατότητας με τις ισόπυκνες καμπύλες. Παρουσιάζονται οι σχετικές θέσεις δύο υδάτινων μαζών Α και Β με ίση πυκνότητα και διαφορετικά ζεύγη τιμών θερμοκρασίας – αλατότητας.

Το Σχήμα 4.3 δείχνει τη σχέση μεταξύ του σημείου πήξης και της θερμοκρασίας της μέγιστης πυκνότητας καθώς αυξάνεται η αλατότητα. Στο Σχήμα διακρίνουμε: α) τη συνεχή γραμμή που δείχνει τη θερμοκρασία στην οποία το νερό αποκτά τη μέγιστη πυκνότητά του για διάφορες τιμές αλατότητας (γραμμή κόκκινου χρώματος), και β) τη διακεκομμένη γραμμή που δείχνει τη θερμοκρασία στην οποία το νερό της θάλασσας στερεοποιείται και γίνεται πάγος, για διάφορες τιμές αλατότητας (μπλε γραμμή).

Η γραμμή μέγιστης πυκνότητας ξεκινά από τους 4°C για  $S = 0$  και καταλήγει στους  $-1,33$  °C για  $S = 24,7$ . Το σημείο αυτό έχει πολύ σημαντικές επιπτώσεις στο τρόπο στερεοποίησης γλυκού και αλμυρού νερού.



Σχήμα 4.3. Μεταβολή σημείου μέγιστης πυκνότητας και σημείου στερεοποίησης του νερού για διάφορες τιμές θερμοκρασίας και αλατότητας.

α) *Νερό χαμηλής αλατότητας (νερό λιμνών και λιμνοθαλασσών)*

Στις χαμηλές θερμοκρασίες το θαλασσινό νερό, με αλατότητες μικρότερες του 24,7, προσεγγίζει το σημείο μέγιστης πυκνότητας και βυθίζεται πριν παγώσει. Στα μεγαλύτερα βάθη η θερμοκρασία είναι υψηλότερη και το νερό θερμαίνεται και ανεβαίνει πάλι στην επιφάνεια, όπου ξανακρύνει, δημιουργώντας έτσι μία **συνεχή κατακόρυφη κυκλοφορία (overturning)**. 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, μεταφέροντας θρεπτικά άλατα στην επιφάνεια. Εκεί η παρουσία φωτός σε συνδυασμό με την αυξημένη συγκέντρωση θρεπτικών αλάτων ευνοεί την εμφάνιση φυτοπλαγκτόν και αυξάνει την παραγωγικότητα της λίμνης.

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. Από την στιγμή που θα σχηματιστεί πάγος στην επιφάνεια μίας λίμνης, αυτός δρα ως μονωτικός αποτρέποντας την ανταλλαγή θερμότητας με την ατμόσφαιρα.

### *β) Νερό υψηλής αλατότητας (νερό ωκεανών)*

Για αλατότητες μεγαλύτερες από 24,7‰ η πτώση της θερμοκρασίας σε επίπεδα μικρότερα των  $-1.33^{\circ}\text{C}$ , οδηγεί στην απότομη στερεοποίηση του θαλασσινού νερού, πριν αυτό αποκτήσει τη μέγιστη πυκνότητά του. Έτσι, το νερό παραμένει στην επιφάνεια όπου και μετατρέπεται σε πάγο χωρίς να λαμβάνει χώρα κατακόρυφη κίνηση με τη μορφή overturning. Πράγματι, για αλατότητα  $S = 35$ , η θερμοκρασία στερεοποίησης είναι  $T_{\text{στερεοποίησης}} = -2^{\circ}\text{C}$  ενώ η θερμοκρασία μέγιστης πυκνότητας  $T_{\text{μέγιστης πυκνότητας}} = -3,4^{\circ}\text{C}$ . **Αυτό σημαίνει ότι ο ωκεανός σχηματίζει πάγο μόνο τοπικά στην επιφάνειά του, κάτω από σχετικά σπάνιες συνθήκες.** Λόγω της μεγάλης ποσότητας θερμότητας που απαιτείται για να υποβιβάσει ένας ωκεανός πάχους 4 χλμ τη θερμοκρασία του σε σημείο πήξης, αυτός ο τύπος στερεοποίησης λαμβάνει χώρα μόνο σε ορισμένες παράκτιες περιοχές του Ατλαντικού και του Αρκτικού ωκεανού. Βέβαια, ο σχηματισμός πάγου δεν είναι τόσο απλό φυσικό φαινόμενο και εξαρτάται από πολλούς άλλους παράγοντες όπως: η **στρωματοποίηση** (stratification) στη στήλη του θαλασσινού νερού και το βάθος του νερού. Αυτοί οι δύο παράγοντες καθορίζουν το πάχος της υδάτινης στήλης που ενεργοποιείται με **κατακόρυφες επαγωγικές κινήσεις** (vertical convection) κατά τη διάρκεια της ψύξης. Έτσι, στις πολικές περιοχές όπου σχηματίζονται πάγοι έχει παρατηρηθεί ότι υπάρχει ένα «αλοκλινές» (halocline) σε βάθος 50-200 μ. με αποτέλεσμα τη δημιουργία δύο στρωμάτων. Το επιφανειακό στρώμα έχει μικρότερη αλατότητα και πυκνότητα και έτσι ψύχεται στη θερμοκρασία στερεοποίησης, χωρίς να γίνει πυκνότερο από το υποκείμενο στρώμα και να δημιουργηθούν συνθήκες αστάθειας.

