

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

## Μοντέλα Ισοζυγίου Μάζας – Το Μοντέλο LOICZ

Το κεφάλαιο αυτό αναπτύσσει την ευρέως διαδεδομένη εφαρμογή ομοιόμορφης μεθοδολογίας LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone) με μικρές απαιτήσεις δεδομένων για την εκτίμηση των ροών άνθρακα, αζώτου και φωσφόρου στις παράκτιες λιμνοθάλασσες. Γενικά, χρησιμοποιούμε ισοζύγια νερού και άλατος για το προσδιορισμό της ανταλλαγής νερού στα παράκτια υδατικά συστήματα. Τα ισοζύγια θρεπτικών αλάτων (κυρίως του διαλυμένου ανόργανου αζώτου και φωσφόρου) επίσης θα αναπτυχθούν, καθώς θα θεωρήσουμε τα θρεπτικά άλατα ως μη διατηρούμενα στοιχεία του συστήματος.

- Η ροή του μη διατηρούμενου διαλυμένου ανόργανου φωσφόρου, όπως ορίζεται από το λόγο C:P χρησιμοποιείται για το προσδιορισμό του ρυθμού πρωτογενούς παραγωγής μείον του ρυθμού αναπνοής του συστήματος (p-r).
- Η διαφορά μεταξύ της μετρούμενης ροής του διαλυμένου ανόργανου αζώτου, όπως ορίζεται από το λόγο N:P χρησιμοποιείται για το προσδιορισμό του ρυθμού σχηματισμού αζώτου (nitrogen fixation) μείον το ρυθμό απονιτροποίησης (denitrification) του συστήματος (nfix – denit).

Παρά το γεγονός ότι τα παραπάνω αποτελούν μία απλοποίηση των διεργασιών και των αντιδράσεων που λαμβάνουν χώρα στα παράκτια οικοσυστήματα, μας δίνουν μία ιδέα για τις πιθανές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα σε σχέση με την δημιουργία και την απελευθέρωση θρεπτικών αλάτων. Η προσέγγιση αυτή είναι προτιμότερη από αυτή που βασίζεται στις ροές άνθρακα, καθώς τα διαθέσιμα δεδομένα άνθρακα είναι περιορισμένα. Όμοια, οι απευθείας εκτιμήσεις των ρυθμών παραγωγής, αναπνοής, δημιουργίας αζώτου και απονιτροποίησης είναι δύσκολο να εκτιμηθούν στις κλίμακες των συστημάτων που μελετάμε.

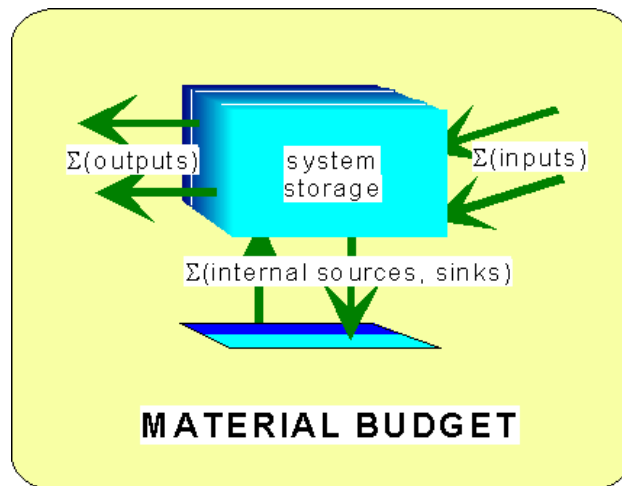
Η στρατηγική του LOICZ ασχολείται με την εκτίμηση των ροών C,N,P, της παγκόσμιας παράκτιας ζώνης με σκοπό τη δημιουργία καταλόγων σχετικών με τα ισοζύγια αυτά. Μέχρι σήμερα, περίπου 110 περιοχές έχουν μοντελοποιηθεί με το τρόπο αυτό, ενώ ο αριθμός 200 φαίνεται να είναι εφικτός. Μία συνολική τυπολογία (ή κατάταξη) για τη παράκτια ζώνη θα χρησιμοποιηθούν για την επέκταση των ισοζυγίων αυτών στην υπόλοιπη παράκτια

ζώνη. Στην επιστήμη, τα μοντέλα είναι εργαλεία που μας βοηθούν να συνθέσουμε, να ολοκληρώσουμε και γενικεύσουμε τη γνώση μας. Τα φυσικά συστήματα είναι συνήθως πολύπλοκα και έτσι τα μοντέλα ποικίλλουν ως προς το βαθμό απλοποίησής τους. Τα μοντέλα ισοζυγίων είναι απλοί υπολογισμοί ισορροπίας μάζας ειδικών παραμέτρων (όπως νερό, αλάτι, ίζημα και θρεπτικά άλατα) μέσα σε καθορισμένες γεωγραφικές περιοχές για καθορισμένες χρονικές περιόδους. Συνήθως, τα μοντέλα ισοζυγίων δημιουργούνται για να συγκεντρώσουν τα μικρά μεμονωμένα τμήματα ενός συστήματος σε μικρότερα σύνολα τμημάτων που είναι σχεδόν παρόμοια μεταξύ τους. Έτσι, όλα τα είδη φυτών σε ένα οικοσύστημα μπορούν να συγκεντρωθούν ως “πρωτογενείς παραγωγοί”. Κάποιες ομαδοποιήσεις πάντα υπάρχουν σε κάθε σχεδόν μοντέλο. Καθώς κάποιος εφαρμόζει ένα απλό μοντέλο σε μία σειρά συστημάτων, οι ομαδοποιήσεις αυτές γίνονται σχεδόν αμελητέες. Για μερικούς είναι δυνατόν να ομαδοποιήσουμε όλους τους οργανισμούς ενός οικοσυστήματος στην ομάδα “καθαρών βιοχημικών αντιδράσεων” που λαμβάνουν χώρα μέσα στο σύστημα.

Κάποιος μπορεί να προχωρήσει από αυτά τα απλά, ομαδοποιημένα μοντέλα σε πιο σύνθετα μοντέλα που περιγράφουν συγκεκριμένες διεργασίες (π.χ., πρωτογενής παραγωγή ως συνάρτηση του φωτός, μεταφορά ιζημάτων ως συνάρτηση της ροής ενός ποταμού). Πολλά τέτοια μοντέλα διεργασιών μπορούν κατόπιν να συνενωθούν σε ένα ολοκληρωμένο μοντέλο του συστήματος. Ωστόσο, γενικά όσο πιο πολύπλοκη είναι η δομή ενός μοντέλου τόσο λιγότερο στατιστικά σημαντικό είναι το εξαγόμενο του μοντέλου.

### ***Περίληψη της LOICZ Βιογεωχημικής Διαδικασίας Προσομοίωσης***

Ο υπολογισμός των ισοζυγίων μάζας από και προς ένα σύστημα μπορεί να γίνει με πολλούς διαφορετικούς τρόπους και διεργασίες. Βασικά, κάθε ισοζύγιο περιγράφει το ρυθμό υποδοχής της μάζας από ένα σύστημα (inputs), το ρυθμό εξόδου της μάζας από το σύστημα (outputs) και το ρυθμό μεταβολής της μάζας μέσα στο σύστημα (“storage”). Ορισμένα στοιχεία μπορεί να υποστούν εσωτερικές τροποποιήσεις της κατάστασής τους που μπορεί να οδηγήσουν στην εμφάνιση ή την απώλεια του υλικού αυτού. Οι μεταβολές αυτές ονομάζονται ως «εσωτερικές πηγές ή βυθίσεις μάζας» (Σχήμα 1).



**Σχήμα 1.** Γενικευμένο διάγραμμα που χαρακτηρίζει το ισοζύγιο της μάζας σε ένα σύστημα.

Είναι χρήσιμο να περιγράψουμε ένα ισοζύγιο με όρους μίας απλής εξίσωσης:

$$\frac{dM}{dt} = \sum inputs - \sum outputs + \sum [sources - sinks] \quad (1)$$

όπου ο όρος "dM/dt" αντιπροσωπεύει τη μεταβολή της μάζας κάθε υλικού του συστήματος σε σχέση με το χρόνο. Συνήθως θεωρούμε ότι  $dM/dt = 0$ ; που σημαίνει ότι η μάζα του συστήματος διατηρείται σταθερή, άρα το σύστημα βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας (steady state).

Πολλά ισοζύγια ασχολούνται με ένα μόνο τμήμα της εξίσωσης (1), π.χ., την εισαγωγή μάζας (inputs) π.χ., χερσαίες ροές σε ένα κόλπο, χωρίς υπολογισμό των ωκεάνιων ροών. Σύμφωνα με την ορολογία που εφαρμόζει το LOICZ, μία τέτοια περιγραφή ορισμένων μόνο όρων της εξίσωσης (1) δεν είναι ισοζύγιο.

Σύμφωνα με τις LOICZ Biogeochemical Modelling Guidelines (Gordon et al., 1996) η προσέγγιση μοντελοποίησης των ισοζυγίων ροής μάζας σε ένα παράκτιο σύστημα έχει κυρίως τρία μέρη:

- Πόσο γρήγορα κινείται το νερό μέσα και έξω από το σύστημα ?
- Πόσο γρήγορα κινούνται τα στοιχεία άνθρακα, άζωτο και φώσφορος μαζί με το νερό του συστήματος?
- Ποιές οι διαφορές που προκύπτουν μεταξύ της κίνησης του νερού και της κίνησης των θρεπτικών αλάτων του συστήματος?

Ας θεωρήσουμε ένα παράκτιο υδάτινο σώμα όπως μία λιμνοθάλασσα. Ο ρυθμός ανταλλαγής του νερού μεταξύ του συστήματος και των παρακείμενων συστημάτων μπορεί να εκτιμηθεί από πολλές διαφορετικές διεργασίες. Η πιο απλή διεργασία για το

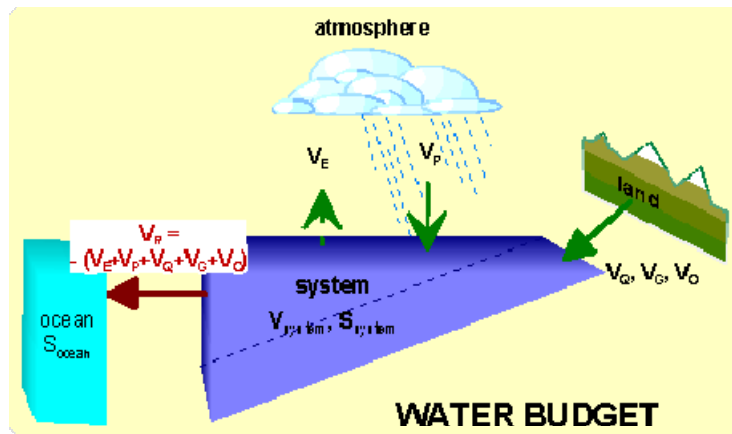
προσδιορισμό της ανανέωσης του νερού των παράκτιων υδάτινων συστημάτων είναι η κατασκευή ενός σύνθετου ισοζυγίου νερού και άλατος για τη περιοχή αυτή. Το νερό κινείται στο σύστημα από τη ξηρά. Επίσης νερό εισάγεται ή χάνεται κατά τη βροχόπτωση και την εξάτμιση. Αν θεωρήσουμε ότι ο όγκος του συστήματος (ολοκληρωμένος ως προς το χρόνο, για να αποκλείσουμε τις μικρές χρονικές μεταβολές λόγω παλίρροιας) παραμένει σταθερός, τότε η καθαρή έξοδος του νερού θα πρέπει να είναι ίση με τη καθαρή είσοδο του νερού στο σύστημα. Επιπρόσθετα στο ισοζύγιο αυτό, ένα ισοζύγιο άλατος θα πρέπει να κατασκευασθεί. Το νερό αναμιγνύεται κινούμενο μέσα και έξω από το σύστημα που μελετούμε και τα γειτονικά συστήματα. Κάθε είσοδος και έξοδος νερού που περιγράφεται από το ισοζύγιο νερού περιγράφεται επίσης και από μία χαρακτηριστική αλατότητα. Το νερό και συνήθως το αλάτι του συστήματος θεωρείται ότι δεν έχει πηγές ή περιοχές βύθισης, οπότε μόνο οι ροές εισόδου και εξόδου περιγράφουν το ισοζύγιο νερού και άλατος. Άρα ο όρος των εσωτερικών πηγών και βυθίσεων μηδενίζεται στην εξίσωση (1) και το ισοζύγιο περιγράφει μόνο την ανταλλαγή νερού. Αυτό το συνδυασμένο ισοζύγιο νερού και άλατος δεν παρέχει δυναμική και ποσοτική κατανόηση των διεργασιών που ελέγχουν τα χαρακτηριστικά της ανταλλαγής νερού σε ένα σύστημα, αλλά συχνά δίνουν μία απλή και γρήγορη ιδέα για τις ανταλλαγές αυτές.

