



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΣΧΟΛΗ ΓΕΩΠΟΝΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΙΧΘΥΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΥΔΑΤΙΝΟΥ
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΚΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ
«ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΥΔΑΤΩΝ ΠΟΤΑΜΩΝ
ΚΑΙ ΥΔΑΤΟΡΡΕΥΜΑΤΩΝ»

ΤΑΤΑΡΙΔΟΥ ΑΓΓΕΛΙΚΗ

ΒΟΛΟΣ 2007

ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΥΔΑΤΩΝ ΠΟΤΑΜΩΝ ΚΑΙ ΥΔΑΤΟΡΡΕΥΜΑΤΩΝ

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή:

1. ΨΙΛΟΒΙΚΟΣ ΆΡΗΣ, Λέκτορας Διαχείρισης Υδατικών Πόρων Π.Θ., Επιβλέπων
2. ΔΗΜΟΥ ΓΕΩΡΓΙΟΣ, Αναπληρωτής Καθηγητής Ανώτερων Μαθηματικών Π.Θ., Μέλος
3. ΣΑΠΟΥΝΤΖΗΣ ΜΑΡΙΟΣ, Λέκτορας Υδρολογίας Επιφανειακών Υδάτων Π.Θ., Μέλος

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή εκπονήθηκε στα πλαίσια του Π.Μ.Σ. “Αειφορική Διαχείριση Υδατικού Περιβάλλοντος” του Τμήματος Γεωπονίας Ιχθυολογίας και Υδάτινου Περιβάλλοντος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, υπό την επίβλεψη του κ. Ψιλοβίκου Α., Λέκτορα Διαχείρισης Υδατικών Πόρων Π.Θ.

Προς τον επιβλέποντα της παρούσας διατριβής, κ. Ψιλοβίκο Α., εκφράζονται ιδιαίτερες ευχαριστίες, για την πολύτιμη βοήθειά του, καθώς και για τη μύηση στο τόσο ενδιαφέρον και πολυδιάστατο, ταυτόχρονα, επιστημονικό πεδίο της Διαχείρισης της Ποιότητας των Επιφανειακών Υδάτων.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες εκφράζονται προς τα μέλη της εξεταστικής επιτροπής, κ. Δήμου Γ., Αναπληρωτή καθηγητή Π.Θ. και κ. Σαπουντζή Μ., Λέκτορα Π.Θ., για τη συνεχή στήριξή τους.

Ευχαριστίες εκφράζονται και προς τους διδάσκοντες του Π.Μ.Σ. και ιδιαίτερα προς τον κ. Κορμά Κ., Επίκουρο καθηγητή Π.Θ., καθώς και προς το προσωπικό του Τμήματος, ιδιαίτερα προς τον κ. Γεωργίου Θ., Τεχνικό Η/Υ του Τμήματος.

Ευχαριστίες εκφράζονται, επίσης, προς τους συμφοιτητές στο Π.Μ.Σ. με τους οποίους διαγράφηκε κοινή πορεία κατά τη διάρκεια των σπουδών, μοιράστηκαν προβληματισμοί, αγωνίες, αλλά και ευχάριστες στιγμές. Ιδιαίτερες ευχαριστίες εκφράζονται προς την κ. Μπλάντα Α., Περιβαλλοντολόγο, για την πολύτιμη βοήθειά της.

Τέλος, δε θα πρέπει να παραληφθούν ευχαριστίες προς το προσωπικό των Βιβλιοθηκών του Π.Θ. και του Α.Π.Θ.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ποιότητα του νερού και η διατήρησή της αποτελεί ένα από τα σημαντικότερα θέματα διαχείρισης των υδατικών πόρων, ιδιαίτερα σήμερα, όπου παρατηρείται έντονη βιομηχανική ανάπτυξη, μεγάλη αύξηση του πληθυσμού των αστικών κέντρων, αλλά και εντατικοποίηση της γεωργίας. Η ποιότητα του νερού περιγράφεται με διάφορες παραμέτρους, οι οποίες επιλέγονται ανάλογα με τη χρήση του. Χαρακτηριστικές ποιοτικές παράμετροι είναι, για παράδειγμα, το διαλυμένο οξυγόνο, η βιοχημική απαίτηση σε οξυγόνο, οι μορφές του αζώτου και του φωσφόρου.

Στα υδατικά συστήματα όπως είναι ένα υδατόρρευμα, συμβαίνουν πολύπλοκες αντιδράσεις και αλληλεπιδράσεις, η αναπαράσταση των οποίων γίνεται με τη διαδικασία της προσομοίωσης. Η επίλυση των εξισώσεων μετακίνησης-διασποράς για ένα σύνολο παραμέτρων ποιότητας με τη χρήση αναλυτικών ή αριθμητικών μεθόδων, συνιστά τη μαθηματική προσομοίωση της ποιότητας του νερού ενός αποδέκτη. Οι αλγεβρικές εξισώσεις, με τις οποίες προσεγγίζονται οι αρχικές διαφορικές εξισώσεις που περιγράφουν τη συγκέντρωση των παραμέτρων ποιότητας, ο αλγόριθμος που εφαρμόζεται για τη λύση τους και οι βοηθητικές συνθήκες που περιγράφουν κάθε ιδιαίτερο φυσικό πρόβλημα, αποτελούν το μαθηματικό ομοίωμα ή μοντέλο που χρησιμοποιείται για τη μελέτη του προβλήματος.

Το μαθηματικό μοντέλο ποιότητας νερού QUAL2K αποτελεί βασικό αντικείμενο μελέτης της παρούσας διατριβής. Διαιρεί το σύστημα του ποταμού σε τμήματα, καθένα από τα οποία μπορεί να δεχθεί πολλαπλές φορτίσεις από σημειακές και μη-σημειακές πηγές και απολήψεις. Η εξίσωση συνέχειας του νερού σε συνθήκες σταθερής κατάστασης εφαρμόζεται για κάθε τμήμα του μοντέλου. Το θερμικό ισοζύγιο

λαμβάνει υπόψη μεταφορές θερμότητας από όμορα τμήματα (εισροή, εκροή, διασπορά), τις εξωτερικές θερμικές φορτίσεις και απαγωγές θερμότητας και τη ροή θερμότητας μεταξύ αέρα-νερού και μεταξύ ιζήματος-νερού. Τέλος, σε κάθε τμήμα του ποταμού εφαρμόζεται το ισοζύγιο μάζας, για κάθε συστατικό που αποτελεί μεταβλητή, οριζόμενη από το μοντέλο. Το ισοζύγιο μάζας ενός συστατικού λαμβάνει υπόψη μεταφορές της μάζας του από όμορα τμήματα (εισροή, εκροή, διασπορά), τις εξωτερικές φορτίσεις και αφαιρέσεις μάζας του συστατικού από το τμήμα, καθώς και τις προσθήκες και απολήψεις που οφείλονται σε αντιδράσεις (όπως υδρόλυση, οξείδωση, νιτροποίηση, απονιτροποίηση, φωτοσύνθεση, αναπνοή) και μηχανισμούς μεταφοράς μάζας, όπως ο επαναερισμός και η καθίζηση.

Λέξεις κλειδιά: μοντέλα προσομοίωσης, ποιότητα υδάτων, ποτάμιες διεργασίες, QUAL2, κινητική αντιδράσεων.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	15
1.1 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ	15
1.2 ΕΠΙΛΟΓΗ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΚΑΙ ΠΟΛΥΠΛΟΚΟΤΗΤΑ	19
1.3 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ	20
1.3.1 ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΟΥΜΕΝΟ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ	20
1.3.2 ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ	21
1.3.3 ΑΝΑΠΑΡΑΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΒΙΟΛΟΓΙΚΩΝ, ΧΗΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΩΝ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ	23
1.4 ΥΔΡΑΥΛΙΚΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΣΤΗ ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ	24
1.4.1 ΦΥΣΙΚΕΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΡΥΠΑΝΤΙΚΗΣ ΟΥΣΙΑΣ	26
1.4.2 ΕΞΙΣΩΣΗ ΜΕΤΑΚΙΝΗΣΗΣ-ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ (ADVECTION-DISPERSION EQUATION)	27
1.5 ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΙΣΟΖΥΓΙΟΥ ΜΑΖΑΣ (MASS-BALANCE MODELING)	33
1.5.1 ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ CSTR	34
1.5.2 ΣΥΣΤΗΜΑ ΕΜΒΟΛΙΚΗΣ ΡΟΗΣ	35
1.5.2.1 Αυξανόμενη ροή και επιφάνεια σε συνθήκες σταθερής κατάστασης .	36
1.6 ΣΥΝΘΕΤΑ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ	37
 2. ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ	 38
2.1 ΓΕΝΙΚΑ	38

2.2 ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗ ΡΟΗ ΣΕ ΑΝΟΙΚΤΟΥΣ ΑΓΩΓΟΥΣ	39
2.2.1 ΓΕΝΙΚΑ	39
2.2.2 ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΡΟΗΣ ΣΕ ΑΝΟΙΚΤΟΥΣ ΑΓΩΓΟΥΣ	40
2.2.2.1 Εξαγωγή των εξισώσεων St. Venant	41
2.2.2.1.1 Εξίσωση συνέχειας	42
2.2.2.1.2 Εξίσωση ορμής (ή εξίσωση της κινήσεως)	44
2.2.2.2 Ειδικές περιπτώσεις των εξισώσεων St. Venant	47
2.2.2.3 Σταθερή ανομοιόμορφη ροή	48
2.2.2.4 Σταθερή ομοιόμορφη ροή	48
2.2.2.5 Αριθμός του Froude (Fr)	49
2.3 ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΜΑΖΑΣ ΣΤΑ ΥΔΑΤΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ	51
2.3.1 ΓΕΝΙΚΑ	51
2.3.2 ΜΟΡΙΑΚΗ ΔΙΑΧΥΣΗ	51
2.3.3 ΤΥΡΒΩΔΗΣ ΔΙΑΧΥΣΗ	53
2.3.4 ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ	58
2.3.5 ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΟΥΣΙΩΝ ΣΕ ΥΔΑΤΟΡΡΕΥΜΑΤΑ	61
2.4 ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΠΟΙΟΤΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΤΑ ΥΔΑΤΟΡΡΕΥΜΑΤΑ	63
2.4.1 ΔΙΑΛΥΜΕΝΟ ΟΞΥΓΟΝΟ	63
2.4.1.1 Ρυθμός μεταβολής του διαλυμένου οξυγόνου	63
2.4.1.2 Οξυγόνο κορεσμού	66
2.4.1.3 Εξισώσεις υπολογισμού του συντελεστή επαναερισμού	68
2.4.2 ΒΙΟΧΗΜΙΚΗ ΖΗΤΗΣΗ ΟΞΥΓΟΝΟΥ (BOD)	72
2.4.3 ΤΟ ΑΖΩΤΟ ΣΤΑ ΥΔΑΤΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ	75

2.4.3.1 Το άζωτο στα απόβλητα	75
2.4.3.2. Διαδικασίες μετασχηματισμού του αζώτου στα υδατικά συστήματα	76
2.4.4 Ο ΦΩΣΦΟΡΟΣ ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΝΕΡΑ	80
2.4.4.1 Γενικά	80
2.4.4.2 Ο φώσφορος στα υδατορρεύματα	81
2.4.5 ΛΟΙΠΕΣ ΠΟΙΟΤΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ	82
2.4.5.1 Στερεά αποβλήτων	82
2.4.5.2 Ολικός οργανικός άνθρακας (TOC)	83
2.5 ΤΟ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ QUAL2E	84
2.5.1 ΓΕΝΙΚΑ	84
2.5.2 ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΣΕ ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΑΙ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΙ ...	85
2.5.3 ΓΕΝΙΚΗ ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	86
2.5.3.1 Αναπαράσταση του συστήματος	86
2.5.3.2 Η εξίσωση μεταφοράς μάζας στο QUAL2E	88
2.5.3.3 Υδραυλικά χαρακτηριστικά και συντελεστής διασποράς	90
2.5.3.4 Αύξηση ροής	91
2.5.4 ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΠΟΙΟΤΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΤΟ QUAL2E	92
2.5.4.1 Γενικά	92
2.5.4.2 Διαλυμένο οξυγόνο	93
2.5.4.2.1 Ρυθμός μεταβολής του διαλυμένου οξυγόνου	93
2.5.4.2.2 Οξυγόνο κορεσμού	94
2.5.4.2.3 Εκτίμηση του συντελεστή επαναερισμού	95
2.5.4.3 Βιοχημική ζήτηση οξυγόνου (BOD)	95
2.5.4.4 Μορφές του αζώτου	96

2.5.4.4.1 Αμμωνιακό άζωτο	96
2.5.4.4.2 Νιτρώδες άζωτο	97
2.5.4.4.3 Νιτρικό άζωτο	98
2.5.4.4.4 Οργανικό άζωτο	98
2.5.4.4.5 Αναστολή νιτροποίησης σε χαμηλές συγκεντρώσεις οξυγόνου	99
2.5.4.5 Μορφές του φωσφόρου	99
2.5.4.6 Βιομάζα φυκών	101
2.5.4.7 Κολοβακτήρια	101
2.5.4.8 Συντελεστές μοντέλου και εξάρτηση από τη θερμοκρασία	101
2.5.5 ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΕΠΙΛΥΣΗ ΤΩΝ ΔΙΑΦΟΡΙΚΩΝ ΕΞΙΣΩΣΕΩΝ	102
2.5.5.1 Εφαρμογή της μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών	102
2.5.5.2 Εφαρμογή του αλγορίθμου Thomas	107
2.5.5.3 Οριακές συνθήκες	109
2.5.5.3.1 Ανάντη όρια (στοιχεία απ' αρχής του ποταμού)	109
2.5.5.3.2 Κατάντη όρια (τελευταίο στοιχείο στο σύστημα)	110
2.5.6 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΩΝ	111
2.5.6.1 Γενικά	111
2.5.6.2 Συναρτήσεις	111
2.6 ΤΟ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ QUAL2K	114
2.6.1 ΓΕΝΙΚΑ	114
2.6.2 ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΣΕ ΤΜΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ (SEGMENTATION and HYDRAULICS)	116
2.6.2.1 Εξίσωση συνεχείας του νερού (flow balance)	116
2.6.2.2 Υδραυλικά χαρακτηριστικά	118

2.6.2.2.1 Υπερχειλιστές (weirs)	118
2.6.2.2.2 Rating curves	120
2.6.2.2.3 Εξίσωση Manning	121
2.6.2.2.4 Υδατοπτώσεις	124
2.6.2.3 Χρόνος διαδρομής (travel time)	124
2.6.2.4 Διαμήκης διασπορά	125
2.6.3 ΜΟΝΤΕΛΟ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ (TEMPERATURE MODEL)	126
2.6.3.1 Ροή θερμότητας στην επιφάνεια (Surface heat flux)	128
2.6.3.1.1 Ηλιακή ακτινοβολία	129
2.6.3.1.2 Μεγάλου μήκους κύματος ατμοσφαιρική ακτινοβολία	133
2.6.3.1.3 Μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία από το νερό	137
2.6.3.1.4 Αγωγή και Συναγωγή	137
2.6.3.1.5 Εξάτμιση και Συμπύκνωση	141
2.6.3.2 Μεταφορά θερμότητας μεταξύ ιζήματος-νερού	142
2.6.4 ΜΟΝΤΕΛΟ ΣΥΣΤΑΤΙΚΟΥ (CONSTITUENT MODEL)	144
2.6.4.1 Συστατικά και γενικό ισοζύγιο μάζας	144
2.6.4.2 Βασικές αρχές αντίδρασης	146
2.6.4.2.1 Βιοχημικές αντιδράσεις	146
2.6.4.2.2 Στοιχειομετρία οργανικής ύλης	147
2.6.4.2.3 Επίδραση της θερμοκρασίας στις αντιδράσεις	149
2.6.4.3 Αντιδράσεις συστατικών	149
2.6.4.3.1 Συντηρητική ουσία (s)	149
2.6.4.3.2 Φυτοπλαγκτόν (a_p)	149
2.6.4.3.3 Φύκη πυθμένα (a_b)	154

2.6.4.3.4 Οργανικά θρύμματα (m_o)	157
2.6.4.3.5 Βραδέως αντιδρών CBOD (c_s)	157
2.6.4.3.6 Ταχέως αντιδρών CBOD (c_f)	157
2.6.4.3.7 Διαλυμένο οργανικό άζωτο (n_o)	159
2.6.4.3.8 Αμμωνιακό άζωτο (n_a)	159
2.6.4.3.9 Μη-ιονισμένη αμμωνία	160
2.6.4.3.10 Νιτρικό άζωτο (n_n)	161
2.6.4.3.11 Διαλυμένος οργανικός φώσφορος (p_o)	161
2.6.4.3.12 Ανόργανος φώσφορος (p_i)	162
2.6.4.3.13 Ανόργανα αιωρούμενα στερεά (m_i)	162
2.6.4.3.14 Διαλυμένο οξυγόνο (o)	162
2.6.4.3.15 Παθογόνα (x)	166
2.6.4.3.16 pH	167
2.6.4.3.17 Ολικός ανόργανος άνθρακας (c_T)	170
2.6.4.3.18 Αλκαλικότητα (Alk)	172
2.6.4.4 Μοντέλο ροής SOD/θρεπτικών	173
2.6.4.4.1 Διαγένεση (diagenesis)	175
2.6.4.4.2 Αμμόνιο	177
2.6.4.4.3 Νιτρικά	179
2.6.4.4.4 Μεθάνιο	181
2.6.4.4.5 SOD	183
2.6.4.4.6 Ανόργανος φώσφορος	183
2.6.4.4.7 Διαδικασία επίλυσης	185
2.6.4.4.8 Συμπληρωματικές ροές	186

2.7 QUAL2K (VERSION 2.04)	187
2.7.1 ΓΕΝΙΚΑ	187
2.7.2 ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ	187
2.7.2.1 Εξίσωση συνεχείας του νερού (flow balance)	190
2.7.2.2 Υδραυλικά χαρακτηριστικά	191
2.7.2.3 Χρόνος διαδρομής	193
2.7.3 ΜΟΝΤΕΛΟ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ	193
2.7.4 ΜΟΝΤΕΛΟ ΣΥΣΤΑΤΙΚΟΥ	194
2.7.4.1 Συστατικά και γενικό ισοζύγιο μάζας	194
2.7.4.2 Σύνθετες μεταβλητές	196
2.7.4.3 Σχέση μεταβλητών μοντέλου και δεδομένων	196
2.7.4.3.1 Non-CBOD μεταβλητές και δεδομένα	197
2.7.4.3.2 Ανθρακούχο BOD	198
2.7.4.4 Αντιδράσεις συστατικών	203
2.7.4.4.1 Συντηρητική ουσία (s)	203
2.7.4.4.2 Φυτοπλαγκτόν (a_p)	203
2.7.4.4.3 Φύκη πυθμένα (a_b)	204
2.7.4.4.4 Οργανικά θρύμματα (m_o)	206
2.7.4.4.5 Βραδέως αντιδρών CBOD (c_s)	206
2.7.4.4.6 Ταχέως αντιδρών CBOD (c_f)	207
2.7.4.4.7 Οργανικό άζωτο (n_o)	207
2.7.4.4.8 Αμμωνιακό άζωτο (n_a)	208
2.7.4.4.9 Μη-ιονισμένη αμμωνία	208
2.7.4.4.10 Νιτρικό άζωτο (n_n)	208

2.7.4.4.11 Οργανικός φώσφορος (p_o)	208
2.7.4.4.12 Ανόργανος φώσφορος (p_i)	209
2.7.4.4.13 Ανόργανα αιωρούμενα στερεά (m_i)	209
2.7.4.4.14 Διαλυμένο οξυγόνο (o)	209
2.7.4.4.15 Παθογόνα (x)	212
2.7.4.4.16 pH	212
2.7.4.4.17 Ολικός ανόργανος άνθρακας (c_T)	213
2.7.4.4.18 Αλκαλικότητα (Alk)	213
3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	214
3.1 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΗΓΗ ΤΡΟΦΟΔΟΣΙΑΣ ...	214
3.2 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΙΑ ΤΑ ΤΜΗΜΑΤΑ ΤΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ	214
3.3 ΦΥΛΛΑ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΚΙΑΣΗΣ	218
3.4 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΡΥΘΜΩΝ ΑΝΤΙΔΡΑΣΗΣ	218
3.5 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΦΩΤΟΣ ΚΑΙ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ	220
3.6 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΙΑ ΤΙΣ ΣΗΜΕΙΑΚΕΣ ΠΗΓΕΣ ΚΑΙ ΑΠΟΛΗΨΕΙΣ	221
3.7 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΙΑ ΤΙΣ ΜΗ-ΣΗΜΕΙΑΚΕΣ ΠΗΓΕΣ	223
3.8 ΦΥΛΛΑ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΕΤΡΟΥΜΕΝΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ	224
3.9 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΓΙΑ ΤΗ ΣΥΝΟΛΙΚΗ ΦΟΡΤΙΣΗ ΑΠΟ ΣΗΜΕΙΑΚΕΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑΝΕΜΗΜΕΝΕΣ ΠΗΓΕΣ	226

3.10 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ	234
3.11 ΦΥΛΛΑ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΓΙΑ ΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΚΑΙ ΤΙΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΕΙΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ	238
4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ	249
5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	267
6. ABSTRACT	279

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

Η ποιότητα των φυσικών υδατικών συστημάτων επηρεάζει τους χρήστες του νερού και την υδρόβια ζωή. Η εισροή ρυπαντικών ουσιών μπορεί να υποβαθμίσει την ποιότητα του νερού επηρεάζοντας δυσμενώς τις ευεργετικές του χρήσεις αλλά και την υγεία του υδρόβιου οικοσυστήματος. Η διαχείριση της ποιότητας των φυσικών υδατικών συστημάτων που αποτελούν αποδέκτες ρυπαντικών φορτίων, προϋποθέτει δυνατότητα πρόγνωσης της υποβάθμισης της ποιότητας που συνεπάγεται αυτή η παροχέτευση των ρυπαντών. Για το σκοπό αυτό έχουν αναπτυχθεί διάφορα προγνωστικά μοντέλα, τα οποία διαφέρουν στα επιμέρους στοιχεία τους και συνεπώς στις απαιτήσεις τους σε δεδομένα επεξεργασίας. Στο κεφάλαιο αυτό εξετάζονται συνοπτικά οι βασικές αρχές στις οποίες στηρίζονται πολλά τέτοιου είδους μοντέλα. Η σύντομη ανασκόπηση περιορίζεται στη μοντελοποίηση των επιπτώσεων σημειακών και κατανεμημένων πηγών ρύπανσης σε ποτάμια και λίμνες και επικεντρώνεται στην προσομοίωση παρά σε αναλυτικές μεθόδους.

Τα φυσικά υδάτινα συστήματα, εφόσον η ποιότητά τους είναι ικανοποιητική, μπορούν να εξυπηρετήσουν πληθώρα χρήσεων και αναγκών. Το νερό καταναλώνεται από όλους τους ζωντανούς οργανισμούς, χρησιμοποιείται σε αστικές, αγροτικές και βιομηχανικές δραστηριότητες, προσφέρει ευκαιρίες για αναψυχή, αποτελεί το φυσικό περιβάλλον ανάπτυξης των ψαριών και των άλλων υδρόβιων οργανισμών. Τα οφέλη που προέρχονται από όλες αυτές τις χρήσεις εξαρτώνται άμεσα από τη διαθεσιμότητα επαρκούς ποσότητας και ποιότητας του νερού. Τα φυσικά υδάτινα συστήματα

αποτελούν επίσης αποδέκτες αποβλήτων και μέσα μεταφοράς, διασποράς και αφομοίωσης των ρύπων. Το ενδιαφέρον σε ότι αφορά τη διαχείριση της ποιότητας εστιάζεται στον έλεγχο της τελευταίας αυτής χρήσης του νερού, έτσι ώστε οι επιπτώσεις από την ελεγχόμενη διάθεση των αποβλήτων να μην επηρεάζουν αρνητικά τις υπόλοιπες ευεργετικές του χρήσεις.

Αυτό που εξετάζεται κάθε φορά είναι ένας αποδεκτός συγκερασμός μεταξύ του κόστους μείωσης των ρυπαντών και ελέγχου της παροχέτευσής τους και της ποιότητας του αποδέκτη. Τα μοντέλα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εύρεση μιας τέτοιας αντιστάθμισης μεταξύ συντελεστών, δηλαδή για τον προσδιορισμό ενός συνδυασμού ανάμεσα σε κόστος και ποιότητα.

Πριν από οποιαδήποτε επένδυση με σκοπό τη βελτίωση και προστασία της ποιότητας του νερού, ενδείκνυται -στο βαθμό που είναι δυνατή- η πρόβλεψη της βελτίωσης της ποιότητας που μπορεί να επιτύχει κάθε εναλλακτικό διαχειριστικό σενάριο. Εφόσον τα μελλοντικά ρυπαντικά φορτία και οι ποσότητες του νερού είναι άγνωστα, εφόσον κάθε μοντέλο πρόβλεψης θα αποτελεί πάντα μια απλοποίηση της πραγματικότητας και καθώς οι τιμές των παραμέτρων κάθε μοντέλου ποιότητας νερού θα είναι πιθανά αβέβαιες, θα υπάρχει πάντοτε αβεβαιότητα συνδεδεμένη με κάθε πρόβλεψη ενός μοντέλου. Η πρόγνωση της ποιότητας του νερού δεν είναι μια ακριβής επιστήμη. Έτσι προκειμένου να ληφθούν αποφάσεις για τη διαχείριση της ποιότητας, μαζί με την πρόβλεψη της ποιότητας πρέπει -στο βαθμό που αυτό είναι δυνατό- να εκτιμάται και η αβεβαιότητα της πρόβλεψης.

Σημαντικές επιπτώσεις στην ποιότητα του νερού ποταμών και λιμνών έχουν η μείωση του οξυγόνου (oxygen depletion), ο ευτροφισμός (eutrophication), οι παθογόνοι οργανισμοί (pathogenic organisms), η οξίνιση του νερού (acidification), η αύξηση της

αλατότητας (salinization), η μόλυνση από τοξικές ουσίες (toxic contamination), η θολότητα (turbidity) και η ιζηματοπόθεση (sedimentation).

Η μείωση του οξυγόνου είναι επακόλουθο της οξείδωσης της οργανικής ύλης από αερόβιους υδρόβιους οργανισμούς. Η οργανική ύλη από τα οικιακά και πολλά βιομηχανικά απόβλητα αποτελεί τροφή γι' αυτούς τους οργανισμούς, οι οποίοι για το μεταβολισμό της τροφής τους χρειάζονται οξυγόνο. Αυτό το οξυγόνο το προμηθεύονται από το νερό. Η ποσότητα του οξυγόνου που απαιτείται για τον πλήρη μεταβολισμό της οργανικής ύλης καλείται συνολική βιοχημική ζήτηση οξυγόνου (total biochemical oxygen demand) αυτής της οργανικής ύλης. Όταν η συγκέντρωση του διαλυμένου στο νερό οξυγόνου ελαττώνεται σε επίπεδο που δεν είναι αρκετό για την υποστήριξη της ζωής ορισμένων υδρόβιων οργανισμών, οι οργανισμοί αυτοί πεθαίνουν. Δηλαδή, σε ορισμένες περιπτώσεις η μείωση του οξυγόνου είναι τέτοια που εμφανίζεται θανάτωση ψαριών και, σε ακραίες καταστάσεις, παράγονται επιβλαβή αέρια -προϊόντα αναερόβιας διάσπασης της οργανικής ύλης- όπως μεθάνιο και υδρόθειο.

Ο ευτροφισμός ή η άνθιση της φυτικής βιομάζας προκαλείται από την περίσσεια αζώτου, φωσφόρου και άλλων θρεπτικών. Τα φύκη και καταναλώνουν και παράγουν οξυγόνο ανάλογα με την απουσία ή την παρουσία φωτός. Τα άλγη που πεθαίνουν συνεισφέρουν στην αύξηση της βιοχημικής ζήτησης οξυγόνου του νερού.

Αέριοι ρυπαντές -ενώσεις του θείου και του αζώτου- μεταφέρονται σε πολύ μεγάλες αποστάσεις και η όξινη βροχή έχει μακροπρόθεσμες οικολογικές επιπτώσεις, όπως ελάττωση του πληθυσμού των ψαριών, έκπλυση τοξικών μετάλλων από το έδαφος στα επιφανειακά νερά και ελάττωση της ανάπτυξης των δασών.

Η αρδευόμενη γεωργία είναι ο μεγαλύτερος καταναλωτής των υδάτινων πόρων. Παράλληλα και ταυτόχρονα τα στραγγίσματα που επιστρέφουν στα υδάτινα συστήματα

από την άρδευση των εδαφών, αποτελούν μία από τις κύριες αιτίες ρύπανσης του νερού με τα άλατα, τα νιτρικά και τα αγροχημικά που μεταφέρουν. Τα σπουδαιότερα διαλυμένα κατιόντα που περιλαμβάνονται στο νερό άρδευσης είναι του ασβεστίου, του μαγνησίου, του νατρίου και του καλίου και τα σπουδαιότερα ανιόντα τα όξινα ανθρακικά, τα θειικά και τα χλωριόντα. Σημαντικές ιδιωτικές και δημόσιες δαπάνες αφορούν στη μείωση της αλατότητας του νερού και την εξάλειψη των δυσμενών επιπτώσεων που έχουν τα υψηλά επίπεδα αλατότητας στα φυσικά υδάτινα συστήματα αλλά και στα δίκτυα μεταφοράς του νερού (π.χ. διάβρωση και εναπόθεση).

Βαρέα μέταλλα, παρασιτοκτόνα και πολλά άλλα συνθετικά γεωργικά και βιομηχανικά χημικά προϊόντα μπορεί να είναι ιδιαίτερα τοξικά για τους ζωντανούς οργανισμούς. Αυτές οι τοξικές ουσίες προσροφούνται ισχυρά στο έδαφος και στα αιωρούμενα στερεά και μεταφέρονται μέσω των απορροών και των βροχών στα φυσικά νερά.

Η πρόγνωση και διαχείριση των ιζημάτων, τόσο των αιωρούμενων υλών όσο και αυτών που έχουν αποθεθεί στον πυθμένα ποταμών και υδατορρευμάτων, είναι δύσκολη στην καλύτερη περίπτωση. Η μεταφορά των ιζημάτων του πυθμένα εξαρτάται από υψηλές ταχύτητες ροής και η διάρκεια και η έκταση αυτών των φαινομένων (συχνά οφειλόμενων σε καταιγίδες) είναι δύσκολο να προβλεφθεί. Υψηλές συγκεντρώσεις αιωρούμενων υλικών έχουν σαν αποτέλεσμα την εναπόθεση ιζημάτων στον πυθμένα ποταμών και λιμνών, εμποδίζουν την είσοδο του φωτός για τη φωτοσύνθεση, υποβαθμίζουν τα υδατικά οικοσυστήματα και επιβαρύνουν τους καταναλωτές με επιπρόσθετες δαπάνες καθαρισμού του νερού.

Μοντέλα πρόγνωσης των επιπτώσεων των ανωτέρω και άλλων παραμέτρων στην ποιότητα του νερού, άρχισαν να αναπτύσσονται στα μέσα της δεκαετίας του 1920.

Αυτό που ενδιέφερε τότε πρωταρχικά και συνεχίζει να ενδιαφέρει και σήμερα, είναι η “τύχη” του βιοχημικά απαιτούμενου οξυγόνου (BOD) και οι επιπτώσεις της στη συγκέντρωση του διαλυμένου οξυγόνου των φυσικών υδατικών συστημάτων. Το πρώτο από αυτά τα μοντέλα, το οποίο αναπτύχθηκε από τους Streeter και Phelps (1925), έχει υποστεί διάφορες επεκτάσεις και αποτελεί τη βάση πολλών από τα σημερινά περισσότερο εκτενή και σύνθετα μοντέλα.

Εκτός από τα μοντέλα που βασίζονται στη μαθηματική περιγραφή των φυσικών φαινομένων, έχουν αναπτυχθεί και χρησιμοποιηθεί με επιτυχία για την πρόγνωση της ποιότητας του νερού και στατιστικά “black box” μοντέλα. Στα μοντέλα αυτά εντάσσονται από σχετικά απλές παλινδρομήσεις και επεκτάσεις αυτών (Box and Jenkins, 1970; Young, 1974, 1979) μέχρι γλωσσικά και εικονογραφικά μοντέλα (Cámara et al., 1987, 1990), νευρωνικά δίκτυα (Beale and Jackson, 1990; Hall and Minns, 1993; Rumelhart et al., 1994), και διάφορα σχήματα ανάλυσης αποφάσεων (Chapra and Reckhow, 1983; von Winterfeld and Edwards, 1986; Varis et al., 1990) [Από Jokiel and Loucks, 1997].

Η παρούσα διατριβή εστιάζεται στα μοντέλα που βασίζονται περισσότερο στους φυσικούς νόμους, χωρίς να αφήνεται να εννοηθεί ότι υπερτερούν ή όχι των προσεγγίσεων που ακολουθούν άλλα μοντέλα. Πρόκειται για μια ανασκόπηση ορισμένων συνήθων μεθόδων προσομοίωσης ισοζυγίων μάζας για την πρόβλεψη παροχών, όγκων και συγκεντρώσεων συστατικών στα φυσικά συστήματα επιφανειακών υδάτων. Αυτό απαιτεί μια περιγραφή εναλλακτικών σχημάτων των φαινομένων μεταφοράς (μετακίνησης και διασποράς) και αντίδρασης.

1.2 ΕΠΙΛΟΓΗ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΚΑΙ ΠΟΛΥΠΛΟΚΟΤΗΤΑ

Στο σύνολο των υδραυλικών και των συνοδευτικών μοντέλων ποιότητας νερού

εντάσσονται αυτά που είναι συγκριτικά απλά (μονοδιάστατα με αντίδραση πρώτης τάξης) μέχρι πολύ πιο σύνθετα μοντέλα (τρισδιάστατα, ανωτέρας τάξης αντίδρασης). Αυξημένα δεδομένα και συνεπώς αυξημένα κόστη σχετίζονται με τα περισσότερα σύνθετα μοντέλα.

1.3 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ

Τα μοντέλα ποιότητας νερού μπορούν να ταξινομηθούν σύμφωνα με τρία γενικά κριτήρια (Jokiel and Loucks, 1997):

- Χρησιμοποιούμενο μαθηματικό μοντέλο (representation of mathematical model)
- Απεικόνιση του χρόνου (representation of time)
- Αναπαράσταση των βιολογικών, χημικών και φυσικών διεργασιών (representation of biological, chemical and physical processes).

1.3.1 ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΟΥΜΕΝΟ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ

Όσον αφορά τη μαθηματική προσέγγιση, τα μοντέλα ποιότητας νερού μπορούν να ταξινομηθούν σε (Jokiel and Loucks, 1997):

- Εμπειρικά ή στατιστικά μοντέλα (empirical or statistical models)
- Ντετερμινιστικά μοντέλα (deterministic models)
- Στοχαστικά μοντέλα (stochastic models).

Τα εμπειρικά ή στατιστικά (black box) μοντέλα βασίζονται στην εμπειρία. Συσχετίσεις ανάμεσα σε διάφορες παραμέτρους αντλούνται στατιστικά από δεδομένα παρατήρησης. Δε γίνεται θεωρητική περιγραφή των συσχετίσεων βασισμένη σε φυσικές, βιολογικές ή χημικές διεργασίες. Αντίθετα, προσδιορίζονται συντελεστές διαφόρων εξισώσεων παλινδρόμησης ή νευρωνικών δικτύων, και στη συνέχεια αυτές οι εξισώσεις ή τα δίκτυα χρησιμοποιούνται για την πρόγνωση γεγονότων εντός των ορίων

παρατήρησης. Το πόσο καλό είναι ένα μοντέλο για τέτοιου είδους προγνώσεις μπορεί να εκτιμηθεί χρησιμοποιώντας ένα από τα διάφορα μέτρα διαφοράς ανάμεσα σε παρατηρούμενες και υπολογιζόμενες τιμές.

Σε αντίθεση με τα εμπειρικά μοντέλα, τα ντετερμινιστικά φυσικά μοντέλα είναι μαθηματικές περιγραφές των φυσικών διεργασιών. Τα δεδομένα εισόδου είναι σταθερές ποσότητες χωρίς συνοδευτική ρητή περιγραφή της στατιστικής τους διακύμανσης. Τα αποτελέσματα των ντετερμινιστικών υπολογισμών είναι σταθερές τιμές χωρίς πληροφορίες για τις κατανομές πιθανότητας αυτών των τιμών.

Τα στοχαστικά μαθηματικά μοντέλα ποιότητας νερού επίσης βασίζονται στην περιγραφή των φυσικών διεργασιών. Εντούτοις, η διακύμανση των δεδομένων εισόδου και εξόδου λαμβάνεται υπόψη με στατιστικές αναλύσεις και συνθέσεις χρονοσειρών. Σε αντίθεση με τα ντετερμινιστικά μοντέλα, τα αποτελέσματα των στοχαστικών μοντέλων παρέχουν πληροφορίες για τις πιθανότητες των διαφόρων προβλέψεων. Η τυχαία διακύμανση των δεδομένων εξόδου στα στοχαστικά μοντέλα οφείλεται στη διακύμανση των διαφόρων υδραυλικών και βιοχημικών διεργασιών και, επιπλέον, στην τυχαία διακύμανση πολλών από τις μεταβλητές εισόδου. Οι διακυμάνσεις συμβαίνουν ταυτόχρονα και έτσι είναι δύσκολο να προσδιοριστούν ξεχωριστά. Τα στοχαστικά μοντέλα συνήθως απαιτούν αρκετά περισσότερα δεδομένα δειγματοληψίας για ρύθμιση και επαλήθευση σε σχέση με τα ντετερμινιστικά μοντέλα.

1.3.2 ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ

Όσον αφορά την απεικόνιση του χρόνου, είναι αναγκαίο τα συστατικά στοιχεία του μοντέλου, υδραυλική και ποιότητα, να μελετηθούν ξεχωριστά.

Τα υδραυλικά μοντέλα μπορούν να διαιρεθούν σε μοντέλα σταθερής ή μόνιμης και ασταθούς ή μη-μόνιμης κατάστασης (stationary and nonstationary models), ενώ τα

μοντέλα ποιότητας διακρίνονται σε στατικά και δυναμικά μοντέλα (static and dynamic models). Τα μοντέλα σταθερής κατάστασης θεωρούν ότι η ροή είναι σταθερή κατά τη διάρκεια της χρονικής περιόδου προσομοίωσης. Σε ένα μοντέλο ασταθούς κατάστασης η παροχή και συνεπώς η ροή μεταβάλλεται με το χρόνο, αλλά συνήθως θεωρείται σταθερή σε κάθε χρονικό βήμα. Σε ένα στατικό μοντέλο ποιότητας εισροές και βιολογικές, χημικές και φυσικές διεργασίες θεωρούνται σταθερές, ενώ σε ένα δυναμικό μοντέλο μεταβάλλονται με το χρόνο.

Για την αποτελεσματική διαχείριση της ποιότητας του νερού, ιδιαίτερο ενδιαφέρον αποκτά η ικανότητα προσομοίωσης κρίσιμων καταστάσεων που μπορεί να συμβούν σε ένα υδάτινο σύστημα. Τέτοιες κρίσιμες καταστάσεις μπορούν να προκληθούν από σχετικά μεγάλης διάρκειας, θερμές και ξηρές περιόδους το καλοκαίρι ή από σχετικά μικρής διάρκειας έντονες βροχοπτώσεις που οδηγούν σε υψηλά κατανεμημένα φορτία. Για σχετικά μεγάλης διάρκειας περιόδους ξηρασίας, μια μερικώς δυναμική προσομοίωση (quasi-dynamic simulation) μπορεί να είναι αρκετή, εφόσον τα υδραυλικά χαρακτηριστικά που απαιτούνται για την προσομοίωση της ποιότητας του νερού είναι συνήθως σχετικά αμετάβλητα. Σύντομες παλμικές φορτίσεις (short-term impulse loadings) λόγω έντονων γεγονότων βροχόπτωσης- απορροής, μπορούν ωστόσο να περιγραφούν καλύτερα χρησιμοποιώντας ένα πλήρως δυναμικό μοντέλο (Shanahan and Somlyódy, 1995) [Από Jokiel and Loucks, 1997].

Πολλά αναλυτικά μοντέλα είναι στατικά όσον αφορά τις εισροές και διεργασίες. Πολλά μοντέλα προσομοίωσης κατά τη διάρκεια πολλαπλών διακριτών περιόδων είναι μερικώς δυναμικά. Λίγα μοντέλα έχουν αναπτυχθεί που είναι πλήρως δυναμικά. Κι αυτό γιατί οι απαιτήσεις σε δεδομένα για τη ρύθμιση και επαλήθευση του μοντέλου υπερβαίνουν των αντιστοίχων που έχουν άλλοι τύποι μοντέλων. Όσο πιο ρεαλιστικό

-και συνεπώς σύνθετο- είναι το μοντέλο, τόσο μεγαλύτερες είναι οι απαιτήσεις του σε δεδομένα και συνεπώς τόσο πιο δαπανηρή είναι η εφαρμογή του.

1.3.3 ΑΝΑΠΑΡΑΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΒΙΟΛΟΓΙΚΩΝ, ΧΗΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΩΝ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ

Τα μοντέλα ποιότητας νερού μπορούν να ταξινομηθούν με βάση την αναπαράσταση των βιολογικών, χημικών και φυσικών διεργασιών (Jokiel and Loucks, 1997):

- Κινητικά μοντέλα (kinetic models)
- Βιοκοινοτικά μοντέλα (biocoenotic models)
- Οικολογικά μοντέλα (ecological models).

Οι διεργασίες μεταβολής της συγκέντρωσης των συστατικών στα κινητικά μοντέλα περιγράφονται από σταθερές ρυθμού αντίδρασης. Οι διεργασίες αυτές περιλαμβάνουν το μετασχηματισμό ενός συστατικού από έναν τύπο συστατικού σε έναν άλλο, την παραγωγή (αύξηση) και διεργασίες φθοράς. Οι οριακές συνθήκες που επηρεάζουν αυτές τις διεργασίες και οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ των ρυπαντικών ουσιών πρέπει να λαμβάνονται υπόψη.

Οι κύκλοι των θρεπτικών (ή τμήματα αυτών) προσομοιώνονται στα κινητικά μοντέλα χρησιμοποιώντας ένα συνδυασμό ρυθμών αντίδρασης (T^{-1}) και συντελεστών μετατροπής (M/M). Για παράδειγμα, η οξείδωση του αμμωνίου σε νιτρώδη και εν συνεχεία σε νιτρικά αφορά σε μεταβολικές διεργασίες βακτηρίων και συχνά προσομοιώνεται χρησιμοποιώντας σταθερές ρυθμού αντίδρασης των οποίων οι τιμές μπορεί να εξαρτώνται από ορισμένες άλλες συνθήκες, όπως η θερμοκρασία του νερού, το pH και το διαλυμένο οξυγόνο. Τα κινητικά μοντέλα είναι τα ευρύτερα χρησιμοποιούμενα απ' όλα τα μοντέλα ποιότητας νερού.

Τα βιοκοινοτικά μοντέλα εστιάζουν στους οργανισμούς που καταναλώνουν ή παράγουν τα διάφορα συστατικά παρά στις συγκεντρώσεις των συστατικών αυτές καθαυτές. Οι οργανισμοί που συγκροτούν την υδρόβια τροφική αλυσίδα μπορούν να υποδιαιρεθούν σε παραγωγούς, καταναλωτές και αποικοδομητές. Οι πληθυσμοί των διαφόρων αυτών οργανισμών και οι μεταβολικές τους διεργασίες μοντελοποιούνται και με τη σειρά τους προσδιορίζουν τις συγκεντρώσεις διαφόρων συστατικών που ενδιαφέρουν στη διαχείριση της ποιότητας του νερού.

Τα οικολογικά μοντέλα είναι τυπικά επεκτάσεις των κινητικών μοντέλων. Εκτός από τους ρυθμούς αντίδρασης και τους συντελεστές μετατροπής για την προσομοίωση των συγκεντρώσεων διαφόρων συστατικών, συμπεριλαμβανομένων των θρεπτικών, περιλαμβάνονται επίσης τμήματα της υδρόβιας τροφικής αλυσίδας όπως το φυτοπλαγκτόν και το ζωοπλαγκτόν που καταναλώνουν αυτά τα θρεπτικά. Έτσι τα οικολογικά μοντέλα είναι ιδιαίτερος εφαρμοσίμα για την προσομοίωση των διεργασιών ευτροφισμού που μπορούν να παρατηρηθούν σε υδάτινα συστήματα πλούσια σε θρεπτικά.

1.4 ΥΔΡΑΥΛΙΚΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΣΤΗ ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ

Τα υδραυλικά χαρακτηριστικά των υδάτινων συστημάτων μπορούν να επηρεάζουν σημαντικά την ποιότητα του νερού, αλλά σπάνια μπορεί να συμβεί το αντίθετο. Στα υδραυλικά χαρακτηριστικά ή παραμέτρους που επηρεάζουν την ποιότητα του νερού περιλαμβάνονται τα εξής (Jokiel and Loucks, 1997):

- Η παροχή (flow or discharge)
- Η ταχύτητα ροής (flow velocity)
- Το βάθος ροής (depth of flow)

- Η έκταση της υδάτινης επιφάνειας (water-surface area).

Οι πληροφορίες σχετικά με τη παροχή σε ένα υδάτινο σύστημα είναι αναγκαίες για τον υπολογισμό των ισοζυγίων μάζας και τον προσδιορισμό του βαθμού ανάμιξης.

Η γνώση της ταχύτητας ροής επιτρέπει τον υπολογισμό των διεργασιών μεταφοράς μιας ρυπαντικής ουσίας με μετακίνηση (advection). Βάσει της ταχύτητας ροής προσδιορίζεται ο χρόνος παραμονής ενός σωματιδίου ενός συστατικού στο νερό και συνεπώς ο χρόνος κατά τον οποίο οι βιολογικές, χημικές και φυσικές διεργασίες μπορούν να επενεργούν σ' αυτό το σωματίδιο. Επιπλέον, η ταχύτητα ροής επηρεάζει το βαθμό ιζηματοπόθεσης και διάβρωσης. Μια μεγάλη ταχύτητα ροής, για παράδειγμα, μπορεί να υπερβεί την κρίσιμη διατμητική τάση στον πυθμένα με αποτέλεσμα το ίζημα να δημιουργεί ξανά αιώρημα και να παρατηρείται μια κινητοποίηση σωματιδίων ρευστού προς το ίζημα.

Το βάθος ροής μπορεί να επηρεάσει την ποσότητα φωτός που είναι διαθέσιμη στο νερό και συνεπώς τη βιολογική δραστηριότητα διαφόρων οργανισμών που έχουν ανάγκη από φως.

Όλες οι φυσικές διεργασίες ανταλλαγής ανάμεσα στον αέρα και το νερό λαμβάνουν χώρα στην επιφάνεια του νερού. Έτσι ο βαθμός της ανταλλαγής αερίων και θερμότητας εξαρτάται εν μέρει από την έκταση της επιφάνειας του νερού και επίσης -αλλά σπάνια γίνεται ρητή θεώρηση αυτού- από το υψόμετρο της υδάτινης επιφάνειας σε συνέπεια μεταβολής της ατμοσφαιρικής πίεσης και της ηλιακής ακτινοβολίας με το ύψος.

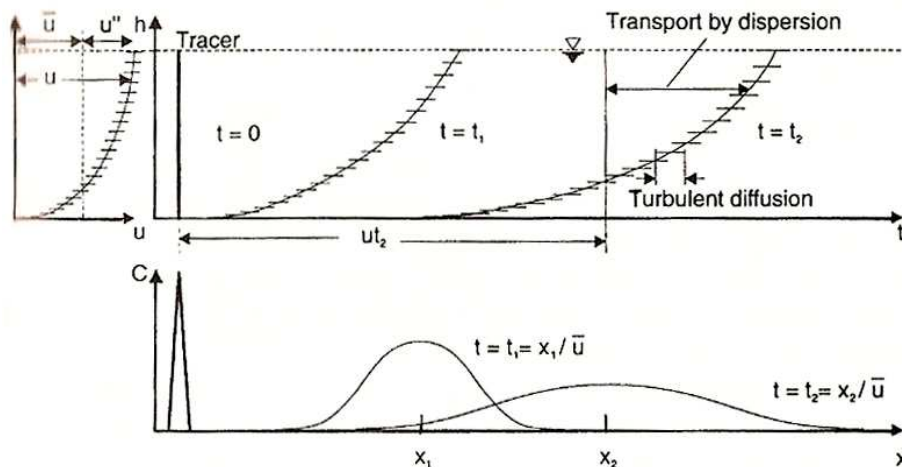
Άλλες δυνατές επιπτώσεις των υδραυλικών χαρακτηριστικών στον υπολογισμό της ποιότητας του νερού αφορούν στο δια ροής σκάψιμο των βενθικών αποθέσεων στους πυθμένες των υδάτινων συστημάτων ή στην εξάλειψη διαφόρων ειδών φυκών.

Το κατά πόσο αυτές οι επιπτώσεις είναι αναγκαίο να ενσωματωθούν στην προσομοίωση εξαρτάται από το βαθμό λεπτομέρειας που είναι επιθυμητός ή απαραίτητος για το συγκεκριμένο υδάτινο σύστημα και για το συγκεκριμένο πρόβλημα διαχείρισης ποιότητας.

1.4.1 ΦΥΣΙΚΕΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΡΥΠΑΝΤΙΚΗΣ ΟΥΣΙΑΣ

Η μεταφορά των συστατικών του νερού κατά τη ροή σε ανοιχτούς αγωγούς (Εικόνα 1.4.1) επηρεάζεται από τρεις φυσικές διεργασίες:

- Μεταφορά με την ταχύτητα του ρεύματος -μεταφορά μάζας με μετακίνηση (transport by current velocity -advection)
- Τυρβώδης και μοριακή διάχυση (turbulent and molecular diffusion)
- Διασπορά (dispersion).



Εικόνα 1.4.1: Μεταφορά ρυπαντικής ουσίας κατά τη ροή σε ανοιχτούς αγωγούς (Markowsky,1980) [Από Jokiel and Loucks, 1997].

Ο όρος μετακίνηση ή συµμεταφορά (advection) περιγράφει την προς τα κατάντη μεταφορά της ρυπαντικής ουσίας µε τη µέση ταχύτητα ροής. Η πραγµατική ταχύτητα ροής µεταβάλλεται ως προς το χρόνο και το χώρο και αυτό καταλήγει σε ανάµιξη. Οι

διεργασίες ανάμιξης προκαλούνται με την τυρβώδη και μοριακή διάχυση και τη διασπορά. Η τυρβώδης διάχυση (turbulent diffusion) περιγράφει την ανάμιξη της ρυπαντικής ουσίας λόγω χρονικών (temporal) αποκλίσεων της ταχύτητας ροής από την τοπική μέση τιμή, ενώ η διασπορά (dispersion) περιγράφει την ανάμιξη λόγω χωρικής (spatial) διακύμανσης της ταχύτητας. Σε σύγκριση με την τυρβώδη διάχυση και τη διασπορά, η μοριακή διάχυση που περιγράφει τη μεταφορά λόγω μοριακών δυνάμεων, είναι συνήθως αμελητέα.

Κατά κανόνα, η διασπορά έχει τη μεγαλύτερη επίπτωση στην ανάμιξη ενός συστατικού. Όσο μικρότερο είναι το βάθος ροής σε σύγκριση με το πλάτος του καναλιού, τόσο μεγαλύτερη είναι η επίπτωση της διασποράς. Για το λόγο αυτό, ο όρος διασπορά (dispersion) χρησιμοποιείται συχνά για να περιγράψει και τους τρεις τύπους διεργασιών ανάμιξης. Μια πιο λεπτομερής περιγραφή αυτών των διεργασιών ανάμιξης γίνεται, για παράδειγμα, από τους Orlob (1983) και Markowsky (1980) [Jokiel and Loucks, 1997].

1.4.2 ΕΞΙΣΩΣΗ ΜΕΤΑΚΙΝΗΣΗΣ-ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ (ADVECTION-DISPERSION EQUATION)

Εφόσον στις διεργασίες μεταφοράς σε ανοιχτά συστήματα επιφανειακών υδάτων κυριαρχούν η μετακίνηση και η διασπορά, η εξίσωση μετακίνησης-διασποράς χρησιμοποιείται για τη μοντελοποίηση της μεταφοράς μιας ρυπαντικής ουσίας. Η εξίσωση για ένα μονοδιάστατο (διάμηκες) μοντέλο -η οποία θα αποδειχθεί και θα μελετηθεί λεπτομερώς στην ενότητα των Υλικών και Μεθόδων- είναι (Jokiel and Loucks, 1997):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = E_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - u \frac{\partial C}{\partial x} \pm S_c \quad (1.4.1)$$

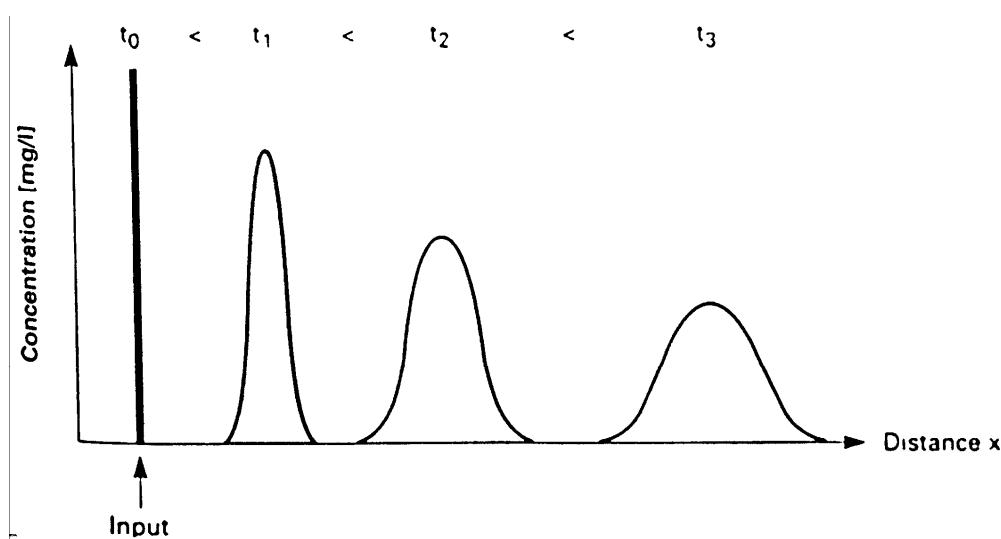
Η (1.4.1) αποτελεί τη βασική εξίσωση για τον υπολογισμό της μεταφοράς μιας ρυπαντικής ουσίας σε μία διάσταση. Ο συντελεστής διασποράς E_x (L^2/T) περιγράφει τις διεργασίες ανάμιξης της διάχυσης και διασποράς. Η παράμετρος u είναι η μέση ταχύτητα ροής (L/T). Οι συνδυασμένοι όροι θετικών και αρνητικών πηγών (source and sink terms), που συμβολίζονται όλοι με S_c (M/L^3T), περιλαμβάνουν τις προσθήκες ή απολήψεις της ουσίας από το σύστημα λόγω της φθοράς ή των μετασχηματισμών της. Οι όροι των απολήψεων λόγω φθοράς ή μετασχηματισμών (sink terms) δεν εφαρμόζονται σε συντηρητικά συστατικά τα οποία δε μετασχηματίζονται.

Ο βαθμός μετακίνησης και διασποράς μπορεί να επηρεαστεί από πολυάριθμους εξωτερικούς παράγοντες, συμπεριλαμβανομένης της Κοριόλειας εκτροπής (Coriolis forces), της επιφανειακής τραχύτητας (surface roughness) και των τάσεων στην επιφάνεια του νερού που προκαλούνται από τον άνεμο (wind-induced water surface stresses). Τα σημεία αφετηρίας για την εξαγωγή της εξίσωσης μετακίνησης - διασποράς παρουσιάζονται από τους Markowsky (1980) και Fisher et al. (1979).

Τεχνικές επίλυσης που χρησιμοποιούνται σε προγράμματα προσομοίωσης ποιότητας νερού για τον υπολογισμό της μεταφοράς ενός ρύπου σε φυσικούς ανοικτούς αγωγούς, περιλαμβάνουν τη μέθοδο επίλυσης του Taylor (1921) μαζί με flow-routing procedures. Η προσέγγιση του Taylor είναι η κλασική μέθοδος επίλυσης της μονοδιάστατης εξίσωσης μετακίνησης - διασποράς. Υποθέτοντας στιγμιαία εισροή (impulse-like injection) ορισμένης μάζας M_0 ενός συντηρητικού ρύπου σε χρόνο t και απόσταση X ίσα με το 0, μέσα σε ολόκληρη την επιφάνεια A της εγκάρσιας διατομής, και υποθέτοντας επίσης σταθερή γεωμετρία καναλιού, η κατανομή της συγκέντρωσης η οποία προκύπτει σε ένα σημείο X ως προς το χρόνο t , και αντίθετα, είναι (Jokiel and Loucks, 1997):

$$C(X,t) = M_o \frac{e^{-[(x-ut)^2/4E_x t]}}{A(4\pi E_x t)^{1/2}} \quad (1.4.2)$$

Η ανωτέρω εξίσωση δίνει μια συμμετρική Gaussian κατανομή, όπως φαίνεται στην Εικόνα 1.4.2, η οποία δεν αντιστοιχεί πάντοτε στις κατανομές που παρατηρούνται στα φυσικά υδάτινα συστήματα. Στους ποταμούς, νεκρές ζώνες (dead zones) καταλήγουν σε μια περαιτέρω μείωση και συγκράτηση του “σύννεφου” του ρύπου, η οποία δεν απεικονίζεται στην προσέγγιση του Taylor.



Εικόνα 1.4.2: Gaussian κατανομή όπως προκύπτει από την προσέγγιση του Taylor.

Η εξίσωση μετακίνησης - διασποράς συντηρητικού ρύπου,

$$\frac{\partial C}{\partial t} = E_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - u \frac{\partial C}{\partial x}$$

μετασχηματίζεται στην εξίσωση διασποράς (1.4.3) με αντικατάσταση των μεταβλητών x και t από τις $X = x - u t$ και $t = t$. Η εξίσωση (1.4.1) για συντηρητικό συστατικό, χωρίς τον όρο μετακίνησης, γράφεται ως εξής:

$$\boxed{\frac{\partial C}{\partial t} = E_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}} \quad (1.4.3)$$

Για την επίλυση της ανωτέρω εξίσωσης διασποράς με δεδομένα (αρχική συνθήκη) που εξαρτώνται από τη θέση, χρησιμοποιείται μετασχηματισμός Fourier και

ακολουθείται η εξής διαδικασία (Μποντόζογλου, 2001):

Η συνοριακή συνθήκη είναι $\lim_{x \rightarrow \pm\infty} C(x, t) = 0$. Η αρχική συνθήκη για εισροή

ορισμένης ποσότητας του συστατικού ορίζεται από τη σχέση:

$$\boxed{C(x, 0) = \frac{M}{A} \delta(x)} \quad (1.4.4\alpha)$$

όπου: $\delta(x)$: η συνάρτηση Dirac, η οποία έχει τις εξής ιδιότητες:

$$(\alpha) \delta(x - x_0) = \begin{cases} 0, & x \neq x_0 \\ \infty, & x = x_0 \end{cases} \quad (\beta) \int_{-\infty}^{+\infty} \delta(x) dx = 1 \quad (\gamma) \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) \delta(x - x_0) dx = f(x_0)$$

Επειδή η ολική μάζα της ουσίας παραμένει αμετάβλητη σε όλους τους χρόνους, ισχύει

$$\int_{-\infty}^{+\infty} C(x, t) dx = \int_{-\infty}^{+\infty} C(x, 0) dx = \frac{M}{A} \int_{-\infty}^{+\infty} \delta(x) dx = \frac{M}{A} \quad (1.4.5)$$

Οι σχέσεις που ακολουθούν αφορούν στον ορισμό και τις ιδιότητες του μετασχηματισμού Fourier:

$$F[f(x)] = \hat{f}(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) e^{-i\omega x} dx \quad (I)$$

Ο αντίστροφος μετασχηματισμός δίνει την $f(x)$ ως εξής:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \hat{f}(\omega) e^{i\omega x} d\omega \quad (II)$$

Παραγωγή:

$$F[f'(x)] = i\omega F[f(x)] = i\omega \hat{f}(\omega) \quad (III)$$

$$F[f''(x)] = (i\omega)^2 \hat{f}(\omega), \quad \text{κλπ.}$$

Κανόνας συνελίξεως:

$$(f * g)(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x') g(x - x') dx' \quad (IV)$$

$$\hat{f} \cdot \hat{g} = \hat{f} * \hat{g} \quad (\text{V})$$

Ο μετασχηματισμός Fourier της συνάρτησης $C(x, t)$ είναι:

$$F[C(x, t)] = \hat{C}(\omega, t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} C(x, t) e^{-i\omega x} dx \quad (1.4.6)$$

Εφαρμόζοντας το μετασχηματισμό Fourier στην εξίσωση (1.4.3), προκύπτει:

$$F\left[\frac{\partial C}{\partial t}\right] = E_x F\left[\frac{\partial^2 C}{\partial x^2}\right] \Rightarrow \frac{\partial}{\partial t} \hat{C}(\omega, t) = E_x (i\omega)^2 \hat{C}(\omega, t) \Rightarrow \frac{\partial \hat{C}}{\partial t} = -E_x \omega^2 \hat{C} \Rightarrow$$

$$\hat{C}(\omega, t) = A(\omega) e^{-E_x \omega^2 t} \quad (1.4.7)$$

Εφαρμόζοντας το μετασχηματισμό Fourier στην αρχική συνθήκη, όταν αυτή έχει τη γενική μορφή

$$\boxed{C(x, 0) = f(x)} \quad (1.4.4\beta)$$

προκύπτει:

$$\hat{C}(\omega, 0) = \hat{f}(\omega) \quad (1.4.8)$$

Η $A(\omega)$ υπολογίζεται από την (1.4.7) για $t=0$ και την (1.4.8):

$$\hat{C}(\omega, 0) = A(\omega) = \hat{f}(\omega)$$

Συνεπώς η (1.4.7) παίρνει τη μορφή:

$$\hat{C}(\omega, t) = \hat{f}(\omega) e^{-E_x \omega^2 t} \quad (1.4.9)$$

Βάσει της (1.4.9), ο αντίστροφος μετασχηματισμός της συνάρτησης $\hat{C}(\omega, t)$ είναι

$$\begin{aligned} C(x, t) &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \hat{C}(\omega, t) e^{i\omega x} d\omega = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \hat{f}(\omega) e^{-E_x \omega^2 t} e^{i\omega x} d\omega = \\ &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) e^{-i\omega \xi} d\xi \right) e^{-E_x \omega^2 t} e^{i\omega x} d\omega = \end{aligned}$$

$$= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-E_x \omega^2 t + i \omega (x-\xi)} d\omega d\xi \quad (1.4.10)$$

Αναδιατάσσοντας τους όρους στον εκθέτη του e ως εξής

$$-\omega^2 E_x t + i \omega (x-\xi) = - \left[\omega \sqrt{E_x t} - \frac{i(x-\xi)}{2\sqrt{E_x t}} \right]^2 - \frac{(x-\xi)^2}{4 E_x t}$$

και επειδή $\int_{-\infty}^{+\infty} e^{- \left[\omega \sqrt{E_x t} - \frac{i(x-\xi)}{2\sqrt{E_x t}} \right]^2} d\omega = \frac{\sqrt{\pi}}{\sqrt{E_x t}}$, η (1.4.10) παίρνει τελικά τη μορφή:

$$\boxed{C(x, t) = \frac{1}{\sqrt{4 \pi E_x t}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\xi) e^{-(x-\xi)^2/4 E_x t} d\xi} \quad (1.4.11)$$

Η ανωτέρω σχέση δίνει την κατανομή της συγκέντρωσης σε οποιαδήποτε χρονική στιγμή για κάθε συνάρτηση $f(x)$ που ορίζει την αρχική κατανομή, αρκεί τα ολοκληρώματα με όριο το $\pm\infty$ να συγκλίνουν (Δήμου, 2005).

Αν η αρχική κατανομή έχει τη μορφή της συνάρτησης $\delta(x)$, τότε η (1.4.11) γράφεται

$$C(x, t) = \frac{M}{A \sqrt{4 \pi E_x t}} \int_{-\infty}^{+\infty} \delta(\xi) e^{-(x-\xi)^2/4 E_x t} d\xi$$

και σύμφωνα με την ιδιότητα (γ) της συνάρτησης Dirac (Krcyszic, 1993), προκύπτει τελικά η σχέση:

$$\boxed{C(x, t) = \frac{M}{A \sqrt{4 \pi E_x t}} e^{-x^2/4 E_x t}} \quad (1.4.12)$$

Η ανωτέρω εξίσωση δίνει την κατανομή της συγκέντρωσης στο χώρο και το χρόνο όταν η αρχική συγκέντρωση έχει τη μορφή της συνάρτησης $\delta(x)$.

Αν η πηγή του ρύπου βρίσκεται στη θέση x_0 , τότε η αρχική συνθήκη (1.4.4α) παίρνει τη μορφή

$$C(x, 0) = \frac{M}{A} \delta(x - x_0)$$

και η εξίσωση (1.4.12) γράφεται ως εξής:

$$C(x, t) = \frac{M}{A \sqrt{4 \pi E_x t}} e^{-(x-x_0)^2 / 4 E_x t} \quad (1.4.13)$$

1.5 ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΙΣΟΖΥΓΙΟΥ ΜΑΖΑΣ (MASS-BALANCE MODELING)

Εναλλακτικά προς τις στηριζόμενες στον Taylor προσεγγίσεις, μερικές απλές μέθοδοι ισοζυγίου μάζας μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη μοντελοποίηση ροών, όγκων και των συστατικών ποιότητας του νερού. Αυτές οι μέθοδοι μοντελοποίησης απεικονίζουν απλοποιήσεις των υδραυλικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα σε πολλά υδάτινα συστήματα. Συνεπώς, αν τα συγκεκριμένα προβλήματα απαιτούν μεγαλύτερη ακρίβεια απ' όση προσφέρουν αυτά τα απλούστερα μοντέλα ισοζυγίου μάζας, τότε η επιβάρυνση με επιπρόσθετες δαπάνες θα αφορά στην ανάπτυξη του μοντέλου και τη συλλογή των απαραίτητων επιπρόσθετων δεδομένων προκειμένου οι προβλέψεις ποιότητας του νερού να είναι πιο ρεαλιστικές. Τα πλεονεκτήματα αυτών των απλούστερων μεθόδων είναι ότι, αν αυτές επαρκούν για το συγκεκριμένο υδάτινο σύστημα και τα συγκεκριμένα ζητήματα που εξετάζονται, είναι λιγότερο δαπανηρές και απαιτούν λιγότερα δεδομένα για ρύθμιση και επαλήθευση.

Ανάμεσα στις πιο απλές υδραυλικές απεικονίσεις στα μοντέλα ποιότητας νερού, ανήκουν οι μέθοδοι αντιδραστήρα εμβολικής ροής (plug-flow) και αντιδραστήρα συνεχούς έργου πλήρους ανάδευσης (continuously stirred tank reactor (CSTR)). Η υδραυλική του αντιδραστήρα εμβολικής ροής εφαρμόζεται συχνά σε μοντέλα ποταμών, όπως έγινε στα πρώτα μοντέλα που αναπτύχθηκαν από τους Streeter και Phelps (1925) για την περιγραφή της βιοχημικής ζήτησης οξυγόνου (BOD) και του διαλυμένου

οξυγόνου (DO) στον ποταμό Ohio των Ηνωμένων Πολιτειών.

1.5.1 ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ CSTR

Ανάμεσα στα πιο γνωστά μοντέλα CSTR είναι αυτά του Vollenweider (1975) ο οποίος τα χρησιμοποίησε ως απλούς οδηγούς για την εκτίμηση της δυνατότητας ευτροφισμού μιας λίμνης. Σ' αυτά τα μοντέλα, η είσοδος W' ενός συστατικού εκφρασμένη σε μονάδες μάζας ανά μονάδα χρόνου (M/T), θεωρείται ότι αναμιγνύεται αμέσως σε όλη τη λίμνη. Έτσι η συγκέντρωση εκροής (M/L³) αυτού του συστατικού ισούται με τη μέση συγκέντρωση της λίμνης. Αν ο όγκος της λίμνης, V (L³), είναι σταθερός, ο ρυθμός μεταβολής της συγκέντρωσης C ως προς το χρόνο t είναι (Ψιλοβίκος, 2005):

$$V \frac{dC}{dt} = W' - Q C - V k C^n \quad (1.5.1)$$

όπου η παροχή Q (L³/T) στην είσοδο είναι ίση με αυτήν στην έξοδο και k είναι η σταθερά ρυθμού αντίδρασης για αντίδραση ν-οστής τάξης. Θεωρώντας αντίδραση πρώτης τάξης ($n=1$) με τη σταθερά k εκφρασμένη ανά μονάδα χρόνου (T⁻¹), η (1.5.1) επιλύεται ως εξής:

$$\begin{aligned} \frac{dC}{dt} &= \frac{W'}{V} - \left(\frac{Q}{V} + k\right) C \Rightarrow \frac{d\left[\left(\frac{Q}{V} + k\right) C - \frac{W'}{V}\right]}{\left(\frac{Q}{V} + k\right) C - \frac{W'}{V}} = -\left(\frac{Q}{V} + k\right) dt \Rightarrow \\ \ln \frac{\left[\left(\frac{Q}{V} + k\right) C - \frac{W'}{V}\right]}{\left(\frac{Q}{V} + k\right) C_o - \frac{W'}{V}} &= -\left(\frac{Q}{V} + k\right) t \Rightarrow \left(\frac{Q}{V} + k\right) C = \left[\left(\frac{Q}{V} + k\right) C_o - \frac{W'}{V}\right] e^{-\left(\frac{Q}{V} + k\right) t} + \frac{W'}{V} \Rightarrow \\ C &= C_o e^{-\left(\frac{Q}{V} + k\right) t} + \frac{W'}{Q + k V} \left[1 - e^{-\left(\frac{Q}{V} + k\right) t}\right] \end{aligned} \quad (1.5.2)$$

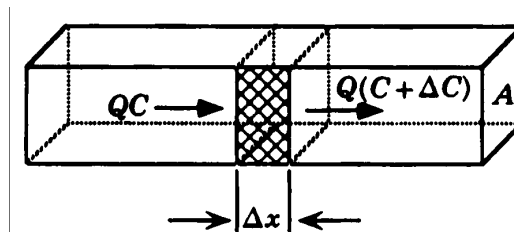
όπου C_0 :η συγκέντρωση στο χρόνο $t=0$.

1.5.2 ΣΥΣΤΗΜΑ ΕΜΒΟΛΙΚΗΣ ΡΟΗΣ

Καταστρώνοντας μία εξίσωση ισοζυγίου μάζας σε έναν όγκο ελέγχου (έναν στοιχειώδη όγκο) του όγκου ενός ρεύματος (Εικόνα 1.5.1), αν το ρεύμα είναι αρκετά γρήγορο, μπορούμε να θεωρήσουμε το ποτάμι ως ένα σύστημα εμβολικής ροής (Schnoor, 2003)

$$\frac{d(V C)}{dt} = Q C - Q (C + \Delta C) + r V \quad (1.5.3)$$

όπου V ο στοιχειώδης όγκος ελέγχου και r ο ρυθμός της αντίδρασης. Το εμβαδόν της διατομής A πολλαπλασιαζόμενο με το στοιχειώδες μήκος Δx δίνει τον επιπλέον όγκο $V=A \Delta x$. Η εισροή μάζας στην ανάντη πλευρά του όγκου ελέγχου είναι $Q C$ και η μάζα που εκρέει από τον όγκο ελέγχου είναι $Q (C+\Delta C)$.



Εικόνα 1.5.1: Σκαρίφημα ροής σε ένα ρεύμα και ένα στοιχειώδη όγκο ελέγχου (Schnoor, 2003).

Η εξίσωση (1.5.3) αναφέρεται σε συνθήκες σταθερής ροής ($dQ/dt=0$). Υποθέτοντας σταθερή διατομή ($dA/dt=0$), σταθερή ταχύτητα και σταθερό επιπλέον όγκο, διαιρούμε δια του όγκου ελέγχου και, θεωρώντας το όριο $\Delta x \rightarrow 0$, καταλήγουμε σε μια μερική Δ.Ε. στο χώρο και το χρόνο:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{Q}{A} \frac{\partial C}{\partial x} + r \quad (1.5.4)$$

Η αλλαγή της συγκέντρωσης στον όγκο ελέγχου οφείλεται σε αντιδράσεις σε συνθήκες

σταθερής ροής και σταθερής διατομής. Αν \bar{u} η μέση ταχύτητα του ρεύματος, καταλήγουμε στην παρακάτω γενική εξίσωση εμβολικής ροής με αντιδράσεις:

$$\boxed{\frac{\partial C}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial C}{\partial x} + r} \quad (1.5.5)$$

Για μόνιμες συνθήκες ($\partial C / \partial t = 0$) και πρώτης τάξεως αντίδραση διάσπασης ($r = -k C$), όπου k η σταθερά ρυθμού διάσπασης (T^{-1}), η (1.5.5) παίρνει τη μορφή:

$$\bar{u} \frac{dC}{dx} = -k C \quad \text{ή} \quad \boxed{\frac{dC}{dx} = -\frac{k}{\bar{u}} C} \quad (1.5.6)$$

Η λύση της ανωτέρω εξίσωσης είναι εκθετική συνάρτηση πρώτης τάξεως διάσπασης όμοια με τη διάσπαση ραδιοϊσοτόπων, λαμβάνοντας υπόψη ότι ανεξάρτητη μεταβλητή είναι η απόσταση x ή ο χρόνος ροής x / \bar{u} και όχι ο τρέχων χρόνος

$$\boxed{C = C_o \exp(-k x / \bar{u})} \quad (1.5.7)$$

όπου C_o η συγκέντρωση στην πηγή ($x=0$).

1.5.2.1 Αυξανόμενη ροή και επιφάνεια σε συνθήκες σταθερής κατάστασης

Αν η παροχή και το εμβαδόν της διατομής αυξάνονται κατά την εξάπλωση του ποταμού, είναι π.χ. εκθετικές συναρτήσεις της διαμήκου απόστασης του ρεύματος, τότε το ισοζύγιο μάζας στον επιπλέον όγκο ελέγχου είναι (Schnoor, 2003):

$$\frac{\partial(V C)}{\partial t} = Q C - (Q + \Delta Q)(C + \Delta C) + r V \quad (1.5.8)$$

Θεωρώντας σύστημα σταθερού όγκου (σταθερή ροή) ($dV/dt=0$), διαιρούμε δια του όγκου ελέγχου ($V=A \Delta x$) και, παίρνοντας το όριο $\Delta x \rightarrow 0$, καταλήγουμε:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{Q}{A} \frac{\partial C}{\partial x} - \frac{1}{A} C \frac{\partial Q}{\partial x} - \frac{(\partial Q) \overset{\text{neg.}}{\partial C}}{A \partial x} + r \quad (1.5.9)$$

Η γενική εξίσωση για μονοδιάστατη μεταφορά σε ένα ρεύμα ή ποτάμι αγνοώντας τη διασπορά, γράφεται τελικά ως εξής:

$$\boxed{\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{1}{A} \frac{\partial(Q C)}{\partial x} + r} \quad (1.5.10)$$

Για μόνιμες συνθήκες και με αποικοδόμηση αντίδραση πρώτης τάξεως, η (1.5.10) παίρνει τη μορφή:

$$0 = -\frac{1}{A(x)} \frac{d[Q(x) C(x)]}{dx} - k C \quad (1.5.11)$$

1.6 ΣΥΝΘΕΤΑ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ

Η μονοδιάστατη εξίσωση μεταφοράς μάζας με μετακίνηση-διασπορά, σε μια πιο γενική μορφή -η οποία, όπως έχει ήδη αναφερθεί, θα αποδειχθεί και θα μελετηθεί λεπτομερώς στην ενότητα των Υλικών και Μεθόδων- είναι αυτή που λύνεται αριθμητικά ως προς το χρόνο και την απόσταση, για κάθε ποιοτική παράμετρο που προσομοιώνουν τα σύνθετα μαθηματικά μοντέλα, όπως το QUAL.

Το μοντέλο ποιότητας του νερού ποταμών και υδατορρευμάτων QUAL2E (Brown and Barnwell, 1987) [Από Παπαδημητρίου, 2002; Αντωνόπουλο, 2003] και η σημερινή έκδοσή του QUAL2K (Chapra and Pelletier, 2003; Chapra, Pelletier and Tao, 2006), αποτελούν το βασικό αντικείμενο μελέτης της παρούσας διατριβής και θα αναλυθούν διεξοδικά στην ενότητα των Υλικών και Μεθόδων.

Το QUAL2K, όπως και το QUAL2E, είναι ένα μονοδιάστατο μοντέλο, ανομοιόμορφης, σταθερής ροής. Η θερμοκρασία προσομοιώνεται ως συνάρτηση της μετεωρολογίας σε ημερήσια χρονική κλίμακα. Όλες οι μεταβλητές ποιότητας του νερού προσομοιώνονται, επίσης, σε ημερήσια χρονική κλίμακα.

2. ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

2.1 ΓΕΝΙΚΑ

Οι μέθοδοι προσομοίωσης της ποιότητας των υδάτων ποταμών και υδατορρευμάτων συνιστούν ένα συνδυασμό εξισώσεων για τη μαθηματική διατύπωση και επίλυση του προβλήματος της μονοδιάστατης ροής σε ανοικτούς αγωγούς και της μεταφοράς μάζας που λαμβάνει χώρα στα υδατικά αυτά συστήματα.

Από τις διαφορικές εξισώσεις που περιγράφουν τη γενική μονοδιάστατη ροή του νερού σε έναν ανοικτό αγωγό, προκύπτουν οι ειδικές περιπτώσεις της σταθερής ανομοιόμορφης και σταθερής ομοιόμορφης ροής. Ο διαχωρισμός των ποταμών και υδατορρευμάτων σε μικρότερα τμήματα με σταθερά υδραυλικά χαρακτηριστικά, στην προσπάθεια της μαθηματικής τους προσομοίωσης, δίνει τη δυνατότητα παραδοχής ομοιόμορφης ροής στα μικρότερα υπολογιστικά τμήματα. Επίσης, ξεκινώντας από τους νόμους της μοριακής και τυρβώδους διάχυσης, εξάγονται οι εξισώσεις διασποράς για ροή σταθερής κατάστασης, όταν η κατακόρυφη και εγκάρσια ανάμιξη είναι πλήρης.

Στην παρούσα διατριβή, ως υλικό για την προσομοίωση χρησιμοποιείται το λογισμικό των μοντέλων ποιότητας QUAL. Το QUAL2K, όπως και το QUAL2E, είναι ένα μονοδιάστατο μοντέλο, ανομοιόμορφης, σταθερής ροής. Η θερμοκρασία και όλες οι μεταβλητές ποιότητας του νερού προσομοιώνονται σε ημερήσια χρονική κλίμακα. Το θερμικό ισοζύγιο και το ισοζύγιο μάζας κάθε συστατικού εφαρμόζονται για κάθε τμήμα του μοντέλου, λαμβάνοντας υπόψη μεταφορές θερμότητες και μάζας από όμορα τμήματα, σημειακές και κατανεμημένες πηγές και απολήψεις, μεταβολές συγκέντρωσης λόγω φθοράς ή μετασχηματισμών του συστατικού, την ατμόσφαιρα και τα ιζήματα.

2.2 ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗ ΡΟΗ ΣΕ ΑΝΟΙΚΤΟΥΣ ΑΓΩΓΟΥΣ

2.2.1 ΓΕΝΙΚΑ

Η ροή σ' έναν ανοικτό αγωγό ονομάζεται σταθερή ή μόνιμη όταν καμία μεταβλητή της (ταχύτητα, βάθος, κλπ.) δε μεταβάλλεται με το χρόνο· στην αντίθετη περίπτωση η ροή ονομάζεται ασταθής ή μη μόνιμη. Η ροή του νερού στους φυσικούς ανοικτούς αγωγούς, όπως είναι οι ποταμοί, οι χείμαρροι κλπ. δεν είναι ποτέ σταθερή. Εντούτοις, οι περισσότερες από τις μέχρι σήμερα υδραυλικές μελέτες βασίζονται πάνω στις αρχές και παραδοχές της σταθερής ροής, εξαιτίας των μαθηματικών δυσκολιών, που παρουσιάζονται στην επίλυση των προβλημάτων της ασταθούς ροής των ανοικτών αγωγών.

Η σταθερή ροή διακρίνεται σε ομοιόμορφη και ανομοιόμορφη ροή. Η ροή ονομάζεται ομοιόμορφη όταν η μέση ταχύτητά της είναι σταθερή κατά μέγεθος και διεύθυνση. Για τους ανοικτούς αγωγούς, εξαιτίας της ελεύθερης επιφάνειας, η ομοιόμορφη ροή συνεπάγεται σταθερότητα στην υγρή διατομή. Η ροή ονομάζεται ανομοιόμορφη όταν η μέση ταχύτητά της μεταβάλλεται με τη θέση σε όλο το μήκος του αγωγού. Οι μεταβολές της ταχύτητας μπορεί να οφείλονται σε μεταβολές της διατομής ή της κλίσεως του πυθμένα του αγωγού ή στην παρεμβολή μιας υδραυλικής κατασκευής, όπως ενός εκχειλιστή ή μιας θυρίδας κλπ.

Σε πολλές περιπτώσεις όπου ο ανοικτός αγωγός είναι ευθύς, έχει σταθερή διατομή και κλίση, σχετικά μεγάλο μήκος, η ροή είναι σχεδόν ομοιόμορφη. Στις περιπτώσεις αυτές η παραδοχή της ομοιόμορφης ροής είναι λογική και χρησιμοποιείται γιατί απλοποιεί την ανάλυση και επίλυση των προβλημάτων. Επιπλέον η παραδοχή της ομοιόμορφης ροής δικαιολογείται και από τους περιορισμούς των εξισώσεων των

ανοικτών αγωγών καθώς και από τις δυσκολίες της ακριβούς μέτρησης της παροχής (Τερζίδης, 1997).

Ο διαχωρισμός των υδατορρευμάτων σε μικρότερα τμήματα της ίδιας κλίσης και στη συνέχεια η υποδιαίρεση των τμημάτων σε μικρότερα υπολογιστικά βήματα στην προσπάθεια μελέτης τους και μαθηματικής προσομοίωσής τους, δίνει τη δυνατότητα της παραδοχής της ομοιόμορφης ροής στα τμήματα της ίδιας κλίσης (Παπαδημητρίου, 2002).

2.2.2 ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΡΟΗΣ ΣΕ ΑΝΟΙΚΤΟΥΣ ΑΓΩΓΟΥΣ

Οι διαφορικές εξισώσεις που περιγράφουν τη γενική μονοδιάστατη ασταθή ροή του νερού σε έναν ανοικτό αγωγό, είναι γνωστές στην Υδραυλική ως εξισώσεις του Saint-Venant ή εξισώσεις του αβαθούς νερού. Αποτελούν τις μαθηματικές εκφράσεις των νόμων της διατήρησης της μάζας και της ποσότητας κινήσεως. Για έναν οποιονδήποτε ανοικτό αγωγό, του οποίου οι παρειές και ο πυθμένας σχηματίζουν μικρές γωνίες με τον άξονά του, οι εξισώσεις του Saint-Venant παίρνουν τις μορφές (Chaudhry, 1993; Τερζίδης, 1997):

Η εξίσωση συνέχειας:

$$\boxed{\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = I} \quad (2.2.1)$$

Η εξίσωση της κινήσεως:

$$\boxed{\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{I(V - V_x)}{A} = g(S_o - S_f)} \quad (2.2.2)$$

όπου: A :το εμβαδόν της υγρής διατομής

Q :η κύρια παροχή

I :η πλάγια παροχή εισροής ή εκροής από τον αγωγό, ανά μονάδα μήκους

x :η οριζόντια απόσταση

V : η μέση ταχύτητα

y : το βάθος

V_x : η συνιστώσα της ταχύτητας της πλάγιας εισροής κατά τη x -διεύθυνση

S_o : η κλίση του πυθμένα

S_f : η κλίση τριβής ή κλίση αντιστάσεων ή ενέργειας.

Αν και δεν είναι γνωστή η ακριβής σχέση ανάμεσα στην κλίση αντιστάσεων, S_f και στις χαρακτηριστικές μεταβλητές της ροής για ασταθή ανομοιόμορφη κίνηση, έχει γίνει συνήθεια στην υδραυλική να χρησιμοποιείται η εμπειρική εξίσωση του Manning (σε μονάδες του μετρικού συστήματος) με τη γενικότερη μορφή (Τερζίδης, 1997):

$$S_f = \frac{n^2 V |V|}{R_v^{4/3}} \quad (2.2.3)$$

όπου: $R_v = A/\Pi$: η υδραυλική ακτίνα

Π : η βρεχόμενη περίμετρος

n : ο συντελεστής τριβών κατά Manning.

Στην εξίσωση (2.2.3) πάρθηκε το γινόμενο $V |V|$ αντί για το τετράγωνο της ταχύτητας, V^2 , γιατί στην ασταθή ροή είναι ενδεχόμενο το διάνυσμα της ταχύτητας να παίρνει και αντίθετη διεύθυνση με το χρόνο και την απόσταση.

2.2.2.1 Εξαγωγή των εξισώσεων St. Venant

Για την εξαγωγή των εξισώσεων (2.2.1) και (2.2.2) χρησιμοποιήθηκαν οι παρακάτω παραδοχές (Τερζίδης, 1997):

- Το νερό είναι ασυμπίεστο και ομογενές, δηλαδή η πυκνότητά του ρ είναι σταθερή. Ειδικά παραλείπονται ρεύματα πυκνότητας, κίνηση φερτών υλικών κλπ.
- Η πραγματική ροή στον αγωγό μπορεί να αντιπροσωπευθεί καλά από ροή

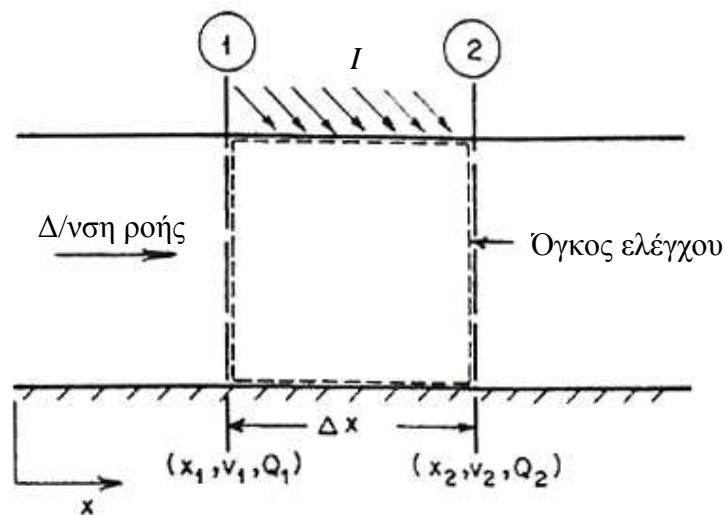
ομοιόμορφης ταχύτητας για κάθε διατομή.

- Η πίεση στη ροή υπακούει στο νόμο της υδροστατικής πίεσεως.
- Δε συμβαίνει καμία ασυνέχεια ή απότομη μεταβολή της ροής με το χρόνο και χώρο.
- Τα αποτελέσματα τριβής και τυρβώδους μπορούν να συνυπολογιστούν με την εισαγωγή της κλίσεως αντιστάσεων, που εξαρτιέται από το τετράγωνο της ταχύτητας και επίσης από το βάθος και την τραχύτητα των τοιχωμάτων κατά ορισμένο τρόπο, όπως φαίνεται στην εξίσωση (2.2.3).
- Η ελεύθερη επιφάνεια σε κάθε διατομή παίρνεται σαν οριζόντια γραμμή και η τριβή στην ελεύθερη επιφάνεια είναι μηδενική.

2.2.2.1.1 Εξίσωση συνέχειας

Θεωρούμε έναν όγκο ελέγχου με σταθερά όρια, όπως φαίνεται στην Εικόνα

2.2.1.



Εικόνα 2.2.1: Σκαρίφημα για την εξαγωγή της εξίσωσης συνέχειας (Chaudhry, 1993).

Αν η ροή μεταξύ των διατομών 1 και 2 είναι ασταθής και ανομοιόμορφη, τότε η παροχή, Q , η ταχύτητα ροής V και το βάθος ροής, y , είναι συναρτήσεις της απόστασης x (μετρούμενης θετικά προς τα κατάντη) και του χρόνου, t .

Το θεώρημα μεταφοράς του Reynolds συσχετίζει τις μεταβλητές της ροής στον όγκο ελέγχου με αυτές του συστήματος (ο όρος “σύστημα” αποδίδεται σε μια καθορισμένη μάζα ρευστού). Για έναν όγκο ελέγχου που είναι σταθερός στο χώρο και το σχήμα του δε μεταβάλλεται με το χρόνο, για μονοδιάστατη ροή, η ακόλουθη εξίσωση συσχετίζει τις ιδιότητες του συστήματος με αυτές στον όγκο ελέγχου, cv :

$$\frac{dB_{sys}}{dt} = \frac{d}{dt} \int_{cv} \beta \rho dcv + (\beta \rho AV)_{out} - (\beta \rho AV)_{in} \quad (2.2.4)$$

όπου: in, out :αφορούν σε εισροή και εκροή από τον όγκο ελέγχου.

Προκειμένου να εφαρμοστεί το θεώρημα μεταφοράς του Reynolds στον όγκο ελέγχου της Εικόνας 2.2.1, η εκτατική ιδιότητα B και η εντατική ιδιότητα β της εξίσωσης (2.2.4) αντικαθίστανται από τη μάζα m και τη μονάδα ($\beta = dm/dm = 1$), αντίστοιχα. Εφόσον $dm/dt=0$ (νόμος διατήρησης της μάζας), προκύπτει:

$$\frac{dm}{dt} = \frac{d}{dt} \int_{x_1}^{x_2} \rho A dx + \rho A_2 V_2 - \rho A_1 V_1 - \rho I (x_2 - x_1) = 0 \quad (2.2.5)$$

Επειδή πυκνότητα ρ είναι σταθερή, η εξίσωση (2.2.5) γράφεται ως εξής:

$$\frac{d}{dt} \int_{x_1}^{x_2} A dx + A_2 V_2 - A_1 V_1 - I (x_2 - x_1) = 0 \quad (2.2.6)$$

Σύμφωνα με τον κανόνα του Leibnitz (Chaudhry, 1993), ισχύει:

$$\frac{d}{dt} \int_{f_1(t)}^{f_2(t)} F(x, t) dx = \int_{f_1(t)}^{f_2(t)} \frac{\partial}{\partial t} F(x, t) dx + F(f_2(t), t) \frac{df_2}{dt} - F(f_1(t), t) \frac{df_1}{dt}$$

Προκειμένου να εφαρμοστεί ο κανόνας του Leibnitz (Ψιλοβίκος, 1999) στον πρώτο όρο της εξίσωσης (2.2.6), θα πρέπει τόσο το εμβαδόν της επιφάνειας ροής A , όσο και η παράγωγός του $\partial A/\partial t$, να είναι συνεχείς συναρτήσεις ως προς x και t . Με άλλα λόγια, μεταξύ των x_1 και x_2 δεν υπάρχουν απότομες ασυνέχειες στην εγκάρσια διατομή του καναλιού (δηλαδή το πλάτος και ο πυθμένας του καναλιού δεν εμφανίζουν βηματικές μεταβολές), ούτε ασυνέχειες στο βάθος ροής (δηλαδή δεν υπάρχει

παλιρροιακό κύμα εισερχόμενο στην εκβολή του ποταμού (bore) ή άλμα). Εφαρμόζοντας τον παραπάνω κανόνα και επισημαίνοντας ότι $dx_1/dt=0$ και $dx_2/dt=0$, εφόσον τα όρια του όγκου ελέγχου είναι σταθερά, και θέτοντας $Q_1=A_1 V_1$ και $Q_2=A_2 V_2$, προκύπτει:

$$\int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial A}{\partial t} dx + Q_2 - Q_1 - I (x_2 - x_1) = 0 \quad (2.2.7)$$

Με βάση το θεώρημα της μέσης τιμής (για την εφαρμογή του θεωρήματος θα πρέπει η παροχή Q και η παράγωγός της $\partial Q/\partial x$ να είναι συνεχείς) (Chaudhry, 1993), η εξίσωση (2.2.7) παίρνει τη μορφή της εξίσωσης (2.2.1).

2.2.2.1.2 Εξίσωση ορμής (ή εξίσωση της κινήσεως)

Για την εξίσωση ορμής, η εκτατική ιδιότητα B και η εντατική ιδιότητα β της εξίσωσης (2.2.4) αντικαθίστανται από την ορμή του νερού $m V$ και την ταχύτητα V ($\beta=d(m V)/dm=V$), αντίστοιχα. Εφόσον ο ρυθμός μεταβολής της ορμής του συστήματος ισούται με τη συνισταμένη δύναμη που ενεργεί στον όγκο ελέγχου, δηλαδή $\Sigma F=d(m V)/dt$ (δεύτερος νόμος κίνησης του Newton), προκύπτει:

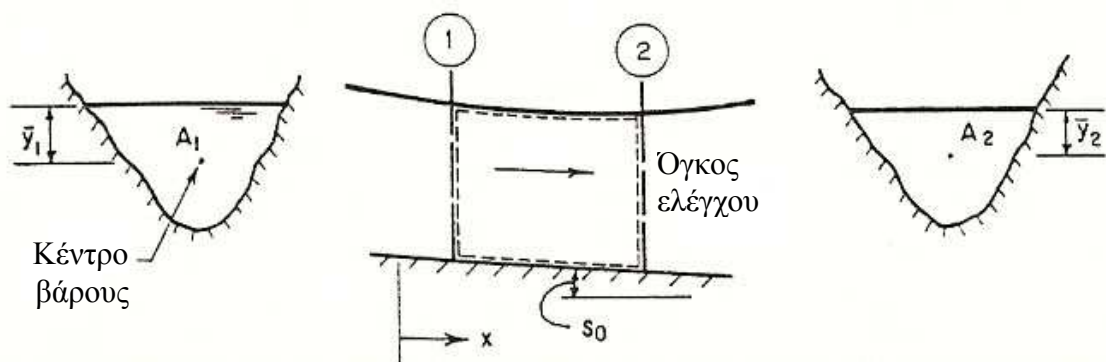
$$\Sigma F = \frac{d}{dt} \int_{x_1}^{x_2} V \rho A dx + V_2 \rho A_2 V_2 - V_1 \rho A_1 V_1 - V_x \rho I (x_2 - x_1) \quad (2.2.8)$$

Εφαρμόζοντας τον κανόνα του Leibnitz και θέτοντας $Q=A V$, η εξίσωση (2.2.8) παίρνει τη μορφή:

$$\Sigma F = \int_{x_1}^{x_2} \rho \frac{\partial Q}{\partial t} dx + \rho Q_2 V_2 - \rho Q_1 V_1 - V_x \rho I (x_2 - x_1) \quad (2.2.9)$$

Διαιρώντας με $\rho (x_2 - x_1)$ και εφαρμόζοντας το θεώρημα της μέσης τιμής (Chaudhry, 1993), προκύπτει:

$$\frac{\Sigma F}{\rho (x_2 - x_1)} = \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q V)}{\partial x} - V_x I \quad (2.2.10)$$



Εικόνα 2.2.2: Σκαρίφημα για την εξαγωγή της εξίσωσης ορμής (Chaudhry, 1993).

Αναφορικά με την Εικόνα 2.2.2, οι δυνάμεις που ενεργούν στον όγκο ελέγχου είναι:

Δύναμη πίεσης που ενεργεί στο ανάντη όριο:

$$F_1 = \rho g A_1 \bar{y}_1 \quad (2.2.11\alpha)$$

όπου: \bar{y}_1 :βάθος του κέντρου βάρους της επιφάνειας ροής A_1 .

Όμοια, η δύναμη πίεσης που ενεργεί στο κατόντη όριο είναι:

$$F_2 = \rho g A_2 \bar{y}_2 \quad (2.2.11\beta)$$

όπου: \bar{y}_2 :βάθος του κέντρου βάρους της επιφάνειας ροής A_2 .

Η συνιστώσα του βάρους του νερού στον όγκο ελέγχου κατά τη x -διεύθυνση, μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$F_3 = \rho g \int_{x_1}^{x_2} A S_o dx \quad (2.2.11\gamma)$$

Η δύναμη της τριβής μπορεί να εκφραστεί σε όρους της κλίσης τριβής, S_f (Chaudhry, 1993):

$$F_4 = \rho g \int_{x_1}^{x_2} A S_f dx \quad (2.2.11\delta)$$

Η συνισταμένη δύναμη που ενεργεί στον όγκο ελέγχου είναι

$$\sum F = F_1 - F_2 + F_3 - F_4 \quad (2.2.12)$$

Με αντικατάσταση στην ανωτέρω σχέση των F_1 έως F_4 από τις εξισώσεις (2.2.11) και διαιρώντας με $\rho (x_2 - x_1)$, προκύπτει:

$$\frac{\sum F}{\rho (x_2 - x_1)} = \frac{g (A_1 \bar{y}_1 - A_2 \bar{y}_2)}{x_2 - x_1} + \frac{g}{x_2 - x_1} \int_{x_1}^{x_2} A (S_o - S_f) dx \quad (2.2.13)$$

Εξισώνοντας τα δεύτερα μέλη των (2.2.10) και (2.2.13) και εφαρμόζοντας το θεώρημα της μέσης τιμής (Chaudhry, 1993), προκύπτει:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(QV)}{\partial x} - V_x I = -g \frac{\partial}{\partial x} (A \bar{y}) + g A (S_o - S_f) \quad (2.2.14)$$

Η ανωτέρω εξίσωση μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (QV + g A \bar{y}) = g A (S_o - S_f) + V_x I \quad (2.2.15)$$

Για $\Delta y \rightarrow 0$, ισχύει $\frac{\partial}{\partial y} (A \bar{y}) = A$ (Chaudhry, 1993) και, χρησιμοποιώντας την

έκφραση αυτή, μπορούμε να γράψουμε

$$\frac{\partial}{\partial x} (g A \bar{y}) = g \frac{\partial}{\partial y} (A \bar{y}) \frac{\partial y}{\partial x} = g A \frac{\partial y}{\partial x}$$

Η εξίσωση (2.2.15) παίρνει τελικά τη μορφή:

$$\boxed{\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(QV)}{\partial x} + g A \frac{\partial y}{\partial x} = V_x I + g A (S_o - S_f)} \quad (2.2.16)$$

Αναπτύσσοντας τους δύο πρώτους όρους στην ανωτέρω εξίσωση και διαιρώντας με A , προκύπτει:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{V}{A} \left(\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} \right) + \frac{Q}{A} \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} = I \frac{V_x}{A} + g (S_o - S_f)$$

Σύμφωνα με την εξίσωση συνέχειας, το άθροισμα των όρων μέσα στην παρένθεση ισούται με I . Αναδιατάσσοντας τους όρους, η ανωτέρω εξίσωση παίρνει τη μορφή της (2.2.2).

2.2.2.2 Ειδικές περιπτώσεις των εξισώσεων St. Venant

Αν η διατομή του ανοικτού αγωγού είναι ορθογωνική και έχει σταθερό πλάτος B , τότε $A=By$, $Q=B q$ και $I=i B$, οι εξισώσεις (2.2.1), (2.2.2) και (2.2.3) γίνονται αντίστοιχα:

Η εξίσωση συνέχειας:

$$\boxed{\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = i} \quad (2.2.17)$$

Η εξίσωση της κινήσεως:

$$\boxed{\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{i(V - V_x)}{y} = g(S_o - S_f)} \quad (2.2.18)$$

Η εξίσωση του Manning:

$$S_f = \frac{n^2 V |V|}{R_v^{4/3}} = \frac{n^2 V |V|}{\left(\frac{B y}{B + 2y}\right)^{4/3}} \quad (2.2.19)$$

όπου: $q=Q/B$:η ειδική παροχή, ανά μονάδα πλάτους του αγωγού

i :η ειδική πλάγια παροχή, ανά μονάδα πλάτους του αγωγού.

Αν το πλάτος B του ανοικτού αγωγού είναι πολύ μεγάλο, τότε η υδραυλική ακτίνα παίρνεται ίση με το βάθος y .

Αν οι ανοικτοί αγωγοί είναι επενδυμένοι και δεν υπάρχει πλάγια εισροή ή εκροή εξαιτίας βροχής, πλημμύρας ή υπερχειλίσεως, και οι απώλειες εξαιτίας εξατμίσεως θεωρηθούν σαν μηδαμινές, τότε $I=0=i$ και οι εξισώσεις του Saint-Venant παίρνουν τις αντίστοιχες μορφές:

Σε ανοικτούς αγωγούς οποιασδήποτε διατομής:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (2.2.1\alpha)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} = g (S_o - S_f) \quad (2.2.2\alpha)$$

Σε ανοικτούς αγωγούς ορθογωνικής διατομής:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \quad (2.2.17\alpha)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} = g (S_o - S_f) \quad (2.2.18\alpha)$$

2.2.2.3 Σταθερή ανομοιόμορφη ροή

Για σταθερή ή μόνιμη ροή οι παράγωγοι των μεταβλητών της ροής ως προς το χρόνο είναι μηδενικές και οι εξισώσεις του Saint-Venant παίρνουν τις παρακάτω συνήθεις μορφές με ολικές παραγώγους:

Για ανοικτούς αγωγούς οποιουδήποτε γεωμετρικού σχήματος, με πλάγια παροχή:

$$\boxed{\frac{dQ}{dx} = I} \quad (2.2.20)$$

$$\boxed{V \frac{dV}{dx} + g \frac{dy}{dx} + \frac{I(V - V_x)}{A} = g (S_o - S_f)} \quad (2.2.21)$$

Αν δεν υπάρχει πλάγια παροχή:

$$\frac{dQ}{dx} = 0 \quad \text{ή } Q = \text{σταθερό} \quad (2.2.20\alpha)$$

$$V \frac{dV}{dx} + g \frac{dy}{dx} = g (S_o - S_f) \quad (2.2.21\alpha)$$

2.2.2.4 Σταθερή ομοιόμορφη ροή

Σύμφωνα με τον ορισμό, η ροή ονομάζεται ομοιόμορφη όταν η μέση ταχύτητά της είναι σταθερή κατά μέγεθος και διεύθυνση. Σα συνέπεια η ομοιόμορφη ροή μπορεί να προκληθεί σε επενδυμένους πρισματικούς αγωγούς μεγάλου μήκους και χωρίς

πλάγια παροχή. Από την εξίσωση (2.2.20), για $I=0$, έχουμε:

$$\frac{dQ}{dx} = 0 \quad (2.2.22)$$

Επειδή $Q=VA$, η (2.2.22) γράφεται:

$$A \frac{dV}{dx} + V \frac{dA}{dx} = 0 \quad (2.2.23)$$

Αλλά για ομοιόμορφη ροή $dV/dx=0$ και συνεπώς η (2.2.23) γίνεται $dA/dx=0$, από την οποία συμπεραίνεται ότι A =σταθερή και άρα ο αγωγός είναι πρισματικής διατομής. Αν ο αγωγός είναι ορθογωνικός, τότε $A=By$, όπου B =το σταθερό πλάτος, οπότε έχουμε:

$$\frac{dA}{dx} = B \frac{dy}{dx} + y \frac{dB}{dx} = 0$$

Αλλά $dB/dx=0$ και η παραπάνω εξίσωση δίνει: $dy/dx=0$ ή y =σταθερό =ομοιόμορφο βάθος $=y_0$

Επομένως η εξίσωση (2.2.21) για σταθερή ομοιόμορφη ροή γίνεται:

$$\boxed{S_o = S_f} \quad (2.2.24)$$

δηλαδή η κλίση αντιστάσεων ισούται με την κλίση του πυθμένα του αγωγού. Άρα στην ομοιόμορφη ροή η γραμμή ενέργειας, η ελεύθερη επιφάνεια και ο πυθμένας του αγωγού είναι μεταξύ τους παράλληλοι.

2.2.2.5 Αριθμός του Froude (Fr)

Ο αριθμός Froude (Fr) είναι ένας αδιάστατος αριθμός που ορίζεται σαν το πηλίκο της ταχύτητας ροής προς την ταχύτητα μεταδόσεως των μικρών κυμάτων, δηλαδή (Τερζίδης, 1997)

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{g y}} \quad (2.2.25)$$

Είναι η πιο σημαντική παράμετρος που χαρακτηρίζει την ελεύθερη ροή στους ανοικτούς αγωγούς. Η ροή είναι κρίσιμη όταν $Fr=1$, ποτάμια ή υποκρίσιμη όταν $Fr<1$ και χειμαρρώδης ή υπερκρίσιμη όταν $Fr>1$. Οι περισσότερες από τις εξισώσεις της ροής των ανοικτών αγωγών μπορούν να εκφραστούν σε συνάρτηση του αριθμού Froude και έτσι να είναι εύκολη η περιγραφή μιας καταστάσεως ροής όταν είναι γνωστός ο αριθμός Fr .

2.3 ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΜΑΖΑΣ ΣΤΑ ΥΔΑΤΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ

2.3.1 ΓΕΝΙΚΑ

Η εξάπλωση της μάζας μιας ουσίας που θα βρεθεί μέσα σε κινούμενο νερό οφείλεται σε δύο διαδικασίες, οι οποίες διαφέρουν στο μηχανισμό που τις προκαλεί: τη διάχυση (diffusion) και τη διασπορά (dispersion). Η διάχυση είναι η τυχαία μοριακή διεύθυνση δύο υγρών που δεν αντιδρούν χημικά μεταξύ τους. Η διασπορά είναι η διασκόρπιση μιας ουσίας προς όλες τις διευθύνσεις και η διασκόρπιση ενός υγρού μέσα σε ένα άλλο μπορεί

- να είναι αποτέλεσμα της τυχαίας τυρβώδους κίνησης και είναι ανάλογη με τη διασκόρπιση που οφείλεται στην τυχαία κίνηση των μορίων ή
- να προέλθει από τη διαφορά ταχυτήτων στη διατομή ροής του ποταμού.

Με άλλα λόγια,

Η διάχυση (diffusion), μοριακή και τυρβώδης, αναφέρεται στη διασπορά των μορίων και σωματιδίων που οφείλεται στις τυχαίες μοριακές κινήσεις ή στην τυχαία διασπορά τους που προκαλεί η τυρβώδης κίνηση.

Η διασπορά (dispersion) είναι ο διασκορπισμός των σωματιδίων ή του όγκου του ρύπου που οφείλεται στην εγκάρσια διάχυση και στη διατμητική ταχύτητα. Αυτή η τελευταία δημιουργεί την κατανομή της ταχύτητας στην τυρβώδη ροή, σύμφωνα με την οποία το νερό κινείται ταχύτερα καθώς αυξάνει η κάθετος απόσταση πάνω από τον πυθμένα του ποταμού (Αντωνόπουλος, 2003).

2.3.2 ΜΟΡΙΑΚΗ ΔΙΑΧΥΣΗ

Κατά τη διάχυση μια διαλυμένη ή αιωρούμενη ουσία (διαχεόμενη φάση) μετακινείται υπό την επίδραση της διαφοράς συγκέντρωσης μέσα σε μια άλλη ουσία

(φάση διασποράς). Η μοριακή διάχυση είναι κίνηση πολύ μικρής κλίμακας (Παπαδημητρίου, 2002).

Οι βασικές σχέσεις που περιγράφουν τη διάχυση είναι γνωστές σα νόμοι του Fick για τη διάχυση. Ο πρώτος νόμος του Fick εκφράζει απλά ότι ο ρυθμός μεταφοράς μάζας μιας ουσίας με διάχυση δια μέσου μιας στοιχειώδους επιφάνειας, κάθετης προς τη ροή, είναι ανάλογος με τη διαφορά της συγκέντρωσης της διαχεόμενης ουσίας:

$$\boxed{J_x = -D_m \frac{\partial C}{\partial x}} \quad (2.3.1)$$

όπου: J_x : ο ρυθμός μεταφοράς της ουσίας προς την κατεύθυνση x δια μέσου μιας στοιχειώδους επιφάνειας κάθετης προς τη ροή ($M L^{-2} T^{-1}$)

$\partial C / \partial x$: η κλίση της συγκέντρωσης της διαχεόμενης φάσης ($M L^{-3} L^{-1}$)

D_m : ο συντελεστής της μοριακής διάχυσης ($L^2 T^{-1}$).

Ο δεύτερος νόμος του Fick εκφράζεται από τη σχέση:

$$\boxed{\frac{\partial C}{\partial t} = D_m \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}} \quad (2.3.2)$$

Απόδειξη της (2.3.2):

Για μη-μόνιμες συνθήκες, το ισοζύγιο μάζας της διαχεόμενης φάσης που διαχέεται μέσα σ' ένα στοιχειώδη όγκο κατά μήκος της διεύθυνσης x , όπως φαίνεται στην Εικόνα 2.3.1, θα είναι:

{Συσσώρευση μάζας} = {Εισερχόμενη μάζα} – {Εξερχόμενη μάζα} ή

$$\frac{M_{t+\Delta t} - M_t}{\Delta t} = (J_x - J_{x+\Delta x}) \Delta y \Delta z$$

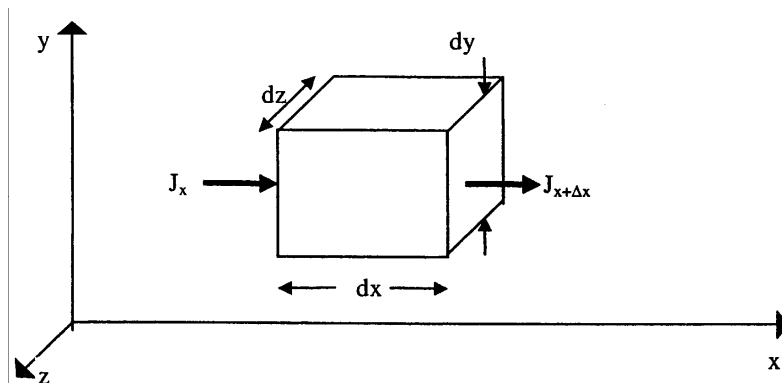
όπου: M_t και $M_{t+\Delta t}$: η μάζα της ουσίας στο στοιχειώδη όγκο στους χρόνους t και $t+\Delta t$

J_x : η ροή μάζας λόγω της διάχυσης που εισέρχεται στο στοιχειώδη όγκο από το όριο στη θέση x

$J_{x+\Delta x}$: η ρή μάζας λόγω διάχυσης που εξέρχεται από το στοιχειώδη όγκο από το όριο που βρίσκεται στο $x+\Delta x$

$\Delta x, \Delta y, \Delta z$: οι διαστάσεις του στοιχειώδη όγκου

Δt : το χρονικό βήμα.



Εικόνα 2.3.1: Σχηματική αναπαράσταση της διάχυσης σε ένα στοιχειώδη όγκο στο καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων.

Με τη μορφή των διαφορικών, η εξίσωση συνεχείας γράφεται:

$$\frac{1}{dA} \frac{\partial m}{\partial t} = \left(-D_m \frac{\partial C}{\partial x} \right)_1 - \left(-D_m \frac{\partial C}{\partial x} \right)_2 \quad (2.3.3)$$

$$\text{ή} \quad \frac{1}{dA} \frac{\partial m}{\partial t} = \left(-D_m \frac{\partial C}{\partial x} \right)_1 - \left(-D_m \frac{\partial C}{\partial x} \right)_1 + \left[D_m \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right) dx \right]$$

$$\text{ή} \quad \frac{1}{dA} \frac{\partial m}{\partial t} = D_m \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} dx$$

και επειδή

$$\frac{1}{dA} \frac{\partial m}{\partial x} \frac{\partial t} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (2.3.4)$$

προκύπτει η σχέση (2.3.2).

2.3.3 ΤΥΡΒΩΔΗΣ ΔΙΑΧΥΣΗ

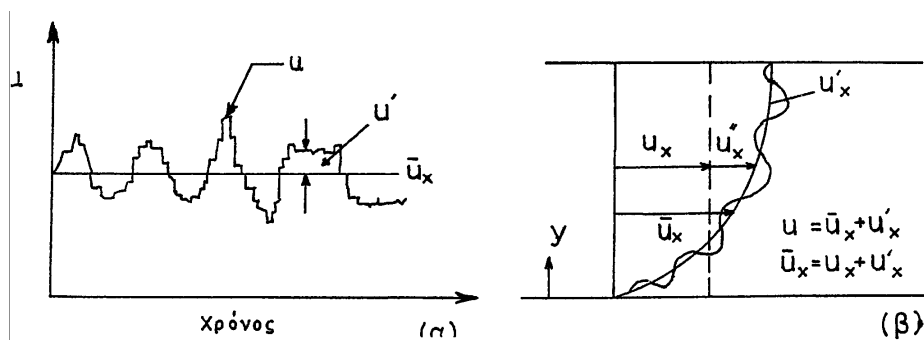
Στην περίπτωση της τυρβώδους διάχυσης γίνεται η παραδοχή ότι κάθε μεταβλητή είναι ίση με το άθροισμα της μέσης τιμής και της διακύμανσής της λόγω

τυρβώδους (Εικόνα 2.3.2α). Αν η ροή είναι σταθερή τυρβώδης ροή, τότε οι μέσες τιμές των τιμών των μεταβλητών παραμένουν αμετάβλητες με το χρόνο. Οι στιγμιαίες τιμές των μεταβλητών εκφράζονται από τις σχέσεις:

$$u_x = \bar{u}_x + u'_x, \quad u_y = \bar{u}_y + u'_y, \quad u_z = \bar{u}_z + u'_z, \quad c = \bar{c} + c' \quad (2.3.5)$$

όπου: \bar{u}_x , \bar{u}_y , \bar{u}_z και \bar{c} : οι μέσες χρονικές τιμές

u'_x , u'_y , u'_z , και c' : οι διακυμάνσεις γύρω από τις μέσες τιμές.



Εικόνα 2.3.2: (α) Διακύμανση με το χρόνο της ταχύτητας σε ένα ορισμένο σημείο.

(β) Κατακόρυφη κατανομή της ταχύτητας στην τυρβώδη ροή.

Όταν τα φαινόμενα της μεταφοράς μάζας με μετακίνηση ή συναγωγή (advection-convection) και με διάχυση συμβαίνουν ταυτόχρονα, το συνδυασμένο αποτέλεσμα αυτών εκφράζεται από τη διαφορική εξίσωση της μεταφερόμενης διάχυσης (convective diffusion) (Αντωνόπουλος, 2003):

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u_x \frac{\partial c}{\partial x} + u_y \frac{\partial c}{\partial y} + u_z \frac{\partial c}{\partial z} = D_m \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \right) \quad (2.3.6)$$

Λαμβάνοντας υπόψη ότι η μέση χρονική τιμή της διακύμανσης μιας μεταβλητής είναι μηδέν, ενώ η μέση χρονική τιμή του γινομένου δύο όρων διακύμανσης είναι διάφορη του μηδενός, εφόσον αντικατασταθούν οι σχέσεις (2.3.5) στη σχέση (2.3.6) και πάρουμε τις μέσες χρονικές τιμές όλων των όρων, προκύπτει:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u}_x \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{u}_y \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} + \bar{u}_z \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} + \overline{u'_x \frac{\partial c'}{\partial x}} + \overline{u'_y \frac{\partial c'}{\partial y}} + \overline{u'_z \frac{\partial c'}{\partial z}} = D_m \left(\frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial z^2} \right) \quad (2.3.7)$$

Η διαφορική εξίσωση συνεχείας για ασυμπιεστή, τυρβώδη ροή, σε καρτεσιανές συντεταγμένες είναι (Παπαϊωάννου, 1998):

$$\frac{\partial \bar{u}_x}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}_y}{\partial y} + \frac{\partial \bar{u}_z}{\partial z} + \frac{\partial u'_x}{\partial x} + \frac{\partial u'_y}{\partial y} + \frac{\partial u'_z}{\partial z} = 0 \quad (2.3.8\alpha)$$

Λαμβάνοντας τη μέση χρονική τιμή της εξίσωσης (2.3.8α) και επειδή $\bar{u}'_x = \bar{u}'_y = \bar{u}'_z = 0$, η ανωτέρω εξίσωση δίνει:

$$\frac{\partial \bar{u}_x}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}_y}{\partial y} + \frac{\partial \bar{u}_z}{\partial z} = 0 \quad (2.3.8\beta)$$

Από το συνδυασμό των εξισώσεων (2.3.8α) και (2.3.8β), προκύπτει:

$$\frac{\partial u'_x}{\partial x} + \frac{\partial u'_y}{\partial y} + \frac{\partial u'_z}{\partial z} = 0 \quad (2.3.8\gamma)$$

Βάσει της (2.3.8γ), το άθροισμα των τριών τελευταίων όρων της εξίσωσης (2.3.7) γράφεται ως εξής:

$$\overline{u'_x \frac{\partial c'}{\partial x}} + \overline{u'_y \frac{\partial c'}{\partial y}} + \overline{u'_z \frac{\partial c'}{\partial z}} = \frac{\partial}{\partial x} (\overline{u'_x c'}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{u'_y c'}) + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{u'_z c'}) \quad (2.3.9)$$

Ο όρος $u'_x c'$ εκφράζει τη ροή της μάζας που οφείλεται στην τυρβώδη διακύμανση. Ανάλογα με το νόμο του Fick για τη διάχυση, δεχόμαστε ότι η ροή μάζας είναι ανάλογη προς την κλίση της μέσης συγκέντρωσης και ότι η ροή αυτή είναι προς τη διεύθυνση της μείωσης της συγκέντρωσης (Αντωνόπουλος, 2003):

$$\overline{u'_x c'} = -D_x \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} \quad (2.3.10\alpha)$$

$$\overline{u'_y c'} = -D_y \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} \quad (2.3.10\beta)$$

$$\overline{u'_z c'} = -D_z \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \quad (2.3.10\gamma)$$

όπου: D_x, D_y, D_z : οι συντελεστές της τυρβώδους διάχυσης στις τρεις διευθύνσεις.

Μετά την αντικατάσταση των σχέσεων (2.3.9) και (2.3.10) στην (2.3.7), προκύπτει η εξίσωση:

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u}_x \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{u}_y \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} + \bar{u}_z \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \right) + D_m \left(\frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial z^2} \right) \quad (2.3.11)$$

Οι όροι στο αριστερό μέρος της εξίσωσης (2.3.11), με εξαίρεση τον $\partial \bar{c} / \partial t$, εκφράζουν τη μεταφορά μάζας με μετακίνηση, ενώ οι όροι στο δεξιό μέρος τη μη μετακινούμενη τυρβώδη μεταφορά μάζας και τη μεταφορά μάζας με διάχυση.

Οι συντελεστές τυρβώδους διάχυσης εξαρτώνται από τα χαρακτηριστικά του τυρβώδους, είναι αρκετά μεγαλύτεροι από το μέγεθος του συντελεστή μοριακής διάχυσης D_m και προσδιορίζονται πειραματικά.

Η εξίσωση του ισοζυγίου μάζας για μονοδιάστατους αποδέκτες έχει τη μορφή (Παπαδημητρίου, 2002):

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \bar{u}_x \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} \right) + D_m \frac{\partial^2 \bar{c}}{\partial x^2} \quad (2.3.12)$$

Η γενική λύση για την τυχαία μεταβολή της ταχύτητας \bar{u}_x στη διατομή ροής δεν είναι εύκολο να βρεθεί, γι' αυτό συχνά οι λύσεις που λαμβάνονται βασίζονται στις μέσες τιμές σε κάθε διατομή. Αν d είναι το βάθος του νερού, τότε η μεταβολή της ταχύτητας μεταξύ του πυθμένα και της ελεύθερης επιφάνειας εκφράζεται από τη μεταβλητή \bar{u}_x και η μέση ταχύτητα με U_x και υπολογίζεται από το ολοκλήρωμα:

$$U_x = \frac{1}{d} \int_0^d \bar{u}_x dy \quad (2.3.13)$$

Η απόκλιση της ταχύτητας από τη μέση ταχύτητα της διατομής θα είναι:

$$u_x'' = \bar{u}_x - U_x$$

Με τον ίδιο τρόπο, η μέση συγκέντρωση σε κάθε διατομή κάθετη στη διεύθυνση ροής ορίζεται από το ολοκλήρωμα:

$$C = \frac{1}{d} \int_0^d \bar{c} \, dy \quad (2.3.14)$$

Η απόκλιση της συγκέντρωσης από τη μέση συγκέντρωση στη διατομή είναι:

$$c'' = \bar{c} - C$$

Δηλαδή οι τοπικές μέσες στο χρόνο τιμές της ταχύτητας και της συγκέντρωσης εκφράζονται από το άθροισμα της μέσης τιμής στη διατομή και της απόκλισης από τη μέση αυτή τιμή. Εξορισμού οι μέσες τιμές των u'' και c'' στη διατομή είναι μηδέν. Η εξίσωση του ισοζυγίου μάζας σ' αυτήν την περίπτωση γίνεται

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} = D_m \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\overline{D_x \frac{\partial \bar{c}}{\partial x}} \right) - \overline{u'' \frac{\partial c''}{\partial x}} \quad (2.3.15)$$

Για ομοιόμορφη ροή (δηλαδή η ταχύτητα σταθερή ως προς x), ο τελευταίος όρος γίνεται $\partial / \partial x (\overline{u'' c''})$ και η προσέγγιση αυτού, κατ' αναλογία με το νόμο του Fick, μπορεί να γίνει με την έκφρασή του με όρους του συντελεστή διασποράς D_L , ως εξής:

$$\overline{u'' c''} = -D_L \frac{\partial C}{\partial x} \quad (2.3.16)$$

όπου ο D_L εξαρτάται βασικά από την κατανομή της ταχύτητας ροής στη διατομή του αγωγού και είναι μεγαλύτερος για μεγαλύτερες μεταβολές της ταχύτητας.

Η σχέση (2.3.15) διαμορφώνεται στη σχέση (2.3.17):

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} = D_m \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\overline{D_x \frac{\partial \bar{c}}{\partial x}} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(D_L \frac{\partial C}{\partial x} \right) \quad (2.3.17)$$

Εφόσον ο συντελεστής διασποράς είναι γενικά πολύ μεγαλύτερος σε μέγεθος από τους D_m ή D_x , η μονοδιάστατη εξίσωση διασποράς θα έχει τη μορφή:

$$\boxed{\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}} \quad (2.3.18)$$

Ο D_L μπορεί να προσδιοριστεί μόνο πειραματικά σε ένα τμήμα ενός ποταμού και θεωρείται ότι έχει σταθερή τιμή.

Η χρησιμοποίηση της εξίσωσης διασποράς (2.3.18) στις πρακτικές εφαρμογές γίνεται έχοντας υπόψη της εξής επιφυλάξεις: Η πρώτη έχει σχέση με τον καθορισμό του χρόνου από τη στιγμή της εισροής της ουσίας στο ποτάμι πέρα από τον οποίο ισχύει η εξίσωση της διασποράς. Η δεύτερη αφορά στη συσχέτιση του συντελεστή διασποράς D_L με τα χαρακτηριστικά της ροής. Η (2.3.18) ισχύει για ροή σταθερής κατάστασης σε ομοιόμορφο πρισματικό αγωγό και όταν η κατακόρυφη και εγκάρσια ανάμιξη είναι πλήρης (Αντωνόπουλος, 2003).

2.3.4 ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ

Ο Taylor το 1954, για την εκτίμηση του συντελεστή διασποράς της ομοιόμορφης τυρβώδους ροής σε έναν κυκλικό αγωγό, παρουσίασε μία εξίσωση που έχει τη μορφή (Αντωνόπουλος, 2003):

$$D = 10.1 r u_* \quad (2.3.19)$$

όπου: r : η υδραυλική ακτίνα του αγωγού

u_* : η ταχύτητα τριβής ή διατμητική ταχύτητα, που δίνεται από τη σχέση (2.3.20)

(Τερζίδης, 1997).

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_o}{\rho}} = \sqrt{g R_v S_f} \quad (2.3.20)$$

όπου: τ_o : η διατμητική τάση

ρ : η πυκνότητα του υγρού.

Σημειώνουμε εδώ ότι η διατμητική ταχύτητα ή ταχύτητα τριβής της οποίας η

τιμή εξαρτάται από το μέγεθος της διατμητικής τάσης στο στερεό όριο, είναι μια χρήσιμη παράμετρος, η οποία εμφανίζεται σε όλες τις εξισώσεις της κατανομής της ταχύτητας σε τυρβώδες οριακό στρώμα (Παπαϊωάννου, 1998).

Κάποιοι ερευνητές εφάρμοσαν την εξίσωση του Taylor και στη ροή του υδατορρέυματος. Κάποιες εφαρμογές είναι μόνο προσεγγίσεις εξαιτίας της διαφορετικής κατανομής της ταχύτητας ή της γεωμετρίας μεταξύ της ροής σε ένα υδατόρρευμα και αυτής σε αγωγό (Παπαδημητρίου, 2002).

Ο Elder (1959) με βάση τη μαθηματική προσέγγιση του Taylor διερεύνησε μια σχέση για τη ροή σε ένα διδιάστατο αγωγό απεριόριστου πλάτους και με την παραδοχή ότι δεν υπάρχει κλίση ταχύτητας ή της συγκέντρωσης στην πλευρική διεύθυνση, που έχει ως εξής (Αντωνόπουλος, 2003):

$$E = C H u_* + e_x \quad (2.3.21\alpha)$$

$$e_x = \alpha H u_* \quad (2.3.21\beta)$$

$$E = C_e H u_* \quad (2.3.21\gamma)$$

όπου: C , C_e , α :σταθερές, $C_e=5.93$

e_x :ο συντελεστής της τυρβώδους διάχυσης

H :το βάθος ροής (ft)

u_* :η ταχύτητα τριβής (ft/sec).

Η Παπαδημητρίου (2002) χρησιμοποιεί για τον υπολογισμό του συντελεστή διασποράς μία σχέση που προκύπτει με βάση την εξίσωση του Elder. Ακολουθώντας τους συμβολισμούς της Παπαδημητρίου, η εξίσωση του Elder για το συντελεστή διασποράς γράφεται ως εξής:

$$D_L = K d u_*$$

όπου: D_L :ο συντελεστής διαμήκους διασποράς

K :σταθερά διασποράς

d :το βάθος ροής του υδατορρέυματος.

Αντικαθιστώντας τις εξισώσεις (2.3.20) και (2.2.3) στην εξίσωση του Elder και θέτοντας την υδραυλική ακτίνα ίση με το βάθος ροής για μεγάλου πλάτους κανάλια, προκύπτει η εξίσωση (Παπαδημητρίου, 2002):

$$D_L = 3.132 K n V d^{5/6} \quad (2.3.22)$$

όπου: $\sqrt{g} = 3.132$, όταν η ταχύτητα και το βάθος είναι σε m/sec και m αντίστοιχα.

Ξεκινώντας από την υπόθεση ότι η σταθερή τυρβώδης ταχύτητα μπορεί να προσεγγιστεί από τη μέση χρονική παλιρροϊκή ταχύτητα στο μέσο παλιρροϊκό κύκλο, ο Harleman (1964) τροποποίησε την εξίσωση του Taylor και έδωσε την παρακάτω εξίσωση για το συντελεστή διασποράς (Αντωνόπουλος, 2003):

$$E = 77 n H^{5/6} U_t \quad (2.3.23)$$

όπου: n :ο συντελεστής τραχύτητας του Manning

H :το μέσο βάθος ροής

U_t :η μέση παλιρροϊκή ταχύτητα.

Το 1974 οι McQuivey and Keefer διερεύνησαν την παρακάτω εξίσωση εκτίμησης του συντελεστή D_L (m²/s) για ποτάμια (Αντωνόπουλος, 2003):

$$D_L = 0.058 \frac{Q}{w S} \quad (2.3.24)$$

όπου: Q :η παροχή (m³/s)

S :η κλίση της γραμμής ενέργειας

w :το πλάτος του αγωγού (m).

Η εξίσωση διερευνήθηκε σε ποτάμια με παροχές από 1 έως 1000 m³/s και για ροή όπου ο αριθμός Froude είναι μικρότερος από 0.5.

Ο Fischer (1973) έδωσε μία άλλη απλή εξίσωση:

$$D_L = \frac{0.011 u^2 w^2}{h_m u_*} \quad (2.3.25)$$

όπου: u : η μέση ταχύτητα ροής (m/s)

h_m : το μέσο βάθος (m)

Το D_L είναι σε m^2/s .

Σε πίνακα των Fischer et al. (1979), δίνονται μετρημένες τιμές του συντελεστή διαμήκους διασποράς και υπολογισμένες με τη σχέση (2.3.25) σε ορισμένα ποτάμια των U.S.A. (Αντωνόπουλος, 2003).

2.3.5 ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΗ ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΟΥΣΙΩΝ ΣΕ ΥΔΑΤΟΡΡΕΥΜΑΤΑ

Η μονοδιάστατη μορφή της εξίσωσης μεταφοράς μάζας όταν η ροή γίνεται δια μέσου σταθερής διατομής προκύπτει από την παραδοχή ότι η συγκέντρωση της ουσίας είναι συνάρτηση μόνο της διαμήκους απόστασης x και του χρόνου t . Δηλαδή,

- $\frac{\partial C}{\partial y} = \frac{\partial C}{\partial z} = 0$
- $u_y = u_z = 0$
- $u_x = U = \text{σταθερά}$ (η μέση ταχύτητα ροής σε ομοιόμορφη διατομή).

Η εξίσωση έχει ως εξής:

$$\boxed{\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_L \frac{\partial C}{\partial x} \right)} \quad (2.3.26)$$

Η πιο γενική μορφή της μονοδιάστατης εξίσωσης μεταφοράς μάζας μεταβαλλόμενων και μη ουσιών με τις παραπάνω παραδοχές και ότι η επιφάνεια της διατομής της ροής είναι συνάρτηση της θέσης και του χρόνου, έχει ως εξής (Αντωνόπουλος, 2003):

$$\frac{1}{A} \frac{\partial(A C)}{\partial t} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(D_L A \frac{\partial C}{\partial x} \right) - \frac{1}{A} \frac{\partial(U A C)}{\partial x} + R_i \quad (2.3.27)$$

όπου: A :το εμβαδόν της επιφάνειας της διατομής ροής ως συνάρτηση της θέσης και του χρόνου

C :η συγκέντρωση της ουσίας (μάζα/όγκο)

D_L :ο συντελεστής διαμήκους διασποράς

U :η μέση ταχύτητα ροής

x :η απόσταση κατά μήκος του υδατορρεύματος

R_i :όρος που περιλαμβάνει τις προσθήκες ή απολήψεις της ουσίας από το σύστημα λόγω της φθοράς ή των μετασχηματισμών της.

Σύμφωνα με τους Brown and Barnwell (1987), η μορφή της εξίσωσης μεταφοράς μάζας μιας ουσίας που εκφράζεται από τη σχέση (2.3.27) είναι αυτή που χρησιμοποιείται στην ανάλυση προβλημάτων εφαρμογής σε υδατορρεύματα (Αντωνόπουλος, 2003).

Στα μοντέλα μεταφοράς μάζας σε υδατορρεύματα χρησιμοποιούνται αριθμητικές λύσεις των εξισώσεων.

2.4 ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΠΟΙΟΤΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΤΑ ΥΔΑΤΟΡΡΕΥΜΑΤΑ

2.4.1 ΔΙΑΛΥΜΕΝΟ ΟΞΥΓΟΝΟ

2.4.1.1 Ρυθμός μεταβολής του διαλυμένου οξυγόνου

Το ισοζύγιο του οξυγόνου σε ένα υδατόρρευμα εξαρτάται συνήθως από τη δυνατότητα επαναερισμού του ίδιου του συστήματος. Εκτός από τον ατμοσφαιρικό επαναερισμό υπάρχουν και άλλες πηγές οξυγόνου: οξυγόνο παράγεται από τη φωτοσύνθεση και, επίσης, οξυγόνο προέρχεται από την εισερχόμενη στο υδατόρρευμα ροή.

Ο επαναερισμός του νερού ρυθμίζεται από δύο βασικές διαδικασίες:

- τη διαδικασία της διάλυσης. Ο ρυθμός με τον οποίο το οξυγόνο διαλύεται στο νερό είναι ανάλογος με το έλλειμμα οξυγόνου, δηλαδή με τη διαφορά ανάμεσα στο επίπεδο του διαλυμένου στο νερό οξυγόνου και το επίπεδο κορεσμού.
- τη διαδικασία της διάχυσης. Ο ρυθμός διάχυσης του οξυγόνου ανάμεσα σε δύο σημεία στο νερό είναι ανάλογος της διαφοράς συγκέντρωσης μεταξύ των σημείων αυτών.

Δύο άλλες δευτερεύουσες πηγές οξυγόνου είναι, όπως αναφέρθηκε, η φωτοσύνθεση των υδρόβιων φυτών και η αποθήκευση οξυγόνου στις χημικές ενώσεις. Η φωτοσύνθεση είναι μια διαδικασία με την οποία τα υδρόβια φυτά, ειδικά τα φύκη, παράγουν καθαρό οξυγόνο, αλλά είναι μια πηγή που δεν υπάρχει πάντα και ακόμη δεν υπάρχει εύκολος τρόπος για ποσοτικούς προσδιορισμούς. Οι μεγάλες μάζες φυκών προσθέτουν οξυγόνο κατά τη διάρκεια της ημέρας, που διακόπτεται κατά τη διάρκεια της νύχτας. Ακόμη, κατά τη θερμή και ξηρή περίοδο πεθαίνουν σε μεγάλο αριθμό προκαλώντας προβλήματα με την αποσύνθεσή τους. Η αποθήκευση οξυγόνου στη μάζα του νερού γίνεται με τη μορφή κύρια των νιτρικών ενώσεων. Αυτό το οξυγόνο είναι η

τελευταία πηγή διαθέσιμου οξυγόνου και χρησιμοποιείται όταν όλο το οξυγόνο έχει καταναλωθεί.

Το οξυγόνο που προέρχεται από την εισερχόμενη στο υδατόρρευμα ροή, μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια του έτους, εξαιτίας της μεταβολής της παροχής που εισέρχεται ή εξέρχεται από το υδατόρρευμα. Η ποσότητα του διαλυμένου οξυγόνου μεταβάλλεται συνεπώς κατά μήκος του ποταμού λόγω εισροών ή απολήψεων.

Το διαλυμένο οξυγόνο επηρεάζεται επίσης και από τη θερμοκρασία του νερού. Για την ίδια παροχή το διαλυμένο οξυγόνο αυξάνεται κατά την ψυχρή και περιορίζεται κατά τη θερμή περίοδο του έτους.

Η μεταβολή του διαλυμένου οξυγόνου κατά μήκος ενός υδατορρέυματος περιορίζει τη δυνατότητα καθορισμού μίας ελάχιστης τιμής του, που να ικανοποιεί τις περιπτώσεις και δράσεις του βιολογικού κύκλου. Γι' αυτό το λόγο όταν αναφέρεται μία ελάχιστη τιμή του, η οποία δε μπορεί να παραβιασθεί, θα πρέπει να αναφέρεται και η πιθανότητα εμφάνισής της για ένα ορισμένο χρόνο (π.χ. ελάχιστη τιμή 5 ppm και 95% να μην παραβιάζεται) (Αντωνόπουλος, 2003).

Οι απώλειες του διαλυμένου οξυγόνου (DO) οφείλονται στην ανθρακούχο απαίτηση σε οξυγόνο (CBOD), λόγω της οξειδωσης των ανθρακούχων ενώσεων, στην αζωτούχο απαίτηση σε οξυγόνο (NBOD), λόγω της οξειδωσης των αζωτούχων ενώσεων, στη μπενθική απαίτηση σε οξυγόνο και στην απαίτηση σε οξυγόνο για την αναπνοή των υδρόβιων φυτών.

Η εξίσωση που εκφράζει το ρυθμό μεταβολής του DO έχει ως εξής:

$$\frac{dO}{dt} = K_2 (O_s - O) - K_1 L + (\alpha_3 \mu - \alpha_4 \rho) A - \frac{K_4}{d} - \alpha_5 \beta_1 N_1 - \alpha_6 \beta_2 N_2 \quad (2.4.1)$$

Στην εξίσωση (2.4.1) οι όροι στο δεξιό μέλος εκφράζουν τη μεταβολή του διαλυμένου οξυγόνου:

$K_2 (O_s - O)$:με τη διαδικασία του επαναερισμού

– $K_1 L$:εξαιτίας της ανθρακούχου βιοχημικής απαίτησης σε οξυγόνο

$(\alpha_3\mu - \alpha_4\rho) A$:με τη διαδικασία της φωτοσύνθεσης και αναπνοής των φυκών

– K_4 / d :εξαιτίας της μπενθικής απαίτησης σε οξυγόνο

– $\alpha_5\beta_1 N_1$:με την οξείδωση του αμμωνιακού αζώτου σε νιτρώδες

– $\alpha_6\beta_2 N_2$:με την οξείδωση του νιτρώδους σε νιτρικό άζωτο.

Τα αρνητικά πρόσημα υποδηλώνουν τη μείωση του διαλυμένου οξυγόνου που οφείλεται, όπως αναφέρθηκε, στην ανθρακούχο και μπενθική βιοχημική απαίτηση σε οξυγόνο, καθώς και στη διαδικασία της νιτροποίησης, ενώ τα θετικά την αύξηση του διαλυμένου οξυγόνου μέσα στο υδατόρρευμα που οφείλεται στη διαδικασία του επαναερισμού και τη φωτοσύνθεση.

Οι συμβολισμοί στην εξίσωση (2.4.1) αναλύονται ως εξής:

O :η συγκέντρωση οξυγόνου (mg/L)

O_s :η συγκέντρωση οξυγόνου κορεσμού (mg/L)

α_3 :συντελεστής της παραγωγής οξυγόνου ανά μονάδα μάζας των φυκών λόγω της φωτοσύνθεσης (mg O_2 /mg A)

α_4 :συντελεστής κατανάλωσης οξυγόνου ανά μονάδα μάζας των φυκών λόγω αναπνοής (mg O_2 /mg A)

α_5 :στοιχειομετρικός συντελεστής της αναλογίας οξυγόνου προς άζωτο που καταναλώνεται για την οξείδωση της αμμωνίας (mg O_2 /mg N)

α_6 :στοιχειομετρικός συντελεστής της αναλογίας οξυγόνου προς άζωτο που καταναλώνεται για την οξείδωση των νιτρωδών (mg O_2 /mg N)

μ :ρυθμός ανάπτυξης των φυκών (day^{-1})

ρ :ρυθμός αναπνοής των φυκών (day^{-1})

A :η συγκέντρωση βιομάζας των φυκών (mg A /L)

L :η συγκέντρωση του CBOD (mg/L)

d :το μέσο βάθος ροής (m)

K_1 :ο συντελεστής αποξυγόνωσης για το CBOD (day^{-1})

K_2 :ο συντελεστής επαναερισμού (day^{-1})

K_4 :ο συντελεστής ζήτησης οξυγόνου των ιζημάτων ($\text{g/m}^2\text{-day}$)

β_1 :συντελεστής της οξείδωσης της αμμωνίας (day^{-1})

β_2 :συντελεστής της οξείδωσης των νιτρωδών (day^{-1})

N_1 :η συγκέντρωση του αμμωνιακού αζώτου (mg/L)

N_2 :η συγκέντρωση του νιτρώδους αζώτου (mg/L).

Η συγκέντρωση κορεσμού υπολογίζεται για τη θερμοκρασία του νερού και τη βαρομετρική πίεση, σύμφωνα με τα παρακάτω (παράγραφος 2.4.1.2).

Μια απλοποίηση της εξίσωσης (2.4.1) που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση ενός υδατορρεύματος είναι η εξής:

$$\frac{dO}{dt} = K_2 (O_s - O) - K_1 L - \alpha_5 \beta_1 N_1 - \alpha_6 \beta_2 N_2 \quad (2.4.2)$$

Η ανωτέρω ισχύει υπό τις εξής παραδοχές:

- Σε ρηχά και με μεγάλες ταχύτητες υδατορρεύματα δεν παρατηρείται ανάπτυξη φυτοπλαγκτού.
- Το φαινόμενο της φωτοσύνθεσης αγνοείται.
- Το φαινόμενο της καθίζησης αγνοείται (Παπαδημητρίου, 2002).

2.4.1.2 Οξυγόνο κορεσμού

Η συγκέντρωση οξυγόνου στο νερό που αντιστοιχεί στον κορεσμό δεν είναι σταθερή αλλά μεταβάλλεται με τη θερμοκρασία, τη βαρομετρική πίεση και την

αλατότητα του νερού. Με τη σχέση του Hatfield (1941) (Nemerow, 1974) [Από Αντωνόπουλο, 2003], μπορεί να υπολογισθούν τιμές κορεσμού:

$$O_s = \frac{0.678 (P - e)}{T + 35} \quad (2.4.3)$$

όπου: O_s : η συγκέντρωση οξυγόνου που αντιστοιχεί στον κορεσμό (mg/L)

P : η βαρομετρική πίεση (mm Hg) (κανονική πίεση = 760 mm Hg)

e : η πίεση κορεσμού των υδρατμών στη θερμοκρασία του περιβάλλοντος (mm Hg)

T : η θερμοκρασία (°C).

Οι Bishop και Grenney (1976), διατύπωσαν μια άλλη σχέση για τον προσδιορισμό του οξυγόνου στον κορεσμό με δεδομένα τη θερμοκρασία και το υψόμετρο:

$$O_s = O_s' \exp\left(-\frac{0.03419 EL}{288.8 - 0.006496 EL}\right) \quad (2.4.4)$$

$$\text{όπου: } O_s' = 24.8 - 0.4259 T_f + 0.003734 T_f^2 - 0.00001328 T_f^3 \quad (2.4.5)$$

$$T_f = \frac{T}{0.556} + 32.0 \quad (2.4.6)$$

Η θερμοκρασία T δίνεται σε °C και το υψόμετρο EL σε μέτρα.

Τα τελευταία χρόνια έγινε αποδεκτή η εξής σχέση εκτίμησης της συγκέντρωσης κορεσμού του οξυγόνου (APHA, 1992; Chapra, 1997):

$$\ln O_s = -139.34411 + \frac{1.575701 \times 10^5}{T_a} - \frac{6.642308 \times 10^7}{T_a^2} + \frac{1.2438 \times 10^{10}}{T_a^3} - \frac{8.621949 \times 10^{11}}{T_a^4} \quad (2.4.7)$$

όπου: T_a : η απόλυτη θερμοκρασία (K)

$T_a = T + 273.15$ (T σε °C).

Επειδή η πίεση επηρεάζει τη διαλυτότητα του οξυγόνου, γίνεται διόρθωση λόγω

της βαρομετρικής πίεσης, με τη σχέση (ΑΡΗΑ, 1992):

$$O_s = O_{sf} P \frac{\left(1 - \frac{e}{P}\right)(1 - \theta P)}{(1 - e)(1 - \theta)} \quad (2.4.8)$$

όπου: P : η ατμοσφαιρική πίεση (atm)

e : η μερική πίεση των υδρατμών (atm)

O_{sf} : το οξυγόνο κορεσμού του γλυκού νερού όπως υπολογίζεται με τη σχέση

(2.4.7)

Η παράμετρος θ υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\theta = 0.000975 - 1.426 \times 10^{-5} T + 6.436 \times 10^{-8} T^2 \quad (2.4.9)$$

2.4.1.3 Εξισώσεις υπολογισμού του συντελεστή επαναερισμού

Ο επαναερισμός των υδατορρευμάτων εξαρτάται από το έλλειμμα στο διαλυμένο οξυγόνο. Ο συντελεστής αναλογίας μεταξύ ρυθμού επαναερισμού και ελλείμματος οξυγόνου είναι ο συντελεστής επαναερισμού και συμβολίζεται με K_2 .

Επειδή ο συντελεστής K_2 είναι μία παράμετρος αναγκαία για τα μοντέλα ποιότητας του νερού, πρέπει οι τεχνικές που χρησιμοποιούνται για τη μέτρησή του ή την εκτίμησή του να είναι ικανοποιητικού βαθμού ακρίβειας (Αντωνόπουλος, 2003).

Οι εξισώσεις υπολογισμού του συντελεστή επαναερισμού βασίζονται σε τριών τύπων μοντέλα:

1. Τα *εννοιολογικά (conceptual)* μοντέλα μεταφοράς μάζας δια της διεπιφάνειας αερίου-υγρού, στα οποία περιλαμβάνονται: τα μοντέλα στοιβάδων, ανανέωσης της επιφάνειας, κινητικής θεωρίας, στροβιλώδους και τυρβώδους διάχυσης.

Οι παράμετροι που απαιτούν τα ανωτέρω μοντέλα, όπως το πάχος των στοιβάδων, ο ρυθμός ανατάραξης της επιφάνειας και το μέγεθος της διάχυσης δε

μπορούν να προσδιοριστούν γενικά στα ποτάμια.

Τα πιο γνωστά εννοιολογικά μοντέλα εκτίμησης του συντελεστή επαναερισμού είναι των O' Connor και Dobbins (1956), οι οποίοι παρουσίασαν την παρακάτω σχέση για την εκτίμηση του k_2 όταν το βάθος του νερού είναι μεγαλύτερο από 1.5m (Αντωνόπουλος, 2003)

$$k_2 = \frac{296 D_L^{1/2} U^{1/2}}{H^{3/2}}, \quad (\text{day}^{-1}) \quad (2.4.10)$$

όπου: U : η μέση ταχύτητα ροής (m/sec)

H : το μέσο βάθος ροής (m)

D_L : ο συντελεστής διαμήκους μοριακής διαχύσεως (m^2/day), που υπολογίζεται

από τη σχέση:

$$D_L = 1.76 \times 10^{-4} \times 1.037^{(T-20)}, \quad (\text{m}^2/\text{day}) \quad (2.4.11)$$

όπου: T : η θερμοκρασία του νερού ($^{\circ}\text{C}$).

Με αντικατάσταση στην (2.4.10) της τιμής του D_L στους 20°C , προκύπτει η σχέση:

$$\boxed{K_2 = 3.93 U^{0.5} H^{-1.5}}, \quad (\text{day}^{-1}) \quad (2.4.12)$$

Η (2.4.12) ισχύει για βάθος ροής από 0.3 μέχρι 9.14m και ταχύτητα ροής από 0.15 μέχρι 0.49 m/sec.

2. Τα ημιεμπειρικά μοντέλα μεταφοράς μάζας στα οποία χρησιμοποιείται η ανάλυση συσχέτισης των παραμέτρων για τον προσδιορισμό ενός ή περισσότερων συντελεστών έτσι ώστε η θεωρητική εξίσωση να προσαρμόζεται καλά σε μία σειρά πειραματικά δεδομένα.

Στα ημιεμπειρικά μοντέλα περιλαμβάνονται αυτά που βασίζονται:

- στο ρυθμό διάχυσης της ενέργειας

- στη συσχέτιση του συντελεστή επαναερισμού με το συντελεστή διαμήκους διασποράς.

Σχέσεις που βασίζονται στη διάχυση της ενέργειας παρουσίασαν οι παρακάτω ερευνητές (Αντωνόπουλος, 2003):

Krenkel-Orlob (1963):

$$K_2 = 195.6 (U S)^{0.408} H^{-0.66}, \quad (\text{day}^{-1}) \quad (2.4.13)$$

Tsivoglou-Wallace (1972):

$$K_2 = 15312 U S, \quad (\text{day}^{-1}) \quad (2.4.14)$$

Churchill et al. (1962):

$$K_2 = 0.0245 U^{2.695} H^{-3.085} S^{-0.823}, \quad (\text{day}^{-1}) \quad (2.4.15)$$

Στις ανωτέρω σχέσεις $U S$ είναι η διαχεόμενη ενέργεια ανά μονάδα μάζας υγρού διαιρεμένη με την επιτάχυνση της βαρύτητας, S είναι η κλίση της γραμμής ενέργειας.

3. Τα εμπειρικά μοντέλα στα οποία χρησιμοποιούνται η διαστατική ανάλυση και η ανάλυση συσχέτισης των παραμέτρων για τον προσδιορισμό εξισώσεων που προσαρμόζονται καλύτερα σε μία σειρά πειραματικών δεδομένων.

Στις εξισώσεις των εμπειρικών μοντέλων είναι γενικά το K_2 ανάλογο με τη μέση ταχύτητα ροής σε κάποια δύναμη και αντιστρόφως ανάλογο με το βάθος ροής υψωμένο σε κάποια άλλη δύναμη. Εμπειρικές σχέσεις παρουσίασαν μεταξύ άλλων ερευνητών και οι εξής (Αντωνόπουλος, 2003):

Churchill et al. (1962):

$$\boxed{K_2 = 5.026 U H^{-1.67}}, \quad (\text{day}^{-1}) \quad (2.4.16)$$

ισχύει για βάθος ροής από 0.61 έως 3.35 m και για ταχύτητες ροής από 0.55 έως 1.52 m/sec.

Owens et al. (1964):

$$K_2 = 5.32 U^{0.67} H^{-1.85}, \quad (\text{day}^{-1}) \quad (2.4.17)$$

ισχύει για βάθος ροής από 0.12 έως 0.73 m και για ταχύτητες ροής από 0.03 έως 0.55 m/sec.

Σύμφωνα με έναν συνδυασμό των τριών σχέσεων (2.4.12), (2.4.16) και (2.4.17) που δίνεται από τους Zison et al. (1978) (Αντωνόπουλος, 2003), η εξ. (2.4.12) των O' Connor-Dobbins έχει ευρεία εφαρμοσιμότητα από μέσα σε βαθιά ποτάμια και από μικρές με μέσες ταχύτητες ροής. Η εξ. (2.4.16) των Churchill et al. εφαρμόζεται σε παρόμοιους ποταμούς ως προς το βάθος αλλά ταχύτερους ως προς την ταχύτητα ροής, ενώ η (2.4.17) των Owens-Gibbs σε πιο ρηχούς ποταμούς.

Οι σχέσεις που παρουσιάστηκαν ανωτέρω για την εκτίμηση του συντελεστή επαναερισμού δεν περιλαμβάνουν την επίδραση του ανέμου.

Διάφοροι παράγοντες μπορούν να προκαλέσουν απόκλιση της υπολογιζόμενης τιμής του K_2 από την πραγματική τιμή του νερού του ρεύματος:

- ύπαρξη οργανικής ουσίας στο νερό
- ανάπτυξη μικροφυκών
- αποθέσεις βούρκου στον πυθμένα
- παρουσία ορισμένων ρυπαντικών ουσιών, όπως τα απορρυπαντικά και τα λάδια, που περιορίζουν άμεσα και σημαντικά το ρυθμό επαναερισμού.

Ο ρυθμός επαναερισμού επηρεάζεται σημαντικά από τη θερμοκρασία. Οι Churchill et al. (1962) ανέπτυξαν μία σχέση που συνδέει την τιμή του K_2 για οποιαδήποτε θερμοκρασία με αυτήν του K_2 στη θερμοκρασία των 20°C:

$$K_2(T \text{ } ^\circ\text{C}) = K_2(20^\circ\text{C}) \times 1.024^{(T-20)} \quad (2.4.18)$$

2.4.2 ΒΙΟΧΗΜΙΚΗ ΖΗΤΗΣΗ ΟΞΥΓΟΝΟΥ (BOD)

Η βιοχημική ζήτηση οξυγόνου (Biochemical Oxygen Demand, BOD) των οργανικών λυμάτων μπορεί να οριστεί ως η ποσότητα του οξυγόνου που χρειάζεται στους μικροοργανισμούς για να ολοκληρώσουν την αερόβια διάσπαση των οργανικών ουσιών και την πλήρη οξειδωση των ενώσεων του αζώτου, του άνθρακα, του θείου, του φωσφόρου και των λοιπών στοιχείων. Με άλλα λόγια, είναι η ποσότητα του οξυγόνου που χρειάζονται τα αερόβια βακτήρια για να μετατρέψουν τις οργανικές ουσίες σε σταθεροποιημένα προϊόντα. Το οξυγόνο που χρειάζεται για την πλήρη οξείδωση του άνθρακα και που χαρακτηρίζεται ως BOD πρώτου σταδίου ή ανθρακούχο BOD (CBOD) λέγεται *τελικό BOD* (Αντωνόπουλος, 2003).

Το BOD αποτελεί σήμερα τον πιο αποδεκτό τρόπο εκτίμησης του βαθμού ρύπανσης του νερού από τις αποικοδομήσιμες οργανικές ουσίες. Η οξείδωση των οργανικών συστατικών ενός αποβλήτου από μικροοργανισμούς σε αερόβιες συνθήκες δίνεται παραστατικά από την αντίδραση:

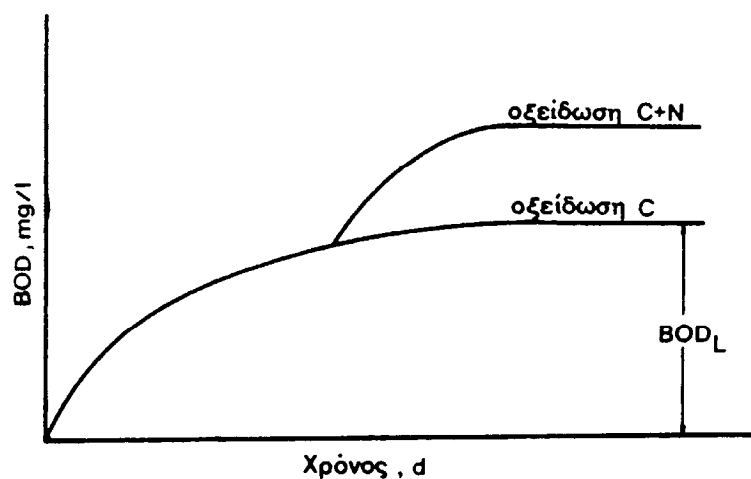


Η παραπάνω διαδικασία είναι σχετικά αργή και ολοκληρώνεται πρακτικά (οξείδωση σε τελικά προϊόντα 95-99%) σε 20 ημέρες, οπότε το προσδιοριζόμενο απαιτούμενο οξυγόνο καλείται τελικό BOD (BOD_L) (Στάμου και Βογιατζής, 1994).

Στη συνηθισμένη πρακτική έχει επικρατήσει ο προσδιορισμός του BOD στις 5 ημέρες (BOD_5), μέσα στις οποίες οξειδώνονται απλές οργανικές ουσίες που αντιπροσωπεύουν ένα ποσοστό 60-70% των συνολικών οργανικών ουσιών (Στάμου και Βογιατζής, 1994). Η βιοχημική απαίτηση οξυγόνου σε 5 ημέρες (BOD_5) είναι το μέτρο της ποσότητας του διαλυμένου οξυγόνου που καταναλώνεται από τους μικροοργανισμούς για να διασπάσουν τις βιοαποικοδομήσιμες ουσίες, σε

συγκεκριμένες συνθήκες (σκοτάδι, στους 20°C), σε διάστημα 5 ημερών (Ε.Ε.Τ.Α.Α., 1998).