## 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  $\rho(S,T,p)$ .

### B. Προσδιορισμός Πυκνότητας

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

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

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

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

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

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

Στη φυσική ωκεανογραφία συνήθως συγκρίνουμε υδάτινες μάζες σε παρόμοια βάθη, δηλ. σε παρόμοια επίπεδα πίεσης. Ωστόσο, θα πρέπει να σημειωθεί ότι η επίδραση της πίεσης στη πυκνότητα δεν είναι αμελητέα. Αυτό σημαίνει ότι το νερό δεν είναι τελείως ασυμπίεστο. Για παράδειγμα, ένα δείγμα νερού με  $S=35$  και  $T=0$  °C θα έχει πυκνότητα στην επιφάνεια της θάλασσας  $\sigma_{S,t,0} = 28,13$ , ενώ ένα δείγμα νερού σε βάθος 4.000 μ με  $S=35$ ,  $T=0$  °C θα έχει πυκνότητα  $\sigma_{S,t,4000} = 48,49$ . **Αυτό σημαίνει ότι το ωκεάνιο νερό δεν είναι τελείως ασυμπίεστο.**

Έχουμε εξηγήσει σε προηγούμενες ενότητες ότι η δυναμική θερμοκρασία είναι πολύ χρήσιμη παράμετρος σύγκρισης, γιατί μας επιτρέπει να ανάγουμε την επιτόπια θερμοκρασία σε ένα επίπεδο, και επομένως μας επιτρέπει να συγκρίνουμε θερμοκρασίες από διάφορα βάθη, δίνοντας έτσι τη δυνατότητα ιχνηλάτησης των υδάτινων μαζών. Η πυκνότητα που έχει μία μάζα νερού όταν θεωρούμε τη δυναμική θερμοκρασία 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 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
```

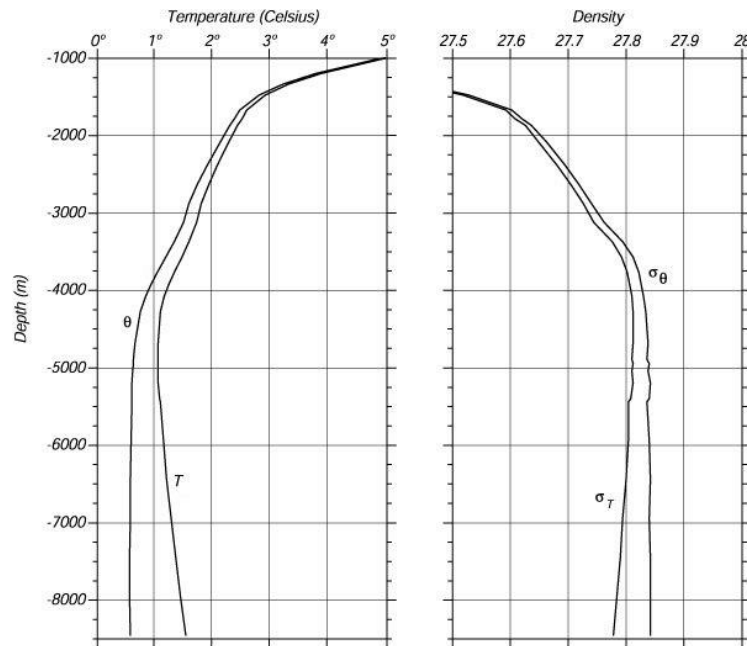
Αντίστοιχα, η δυναμική θερμοκρασία  $\sigma_\theta$  αναφερόμενη στην επιφανειακή πίεση υπολογίζεται με την συνάρτηση `swSigmaTheta`:

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