### **Ισοζύγιο Νερού**

Η έννοια του υδρολογικού κύκλου είναι καλά καθιερωμένη και συχνά παρουσιάζεται (τόσο παγκόσμια όσο και τοπικά) με όρους ισοζυγίων νερού. Ένας υπολογισμός των εισροών γλυκού νερού σε ένα παράκτιο σύστημα (όπως οι απορροές, τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα και το υπόγειο νερό) και της εκροής νερού από το σύστημα είναι συχνά πολύ εύκολο να επιτευχθεί. Η βασική αρχή πίσω από τα ισοζύγια είναι, φυσικά, η διατήρηση της μάζας του νερού.

Το Σχήμα 2 παρουσιάζει συνοπτικά τις διεργασίες που αφορούν το ισοζύγιο νερού στα παράκτια οικοσυστήματα. Η Εξίσωση 1 μπορεί να απλοποιηθεί στην περίπτωση του ισοζυγίου νερού. Το νερό δεν έχει εσωτερικές πηγές και εξόδους, επομένως  $\sum [sources - sinks] = 0$ . Επίσης, μπορεί να θεωρηθεί ότι η μάζα του συστήματος είναι σταθερή στο χρόνο, δηλαδή  $dM/dt = 0$ . Έτσι η Εξίσωση 1 γίνεται:

$$0 = \sum inputs - \sum outputs \quad (2)$$



**Σχήμα 2.** Γενικευμένο διάγραμμα για τον υπολογισμό του ισοζυγίου νερού στα παράκτια συστήματα

Στην περίπτωση ενός παράκτιου συστήματος, οι εισροές γλυκού νερού περιλαμβάνουν την ποτάμια εισροή ( $V_Q$ ), τη βροχόπτωση ( $V_P$ ) και την εισροή υπόγειου νερού ( $V_G$ ). Είναι πιθανό να υπάρχουν και άλλες εισροές ( $V_O$ ), όπως τα υγρά απόβλητα. Η εκροή νερού πραγματοποιείται κυρίως με την εξάτμιση ( $V_E$ ). Αν η ποσότητα του γλυκού νερού που εισρέει στο σύστημα είναι ίση με την ποσότητα του νερού που εκρέει από αυτό, τότε ο όγκος παραμένει σταθερός. Στην πραγματικότητα αυτό δε συμβαίνει και δημιουργείται μια 'υπολειπόμενη ροή' (residual flow) προς ή από το σύστημα, που ορίζεται ως:

$$V_R = -V_Q - V_P - V_G - V_O + |V_E| \quad (3)$$

με κατεύθυνση προς ή από το σύστημα.

Σαν ιδέα, η εξίσωση 3 είναι αρκετά απλή. Στην πράξη, σε κάθε κατάσταση, μπορεί να υπάρχουν πολλαπλές πηγές για τους όρους  $V_Q$ ,  $V_G$  και  $V_O$ . Σε ένα τεράστιο σύστημα για παράδειγμα, η βροχόπτωση και η εξάτμιση μπορεί να ποικίλλουν από περιοχή σε περιοχή του συστήματος. Αυτές οι επιπλοκές για τους διάφορους όρους αντιμετωπίζονται, αν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα για όλα τα τμήματα του συστήματος.

Υπάρχουν και κάποιοι επιπλέον όροι που πρέπει να συμπεριληφθούν στο ισοζύγιο νερού: η εισροή και εκροή του νερού της θάλασσας από την παρακείμενη θάλασσα στο σύστημα. Οι όροι αυτοί ενσωματώνονται σε έναν, τη ροή ανταλλαγής  $V_X$ , που συνήθως είναι άγνωστος. Το ισοζύγιο νερού γράφεται τελικά:

$$0 = \sum (V_Q + V_P + V_G + V_O + V_R + V_X) - \sum (|V_E| + V_X) \quad (4)$$

(οι δύο όροι  $V_X$  αναιρούνται και η εξίσωση απλοποιείται).

Όλοι οι παραπάνω όροι έχουν μονάδες όγκου προς χρόνο (π.χ.  $m^3 d^{-1}$ ). Το  $V_Q$ , ίσως το  $V_G$  και ίσως και το  $V_O$  είναι δυνατό να μετρηθούν άμεσα σε μονάδες όγκου προς χρόνο. Η βροχόπτωση ( $P$ ) και η εξάτμιση ( $E$ ) συνήθως μετρούνται σε μονάδες μήκους ανά χρόνο ( $mm d^{-1}$ ). Οι ογκομετρικές εκτιμήσεις ( $V_P$  και  $V_E$ ) προκύπτουν από τον πολλαπλασιασμό του  $P$  και  $E$  (σε μονάδες μήκους ανά χρόνο) με την έκταση του συστήματος (δηλαδή το εμβαδόν της επιφάνειας του νερού στην οποία αναπτύσσεται το ισοζύγιο). Γενικά, το  $V_Q$  είναι πιθανό να είναι ο μεγαλύτερος όρος στη δεξιά πλευρά της Εξίσωσης 4 και συνήθως δεν υπολογίζεται με ακρίβεια μεγαλύτερη 5-10%. Για το λόγο αυτό, κάθε όρος πολύ μικρότερος από το 5% του  $V_Q$  ή, αν το  $V_Q$  δεν είναι ο μεγαλύτερος όρος, από το 5% του μεγαλύτερου όρου της εξίσωσης, μπορεί να αγνοηθεί ως περιλαμβανόμενος μέσα στο σφάλμα των δεδομένων. Στις περισσότερες εφαρμογές, το  $V_O$  και πιθανώς το  $V_G$  είναι αρκετά μικρά ώστε να μπορούν να αγνοούνται στα ισοζύγια του νερού.

Παρόλο που τα περισσότερα παράκτια υδατικά συστήματα έχουν εισροές και εκροές που επηρεάζονται από τους ανέμους και τις παλίρροιες, η διαφορά μεταξύ εισροών και εκροών θα τείνει στο 0 αν υπολογιστεί ο μέσος όρος περιόδων, προοδευτικά μεγαλύτερων από έναν παλιρροιακό κύκλο. Το  $V_R$  παραμένει ως η 'υπολειπόμενη ροή' που απαιτείται για την εξισορρόπηση του ισοζυγίου νερού. Το  $V_R$  είναι θετικό συνήθως στα συστήματα που η εξάτμιση υπερβαίνει τη βροχόπτωσης και της εισροής ποταμών, και έτσι η 'υπολειπόμενη ροή' είναι προς το σύστημα. Στις περισσότερες όμως περιπτώσεις, όπου η εισροή γλυκού νερού κυριαρχεί, το  $V_R$  έχει αρνητική τιμή. Ο λόγος της απόλυτης τιμής του όγκου του συστήματος προς την υπολειπόμενη ροή, δηλαδή  $|V_{syst}/V_R|$  με μονάδες χρόνου, αναφέρεται ορισμένες φορές ως ο χρόνος παραμονής του γλυκού νερού (ή υδραυλικός χρόνος παραμονής) του συστήματος. Ο συνολικός χρόνος ανανεωσιμότητας του συστήματος (ή μέσος χρόνος παραμονής) είναι συνήθως πολύ μικρότερος από το χρόνο παραμονής του γλυκού νερού, όπως φαίνεται παρακάτω.

### **Ισοζύγιο Άλατος**

Τα παράκτια συστήματα έχουν ροές κατά μήκος των ορίων τους εκτός από την υπολειμματική ροή. Για παράδειγμα, αυτά τα συστήματα έχουν εισροή και εκροή νερού που σχετίζεται με τις παλίρροιες, τους ανέμους, την πυκνότητα και τη κυκλοφορία μεγάλης κλίμακας. Αν είναι γνωστή η αλατότητα του συστήματος που μελετάται καθώς και των παρακείμενων συστημάτων που ανταλλάσσουν νερό με αυτό το σύστημα, τότε ίσως είναι δυνατό να δημιουργηθεί ένα ισοζύγιο άλατος που περιλαμβάνει αυτές τις ροές ανταλλαγής

καθώς και την υπολειμματική ροή. Η εξισορρόπηση αλατότητας είναι η αιτία για αυτές τις επιπρόσθετες ροές ανταλλαγής. Σ' αυτή την περίπτωση, πρέπει να τονιστεί ότι οποιοδήποτε στοιχείο στο νερό το οποίο δεν μεταβάλλεται από εσωτερικές αντιδράσεις μέσα στο σύστημα μπορεί να χρησιμοποιηθεί στη θέση της αλατότητας. Επειδή η αλατότητα δεν παράγεται ούτε καταναλώνεται στο σύστημα, θεωρείται 'συντηρητική' σε σχέση με το νερό μέσα στο σύστημα. Συγκεκριμένα στοιχεία με παρόμοιες, μη αντιδραστικές ιδιότητες (τα χλωρίδια είναι ένα κοινό παράδειγμα) θεωρούνται 'συντηρητικά' σε σχέση με την αλατότητα.

Η έννοια του 'συντηρητικού' πρέπει να αντιμετωπίζεται με προσοχή. Σε κλίμακες κάποιου χρόνου όλα τα άλατα στον ωκεανό αντιδρούν. Έτσι κανένα στοιχείο διαλυμένο στο νερό δεν είναι πραγματικά συντηρητικό σε σχέση με το νερό. Σε συστήματα χαμηλής αλατότητας, οι αναλογίες ιόντων μπορεί να ποικίλλουν σημαντικά και η συνολική ιδέα της 'αλατότητας' γίνεται ποιοτική. Σε τέτοια συστήματα ίσως είναι πιο ασφαλές να χρησιμοποιηθεί μια ιδιότητα που είναι σαφέστερα ορισμένη (για παράδειγμα, το Cl).