Τα απόβλητα περιέχουν και οργανικά αμμωνιακά συστατικά που οξειδώνονται σε NO_2^- και NO_3^- από ειδικά νιτροποιητικά βακτηρίδια με πολύ αργό ρυθμό. Η οξείδωση αυτή (νιτροποίηση) αρχίζει να γίνεται σημαντική μετά από 8-12 ημέρες, όταν τα νιτροποιητικά βακτηρίδια έχουν αναπτυχθεί σε μεγάλους σχετικά αριθμούς. Το BOD που εκφράζει την ποσότητα του οξυγόνου που απαιτείται για την αερόβια βιολογική οξείδωση των αμμωνιακών οργανικών συστατικών λέγεται BOD δεύτερου σταδίου (Εικόνα 2.4.1) (Στάμου και Βογιατζής, 1994).



Εικόνα 2.4.1: Καμπύλη BOD (Στάμου και Βογιατζής, 1994).

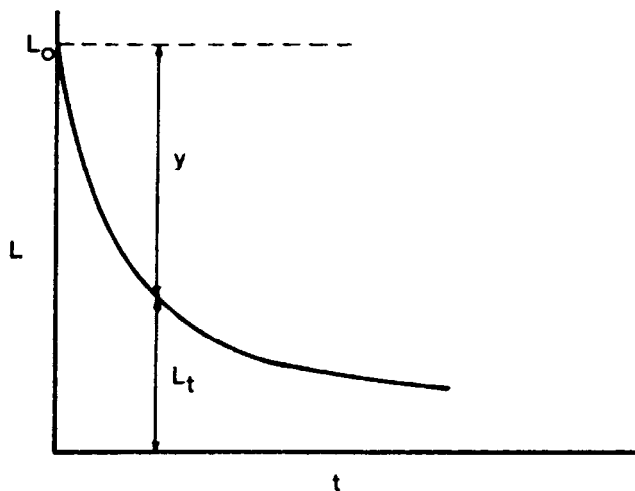
Ο ρυθμός κατανάλωσης των οργανικών συστατικών από τους μικροοργανισμούς θεωρείται ότι ακολουθεί μια αντίδραση πρώτης τάξης (Εικόνα 2.4.2), δηλαδή:

$$\frac{dL}{dt} = -k L \rightarrow \frac{L_t}{L_o} = \exp(-k t) \quad (2.4.20)$$

όπου: L_t : BOD που μένει μετά χρόνο t (δηλαδή συγκέντρωση οργανικών ουσιών που μένουν μετά χρόνο t)

L_o : αρχικό ή ολικό BOD (δηλαδή αρχική συγκέντρωση οργανικών ουσιών)

k :σταθερά διάσπασης (d^{-1}).



Εικόνα 2.4.2: Ρυθμός κατανάλωσης των οργανικών ουσιών.

Στην πράξη συνήθως ενδιαφέρει το οξυγόνο που καταναλώνεται σε χρόνο t , δηλαδή το BOD_t ή y (Εικόνα 2.4.2), που δίνεται από τη σχέση:

$$y = BOD_t = L_o - L_t = L_o [1 - \exp(-k t)] \quad (2.4.21)$$

Το BOD_5 δίνεται από τη σχέση (2.4.21) για $t=5$.

Η εξίσωση που εκφράζει το ρυθμό μεταβολής του BOD περιλαμβάνει την οξειδωση των ανθρακούχων οργανικών ενώσεων και τις απώλειες του BOD λόγω της ιζηματοποίησης:

$$\frac{dL}{dt} = -K_1 L - K_3 L \quad (2.4.22)$$

όπου: L :η συγκέντρωση του CBOD (mg/L)

K_1 :ο συντελεστής αποξυγόνωσης για το CBOD (day^{-1})

K_3 :ο συντελεστής καθίζησης (δηλαδή απώλειας CBOD λόγω καθίζησης στα ιζήματα) (day^{-1}).

Αγνοώντας την καθίζηση, οπότε ο ρυθμός απώλειας BOD λόγω καθίζησης θεωρείται αμελητέος, προκύπτει μια απλοποίηση της εξίσωσης (2.4.22) που μπορεί να

χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση ενός υδατορρεύματος (Παπαδημητρίου, 2002). Πρόκειται δηλαδή για την εξίσωση (2.4.20) η οποία χρησιμοποιώντας τους συμβολισμούς της (2.4.22) γράφεται ξανά ως εξής:

$$\frac{dL}{dt} = -K_1 L \quad (2.4.23)$$

2.4.3 ΤΟ ΑΖΩΤΟ ΣΤΑ ΥΔΑΤΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ

2.4.3.1 Το άζωτο στα απόβλητα

Τα υγρά απόβλητα περιέχουν τρεις μορφές του αζώτου,

- οργανικό
- αμμωνιακό
- νιτρικό
- σε μερικές περιπτώσεις μικρές συγκεντρώσεις νιτρικών.

Το σύνολο των αζωτούχων μορφών αποτελεί το ολικό άζωτο. Το οργανικό άζωτο δε μετρείται άμεσα, ενώ γενικά προσδιορίζεται το άζωτο κατά Kjeldahl, που συμβολίζεται TKN και αντιπροσωπεύει το οργανικό και το αμμωνιακό άζωτο (E.E.T.A.A., 1998).

Πάντα η αμμωνιακή μορφή βρίσκεται σε μεγαλύτερες ποσότητες, συνήθως σε συγκεντρώσεις μεταξύ 5 και 40 mg N/L (Αντωνόπουλος, 2003).

Το οργανικό άζωτο, που μπορεί να είναι είτε διαλυμένο ή αιωρούμενο, αποτελείται από μίγμα αμινοξέων, υδατανθράκων και πρωτεϊνών. Με τη βοήθεια των μικροοργανισμών των αποβλήτων όλες αυτές οι οργανικές ενώσεις είναι μετατρέψιμες σε αμμωνιακό άζωτο. Κάτω από τις αερόβιες διαδικασίες επεξεργασίας των αποβλήτων, μέρος του αμμωνιακού αζώτου μετατρέπεται σε νιτρικά με τη δράση των νιτροποιητικών βακτηρίων. Οι συγκεντρώσεις νιτρικών στα απόβλητα είναι μεταξύ 0

και 30 mg/L N (Αντωνόπουλος, 2003).

Κάποιες ενδεικτικές τιμές της ποσότητας του αζώτου ανάλογα με το είδος των λυμάτων είναι οι εξής: Τα αστικά λύματα περιέχουν 15-20 mg/L αζώτου ενώ τα γεωργικά απόβλητα, όπως αυτά που προέρχονται από ζώα και την παραγωγή λιπασμάτων μπορεί να περιέχουν 100-1000 mg/L αζώτου. Σε μια μονάδα επεξεργασίας τα απόβλητα που περιέχουν 20 mg/L αμμωνιακού αζώτου και 20 mg/L ανθρακούχου BOD και η παροχή είναι 3800 m³/ημέρα, απαιτούν περίπου 113.5 kg οξυγόνου ανά ημέρα για την οξείδωση των ανθρακούχων οργανικών ενώσεων και 340.5 kg/ημέρα οξυγόνο για την οξείδωση των αζωτούχων ενώσεων στον αποδέκτη. (Για την οξείδωση 14 kg αμμωνιακού αζώτου απαιτούνται 64 kg οξυγόνου ή 4.57 g O₂ /gr NH₄⁺-N). Πρέπει να σημειωθεί, ότι η μη ιονισμένη μορφή της αμμωνίας αποτελεί και την πιο τοξική της μορφή. Σύμφωνα με την U.S. EPA (1976), οι συγκεντρώσεις αμμωνίας που προκαλούν προβλήματα τοξικότητας είναι πάνω από τα 0.025 mg/L NH₃ (Αντωνόπουλος, 2003).

Επίσης, η μέγιστη τιμή πάνω από την οποία το νερό θεωρείται ακατάλληλο για κατανάλωση είναι η τιμή των 45 mg/L NO₃ (Παπαδημητρίου, 2002).

2.4.3.2 Διαδικασίες μετασχηματισμού του αζώτου στα υδατικά συστήματα

Οι αζωτούχες ενώσεις στο υδατικό περιβάλλον μπορούν να μετασχηματιστούν από τη μία μορφή σε κάποια άλλη με έναν αριθμό σύνθετων αντιδράσεων κάτω από φυσικές, χημικές και βιολογικές διαδικασίες. Οι κυριότερες διαδικασίες μετασχηματισμού του αζώτου είναι (Αντωνόπουλος, 2003):

- I. Η δέσμευση του αζώτου της ατμόσφαιρας
- II. Η νιτροποίηση
- III. Η αφομοίωση

- IV. Η απονιτροποίηση
- V. Η αμμωνιοποίηση ή ανοργανοποίηση
- VI. Η διαφυγή της αέριας αμμωνίας στην ατμόσφαιρα.

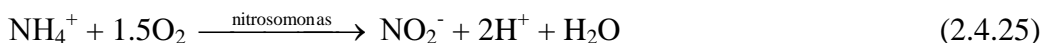
I. Το αέριο άζωτο δεσμεύεται από την ατμόσφαιρα με τη βοήθεια μικροοργανισμών και το μετατρέπουν σε αμμωνία, αν και σε χαμηλό pH η αμμωνία μετατρέπεται σε υδροξυλικό αμμώνιο:



Η δέσμευση απαιτεί την παρουσία της τριφωσφορικής αδενοσίνης (ATP), η οποία δημιουργείται κατά τη φωτοσύνθεση και αναστέλλεται κατά τη διάρκεια της νύχτας. Η διαδικασία της δέσμευσης αναστέλλεται σε υψηλά επίπεδα ακτινοβολίας γι' αυτό η μέγιστη δέσμευση αζώτου συμβαίνει σε μικρό βάθος από την επιφάνεια του νερού. Επίσης, η δέσμευση ευνοείται από σχετικά υψηλή συγκέντρωση φωσφόρου.

II. Η νιτροποίηση είναι μία διαδικασία βιολογικής οξείδωσης σε δύο στάδια.

Στο πρώτο στάδιο, η αμμωνία από τη δέσμευση του αζώτου ή την υδρόλυση των αζωτούχων οργανικών ενώσεων, οξειδώνεται από τα νιτροποιητικά βακτήρια nitrosomonas και δημιουργούνται νιτρώδη:



Στη συνέχεια γίνεται οξείδωση του νιτρώδους αζώτου σε νιτρικό από τα nitrobacter:



Τα νιτροποιητικά βακτήρια είναι αερόβια, έχουν άριστο pH μεταξύ 7 και 8 και είναι ευαίσθητα στις χαμηλές θερμοκρασίες. Η άριστη θερμοκρασία ανάπτυξής τους είναι μεταξύ 30 και 36°C, ενώ η νιτροποίηση αναστέλλεται κάτω από τους 10°C.

Η νιτροποίηση αναστέλλεται όταν το επίπεδο του διαλυμένου οξυγόνου είναι

κάτω από τα 0.5 mg/L. Η αντίστοιχη ζήτηση οξυγόνου για τη νιτροποίηση ονομάζεται αζωτούχος ζήτηση οξυγόνου (NBOD).

Τα δύο στάδια της νιτροποίησης μπορούν να περιγραφούν από αντιδράσεις κινητικής πρώτης τάξης:

$$\frac{dN_1}{dt} = -\beta_1 N_1 \quad (2.4.27)$$

$$\frac{dN_2}{dt} = \beta_1 N_1 - \beta_2 N_2 \quad (2.4.28)$$

$$\frac{dN_3}{dt} = \beta_2 N_2 \quad (2.4.29)$$

όπου: N_1 :η συγκέντρωση του αμμωνιακού αζώτου (mg/L)

N_2 :η συγκέντρωση του νιτρώδους αζώτου (mg/L)

N_3 :η συγκέντρωση του νιτρικού αζώτου (mg/L)

β_1 :ο συντελεστής ρυθμού οξείδωσης αμμωνιακού σε νιτρώδες άζωτο (day^{-1})

β_2 :ο συντελεστής ρυθμού οξείδωσης του νιτρώδους σε νιτρικό άζωτο (day^{-1}).

Οι διαφορικές εξισώσεις (2.4.27), (2.4.28) και (2.4.29) είναι γραμμικές διαφορικές εξισώσεις πρώτης τάξης και οι αναλυτικές λύσεις τους έχουν ως εξής:

$$N_1 = N_{10} e^{-\beta_1 t} \quad (2.4.30)$$

$$N_2 = N_{20} e^{-\beta_2 t} + \frac{\beta_1}{\beta_2 - \beta_1} N_{10} (e^{-\beta_1 t} - e^{-\beta_2 t}) \quad (2.4.31)$$

$$N_3 = N_{30} + N_{20} (1 - e^{-\beta_2 t}) + \frac{\beta_2}{\beta_2 - \beta_1} N_{10} (1 - e^{-\beta_1 t}) - \frac{\beta_1}{\beta_2 - \beta_1} N_{10} (1 - e^{-\beta_2 t}) \quad (2.4.32)$$

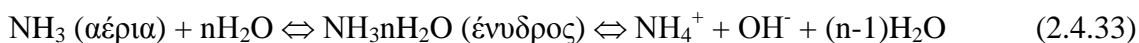
όπου: N_{10}, N_{20}, N_{30} :οι συγκεντρώσεις, αντίστοιχα, των $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{NO}_2\text{-N}$, $\text{NO}_3\text{-N}$ στο χρόνο $t=0$.

III. Η πρόσληψη του αζώτου από τα υδρόβια φυτά δεν είναι μια διαδικασία ανάλογη της φωτοσύνθεσης, αλλά έμμεσα συσχετίζεται σε διαφορετικό βαθμό με τη φωτοσύνθεση.

IV. Η απονιτροποίηση είναι μια αναγωγική διαδικασία που καταλύεται από βακτήρια κάτω από αναερόβιες συνθήκες. Ουσιαστικά είναι η αντίστροφη διαδικασία της νιτροποίησης, με τελικά προϊόντα το αέριο άζωτο (N_2) ή τα οξειδία αζώτου (N_2O , NO) που επιστρέφουν στην ατμόσφαιρα. Οι αναερόβιες συνθήκες που ευνοούν την απονιτροποίηση υπάρχουν συνήθως στα βαθιά νερά, στα ιζήματα ή τα έλη.

V. Η αμμωνιοποίηση-ανοργανοποίηση είναι μια διαδικασία κατά την οποία τα ετερότροφα βακτήρια, όταν οι οργανισμοί πεθαίνουν, αποικοδομούν τις οργανικές ενώσεις τις οποίες μετατρέπουν σε ανόργανες ενώσεις. Τα αμινοξέα μετατρέπονται πάλι σε αμμωνιακό άζωτο, το οποίο είναι διαθέσιμο για την επανασύνθεση από άλλους αυτότροφους οργανισμούς. Η διαδικασία απαιτεί αρκετό οξυγόνο, το οποίο μαζί με τον άνθρακα μετατρέπεται σε διοξείδιο του άνθρακα.

VI. Το αμμωνιακό άζωτο στα υδάτινα συστήματα βρίσκεται με τη μορφή του κατιόντος (NH_4^+) και με τη μη-ιονισμένη μορφή (NH_3) σε ισορροπία και, σύμφωνα με την U.S. EPA (1976), ισχύει η εξής αντίδραση:



Σε αλκαλικό pH ευνοείται η παρουσία της μη-ιονισμένης μορφής (NH_3), ενώ σε ουδέτερο ή όξινο pH, η αμμωνία ουσιαστικά βρίσκεται με την ιονισμένη μορφή (NH_4^+). Η αύξηση της θερμοκρασίας συνεπάγεται αύξηση της μη-ιονισμένης μορφής.

Εάν η συγκέντρωση της αέριας αμμωνίας στο νερό είναι μεγαλύτερη από αυτή που οφείλεται στη μερική πίεση της αέριας αμμωνίας στην ατμόσφαιρα πάνω από το νερό, θα συμβεί μεταφορά της από το νερό στην ατμόσφαιρα έως ότου φθάσουν σε

ισορροπία. Σύμφωνα με τον Stratton (1968), ο ρυθμός της διαφυγής του αμμωνιακού αζώτου από ένα ποτάμι προς την ατμόσφαιρα είναι ανάλογος προς τους περιβαλλοντικούς παράγοντες στους οποίους περιλαμβάνονται το pH, η θερμοκρασία, το τυρβώδες της επιφάνειας και η ταχύτητα του ανέμου πάνω από την επιφάνεια του νερού.

2.4.4 Ο ΦΩΣΦΟΡΟΣ ΣΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΝΕΡΑ

2.4.4.1 Γενικά

Ο φώσφορος αποτελεί δομικό στοιχείο των κυττάρων με τη μορφή πολλών και διαφορετικών ενώσεων, η πιο σπουδαία από τις οποίες είναι τα ορθοφωσφορικά ιόντα. Αφομοιώνεται από το περιβάλλον με τις διαδικασίες της φωτοσύνθεσης, της χημειοσύνθεσης και της αποσύνθεσης. Έχει πάνω από 180 διαφορετικές ανόργανες μορφές. Οι ανθρωπογενείς πηγές του φωσφόρου είναι τα υγρά λύματα και η έκλυση των λιπασμάτων στις γεωργικές εκτάσεις.

Σύμφωνα με τους Henderson-Sellers and Markland (1987), οι τιμές εκπομπών φωσφόρου από διάφορες πηγές έχουν ως εξής (Αντωνόπουλος, 2003):

Πίνακας 2.4.1: Εκπομπές φωσφόρου από διάφορες πηγές.

Πηγή	Μονάδες	Τιμή		
		Μέγιστη	Μέση	Ελάχιστη
Γεωργία	g/m ² -έτος	0.3	0.04-0.17	0.010
Δάση	g/m ² -έτος	0.045	0.015-0.03	0.002
Βροχόπτωση	g/m ² -έτος	0.06	0.020-0.05	0.015
Αστικές περιοχές	g/m ² -έτος	0.5	0.08-0.3	0.050
Είσοδος σηπτικών δεξαμενών	g/άτομο-έτος	1800	400-900	300

Αν και ο φώσφορος είναι βασικό θρεπτικό στοιχείο της ανάπτυξης, χρησιμοποιείται μόνο σε πολύ μικρές ποσότητες σε σύγκριση με το άζωτο και τον άνθρακα. Σε πολλές περιπτώσεις, η διαθεσιμότητα του φωσφόρου είναι περιοριστικός

παράγοντας για την ανάπτυξη των υδρόβιων φυτών.

2.4.4.2 Ο φώσφορος στα υδατορρεύματα

Σύμφωνα με τους Aiba and Ohtake (1977), τα κυριότερα φαινόμενα μεταφοράς της μάζας των φωσφορικών σε υδατορρεύματα είναι τα εξής (Αντωνόπουλος, 2003):

- Φυσικά και φυσικοχημικά φαινόμενα, στα οποία περιλαμβάνονται:
 - (1) η μεταφορά μάζας λόγω της μετακίνησης με τη ροή του νερού,
 - (2) η διασπορά,
 - (3) η προσρόφηση - εκρόφηση από τα αιωρούμενα αβιοτικά στερεά σωματίδια,
 - (4) η προσρόφηση - εκρόφηση από τα υλικά του πυθμένα του ποταμού και
 - (5) η υδρόλυση των συμπυκνωμένων φωσφορικών.
- Βιολογικά και βιοχημικά φαινόμενα, στα οποία περιλαμβάνονται:
 - (1) η πρόσληψη ή απελευθέρωση φωσφορικών από τους οργανισμούς των ιζημάτων του πυθμένα,
 - (2) η πρόσληψη ή απελευθέρωση από τους οργανισμούς του κινούμενου νερού
 - (3) η αποικοδόμηση και απελευθέρωση από τους νεκρούς οργανισμούς (έκλυση) του πυθμένα.

Σύμφωνα με μελέτη προσομοίωσης της ποιότητας του νερού του ποταμού Αίσινα (Παπαδημητρίου, 2002), στην οποία την εισροή ή εκροή διαλυμένου φωσφόρου προκαλούν η εισροή από παραπόταμους και μία σημειακή πηγή επεξεργασμένων αστικών λυμάτων, η συγκέντρωση του διαλυτού φωσφόρου θεωρήθηκε ότι μεταβάλλεται με το χρόνο ακολουθώντας την παρακάτω απλοποιημένη εξίσωση:

$$\frac{dP_2}{dt} = \beta_4 P_1 \quad (2.4.34)$$

όπου: P_2 :η συγκέντρωση του διαλυτού φωσφόρου (mg/L)

P_1 :η συγκέντρωση του οργανικού φωσφόρου (mg/L)

β_4 :ο συντελεστής μείωσης του οργανικού φωσφόρου (day^{-1}).

2.4.5 ΛΟΙΠΕΣ ΠΟΙΟΤΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ

2.4.5.1 Στερεά αποβλήτων

Τα ολικά στερεά (Total Solids - TS) διακρίνονται σε διαλυμένα και αιωρούμενα. Τα διαλυμένα στερεά (Dissolved Solids - DS) αφορούν στη συγκέντρωση των στερεών συστατικών που βρίσκονται σε διαλυμένη ή κolloειδή μορφή στη μάζα των αποβλήτων και ορίζονται σαν τα στερεά δείγματος που περνούν μέσα από ειδικό χάρτινο φίλτρο. Τα αιωρούμενα στερεά (Suspended Solids - SS) -τα στερεά του δείγματος που συγκρατούνται στο ειδικό φίλτρο- διακρίνονται σε καθιζάνοντα (settleable) και μη-καθιζάνοντα (Στάμου και Βογιατζής, 1994).

Όλα τα παραπάνω είδη στερεών αποτελούνται από οργανικά και ανόργανα συστατικά. Κατά τη θέρμανση δείγματος στους 600°C τα οργανικά συστατικά εξαερώνονται (εξαερώσιμα στερεά, Volatile Solids - VS), ενώ τα ανόργανα συστατικά (αδρανή) μένουν σε στάχτη (μη-εξαερώσιμα στερεά, Non Volatile Solids - NVS) (Στάμου και Βογιατζής, 1994).

Από άποψη ρύπανσης του υδάτινου περιβάλλοντος μεγαλύτερη σημασία έχουν τα SS, γιατί κατά τη διοχέτευση των αποβλήτων σε έναν υδάτινο φορέα συσσωρεύονται στον πυθμένα δημιουργώντας στρώμα λάσπης και ανεπιθύμητες συνθήκες για το οικοσύστημα του φορέα. Στις διαδικασίες επεξεργασίας, σημαντικό ρόλο έχουν και τα VS, καθόσον χρησιμοποιούνται ευρύτατα σε μέτρο του οργανικού μέρους των στερεών στα διάφορα βιολογικά στάδια επεξεργασίας (όπως π.χ. στα συστήματα ενεργού ιλύος

όπου τα VSS παριστούν κατά προσέγγιση τη μάζα των μικροοργανισμών) (Στάμου και Βογιατζής, 1994).

2.4.5.2 Ολικός οργανικός άνθρακας (TOC)

Εκτός από το οξυγόνο χρησιμοποιείται και ο άνθρακας σα μέτρο των οργανικών συστατικών ενός αποβλήτου, επειδή είναι το κύριο συστατικό τους και η βασική πηγή απαίτησης οξυγόνου. Ο άνθρακας εκφράζεται μεταξύ άλλων με την παράμετρο TOC (Total Organic Carbon). Το TOC βασίζεται στη μέτρηση του CO₂ που παράγεται κατά την πλήρη οξείδωση του άνθρακα των οργανικών ουσιών σε υψηλή θερμοκρασία και με παρουσία καταλύτη (Στάμου και Βογιατζής, 1994).

2.5 ΤΟ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ QUAL2E

2.5.1 ΓΕΝΙΚΑ

Το μαθηματικό μοντέλο ποιότητας του νερού ποταμών QUAL2E (Brown and Barnwell, 1987) [Από Παπαδημητρίου, 2002; Αντωνόπουλο, 2003] είναι βασικά ένα μοντέλο σταθερής κατάστασης για κοινούς ρύπους σε μονοδιάστατα υδατορρεύματα και καλά αναμειγνυόμενα οικοσυστήματα. Το μοντέλο αναπτύχθηκε από την Υπηρεσία Προστασίας Περιβάλλοντος των Η.Π.Α. (U.S. EPA) και περιγράφει τις πιο σημαντικές φυσικές, βιολογικές και χημικές διαδικασίες και τις αλληλοεπιδράσεις τους για κάθε ποιοτική παράμετρο με μία ομάδα μερικών διαφορικών εξισώσεων. Οι ποιοτικές παράμετροι που περιγράφονται είναι: 1) θερμοκρασία, 2) διαλυμένο οξυγόνο, 3) BOD, 4) οργανικό άζωτο, 5) $\text{NH}_3\text{-N}$, 6) $\text{NO}_2\text{-N}$, 7) $\text{NO}_3\text{-N}$, 8) οργανικός φώσφορος, 9) διαλυτός φώσφορος, 10) φύκη ως χλωροφύλλη, 11) κολοβακτηρίδια, 12) μία μη συντηρητική και 13) τρεις συντηρητικές ουσίες.

Το μοντέλο QUAL2E-UNCAS είναι μία επέκταση του μοντέλου QUAL2E δίνοντας τη δυνατότητα για την εκτέλεση ανάλυσης αβεβαιότητας. Περιλαμβάνει τρεις επιλογές της ανάλυσης αβεβαιότητας,

- την ανάλυση ευαισθησίας
- την ανάλυση σφάλματος πρώτης τάξης και
- την ανάλυση Monte Carlo.

Το QUAL2E μπορεί να χρησιμοποιηθεί για

- να εκτιμηθούν οι περιβαλλοντικές επιπτώσεις από τη διάθεση διαφορετικής προέλευσης και ποσότητας αποβλήτων στα ποτάμια οικοσυστήματα,
- να προγραμματιστούν και προσδιοριστούν οι θέσεις δειγματοληψίας για χημικές αναλύσεις,

- να πιστοποιηθούν ζώνες όπου οι συγκεντρώσεις του διαλυμένου οξυγόνου είναι πολύ μικρές και
- να εκτιμηθούν οι επιδράσεις που εισάγονται στο σύστημα από μεταβολές των κλιματικών συνθηκών (ημερήσιες ή εποχιακές μεταβολές).

Το μοντέλο έχει δύο δυνατότητες επιλογής μονάδων μέτρησης των εισαγόμενων στοιχείων, μετρικές και U.S. μονάδες. Τυχόν μετατροπές των μορφών των εξισώσεων που χρησιμοποιούνται από το μοντέλο γίνονται από το ίδιο το QUAL2E.

2.5.2 ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΣΕ ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΚΑΙ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΙ

Το QUAL2E επιτρέπει την προσομοίωση οποιουδήποτε διακλαδιζόμενου μονοδιάστατου συστήματος υδατορρεύματος.

Το πρώτο βήμα για την προσομοίωση ενός συστήματος, είναι να διαιρέσει το υδατόρρευμα σε ζώνες που έχουν ομοειδή υδραυλικά χαρακτηριστικά.

Κάθε τμήμα χωρίζεται στη συνέχεια σε επιμέρους υπολογιστικά στοιχεία με το ίδιο μήκος. Έτσι, όλα τα τμήματα πρέπει να έχουν έναν ακέραιο αριθμό υπολογιστικών στοιχείων.

Υπάρχουν 7 διαφορετικοί τύποι υπολογιστικών στοιχείων:

1. *Στοιχείο που αφορά στη ροή στην αρχή του ποταμού:*

Είναι το πρώτο οριακό στοιχείο του υδατορρεύματος, στο οποίο εισάγεται η ανάντη οριακή συνθήκη.

2. *Βασικό στοιχείο:*

Ένα βασικό στοιχείο είναι αυτό που δεν τροποποιείται. Επειδή η αύξηση ροής επιτρέπεται σε όλους τους τύπους στοιχείων, η μόνη είσοδος που επιτρέπεται σε ένα βασικό στοιχείο είναι η αύξηση ροής.

3. *Στοιχείο ανάντη μίας διακλάδωσης:*

Χρησιμοποιείται για να προσδιορίσει ένα στοιχείο στον κύριο άξονα ακριβώς πριν από τη διακλάδωση.

4. Στοιχείο διακλάδωσης:

Έχει την είσοδο από τον παραπόταμο ή συμβάλλοντα.

5. Τελευταίο στοιχείο στο σύστημα:

Προσδιορίζει το τελευταίο υπολογιστικό στοιχείο στο σύστημα του ποταμού, στο οποίο εισάγεται η κατάντη οριακή συνθήκη. Υπάρχει μόνο ένα στοιχείο αυτού του τύπου.

6. Στοιχείο εισροής και 7. Στοιχείο εκροής:

Χρησιμοποιούνται εκεί που υπάρχουν εισροές ή εκροές (παραπόταμοι, εκροές νερού από το ποτάμι).

Τα υδραυλικά δεδομένα, οι συντελεστές αντιδράσεων, οι αρχικές συνθήκες και τα δεδομένα αύξησης ροής, είναι σταθερά για όλα τα υπολογιστικά στοιχεία μέσα σε κάθε τμήμα του υπό μελέτη υδατορρεύματος.

Για την εύρυθμη λειτουργία του μοντέλου, στο QUAL2E υπάρχουν οι εξής περιορισμοί:

- Μέγιστος αριθμός τμημάτων υδατορρεύματος: 25
- Υπολογιστικά στοιχεία: Μέγιστος αριθμός ανά τμήμα: 20
- Μέγιστος αριθμός πηγών του υδατορρεύματος: 7
- Μέγιστος αριθμός διασταυρώσεων: 6
- Μέγιστος αριθμός στοιχείων εισροής ή εκροής νερού: 25.

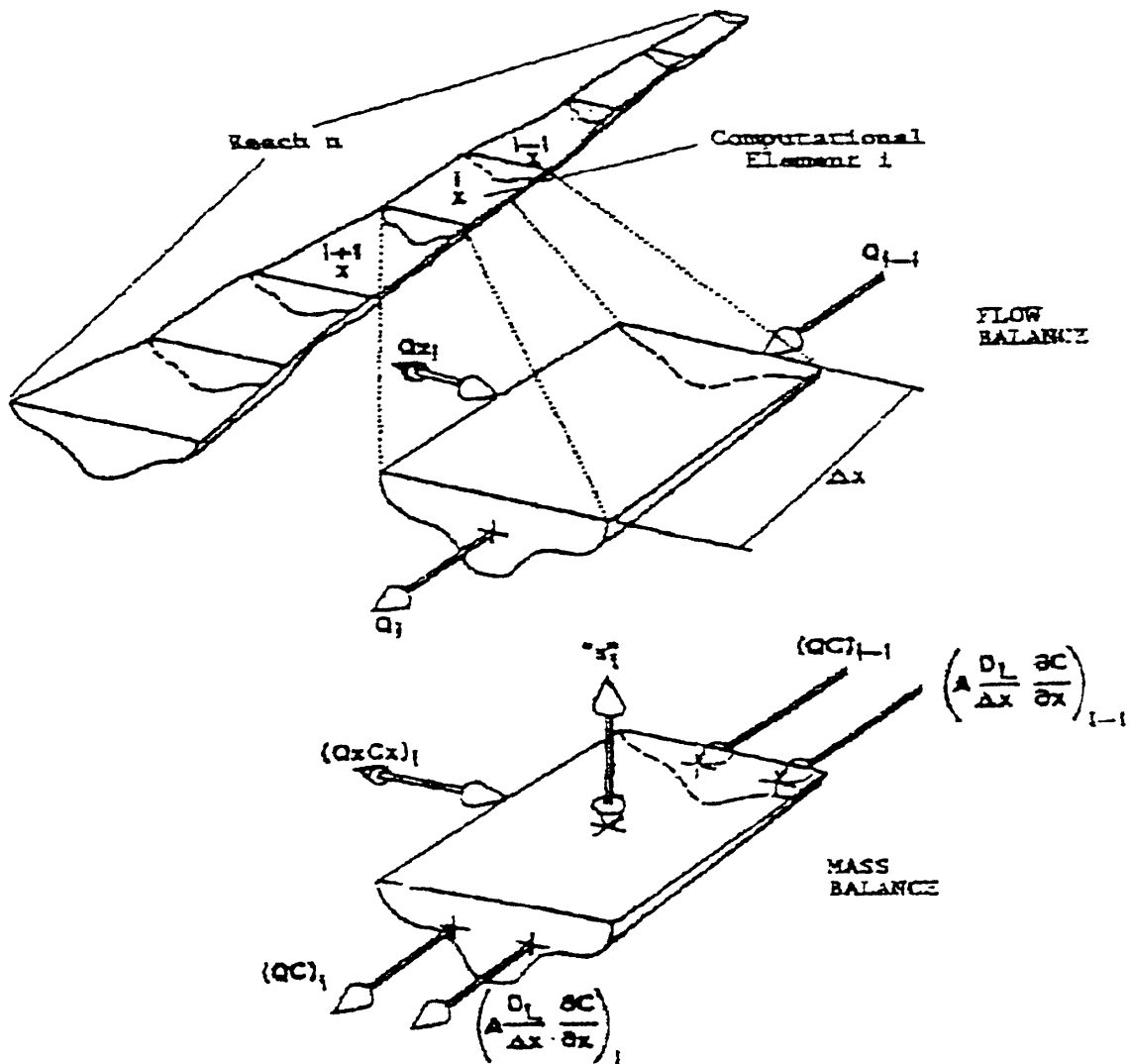
2.5.3 ΓΕΝΙΚΗ ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

2.5.3.1 Αναπαράσταση του συστήματος

Στην Εικόνα 2.5.1 απεικονίζεται ένα τμήμα υδατορρεύματος n , το οποίο έχει

διαιρεθεί σε έναν αριθμό από υπολογιστικά στοιχεία το καθένα με μήκος Δx . Για καθένα από τα υπολογιστικά στοιχεία, το flow balance μπορεί να γραφεί με όρους της ροής ανάντη του στοιχείου Q_{i-1} , τις εξωτερικές πηγές ή εκροές Q_{xi} και την εκροή Q_i κατάντη του στοιχείου.

Για κάθε στοιχείο, μπορεί να γραφεί ένα ισοζύγιο μάζας για κάθε συνιστώσα C . Στο ισοζύγιο μάζας των ουσιών λαμβάνεται υπόψη και η μεταφορά (QC) και η διασπορά $\left(A \frac{D_L}{\Delta x} \frac{\partial C}{\partial x} \right)$ κατά μήκος του άξονα του υδατορρεύματος.



Εικόνα 2.5.1: Τμήμα υδατορρεύματος και υπολογιστικά στοιχεία.

Η μάζα μπορεί να εισαχθεί ή να απομακρυνθεί από το σύστημα διαμέσου των πηγών και εκροών $(Q_x C_x)_i$ και διαμέσου πηγών ή απολήψεων S_i , όπως μπενθικές πηγές και βιολογικοί μετασχηματισμοί. Σε κάθε υπολογιστικό στοιχείο θεωρείται ότι έχει γίνει πλήρης ανάμιξη των ουσιών.

Έτσι το υδατόρρευμα μπορεί να αντιμετωπισθεί ως μια αλληλουχία υπολογιστικών στοιχείων, στα οποία έχει λάβει χώρα μία πλήρης ανάμιξη και που συνδέονται διαδοχικά διαμέσου των μηχανισμών της μεταφοράς και της διασποράς. Διαδοχικές ομάδες υπολογιστικών στοιχείων συνθέτουν τα τμήματα του υδατορρέυματος, τα οποία έχουν τα ίδια υδραυλικά και γεωμετρικά χαρακτηριστικά - κλίση υδατορρέυματος, τραχύτητα, καθώς και ρυθμό αποσύνθεσης BOD, μπενθικές πηγές, κλπ- έτσι ώστε το υδατόρρευμα να μπορεί να αντιπροσωπευθεί με τη συνένωση των τμημάτων και υπολογιστικών στοιχείων.

2.5.3.2 Η εξίσωση μεταφοράς μάζας στο QUAL2E

Η βασική εξίσωση που χρησιμοποιείται στο μοντέλο QUAL2E είναι η μονοδιάστατη εξίσωση μεταφοράς μάζας με μετακίνηση-διασπορά, η οποία λύνεται αριθμητικά ως προς το χρόνο και την απόσταση, για κάθε ποιοτική παράμετρο. Η εξίσωση περιλαμβάνει μετακίνηση, διασπορά, αραίωση, μετασχηματισμούς κάθε ρύπου, εισροές και εκροές. Για κάθε ποιοτική παράμετρο ή συνιστώσα C , η εξίσωση έχει τη μορφή:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{1}{A_x} \frac{\partial}{\partial x} \left(A_x D_L \frac{\partial C}{\partial x} \right) - \frac{1}{A_x} \frac{\partial (A_x \bar{u} C)}{\partial x} + \frac{dC}{dt} + \frac{S}{V} \quad (2.5.1)$$

όπου: C :η συγκέντρωση της ουσίας (mg/L)

A_x :το εμβαδόν της διατομής ροής του νερού (m²)

D_L :ο συντελεστής διασποράς (m²/day)

\bar{u} : η μέση ταχύτητα ροής (m/day)

x : η απόσταση (m)

t : ο χρόνος (day)

S : ο όρος εισροών ή εκροών (g/day)

V : ο όγκος του τμήματος (m^3)

dC/dt : εκφράζει το ρυθμό μεταβολής της συγκέντρωσης της ουσίας με το χρόνο λόγω των μετασχηματισμών της.

Η βασική εξίσωση που περιγράφει τη μονοδιάστατη μεταφορά μάζας με μετακίνηση και διασπορά και της οποίας τελική μορφή είναι η (2.5.1), μπορεί αρχικά να γραφεί ως εξής:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(A_x D_L \frac{\partial C}{\partial x} \right) dx - \frac{\partial (A_x \bar{u} C)}{\partial x} dx + (A_x dx) \frac{dC}{dt} + S \quad (2.5.2)$$

όπου: M : η μάζα της ουσίας.

Επειδή $M=V C$, όπου $V=A_x dx$, είναι:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = V \frac{\partial C}{\partial t} + C \frac{\partial V}{\partial t} \quad (2.5.3)$$

Θεωρώντας σύστημα σταθερού όγκου (σταθερή ροή), τότε:

$$\frac{dV}{dt} = 0, \quad \left(\frac{\partial Q}{\partial t} = 0 \right)$$

Αντικαθιστώντας στην (2.5.3) προκύπτει:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = V \frac{\partial C}{\partial t} = A_x dx \frac{\partial C}{\partial t} \quad (2.5.4)$$

και η εξίσωση (2.5.2) γράφεται:

$$A_x dx \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(A_x D_L \frac{\partial C}{\partial x} \right) dx - \frac{\partial (A_x \bar{u} C)}{\partial x} dx + (A_x dx) \frac{dC}{dt} + S \quad (2.5.5)$$

από την οποία με απλοποιήσεις προκύπτει η εξίσωση (2.5.1).

Οι όροι στο δεξιό μέρος της εξίσωσης (2.5.1) εκφράζουν τη μεταφορά μάζας λόγω της διασποράς, της μετακίνησης, τις μεταβολές των ουσιών και τις εξωτερικές πηγές ή προσθήκες ή αραιώσεις. Ο όρος dC/dt αναφέρεται στις συνιστώσες που μεταβάλλονται (π.χ. λόγω αποσύνθεσης) και δεν πρέπει να συγχέεται με την τοπική παράγωγο $\partial C/\partial t$, η οποία εκφράζει (Παπαϊωάννου, 1993) τον τοπικό ρυθμό μεταβολής της συγκέντρωσης ως προς έναν παρατηρητή ο οποίος παραμένει ακίνητος μέσα στο πεδίο ροής.

Ο όρος dC/dt προσδιορίζει τις μεταβολές των ουσιών που οφείλονται σε ιδιαίτερες διαδικασίες που δεν έχουν σχέση με τη μετακίνηση, διασπορά και εισροή αποβλήτων. Αυτές οι μεταβολές περιλαμβάνουν φυσικές, χημικές και βιολογικές αντιδράσεις που παρουσιάζονται στο υδατόρρευμα. Παραδείγματα από αυτές τις αλλαγές είναι ο επαναερισμός, η αναπνοή του φυτοπλαγκτού και η φωτοσύνθεση καθώς και ο θάνατος των κολοβακτηριδίων.

2.5.3.3 Υδραυλικά χαρακτηριστικά και συντελεστής διασποράς

Τα υδραυλικά χαρακτηριστικά του υδατορρεύματος (μέση ταχύτητα \bar{u} , βάθος ροής d) για συνθήκες σταθερής κατάστασης εκφράζονται από απλές σχέσεις της μορφής:

$$\bar{u} = a Q^b \quad (2.5.6)$$

$$A_x = \frac{Q}{\bar{u}} \quad (2.5.7)$$

$$d = \alpha Q^\beta \quad (2.5.8)$$

όπου a , b , α και β είναι εμπειρικοί συντελεστές που προσδιορίζονται για κάθε τμήμα του ποταμού.

Αν δίνονται οι διαστάσεις της διατομής κάθε τμήματος του υδατορρεύματος, ως

συνάρτηση του βάθους d , τότε η ταχύτητα μπορεί να υπολογιστεί από την εξίσωση Manning:

$$Q = \frac{1}{n} A_x R_x^{2/3} S_e^{1/2} \quad (2.5.9)$$

όπου: A_x :η διατομή (m²)

R_x :υδραυλική ακτίνα (m)

n :συντελεστής τραχύτητας του Manning

S_e :η κλίση της γραμμής ενέργειας

Q :παροχή (m³/sec).

Η εξίσωση για το συντελεστή διαμήκους διασποράς που χρησιμοποιείται από το μοντέλο είναι η (2.3.22) που περιγράφηκε στο κεφάλαιο 2.3 και διατυπώνεται ξανά με τους συμβολισμούς του παρόντος κεφαλαίου:

$$D_L = 3.132 K n \bar{u} d^{5/6} \quad (2.5.10)$$

όπου: D_L :ο συντελεστής διαμήκους διασποράς (m²/sec)

K :σταθερά διασποράς

\bar{u} :η μέση ταχύτητα (m/sec)

d :το βάθος (m).

2.5.3.4 Αύξηση ροής

Όταν η συγκέντρωση του διαλυμένου οξυγόνου σε ένα υδατόρρευμα μειώνεται κάτω από το απαιτούμενο επίπεδο, θα ήταν επιθυμητό να αυξηθεί αυτή η συγκέντρωση του DO, για τις ανάγκες του προγράμματος, αυξάνοντας τη ροή του υδατορρέυματος. Σύμφωνα με τους Masch et al. (1971), η ποσότητα της ροής που απαιτείται ώστε να έλθει η συγκέντρωση του DO στα απαιτούμενα όρια δε μπορεί να υπολογισθεί από μία ακριβή συναρτησιακή σχέση. Η διαδικασία προσέγγισης της σχέσης που χρησιμο-

ποιείται στο QUAL2E βασίζεται στην ακόλουθη εξίσωση 2^{ου} βαθμού (Παπαδημητρίου, 2002):

$$DO_R = DO_T - DO_{MIN} \quad (2.5.11)$$

$$Q_R = Q_c \left[\frac{DO_R}{DO_T} + 0.15 \left(\frac{DO_R}{DO_T} \right)^2 \right] \quad (2.5.12)$$

όπου: DO_R :συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου που απαιτείται για τις στοχευόμενες συνθήκες (mg/L)

DO_T :απαιτούμενο επίπεδο του DO (mg/L)

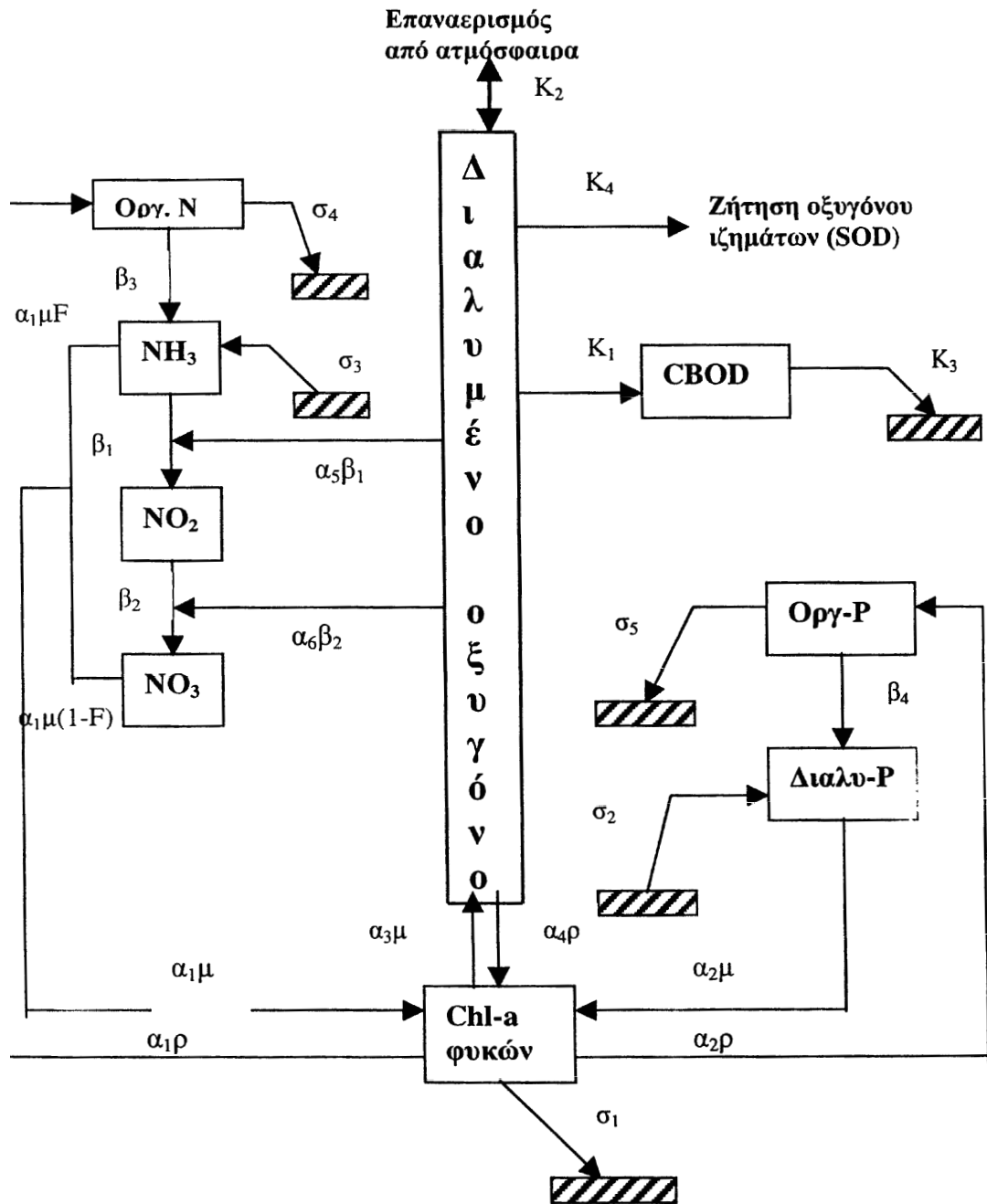
DO_{MIN} :ελάχιστη συγκέντρωση DO (κρίσιμη τιμή) στην κάμψη της καμπύλης του οξυγόνου (mg/L).

2.5.4 ΕΙΣΩΣΕΙΣ ΠΟΙΟΤΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΤΟ QUAL2E

2.5.4.1 Γενικά

Ένας από τους σημαντικότερους παράγοντες κατά τον προσδιορισμό της δυνατότητας αφομοίωσης αποβλήτων σε ένα υδατόρρευμα, είναι η δυνατότητά του να συγκρατήσει μία επαρκή συγκέντρωση του διαλυμένου οξυγόνου. Οι συγκεντρώσεις του διαλυμένου οξυγόνου στα υδατορρέυματα καθορίζονται από τις διαδικασίες επαναερισμού, τη φωτοσύνθεση, την αναπνοή φυτών και ζώων, τη μπενθική και βιοχημική απαίτηση σε οξυγόνο, τη νιτροποίηση, την αλατότητα και τη θερμοκρασία.

Η εκτίμηση του ισοζυγίου του οξυγόνου, πρέπει να λάβει υπόψη της όλους τους σημαντικούς παράγοντες. Το μοντέλο QUAL2E περιλαμβάνει τις κύριες αλληλεπιδράσεις από τον κύκλο της θρέψης, της παραγωγής φυτοπλαγκτού, τη μπενθική απαίτηση σε οξυγόνο, την ανθρακούχο ζήτηση σε οξυγόνο, τον ατμοσφαιρικό αερισμό και τις επιπτώσεις τους στη συμπεριφορά του διαλυμένου οξυγόνου. Η Εικόνα 2.5.2 επεξηγεί σχηματικά αυτές τις αλληλεπιδράσεις.



Εικόνα 2.5.2: Διαγραμματική παρουσίαση των μεταβλητών ποιότητας του νερού και των μεταξύ τους αλληλοεπιδράσεων στο μοντέλο QUAL2E (Αντωνόπουλος, 2003).

2.5.4.2 Διαλυμένο οξυγόνο

2.5.4.2.1 Ρυθμός μεταβολής του διαλυμένου οξυγόνου

Η εξίσωση που χρησιμοποιείται από το μοντέλο QUAL2E για να περιγράψει το ρυθμό μεταβολής του DO είναι η (2.4.1) που περιγράφηκε αναλυτικά στο κεφάλαιο 2.4:

$$\frac{dO}{dt} = K_2 (O_s - O) - K_1 L + (\alpha_3 \mu - \alpha_4 \rho) A - \frac{K_4}{d} - \alpha_5 \beta_1 N_1 - \alpha_6 \beta_2 N_2 \quad (2.4.1)$$

Όπως αναφέρθηκε στο κεφάλαιο 2.4, μια απλοποίηση της εξίσωσης (2.4.1) που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση ενός υδατορρεύματος είναι η (2.4.2):

$$\frac{dO}{dt} = K_2 (O_s - O) - K_1 L - \alpha_5 \beta_1 N_1 - \alpha_6 \beta_2 N_2 \quad (2.4.2)$$

η οποία ισχύει υπό τις εξής παραδοχές:

- Σε ρηγά και με μεγάλες ταχύτητες υδατορρεύματα δεν παρατηρείται ανάπτυξη φυτοπλαγκτού.
- Το φαινόμενο της φωτοσύνθεσης αγνοείται.
- Το φαινόμενο της καθίζησης αγνοείται (Παπαδημητρίου, 2002).

2.5.4.2.2 Οξυγόνο κορεσμού

Η συγκέντρωση κορεσμού του διαλυμένου οξυγόνου υπολογίζεται στο μοντέλο QUAL2E με τη σχέση (2.4.7):

$$\ln O_s = -139.34411 + \frac{1.575701 \times 10^5}{T_a} - \frac{6.642308 \times 10^7}{T_a^2} + \frac{1.2438 \times 10^{10}}{T_a^3} - \frac{8.621949 \times 10^{11}}{T_a^4} \quad (2.4.7)$$

όπου: T_a : η απόλυτη θερμοκρασία (K)

$$T_a = T + 273.15 \quad (T \text{ σε } ^\circ\text{C}).$$

Επειδή η πίεση επηρεάζει τη διαλυτότητα του οξυγόνου, γίνεται διόρθωση λόγω της βαρομετρικής πίεσης, με τη σχέση (2.4.8):

$$O_s = O_{sf} P \frac{\left(1 - \frac{e}{P}\right)(1 - \theta P)}{(1 - e)(1 - \theta)} \quad (2.4.8)$$

όπου: P : η ατμοσφαιρική πίεση (atm)

e : η μερική πίεση των υδρατμών (atm)

O_{sf} : το οξυγόνο κορεσμού του γλυκού νερού όπως υπολογίζεται με τη σχέση

(2.4.7)

Η παράμετρος θ υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\theta = 0.000975 - 1.426 \times 10^{-5} T + 6.436 \times 10^{-8} T^2 \quad (2.4.9)$$

2.5.4.2.3 Εκτίμηση του συντελεστή επαναερισμού

Ο συντελεστής επαναερισμού K_2 (day^{-1}), μπορεί να υπολογιστεί με μία από 8 διαφορετικές εξισώσεις, ως συνάρτηση των χαρακτηριστικών της διατομής, της ταχύτητας και του βάθους ροής.

2.5.4.3 Βιοχημική ζήτηση οξυγόνου (BOD)

Η αποξυγόνωση που οφείλεται στην οξείδωση του άνθρακα της οργανικής ουσίας περιγράφεται από μία αντίδραση 1^{ης} τάξης. Η εξίσωση της μείωσης του BOD λόγω της οξείδωσης του άνθρακα και της καθίζησης της οργανικής ύλης δίνεται από τη σχέση (2.4.22):

$$\frac{dL}{dt} = -K_1 L - K_3 L \quad (2.4.22)$$

όπου: L : η συγκέντρωση του CBOD (mg/L)

K_1 : ο συντελεστής αποξυγόνωσης για το CBOD (day^{-1})

K_3 : ο συντελεστής καθίζησης (δηλαδή απώλειας CBOD λόγω καθίζησης στα ιζήματα) (day^{-1}).

Στο μοντέλο QUAL2E πρέπει ο χρήστης να καθορίσει την κατάλληλη τιμή για τον συντελεστή K_1 .

Αγνοώντας την καθίζηση, οπότε ο ρυθμός απώλειας BOD λόγω καθίζησης θεωρείται αμελητέος, προκύπτει η απλοποιημένη εξίσωση (2.4.23) που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση ενός υδατορρεύματος (Παπαδημητρίου, 2002):

$$\frac{dL}{dt} = -K_1 L \quad (2.4.23)$$

2.5.4.4 Μορφές του αζώτου

2.5.4.4.1 Αμμωνιακό άζωτο

Η εξίσωση που περιγράφει το ρυθμό μείωσης της αμμωνίας στα υδατορρεύματα είναι ένας συνδυασμός της εξίσωσης μείωσης της αμμωνίας λόγω νιτροποίησης και της εξίσωσης που περιγράφει το ρυθμό διαφυγής της ελεύθερης αμμωνίας στην ατμόσφαιρα. Το μοντέλο δε λαμβάνει υπόψη τη διαφυγή της αέριας αμμωνίας στην ατμόσφαιρα, την οποία θεωρεί ασήμαντη σε σχέση με την ποσότητα που οξειδώνεται σε νιτρώδες και νιτρικό άζωτο.

Γενικά, ο ρυθμός μεταβολής της συγκέντρωσης του αμμωνιακού αζώτου (N-NH₄) στο μοντέλο QUAL2E οφείλεται στις διαδικασίες:

- ανοργανοποίησης του οργανικού αζώτου
- νιτροποίησης με τη μετατροπή του N-NH₄ σε νιτρώδες άζωτο
- αμμωνιοποίησης της οργανικής ουσίας του πυθμένα και
- αφομοίωσης N-NH₄ από τα φύκη και τα φυτά.

Η εξίσωση που περιγράφει τα ανωτέρω είναι η εξής:

$$\frac{dN_1}{dt} = \beta_3 N_4 - \beta_1 N_1 + \frac{\sigma_3}{d} - F\alpha_1 \mu A \quad (2.5.13)$$

όπου: N_1 :η συγκέντρωση του αμμωνιακού αζώτου (mg/L)

N_4 :η συγκέντρωση του οργανικού αζώτου (mg/L)

β_3 :ο συντελεστής της υδρόλυσης του οργανικού αζώτου (day⁻¹)

β_1 :ο συντελεστής ρυθμού οξειδωσης αμμωνιακού σε νιτρώδες άζωτο (day^{-1})

σ_3 :ο συντελεστής ελευθέρωσης αμμωνιακού αζώτου από το μπένθος
($\text{mg N / m}^2\text{-day}$)

d :το μέσο βάθος ροής (m)

α_1 :το κλάσμα του αζώτου στη βιομάζα των φυκών (mg N / mg A)

μ :ο ρυθμός ανάπτυξης των φυκών (day^{-1})

A :η συγκέντρωση βιομάζας των φυκών (mg A / L)

F :το κλάσμα του αζώτου που προσλαμβάνεται από τα φύκη από τη δεξαμενή της αμμωνίας.

Σε μελέτη προσομοίωσης της ποιότητας του νερού του ποταμού Αίσινα Πιερίας (Παπαδημητρίου, 2002), γίνεται η παραδοχή ότι η μόνη διαδικασία που λαμβάνει χώρα είναι η νιτροποίηση, οπότε αντί της (2.5.13) χρησιμοποιείται η απλοποιημένη εξίσωση (2.4.27):

$$\frac{dN_1}{dt} = -\beta_1 N_1 \quad (2.4.27)$$

της οποίας η αναλυτική λύση θα είναι της μορφής:

$$N_1 = N_{10} e^{-\beta_1 t} \quad (2.4.30)$$

2.5.4.4.2 Νιτρώδες άζωτο

Οι διαδικασίες που επηρεάζουν τη μεταβολή της συγκέντρωσης του νιτρώδους αζώτου (N-NO_2) είναι η αύξησή της λόγω οξειδωσης του αμμωνιακού αζώτου και η μείωσή της λόγω οξειδωσης του νιτρώδους αζώτου σε νιτρικό (N-NO_3).

Συνεπώς η εξίσωση που εκφράζει το ρυθμό μεταβολής του N-NO_2 έχει ως εξής:

$$\frac{dN_2}{dt} = \beta_1 N_1 - \beta_2 N_2 \quad (2.4.28)$$

όπου: N_2 :η συγκέντρωση του νιτρώδους αζώτου (mg/L)

β_2 :ο συντελεστής ρυθμού οξειδωσης του νιτρώδους σε νιτρικό άζωτο (day^{-1}).

Η αναλυτική λύση της (2.4.28), βάσει της (2.4.30), θα είναι της μορφής:

$$N_2 = N_{20} e^{-\beta_2 t} + \frac{\beta_1}{\beta_2 - \beta_1} N_{10} (e^{-\beta_1 t} - e^{-\beta_2 t}) \quad (2.4.31)$$

2.5.4.4.3 Νιτρικό άζωτο

Το νιτρικό άζωτο αυξάνεται λόγω του φαινομένου της νιτροποίησης και μειώνεται λόγω της αφομοίωσης από τα φύκη και τα φυτά. Η αντίστοιχη εξίσωση που περιγράφει αυτές τις διαδικασίες είναι της μορφής:

$$\frac{dN_3}{dt} = \beta_2 N_2 - (1 - F)\alpha_1 \mu A \quad (2.5.14)$$

όπου: N_3 :η συγκέντρωση του νιτρικού αζώτου (mg/L).

Σε μελέτη προσομοίωσης της ποιότητας του νερού του ποταμού Αίσινα Πιερίας (Παπαδημητρίου, 2002), θεωρείται ότι δεν παρουσιάζεται το φαινόμενο της πρόσληψης του νιτρικού αζώτου από τα φυτά, όταν δεν παρουσιάζεται ανάπτυξη φυτοπλαγκτού και η εξίσωση (2.5.14) διαμορφώνεται στην (2.4.29):

$$\frac{dN_3}{dt} = \beta_2 N_2 \quad (2.4.29)$$

της οποίας η αναλυτική λύση θα είναι της μορφής:

$$N_3 = N_{30} + N_{20} (1 - e^{-\beta_2 t}) + \frac{\beta_2}{\beta_2 - \beta_1} N_{10} (1 - e^{-\beta_1 t}) - \frac{\beta_1}{\beta_2 - \beta_1} N_{10} (1 - e^{-\beta_2 t}) \quad (2.4.32)$$

2.5.4.4.4 Οργανικό άζωτο

Η συγκέντρωση του οργανικού αζώτου θεωρείται ότι μεταβάλλεται με το χρόνο ακολουθώντας την εξίσωση:

$$\frac{dN_4}{dt} = \alpha_1 \rho A - \beta_3 N_4 - \sigma_4 N_4 \quad (2.5.15)$$

όπου: ρ :ο ρυθμός αναπνοής των φυκών (day^{-1})

σ_4 :ο συντελεστής καθίζησης του οργανικού αζώτου (day^{-1}).

Οι υπόλοιποι συντελεστές έχουν επεξηγηθεί παραπάνω.

2.5.4.4.5 Αναστολή νιτροποίησης σε χαμηλές συγκεντρώσεις οξυγόνου

Το μοντέλο QUAL2E έχει τη δυνατότητα να επιβραδύνει το ρυθμό της νιτροποίησης, όταν υπάρχουν χαμηλές τιμές του διαλυμένου οξυγόνου.

Ο ρυθμός της νιτροποίησης μπορεί να αλλάξει στο QUAL2E χρησιμοποιώντας έναν παράγοντα διόρθωσης και εφαρμόζοντας αυτόν τον όρο στους συντελεστές της νιτροποίησης (β_1 και β_2).

Ο παράγοντας διόρθωσης του βαθμού νιτροποίησης υπολογίζεται σύμφωνα με την εξίσωση:

$$CORDO = 1.0 - e^{(-KNITRF*DO)} \quad (2.5.16)$$

όπου: $CORDO$:ο παράγοντας διόρθωσης του ρυθμού νιτροποίησης

$KNITRF$:συντελεστής αναστολής νιτροποίησης

DO :η συγκέντρωση του διαλυμένου οξυγόνου (mg/L).

Εφαρμόζοντας τον παράγοντα διόρθωσης για το N-NH_4 και το N-NO_2 :

$$\text{Αμμωνία: } (\beta_1)_{\text{αναστολής}} = CORDO * (\beta_1)_{\text{εισαγόμενο}} \quad (2.5.17)$$

$$\text{Νιτρώδες: } (\beta_2)_{\text{αναστολής}} = CORDO * (\beta_2)_{\text{εισαγόμενο}} \quad (2.5.18)$$

Σύμφωνα με τους Brown and Barnwell (1987), έχουν προταθεί διάφορες τιμές για τον συντελεστή $KNITRF$, όπως η τιμή 0.6 (QUAL-TX μία έκδοση του TEXAS WATER DEVELOPMENT του QUAL-II) και η τιμή 0.7 (DSIR, 1964) [Από Παπαδημητρίου, 2002].

2.5.4.5 Μορφές του φωσφόρου

Στο μοντέλο QUAL2E γίνεται η παραδοχή ότι οι μορφές του φωσφόρου που συμμετέχουν στις ποιοτικές διαφοροποιήσεις είναι ο οργανικός και ο διαλυτός φώσφορος.

Οι συγκεντρώσεις των μορφών του φωσφόρου θεωρούνται ότι μεταβάλλονται με το χρόνο ακολουθώντας τις παρακάτω εξισώσεις:

$$\frac{dP_1}{dt} = \alpha_2 \rho A - \beta_4 P_1 - \sigma_5 P_1 \quad (2.5.19)$$

$$\frac{dP_2}{dt} = \beta_4 P_1 + \frac{\sigma_2}{d} - \alpha_2 \mu A \quad (2.5.20)$$

όπου: P_1 : η συγκέντρωση του οργανικού φωσφόρου (mg/L)

P_2 : η συγκέντρωση του ανόργανου ή διαλυτού φωσφόρου (mg/L)

α_2 : η περιεκτικότητα σε φώσφορο των φυκών (mg P /mg A)

ρ : η ταχύτητα αναπνοής των φυκών (day^{-1})

β_4 : ο συντελεστής μείωσης του οργανικού φωσφόρου (day^{-1})

σ_5 : ο συντελεστής καθίζησης του οργανικού φωσφόρου (day^{-1})

σ_2 : η ταχύτητα ελευθέρωσης διαλυτού φωσφόρου από το μπένθος (mg P /m²-day).

Ο φώσφορος που προέρχεται από σταθμούς επεξεργασίας λυμάτων θεωρείται ότι αποτελείται από τη διαλυτή ανόργανη μορφή του.

Σύμφωνα με μελέτη προσομοίωσης της ποιότητας του νερού του ποταμού Αίσινα (Παπαδημητρίου, 2002), στην οποία την εισροή ή εκροή διαλυμένου φωσφόρου προκαλούν η εισροή από παραπόταμους και μία σημειακή πηγή επεξεργασμένων αστικών λυμάτων, η συγκέντρωση του διαλυτού φωσφόρου θεωρήθηκε ότι μεταβάλλεται με το χρόνο ακολουθώντας την απλοποιημένη εξίσωση (2.4.34):

$$\frac{dP_2}{dt} = \beta_4 P_1 \quad (2.4.34)$$

2.5.4.6 Βιομάζα φυκών

Η ανάπτυξη και φθορά των φυκών εκτιμάται έμμεσα από τη συγκέντρωση χλωροφύλλης a . Η μεταβολή της βιομάζας των φυκών εκφράζεται από τη σχέση:

$$\frac{dA}{dt} = \mu A - \rho A - \frac{\sigma_1}{d} A \quad (2.5.21)$$

όπου: σ_1 :ο τοπικός ρυθμός καθίζησης (m/day).

Ο ρυθμός ανάπτυξης του φυτοπλαγκτού, μ , υπολογίζεται ως συνάρτηση του φωτισμού, της συγκέντρωσης του αζώτου και του φωσφόρου.

2.5.4.7 Κολοβακτήρια

Η μείωση των κολοβακτηρίων λόγω του θανάτου τους εκφράζεται από τη σχέση:

$$\frac{dE}{dt} = -K_5 E \quad (2.5.22)$$

όπου: E :ο αριθμός των κολοβακτηρίων (κλώνοι/100 mL)

K_5 :η σταθερά της μείωσης (day^{-1}).

2.5.4.8 Συντελεστές μοντέλου και εξάρτηση από τη θερμοκρασία

Οι συντελεστές K_1 , K_2 , K_3 , K_4 , β_1 , β_2 , μ και ρ εξαρτώνται από τη θερμοκρασία και προσαρμόζονται στην τρέχουσα θερμοκρασία του νερού με εξισώσεις της μορφής:

$$X_T = X_{20} \Theta^{(T-20)} \quad (2.5.23)$$

όπου: Θ :εμπειρική σταθερά για κάθε διαδικασία (τυπικές τιμές δίνονται στον Πίνακα 2.5.1)

T :η θερμοκρασία του νερού ($^{\circ}\text{C}$).

Αν δε γίνεται προσομοίωση της θερμοκρασίας, τότε η τιμή της προσδιορίζεται από την αρχική συνθήκη και θεωρείται ως η θερμοκρασία προσομοίωσης (Παπαδημητρίου, 2002).

Πίνακας 2.5.1: Τιμές για τη σταθερά της θερμοκρασίας Θ (Αντωνόπουλος, 2003).

Συντελεστής	Σύμβολο	Τιμή Θ
Αποξυγόνωσης για το CBOD	K_1	1.047
Επαναερισμού	K_2	1.024
Οξείδωσης του N-NH ₄	β_1	1.0826
Οξείδωσης του N-NO ₂	β_2	1.0826

Σύμφωνα με τους Bowie et al. (1985), Brown and Barnwell (1987), οι συντελεστές στις εξισώσεις του μοντέλου κυμαίνονται μεταξύ των τιμών που δίνονται στον Πίνακα 2.5.2 (Αντωνόπουλος, 2003).

Πίνακας 2.5.2: Τιμές των συντελεστών του μοντέλου QUAL2E (Αντωνόπουλος, 2003).

	Σύμβολο	Μονάδες	Εύρος τιμών	Εξάρτηση από θερμοκρ.
Αποξυγόνωση για το CBOD	K_1	1/day	0.02-3.4	Ναι
Επαναερισμός	K_2	1/day	0-100	Ναι
Απώλεια CBOD λόγω καθίζησης	K_3	1/day	-0.36 έως 0.36	Ναι
Ζήτηση οξυγόνου των ιζημάτων	K_4	g O ₂ /m ² -day	-	Ναι
Καθίζηση οργανικού N	σ_4	1/day	0.001-0.1	Ναι
Οξείδωση N-NH ₄	β_1	1/day	0.10-1.00	Ναι
Οξείδωση N-NO ₂	β_2	1/day	0.20-2.00	Ναι
Υδρόλυση οργανικού N	β_3	1/day	0.02-0.4	Ναι
Μείωση οργανικού P	β_4	1/day	0.01-0.70	Ναι
Καθίζηση οργανικού P	σ_5	1/day	0.001-0.10	Ναι
Ελευθέρωση διαλ. P από μπένθος	σ_2	mg P/m ² -day	μεταβλητή	Ναι
Αναπνοή φυκών	ρ	1/day	0.05-0.50	Ναι
Αναλογία παραγόμενου O ₂ προς φύκη	α_3	mg O ₂ /mg A	1.4-1.8	Όχι
Αναλογία καταναλ. O ₂ προς φύκη	α_4	mg O ₂ /mg A	1.6-2.3	Όχι
Αναλογία O ₂ προς N για οξείδ. N-NH ₄	α_5	mg O ₂ /mg N	3.0-4.0	Όχι
Αναλογία O ₂ προς N για οξείδ. N-NO ₂	α_6	mg O ₂ /mg N	1.0-1.14	Όχι
Καθίζηση φυκών	σ_1	m/day	0.15-1.85	Ναι
Μείωση κολοβακτηρίων	K_5	1/day	0.05-4.0	Ναι

2.5.5 ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΕΠΙΛΥΣΗ ΤΩΝ ΔΙΑΦΟΡΙΚΩΝ ΕΞΙΣΩΣΕΩΝ

2.5.5.1 Εφαρμογή της μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών

όπου: $V_i = A_i \Delta x_i$

Στη συνέχεια, εκφράζοντας τη χωρική παράγωγο των όρων της διάχυσης με πεπερασμένες διαφορές καθώς και τη χρονική παράγωγο του C σε μορφή πεπερασμένων διαφορών, προκύπτει η εξίσωση:

$$\frac{C_i^{n+1} - C_i^n}{\Delta t} = \frac{(A D_L)_i C_{i+1}^{n+1} - (A D_L)_i C_i^{n+1}}{V_i \Delta x_i} - \frac{(A D_L)_{i-1} C_i^{n+1} - (A D_L)_{i-1} C_{i-1}^{n+1}}{V_i \Delta x_i} - \frac{Q_i C_i^{n+1} - Q_{i-1} C_{i-1}^{n+1}}{V_i} + r_i C_i^{n+1} + p_i + \frac{S_i}{V_i} \quad (2.5.25)$$

Ουσιαστικά, σε μια τέτοιας μορφής εξίσωση υπάρχει ένας γνωστός, που είναι ο όρος C_i^n στη θέση i και στο χρονικό επίπεδο n και τρεις άγνωστοι C_{i-1}^{n+1} , C_i^{n+1} και C_{i+1}^{n+1} στις θέσεις $i-1$, i και $i+1$, αντίστοιχα, και στο χρονικό επίπεδο $n+1$.

Ο όρος $\left. \frac{dC}{dt} \right|_{i,n+1}$ της εξίσωσης (2.5.24) έχει εκφρασθεί στην εξίσωση (2.5.25) ως

εξής:

$$\left. \frac{dC}{dt} \right|_{i,n+1} = r_i C_i^{n+1} + p_i$$

όπου: r_i :σταθερά 1^{ης} τάξης

p_i :εσωτερικές πηγές (π.χ. απώλεια αζώτου από την ανάπτυξη του φυτοπλαγκτού, μπενθικές πηγές, κλπ.) (Παπαδημητρίου, 2002).

Με αναδιάταξη των όρων C_{i-1}^{n+1} , C_i^{n+1} , C_{i+1}^{n+1} , στην εξίσωση (2.5.25), προκύπτει:

$$a_i C_{i-1}^{n+1} + b_i C_i^{n+1} + c_i C_{i+1}^{n+1} = Z_i \quad (2.5.26)$$

$$\text{όπου: } a_i = - \left[(A D_L)_{i-1} \frac{\Delta t}{V_i \Delta x_i} + \frac{Q_{i-1} \Delta t}{V_i} \right]$$

$$b_i = 1.0 + \left[(A D_L)_i + (A D_L)_{i-1} \right] \frac{\Delta t}{V_i \Delta x_i} + \frac{Q_i \Delta t}{V_i} - r_i \Delta t$$

$$c_i = - \left[(A D_L)_i \frac{\Delta t}{V_i \Delta x_i} \right]$$

$$Z_i = C_i^n + \frac{S_i \Delta t}{V_i} + p_i \Delta t$$

Οι τιμές των a_i , b_i , c_i και Z_i είναι γνωστές, ενώ οι όροι C_{i-1}^{n+1} , C_i^{n+1} , C_{i+1}^{n+1} στο χρονικό βήμα $n+1$ είναι άγνωστοι.

Στο σημείο αυτό αξίζει να αναφερθούν εν συντομία ορισμένα στοιχεία από τη θεωρία των ρητών και πεπλεγμένων εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών, ώστε να γίνει μια υπενθύμιση της μεταξύ τους διαφοράς. Για το σκοπό αυτό εξετάζεται το απλούστερο παράδειγμα της εξίσωσης διάχυσης $\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2}$.

Χρησιμοποιώντας εμπρός διαφορές για τη χρονική παράγωγο και κεντρικές διαφορές για τη δεύτερη χωρική παράγωγο (χωρίς να αναγράφονται τα σφάλματα αποκοπής), δηλαδή $\left. \frac{\partial \phi}{\partial t} \right|_{i,n} = \frac{\phi_i^{n+1} - \phi_i^n}{\Delta t}$ και $\left. \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} \right|_{i,n} = \frac{\phi_{i+1}^n - 2\phi_i^n + \phi_{i-1}^n}{\Delta x^2}$, με αντικατάσταση των μερικών παραγώγων στην εξίσωση διάχυσης και αναδιάταξη των όρων, προκύπτει:

$$\phi_i^{n+1} = \lambda \phi_{i-1}^n + (1 - 2\lambda) \phi_i^n + \lambda \phi_{i+1}^n, \quad \text{όπου } \lambda = \Delta t / \Delta x^2$$

Δηλαδή, στην περίπτωση του ρητού αριθμητικού σχήματος, στην εξίσωση πεπερασμένων διαφορών εμφανίζεται μόνο ένας άγνωστος, ο ϕ_i^{n+1} , ο οποίος μπορεί να υπολογιστεί άμεσα σε όρους γνωστών ποσοτήτων. Οι όροι ϕ_{i-1}^n , ϕ_i^n , ϕ_{i+1}^n στο χρονικό βήμα n είναι γνωστοί.

$$\text{Χρησιμοποιώντας πίσω διαφορές για τη χρονική παράγωγο } \left. \frac{\partial \phi}{\partial t} \right|_{i,n+1} = \frac{\phi_i^{n+1} - \phi_i^n}{\Delta t},$$

κεντρικές διαφορές για τη δεύτερη χωρική παράγωγο $\left. \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} \right|_{i,n+1} = \frac{\phi_{i+1}^{n+1} - 2\phi_i^{n+1} + \phi_{i-1}^{n+1}}{\Delta x^2}$,

προκύπτει:

$$-\lambda \phi_{i-1}^{n+1} + (1 + 2\lambda) \phi_i^{n+1} - \lambda \phi_{i+1}^{n+1} = \phi_i^n, \text{ όπου } \lambda = \Delta t / \Delta x^2$$

Δηλαδή, στην περίπτωση του πεπλεγμένου σχήματος -τέτοιο σχήμα, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, χρησιμοποιεί και το μοντέλο Q2E,- στην εξίσωση πεπερασμένων διαφορών γνωστός είναι μόνο ο όρος ϕ_i^n , ενώ οι όροι ϕ_{i-1}^{n+1} , ϕ_i^{n+1} , ϕ_{i+1}^{n+1} στο χρονικό βήμα $n+1$ είναι άγνωστοι (όπως οι όροι C_{i-1}^{n+1} , C_i^{n+1} , C_{i+1}^{n+1} στην (2.5.26)).

Επανερχόμενοι στην εξίσωση μεταφοράς μάζας του Q2E, η οποία μετά τη διακριτοποίηση έχει πάρει τη μορφή της (2.5.26), το σύστημα αλγεβρικών εξισώσεων το οποίο εκφράζει η (2.5.26) είναι ένα τριδιαγώνιο σύστημα εξισώσεων και η μέθοδος επίλυσής του παρουσιάζεται στην παράγραφο 2.5.5.2.

Στην περίπτωση ενός στοιχείου διακλάδωσης με ένα στοιχείο παραποτάμου από ανάντη, η βασική εξίσωση διαμορφώνεται (Παπαδημητρίου, 2002):

$$a_i C_{i-1}^{n+1} + b_i C_i^{n+1} + c_i C_{i+1}^{n+1} + d_j C_j^{n+1} = Z_i \quad (2.5.27)$$

όπου: $d_j = - \left[(A D)_j \frac{\Delta t}{V_i \Delta x_i} + \frac{Q_j \Delta t}{V_i} \right]$

j :το στοιχείο ανάντη από το στοιχείο διακλάδωσης

C_j^{n+1} :η συγκέντρωση συστατικών του στοιχείου j στο χρόνο $n+1$.

Για μόνιμες συνθήκες, ο όρος $\left. \frac{dC}{dt} \right|_{i,n+1}$ στην εξίσωση (2.5.24) ισούται με μηδέν.

Εφαρμόζοντας τη διαδικασία προσέγγισης πεπερασμένων διαφορών και αναδιατάσσοντας τους όρους, όπως και προηγουμένως, για μόνιμες συνθήκες

Υπάρχουν αρκετές άμεσες μέθοδοι επίλυσης συστημάτων γραμμικών εξισώσεων που απαιτούν μια ειδική δομή του πίνακα των συντελεστών. Η πιο γνωστή από τις μεθόδους αυτές είναι ο αλγόριθμος Thomas ή αλγόριθμος TDMA (Tridiagonal Matrix Algorithm), που εφαρμόζεται σε τριδιαγώνια συστήματα εξισώσεων. Τέτοια συστήματα προκύπτουν από τη διακριτοποίηση των μερικών διαφορικών εξισώσεων διατήρησης σε μονοδιάστατα πεδία (Μαρκάτος και Ασημακόπουλος, 1995).

