

5. ΠΥΚΝΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΘΑΛΑΣΣΙΝΟΥ ΝΕΡΟΥ- ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΜΑΖΕΣ

5.1 Καταστατική Εξίσωση, συντελεστές σ_t και σ_θ

Η πυκνότητα του νερού αποτελεί καθοριστικό παράγοντα για την κίνηση των θαλασσιών μαζών και την κατακόρυφη ισορροπία της στήλης του νερού. Είναι συνάρτηση τριών μεταβλητών: της θερμοκρασίας, της αλατότητας και της πίεσης. Η μεταβολή της πυκνότητας, με τη μεταβολή των παραμέτρων αυτών δεν είναι γραμμική, ούτε μπορεί να περιγραφεί από μια απλή λογαριθμική ή εκθετική εξίσωση. Για να καθορίσουμε την κίνηση των θαλασσιών μαζών μέσα στον ωκεανό όπου οι διαφορές της πυκνότητας είναι πολύ μικρές, ο υπολογισμός της αλατότητας πρέπει να γίνεται με ακρίβεια μερικών δεκάδων ανά εκατομμύριο. Έτσι, η μεγαλύτερη προσέγγιση στον υπολογισμό της πυκνότητας έγινε με μια πολύπλοκη εξίσωση, υπό μορφή πολυώνυμου, που προέκυψε από στατιστική συσχέτιση και συνδέει την πυκνότητα με τις τρεις μεταβλητές από τις οποίες εξαρτάται. Η εξίσωση αυτή δημοσιεύτηκε το 1980 και έγινε αποδεκτή το 1981 από τα Ωκεανογραφικά συμβούλια της UNESCO ως διεθνές πρότυπο. Ονομάζεται Παγκόσμια Καταστατική Εξίσωση του Νερού (International Equation of State) και συμβολίζεται IES80.

Για να φαίνεται σε ποιες συνθήκες, αντιστοιχεί μια συγκεκριμένη πυκνότητα, δίπλα στο σύμβολό της, το ρ , ακολουθεί μια παρένθεση με τις τιμές της θερμοκρασίας, αλατότητας και πίεσης, όπως τα παρακάτω παραδείγματα:

$\rho(S,t,p)$: 'in situ' πυκνότητα τυχαίου δείγματος

$\rho(S,t,0)$: πυκνότητα με 'in situ' αλατότητα - θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας (δηλαδή σε ατμοσφαιρική πίεση ή μηδενική πίεση νερού).

$\rho(35,t,0)$: πυκνότητα νερού αλατότητας 35psu, τυχαίας θερμοκρασίας, στην επιφάνεια της θάλασσας. (Νερό με $S=35.0000$ psu κυκλοφορεί σε σφραγισμένα δοχεία για βαθμονόμηση των οργάνων).

Τα συνήθη όρια διακύμανσης της πυκνότητας στους ωκεανούς είναι μεταξύ $1026.00\text{Kg}/\text{m}^3$ στην επιφάνεια και $1027.90\text{Kg}/\text{m}^3$ στο βάθος, με τυπική τιμή γύρω στο $1027.00\text{Kg}/\text{m}^3$. Για απλοποίηση οι ωκεανογράφοι συνήθως γράφουν μόνο τα δύο τελευταία ψηφία πριν και μετά την υποδιαστολή και η ποσότητα αυτή ονομάζεται διεθνώς σίγμα και συμβολίζεται με $\sigma(S,t,p)$:

$$\sigma(S,t,p) = \rho(S,t,p) - 1000 \text{ Kg}/\text{m}^3$$

Σε πολλές εφαρμογές της ωκεανογραφίας το αποτέλεσμα της πίεσης μπορεί να αγνοηθεί, ιδίως όταν συγκρίνονται θαλάσσιες μάζες στην επιφάνεια. Τότε χρησιμοποιείται η ποσότητα **σίγμα-ταφ** (διεθνής συμβολισμός) σ_t .

$$\sigma_t = \rho(S,t,0) - 1000\text{Kg}/\text{m}^3$$

Υπάρχουν όμως περιπτώσεις που το αποτέλεσμα της πίεσης δεν μπορεί να αγνοηθεί. Οι μεταβολές της πίεσης κατά κύριο λόγο επηρεάζουν τη θερμοκρασία του νερού, έτσι σε πρώτη προσέγγιση μπορεί να χρησιμοποιηθεί η ανηγμένη θερμοκρασία θ .