Η αρχική εξίσωση που παριστά το ισοζύγιο άλατος δηλώνει ότι η ροή άλατος είναι ίση με κάθε έναν από τους όγκους ροής πολλαπλασιαζόμενους με την αλατότητα ( $S$ ) κάθε τύπου νερού. Το Σχήμα 3 παρουσιάζει συνοπτικά τις διεργασίες που αφορούν το ισοζύγιο άλατος στα παράκτια οικοσυστήματα. Το νερό μέσα στο σύστημα χαρακτηρίζεται με το δείκτη 'system', ενώ το νερό στον παρακείμενο ωκεανό με το δείκτη 'ocean'. Η αλατότητα  $S_x$  του εξερχόμενου νερού θεωρείται ως η μέση τιμή της αλατότητας του συστήματος ( $S_{system}$ ), αν είναι μικρό και σχετικά ομοιογενές σύστημα, ή η αλατότητα της περιοχής κοντά στο όριο του συστήματος. Η αλατότητα  $S_x$  του εισερχόμενου νερού θεωρείται ως η μέση τιμή της αλατότητας του παρακείμενου ωκεανού ( $S_{ocean}$ ). Στην περίπτωση του υπολειμματικού νερού που μεταφέρεται με συναγωγή, η αλατότητα ( $S_R$ ) λαμβάνεται στο όριο του συστήματος και του παρακείμενου ωκεανού ( $S_R = (S_{system} + S_{ocean})/2$ ).

Με βάση τα παραπάνω, η Εξίσωση (4) δίνει για το ισοζύγιο άλατος:

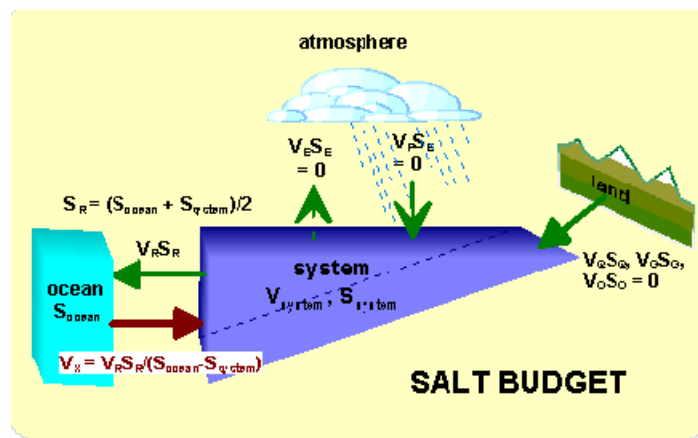
$$0 = \sum (V_Q S_Q + V_P S_P + V_G S_G + V_O S_O + V_R S_R + V_X S_{ocean}) - \sum (V_E S_E + V_X S_{system}) \quad (5)$$

Η παραπάνω εξίσωση μπορεί να απλοποιηθεί, αφού είναι αρκετά ασφαλές να θεωρηθούν όλες οι αλατότητες, εκτός της  $S_{system}$  και της  $S_{ocean}$ , ίσες με το μηδέν. Επομένως:

$$0 = \sum (V_R S_R + V_X S_{ocean}) - \sum (V_X S_{system}) \quad (6)$$

και λύνοντας ως προς τον όρο  $V_X$ :

$$V_x = \frac{V_R S_R}{(S_{system} - S_{ocean})} \quad (7)$$



**Σχήμα 3.** Γενικευμένο διάγραμμα για τον υπολογισμό του ισοζυγίου άλατος στα παράκτια συστήματα

Η τιμή του  $V_x$  είναι μια σχετική εκτίμηση της ανανεωσιμότητας και ανταλλαγής του συστήματος και είναι πολύ σημαντική για τα ισοζύγια θρεπτικών αλάτων. Τόσο η υπολειπόμενη ροή όσο και η ανταλλαγή χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του μέσου χρόνου παραμονής του συστήματος (χρόνος ανανεωσιμότητας), ο οποίος δίνεται από τον παρακάτω τύπο:

$$\tau = \frac{V_{system}}{(V_x + |V_R|)} \quad (8)$$

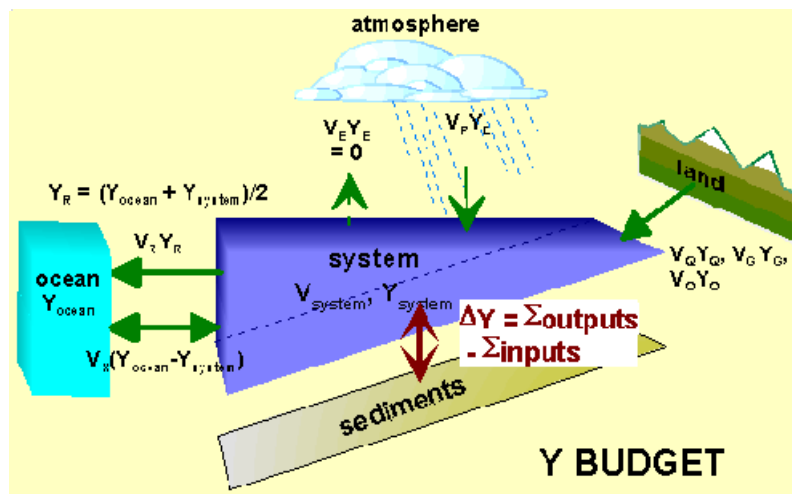
Από την Εξίσωση (7) είναι προφανές ότι απαιτείται μια διαφορά αλατότητας μεταξύ του συστήματος και του παρακείμενου ωκεανού για τον προσδιορισμό των ισοζυγίων νερού και άλατος. Γενικά, κάθε διαφορά μεταξύ  $S_{system}$  και  $S_{ocean}$  είναι ικανή να δώσει ανταλλαγή  $V_x$ . Στην πράξη, η υπολογιζόμενη τιμή του  $V_x$  γίνεται πιο αναξιόπιστη όσο η διαφορά αλατότητας γίνεται μικρότερη του 1 psu. Αν η διαφορά αλατότητας είναι μεγάλη ( $>1$  psu), η διαδικασία υπολογισμού του ισοζυγίου μπορεί εύκολα να δώσει το σχετικό ρυθμό ανανεωσιμότητας του νερού. Κόλποι, ποταμοεκβολές, λιμνοθάλασσες, παράκτιες ζώνες και ολόκληρες ωκεάνιες λεκάνες μπορούν να μοντελοποιηθούν με αυτή την απλή ανάλυση. Σε πολλές περιπτώσεις όμως είναι προτιμότερο το σύστημα να χωρίζεται σε υποσυστήματα, ιδίως όταν υπάρχουν έντονες βαθμίδες αλατότητας.



### Ισοζύγια Μη- Διατηρούμενων Στοιχείων

Το επόμενο βήμα στην ανάπτυξη ισοζυγίων είναι η μελέτη στοιχείων που περιέχονται στο νερό. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον στα πλαίσια του LOICZ παρουσιάζουν οι ροές των θρεπτικών στοιχείων άνθρακα, αζώτου και φωσφόρου (CNP), αλλά θεωρητικά οι ροές οποιουδήποτε υλικού θα μπορούσαν να εκτιμηθούν με τη βοήθεια ενός ισοζυγίου. Το Σχήμα 4 παρουσιάζει συνοπτικά το ισοζύγιο για ένα στοιχείο Y στα παράκτια οικοσυστήματα. Για κάθε στοιχείο Y η εξίσωση του ισοζυγίου τροποποιείται για να συμπεριλάβει το σύνολο των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στο σύστημα για να προσθέσουν ή να απομακρύνουν το Y. Θεωρώντας (για απλοποίηση) ότι  $dM/dt = 0 \Rightarrow d(VY)/dt = 0$ , οι συνολικές εισροές- εκροές του στοιχείου Y, από και προς το σύστημα, μπορούν να προκύψουν από την Εξίσωση (1):

$$\sum [sources - sinks] = \sum outputs - \sum inputs \quad (9)$$



**Σχήμα 4.** Γενικευμένο διάγραμμα για τον υπολογισμό του ισοζυγίου ενός στοιχείου Y στα παράκτια συστήματα

Η Εξίσωση (9) καθορίζει το ρόλο ενός συστήματος σαν καθαρή πηγή ή καταβύθιση για κάθε στοιχείο. Τα στοιχεία που εισέρχονται ή εξέρχονται από το σύστημα με το νερό και τα οποία δεν υφίστανται μετατροπές μέσα στο σύστημα (π.χ. η αλατότητα), θεωρείται ότι παρουσιάζουν «συντηρητική συμπεριφορά» και σε αυτή την περίπτωση ο όρος  $\sum [sources - sinks]$  ισούται με το μηδέν. Για κάθε στοιχείο Y, ο όρος  $\sum [sources - sinks]$  μπορεί να συμβολιστεί με  $\Delta Y$ . Αυτός ο όρος χαρακτηρίζεται κάποιες φορές ως «μη συντηρητική συμπεριφορά» του συστήματος, γιατί η ροή του Y δεν είναι όμοια με τις ροές του νερού και του άλατος (δηλαδή δε διατηρείται σε σχέση με τις ροές αυτές).

Η ύλη διατηρείται στη φύση και έτσι η μη συντηρητική συμπεριφορά του Y απλά σημαίνει ότι κάποιες διεργασίες, εκτός της υδρογραφίας, καθορίζουν την εμφάνιση ή την απώλεια του Y από το σύστημα. Δηλαδή η συνολική ποσότητα του Y διατηρείται, αλλά μπορεί αυτό να μετατρέπεται από μια μορφή σε μια άλλη (π.χ. από διαλελυμένη σε αέρια ή σωματιδιακή). Αν, για παράδειγμα, το Y είναι η μάζα του διαλελυμένου ανόργανου φωσφόρου (dissolved inorganic phosphorus- DIP), τότε κάποιες διεργασίες μπορεί να μεταβάλλουν την ποσότητα του DIP στο σύστημα. Το DIP είναι ένα απλό παράδειγμα: απώλεια του DIP μπορεί να σημαίνει μετατροπή σε διαλελυμένο οργανικό P (DOP) ή μετατροπή σε σωματίδια P (particulate phosphorus- PP). Οι περιπτώσεις του αζώτου (N) και του άνθρακα (C), που επίσης παρουσιάζουν ενδιαφέρον για το LOICZ, είναι κατά κάποιο τρόπο πιο περίπλοκες: εκτός από την πιθανή μετατροπή μεταξύ οργανικών και ανόργανων μορφών και μεταξύ διαλελυμένης κατάστασης και σωματιδίων, τα στοιχεία N και C μπορεί να μετατρέπονται επίσης σε (και από) αέριες καταστάσεις. Όλες οι παραπάνω μετατροπές συνιστούν τη μη συντηρητική συμπεριφορά για τα στοιχεία C, N και P, γιατί αυτές δεν μπορούν να περιγραφούν από τα απλά υδρογραφικά ισοζύγια.

