

Παράκτια Υδραυλική & Τεχνολογία

Δυναμική Υδάτινης Στήλης

Δρ. Γιώργος Συλαίος
Ωκεανογράφος – Επ. Καθηγητής ΤΜΠ-ΔΠΘ

Μείξη

Από Τάσεις

Άνεμος

Τριβή Πυθμένα

Εσωτερικές Τάσεις

Παραγωγή
Διατμητικών Τάσεων

Μη εφαρμογή
Τάσεων

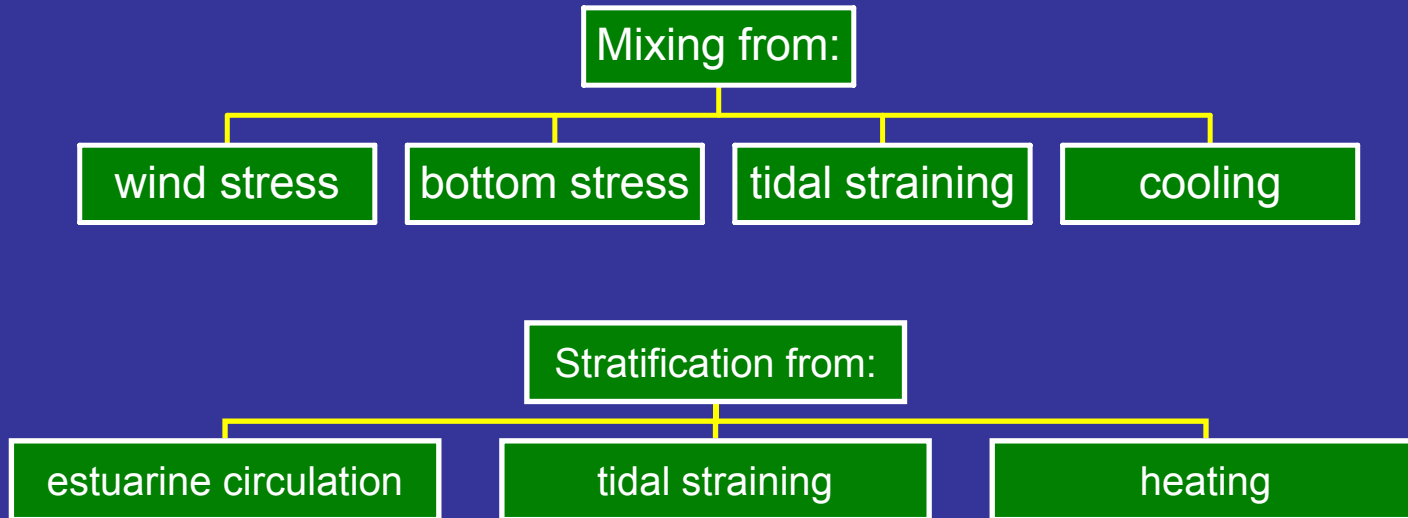
Ψύξη

Διπλή Διάχυση

Παλιρροιακή
Παραμόρφωση

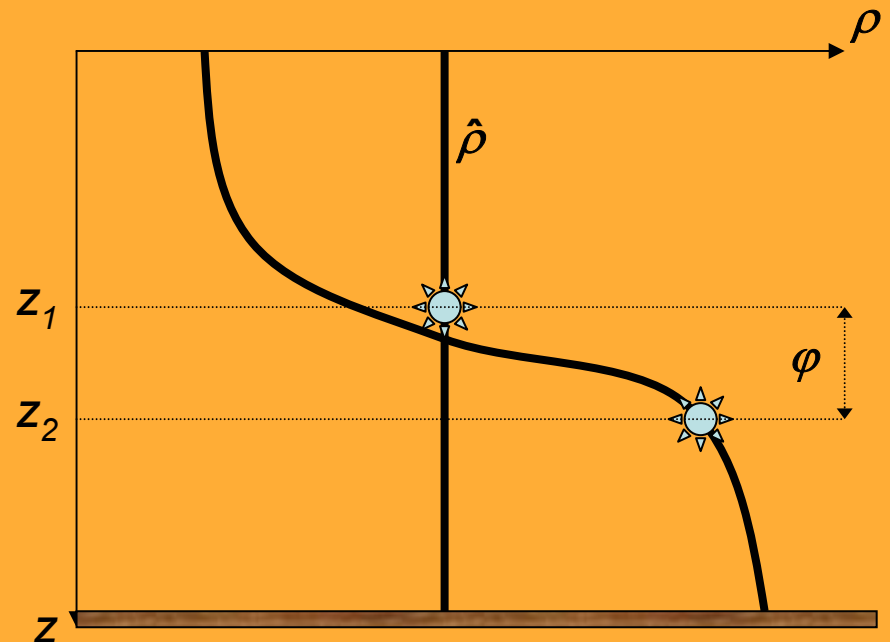
Παραγωγή Άνωσης

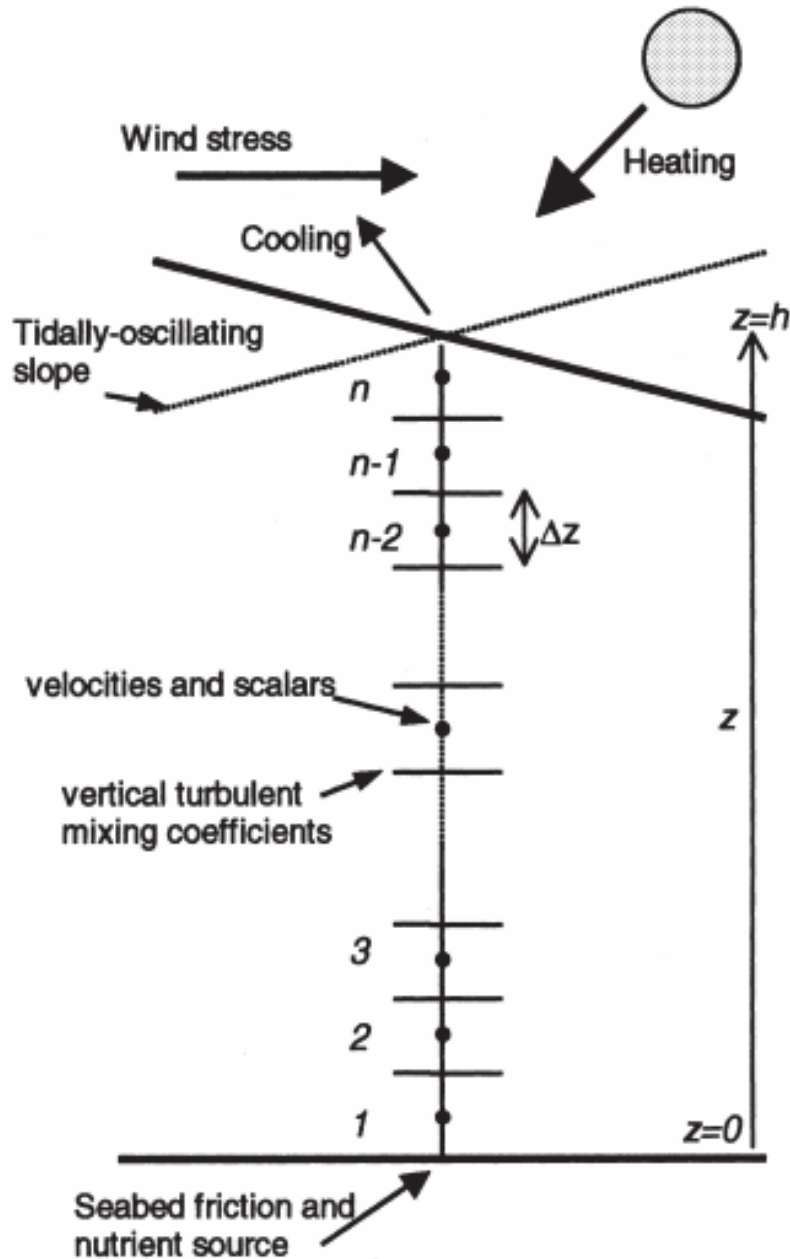
Mixing vs. Stratification



To mix the water column, kinetic energy has to be converted to potential energy.

Mixing increases the potential energy of the water column





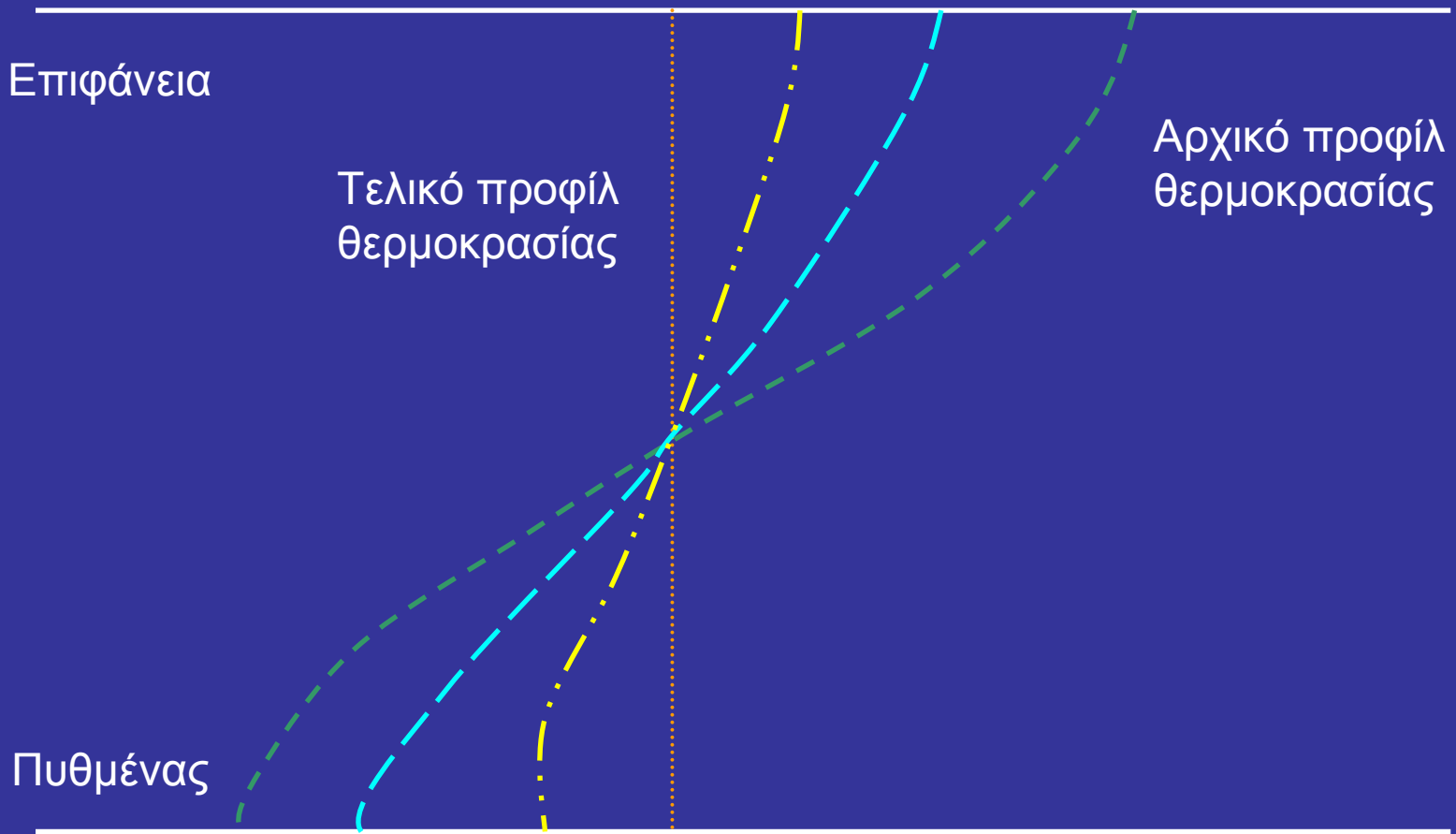
Υδάτινη στήλη από την επιφάνεια ως το πυθμένα

Δέχεται την επίδραση:

- A) της παλιρροιακής ταλάντωσης,
- B) της θέρμανσης από τη προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία
- Γ) της εκροής γλυκού νερού από ποτάμια
- Δ) της επίδρασης του ανέμου

Δημιουργούνται στρώματα με διαφορετικές ιδιότητες και κίνησης, άρα συντελεστές κατακόρυφης μείξης και ορμής. Τα στρώματα πυθμένα και επιφάνειας δέχονται δυνάμεις σύρσης και τριβής.

Διεργασίες Μείξης - Στρωματοποίησης



Διεργασίες Μείξης

Στο προηγούμενο παράδειγμα, η κατακόρυφη μείξη τείνει να μεταφέρει το ψυχρό νερό στην επιφάνεια και το θερμό νερό προς το πυθμένα.

Η ολική θερμική ενέργεια της υδάτινης στήλης παραμένει σταθερή.

Η κίνηση αυτή τείνει να εξομαλύνει το θερμοκλινές (στη περίπτωση θερμικής μείξης), το αλοκλινές (στη περίπτωση μείξης άλατος) και την ορμή (στη περίπτωση διαφορών ταχύτητας).

Στη θάλασσα η μείξη είναι τυρβώδης, γιατί:

$$u = \bar{u} + u'$$

$$v = \bar{v} + v'$$

$$w = \bar{w} + w'$$

Παρόμοια

$$S = \bar{S} + S'$$

$$C = \bar{C} + C'$$

Ολοκληρώνοντας ως προς ένα χρονικό διάστημα (π.χ., παλιρροιακός κύκλος)

$$\langle u \rangle = \langle \bar{u} + u' \rangle$$

ή

$$\langle u \rangle = \langle \bar{u} \rangle + \langle u' \rangle$$

αλλά

$$\langle u' \rangle = 0$$

Η ροή μάζας με ρύπο συγκέντρωσης C είναι

$$\langle (\bar{u} + u')(\bar{C} + C') \rangle = \bar{u}\bar{C} + \langle u'\bar{C} \rangle + \langle \bar{u}C' \rangle + \langle u'C' \rangle$$

$$\langle (\bar{u} + u')(\bar{C} + C') \rangle = \bar{u}\bar{C} + \bar{C}\langle u' \rangle + \bar{u}\langle C' \rangle + \langle u'C' \rangle$$

$$\langle uC \rangle = \bar{u}\bar{C} + \langle u'C' \rangle$$

Μέση ροή μάζας

Τυρβώδης ροή μάζας

Αντίστοιχα

$$\langle w'S' \rangle$$

Κατακόρυφη τυρβώδης ροή άλατος

$$\rho C_p \langle w'T' \rangle$$

Κατακόρυφη τυρβώδης ροή θερμότητας

$$\rho \langle w'u' \rangle$$

Κατακόρυφη τυρβώδης ροή οριζόντιας ορμής

$$\langle u'S' \rangle$$

Οριζόντια τυρβώδης ροή άλατος

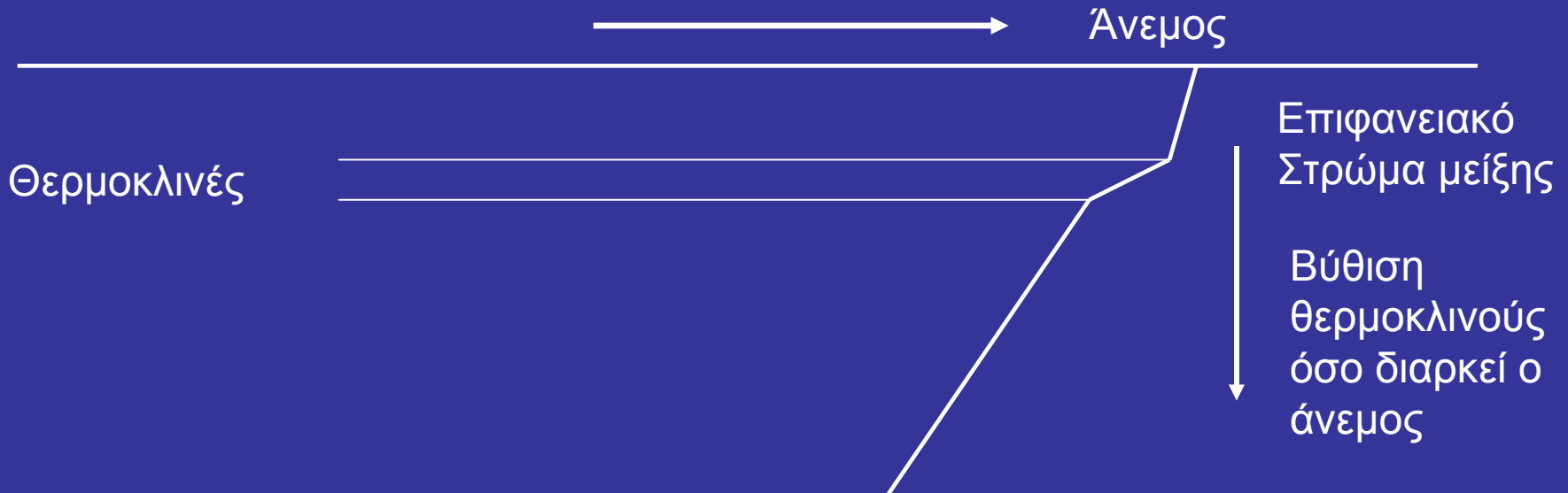
$$\rho \langle v'u' \rangle$$

Τυρβώδης ροή v-ταχύτητας κατά την χ-διεύθυνση

Οι περισσότερες διεργασίες μείξης σχετίζονται με **οριακά στρώματα (boundary layers)** καθώς η μεγαλύτερη τύρβη παράγεται κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας ή κοντά στο πυθμένα.