```
[1] 26.95398
```

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





**Σχήμα 4.4.** Προφίλ επιτόπιας θερμοκρασίας (T) και δυναμικής θερμοκρασίας (θ) (αριστερά) και αντίστοιχα επιτόπιας πυκνότητας (σ<sub>T</sub>) και δυναμικής πυκνότητας (σ<sub>θ</sub>).

Το Σχήμα 4.4 παρουσιάζει προφίλ της επιτόπιας θερμοκρασίας (T) σε μία θέση, από την επιφάνεια έως τα 8.000 μ βάθος, της διορθωμένης για την επίδραση της συμπίεστος δυναμικής θερμοκρασίας (θ), της παραγόμενης από την επιτόπια θερμοκρασία κατακόρυφης κατανομής πυκνότητας (επιτόπια πυκνότητα, σ<sub>T</sub>) και της παραγόμενης από την δυναμική θερμοκρασία κατακόρυφης κατανομής πυκνότητας (δυναμική πυκνότητα, σ<sub>θ</sub>). Προκύπτει ότι ενώ η δυναμική θερμοκρασία είναι πάντοτε μικρότερη της επιτόπιας, η δυναμική πυκνότητα είναι πάντοτε υψηλότερη της επιτόπιας πυκνότητας, λόγω της υψηλής συμμετοχής της πίεσης, της συμπίεσης της υδάτινης μάζας σε μεγάλα βάθη και του γεγονότος ότι η μάζα χαμηλής θερμοκρασίας έχει υψηλότερη πυκνότητα.

Πράγματι, **το ψυχρό νερό έχει υψηλότερη συμπίεστος από το θερμό**. Έτσι οι ψυχρές μάζες νερού γίνονται πυκνότερες από τις θερμές μάζες της ίδιας πίεσης. Το φαινόμενο της εξάρτησης της συμπίεστος 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.

### 4.3. Ειδικός Όγκος (specific volume) και Ανωμαλία Ειδικού Όγκου (specific volume anomaly)

Ο ειδικός όγκος ( $\alpha$ ) εκφράζεται σε  $m^3/kg = 1/\rho$  και χρησιμοποιείται αντί της πυκνότητας σε πολλές περιπτώσεις. Ο **επιτόπιος ειδικός όγκος** γράφεται ως  $\alpha_{S,T,p}$ .

Συνήθως χρησιμοποιούμε την ανωμαλία ειδικού όγκου,  $\delta$ , η οποία ορίζεται ως :

$$\delta = \alpha_{S,T,p} - \alpha_{35,0,p} \quad (4.6)$$

όπου  $\alpha_{35,0,p}$  σημαίνει τον ειδικό όγκο ενός δείγματος τυποποιημένου ωκεανού (standard sea water) με  $S=35$ ,  $T=0$  °C για διάφορες τιμές πίεσης. **Η παράμετρος  $\delta$  ονομάζεται ανωμαλία ειδικού όγκου και περιέχει τις αποκλίσεις ενός τυπικού δείγματος θαλασσινού νερού από το τυποποιημένο δείγμα.**

Ο Knudsen (1901) εξέφρασε τα αποτελέσματα της θερμοκρασίας και αλατότητας των διαφόρων μαζών νερού, ως προς τον ειδικό όγκο  $\alpha$  και την ανωμαλία ειδικού όγκου  $\delta$  ως εξής:

$$\alpha(S,T,p) = \alpha(35,0,p) + \delta(S) + \delta(T) + \delta(S,T) + \delta(S,p) + \delta(T,p) + \delta(S,T,p) \quad (4.7)$$

Μπορούμε να ορίσουμε ως  $\Delta(S,T) = \delta(S) + \delta(T) + \delta(S,T)$ , δηλ. τους όρους που εκφράζουν την επίδραση της θερμοκρασίας, της αλατότητας και της συνδυασμένης επίδρασης της θερμοκρασίας και της αλατότητας στη πυκνότητα. **Η παράμετρος  $\Delta(S,T)$  καλείται θερμοστερική ανωμαλία (thermosteric anomaly).**

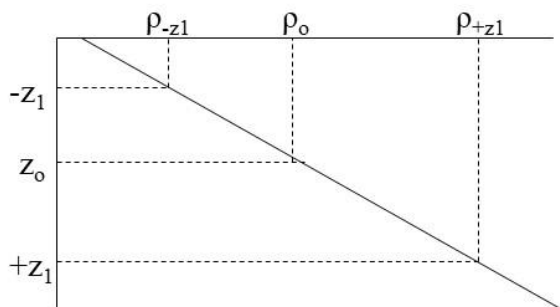
Προκύπτει ότι :

$$\Delta_{S,T} = \left( \frac{1000}{1000 + \sigma_t} - 0.97266 \right) 10^{-3} m^3 kg^{-1} \quad (4.8)$$

Η θερμοστερική ανωμαλία αντιπροσωπεύει εξ' ορισμού την απόκλιση του ειδικού όγκου ενός δείγματος νερού σε ατμοσφαιρική πίεση, από τον ειδικό όγκο τυποποιημένου ωκεανού με  $S=35$ ,  $T=0$  °C,  $p$ =ατμοσφαιρική. Η θερμοστερική ανωμαλία κυμαίνεται στον ωκεανό μεταξύ  $-50$  έως  $250 \times 10^5 cm^3/gr$ .

#### 4.4. Στατική Ευστάθεια Υδάτινης Στήλης

Ας θεωρήσουμε έναν ωκεανό στον οποίο η πυκνότητα αυξάνει με το βάθος, και ας υποθέσουμε ότι ένα σώμα νερού πυκνότητας  $\rho_0$  μετακινείται από το βάθος  $z_0$  σε βάθος  $-z_1$  χωρίς να συμβεί καμία μείξη με το περιβάλλον (Σχήμα 4.5).



