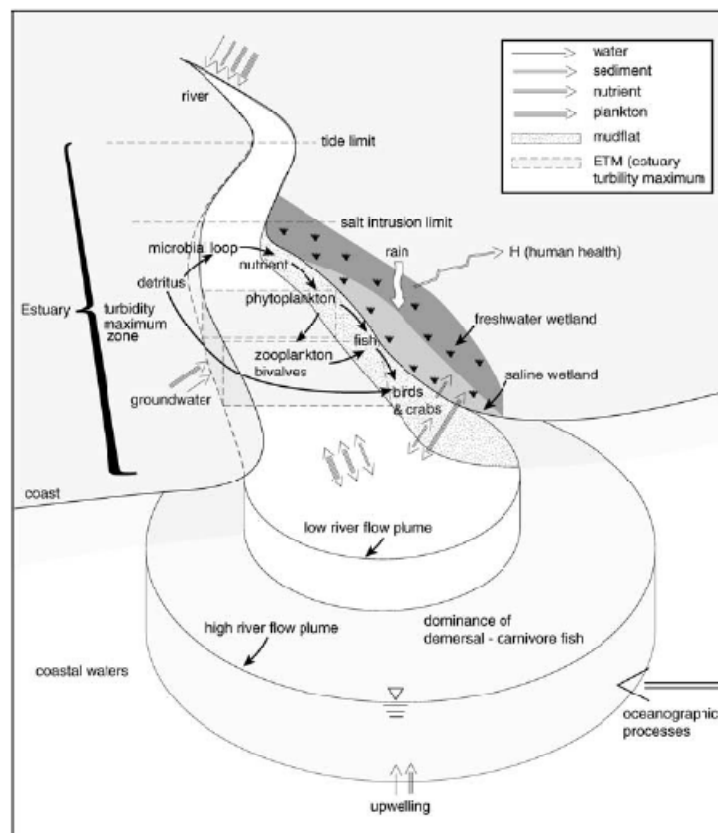


ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΜΗΧΑΝΙΚΗ & ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ



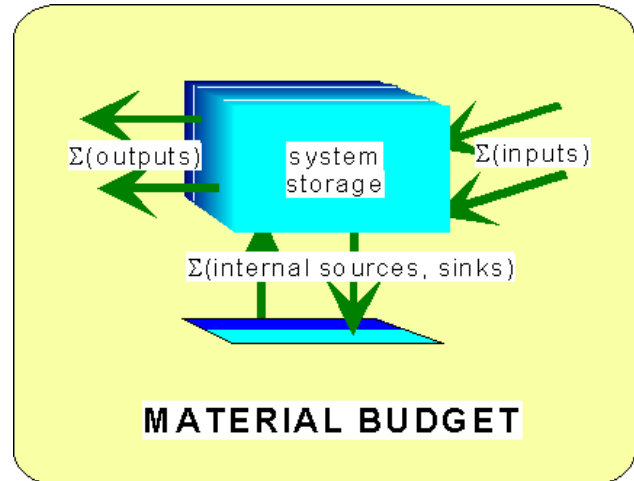
ΓΕΩΡΓΙΟΣ ΣΥΛΑΙΟΣ
ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΟΣ
ΕΠΙΚΟΥΡΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Δ.Π.Θ

ΞΑΝΘΗ – ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2012

Κεφάλαιο 1 – Παράκτια Μαθηματικά Ομοιώματα Μηδενικής Διάστασης

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.

Το ομοίωμα θεωρείται μηδενικής διάστασης (box model) καθώς όλες οι παράμετροι θεωρούνται «ομογενοποιημένες» εντός του παράκτιου συστήματος. Παράλληλα, το ομοίωμα θεωρείται ότι επιλύει ισοζύγια, με την



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

έννοια ότι 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"). Οι μεταβολές αυτές αποτελούν «εσωτερικές πηγές (εκλύσεις) ή απώλειες (καταβυθίσεις) μάζας» από ή προς το ίζημα ή την ατμόσφαιρα του παράκτιου συστήματος.