Κατά την ανάπτυξη των ισοζυγίων των μη- διατηρούμενων στοιχείων, υπάρχει ένα σημείο στο οποίο πρέπει να δίνεται προσοχή. Στα ισοζύγια νερού και άλατος θεωρείται ότι κάποιες εισροές, όπως του υπογείου νερού και των υγρών αποβλήτων, μπορούν να αγνοηθούν. Στα ισοζύγια θρεπτικών στοιχείων δεν είναι σαφές σε ποιες περιπτώσεις μπορεί να αγνοηθεί η συγκέντρωση θρεπτικών σε αυτές τις εισροές. Αυτό, για παράδειγμα, δεν πρέπει να γίνεται ποτέ σε συστήματα που δέχονται μεγάλες ποσότητες υγρών αποβλήτων και πρέπει να γίνεται με πολύ προσοχή για το υπόγειο νερό και το νερό της βροχής. Μόνο στο νερό της εξάτμισης μπορεί να θεωρηθεί με ασφάλεια ότι η συγκέντρωση του Y είναι μηδέν. Με βάση όλα τα παραπάνω, το ισοζύγιο ενός στοιχείου Y μπορεί να γραφτεί:

$$\Delta Y = \sum (V_Q Y_Q + V_P Y_P + V_G Y_G + V_O Y_O + V_R Y_R + V_X Y_{ocean}) - \sum (V_E Y_E + V_X Y_{system}) \quad (10)$$

Η συγκέντρωση ( $Y_R$ ) λαμβάνεται στο όριο του συστήματος και του παρακείμενου ωκεανού ( $Y_R = (Y_{system} + Y_{ocean})/2$ ).  $Y_{system}$  είναι η συγκέντρωση του Y στο νερό του συστήματος, ενώ  $Y_{ocean}$  η συγκέντρωση του Y στο νερό του παρακείμενου ωκεανού. Στην παραπάνω σχέση το Y έχει μονάδες μάζας προς όγκο, ενώ το  $\Delta Y$  μονάδες μάζας προς χρόνο.

Υπάρχουν δύο σημεία που πρέπει να τονιστούν σχετικά με την Εξίσωση (10). Πρώτον, η σχέση αυτή δε δίνει καμιά πληροφορία για τον αριθμό ή το είδος των διεργασιών που οδηγούν στο  $\Delta Y$ . Δεύτερον, παρόλο που η διαδικασία ανάπτυξης ισοζυγίων μπορεί κατά

κανόνα να εφαρμοστεί για πολλά στοιχεία, υπάρχουν περιπτώσεις που τα ισοζύγια αυτά δεν μπορούν να εφαρμοστούν με επιτυχία για στοιχεία υπό μορφή σωματιδίων. Αυτό συμβαίνει γιατί σε ορισμένες περιπτώσεις η κατανομή των σωματιδίων στη στήλη νερού είναι εξαιρετικά ανομοιόμορφη, τόσο χωρικά όσο και χρονικά, όπως συμβαίνει σε συστήματα με υψηλά φορτία ιζημάτων από ποταμούς ή σε συστήματα όπου η ανάμιξη λόγω κυμάτων ή ρευμάτων οδηγούν σε αιώρηση τα ιζήματα του πυθμένα. Παρόλα αυτά, για ένα στοιχείο χωρίς αέριες φάσεις, κάθε απόκλιση των διαλελυμένων φάσεων από τη συντηρητική συμπεριφορά θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει την καθαρή πρόσληψη ή απελευθέρωση των σωματιδίων του στοιχείου αυτού.

### **Στοιχειομετρική ανάλυση των ροών CNP**

Όπως αναφέρθηκε, χωρίς περισσότερη ερμηνεία τα ισοζύγια δεν παρέχουν πληροφορίες για τις διεργασίες που ευθύνονται για τις μη- διατηρούμενες ροές. Κάποια συμπεράσματα για τις πραγματικές διεργασίες μπορούν να εξαχθούν από τη σύγκριση των ισοζυγίων για διάφορα στοιχεία. Αυτή η προσέγγιση αναφέρεται ως «στοιχειομετρική ανάλυση» των ροών. Γενικά, αν έχει υπολογιστεί το  $\Delta Y$  για ορισμένα στοιχεία, είναι δυνατό να εκτιμηθούν οι ρυθμοί κάποιων διεργασιών, όπως:

- Καθαρή παραγωγή του οικοσυστήματος, δηλαδή διαφορά μεταξύ της πρωτογενούς παραγωγής και της αναπνοής ( $p-r$ )
- Σχηματισμός αζώτου μείον την απονιτροποίηση (nfix-denit)
- Καθαρή καθίζηση  $CaCO_3$
- Καθαρή ροή αερίου  $CO_2$  κατά μήκος της διεπιφάνειας θάλασσας- ατμόσφαιρας.

Οι βασικές υποθέσεις κατά τη στοιχειομετρική ανάλυση είναι ότι οι καθαρές βιογεωχημικές ροές στα παράκτια συστήματα κυριαρχούνται από κάποιες συγκεκριμένες χημικές αντιδράσεις, οι οποίες μπορούν να γραφτούν με απλές, προσεγγιστικές σχέσεις, και ότι οι βιογεωχημικοί κύκλοι των C, N και P είναι στενά συνδεδεμένοι. Μεγάλο μέρος της ροής των C, N και P στα παράκτια συστήματα οφείλεται στην παραγωγή και κατανάλωση του οργανικού υλικού και η σύνθεση του οργανικού υλικού συνήθως είναι σχετικά σταθερή στον ωκεανό. Αν κυριαρχεί ο μεταβολισμός του πλαγκτόν, τότε ο 'Λόγος του Redfield' πιθανώς να είναι μια καλή προσέγγιση της αναλογίας C:N:P του τοπικά παραγόμενου (ή καταναλισκόμενου) οργανικού υλικού. Για συστήματα στα οποία ιζηματικά υλικά φανερά κυριαρχούν στις τοπικές αντιδράσεις, ή στα οποία οι εισροές και οι εκροές σωματιδίων μπορούν να θεωρηθούν μικρές, τότε η σύνθεση του ιζήματος μπορεί να προσφέρει μια

κατάλληλη αναλογία για να ληφθεί υπόψη. Σε κάθε περίπτωση, κάποιες εκτιμήσεις μπορούν να γίνουν για την τοπική σύνθεση του οργανικού υλικού.

Για τη συσχέτιση των ισοζυγίων C, N και P, ο φώσφορος μπορεί να θεωρηθεί ότι χαρακτηρίζεται από τις πιο απλές χημικές διαδικασίες. Όλος ο φώσφορος στο σύστημα θεωρείται ότι βρίσκεται είτε σε διαλελυμένη μορφή είτε σε μορφή σωματιδίων, και οι αντιδράσεις του φωσφόρου περιλαμβάνουν μεταβολές μεταξύ αυτών των φάσεων, δεν υπάρχει δηλαδή αέρια φάση. Αντίθετα, τόσο το άζωτο όσο και ο άνθρακας έχουν σημαντικές αέρια φάσεις, και οι ροές άνθρακα και αζώτου που περιλαμβάνουν τις αέρια φάσεις είναι γνωστό ότι είναι σημαντικές στα παράκτια συστήματα. Επομένως, η υπόθεση που γίνεται είναι ότι η εσωτερική ροή αντίδρασης του φωσφόρου είναι ανάλογη της παραγωγής και της κατανάλωσης των στοιχείων που βρίσκονται σε μορφή σωματιδίων (γενικά κυριαρχείται από οργανικά στοιχεία). Αυτό σημαίνει ότι ο φώσφορος κινείται από τη διαλελυμένη φάση σε μορφή σωματιδίων και το αντίστροφο. Οι λόγοι N:P και C:P υπολογίζονται από αναλύσεις των ισοζυγίων, και οι αποκλίσεις αυτών των λόγων από τις αναλογίες που προκύπτουν από τη σύνθεση των ισοζυγίων αποδίδονται στις αντιδράσεις αέριας φάσης του αζώτου και του άνθρακα.

Στην περίπτωση του αζώτου, οι αντιδράσεις αέριας φάσης απαιτούν βιοχημική δραστηριότητα για τη μετατροπή του αζώτου μεταξύ στερεού ανόργανου ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NH}_4^+$  και μικρές ποσότητες  $\text{NO}_2^-$ ), οργανικών στρωμάτων (roots) (διαλελυμένο οργανικό άζωτο-DON και σωματίδια αζώτου-PN) και αερίου αζώτου (που κυριαρχείται από το  $\text{N}_2$ ). Αυτές οι αντιδράσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να αντιπροσωπεύσουν την καθαρή διαφορά ανάμεσα στο σχηματισμό του αζώτου ( $\text{N}_2 \rightarrow$  οργανικό άζωτο) και στην απονιτροποίηση (σε απλοποιημένη μορφή,  $\text{NO}_3 \rightarrow \text{N}_2 + \text{N}_2\text{O}$ ). Το  $\text{N}_2$  και το  $\text{N}_2\text{O}$  γενικά δε μετρούνται στο θαλασσινό νερό. Σε κάθε περίπτωση, η ποσότητα του  $\text{N}_2$  στο θαλασσινό νερό είναι τόσο μεγάλη σε σύγκριση με όλες τις άλλες μορφές, που οι μεταφορές στα ή από τα στερεά στρώματα αζώτου δεν είναι αρκετές να επηρεάσουν το  $\text{N}_2$  σε μετρήσιμες ποσότητες (γενικά  $\ll 1\%$  αλλαγή στο  $\text{N}_2$ , παρόλο που οι αλλαγές στα άλλα στρώματα μπορεί να είναι μεγάλες). Για πρακτικούς σκοπούς, μπορεί να θεωρηθεί ότι το περιεχόμενο του θαλασσινού νερού σε  $\text{N}_2$  καθορίζεται αυστηρά από τη διαλυτότητα των αερίων και την ισορροπία του  $\text{N}_2$  στη διεπιφάνεια μεταξύ του θαλασσινού νερού και της υπερκείμενης ατμόσφαιρας. Οι αντιδράσεις που περιλαμβάνουν άζωτο που μεταφέρεται από ή προς την αέρια φάση, γενικά πρέπει να ευθύνονται για ένα μεγάλο ποσοστό των καθαρών, μη συντηρητικών ροών του αζώτου στα παράκτια συστήματα. Για το λόγο αυτό αυτή η

στοιχειομετρική διαδικασία είναι μια σχετικά καλή μέθοδος για την εκτίμηση της διαφοράς μεταξύ του σχηματισμού αζώτου και της απονιτροποίησης.

Στην περίπτωση του άνθρακα, οι μετατροπές μεταξύ της αέριας (CO<sub>2</sub> και H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) και της διαλελυμένης φάσης αποτελούν ταχείες αντιδράσεις που λαμβάνουν χώρα για την αποκατάσταση της θερμοδυναμικής ισορροπίας. Η αέρια φάση δεν είναι μεγάλη και συνήθως είτε είναι μετρήσιμη είτε υπολογίσιμη από τη θερμοδυναμική. Επίσης, το περιεχόμενο του θαλασσινού νερού σε αέριο CO<sub>2</sub> συνήθως εκτιμάται από την ισορροπία με την ατμόσφαιρα, αφού οι διαδικασίες ανταλλαγής αερίου τείνουν σταθερά να προκαλούν ροή CO<sub>2</sub> κατά μήκος της διεπιφάνειας νερού- αέρα. Οι αποκλίσεις της ροής άνθρακα από τις προβλέψεις που βασίζονται στο φώσφορο, αποτελούν για αυτό το λόγο μέτρο της ροής ανταλλαγής CO<sub>2</sub> κατά μήκος της διεπιφάνειας θάλασσας- αέρα.