Σχήμα 4.5. Προφίλ πυκνότητας και μετακίνηση υδάτινης μάζας από το επίπεδο  $z_0$  στο επίπεδο  $-z_1$ .

Καθώς η υδάτινη μάζα θα μετακινηθεί προς τα πάνω, θα βρεθεί σε νερά μικρότερης πυκνότητας, και καθώς η πυκνότητά του θα είναι μεγαλύτερη από τα νερά που το περιτριγυρίζουν ( $\rho_{-z_1} < \rho_0$ ) θα μετακινηθεί προς τα κάτω (δηλ. προς την αρχική της θέση) με μία επιτάχυνση ανάλογη της διαφοράς των δύο πυκνοτήτων ( $\rho_0 - \rho_1$ ). Αν θεωρήσουμε ότι δεν υπάρχει τριβή, και ότι η Γη δεν περιστρέφεται, τότε η επιτάχυνση της κατακόρυφης κίνησης δίνεται :

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{\rho_0 - \rho_1}{\rho_0} \quad (4.9)$$

Μία τέτοια επιτάχυνση είναι της τάξης μερικών  $\text{cm/sec}^2$  αλλά είναι πολύ μικρή σε σχέση με την επιτάχυνση της βαρύτητας. Ωστόσο, οι επιταχύνσεις αυτές είναι πολύ σημαντικές στη δημιουργία κατακόρυφων ρευμάτων στον ωκεανό. Αντίθετα, αν η υδάτινη μάζα μετακινηθεί από το βάθος  $z_0$  προς τα κάτω στο νέο βάθος  $+z_1$  τότε δεν θα μπορέσει να επανέλθει στην θέση ισορροπίας καθώς θα περιβάλλεται από υδάτινες μάζες υψηλότερης πυκνότητας.

Έτσι προκύπτουν οι τρεις πιθανές καταστάσεις ευστάθειας της υδάτινης στήλης:

- Αν  $(\rho_0 - \rho_1) > 0$ , τότε το σώμα του νερού που θα μετακινηθεί θα επανέλθει στη θέση του και επομένως η υδάτινη στήλη βρίσκεται σε «**ευσταθή ισορροπία**» (**stable stability**).

- Αν  $(\rho_0 - \rho_1) < 0$  είναι αρνητικό, τότε το σώμα του νερού θα μετακινηθεί από τη θέση και δεν θα επανέλθει διότι περιβάλλεται από νερά υψηλότερης πυκνότητας και επομένως η υδάτινη στήλη θα βρίσκεται σε «**ασταθή ισορροπία**» (**unstable stability**).
- Αν  $(\rho_0 - \rho_1) = 0$  τότε το σώμα νερού μένει σε οποιαδήποτε θέση μετακινηθεί, οπότε η ισορροπία της υδάτινης στήλης λέγεται «**ουδέτερη ισορροπία**» (**neutral stability**).

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η σταθερότητα ενός σώματος νερού στην υδάτινη στήλη εξαρτάται από τη **μεταβολή της πυκνότητας με το βάθος (κατακόρυφη πυκνοβαθμίδα, vertical density gradient)** και δίνεται από το τύπο:

$$E = -\frac{1}{\rho} \frac{\delta\rho}{\delta z} \quad (4.10)$$

Αν  $E > 0$ , τότε η κατάσταση ισορροπίας είναι ευσταθής.

Αν  $E < 0$ , τότε η κατάσταση ισορροπίας είναι ασταθής.

Αν  $E = 0$ , τότε η κατάσταση ισορροπίας είναι ουδέτερη.

Το αρνητικό πρόσημο εκφράζει ότι η κατακόρυφη διεύθυνση βρίσκεται τοποθετημένη με το 0 στην επιφάνεια της θάλασσας και την αρνητική φορά του άξονα προς τα κάτω. Καθώς η πυκνότητα στην ευσταθή στήλη αυξάνει με το βάθος, το οποίο μειώνεται προς τα κάτω, το αρνητικό πρόσημο εξασφαλίζει την θετική τιμή της παραμέτρου  $E$ .

Πρακτικά, η παράμετρος  $E$  εκφράζει την «απροθυμία» μίας υδάτινης μάζας στο να κινηθεί κατακόρυφα εντός της υδάτινης στήλης. Συνεπώς εκφράζει το έργο που απαιτείται για να μετακινήσουμε κατακόρυφα την υδάτινη μάζα. Για μια υδάτινη μάζα με πυκνότητα  $\rho_2$  η ανύψωσή της κατά την απόσταση  $z$  απαιτεί έργο ίσο με:

$$(\rho_2 - \rho_1) V g z$$

Όπου  $V$  ο όγκος της και  $\rho_1$  η πυκνότητα νερού στην νέα θέση σε απόσταση  $z$ .

Η μεταβολή της δυναμικής ενέργειας κατά την κατακόρυφη μετατόπιση είναι ίσης με:

$$\Delta PE = \text{Έργο} / V = (\rho_2 - \rho_1) g z$$

Στον ανώτερο ωκεανό,  $z < 1.000 \mu$ , η παράμετρος ευστάθειας παίρνει τιμές  $E = (50 - 1000) \times 10^{-8} \text{ m}^{-1}$ , ενώ σε βαθείς λεκάνες  $z > 7.000 \mu$ ,  $E = 1 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1}$ .