Ανηγμένη πυκνότητα είναι η πυκνότητα συγκεκριμένης μάζας νερού που θα την αποκτήσει, όταν η μάζα αυτή ανέβει αδιαβατικά στην επιφάνεια.

Το σίγμα στην περίπτωση αυτή ονομάζεται σίγμα-θήτα (διεθνής συμβολισμός) σ_θ .

$$\sigma_\theta = \sigma(S,\theta,0) = \rho(S,\theta,0) - 1000 \text{ Kg}/\text{m}^3$$

Η ανηγμένη πυκνότητα είναι χρήσιμη γιατί εξαλείφει την πρωτογενή επίδραση της πίεσης στη θερμοκρασία και επιτρέπει να γίνουν

συγκρίσεις της πυκνότητας δειγμάτων νερού από διάφορα βάθη. Όπως είδαμε στο προηγούμενο κεφάλαιο για την ανηγμένη θερμοκρασία στη τάφρο Μιντανάο των Φιλιππίνων η κατανομή του σ_t εμφανίζει 'ελαφρότερα νερά' σε μεγάλα βάθη, αλλά η πλαστή αυτή κατάσταση διορθώνεται με τη χρήση του σ_s (σχήμα 4.11).

Μια άλλη έκφραση της πυκνότητας που συνήθως χρησιμοποιείται στους υπολογισμούς για τα γεωστροφικά ρεύματα (βλέπε παρακάτω), είναι ο ειδικός όγκος α , που ορίζεται ως το αντίστροφο της πυκνότητας:

$$\alpha(S, t, p) = \frac{1}{\rho(S, t, p)}$$

Ο ειδικός όγκος α εκφράζεται σε m^3/Kg .

Η παγκόσμια καταστατική εξίσωση του νερού IES80 είναι:

$$\rho(S, t, p) = \rho(S, t, 0) \frac{1 - p}{K(S, t, p)}$$

$\rho(S, t, 0) =$

+999.842594

+6.793.952 $\times 10^{-2}$ $\times T$

-9.095290 $\times 10^{-3}$ $\times T^2$ +1.001685 $\times 10^{-4}$ $\times T^3$

-1.120083 $\times 10^{-6}$ $\times T^4$ +6.536332 $\times 10^{-9}$ $\times T^5$

+8.24493 $\times 10^{-1}$ $\times S$ -4.0899 $\times 10^{-3}$ $\times T \times S$

+7.6438 $\times 10^{-5}$ $\times T^2 \times S$ -8.2467 $\times 10^{-7}$ $\times T^3 \times S$

+5.3875 $\times 10^{-9}$ $\times T^4 \times S$ -5.72466 $\times 10^{-3}$ $\times S^{3/2}$

+1.0227 $\times 10^{-4}$ $\times T \times S^{3/2}$ -1.654,6 $\times 10^{-6}$ $\times T^2 \times S^{3/2}$

+4.8314 $\times 10^{-4}$ $\times S^2$.