Διεργασίας Μείξης 1 – Ανεμογενής Μείξη

Θεωρούμε παράκτια λεκάνη με επιφανειακή θερμοκρασία μεγαλύτερη από αυτή του πυθμένα. Εφαρμόζουμε διατμητική τάση μέσω της ταχύτητας του ανέμου. Η ένταση του ανέμου παράγει οριζόντιο ρεύμα (οριζόντια μεταφορά μάζας), αλλά εισάγει και τυρβώδη ενέργεια κοντά στην επιφάνεια. Δημιουργείται έτσι ένα ανεμογενές οριακό στρώμα, όπου επικρατεί έντονη μείξη, ενώ κάτω από αυτό το προφίλ της θερμοκρασίας παραμένει αμετάβλητο.



Δύο διεργασίες μείξης συμβαίνουν:

1. Μείξη εντός του οριακού στρώματος
2. Μείξη μεταξύ του οριακού στρώματος και του νερού πυθμένα, μέσω του θερμοκλινούς – διαπήδηση νερού (entrainment)

Λόγω της διαπήδησης το θερμοκλινές αυξάνει το βάθος του με το χρόνο.

$$w_e \equiv \frac{dh_1}{dt}$$

Entrainment Rate (Velocity)

Η επιφανειακή διατμητική τάση που παράγει ο άνεμος:

$$\tau_w = \rho_a C_d W^2$$

Από την οποία παράγεται ταχύτητα τριβής

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_w}{\rho}}$$

Ορίζουμε το συντελεστή εισδοχής

$$C_e \equiv \frac{w_e}{u_*}$$

Ο συντελεστής εισδοχής εξαρτάται από τη διατμητική ταχύτητα και τη διαφορά πυκνότητας μεταξύ των δύο στρωμάτων (όσο μεγαλύτερο $\Delta\rho$ τόσο μεγαλύτερη η απαιτούμενη ενέργεια μείξης).

$$Ri_e = \frac{gh_1\Delta\rho}{\rho u_*^2}$$

Όπου h_1 το ανεμογενές οριακό στρώμα

Μεγάλη τιμή Ri_e σημαίνει μεγάλη διαφορά πυκνότητας, άρα χαμηλή διείσδυση.

Εμπειρικές σχέσεις έδειξαν

$$w_e = \frac{2.5}{gh_1\Delta\rho / \rho} \left(\frac{\rho_a}{\rho} C_w \right)^{3/2} W^3$$

Για τυπική παράκτια λεκάνη με $h_1 = 10$ m, $\Delta\rho/\rho=10^{-3}$, $W=10$ m/s
έχουμε $u_* = 0.01$ m/s, $Re = 1000$, $c_e = 0.003$, $w_e = 3 \times 10^{-5}$ m/s.

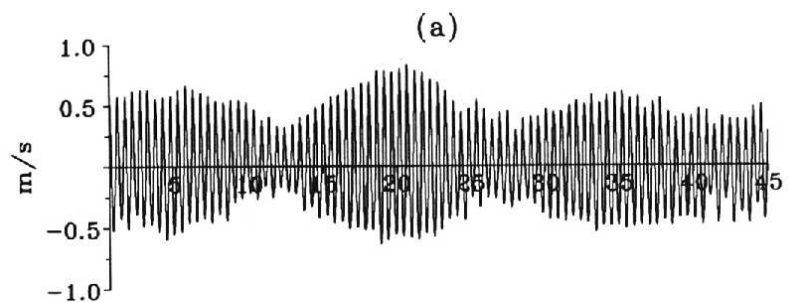
Η διαφορά πυκνότητας μπορεί να υπολογιστεί με όρους θερμοκρασίας ως

$$\Delta\rho / \rho = a\Delta T$$

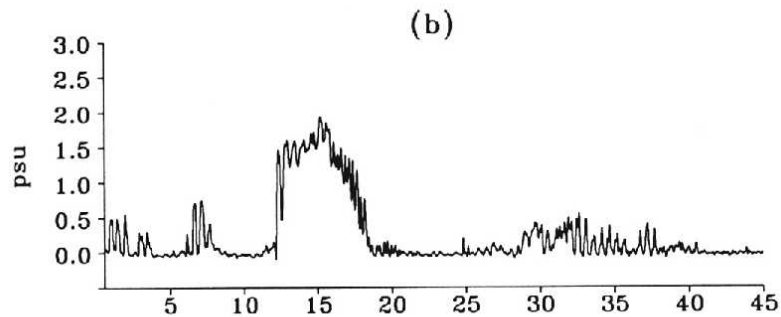
Όπου a ο συντελεστής θερμικής διαστολής νερού ίσος με 2×10^{-4} °C⁻¹

Διεργασίας Μείξης 2 – Παλιρροιακή Μείξη

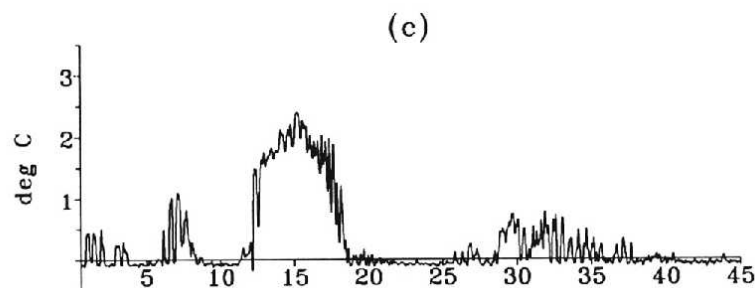
Η παλίρροια προκαλεί αύξηση της τυρβώδους ενέργειας στο οριακό στρώμα πυθμένα, με αποτέλεσμα τη μείξη της υδάτινης στήλης από κάτω προς τα πάνω.



Παλιρροιακά
ρεύματα



Διαφορές
αλατότητας
μεταξύ πυθμένα
και επιφάνειας



Διαφορές
θερμοκρασίας
μεταξύ πυθμένα
και επιφάνειας

Προκύπτει ότι υπάρχουν δύο καλά καθορισμένοι κύκλοι στρωματοποίησης – μείξης στη προηγούμενη χρονοσειρά.

1. Εναλλαγή spring-neap παλίρροιας.

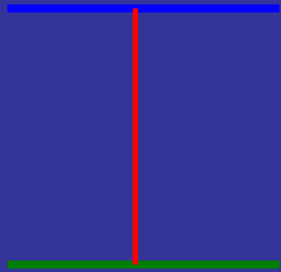
Η μείξη κατά τη παλίρροια μεγάλου εύρους (spring tide) είναι ικανή να υπερνικήσει τη στρωματοποίηση, λόγω της ροής πυκνότητας που αναπτύσσεται.

Η εναλλαγή αυτή συμβαίνει περίπου κάθε 2 εβδομάδες

2. Ημι-ημερήσια στρωματοποίηση – tidal straining.

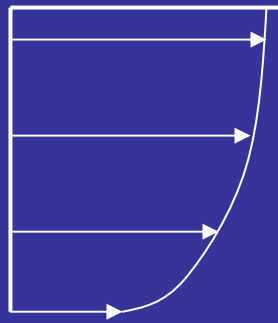
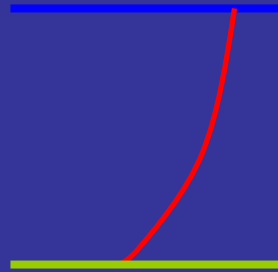
Η παλιρροιακή ροή είναι ισχυρότερη στην επιφάνεια από ότι στο πυθμένα. Άρα, τα ρεύματα κατά την άμπωτη μεταφέρουν νερό χαμηλής πυκνότητας πάνω από πυκνότερο νερό. Αυτό δημιουργεί στρωματοποίηση κατά την άμπωτη. Τα ρεύματα πλήμμης επαναφέρουν τη κατανομή πυκνότητας στην αρχική τους κατάσταση.

Ποταμός Θάλασσα
← →



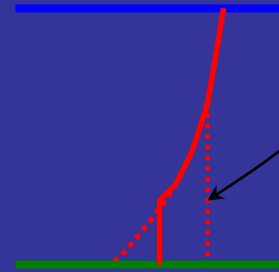
HW

Πλήρως
αναμιγμένο
προφίλ
πυκνότητας



Ροής κατά την άμπωτη:

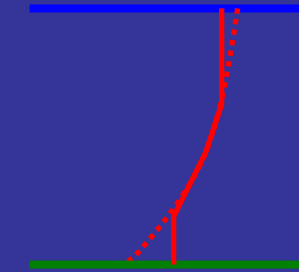
Η διατμητική τάση
παραμορφώνει το προφίλ
πυκνότητας



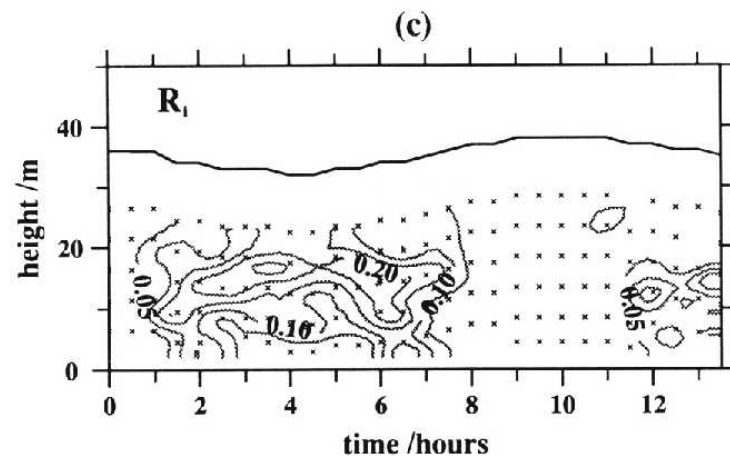
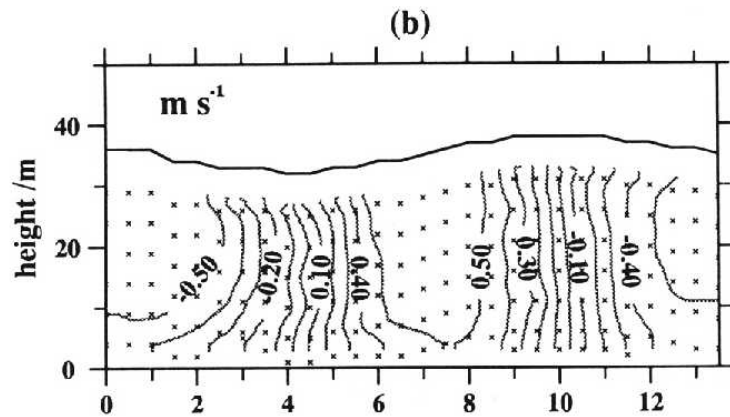
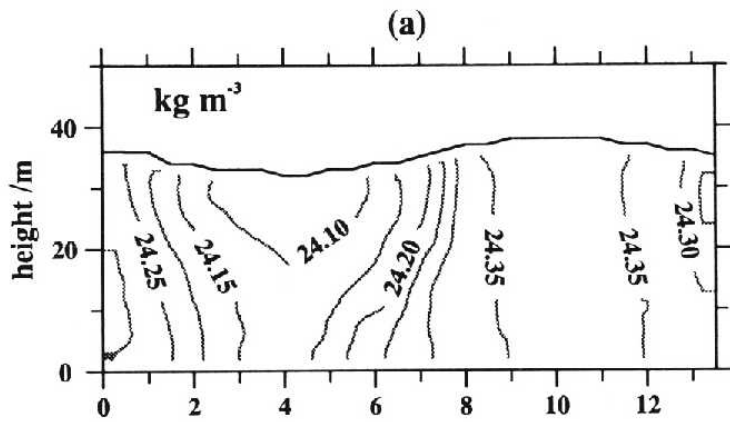
Κατά την άμπωτη:

Η παλιρροιακή μείξη
ενεργεί ενάντια στη
παραμόρφωση και
παράγει ένα οριακό
στρώμα πυθμένα

Έντονη
παλιρροιακή
ανάμειξη



Οι άνεμοι
δημιουργούν επίσης
ένα επιφανειακό
οριακό στρώμα



Πλήρης παλιρροιακός κύκλος
στη παράκτια ζώνη.