Η γενική εξίσωση του ισοζυγίου μάζας είναι:

$$\frac{dM}{dt} = \sum \text{εισροές} - \sum \text{εκροές} + \sum [\text{πηγές} - \text{απώλειες}] \quad (1)$$

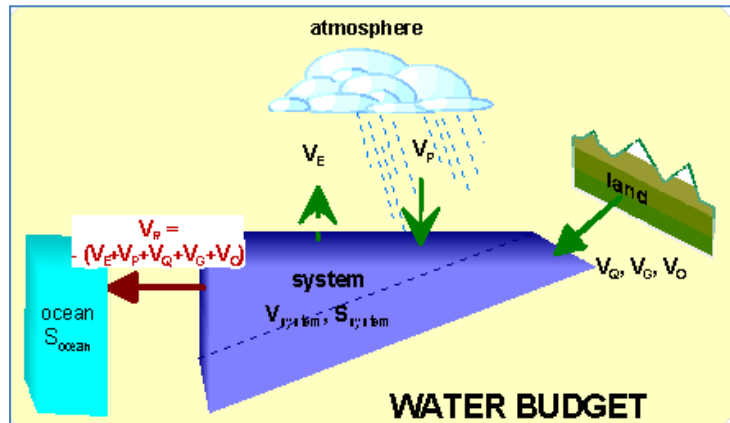
όπου ο όρος "dM/dt" αντιπροσωπεύει τη μεταβολή μάζας του συστήματος σε σχέση με το χρόνο. Συνήθως θεωρούμε ότι το χρονικό διάστημα αναφοράς (έτος ή εποχή) είναι αρκετά μεγάλο ώστε να θεωρήσουμε ότι η συνολική μάζα του συστήματος παραμένει σταθερή, δηλ. $dM/dt = 0$. Αυτό σημαίνει ότι το σύστημα βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας (steady state).

Το 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.

Στην περίπτωση ενός παράκτιου συστήματος, οι εισροές γλυκού νερού περιλαμβάνουν την ποτάμια



εισροή (V_Q), τη βροχόπτωση (V_P) και την εισροή υπόγειου

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

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:

$$V_R = -V_Q - V_P - V_G - V_O + |V_E| \quad (2)$$

με κατεύθυνση προς ή από το σύστημα.

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 2 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

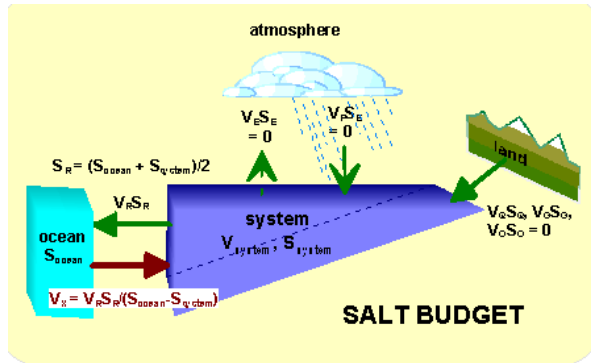
περισσότερες εφαρμογές, το V_O και πιθανώς το V_G είναι αρκετά μικρά ώστε να μπορούν να αγνοούνται στα ισοζύγια του νερού.

Παρόλο που τα περισσότερα παράκτια υδατικά συστήματα έχουν εισροές και εκροές που επηρεάζονται από τους ανέμους και τις παλίρροιες, η διαφορά μεταξύ εισρών και εκρών 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 βροχόπτωση 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 $|V_{\text{sys}1}/V_R|$ 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.

Το 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 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



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

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 (3) δίνει για το ισοζύγιο άλατος:

$$0 = \sum (V_Q S_Q + V_P S_P + V_G S_G + V_O S_O + V_R S_R + V_X S_{ocean}) - \sum (V_E S_E + V_X S_{system}) \quad (3)$$

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:

$$0 = \sum (V_R S_R + V_X S_{ocean}) - \sum (V_X S_{system}) \quad (4)$$

και λύνοντας ως προς τον όρο V_X :