$K(s, t, p) =$

+19652.21

+148.4206 $\times T$ -2.327105 $\times T^2$

+1.360477 $\times 10^{-2}$

$\times T^3$ -5.155288 $\times 10^{-5}$ $\times T^4$

+3.239908 +1.43713 $\times 10^{-3}$ $\times T \times p$

+1.16092 $\times 10^{-4}$ $\times T^2 \times p$ -5.77905 $\times 10^{-7}$ $\times T^3 \times p$

+8.50935 $\times 10^{-5}$ $\times p^2$ -6.12293 $\times 10^{-6}$ $\times T \times p^2$

+5.2787 $\times 10^{-8}$ $\times T^2 \times p^2$

+54.6746 $\times S$ -0.603459 $\times T \times S$

+1.09987 $\times 10^{-2}$ $\times T^2 \times S$ -6.1670 $\times 10^{-5}$ $\times T^3 \times S$

+7.944 $\times 10^{-2}$ $\times S^{3/2}$ +1.6483 $\times 10^{-2}$ $\times T \times S^{3/2}$

-5.3009 $\times 10^{-4}$ $\times T^2 \times S^{3/2}$ +2.2838 $\times 10^{-3}$ $\times p \times S$

-1.0981 $\times 10^{-5}$ $\times T \times p \times S$ -1.6078 $\times 10^{-6}$ $\times T^2 \times p \times S$

$$\begin{array}{r}
 +1.91075 \times 10^{-4} \quad \times p \quad \times S^{3/2} \quad -9.9348 \times 10^{-7} \quad \times p^2 \quad \times S \\
 +2.0816 \times 10^{-8} \quad \times T \quad \times p^2 \quad \times S \quad +9.1697 \times 10^{-10} \quad \times T^2 \quad \times p^2 \quad \times S
 \end{array}$$