Μετρήσεις CTD + ρευμάτων



Εκτίμηση του αριθμού
gradient Richardson number

$$Ri = - \frac{g \Delta \rho}{\rho \Delta z} \left(\frac{\Delta U}{\Delta z} \right)^2$$

Διεργασία Στρωματοποίησης 1 – Προσπίπτουσα Ηλιακή ακτινοβολία

$$h\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = Q - q(T)$$

Προσφορά
Θερμότητας

Απώλεια
Θερμότητας

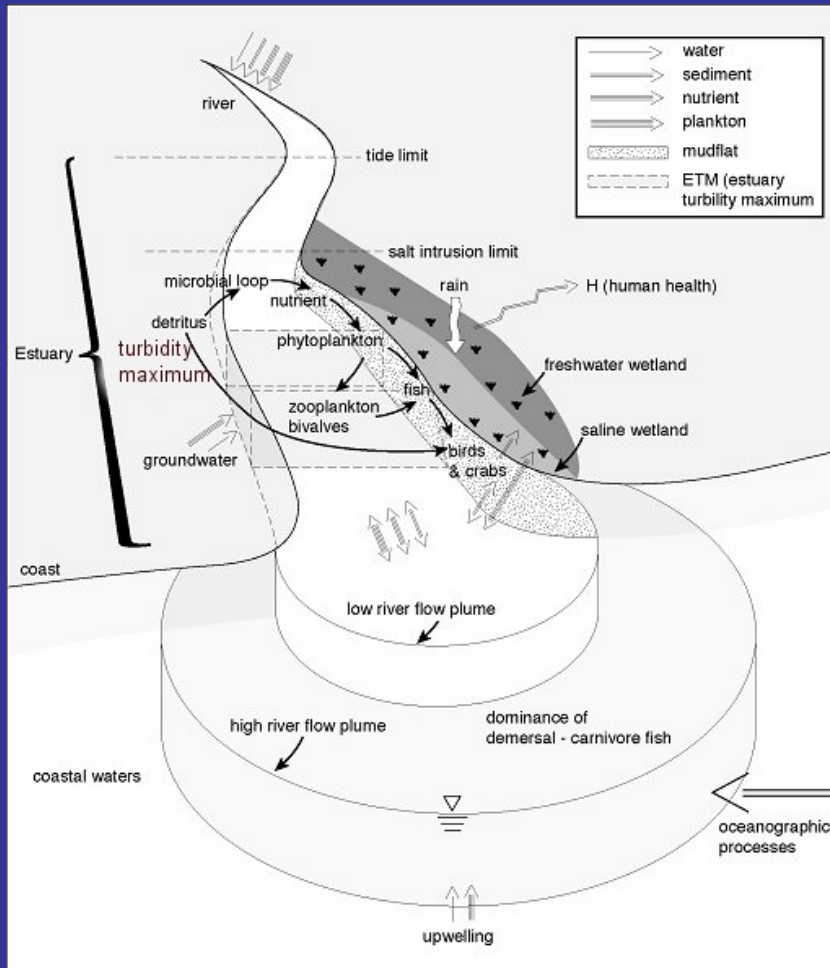
Μεταβολή θερμοκρασίας
Υδάτινης στήλης βάθους h

Ορίζουμε ως T_e τη θερμοκρασία ισορροπίας, όπου η προσφορά θερμότητας είναι ίση με την απώλεια θερμότητας

$$q(T) = Q - h\rho C_p \frac{T - T_e}{t_e} \Rightarrow \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{T - T_e}{t_e}$$

Το μείον σημαίνει ότι όταν $T > T_e$
τότε T μειώνεται προς το T_e

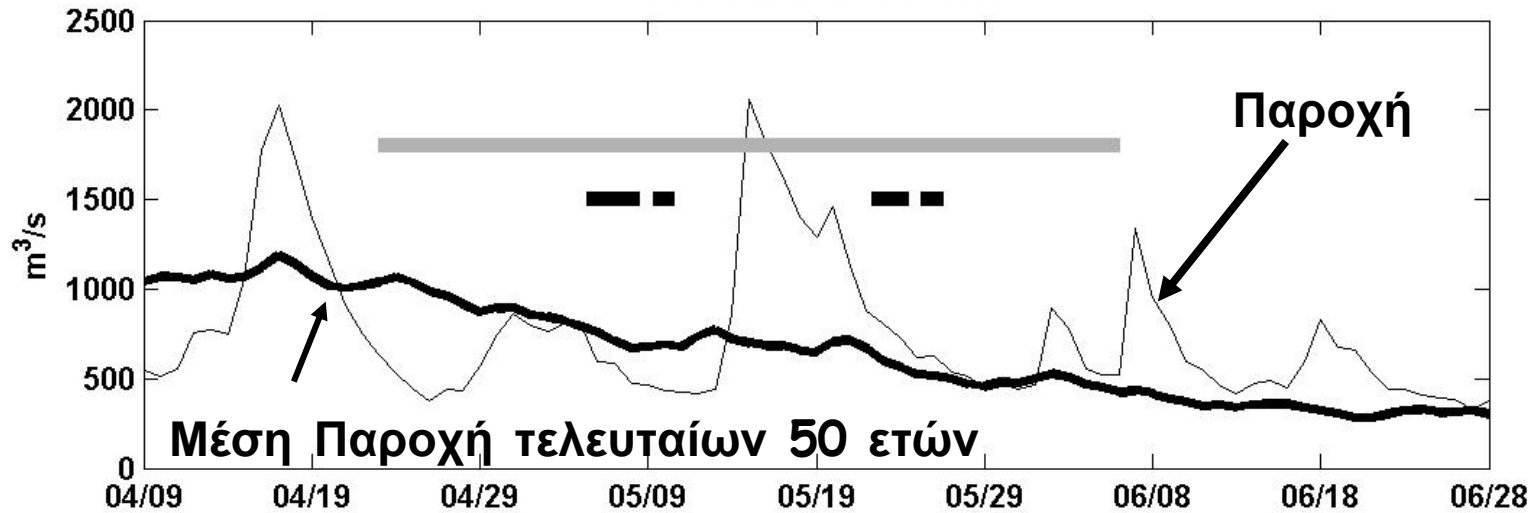
Διεργασία Στρωματοποίησης 2 – Προσφορά γλυκού νερού



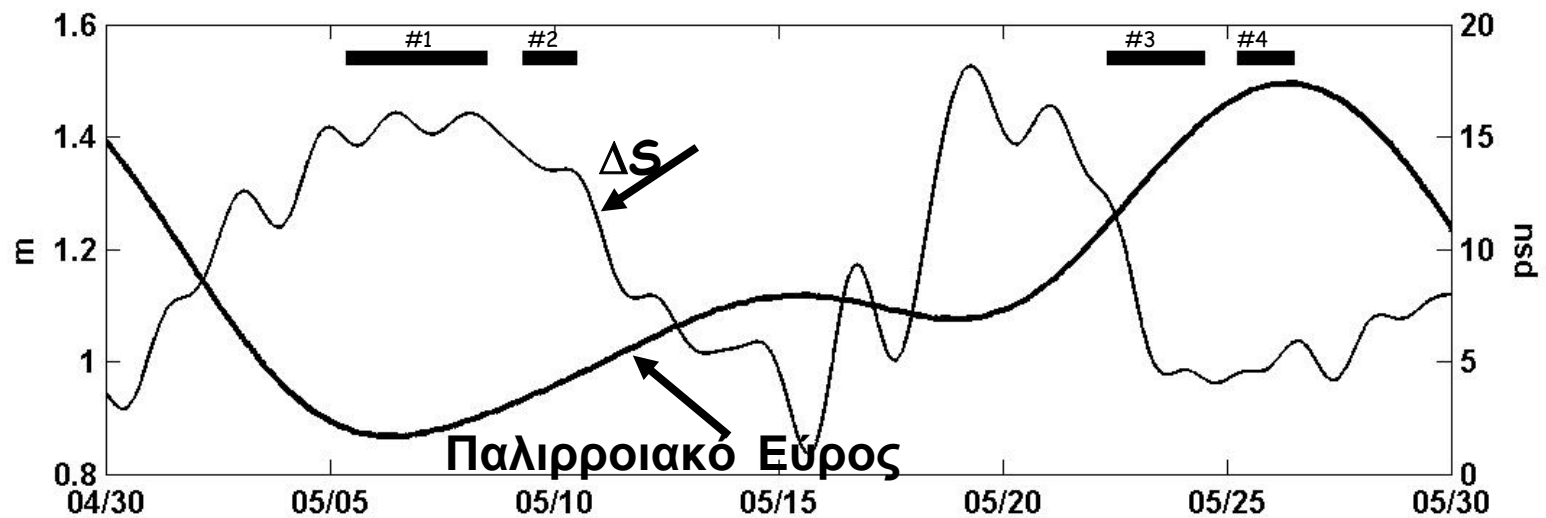
Προσφορά άνωσης στην υδάτινη στήλη

Buoyancy Input

Ποτάμια Παροχή



Στρωματοποίηση και Παλιρροιακό Εύρος



Το μαθηματικό μοντέλο PHI

Desalination 250 (2010) 302–312

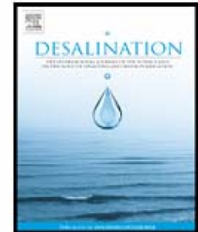


ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Desalination

journal homepage: www.elsevier.com/locate/desal



Impact of river damming on coastal stratification–mixing processes: The cases of Strymon and Nestos Rivers, N. Greece[☆]

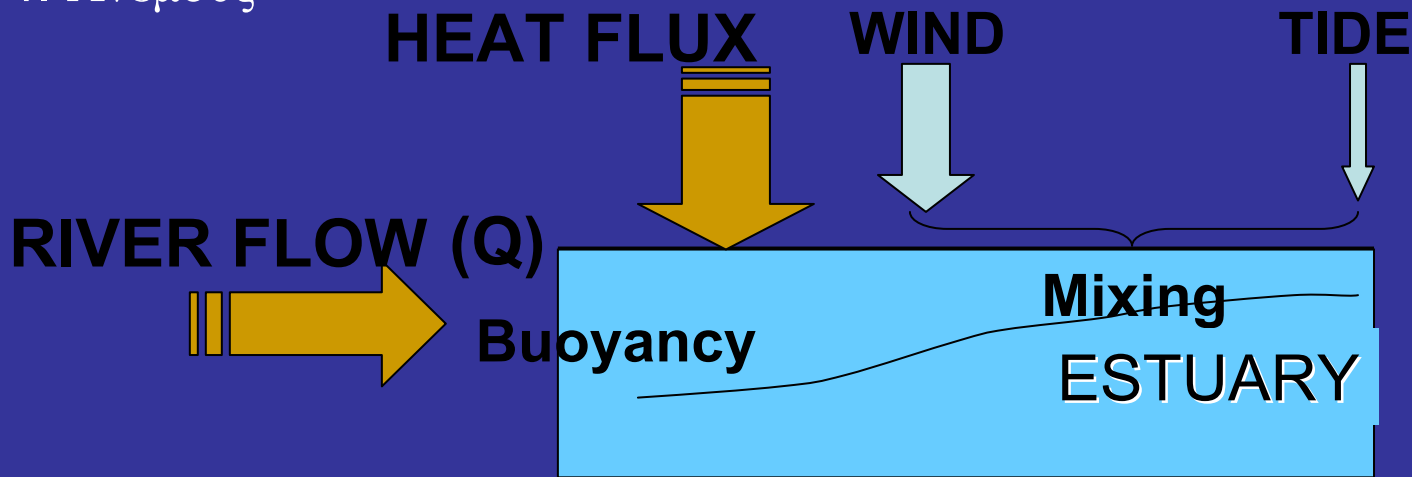
G.K. Sylaios^{a,b,*}, N. Kamidis^{a,b}, V.A. Tsihrintzis^a

^a Laboratory of Ecological Engineering and Technology, Department of Environmental Engineering, School of Engineering, Democritus University of Thrace, 67100 Xanthi, Greece

^b National Agricultural Research Foundation, Fisheries Research Institute, Nea Peramos, 64007 Kavala, Greece

Στα παράκτια υδάτινα σώματα οι διεργασίες μείξης και στρωματοποίησης ελέγχονται από:

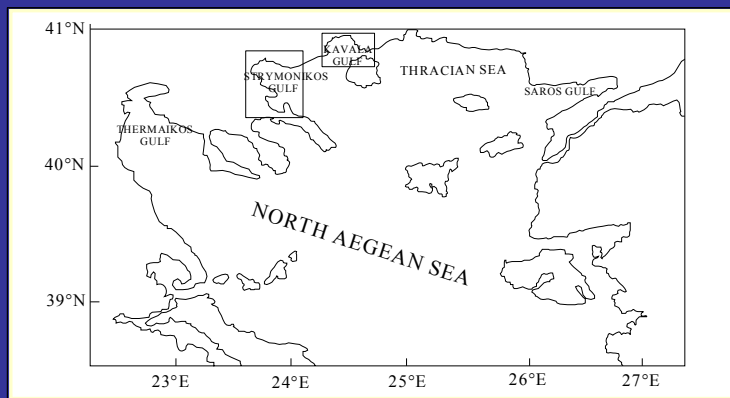
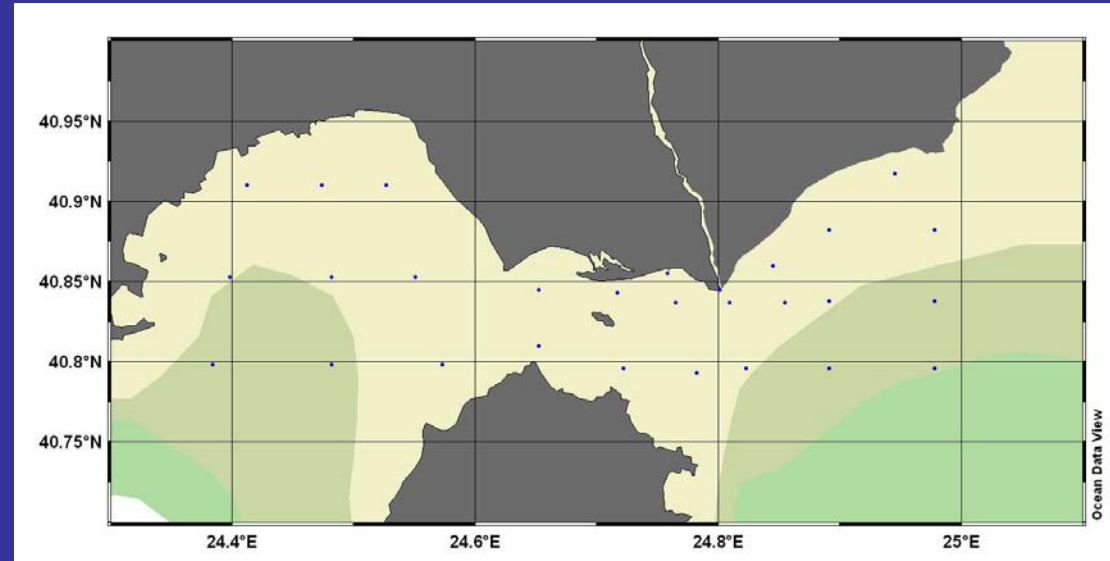
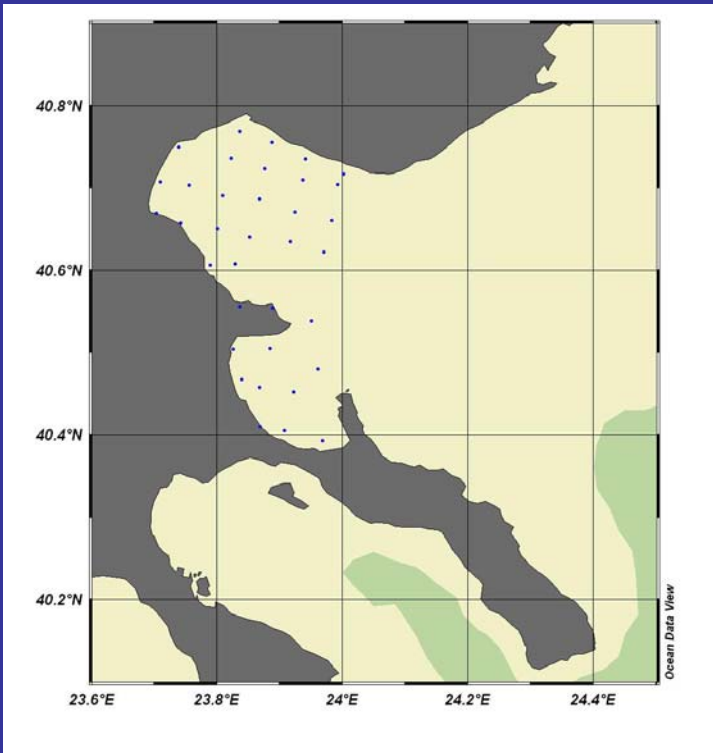
1. Ποτάμια Παροχή
2. Προσπίπτουσα Ηλιακή Ακτινοβολία
3. Παλίρροια
4. Ανέμους