Αφού ο φώσφορος χαρακτηρίζεται, όπως φαίνεται, από πιο απλές χημικές διαδικασίες, είναι χρήσιμο η διαδικασία ανάπτυξης ισοζυγίων θρεπτικών σε ένα σύστημα να ξεκινά με υπολογισμούς των ροών του φωσφόρου. Αν στην Εξίσωση 10 όπου Υ χρησιμοποιηθεί η συγκέντρωση του διαλελυμένου ανόργανου φωσφόρου (Dissolved Inorganic Phosphorus- DIP), θα προκύψει το ΔDIP για το σύστημα. Μια θετική τιμή του ΔDIP δείχνει ότι ο στερεός P μετατρέπεται σε διαλελυμένο ανόργανο P, ενώ αν ΔDIP<0 ο διαλελυμένος ανόργανος P μετατρέπεται σε αιωρούμενο στερεό P, ο οποίος ιζηματοποιείται. Η τιμή του ΔDIP μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για την εκτίμηση της καθαρής παραγωγής του συστήματος (p-r), σύμφωνα με τη σχέση:

$$[p - r] = -\Delta DIP \cdot \left(\frac{C}{P}\right)_{part} \quad (11)$$

όπου  $\left(\frac{C}{P}\right)_{part}$  η αναλογία άνθρακα- φωσφόρου στο οργανικό υλικό (σωματίδια) του συστήματος. Από την Εξίσωση 11, αν ΔDIP<0 ⇒ (p-r)>0, που σημαίνει ότι το σύστημα καταναλώνει DIP για τη διεργασία της πρωτογενούς παραγωγής, περισσότερο από όσο απελευθερώνει μέσω της αναπνοής. Ένα τέτοιο σύστημα χαρακτηρίζεται αυτότροφο. Αν ΔDIP>0 ⇒ (p-r)<0, το σύστημα απελευθερώνει DIP ως παραπροϊόν της καθαρής αναπνοής και χαρακτηρίζεται ετερότροφο.

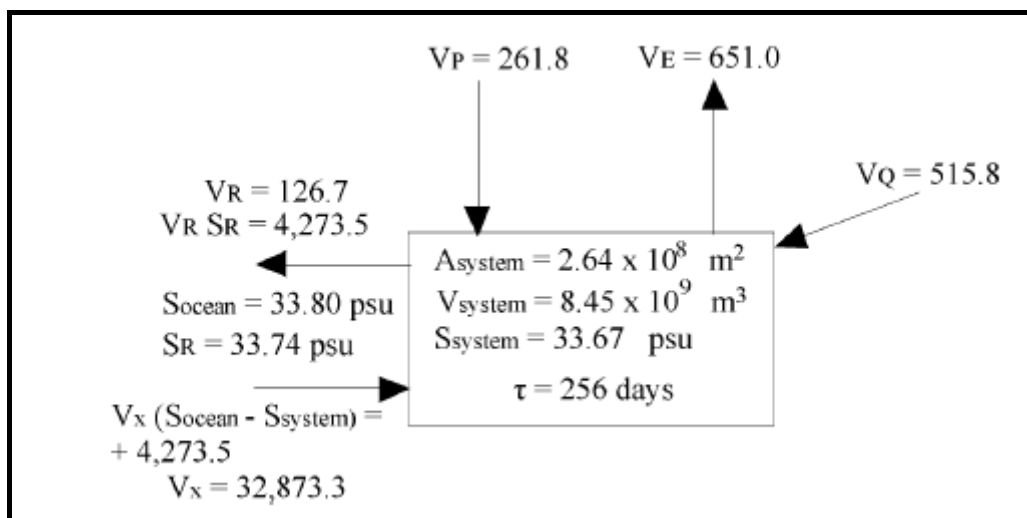
Ανάλογα με το ΔDIP μπορεί να υπολογιστεί το ΔDIN, αν στην Εξίσωση 10 όπου Υ τεθεί η συγκέντρωση του διαλελυμένου ανόργανου αζώτου (Dissolved Inorganic Nitrogen- DIN). Με γνωστά τα ΔDIP και ΔDIN, μπορεί να εκτιμηθεί η διαφορά μεταξύ της διεργασίας σχηματισμού αζώτου και της απονιτροποίησης (nfix-denit) από την παρακάτω σχέση:

$$(nfix - denit) = \Delta DIN - \Delta DIP \left( \frac{N}{P} \right)_{part} \quad (12)$$

όπου  $\left( \frac{N}{P} \right)_{part}$  η αναλογία αζώτου- φωσφόρου στο οργανικό υλικό (σωματίδια) του συστήματος. Για τις αναλογίες C:N:P μπορούν να χρησιμοποιηθούν τιμές από τους λόγους του Redfield, οι οποίοι για συστήματα όπου κυριαρχεί το πλαγκτόν είναι 106:16:1, ενώ για συστήματα με φύκη χρησιμοποιούνται μεγαλύτερες αναλογίες, 550:30:1.

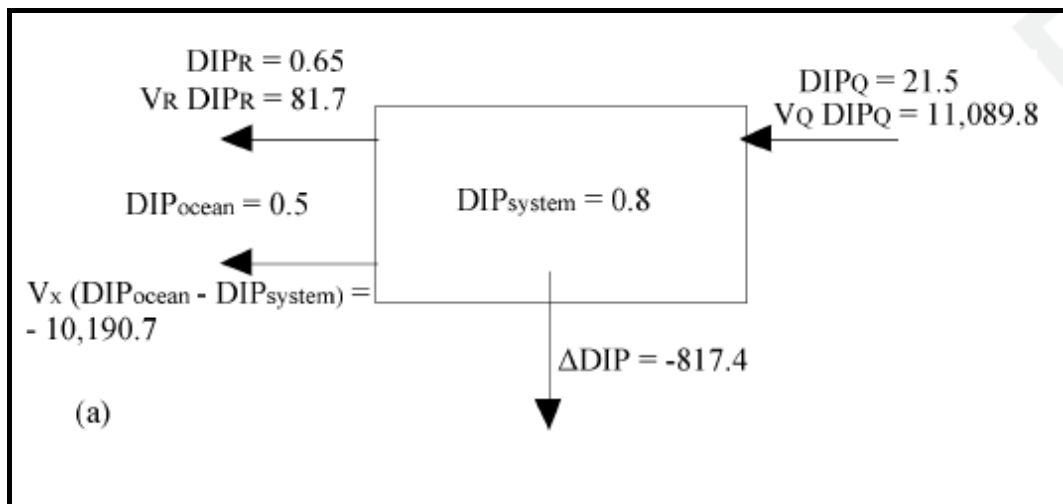
### Παράδειγμα Εφαρμογής Μοντέλου Ισοζυγίου

Ένα παράκτιο υδατικό σύστημα έχει εμβαδόν  $2.64 \times 10^8 \text{ m}^2$  και όγκο  $8.45 \times 10^9 \text{ m}^3$ . Η συνολική ετήσια ποτάμια απορροή είναι  $515.8 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ , η συνολική ετήσια βροχόπτωση είναι  $261.8 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  και η συνολική απώλεια νερού λόγω εξάτμισης είναι  $651 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ . Η μέση αλατότητα του συστήματος είναι 33.67 psu, της ανοικτής θάλασσας 33.80 psu και του ποταμού μηδενική. Η μέση ετήσια συγκέντρωση φωσφορικών αλάτων στο σύστημα είναι  $0.8 \text{ mmol/m}^3$ , στην ανοικτή θάλασσα είναι  $0.5 \text{ mmol/m}^3$  και στο ποτάμιο σύστημα  $21.5 \text{ mmol/m}^3$ . Αντίστοιχα, η συγκέντρωση διαλυμένου ανόργανου αζώτου στο σύστημα είναι  $4.68 \text{ mmol/m}^3$ , στην ανοικτή θάλασσα είναι  $2.91 \text{ mmol/m}^3$  και στο ποτάμιο σύστημα  $65.6 \text{ mmol/m}^3$ .

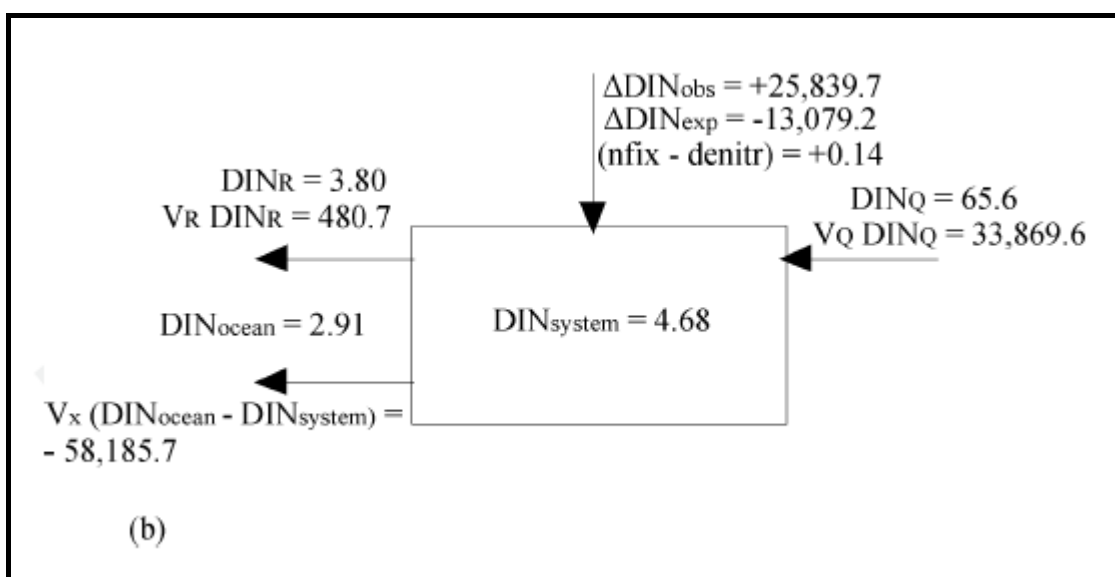


**Σχήμα 5.** Ισοζύγιο Νερού και Άλατος για το παράκτιο υδατικό σύστημα.

Προκύπτει μία υπολειπόμενη εκροή προς την ανοικτή θάλασσα της τάξης των  $126.7 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ . Ο όρος ανταλλαγής λόγω οριζόντιας μίξης  $V_x$  μεταξύ της παράκτιας περιοχής και της ανοικτής θάλασσας έχει τιμή  $32\,873.3 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ . Ο χρόνος ανανέωσης του συστήματος, δηλ. ο χρόνος που απαιτείται για να ανανεωθεί πλήρως το νερό του κόλπου, εκτιμήθηκε με βάση το πηλίκο του όγκου του συστήματος προς το άθροισμα των όρων ανταλλαγής νερού  $V_x$  και  $V_R$  και υπολογίσθηκε σε 256 ημέρες.