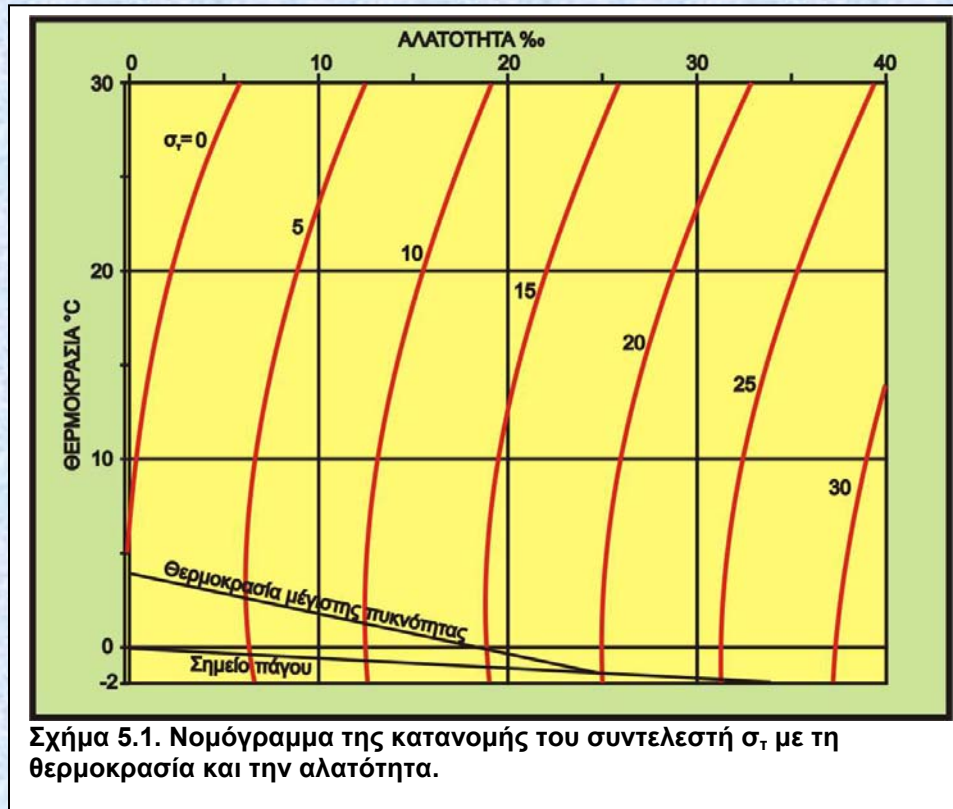
5.2 Θαλάσσιες μάζες

Η ανταλλαγή ενέργειας μεταξύ της ατμόσφαιρας και του ωκεανού είναι η κυριότερη αιτία διαφοροποίησης της θερμοκρασίας και της αλατότητας των επιφανειακών νερών, η οποία συμβαίνει σε σχετικά σύντομα χρονικά διαστήματα. Στο βάθος, οι διεργασίες ανάμιξης είναι αργές και το νερό τείνει να διατηρεί χαρακτηριστικούς συνδυασμούς θερμοκρασίας και αλατότητας που απέκτησε στην επιφάνεια. Είναι χαρακτηριστική η συνύπαρξη στο ίδιο βάθος, αλλά σε γειτονική περιοχή, νερού με διαφορετική αλατότητα και θερμοκρασία, το οποίο όμως να βρίσκεται σε ισορροπία γιατί έχει την ίδια πυκνότητα. Η ίδια πυκνότητα παράγεται από διαφορετικούς συνδυασμούς θερμοκρασίας - αλατότητας.

Θαλάσσια μάζα θεωρείται ένας όγκος νερού με καθορισμένα όρια θερμοκρασίας και αλατότητας, που έχει κοινή περιοχή προέλευσης και τρόπο σχηματισμού.

Οι θαλάσσιες μάζες σχηματίζονται με την αλληλεπίδραση ατμόσφαιρας και ωκεανού ή με την ανάμιξη δύο ή περισσότερων θαλάσσιων μαζών. Μόλις σχηματιστούν μεταναστεύουν κατακόρυφα στην υδάτινη στήλη, σε θέση ανάλογη της πυκνότητάς τους, ώστε να εξασφαλίζεται η ισορροπία. Τα θαλάσσια ρεύματα παρασύρουν τις θαλάσσιες μάζες χιλιάδες χιλιόμετρα μακριά αλλά είναι δυνατή η αναγνώρισή τους, ο καθορισμός της πορείας τους, και η διαφοροποίηση την οποία υφίστανται στη διάρκεια της μετανάστευσής τους. Η αναγνώρισή τους είναι σημαντική γιατί μας αποκαλύπτει τη ροή θερμικής ενέργειας, οξυγόνου και θρεπτικών αλάτων στα βαθύτερα στρώματα των ωκεανών.

Για να απεικονιστούν γραφικά οι διαφορετικοί συνδυασμοί θερμοκρασίας - αλατότητας που δημιουργούν μια συγκεκριμένη πυκνότητα χρησιμοποιείται ένα διάγραμμα S-T που έχει χαραγμένες επάνω τις καμπύλες της πυκνότητας ή σ_t ή του σ_θ . Έτσι σχηματίζεται ένα διάγραμμα με διαγώνιες καμπύλες σχεδόν παράλληλες μεταξύ τους, με την κοίλη πλευρά προς τα κάτω (σχήμα 5.1).