- | | |
|--------------------|----------------------------|
| > River Flow, Heat | > Stratification mechanism |
| > Wind, Tide | < Mixing mechanism |

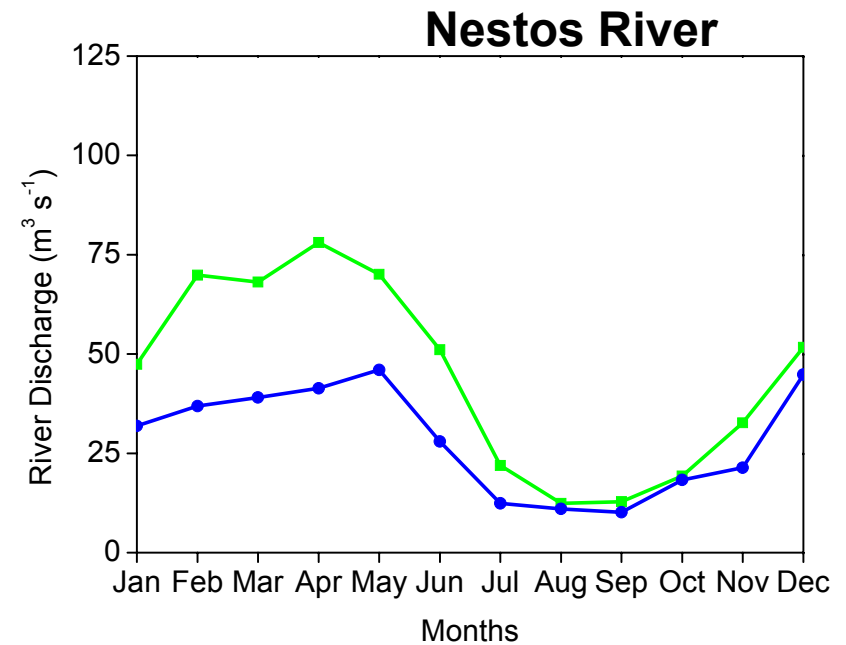
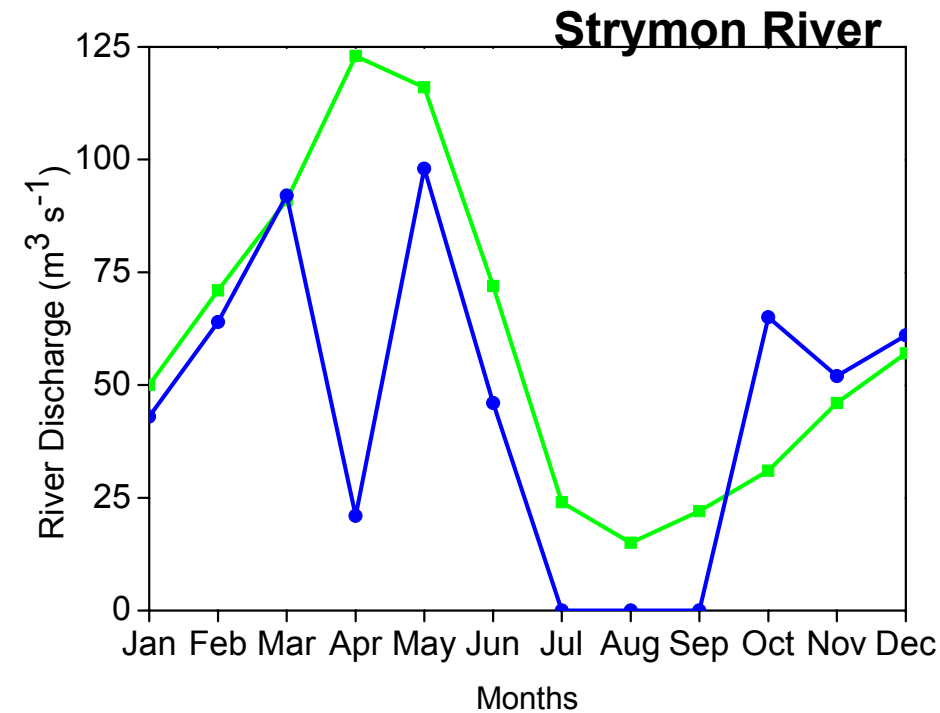
Areas of Interest

Strymonikos Gulf and Strymon plume area



Kavala Gulf and Nestos plume area

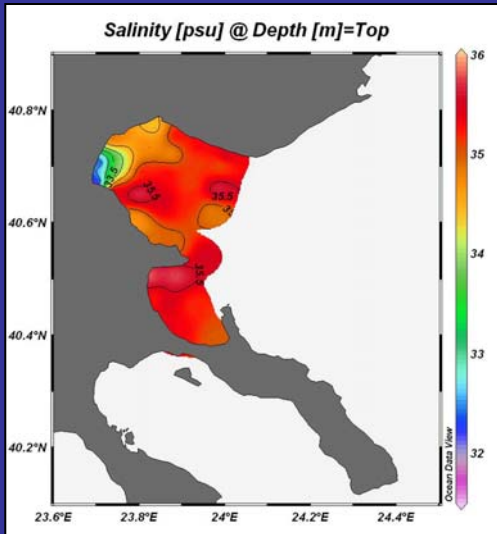
The Role of River Damming



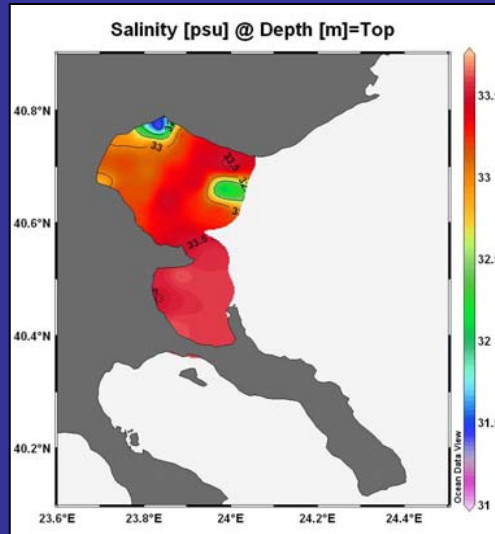
Η φραγματοποίηση ποταμών προκαλεί σημαντικές μειώσεις και αλλαγές στο μέγεθος και τη συχνότητα εμφάνισης των μέγιστων και ελάχιστων ποτάμιων παροχών. Τελικά, παράγεται ένα υδρολογικό καθεστώς εντελώς διαφορετικό από τη προφραγματοποίησης περίοδο.