**Σχήμα 6.** Ισοζύγιο Φωσφόρου για το παράκτιο υδατικό σύστημα.



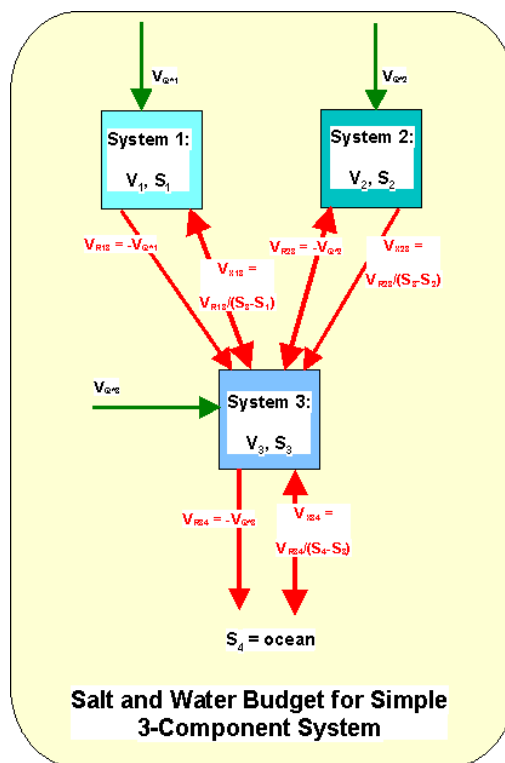
**Σχήμα 7.** Ισοζύγιο Αζώτου για το παράκτιο υδατικό σύστημα.

Σύμφωνα με το ισοζύγιο φωσφόρου, η συνδυασμένη δράση της επιφανειακής απορροής και της ανθρώπινης δραστηριότητας μεταφέρει στη παράκτια περιοχή 11089 mol DIP ανά ημέρα. Από αυτά η υπολοιπόμενη εκροή εξάγει τα 81.7 mol DIP ανά ημέρα, ενώ ο όρος μείξης εξάγει 10190 mol DIP ανά ημέρα. Έτσι, για να υποστηριχθεί η διατήρησης της μάζας του φωσφόρου, θα πρέπει να υπάρχει ένας αρνητικός όρος DIP γεγονός που σημαίνει ότι η περιοχή μετατρέπει το διαλυμένο ανόργανο φώσφορο σε σωματιδιακό φώσφορο ο οποίος αποτίθεται στο ίζημα. Ο ρυθμός του μετασχηματισμού αυτού εκτιμάται ότι είναι 817 mol DIP ανά ημέρα ή 0.003 mmol DIP m<sup>-2</sup> ανά ημέρα. Ακολουθώντας την εξίσωση 11 προκύπτει ότι η περιοχή είναι ελαφρώς αυτότροφη, δηλ. το σύστημα είναι καθαρός καταναλωτής οργανικής ύλης με ρυθμό 0.33 mmol C m<sup>-2</sup> ανά ημέρα μέσω της πρωτογενούς παραγωγής.

Το ετήσιο ισοζύγιο αζώτου δείχνει μία εισροή της τάξης των 33826 mol DIN ανά ημέρα λόγω της επιφανειακής απορροής, ενώ η υπολοιπόμενη ροή εξάγει 480 mol DIN ανά ημέρα και ο όρος ανάμειξης αποσύρει 58185 mol DIN ανά ημέρα. Προκύπτει μία τιμή  $\Delta\text{DIN}$  των 24839 mol DIN ανά ημέρα ή  $0.10 \text{ mmol DIN m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  που απαιτείται να εισέλθει στη περιοχή για να επιτευχθεί ισοζύγιο. Χρησιμοποιώντας τις τιμές  $\Delta\text{DIP}$  και  $\Delta\text{DIN}$  υπολογίζουμε τη διαφορά ρυθμού μεταξύ του σχηματισμού αζώτου και της απονιτροποίησης ίσο με  $+3.82 \times 10^7 \text{ mol N}$  ανά ημέρα ή  $+0.14 \text{ mmol N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Άρα η περιοχή σχηματίζει άζωτο σε υψηλότερους ρυθμούς από της απονιτροποίησης.

### Συστήματα σε Σειρά

Ορισμένα συστήματα μπορούν να διαιρεθούν σε υποσυστήματα, ώστε να αναπτυχθούν ισοζύγια για κάθε ένα υποσύστημα. Το Σχήμα 8 παρουσιάζει μία πιο σύνθετη γεωμετρία, στην οποία τρία υποσυστήματα πρόκειται να μοντελοποιηθούν. Να σημειωθεί ότι οι αλγεβρικοί υπολογισμοί του καθενός συστήματος είναι ακριβώς ανάλογοι με τους υπολογισμούς για μόνο ένα σύστημα.

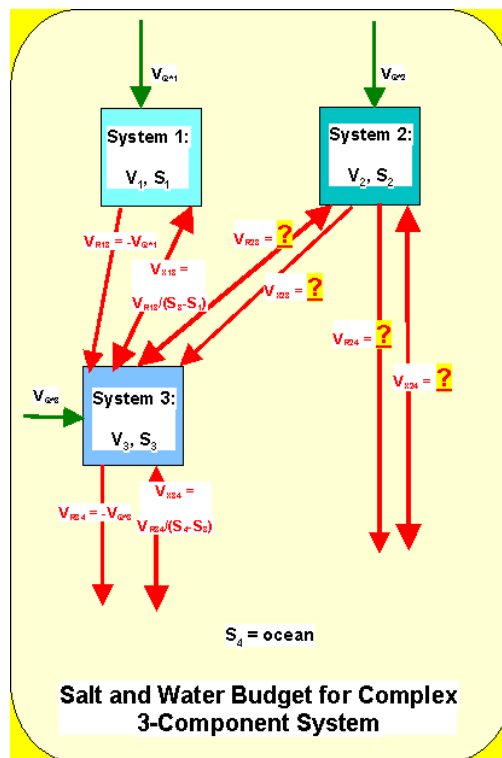


**Σχήμα 8.** Ισοζύγια νερού και άλατος για τρία συνδεδεμένα συστήματα. Όπως προηγούμενα, ισχύει η σύμβαση ότι τα πράσινα βέλη δίνουν γνωστές ροές και τα κόκκινα βέλη άγνωστες ροές.



Ένα παράδειγμα μίας τέτοιας γεωμετρίας θα μπορούσε να είναι δύο μικροί κόλποι που συνδέονται με ένα μεγαλύτερο κόλπο. Ένα σημαντικό σημείο είναι ότι το κάθε υποσύστημα μπορεί να μοντελοποιηθεί ανεξάρτητο. Και τα δύο συστήματα #1 και #2 δέχονται εισροές (αλάτι και νερό) από τη ξηρά και τα ανταλλάσσουν με ένα κατάντι σύστημα #3. Το σύστημα #3 είναι πιο σύνθετο, καθώς ανταλλάσει μάζα και με τα συστήματα #1 και #2 αλλά και με τον ωκεανό #4.

Αντίθετα με το παράδειγμα αυτό, το Σχήμα 9 παρουσιάζει ένα σχεδόν παρόμοιο σύστημα με κάποιες όμως διαφορές καθώς το σύστημα #2 ανταλλάσει ροές και με το #3 και με τον ωκεανό #4, ένα απλό ισοζύγιο δεν μπορεί να αποδώσει τις ροές αυτές. Υπάρχει επίσης ροή από το #3 μέσω του #2 προς το #4. Στη περίπτωση αυτή που υπάρχουν πιο σύνθετες δομές ροών, απαιτείται μία μέθοδος διαχωρισμού των ροών ανεξάρτητα των ισοζυγίων. Για παράδειγμα, μπορεί να υπάρχουν δεδομένα ρευμάτων μεταξύ του #2 και του #4. Χρησιμοποιώντας τη πληροφορία αυτή στο ισοζύγιο μπορούμε να ορίσουμε τις ροές μεταξύ των #2 και #3.



**Σχήμα 9.** Ισοζύγια νερού και αλάτος για τρία συνδεδεμένα συστήματα με πιο πολύπλοκη δομή ροών σε σχέση με το Σχήμα 8.

## Συστήματα δύο Στρωμάτων

Πολλά παράκτια συστήματα δείχνουν σχετική κατακόρυφη στρωμάτωση. Αυτό συνήθως συμβαίνει σε συστήματα που δέχονται σημαντικές ποσότητες γλυκού νερού. Θα πρέπει να τροποποιήσουμε τους υπολογισμούς του ισοζυγίου νερού πλήρως αναμεμιγμένου συστήματος, καθώς αυτό παρουσιάζει ένα καλά αναμεμιγμένο κατακόρυφα σύστημα.

Ωστόσο, οι υπολογισμοί που θα παρουσιαστούν εδώ θα είναι σχεδόν όμοιοι με αυτούς του απλού συστήματος, θεωρώντας τέσσερις παραδοχές:

- ο όγκος της εκροής σχετίζεται με τον εισερχόμενο όγκο γλυκού νερού ( $V_R$ ) που λαμβάνει χώρα μόνο στο επιφανειακό στρώμα, μετακινώντας αντίστοιχη ποσότητα νερού από το επιφανειακό τμήμα του συστήματος και διαμορφώνοντας μία αλατότητα ( $S_{SYSTEM-s}$ ).
- μία ροή ωκεάνιου νερού ( $V_{deep}$ ) εισέρχεται στο βαθύτερο τμήμα του κόλπου και ρέει ανοδικά προς το επιφανειακό στρώμα, και ξανά έξω από το επιφανειακό στρώμα. Η συνδυασμένη εκροή από το επιφανειακό στρώμα προς τον ωκεανό ( $V_{surf}$ ) είναι ίση με τη διαφορά  $V_R - V_{deep}$  (επειδή το  $V_{deep}$  έχει θετικό πρόσημο, ενώ το  $V_R$  και  $V_{surf}$  έχουν αρνητικά πρόσημα).
- δεν υπάρχει μία απλή ροή ανταλλαγής μεταξύ του συστήματος και του ωκεανού, όπως στο απλό προηγούμενο μοντέλο.
- το ισοζύγιο άλατος διατηρείται από τη κατακόρυφη ροή ανταλλαγής,  $V_z$ , μεταξύ του επιφανειακού και των βαθύτερων στρωμάτων

Ο συμβολισμός ότι η θετική ροή είναι προς το σύστημα διατηρείται, οπότε σε ένα στρωματοποιημένο σύστημα η εκροή γλυκού νερού,  $V_R$  θα είναι αρνητική ποσότητα. Το ισοζύγιο άλατος διατηρείται από την εισροή νερού μεγάλου βάθους ( $V_{deep}$ ) που μεταφέρει νερό ωκεάνιας αλατότητας ( $S_{OCEAN-d}$ ). Ο υπολογισμός του  $V_{deep}$  είναι δυνατός μόνο αν υπάρχει διαφορά αλατότητας μεταξύ του εισερχόμενου ωκεάνιου νερού μεγάλου βάθους ( $V_{OCEAN-d}$ ) και του επιφανειακού νερού του συστήματος ( $V_{SYSTEM-s}$ ). Σημειώστε ότι αυτό δημιουργεί μία κατακόρυφη «loop» κυκλοφορία, με το  $V_{deep}$  να κινείται ανοδικά μέσα στο σύστημα (ροή διείδυσης) μεταφέροντας την αλατότητα μεγάλου βάθους ( $S_{SYSTEM-d}$ ) στην επιφάνεια του συστήματος, και κατόπιν έξω από την επιφάνεια.

Η κυκλοφορία αυτή είναι φυσικά μια απλοποιημένη κατάσταση της "estuarine circulation" που είναι χαρακτηριστική πολλών ποταμοεκβολών. Έτσι, η ολική επιφανειακή εκροή ( $V_{surf}$ ) περιλαμβάνει και την υπολειπόμενη ροή και τη μεγάλου βάθους εισροή ( $V_{surf} = -V_{deep} + V_R$ ).