Επειδή η πυκνότητα είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας  $T$ , της αλατότητας  $S$  και της πίεσης  $p$ , είναι πιο πρακτικό να υπολογίζουμε την τιμή της  $E$  σε σχέση με τις κατακόρυφες μεταβολές  $T(z)$ ,  $S(z)$  που μετρήθηκαν, λαμβάνοντας επιπλέον υπόψη και την επίδραση της πίεσης από την αδιαβατική μεταβολή της θερμοκρασίας.

$$E = \frac{1}{\rho} \left| \frac{\partial p}{\partial S} \frac{dS}{dz} + \frac{\partial p}{\partial T} \left( \frac{dT}{dz} - \frac{d\theta}{dz} \right) \right| \quad (4.11)$$

όπου  $d\theta/dz$  υποδηλώνει τη αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

Ένας άλλος τρόπος υπολογισμού της ευστάθειας της υδάτινης στήλης είναι η ονομαζόμενη συχνότητα Brunt-Vaisala. Υποθέτουμε ότι έχουμε μία μάζα νερού σε βάθος  $z_0$  απομονωμένη από το περιβάλλον, ώστε ο όγκος της να συστέλλεται και να διαστέλλεται ανάλογα με τη μεταβολή της πίεσης. Αν η μάζα μετακινηθεί πάνω από το σημείο ισορροπίας της σε βάθος  $-z_1$  και αν υποθέσουμε ότι η υδάτινη στήλη βρίσκεται σε ευσταθή ισορροπία, τότε η μάζα νερού θα αρχίσει να κινείται προς τα κάτω με επιτάχυνση, θα έχει δε αποκτήσει αρκετή ταχύτητα ώστε να περάσει το σημείο ισορροπίας  $z_0$  και με ταχύτητα που συνεχώς ελαττώνεται να φθάσει στο σημείο  $+z_1$ . Από το σημείο  $+z_1$  ο όγκος θα κινηθεί ανοδικά ως το σημείο  $-z_1$ . Αν δεν υπάρχει τριβή, η μάζα θα ταλαντώνεται διαρκώς με μία περίοδο ανάλογη της κατακόρυφης βαθμίδας πυκνότητας:

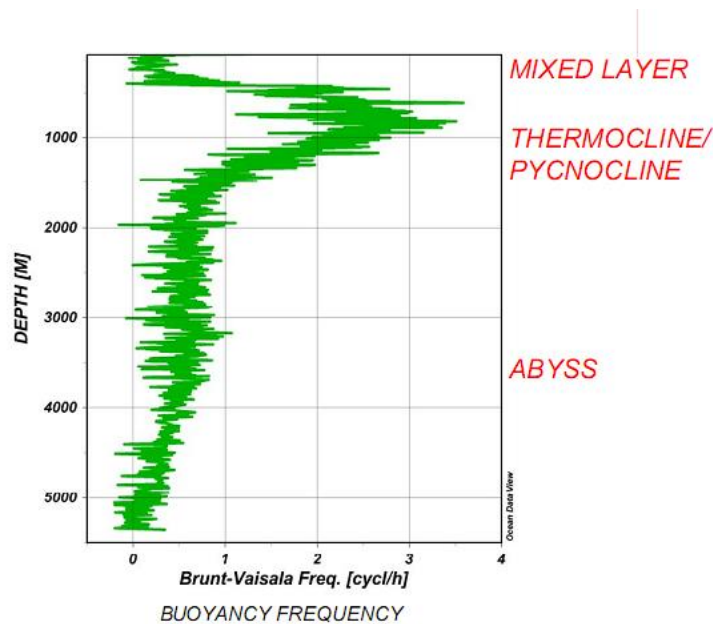
$$T = 2\pi/N$$

όπου

$$N = \sqrt{gE} = \left( -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)^{1/2} = \left( -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \sigma_t}{\partial z} \right)^{1/2} \quad (4.12)$$

Οι μικρότερες περίοδοι ταλάντωσης (περίπου 1 min) αντιστοιχούν σε σταθερότητα  $E \sim 10^{-3} \text{ m}^{-1}$  που συνήθως παράγονται στα πολύ ρηχά νερά. Στα βαθιά νερά όπου η ευστάθεια της στήλης νερού είναι της τάξης των  $10^{-8} \text{ m}^{-1}$ , η περίοδος ταλάντωσης είναι της τάξης των 3 – 5,5 ωρών. Στις περιοχές που η ισορροπία είναι ουδέτερη, η περίοδος ταλάντωσης είναι άπειρη.

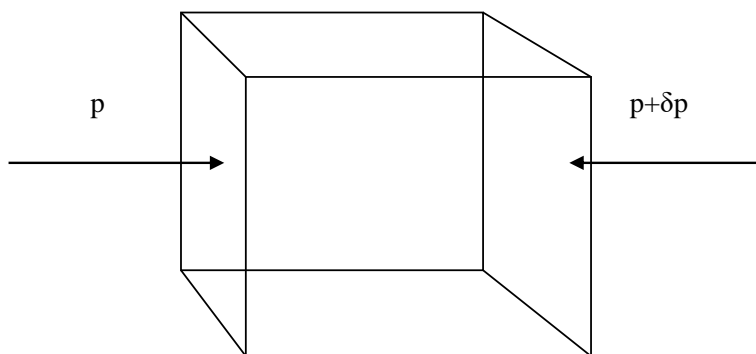
Πολλές φορές για τον προσδιορισμό της στρωματοποίησης της υδάτινης στήλης χρησιμοποιούμε την κατακόρυφη κατανομή του όρου  $N^2$  (Σχήμα 4.6).



Σχήμα 4.6. Προφίλ συχνότητας Brunt-Vaisala. Η υψηλή τιμή  $N^2$  αντιστοιχεί στα σημεία υψηλής στρωματοποίησης της υδάτινης στήλης.

#### 4.5. Πίεση και Βάθος Ωκεανού

Η υδάτινη πίεση (pressure) εκφράζει την δύναμη που ασκείται πλευρικά μίας υδάτινης μάζας ανά μονάδα επιφάνειας επί της οποίας ασκείται η πίεση.



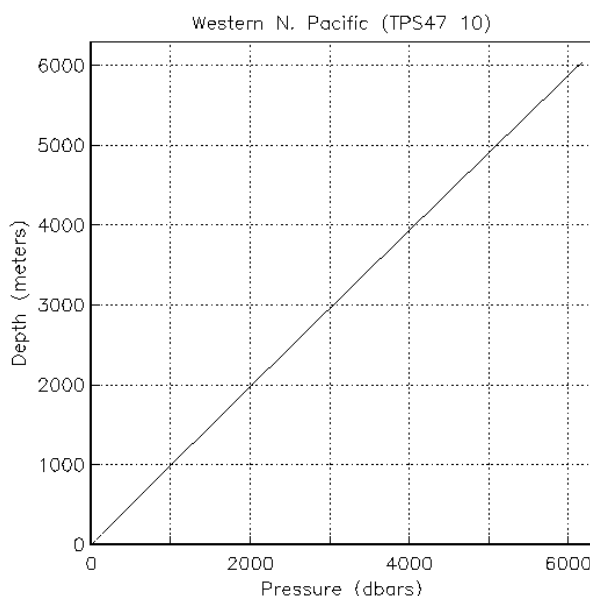
Σχήμα 4.7. Στοιχειώδης όγκος και ασκούμενες πιέσεις στις πλευρικές του έδρες.

Καθώς από τον Δεύτερο Νόμο του Νεύτωνα η δύναμη είναι ίση με το γινόμενο μάζας επί την επιτάχυνσή της ( $F = m a$ ), οι μονάδες της ασκούμενης δύναμης είναι:  $M L/T^2$ . Συνεπώς, οι μονάδες της πίεσης είναι αντίστοιχες με αυτές της δύναμης ανά μονάδα επιφανείας, άρα: Μονάδες πίεσης:  $(F/L^2) = [M/(L T^2)] / L^2 = Nt / m^2 = 1 Pa$ .

Η Ατμοσφαιρική πίεση μετριέται σε bar ( $1 \text{ bar} = 10^6 \text{ dynes/cm}^2 = 10^5 \text{ Pa}$ ). Η ωκεάνια πίεση μετριέται σε dbar ( $1 \text{ dbar} = 10^{-1} \text{ bar} = 10^5 \text{ dynes/cm}^2 = 10^4 \text{ Pa}$ ). Η υδροστατική πίεση σε ένα συγκεκριμένο βάθος εξαρτάται από την υπερκείμενη στήλη νερού, άρα