Strymon River Plume Dynamics

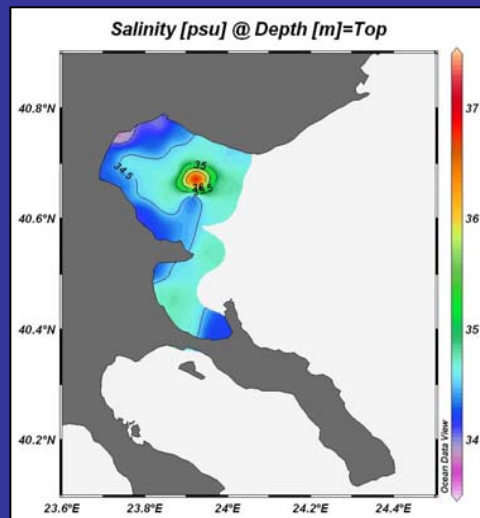
June



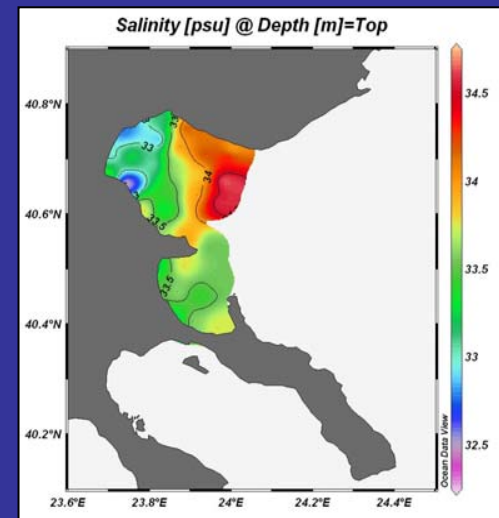
September



November

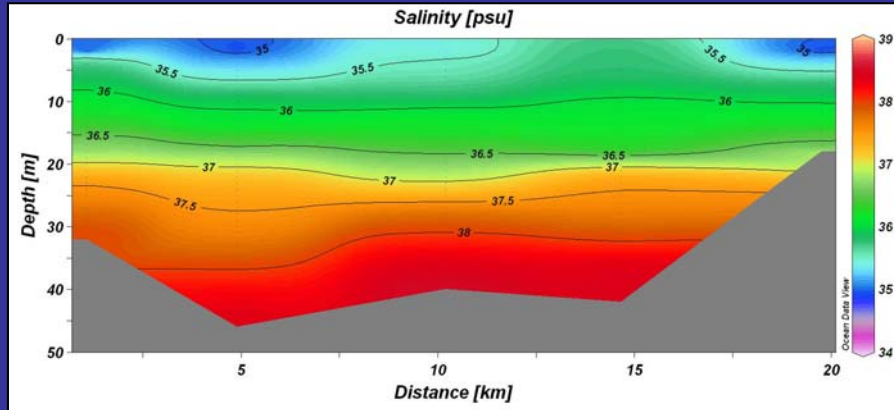


February

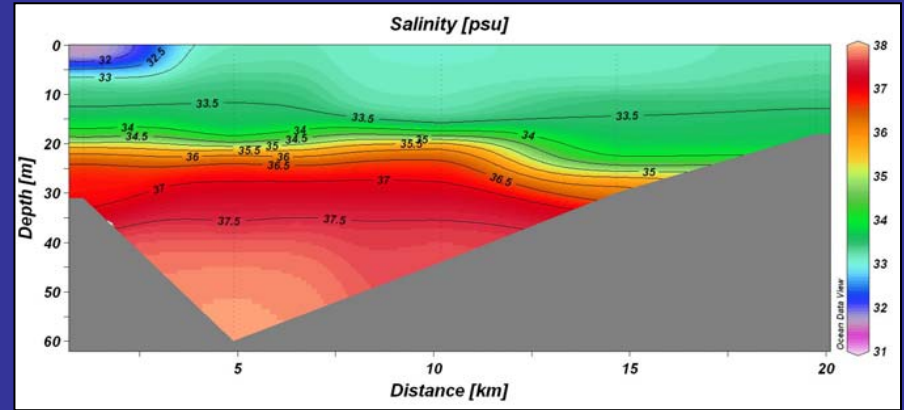


Strymonikos Water Column Stratification - Mixing

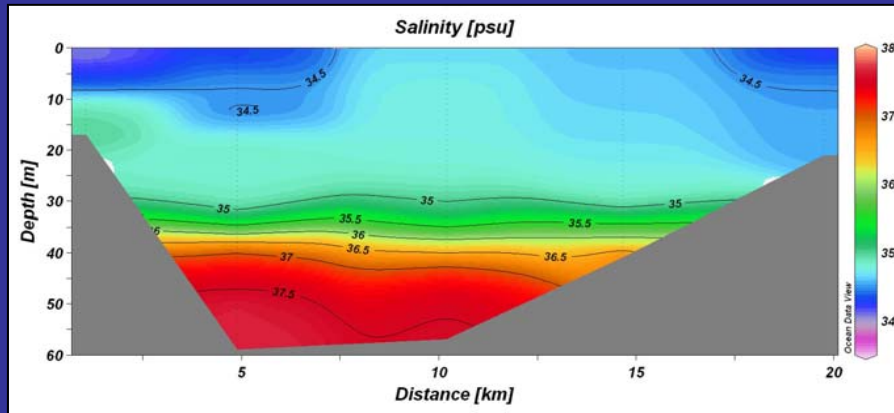
June



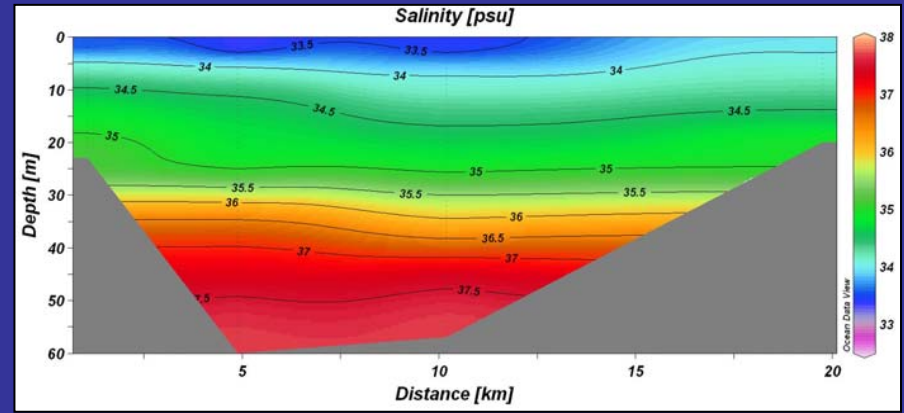
September



November

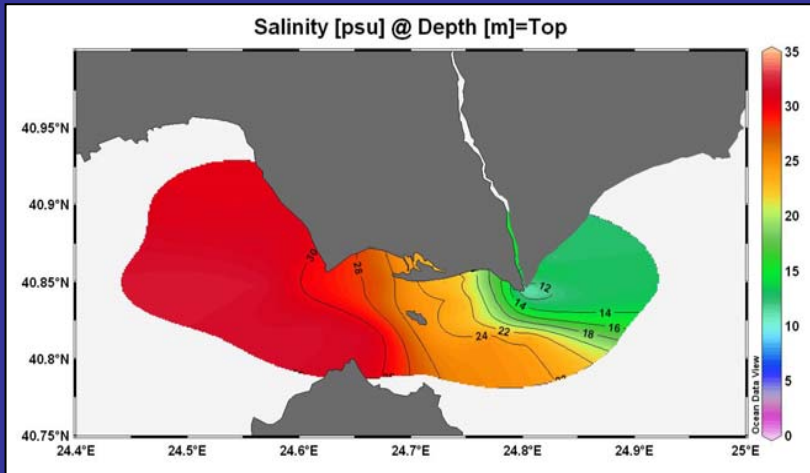


February

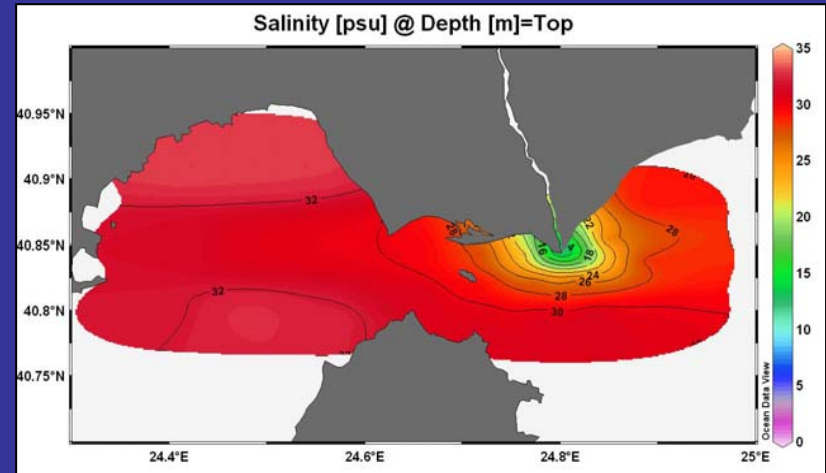


Nestos River Plume Dynamics

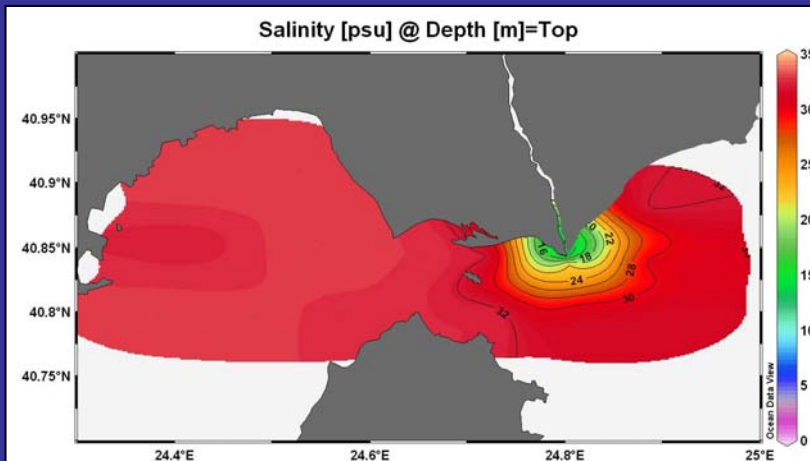
March 2006



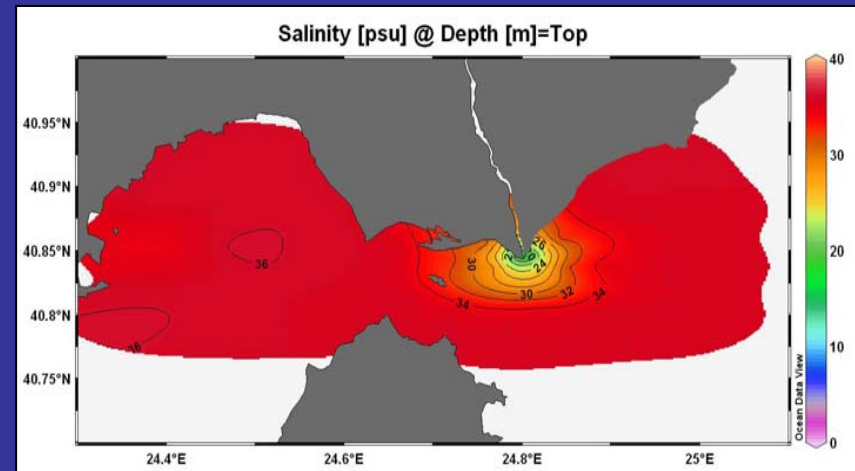
May 2006



August 2006

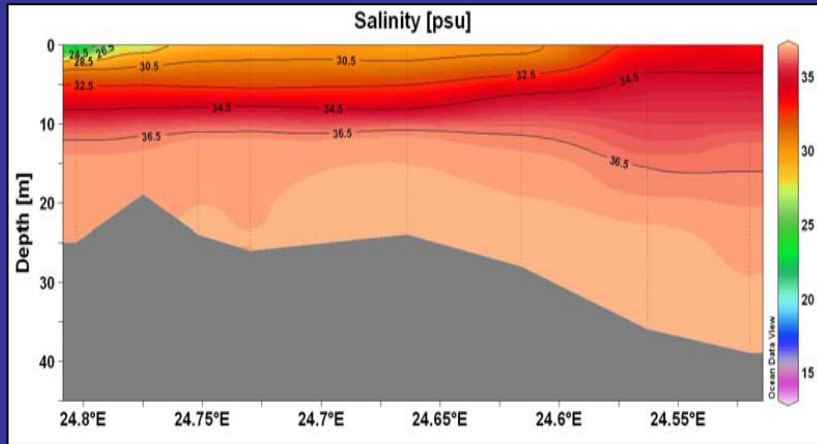


November 2006

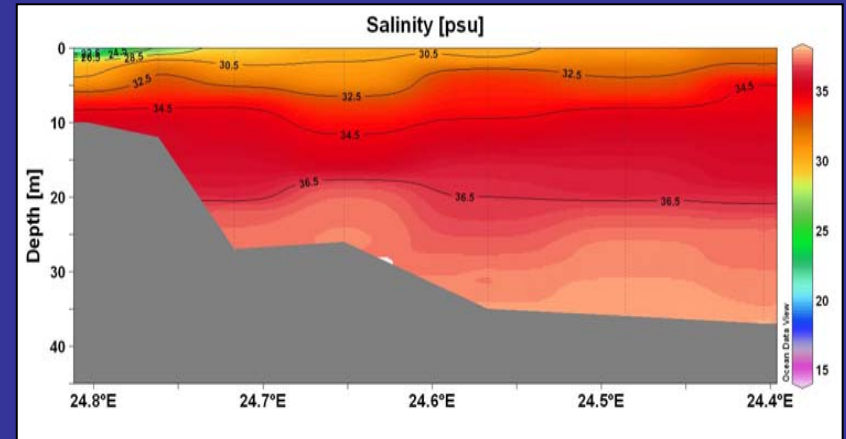


Nestos Water Column Stratification - Mixing

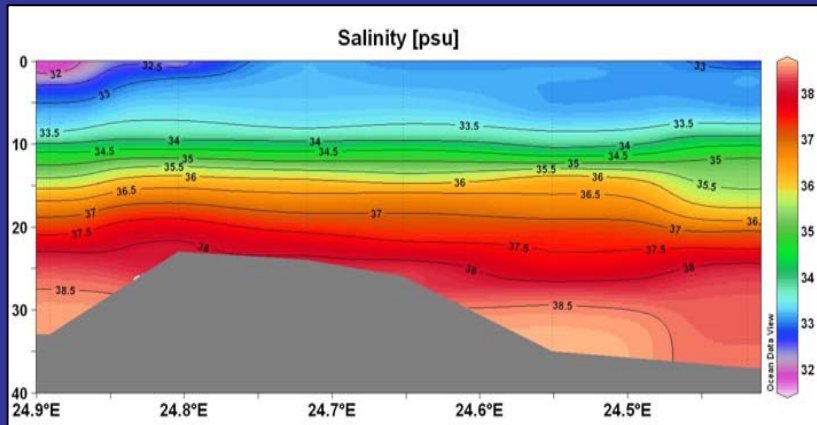
March 2006



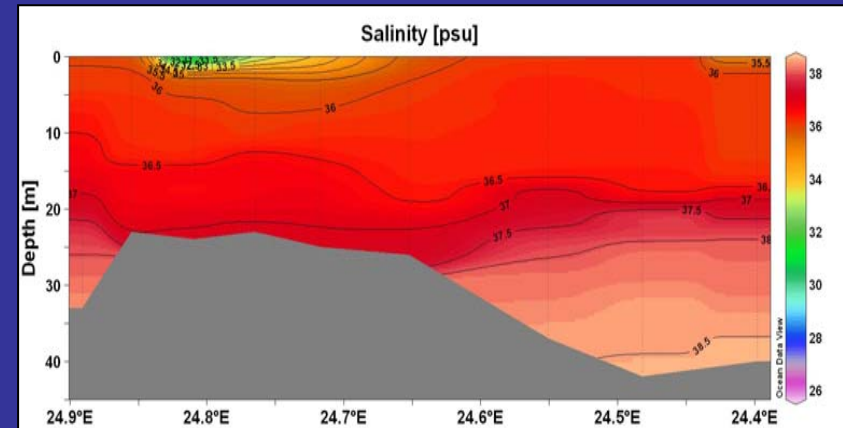
May 2006



August 2006



November 2006



Σκοπός της Εργασίας

Η εργασία αποσκοπεί:

1. Στην ανάπτυξη ενός μοντέλου με στόχο τη ποσοτικοποίηση των μηχανισμών υπεύθυνων για τις αλλαγές στην υδάτινη στήλη,
2. Στη μελέτη των διεργασιών στρωματοποίησης – μείξης στις περιοχές κοντά στο στόμιο ποταμών που έχουν φραγματοποιηθεί, όπως ο Στρυμόνας και ο Νέστος,
3. Στην εκτίμηση της επίδρασης της κατακράτησης νερού από τη φραγμαλίμνη Κερκίνη (Στρυμόνας) και τους ταμιευτήρες Θησαυρού – Πλατανόβρυσης (Νέστος), στις συνθήκες στρωματοποίησης στις εκβολές των δύο ποταμών.

Εκτίμηση Στρωματοποίησης - Μείξης

Η εκτίμηση των συνθηκών στρωματοποίησης – μείξης μίας υδάτινης στήλης γίνεται με βάση τη παράμετρο ϕ - η οποία εκφράζει τη ποσότητα της δυναμικής ενέργειας που απαιτεί η κάθε υδάτινη στήλη ώστε να γίνει πλήρως αναμεμιγμένη.

$$\phi = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 (\bar{\rho} - \rho) g z dz$$

Όπου,

$$\bar{\rho} = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \rho dz$$

Δυναμική Ενέργεια της υδάτινης στήλης

$$V = m \cdot g \cdot H$$

Δυναμική Ενέργεια ανά μονάδα όγκου

$$\frac{V}{Vol} = \psi' = \rho \cdot g \cdot H$$

Αλλά $\rho = \rho(z)$

$$\Rightarrow \psi = g \int_{-H}^0 \rho \cdot z \cdot dz$$

Η Δυναμική Ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας της υδάτινης στήλης είναι:

$$\psi_m = g \int_{-H}^0 \hat{\rho} \cdot z \cdot dz$$

$$\hat{\rho} = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 \rho \cdot dz$$

$$\frac{m}{s^2} \frac{kg}{m^3} m^2 = \frac{kg}{s^2}$$

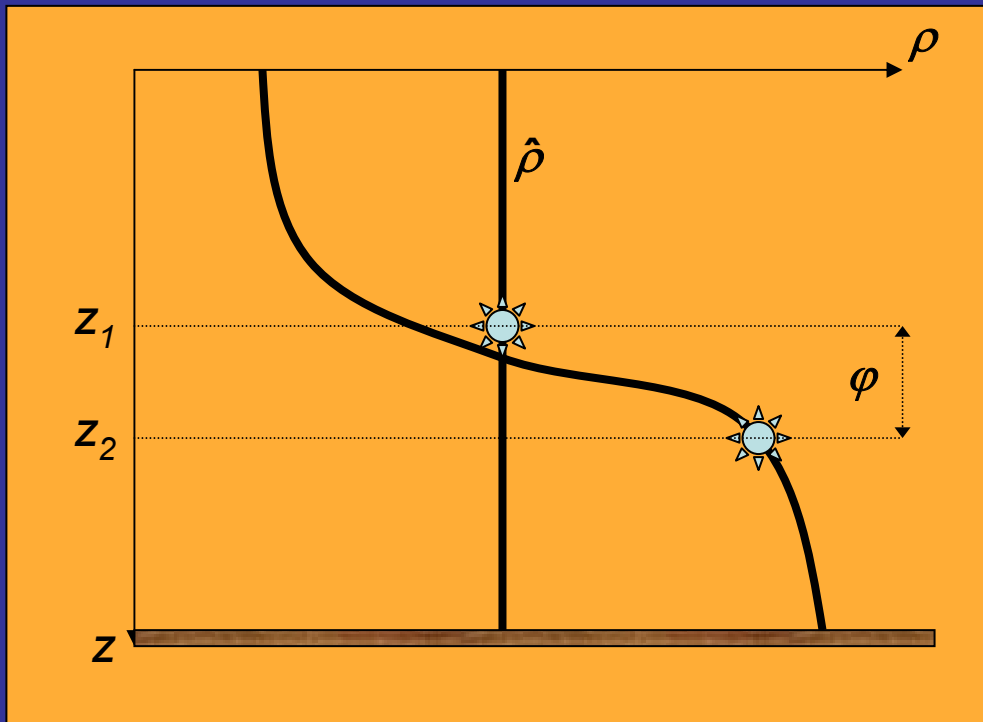
Όπου Φ έχει μονάδες ενέργειας ανά μονάδα επιφάνειας

Η διαφορά ενέργειας μεταξύ της αναμεμιγμένης και της στρωματοποιημένης υδάτινης στήλης είναι:

$$\psi_m - \psi = g \int_{-H}^0 (\hat{\rho} - \rho) \cdot \mathbf{z} \cdot d\mathbf{z} = \varphi$$

Με μονάδες [Joules/m²]

φ είναι η ενέργεια που απαιτείται για να αναμείξω πλήρως την υδάτινη στήλη, δηλ. η ενέργεια που απαιτείται για να μετατρέψω το προφίλ πυκνότητας $\rho(z)$ σε ρ^{hat}



Καλείται **ΑΝΩΜΑΛΙΑ ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΕΝΕΡΓΕΙΑΣ**

Αποτελεί μέτρο στρωματοποίησης

Όσο μεγαλύτερο το φ τόσο πιο στρωματοποιημένη είναι η υδάτινη στήλη

$$\text{Αν } \rho = \hat{\rho} \Rightarrow \varphi = 0$$

Άρα δεν απαιτείται ενέργεια για να αναμείξω την υδάτινη στήλη

Ενδιαφερόμαστε στο να καταλάβουμε αν η υδάτινη στήλη είναι αναμειγμένη ή στρωματοποιημένη λόγω διαφόρων δυνάμεων που ενεργούν σε αυτή.