$$V_X = \frac{V_R S_R}{(S_{system} - S_{ocean})} \quad (5)$$

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

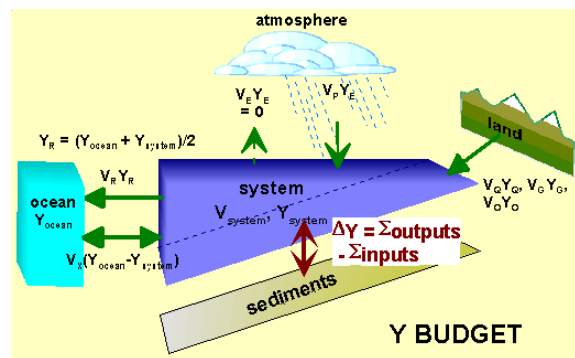
υπολειπόμενη ροή όσο και η ανταλλαγή χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του μέσου χρόνου παραμονής του συστήματος (χρόνος ανανεωσιμότητας), ο οποίος δίνεται από τον παρακάτω τύπο:

$$\tau = \frac{V_{system}}{(V_X + |V_R|)} \quad (6)$$

Από την Εξίσωση (6) 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 . 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.

Το Ισοζύγιο Μη-συντηρητικών συστατικών

Το επόμενο βήμα στην ανάπτυξη ισοζυγίων είναι η μελέτη συστατικών που περιέχονται στο νερό και συμμετέχουν στις διαδικασίες της πρωτογενούς παραγωγής. 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 .



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

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). Για κάθε

στοιχείο Y , ο όρος $\sum [sources - sinks]$ μπορεί να συμβολιστεί με ΔY . 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.

Με βάση όλα τα παραπάνω, το ισοζύγιο ενός στοιχείου Y μπορεί να διατυπωθεί ως:

$$\Delta Y = \sum (V_Q Y_Q + V_P Y_P + V_G Y_G + V_O Y_O + V_R Y_R + V_X Y_{ocean}) - \sum (V_E Y_E + V_X Y_{system}) \quad (7)$$

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 ΔY μονάδες μάζας προς χρόνο.

Στοιχειομετρική ανάλυση ροών C,N,P

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 αέριες φάσεις, και οι ροές άνθρακα και αζώτου που

περιλαμβάνουν τις αέριες 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.

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 7 όπου Y 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 $\Delta DIP < 0$ 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:

$$[p - r] = -\Delta DIP \cdot \left(\frac{C}{P}\right)_{part} \quad (8)$$

όπου $\left(\frac{C}{P}\right)_{part}$ η αναλογία άνθρακα- φωσφόρου στο οργανικό υλικό (σωματίδια) του συστήματος. Από την Εξίσωση 11, αν $\Delta DIP < 0 \Rightarrow (p-r) > 0$, 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 $\Delta DIP > 0 \Rightarrow (p-r) < 0$, το σύστημα απελευθερώνει DIP ως παραπροϊόν της καθαρής αναπνοής και χαρακτηρίζεται ετερότροφο.

Στην περίπτωση του αζώτου, οι αντιδράσεις αέριας φάσης απαιτούν βιοχημική δραστηριότητα για τη μετατροπή του αζώτου μεταξύ στερεού ανόργανου (NO_3^- , NH_4^+ και μικρές ποσότητες NO_2^-), οργανικών στρωμάτων (pools) (διαλελυμένο οργανικό άζωτο- DON και σωματίδια αζώτου-PN) και αερίου αζώτου (που κυριαρχείται από το

N₂). Αυτές οι αντιδράσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να αντιπροσωπεύσουν την καθαρή διαφορά ανάμεσα στο σχηματισμό του αζώτου (N₂ → οργανικό άζωτο) και στην απονιτροποίηση (σε απλοποιημένη μορφή, NO₃ → N₂ + N₂O). Το N₂ και το N₂O γενικά δε μετρούνται στο θαλασσινό νερό. Σε κάθε περίπτωση, η ποσότητα του N₂ 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 N₂ σε μετρήσιμες ποσότητες (γενικά <<1% αλλαγή στο N₂, παρόλο που οι αλλαγές στα άλλα στρώματα μπορεί να είναι μεγάλες). Για πρακτικούς σκοπούς, μπορεί να θεωρηθεί ότι το περιεχόμενο του θαλασσινού νερού σε N₂ καθορίζεται αυστηρά από τη διαλυτότητα των αερίων και την ισορροπία του N₂ 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.

Ανάλογα με το ΔDIP μπορεί να υπολογιστεί το ΔDIN, αν στην Εξίσωση 7 όπου Y 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:

$$(nfix - denit) = \Delta DIN - \Delta DIP \left(\frac{N}{P} \right)_{part} \quad (9)$$

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.