Για τη διατήρηση του άλατος, υπάρχει ένας πρόσθετος όρος : ο όρος της κατακόρυφης ανάμειξης  $V_z$ , που ανταλλάσει το νερό της επιφάνειας με αυτό του πυθμένα μέσα στο σύστημα. Αυτό ο όρος κατακόρυφης ανάμειξης μπορεί να υπολογιστεί μόνο αν υπάρχει διαφορά αλατότητας μεταξύ του επιφανειακού και του πυθμιαίου στρώματος.

Το ισοζύγιο νερού του επιφανειακού στρώματος δίνεται από :

$$V_{surf} + V_P + V_E + V_O + V_Q + V_G + V_{Deep} = 0 \quad (13)$$

(σημειώστε ότι  $V_{surf}$  και  $V_E$  έχουν αρνητικό πρόσημο)

Το ισοζύγιο νερού στο πυθμιαίο στρώμα δίνεται από :

$$V_{Deep} - V_{Deep} = 0 \quad (14)$$

(η ωκεάνια εισροή εξισορροπείται με την κατακόρυφη ροή προς το επιφανειακό στρώμα. Ο όρος  $V_z$  δεν συμμετέχει στον υπολογισμό διότι αναμιγνύει το νερό και προς τις δύο κατευθύνσεις).

Θεωρώντας ότι καμία από τις ροές γλυκού νερού δεν μεταφέρει αλάτι, το ισοζύγιο άλατος στο επιφανειακό στρώμα δίνεται από :

$$V_{surf}S_{SYSTEM-s} + V_{Deep}S_{SYSTEM-d} + V_z(S_{SYSTEM-d} - S_{SYSTEM-s}) = 0 \quad (15)$$

(η ροή άλατος προς τον ωκεανό εξισορροπείται από την κατακόρυφη μεταφορά μάζας και την ροή ανταλλαγής).

Το ισοζύγιο άλατος του πυθμιαίου στρώματος δίνεται από :

$$V_{Deep}S_{OCEAN-d} - V_{Deep}S_{SYSTEM-d} - V_z(S_{SYSTEM-d} - S_{SYSTEM-s}) = 0 \quad (16)$$

(η εισροή άλατος από τον ωκεανό εξισορροπείται από τη κατακόρυφη μεταφορά μάζας και τη ροή ανταλλαγής)

Σημειώστε ότι  $V_{surf} = V_R - V_{deep}$ ,  $V_R = -(V_P + V_E + V_O + V_Q + V_G)$ .

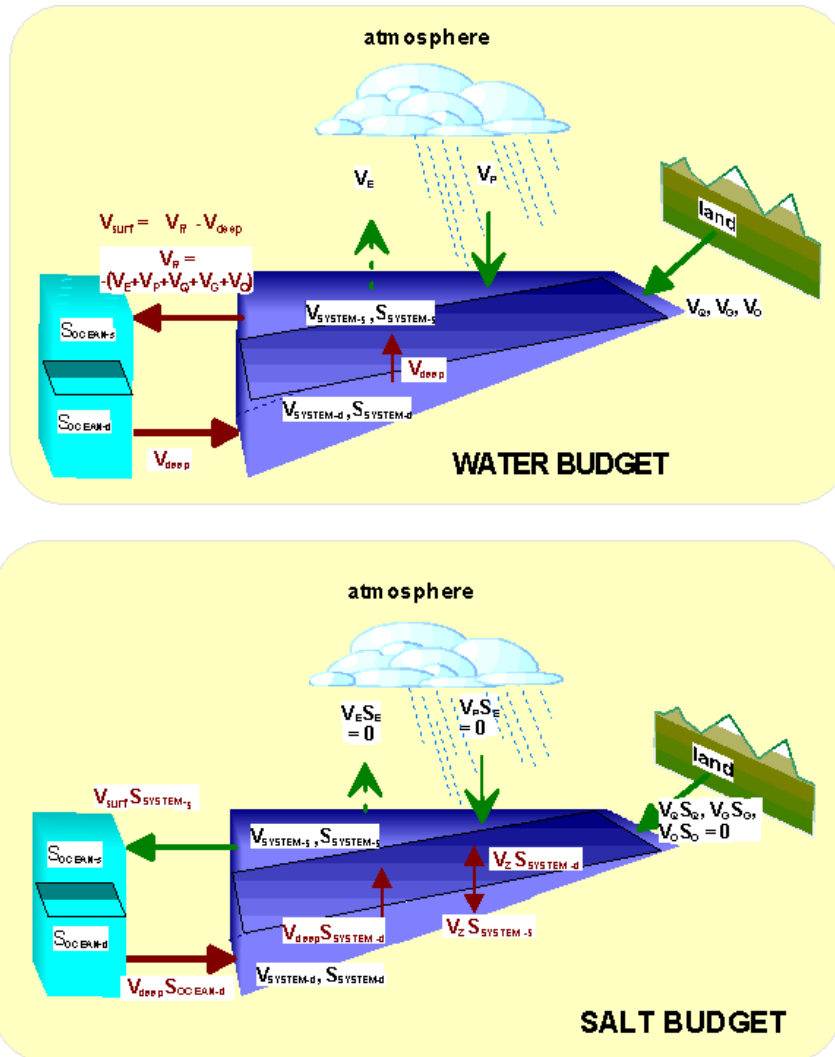
Από τις εξισώσεις ισοζυγίου άλατος και τους παραπάνω ορισμούς προκύπτει :

$$V_{Deep} = \frac{V_R S_{SYSTEM-s}}{S_{SYSTEM-s} - S_{OCEAN-d}} \quad (17)$$

και

$$V_z = V_{Deep} \frac{S_{OCEAN-d} - S_{SYSTEM-d}}{S_{SYSTEM-d} - S_{SYSTEM-s}} \quad (18)$$

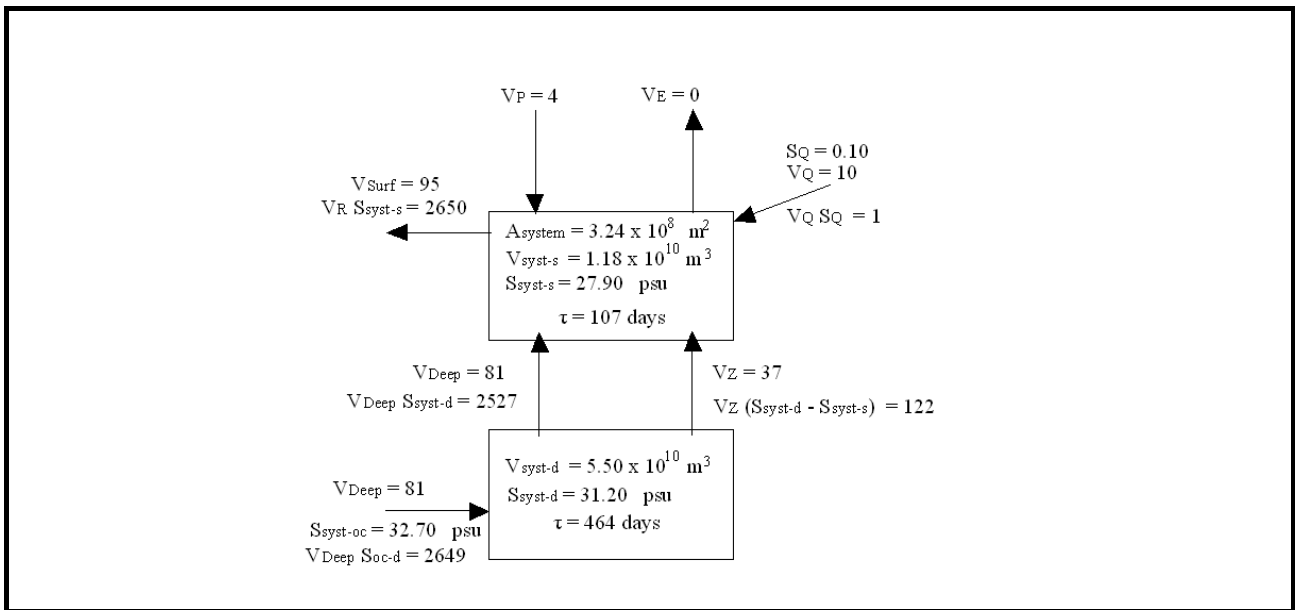
Ένα παράδειγμα ισοζυγίου νερού και άλατος σε σύστημα δύο στρωμάτων παρουσιάζεται στο Σχήμα 10.



**Σχήμα 10.** Γενικευμένο διάγραμμα που παρουσιάζει τους υπολογισμούς των ισοζυγίων νερού και άλατος σε στρωματοποιημένα παράκτια υδατικά συστήματα.

Παράδειγμα Εφαρμογής Μοντέλου Ισοζυγίου δύο Στρωμάτων

Ένα παράκτιο υδατικό σύστημα έχει εμβαδόν  $3.24 \times 10^8 \mu^2$  και συνολικό όγκο  $6 \times 10^9 \mu^3$ . Το επιφανειακό στρώμα έχει όγκο νερού  $1.18 \times 10^{10} \mu^3$  και το πυθμιαίο στρώμα έχει όγκο  $5.50 \times 10^{10} \mu^3$ . Η αλατότητα του επιφανειακού στρώματος είναι 27.9 psu, του πυθμιαίου είναι 31.2 psu και του πυθμιαίου στρώματος ανοικτής θάλασσας 32.70 psu. Το επιφανειακό στρώμα δέχεται επιφανειακή απορροή  $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{d}$  με αλατότητα 0.10 psu και βροχόπτωση  $4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{d}$ .



**Σχήμα 11.** Σχηματοποιημένο ισοζύγιο στρωματοποιημένης παράκτιας περιοχής.

### **Υπολογισμοί Βροχόπτωσης και Εξάτμισης**

Τα περισσότερα παράκτια οικοσυστήματα συνδέονται με τα χερσαία οικοσυστήματα μέσω των επιφανειακών και σε μερικές περιπτώσεις υπόγειων ροών. Στις περιπτώσεις αυτές τα παράκτια οικοσυστήματα αισθάνονται τα αποτελέσματα των επιδράσεων της βροχόπτωσης και της εξατμισοδιαπνοής σε ολόκληρη την επιφάνειά τους. Η ροή του νερού μέσα και έξω από το σύστημα λόγω βροχόπτωσης και εξάτμισης μπορεί πάντα να είναι μικρή σε σχέση με την επιφανειακή χερσαία απορροή. Ωστόσο, τα άμεσα αποτελέσματα της βροχόπτωσης και εξάτμισης μπορεί να είναι σημαντικά για παράκτια συστήματα με μεγάλη επιφάνεια.