$$P = \rho g z \quad (4.13)$$

(αν  $g = 9.81 \text{ m/sec}^2$ ,  $\rho = 1025 \text{ kg/m}^3$ ,  $z = 100 \text{ m}$  τότε η παραγόμενη πίεση σε βάθος 100 μ είναι 100,55 dbar). Συνεπώς μεταξύ της υδροστατικής πίεσης σε dbar και του βάθους του ωκεανού υπάρχει μια σχέση 1:1, όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.8.



Σχήμα 4.8. Σχέση βάθους σε μέτρα και υδροστατικής πίεσης σε dbar.

Η πίεση μεταβάλλεται στον ωκεανό μεταξύ 0 – 10.000 dbar.

#### 4.6. Ωκεανογραφικά Διαγράμματα T-S

Τα διαγράμματα T-S που εξηγήθηκαν παραπάνω αποτελούν την πλέον κοινή μέθοδο αποτύπωσης των ωκεάνιων υδάτινων μαζών στην ωκεανογραφία. Ουσιαστικά πρόκειται για την απεικόνιση των ζευγών T-S για κάθε μέτρηση που παίρνουμε σε διάφορα επίπεδα πίεσης κατά την διενέργεια προφίλ με το CTD. Τα ζεύγη τιμών T-S δημιουργούν ένα νέφος σημείων που ακολουθούν μία καμπύλη.



Κατά το σχηματισμό μίας υδάτινης μάζας αυτή αποκτά ένα χαρακτηριστικό ζεύγος τιμών (T, S). Κατά τη κίνησή της οι τιμές αυτές διατηρούνται, καθώς η διάχυση θερμότητας και άλατος είναι πολύ αργή διεργασία. Με τον τρόπο αυτό είναι δυνατή η ανίχνευση της μετακίνησης και η αναγνώριση της προέλευσης των υδάτινων μαζών.

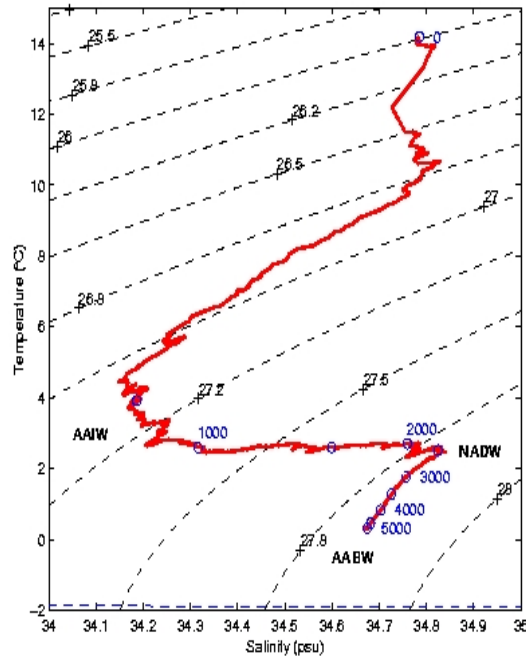
Το διάγραμμα T-S είναι η γραφική απεικόνιση της εξίσωσης της κατάστασης. Τα διαγράμματα T-S χρησιμοποιούνται:

- α) για την ανίχνευση υδάτινων μαζών,
- β) περιγραφή χαρακτηριστικών υδάτινων μαζών, και
- γ) ανίχνευση σφαλμάτων μέτρησης.

Οι T-S καμπύλες είναι:

- α) σταθερές για μεγάλες ωκεάνιες περιοχές,
- β) χαρακτηριστικού σχήματος, και
- γ) ευθύγραμμες στα επιφανειακά νερά.

Στο Σχήμα 4.9 παρουσιάζονται ενδεικτικά δεδομένα από ένα προφίλ που έγινε στις 9° S στον Ατλαντικό Ωκεανό. Οι αριθμοί αντιπροσωπεύουν το βάθος (δηλ. την πίεση) 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.



Σχήμα 4.9. Διάγραμμα T-S για ένα προφίλ θερμοκρασίας και αλατότητας.

Παρατηρούμε ότι στην επιφάνεια επικρατεί θερμοκρασία 14 °C και αλατότητας 34,75. Καθώς το βάθος αυξάνει, η καμπύλη διασχίζει κάθετα σχεδόν τις ισόπυκνες, γεγονός που σημαίνει ότι η υδάτινη στήλη εμφανίζει υψηλή ευστάθεια στα βάθη αυτά. Περίπου στα 500 μ βάθος, η καμπύλη ξεκινά να κινείται σχεδόν παράλληλα με τις ισόπυκνες γεγονός που σημαίνει ότι η κατακόρυφη πυκνοβαθμίδα είναι σχετικά ασθενής. Στα 1000 μ βάθος, σε θερμοκρασία 3,6° C και αλατότητα 34,15 η πυκνότητα δεν μεταβάλλεται με το βάθος ( $\sigma_t = 27,10-27,20$ ). Οι συγκεκριμένες συνθήκες αντιστοιχούν σε μία υδάτινη μάζα που καλείται Νερό Ενδιάμεσου Βάθους Ανταρκτικής (Antarctic Intermediate Water, AAIW). Στη συνέχεια σε βάθος 2000 μ. η πυκνότητα μεταβάλλεται σημαντικά και απαντούμε μια άλλη υδάτινη μάζα με παρόμοια θερμοκρασία αλλά αυξημένη αλατότητα (34,9) και πυκνότητα ( $\sigma_t = 27,80$ ), η οποία προέρχεται από τον Ατλαντικό Ωκεανό και ονομάζεται North Atlantic Deep Water (NADW). Τέλος, στα 5000 μ βάθος συναντάμε μία υδάτινη μάζα που ονομάζεται Antarctic Bottom Water (AABW) με θερμοκρασία 0° C και αλατότητα 34,65 ( $\sigma_t = 27,88$ ).

Γενικά, 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.

### Δημιουργία προφίλ δεδομένων CTD με την γλώσσα R

Θα χρησιμοποιήσουμε τα ενσωματωμένα δεδομένα ctd του πακέτου oce που βρίσκονται στο πακέτο ocedata.

Εισάγουμε τον παρακάτω κώδικα