Η λογική της μεθόδου είναι ότι, ξεκινώντας από την πρώτη εξίσωση της (2.5.29) και λύνοντάς την ως προς τον άγνωστο C_1^{n+1} , αυτός αντικαθίσταται στη δεύτερη εξίσωση της (2.5.29), η οποία λύνεται ως προς τον άγνωστο C_2^{n+1} . Επαναλαμβάνοντας έτσι τις αντικαταστάσεις μέχρι την τελευταία εξίσωση του συστήματος των αλγεβρικών εξισώσεων, θα προκύψει από αυτήν η τιμή του αγνώστου C_l^{n+1} . Στη συνέχεια, με τη διαδικασία της αντικατάστασης προς τα πίσω υπολογίζονται όλοι οι υπόλοιποι άγνωστοι, C_{l-1}^{n+1} , C_{l-2}^{n+1} , ..., C_1^{n+1} (Μπαμπατζιμόπουλος, 1991) [Από Παπαδημητρίου, 2002].

Αρχικά διαιρείται η πρώτη εξίσωση του συστήματος (2.5.29) με τον όρο b_1 :

$$C_1^{n+1} + W_1 C_2^{n+1} = G_1 \quad (2.5.30)$$

$$\text{όπου: } W_1 = \frac{c_1}{b_1}, \quad G_1 = \frac{Z_1}{b_1}$$

Η ανωτέρω έκφραση για το C_1^{n+1} αντικαθίσταται στη δεύτερη εξίσωση του συστήματος (2.5.29) και προκύπτει μια νέα έκφραση του C_2^{n+1} ως προς τον άγνωστο C_3^{n+1} :

$$C_2^{n+1} + W_2 C_3^{n+1} = G_2 \quad (2.5.31)$$

$$\text{όπου: } W_2 = \frac{c_2}{b_2 - a_2 W_1}, \quad G_2 = \frac{Z_2 - a_2 G_1}{b_2 - a_2 W_1}$$

Συνδυάζοντας την (2.5.31) με την τρίτη εξίσωση του συστήματος (2.5.29) και απαλείφοντας το συντελεστή του C_3^{n+1} , προκύπτει:

$$C_3^{n+1} + W_3 C_4^{n+1} = G_3 \quad (2.5.32)$$

$$\text{όπου: } W_3 = \frac{c_3}{b_3 - a_3 W_2}, \quad G_3 = \frac{Z_3 - a_3 G_2}{b_3 - a_3 W_2}$$

Προχωρώντας ανάμεσα στις εξισώσεις, προκύπτουν οι σχέσεις υπολογισμού των συντελεστών της διαδικασίας απαλοιφής:

$$W_i = \frac{c_i}{b_i - a_i W_{i-1}}, \quad i=2, 3, \dots, I \quad (2.5.33)$$

$$G_i = \frac{Z_i - a_i G_{i-1}}{b_i - a_i W_{i-1}}, \quad i=2, 3, \dots, I \quad (2.5.34)$$

Η τελευταία εξίσωση του συστήματος επιλύεται για τον όρο C_I^{n+1} από τη σχέση:

$$C_I^{n+1} = G_I \quad (2.5.35)$$

Οι όροι $C_{I-1}^{n+1}, C_{I-2}^{n+1}, \dots, C_1^{n+1}$ υπολογίζονται -όπως προαναφέρθηκε- με τη διαδικασία της πίσω αντικατάστασης

$$C_i^{n+1} = G_i - W_i C_{i+1}^{n+1}, \quad i=I-1, I-2, \dots, 1$$

2.5.5.3 Οριακές συνθήκες

2.5.5.3.1 Ανάντη όρια (στοιχεία απ' αρχής του ποταμού)

Επειδή στα ακραία ανάντη του ποταμού στοιχεία δεν υπάρχει άλλο ανάντη $i-1$ στοιχείο και η συγκέντρωση της ποιοτικής παραμέτρου θεωρείται γνωστή, μπορεί στην εξίσωση για το πρώτο στοιχείο η συγκέντρωση C_{i-1} να θεωρηθεί γνωστή και ενσωματώνεται στο δεξιό μέλος της εξίσωσης (2.5.26), στο γνωστό όρο Z_i , για τα

στοιχεία στην αρχή του ποταμού (Παπαδημητρίου, 2002):

$$Z_1 = C_1^n + \frac{S_1 \Delta t}{V_1} + p_1 \Delta t - a_1 C_0 \quad (2.5.36)$$

2.5.5.3.2 Κατάντη όρια (τελευταίο στοιχείο στο σύστημα)

Το μοντέλο QUAL2E έχει δύο δυνατότητες επιλογής για την κατάντη οριακή συνθήκη. Η μία χρησιμοποιεί την υπόθεση ότι η κλίση είναι μηδενική. Η άλλη θεωρεί γνωστές τις κατάντη συγκεντρώσεις.

3.3 Υπόθεση ότι η κλίση είναι μηδενική (zero gradient assumption)

Για το τελευταίο υπολογιστικό στοιχείο στο σύστημα δεν υπάρχει κατάντη $i+1$ στοιχείο. Σε αυτό το όριο, γίνεται μία υπόθεση ότι η κλίση είναι μηδενική, σύμφωνα με την οποία αντικαθίσταται η συγκέντρωση C_{i+1} με τη συγκέντρωση C_{i-1} . Με αυτόν τον τρόπο, το κατάντη όριο συμπεριφέρεται ως «καθρέπτης» για να προκύψει μηδενική κλίση για τη συγκέντρωση του μεταβλητού στοιχείου. Ο συντελεστής a_i συνεπώς μετατρέπεται ώστε να συμπεριλάβει και τις επιπτώσεις της διασποράς που φυσιολογικά παρατηρούνται στο συντελεστή c_i , για το τελευταίο υπολογιστικό στοιχείο στο σύστημα. Έτσι η εξίσωση (2.5.26) για το συντελεστή a_I διαμορφώνεται (Παπαδημητρίου, 2002):

$$a_I = - \left[\left((A D_L)_{I-1} + (A D_L)_I \right) \frac{\Delta t}{V_I \Delta x_I} + \frac{Q_{I-1} \Delta t}{V_I} \right] \quad (2.5.37)$$

$$\text{και } c_I = 0 \quad (2.5.38)$$

όπου: I : ο δείκτης του κατάντη οριακού στοιχείου.

3.3 Σταθερές κατάντη συγκεντρώσεις

Σε αυτήν την περίπτωση, ο χρήστης μπορεί να χρησιμοποιήσει γνωστές κατάντη οριακές συγκεντρώσεις C_{LB} για κάθε ποιοτική παράμετρο. Έτσι η τιμή της

συγκέντρωσης C_{I+1} στην εξίσωση (2.5.26) διαμορφώνεται (Παπαδημητρίου, 2002):

$$C_{I+1} = C_{LB} \quad (2.5.39)$$

Επειδή σε αυτήν την περίπτωση οι οριακές συγκεντρώσεις είναι γνωστές, συμπεριλαμβάνονται στο δεξιό μέλος της (2.5.26) και προκύπτει (Παπαδημητρίου, 2002):

$$Z_I = C_I^n + \frac{S_I \Delta t}{V_I} + p_I \Delta t - c_I C_{LB} \quad (2.5.40)$$

2.5.6 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΩΝ

2.5.6.1 Γενικά

Το QUAL2E επιτρέπει την προσομοίωση σε μονοδιάστατα συστήματα υδατορρευμάτων. Το πρώτο βήμα του χρήστη του μοντέλου είναι να διαιρέσει το σύστημα σε τμήματα του υδατορρέυματος με ομοιόμορφα υδραυλικά χαρακτηριστικά. Κάθε τμήμα υποδιαιρείται στη συνέχεια σε υπολογιστικά στοιχεία ίσου μήκους, έτσι ώστε όλα τα υπολογιστικά στοιχεία σε όλα τα τμήματα του υδατορρέυματος να έχουν το ίδιο μήκος. Όλα τα τμήματα πρέπει να αποτελούνται από έναν ακέραιο αριθμό από υπολογιστικά στοιχεία.

Τα τμήματα των ποταμών που αποτελούν αθροίσματα των προαναφερόμενων υπολογιστικών στοιχείων, αποτελούν και τη βάση για τα περισσότερα στοιχεία εισαγωγής στο μοντέλο. Τα υδραυλικά στοιχεία, οι συντελεστές αντίδρασης, οι αρχικές συνθήκες, τα δεδομένα αύξησης της ροής είναι σταθερά για όλα τα υπολογιστικά στοιχεία.

2.5.6.2 Συναρτήσεις

Αυτές οι συναρτήσεις αποτελούν το βασικό παράγοντα προσομοίωσης του υπό μελέτη συστήματος. Τα δεδομένα τους καθορίζουν τους όρους ροής, τα ποιοτικά

χαρακτηριστικά του νερού, τις τοπικές κλιματολογικές συνθήκες (Παπαδημητρίου, 2002).

1. *Εισροές στα ανάντη όρια του υδατορρεύματος*

Τα στοιχεία αυτά αποτελούν τυπικά τις ανάντη οριακές συνθήκες στην αρχή του υπό μελέτη συστήματος. Είναι οι απαιτούμενες συνθήκες ώστε να γενικευθεί η λύση των εξισώσεων ισοζυγίου μάζας για το πρώτο υπολογιστικό στοιχείο για κάθε αρχικό τμήμα του υδατορρεύματος.

2. *Σημειακές πηγές και εκροές*

Αυτά τα φορτία χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν τις σημειακές πηγές ρύπων, όπως είναι τα αστικά λύματα, τα βιομηχανικά απόβλητα ή νερά της βροχής ή απώλειες από το σύστημα ως αποτέλεσμα κάποιων εκροών.

3. *Αύξηση ροής λόγω εισροών*

Το QUAL2E έχει τη δυνατότητα να κατανέμει τη ροή που εισέρχεται στο υπό μελέτη υδατόρρευμα ομοιόμορφα κατά μήκος του. Η συνολική αύξηση της ροής κατά μήκος του τμήματος του υδατορρεύματος ισοκατανέμεται σε όλα τα υπολογιστικά στοιχεία του τμήματος. Αυτό το χαρακτηριστικό μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση των επιπτώσεων των εισαγόμενων στοιχείων των μη σημειακών πηγών στο σύστημα ή των επιπτώσεων της απώλειας ροής στους υπόγειους υδροφόρους ορίζοντες.

4. *Κατάντη οριακές συνθήκες*

Το QUAL2E έχει τη δυνατότητα να ενσωματώνει γνωστές κατάντη οριακές συνθήκες των παραμέτρων ποιότητας νερού στον αλγόριθμο επίλυσης. Αυτό το χαρακτηριστικό είναι αρκετά χρήσιμο για συστήματα με μεγάλη διασπορά στα χαμηλότερα τμήματα (π.χ. στις εκβολές). Όταν λοιπόν δίνονται οι κατάντη οριακές

συγκεντρώσεις τότε η γενικευμένη λύση του QUAL2E μπορεί να περιορισθεί από αυτές τις οριακές συνθήκες. Όταν δεν παρέχονται αυτές οι συγκεντρώσεις τότε οι συνιστώσες των συγκεντρώσεων, στα περισσότερα κατάντη του υδατορρέυματος υπολογιστικά στοιχεία, μπορούν να υπολογισθούν με μία κανονική μέθοδο χρησιμοποιώντας την υπόθεση της μηδενικής κλίσης.

Για δυναμικές προσομοιώσεις, τα κλιματολογικά δεδομένα πρέπει να εισάγονται κατά κανονικά χρονικά διαστήματα κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης και πρέπει να θέτονται ομοιόμορφα στη λεκάνη του ποταμού.

2.6 ΤΟ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ QUAL2K

2.6.1 ΓΕΝΙΚΑ

Το Q2K είναι όμοιο με το Q2E ως προς τα εξής:

- Είναι μονοδιάστατο (one dimensional). Η κατακόρυφη και εγκάρσια ανάμιξη είναι πλήρης.
- Προσομοίωση ανομοιόμορφης, σταθερής ροής (steady state hydraulics).
- Ημερήσια αποταμίευση θερμότητας (diurnal heat budget). Η αποταμίευση θερμότητας και η θερμοκρασία προσομοιώνονται ως συνάρτηση της μετεωρολογίας σε ημερήσια χρονική κλίμακα.
- Κινητική ποιότητας νερού ανά ημέρα (diurnal water-quality kinetics). Όλες οι μεταβλητές ποιότητας νερού προσομοιώνονται σε ημερήσια χρονική κλίμακα.
- Εισροές θερμότητας και μάζας (heat and mass inputs). Προσομοιώνονται σημειακές και μη-σημειακές πηγές και απολήψεις.

Το πλαίσιο εργασίας του QUAL2K περιλαμβάνει μεταξύ άλλων και τα εξής νέα στοιχεία:

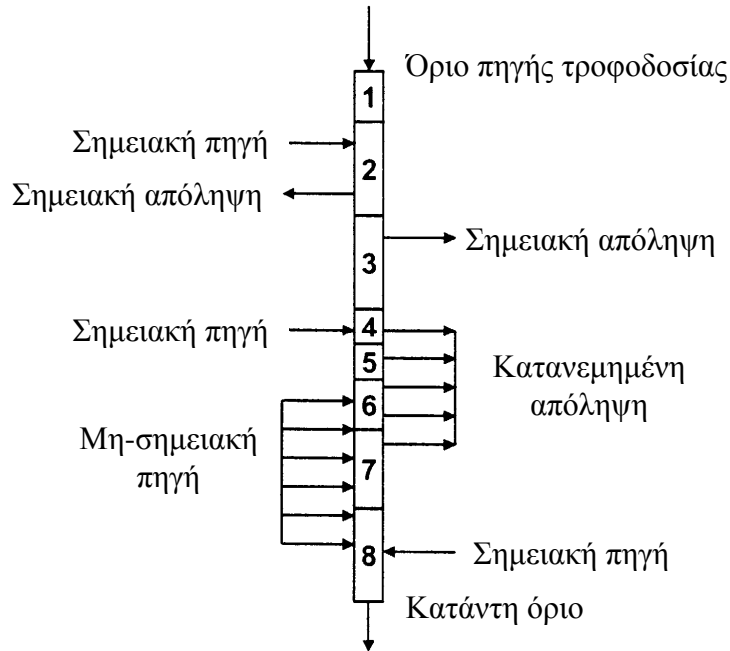
- Γλώσσα προγραμματισμού είναι η Visual Basic for Applications (VBA) και το Excel χρησιμοποιείται ως το γραφικό περιβάλλον εργασίας του χρήστη.
- Διαίρεση συστήματος (model segmentation). Το Q2E διαιρεί το σύστημα σε τμήματα (river reaches) που αποτελούνται από ισομήκη στοιχεία (equally-spaced elements). Αντίθετα, το Q2K χρησιμοποιεί ανισομήκη τμήματα (unequally-spaced reaches). Εκτός αυτού, πολλαπλές φορτίσεις και αφαιρέσεις (loadings and abstractions) μπορούν να εισαχθούν σε κάθε τμήμα.
- Καθορισμός νέων μορφών ανθρακούχου BOD (carbonaceous BOD speciation). Το Q2K χρησιμοποιεί δύο μορφές ανθρακούχου BOD για την απεικόνιση του

οργανικού άνθρακα. Σε μια βραδέως οξειδωνόμενη μορφή άνθρακα αντιστοιχεί το slow CBOD και σε μια ταχέως οξειδωνόμενη μορφή το fast CBOD. Επιπρόσθετα προσομοιώνεται η νεκρή σωματιδιακή οργανική ύλη (οργανικά θρύμματα) (non-living particulate organic matter (detritus)). Αυτά τα οργανικά θρύμματα (detrital material) αποτελούνται από σωματιδιακό άνθρακα, άζωτο και φώσφορο σε μια σταθερή στοιχειομετρία.

- Ανοξία (anoxia). Οι συνθήκες ανοξίας εξυπηρετούνται με αναγωγή των αντιδράσεων οξείδωσης στο μηδέν όταν τα επίπεδα οξυγόνου είναι χαμηλά. Επιπλέον η απονιτροποίηση μοντελοποιείται ως πρώτης τάξης αντίδραση που γίνεται έκδηλη σε χαμηλές συγκεντρώσεις οξυγόνου.
- Αλληλεπιδράσεις ιζήματος-νερού. Οι ροές διαλυμένου οξυγόνου και θρεπτικών μεταξύ ιζήματος-νερού προσομοιώνονται εσωτερικά παρά προδιαγράφονται. Δηλαδή, οι ροές οξυγόνου (SOD) και θρεπτικών προσομοιώνονται ως μια συνάρτηση της καθιζάνουσας σωματιδιακής οργανικής ύλης (settling particulate organic matter), αντιδράσεων μέσα στα ιζήματα και των συγκεντρώσεων διαλυτών μορφών στα υπερκείμενα στρώματα νερού.
- Φύκη πυθμένα (bottom algae). Το μοντέλο προσομοιώνει αναλυτικά τα φύκη πυθμένα.
- Εξασθένηση φωτός (light extinction). Υπολογίζεται ως μια συνάρτηση των φυκών, των οργανικών θρυμμάτων και των ανόργανων στερεών.
- pH. Προσομοιώνονται και η αλκαλικότητα και ο ολικός ανόργανος άνθρακας. Έτσι το pH του ποταμού προσομοιώνεται με βάση τις δύο αυτές ποσότητες.
- Παθογόνα. Η απομάκρυνση των παθογόνων προσδιορίζεται ως μια συνάρτηση της θερμοκρασίας, του φωτός και της καθίζησης (settling).

2.6.2 ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΣΕ ΤΜΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ (SEGMENTATION and HYDRAULICS)

Το μοντέλο προσομοιώνει τον κύριο κλάδο ενός ποταμού όπως απεικονίζεται στην Εικόνα 2.6.1. Οι παραπόταμοι δε μοντελοποιούνται αναλυτικά, αλλά μπορούν να απεικονιστούν ως σημειακές πηγές (Chapra and Pelletier, 2003).



Εικόνα 2.6.1: Σχήμα διαίρεσης του QUAL2K.

2.6.2.1 Εξίσωση συνεχείας του νερού (flow balance)

Η εξίσωση συνεχείας του νερού σε συνθήκες σταθερής κατάστασης (steady-state flow balance) εφαρμόζεται για κάθε τμήμα του μοντέλου (model reach) (Εικόνα 2.6.2).

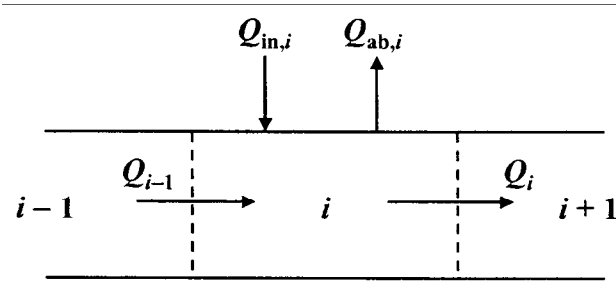
$$Q_i = Q_{i-1} + Q_{in,i} - Q_{ab,i} \quad (2.6.1)$$

όπου: Q_i : εκροή από το τμήμα i μέσα στο τμήμα $i+1$ [m^3/d]

Q_{i-1} : εισροή από το ανάντη τμήμα $i-1$ [m^3/d]

$Q_{in,i}$: συνολική εισροή μέσα στο τμήμα από σημειακές και μη-σημειακές πηγές [m^3/d]

$Q_{ab,i}$:συνολική εκροή από το τμήμα λόγω σημειακών και κατανεμημένων απολήψεων (point and non-point abstractions) [m^3/d].



Εικόνα 2.6.2: Εξίσωση συνεχείας για κάθε τμήμα (reach flow balance).

Η συνολική εισροή από πηγές υπολογίζεται ως εξής:

$$Q_{in,i} = \sum_{j=1}^{psi} Q_{ps,i,j} + \sum_{j=1}^{npsi} Q_{nps,i,j} \quad (2.6.2)$$

όπου: $Q_{ps,i,j}$:η j th εισροή σημειακής πηγής στο τμήμα i [m^3/d]

psi :ο συνολικός αριθμός σημειακών πηγών στο τμήμα i

$Q_{nps,i,j}$:η j th εισροή μη-σημειακής πηγής στο τμήμα i [m^3/d]

$npsi$:ο συνολικός αριθμός εισροών από μη-σημειακές πηγές στο τμήμα i .

Η συνολική εκροή λόγω απολήψεων υπολογίζεται ως εξής:

$$Q_{ab,i} = \sum_{j=1}^{pai} Q_{pa,i,j} + \sum_{j=1}^{npai} Q_{npa,i,j} \quad (2.6.3)$$

όπου: $Q_{pa,i,j}$:η j th εκροή σημειακής απόληψης από το τμήμα i [m^3/d]

pai :ο συνολικός αριθμός σημειακών απολήψεων από το τμήμα i

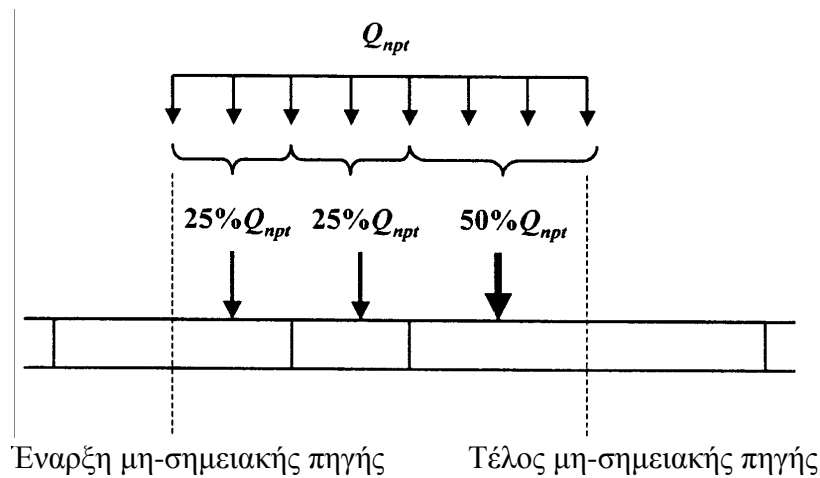
$Q_{npa,i,j}$:η j th εκροή μη-σημειακής απόληψης από το τμήμα i [m^3/d]

$npai$:ο συνολικός αριθμός εκροών από μη-σημειακές απολήψεις από το τμήμα

i .

Οι μη-σημειακές πηγές και απολήψεις μοντελοποιούνται ως γραμμικές πηγές (line sources). Όπως στην Εικόνα 2.6.3, η μη-σημειακή πηγή ή απόληψη οριοθετείται

από τα χιλιομετρικά της σημεία έναρξης και τέλους. Η ροή της κατανέμεται προς ή από κάθε τμήμα με έναν κατά μήκος σταθμισμένο τρόπο.



Εικόνα 2.6.3: Ο τρόπος με τον οποίο η ροή μη-σημειακής πηγής κατανέμεται σε ένα τμήμα.

2.6.2.2 Υδραυλικά χαρακτηριστικά

Μόλις υπολογιστεί η εκροή για κάθε τμήμα, το βάθος και η ταχύτητα υπολογίζονται με έναν από τους τρεις τρόπους: υπερχειλιστές (weirs), γραμμές τάσης (rating curves) και εξισώσεις Manning. Το πρόγραμμα επιλέγει μεταξύ αυτών των δυνατοτήτων με τον εξής τρόπο:

- Αν εισάγεται ένα ύψος υπερχειλιστή, τότε εφαρμόζεται η επιλογή υπερχειλιστή.
- Αν το ύψος υπερχειλιστή είναι μηδέν και εισάγεται ένας συντελεστής τραχύτητας (n), τότε εφαρμόζεται η επιλογή της εξίσωσης Manning.
- Η τρίτη επιλογή εφαρμόζεται αν δεν πληρείται καμία από τις προηγούμενες συνθήκες.

2.6.2.2.1 Υπερχειλιστές (weirs)

Η Εικόνα 2.6.4 δείχνει πώς απεικονίζονται οι υπερχειλιστές στο Q2K. Ορισμοί συμβόλων:

H_i :το βάθος του τμήματος ανάντη του υπερχειλιστή [m]

H_{i+1} :το βάθος του τμήματος κατόντη του υπερχειλιστή [m]

$elev2_i$:το υψόμετρο από την επιφάνεια της θάλασσας του ανάντη τμήματος [m]

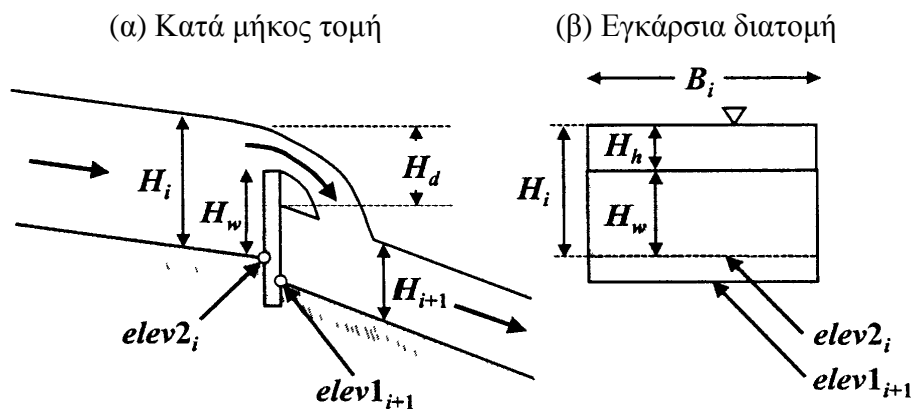
$elev1_{i+1}$:το υψόμετρο από την επιφάνεια της θάλασσας του κατόντη τμήματος [m]

H_w :το ύψος του υπερχειλιστή υπεράνω του $elev2_i$ [m]

H_d :η πτώση του υψομέτρου πάνω από το επίπεδο της θάλασσας ανάμεσα στην επιφάνεια του τμήματος i και του τμήματος $i+1$ [m]

H_h :το ύψος πάνω από τον υπερχειλιστή (head above the weir) [m]

B_i :το πλάτος του τμήματος i [m].



Εικόνα 2.6.4: Υπερχειλιστής λεπτής στέψης.

Για έναν υπερχειλιστή λεπτής στέψης όπου $H_h/H_w < 0.4$, η παροχή σχετίζεται με το ύψος H_h με την παρακάτω εμπειρική σχέση (Finnemore and Franzini, 2002) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006]

$$Q_i = 1.83 B_i H_h^{3/2} \quad (2.6.4)$$

όπου Q_i είναι η εκροή από το τμήμα ανάντη του υπερχειλιστή σε m^3/s , και τα B_i και H_h είναι σε m.

Η εξίσωση (2.6.4) μπορεί να λυθεί ως προς το H_h

$$H_h = \left(\frac{Q_i}{1.83 B_i} \right)^{2/3} \quad (2.6.5)$$

Το ανωτέρω αποτέλεσμα μπορεί κατόπιν να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του βάθους του τμήματος i και της πτώσης ύψους πάνω από τον υπερχειλιστή

$$\boxed{H_i = H_w + H_h} \quad (2.6.6)$$

και

$$H_d = elev2_i + H_i - elev1_{i+1} - H_{i+1} \quad (2.6.7)$$

Η ταχύτητα και το εμβαδόν της εγκάρσιας διατομής του τμήματος i μπορούν στη συνέχεια να υπολογιστούν ως εξής

$$A_{c,i} = B_i H_i \quad (2.6.8)$$

$$\boxed{U_i = \frac{Q_i}{A_{c,i}}} \quad (2.6.9)$$

2.6.2.2.2 Rating curves

Υπερβολικού τύπου εξισώσεις (power equations) μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να σχετίσουν τη μέση ταχύτητα και το βάθος με την παροχή,

$$U = a Q^b \quad (2.6.10)$$

$$H = \alpha Q^\beta \quad (2.6.11)$$

όπου a , b , α και β είναι εμπειρικοί συντελεστές που προσδιορίζονται από καμπύλες ταχύτητας-παροχής και στάθμης-παροχής, αντίστοιχα. Οι τιμές της ταχύτητας και του βάθους μπορούν κατόπιν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό του εμβαδού της εγκάρσιας διατομής και του πλάτους

$$A_c = \frac{Q}{U} \quad (2.6.12)$$

$$B = \frac{A_c}{H} \quad (2.6.13)$$

Τυπικές τιμές των εκθετών b και β δίνονται στον Πίνακα 2.6.1. Το άθροισμα των b και β πρέπει να είναι μικρότερο ή ίσο με 1. Αν δε συμβαίνει κάτι τέτοιο, τότε το πλάτος θα ελαττώνεται με αυξανόμενη παροχή. Αν το άθροισμά τους ισούται με 1, το κανάλι είναι ορθογωνικό.

Πίνακας 2.6.1: Τυπικές τιμές για τους εκθέτες των καμπυλών που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της ταχύτητας και του βάθους από την παροχή (Barnwell et al., 1989) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006].

Εξίσωση	Εκθέτης	Τυπική τιμή	Εύρος διακύμανσης
$U=a Q^b$	b	0.43	0.4-0.6
$H=\alpha Q^\beta$	β	0.45	0.3-0.5

2.6.2.2.3 Εξίσωση Manning

Κάθε τμήμα εξιδανικεύεται ως κανάλι τραπεζοειδούς διατομής (Εικόνα 2.6.5). Υπό συνθήκες σταθερής ροής, η εξίσωση Manning μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να εκφράσει τη σχέση ανάμεσα στην παροχή και το βάθος

$$Q = \frac{S_o^{1/2}}{n} \frac{A_c^{5/3}}{P^{2/3}} \quad (2.6.14)$$

όπου: Q :παροχή [m^3/s]

S_o :κλίση πυθμένα [m/m]

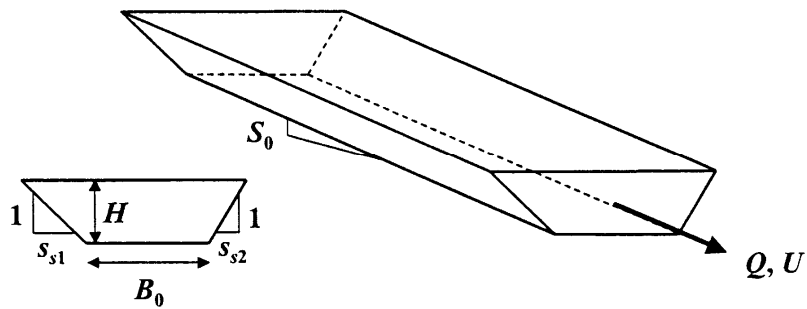
n :ο συντελεστής τραχύτητας του Manning

A_c :το εμβαδόν της εγκάρσιας διατομής [m^2]

P :η βρεχόμενη περίμετρος [m].

Το εμβαδόν της εγκάρσιας διατομής ενός καναλιού τραπεζοειδούς διατομής υπολογίζεται ως εξής

$$A_c = [B_o + 0.5 (s_{s1} + s_{s2}) H] H \quad (2.6.15)$$



Εικόνα 2.6.5: Κανάλι τραπεζοειδούς διατομής.

όπου: B_o :πλάτος πυθμένα [m]

s_{s1}, s_{s2} :οι δύο πλευρικές κλίσεις όπως φαίνονται στην Εικόνα 2.6.5 [m/m]

H :βάθος τμήματος [m].

Η βρεχόμενη περίμετρος υπολογίζεται ως εξής

$$P = B_o + H \sqrt{s_{s1}^2 + 1} + H \sqrt{s_{s2}^2 + 1} \quad (2.6.16)$$

Μετά την αντικατάσταση των εξισώσεων (2.6.15) και (2.6.16), η εξίσωση (2.6.14) μπορεί να λυθεί ακολουθώντας επαναληπτική διαδικασία για το βάθος (Chapra and Canale, 2002) [Από Chapra at al., 2006],

$$H_k = \frac{(Qn)^{3/5} \left(B_o + H_{k-1} \sqrt{s_{s1}^2 + 1} + H_{k-1} \sqrt{s_{s2}^2 + 1} \right)^{2/5}}{S^{3/10} [B_o + 0.5 (s_{s1} + s_{s2}) H_{k-1}]} \quad (2.6.17)$$

όπου $k=1, 2, \dots, n$, όπου $n=0$ αριθμός των επαναλήψεων. Η αρχική υπόθεση για το βάθος είναι ότι $H_0=0$. Η μέθοδος τερματίζεται όταν το εκτιμώμενο σφάλμα πέφτει κάτω από μια ορισμένη τιμή του 0.001%. Το εκτιμώμενο σφάλμα υπολογίζεται ως εξής

$$\varepsilon_a = \left| \frac{H_{k+1} - H_k}{H_{k+1}} \right| \times 100\% \quad (2.6.18)$$

Το εμβαδόν της εγκάρσιας διατομής μπορεί να προσδιοριστεί με την εξίσωση (2.6.15) και η ταχύτητα μπορεί στη συνέχεια να προσδιοριστεί από την εξίσωση συνεχείας,

$$U = \frac{Q}{A_c} \quad (2.6.19)$$

Το μέσο πλάτος του τμήματος, B [m], μπορεί να υπολογιστεί ως εξής

$$B = \frac{A_c}{H} \quad (2.6.20)$$

Προτεινόμενες τιμές για το συντ/στή του Manning δίνονται στον Πίνακα 2.6.2.

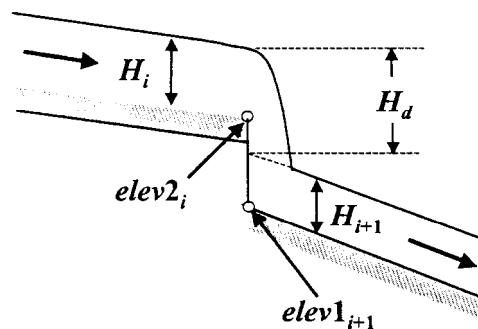
Πίνακας 2.6.2: Συντελεστής τραχύτητας του Manning για διάφορες επιφάνειες ανοικτών καναλιών (Chow et al., 1988) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006].

ΥΛΙΚΟ	<i>n</i>
Τεχνητά κανάλια	
Σκυρόδεμα	0.012
Πυθμένας από αμμοχάλικο με πλευρές:	
σκυρόδεμα	0.020
λίθοι με κονίαμα	0.023
χάλικες, θραυστοί λίθοι	0.033
Φυσικά κανάλια	
Λεία, ευθύγραμμο	0.025-0.04
Λεία, με στροφές και μερική βλάστηση (some weeds)	0.03-0.05
Βλάστηση και ποταμολίμνες (weeds and pools), με στροφές	0.05
Ορεινά ρεύματα με ογκόλιθους	0.04-0.10
Κλαδιά και φύλλα από κομμένα δέντρα, δέντρα παραγωγής ξυλείας (heavy brush, timber)	0.05-0.20

Ο συντελεστής του Manning συνήθως μεταβάλλεται με την παροχή και το βάθος (Gordon et al, 1992). Καθώς το βάθος ελαττώνεται σε χαμηλή παροχή, η σχετική τραχύτητα αυξάνεται. Τυπικές δημοσιευμένες τιμές για το συντελεστή n , με όρια διακύμανσης από γύρω στο 0.015 για λεία κανάλια μέχρι γύρω στο 0.15 για τραχέα φυσικά κανάλια, είναι αντιπροσωπευτικές συνθηκών στις οποίες η παροχή αντιστοιχεί στην πλήρη χωρητικότητα του καναλιού (the flow is at the bankfull capacity) (Rosgen, 1996). Κρίσιμες συνθήκες βάθους για την εκτίμηση της ποιότητας του νερού αντιστοιχούν γενικά σε βάθος πολύ μικρότερο από το bankfull, και η σχετική τραχύτητα μπορεί να είναι πολύ πιο υψηλή (Από Chapra and Pelletier, 2003).

2.6.2.2.4 Υδατοπτώσεις

Σε προηγούμενη παράγραφο υπολογίστηκε η πτώση του νερού πάνω από έναν υπερχειλιστή. Αυτή η τιμή είναι αναγκαία ώστε να υπολογιστεί ο αυξημένος επαναερισμός που συμβαίνει σε τέτοιες περιπτώσεις. Εκτός από τους υπερχειλιστές, τέτοιες πτώσεις μπορούν επίσης να παρατηρηθούν σε καταρράκτες (waterfalls) (Εικόνα 2.6.6).



Εικόνα 2.6.6: Υδατόπτωση.

Το QUAL2K υπολογίζει τέτοιες πτώσεις για περιπτώσεις όπου το υψόμετρο πάνω από το επίπεδο της θάλασσας πέφτει απότομα στο όριο μεταξύ δύο τμημάτων. Για το σκοπό αυτό το μοντέλο χρησιμοποιεί την εξίσωση (2.6.7). Πρέπει να σημειωθεί ότι η πτώση υπολογίζεται μόνον όταν το υψόμετρο πάνω από το επίπεδο της θάλασσας στο τέλος ενός τμήματος είναι μεγαλύτερο από το υψόμετρο στην αρχή του επόμενου κατάντη τμήματος, δηλαδή $elev2_i > elev1_{i+1}$.

2.6.2.3 Χρόνος διαδρομής (travel time)

Ο χρόνος παραμονής (residence time) κάθε τμήματος υπολογίζεται ως εξής

$$\tau_k = \frac{V_k}{Q_k} \quad (2.6.21)$$

όπου: τ_k : ο χρόνος παραμονής του k^{th} τμήματος [d]

V_k : ο όγκος του k^{th} τμήματος [m^3] = $A_{c,k} \Delta x_k$

Δx_k :το μήκος του k^{th} τμήματος [m].

Αυτοί οι χρόνοι συναθροίζονται στη συνέχεια για τον προσδιορισμό του χρόνου διαδρομής από την τροφοδοσία (headwater) μέχρι το κατάντη τέρμα του τμήματος i ,

$$t_{t,i} = \sum_{k=1}^i \tau_k \quad (2.6.22)$$

όπου: $t_{t,i}$:ο χρόνος διαδρομής [d].

2.6.2.4 Διαμήκης διασπορά

Υπάρχουν δύο δυνατότητες για τον προσδιορισμό της διαμήκους διασποράς για ένα όριο μεταξύ δύο τμημάτων. Αρχικά, ο χρήστης μπορεί απλώς να εισάγει εκτιμώμενες τιμές. Αν δε συμβαίνει αυτό, εφαρμόζεται μια μέθοδος που βασίζεται στην υδραυλική για να υπολογιστεί εσωτερικά η διασπορά βάσει της υδραυλικής του καναλιού,

$$E_{p,i} = 0.011 \frac{U_i^2 B_i^2}{H_i U_i^*} \quad (2.6.23)$$

όπου: $E_{p,i}$:η διαμήκης διασπορά ανάμεσα στα τμήματα i και $i+1$ [m^2/s]

U_i :ταχύτητα [m/s]

B_i :πλάτος [m]

H_i :μέσο βάθος [m]

U_i^* :διατμητική ταχύτητα [m/s], η οποία υπολογίζεται μέσω του τύπου

$$U_i^* = \sqrt{g H_i S_i} \quad (2.6.24)$$

όπου: g :επιτάχυνση της βαρύτητας [=9.81 m/s^2]

S_i :κλίση καναλιού [αδιάστατη].

Η εξίσωση (2.6.23) που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του συντελεστή διαμήκους διασποράς, είναι η εξίσωση (2.3.25) του Fischer, που περιγράφηκε στο

κεφάλαιο 2.3 και διατυπώνεται ξανά στο παρόν κεφάλαιο με τους συμβολισμούς του μοντέλου Q2K. Η εξίσωση (2.6.24) που δίνει τη διατμητική ταχύτητα, είναι αντίστοιχη της (2.3.20), εφόσον η υδραυλική ακτίνα στην (2.3.20) τεθεί ίση με το βάθος ροής για μεγάλο πλάτους κανάλια. Επίσης, στην εξίσωση (2.6.24) έχει υποθεθεί ότι η κλίση αντιστάσεων, S_f , ισούται με την κλίση του καναλιού, S .

Αφού υπολογιστεί ή οριστεί το $E_{p,i}$, η αριθμητική διασπορά (numerical dispersion) υπολογίζεται ως εξής

$$E_{n,i} = \frac{U_i \Delta x_i}{2} \quad (2.6.25)$$

Η διασπορά του μοντέλου E_i (δηλαδή η τιμή η χρησιμοποιούμενη στους υπολογισμούς του μοντέλου) υπολογίζεται κατόπιν ως εξής:

- Αν $E_{n,i} \leq E_{p,i}$, η διασπορά του μοντέλου E_i ορίζεται ως $E_{p,i} - E_{n,i}$.
- Αν $E_{n,i} > E_{p,i}$, η διασπορά του μοντέλου ορίζεται στο μηδέν.

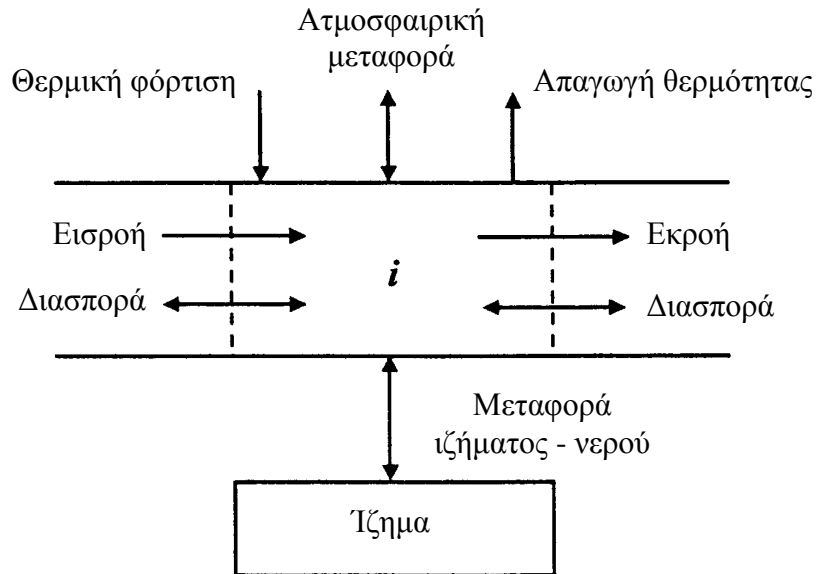
Για την τελευταία περίπτωση, η διασπορά που προκύπτει αριθμητικά θα είναι μεγαλύτερη από τη φυσική διασπορά. Συνεπώς, η ανάμιξη λόγω διασποράς θα είναι μεγαλύτερη απ' ό τι στην πραγματικότητα. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι για τα περισσότερα ποτάμια σε συνθήκες μόνιμης κατάστασης, η επίπτωση αυτής της υπερεκτίμησης στις βαθμίδες συγκέντρωσης θα είναι αμελητέα. Αν η διαφορά είναι σημαντική, η μόνη εναλλακτική λύση είναι να γίνουν τα μήκη των τμημάτων μικρότερα έτσι ώστε η αριθμητική διασπορά να γίνει μικρότερη από τη φυσική διασπορά.

2.6.3 ΜΟΝΤΕΛΟ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ (TEMPERATURE MODEL)

Όπως φαίνεται στην Εικόνα 2.6.7, το θερμικό ισοζύγιο λαμβάνει υπόψη μεταφορές θερμότητας από όμορα τμήματα, φορτίσεις (loads), αφαιρέσεις (abstractions), την ατμόσφαιρα και τα ιζήματα. Ένα θερμικό ισοζύγιο μπορεί να γραφεί

για το τμήμα i ως εξής

$$\begin{aligned} \frac{dT_i}{dt} = & \frac{Q_{i-1}}{V_i} T_{i-1} - \frac{Q_i}{V_i} T_i - \frac{Q_{ab,i}}{V_i} T_i + \frac{E'_{i-1}}{V_i} (T_{i-1} - T_i) + \frac{E'_i}{V_i} (T_{i+1} - T_i) \\ & + \frac{W_{h,i}}{\rho_w C_{pw} V_i} \left(\frac{m^3}{10^6 \text{ cm}^3} \right) + \frac{J_{a,i}}{\rho_w C_{pw} H_i} \left(\frac{m}{100 \text{ cm}} \right) + \frac{J_{s,i}}{\rho_w C_{pw} H_i} \left(\frac{m}{100 \text{ cm}} \right) \end{aligned} \quad (2.6.26)$$



Εικόνα 2.6.7: Θερμικό ισοζύγιο.

όπου: T_i :θερμοκρασία στο τμήμα i [$^{\circ}\text{C}$]

t :χρόνος [d]

E'_i :ο μαζικός συντελεστής διασποράς (bulk dispersion coefficient) ανάμεσα στα τμήματα i και $i+1$ [m^3/d]

$W_{h,i}$:το τελικό θερμικό φορτίο (net heat load) από σημειακές και κατανεμημένες πηγές μέσα στο τμήμα i [cal/d]

ρ_w :η πυκνότητα του νερού [g/cm^3]

C_{pw} :η ειδική θερμότητα του νερού [cal/(g $^{\circ}\text{C}$)]

$J_{a,i}$:η ροή θερμότητας μεταξύ αέρα-νερού [cal/(cm^2 d)]

$J_{s,i}$:η ροή θερμότητας μεταξύ ιζήματος-νερού [cal/(cm^2 d)].

Ο μαζικός συντελεστής διασποράς (bulk dispersion coefficient) υπολογίζεται ως εξής

$$E'_i = \frac{E_i A_{c,i}}{(\Delta x_i + \Delta x_{i+1})/2} \quad (2.6.27)$$

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι στο κατάντη όριο εφαρμόζεται μια συνθήκη μηδενικής διασποράς.

Το τελικό θερμικό φορτίο από πηγές υπολογίζεται ως εξής

$$W_{h,i} = \rho C_p \left(\sum_{j=1}^{psi} Q_{ps,i,j} T_{ps,i,j} + \sum_{j=1}^{npsi} Q_{nps,i,j} T_{nps,i,j} \right) \quad (2.6.28)$$

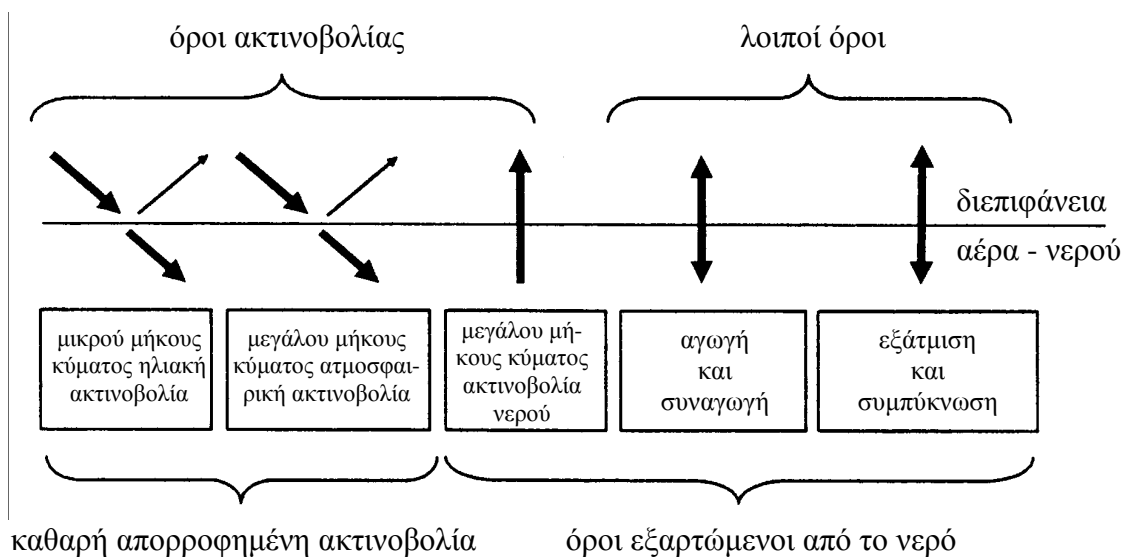
όπου: $T_{ps,i,j}$: η j th θερμοκρασία σημειακής πηγής για το τμήμα i [$^{\circ}\text{C}$]

$T_{nps,i,j}$: η j th θερμοκρασία μη-σημειακής πηγής για το τμήμα i [$^{\circ}\text{C}$].

2.6.3.1 Ροή θερμότητας στην επιφάνεια (Surface heat flux)

Όπως απεικονίζεται στην Εικόνα 2.6.8, η ανταλλαγή θερμότητας στην επιφάνεια μοντελοποιείται ως ένας συνδυασμός πέντε διεργασιών:

$$J_a = I(0) + J_{an} - J_{br} - J_c - J_e \quad (2.6.29)$$



Εικόνα 2.6.8: Οι συνιστώσες της ανταλλαγής θερμότητας στην επιφάνεια.

όπου: $I(0)$:καθαρή μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια του νερού

J_{an} :καθαρή μεγάλου μήκους κύματος ατμοσφαιρική ακτινοβολία

J_{br} :μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία από το νερό (back radiation)

J_c :αγωγή (conduction)

J_e :εξάτμιση.

Όλες οι ροές είναι εκφρασμένες σε $\text{cal/cm}^2/\text{d}$.

2.6.3.1.1 Ηλιακή ακτινοβολία

Το μοντέλο υπολογίζει την ποσότητα ηλιακής ακτινοβολίας που εισέρχεται στο νερό σε ένα συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος (L_{at}) και γεωγραφικό μήκος (L_{lm}) στην επιφάνεια της γης. Αυτή η ποσότητα είναι μια συνάρτηση της ακτινοβολίας στην ανώτατη επιφάνεια της γήινης ατμόσφαιρας η οποία εμφανίζει εξασθένηση εξαιτίας ατμοσφαιρικής εκπομπής, κάλυψης από νέφη, σκίασης και ανάκλασης,

$$I(0) = I_0 a_t a_c (1 - R_s) (1 - S_f) \quad (2.6.30)$$

εξωγήινη ακτινοβολία *ατμοσφαιρική εξασθένηση* *εξασθένηση από νέφη* *ανάκλαση* *σκίαση*

όπου: $I(0)$: ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια του νερού [$\text{cal/cm}^2/\text{d}$]

I_0 :εξωγήινη ακτινοβολία (δηλαδή, στην ανώτατη επιφάνεια της γήινης ατμόσφαιρας) [$\text{cal/cm}^2/\text{d}$]

a_t :ατμοσφαιρική εξασθένηση

a_c :εξασθένηση από νέφη

R_s :συντελεστής ανάκλασης (albedo) (ανακλώμενο κλάσμα)

S_f :effective shade (κλάσμα που εμποδίζεται από βλάστηση και τοπογραφία).

I. Η εξωγήινη ακτινοβολία (**extraterrestrial radiation**) υπολογίζεται ως εξής

(TVA, 1972) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006]

$$I_0 = \frac{W_0}{r^2} \sin \alpha \quad (2.6.31)$$

όπου: W_0 :η ηλιακή σταθερά [1367 W/m² ή 2823 cal/cm²/d]

r :κανονικοποιημένη ακτίνα της τροχιάς της γης (δηλαδή, ο λόγος της πραγματικής απόστασης γης-ήλιου προς τη μέση απόσταση γης-ήλιου)

α :το ύψος του ήλιου πάνω από τον ορίζοντα (the sun's altitude) [radians].

Είναι γνωστό ότι η γη, εκτός από την ετήσια περιστροφή της γύρω από τον ήλιο, εκτελεί και μια ακόμα περιοδική περιστροφική κίνηση γύρω από τον άξονά της, με περίοδο 24 ωρών. Άμεση συνέπεια των δύο αυτών περιοδικών κινήσεων είναι η μεταβολή, αφενός, της διάρκειας που ο ήλιος βρίσκεται πάνω από τον ορίζοντα ενός τόπου (θεωρητική ηλιοφάνεια) και, αφετέρου, της γωνίας μεταξύ των ηλιακών ακτίνων και του ορίζοντα στον τόπο αυτό (ύψος του ήλιου). Η γωνία αυτή, κατά τη μεσημβρία του τόπου, παίρνει τη μέγιστη τιμή της (Φλόκας, 1997).

Το ύψος του ήλιου μπορεί να υπολογιστεί ως εξής

$$\sin \alpha = \sin \delta \sin L_{at} + \cos \delta \cos L_{at} \cos(\tau) \quad (2.6.32)$$

όπου: δ :απόκλιση του ήλιου [radians]

L_{at} :γεωγραφικό πλάτος του τόπου [radians]

τ :η τοπική ωριαία γωνία του ήλιου [radians].

Η κανονικοποιημένη ακτίνα μπορεί να εκτιμηθεί ως εξής

$$r = 1 + 0.017 \cos \left[\frac{2\pi}{365} (186 - Dy) \right] \quad (2.6.33)$$

όπου: Dy :Ιουλιανή μέρα (Ιαν.1=1, Ιαν.2=2, κλπ.).

Η απόκλιση του ήλιου μπορεί να εκτιμηθεί ως εξής

$$\delta = 23.45 \frac{\pi}{180} \cos \left[\frac{2\pi}{365} (172 - Dy) \right] \quad (2.6.34)$$

Η τοπική ωριαία γωνία σε ακτίνια δίνεται από

$$\tau = \left(\frac{trueSolarTime}{4} - 180 \right) \frac{\pi}{180} \quad (2.6.35)$$

όπου:

$$trueSolarTime = localTime + eqtime - 4 \times L_{lm} - 60 \times timezone \quad (2.6.36)$$

όπου: *trueSolarTime* : η ηλιακή ώρα (solar time) προσδιοριζόμενη από την πραγματική

θέση του ήλιου στον ουρανό [minutes]

localTime : η τοπική ώρα σε minutes (local standard time)

L_{lm} : το γεωγραφικό μήκος του τόπου (θετικές μοίρες σε δεκαδική μορφή

(positive decimal degrees) για το δυτικό ημισφαίριο)

timezone : η τοπική ζώνη (αλλαγής) ώρας σε hours σχετική με τη μέση ώρα

Γκρήνουιτς (π.χ., -8 hours για Pacific Standard Time)

eqtime : η τιμή της αντιπροσωπεύει τη διαφορά ανάμεσα σε true solar time και mean solar time σε minutes.

Το QUAL2K υπολογίζει το ύψος του ήλιου πάνω από τον ορίζοντα και την *eqtime*, καθώς και τις ώρες ανατολής και δύσης του ηλίου χρησιμοποιώντας τους αλγόριθμους Meeus (1999) όπως εφαρμόστηκαν από το Ερευνητικό Τμήμα Επιφανειακής Ακτινοβολίας του NOAA (NOAA's Surface Radiation Research Branch). Η μέθοδος NOAA για τη θέση του ήλιου που χρησιμοποιείται στο QUAL2K περιλαμβάνει επίσης μια διόρθωση για την επίδραση της ατμοσφαιρικής διάθλασης (atmospheric refraction) (Chapra and Pelletier, 2003).

Η φωτοπερίοδος *f* [hours] υπολογίζεται ως εξής

$$f = t_{ss} - t_{sr} \quad (2.6.37)$$

όπου: t_{ss} :ώρα δύσης του ηλίου [hours]

t_{sr} :ώρα ανατολής του ηλίου [hours].

II. Διάφορες μέθοδοι έχουν δημοσιευθεί προκειμένου να εκτιμηθεί το κλάσμα της ατμοσφαιρικής εξασθένησης (**atmospheric attenuation**) από έναν αίθριο ουρανό (clear sky). Στο QUAL2K είναι διαθέσιμες δύο εναλλακτικές μέθοδοι (Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006):

- Η μέθοδος Bras (1990) υπολογίζει το a_t ως εξής:

$$a_t = e^{-n_{fac} a_1 m} \quad (2.6.38)$$

όπου n_{fac} είναι ένας παράγοντας ατμοσφαιρικής θολότητας (atmospheric turbidity factor) ο οποίος κυμαίνεται από περίπου 2 για αίθριους ουραμούς μέχρι 4 ή 5 για αστικές περιοχές με αιθαλομίχλη. Ο συντελεστής μοριακής σκέδασης (molecular scattering coefficient) (a_1) υπολογίζεται ως εξής

$$a_1 = 0.128 - 0.054 \log_{10} m \quad (2.6.39)$$

όπου m είναι η οπτική μάζα αέρα (optical air mass), που υπολογίζεται ως εξής

$$m = \frac{1}{\sin \alpha + 0.15 (\alpha_d + 3.885)^{-1.253}} \quad (2.6.40)$$

όπου: α_d :το ύψος του ήλιου πάνω από τον ορίζοντα σε degrees = $\alpha \times (180^\circ / \pi)$.

- Το μοντέλο των Ryan και Stolzenbach (1972) υπολογίζει το a_t από το υψόμετρο της επιφάνειας του εδάφους και το ύψος του ήλιου πάνω από τον ορίζοντα, ως εξής:

$$a_t = a_{tc} m \left(\frac{288 - 0.0065 \text{ elev}}{288} \right)^{5.256} \quad (2.6.41)$$

όπου: a_{tc} :ο συντελεστής ατμοσφαιρικής εκπομπής (0.70-0.91, τυπική προσεγγιστική τιμή 0.8)

$elev$:το υψόμετρο της επιφάνειας του εδάφους σε meters.

III. Η εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας λόγω κάλυψης από νέφη (**cloud attenuation**) υπολογίζεται από

$$a_c = 1 - 0.65 C_L^2 \quad (2.6.42)$$

όπου: C_L :κλάσμα του ουρανού που καλύπτεται από νέφη.

IV. Η ανακλαστικότητα (**reflectivity**) υπολογίζεται ως εξής

$$R_s = A \alpha_d^B \quad (2.6.43)$$

όπου A και B συντελεστές που σχετίζονται με την κάλυψη από νέφη (Πίνακας 2.6.3).

Πίνακας 2.6.3: Συντελεστές που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της ανακλαστικότητας με βάση την κάλυψη από νέφη (Chapra and Pelletier, 2003).

Νέφωση	Αίθριος ουρανός		Scattered		Broken		Νεφοσκεπής ουρανός	
C_L	0		0.1-0.5		0.5-0.9		1.0	
Συντελεστές	A	B	A	B	A	B	A	B
	1.18	-0.77	2.20	-0.97	0.95	-0.75	0.35	-0.45

V. **Shade** :είναι μια μεταβλητή εισόδου για το QUAL2K. Ορίζεται ως το κλάσμα της δυνητικής ηλιακής ακτινοβολίας που εμποδίζεται από τοπογραφία και βλάστηση. Εισάγονται τιμές ενιαίων ωριαίων εκτιμήσεων σκίασης για κάθε τμήμα.

2.6.3.1.2 Μεγάλου μήκους κύματος ατμοσφαιρική ακτινοβολία

Η καθοδική ροή μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα είναι ένας από τους μεγαλύτερους όρους στο επιφανειακό θερμικό ισοζύγιο. Η ροή αυτή μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας το νόμο των Stefan-Boltzmann

$$J_{an} = \sigma (T_{air} + 273)^4 \varepsilon_{sky} (1 - R_L) \quad (2.6.44)$$

όπου: σ :η σταθερά Stefan-Boltzmann = $11.7 \times 10^{-8} \text{ cal}/(\text{cm}^2 \text{ d K}^4)$

T_{air} :θερμοκρασία αέρα [$^{\circ}\text{C}$]

ε_{sky} :αποτελεσματική ικανότητα εκπομπής (effective emissivity) της ατμόσφαιρας [αδιάστατη]

R_L :συντελεστής ανάκλασης μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας [αδιάστατος].

Η ικανότητα εκπομπής (emissivity) είναι ο λόγος της ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος από ένα σώμα σε σύγκριση με την ακτινοβολία από έναν τέλειο εκπομπό (perfect emitter) της ίδιας θερμοκρασίας. Ο συντελεστής ανάκλασης είναι γενικά μικρός και τυπικά θεωρείται ίσος με 0.03.

Για την αποτελεσματική ικανότητα εκπομπής (ε_{sky}) είναι διαθέσιμες στο QUAL2K τρεις εναλλακτικές μέθοδοι (Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006):

- **Brutsaert (1982).** Η εξίσωση Brutsaert βασίζεται σε φυσικούς νόμους παρά στην εμπειρία και έχει δείξει ότι παρέχει ικανοποιητικά αποτελέσματα για μια ευρεία περιοχή ατμοσφαιρικών συνθηκών θερμοκρασίας αέρα και υγρασίας στα ενδιάμεσα γεωγραφικά πλάτη για συνθήκες υπεράνω αυτών της δημιουργίας πάγου.

$$\varepsilon_{clear} = 1.24 \left(\frac{1.333224 e_{air}}{T_a} \right)^{1/7}$$

όπου e_{air} είναι η τάση ατμών του αέρα [mm Hg] και T_a η θερμοκρασία του αέρα σε Κ. Ο παράγοντας 1.333224 μετατρέπει την τάση ατμών από mm Hg σε millibars. Η τάση ατμών του αέρα σε mm Hg υπολογίζεται ως εξής (Raudkivi, 1979) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006]:

$$e_{air} = 4.596 e^{\frac{17.27 T_d}{237.3 + T_d}} \quad (2.6.45)$$

όπου: T_d :η θερμοκρασία σημείου δρόσου [°C].

- **Brunt (1932).** Η εξίσωση του Brunt είναι ένα εμπειρικό μοντέλο που έχει κατά γενικό κανόνα χρησιμοποιηθεί στα μοντέλα ποιότητας νερού (Thomann and Mueller,

1987) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006]

$$\varepsilon_{clear} = A_a + A_b \sqrt{e_{air}}$$

όπου A_a και A_b είναι εμπειρικοί συντελεστές. Τιμές του A_a έχουν αναφερθεί να κυμαίνονται από περίπου 0.5 μέχρι 0.7 και τιμές του A_b από περίπου 0.031 μέχρι 0.076 mmHg^{-0.5} για μια ευρεία περιοχή ατμοσφαιρικών συνθηκών.

- **Koberg (1964).** Ο Koberg (1964) ανέφερε ότι το A_a στον τύπο του Brunt εξαρτάται τόσο από τη θερμοκρασία του αέρα όσο και από το λόγο της ηλιακής ακτινοβολίας που πέφτει σε μια επιφάνεια (incident solar radiation) προς την ακτινοβολία όταν ο ουρανός είναι αίθριος (R_{sc}). Όπως στην Εικόνα 2.6.9, παρουσίασε μια σειρά καμπυλών που δείχνουν ότι το A_a αυξάνει με το T_{air} και ελαττώνεται με το R_{sc} διατηρώντας σταθερό το A_b στα 0.0263 millibars^{-0.5} (περίπου 0.031 mmHg^{-0.5}).

Το παρακάτω πολυώνυμο χρησιμοποιείται στο Q2K παρέχοντας μια συνεχή προσέγγιση των καμπυλών Koberg.

$$A_a = a_k T_{air}^2 + b_k T_{air} + c_k$$

όπου

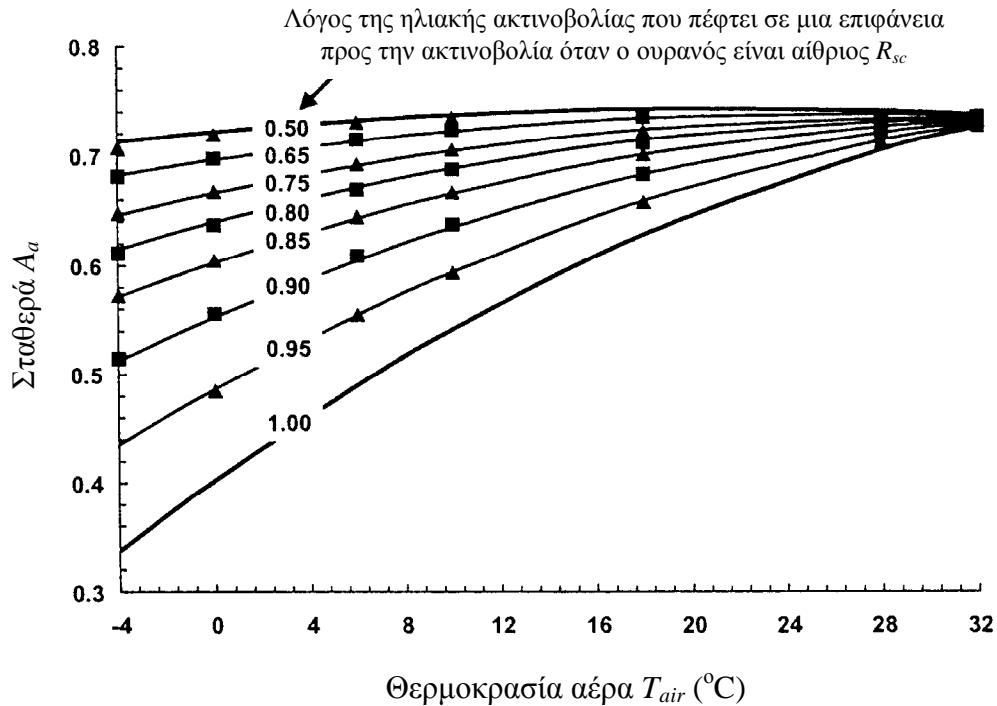
$$a_k = -0.00076437 R_{sc}^3 + 0.00121134 R_{sc}^2 - 0.00073087 R_{sc} + 0.0001106$$

$$b_k = 0.12796842 R_{sc}^3 - 0.2204455 R_{sc}^2 + 0.13397992 R_{sc} - 0.02586655$$

$$c_k = -3.25272249 R_{sc}^3 + 5.65909609 R_{sc}^2 - 3.43402413 R_{sc} + 1.43052757$$

Στην Εικόνα 2.6.9 απεικονίζεται η προσαρμογή αυτού του πολυωνύμου σε σημεία που έχουν επιλεγεί δειγματοληπτικά από τις καμπύλες Koberg. Για το A_a ορίζεται ένα ανώτερο όριο στο 0.735.

Για συνθήκες νεφελώδεις (cloudy conditions) η ατμοσφαιρική ικανότητα εκπομπής μπορεί να αυξηθεί ως αποτέλεσμα αυξημένης περιεκτικότητας σε υδρατμούς.



Εικόνα 2.6.9: Τα σημεία είναι επιλεγμένα δειγματοληπτικά από την οικογένεια καμπυλών του Koberg για να προσδιορίσουν την τιμή της σταθεράς A_a στην εξίσωση του Brunt για μεγάλου μήκους κύματος ατμοσφαιρική ακτινοβολία (Koberg, 1964) [Από Chappra and Pelletier, 2003; Chappra et al., 2006]. Οι γραμμές είναι η συναρτησιακή απεικόνιση που χρησιμοποιείται στο Q2K.

Οι ανώτεροι θύσανοι (high cirrus clouds) μπορεί να έχουν μια ασήμαντη επίδραση στην ατμοσφαιρική ικανότητα εκπομπής, αλλά τα κατώτερα νεφοστρώματα (lower stratus clouds) και οι σωρείτες (cumulus clouds) μπορεί να έχουν μια σημαντική επίδραση. Η μέθοδος Koberg λαμβάνει υπόψη την επίδραση των νεφών στην ικανότητα εκπομπής μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας στον προσδιορισμό του συντελεστή A_a . Οι μέθοδοι Brunt και Brutsaert προσδιορίζουν την ικανότητα εκπομπής ενός αίθριου ουρανού και δε λαμβάνουν υπόψη την επίδραση των νεφών. Για το λόγο αυτό, αν επιλεγούν οι μέθοδοι Brunt ή Brutsaert, τότε η αποτελεσματική ατμοσφαιρική ικανότητα εκπομπής για νεφελώδεις ουραμούς (ϵ_{sky}) εκτιμάται από την ικανότητα εκπομπής αίθριου ουρανού χρησιμοποιώντας μια μη γραμμική συνάρτηση της

κλασματικής κάλυψης από νέφη της μορφής (TVA, 1972) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006]:

$$\varepsilon_{sky} = \varepsilon_{clear} (1 + 0.17 C_L^2) \quad (2.6.46)$$

2.6.3.1.3 Μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία από το νερό

Η προς τα πίσω ακτινοβολία από την επιφάνεια του νερού περιγράφεται από το νόμο των Stefan-Boltzmann

$$J_{br} = \varepsilon \sigma (T + 273)^4 \quad (2.6.47)$$

όπου: ε :ικανότητα εκπομπής του νερού (emissivity of water) (=0.97)

T :η θερμοκρασία του νερού [$^{\circ}\text{C}$].

2.6.3.1.4 Αγωγή και Συναγωγή

Αγωγή (conduction) είναι η μεταφορά θερμότητας από μόριο σε μόριο όταν υλικά διαφορετικών θερμοκρασιών φέρονται σε επαφή. Συναγωγή (convection) είναι η μεταφορά θερμότητας που συντελείται λόγω μετακίνησης μάζας ρευστών. Και οι δύο μπορούν να συμβούν στη διεπιφάνεια αέρα-νερού και μπορούν να περιγραφούν από,

$$J_c = c_1 f(U_w) (T_s - T_{air}) \quad (2.6.48)$$

όπου c_1 ο συντελεστής Bowen (=0.47 mmHg/ $^{\circ}\text{C}$). Ο όρος $f(U_w)$ ορίζει την εξάρτηση της μεταφοράς από την ταχύτητα του ανέμου πάνω από την επιφάνεια του νερού. U_w είναι η ταχύτητα του ανέμου μετρημένη σε σταθερή απόσταση πάνω από την επιφάνεια του νερού.

Υπάρχουν πολλές σχέσεις για τον ορισμό της εξάρτησης από τον άνεμο. Οι Bras (1990), Edinger et al (1974) και Shanahan (1984) παρουσιάζουν ανασκοπήσεις διαφόρων μεθόδων. Ορισμένοι ερευνητές έχουν προτείνει ότι η αγωγή /συναγωγή και η εξάτμιση είναι αμελητέες απουσία ανέμου (π.χ. Marciano and Harbeck, 1952), πράγμα

που είναι σύμφωνο με την υπόθεση ότι μόνο μοριακές διεργασίες συνεισφέρουν στη μεταφορά μάζας και θερμότητας χωρίς άνεμο (Edinger et al, 1974). Άλλοι ερευνητές (π.χ. Brady Graves and Geyer, 1969; Harbeck, 1962; Ryan and Harleman, 1971; Helfrich et al, 1982; Adams et al, 1987) έχουν δείξει ότι σημαντική αγωγή /συναγωγή και εξάτμιση μπορούν να συντελεστούν απουσία ανέμου. Αυτή η τελευταία άποψη βρίσκει ευμενή απήχηση (Edinger et al, 1974), ειδικά όταν πρόκειται για υδάτινα σώματα που εμφανίζουν θερμοκρασίες νερού μεγαλύτερες από αυτές του αέρα (Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006).

Οι Brady, Graves και Geyer (1969) έδειξαν ότι αν η θερμοκρασία στην επιφάνεια του νερού είναι μεγαλύτερη από τη θερμοκρασία του αέρα, τότε “ο αέρας που γειτνιάζει με την επιφάνεια του νερού θα έτεινε να γίνει και θερμότερος και πιο υγρός από τον αέρα που βρίσκεται υπεράνω του, και εξαιτίας αυτού θα γινόταν λιγότερο πυκνός. Τα επακόλουθα κατακόρυφα αέρια ρεύματα συναγωγής ... θα μπορούσε να αναμένεται ότι θα πετύχαιναν πολύ υψηλότερους ρυθμούς μεταφοράς θερμότητας και μάζας από την επιφάνεια του νερού [ακόμα και απουσία ανέμου] σε σχέση με αυτούς που θα ήταν δυνατό να επιτευχθούν μόνο με μοριακή διάχυση” (Edinger et al, 1974). Οι θερμοκρασίες του νερού στα φυσικά υδάτινα σώματα είναι συχνά μεγαλύτερες από τη θερμοκρασία του αέρα, ειδικά τη νύχτα (Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006).

Από τους Edinger et al (1974) υποδεικνύεται ότι η σχέση που προτάθηκε από τους Brady, Graves και Geyer (1969) βασιζόμενη σε δεδομένα από ψυχόμενες λίμνες, θα μπορούσε να είναι αντιπροσωπευτική των περισσότερων περιβαλλοντικών συνθηκών. Από τον Shanahan (1984) υποδεικνύεται ότι η εξίσωση Lake Hefner (Marciano and Harbeck, 1952) είναι κατάλληλη για φυσικά νερά στα οποία η θερμοκρασία του

νερού είναι μικρότερη από τη θερμοκρασία του αέρα. Από τον Shanahan επίσης υποδεικνύεται ότι η εξίσωση Ryan and Harleman (1971) όπως επαναρρυθμίστηκε από τους Helfrich et al (1982) είναι η πιο κατάλληλη για υδάτινα σώματα στα οποία οι θερμοκρασίες του νερού είναι μεγαλύτερες από τη θερμοκρασία του αέρα. Από τους Adams et al (1987) αναθεωρήθηκαν τα μοντέλα των Ryan and Harleman and Helfrich et al και προτάθηκε άλλη επαναρρύθμιση (recalibration) χρησιμοποιώντας πρόσθετα δεδομένα για υδάτινα σώματα που εμφανίζουν θερμοκρασίες νερού μεγαλύτερες από τη θερμοκρασία του αέρα (Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006).

Τρεις δυνατότητες επιλογής είναι διαθέσιμες στο Q2K για τον υπολογισμό του $f(U_w)$ (Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006):

- **Brady, Graves, and Geyer (1969)**

$$f(U_w) = 19.0 + 0.95 U_w^2$$

όπου: U_w : ταχύτητα ανέμου σε ένα ύψος 7m [m/s].

- **Adams et al. (1987)**

Με ενημέρωση του έργου των Ryan and Harleman (1971) και Helfrich et al (1982) από τους Adams et al. (1987) εξήχθη ένα εμπειρικό μοντέλο για τη συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου για θερμαινόμενα ύδατα (heated waters) το οποίο λαμβάνει υπόψη την ενίσχυση των ρευμάτων συναγωγής όταν η διαφορά εικονικής θερμοκρασίας (virtual temperature difference) ανάμεσα στο νερό και τον αέρα ($\Delta\theta_v$ σε degrees F) είναι μεγαλύτερη του μηδενός. Δύο συναρτήσεις για τον άνεμο που περιγράφηκαν από τους Adams et al., γνωστές επίσης ως East Mesa method, εφαρμόζονται στο QUAL2K (η ταχύτητα του ανέμου σ' αυτές τις εξισώσεις είναι σε ένα ύψος 2m).

- Adams 1: Αυτή η διατύπωση χρησιμοποιεί μια εμπειρική συνάρτηση για την

εκτίμηση της επίδρασης των ρευμάτων συναγωγής που προκαλούνται από διαφορές εικονικής θερμοκρασίας ανάμεσα σε νερό και αέρα, και η εξίσωση Harbeck (1962) χρησιμοποιείται για να αναπαραστήσει τη συνεισφορά στην αγωγή /συναγωγή και εξάτμιση που δεν οφείλεται σε ρεύματα συναγωγής προκαλούμενα από υψηλή εικονική θερμοκρασία νερού (virtual water temperature).

$$f(U_w) = 0.271 \sqrt{(22.4 \Delta\theta_v^{1/3})^2 + (24.2 A_{acres,i}^{-0.05} U_{w,mph})^2}$$

όπου $U_{w,mph}$ είναι η ταχύτητα του ανέμου σε mph και $A_{acres,i}$ το εμβαδόν της επιφάνειας του τμήματος i σε acres. Η σταθερά 0.271 μετατρέπει τις αρχικές μονάδες $\text{BTU ft}^{-2} \text{ day}^{-1} \text{ mmHg}^{-1}$ σε $\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1} \text{ mmHg}^{-1}$.

- Adams 2: Αυτή η διατύπωση χρησιμοποιεί μια εμπειρική συνάρτηση των διαφορών εικονικής θερμοκρασίας με την εξίσωση Marciano and Harbeck (1952) για τη συνεισφορά στην αγωγή /συναγωγή και εξάτμιση που δεν οφείλεται στην υψηλή εικονική θερμοκρασία νερού

$$f(U_w) = 0.271 \sqrt{(22.4 \Delta\theta_v^{1/3})^2 + (17 U_{w,mph})^2}$$

Η εικονική θερμοκρασία (virtual temperature) ορίζεται ως η θερμοκρασία ξηρού αέρα που έχει την ίδια πυκνότητα όπως ο αέρας κάτω από τις επιτόπιες (in situ) συνθήκες υγρασίας. Η διαφορά εικονικής θερμοκρασίας ανάμεσα στο νερό και τον αέρα ($\Delta\theta_v$ σε °F) λαμβάνει υπόψη την άνωση του υγρού αέρα πάνω από μια θερμαινόμενη υδάτινη επιφάνεια. Η διαφορά εικονικής θερμοκρασίας εκτιμάται από τη θερμοκρασία του νερού ($T_{w,f}$ σε °F), τη θερμοκρασία του αέρα ($T_{air,f}$ σε °F), την τάση ατμών στην επιφάνεια του νερού και τον αέρα (vapor pressure of water and air) (e_s και e_{air} σε mmHg) και την ατμοσφαιρική πίεση (η p_{atm} εκτιμάται στο QUAL2K ως πρότυπη

ατμοσφαιρική πίεση των 760 mmHg):

$$\Delta\theta_v = \left(\frac{T_{w,f} + 460}{1 + 0.378 e_s / p_{atm}} - 460 \right) - \left(\frac{T_{air,f} + 460}{1 + 0.378 e_{air} / p_{atm}} - 460 \right) \quad (2.6.49)$$

Το ύψος των μετρήσεων της ταχύτητας του ανέμου είναι επίσης ένας σημαντικός παράγοντας για την εκτίμηση της αγωγής /συναγωγής και εξάτμισης. Οι τιμές εισόδου για την ταχύτητα του ανέμου στο QUAL2K θεωρούνται ότι είναι αντιπροσωπευτικές των συνθηκών σε ένα ύψος 7 meters πάνω από την επιφάνεια του νερού. Για τη μετατροπή των μετρήσεων της ταχύτητας του ανέμου ($U_{w,z}$ σε m/s) που λαμβάνονται σε οποιοδήποτε ύψος (z_w σε meters) στις ισοδύναμες συνθήκες σε ένα ύψος $z=7$ m προκειμένου να εισαχθούν στο QUAL2K, μπορεί να χρησιμοποιηθεί η εξίσωση εκθετικού νόμου του ανέμου (TVA, 1972) [Από Chapra and Pelletier, 2003]:

$$U_w = U_{w,z} \left(\frac{z}{z_w} \right)^{0.15} \quad (2.6.50)$$

Για παράδειγμα, αν τα δεδομένα της ταχύτητας ανέμου έχουν ληφθεί από ένα ύψος 2 m, τότε η ταχύτητα ανέμου στα 7 m προκειμένου να εισαχθεί στο QUAL2K θα εκτιμηθεί πολλαπλασιάζοντας την τιμή που έχει μετρηθεί με έναν παράγοντα 1.2.