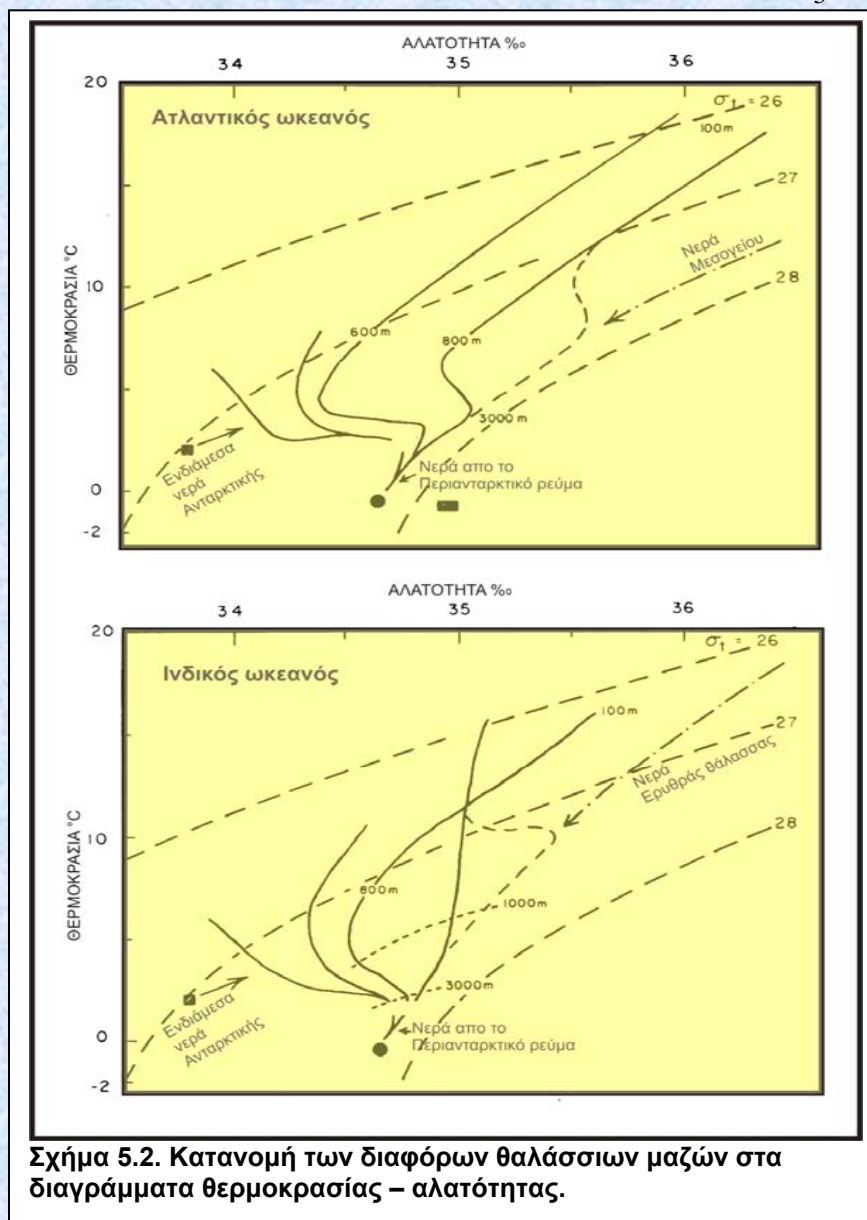


Σχήμα 5.1. Νομόγραμμα της κατανομής του συντελεστή σ_t με τη θερμοκρασία και την αλατότητα.

Στα διαγράμματα αυτά τοποθετούμε τις μετρήσεις θερμοκρασίας - αλατότητας. Αν προέρχονται από την ίδια περιοχή και έχουν παρόμοια χαρακτηριστικά δηλαδή προέρχονται από την ίδια θαλάσσια μάζα, τότε σχηματίζεται ένα σμήνος σημείων που καταλαμβάνουν μια μικρή έκταση υπό μορφή ζώνης, επάνω σ' αυτό το διάγραμμα.

Αν ένας όγκος νερού έχει πολύ στενά όρια θερμοκρασίας - αλατότητας, δηλαδή απεικονίζεται σαν σημείο στο διάγραμμα T-S, τότε ονομάζεται τύπος νερού.

Μια περιοχή του ωκεανού έχει την 'υπογραφή' της αν γίνουν πολλές μετρήσεις σε όλη την στήλη του νερού, από την επιφάνεια ως τον πυθμένα και τα αποτελέσματα τοποθετηθούν στο διάγραμμα T-S. Η κατανομή δεν είναι τυχαία και πολλές φορές αποκαλύπτει την επίδραση διαφόρων θαλασσίων μαζών που έχουν μεταναστεύσει εκεί από μακριά. Συνήθως σχηματίζεται μια τεθλασμένη καμπύλη γραμμή, με το επιφανειακό νερό στο ανώτερο αριστερό σημείο και το νερό του πυθμένα στο κάτω δεξιό (σχήμα 5.2). Αυτό συμβαίνει γιατί οι ισόπυκνες καμπύλες του διαγράμματος αυξάνουν την τιμή τους από την άνω αριστερή γωνία προς την κάτω δεξιά.