```
install.packages(c("oce", "ocedata", "rgdal"))
```

```
library(oce); library(ocedata); library(rgdal)
```

```
data(ctd)  
plot(ctd)
```

Με την χρήση της εντολής plot δημιουργούμε τα παρακάτω διαγράμματα για το συγκεκριμένο προφίλ ctd (Σχήμα 4.10).

### Δημιουργία δικού μας προφίλ δεδομένων CTD με την γλώσσα R

Εισάγουμε τα δεδομένα θερμοκρασίας, αλατότητας και πίεσης είτε με την συνάρτηση c είτε με το άνοιγμα αρχείου δεδομένων. Για παράδειγμα,

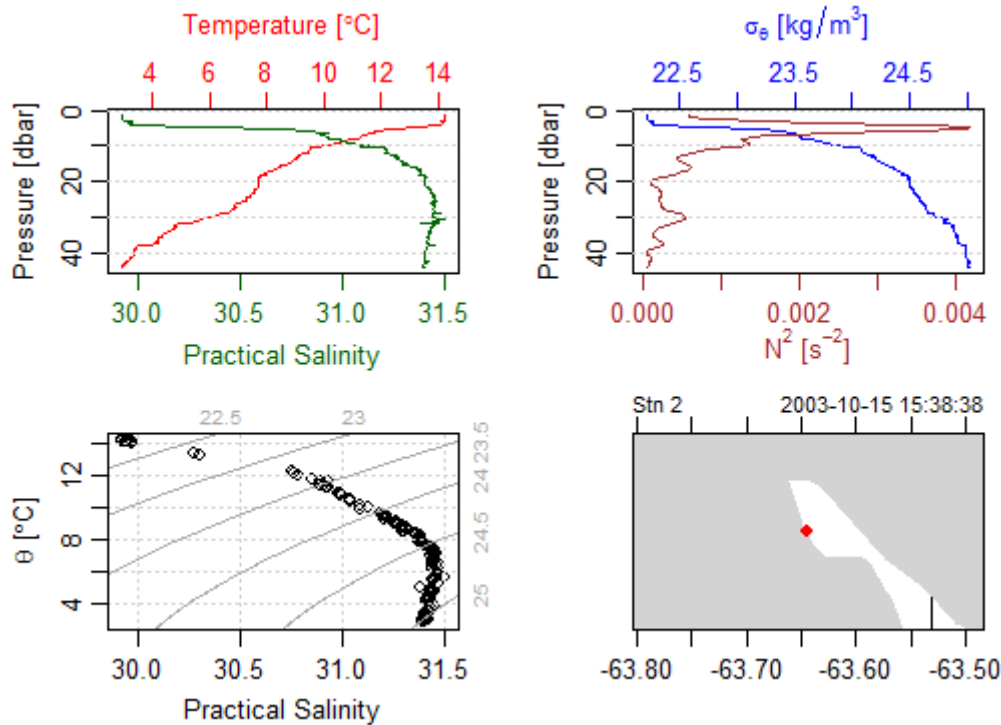
```
temp = c(15.1, 15.8, 16.3, 14.2, 13.8, 12.1)  
sal = c(34.2, 33.8, 35.1, 36.4, 37.8, 37.1)  
pres = c(100, 150, 200, 250, 300, 350)
```