2.6.3.1.5 Εξάτμιση και Συμπύκνωση

Η απώλεια θερμότητας λόγω εξάτμισης μπορεί να παρασταθεί με το νόμο του Dalton,

$$J_e = f(U_w)(e_s - e_{air}) \quad (2.6.51)$$

όπου: e_s :η πίεση κορεσμού υδρατμών (saturation vapor pressure) στην επιφάνεια του νερού [mmHg]

e_{air} :η τάση των υδρατμών του αέρα [mmHg].

Η πίεση κορεσμού των υδρατμών υπολογίζεται ως εξής

$$e_s = 4.596 e^{\frac{17.27 T}{237.3+T}} \quad (2.6.52)$$

2.6.3.2 Μεταφορά θερμότητας μεταξύ ιζήματος-νερού

Ένα θερμικό ισοζύγιο για το ιζήμα στον πυθμένα που υπόκειται ενός υδάτινου τμήματος i μπορεί να γραφεί ως εξής

$$\frac{dT_{s,i}}{dt} = - \frac{J_{s,i}}{\rho_s C_{ps} H_{sed,i}} \quad (2.6.53)$$

όπου: $T_{s,i}$: η θερμοκρασία του ιζήματος στον πυθμένα κάτω από το τμήμα i [$^{\circ}\text{C}$]

ρ_s : η πυκνότητα των ιζημάτων [g/cm^3]

C_{ps} : η ειδική θερμότητα των ιζημάτων [$\text{cal}/(\text{g } ^{\circ}\text{C})$]

$J_{s,i}$: η ροή θερμότητας μεταξύ ιζήματος-νερού [$\text{cal}/(\text{cm}^2 \text{ d})$]

$H_{sed,i}$: το ενεργό πάχος του στρώματος του ιζήματος (effective thickness of the sediment layer) [cm].

Η ροή από τα ιζήματα στο νερό μπορεί να υπολογιστεί ως εξής

$$J_{s,i} = \rho_s C_{ps} \frac{\alpha_s}{H_{sed,i} / 2} (T_{si} - T_i) \times \frac{86400 \text{ s}}{d} \quad (2.6.54)$$

όπου: α_s : η θερμική διαχυτότητα του ιζήματος [cm^2/s].

Οι θερμικές ιδιότητες ορισμένων φυσικών ιζημάτων μαζί με τα συστατικά τους συνοψίζονται στον Πίνακα 2.6.4. Σημειώνεται ότι μαλακά, ζελατινώδη ιζήματα που βρίσκονται στις ζώνες απόθεσης λιμνών είναι πολύ πορώδη και προσεγγίζουν τις τιμές του νερού. Ορισμένα πολύ αργής ροής, “κλεισμένα” χωρικά (impounded) ποτάμια μπορεί να προσεγγίζουν μια τέτοια κατάσταση. Εντούτοις, οι ποταμοί θα τείνουν να έχουν πιο αδρόκοκα ιζήματα με σημαντικά κλάσματα άμμου, αμμοχάλικων και πέτρες. Υψίπεδα ρεύματα μπορεί να έχουν πυθμένες όπου κυριαρχούν ογκόλιθοι και βραχώδη υποστρώματα.

Εξετάζοντας τις ιδιότητες των συστατικών του Πίνακα 2.6.4, υποδεικνύεται ότι η παρουσία στερεού υλικού στα ιζήματα των ρευμάτων οδηγεί σε ένα μεγαλύτερο συντελεστή θερμικής διαχυτότητας από αυτόν του νερού ή των πορωδών ιζημάτων λίμνης. Για την ποσότητα αυτή στο Q2K χρησιμοποιείται μια τιμή $0.005 \text{ cm}^2/\text{s}$.

Επίσης, η ειδική θερμότητα τείνει να ελαττώνεται με την πυκνότητα. Έτσι, το γινόμενο των δύο αυτών ποσοτήτων τείνει να είναι περισσότερο σταθερό απ' ό,τι οι πολλαπλασιαστέοι. Εντούτοις, φαίνεται ότι η παρουσία στερεού υλικού στα ιζήματα των ρευμάτων οδηγεί σε μικρότερο γινόμενο από αυτό του νερού ή των ζελατινωδών ιζημάτων λίμνης. Για την ποσότητα αυτή στο Q2K χρησιμοποιείται μια τιμή $0.7 \text{ cal}/(\text{cm}^3 \text{ }^\circ\text{C})$. Τέλος, το πάχος του ιζήματος ορίζεται στα 10 cm.

Πίνακας 2.6.4: Θερμικές ιδιότητες για φυσικά ιζήματα και τα υλικά που τα συνιστούν (Chapra and Pelletier, 2003).

Type of material	thermal conductivity		thermal diffusivity		ρ g/cm ³	C_p cal/(g °C)	ρC_p cal/(cm ³ °C)
	w/m ² °C	cal/s/cm ² °C	m ² /s	cm ² /s			
<i>Sediment samples</i>							
Mud Flat	1.82	0.0044	4.80E-07	0.0048			0.906
Sand	2.50	0.0080	7.90E-07	0.0079			0.757
Mud Sand	1.80	0.0043	5.10E-07	0.0051			0.844
Mud	1.70	0.0041	4.50E-07	0.0045			0.903
Wet Sand	1.67	0.0040	7.00E-07	0.0070			0.570
Sand 23% saturation with water	1.82	0.0044	1.28E-06	0.0126			0.346
Wet Peat	0.36	0.0009	1.20E-07	0.0012			0.717
Rock	1.78	0.0042	1.18E-06	0.0118			0.357
Loam 75% saturation with water	1.78	0.0043	6.00E-07	0.0060			0.709
Lake, gelatinous sediments	0.46	0.0011	2.00E-07	0.0020			0.550
Concrete canal	1.55	0.0037	8.00E-07	0.0080	2.200	0.210	0.460
<i>Average of sediment samples:</i>	<i>1.57</i>	<i>0.0037</i>	<i>6.45E-07</i>	<i>0.0064</i>			<i>0.647</i>
<i>Miscellaneous measurements:</i>							
Lake, shoreline	0.59	0.0014					
Lake soft sediments			3.25E-07	0.0033			
Lake, with sand			4.00E-07	0.0040			
River, sand bed			7.70E-07	0.0077			
<i>Component materials:</i>							
Water	0.59	0.0014	1.40E-07	0.0014	1.000	0.999	1.000
Clay	1.30	0.0031	9.80E-07	0.0098	1.490	0.210	0.310
Soil, dry	1.09	0.0028	3.70E-07	0.0037	1.500	0.465	0.700
Sand	0.59	0.0014	4.70E-07	0.0047	1.520	0.190	0.290
Soil, wet	1.80	0.0043	4.50E-07	0.0045	1.810	0.525	0.950
Granite	2.89	0.0089	1.27E-06	0.0127	2.700	0.202	0.540
<i>Average of composite materials:</i>	<i>1.37</i>	<i>0.0033</i>	<i>6.13E-07</i>	<i>0.0061</i>	<i>1.670</i>	<i>0.432</i>	<i>0.632</i>

2.6.4 ΜΟΝΤΕΛΟ ΣΥΣΤΑΤΙΚΟΥ (CONSTITUENT MODEL)

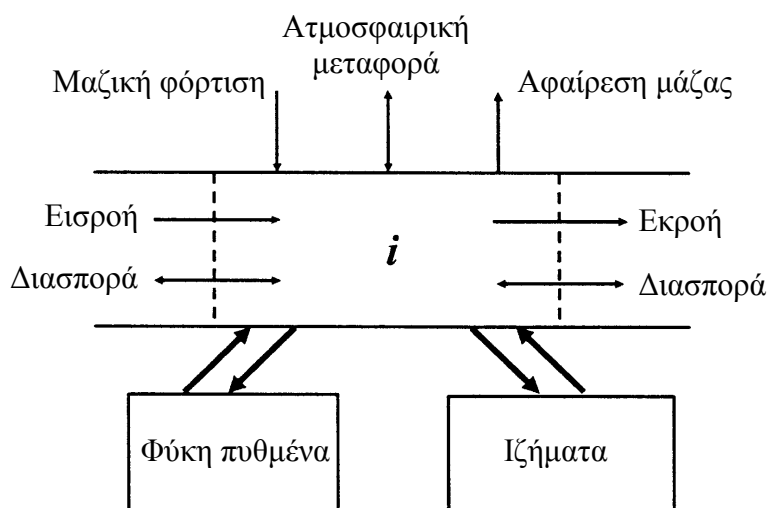
2.6.4.1 Συστατικά και γενικό ισοζύγιο μάζας

Τα συστατικά του μοντέλου παραθέτονται στον Πίνακα 2.6.5.

Πίνακας 2.6.5: Μεταβλητές που ορίζονται από το μοντέλο.

Μεταβλητή	Σύμβολο	Μονάδες*
Αγωγιμότητα (conductivity)	s	$\mu\text{mhos/cm}$
Ανόργανα αιωρούμενα στερεά (inorganic suspended solids)	m_i	mgD/L
Διαλυμένο οξυγόνο (dissolved oxygen)	o	mgO_2/L
Βραδέως αντιδρών CBOD (slowly reacting CBOD)	c_s	mgO_2/L
Ταχέως αντιδρών CBOD (fast reacting CBOD)	c_f	mgO_2/L
Διαλυμένο οργανικό άζωτο (dissolved organic nitrogen)	n_o	$\mu\text{gN/L}$
Αμμωνιακό άζωτο (ammonia nitrogen)	n_a	$\mu\text{gN/L}$
Νιτρικό άζωτο (nitrate nitrogen)	n_n	$\mu\text{gN/L}$
Διαλυμένος οργανικός φώσφορος (dissolved organic phosphorus)	p_o	$\mu\text{gP/L}$
Ανόργανος φώσφορος (inorganic phosphorus)	p_i	$\mu\text{gP/L}$
Φυτοπλαγκτόν (phytoplankton)	a_p	$\mu\text{gA/L}$
Οργανικά θρύμματα (detritus)	m_o	mgD/L
Παθογόνα (pathogen)	x	$\text{cfu}/100 \text{ mL}$
Αλκαλικότητα (alkalinity)	Alk	mgCaCO_3/L
Ολικός ανόργανος άνθρακας (total inorganic carbon)	c_T	mole/L
Φύκη πυθμένα (bottom algae)	a_b	gD/m^2

* $\text{mg/L} \equiv \text{g}/\text{m}^3$



Εικόνα 2.6.10: Ισοζύγιο μάζας (Chapra and Pelletier, 2003).

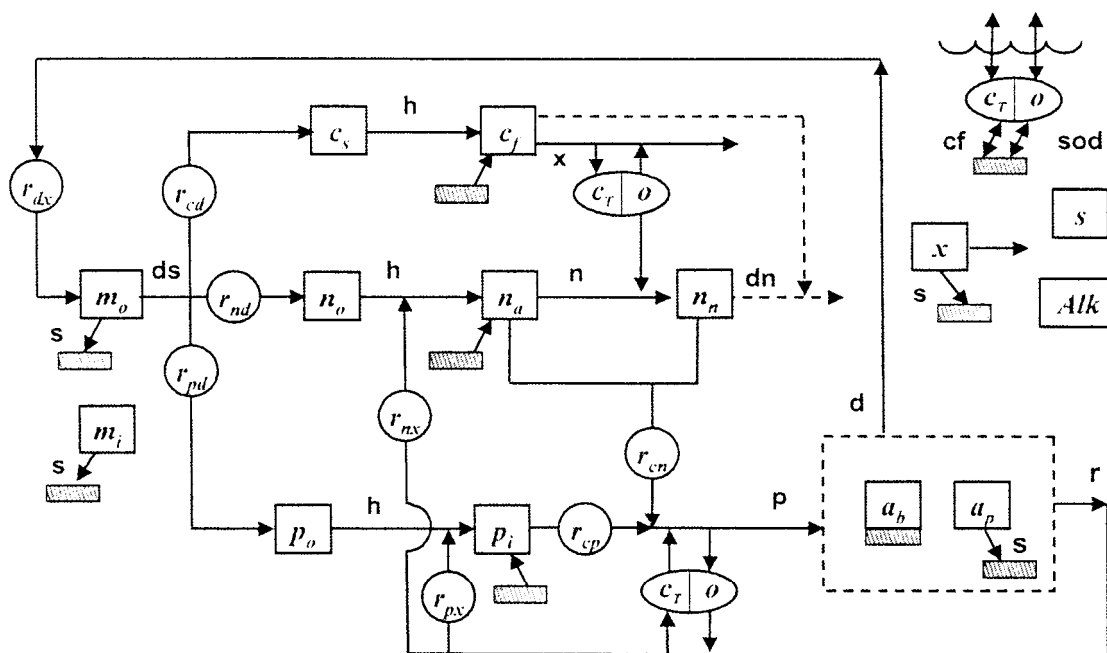
Για όλα εκτός από τα φύκη πυθμένα, ένα γενικό ισοζύγιο μάζας ενός

συστατικού σε ένα τμήμα γράφεται ως εξής (Εικόνα 2.6.10)

$$\frac{dc_i}{dt} = \frac{Q_{i-1}}{V_i} c_{i-1} - \frac{Q_i}{V_i} c_i - \frac{Q_{ab,i}}{V_i} c_i + \frac{E'_{i-1}}{V_i} (c_{i-1} - c_i) + \frac{E'_i}{V_i} (c_{i+1} - c_i) + \frac{W_i}{V_i} + S_i \quad (2.6.55)$$

όπου: W_i :η εξωτερική φόρτιση του συστατικού στο τμήμα i [g/d ή mg/d]

S_i :προσθήκες και απολήψεις (sources and sinks) του συστατικού οφειλόμενες σε αντιδράσεις και μηχανισμούς μεταφοράς μάζας [g/m³/d ή mg/m³/d].



Εικόνα 2.6.11: Κινητική μοντέλου και διεργασίες μεταφοράς μάζας. Κινητικές διεργασίες (kinetic processes) είναι: διάλυση (dissolution) (**ds**), υδρόλυση (**h**), οξείδωση (**x**), νιτροποίηση (**n**), απονιτροποίηση (**dn**), φωτοσύνθεση (**p**), θάνατος (**d**) και αναπνοή (**r**). Διεργασίες μεταφοράς μάζας (mass transfer processes) είναι: επαναερισμός (**re**), καθίζηση (**s**), ζήτηση οξυγόνου από το ιζήμα (sediment oxygen demand) (**SOD**) και ροή ανόργανου άνθρακα ιζήματος (sediment inorganic carbon flux) (**cf**). Ο δείκτης x για τις στοιχειομετρικές μετατροπές αντιπροσωπεύει χλωροφύλλη a (a) και ξηρό βάρος (d) για το φυτοπλαγκτόν και τα φύκη του πυθμένα, αντίστοιχα (Chapra and Pelletier, 2003).

Το εξωτερικό φορτίο υπολογίζεται ως εξής

$$W_i = \sum_{j=1}^{psi} Q_{ps,i,j} c_{ps,i,j} + \sum_{j=1}^{npsi} Q_{nps,i,j} c_{nps,i,j} \quad (2.6.56)$$

όπου: $c_{ps,i,j}$:η j th συγκέντρωση σημειακής πηγής για το τμήμα i [mg/L ή $\mu\text{g/L}$]

$c_{nps,i,j}$:η j th συγκέντρωση μη-σημειακής πηγής για το τμήμα i [mg/L ή $\mu\text{g/L}$].

Για τα φύκη πυθμένα, οι όροι μεταφοράς και φόρτισης παραλείπονται,

$$\frac{da_{b,i}}{dt} = S_{b,i} \quad (2.6.57)$$

όπου: $S_{b,i}$:προσθήκες και απολήψεις των φυκών του πυθμένα λόγω αντιδράσεων

[gD/m²/d].

Στην Εικόνα 2.6.11 απεικονίζονται οι πηγές και απολήψεις για τις οριζόμενες μεταβλητές.

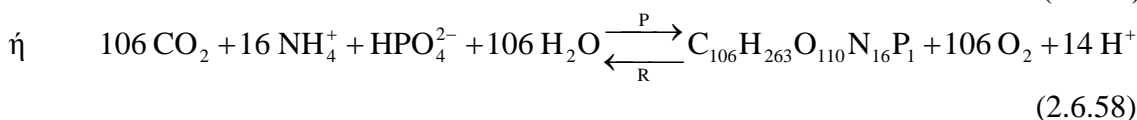
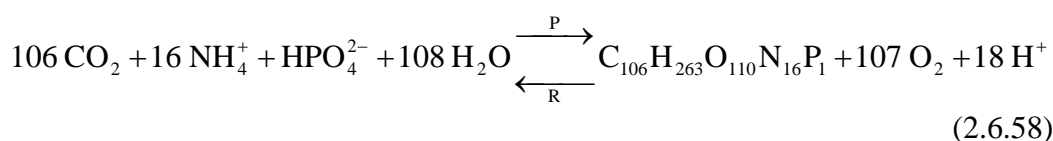
2.6.4.2 Βασικές αρχές αντίδρασης

2.6.4.2.1 Βιοχημικές αντιδράσεις

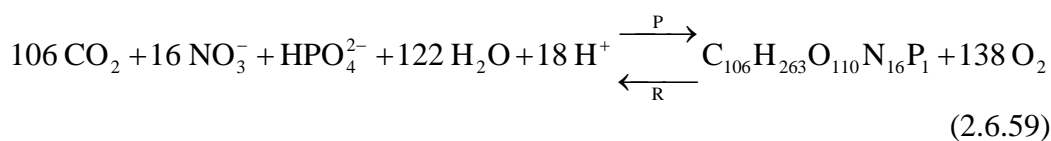
Οι παρακάτω χημικές εξισώσεις χρησιμοποιούνται για να αναπαραστήσουν τις κύριες βιοχημικές αντιδράσεις του μοντέλου:

Φωτοσύνθεση και αναπνοή φυτών:

Αμμώνιο ως υπόστρωμα:



Νιτρικά ως υπόστρωμα:



Η μέση χημική σύσταση της ύλης του φυτοπλαγκτού, το πόσο N και P

χρειάζονται ανά γραμμάριο παραγόμενης βιομάζας, δίνονται από την αναλογία του Redfield (μέση αναλογία για όλη την πρωτογενή παραγωγικότητα):



Νιτροποίηση:



Απονιτροποίηση:



2.6.4.2.2 Στοιχειομετρία οργανικής ύλης

Το μοντέλο προϋποθέτει ότι η στοιχειομετρία της οργανικής ύλης (δηλαδή φυτών και οργανικών θρυμμάτων) καθορίζεται από το χρήστη. Ως μια πρώτη προσέγγιση υποδεικνύεται η ακόλουθη αναλογία (Redfield et al., 1963; Chapra, 1997) [Από Chapra and Pelletier, 2003],

$$100 \text{ gD}:40 \text{ gC}:7200 \text{ mgN}:1000 \text{ mgP}:1000 \text{ mgA} \quad (2.6.62)$$

Οι όροι D, C, N, P και A αφορούν σε ξηρό βάρος, άνθρακα, άζωτο, φώσφορο και χλωροφύλλη *a*, αντίστοιχα. Θα πρέπει να σημειωθεί, ότι από τις ανωτέρω τιμές η πιο μεταβλητή είναι αυτή της χλωροφύλλης *a* με όρια διακύμανσης περίπου 500-2000 mgA (Laws and Chalup, 1990; Chapra, 1997) [Από Chapra and Pelletier, 2003].

Οι τιμές αυτές συνδυάζονται στη συνέχεια για τον προσδιορισμό στοιχειομετρικών αναλογιών, όπως

$$r_{xy} = \frac{\text{gX}}{\text{gY}} \quad (2.6.63)$$

όπου: gX :μάζα στοιχείου X [g]

gY :μάζα στοιχείου Y [g].

Για παράδειγμα, η ποσότητα αζώτου που ελευθερώνεται κατά τη διάλυση 1 gD

οργανικών θρυμμάτων, μπορεί να υπολογιστεί ως εξής

$$r_{nd} = \frac{7200 \text{ mgN}}{100 \text{ gD}} = 72 \frac{\text{mgN}}{\text{gD}}$$

Άλλο παράδειγμα: η ποσότητα οργανικών θρυμμάτων (σε ξηρό βάρος) που ελευθερώνεται λόγω θανάτου 1 mgA φυτοπλαγκτού, μπορεί να υπολογιστεί ως εξής

$$r_{da} = \frac{100 \text{ gD}}{1000 \text{ mgA}} = 0.1 \frac{\text{gD}}{\text{mgA}}$$

I. Παραγωγή και κατανάλωση οξυγόνου

Το μοντέλο προϋποθέτει ότι έχουν οριστεί οι ρυθμοί παραγωγής και κατανάλωσης οξυγόνου. Αν η αμμωνία είναι το υπόστρωμα, η ακόλουθη αναλογία (βασισόμενη στην εξίσωση (2.6.58)) μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να προσδιοριστούν τα γραμμάρια παραγόμενου οξυγόνου για κάθε γραμμάριο φυτικής ύλης που παράγεται μέσω της φωτοσύνθεσης.

$$r_{oca} = \frac{107 \text{ moleO}_2 (32 \text{ gO}_2/\text{moleO}_2)}{106 \text{ moleC} (12 \text{ gC}/\text{moleC})} = 2.69 \frac{\text{gO}_2}{\text{gC}} \quad (2.6.64)$$

Αν τα νιτρικά είναι το υπόστρωμα, εφαρμόζεται η ακόλουθη αναλογία (βασισόμενη στην εξίσωση (2.6.59))

$$r_{ocn} = \frac{138 \text{ moleO}_2 (32 \text{ gO}_2/\text{moleO}_2)}{106 \text{ moleC} (12 \text{ gC}/\text{moleC})} = 3.47 \frac{\text{gO}_2}{\text{gC}} \quad (2.6.65)$$

Για τη νιτροποίηση, η ακόλουθη αναλογία βασίζεται στην εξίσωση (2.6.60)

$$r_{on} = \frac{2 \text{ moleO}_2 (32 \text{ gO}_2/\text{moleO}_2)}{1 \text{ moleN} (14 \text{ gN}/\text{moleN})} = 4.57 \frac{\text{gO}_2}{\text{gN}} \quad (2.6.66)$$

II. Κατανάλωση CBOD οφειλόμενη σε απονιτροποίηση

Κατά την απονιτροποίηση καταναλώνεται CBOD, όπως απεικονίζεται με την εξίσωση (2.6.61)

$$r_{\text{ondn}} = 2.67 \frac{\text{gO}_2}{\text{gC}} \frac{5 \text{ moleC} \times 12 \text{ gC/moleC}}{4 \text{ moleN} \times 14 \text{ gN/moleN}} \times \frac{1 \text{ gN}}{1000 \text{ mgN}} = 0.00286 \frac{\text{gO}_2}{\text{mgN}} \quad (2.6.67)$$

2.6.4.2.3 Επίδραση της θερμοκρασίας στις αντιδράσεις

Η επίδραση της θερμοκρασίας για όλες τις αντιδράσεις πρώτης τάξης περιγράφεται από τη σχέση

$$k(T) = k(20) \theta^{T-20} \quad (2.6.68)$$

όπου: $k(T)$:η σταθερά ρυθμού αντίδρασης [1/d] στη θερμοκρασία T [°C]

θ :ο συντελεστής θερμοκρασίας για την αντίδραση.

2.6.4.3 Αντιδράσεις συστατικών

Στις επόμενες παραγράφους παρουσιάζονται οι μαθηματικές σχέσεις που περιγράφουν τις επί μέρους αντιδράσεις και συγκεντρώσεις των μεταβλητών που ορίζονται από το μοντέλο (Πίνακας 2.6.5).

2.6.4.3.1 Συντηρητική ουσία (s)

Εξορισμού οι συντηρητικές ουσίες δε λαμβάνουν μέρος σε αντιδράσεις:

$$S_s = 0 \quad (2.6.69)$$

2.6.4.3.2 Φυτοπλαγκτόν (a_p)

Η αύξηση του φυτοπλαγκτού οφείλεται στη φωτοσύνθεση και οι απώλειες σε αναπνοή, θάνατο και καθίζηση.

$$S_{ap} = \text{PhytoPhoto} - \text{PhytoResp} - \text{PhytoDeath} - \text{PhytoSettl} \quad (2.6.70)$$

I. Φωτοσύνθεση

Η φωτοσύνθεση του φυτοπλαγκτού είναι μια συνάρτηση της θερμοκρασίας, των θρεπτικών και του φωτός

$$\text{PhytoPhoto} = \mu_p a_p \quad (2.6.71)$$

όπου: μ_p : ρυθμός φωτοσύνθεσης του φυτοπλαγκτού [/d], που υπολογίζεται ως εξής

$$\mu_p = k_{gp}(T) \phi_{Np} \phi_{Lp} \quad (2.6.72)$$

όπου: $k_{gp}(T)$: ο μέγιστος ρυθμός φωτοσύνθεσης στη θερμοκρασία T [/d]

ϕ_{Np} : παράγοντας επίδρασης της διαθεσιμότητας των θρεπτικών στην ανάπτυξη του φυτοπλαγκτού (phytoplankton nutrient attenuation factor) [αδιάστατος αριθμός μεταξύ 0 και 1]

ϕ_{Lp} : παράγοντας επίδρασης του φωτός στην ανάπτυξη του φυτοπλαγκτού (phytoplankton light attenuation coefficient) [αδιάστατος αριθμός μεταξύ 0 και 1].

- **Περιορισμός θρεπτικών.** Οι εξισώσεις Michaelis-Menten χρησιμοποιούνται για να αναπαραστήσουν τον περιορισμό στην ανάπτυξη για τα περιοριστικά στοιχεία ανόργανο άζωτο και φώσφορο. Η ελάχιστη τιμή χρησιμοποιείται στην περίπτωση αυτή για να υπολογιστεί ο παράγοντας επίδρασης της διαθεσιμότητας των θρεπτικών,

$$\phi_{Np} = \min\left(\frac{n_a + n_n}{k_{sNp} + n_a + n_n}, \frac{p_i}{k_{sPp} + p_i}\right) \quad (2.6.73)$$

όπου: k_{sNp} : σταθερά ημίσεως κορεσμού για το άζωτο (nitrogen half-saturation constant) ή σταθερά Michaelis-Menten ή η τιμή της συγκέντρωσης του αζώτου για την οποία η ταχύτητα της δράσης είναι ίση με το μισό της ταχύτητας κορεσμού (Κούκιος και Κέκος, 1989), δηλαδή επιτυγχάνεται το μισό της μέγιστης ανάπτυξης [μgN/L]

k_{sPp} : σταθερά ημίσεως κορεσμού για τον φώσφορο (phosphorus half-saturation constant) ή σταθερά Michaelis-Menten ή η τιμή της συγκέντρωσης του φωσφόρου για την οποία η ταχύτητα της δράσης είναι ίση με το μισό της

ταχύτητας κορεσμού δηλαδή επιτυγχάνεται το μισό της μέγιστης ανάπτυξης [μgP/L].

- **Περιορισμός φωτός.** Η εξασθένηση του φωτός μέσα από το νερό θεωρείται ότι ακολουθεί το νόμο των Beer-Lambert,

$$PAR(z) = PAR(0) e^{-k_e z} \quad (2.6.74)$$

όπου: $PAR(z)$:ακτινοβολία διαθέσιμη για φωτοσύνθεση (Photosynthetically Available Radiation) (PAR) σε βάθος z κάτω από την επιφάνεια του νερού [ly/d]

k_e :ο συντελεστής απορρόφησης του φωτός στο νερό (light extinction coefficient) [m^{-1}].

Σημειώνεται ότι ly/d=langley per day. 1 langley ισούται με 1 calorie ανά τετραγωνικό εκατοστό. Επίσης ισχύει η προσέγγιση: $1 \mu E/m^2/s \cong 0.45 \text{ Langley/day}$ (LI-COR, Lincoln, NE) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006].

Η PAR στην επιφάνεια του νερού θεωρείται σταθερό κλάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας

$$PAR(0) = 0.47 I(0) \quad (2.6.75)$$

Ο συντελεστής απορρόφησης (συντελεστής εξασθένησης) σχετίζεται με τις μεταβλητές του μοντέλου μέσω της σχέσης

$$k_e = k_{eb} + \alpha_i m_i + \alpha_o m_o + \alpha_p a_p + \alpha_{pn} a_p^{2/3} \quad (2.6.76)$$

όπου: k_{eb} :ο συντελεστής υποβάθρου (background coefficient) που εξηγεί την εξασθένηση που οφείλεται στο νερό και το χρώμα [1/m]

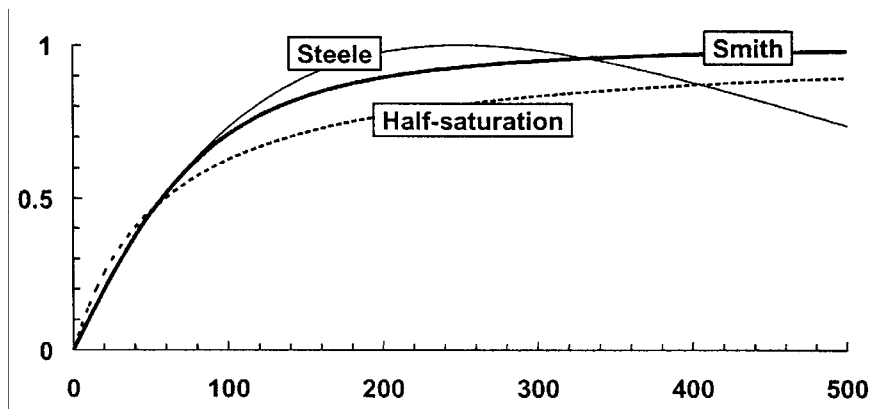
$\alpha_i, \alpha_o, \alpha_p, \alpha_{pn}$:σταθερές που λαμβάνουν υπόψη τις επιπτώσεις των ανόργανων αιωρούμενων στερεών [L/mgD/m], της σωματιδιακής οργανικής ύλης [L/mgD/m] και της χλωροφύλλης [L/μgA/m και (L/μgA)^{2/3}/m], αντίστοιχα.

Προτεινόμενες τιμές για τους ανωτέρω συντελεστές παραθέτονται στον Πίνακα 2.6.6.

Πίνακας 2.6.6: Προτεινόμενες τιμές για τους συντελεστές εξασθένησης του φωτός (Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006).

Σύμβολο	Τιμή	Αναφορά
α_i	0.052	Di Toro (1978)
α_o	0.174	Di Toro (1978)
α_p	0.0088	Riley (1956)
α_{pn}	0.054	Riley (1956)

Τρία μοντέλα εφαρμόζονται για να περιγράψουν την επίδραση του φωτός στη φωτοσύνθεση του φυτοπλαγκτού (Εικόνα 2.6.12):



Εικόνα 2.6.12: Τρία μοντέλα που εφαρμόζονται για να περιγράψουν την εξάρτηση από το φως της φωτοσύνθεσης του φυτοπλαγκτού και των φυκών πυθμένα. Το διάγραμμα απεικονίζει τον περιορισμό στην ανάπτυξη (growth attenuation) ως προς την ένταση της PAR [ly/d] (Chapra and Pelletier, 2003).

Μοντέλο ημίσεως κορεσμού (Michaelis-Menten) για το φως:

$$F_{Lp} = \frac{I(z)}{K_{Lp} + I(z)} \quad (2.6.77)$$

όπου: F_{Lp} :περιορισμός στην ανάπτυξη του φυτοπλαγκτού που οφείλεται στο φως

K_{Lp} :παράμετρος φωτός για το φυτοπλαγκτόν. Στην περίπτωση του μοντέλου ημίσεως κορεσμού, η παράμετρος φωτός είναι ένας συντελεστής ημίσεως κορεσμού [ly/d].

Η ανωτέρω εξίσωση σε συνδυασμό με το νόμο των Beer-Lambert και μετά την

ολοκλήρωση ως προς το βάθος του νερού, H [m], δίνει τον παράγοντα επίδρασης του φωτός στην ανάπτυξη του φυτοπλαγκτού ως εξής

$$\phi_{Lp} = \frac{1}{k_e H} \ln \left(\frac{K_{Lp} + I(0)}{K_{Lp} + I(0) e^{-k_e H}} \right) \quad (2.6.78)$$

Συνάρτηση Smith:

$$F_{Lp} = \frac{I(z)}{\sqrt{K_{Lp}^2 + I(z)^2}} \quad (2.6.79)$$

όπου: K_{Lp} :η παράμετρος Smith για το φυτοπλαγκτόν [ly/d], δηλαδή η PAR στην οποία η ανάπτυξη είναι 70.7% της μέγιστης.

Η εξίσωση αυτή σε συνδυασμό με το νόμο των Beer-Lambert και μετά την ολοκλήρωση ως προς το βάθος του νερού, δίνει

$$\phi_{Lp} = \frac{1}{k_e H} \ln \left(\frac{I(0)/K_{Lp} + \sqrt{1 + (I(0)/K_{Lp})^2}}{(I(0)/K_{Lp}) e^{-k_e H} + \sqrt{1 + ((I(0)/K_{Lp}) e^{-k_e H})^2}} \right) \quad (2.6.80)$$

Εξίσωση Steele:

$$F_{Lp} = \frac{I(z)}{K_{Lp}} e^{1 - \frac{I(z)}{K_{Lp}}} \quad (2.6.81)$$

όπου: K_{Lp} :η PAR στην οποία η ανάπτυξη του φυτοπλαγκτού είναι βέλτιστη [ly/d].

Η εξίσωση αυτή σε συνδυασμό με το νόμο των Beer-Lambert και μετά την ολοκλήρωση ως προς το βάθος του νερού, δίνει

$$\phi_{Lp} = \frac{2.718282}{k_e H} \left(e^{-\frac{I(0)}{K_{Lp}} e^{-k_e H}} - e^{-\frac{I(0)}{K_{Lp}}} \right) \quad (2.6.82)$$

II. Απώλειες

- **Αναπνοή.** Η αναπνοή του φυτοπλαγκτού αναπαρίσταται με κινητική πρώτης τάξης και ο ρυθμός αναπνοής μειώνεται σε χαμηλή συγκέντρωση οξυγόνου,

$$\text{PhytoResp} = k_{rp}(T) a_p \quad (2.6.83)$$

όπου: $k_{rp}(T)$: ρυθμός αναπνοής του φυτοπλαγκτού εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d].

- **Θάνατος.** Ο θάνατος του φυτοπλαγκτού αναπαρίσταται με κινητική πρώτης τάξης,

$$\text{PhytoDeath} = k_{dp}(T) a_p \quad (2.6.84)$$

όπου: $k_{dp}(T)$: ρυθμός θανάτου του φυτοπλαγκτού εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d].

- **Καθίζηση.** Η καθίζηση του φυτοπλαγκτού αναπαρίσταται ως εξής

$$\text{PhytoSettl} = \frac{v_a}{H} a_p \quad (2.6.85)$$

όπου: v_a : ταχύτητα καθίζησης του φυτοπλαγκτού [m/d].

2.6.4.3.3 Φύκη πυθμένα (a_b)

Η αύξηση των φυκών πυθμένα οφείλεται στη φωτοσύνθεση και οι απώλειες σε αναπνοή και θάνατο.

$$S_{ab} = \text{BotAlgPhoto} - \text{BotAlgResp} - \text{BotAlgDeath} \quad (2.6.86)$$

I. Φωτοσύνθεση

Η φωτοσύνθεση των φυκών πυθμένα περιγράφεται με μια απλοποίηση ενός μοντέλου που αναπτύχθηκε από τους Rutherford et al. (1999) (Chapra and Pelletier, 2003). Η φωτοσύνθεση ακολουθεί κινητική μηδενικής τάξης και η μέγιστη τιμή του ρυθμού μειώνεται λόγω της διαθεσιμότητας των θρεπτικών στοιχείων και του φωτός,

$$\text{BotAlgPhoto} = C_{gb}(T) \phi_{Nb} \phi_{Lb} \quad (2.6.87)$$

όπου: $C_{gb}(T)$: ο μέγιστος ρυθμός φωτοσύνθεσης εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία

[gD/(m² d)]

ϕ_{Nb} : παράγοντας επίδρασης της διαθεσιμότητας των θρεπτικών στην ανάπτυξη των φυκών πυθμένα (bottom algae nutrient attenuation factor) [αδιάστατος αριθμός μεταξύ 0 και 1]

ϕ_{Lb} : παράγοντας επίδρασης του φωτός στην ανάπτυξη των φυκών πυθμένα (bottom algae light attenuation coefficient) [αδιάστατος αριθμός μεταξύ 0 και 1].

- **Επίδραση θερμοκρασίας.** Όπως για τις αντιδράσεις πρώτης τάξης, η εξίσωση Arrhenius εφαρμόζεται προκειμένου να προσδιοριστεί ποσοτικά η επίδραση της θερμοκρασίας στη φωτοσύνθεση των φυκών πυθμένα,

$$C_{gb}(T) = C_{gb}(20) \theta^{T-20} \quad (2.6.88)$$

- **Περιορισμός θρεπτικών.** Οι εξισώσεις Michaelis-Menten χρησιμοποιούνται για να αναπαραστήσουν τον περιορισμό στην ανάπτυξη για τα περιοριστικά στοιχεία ανόργανο άζωτο και φώσφορο. Η ελάχιστη τιμή χρησιμοποιείται στην περίπτωση αυτή για να υπολογιστεί ο παράγοντας επίδρασης της διαθεσιμότητας των θρεπτικών,

$$\phi_{Nb} = \min\left(\frac{n_a + n_n}{k_{sNb} + n_a + n_n}, \frac{P_i}{k_{sPb} + P_i}\right) \quad (2.6.89)$$

όπου: k_{sNb} : σταθερά ημίσεως κορεσμού για το άζωτο [μgN/L]

k_{sPb} : σταθερά ημίσεως κορεσμού για τον φώσφορο [μgP/L].

- **Περιορισμός φωτός.** Σε αντίθεση με το φυτοπλαγκτόν, ο περιορισμός στην ανάπτυξη λόγω του φωτός σε οποιαδήποτε στιγμή προσδιορίζεται από την ποσότητα της PAR που φθάνει στον πυθμένα της υδάτινης στήλης. Η ποσότητα αυτή εκτιμάται εφαρμόζοντας το νόμο των Beer-Lambert στον πυθμένα του ποταμού,

$$I(H) = I(0) e^{-k_e H} \quad (2.6.90)$$

Όπως με το φυτοπλαγκτόν, τρία μοντέλα (εξισώσεις (2.6.77), (2.6.79) και (2.6.81)) εφαρμόζονται για να περιγράψουν την επίδραση του φωτός στη φωτοσύνθεση των φυκών πυθμένα. Αντικαθιστώντας την εξίσωση (2.6.90) στα μοντέλα αυτά, προκύπτουν οι ακόλουθες σχέσεις για τον παράγοντα επίδρασης του φωτός στην ανάπτυξη των φυκών πυθμένα,

Μοντέλο ημίσεως κορεσμού για το φως:

$$\phi_{Lb} = \frac{I(0) e^{-k_e H}}{K_{Lb} + I(0) e^{-k_e H}} \quad (2.6.91)$$

Συνάρτηση Smith:

$$\phi_{Lb} = \frac{I(0) e^{-k_e H}}{\sqrt{K_{Lb}^2 + (I(0) e^{-k_e H})^2}} \quad (2.6.92)$$

Εξίσωση Steele:

$$\phi_{Lb} = \frac{I(0) e^{-k_e H}}{K_{Lb}} e^{-\frac{I(0) e^{-k_e H}}{K_{Lb}}} \quad (2.6.93)$$

όπου: K_{Lb} :παράμετρος φωτός για τα φύκη πυθμένα, η κατάλληλη για κάθε μοντέλο.

II. Απώλειες

- **Αναπνοή.** Η αναπνοή των φυκών πυθμένα αναπαρίσταται με κινητική πρώτης τάξης και ο ρυθμός αναπνοής μειώνεται σε χαμηλή συγκέντρωση οξυγόνου,

$$\text{BotAlgResp} = k_{rb}(T) a_b \quad (2.6.94)$$

όπου: $k_{rb}(T)$:ρυθμός αναπνοής των φυκών πυθμένα εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d].

- **Θάνατος.** Ο θάνατος των φυκών πυθμένα αναπαρίσταται με κινητική πρώτης τάξης,

$$\text{BotAlgDeath} = k_{db}(T) a_b \quad (2.6.95)$$

όπου: $k_{ab}(T)$:ρυθμός θανάτου των φυκών πυθμένα εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d].

2.6.4.3.4 Οργανικά θρύμματα (m_o)

Η αύξηση των οργανικών θρυμμάτων ή σωματιδιακής οργανικής ύλης (POM) οφείλεται στο θάνατο των φυτών και οι απώλειες σε διάλυση και καθίζηση.

$$S_{m_o} = r_{da} \text{ PhytoDeath} + \text{BotAlgDeath} - \text{DetrDiss} - \text{DetrSettl} \quad (2.6.96)$$

όπου:

$$\text{DetrDiss} = k_{dt}(T) m_o \quad (2.6.97)$$

όπου: $k_{dt}(T)$:ρυθμός διάλυσης των οργανικών θρυμμάτων εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d], και

$$\text{DetrSettl} = \frac{v_{dt}}{H} m_o \quad (2.6.98)$$

όπου: v_{dt} :ταχύτητα καθίζησης των οργανικών θρυμμάτων [m/d].

2.6.4.3.5 Βραδέως αντιδρών CBOD (c_s)

Η αύξηση του βραδέως αντιδρώντος CBOD οφείλεται στη διάλυση των οργανικών θρυμμάτων και οι απώλειες σε υδρόλυση.

$$S_{c_s} = r_{od} \text{ DetrDiss} - \text{SlowCHydr} \quad (2.6.99)$$

όπου:

$$\text{SlowCHydr} = k_{hc}(T) c_s \quad (2.6.100)$$

όπου: $k_{hc}(T)$:ρυθμός υδρόλυσης του slow CBOD εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d].

2.6.4.3.6 Ταχέως αντιδρών CBOD (c_f)

Η αύξηση του ταχέως αντιδρώντος CBOD οφείλεται στην υδρόλυση του

βραδέως αντιδρώντος CBOD και οι απώλειες σε οξείδωση και απονιτροποίηση.

$$S_{cf} = \text{SlowCHydr} - \text{FastCOxid} - r_{\text{ondn}} \text{ Denitr} \quad (2.6.101)$$

όπου:

$$\text{FastCOxid} = F_{\text{oxcf}} k_{dc}(T) c_f \quad (2.6.102)$$

όπου: $k_{dc}(T)$: ρυθμός οξείδωσης του fast CBOD εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d]

F_{oxcf} : μείωση ρυθμού οφειλόμενη σε χαμηλή συγκέντρωση οξυγόνου

(attenuation due to low oxygen) [αδιάστατος αριθμός]

r_{ondn} : η αναλογία ισοδύναμης ποσότητας οξυγόνου που καταναλώνεται ανά μονάδα μάζας νιτρικού αζώτου που απονιτροποιείται (εξίσωση (2.6.67)).

Ο ρυθμός απονιτροποίησης Denitr [μgN/L/d] θα οριστεί στην παράγραφο 2.6.4.3.10.

Τρία μοντέλα εφαρμόζονται για να αναπαραστήσουν την επίδραση του οξυγόνου:

Ημίσεως κορεσμού:

$$F_{\text{oxfp}} = \frac{o}{K_{\text{socf}} + o} \quad (2.6.103)$$

όπου: K_{socf} : σταθερά ημίσεως κορεσμού για την επίδραση του οξυγόνου στην οξείδωση του fast CBOD [mgO₂/L].

Εκθετικό:

$$F_{\text{oxfp}} = \left(1 - e^{-K_{\text{socf}} o}\right) \quad (2.6.104)$$

όπου: K_{socf} : εκθετικός συντελεστής για την επίδραση του οξυγόνου στην οξείδωση του fast CBOD [L/mgO₂].

Ημίσεως κορεσμού δεύτερης τάξης:

$$F_{oxp} = \frac{o^2}{K_{socf} + o^2} \quad (2.6.105)$$

όπου: K_{socf} : σταθερά ημίσεως κορεσμού για δεύτερης τάξης επίδραση του οξυγόνου στην οξείδωση του fast CBOD [mgO_2/L^2].

2.6.4.3.7 Διαλυμένο οργανικό άζωτο (n_o)

Η αύξηση του διαλυμένου οργανικού αζώτου οφείλεται στη διάλυση των οργανικών θρυμμάτων και οι απώλειες σε υδρόλυση.

$$S_{no} = r_{nd} \text{ DetrDiss} - \text{DONHydr} \quad (2.6.106)$$

όπου:

$$\text{DONHydr} = k_{hm}(T) n_o \quad (2.6.107)$$

όπου: $k_{hm}(T)$: ρυθμός υδρόλυσης του οργανικού αζώτου εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d].

2.6.4.3.8 Αμμωνιακό άζωτο (n_a)

Η αύξηση του αμμωνιακού αζώτου οφείλεται στην υδρόλυση του διαλυμένου οργανικού αζώτου και την αναπνοή των φυτών και οι απώλειες σε νιτροποίηση και φωτοσύνθεση:

$$S_{na} = \text{DONHydr} + r_{na} \text{ PhytoResp} + r_{nd} \text{ BotAlgResp} - \text{NH4Nitrif} \\ - r_{na} P_{ap} \text{ PhytoPhoto} - r_{nd} P_{ab} \text{ BotAlgPhoto} \quad (2.6.108)$$

Η ταχύτητα νιτροποίησης της αμμωνίας υπολογίζεται ως εξής

$$\text{NH4Nitrif} = F_{oxna} k_n(T) n_a \quad (2.6.109)$$

όπου: $k_n(T)$: ρυθμός νιτροποίησης για το αμμωνιακό άζωτο εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d]

F_{oxna} : μείωση ρυθμού οφειλόμενη σε χαμηλή συγκέντρωση οξυγόνου

(attenuation due to low oxygen) [αδιάστατος αριθμός].

Η επίδραση του οξυγόνου μοντελοποιείται σύμφωνα με τις εξισώσεις (2.6.103) έως και (2.6.105), όπου η παράμετρος για την εξάρτηση από τη συγκέντρωση οξυγόνου της νιτροποίησης συμβολίζεται με K_{sona} .

Οι συντελεστές P_{ap} και P_{ab} είναι οι προτιμήσεις για αμμώνιο ως πηγή αζώτου για το φυτοπλαγκτόν και τα φύκη πυθμένα, αντίστοιχα (το κλάσμα του αζώτου που προσλαμβάνεται από το φυτοπλαγκτόν και τα φύκη πυθμένα, αντίστοιχα, από τη δεξαμενή της αμμωνίας)

$$P_{ap} = \frac{n_a n_n}{(k_{hmxp} + n_a)(k_{hmxp} + n_n)} + \frac{n_a k_{hmxp}}{(n_a + n_n)(k_{hmxp} + n_n)} \quad (2.6.110)$$

$$P_{ab} = \frac{n_a n_n}{(k_{hmb} + n_a)(k_{hmb} + n_n)} + \frac{n_a k_{hmb}}{(n_a + n_n)(k_{hmb} + n_n)} \quad (2.6.111)$$

όπου: k_{hmxp} : συντελεστής προτίμησης του φυτοπλαγκτού για αμμώνιο [mgN/m^3]

k_{hmb} : συντελεστής προτίμησης των φυκών πυθμένα για αμμώνιο [mgN/m^3].

2.6.4.3.9 Μη-ιονισμένη αμμωνία

Το μοντέλο προσομοιώνει την ολική αμμωνία. Στα υδάτινα συστήματα, η ολική αμμωνία συνίσταται σε δύο μορφές: το ιόν αμμωνίου, NH_4^+ , και τη μη-ιονισμένη αμμωνία, NH_3 . Σε φυσιολογικό pH (6 έως 8), η περισσότερη από την ολική αμμωνία θα είναι στην ιοντική μορφή, αλλά σε υψηλό pH, επικρατεί η μη-ιονισμένη αμμωνία. Η ποσότητα της μη-ιονισμένης αμμωνίας μπορεί να υπολογιστεί ως εξής

$$n_{au} = F_u n_a \quad (2.6.112)$$

όπου: n_{au} : η συγκέντρωση της μη-ιονισμένης αμμωνίας [$\mu\text{gN}/\text{L}$]

F_u : το κλάσμα της ολικής αμμωνίας που βρίσκεται στη μη-ιονισμένη μορφή,

$$F_u = \frac{1}{1 + 10^{-pH} / K_a} \quad (2.6.113)$$

όπου: K_a :ο συντελεστής ισορροπίας για την αντίδραση διάστασης της αμμωνίας, που σχετίζεται με τη θερμοκρασία μέσω της σχέσης

$$pK_a = 0.09018 + \frac{2729.92}{T_a} \quad (2.6.114)$$

όπου: T_a :η απόλυτη θερμοκρασία [K]

$$pK_a = -\log_{10}(K_a)$$

2.6.4.3.10 Νιτρικό άζωτο (n_n)

Η αύξηση του νιτρικού αζώτου οφείλεται στη νιτροποίηση της αμμωνίας και οι απώλειες σε απονιτροποίηση και φωτοσύνθεση:

$$S_{ni} = \text{NH4Nitrif} - \text{Denitr} - r_{na} (1 - P_{ap}) \text{PhytoPhoto} - r_{nd} (1 - P_{ab}) \text{BotAlgPhoto} \quad (2.6.115)$$

Η ταχύτητα απονιτροποίησης υπολογίζεται ως εξής

$$\text{Denitr} = (1 - F_{oxdn}) k_{dn}(T) n_n \quad (2.6.116)$$

όπου: $k_{dn}(T)$:ρυθμός απονιτροποίησης του νιτρικού αζώτου εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d]

F_{oxdn} :επίδραση χαμηλής συγκέντρωσης οξυγόνου στην απονιτροποίηση [αδιάστατος αριθμός].

Η επίδραση του οξυγόνου μοντελοποιείται σύμφωνα με τις εξισώσεις (2.6.103) έως και (2.6.105), όπου η παράμετρος για την εξάρτηση από τη συγκέντρωση οξυγόνου της απονιτροποίησης συμβολίζεται με K_{sodn} .

2.6.4.3.11 Διαλυμένος οργανικός φώσφορος (p_o)

Η αύξηση του διαλυμένου οργανικού φωσφόρου οφείλεται στη διάλυση των

οργανικών θρυμμάτων και οι απώλειες σε υδρόλυση.

$$S_{po} = r_{pd} \text{ DetrDiss} - \text{DOPHydr} \quad (2.6.117)$$

όπου:

$$\text{DOPHydr} = k_{hp}(T) p_o \quad (2.6.118)$$

όπου: $k_{hp}(T)$:ρυθμός υδρόλυσης του οργανικού φωσφόρου εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d].

2.6.4.3.12 Ανόργανος φώσφορος (p_i)

Η αύξηση του ανόργανου φωσφόρου οφείλεται στην υδρόλυση του διαλυμένου οργανικού φωσφόρου και την αναπνοή των φυτών και οι απώλειες σε φωτοσύνθεση:

$$S_{pi} = \text{DOPHydr} + r_{pa} \text{ PhytoResp} + r_{pd} \text{ BotAlgResp} - r_{pa} \text{ PhytoPhoto} - r_{pd} \text{ BotAlgPhoto} \quad (2.6.119)$$

2.6.4.3.13 Ανόργανα αιωρούμενα στερεά (m_i)

Οι απώλειες των ανόργανων αιωρούμενων στερεών οφείλονται σε καθίζηση,

$$S_{mi} = -\text{InorgSettl}$$

όπου:

$$\text{InorgSettl} = \frac{v_i}{H} m_i \quad (2.6.120)$$

όπου: v_i :ταχύτητα καθίζησης των ανόργανων αιωρούμενων στερεών [m/d].

2.6.4.3.14 Διαλυμένο οξυγόνο (o)

Η αύξηση του διαλυμένου οξυγόνου οφείλεται στη φωτοσύνθεση των φυτών και οι απώλειες σε οξείδωση του fast CBOD, νιτροποίηση και αναπνοή των φυτών. Ανάλογα με το αν η συγκέντρωση του διαλυμένου στο νερό οξυγόνου είναι μικρότερη ή μεγαλύτερη από τη συγκέντρωση κορεσμού, παρατηρείται αύξηση ή απώλεια μέσω

του επαναερισμού,

$$S_o = r_{oa} \text{ PhytoPhoto} + r_{od} \text{ BotAlgPhoto} - \text{FastCOxid} - r_{on} \text{ NH4Nitr} - r_{oa} \text{ PhytoResp} - r_{od} \text{ BotAlgResp} + \text{OxReaer} \quad (2.6.121)$$

όπου:

$$\text{OxReaer} = k_a(T) (o_s(T, elev) - o) \quad (2.6.122)$$

όπου: $k_a(T)$: συντελεστής επαναερισμού του οξυγόνου εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d]

$o_s(T, elev)$: η συγκέντρωση κορεσμού του οξυγόνου [mgO₂/L] στη θερμοκρασία T και σε υψόμετρο από την επιφάνεια της θάλασσας $elev$.

I. Κορεσμός οξυγόνου

Η ακόλουθη εξίσωση αναπαριστά την εξάρτηση του κορεσμού του οξυγόνου από τη θερμοκρασία (APHA, 1992) (πρόκειται για την εξίσωση (2.4.7), η οποία γράφεται ξανά με τους συμβολισμούς του παρόντος κεφαλαίου)

$$\ln o_s(T, 0) = -139.34411 + \frac{1.575701 \times 10^5}{T_a} - \frac{6.642308 \times 10^7}{T_a^2} + \frac{1.2438 \times 10^{10}}{T_a^3} - \frac{8.621949 \times 10^{11}}{T_a^4} \quad (2.6.123)$$

όπου: $o_s(T, 0)$: η συγκέντρωση κορεσμού του διαλυμένου οξυγόνου στο γλυκό νερό σε πίεση 1 atm [mgO₂/L]

T_a : απόλυτη θερμοκρασία [K], όπου $T_a = T + 273.15$

Η επίδραση του υψομέτρου εξηγείται σύμφωνα με τη σχέση

$$o_s(T, elev) = e^{\ln o_s(T, 0)} (1 - 0.0001148 elev) \quad (2.6.124)$$

όπου: $elev$: το υψόμετρο από την επιφάνεια της θάλασσας [m].

II. Υπολογισμός του συντελεστή επαναερισμού

Αν ο συντελεστής επαναερισμού δεν οριστεί, μπορεί να υπολογιστεί εφαρμόζοντας έναν από τους παρακάτω τύπους:

O'Connor-Dobbins:

$$k_a(20) = 3.93 \frac{U^{0.5}}{H^{1.5}} \quad (2.6.125)$$

Owens-Gibbs:

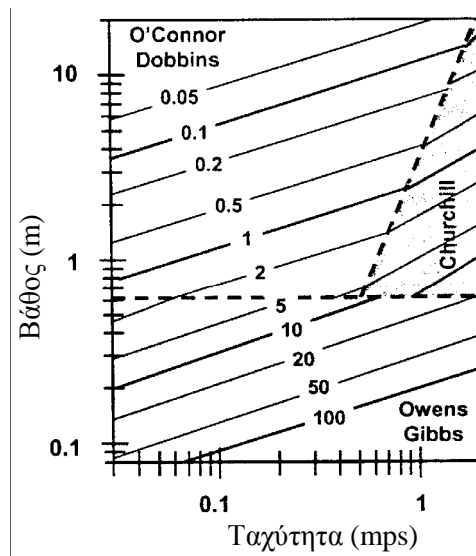
$$k_a(20) = 5.32 \frac{U^{0.67}}{H^{1.85}} \quad (2.6.126)$$

Churchill:

$$k_a(20) = 5.026 \frac{U}{H^{1.67}} \quad (2.6.127)$$

όπου: U : ταχύτητα [m/s] και H : βάθος [m].

Ο συντελεστής επαναερισμού μπορεί, επίσης, να υπολογιστεί εσωτερικά βάσει της παρακάτω μεθόδου που διαμορφώθηκε σύμφωνα με ένα διάγραμμα κατασκευασμένο από τον Covar (1976) (Εικόνα 2.6.13):



Εικόνα 2.6.13: Ρυθμός επαναερισμού [d^{-1}] ως προς το βάθος και την ταχύτητα (Covar, 1976) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006].

- Αν $H < 0.61$ m, χρησιμοποιείται ο τύπος των Owens-Gibbs
- Αν $H > 0.61$ m και $H > 3.45 U^{2.5}$, χρησιμοποιείται ο τύπος των O'Connor-Dobbins
- Σε διαφορετική περίπτωση χρησιμοποιείται ο τύπος του Churchill.

III. Επίδραση ρυθμιστικών κατασκευών στο ισοζύγιο του οξυγόνου

Η μεταφορά οξυγόνου στα υδατορρέυματα επηρεάζεται από την παρουσία υδραυλικών τεχνικών κατασκευών ρύθμισης της ροής (control structures), όπως υπερχειλιστές, φράγματα, δεξαμενές ρύθμισης στάθμης (locks) και υδατοπτώσεις (Εικόνα 2.6.14). Οι Butts and Evans (1983) έχουν παρουσιάσει μια ανασκόπηση των προσπαθειών για να περιγραφεί αυτή η μεταφορά και έχουν προτείνει τον παρακάτω τύπο (Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006),

$$r_d = 1 + 0.38 a_d b_d H_d (1 - 0.11 H_d) (1 + 0.046 T) \quad (2.6.128)$$

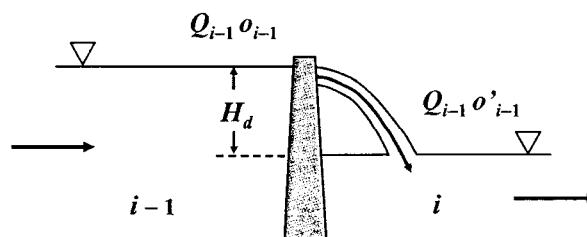
όπου: r_d : η αναλογία του ελλείμματος ανωτέρω και κατωτέρω του φράγματος (ratio of deficit above and below dam) [αδιάστατος αριθμός]

H_d : η πτώση ύψους του νερού [m] όπως υπολογίζεται από την εξίσωση (2.6.7)

T : θερμοκρασία νερού [$^{\circ}\text{C}$]

a_d : συντελεστής διόρθωσης του επαναερισμού σε φράγμα όσον αφορά την ποιότητα του νερού (Πίνακας 2.6.7)

b_d : συντελεστής διόρθωσης του επαναερισμού σε φράγμα όσον αφορά τον τύπο του φράγματος (Πίνακας 2.6.7).



Εικόνα 2.6.14: Νερό που ρέει πάνω από κατασκευή ρύθμισης της ροής ποταμού.

Πίνακας 2.6.7: Τιμές συντελεστών που χρησιμοποιούνται για την πρόβλεψη της επίδρασης των φραγμάτων στον επαναερισμό υδατορρέυματος (Chapra and Pelletier, 2003).

(a) Water-quality coefficient	
Polluted state	a_d
Gross	0.65
Moderate	1.0
Slight	1.6
Clean	1.8
(b) Dam-type coefficient	
Dam type	b_d
Flat broad-crested regular step	0.70
Flat broad-crested irregular step	0.80
Flat broad-crested vertical face	0.60
Flat broad-crested straight-slope face	0.75
Flat broad-crested curved face	0.45
Round broad-crested curved face	0.75
Sharp-crested straight-slope face	1.00
Sharp-crested vertical face	0.80
Sluice gates	0.05

Το ισοζύγιο μάζας του οξυγόνου για το τμήμα κατωτέρω της κατασκευής γράφεται ως εξής

$$\frac{do_i}{dt} = \frac{Q_{i-1}}{V_i} o'_{i-1} - \frac{Q_i}{V_i} o_i - \frac{Q_{ab,i}}{V_i} o_i + \frac{E'_i}{V_i} (o_{i+1} - o_i) + \frac{W_{o,i}}{V_i} + S_{o,i} \quad (2.6.129)$$

όπου: o'_{i-1} : η συγκέντρωση οξυγόνου που εισέρχεται στο τμήμα [mgO_2/L], όπου

$$o'_{i-1} = o_{s,i-1} - \frac{o_{s,i-1} - o_{i-1}}{r_d} \quad (2.6.130)$$

2.6.4.3.15 Παθογόνα (x)

Τα παθογόνα υφίστανται θάνατο και καθίζηση,

$$S_x = -\text{PathDeath} - \text{PathSettl} \quad (2.6.131)$$

I. Θάνατος

Ο θάνατος των παθογόνων οφείλεται σε φυσική φθορά (natural die-off) και φως

(Chapra, 1997) [Από Chapra and Pelletier, 2003]. Ο θάνατος των παθογόνων απουσία φωτός μοντελοποιείται ως πρώτης τάξης αντίδραση φθοράς εξαρτώμενη από τη θερμοκρασία και ο ρυθμός θανάτου που οφείλεται στο φως βασίζεται στο νόμο των Beer-Lambert,

$$\text{PathDeath} = k_{dx}(T) x + \frac{I(0)/24}{k_e H} (1 - e^{-k_e H}) x \quad (2.6.132)$$

όπου: $k_{dx}(T)$: ρυθμός φθοράς των παθογόνων εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d].

II. Καθίζηση

Η καθίζηση των παθογόνων αναπαρίσταται ως εξής

$$\text{PathSettl} = \frac{v_x}{H} x \quad (2.6.133)$$

όπου: v_x : ταχύτητα καθίζησης των παθογόνων [m/d].

2.6.4.3.16 pH

Οι παρακάτω εξισώσεις ισορροπίας, ισοζυγίου μάζας και ηλεκτρουδετερότητας χαρακτηρίζουν γλυκό νερό όπου επικρατεί ανόργανος άνθρακας (Stumm and Morgan, 1996) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006],

$$K_1 = \frac{[\text{HCO}_3^-][\text{H}^+]}{[\text{H}_2\text{CO}_3^*]} \quad (2.6.134)$$

$$K_2 = \frac{[\text{CO}_3^{2-}][\text{H}^+]}{[\text{HCO}_3^-]} \quad (2.6.135)$$

$$K_w = [\text{H}^+][\text{OH}^-] \quad (2.6.136)$$

$$c_T = [\text{H}_2\text{CO}_3^*] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \quad (2.6.137)$$

$$\text{Alk} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] \quad (2.6.138)$$

όπου: K_1 : σταθερά ισορροπίας για το πρώτο στάδιο διάστασης του ανθρακικού οξέος

(Παρισάκης, 1986) (acidity constant for dissociation of carbonic acid)

K_2 :σταθερά ισορροπίας για το δεύτερο στάδιο διάστασης του ανθρακικού οξέος
(acidity constant for dissociation of bicarbonate)

K_w :σταθερά ιοντισμού του νερού (acidity constant for dissociation of water)

Alk :αλκαλικότητα [eq L⁻¹]

$H_2CO_3^*$:το άθροισμα του διαλυμένου διοξειδίου του άνθρακα και του
ανθρακικού οξέος

HCO_3^- :διττανθρακικό ιόν

CO_3^{2-} :ανθρακικό ιόν

c_T :συγκέντρωση του ολικού ανόργανου άνθρακα [mole L⁻¹].

Οι αγκύλες [] καθορίζουν molar συγκεντρώσεις.

Η αλκαλικότητα εκφράζεται σε eq/L για τους εσωτερικούς υπολογισμούς, ενώ για τα δεδομένα εισόδου και εξόδου εκφράζεται ως mgCaCO₃/L. Οι δύο μονάδες σχετίζονται ως εξής

$$Alk(\text{mgCaCO}_3/\text{L}) = 50,000 \times Alk(\text{eq/L}) \quad (2.6.139)$$

Διόρθωση των σταθερών ισορροπίας ως προς τη θερμοκρασία:

- **Harned and Hamer (1933):**

$$pK_w = \frac{4787.3}{T_a} + 7.1321 \log_{10}(T_a) + 0.010365 T_a - 22.80 \quad (2.6.140)$$

- **Plummer and Busenberg (1982):**

$$\log K_1 = -356.3094 - 0.06091964 T_a + 21834.37/T_a + 126.8339 \log T_a - 1,684.915/T_a^2 \quad (2.6.141)$$

- **Plummer and Busenberg (1982):**

$$\log K_2 = -107.8871 - 0.03252849 T_a + 5151.79/T_a + 38.92561 \log T_a - 563,713.9/T_a^2 \quad (2.6.142)$$

Το μη-γραμμικό σύστημα των πέντε ταυτόχρονων εξισώσεων (2.6.134) έως και (2.6.138) μπορεί να επιλυθεί αριθμητικά για τους πέντε αγνώστους: $[\text{H}_2\text{CO}_3^*]$, $[\text{HCO}_3^-]$, $[\text{CO}_3^{2-}]$, $[\text{OH}^-]$ και $\{\text{H}^+\}$. Μια αποτελεσματική μέθοδος επίλυσης μπορεί να προκύψει συνδυάζοντας τις εξισώσεις (2.6.134), (2.6.135) και (2.6.137) για τον ορισμό των ποσοτήτων (Stumm and Morgan, 1996) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006]

$$\alpha_0 = \frac{[\text{H}^+]^2}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2} \quad (2.6.143)$$

$$\alpha_1 = \frac{K_1 [\text{H}^+]}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2} \quad (2.6.144)$$

$$\alpha_2 = \frac{K_1 K_2}{[\text{H}^+]^2 + K_1 [\text{H}^+] + K_1 K_2} \quad (2.6.145)$$

όπου: $\alpha_0, \alpha_1, \alpha_2$:το κλάσμα του ολικού ανόργανου άνθρακα σε διοξείδιο του άνθρακα, διττανθρακικά και ανθρακικά, αντίστοιχα.

Οι εξισώσεις (2.6.136), (2.6.138), (2.6.144) και (2.6.145) μπορούν κατόπιν να συνδυαστούν ώστε να προκύψει

$$Alk = (\alpha_1 + 2\alpha_2) c_T + \frac{K_w}{[\text{H}^+]} - [\text{H}^+] \quad (2.6.146)$$

Η επίλυση για το pH ανάγεται στον προσδιορισμό της ρίζας, $\{\text{H}^+\}$, της συνάρτησης

$$f([\text{H}^+]) = (\alpha_1 + 2\alpha_2) c_T + \frac{K_w}{[\text{H}^+]} - [\text{H}^+] - Alk \quad (2.6.147)$$

Το pH υπολογίζεται στη συνέχεια από τη σχέση

$$\text{pH} = -\log_{10}[\text{H}^+] \quad (2.6.148)$$

Η ρίζα της εξίσωσης (2.6.147) προσδιορίζεται με τη μέθοδο της διχοτόμησης (Chapra and Canale, 2002) [Από Chapra and Pelletier, 2003].

2.6.4.3.17 Ολικός ανόργανος άνθρακας (c_T)

Η αύξηση της συγκέντρωσης του ολικού ανόργανου άνθρακα οφείλεται στην οξείδωση της ταχέως οξειδωνόμενης μορφής άνθρακα και στην αναπνοή των φυτών και οι απώλειες στη φωτοσύνθεση. Ανάλογα με το αν η συγκέντρωση του διαλυμένου στο νερό CO_2 είναι μικρότερη ή μεγαλύτερη από τη συγκέντρωση κορεσμού, παρατηρείται αύξηση ή απώλεια μέσω του επαναερισμού,

$$S_{cT} = r_{cco} \text{FastCOxid} + r_{cca} \text{PhytoResp} + r_{ccd} \text{BotAlgResp} - r_{cca} \text{PhytoPhoto} - r_{ccd} \text{BotAlgPhoto} + \text{CO2Reaer} \quad (2.6.149)$$

όπου:

$$\text{CO2Reaer} = k_{ac}(T) ([\text{CO}_2]_s - \alpha_0 c_T) \quad (2.6.150)$$

όπου: $k_{ac}(T)$: συντελεστής επαναερισμού του διοξειδίου του άνθρακα εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d]

$[\text{CO}_2]_s$: η συγκέντρωση κορεσμού του διοξειδίου του άνθρακα [mole/L].

Οι στοιχειομετρικοί συντελεστές υπολογίζονται ως εξής (σημειώνεται ότι η μετατροπή $\text{m}^3 = 1000 \text{ L}$ συμπεριλαμβάνεται γιατί σε όλα τα ισοζύγια μάζας ο όγκος εκφράζεται σε m^3 , ενώ ο ολικός ανόργανος άνθρακας είναι εκφρασμένος σε mole/L)

$$r_{cca} = r_{ca} \left(\frac{\text{gC}}{\text{mgA}} \right) \times \frac{\text{moleC}}{12 \text{ gC}} \times \frac{\text{m}^3}{1000 \text{ L}} \quad (2.6.151)$$

$$r_{ccd} = r_{cd} \left(\frac{\text{gC}}{\text{gD}} \right) \times \frac{\text{moleC}}{12 \text{ gC}} \times \frac{\text{m}^3}{1000 \text{ L}} \quad (2.6.152)$$

$$r_{cco} = \frac{1}{r_{oc}} \left(\frac{\text{gC}}{\text{gO}_2} \right) \times \frac{\text{moleC}}{12 \text{ gC}} \times \frac{\text{m}^3}{1000 \text{ L}} \quad (2.6.153)$$

I. Κορεσμός διοξειδίου του άνθρακα

Η συγκέντρωση κορεσμού του CO₂ υπολογίζεται με εφαρμογή του νόμου του Henry,

$$[\text{CO}_2]_s = K_H p_{\text{CO}_2} \quad (2.6.154)$$

όπου: K_H : η σταθερά του νόμου του Henry [mole (L atm)⁻¹]

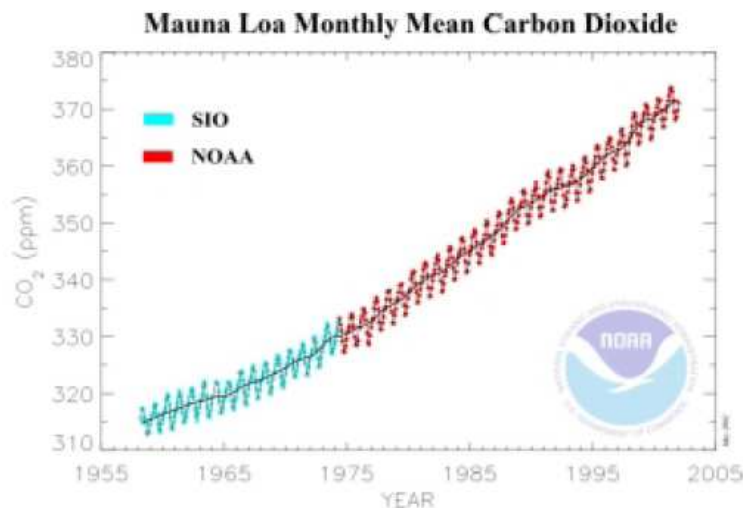
p_{CO_2} : η μερική πίεση του διοξειδίου του άνθρακα στην ατμόσφαιρα [atm].

Η μερική πίεση εισάγεται στο Q2K σε ppm και το πρόγραμμα μετατρέπει εσωτερικά τα ppm σε atm χρησιμοποιώντας το συντελεστή: 10⁻⁶ atm/ppm.

Η τιμή της σταθεράς K_H μπορεί να υπολογιστεί συναρτήσει της θερμοκρασίας από τη σχέση (Edmond and Gieskes, 1970) [Από Chapra and Pelletier, 2003]

$$pK_H = -\frac{2385.73}{T_a} - 0.0152642 T_a + 14.0184 \quad (2.6.155)$$

Η μερική πίεση του CO₂ στην ατμόσφαιρα είναι αυξανόμενη, κυρίως λόγω της καύσης ορυκτών καυσίμων (Εικόνα 2.6.15). Το 2003 ήταν κατά προσέγγιση 10^{-3.43} atm (= 372 ppm).



Εικόνα 2.6.15: Συγκέντρωση του CO₂ στην ατμόσφαιρα όπως καταγράφηκε στο αστεροσκοπείο Mauna Loa, Hawaii (<http://www.cmdl.noaa.gov>)

[Από Chapra and Pelletier, 2003].

II. Μεταφορά αερίου CO₂

Ο συντελεστής επαναερισμού του CO₂ μπορεί να υπολογιστεί από το ρυθμό επαναερισμού του οξυγόνου μέσω της σχέσης

$$k_{ac}(20) = \left(\frac{32}{44}\right)^{0.25} k_a(20) = 0.923 k_a(20) \quad (2.6.156)$$

III. Επίδραση ρυθμιστικών κατασκευών στο ισοζύγιο του ανόργανου άνθρακα

Όπως στην περίπτωση του διαλυμένου οξυγόνου, η μεταφορά διοξειδίου του άνθρακα στα υδατορρέυματα μπορεί να επηρεαστεί από την παρουσία υδραυλικών τεχνικών κατασκευών ρύθμισης της ροής (control structures). Στο Q2K γίνεται η υπόθεση ότι το διοξείδιο του άνθρακα συμπεριφέρεται όμοια προς το διαλυμένο οξυγόνο (παράγραφος 2.6.4.3.14, III.). Έτσι το ισοζύγιο μάζας του ανόργανου άνθρακα για το τμήμα αμέσως κατάντη της κατασκευής γράφεται ως εξής

$$\frac{dc_{T,i}}{dt} = \frac{Q_{i-1}}{V_i} c'_{T,i-1} - \frac{Q_i}{V_i} c_{T,i} - \frac{Q_{ab,i}}{V_i} c_{T,i} + \frac{E'_i}{V_i} (c_{T,i+1} - c_{T,i}) + \frac{W_{cT,i}}{V_i} + S_{cT,i} \quad (2.6.157)$$

όπου: $c'_{T,i-1}$: η συγκέντρωση του ανόργανου άνθρακα που εισέρχεται στο τμήμα, όπου

$$c'_{T,i-1} = (\alpha_1 + \alpha_2) c_{T,i-1} + [\text{CO}_2]_{s,i-1} - \frac{[\text{CO}_2]_{s,i-1} - \alpha_0 c_{T,i-1}}{r_d} \quad (2.6.158)$$

όπου: r_d : υπολογίζεται από τη σχέση (2.6.128).