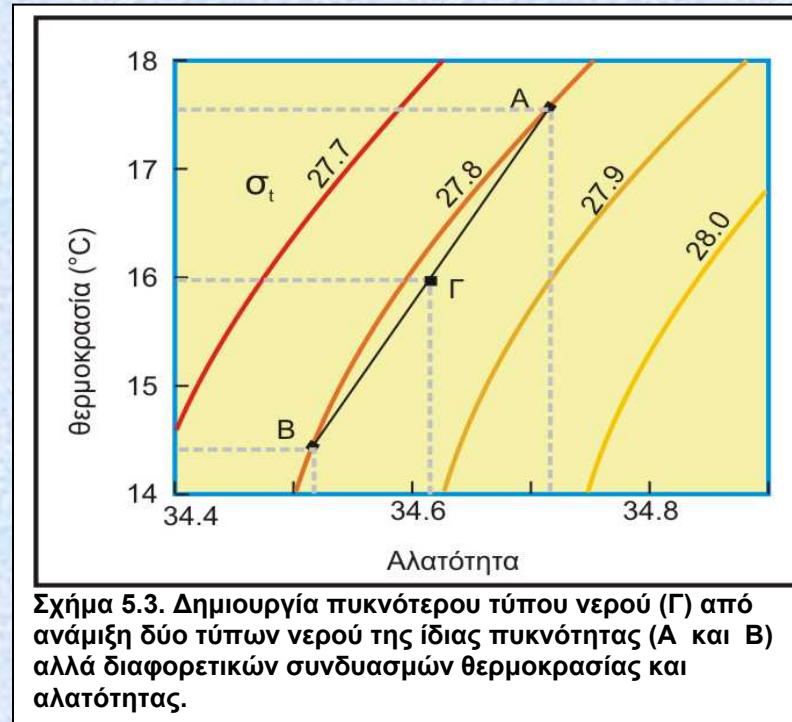
Αν στο διάγραμμα T-S τοποθετηθούν μετρήσεις από όλους τους ωκεανούς της γης, διαπιστώνεται ότι παρά τις διαφοροποιήσεις στα επιφανειακά και ενδιάμεσα σημεία, υπάρχει εκπληκτική σύμπτωση στα νερά βάθους. Αυτό συμβαίνει γιατί τα νερά βάθους έχουν κοινή πηγή

τροφοδοσίας και η μετακίνησή τους από ωκεανό σε ωκεανό γίνεται με ταχύτητα μεγαλύτερη από την ταχύτητα διαφοροποίησής τους από διάφορες διεργασίες.

Ένα άλλο φαινόμενο που μπορεί να φανεί με τη χρήση των διαγραμμάτων T-S, είναι η παραγωγή πυκνότερου νερού, όταν αναμιχθούν δύο τύποι νερού ίδιας, αλλά μικρότερης πυκνότητας από το νεοσχηματιζόμενο. Για παράδειγμα δύο τύποι νερού A και B (σχήμα 5.3) έχουν την ίδια πυκνότητα αλλά διαφορετικούς συνδυασμούς θερμοκρασίας - αλατότητας. Τα νερά αυτά ισορροπούν στο ίδιο βάθος, έτσι έρχονται σε επαφή. Βαθμιαία γίνεται ανάμιξη και παράγεται ένας τρίτος τύπος νερού Γ που έχει ενδιάμεση θερμοκρασία και αλατότητα:

$$T_{\Gamma} = \frac{T_A + T_B}{2} \quad \text{και} \quad S_{\Gamma} = \frac{S_A + S_B}{2}$$