Για το λόγο αυτό μελετούμε τη χρονική παράγωγο του ϕ

$$\frac{d\phi}{dt} \quad [\text{Watts per squared meter}]$$

$$\therefore \frac{d\phi}{dt} = \text{mixing from wind} + \text{mixing from tides} + \\ \text{cooling/heating} + \text{tidal straining} + \\ \text{stratification from gravitational circulation}$$

Εξισώσεις Μοντέλου

1α. Παράγοντες Μείξης

Ο ρυθμός μεταβολής της παραμέτρου ϕ , λόγω της παραμόρφωσης του προφίλ πυκνότητας στο πυθμιαίο οριακό στρώμα εκφράζεται από:

$$\left\{ \frac{d\phi}{dt} \right\}_T = - \frac{\varepsilon k_b \rho_w |u_b|^3}{h}$$

όπου, ε : συντελεστής μείξης (= 0.0038),

k_b : συντελεστής τριβής πυθμένα (= 2.5×10^{-3})

ρ_w : πυκνότητα νερού (kg m^{-3})

u_b : ταχύτητα ροής πυθμένα (m s^{-1})

Εξισώσεις Μοντέλου

1b. Παράγοντες Μείξης

Ο ρυθμός μεταβολής της παραμέτρου ϕ λόγω της ανεμογενούς ανάμειξης είναι:

$$\left\{ \frac{d\phi}{dt} \right\}_w = - \frac{\delta k_s \rho_a |W^3|}{h}$$

όπου, δ : συντελεστής μείξης (= 0.039),

k_s : συντελεστής επιφανειακής σύρσης (= 6.4×10^{-5})

ρ_a : πυκνότητα αέρα (= 1.2 kg m^{-3})

W : ταχύτητα ανέμου (m s^{-1})

Εξισώσεις Μοντέλου

2a. Παράγοντες Στρωματοποίησης

Ο ρυθμός μεταβολής της παραμέτρου ϕ λόγω της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας είναι:

$$\left\{ \frac{d\phi}{dt} \right\}_h = \frac{\alpha g Q}{2 c_p}$$

όπου, α : συντελεστής θερμικής διαστολής ($= 1.6 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$),
 C_p : ειδική θερμότητα νερού ($= 4.0 \times 10^3 \text{ J kg }^\circ\text{C}^{-1}$)
 Q : ροή ηλιακής ακτινοβολίας (W m^{-2})

Εξισώσεις Μοντέλου

2b. Παράγοντες Στρωματοποίησης

Ο ρυθμός μεταβολής της παραμέτρου ϕ λόγω της εισροής ποτάμιας παροχής είναι:

$$\left\{ \frac{d\phi}{dt} \right\}_R = \frac{1}{320} \frac{g^2 h^4}{N_Z \rho_W} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \right)^2$$

όπου, N_Z : ο κατακόρυφος συντελεστής τυρβώδους ιξώδους ($= 1.6 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), $N_Z = \gamma h u$ ($\gamma = 3.3 \times 10^{-3}$)

Τελικές Εξισώσεις Μοντέλου

Το μοντέλο στρωματοποίησης – μείξης θεωρεί τις μεταβολές της απαιτούμενης δυναμικής ενέργειας της υδάτινης στήλης λόγω του ανέμου, της παλίρροιας, της ηλιακής θερμικής ροής και της ποτάμιας παροχής, ως:

$$\left\{ \frac{d\phi}{dt} \right\}_{W,h,R,T} = \underbrace{-\delta k_s \rho_\alpha \left(\frac{W^3}{h} \right)}_{\text{Άνεμος}} + \underbrace{\frac{\alpha g Q}{2 C_p}}_{\text{Θερμότητα}} + \underbrace{\frac{1}{320} \frac{g^2 h^4}{N_z \rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \right)^2}_{\text{Άνωση}} - \underbrace{\varepsilon k_b \rho_w \left(\frac{\bar{u}^3}{h} \right)}_{\text{Παλίρροια}}$$

Άνεμος Θερμότητα Άνωση Παλίρροια

Το μοντέλο έτρεξε υπό δύο διαφορετικά σενάρια ποτάμιας παροχής:

- A) Για το π. Στρυμόνα: 1. με την επίδραση της Κερκίνης και 2. χωρίς την επίδραση της Κερκίνης.
- B) Για το π. Νέστο: 1. με την επίδραση των φραγμάτων και 2. χωρίς την επίδραση των φραγμάτων.

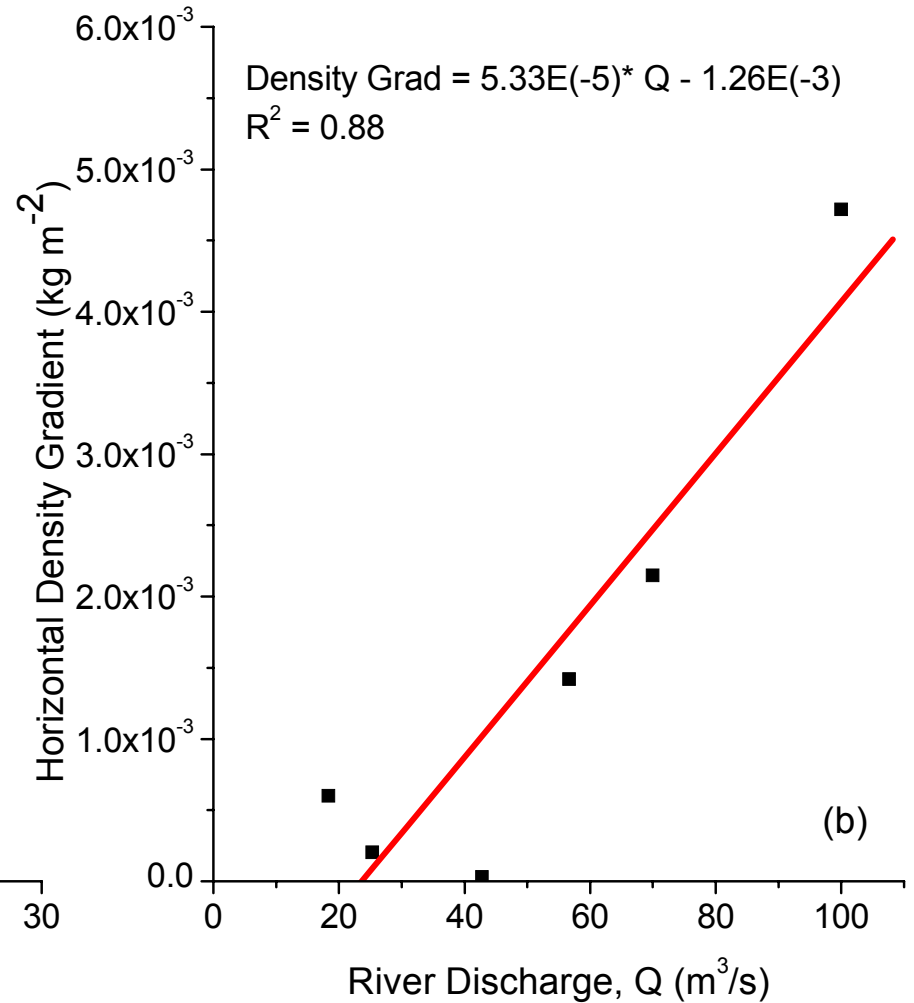
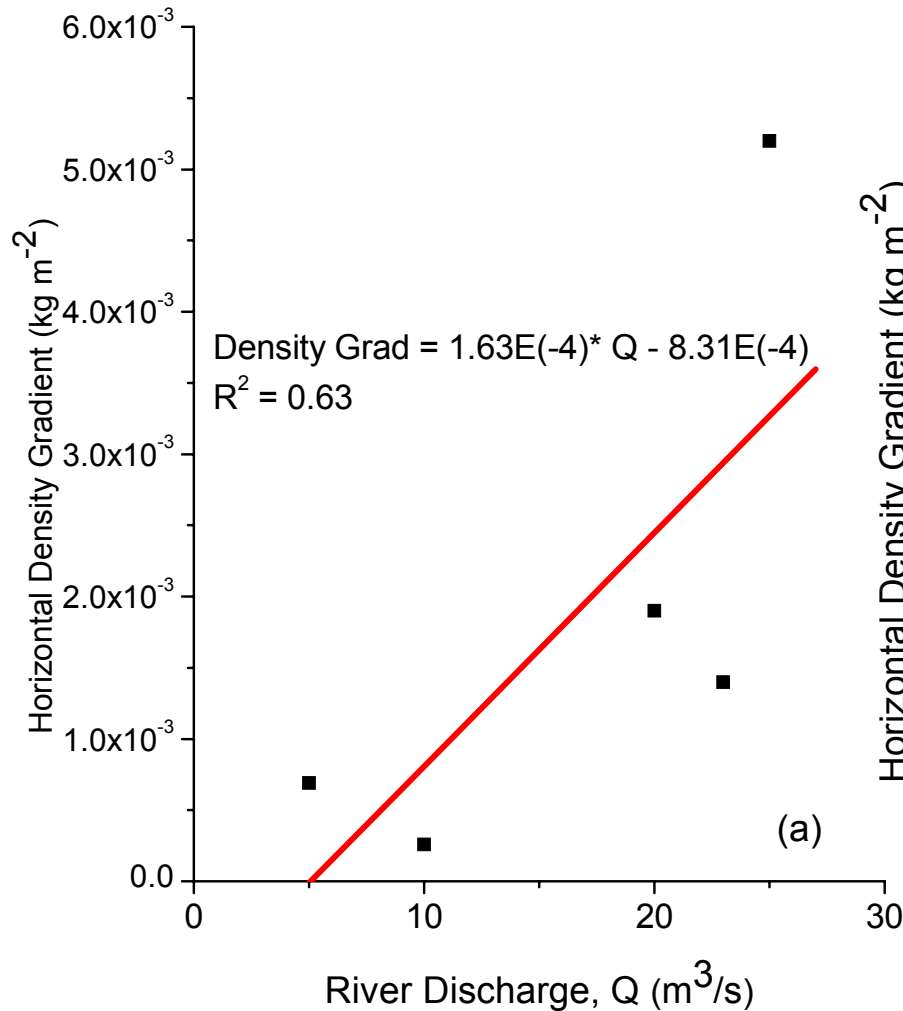
Data sets used for Strymon River (2002)

1. Daily mean wind speed → NOAA ARL Internet Site
2. Daily mean solar heat flux → NOAA ARL Internet Site
3. Mean monthly river flow → Kerkini Lake Authority
4. Mean monthly $\partial\rho/\partial x$ -values → Field work data
5. Daily mean tidal current speed → 3-D numerical model

Data sets used for Nestos River (2006)

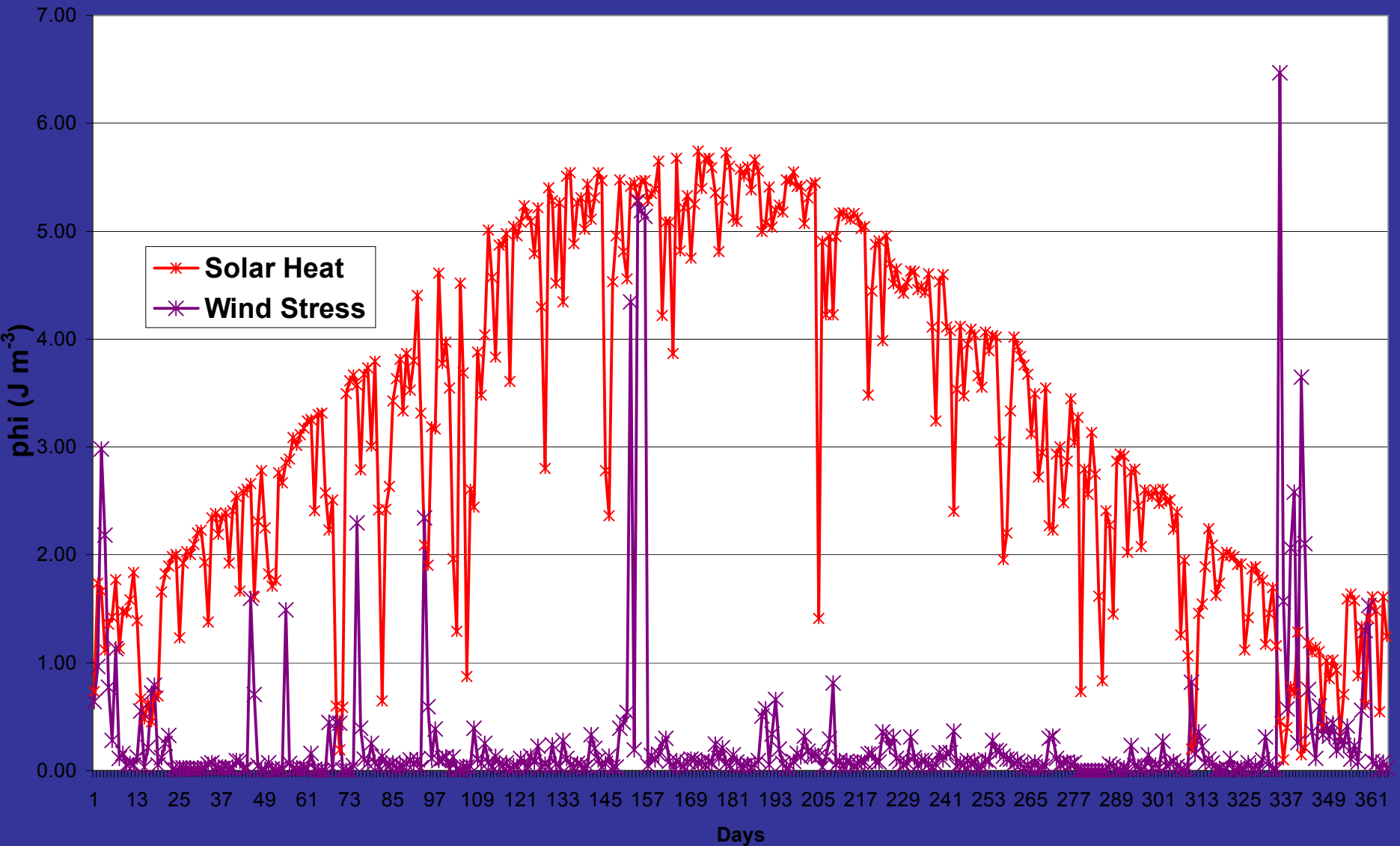
1. Daily mean wind speed → NOAA ARL Internet Site
2. Daily mean solar heat flux → NOAA ARL Internet Site
3. Mean monthly river flow → Public Power Corporation
4. Mean monthly $\partial\rho/\partial x$ -values → Field work data
5. Daily mean tidal current speed → 3-D numerical model

River Discharge – Density Gradients Relations



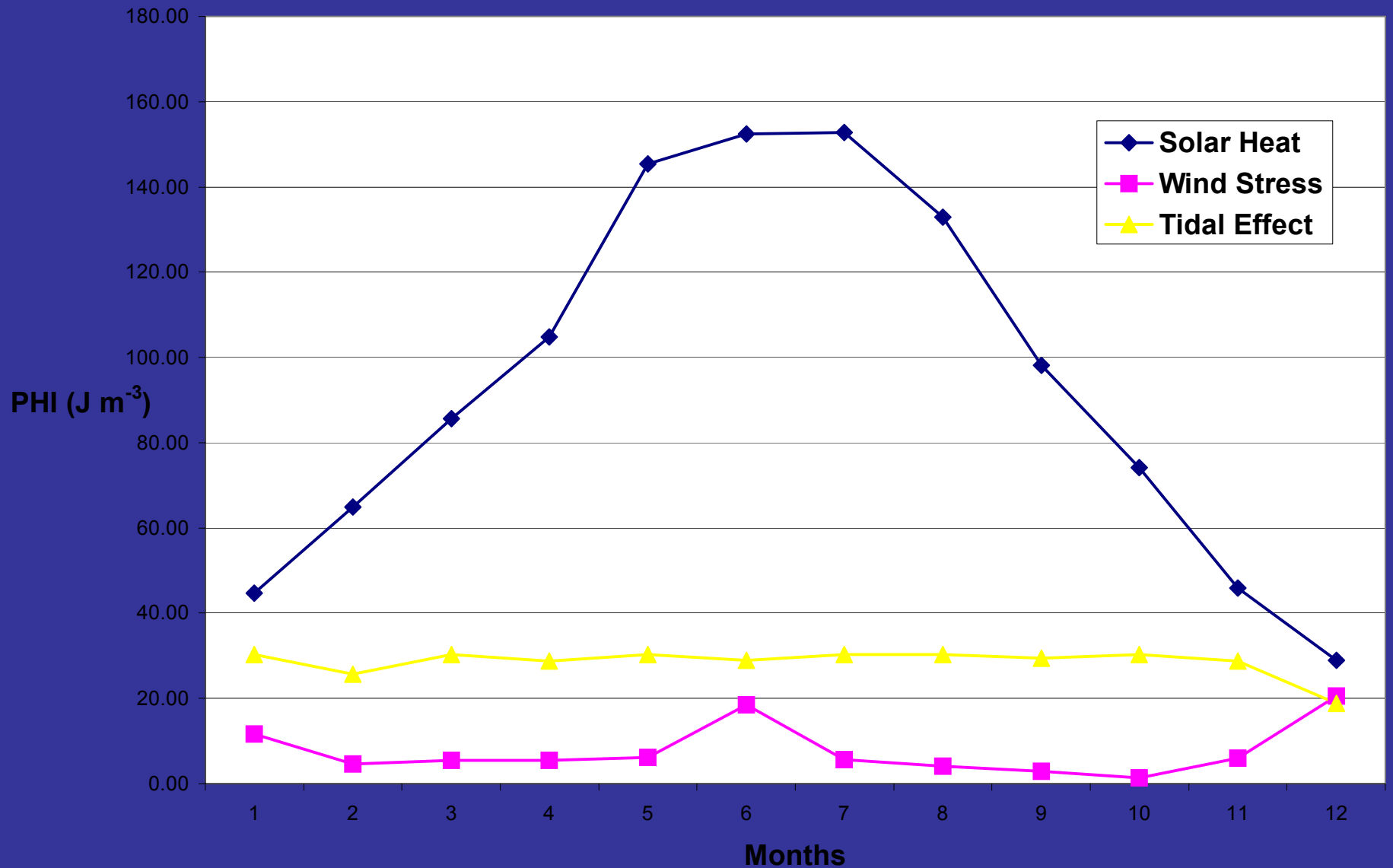
Model Results - Strymon River Plume Dynamics