2.6.4.3.18 Αλκαλικότητα (Alk)

Το μοντέλο λαμβάνει υπόψη αλλαγές της αλκαλικότητας που οφείλονται στη φωτοσύνθεση και αναπνοή των φυτών, τη νιτροποίηση και την απονιτροποίηση.

$$\begin{aligned} S_{alk} = & \left(-r_{alkaa} P_{ap} + r_{alkan} (1 - P_{ap})\right) \text{PhytoPhoto} + r_{alkaa} \text{PhytoResp} \\ & + \left(-r_{alkda} P_{ab} + r_{alkdn} (1 - P_{ab})\right) \text{BotAlgPhoto} + r_{alkda} \text{BotAlgResp} \\ & - r_{alkn} \text{NH4Nitr} + r_{alkden} \text{Denitr} \end{aligned} \quad (2.6.159)$$

Οι στοιχειομετρικοί συντελεστές προκύπτουν από τις εξισώσεις (2.6.58) έως και (2.6.61)

- **Φωτοσύνθεση φυτοπλαγκτού (αμμωνία ως υπόστρωμα) και αναπνοή:**

$$r_{alkaa} = r_{ca} \left(\frac{\text{gC}}{\text{mgA}} \right) \times \frac{14 \text{ eqH}^+}{106 \text{ moleC}} \times \frac{\text{moleC}}{12 \text{ gC}} \times \frac{\text{m}^3}{1000\text{L}} \quad (2.6.160)$$

- **Φωτοσύνθεση φυτοπλαγκτού (νιτρικά ως υπόστρωμα):**

$$r_{alkan} = r_{ca} \left(\frac{\text{gC}}{\text{mgA}} \right) \times \frac{18 \text{ eqH}^+}{106 \text{ moleC}} \times \frac{\text{moleC}}{12 \text{ gC}} \times \frac{\text{m}^3}{1000\text{L}} \quad (2.6.161)$$

- **Φωτοσύνθεση φυκών πυθμένα (αμμωνία ως υπόστρωμα) και αναπνοή:**

$$r_{alkda} = r_{cd} \left(\frac{\text{gC}}{\text{gD}} \right) \times \frac{14 \text{ eqH}^+}{106 \text{ moleC}} \times \frac{\text{moleC}}{12 \text{ gC}} \times \frac{\text{m}^3}{1000\text{L}} \quad (2.6.162)$$

- **Φωτοσύνθεση φυκών πυθμένα (νιτρικά ως υπόστρωμα):**

$$r_{alkdn} = r_{cd} \left(\frac{\text{gC}}{\text{gD}} \right) \times \frac{18 \text{ eqH}^+}{106 \text{ moleC}} \times \frac{\text{moleC}}{12 \text{ gC}} \times \frac{\text{m}^3}{1000\text{L}} \quad (2.6.163)$$

- **Νιτροποίηση:**

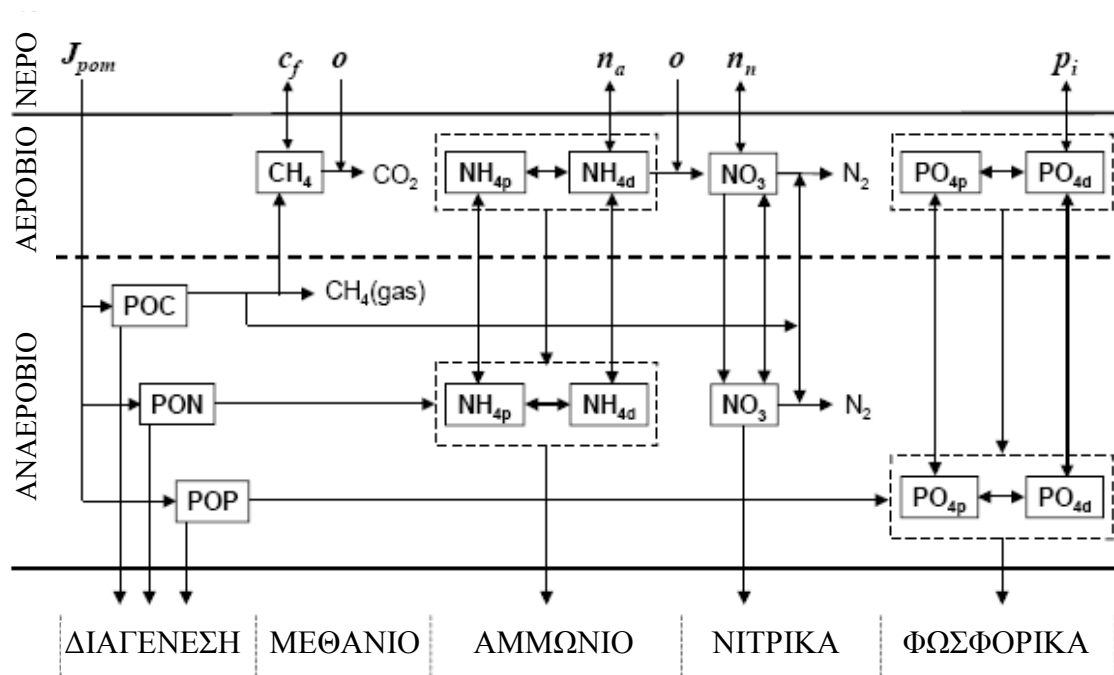
$$r_{alkn} = \frac{2 \text{ eqH}^+}{1 \text{ moleN}} \times \frac{\text{moleN}}{14 \text{ gN}} \times \frac{1 \text{ gN}}{1000 \text{ mgN}} \times \frac{1 \text{ m}^3}{1000\text{L}} \quad (2.6.164)$$

- **Απονιτροποίηση:**

$$r_{alkden} = \frac{4 \text{ eqH}^+}{4 \text{ moleN}} \times \frac{\text{moleN}}{14 \text{ gN}} \times \frac{1 \text{ gN}}{1000 \text{ mgN}} \times \frac{1 \text{ m}^3}{1000\text{L}} \quad (2.6.165)$$

2.6.4.4 Μοντέλο ροής SOD/θρεπτικών

Οι ροές θρεπτικών στο ιζήμα και η ζήτηση οξυγόνου του ιζήματος (SOD) βασίζονται σε ένα μοντέλο που αναπτύχθηκε από τον Di Toro (Di Toro et al., 1991; Di Toro and Fitzpatrick, 1993; Di Toro, 2001) [Από Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006].



Εικόνα 2.6.16: Σχηματικό διάγραμμα του μοντέλου ροής SOD-θρεπτικών των ιζημάτων (Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006).

Ένα σχηματικό διάγραμμα του μοντέλου απεικονίζεται στην Εικόνα 2.6.16. Η προσέγγιση αυτή επιτρέπει ώστε οι ροές οξυγόνου και θρεπτικών μεταξύ ιζήματος-νερού να υπολογίζονται με βάση την καθοδική ροή σωματιδιακής οργανικής ύλης από το υπερκείμενο νερό. Τα ιζήματα διαχωρίζονται σε δύο στρώματα: ένα μικρού πάχους ($\cong 1$ mm) επιφανειακό αερόβιο που βρίσκεται πάνω από ένα πιο παχύ (10 cm) κατώτερο αναερόβιο στρώμα. Οργανικός άνθρακας, άζωτο και φώσφορος διοχετεύονται στα αναερόβια ιζήματα μέσω της καθίζησης σωματιδιακής οργανικής ύλης (δηλαδή φυτοπλαγκτού και οργανικών θρυμμάτων). Εκεί, μετασχηματίζονται μέσω αντιδράσεων ανοργανοποίησης (mineralization) σε διαλυμένο μεθάνιο, αμμώνιο και ανόργανο φώσφορο. Τα συστατικά αυτά μεταφέρονται κατόπιν στο αερόβιο στρώμα όπου μέρος του μεθανίου και αμμωνίου οξειδώνεται. Η ροή οξυγόνου από το νερό που απαιτείται γι' αυτές τις οξειδώσεις αποτελεί τη ζήτηση οξυγόνου του ιζήματος. Στις ενότητες που ακολουθούν δίνονται λεπτομέρειες για το πώς το μοντέλο

υπολογίζει αυτή τη ζήτηση οξυγόνου μαζί με τις ροές άνθρακα, αζώτου και φωσφόρου μεταξύ ιζήματος-νερού.

2.6.4.4.1 Διαγένεση (diagenesis)

Όπως συνοψίζεται στην Εικόνα 2.6.17, το πρώτο υπολογιστικό βήμα αφορά στο να προσδιοριστεί πόση από την καθοδική ροή σωματιδιακής οργανικής ύλης (POM) μετατρέπεται σε διαλυτές αντιδρώσες μορφές (soluble reactive forms) στα αναερόβια ιζήματα. Η διεργασία αυτή αναφέρεται ως διαγένεση. Αρχικά, η συνολική καθοδική ροή υπολογίζεται ως το άθροισμα των ροών φυτοπλαγκτού και οργανικών θρυμμάτων που καθιζάνουν από την υδάτινη στήλη

$$J_{POM} = r_{da} v_a a_p + v_{dt} m_o \quad (2.6.166)$$

όπου: J_{POM} : η καθοδική ροή της POM [$\text{gD m}^{-2} \text{d}^{-1}$]

r_{da} : η αναλογία ξηρού βάρους προς χλωροφύλλη a [gD/mgA]

v_a : ταχύτητα καθίζησης του φυτοπλαγκτού [m/d]

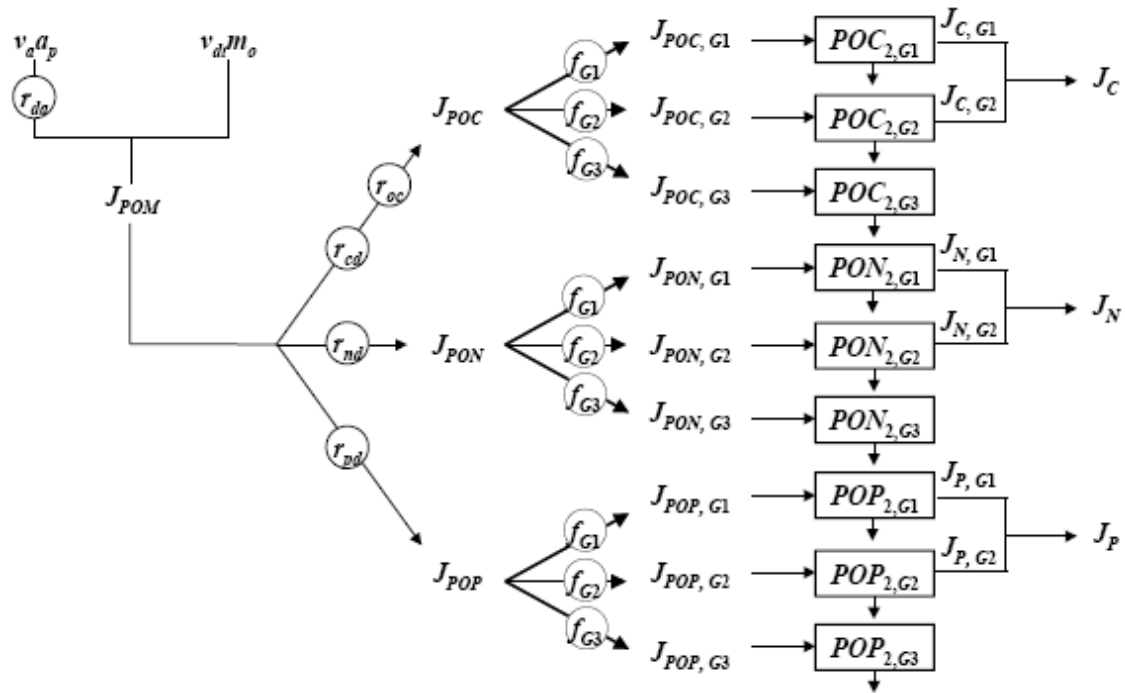
a_p : συγκέντρωση φυτοπλαγκτού [mgA/m^3]

v_{dt} : ταχύτητα καθίζησης των οργανικών θρυμμάτων [m/d]

m_o : συγκέντρωση οργανικών θρυμμάτων [gD/m^3].

Οι στοιχειομετρικές αναλογίες χρησιμοποιούνται κατόπιν για το διαχωρισμό της ροής της POM σε άνθρακα, αζώτου και φωσφόρου. Για διευκόλυνση, θα εκφραστεί ο σωματιδιακός οργανικός άνθρακας (POC) ως ισοδύναμο οξυγόνο χρησιμοποιώντας το στοιχειομετρικό συντελεστή r_{oc} . Κάθε μια από τις ροές των θρεπτικών διαιρείται περαιτέρω σε τρία αντιδρώντα κλάσματα: ασταθές (labile) (G1), βραδέως αντιδρών (slowly reacting) (G2) και μη-αντιδρών (non-reacting) (G3).

Οι ροές αυτές εισάγονται κατόπιν στα ισοζύγια μάζας για τον υπολογισμό της συγκέντρωσης κάθε κλάσματος στο αναερόβιο στρώμα. Για παράδειγμα, ένα ισοζύγιο



Εικόνα 2.6.17: Η καθιζάνουσα σωματιδιακή οργανική ύλη (φυτοπλαγκτόν και οργανικά θρύμματα) μετασχηματίζεται σε ροή διαλυμένου άνθρακα (J_C), αζώτου (J_N) και φωσφόρου (J_P) στα αναερόβια ιζήματα (Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006).

μάζας για το ασταθές κλάσμα του POC γράφεται ως εξής

$$H_2 \frac{dPOC_{2,G1}}{dt} = J_{POC,G1} - k_{POC,G1} \theta_{POC,G1}^{T-20} H_2 POC_{2,G1} - w_2 POC_{2,G1} \quad (2.6.167)$$

όπου: H_2 :το πάχος του αναερόβιου στρώματος [m]

$POC_{2,G1}$:η συγκέντρωση του ασταθούς κλάσματος του POC στο αναερόβιο στρώμα [gO_2/m^3]

$J_{POC,G1}$:η ροή του ασταθούς POC που διοχετεύεται στο αναερόβιο στρώμα [$gO_2/m^2/d$]

$k_{POC,G1}$:ο ρυθμός ανοργανοποίησης του ασταθούς POC [d^{-1}]

$\theta_{POC,G1}$:συντελεστής διόρθωσης θερμοκρασίας για την ανοργανοποίηση του ασταθούς POC [αδιάστατος]

w_2 :η ταχύτητα ταφής (burial velocity) [m/d].

Από την επίλυση της (2.6.167), για μόνιμες συνθήκες, προκύπτει:

$$POC_{2,G1} = \frac{J_{POC,G1}}{k_{POC,G1} \theta_{POC,G1}^{T-20} H_2 + w_2} \quad (2.6.168)$$

Η ροή του ασταθούς διαλυμένου άνθρακα, $J_{C,G1}$ [gO₂/m²/d], μπορεί κατόπιν να υπολογιστεί ως εξής

$$J_{C,G1} = k_{POC,G1} \theta_{POC,G1}^{T-20} H_2 POC_{2,G1} \quad (2.6.169)$$

Με όμοιο τρόπο, μπορεί να γραφεί ένα ισοζύγιο μάζας και να επιλυθεί για τον βραδέως αντιδρώντα διαλυμένο οργανικό άνθρακα. Το αποτέλεσμα προστίθεται με αυτό της εξίσωσης (2.6.169) και προκύπτει η συνολική ροή διαλυμένου άνθρακα που γεννάται στα αναερόβια ιζήματα.

$$J_C = J_{C,G1} + J_{C,G2} \quad (2.6.170)$$

Όμοιες εξισώσεις αναπτύσσονται για τον υπολογισμό των ροών διαγένεσης αζώτου, J_N [gN/m²/d] και φωσφόρου, J_P [gP/m²/d].

2.6.4.4.2 Αμμώνιο

Με βάση τους μηχανισμούς που απεικονίζονται στην Εικόνα 2.6.16, γράφονται τα ισοζύγια μάζας για το ολικό αμμώνιο στο αερόβιο και τα αναερόβια στρώματα,

$$H_1 \frac{dNH_{4,1}}{dt} = \omega_{12} (f_{pa2} NH_{4,2} - f_{pa1} NH_{4,1}) + K_{L12} (f_{da2} NH_{4,2} - f_{da1} NH_{4,1}) - w_2 NH_{4,1} \\ + s \left(\frac{n_a}{1000} - f_{da1} NH_{4,1} \right) - \frac{\kappa_{NH4,1}^2}{s} \theta_{NH4}^{T-20} \frac{K_{NH4}}{K_{NH4} + NH_{4,1}} \frac{o}{2 K_{NH4,O2} + o} f_{da1} NH_{4,1} \quad (2.6.171)$$

$$H_2 \frac{dNH_{4,2}}{dt} = J_N + \omega_{12} (f_{pa1} NH_{4,1} - f_{pa2} NH_{4,2}) + K_{L12} (f_{da1} NH_{4,1} - f_{da2} NH_{4,2}) \\ + w_2 (NH_{4,1} - NH_{4,2}) \quad (2.6.172)$$

όπου: H_1 :το πάχος του αερόβιου στρώματος [m]

$NH_{4,1}$ και $NH_{4,2}$:η συγκέντρωση του ολικού αμμωνίου στο αερόβιο και τα αναερόβια στρώματα, αντίστοιχα [gN/m³]

n_a :η συγκέντρωση αμμωνίου στο υπερκείμενο νερό [mgN/m³]

$\kappa_{NH_4,1}$:η ταχύτητα αντίδρασης για τη νιτροποίηση στα αερόβια ιζήματα [m/d]

θ_{NH_4} :συντελεστής διόρθωσης θερμοκρασίας για τη νιτροποίηση [αδιάστατος]

K_{NH_4} :σταθερά ημίσεως κορεσμού για το αμμώνιο (ammonium half-saturation constant)[gN/m³]

o :η συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου στο υπερκείμενο νερό [gO₂/m³]

K_{NH_4,O_2} :σταθερά ημίσεως κορεσμού για την επίδραση του οξυγόνου (oxygen half-saturation constant) [mgO₂/L]

J_N :η ροή διαγένεσης αμμωνίου [gN/m²/d].

Τα κλάσματα αμμωνίου σε διαλυμένη (f_{dai}) και σωματιδιακή (f_{pai}) μορφή υπολογίζονται ως εξής

$$f_{dai} = \frac{1}{1 + m_i \pi_{ai}} \quad (2.6.173)$$

$$f_{pai} = 1 - f_{dai} \quad (2.6.174)$$

όπου: m_i :η συγκέντρωση στερεών στο στρώμα i [gD/m³]

π_{ai} :ο συντελεστής διαμέρισης (partition coefficient) για το αμμώνιο στο στρώμα i [m³/gD].

Ο συντελεστής μεταφοράς μάζας για σωματιδιακή ανάμιξη λόγω βιοδιατάραξης (bioturbation) ανάμεσα στα στρώματα, ω_{12} [m/d], υπολογίζεται ως εξής

$$\omega_{12} = \frac{D_p \theta_{Dp}^{T-20}}{H_2} \frac{POC_{2,G1}/r_{oc}}{POC_R} \frac{o}{K_{M,Dp} + o} \quad (2.6.175)$$

όπου: D_p :συντελεστής διάχυσης για βιοδιατάραξη [m²/d]

θ_{Dp} : συντελεστής θερμοκρασίας [αδιάστατος]

POC_R : συγκέντρωση αναφοράς του G1 για βιοδιατάραξη [gC/m^3]

$K_{M,Dp}$: σταθερά ημίσεως κορεσμού οξυγόνου για βιοδιατάραξη [gO_2/m^3].

Ο συντελεστής μεταφοράς μάζας για διάχυση νερού των πόρων ανάμεσα στα στρώματα, K_{L12} [m/d], υπολογίζεται ως εξής

$$K_{L12} = \frac{D_d \theta_{Dd}^{T-20}}{H_2/2} \quad (2.6.176)$$

όπου: D_d : συντελεστής διάχυσης νερού των πόρων [m^2/d]

θ_{Dd} : συντελεστής θερμοκρασίας [αδιάστατος].

Ο συντελεστής μεταφοράς μάζας ανάμεσα στο νερό και τα αερόβια ιζήματα, s [m/d], υπολογίζεται ως εξής

$$s = \frac{SOD}{o} \quad (2.6.177)$$

όπου: SOD : η ζήτηση οξυγόνου του ιζήματος [$\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{d}$].

Για μόνιμες συνθήκες, οι δύο ταυτόχρονες μη-γραμμικές αλγεβρικές εξισώσεις (2.6.171) και (2.6.172) μπορούν να γραμμικοποιηθούν υποθέτοντας ότι ο όρος $NH_{4,1}$ στον όρο Monod για τη νιτροποίηση είναι σταθερός. Οι ταυτόχρονες γραμμικές εξισώσεις μπορούν τότε να επιλυθούν για τα $NH_{4,1}$ και $NH_{4,2}$. Η ροή αμμωνίου στο υπερκείμενο νερό μπορεί κατόπιν να υπολογιστεί ως εξής

$$J_{NH_4} = s \left(f_{da1} NH_{4,1} - \frac{n_a}{1000} \right) \quad (2.6.178)$$

2.6.4.4.3 Νιτρικά

Τα ισοζύγια μάζας για τα νιτρικά στο αερόβιο και τα αναερόβια στρώματα γράφονται ως εξής

$$H_1 \frac{dNO_{3,1}}{dt} = K_{L12} (NO_{3,2} - NO_{3,1}) - w_2 NO_{3,1} + s \left(\frac{n_n}{1000} - NO_{3,1} \right) \quad (2.6.179)$$

$$+ \frac{\kappa_{NH4,1}^2}{s} \theta_{NH4}^{T-20} \frac{K_{NH4}}{K_{NH4} + NH_{4,1}} \frac{o}{2 K_{NH4,O2} + o} f_{da1} NH_{4,1} - \frac{\kappa_{NO3,1}^2}{s} \theta_{NO3}^{T-20} NO_{3,1}$$

$$H_2 \frac{dNO_{3,2}}{dt} = J_N + K_{L12} (NO_{3,1} - NO_{3,2}) + w_2 (NO_{3,1} - NO_{3,2}) - \kappa_{NO3,2} \theta_{NO3}^{T-20} NO_{3,2} \quad (2.6.180)$$

όπου: $NO_{3,1}$ και $NO_{3,2}$: η συγκέντρωση των νιτρικών στο αερόβιο και τα αναερόβια στρώματα, αντίστοιχα [gN/m^3]

n_n : η συγκέντρωση νιτρικών στο υπερκείμενο νερό [mgN/m^3]

$\kappa_{NO3,1}$ και $\kappa_{NO3,2}$: οι ταχύτητες αντίδρασης για την απονιτροποίηση στα αερόβια και αναερόβια ιζήματα, αντίστοιχα [m/d]

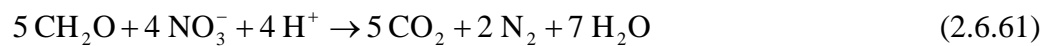
θ_{NO3} : συντελεστής διόρθωσης θερμοκρασίας για την απονιτροποίηση [αδιάστατος].

Κατά τον ίδιο τρόπο όπως για τις εξισώσεις (2.6.171) και (2.6.172), οι (2.6.179) και (2.6.180) μπορούν να γραμμικοποιηθούν και να επιλυθούν για τα $NO_{3,1}$ και $NO_{3,2}$.

Η ροή νιτρικών στο υπερκείμενο νερό μπορεί κατόπιν να υπολογιστεί ως εξής

$$J_{NO3} = s \left(NO_{3,1} - \frac{n_n}{1000} \right) \quad (2.6.181)$$

Η απονιτροποίηση απαιτεί μια πηγή άνθρακα, όπως απεικονίζεται με την εξίσωση (2.6.61)



Η απαίτηση σε άνθρακα (εκφρασμένη ως ισοδύναμη ποσότητα οξυγόνου ανά μονάδα μάζας αζώτου) μπορεί επομένως να υπολογιστεί ως εξής

$$r_{ondn} = 2.67 \frac{\text{gO}_2}{\text{gC}} \frac{5 \text{ moleC} \times 12 \text{ gC/moleC}}{4 \text{ moleN} \times 14 \text{ gN/moleN}} \times \frac{1 \text{ gN}}{1000 \text{ mgN}} = 0.00286 \frac{\text{gO}_2}{\text{mgN}} \quad (2.6.67)$$

Συνεπώς, το ισοδύναμο οξυγόνο που καταναλώνεται κατά τη διάρκεια της απονιτροποίησης, $J_{O_2,dn}$ [$\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{d}$], μπορεί να υπολογιστεί ως εξής

$$J_{O_2,dn} = 1000 \frac{\text{mgN}}{\text{gN}} \times r_{ondn} \left(\frac{\kappa_{NO_3,1}^2}{s} \theta_{NO_3}^{T-20} NO_{3,1} + \kappa_{NO_3,2} \theta_{NO_3}^{T-20} NO_{3,2} \right) \quad (2.6.182)$$

2.6.4.4.4 Μεθάνιο

Ο διαλυμένος άνθρακας που παράγεται μέσω διαγένεσης μετατρέπεται σε μεθάνιο στα αναερόβια ιζήματα. Επειδή το μεθάνιο είναι σχετικά δυσδιάλυτο, ο κορεσμός του μπορεί να ξεπεραστεί και να παραχθεί αέριο μεθάνιο. Σα συνέπεια αυτού, αντί να γραφεί ένα ισοζύγιο μάζας για το μεθάνιο στο αναερόβιο στρώμα, χρησιμοποιείται ένα αναλυτικό μοντέλο που αναπτύχθηκε από τους Di Toro et al. (1990) για να προσδιοριστεί η σταθερή ροή διαλυμένου μεθανίου διορθωμένη για την απώλεια αερίου που διοχετεύεται στα αερόβια ιζήματα (Charpra and Pelletier, 2003).

Αρχικά, η ροή διαγένεσης άνθρακα διορθώνεται για το ισοδύναμο οξυγόνο που καταναλώνεται κατά τη διάρκεια της απονιτροποίησης. Έτσι προκύπτει η συνολική ροή αναερόβιας παραγωγής μεθανίου εκφρασμένη σε ισοδύναμο οξυγόνο

$$J_{CH_4,T} = J_C - J_{O_2,dn} \quad (2.6.183)$$

όπου: $J_{CH_4,T}$: η ροή διαγένεσης άνθρακα διορθωμένη για την απονιτροποίηση [$\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{d}$].

Αν η $J_{CH_4,T}$ είναι αρκετά μεγάλη ($\geq 2 K_{L12} C_s$), θα σχηματιστεί αέριο μεθάνιο. Σε τέτοιες περιπτώσεις η ροή μπορεί να διορθωθεί για την απώλεια αερίου,

$$J_{CH_4,d} = \sqrt{2 K_{L12} C_s J_{CH_4,T}} \quad (2.6.184)$$

όπου: $J_{CH_4,d}$: η ροή διαλυμένου μεθανίου (εκφρασμένη σε ισοδύναμο οξυγόνο) που

γεννάται στα αναερόβια και διοχετεύεται στα αερόβια ιζήματα [$\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{d}$]

C_s :η συγκέντρωση κορεσμού του μεθανίου εκφρασμένη σε ισοδύναμο οξυγόνο [mgO_2/L].

Αν $J_{CH_4,T} < 2 K_{L12} C_s$, τότε δε σχηματίζεται αέριο και

$$J_{CH_4,d} = J_{CH_4,T} \quad (2.6.185)$$

Η συγκέντρωση κορεσμού του μεθανίου υπολογίζεται ως εξής

$$C_s = 100 \left(1 + \frac{H}{10} \right) 1.024^{20-T} \quad (2.6.186)$$

όπου: H :βάθος νερού [m]

T :θερμοκρασία νερού [$^{\circ}\text{C}$].

Το ισοζύγιο μάζας του μεθανίου για το αερόβιο στρώμα γράφεται ως εξής

$$H_1 \frac{dCH_{4,1}}{dt} = J_{CH_4,d} + s (c_f - CH_{4,1}) - \frac{\kappa_{CH_4,1}^2}{s} \theta_{CH_4}^{T-20} CH_{4,1} \quad (2.6.187)$$

όπου: $CH_{4,1}$:συγκέντρωση μεθανίου στο αερόβιο στρώμα [gO_2/m^3]

c_f :fast CBOD στο υπερκείμενο νερό [gO_2/m^3]

$\kappa_{CH_4,1}$:η ταχύτητα αντίδρασης για την οξείδωση του μεθανίου στα αερόβια ιζήματα [m/d]

θ_{CH_4} :συντελεστής διόρθωσης θερμοκρασίας [αδιάστατος].

Από την επίλυση αυτού του ισοζυγίου, για μόνιμες συνθήκες, προκύπτει

$$CH_{4,1} = \frac{J_{CH_4,d} + s c_f}{s + \frac{\kappa_{CH_4,1}^2}{s} \theta_{CH_4}^{T-20}} \quad (2.6.188)$$

Η ροή μεθανίου στο υπερκείμενο νερό, J_{CH_4} [$\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{d}$], μπορεί κατόπιν να υπολογιστεί ως εξής

$$J_{CH_4} = s (CH_{4,1} - c_f) \quad (2.6.189)$$

2.6.4.4.5 SOD

Η ζήτηση οξυγόνου του ιζήματος SOD [$\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{d}$] είναι ίση με το άθροισμα του οξυγόνου που καταναλώνεται στην οξείδωση του μεθανίου, $CSOD$ [$\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{d}$] και τη νιτροποίηση, $NSOD$ [$\text{gO}_2/\text{m}^2/\text{d}$]

$$SOD = CSOD + NSOD \quad (2.6.190)$$

$$CSOD = \frac{\kappa_{CH_4,1}^2}{S} \theta_{CH_4}^{T-20} CH_{4,1} \quad (2.6.191)$$

$$NSOD = r_{on} \frac{\kappa_{NH_4,1}^2}{S} \theta_{NH_4}^{T-20} \frac{K_{NH_4}}{K_{NH_4} + NH_{4,1}} \frac{o}{2 K_{NH_4,O_2} + o} f_{da1} NH_{4,1} \quad (2.6.192)$$

όπου: r_{on} : η αναλογία οξυγόνου προς άζωτο που καταναλώνεται κατά τη διάρκεια της νιτροποίησης [=4.57 gO_2/gN].

2.6.4.4.6 Ανόργανος φώσφορος

Τα ισοζύγια μάζας για τον ολικό ανόργανο φώσφορο στο αερόβιο και τα αναερόβια στρώματα γράφονται ως εξής

$$H_1 \frac{dPO_{4,1}}{dt} = \omega_{12} (f_{pp2} PO_{4,2} - f_{pp1} PO_{4,1}) + K_{L12} (f_{dp2} PO_{4,2} - f_{dp1} PO_{4,1}) - w_2 PO_{4,1} + s \left(\frac{P_i}{1000} - f_{dp1} PO_{4,1} \right) \quad (2.6.193)$$

$$H_2 \frac{dPO_{4,2}}{dt} = J_P + \omega_{12} (f_{pp1} PO_{4,1} - f_{pp2} PO_{4,2}) + K_{L12} (f_{dp1} PO_{4,1} - f_{dp2} PO_{4,2}) + w_2 (PO_{4,1} - PO_{4,2}) \quad (2.6.194)$$

όπου: $PO_{4,1}$ και $PO_{4,2}$: η συγκέντρωση του ολικού ανόργανου φωσφόρου στο αερόβιο και τα αναερόβια στρώματα, αντίστοιχα [gP/m^3]

p_i : ο ανόργανος φώσφορος στο υπερκείμενο νερό [mgP/m^3]

J_P : η ροή διαγένεσης φωσφόρου [gP/m²/d].

Τα κλάσματα φωσφόρου σε διαλυμένη (f_{dpi}) και σωματιδιακή (f_{ppi}) μορφή υπολογίζονται ως εξής

$$f_{dpi} = \frac{1}{1 + m_i \pi_{pi}} \quad (2.6.195)$$

$$f_{ppi} = 1 - f_{dpi} \quad (2.6.196)$$

όπου: π_{pi} : ο συντελεστής διαμέρισης για τον ανόργανο φώσφορο στο στρώμα i [m³/gD].

Για το συντελεστή διαμέρισης στο αναερόβιο στρώμα ορίζεται μια τιμή εισόδου. Για το αερόβιο στρώμα, αν η συγκέντρωση οξυγόνου στην υπερκείμενη υδάτινη στήλη υπερβεί μια κρίσιμη συγκέντρωση, o_{crit} [gO₂/m³], τότε ο συντελεστής διαμέρισης αυξάνεται αντιπροσωπεύοντας την προσρόφηση του φωσφόρου πάνω στα οξυ-υδροξείδια σιδήρου

$$\pi_{p1} = \pi_{p2} (\Delta\pi_{PO_{4,1}}) \quad (2.6.197)$$

όπου: $\Delta\pi_{PO_{4,1}}$: ένας παράγοντας που αυξάνει το συντελεστή διαμέρισης του αερόβιου στρώματος σε σχέση με τον αναερόβιο συντελεστή.

Αν η συγκέντρωση οξυγόνου μειωθεί κάτω από την o_{crit} , τότε ο συντελεστής διαμέρισης ελαττώνεται ομαλά μέχρι που φθάνει την αναερόβια τιμή σε μηδενικό οξυγόνο,

$$\pi_{p1} = \pi_{p2} (\Delta\pi_{PO_{4,1}})^{o/o_{crit}} \quad (2.6.198)$$

Οι εξισώσεις (2.6.193) και (2.6.194) επιλύονται για τα $PO_{4,1}$ και $PO_{4,2}$. Η ροή φωσφόρου στο υπερκείμενο νερό μπορεί κατόπιν να υπολογιστεί ως εξής

$$J_{PO_4} = s \left(f_{dp1} PO_{4,1} - \frac{P_i}{1000} \right) \quad (2.6.199)$$

2.6.4.4.7 Διαδικασία επίλυσης

Η διαδικασία επίλυσης που εφαρμόζεται στο Q2K είναι

1. Προσδιορισμός των ροών διαγένεσης: J_C , J_N και J_P .
2. Αρχική εκτίμηση του SOD

$$SOD_{init} = J_C + r'_{on} J_N \quad (2.6.200)$$

όπου: r'_{on} : η αναλογία οξυγόνου προς άζωτο που καταναλώνεται για τη συνολική μετατροπή του αμμωνίου σε αέριο άζωτο μέσω νιτροποίησης/απονιτροποίησης [=1.71 gO₂/gN].

Η ανωτέρω αναλογία λαμβάνει υπόψη την κατανάλωση άνθρακα για απονιτροποίηση.

3. Υπολογισμός του s

$$s = \frac{SOD_{init}}{o} \quad (2.6.201)$$

4. Επίλυση για αμμώνιο, νιτρικά και μεθάνιο, και υπολογισμός των $CSOD$ και $NSOD$.
5. Διόρθωση της εκτίμησης του SOD χρησιμοποιώντας τον παρακάτω σταθμισμένο μέσο

$$SOD = \frac{SOD_{init} + CSOD + NSOD}{2} \quad (2.6.202)$$

6. Έλεγχος σύγκλισης υπολογίζοντας ένα προσεγγιστικό σχετικό σφάλμα

$$\varepsilon_a = \left| \frac{SOD - SOD_{init}}{SOD} \right| \times 100\% \quad (2.6.203)$$

7. Αν το ε_a είναι μεγαλύτερο από ένα προκαθορισμένο κριτήριο τερματισμού (σύγκλισης) ε_s , τότε $SOD_{init} = SOD$ και επιστροφή στο βήμα 3.
8. Αν $\varepsilon_a \leq \varepsilon_s$, τότε υπολογίζονται οι συγκεντρώσεις ανόργανου φωσφόρου.
9. Υπολογισμός των ροών αμμωνίου, νιτρικών, μεθανίου και φωσφορικών.

2.6.4.4.8 Συμπληρωματικές ροές

Εξαιτίας της παρουσίας οργανικού υλικού που έχει αποτεθεί πριν από τη θερινή περίοδο μόνιμης κατάστασης (π.χ. κατά τη διάρκεια απορροών την Άνοιξη), ενδέχεται η καθοδική ροή σωματιδιακής οργανικής ύλης να μην αντιστοιχεί στο παρατηρούμενο SOD. Σε τέτοιες περιπτώσεις μπορεί να καθοριστεί ένα συμπληρωματικό SOD,

$$SOD_t = SOD + SOD_s \quad (2.6.204)$$

όπου: SOD_t :η συνολική ζήτηση οξυγόνου του ιζήματος [$gO_2/m^2/d$]

SOD_s :το συμπληρωματικό SOD [$gO_2/m^2/d$].

Επίσης, καθορισμένες ροές αμμωνίας και μεθανίου μπορούν να προστεθούν για να συμπληρώσουν τις υπολογιζόμενες ροές.

2.7 QUAL2K (VERSION 2.04)

2.7.1 ΓΕΝΙΚΑ

Για το Q2K (version 2.04) (Chapra at al., 2006) ισχύουν όσα αναφέρονται στην παράγραφο 2.6.1 του κεφαλαίου 2.6. Επιπλέον, το Q2K (v 2.04) είναι όμοιο με το Q2E και ως προς το εξής:

- Είναι διακλαδιζόμενο (branching). Το σύστημα μπορεί να αποτελείται από έναν κύριο κλάδο ποταμού με διακλαδιζόμενους παραπόταμους.

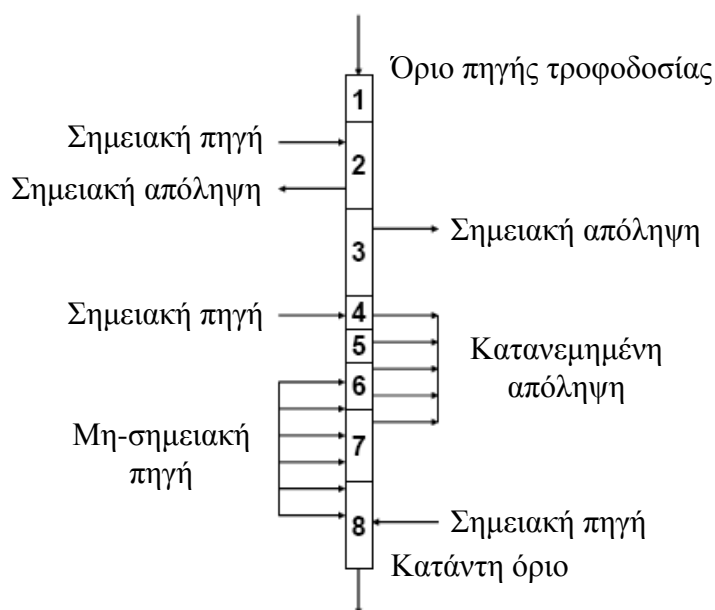
Το πλαίσιο εργασίας του QUAL2K (v 2.04) περιλαμβάνει μεταξύ άλλων και τα εξής νέα στοιχεία:

- Οι αριθμητικοί υπολογισμοί έχουν προγραμματιστεί σε Fortran 90. Το Excel χρησιμοποιείται ως το γραφικό περιβάλλον εργασίας του χρήστη και όλες οι λειτουργίες επικοινωνίας (διεπαφής χρήστη) έχουν προγραμματιστεί σε VBA.
- Διαίρεση συστήματος (model segmentation). Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενα κεφάλαια, το Q2E διαιρεί το σύστημα σε τμήματα που αποτελούνται από ισομήκη στοιχεία. Το Q2K (v 2.04) επίσης διαιρεί το σύστημα σε τμήματα (reaches) και στοιχεία (elements). Εντούτοις, σε αντίθεση με το Q2E, το μέγεθος του στοιχείου για το Q2K (v 2.04) μπορεί να διαφέρει από τμήμα σε τμήμα. Εκτός αυτού, πολλαπλές φορτίσεις και απολήψεις (loadings and withdrawals) μπορούν να εισαχθούν σε κάθε στοιχείο.
- Κινητικές παράμετροι κατά τμήμα. Το Q2K (v 2.04) επιτρέπει πολλές από τις κινητικές παραμέτρους να ορίζονται ειδικά για ένα τμήμα.

2.7.2 ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ

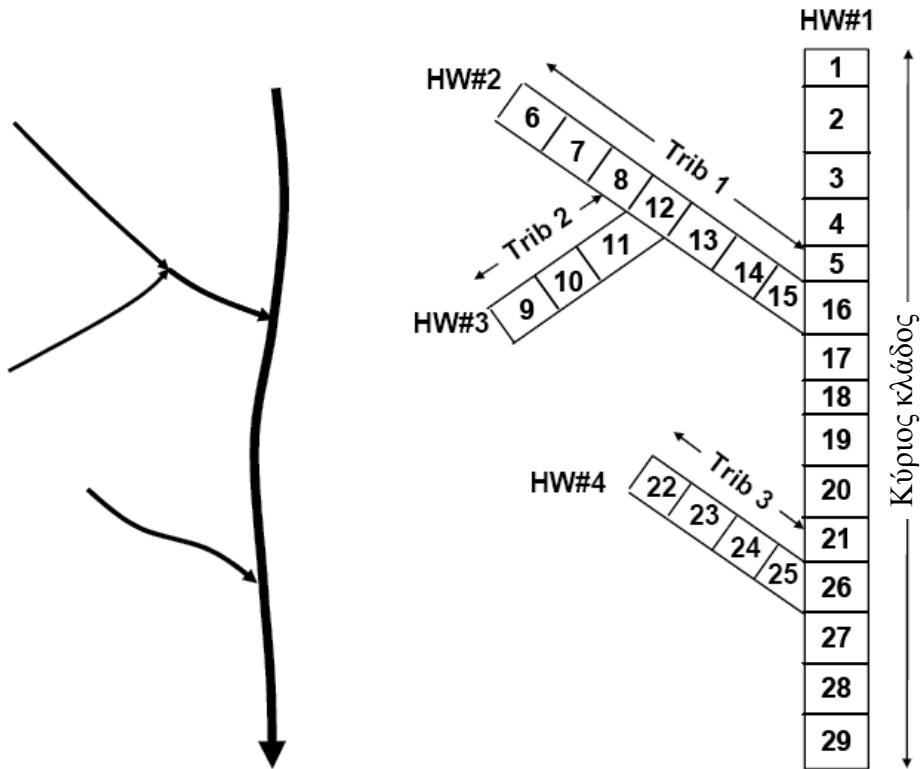
Το μοντέλο απεικονίζει το ποτάμι ως ένα σύνολο τμημάτων, τα οποία

αντιπροσωπεύουν ευθύγραμμα τμήματα του ποταμού με σταθερά υδραυλικά χαρακτηριστικά (κλίση, πλάτος πυθμένα, κλπ.). Όπως φαίνεται στην Εικόνα 2.7.1, τα τμήματα αριθμούνται κατά αύξουσα σειρά αρχίζοντας από την πηγή τροφοδοσίας (headwater) του κύριου κλάδου του ποταμού. Όχι μόνο σημειακές αλλά και μη-σημειακές πηγές και απολήψεις μπορούν να τοποθετηθούν οπουδήποτε κατά μήκος του καναλιού.



Εικόνα 2.7.1: Σχήμα διαίρεσης του Q2K για ένα ποτάμι χωρίς παραπόταμους (Charpra at al., 2006).

Για συστήματα με παραπόταμους (Εικόνα 2.7.2), τα τμήματα αριθμούνται κατά αύξουσα σειρά με έναρξη από το τμήμα 1 στην πηγή τροφοδοσίας του κύριου κλάδου. Στη συμβολή με έναν παραπόταμο, η αρίθμηση συνεχίζει από την πηγή τροφοδοσίας του παραπόταμου. Τόσο οι πηγές τροφοδοσίας όσο και οι παραπόταμοι επίσης αριθμούνται διαδοχικά ακολουθώντας ένα σχήμα αλληλοδιαδοχής όμοιο των τμημάτων. Οι μεγαλύτερες υποδιαίρεσεις του συστήματος (δηλαδή ο κύριος κλάδος και καθένας από τους παραπόταμους) αναφέρονται ως segments (στην παρούσα εργασία στον αγγλικό όρο αντιστοιχεί η λέξη “κλάδοι”).

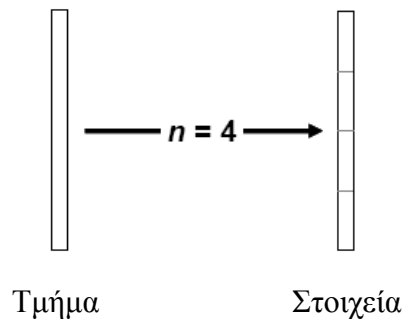


(α) Ένα ποτάμι με παραπόταμους

(β) Απεικόνιση τμημάτων στο Q2K

Εικόνα 2.7.2: Σχήμα διαίρεσης του Q2K για ένα ποτάμι με παραπόταμους και αρίθμηση τμημάτων, πηγών τροφοδοσίας και παραπόταμων (Charpra at al., 2006).

Τέλος, κάθε τμήμα του μοντέλου μπορεί περαιτέρω να διαιρεθεί σε μια σειρά από ισομήκη στοιχεία (equally-spaced elements). Όπως φαίνεται στην Εικόνα 2.7.3, αυτό γίνεται απλά και μόνο καθορίζοντας τον αριθμό των επιθυμητών στοιχείων.



Εικόνα 2.7.3: Αν είναι επιθυμητό, κάθε τμήμα του μοντέλου μπορεί περαιτέρω να υποδιαιρεθεί σε μια σειρά από n στοιχεία ίσου μήκους (Charpra at al., 2006).

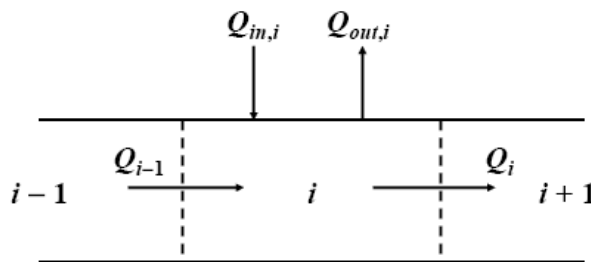
Συνοψίζοντας, η ορολογία που χρησιμοποιείται για την περιγραφή του τρόπου

με τον οποίο το Q2K οργανώνει την τοπολογία του ποταμού, έχει ως εξής:

- **Reach (ευθύγραμμο τμήμα ποταμού).** Ένα μήκος του ποταμού με σταθερά υδραυλικά χαρακτηριστικά.
- **Element (στοιχείο).** Η βασική υπολογιστική μονάδα του μοντέλου που αποτελεί υποδιαίρεση ενός τμήματος σε ίσα διαστήματα.
- **Segment (κλάδος).** Ένα σύνολο από τμήματα που αντιπροσωπεύει έναν κλάδο του συστήματος. Πρόκειται για τον κύριο κλάδο (main stem) καθώς και για κάθε παραπόταμο.
- **Headwater (πηγή τροφοδοσίας).** Το άνω όριο ενός κλάδου του μοντέλου.

2.7.2.1 Εξίσωση συνεχείας του νερού (flow balance)

Εφόσον η στοιχειώδης υπολογιστική μονάδα του Q2K (v 2.04) είναι το στοιχείο, η εξίσωση συνεχείας του νερού σε συνθήκες σταθερής κατάστασης εφαρμόζεται για κάθε στοιχείο του μοντέλου (Εικόνα 2.7.4).



Εικόνα 2.7.4: Εξίσωση συνεχείας για κάθε στοιχείο (element flow balance).

$$Q_i = Q_{i-1} + Q_{in,i} - Q_{out,i} \quad (2.7.1)$$

όπου: Q_i : εκροή από το στοιχείο i μέσα στο κατάντη στοιχείο $i+1$ [m^3/d]

Q_{i-1} : εισροή από το ανάντη στοιχείο $i-1$ [m^3/d]

$Q_{in,i}$: συνολική εισροή μέσα στο στοιχείο από σημειακές και μη-σημειακές πηγές [m^3/d]

$Q_{out,i}$:συνολική εκροή από το στοιχείο λόγω σημειακών και κατανεμημένων απολήψεων (point and non-point withdrawals) [m^3/d].

Η συνολική εισροή από πηγές και η συνολική εκροή λόγω απολήψεων υπολογίζονται βάσει των σχέσεων (2.6.2) και (2.6.3) με τη διαφορά ότι οι υπολογισμοί στη νεότερη έκδοση του Q2K αφορούν στο στοιχείο i και όχι στο τμήμα i .

Θα πρέπει να τονιστεί, ότι οι εξισώσεις του κεφαλαίου 2.6 είναι αυτές που σε γενικές γραμμές εφαρμόζονται και στο Q2K (v 2.04), με τη βασική διαφορά ότι ο δείκτης i στους συμβολισμούς των παραμέτρων αφορά στο στοιχείο i -όπως αυτό ορίζεται στο παρόν κεφάλαιο-και όχι στο τμήμα i (το δεύτερο αποτελεί τη βασική υπολογιστική μονάδα της προηγούμενης έκδοσης του Q2K).

2.7.2.2 Υδραυλικά χαρακτηριστικά

Μόλις υπολογιστεί η εκροή για κάθε στοιχείο, το βάθος και η ταχύτητα υπολογίζονται επιλέγοντας μεταξύ τριών τρόπων:

- Αν εισάγονται ύψος και πλάτος υπερχειλιστή, τότε εφαρμόζεται η επιλογή υπερχειλιστή.
- Αν το ύψος και το πλάτος του υπερχειλιστή είναι μηδέν και εισάγονται οι συντελεστές των καμπυλών ταχύτητας-παροχής και στάθμης-παροχής, a και α , αντίστοιχα, τότε εφαρμόζεται η επιλογή των rating curves (σχέσεις (2.6.10) και (2.6.11)).
- Η εξίσωση Manning εφαρμόζεται αν δεν πληρείται καμία από τις προηγούμενες συνθήκες.

Για την επιλογή υπερχειλιστή, ο οποίος μπορεί να απαντάται μόνο στο τέλος ενός τμήματος αποτελούμενου από ένα μόνο στοιχείο, ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.2.2.1, αλλά στις σχέσεις (2.6.4) και (2.6.5) αντί του πλάτους του

στοιχείου i , υπεισέρχεται το πλάτος του υπερχειλιστή B_w σε [m]. Το πλάτος του υπερχειλιστή μπορεί να διαφέρει από το πλάτος του στοιχείου, B_i . Το εμβαδόν της επιφάνειας και ο όγκος του στοιχείου i μπορούν να υπολογιστούν ως εξής

$$A_{s,i} = B_i \Delta x_i \quad (2.7.2)$$

$$V_i = B_i H_i \Delta x_i \quad (2.7.3)$$

όπου: Δx_i :το μήκος του στοιχείου i [m].

Για την επιλογή των rating curves, ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.2.2.2. Το εμβαδόν της επιφάνειας και ο όγκος του στοιχείου μπορούν να υπολογιστούν από σχέσεις αντίστοιχες αυτών της προηγούμενης επιλογής

$$A_s = B \Delta x$$

$$V = B H \Delta x$$

Σε ορισμένες εφαρμογές, θα μπορούσε να είναι επιθυμητός ο καθορισμός σταθερών τιμών βάθους και ταχύτητας που να μη μεταβάλλονται με την παροχή. Αυτό μπορεί να γίνει μηδενίζοντας τους εκθέτες b και β στις σχέσεις (2.6.10) και (2.6.11) και θέτοντας τους συντελεστές a και α ίσους με την επιθυμητή ταχύτητα και το επιθυμητό βάθος, αντίστοιχα.

Για την επιλογή της εξίσωσης Manning, ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.2.2.3. Το πλάτος στην επιφάνεια του καναλιού, B_1 [m], μπορεί να υπολογιστεί ως εξής

$$B_1 = B_0 + (s_{s1} + s_{s2}) H$$

Το εμβαδόν της επιφάνειας και ο όγκος του στοιχείου μπορούν να υπολογιστούν ως εξής

$$A_s = B_1 \Delta x$$

$$V = B H \Delta x$$

Όσον αφορά τις υδατοπτώσεις, θα πρέπει να σημειωθεί ότι μπορούν να απαντώνται μόνο στο τέλος ενός τμήματος (δηλαδή στο όριο μεταξύ δύο τμημάτων).

2.7.2.3 Χρόνος διαδρομής

Ο χρόνος παραμονής κάθε στοιχείου υπολογίζεται ως εξής

$$\tau_k = \frac{V_k}{Q_k} \quad (2.7.4)$$

όπου: τ_k :ο χρόνος παραμονής του k^{th} στοιχείου [d]

V_k :ο όγκος του k^{th} στοιχείου [m^3] = $A_{c,k} \Delta x_k$

Δx_k :το μήκος του k^{th} στοιχείου [m].

Αυτοί οι χρόνοι συναθροίζονται στη συνέχεια για τον προσδιορισμό του χρόνου διαδρομής κατά μήκος καθενός κλάδου του ποταμού (δηλαδή, είτε του κύριου κλάδου είτε ενός των παραποτάμων). Για παράδειγμα, ο χρόνος διαδρομής από την πηγή τροφοδοσίας μέχρι το κατάντη τέρμα του j th στοιχείου σε έναν κλάδο υπολογίζεται ως εξής

$$t_{t,j} = \sum_{k=1}^j \tau_k \quad (2.7.5)$$

όπου: $t_{t,j}$:ο χρόνος διαδρομής [d].

2.7.3 ΜΟΝΤΕΛΟ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ

Εφαρμόζονται οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.3 του κεφαλαίου 2.6, με τη διαφορά ότι το θερμικό ισοζύγιο γράφεται για το στοιχείο i και όχι για το τμήμα i .

Στο κατάντη τέρμα του ποταμού εφαρμόζονται δύο τύποι οριακών συνθηκών:

(1) μια συνθήκη μηδενικής διασποράς (φυσική οριακή συνθήκη) και (2) μια καθορισμένη κατάντη οριακή συνθήκη (οριακή συνθήκη Dirichlet).

Όσον αφορά τη μεταφορά θερμότητας μεταξύ ιζήματος-νερού, προτείνονται τιμές πυκνότητας και ειδικής θερμότητας των ιζημάτων ίσες με $\rho_s=1.6 \text{ g/cm}^3$ και $C_{ps}=0.4 \text{ cal/(g } ^\circ\text{C)}$, αντίστοιχα. Το γινόμενο των δύο αυτών ποσοτήτων αντιστοιχεί σε μια τιμή $0,64 \text{ cal/(cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C)}$.

2.7.4 ΜΟΝΤΕΛΟ ΣΥΣΤΑΤΙΚΟΥ

2.7.4.1 Συστατικά και γενικό ισοζύγιο μάζας

Το γενικό ισοζύγιο μάζας ενός συστατικού διατυπώνεται στην παράγραφο 2.6.4 του κεφαλαίου 2.6, με τη διαφορά ότι γράφεται για το στοιχείο i και όχι για το τμήμα i .

Πίνακας 2.7.1: Μεταβλητές οριζόμενες στο Q2K (v 2.04) που διαφέρουν από τις αντίστοιχες του Πίνακα 2.6.5 της παραγράφου 2.6.4.

Μεταβλητή	Σύμβολο	Μονάδες
Οργανικό άζωτο (organic nitrogen)	n_o	$\mu\text{gN/L}$
Οργανικός φώσφορος (organic phosphorus)	p_o	$\mu\text{gP/L}$
Βιομάζα φυκών πυθμένα (bottom algae biomass)	a_b	mgA/m^2
Άζωτο φυκών πυθμένα (bottom algae nitrogen)	IN_b	mgN/m^2
Φώσφορος φυκών πυθμένα (bottom algae phosphorus)	IP_b	mgP/m^2

Η εξίσωση (2.6.55) εφαρμόζεται σε ένα στοιχείο για όλες τις μεταβλητές του μοντέλου εκτός από αυτές των φυκών του πυθμένα, για τις οποίες οι όροι μεταφοράς και φόρτισης παραλείπονται,

$$\frac{da_{b,i}}{dt} = S_{b,i} \quad (2.7.6)$$

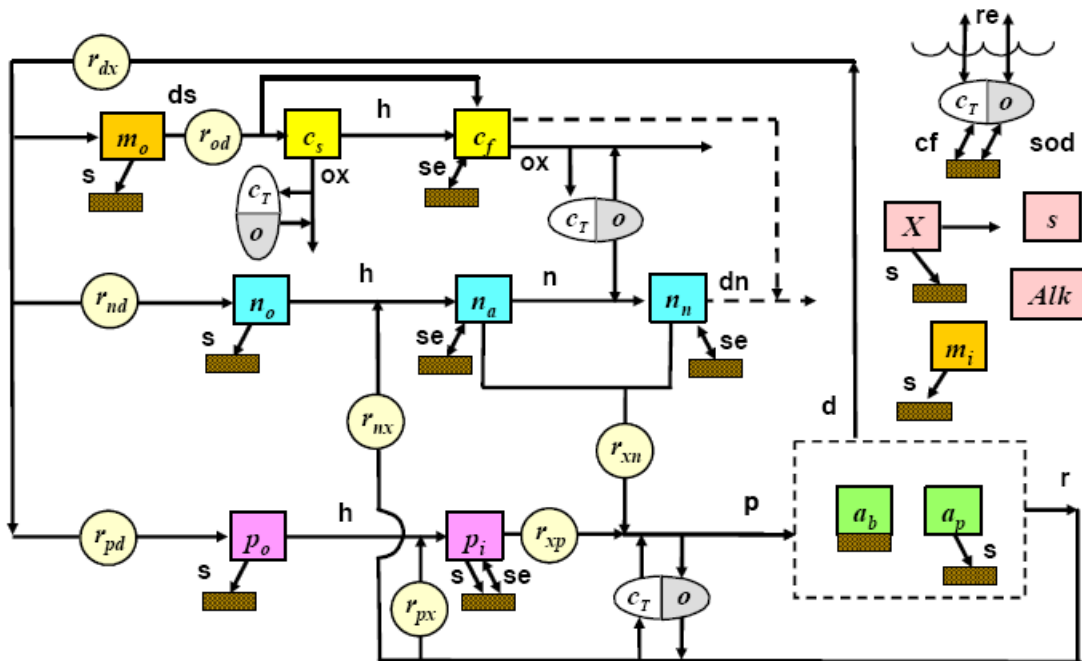
$$\frac{dIN_{b,i}}{dt} = S_{bN,i} \quad (2.7.7)$$

$$\frac{dIP_{b,i}}{dt} = S_{bP,i} \quad (2.7.8)$$

όπου: $S_{b,i}$: προσθήκες και απολήψεις της βιομάζας των φυκών του πυθμένα λόγω αντιδράσεων [$\text{mgA/m}^2/\text{d}$]

$S_{bN,i}$: προσθήκες και απολήψεις για το άζωτο των φυκών του πυθμένα λόγω αντιδράσεων [$\text{mgN}/\text{m}^2/\text{d}$]

$S_{bP,i}$: προσθήκες και απολήψεις για το φώσφορο των φυκών του πυθμένα λόγω αντιδράσεων [$\text{mgP}/\text{m}^2/\text{d}$].



Εικόνα 2.7.5: Κινητική μοντέλου και διεργασίες μεταφοράς μάζας. Κινητικές διεργασίες (kinetic processes) είναι: διάλυση (dissolution) (**ds**), υδρόλυση (**h**), οξείδωση (**ox**), νιτροποίηση (**n**), απονιτροποίηση (**dn**), φωτοσύνθεση (**p**), θάνατος (**d**) και αναπνοή/απέκκριση (respiration/excretion) (**r**). Διεργασίες μεταφοράς μάζας (mass transfer processes) είναι: επαναερισμός (**re**), καθίζηση (**s**), ζήτηση οξυγόνου από το ίζημα (sediment oxygen demand) (**SOD**), ανταλλαγή με το ίζημα (sediment exchange) (**se**) και ροή ανόργανου άνθρακα ιζήματος (sediment inorganic carbon flux) (**cf**). Ο δείκτης x για τις στοιχειομετρικές μετατροπές αντιπροσωπεύει χλωροφύλλη a (a) και ξηρό βάρος (d) για το φυτοπλαγκτόν και τα φύκη του πυθμένα, αντίστοιχα (Chapra et al., 2006).

Στην Εικόνα 2.7.5 απεικονίζονται οι πηγές και απολήψεις για τις οριζόμενες μεταβλητές (δεν απεικονίζονται τα εσωτερικά επίπεδα αζώτου και φωσφόρου στα φύκη πυθμένα).

2.7.4.2 Σύνθετες μεταβλητές

Εκτός από τις μεταβλητές που ορίζονται από το μοντέλο, το Q2K παρουσιάζει επίσης ορισμένες σύνθετες μεταβλητές που υπολογίζονται ως εξής:

Ολικός οργανικός άνθρακας (Total Organic Carbon) (mgC/L):

$$\text{TOC} = \frac{c_s + c_f}{r_{oc}} + r_{ca} a_p + r_{cd} m_o \quad (2.7.9)$$

Ολικό άζωτο (Total Nitrogen) (μgN/L):

$$\text{TN} = n_o + n_a + n_n + r_{na} a_p \quad (2.7.10)$$

Ολικός φώσφορος (Total Phosphorus) (μgP/L):

$$\text{TP} = p_o + p_i + r_{pa} a_p \quad (2.7.11)$$

Ολικό άζωτο Kjeldahl (Total Kjeldahl Nitrogen) (μgN/L):

$$\text{TKN} = n_o + n_a + r_{na} a_p \quad (2.7.12)$$

Ολικά αιωρούμενα στερεά (Total Suspended Solids) (mgD/L):

$$\text{TSS} = r_{da} a_p + m_o + m_i \quad (2.7.13)$$

Τελικό ανθρακούχο BOD (Ultimate Carbonaceous BOD) (mgO₂/L):

$$\text{CBOD}_u = c_s + c_f + r_{oc} r_{ca} a_p + r_{oc} r_{cd} m_o \quad (2.7.14)$$

2.7.4.3 Σχέση μεταβλητών μοντέλου και δεδομένων

Για όλες τις μεταβλητές εκτός από τα slow και fast CBOD (c_s και c_f), διατυπώνεται μια σχετικά σαφής σχέση ανάμεσα στις μεταβλητές που ορίζονται από το μοντέλο και τις πρότυπες μετρούμενες παραμέτρους ποιότητας νερού.

2.7.4.3.1 Non-CBOD μεταβλητές και δεδομένα

Μετρούμενες παράμετροι αναγκαίες για σύγκριση των non-BOD μεταβλητών με τα δεδομένα εξόδου του μοντέλου:

TEMP = θερμοκρασία (°C)

TKN = ολικό άζωτο kjeldahl (μgN/L)

TN = ολικό άζωτο (μgN/L)

NH4 = αμμωνιακό άζωτο (ammonium nitrogen) (μgN/L)

NO2 = νιτρώδες άζωτο (nitrite nitrogen) (μgN/L)

NO3 = νιτρικό άζωτο (μgN/L)

CHLA = χλωροφύλλη *a* (μgA/L)

TP = ολικός φώσφορος (μgP/L)

SRP = διαλυτός αντιδρών φώσφορος (soluble reactive phosphorus) (μgP/L)

TSS = ολικά αιωρούμενα στερεά (mgD/L)

VSS = εξαερώσιμα αιωρούμενα στερεά (volatile suspended solids) (mgD/L)

TOC = ολικός οργανικός άνθρακας (mgC/L)

DOC = διαλυμένος οργανικός άνθρακας (dissolved organic carbon) (mgC/L)

DO = διαλυμένο οξυγόνο (mgO₂/L)

PH = pH

ALK = αλκαλικότητα (mgCaCO₃/L)

COND = ειδική αγωγιμότητα (specific conductance) (μmhos/cm)

Οι μεταβλητές που ορίζονται από το μοντέλο μπορούν να σχετιστούν με τις ανωτέρω μετρούμενες παραμέτρους ως εξής:

$$s = \text{COND}$$

$$m_i = \text{TSS} - \text{VSS} \quad \text{ή} \quad m_i = \text{TSS} - r_{dc} (\text{TOC} - \text{DOC})$$

$$o = \text{DO}$$

$$n_o = \text{TKN} - \text{NH}_4 - r_{na} \text{ CHLA} \quad \text{ή} \quad n_o = \text{TN} - \text{NO}_2 - \text{NO}_3 - \text{NH}_4 - r_{na} \text{ CHLA}$$

$$n_a = \text{NH}_4$$

$$n_n = \text{NO}_2 + \text{NO}_3$$

$$p_o = \text{TP} - \text{SRP} - r_{pa} \text{ CHLA}$$

$$p_i = \text{SRP}$$

$$a_p = \text{CHLA}$$

$$m_o = \text{VSS} - r_{da} \text{ CHLA} \quad \text{ή} \quad m_o = r_{dc} (\text{TOC} - \text{DOC}) - r_{da} \text{ CHLA}$$

$$pH = \text{PH}$$

$$\text{Alk} = \text{ALK}$$

2.7.4.3.2 Ανθρακούχο BOD

Η ερμηνεία των μετρήσεων του BOD στα φυσικά ύδατα περιπλέκεται από τρεις βασικούς παράγοντες:

- Φιλτραρισμένο έναντι αφιλτράριστου δείγματος. Αν το δείγμα δεν έχει φιλτραριστεί, το BOD θα αντιπροσωπεύει την οξείδωση τόσο του διαλυμένου όσο και του σωματιδιακού οργανικού άνθρακα. Εφόσον το Q2K διακρίνει τα διαλυμένα (c_s και c_f) από τα σωματιδιακά (m_o και a_p) οργανικά συστατικά, μια μέτρηση αφιλτράριστου δείγματος και μόνο δεν αρκεί για το διαχωρισμό αυτών των επιμέρους μορφών. Εκτός αυτού, μία συνιστώσα του σωματιδιακού BOD, το φυτοπλαγκτόν (a_p), μπορεί να περιπλέκει περαιτέρω τη μέτρηση μέσω φωτοσυνθετικής παραγωγής οξυγόνου.
- Αζωτούχο BOD. Μαζί με την οξείδωση του οργανικού άνθρακα (CBOD) και η νιτροποίηση συμβάλλει στη μείωση του οξυγόνου (NBOD). Κατά συνέπεια, αν

το δείγμα (α) περιέχει άζωτο στην ανηγμένη μορφή του και (β) η νιτροποίηση δεν αναστέλλεται, τότε η μέτρηση περιλαμβάνει και τους δύο τύπους BOD.

- Χρόνος επώασης. Τυπικοί προσδιορισμοί BODs διεξάγονται σε σύντομο διάστημα, συνήθως 5 ημερών. Επειδή το Q2K χρησιμοποιεί τελικό CBOD, τα 5 ημερών BODs πρέπει να μετατρέπονται σε τελικά BODs με ένα λογικό τρόπο.

Τα ακόλουθα υποδεικνύονται ως πρακτικές κατευθύνσεις για τη μέτρηση του CBOD έτσι ώστε να λαμβάνονται υπόψη οι ανωτέρω παράγοντες και να προκύπτουν μετρήσεις συμβατές με το Q2K.

- **Διήθηση.** Το δείγμα πρέπει να διηθείται πριν από την επώαση ώστε να διαχωρίζεται ο διαλυμένος από το σωματιδιακό οργανικό άνθρακα.

- **Αναστολή νιτροποίησης.** Η νιτροποίηση μπορεί να κατασταλεί προσθέτοντας έναν χημικό παράγοντα ως αναστολέα, όπως TCMP (2-χλωρο-6-(τριχλωρο-μεθυλο) πυριδίνη). Τότε η μέτρηση αντιπροσωπεύει πραγματικά το CBOD. Στην περίπτωση που η αναστολή δεν είναι δυνατή, η μετρούμενη τιμή μπορεί να διορθωθεί για το άζωτο αφαιρώντας το οξυγόνο που ισοδυναμεί στην ανηγμένη μορφή αζώτου ($= r_{on} \times \text{TKN}$) στο δείγμα. Εντούτοις, όπως συμβαίνει με όλες τις ρυθμίσεις που βασίζονται σε διαφορές, η διόρθωση αυτή μπορεί να εμφανίζει σημαντικό σφάλμα.

- **Χρόνος επώασης.** Το μοντέλο βασίζεται στο τελικό CBOD, οπότε δύο προσεγγίσεις είναι δυνατές: (1) προσδιορισμός σε μια επαρκώς μακρά χρονική περίοδο έτσι ώστε να μετριέται η τελική τιμή ή (2) χρησιμοποίηση μιας μέτρησης 5 ημερών και αναγωγή (extrapolation) του αποτελέσματος στο τελικό CBOD. Στη δεύτερη περίπτωση, η μετατροπή γίνεται με τον παρακάτω τύπο (πρόκειται ουσιαστικά για την εξίσωση (2.4.21) χρησιμοποιώντας τους συμβολισμούς του παρόντος κεφαλαίου και για $t=5$):

$$CBODFNU = \frac{CBODFN5}{1 - e^{-k_1 5}} \quad (2.7.15)$$

όπου: CBODFNU :το τελικό διαλυμένο ανθρακούχο BOD [mgO₂/L]

CBODFN5 :το 5 ημερών διαλυμένο ανθρακούχο BOD [mgO₂/L]

k_1 :ρυθμός διάσπασης του CBOD μέσα στη φιάλη επώασης [/d].

Θα πρέπει να σημειωθεί, ότι εκτός από πρακτικούς λόγους χρόνου και δαπανών, μπορεί να υπάρχουν και άλλα πλεονεκτήματα από τη χρησιμοποίηση της μέτρησης των 5 ημερών με extrapolation σε σχέση με τον προσδιορισμό του CBOD μεγαλύτερης διάρκειας. Αν και η αναγωγή του αποτελέσματος στο τελικό CBOD εισάγει κάποιο σφάλμα, η τιμή των 5 ημερών έχει το πλεονέκτημα ότι τείνει να ελαχιστοποιήσει πιθανές επιδράσεις νιτροποίησης η οποία, ακόμα και όταν αναστέλλεται, μπορεί να αρχίσει να επιδρά σε μεγαλύτερα χρονικά πλαίσια.

Αν πληρούνται όλες οι ανωτέρω προϋποθέσεις, τότε το αποτέλεσμα θα συνδέεται με τις μεταβλητές του μοντέλου μέσω της σχέσης

$$c_f + c_s = CBODFNU$$

▪ **Slow έναντι fast CBOD.** Το τελευταίο ερώτημα σχετίζεται με τη διάκριση μεταξύ fast και slow CBODU. Υπάρχουν δύο εναλλακτικές λύσεις.

Επιλογή (1): Χρησιμοποίηση μόνο του fast CBOD για την απεικόνιση όλου του διαλυμένου, οξειδώσιμου οργανικού άνθρακα. Το μοντέλο συμπεριλαμβάνει παραμέτρους για την παράκαμψη του slow CBOD. Για αυτή την περίπτωση,

$$c_f = CBODFNU$$

$$c_s = 0$$

Επιλογή (2): Χρησιμοποίηση μιας μέτρησης τελικού CBOD για την ταχέως οξειδωνόμενη μορφή άνθρακα και υπολογισμός του slow CBOD βάσει της διαφοράς

από μια μέτρηση DOC. Για την περίπτωση αυτή,

$$c_f = \text{CBODFNU}$$

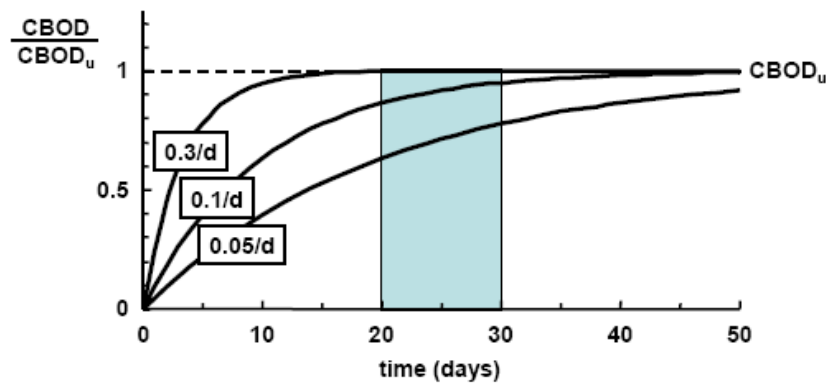
$$c_s = r_{oc} \text{ DOC} - \text{CBODFNU}$$

Η επιλογή (2) ενδείκνυται για συστήματα όπου υφίστανται δύο ξεχωριστοί τύποι CBOD. Για παράδειγμα, αστικά λύματα και αυτόχθων άνθρακας από την υδρόβια τροφική αλυσίδα θα μπορούσαν να θεωρηθούν ως fast CBOD. Αντιθέτως, βιομηχανικά υγρά απόβλητα όπως πολτός και υγρά απόβλητα χαρτοβιομηχανίας ή αλλόχθων DOC από τη λεκάνη απορροής θα μπορούσαν να συσσωρευτούν στο κλάσμα του slow CBOD. Σε μια τέτοια περίπτωση, ο ρυθμός υδρόλυσης του slow για τη μετατροπή του σε fast CBOD θα μπορούσε να τεθεί ίσος με μηδέν ώστε να καταστούν οι δύο μορφές ανεξάρτητες.

Και για τις δύο επιλογές, το CBODFNU μπορεί είτε (α) να μετρηθεί άμεσα χρησιμοποιώντας ένα μεγάλο χρόνο επώασης ή (β) να υπολογιστεί, με αναγωγή της τιμή των 5 ημερών στην τελική τιμή μέσω της εξίσωσης (2.7.15). Και στις δύο περιπτώσεις, ένα χρονικό πλαίσιο από μερικές εβδομάδες μέχρι ένα μήνα (δηλαδή ένα CBOD 20 έως 30 ημερών) είναι πιθανά μια αποδεκτή περίοδος για να οξειδωθεί ο περισσότερος από τον εύκολα διασπάσιμο οργανικό άνθρακα. Η υπόθεση αυτή βασίζεται στο γεγονός ότι οι ρυθμοί διάσπασης μέσα στη φιάλη για οργανικό άνθρακα προερχόμενο από αστικά λύματα είναι της τάξης του 0.05 έως 0.3/d (Charpra, 1997) [Από Charpra et al., 2006]. Όπως φαίνεται στην Εικόνα 2.7.6, τέτοιοι ρυθμοί υποδηλώνουν ότι μεγάλο μέρος του εύκολα οξειδώσιμου CBOD θα έχει αποδομηθεί σε περίπου 20 έως 30 ημέρες.

Επιπλέον, οι Charpra, Pelletier και Tao (2006) πιστεύουν ότι θα πρέπει να δοθεί προσοχή στη διεξαγωγή δοκιμών CBOD μεγάλης διάρκειας στους 30°C παρά στη

συνήθως χρησιμοποιούμενη θερμοκρασία των 20°C. Η επιλογή των 20°C προήλθε από το γεγονός ότι η μέση θερμοκρασία των περισσότερων υδάτινων αποδεκτών και εγκαταστάσεων επεξεργασίας υγρών αποβλήτων στην εύκρατη ζώνη, το καλοκαίρι, είναι κατά προσέγγιση 20°C.



Εικόνα 2.7.6: Πρόοδος της δοκιμής CBOD για διάφορα επίπεδα του ρυθμού διάσπασης μέσα στη φιάλη επώασης (Chapra at al., 2006).

Αν η μέτρηση του CBOD προορίζεται να χρησιμοποιηθεί για κανονισμό ή για εκτίμηση της απόδοσης εγκαταστάσεων επεξεργασίας, τότε έχει νόημα η προτυποποίηση της δοκιμής σε μια καθορισμένη θερμοκρασία (20°C). Εντούτοις, αν σκοπός είναι η μέτρηση ενός τελικού CBOD, οτιδήποτε επιταχύνει τη διαδικασία χωρίς να διακινδυνεύει την ακεραιότητα της μέτρησης θα φαινόταν ωφέλιμο.

Τα σαπροφυτικά βακτήρια που διασπών νεκρό οργανικό άνθρακα στα φυσικά νερά και τα αστικά λύματα, αυξάνονται καλύτερα σε θερμοκρασίες από 20°C έως 40°C. Κατά συνέπεια, μια θερμοκρασία 30°C δεν είναι υψηλή αρκετά ώστε η βακτηριακή συγκέντρωση να μετατοπιστεί προς θεرمόφιλους οργανισμούς που είναι μη αντιπροσωπευτικοί των φυσικών υδάτων και αστικών λυμάτων. Το όφελος θα ήταν υψηλότεροι ρυθμοί οξειδωσης, που θα είχαν ως αποτέλεσμα μικρότερους χρόνους ανάλυσης για τις μετρήσεις του CBOD.

2.7.4.4 Αντιδράσεις συστατικών

2.7.4.4.1 Συντηρητική ουσία (s)

Εφαρμόζεται η εξίσωση (2.6.69) της παραγράφου 2.6.4.3.1.

2.7.4.4.2 Φυτοπλαγκτόν (a_p)

Ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.2, με τις εξής διαφορές:

I. Φωτοσύνθεση

Ο παράγοντας επίδρασης της διαθεσιμότητας των θρεπτικών υπολογίζεται συμπεριλαμβάνοντας στα περιοριστικά στοιχεία και τον ανόργανο άνθρακα. Έτσι η εξίσωση (2.6.73) παίρνει τη μορφή:

$$\phi_{Np} = \min \left(\frac{n_a + n_n}{k_{sNp} + n_a + n_n}, \frac{p_i}{k_{sPp} + p_i}, \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3^*] + [\text{HCO}_3^-]}{k_{sCp} + [\text{H}_2\text{CO}_3^*] + [\text{HCO}_3^-]} \right) \quad (2.7.16)$$

όπου: k_{sCp} : σταθερά ημίσεως κορεσμού για τον ανόργανο άνθρακα (inorganic carbon half-saturation constant) [mole/L].

II. Απώλειες

Η εξίσωση (2.6.83) που αναπαριστά την αναπνοή του φυτοπλαγκτού παίρνει τη μορφή

$$\text{PhytoResp} = F_{oxp} k_{rp}(T) a_p \quad (2.7.17)$$

όπου: F_{oxp} : μείωση ρυθμού οφειλόμενη σε χαμηλή συγκέντρωση οξυγόνου (attenuation due to low oxygen) [αδιάστατος αριθμός].

Η επίδραση του οξυγόνου μοντελοποιείται σύμφωνα με τις εξισώσεις (2.6.103) έως και (2.6.105), όπου η παράμετρος για την εξάρτηση από τη συγκέντρωση οξυγόνου της αναπνοής του φυτοπλαγκτού συμβολίζεται με K_{sop} .

2.7.4.4.3 Φύκη πυθμένα (a_b)

Ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.3, με τις εξής διαφορές:

I. Φωτοσύνθεση

Η φωτοσύνθεση των φυκών πυθμένα αναπαρίσταται με κινητική μηδενικής τάξης (εξίσωση (2.6.87)), όπου $C_{gb}(T)$ είναι ο μέγιστος ρυθμός φωτοσύνθεσης μηδενικής τάξης [$\text{mgA}/(\text{m}^2 \text{d})$] ή με κινητική πρώτης τάξης,

$$\text{BotAlgPhoto} = C_{gb}(T) \phi_{Nb} \phi_{Lb} \phi_{Sb} a_b \quad (2.7.18)$$

όπου: $C_{gb}(T)$: ο μέγιστος ρυθμός φωτοσύνθεσης πρώτης τάξης εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [d^{-1}]

ϕ_{Sb} : παράγοντας επίδρασης του περιορισμού του χώρου στην ανάπτυξη των φυκών πυθμένα (bottom algae space limitation attenuation factor),

που υπολογίζεται ως εξής

$$\phi_{Sb} = 1 - \frac{a_b}{a_{b,\max}}$$

όπου: $a_{b,\max}$: χωρητικότητα πυθμένα (carrying capacity) [mgA/m^2].