Δεδομένα και εκτιμήσεις της ετήσιας, εποχιακής και ημερήσιας βροχόπτωσης παρουσιάζονται συνεχώς σε ιστοσελίδες των ανεπτυγμένων κρατών. Εκτιμήσεις της εξάτμισης είναι δυσκολότερο να βρεθούν, κυρίως λόγω της σχετικής δυσκολίας της εξάτμισης να μετρηθεί άμεσα στα παράκτια οικοσυστήματα. Το πέρασμα από τη βλάστηση της ξηράς στη ανοικτή θάλασσα δημιουργεί διαφορετικές συνθήκες ανέμου, υγρασίας και θερμοκρασίας στις παράκτιες ζώνες. Παγκόσμιοι αλλά και τοπικοί χάρτες μέσης εξάτμισης έχουν συνταχθεί, αλλά είναι σημαντικό να σημειώσουμε ότι τα επίπεδα της χερσαίας εξάτμισης είναι συνήθως σημαντικά χαμηλότερα από αυτά των παράκτιων υδάτινων περιοχών, για δύο λόγους: αντίθετα με το έδαφος, η επιφάνεια της θάλασσας δεν παρουσιάζει αντίσταση στην εξάτμιση και λόγω της έκτασης του ενεργού αναπτύγματος (fetch) η θάλασσα είναι εκτεθειμένη σε ισχυρούς ανέμους. Αν μία εκτίμηση της εξάτμισης δεν είναι διαθέσιμη από μία βιβλιογραφική πηγή, υπάρχουν τρεις διαφορετικές προσεγγίσεις :

1. να εκτιμήσουμε ότι η εξάτμιση είναι ίση με τη βροχόπτωση (κατά μέσο όρο). Αυτό δεν είναι πάντα αλήθεια αλλά λόγω απουσίας δεδομένων θα επιτρέψει στη δημιουργία ενός ισοζυγίου νερού για το οικοσύστημα, ειδικά αν είναι γνωστό ότι η εισροή γλυκού νερού είναι σχετικά μεγάλη σε σχέση με την άμεση εισροή λόγω βροχόπτωσης.
2. να εκτιμήσουμε την δυναμική εξάτμιση (τη τιμή της εξάτμισης από ένα ανοικτό υδάτινο σώμα) από τοπικά δεδομένα εξάτμισης. Μετρήσεις εξάτμισης από δίσκο υπάρχουν συνήθως σε περιοχές με μετεωρολογικούς σταθμούς. Αν και οι μετρήσεις αυτές συνήθως υπο-εκτιμούν το ρυθμό εξάτμισης πάνω από θαλάσσια υδάτινα σώματα, μπορούν ωστόσο να διορθωθούν χρησιμοποιώντας εμπειρικούς συντελεστές ([Eagleson, 1970](#); [Shuttleworth, 1993](#)).
3. να εκτιμήσουμε τη δυναμική εξάτμιση από μία εξίσωση που σχετίζει την θερμοκρασία, την υγρασία και τη ταχύτητα του ανέμου καθώς και επιτόπια δεδομένα. Η καλύτερη μέθοδος είναι η εξίσωση Penman που περιγράφεται από πολλές αναφορές ([Brutsaert, 1982](#); [Eagleson, 1970](#); [Shuttleworth, 1993](#)). Άλλες λιγότερο πολύπλοκες εξισώσεις περιλαμβάνονται στην εξίσωση Hargreaves και στην εξίσωση Hamon, αλλά δεν είναι τόσο αξιόπιστες.

### **Εξίσωση Penman**

Η εξίσωση Penman ([Penman, 1948, 1963](#); [Shuttleworth, 1993](#)) εκτίμησε την εξάτμιση ενός υδάτινου σώματος θεωρώντας το απαιτούμενο ισοζύγιο ενέργειας στην επιφάνεια του νερού. Η δυναμική εξάτμιση ( $\text{mm d}^{-1}$ ) είναι μία σχετικά πολύπλοκη συνάρτηση της υγρασίας, της ταχύτητας ανέμου και της θερμοκρασίας:

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + A_h) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{6.43(1 + 0.536U_2)D}{\lambda}$$

όπου:  $R_n$  = η καθαρή ανταλλαγή ακτινοβολίας στην επιφάνεια του υδάτινου σώματος [ $\text{mm d}^{-1}$ ],  $A_h$  = η ενέργεια που μεταφέρεται από το υδάτινο σώμα [ $\text{mm d}^{-1}$ ]

Ο ([Shuttleworth \(1993\)](#)) παρουσιάζει μία διεργασία υπολογισμού του όρου ( $R_n + A_h$ ) από εναλλακτικές πηγές δεδομένων.

$D$  = η μέση πίεση του ελλείματος υδρατμών ( $e_s - e$ ) κατά την εκτιμώμενη περίοδο [kPa]. Ο όρος αυτός μπορεί να εκτιμηθεί από ([Shuttleworth \(1993\)](#)):

$$D = \left( \frac{e_s(T_{\max}) + e_s(T_{\min})}{2} \right) \left( 1 - \frac{RH}{100} \right)$$

$T_{\max}$ ,  $T_{\min}$  = η μέγιστη και η ελάχιστη θερμοκρασία κατά την εκτιμώμενη περίοδο [ $^{\circ}\text{C}$ ]

$RH$  = η μέση σχετική υγρασία κατά την εκτιμώμενη περίοδο [σε ποσοστό]

$U_2$  = η ταχύτητα του ανέμου, μετρημένη 2m από την επιφάνεια της θάλασσας [ $\text{m s}^{-1}$ ]

$\lambda$ , μία συνάρτηση της θερμοκρασίας, η εσωτερική θερμότητα εξάτμισης σε θερμοκρασία T (η επιφανειακή θερμοκρασία του υδάτινου σώματος, °C) [MJ kg<sup>-1</sup>]:

$$\lambda = 2.501 - 0.002361T_s$$

$e$  = η πραγματική πίεση των υδρατμών του αέρα [kPa], που μπορεί να υπολογιστεί από τη σχετική υγρασία και τη πίεση υδρατμών σε συνθήκες κορεσμού:

$$e = e_s RH/100$$

RH = η σχετική υγρασία του αέρα [ποσοστό]

$e_s$ , μία συνάρτηση της θερμοκρασίας, είναι η πίεση κορεσμένων υδρατμών σε θερμοκρασία T [kPa]:

$$e_s(T) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3+T}\right)$$

$\Delta$ , ο ρυθμός μεταβολής του  $e_s$  σε σχέση με το T [kPa T<sup>-1</sup>]

$$\Delta(T) = \frac{4098e_s}{(237.3+T)^2} = \frac{2503.06 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3+T}\right)}{(237.3+T)^2}$$

$\gamma$  = η ψυχομετρική σταθερά [kPa °C<sup>-1</sup>]

$$\gamma = 0.0016286 \frac{P}{\lambda} = \frac{P}{1537.675 - 145T}$$

στην επιφάνεια της θάλασσας, P = 101.3 [kPa]

### **Εξίσωση Hargreave**

Η εξίσωση Hargreaves ([Hargreaves, 1975](#)) συνιστάται από τον [Shuttleworth \(1993\)](#) σαν μία από τις λίγες αξιόπιστες εκτιμήσεις της δυνητικής εξάτμισης, αν και σχεδιάστηκε για τον υπολογισμό της εξάτμισης σε γεωργικά συστήματα. Μας δίνει μία εκτίμηση της δυνητικής εξάτμισης (mm d<sup>-1</sup>) η οποία μπορεί να δώσει μέσες μηνιαίες τιμές:

$$E = 0.0023 S_o (T + 17.8) \sqrt{\delta_T}$$

where:

T = θερμοκρασία [°C]

$\delta_T$  = η διαφορά μεταξύ της μέγιστης μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας και της ελάχιστης μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας [°C] (δηλ. η διαφορά μεταξύ της μέγιστης και της ελάχιστης θερμοκρασίας ενός μήνα, όπως ολοκληρώνεται για πολλά έτη)

$S_o$  = η ακτινοβολία που εκπέμπει η επιφάνεια της θάλασσας [mm d<sup>-1</sup>] για μία περιοχή:

$$S_o = 15.392 d_s (\omega_s \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \omega_s)$$

$\phi$  = το γεωγραφικό πλάτος της περιοχής (+ in northern hemisphere, - in southern),

$\omega_s$  = η γωνία δύσης ηλίου [radians]:

$$\omega_s = \arccos(-\tan \phi \tan \delta)$$

$\delta$  = η ηλιακή απόκλιση την ημέρα J (julian day) του έτους [radians]:

$$\delta = 0.4093 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.405\right)$$

$d_r$  = η σχετική απόσταση Γης – Ηλίου την ημέρα J:

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right)$$

### **Εξίσωση Hamon**

Μία από τις απλούστερες εκτιμήσεις της δυνητικής εξάτμισης είναι αυτή του [Hamon \(1961\)](#), που χρησιμοποιείται για την εκτίμηση των εποχικών (μηνιαίων) ή ετησίων τιμών. Σύμφωνα με [Haith and Shoemaker \(1987\)](#), η εκτίμηση της δυνητικής εξάτμισης κατά τον Hamon:

$$E = \frac{2.1 H_t^2 e_s}{(T_t + 273.2)}$$

E = εξάτμιση την ημέρα t [mm day<sup>-1</sup>]

$H_t$  = μέσος αριθμός ωρών ηλιοφάνειας ανά ημέρα κατά το μήνα της ημέρας t

$e_s$  = πίεση κορεσμένων υδρατμών σε θερμοκρασία T [kPa]

$T_t$  = θερμοκρασία, ημέρα t [°C]

Το  $H_t$  μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας το μέγιστο αριθμό ωρών ηλιοφάνειας την

ημέρα t,  $N_t$  που είναι ίσο με  $\frac{24 \omega_s}{\pi}$ , όπου  $\omega_s$  είναι η γωνία ηλίου κατά τη δύση την ημέρα t.

### **Εκτίμηση της Επιφανειακής Απορροής**

Πολύ συχνά παρατηρήσεις της επιφανειακής ποτάμιας απορροής ( $V_o$ ) γίνονται σε μεγάλη απόσταση από τη ξηρά, μικρά ποτάμια και χείμαρροι δεν περιλαμβάνονται, κλπ. Η παρακάτω προσέγγιση δίνει μία εναλλακτική δυνατότητα υπολογισμού της επιφανειακής απορροής, υπολογίζοντας τις διαφορές μεταξύ της βροχόπτωσης και της εξάτμισης σε ολόκληρη τη λεκάνη απορροής. Είναι μία εμπειρική εξίσωση που αναπτύχθηκε από τον Schreiber (1904) και έχει εφαρμογή σε τροπικές περιοχές και μεσαία γεωγραφικά πλάτη.

$$V_Q = 1000 A r [\exp(-e_0/r)]$$

$$e_0 = 1.0 \cdot 10^9 \exp(-4.62 \cdot 10^3/T)$$

όπου:

$V_Q$  είναι η μηνιαία επιφανειακή απορροή, σε m<sup>3</sup>

T είναι η μέση μηνιαία θερμοκρασία, σε βαθμούς Kelvin.

A είναι η επιφάνεια της λεκάνης απορροής, σε km<sup>2</sup>

r είναι η βροχόπτωση, σε mm ανά μήνα.



Η εμπειρική αυτή μέθοδος έχει καλά αποτελέσματα στη Θάλασσα της Νότιας Κίνας. Έχει εφαρμογή μόνο για μηνιαίες τιμές, δηλ. δεν πρέπει να χρησιμοποιείται για δεδομένα μεγαλύτερων περιόδων, και είναι ιδιαίτερα ευαίσθητη στη ποιότητα των μετεωρολογικών δεδομένων και στην μέτρηση της επιφάνειας της λεκάνης απορροής. Η εξίσωση δίνει πολύ χαμηλά αποτελέσματα (εξωπραγματικά) για πολύ ξηρούς και θερμούς μήνες και υπερεκτιμά τους μήνες με τις πολύ υψηλές καταιγίδες. Προτείνεται να ελεγχθεί η εξίσωση αυτή για μία περιοχή ενός ποταμού που υπάρχουν δεδομένα πεδίου.