(Daily Values)

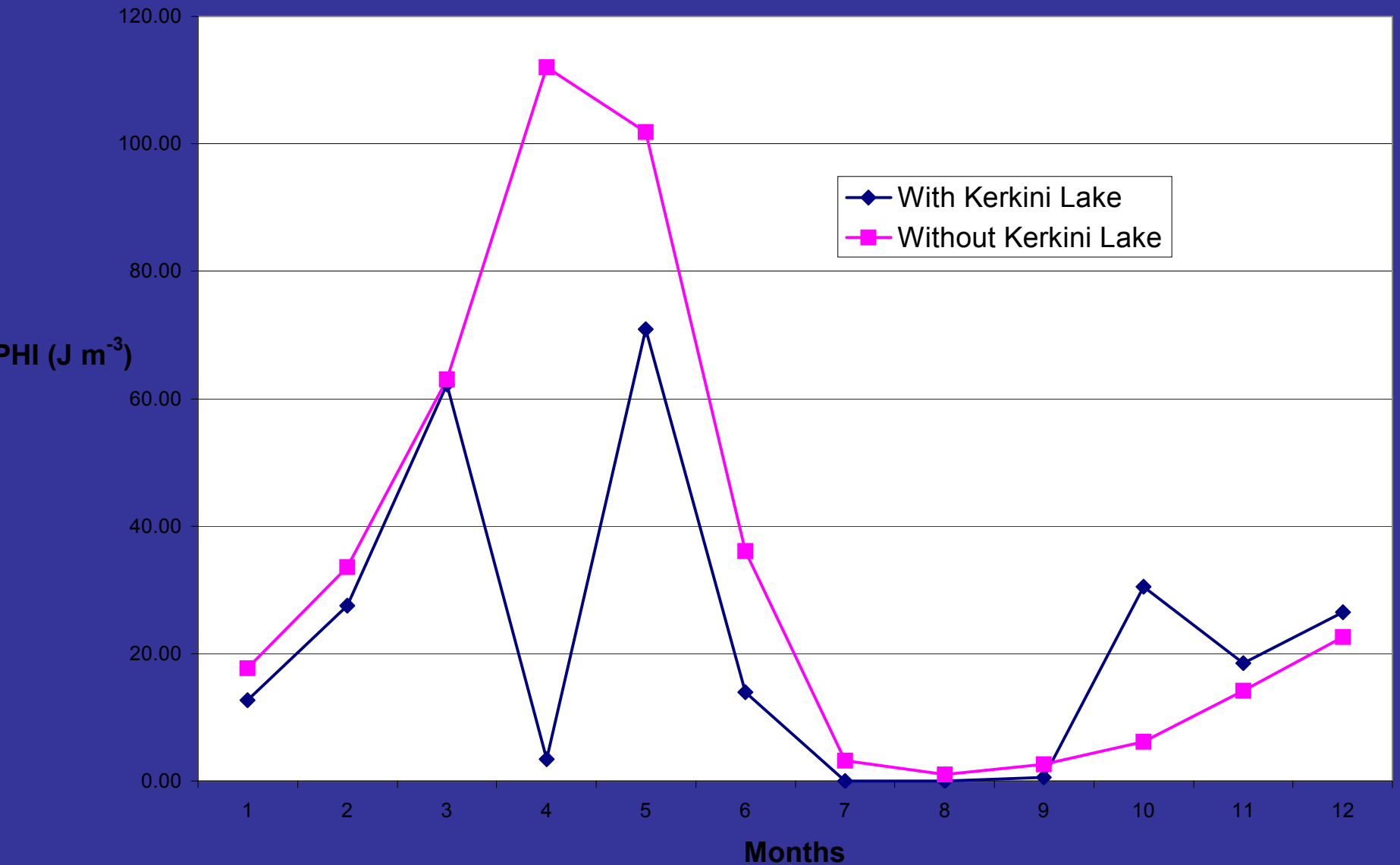


Model Results - Strymon River Plume Dynamics

(Monthly Integration)

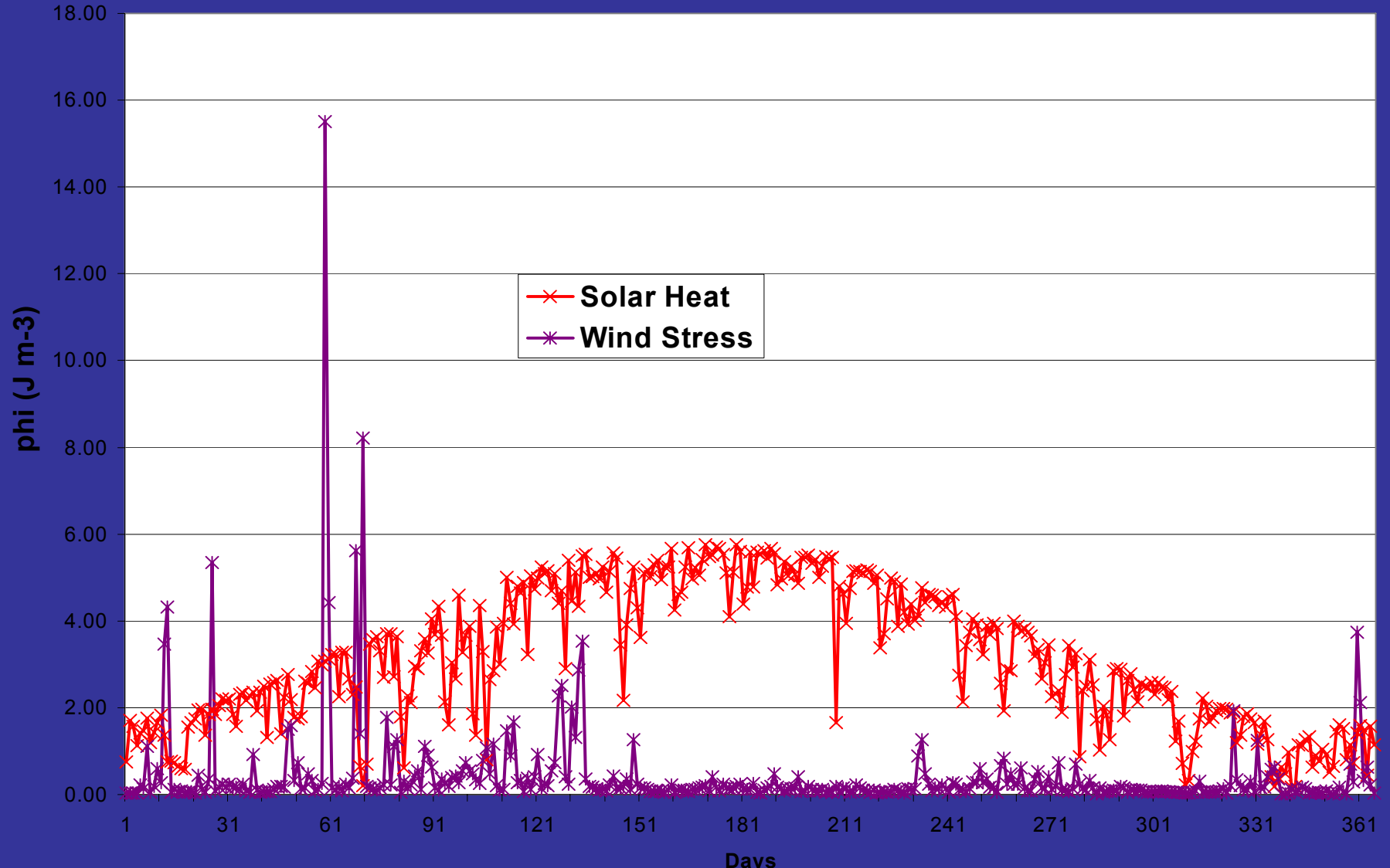


Model Results - Strymon River Plume Dynamics (Monthly Integration)

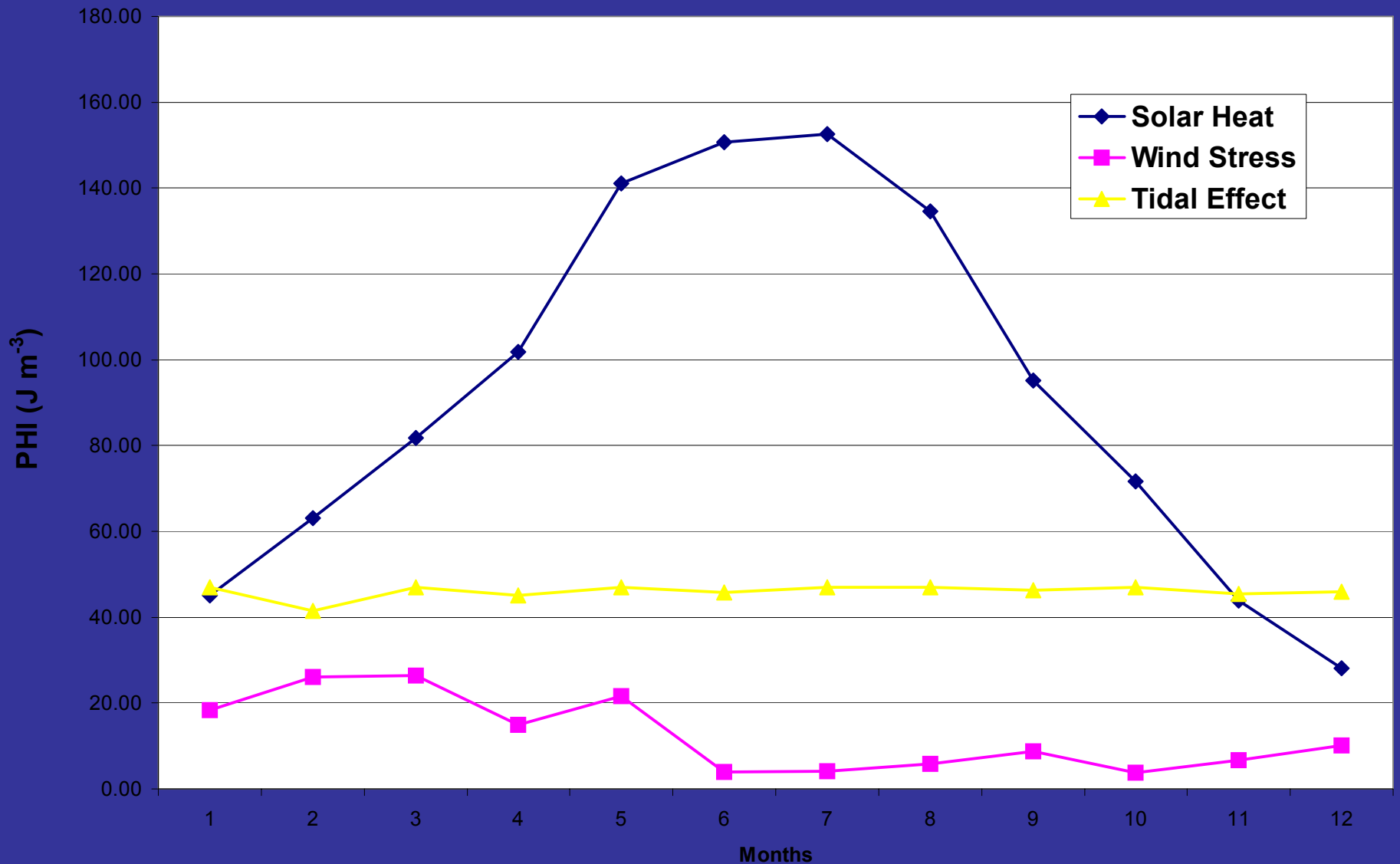


Model Results - Nestos River Plume Dynamics

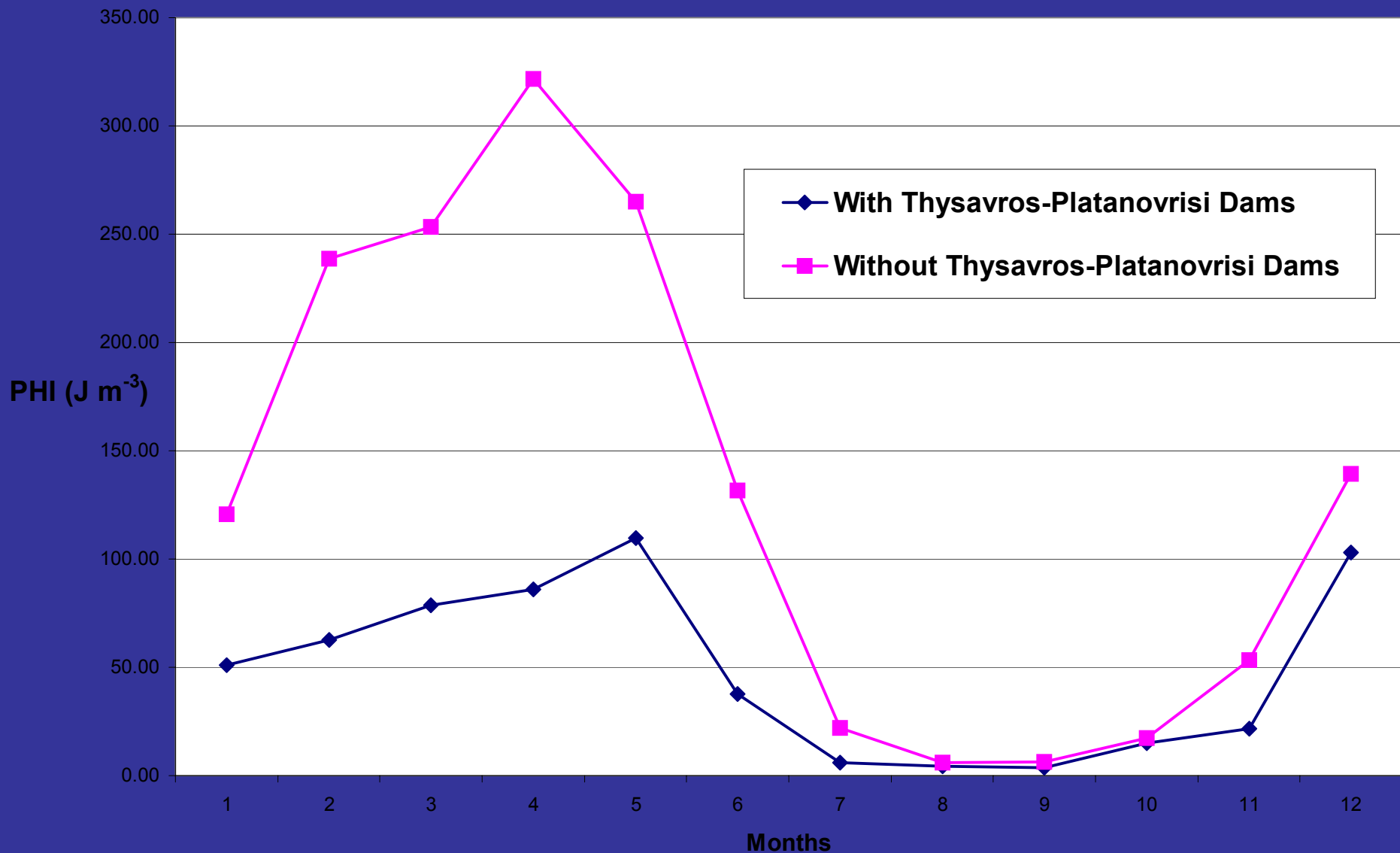
(Daily Values)