```
data = as.ctd(sal,temp,pres)  
summary(data)  
plot(data)
```

Για τον υπολογισμό της συχνότητας Brunt-Vaissala γράφουμε:

```
swN2(ctd)
```

```
[1] 0.0005852057
```



Σχήμα 4.10. (α) Προφίλ θερμοκρασίας και αλατότητας με το βάθος, (β) Προφίλ  $\sigma_t$  και  $N^2$  με το βάθος, (γ) Διάγραμμα T-S, (δ) Χάρτης με την θέση δειγματοληψίας.

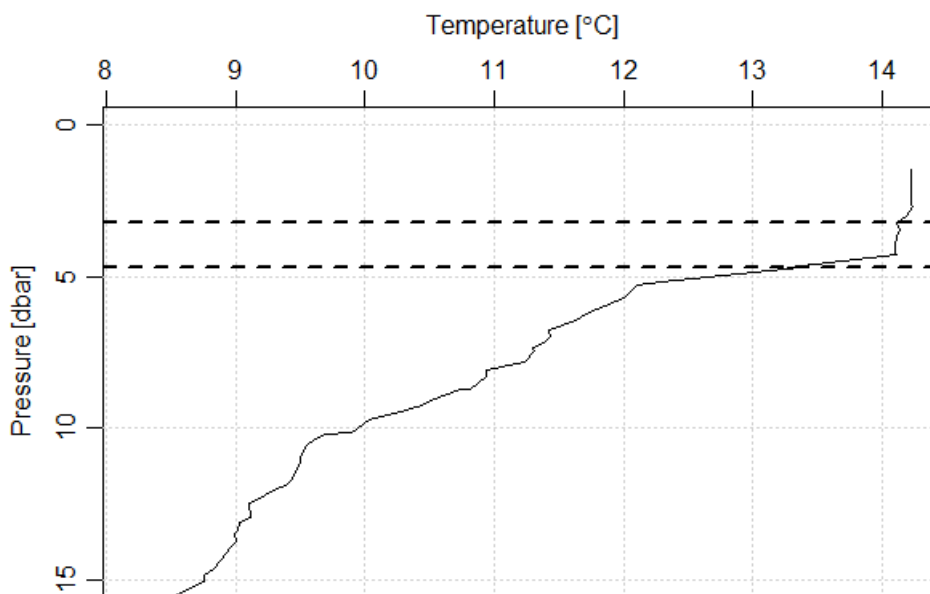
Για τον υπολογισμό του **βάθους του στρώματος πλήρους ανάμειξης** (Mixed Layer Depth, MLD), το οποίο υπολογίζεται ως το βάθος της υπερκείμενης υδάτινης στήλης στην οποία οι φυσικοχημικές ιδιότητες του νερού είναι σταθερές με το βάθος. Ο άλλος τρόπος εκτίμησης του MLD είναι να υπολογίσουμε το βάθος στο οποίο η κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας ή της πυκνότητας υπερβαίνει μία σταθερή τιμή  $\Delta T = 1 \text{ }^\circ\text{C}$  ή  $\Delta \sigma_t = 0.125 \text{ kg/m}^3$ .

## Δημιουργία προφίλ θερμοκρασίας και πυκνότητας από CTD με την γλώσσα R

Χρησιμοποιούμε το έτοιμο αρχείο δεδομένων ctd.

```
plotProfile(ctd, xtype='temperature', ylim=c(15, 0), col.temperature='black')
temperature = ctd[["temperature"]]
pressure = ctd[["pressure"]]
for (criterion in c(0.5, 1.0)) {
  inMLD = abs(temperature[1]-temperature) < criterion
  MLDindex = which.min(inMLD)
  MLDpressure = pressure[MLDindex]
  abline(h=pressure[MLDindex], lwd=2, lty="dashed")
}
```

Με όμοιο τρόπο δημιουργούμε προφίλ πυκνότητας νερού και ανιχνεύουμε το βάθος πλήρους ανάμειξης.



Σχήμα 4.11. Προφίλ θερμοκρασίας και προσδιορισμός βαθών που πληρούν τα κριτήρια του βάθους του στρώματος πλήρους ανάμειξης.