Η πυκνότητα όμως δεν ακολουθεί γραμμική σχέση, έτσι το σ_t του σημείου Γ βρίσκεται στο μέσον της ευθείας που ενώνει τα σημεία A και B. Το σημείο Γ όπως βλέπουμε στο σχήμα 5.3 βρίσκεται στο κοίλο τμήμα της ισόπυκνης καμπύλης που διέρχεται από τα A και B, δηλαδή έχει μεγαλύτερη πυκνότητα. Ο τύπος νερού Γ μόλις σχηματιστεί βυθίζεται σε μεγαλύτερο βάθος ώσπου να ισορροπήσει. Η διεργασία αυτή είναι υπεύθυνη για το σχηματισμό πυκνότερων νερών χωρίς την παρεμβολή εξωτερικής ενέργειας (π.χ. ψύξη από την ατμόσφαιρα).



Σχήμα 5.3. Δημιουργία πυκνότερου τύπου νερού (Γ) από ανάμιξη δύο τύπων νερού της ίδιας πυκνότητας (A και B) αλλά διαφορετικών συνδυασμών θερμοκρασίας και αλατότητας.

5.3 Στατική σταθερότητα των θαλασσίων μαζών

Ο ρυθμός με τον οποίο μεταβάλλεται η πυκνότητα με το βάθος καθορίζει τη στατική σταθερότητα της στήλης του νερού. Δηλαδή αποτελεί ένα μέτρο του πόσο μια θαλάσσια μάζα κατέχει σταθερή θέση στη στήλη του νερού ή με μια παραμικρή μεταβολή των χαρακτηριστικών της (πχ ψύξη από την ατμόσφαιρα) θα χάσει την ισορροπία της και θα μετακινηθεί κατακόρυφα.

Αν μετακινήσουμε ένα 'πακέτο' νερού προς τα επάνω (ή προς τα κάτω) θα βρεθεί περιτριγυρισμένο από νερά μικρότερης (ή μεγαλύτερης) πυκνότητας, τότε αυτό θα επιστρέψει στη θέση του ώστε να ξαναβρεί την ισορροπία του. Το μέγεθος της έντασης με την οποία θα επιστρέψει στη θέση του αποτελεί μια ποσότητα που μπορεί να υπολογιστεί και συμβολίζεται με το E :

$$E = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

όπου z η κατακόρυφη μετακίνηση.

$E > 0$ σταθερό

$E < 0$ ασταθές

$E = 0$ ουδέτερο

Για μικρές μετακινήσεις μερικών δεκάδων μέτρων στα επιφανειακά στρώματα το E μπορεί να υπολογιστεί από το σ_t , δηλαδή:

$$E = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \sigma_t}{\partial z}$$

Για παράδειγμα αν ένα 'πακέτο' νερού με $\sigma_t = 25.10$ μετακινηθεί από τα 100m βάθος στα 110m όπου το $\sigma_t = 25.12$ η στατική σταθερότητα E υπολογίζεται ως εξής:

(Στον υπολογισμό του ∂z λαμβάνουμε το z πάντα με αρνητική τιμή για να υποδηλώνει το βάθος)

$$\partial z = (-100\text{m}) - (-110\text{m}) = 10$$

$$\partial \sigma_t = (25.10) - (25.12) = -0.02$$

$$\text{Επομένως το } E = -(1/1025.11)(-0.02/10) = 9.85 \times 10^{-5}$$

Το E μπορεί να είναι μικρό, αλλά είναι θετικό νούμερο επομένως το 'πακέτο' νερού του παραδείγματός μας είναι σταθερό.

Για μεγάλες κατακόρυφες μετακινήσεις αντί για το σ_t πρέπει να λαμβάνεται το σ_θ . Ο πλέον κατάλληλος τύπος για τον υπολογισμό του E σε πολύ μεγάλο βάθος, όπου υπάρχει μεγάλη συμπίεστικότητα του νερού, είναι:

$$E = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{g}{C^2}$$

Όπου το ρ υπολογίζεται από την καταστατική εξίσωση, το g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας και το C είναι η ταχύτητα του ήχου στο νερό στο ίδιο βάθος.