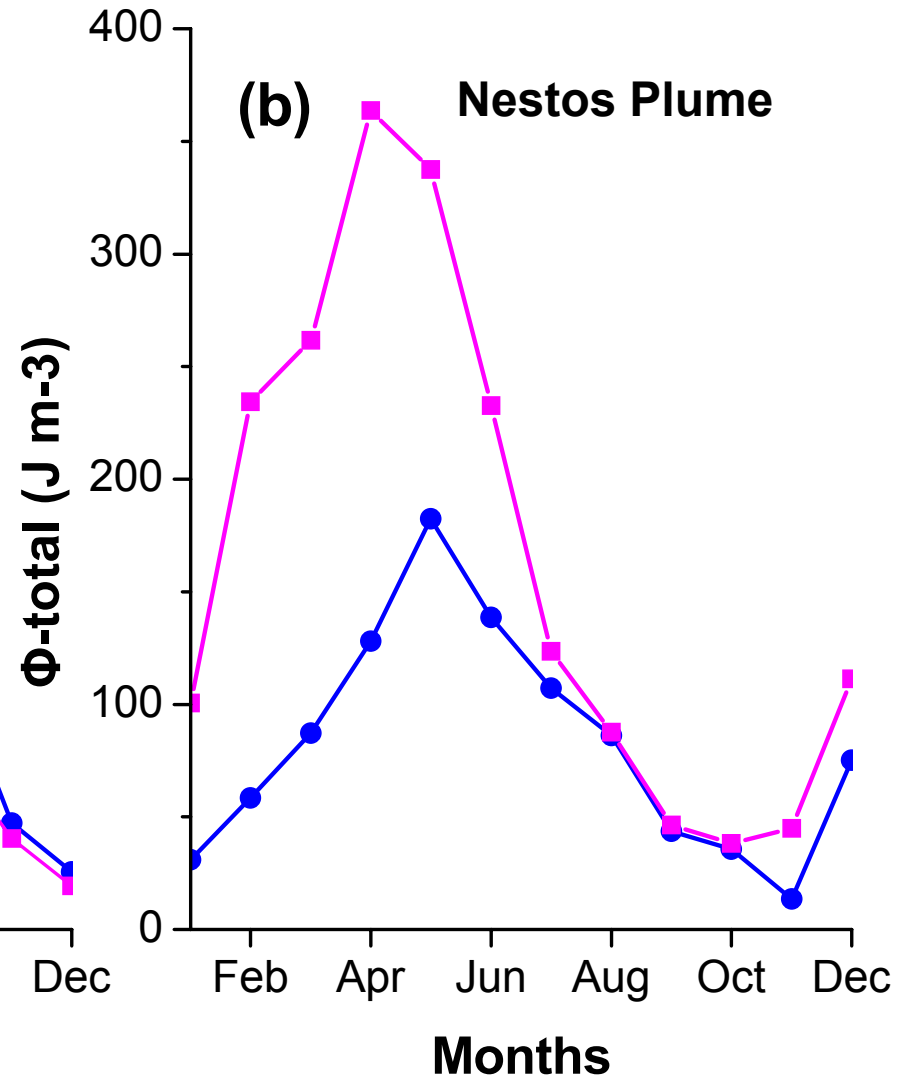
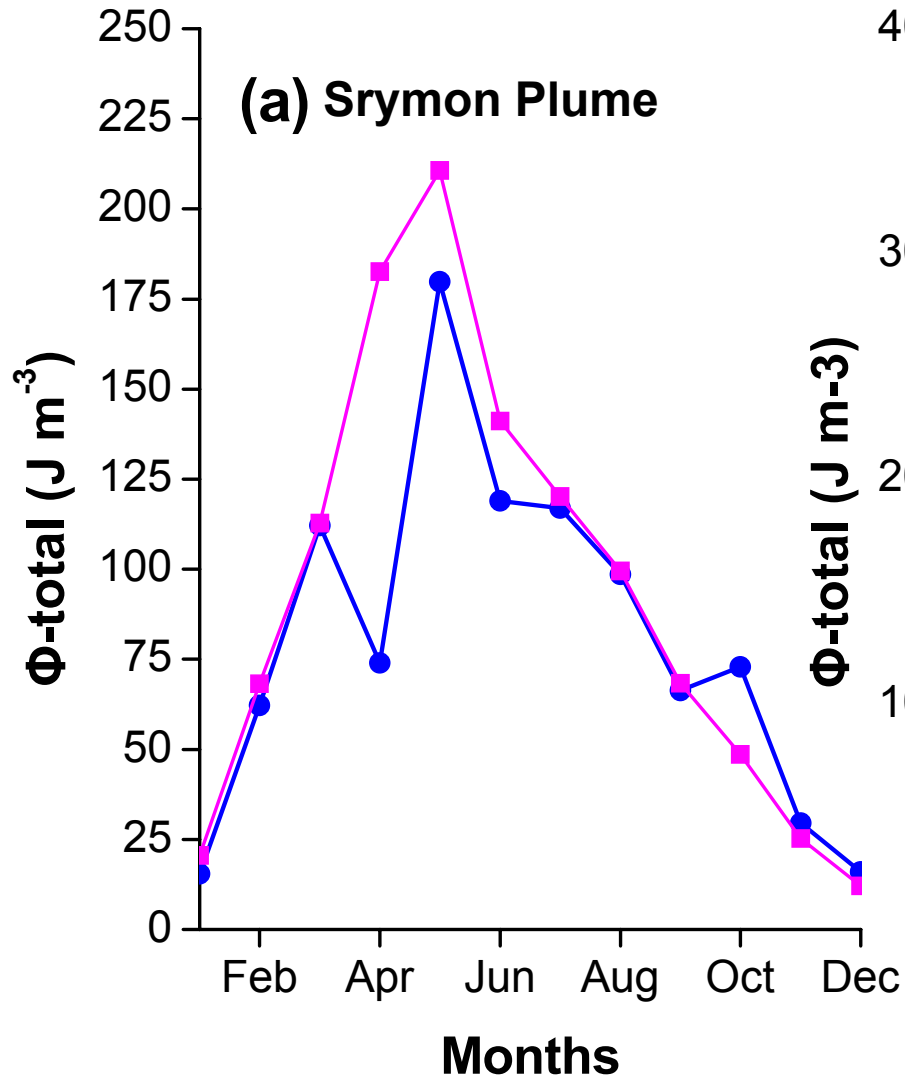
Model Results – Nestos River Plume Dynamics (Monthly Integration)



Model Results – Nestos River Plume Dynamics (Monthly Integration)



Model Results – Total PHI Variability (Monthly Integration)



ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Αναπτύχθηκε ένα μαθηματικό μοντέλο για να εκτιμήσει τις επιπτώσεις της φραγματοποίησης ποταμών στη δυναμική της παράκτιας υδάτινης στήλης.

Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι η φραγμαλίμη Κερκίνης επηρεάζει τις συνθήκες στρωματοποίησης στις εκβολές του π. Στρυμόνα κατά την άνοιξη την αρχή του καλοκαιριού (Απρίλιος έως Ιούνιος), μειώνοντας την απαιτούμενη δυναμική ενέργεια μείξης ϕ_{TOTAL} κατά περίπου 13% (από 91.5 σε 72.9 J m⁻³).

Στο ποταμό Νέστο ο όρος ϕ_{TOTAL} εμφανίζεται μειωμένος σχεδόν καθόλη τη διάρκεια του έτους (από το Νοέμβριο έως τον Ιούλιο) κατά περίπου 50.2% (από 165.2 σε 82.3 J m⁻³).

Το μαθηματικό μοντέλο ΡΗΥΤΟ



Pergamon

Marine Models 1 (1999) 3–38

MARINE MODELS

ONLINE

Investigating the seasonal vertical structure of phytoplankton in shelf seas

Jonathan Sharples *

$$\frac{\partial u}{\partial t} = - \sum_{i=1}^m A_{ix} \cos(\omega_i t) + fv + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_z \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = - \sum_{i=1}^m A_{iy} \cos\left(\omega_i t - \frac{\pi}{2}\right) - fu + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_z \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

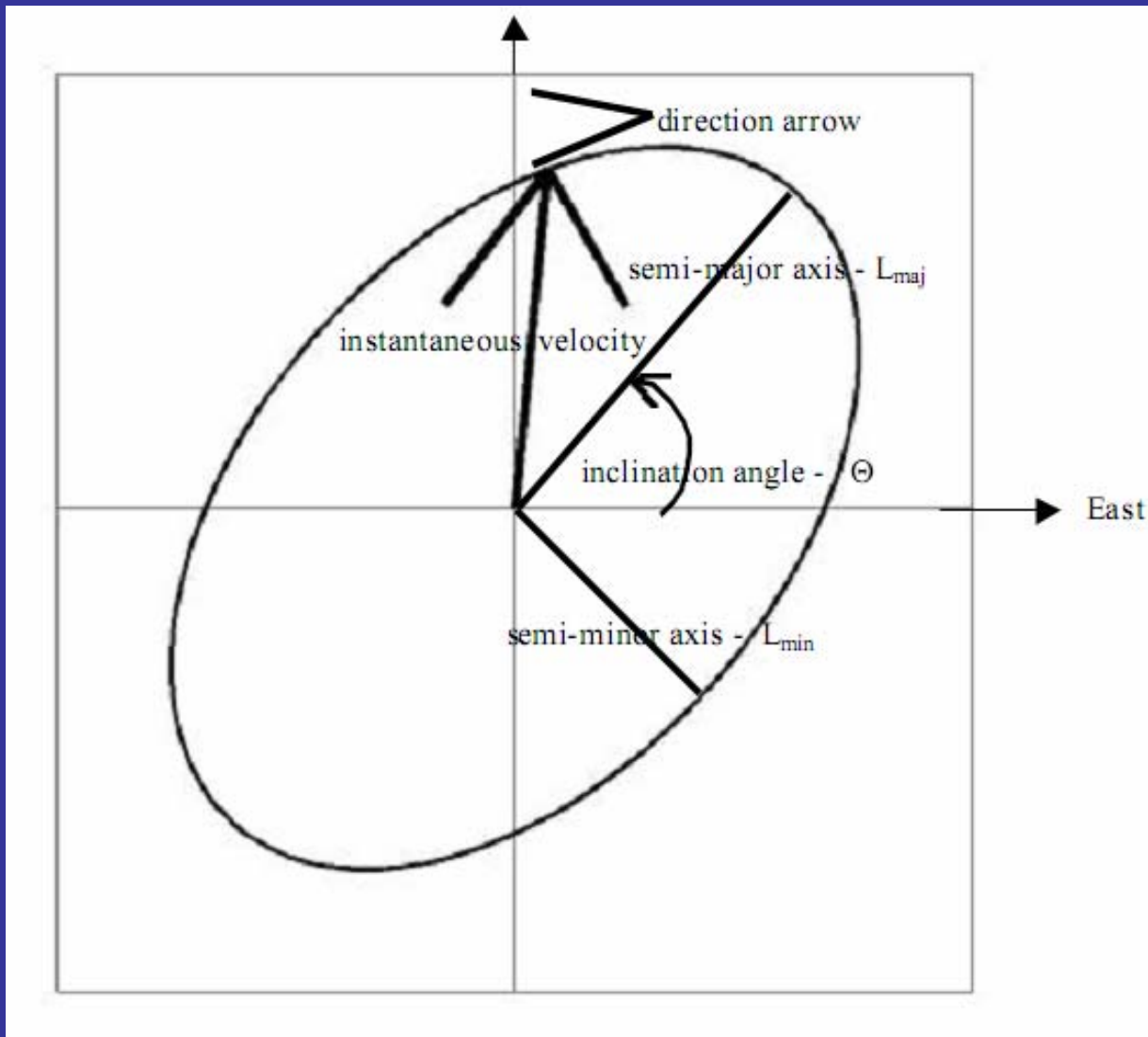
Εξισώσεις Κίνησης κατά x, y
διευθύνσεις



Επίδραση
παλιρροιακών
συνιστωσών

Δύναμη
Coriolis

Κατακόρυφη
ανακατανομή
ορμής



Θεωρούμε δύο παλιρροιακές συνιστώσες, M_2 και S_2 με συχνότητα ω_i

$$A_{1x} = C(\omega_1 + \lambda f); \quad A_{1y} = C(f + \lambda \omega_1)$$

$$A_{2x} = s^2 C(\omega_2 + \lambda f); \quad A_{2y} = s^2 C(f + \lambda \omega_2)$$

Όπου C η μέγιστη ταχύτητα των παλιρροιακών ρευμάτων (m/s) και λ η παράμετρος παλιρροιακής μεταβολής των ρευμάτων εντός της παλιρροιακού ελλειψοειδούς. Αν λ=-1, αντι-κυκλωνική μεταβολή (ωρολογιακή περιστροφή). Αν λ=1, κυκλωνική μεταβολή (αντι-ωρολογιακή περιστροφή). Αν λ=0 τότε έχουμε γραμμικά ρεύματα.

Η ανεμογενής διατμητική τάση στην επιφάνεια της θάλασσας

$$\tau_{\text{surface}(x,y)} = -c_d \rho_a \sqrt{(u_w^2 + v_w^2)} u_w, v_w$$

$$c_d = (0.75 + 0.067w) \times 10^{-3}$$

Η διατμητική τάση λόγω τριβής πυθμένα

$$\tau_{\text{seabed}(x,y)} = -k\rho_1 \sqrt{(u_1^2 + v_1^2)} u_1, v_1$$

Από την ολική προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία, το 55% απορροφάται στο πρώτο επιφανειακό στρώμα νερού. Το υπόλοιπο 45% κατανέμεται στην υπόλοιπη υδάτινη στήλη, με βάση την εξίσωση κατανομής:

$$\frac{\partial Q_h(z)}{\partial z} = -Q_h(z)(\lambda_0 + \varepsilon X_T(z))$$

Όπου λ_0 είναι ο συντελεστής κατακόρυφης διάχυσης θερμότητας.

Η θερμική απώλεια της επιφάνειας της θάλασσας δίνεται από

$$Q_L = k_w(T_d - T_s)$$

όπου

$$k_w = 4.5 + 0.05T_s + (\beta + 0.47)f(w)$$

$$\beta = 0.35 + 0.15T_m + 0.0012T_m^2 \quad T_m = 0.5(T_s + T_d)$$

$$f(w) = 9.2 + 0.46w^2$$

Και T_d είναι η θερμοκρασία δρόσου της ατμόσφαιρας.

Μόλις θερμανθεί η επιφάνεια της θάλασσας, η θερμότητα διανέμεται κατακόρυφα και η θερμοκρασία αποκτά τη κατανομή

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$