Η επίδραση της διαθεσιμότητας των θρεπτικών στη φωτοσύνθεση των φυτών του πυθμένα μοντελοποιείται με τρόπο διαφορετικό από αυτόν του φυτοπλαγκτού. Αντί να εξαρτάται από την εξωτερική συγκέντρωση θρεπτικών, ο ρυθμός φωτοσύνθεσης εξαρτάται από τα ενδοκυτταρικά θρεπτικά (intracellular nutrients), όπως διατυπώθηκε αρχικά από τον Droop (1974) [Chapra et al., 2006],

$$\phi_{Nb} = \min \left(1 - \frac{q_{0N}}{q_N}, 1 - \frac{q_{0P}}{q_P}, \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3^*] + [\text{HCO}_3^-]}{k_{sCb} + [\text{H}_2\text{CO}_3^*] + [\text{HCO}_3^-]} \right) \quad (2.7.19)$$

όπου: q_N, q_P : οι κυτταρικές αναλογίες αζώτου [mgN mgA^{-1}] και φωσφόρου [mgP mgA^{-1}], αντίστοιχα

q_{0N} , q_{0P} : οι ελάχιστες κυτταρικές αναλογίες (minimum cell quotas) αζώτου

[mgN mgA⁻¹] και φωσφόρου [mgP mgA⁻¹], αντίστοιχα

k_{sCb} : σταθερά ημίσεως κορεσμού για τον ανόργανο άνθρακα (inorganic carbon half-saturation constant) [mole/L].

Οι ελάχιστες κυτταρικές αναλογίες είναι τα επίπεδα των ενδοκυτταρικών θρεπτικών στα οποία η ανάπτυξη σταματά.

Οι κυτταρικές αναλογίες είναι οι αναλογίες ενδοκυτταρικών θρεπτικών προς ξηρό βάρος φυτών πυθμένα,

$$q_N = \frac{IN_b}{a_b} \quad (2.7.20)$$

$$q_P = \frac{IP_b}{a_b} \quad (2.7.21)$$

όπου: IN_b : ενδοκυτταρική συγκέντρωση αζώτου [mgN/m²]

IP_b : ενδοκυτταρική συγκέντρωση φωσφόρου [mgP/m²].

Η μεταβολή του ενδοκυτταρικού αζώτου και φωσφόρου στα κύτταρα των φυκών πυθμένα υπολογίζεται ως εξής

$$S_{bN} = \text{BotAlgUptakeN} - q_N \text{ BotAlgDeath} \quad (2.7.22)$$

$$S_{bP} = \text{BotAlgUptakeP} - q_P \text{ BotAlgDeath} \quad (2.7.23)$$

όπου: BotAlgUptakeN , BotAlgUptakeP : ρυθμοί πρόσληψης (uptake rates) για το άζωτο [mgN/m²/d] και το φώσφορο [mgP/m²/d], αντίστοιχα, στα φύκη πυθμένα
 BotAlgDeath : ο όρος θανάτου για τα φύκη του πυθμένα (εξίσωση (2.6.95)) εκφρασμένος σε mgA/ m²/d.

Οι ρυθμοί πρόσληψης N και P εξαρτώνται και από τις εξωτερικές και από τις ενδοκυτταρικές συγκεντρώσεις θρεπτικών (Rhee, 1973) [Από Chapra et al., 2006],

$$\text{BotAlgUptakeN} = \rho_{mN} \frac{n_a + n_n}{k_{sNb} + n_a + n_n} \frac{K_{qN}}{K_{qN} + (q_N - q_{0N})} a_b \quad (2.7.24)$$

$$\text{BotAlgUptakeP} = \rho_{mP} \frac{p_i}{k_{sPb} + p_i} \frac{K_{qP}}{K_{qP} + (q_P - q_{0P})} a_b \quad (2.7.25)$$

όπου: ρ_{mN}, ρ_{mP} , :οι μέγιστοι ρυθμοί πρόσληψης (maximum uptake rates) για το άζωτο [mgN/mgA/d] και το φώσφορο [mgP/mgA/d], αντίστοιχα

k_{sNb}, k_{sPb} , :σταθερές ημίσεως κορεσμού για τα εξωτερικό άζωτο [μgN/L] και φώσφορο [μgP/L], αντίστοιχα

K_{qN}, K_{qP} , :σταθερές ημίσεως κορεσμού (half-saturation constants) για τα ενδοκυτταρικό άζωτο [mgN mgA⁻¹] και φώσφορο [mgP mgA⁻¹], αντίστοιχα.

II. Απώλειες

Η εξίσωση (2.6.94) που αναπαριστά την αναπνοή των φυκών πυθμένα παίρνει τη μορφή

$$\text{BotAlgResp} = F_{oxb} k_{rb}(T) a_b \quad (2.7.26)$$

όπου: F_{oxb} :μείωση ρυθμού οφειλόμενη σε χαμηλή συγκέντρωση οξυγόνου (attenuation due to low oxygen) [αδιάστατος αριθμός].

Η επίδραση του οξυγόνου μοντελοποιείται σύμφωνα με τις εξισώσεις (2.6.103) έως και (2.6.105), όπου η παράμετρος για την εξάρτηση από τη συγκέντρωση οξυγόνου της αναπνοής των φυκών πυθμένα συμβολίζεται με K_{sob} .

2.7.4.4.4 Οργανικά θρύμματα (m_o)

Εφαρμόζονται οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.4.

2.7.4.4.5 Βραδέως αντιδρών CBOD (c_s)

Η αύξηση του βραδέως αντιδρώντος CBOD οφείλεται στη διάλυση των

οργανικών θρυμμάτων και οι απώλειες σε υδρόλυση και οξείδωση,

$$S_{cs} = (1 - F_f) r_{od} \text{ DetrDiss} - \text{SlowCHydr} - \text{SlowCOxid} \quad (2.7.27)$$

όπου: F_f : το κλάσμα των οργανικών θρυμμάτων που διαλύεται σε fast CBOD

[αδιάστατος αριθμός], και

$$\text{SlowCOxid} = F_{oxc} k_{dcs}(T) c_s \quad (2.7.28)$$

όπου: $k_{dcs}(T)$: ρυθμός οξείδωσης του slow CBOD εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία

[/d]

F_{oxc} : μείωση ρυθμού οφειλόμενη σε χαμηλή συγκέντρωση οξυγόνου

(attenuation due to low oxygen) [αδιάστατος αριθμός].

Ο ρυθμός υδρόλυσης του slow CBOD δίνεται από την εξίσωση (2.6.100).

2.7.4.4.6 Ταχέως αντιδρών CBOD (c_f)

Ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.6, με τη διαφορά ότι η αύξηση του ταχέως αντιδρώντος CBOD οφείλεται και στη διάλυση των οργανικών θρυμμάτων.

Έτσι η εξίσωση (2.6.101) παίρνει τη μορφή

$$S_{cf} = F_f r_{od} \text{ DetrDiss} + \text{SlowCHydr} - \text{FastCOxid} - r_{ondn} \text{ Denitr} \quad (2.7.29)$$

2.7.4.4.7 Οργανικό άζωτο (n_o)

Η αύξηση του οργανικού αζώτου οφείλεται στο θάνατο των φυτών και οι απώλειες σε υδρόλυση και καθίζηση.

$$S_{no} = r_{na} \text{ PhytoDeath} + q_{0N} \text{ BotAlgDeath} - \text{ONHydr} - \text{ONSettl} \quad (2.7.30)$$

Ο ρυθμός υδρόλυσης του οργανικού αζώτου υπολογίζεται όπως στην παράγραφο 2.6.4.3.7

$$\text{ONHydr} = k_{hn}(T) n_o \quad (2.7.31)$$

όπου: $k_{hn}(T)$: ρυθμός υδρόλυσης του οργανικού αζώτου εξαρτώμενος από τη

θερμοκρασία [1/d].

$$\text{ONSettl} = \frac{v_{on}}{H} n_o \quad (2.7.32)$$

όπου: v_{on} : ταχύτητα καθίζησης του οργανικού αζώτου [m/d].

2.7.4.4.8 Αμμωνιακό άζωτο (n_a)

Η αύξηση του αμμωνιακού αζώτου οφείλεται στην υδρόλυση του οργανικού αζώτου και την αναπνοή του φυτοπλαγκτού και οι απώλειες σε νιτροποίηση και φωτοσύνθεση:

$$S_{na} = \text{ONHydr} + r_{na} \text{ PhytoResp} - \text{NH4Nitrif} - r_{na} P_{ap} \text{ PhytoPhoto} - P_{ab} \text{ BotAlgUptakeN} \quad (2.7.33)$$

Για την ταχύτητα νιτροποίησης της αμμωνίας και τους συντελεστές P_{ap} και P_{ab} εφαρμόζονται οι εξισώσεις (2.6.109), (2.6.110) και (2.6.111), αντίστοιχα.

2.7.4.4.9 Μη-ιονισμένη αμμωνία

Ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.9.

2.7.4.4.10 Νιτρικό άζωτο (n_n)

Ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.10, με μια διαφορά στον όρο των απωλειών λόγω φωτοσύνθεσης των φυκών πυθμένα, οπότε η εξίσωση (2.6.115) παίρνει τη μορφή

$$S_{ni} = \text{NH4Nitrif} - \text{Denitr} - r_{na} (1 - P_{ap}) \text{ PhytoPhoto} - (1 - P_{ab}) \text{ BotAlgUptakeN} \quad (2.7.34)$$

2.7.4.4.11 Οργανικός φώσφορος (p_o)

Η αύξηση του οργανικού φωσφόρου οφείλεται στο θάνατο των φυτών και οι απώλειες σε υδρόλυση και καθίζηση.

$$S_{po} = r_{pa} \text{ PhytoDeath} + q_{op} \text{ BotAlgDeath} - \text{OPHydr} - \text{OPSettl} \quad (2.7.35)$$

Ο ρυθμός υδρόλυσης του οργανικού φωσφόρου υπολογίζεται όπως στην παράγραφο 2.6.4.3.11

$$\text{OPHydr} = k_{hp}(T) p_o \quad (2.7.36)$$

όπου: $k_{hp}(T)$: ρυθμός υδρόλυσης του οργανικού φωσφόρου εξαρτώμενος από τη θερμοκρασία [1/d].

$$\text{OPSettl} = \frac{v_{op}}{H} p_o \quad (2.7.37)$$

όπου: v_{op} : ταχύτητα καθίζησης του οργανικού φωσφόρου [m/d].

2.7.4.4.12 Ανόργανος φώσφορος (p_i)

Η αύξηση του ανόργανου φωσφόρου οφείλεται στην υδρόλυση του οργανικού φωσφόρου και την αναπνοή του φυτοπλαγκτού και οι απώλειες σε φωτοσύνθεση. Επίσης συμπεριλαμβάνεται ένας όρος απωλειών λόγω καθίζησης για περιπτώσεις στις οποίες ανόργανος φώσφορος χάνεται εξαιτίας προσρόφησης πάνω σε καθιζάνουσα σωματιδιακή ύλη όπως οξυ-υδροξείδια του σιδήρου:

$$S_{p_i} = \text{OPHydr} + r_{pa} \text{PhytoResp} - r_{pa} \text{PhytoPhoto} - \text{BotAlgUptakeP} - \text{IPSettl} \quad (2.7.38)$$

όπου:

$$\text{IPSettl} = \frac{v_{ip}}{H} p_i \quad (2.7.39)$$

όπου: v_{ip} : ταχύτητα καθίζησης του ανόργανου φωσφόρου [m/d].

2.7.4.4.13 Ανόργανα αιωρούμενα στερεά (m_i)

Εφαρμόζονται οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.13.

2.7.4.4.14 Διαλυμένο οξυγόνο (o)

Ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.14, με τις εξής διαφορές:

Αν ο συντελεστής επαναερισμού δεν οριστεί, υπολογίζεται ως μια συνάρτηση της υδραυλικής του ποταμού και (προαιρετικά) της ταχύτητας του ανέμου,

$$k_a(20) = k_{ah}(20) + \frac{K_{Lw}(20)}{H} \quad (2.7.40)$$

όπου: $k_{ah}(20)$: ρυθμός επαναερισμού στους 20°C που υπολογίζεται με βάση τα

υδραυλικά χαρακτηριστικά του ποταμού [d^{-1}]

$K_{Lw}(20)$: συντελεστής μεταφοράς μάζας κατά τον επαναερισμό που

υπολογίζεται βάσει της ταχύτητας του ανέμου [m/d]

H : μέσο βάθος [m].

Εκτός από τις εξισώσεις (2.6.125) έως και (2.6.127), μπορούν να χρησιμοποιηθούν και άλλες σχέσεις που βασίζονται στην υδραυλική για τον υπολογισμό του $k_{ah}(20)$ (Chapra et al., 2006):

Tsivoglou-Neal (1976):

Χαμηλή παροχή, $Q=0.0283$ έως 0.4247 cms (1 έως 15 cfs):

$$k_{ah}(20) = 31,183 U S \quad (2.7.41)$$

Υψηλή παροχή, $Q=0.4247$ έως 84.938 cms (15 έως 3000 cfs):

$$k_{ah}(20) = 15,308 U S \quad (2.7.42)$$

όπου: S : κλίση καναλιού [m/m].

Thackston-Dawson (2001):

$$k_{ah}(20) = 2.16 \left(1 + 9F^{0.25}\right) \frac{U_*}{H} \quad (2.7.43)$$

όπου: U_* : διατμητική ταχύτητα [m/s]

F : ο αριθμός Froude.

Η διατμητική ταχύτητα και ο αριθμός Froude, που έχουν οριστεί στα κεφάλαια 2.3 και 2.2, αντίστοιχα, της ενότητας των Υλικών και Μεθόδων, χρησιμοποιώντας τους

συμβολισμούς και τις παραδοχές του μοντέλου δίνονται από τις σχέσεις

$$U_* = \sqrt{g R_h S} \quad (2.7.44)$$

και
$$F = \frac{U}{\sqrt{g H_d}} \quad (2.7.45)$$

όπου: g : επιτάχυνση βαρύτητας ($=9.81 \text{ m/s}^2$)

R_h : υδραυλική ακτίνα [m]

S : κλίση καναλιού [m/m]

H_d : το υδραυλικό βάθος (hydraulic depth) [m], που ορίζεται ως εξής

$$H_d = \frac{A_c}{B_t} \quad (2.7.46)$$

όπου: B_t : το πλάτος στην επιφάνεια του καναλιού [m].

USGS (Pool-riffle) (Melching and Flores, 1999) [Από Chapra et al., 2006]:

Χαμηλή παροχή, $Q < 0.556 \text{ cms}$ ($< 19.64 \text{ cfs}$):

$$k_{ah}(20) = 517 (U S)^{0.524} Q^{-0.242} \quad (2.7.47)$$

Υψηλή παροχή, $Q > 0.556 \text{ cms}$ ($> 19.64 \text{ cfs}$):

$$k_{ah}(20) = 596 (U S)^{0.528} Q^{-0.136} \quad (2.7.48)$$

όπου: Q : παροχή [cms].

USGS (Channel-control) (Melching and Flores, 1999) [Από Chapra et al., 2006]:

Χαμηλή παροχή, $Q < 0.556 \text{ cms}$ ($< 19.64 \text{ cfs}$):

$$k_{ah}(20) = 88 (U S)^{0.313} H^{-0.353} \quad (2.7.49)$$

Υψηλή παροχή, $Q > 0.556 \text{ cms}$ ($> 19.64 \text{ cfs}$):

$$k_{ah}(20) = 142 (U S)^{0.333} H^{-0.66} B_t^{-0.243} \quad (2.7.50)$$

Για να ενσωματωθεί η επίδραση του ανέμου στο ρυθμό επαναερισμού, μπορούν να χρησιμοποιηθούν οι παρακάτω τύποι υπολογισμού του $K_{Lw}(20)$ (Chapra et al., 2006):

Banks-Herrera (1977):

$$K_{Lw} = 0.728 U_{w,10}^{0.5} - 0.317 U_{w,10} + 0.0372 U_{w,10}^2 \quad (2.7.51)$$

όπου: $U_{w,10}$: ταχύτητα ανέμου σε απόσταση 10m από την επιφάνεια του νερού [$m s^{-1}$].

Wanninkhof (1991):

$$K_{Lw} = 0.0986 U_{w,10}^{1.64} \quad (2.7.52)$$

Όσον αφορά την επίδραση ρυθμιστικών κατασκευών στο ισοζύγιο του οξυγόνου, οι τρέχουσες τιμές που χρησιμοποιεί το μοντέλο για τους συντελεστές διόρθωσης στην εξίσωση (2.6.128) είναι: $a_d=1.25$ και $b_d=0.9$. Η εξίσωση (2.6.129) γράφεται στην παρούσα έκδοση του Q2K για το στοιχείο i κατωτέρω της κατασκευής - όχι για το τμήμα i - και o'_{i-1} είναι η συγκέντρωση οξυγόνου που εισέρχεται στο στοιχείο.

2.7.4.4.15 Παθογόνα (x)

Ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.15, με τη διαφορά ότι στην εξίσωση (2.6.132) υπεισέρχεται ένας παράγοντας αποτελεσματικότητας φωτός (light efficiency factor), α_{path} [αδιάστατος αριθμός] και η (2.6.132) παίρνει τη μορφή

$$PathDeath = k_{dx}(T) x + \alpha_{path} \frac{I(0)/24}{k_e H} (1 - e^{-k_e H}) x \quad (2.7.53)$$

2.7.4.4.16 pH

Ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.16, με τη διαφορά ότι για τον προσδιορισμό της ρίζας της εξίσωσης (2.6.147) ο χρήστης μπορεί να επιλέξει είτε τη Newton-Raphson είτε τη μέθοδο της διχοτόμησης (Chapra and Canale, 2002) [Από Chapra et al., 2006]. Η Newton-Raphson είναι ταχύτερη και αποτελεί την προεπιλεγμένη μέθοδο. Ωστόσο, μερικές φορές μπορεί να αποκλίνει. Σε τέτοιες περιπτώσεις θα ήταν προτιμότερη η μέθοδος της διχοτόμησης γιατί είναι πιο ευσταθής.

2.7.4.4.17 Ολικός ανόργανος άνθρακας (c_T)

Ισχύουν οι εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.17, με τη διαφορά ότι η εξίσωση (2.6.157) γράφεται στην παρούσα έκδοση του Q2K για το στοιχείο i αμέσως κατάντη της κατασκευής -όχι για το τμήμα i - και $c'_{T,i-1}$ είναι η συγκέντρωση του ανόργανου άνθρακα που εισέρχεται στο στοιχείο.

2.7.4.4.18 Αλκαλικότητα (Alk)

Το Q2K (v 2.04) λαμβάνει υπόψη αλλαγές της αλκαλικότητας που οφείλονται εκτός των άλλων και στην υδρόλυση αζώτου και φωσφόρου. Η εξίσωση (2.6.159) παίρνει τη μορφή

$$\begin{aligned}
 S_{alk} = & \left(-r_{alkaa} P_{ap} + r_{alkan} (1 - P_{ap}) \right) \text{PhytoPhoto} + r_{alkaa} \text{PhytoResp} \\
 & - r_{alkbn} P_{ab} \text{BotAlgUptakeN} + r_{alkbn} (1 - P_{ab}) \text{BotAlgUptakeN} + r_{alkbp} \text{BotAlgUptakeP} \\
 & + r_{alkbn} \text{ONHydr} + r_{alkbp} \text{OPHydr} - r_{alkn} \text{NH4Nitr} + r_{alkden} \text{Denitr}
 \end{aligned}
 \tag{2.7.54}$$

όπου:

- **Πρόσληψη αζώτου στα φύκη πυθμένα και υδρόλυση αζώτου:**

$$r_{alkbn} = \frac{16 \text{ eqH}^+}{16 \text{ moleN}} \times \frac{\text{moleN}}{14 \text{ gN}} \times \frac{\text{gN}}{1000 \text{ mgN}} \times \frac{\text{m}^3}{1000 \text{ L}}
 \tag{2.7.55}$$

- **Πρόσληψη φωσφόρου στα φύκη πυθμένα και υδρόλυση φωσφόρου:**

$$r_{alkbp} = \frac{2 \text{ eqH}^+}{1 \text{ moleP}} \times \frac{\text{moleP}}{31 \text{ gP}} \times \frac{\text{gP}}{1000 \text{ mgP}} \times \frac{\text{m}^3}{1000 \text{ L}}
 \tag{2.7.56}$$

Οι υπόλοιποι στοιχειομετρικοί συντελεστές δίνονται από τις αντίστοιχες εξισώσεις της παραγράφου 2.6.4.3.18.

3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Ως παράδειγμα εφαρμογής του QUAL2K, θεωρούμε ποτάμι με την ονομασία Boulder Creek για το οποίο προσομοιώνονται οι μεταβλητές ποιότητας του νερού στις 21/9/1987 (ημερήσια χρονική κλίμακα προσομοίωσης στο Q2K). Ως δεδομένα για τις ανάγκες της συγκεκριμένης εφαρμογής χρησιμοποιούνται διαθέσιμες τιμές από την Υπηρεσία Προστασίας Περιβάλλοντος των Η.Π.Α. (U.S.EPA) (<http://www.epa.gov>).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί στο κεφάλαιο 2.6 της ενότητας των Υλικών και Μεθόδων, το Excel χρησιμοποιείται από το μοντέλο ως το γραφικό περιβάλλον εργασίας του χρήστη. Έτσι τα δεδομένα εισόδου και εξόδου εισάγονται και λαμβάνονται, αντίστοιχα, σε ξεχωριστά φύλλα εργασίας Excel.

3.1 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΗΓΗ ΤΡΟΦΟΔΟΣΙΑΣ

Στο φύλλο αυτό εισάγονται οι οριακές συνθήκες θερμοκρασίας και ποιότητας νερού στην πηγή τροφοδοσίας του ποταμού. Στην εξεταζόμενη περίπτωση, τα δεδομένα της πηγής τροφοδοσίας μεταβάλλονται κατά τη διάρκεια του 24ώρου και οι τιμές των παραμέτρων ποιότητας του νερού εισάγονται σε ωριαία βάση (24 τιμές για κάθε μεταβλητή του μοντέλου, από τις 12:00 πμ μέχρι και τις 11:00 μμ).

Η παροχή στην πηγή τροφοδοσίας είναι $0.713 \text{ m}^3/\text{s}$. Οι ελάχιστες και οι μέγιστες τιμές που εισάγονται για τις μεταβλητές του μοντέλου δίνονται στον Πίνακα 3.1.

3.2 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΙΑ ΤΑ ΤΜΗΜΑΤΑ ΤΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ

Οι πληροφορίες που εισάγονται στο φύλλο αυτό αφορούν στα υδραυλικά χαρακτηριστικά των τμημάτων του ποταμού.

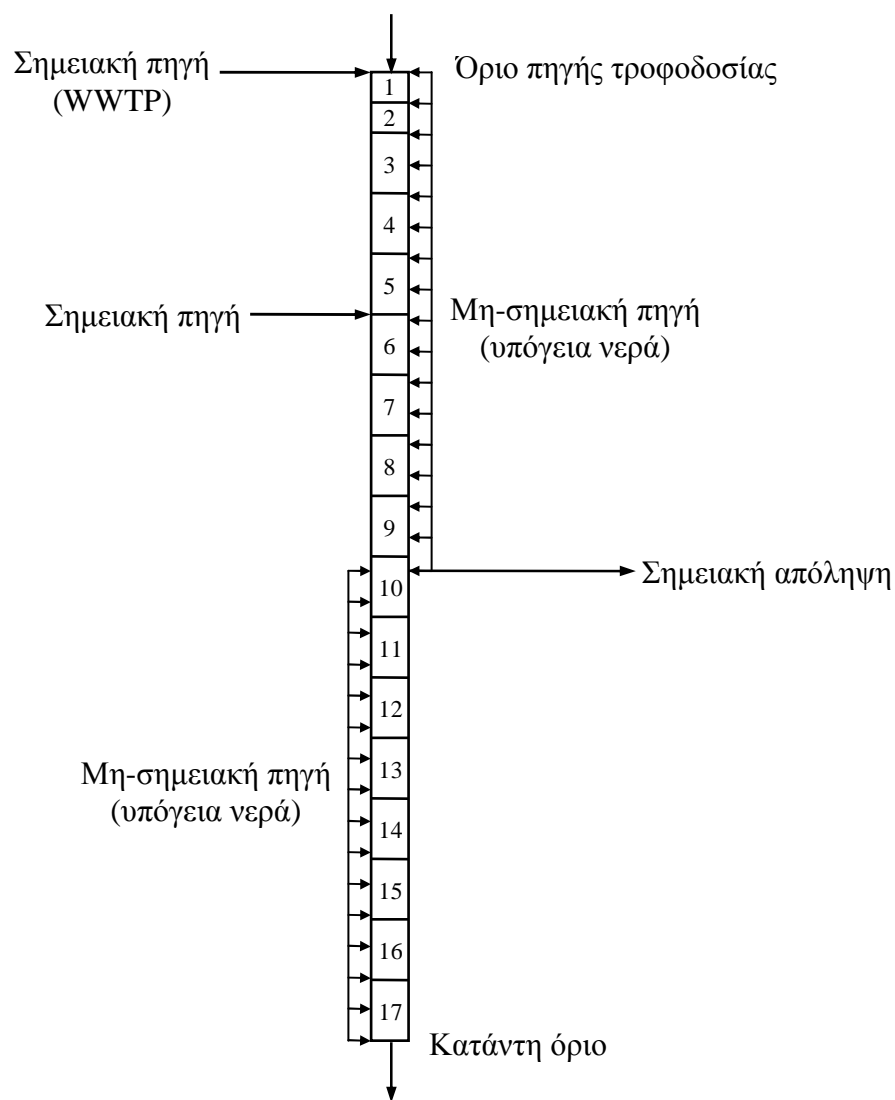
Πίνακας 3.1: Ελάχιστες και μέγιστες τιμές δεδομένων για τις μεταβλητές του μοντέλου στην πηγή τροφοδοσίας.

Μεταβλητή	Μονάδες	Μέγιστη τιμή	Ώρα μέγιστης τιμής	Ελάχιστη τιμή	Ώρα ελάχιστης τιμής
Θερμοκρασία	°C	18.69	5:00 μμ	12.05	5:00 πμ
Αγωγιμότητα	μmhos/cm	312.80	12:00 μμ	276.86	11:00 μμ
Ανόργανα αιωρούμενα στερεά	mgD/L	12.13	1:00 πμ	5.09	1:00 μμ
Διαλυμένο οξυγόνο	mgO ₂ /L	9.58	12:00 μμ 1:00 μμ	6.98	12:00 πμ 1:00 πμ
Βραδέως αντιδρών CBOD	mgO ₂ /L	1.34	Σταθερή μέση τιμή κατά τη διάρκεια του 24ώρου		
Ταχέως αντιδρών CBOD	mgO ₂ /L	1.34	Σταθερή μέση τιμή κατά τη διάρκεια του 24ώρου		
Διαλυμένο οργανικό άζωτο	μgN/L	1741.86	1:00 μμ	1560.27	1:00 πμ
NH ₄ -N	μgN/L	121.67	10:00 μμ 11:00 μμ	53.52	10:00 πμ 11:00 πμ
NO ₃ -N	μgN/L	187.44	5:00 πμ	143.67	5:00 μμ
Διαλυμένος οργανικός φώσφορος	μgP/L	72.05	9:00 πμ	6.81	9:00 μμ
Ανόργανος φώσφορος (SRP)	μgP/L	76.67	10:00 μμ	24.07	10:00 πμ
Οργανικά θρύμματα (POM)	mgD/L	1.65	4:00 πμ	0.36	4:00 μμ
Αλκαλικότητα	mgCaCO ₃ /L	105.35	12:00 μμ	90.91	12:00 πμ
pH	-	8.53	3:00 μμ	7.10	3:00 πμ

Το ποτάμι, συνολικού μήκους 13.6 km, διαιρείται σε 17 τμήματα, τα οποία αριθμούνται κατά αύξουσα σειρά ξεκινώντας από το τμήμα του οποίου το ανάντη όριο βρίσκεται στην πηγή τροφοδοσίας του ποταμού (Εικόνα 3.1). Η πηγή τροφοδοσίας αντιστοιχεί στην αύξοντα αριθμό 0. Τα πρώτα 2 τμήματα έχουν μήκος 0.425 km το καθένα και τα επόμενα 15 τμήματα 0.85 km. Το ποτάμι εκτείνεται από 40° 2' 35'' μέχρι 40° 4' 52'' Βόρειο Γεωγραφικό Πλάτος (Β.Γ.Π.) και σε μήκη από 105° 12' 3'' μέχρι 105° 3' 46'' Δυτικό Γεωγραφικό Μήκος (Δ.Γ.Μ.) με διεύθυνση ροής από ΝΔ προς ΒΑ.

Το βάθος και η ταχύτητα για κάθε τμήμα υπολογίζονται από την εξίσωση Manning με δεδομένα: το συντελεστή τραχύτητας του Manning, $n=0.08$ για τα πρώτα 10 τμήματα και $n=0.07$ για τα επόμενα 7 τμήματα (τέτοιες τιμές του συντελεστή τραχύτητας χαρακτηρίζουν ορεινά ρεύματα με ογκόλιθους), το πλάτος του πυθμένα,

$B_o=12.5$ m, το οποίο λαμβάνεται σταθερό σε όλο το μήκος του ποταμού, τις δύο πλευρικές κλίσεις του καναλιού, s_{s1} και s_{s2} , οι οποίες θεωρούνται ίσες με μηδέν (ορθογωνικό κανάλι) και την κλίση του πυθμένα του ποταμού, S_o [m/m], η οποία υπολογίζεται για κάθε τμήμα από το πηλίκο της διαφοράς υψομέτρου ανάμεσα στο ανάντη και κατάντη όριο του τμήματος ως προς το μήκος του τμήματος. Τα υδραυλικά χαρακτηριστικά του ποταμού που εισάγονται ως δεδομένα, δίνονται στον Πίνακα 3.2.



Εικόνα 3.1: Διαίρεση του ποταμού σε τμήματα και απεικόνιση των πηγών και απολήψεων.

Πίνακας 3.2: Υδραυλικά χαρακτηριστικά για την εφαρμογή της εξίσωσης Manning.

Αύξων αριθμός τμήματος	Μήκος τμήματος [km]	Χιλιομετρική θέση του κατάντη ορίου κάθε τμήματος [km]	Κλίση καναλιού S_o [m/m]	Πλάτος πυθμένα B_o [m]	Συντελεστής τραχύτητας του Manning n
0	Πηγή τροφοδοσίας	0.000	0.004	12.5	0.08
1	0.425	0.425	0.004	12.5	0.08
2	0.425	0.85	0.004	12.5	0.08
3	0.85	1.70	0.004	12.5	0.08
4	0.85	2.55	0.004	12.5	0.08
5	0.85	3.40	0.004	12.5	0.08
6	0.85	4.25	0.0035	12.5	0.08
7	0.85	5.10	0.0035	12.5	0.08
8	0.85	5.95	0.0035	12.5	0.08
9	0.85	6.80	0.0035	12.5	0.08
10	0.85	7.65	0.0035	12.5	0.08
11	0.85	8.50	0.003	12.5	0.07
12	0.85	9.35	0.003	12.5	0.07
13	0.85	10.20	0.003	12.5	0.07
14	0.85	11.05	0.003	12.5	0.07
15	0.85	11.90	0.003	12.5	0.07
16	0.85	12.75	0.003	12.5	0.07
17	0.85	13.60	0.003	12.5	0.07

Στο φύλλο εργασίας δεδομένων για τα τμήματα του ποταμού εισάγονται επίσης και οι εξής πληροφορίες:

- Ο επαναερισμός μπορεί να οριστεί από το χρήστη. Έτσι, εισάγεται η τιμή $20 d^{-1}$ για τα πρώτα 10 τμήματα και η τιμή $30 d^{-1}$ για τα επόμενα 7, για το συντελεστή επαναερισμού.
- Επειδή η συνολική έκταση του πυθμένα ενός τμήματος μπορεί να μην προσφέρεται για την ανάπτυξη φυκών, το Q2K επιτρέπει στο χρήστη να καθορίσει το % ποσοστό της έκτασης του πυθμένα όπου τα φυτά μπορούν να αναπτυχθούν. Στην εξεταζόμενη περίπτωση, το ποσοστό αυτό είναι 100%.
- Επειδή μπορεί να μην υπάρχει απαίτηση από το ίζημα σε οξυγόνο σε όλη την έκταση του πυθμένα ενός τμήματος, ο χρήστης μπορεί να καθορίσει το % ποσοστό

της έκτασης του πυθμένα όπου συσσωρεύονται ιζήματα και υπάρχει ζήτηση οξυγόνου (SOD) (μαζί με τις παρατηρούμενες ροές θρεπτικών στο ίζημα). Στην εξεταζόμενη περίπτωση, το ποσοστό αυτό είναι 100%.

3.3 ΦΥΛΛΑ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΚΙΑΣΗΣ

Πρόκειται για 5 φύλλα εργασίας στα οποία εισάγονται ωριαίες τιμές των μετεωρολογικών δεδομένων και δεδομένων σκίασης για κάθε τμήμα του ποταμού. Στην εξεταζόμενη περίπτωση, γίνεται η παραδοχή ότι οι τιμές αυτές θεωρούνται σταθερές κατά τη διάρκεια του 24ώρου και εισάγονται μέσες τιμές των μετεωρολογικών δεδομένων για όλους τους χρόνους.

Η θερμοκρασία αέρα είναι $T_{air}=18.5^{\circ}\text{C}$, η θερμοκρασία σημείου δρόσου $T_d=3.9^{\circ}\text{C}$, η ταχύτητα ανέμου σε ύψος 7m πάνω από την επιφάνεια του νερού $U_w=2$ m/s, το κλάσμα του ουρανού που καλύπτεται από νέφη $C_L=50\%$ και η σκίαση (κλάσμα ηλιακής ακτινοβολίας που εμποδίζεται από τοπογραφία και βλάστηση) $S_f=0\%$.

3.4 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΡΥΘΜΩΝ ΑΝΤΙΔΡΑΣΗΣ

Στο φύλλο αυτό εισάγονται οι τιμές των παραμέτρων για τους ρυθμούς αντίδρασης των συστατικών (Πίνακας 3.3).

Η στοιχειομετρία της οργανικής ύλης (δηλαδή φυτών και οργανικών θρυμμάτων) είναι αυτή που υποδεικνύεται από την αναλογία (2.6.62):

$$100 \text{ mgD} : 40 \text{ mgC} : 7.2 \text{ mgN} : 1 \text{ mgP} : 1 \text{ mgA}$$

Οι όροι D, C, N, P και A αφορούν σε ξηρό βάρος, άνθρακα, άζωτο, φώσφορο και χλωροφύλλη a , αντίστοιχα. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, από τις ανωτέρω τιμές η πιο μεταβλητή είναι αυτή της χλωροφύλλης a με όρια διακύμανσης περίπου 0.5-2 mgA.

Πίνακας 3.3: Παράμετροι ρυθμών αντίδρασης των συστατικών.

Παράμετρος	Σύμβολο	Τιμή	Μονάδες	Σχέση
Φυτοπλαγκτόν				
Μέγιστος ρυθμός φωτοσύνθεσης	k_{gp}	2.5	d^{-1}	(2.6.72)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{gp}	1.07		(2.6.68)
Ρυθμός αναπνοής	k_{rp}	0.1	d^{-1}	(2.6.83)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{rp}	1.07		(2.6.68)
Ρυθμός θανάτου	k_{dp}	0	d^{-1}	(2.6.84)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{dp}	1		(2.6.68)
Σταθερά ημίσεως κορεσμού για το άζωτο	k_{sNp}	15	$\mu\text{gN/L}$	(2.6.73)
Σταθερά ημίσεως κορεσμού για τον φώσφορο	k_{sPp}	2	$\mu\text{gP/L}$	(2.6.73)
Μοντέλο ημίσεως κορεσμού για το φως				
Σταθερά μοντέλου για το φως	K_{Lp}	57.6	ly/d	(2.6.77)
Ταχύτητα καθίζησης	v_a	0.15	m/d	(2.6.85)
Συντ/στής προτίμησης για αμμώνιο ως πηγή N	k_{hnxp}	25	$\mu\text{gN/L}$	(2.6.110)
Φύκη πυθμένα				
Μέγιστος ρυθμός φωτοσύνθεσης	C_{gb}	60	$\text{gD/m}^2/\text{d}$	(2.6.87)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{gb}	1.07		(2.6.88)
Ρυθμός αναπνοής	k_{rb}	1	d^{-1}	(2.6.94)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{rb}	1.07		(2.6.68)
Ρυθμός θανάτου	k_{db}	0.25	d^{-1}	(2.6.95)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{db}	1.07		(2.6.68)
Σταθερά ημίσεως κορεσμού για το άζωτο	k_{sNb}	300	$\mu\text{gN/L}$	(2.6.89)
Σταθερά ημίσεως κορεσμού για τον φώσφορο	k_{sPb}	100	$\mu\text{gP/L}$	(2.6.89)
Μοντέλο ημίσεως κορεσμού για το φως				
Σταθερά μοντέλου για το φως	K_{Lb}	50	ly/d	(2.6.91)
Συντ/στής προτίμησης για αμμώνιο ως πηγή N	k_{hnxb}	25	$\mu\text{gN/L}$	(2.6.111)
Οργανικά θρύμματα (POM)				
Ρυθμός διάλυσης	k_{dt}	5	d^{-1}	(2.6.97)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{dt}	1.07		(2.6.68)
Ταχύτητα καθίζησης	v_{dt}	1	m/d	(2.6.98)
Βραδέως αντιδρών CBOD				
Ρυθμός υδρόλυσης	k_{hc}	2	d^{-1}	(2.6.100)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{hc}	1.047		(2.6.68)
Ταχέως αντιδρών CBOD				
Ρυθμός οξείδωσης	k_{dc}	4	d^{-1}	(2.6.102)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{dc}	1.047		(2.6.68)
Διαλυμένο οργανικό N				
Ρυθμός υδρόλυσης	k_{hn}	0.05	d^{-1}	(2.6.107)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{hn}	1.07		(2.6.68)

Παράμετρος	Σύμβολο	Τιμή	Μονάδες	Σχέση
Αμμωνιακό N				
Ρυθμός νιτροποίησης	k_n	4	d^{-1}	(2.6.109)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_n	1.07		(2.6.68)
Νιτρικό N				
Ρυθμός απονιτροποίησης	k_{dn}	1	d^{-1}	(2.6.116)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{dn}	1.07		(2.6.68)
Διαλυμένος οργανικός P				
Ρυθμός υδρόλυσης	k_{hp}	2	d^{-1}	(2.6.118)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{hp}	1.07		(2.6.68)
Ανόργανα αιωρούμενα στερεά				
Ταχύτητα καθίζησης	v_i	1	m/d	(2.6.120)
Διαλυμένο οξυγόνο				
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας για τον επαναερισμό	θ_a	1.024		(2.6.68)
Εκθετικό μοντέλο επίδρασης του οξυγόνου στην οξείδωση του fast CBOD				
Συντ/στής μοντέλου για την επίδραση του O ₂	K_{socf}	0.60	L/mgO ₂	(2.6.104)
Εκθετικό μοντέλο επίδρασης του οξυγόνου στη νιτροποίηση της αμμωνίας				
Συντ/στής μοντέλου για την επίδραση του O ₂	K_{sona}	0.60	L/mgO ₂	(2.6.104)
Εκθετικό μοντέλο επίδρασης του οξυγόνου στην απονιτροποίηση του νιτρικού αζώτου				
Συντ/στής μοντέλου για την επίδραση του O ₂	K_{sodn}	0.60	L/mgO ₂	(2.6.104)
Παθογόνα				
Ρυθμός φθοράς	k_{dx}	0.8	d^{-1}	(2.6.132)
Συντ/στής διόρθωσης θερμοκρασίας	θ_{dx}	1.07		(2.6.68)
Ταχύτητα καθίζησης	v_x	1	m/d	(2.6.133)
pH				
Μερική πίεση του διοξειδίου του άνθρακα	p_{CO_2}	347	ppm	(2.6.154)

3.5 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΦΩΤΟΣ ΚΑΙ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ

Στο φύλλο αυτό εισάγονται τιμές για τις παραμέτρους φωτός και επιλέγονται τα μοντέλα μεταφοράς θερμότητας στην επιφάνεια του ποταμού (Πίνακας 3.4).

Πίνακας 3.4: Παράμετροι φωτός και μοντέλα μεταφοράς θερμότητας στην επιφάνεια.

Παράμετρος	Σύμβολο	Τιμή	Μονάδες	Σχέση
PAR(0) ως κλάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας		0.47		(2.6.75)
Συντ/στής εξασθένησης φωτός λόγω νερού και χρώματος	k_{eb}	0.2	m^{-1}	(2.6.76)

Παράμετρος	Σύμβολο	Τιμή	Μονάδες	Σχέση
Γραμμικός συντ/στής εξασθένησης φωτός λόγω χλωροφύλλης	α_p	0.0088	L/ μ gA/m	(2.6.76)
Μη-γραμμικός συντ/στής εξασθένησης φωτός λόγω χλωροφύλλης	α_{pn}	0.054	(L/ μ gA) ^{2/3} /m	(2.6.76)
Συντ/στής εξασθένησης φωτός λόγω ανόργανων αιωρούμενων στερεών	α_i	0.052	L/mgD/m	(2.6.76)
Συντ/στής εξασθένησης φωτός λόγω οργανικών θρυμμάτων	α_o	0.174	L/mgD/m	(2.6.76)
Μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία				
Μέθοδος Bras για την ατμοσφαιρική εξασθένηση a_t				
Παράγοντας ατμοσφαιρικής θολότητας	n_{fac}	2		(2.6.38)
Καθοδική μεγάλου μήκους κύματος υπέρυθρη ατμοσφαιρική ακτινοβολία				
Μέθοδος Brunt για την αποτελεσματική ατμοσφαιρική ικανότητα εκπομπής				
Εξάτμιση και συναγωγή /αγωγή				
Μοντέλο Brady-Graves-Geyer για τη συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου $f(U_w)$				

3.6 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΙΑ ΤΙΣ ΣΗΜΕΙΑΚΕΣ ΠΗΓΕΣ ΚΑΙ ΑΠΟΛΗΨΕΙΣ

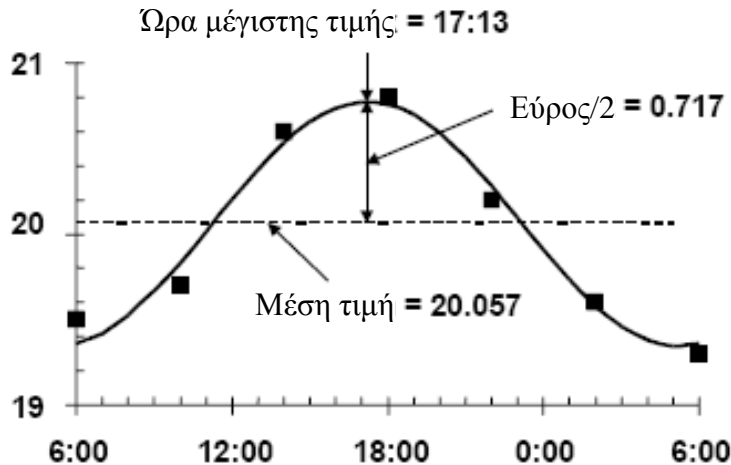
Οι πληροφορίες που εισάγονται στο φύλλο αυτό αφορούν στις σημειακές πηγές και απολήψεις: παροχή σημειακής πηγής ή απόληψης, χιλιομετρική θέση εισροής ή εκροής, θερμοκρασία και συγκεντρώσεις των ποιοτικών παραμέτρων του νερού σημειακής πηγής.

Στην εξεταζόμενη περίπτωση (Εικόνα 3.1), προσομοιώνονται 2 σημειακές πηγές, στις θέσεις 0.00 km και 3.40 km (ανάντη όριο τμήματος 6), αντίστοιχα, και 1 σημειακή απόληψη, στη θέση 7.00 km (τμήμα 10). Η εισροή της σημειακής πηγής στη θέση 0.00 km είναι 0.75 m³/s και αυτής στη θέση 3.40 km είναι 0.59 m³/s. Η εκροή από το τμήμα 10 λόγω της σημειακής απόληψης είναι 1.90 m³/s.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι παραπόταμοι δε μοντελοποιούνται αναλυτικά, αλλά μπορούν να απεικονιστούν ως σημειακές πηγές στον κύριο κλάδο του ποταμού.

Στο Q2K τα δεδομένα για τη θερμοκρασία και τις συγκεντρώσεις κάθε σημειακής πηγής μπορούν να εισαχθούν με τη μορφή ημιτονοειδούς καμπύλης της

οποίας οι τιμές μεταβάλλονται κατά τη διάρκεια του ημερήσιου κύκλου. Ένα παράδειγμα για τη θερμοκρασία του νερού που διοχετεύεται στο ποτάμι από μια εγκατάσταση επεξεργασίας αποβλήτων (WWTP), απεικονίζεται στην Εικόνα 3.2.



Εικόνα 3.2: Τα δεδομένα για τη θερμοκρασία στις 21-22/9/1987 των υγρών αποβλήτων που εκβάλλουν στο ποτάμι από εγκατάσταση επεξεργασίας αποβλήτων και η ημιτονοειδής καμπύλη που προσαρμόζεται στα δεδομένα αυτά.

Πίνακας 3.5: Δεδομένα σημειακής πηγής από εγκατάσταση επεξεργασίας υγρών αποβλήτων. Χιλιομετρική θέση σημειακής πηγής: 0.00 km.

Μεταβλητή	Μονάδες	Μέση τιμή	Εύρος/2	Ωρα μέγιστης τιμής
Θερμοκρασία	°C	20.06	0.72	5:13 μμ
Ειδική αγωγιμότητα	μmhos/cm	638.44	24.95	11:05 πμ
Ανόργανα αιωρούμενα στερεά	mg/L	10.00	-	-
Διαλυμένο οξυγόνο	mg/L	3.57	0.42	8:52 πμ
Βραδέως αντιδρών CBOD	mgO ₂ /L	13.35	-	-
Ταχέως αντιδρών CBOD	mgO ₂ /L	13.35	-	-
Οργανικό N	μgN/L	5000.00	-	-
Αμμωνιακό N	μgN/L	11221.11	2743.02	5:09 μμ
Νιτρικό + νιτρώδες N	μgN/L	2390.00	-	-
Οργανικός P	μgP/L	550.00	-	-
Ανόργανος P	μgP/L	3931.00	-	-
Οργανικά θρύμματα	mgD/L	12.00	-	-
Αλκαλικότητα	mgCaCO ₃ /L	126.42	-	-
pH	-	6.84	0.20	11:28 πμ

Πίνακας 3.6: Δεδομένα σημειακής πηγής στη χιλιομετρική θέση 3.40 km.

Μεταβλητή	Μονάδες	Μέση τιμή
Θερμοκρασία	°C	15.00
Ειδική αγωγιμότητα	μmhos/cm	500.00
Ανόργανα αιωρούμενα στερεά	mg/L	3.00
Διαλυμένο οξυγόνο	mg/L	4.00
Βραδέως αντιδρών CBOD	mgO ₂ /L	1.34
Ταχέως αντιδρών CBOD	mgO ₂ /L	1.34
Οργανικό N	μgN/L	2500.00
Αμμωνιακό N	μgN/L	5000.00
Νιτρικό + νιτρώδες N	μgN/L	100.00
Οργανικός P	μgP/L	5.00
Ανόργανος P	μgP/L	1000.00
Οργανικά θρύμματα	mgD/L	0.50
Αλκαλικότητα	mgCaCO ₃ /L	100.00
pH	-	6.00

3.7 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΙΑ ΤΙΣ ΜΗ-ΣΗΜΕΙΑΚΕΣ ΠΗΓΕΣ

Οι πληροφορίες που εισάγονται στο φύλλο αυτό αφορούν στις μη-σημειακές πηγές, που στην εξεταζόμενη περίπτωση είναι 2 (Εικόνα 3.1) και πρόκειται για εισροές υπόγειων νερών (groundwater). Τα χιλιομετρικά σημεία έναρξης και τέλους που οριοθετούν την πρώτη μη-σημειακή πηγή είναι 0.00 km και 7.00 km (τμήμα 10), αντίστοιχα, και η εισροή είναι 0.2574 m³/s. Η έναρξη και το τέλος της δεύτερης μη-σημειακής πηγής είναι στα 7.00 km (τμήμα 10) και 13.60 km (κατάντη τέρμα ποταμού), αντίστοιχα, και η εισροή είναι 0.2426 m³/s.

Πίνακας 3.7: Δεδομένα μη-σημειακών πηγών.

Μεταβλητή	Μονάδες	Χιλιομετρικά σημεία έναρξης και τέλους [km]	
		0.00 - 7.00	7.00 - 13.60
Θερμοκρασία	°C	15.0	15.0
Ειδική αγωγιμότητα	μmhos/cm	600.0	600.0
Ανόργανα SS	mgD/L	0.0	0.0
Διαλυμένο οξυγόνο	mg/L	4.0	4.0
Βραδέως αντιδρών CBOD	mgO ₂ /L	1.0	1.0
Ταχέως αντιδρών CBOD	mgO ₂ /L	1.0	1.0
Οργανικό N	μgN/L	500.0	500.0

Μεταβλητή	Μονάδες	Χιλιομετρικά σημεία έναρξης και τέλους [km]	
		0.00 - 7.00	7.00 - 13.60
Αμμωνιακό N	μgN/L	500.0	500.0
Νιτρικό N	μgN/L	2000.0	2000.0
Οργανικός P	μgP/L	100.0	100.0
Ανόργανος P	μgP/L	100.0	100.0
Οργανικά θρύμματα	mgD/L	0.0	0.0
Αλκαλικότητα	mgCaCO ₃ /L	150.0	200.0
pH	-	6.9	6.9

3.8 ΦΥΛΛΑ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΕΤΡΟΥΜΕΝΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ

Στα φύλλα αυτά εισάγονται τα δεδομένα των μετρήσεων των παραμέτρων ποιότητας νερού σε διάφορες θέσεις κατά μήκος του ποταμού.

Στο φύλλο εργασίας υδραυλικών δεδομένων εισάγονται τα δεδομένα παροχής, βάθους, ταχύτητας και χρόνου διαδρομής. Στην εξεταζόμενη περίπτωση, ο χρόνος διαδρομής μέχρι τη θέση 6.80 km (κατάντη όριο τμήματος 9) είναι $t_{t,9}=0.21$ d και μέχρι τη θέση 13.60 km (κατάντη τέρμα του ποταμού) $t_{t,17}=0.53$ d.

Στα επόμενα 4 φύλλα εργασίας εισάγονται τα δεδομένα των μετρήσεων της μέσης, ελάχιστης και μέγιστης θερμοκρασίας, καθώς και οι μέσες, ελάχιστες και μέγιστες ημερήσιες τιμές για τις μετρούμενες παραμέτρους ποιότητας νερού, σε διάφορες θέσεις κατά μήκος του ποταμού (Πίνακας 3.8).

Πίνακας 3.8: Δεδομένα θερμοκρασίας και συγκεντρώσεων των μετρούμενων παραμέτρων ποιότητας νερού σε διάφορες θέσεις κατά μήκος του ποταμού.

Μετρούμενη παράμετρος ποιότητας νερού	Μονάδες		Απόσταση [km]				
			0.00	0.21	5.52	9.77	13.18
Θερμοκρασία	°C	Min	12.00	14.60	13.50	13.00	12.10
		Mean	14.90	17.20	15.66	16.13	15.69
		Max	18.60	20.10	19.00	20.00	21.00
Αγωγιμότητα	μmhos/cm	Min	279.00	468.00	448.00	465.00	525.00
		Mean	294.71	498.00	483.43	504.14	541.86
		Max	312.00	536.00	536.00	536.00	557.00

Μετρούμενη παράμετρος ποιότητας νερού	Μονάδες		Απόσταση [km]				
			0.00	0.21	5.52	9.77	13.18
ISS	mgD/L	Min	5.00	6.40	1.60	0.40	1.60
		Mean	8.77	8.51	3.26	1.14	14.09
		Max	13.80	10.20	5.40	2.20	36.20
DO	mgO ₂ /L	Min	7.10	3.70	1.50	2.60	3.80
		Mean	8.26	4.77	3.80	5.96	7.04
		Max	9.80	5.90	8.40	12.20	12.00
Norg	µgN/L	Min	1468.00	2490.00	2192.80	2559.20	2250.40
		Mean	1648.97	3043.66	3230.17	3105.26	3341.14
		Max	2051.20	3666.80	3902.80	4122.40	4488.00
NH ₄	µgN/L	Min	40.00	2720.00	2380.00	410.00	80.00
		Mean	85.71	4788.57	3825.71	1760.00	745.71
		Max	220.00	7060.00	5140.00	3020.00	1600.00
NO ₃	µgN/L	Min	120.00	1350.00	1260.00	2240.00	2820.00
		Mean	168.57	1704.29	1910.00	2781.43	3368.57
		Max	200.00	2520.00	3020.00	4060.00	4200.00
Porg	µgP/L	Min	14.00	128.00	44.00	26.00	70.00
		Mean	44.40	208.29	100.86	62.00	127.67
		Max	96.00	260.00	156.00	96.00	242.00
Ανόργανος P	µgP/L	Min	30.00	1660.00	1400.00	1250.00	1020.00
		Mean	30.00	2032.86	1815.71	1534.29	1153.33
		Max	30.00	2290.00	2170.00	1910.00	1400.00
Οργανικά θρύμματα	mgD/L	Min	0.40	5.00	0.40	0.80	0.60
		Mean	1.09	5.74	2.20	1.51	1.57
		Max	1.80	7.20	3.60	2.40	2.80
Αλκαλικότητα	mgCaCO ₃ /L	Min	92.00	106.00	113.00	111.00	136.00
		Mean	98.14	114.57	117.86	116.43	147.57
		Max	105.00	123.00	122.00	121.00	158.00
pH	-	Min	7.10	6.80	7.00	7.10	7.40
		Mean	7.74	7.10	7.29	7.60	8.17
		Max	8.50	7.40	7.70	8.40	9.20
TN (Ολικό άζωτο)	µgN/L	Min	1750.00	7090.00	7710.00	5970.00	6030.00
		Mean	1981.43	9950.00	9124.29	7755.71	7568.57
		Max	2240.00	11700.00	10220.00	9310.00	8420.00
TP (Ολικός φώσφορος)	µgP/L	Min	30.00	1860.00	1540.00	1290.00	1150.00
		Mean	77.14	2298.57	1938.57	1611.43	1307.14
		Max	140.00	2610.00	2280.00	2010.00	1490.00
TSS (Ολικά αιωρούμενα στερεά)	mgD/L	Min	5.60	11.60	2.00	1.80	3.60
		Mean	9.86	14.26	5.46	2.66	15.66
		Max	14.60	17.00	9.00	4.40	39.00

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να αναφερθεί, ότι στο συγκεκριμένο παράδειγμα εφαρμογής του Q2K, δεν εξετάζονται οι μεταβλητές του φυτοπλαγκτού, των παθογόνων, των φυκών πυθμένα, της ζήτησης οξυγόνου του ιζήματος και, γενικότερα,

οι ροές θρεπτικών στο ίζημα. Για τις μεταβλητές αυτές, εξάλλου, δεν εισάγονται δεδομένα μετρήσεων. Για το φυτοπλαγκτόν και τα παθογόνα στην πηγή τροφοδοσίας εισάγονται μηδενικές τιμές συγκεντρώσεων, γι' αυτό και δεν αναφέρονται στον Πίνακα 3.1.

3.9 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΓΙΑ ΤΗ ΣΥΝΟΛΙΚΗ ΦΟΡΤΙΣΗ ΑΠΟ ΣΗΜΕΙΑΚΕΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑΝΕΜΗΜΕΝΕΣ ΠΗΓΕΣ

Στο φύλλο αυτό συνοψίζονται τα αποτελέσματα του προγράμματος για τη συνολική εκροή λόγω σημειακών και κατανεμημένων απολήψεων, τη συνολική εισροή από σημειακές και μη-σημειακές πηγές και τη θερμοκρασία και τις συγκεντρώσεις της συνολικής φόρτισης από σημειακές και κατανεμημένες πηγές, σε κάθε τμήμα του ποταμού.

Στον Πίνακα 3.9 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της συνολικής φόρτισης για τις μεταβλητές εκείνες, των οποίων τα δεδομένα εισάγονται ως σταθερές τιμές κατά τη διάρκεια του 24ώρου. Ωριαίες τιμές αποτελεσμάτων δίνονται στους Πίνακες 3.10 έως και 3.14 για τις μεταβλητές της συνολικής φόρτισης (θερμοκρασία, αγωγιμότητα, διαλυμένο οξυγόνο, αμμωνιακό N και pH, αντίστοιχα), των οποίων οι τιμές εισόδου μεταβάλλονται κατά τη διάρκεια του ημερήσιου κύκλου.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι μη-σημειακές πηγές μοντελοποιούνται ως γραμμικές πηγές και η ροή τους κατανέμεται προς κάθε τμήμα του ποταμού με έναν κατά μήκος σταθμισμένο τρόπο. Για παράδειγμα, η ανηγμένη εισροή της μη-σημειακής πηγής με έναρξη και τέλος στα 0.00 km και 7.00 km, αντίστοιχα, είναι $0.2574/7 \cong 0.03677 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. Έτσι, σε καθένα από τα δύο πρώτα τμήματα του ποταμού, μήκους 0.425 km, η εισροή της μη-σημειακής πηγής είναι περίπου $0.01563 \text{ m}^3/\text{s}$, σε καθένα από

τα τμήματα 3 έως 9, μήκους 0.85 km, η εισροή είναι περίπου $0.03125 \text{ m}^3/\text{s}$ και στο τμήμα 10 η εισροή από την πηγή αυτή είναι $0.2 \times 0.03677 \cong 0.00735 \text{ m}^3/\text{s}$.

Στο τμήμα 1 εισρέει το φορτίο της σημειακής πηγής από την εγκατάσταση επεξεργασίας υγρών αποβλήτων (Πίνακας 3.5) και το φορτίο της μη-σημειακής πηγής με έναρξη και τέλος στα 0.00 km και 7.00 km, αντίστοιχα (Πίνακας 3.7). Το τμήμα 6 δέχεται το φορτίο της δεύτερης σημειακής πηγής, στη χιλιομετρική θέση 3.40 km (Πίνακας 3.6), καθώς και αυτό της μη-σημειακής πηγής με έναρξη και τέλος στα 0.00 km και 7.00 km, αντίστοιχα. Οι συγκεντρώσεις της συνολικής φόρτισης σε καθένα από τα τμήματα αυτά μπορούν να προκύψουν από μια σχέση της μορφής $c_i = (Q_{ps,i} c_{ps,i} + Q_{nps,i} c_{nps,i}) / Q_i$, όπου οι δείκτες ps και nps υποδηλώνουν σημειακή και μη-σημειακή πηγή, αντίστοιχα και ο δείκτης i τον αύξοντα αριθμό του τμήματος. Για παράδειγμα, η συγκέντρωση του αμμωνιακού N της συνολικής φόρτισης στο τμήμα 6 είναι $4773.64 \text{ } \mu\text{gN/L}$ (Πίνακας 3.13) και μπορεί να προκύψει από την προηγούμενη σχέση για $Q_{ps,6} = 0.59 \text{ m}^3/\text{s}$, $c_{ps,6} = 5000 \text{ } \mu\text{gN/L}$, $Q_{nps,6} = 0.03125 \text{ m}^3/\text{s}$, $c_{nps,6} = 500 \text{ } \mu\text{gN/L}$ και $Q_6 = 0.62125 \text{ m}^3/\text{s}$ (η τιμή της συνολικής εισροής Q_6 φαίνεται στον Πίνακα 3.9).

Το τμήμα 10 δέχεται φορτίο και από τις δύο μη-σημειακές πηγές, τα τμήματα 2 έως 5 και 7 έως 9 δέχονται μόνο το φορτίο μιας μη-σημειακής πηγής (αυτής με έναρξη και τέλος στα 0.00 km και 7.00 km, αντίστοιχα), ενώ, τέλος, στα τμήματα 11 έως 17 εισρέει το φορτίο της μη-σημειακής πηγής με έναρξη και τέλος στα 7.00 km και 13.60 km, αντίστοιχα (Πίνακας 3.7).

Πίνακας 3.9: Αποτελέσματα για τη συνολική φόρτιση από σημειακές και κατανεμημένες πηγές, σε κάθε τμήμα του ποταμού.

Αύξων αριθμός τμήματος	Χιλιομετρική θέση του ανάντη ορίου κάθε τμήματος [km]	Συνολική εκροή [cms]	Συνολική εισροή [cms]	ISS [mgD/L]	Slow CBOD [mgO ₂ /L]	Fast CBOD [mgO ₂ /L]	Οργανικό N [μgN/L]	NO ₃ [μgN/L]	Οργανικός P [μgP/L]	Ανόργανος P [μgP/L]	Οργανικά θρύμματα [mgD/L]	Αλκαλικότητα [mgCaCO ₃ /L]
1	0.000	0.00	0.76563	9.80	13.10	13.10	4908.16	2382.04	540.82	3852.82	11.76	126.90
2	0.425	0.00	0.01563	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	150.00
3	0.85	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	150.00
4	1.70	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	150.00
5	2.55	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	150.00
6	3.40	0.00	0.62125	2.85	1.32	1.32	2399.40	195.57	9.78	954.73	0.47	102.52
7	4.25	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	150.00
8	5.10	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	150.00
9	5.95	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	150.00
10	6.80	1.90	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	188.24
11	7.65	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	200.00
12	8.50	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	200.00
13	9.35	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	200.00
14	10.20	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	200.00
15	11.05	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	200.00
16	11.90	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	200.00
17	12.75	0.00	0.03125	0.00	1.00	1.00	500.00	2000.00	100.00	100.00	0.00	200.00

Πίνακας 3.10: Ωριαίες τιμές αποτελεσμάτων για τη θερμοκρασία [$^{\circ}\text{C}$] της συνολικής φόρτισης από σημειακές και κατανεμημένες πηγές, σε κάθε τμήμα του ποταμού.

Σταθμικά δρομολόγια κωδ.Α	[km] απόσταση από την πηγή	Χρόνος																							
		12:00 πμ	1:00 πμ	2:00 πμ	3:00 πμ	4:00 πμ	5:00 πμ	6:00 πμ	7:00 πμ	8:00 πμ	9:00 πμ	10:00 πμ	11:00 πμ	12:00 μμ	1:00 μμ	2:00 μμ	3:00 μμ	4:00 μμ	5:00 μμ	6:00 μμ	7:00 μμ	8:00 μμ	9:00 μμ	10:00 μμ	11:00 μμ
1	0.000	19.81	19.64	19.49	19.37	19.29	19.25	19.27	19.33	19.43	19.57	19.73	19.91	20.10	20.27	20.42	20.54	20.62	20.65	20.64	20.58	20.48	20.34	20.17	19.99
2	0.425	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
3	0.85	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
4	1.70	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
5	2.55	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
6	3.40	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
7	4.25	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
8	5.10	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
9	5.95	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
10	6.80	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
11	7.65	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
12	8.50	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
13	9.35	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
14	10.20	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
15	11.05	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
16	11.90	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
17	12.75	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00

Πίνακας 3.11: Ωριαίες τιμές αποτελεσμάτων για την αγωγιμότητα [$\mu\text{mhos/cm}$] της συνολικής φόρτισης από σημειακές και καταναμημένες πηγές, σε κάθε τμήμα του ποταμού.

Συνολική Σοβίδη κοβάλτ	Χρόνος																							
	12:00 πμ	1:00 πμ	2:00 πμ	3:00 πμ	4:00 πμ	5:00 πμ	6:00 πμ	7:00 πμ	8:00 πμ	9:00 πμ	10:00 πμ	11:00 πμ	12:00 μμ	1:00 μμ	2:00 μμ	3:00 μμ	4:00 μμ	5:00 μμ	6:00 μμ	7:00 μμ	8:00 μμ	9:00 μμ	10:00 μμ	11:00 μμ
1	613.92	616.23	620.00	624.98	630.82	637.13	643.47	649.42	654.56	658.56	661.13	662.10	661.40	659.09	655.32	650.34	644.50	638.19	631.85	625.90	620.76	616.76	614.19	613.22
2	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
3	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
4	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
5	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
6	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03	505.03
7	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
8	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
9	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
10	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
11	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
12	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
13	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
14	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
15	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
16	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00
17	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00	600.00

Πίνακας 3.12: Ωριαίες τιμές αποτελεσμάτων για το διαλυμένο οξυγόνο [mgO_2/L] της συνολικής φόρτισης από σημειακές και κατανεμημένες πηγές, σε κάθε τμήμα του ποταμού.

Σταθμια δότηρα κούβιν	[km] αριθμ. τμημάτων από πηγή	Χρόνος																							
		12:00 πμ	1:00 πμ	2:00 πμ	3:00 πμ	4:00 πμ	5:00 πμ	6:00 πμ	7:00 πμ	8:00 πμ	9:00 πμ	10:00 πμ	11:00 πμ	12:00 μμ	1:00 μμ	2:00 μμ	3:00 μμ	4:00 μμ	5:00 μμ	6:00 μμ	7:00 μμ	8:00 μμ	9:00 μμ	10:00 μμ	11:00 μμ
1	0.000	3.30	3.39	3.49	3.59	3.70	3.80	3.88	3.94	3.98	3.99	3.97	3.93	3.86	3.77	3.67	3.56	3.46	3.36	3.28	3.21	3.18	3.17	3.18	3.23
2	0.425	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
3	0.85	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
4	1.70	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
5	2.55	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
6	3.40	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
7	4.25	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
8	5.10	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
9	5.95	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
10	6.80	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
11	7.65	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
12	8.50	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
13	9.35	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
14	10.20	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
15	11.05	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
16	11.90	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
17	12.75	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

Πίνακας 3.13: Ωριαίες τιμές αποτελεσμάτων για το αμμωνιακό Ν [μgN/L] της συνολικής φόρτισης από σημειακές και καταναμημένες πηγές, σε κάθε τμήμα του ποταμού.

Στοιχεία δειγμάτων	Χρόνος																									
	12:00 πμ	1:00 πμ	2:00 πμ	3:00 πμ	4:00 πμ	5:00 πμ	6:00 πμ	7:00 πμ	8:00 πμ	9:00 πμ	10:00 πμ	11:00 πμ	12:00 μμ	1:00 μμ	2:00 μμ	3:00 μμ	4:00 μμ	5:00 μμ	6:00 μμ	7:00 μμ	8:00 μμ	9:00 μμ	10:00 μμ	11:00 μμ		
1	10409.29	9751.19	9178.35	8729.81	8436.14	8317.35	8381.53	8624.32	9029.16	9568.47	10205.49	10896.82	11595.33	12253.44	12826.27	13274.81	13568.49	13687.28	13623.09	13380.31	12975.46	12436.15	11799.13	11107.80		
2	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
3	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
4	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
5	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
6	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64	4773.64
7	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
8	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
9	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
10	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
11	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
12	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
13	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
14	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
15	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
16	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00
17	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00	500.00

Πίνακας 3.14: Ωριαίες τιμές αποτελεσμάτων για το pH της συνολικής φόρτισης από σημειακές και καταναμημένες πηγές, σε κάθε τμήμα του ποταμού.

Σταθμική Στήλη κωδ. Α/Β	[km] αριθμ. σταθμ. από τη πηγή	Χρόνος																							
		12:00 πμ	1:00 πμ	2:00 πμ	3:00 πμ	4:00 πμ	5:00 πμ	6:00 πμ	7:00 πμ	8:00 πμ	9:00 πμ	10:00 πμ	11:00 πμ	12:00 μμ	1:00 μμ	2:00 μμ	3:00 μμ	4:00 μμ	5:00 μμ	6:00 μμ	7:00 μμ	8:00 μμ	9:00 μμ	10:00 μμ	11:00 μμ
1	0.000	6.64	6.66	6.69	6.72	6.76	6.81	6.87	6.92	6.96	7.00	7.03	7.04	7.04	7.02	7.00	6.96	6.91	6.86	6.81	6.76	6.72	6.68	6.66	6.64
2	0.425	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
3	0.85	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
4	1.70	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
5	2.55	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
6	3.40	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03	6.03
7	4.25	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
8	5.10	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
9	5.95	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
10	6.80	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
11	7.65	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
12	8.50	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
13	9.35	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
14	10.20	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
15	11.05	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
16	11.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90
17	12.75	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90	6.90

3.10 ΦΥΛΛΟ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ

Στο φύλλο αυτό συνοψίζονται τα αποτελέσματα του προγράμματος για τις υδραυλικές παραμέτρους, σε κάθε τμήμα του ποταμού.

Στον Πίνακα 3.15 δίνονται τα αποτελέσματα της παροχής, του μαζικού συντελεστή διασποράς E' [m^3/s], ο οποίος υπεισέρχεται στους αντίστοιχους όρους του θερμικού ισοζυγίου (σχέση (2.6.26)) και του ισοζυγίου μάζας ενός συστατικού (σχέση (2.6.55)), του βάθους H [m], του εμβαδού της εγκάρσιας διατομής A_c [m^2] (που υπολογίζεται ως γινόμενο του βάθους H επί το πλάτος των 12.5 m), της ταχύτητας U [m/s] (που προκύπτει βάσει της σχέσης (2.6.19)), του χρόνου διαδρομής t_r (σχέσεις (2.6.21) και (2.6.22)) και του συντελεστή επαναερισμού k_a [/d], για κάθε τμήμα του ποταμού.

Η παροχή κάθε τμήματος προκύπτει προσθέτοντας τη συνολική εισροή μέσα στο τμήμα από πηγές (Πίνακας 3.9), αφαιρώντας τη συνολική εκροή από το τμήμα λόγω απολήψεων (Πίνακας 3.9) και προσθέτοντας την εισροή από το ανάντη τμήμα, δηλαδή την παροχή του αμέσως προηγούμενου τμήματος. Για παράδειγμα, η παροχή του τμήματος 10 είναι $0.03125 - 1.90 + 2.30348 = 0.43473 \text{ m}^3/\text{s}$.

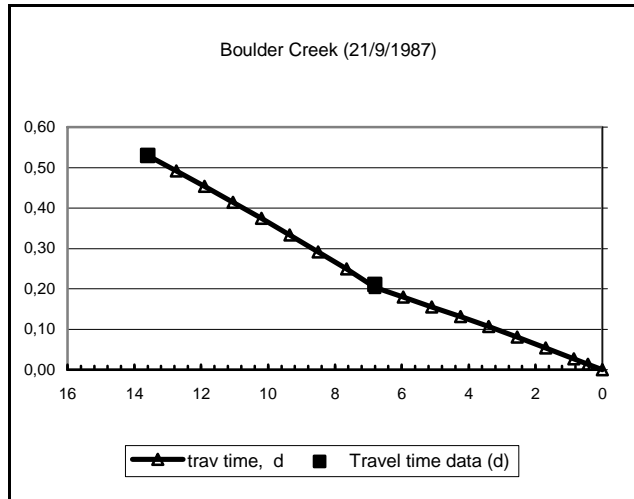
Στο σημείο αυτό θα πρέπει να αναφερθούν δύο ακόμη παράμετροι του προγράμματος για τις οποίες ο χρήστης εισάγει τιμές: το υπολογιστικό βήμα (calculation step) και ο τελικός χρόνος (final time). Το υπολογιστικό βήμα είναι το χρονικό βήμα που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό και πρέπει να είναι μικρότερο ή ίσο των 4 ωρών. Αν ο χρήστης εισάγει μια τιμή μεγαλύτερη από 4 hrs, τότε το πρόγραμμα ρυθμίζει αυτόματα το υπολογιστικό βήμα στην τιμή 4 hrs. Ο τελικός χρόνος καθορίζει τη διάρκεια του υπολογισμού και πρέπει να είναι ακέραιος, μεγαλύτερος ή ίσος των 2 ημερών. Ο περιορισμός αυτός επιβάλλεται, γιατί το μοντέλο εκτελείται σε

μια μεταβλητή στο χρόνο κατάσταση μέχρι να φτάσει μια μόνιμη κατάσταση. Συνεπώς, η πρώτη μέρα της προσομοίωσης εξορισμού διέπεται πλήρως από τις αρχικές της συνθήκες, στη συνέχεια από ασταθείς (μη-μόνιμες) συνθήκες, μέχρις ότου να φτάσει σε σταθερές (μόνιμες) συνθήκες ροής, για τις οποίες απαιτούνται τουλάχιστον 2-3 ημέρες. Αν ο χρήστης εισάγει μια τιμή μικρότερη από 2 days, το πρόγραμμα διορθώνει αυτόματα τον τελικό χρόνο στις 2 days. Ο τελικός χρόνος πρέπει να είναι τουλάχιστον διπλάσιος του χρόνου διαδρομής του ποταμού. Έτσι στην εξεταζόμενη περίπτωση, για την οποία ο χρόνος διαδρομής του ποταμού είναι 0.53 days, επιλέγεται τελικός χρόνος 3 days και υπολογιστικό βήμα 0.25 hrs. Βάσει αυτών των επιλογών προκύπτουν και τα αποτελέσματα που δίνονται στους πίνακες που ακολουθούν.

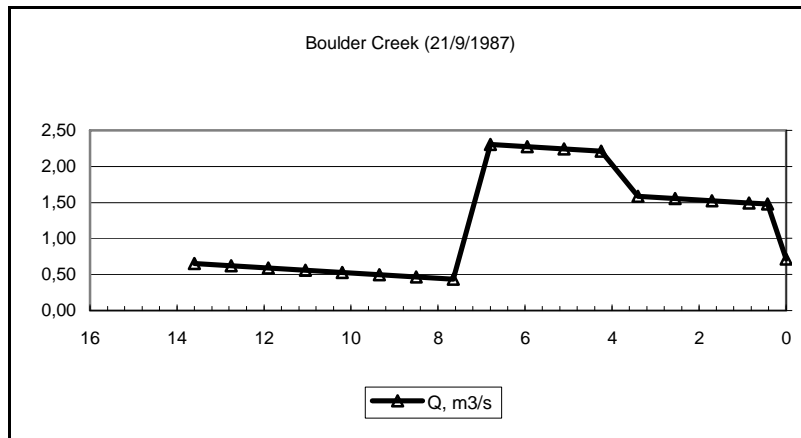
Πίνακας 3.15: Αποτελέσματα για τις υδραυλικές παραμέτρους, σε κάθε τμήμα του ποταμού.

Αύξων αριθμός τμήματος	Θέση του κατάντη ορίου κάθε τμήματος [km]	Q [m ³ /s]	E' [m ³ /s]	H [m]	A_c [m ²]	U [mps]	t_i [d]	$k_a,20$ [/d]
0	0.000	0.71348	0.36	0.21	2.62	0.27	0.00	42.80
1	0.425	1.47911	0.74	0.33	4.08	0.36	0.01	21.67
2	0.85	1.49473	0.50	0.33	4.11	0.36	0.03	21.66
3	1.70	1.52598	0.76	0.33	4.16	0.37	0.05	21.64
4	2.55	1.55723	0.78	0.34	4.21	0.37	0.08	21.62
5	3.40	1.58848	0.79	0.34	4.26	0.37	0.11	21.60
6	4.25	2.20973	1.10	0.44	5.44	0.41	0.13	21.25
7	5.10	2.24098	1.12	0.44	5.49	0.41	0.16	21.24
8	5.95	2.27223	1.14	0.44	5.54	0.41	0.18	21.23
9	6.80	2.30348	1.15	0.45	5.58	0.41	0.20	21.22
10	7.65	0.43473	0.22	0.16	2.02	0.22	0.25	23.37
11	8.50	0.46598	0.23	0.16	2.03	0.23	0.29	33.35
12	9.35	0.49723	0.25	0.17	2.11	0.24	0.33	33.22
13	10.20	0.52848	0.26	0.18	2.19	0.24	0.37	33.10
14	11.05	0.55973	0.28	0.18	2.27	0.25	0.41	32.99
15	11.90	0.59098	0.30	0.19	2.35	0.25	0.45	32.90
16	12.75	0.62223	0.31	0.19	2.42	0.26	0.49	32.81
17	13.60	0.65348	0.33	0.20	2.50	0.26	0.53	32.73

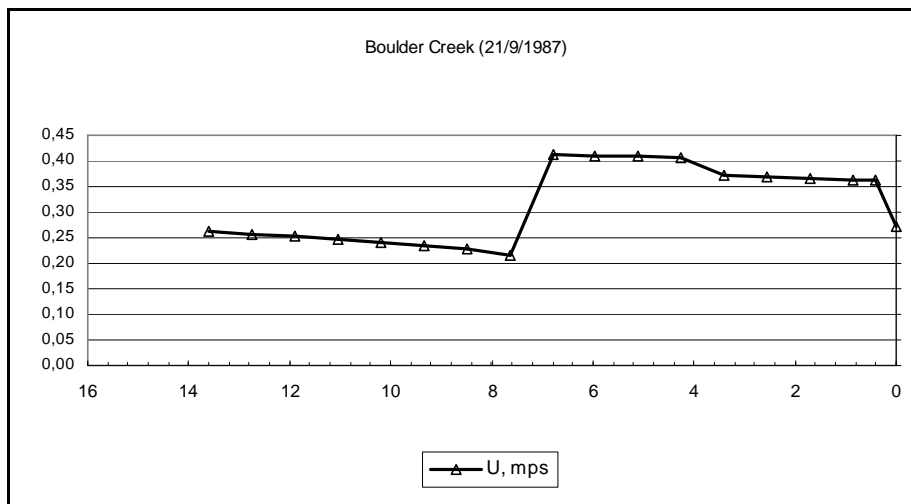
Ακολουθούν τα διαγράμματα των δεδομένων εξόδου του προγράμματος για τις υδραυλικές παραμέτρους, ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



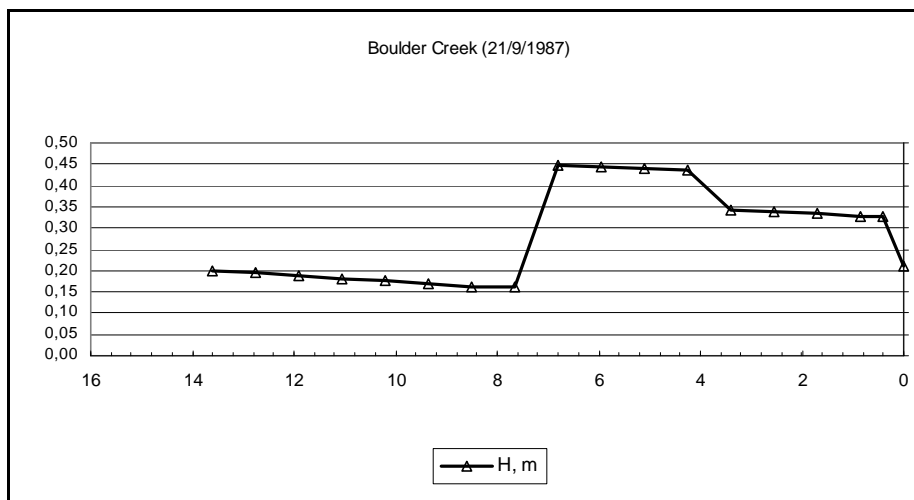
Εικόνα 3.3: Χρόνος διαδρομής [d] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



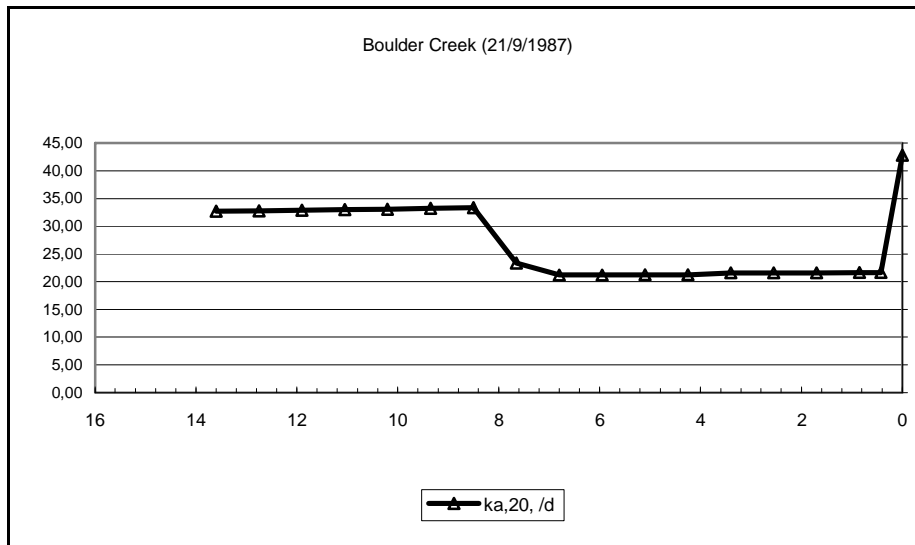
Εικόνα 3.4: Παροχή [m^3/s] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



Εικόνα 3.5: Ταχύτητα [m/s] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



Εικόνα 3.6: Βάθος [m] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



Εικόνα 3.7: Συντελεστής επαναερισμού [k_a] ως προς απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.

3.11 ΦΥΛΛΑ ΕΡΓΑΣΙΑΣ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΓΙΑ ΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΚΑΙ ΤΙΣ ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΕΙΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΠΟΙΟΤΗΤΑΣ ΝΕΡΟΥ

Στα φύλλα αυτά συνοψίζονται τα αποτελέσματα του προγράμματος για τη μέση, ελάχιστη και μέγιστη θερμοκρασία, καθώς και τις μέσες, ελάχιστες και μέγιστες συγκεντρώσεις των παραμέτρων ποιότητας νερού, για κάθε τμήμα του μοντέλου.

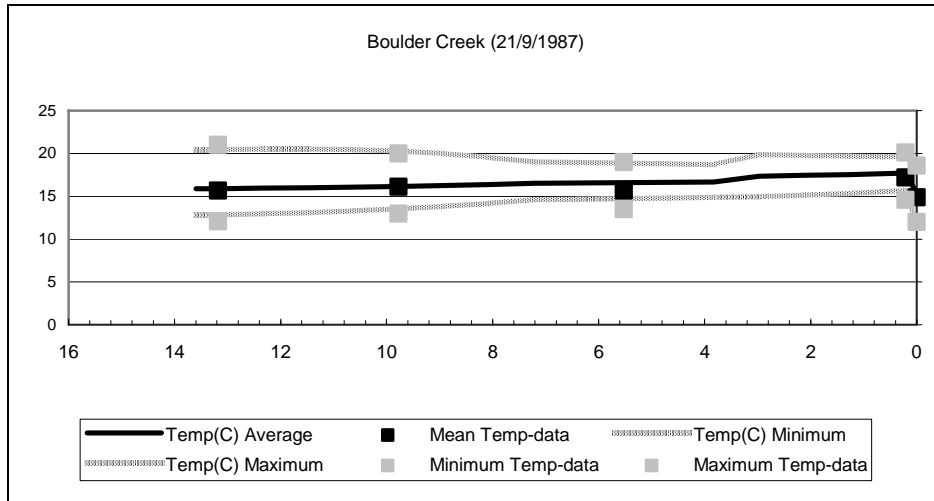
Πίνακας 3.16: Αποτελέσματα θερμοκρασίας και συγκεντρώσεων των παραμέτρων ποιότητας νερού, για κάθε τμήμα του μοντέλου.

Μεταβλητή		Απόσταση [km]																		
		0.000	0.2125	0.6375	1.275	2.125	2.975	3.825	4.675	5.525	6.375	7.225	8.075	8.925	9.775	10.625	11.475	12.325	13.175	13.60
Θερμοκρασία [°C]	Min	12.05	15.67	15.55	15.33	15.14	14.98	14.88	14.80	14.73	14.68	14.61	14.18	13.83	13.54	13.30	13.12	12.97	12.85	12.85
	Aver	15.37	17.71	17.66	17.55	17.45	17.35	16.67	16.64	16.60	16.56	16.53	16.38	16.26	16.16	16.08	16.01	15.96	15.91	15.91
	Max	18.69	19.66	19.63	19.69	19.79	19.89	18.69	18.80	18.88	18.94	19.02	19.56	20.01	20.30	20.47	20.53	20.52	20.46	20.46
Αγωγιμότητα [μmhos]	Min	276.42	450.95	452.54	455.75	458.84	461.80	474.07	475.92	477.73	479.48	481.10	489.41	496.65	503.01	508.65	513.67	518.18	522.25	522.25
	Aver	294.61	472.18	473.52	476.11	478.59	480.98	487.74	489.31	490.83	492.31	493.75	500.88	507.11	512.60	517.48	521.84	525.77	529.32	529.32
	Max	312.80	493.41	494.50	496.47	498.35	500.16	501.42	502.69	503.93	505.14	506.41	512.35	517.57	522.19	526.31	530.01	533.36	536.39	536.39
ISS [mgD/L]	Min	5.10	7.23	6.88	6.25	5.68	5.18	4.29	4.02	3.76	3.53	3.31	2.45	1.84	1.41	1.10	0.86	0.68	0.55	0.55
	Aver	8.61	8.86	8.42	7.63	6.93	6.30	5.05	4.72	4.42	4.14	3.88	2.86	2.15	1.64	1.27	1.00	0.79	0.63	0.63
	Max	12.12	10.48	9.95	9.01	8.18	7.43	5.81	5.43	5.08	4.75	4.45	3.28	2.46	1.87	1.45	1.13	0.90	0.72	0.72
DO [mgO ₂ /L]	Min	6.98	3.77	2.71	1.87	1.62	1.62	2.30	2.40	2.54	2.70	2.37	2.72	3.04	3.36	3.66	3.92	4.14	4.33	4.33
	Aver	8.28	5.13	4.66	4.32	4.27	4.38	4.45	4.65	4.85	5.04	5.25	6.30	6.85	7.19	7.47	7.69	7.84	7.96	7.96
	Max	9.58	6.64	6.72	7.03	7.39	7.75	7.12	7.45	7.75	8.02	8.94	10.90	11.72	12.08	12.42	12.80	13.00	13.09	13.09
Slow CBOD [mgO ₂ /L]	Min	1.34	7.60	7.68	7.73	7.71	7.64	5.88	5.80	5.71	5.61	5.54	5.16	4.82	4.52	4.26	4.03	3.83	3.65	3.65
	Aver	1.34	7.62	7.71	7.79	7.79	7.74	5.95	5.88	5.80	5.70	5.63	5.28	4.98	4.73	4.51	4.32	4.15	3.99	3.99
	Max	1.34	7.64	7.74	7.85	7.87	7.83	6.03	5.97	5.89	5.81	5.74	5.43	5.18	4.99	4.83	4.69	4.57	4.45	4.45
Fast CBOD [mgO ₂ /L]	Min	1.34	7.25	7.02	6.61	6.21	5.85	4.41	4.21	4.03	3.86	3.76	3.33	3.00	2.75	2.56	2.40	2.27	2.15	2.15
	Aver	1.34	7.29	7.10	6.79	6.51	6.24	4.72	4.53	4.35	4.18	4.07	3.61	3.23	2.93	2.69	2.49	2.33	2.19	2.19
	Max	1.34	7.31	7.18	7.02	6.87	6.71	5.08	4.91	4.73	4.55	4.44	3.91	3.46	3.09	2.80	2.58	2.40	2.26	2.26
CBOD _u [mgO ₂ /L]	Min	3.07	21.12	20.49	19.35	18.31	17.35	12.99	12.49	12.01	11.54	11.29	10.23	9.40	8.73	8.19	7.73	7.34	7.00	7.00
	Aver	3.76	21.47	20.86	19.79	18.82	17.94	13.43	12.93	12.47	12.03	11.82	10.91	10.18	9.57	9.06	8.62	8.24	7.90	7.90
	Max	4.45	21.82	21.24	20.27	19.40	18.59	13.92	13.48	13.05	12.64	12.48	11.73	11.09	10.56	10.12	9.74	9.41	9.11	9.11
Οργανικό N [μgN/L]	Min	1560.32	3316.50	3308.01	3285.40	3258.34	3228.19	3009.25	2986.57	2963.17	2939.29	2909.77	2762.01	2631.70	2516.51	2414.32	2323.25	2241.69	2168.34	2168.34
	Aver	1651.07	3360.64	3352.16	3329.56	3302.99	3273.57	3042.71	3020.54	2997.80	2974.67	2945.33	2799.60	2672.34	2560.30	2460.88	2372.03	2292.07	2219.68	2219.68
	Max	1741.81	3404.97	3396.94	3375.75	3351.28	3324.19	3080.67	3059.66	3038.12	3016.22	2987.14	2843.32	2718.52	2609.01	2512.00	2425.28	2347.11	2276.11	2276.11
NH ₄ [μgN/L]	Min	53.52	4227.67	4080.83	3788.24	3374.19	2972.76	3157.30	2811.67	2486.62	2183.90	1995.43	1189.12	594.07	196.87	46.35	22.73	16.58	11.32	11.32
	Aver	87.59	5495.69	5222.28	4746.32	4327.45	3952.54	3909.81	3609.28	3332.23	3076.70	2961.81	2450.18	2043.32	1723.30	1486.85	1314.24	1176.88	1061.90	1061.90
	Max	121.67	6770.07	6488.63	6034.72	5665.37	5335.71	4937.80	4651.21	4382.13	4129.06	4056.52	3648.97	3248.96	2957.85	2706.49	2487.14	2294.28	2123.58	2123.58
NO ₃ [μgN/L]	Min	143.72	1484.14	1639.16	1912.12	2153.17	2371.91	1982.48	2193.08	2384.24	2552.85	2598.31	2746.13	2775.42	2672.23	2390.48	2072.27	1809.05	1608.57	1608.57
	Aver	165.56	1556.38	1781.68	2156.57	2472.30	2743.56	2285.95	2518.68	2728.49	2917.52	2968.03	3154.00	3271.48	3333.27	3338.18	3301.87	3249.33	3190.41	3190.41
	Max	187.39	1642.29	1956.63	2481.53	2914.42	3268.40	2701.31	2949.29	3159.44	3339.06	3382.59	3524.74	3691.95	3843.69	3967.12	4062.99	4135.77	4189.12	4189.12

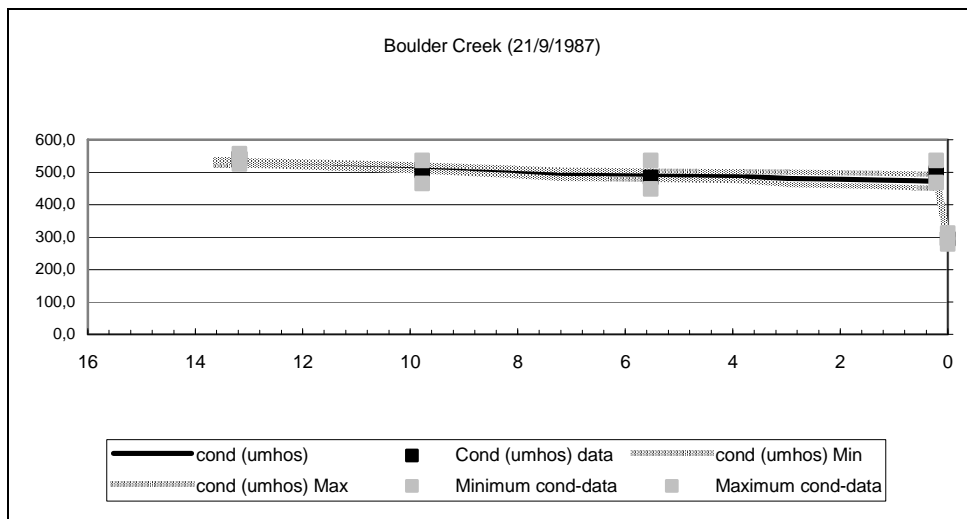
Μεταβλητή		Απόσταση [km]																		
		0.000	0.2125	0.6375	1.275	2.125	2.975	3.825	4.675	5.525	6.375	7.225	8.075	8.925	9.775	10.625	11.475	12.325	13.175	13.60
Οργανικός P [µgP/L]	Min	6.81	279.98	274.74	264.29	254.13	244.33	174.19	168.86	163.74	158.88	156.69	146.67	138.21	130.96	124.67	119.15	114.25	109.87	109.87
	Aver	39.43	295.62	290.11	279.00	268.07	257.42	183.17	177.43	171.85	166.44	164.00	152.56	142.88	134.60	127.44	121.21	115.73	110.88	110.88
	Max	72.05	311.34	305.67	294.32	283.14	272.22	193.65	187.56	181.60	175.78	173.09	159.88	148.44	138.57	130.05	122.69	117.33	112.90	112.90
Ανόργανος P [µgP/L]	Min	24.14	2003.09	1979.71	1933.51	1888.31	1844.36	1587.37	1559.85	1533.16	1507.34	1476.98	1327.59	1199.66	1090.29	996.88	917.49	850.07	793.13	793.13
	Aver	50.37	2025.69	2012.25	1985.19	1958.34	1931.76	1662.71	1646.17	1629.81	1613.64	1593.83	1494.50	1406.92	1329.14	1259.59	1197.00	1140.29	1088.59	1088.59
	Max	76.60	2046.71	2041.70	2030.76	2018.50	2005.15	1724.82	1716.35	1707.30	1696.50	1683.78	1613.82	1553.30	1497.90	1446.89	1399.74	1355.99	1315.25	1315.25
Οργανικά θρύμματα [mgD/L]	Min	0.36	5.83	5.38	4.66	4.07	3.59	2.51	2.30	2.11	1.92	1.86	1.62	1.46	1.35	1.28	1.21	1.16	1.12	1.12
	Aver	1.00	6.10	5.62	4.83	4.20	3.68	2.56	2.34	2.15	1.99	1.97	1.89	1.83	1.78	1.73	1.69	1.64	1.60	1.60
	Max	1.64	6.38	5.87	5.02	4.33	3.76	2.61	2.42	2.26	2.12	2.13	2.22	2.28	2.31	2.31	2.30	2.27	2.23	2.23
Αλκαλικότητα [mgCaCO ₃ /L]	Min	90.91	108.05	107.09	105.61	103.88	102.05	100.01	98.81	97.90	97.23	98.04	103.02	107.85	111.98	114.93	117.67	120.23	122.61	122.61
	Aver	98.13	111.23	110.00	108.04	106.46	105.17	102.48	101.36	100.38	99.53	100.17	104.59	108.76	112.72	116.58	120.32	123.82	127.06	127.06
	Max	105.35	114.41	112.94	110.75	109.32	108.17	104.74	103.63	102.60	101.67	102.11	105.94	109.64	113.69	118.14	123.16	127.72	131.70	131.70
pH	Min	7.11	6.88	6.94	7.03	7.11	7.17	6.63	6.75	6.86	6.96	6.99	7.17	7.28	7.36	7.42	7.46	7.50	7.54	7.54
	Aver	7.82	7.11	7.16	7.24	7.32	7.39	6.66	6.80	6.92	7.04	7.10	7.43	7.79	8.01	8.14	8.23	8.30	8.36	8.36
	Max	8.53	7.37	7.43	7.54	7.64	7.76	6.71	6.86	7.01	7.16	7.26	7.93	8.81	9.18	9.40	9.55	9.66	9.72	9.72
TOC [mgC/L]	Min	2.83	17.19	16.85	16.20	15.56	14.93	11.29	10.93	10.58	10.24	10.04	9.13	8.41	7.82	7.33	6.91	6.56	6.24	6.24
	Aver	3.08	17.35	17.06	16.52	15.99	15.45	11.69	11.35	11.01	10.68	10.49	9.64	8.94	8.37	7.89	7.48	7.13	6.82	6.82
	Max	3.34	17.51	17.27	16.87	16.48	16.04	12.15	11.84	11.53	11.20	11.03	10.23	9.55	9.00	8.56	8.19	7.87	7.60	7.60
TN [µgN/L]	Min	1929.54	9512.57	9474.00	9406.53	9193.16	8958.54	8432.70	8265.99	8100.99	7937.65	7765.17	6935.65	6210.75	5591.86	5075.02	4650.87	4308.71	4038.76	4038.76
	Aver	1976.48	10851.82	10760.55	10580.40	10404.99	10234.77	9422.91	9317.13	9213.67	9112.52	9016.92	8539.60	8118.73	7744.93	7410.66	7109.63	6836.51	6586.96	6586.96
	Max	2023.42	12196.26	12145.36	12026.31	11904.53	11782.66	10593.06	10526.12	10459.20	10392.54	10347.85	10070.49	9752.00	9473.46	9236.85	9014.03	8802.94	8602.07	8602.07
TP [µgP/L]	Min	81.27	2364.76	2331.52	2266.15	2203.22	2142.93	1799.27	1763.70	1729.44	1696.52	1664.08	1503.99	1366.39	1248.51	1147.53	1061.26	987.78	925.25	925.25
	Aver	99.84	2382.29	2358.53	2312.52	2268.38	2226.00	1871.50	1847.02	1823.21	1800.03	1777.52	1665.93	1568.08	1481.52	1404.37	1335.08	1272.44	1215.44	1215.44
	Max	118.41	2396.30	2377.47	2342.86	2314.45	2286.41	1924.85	1909.11	1893.25	1876.21	1861.13	1779.65	1707.92	1644.12	1585.83	1532.23	1482.71	1436.79	1436.79
TKN [µgN/L]	Min	1640.03	7963.71	7776.44	7409.19	6925.78	6459.49	6347.39	5963.87	5601.40	5261.68	5038.77	4067.48	3330.99	2810.92	2552.54	2433.36	2341.88	2259.97	2259.97
	Aver	1810.93	9295.44	8978.87	8423.83	7932.69	7491.21	7136.96	6798.45	6485.18	6195.00	6048.89	5385.60	4847.25	4411.66	4072.49	3807.76	3587.18	3396.55	3396.55
	Max	1981.83	10634.43	10308.07	9772.13	9328.48	8930.72	8206.52	7885.21	7582.93	7298.03	7197.28	6652.18	6131.62	5733.12	5385.08	5077.88	4804.68	4560.04	4560.04
TSS [mgD/L]	Min	5.46	13.06	12.26	10.91	9.76	8.77	6.80	6.32	5.87	5.45	5.16	4.06	3.31	2.77	2.37	2.07	1.85	1.66	1.66
	Aver	9.61	14.95	14.03	12.46	11.13	9.99	7.61	7.06	6.57	6.13	5.85	4.75	3.98	3.42	3.00	2.68	2.43	2.23	2.23
	Max	13.76	16.86	15.82	14.04	12.51	11.19	8.42	7.85	7.33	6.87	6.58	5.50	4.74	4.18	3.76	3.43	3.16	2.94	2.94

Aver ≡ Average

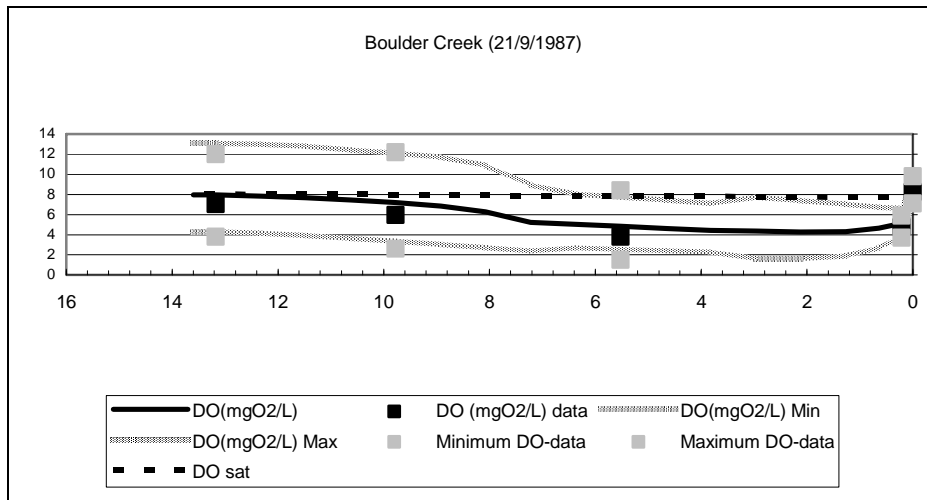
Ακολουθούν διαγράμματα των δεδομένων εξόδου του προγράμματος για τις συγκεντρώσεις παραμέτρων ποιότητας του νερού, ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



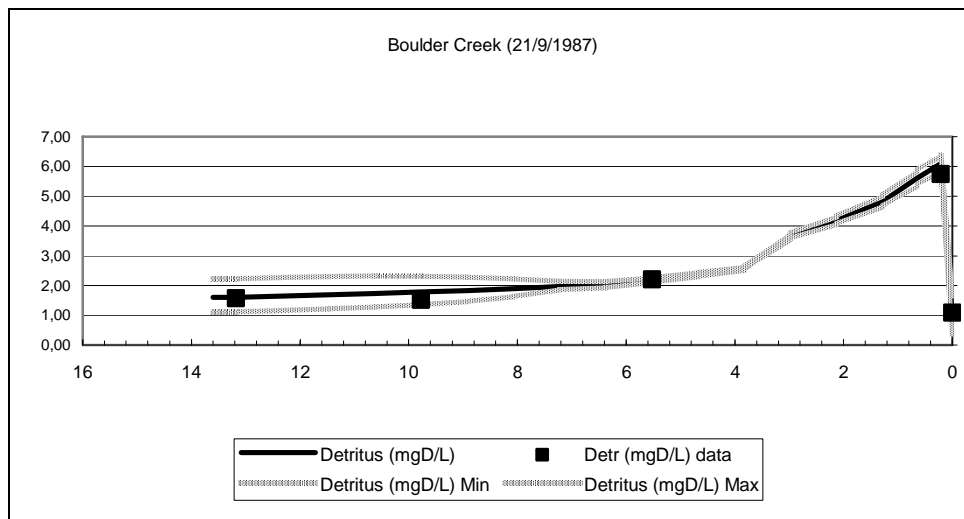
Εικόνα 3.8: Θερμοκρασία [$^{\circ}\text{C}$] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



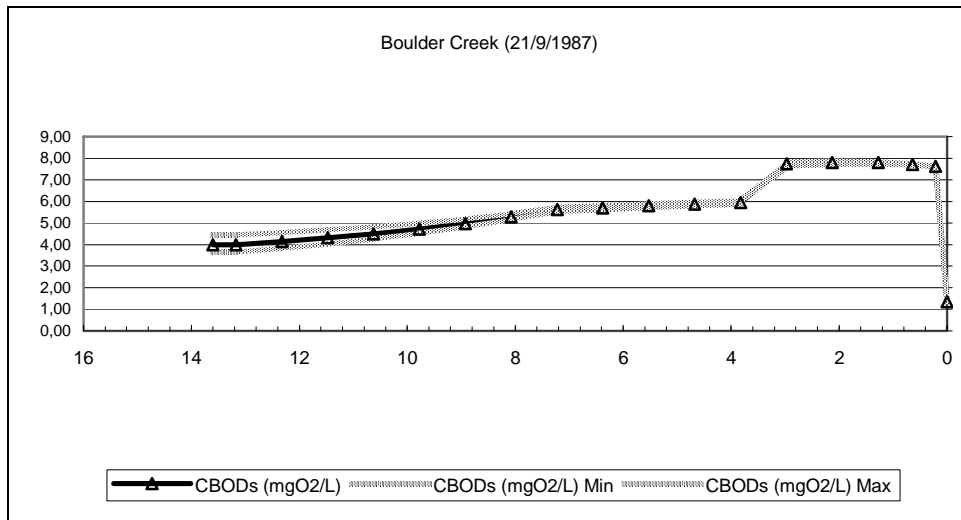
Εικόνα 3.9: Αγωγιμότητα [$\mu\text{mhos/cm}$] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



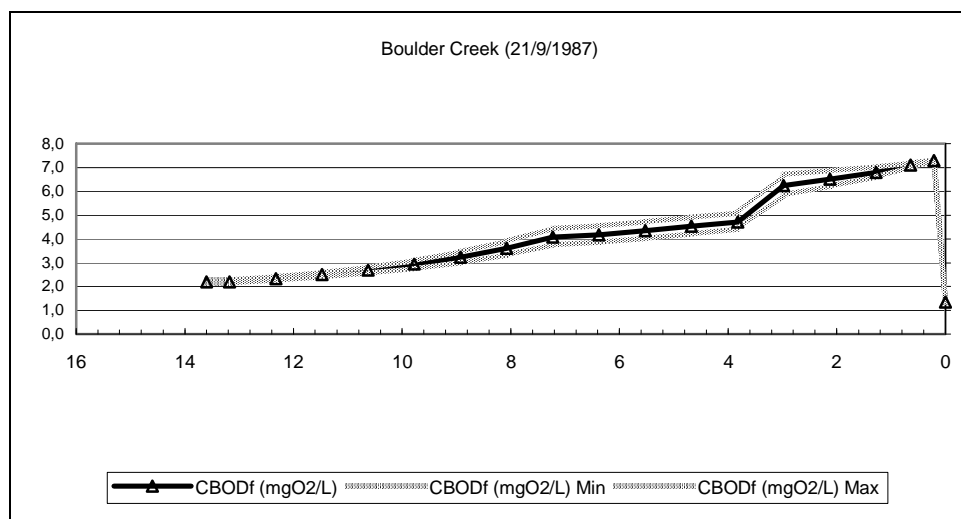
Εικόνα 3.10: Διαλυμένο οξυγόνο [mgO₂/L] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



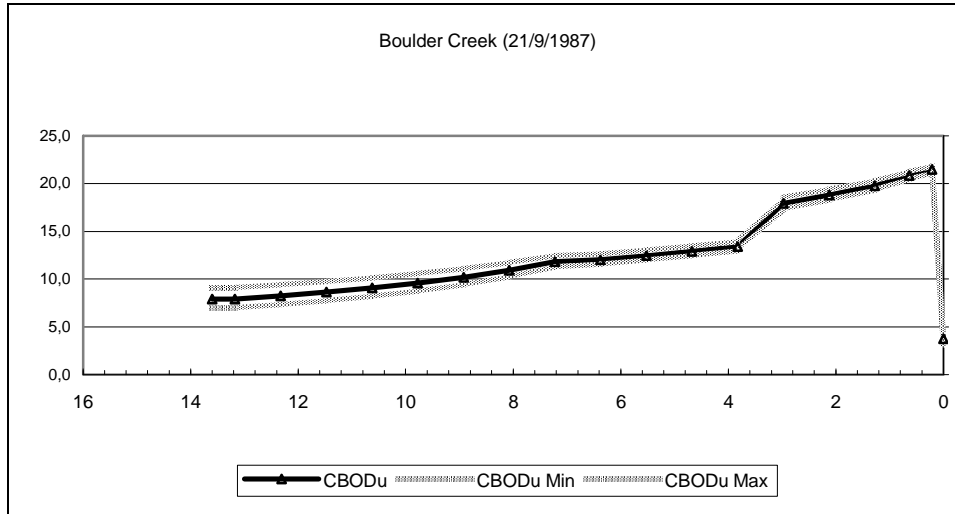
Εικόνα 3.11: Οργανικά θρύμματα [mgD/L] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



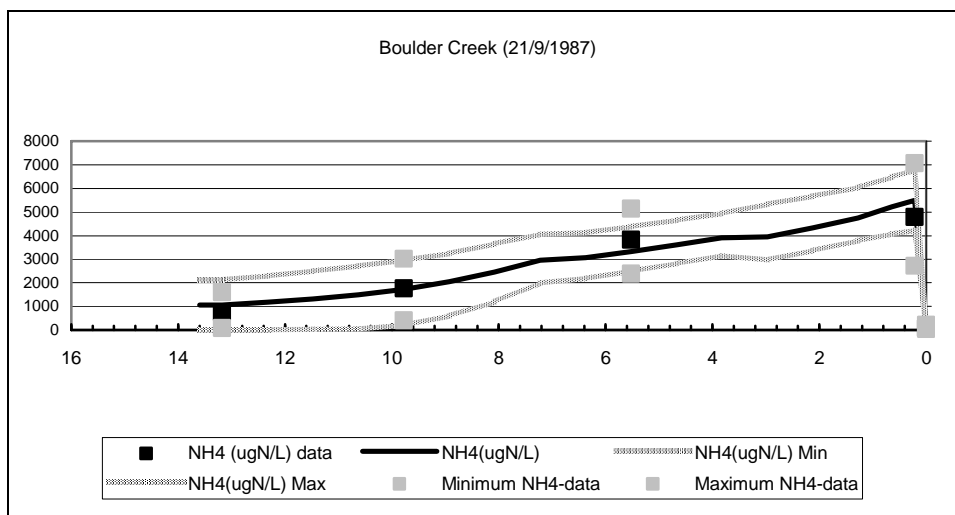
Εικόνα 3.12: Slow CBOD [mgO₂/L] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



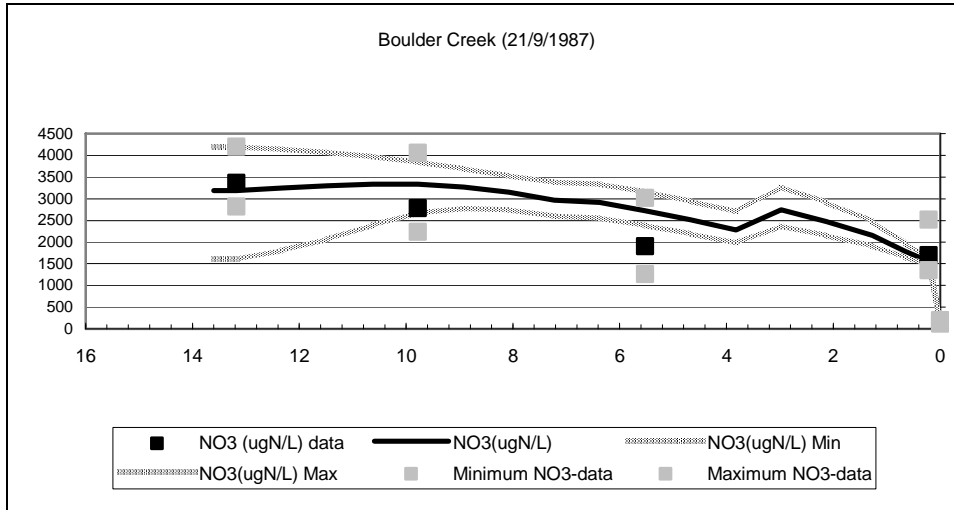
Εικόνα 3.13: Fast CBOD [mgO₂/L] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



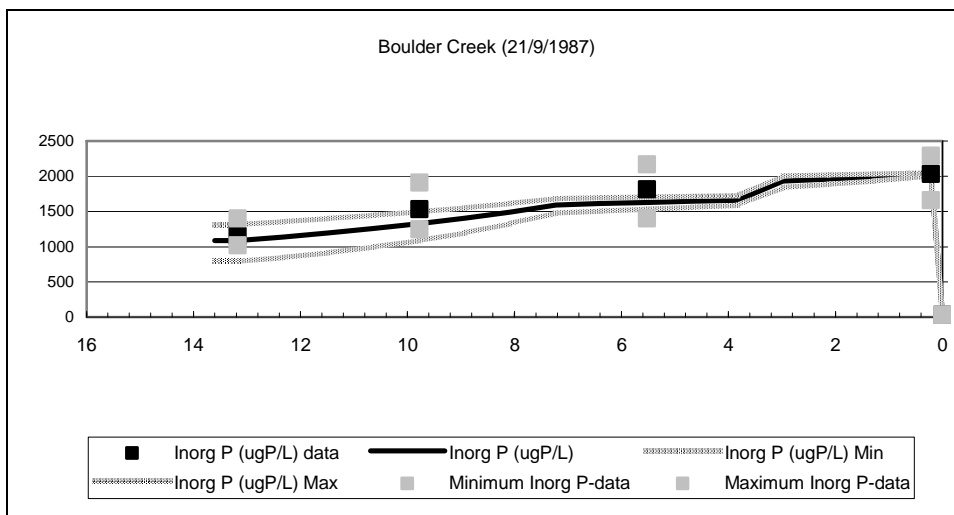
Εικόνα 3.14: Τελικό CBOD [mgO₂/L] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



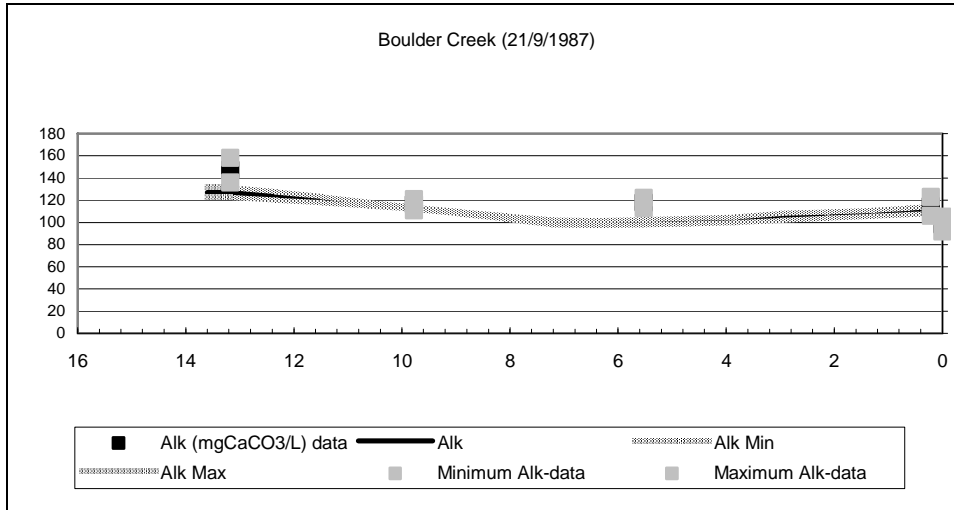
Εικόνα 3.15: Αμμωνιακό άζωτο [μgN/L] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



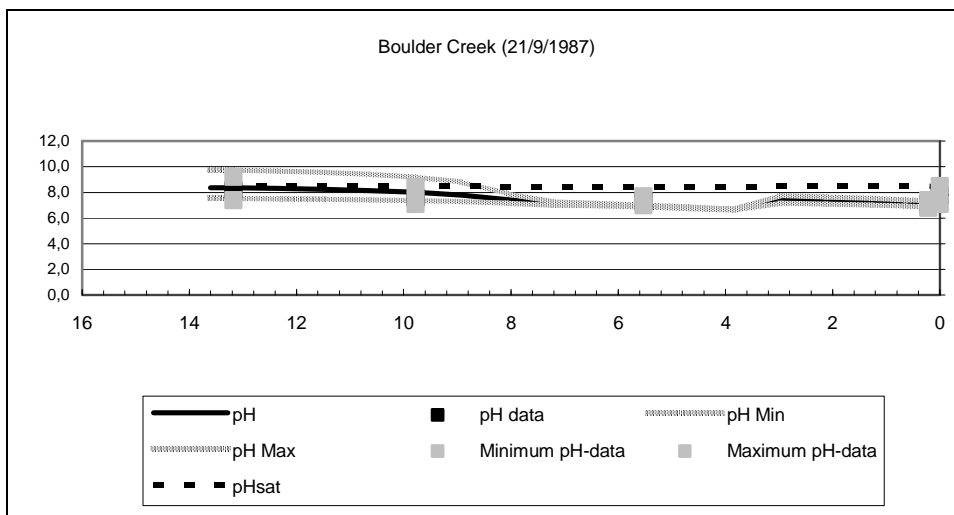
Εικόνα 3.16: Νιτρικό άζωτο [$\mu\text{gN/L}$] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



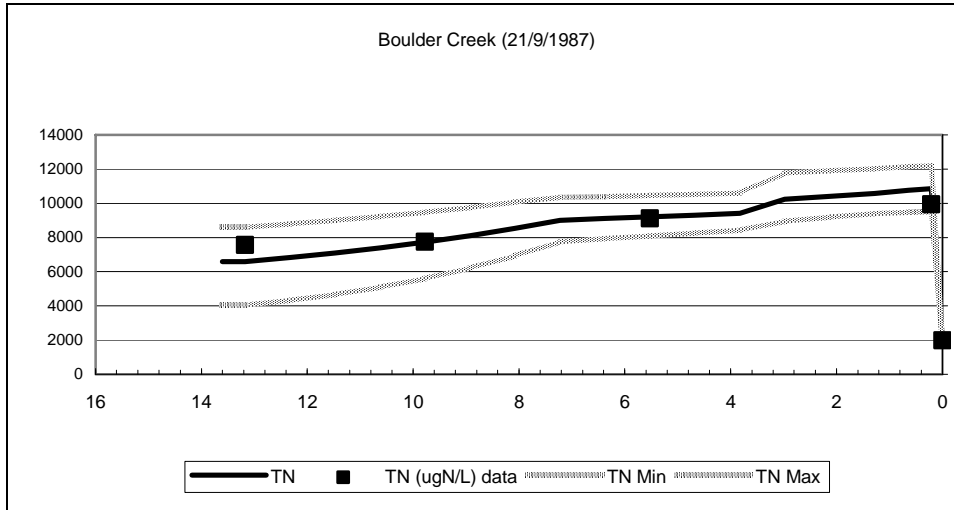
Εικόνα 3.17: Ανόργανος φώσφορος [$\mu\text{gP/L}$] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



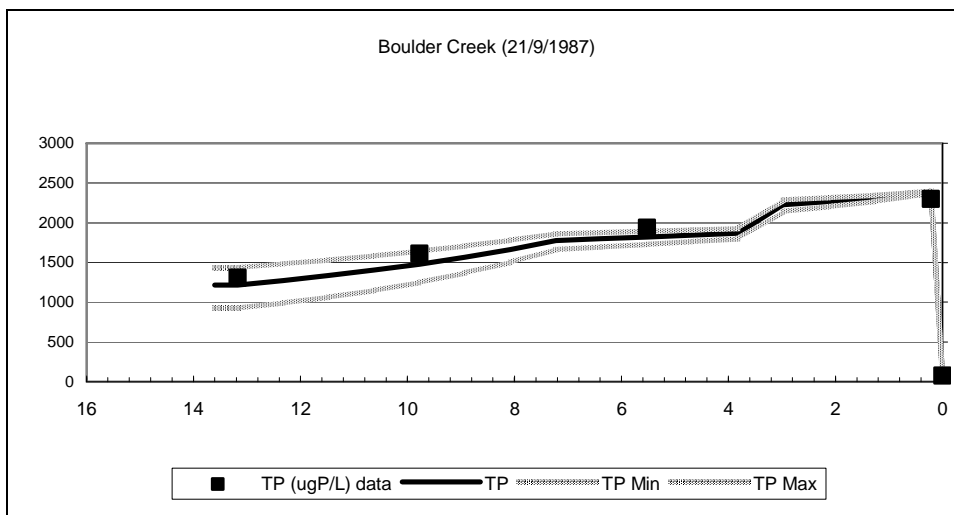
Εικόνα 3.18: Αλκαλικότητα [mgCaCO₃/L] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



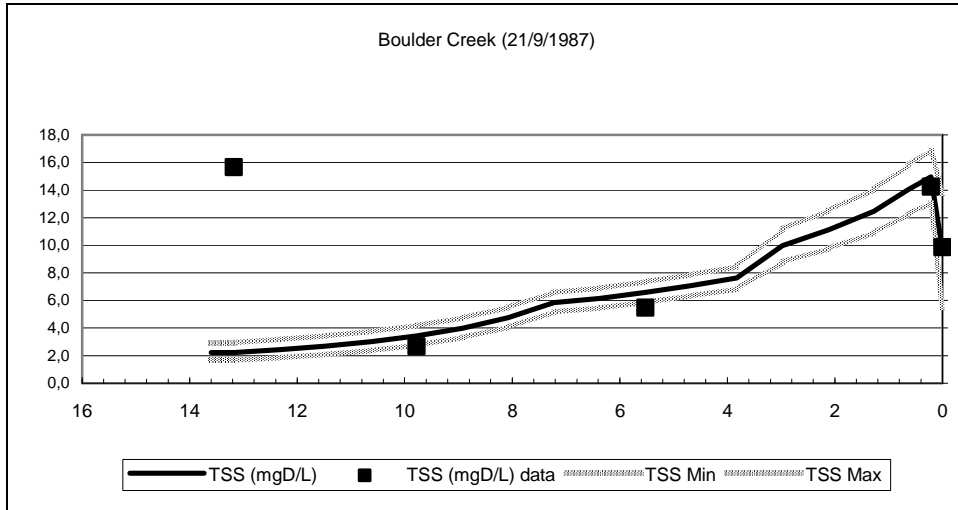
Εικόνα 3.19: pH ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



Εικόνα 3.20: Ολικό άζωτο [$\mu\text{gN/L}$] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



Εικόνα 3.21: Ολικός φώσφορος [$\mu\text{gP/L}$] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.



Εικόνα 3.22: Ολικά αιωρούμενα στερεά [mgD/L] ως προς την απόσταση σε km κατά μήκος του ποταμού.

4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Η ενότητα αυτή αφορά σε μια συζήτηση των αποτελεσμάτων της προηγούμενης ενότητας, που προέκυψαν εφαρμόζοντας το μοντέλο QUAL2K για την προσομοίωση της ποιότητας του νερού ποταμού με την ονομασία Boulder Creek.

Μελετώντας τα αποτελέσματα της συνολικής φόρτισης από σημειακές και κατανεμημένες πηγές (κεφάλαιο 3.9 της ενότητας των Αποτελεσμάτων), παρατηρούμε τα εξής:

Η θερμοκρασία και το διαλυμένο οξυγόνο της συνολικής φόρτισης από σημειακές και κατανεμημένες πηγές, σε κάθε τμήμα του ποταμού παραμένουν σταθερά, με τιμές 15°C (Πίνακας 3.10) και 4.0 mgO₂/L (Πίνακας 3.12), αντίστοιχα, εκτός από το τμήμα 1, όπου τα υγρά απόβλητα που διοχετεύονται στο ποτάμι από την εγκατάσταση επεξεργασίας αποβλήτων αυξάνουν τη θερμοκρασία της συνολικής φόρτισης στο τμήμα αυτό, η οποία κυμαίνεται μεταξύ 19.25°C (5:00 πμ) και 20.65°C (5:00 μμ), ενώ για το διαλυμένο οξυγόνο της συνολικής φόρτισης, η τιμή των 3.99 mgO₂/L (9:00πμ) αποτελεί τη μέγιστη τιμή (η ελάχιστη τιμή είναι 3.17 mgO₂/L και σημειώνεται στις 9:00 μμ).

Οι τιμές της αγωγιμότητας (Πίνακας 3.11), του pH (Πίνακας 3.14) και του αμμωνιακού αζώτου (Πίνακας 3.13) της συνολικής φόρτισης είναι σταθερές σε κάθε τμήμα του ποταμού, ίσες με 600 μmhos/cm, 6.90 και 500 μgN/L, αντίστοιχα, εκτός από τα τμήματα 1 και 6, όπου οι αντίστοιχες σημειακές πηγές, είναι αυτές που διαφοροποιούν τα αποτελέσματα της συνολικής φόρτισης στα τμήματα αυτά σε σύγκριση με τα υπόλοιπα τμήματα, τα οποία δέχονται φορτία μόνο από κατανεμημένες πηγές.

Η αγωγιμότητα της συνολικής φόρτισης στο τμήμα 1 είναι λίγο πιο υψηλή σε σχέση με αυτή των υπολοίπων τμημάτων, με ελάχιστη τιμή 613.22 $\mu\text{mhos/cm}$ (11:00 μm) και μέγιστη τιμή 662.10 $\mu\text{mhos/cm}$ (11:00 $\pi\mu$), ενώ στο τμήμα 6 είναι χαμηλότερη, ίση με 505.03 $\mu\text{mhos/cm}$.

Το pH της συνολικής φόρτισης στο τμήμα 1 κυμαίνεται στα ίδια περίπου επίπεδα με αυτά των υπολοίπων τμημάτων, με ελάχιστη τιμή 6.64 (11:00 μm - 12:00 $\pi\mu$) και μέγιστη τιμή 7.04 (11:00 $\pi\mu$ - 12:00 μm), ενώ το pH της συνολικής φόρτισης στο τμήμα 6 έχει τη μικρότερη τιμή, 6.03.

Η είσοδος των αποβλήτων στο ποτάμι στη θέση 0.00 km και η εισροή της σημειακής πηγής στη θέση 3.40 km μεταβάλλουν κατά τάξη μεγέθους το αμμωνιακό N της συνολικής φόρτισης στα τμήματα 1 και 6, αντίστοιχα. Η σχετική αναλογία των μορφών του αζώτου (οργανικό, αμμωνιακό, νιτρικό) στα υγρά απόβλητα εξαρτάται από την προέλευση και το είδος επεξεργασίας των αποβλήτων, αλλά όπως έχει αναφερθεί στην παράγραφο 2.4.3.1 της ενότητας των Υλικών και Μεθόδων, πάντα η αμμωνιακή μορφή βρίσκεται σε μεγαλύτερες ποσότητες, συνήθως σε συγκεντρώσεις μεταξύ 5000 και 40000 $\mu\text{gN/L}$. Η μέση τιμή του αμμωνιακού αζώτου των αποβλήτων από την εγκατάσταση επεξεργασίας υγρών αποβλήτων είναι 11221.11 $\mu\text{gN/L}$ (Πίνακας 3.5) και το αμμωνιακό N της σημειακής πηγής στη θέση 3.40 km είναι 5000 $\mu\text{gN/L}$ (Πίνακας 3.6). Έτσι, τα όρια διακύμανσης του αμμωνιακού N της συνολικής φόρτισης στο τμήμα 1 διαμορφώνονται στα 13687.28 $\mu\text{gN/L}$ το μέγιστο και στα 8317.35 $\mu\text{gN/L}$ το ελάχιστο. Στο τμήμα 6, το αμμωνιακό N της συνολικής φόρτισης αποκτά τιμή 4773.64 $\mu\text{gN/L}$, ενώ στα υπόλοιπα τμήματα έχει σταθερή τιμή 500 $\mu\text{gN/L}$.

Τα αποτελέσματα της συνολικής φόρτισης από σημειακές και κατανεμημένες πηγές που αφορούν στα ανόργανα αιωρούμενα στερεά, τα slow και fast CBOD, το

οργανικό και νιτρικό άζωτο, τον οργανικό και ανόργανο φώσφορο και τα οργανικά θρύμματα (Πίνακας 3.9), επίσης εμφανίζονται διαφοροποιημένα στα τμήματα 1 και 6 σε σχέση με τα υπόλοιπα τμήματα. Επειδή οι παροχές των σημειακών πηγών είναι υψηλότερες κατά τάξη μεγέθους σε σύγκριση με την εισροή από κατανεμημένες πηγές, που είναι ίδια σε όλα τα τμήματα, τα ποιοτικά χαρακτηριστικά αυτών των σημειακών πηγών καθορίζουν τελικά και τα χαρακτηριστικά της συνολικής φόρτισης στα αντίστοιχα τμήματα 1 και 6 στα οποία παροχετεύουν.

Όσον αφορά στο νιτρικό άζωτο, η συγκέντρωσή του στις εισροές των υπόγειων νερών (2000 $\mu\text{gN/L}$, Πίνακας 3.7) είναι της ίδιας τάξης μεγέθους με τη συγκέντρωση του συνόλου του νιτρικού και νιτρώδους N των αποβλήτων που εκβάλλουν στο ποτάμι από την εγκατάσταση επεξεργασίας (2390 $\mu\text{gN/L}$, Πίνακας 3.5). Έτσι, το νιτρικό άζωτο της συνολικής φόρτισης στο τμήμα 1 αποκτά τιμή 2382.04 $\mu\text{gN/L}$ και στα υπόλοιπα τμήματα (εκτός του τμήματος 6) είναι 2000 $\mu\text{gN/L}$. Όπως έχει αναφερθεί στην παράγραφο 2.4.3.1 της ενότητας των Υλικών και Μεθόδων, οι συγκεντρώσεις νιτρικών στα απόβλητα είναι μεταξύ 0 και 30000 $\mu\text{gN/L}$. Θα πρέπει επίσης να σημειωθεί, ότι τα νιτρώδη και νιτρικά άλατα εμφανίζονται, κατά κανόνα, στην πορεία της διαδικασίας επεξεργασίας των αστικών λυμάτων (E.E.T.A.A., 1998). Στα υπόγεια νερά, τα τυπικά επίπεδα συγκεντρώσεων νιτρικού N κυμαίνονται από 10 $\mu\text{gN/L}$ μέχρι και μεγαλύτερα από 20000 $\mu\text{gN/L}$ που εξαρτώνται από την περιοχή και τις ανθρωπογενείς επιδράσεις (Αντωνόπουλος, 2003). Η συγκέντρωση του νιτρικού N της συνολικής φόρτισης στο τμήμα 6 είναι 195.57 $\mu\text{gN/L}$, επίπεδα περίπου ίδια με αυτά της ποιοτικής παραμέτρου στην πηγή τροφοδοσίας.

Αναφορικά με τα φορτία του φωσφόρου, αξίζει να σημειωθεί ότι στα αστικά λύματα, ο ολικός φώσφορος προέρχεται κατά το ήμισυ από τις ανθρώπινες εκκρίσεις

και κατά το ήμισυ από τα φωσφορικά άλατα που περιέχονται στα απορρυπαντικά. Οι συγκεντρώσεις του κυμαίνονται από 15000 ως 25000 $\mu\text{g/L}$ (Ε.Ε.Τ.Α.Α., 1998). Κατά τη διάρκεια της επεξεργασίας των λυμάτων, σχεδόν όλος ο φώσφορος μετατρέπεται σε ορθοφωσφορικά άλατα, τα οποία μπορούν να απομακρυνθούν με ειδική επεξεργασία, την αποφωσφόρωση. Η συγκέντρωση του ανόργανου P της συνολικής φόρτισης στο τμήμα 1, που καθορίζεται από την παροχέτευση των αποβλήτων της εγκατάστασης επεξεργασίας, είναι 3852.82 $\mu\text{gP/L}$, στο τμήμα 6 είναι 954.73 $\mu\text{gP/L}$ και στα υπόλοιπα τμήματα 100 $\mu\text{gP/L}$.

Τέλος, η αλκαλικότητα της συνολικής φόρτισης είναι η μόνη παράμετρος που εμφανίζει μεγαλύτερη μεταβλητότητα από τμήμα σε τμήμα του ποταμού (Πίνακας 3.9). Η αλκαλικότητα της συνολικής φόρτισης στα τμήματα 11 έως 17 έχει τη μεγαλύτερη τιμή, 200 mgCaCO_3/L , ενώ στο τμήμα 6, τη μικρότερη τιμή, 102.52 mgCaCO_3/L , κοντά στα επίπεδα αλκαλικότητας της πηγής τροφοδοσίας.

Στο σημείο αυτό, σχετικά με τα κριτήρια ή πρότυπα που χρησιμοποιούνται για τον έλεγχο της ρύπανσης του νερού, θα πρέπει να αναφερθεί, ότι τα πρότυπα των ποταμών έχουν σκοπό να προστατεύσουν την ποιότητα των αποδεκτών για τις διάφορες χρήσεις τους, στις οποίες περιλαμβάνονται η προστασία της δημόσιας υγείας και η διάδοση της υδρόβιας ζωής. Τα πρότυπα των ποταμών που θεσπίστηκαν από την U.S. EPA έχουν σχέση με τις διάφορες χρήσεις του νερού, οι οποίες ομαδοποιούνται στις εξής κατηγορίες: οικιακή, αστική και βιομηχανική χρήση, νερό για αναψυχή, (όπως κολύμπι και υδάτινο σκι), αναψυχή χωρίς επαφή με το νερό, (όπως κωπηλασία, ψάρεμα) και αισθητική, προστασία και υποστήριξη των ψαριών και της άγριας ζωής και άρδευση (Αντωνόπουλος, 2003).

Η Υπηρεσία Προστασίας Περιβάλλοντος των Η.Π.Α. (U.S. Environmental

Protection Agency (EPA)) έχει θεσπίσει τα πρότυπα του πόσιμου νερού για τον έλεγχο του επιπέδου μόλυνσης του πόσιμου νερού της χώρας. Ο Νόμος περί Ασφαλούς Πόσιμου Νερού (Safe Drinking Water Act) εξουσιοδοτεί την EPA για τη θέσπιση αυτών των προτύπων, τα οποία εφαρμόζονται σε όλα τα δημόσια δίκτυα ύδρευσης. Επίσης, το Υπουργείο Δημόσιας Υγείας και Περιβάλλοντος του Colorado - Διεύθυνση Ελέγχου Ποιότητας Νερού (Colorado Department of Public Health and Environment - Water Quality Control Division (CDPHE-WQCD) παρέχει ένα σύστημα ταξινόμησης των επιφανειακών υδάτων, με το οποίο θεσμοθετούνται ωφέλιμες κατηγορίες χρήσης (<http://bcn.boulder.co.us>).

Μελετώντας τα αποτελέσματα για τη θερμοκρασία και τις συγκεντρώσεις των παραμέτρων ποιότητας του νερού (κεφάλαιο 3.11 της ενότητας των Αποτελεσμάτων), παρατηρούμε τα εξής:

Οι τιμές των αποτελεσμάτων του Πίνακα 3.16 δίνονται για κάθε τμήμα του μοντέλου, στη χιλιομετρική θέση που αντιστοιχεί στο μέσον κάθε τμήματος. Επιπλέον, τα αποτελέσματα της πρώτης και τελευταίας στήλης του πίνακα αφορούν στο όριο της πηγής τροφοδοσίας και στο κατάντη όριο του ποταμού, αντίστοιχα. Για κάθε ποιοτική παράμετρο, ξεχωριστά, αξίζει να σχολιαστούν τα παρακάτω:

- **Θερμοκρασία** (Πίνακας 3.16, Εικόνα 3.8): Η θερμοκρασία αυξάνει απότομα στο τμήμα 1, εξαιτίας των θερμών αποβλήτων που διοχετεύονται στο ποτάμι από την εγκατάσταση επεξεργασίας. Μετά την είσοδο των αποβλήτων και μέχρι το κατάντη τέρμα του ποταμού, η μέση θερμοκρασία ελαττώνεται σταδιακά από τους 17.71°C (τμήμα 1) μέχρι τους 15.91°C (κατάντη όριο), σημειώνοντας λίγο μεγαλύτερη συγκριτικά μείωση, μεταξύ των τμημάτων 5 και 6, όπου η ψυχρότερη παροχή της συνολικής φόρτισης αυξάνεται απότομα εξαιτίας της σημειακής πηγής στη θέση 3.40 km.

Μείωση εμφανίζει και η ελάχιστη θερμοκρασία, από τους 15.67°C (τμήμα 1) μέχρι τους 12.85°C (κατάντη όριο).

Η είσοδος των υγρών αποβλήτων από την εγκατάσταση επεξεργασίας επηρεάζει πολύ περισσότερο την ελάχιστη θερμοκρασία, λιγότερο τη μέση και πολύ λιγότερο τη μέγιστη θερμοκρασία του τμήματος 1. Η αύξηση που προκαλείται στην ελάχιστη και μέση θερμοκρασία του τμήματος 1 είναι τέτοια, που αν και στη συνέχεια παρατηρείται μείωση της ελάχιστης και μέσης θερμοκρασίας κατά τη ροή στα κατάντη, οι μειωμένες τιμές τους στο κατάντη όριο του τελευταίου τμήματος του ποταμού είναι υψηλότερες των αντιστοίχων τιμών τους πριν από την παροχέτευση των αποβλήτων.

Η μέγιστη θερμοκρασία, σε αντίθεση προς τη μέση και την ελάχιστη, αυξάνεται σταδιακά από το τμήμα 2 (19.63°C) μέχρι και το τμήμα 5 (19.89°C), μειώνεται απότομα στους 18.69°C στο τμήμα 6, γιατί αυξάνεται απότομα η ψυχρή παροχή της συνολικής φόρτισης εξαιτίας της σημειακής πηγής στη θέση 3.40 km, και από το τμήμα 6 μέχρι και το τμήμα 15 συνεχίζει η βαθμιαία αύξησή της μέχρι τους 20.53°C. Καθώς η τιμή της μέγιστης θερμοκρασίας πριν από την είσοδο των υγρών αποβλήτων βρίσκεται κοντά στα επίπεδα τιμών της συνολικής φόρτισης στη θέση εισόδου τους, και εφόσον οι ψυχρές εισροές που δέχονται τα υπόλοιπα τμήματα από τις κατανεμημένες πηγές είναι χαμηλές (εκτός από το τμήμα 6 που δέχεται εισροή και από σημειακή πηγή), αυτή η βαθμιαία αύξηση της μέγιστης θερμοκρασίας κατά τη ροή στα κατάντη, θα λέγαμε πως αντικατοπτρίζει και τη γενικότερη τάση της θερμοκρασίας του νερού εξαιτίας των τοπικών διακυμάνσεων της θερμοκρασίας του αέρα, που είναι αυξητική από τα μεγαλύτερα προς τα χαμηλότερα υψόμετρα.

Η θερμοκρασία του νερού αποτελεί σημαντικό παράγοντα για την υδρόβια ζωή, καθώς ελέγχει το ρυθμό των μεταβολικών και αναπαραγωγικών λειτουργιών και

καθορίζει ποια είδη ψαριών μπορούν να επιζήσουν. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η θερμοκρασία επιδρά στη συγκέντρωση του διαλυμένου οξυγόνου και μπορεί να επηρεάσει τη δράση βακτηρίων και τοξικών χημικών στο νερό.

Οι κανονισμοί του Υπουργείου Δημόσιας Υγείας και Περιβάλλοντος του Colorado - Διεύθυνση Ελέγχου Ποιότητας Νερού (CDPHE-WQCD) ορίζουν ότι οι θερμοκρασίες των υδάτων που ταξινομούνται ως “Κατηγορία 1 Υδροβία Ζωή Ψυχρού Νερού” (“Class 1 Cold Water Aquatic Life”) δε μπορούν να υπερβαίνουν τους 20°C, ενώ τα ύδατα της “Κατηγορίας 1 Υδροβία Ζωή Θερμού Νερού” (“Class 1 Warm Water Aquatic Life”) δε μπορούν να εμφανίζουν θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 30 °C. Επίσης, οι κανονισμοί αυτοί ορίζουν ότι η θερμοκρασία για αυτές τις κατηγορίες υδάτων πρέπει να διατηρεί ένα φυσιολογικό επίπεδο ημερήσιων και εποχικών διακυμάνσεων, χωρίς απότομες μεταβολές και χωρίς αυξήσεις των οποίων το μέγεθος, ο ρυθμός και η διάρκεια να θεωρούνται επιβλαβείς για την υδροβία ζωή της περιοχής. Γενικά, μια μέγιστη αύξηση της θερμοκρασίας κατά 3°C, μέσα σε μίαν ελάχιστη περίοδο 4 ωρών, η οποία να διαρκεί για μέγιστο χρόνο 12 ώρες, θεωρείται αποδεκτή (<http://bcn.boulder.co.us>).

- **Αγωγιμότητα** (Πίνακας 3.16, Εικόνα 3.9): Η αγωγιμότητα αυξάνεται σταδιακά κατά τη ροή στα κατάντη, σημειώνοντας μια απότομη αύξηση στο τμήμα 1, εξαιτίας της αυξημένης αγωγιμότητας της συνολικής φόρτισης σε σχέση με την τιμή της παραμέτρου στο όριο της πηγής τροφοδοσίας. Έτσι, η μέση αγωγιμότητα αυξάνεται από 294.61 μmhos/cm στην πηγή τροφοδοσίας, σε 472.18 μmhos/cm στο τμήμα 1 και φτάνει στα 529.32 μmhos/cm στο κατάντη όριο του ποταμού. Όπως θα αναφερθεί στη συνέχεια, η αγωγιμότητα είναι ένα μέτρο της ποιότητας σε ό,τι αφορά τη συγκέντρωση των διαλυμένων αλάτων (συντηρητικών και μη) στα υδάτινα συστήματα. Καθώς, όμως,

συγκαταλέγεται από το μοντέλο στις συντηρητικές παραμέτρους, για τις οποίες στο ισοζύγιο μάζας δεν περιλαμβάνεται όρος αντιδράσεων (παράγραφος 2.6.4.3.1 της ενότητας των Υλικών και Μεθόδων), αυτή η μεταβολή της κατά μήκος του ποταμού οφείλεται στην αυξημένη αγωγιμότητα της συνολικής φόρτισης σε κάθε τμήμα του μοντέλου.

Η ειδική αγωγιμότητα (SC) αυξάνεται με την αύξηση της ποσότητας και κινητικότητας των ιόντων. Είναι ένα έμμεσο μέτρο της παρουσίας στο νερό ανόργανων διαλυμένων στερεών (νιτρικών αλάτων, θειικών, φωσφορικών, ιόντων νατρίου, μαγνησίου, ασβεστίου και σιδήρου). Εκτός από τις ανθρωπογενείς επιδράσεις, η συγκέντρωση των διαλυμένων στερεών ή η αγωγιμότητα επηρεάζεται από τη γεωλογία και το έδαφος στη λεκάνη απορροής. Γενικά, για την ειδική αγωγιμότητα δεν υπάρχουν κανονισμοί όπως για τη συγκέντρωση των ολικών διαλυμένων στερεών (TDS). Εντούτοις, είναι μια παράμετρος που εύκολα μπορεί να μετρηθεί και αποτελεί έναν καλό δείκτη της ποσότητας διαλυμένων στερεών κι έτσι μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον εντοπισμό ρυπαντών στο νερό. Το απεσταγμένο ή απιονισμένο νερό έχει SC τουλάχιστον $1\mu\text{S}/\text{cm}$ ($1\text{ siemen} = 1\text{ mho}$). Το νερό της βροχής μπορεί να έχει SC μεγαλύτερη από αυτή του απεσταγμένου νερού, γιατί διαλύει αέρια από τον αέρα καθώς και σωματίδια σκόνης ή άλλα υλικά που μεταφέρονται από τον αέρα. Το νερό της θάλασσας έχει SC περίπου $50000\ \mu\text{S}/\text{cm}$, λόγω της μεγάλης ποσότητας των διαλυμένων αλάτων που περιέχει. Επειδή η SC επηρεάζεται από τη θερμοκρασία, οι τιμές της μετατρέπονται στις αντίστοιχες σε θερμοκρασία δωματίου (25°C) (<http://bcn.boulder.co.us>).

- **Διαλυμένο οξυγόνο** (Πίνακας 3.16, Εικόνα 3.10): Η συνολική φόρτιση στο τμήμα 1, εξαιτίας της εισόδου των υγρών αποβλήτων από την εγκατάσταση

επεξεργασίας, προκαλεί απότομη μείωση στις τιμές του διαλυμένου οξυγόνου (DO). Χαρακτηριστικά, η μέση τιμή DO μειώνεται από 8.28 mgO₂/L (όριο πηγής τροφοδοσίας) σε 5.13 mgO₂/L και η ελάχιστη τιμή από 6.98 mgO₂/L (όριο πηγής τροφοδοσίας) σε 3.77 mgO₂/L. Εξαιτίας της αυξημένης ζήτησης σε οξυγόνο για την οξείδωση των οργανικών ουσιών, η μέση και ελάχιστη συγκέντρωση DO συνεχίζουν να μειώνονται μέχρι το τμήμα 4, όπου παρατηρούνται οι μικρότερες τιμές τους. Η ελάχιστη τιμή των 1.62 mgO₂/L σημειώνεται στα τμήματα 4 και 5. Μετά το τμήμα 5, τα επίπεδα του διαλυμένου οξυγόνου αρχίζουν να αυξάνονται βαθμιαία, καθώς ελαττώνεται η ζήτηση οξυγόνου για την οξείδωση του fast CBOD και τη νιτροποίηση, αλλά εξακολουθούν να παραμένουν χαμηλά σε σχέση με τα επίπεδα, τα ικανά για την επιβίωση της υδρόβιας ζωής. Η μείωση που εμφανίζει η ελάχιστη τιμή DO στο τμήμα 10 (2.37 από 2.70 mgO₂/L στο προηγούμενο τμήμα), οφείλεται στην απότομη μείωση της παροχής και της ταχύτητας αντίστοιχα, εξαιτίας της σημειακής απόληψης στη θέση 7.0 km. Ο ρυθμός αύξησης του διαλυμένου οξυγόνου γίνεται μέγιστος στο τμήμα 11, όπου η σημαντική αύξηση του επαναερισμού (Πίνακας 3.15, Εικόνα 3.7), προκαλεί τη μεγαλύτερη αύξηση στη συγκέντρωση DO. Χαρακτηριστικά, η συγκέντρωση του μέσου DO από 5.25 γίνεται 6.30 mgO₂/L και η συγκέντρωση του μέγιστου DO, από 8.94 αποκτά τιμή 10.9 mgO₂/L. Η ελάχιστη και η μέση τιμή DO στο κατάντη τέρμα του ποταμού, 4.33 και 7.96 mgO₂/L, αντίστοιχα, δεν κατορθώνουν να φτάσουν τα επίπεδα DO στο όριο της πηγής τροφοδοσίας.

Σχετικά με την επίδραση της εισροής υπόγειων νερών σε ένα ποτάμι ή υδατόρρευμα, θα πρέπει γενικότερα να αναφερθεί, ότι τα υπόγεια νερά συνήθως έχουν χαμηλές συγκεντρώσεις DO, αλλά συχνά είναι ψυχρότερα από το νερό του υδατορρέυματος. Για το λόγο αυτό, τα υπόγεια νερά μπορεί στην αρχή να μειώνουν τη

συγκέντρωση DO, αλλά καθώς ψύχουν το υδατόρρευμα ή το ποτάμι, η ικανότητα του νερού να διαλύει το οξυγόνο βελτιώνεται.

Οι κανονισμοί του CDPHE-WQCD ορίζουν ότι ύδατα χρησιμοποιούμενα για ύδρευση ή αναψυχή, δεν πρέπει να έχουν συγκεντρώσεις DO κάτω από 3 mg/L. Οι κανονισμοί αυτοί ορίζουν, επίσης, ότι τα ύδατα που ταξινομούνται ως “Κατηγορία 1 Υδρόβια Ζωή Ψυχρού Νερού” δεν πρέπει να έχουν συγκεντρώσεις DO κάτω από 6 mg/L, ούτε κάτω από 7 mg/L κατά τη διάρκεια της ωτοκίας. Οι συγκεντρώσεις των υδάτων της “Κατηγορίας 1 Υδρόβια Ζωή Θερμού Νερού” δεν πρέπει να είναι μικρότερες από 5 mg/L. Τα όρια αυτά αφορούν σε ελάχιστες τιμές μιας ημέρας (1-day minima). Η ιδανική συγκέντρωση διαλυμένου οξυγόνου για πολλά ψάρια είναι μεταξύ 7 και 9 mg/L. Η βέλτιστη τιμή DO για την ενήλικη καφετιά πέστροφα είναι 9-12 mg/L. Τα περισσότερα ψάρια δε μπορούν να επιβιώσουν σε συγκεντρώσεις DO κάτω από 3 mg/L (<http://bcn.boulder.co.us>).

- **Αλκαλικότητα** (Πίνακας 3.16, Εικόνα 3.18): Η αλκαλικότητα αφορά στο κατά πόσο ένα υδάτινο σύστημα είναι σε θέση να εξουδετερώνει οξέα. Μετρά την ποσότητα των αλκαλικών ενώσεων στο νερό, όπως τα ανθρακικά (CO_3^-), τα διττανθρακικά (HCO_3^-) και τα υδροξείδια (OH^-) (σχέση (2.6.138) της ενότητας των Υλικών και Μεθόδων). Οι ενώσεις αυτές είναι φυσικοί ρυθμιστικοί παράγοντες (natural buffers), οι οποίοι μπορούν να απομακρύνουν την περίσσεια ιόντων υδρογόνου που έχει προστεθεί από πηγές, όπως όξινη βροχή ή όξινες απορροές μεταλλείων. Η αλκαλικότητα βοηθά στη ρύθμιση όχι μόνο του pH, αλλά και της περιεκτικότητας σε μέταλλα. Τα διττανθρακικά και ανθρακικά ιόντα στο νερό, μπορούν να αφαιρέσουν τοξικά μέταλλα (όπως μόλυβδος, αρσενικό και κάδμιο), κατακρημνίζοντας τα μέταλλα από το διάλυμα (<http://bcn.boulder.co.us>).

Στην εξεταζόμενη περίπτωση, μετά την είσοδο των υγρών αποβλήτων από την εγκατάσταση επεξεργασίας, η αλκαλικότητα αυξάνεται στο τμήμα 1, από 90.91 σε 108.05 mgCaCO₃/L η ελάχιστη τιμή, από 98.13 σε 111.23 mgCaCO₃/L η μέση και από 105.35 σε 114.41 mgCaCO₃/L η μέγιστη τιμή. Ακολουθεί μείωση της αλκαλικότητας μέχρι το τμήμα 9, στο οποίο η μέση τιμή είναι 99.53 mgCaCO₃/L. Στο τμήμα 10, όπου η παροχή μειώνεται απότομα (Πίνακας 3.15, Εικόνα 3.4) και ταυτόχρονα αυξάνεται η αλκαλικότητα της συνολικής φόρτισης, παρατηρείται αύξηση της αλκαλικότητας που συνεχίζεται μέχρι το κατάντη όριο του ποταμού, όπου η ελάχιστη τιμή γίνεται 122.61, η μέση 127.06 και η μέγιστη τιμή 131.70 mgCaCO₃/L.

Η αλκαλικότητα επηρεάζεται από τη γεωλογία της λεκάνης απορροής. Όπου κυριαρχούν ασβεστόλιθος και προσχλωσιγενή πετρώματα και εδάφη πλούσια σε ανθρακικά, τα νερά θα έχουν συχνά υψηλή αλκαλικότητα. Επειδή η αλκαλικότητα ποικίλλει σε μεγάλο βαθμό λόγω διαφορών στη γεωλογία, δεν υπάρχουν γενικά πρότυπα για την παράμετρο αυτή. Επίπεδα αλκαλικότητας 20-200 mgCaCO₃/L είναι τυπικά του γλυκού νερού. Επειδή η αλκαλικότητα και το pH συνδέονται στενά μεταξύ τους, αλλαγές στο pH μπορούν επίσης να επηρεάσουν την αλκαλικότητα, ειδικά όταν η ρυθμιστική ικανότητα του υδατορρέυματος είναι ανεπαρκής. Ένα επίπεδο ολικής αλκαλικότητας 100-200 mgCaCO₃/L θα σταθεροποιεί το pH ενός υδατορρέυματος, ενώ επίπεδα κάτω από 10 mgCaCO₃/L δείχνουν ότι το σύστημα έχει φτωχή ρυθμιστική ικανότητα και είναι πολύ “ευαίσθητο” σε αλλαγές του pH από φυσικές και ανθρωπογενείς πηγές. Πάνω από pH 8.3, η αλκαλικότητα απαντάται κυρίως στη μορφή των ανθρακικών, ενώ κάτω από 8.3, κυρίως ως διτανθρακικά (<http://bcn.boulder.co.us>)

- **pH** (Πίνακας 3.16, Εικόνα 3.19): Γενικά, οι τιμές του pH αυξάνονται κατά τη ροή στα κατάντη, εκτός από την παρατηρούμενη μείωση στο τμήμα 1, μετά την είσοδο

των αποβλήτων από την εγκατάσταση επεξεργασίας, και την απότομη μείωση στο τμήμα 6, εξαιτίας του χαμηλού pH της σημειακής πηγής στη θέση 3.40 km. Ωστόσο, οι τιμές του pH στο τμήμα 6 είναι πάνω από 6.5. Στα κατάντη τμήματα του ποταμού παρατηρείται σημαντική απόκλιση της μέγιστης από την ελάχιστη τιμή. Χαρακτηριστικά, στο κατάντη τέρμα του ποταμού, η ελάχιστη τιμή pH είναι 7.54 και η μέγιστη 9.72. Στα τμήματα 13 και 14, οι μέγιστη τιμή pH είναι πάνω από 9.0, ενώ στα τμήματα 15, 16 και 17, πάνω από 9.5, επίπεδα ακατάλληλα για τους υδρόβιους οργανισμούς.

Τα φυσικά ύδατα συνήθως έχουν pH μεταξύ 6 και 9. Η U.S. EPA έχει θεσπίσει ένα δευτερεύον πρότυπο για τα επίπεδα του pH στο πόσιμο νερό, σύμφωνα με το οποίο το pH πρέπει να έχει τιμή μεταξύ 6.5 και 8.5. Τα δευτερεύοντα πρότυπα δεν είναι επιβλητέα, αλλά αποτελούν συνιστάμενες κατευθυντήριες οδηγίες. Οι κανονισμοί του CDPHE-WQCD ορίζουν ότι ύδατα χρησιμοποιούμενα για ύδρευση πρέπει να έχουν τιμές pH μεταξύ 5.0 και 9.0. Οι κανονισμοί αυτοί ορίζουν, επίσης, ότι ύδατα χρησιμοποιούμενα για πρωτεύουσα αναψυχή (συμπεριλαμβανομένων δραστηριοτήτων όπως κολύμπι, rafting και kayaking), καθώς και τα ύδατα της “Κατηγορίας 1 Υδρόβια Ζωή Ψυχρού Νερού” ή της “Κατηγορίας 1 Υδρόβια Ζωή Θερμού Νερού”, πρέπει να έχουν τιμές pH μεταξύ 6.5 και 9.0. Πολύ υψηλές (μεγαλύτερες από 9.5) ή πολύ χαμηλές (μικρότερες από 4.5) τιμές pH είναι ακατάλληλες για τους περισσότερους υδρόβιους οργανισμούς. Νεαρά ψάρια και πρώιμα στάδια υδρόβιων εντόμων είναι υπερβολικά ευαίσθητα σε επίπεδα pH κάτω από 5 και αυτές οι χαμηλές τιμές μπορούν να προκαλέσουν το θάνατο. Υψηλά επίπεδα pH (9-14) μπορούν να βλάψουν τα ψάρια μετουσιώνοντας τις κυτταρικές μεμβράνες. Οι μεταβολές του pH, επιφέροντας άλλες αλλαγές που σχετίζονται με τη χημεία του νερού, μπορούν να επηρεάσουν την υδρόβια

ζωή και έμμεσα. Χαμηλά επίπεδα pH επιταχύνουν την απελευθέρωση μετάλλων από πετρώματα ή ιζήματα στο υδατόρρευμα. Τα μέταλλα αυτά μπορούν να επηρεάσουν το μεταβολισμό του ψαριού και την ικανότητα πρόσληψης νερού μέσα από τα βράγχια και μπορούν να προκαλέσουν θανάτωση του γόνου (<http://bcn.boulder.co.us>).

▪ **Μορφές αζώτου** (Πίνακας 3.16, Εικόνες 3.15, 3.16 και 3.20): Τα υγρά απόβλητα που εκβάλλουν στο ποτάμι από την εγκατάσταση επεξεργασίας, προκαλούν απότομη αύξηση της συγκέντρωσης του αμμωνιακού αζώτου στο τμήμα 1, με τη μέση συγκέντρωση να αυξάνεται από 87.59 σε 5495.69 $\mu\text{gN/L}$. Μετά το τμήμα 1, παρατηρείται μείωση του αμμωνιακού αζώτου κατά τη ροή στα κατάντη, η οποία θα λέγαμε ότι οφείλεται στη νιτροποίηση αλλά και στη φωτοσύνθεση των φυκών του πυθμένα, ενώ παράλληλα, τα τμήματα που δέχονται φορτία μόνο από κατανεμημένες πηγές, δεν υφίστανται άλλη επιβάρυνση. Σημαντική, όμως, είναι η απόκλιση της ελάχιστης από τη μέγιστη τιμή της συγκέντρωσης αμμωνιακού αζώτου σε όλο το μήκος του ποταμού. Χαρακτηριστικά, στο κατάντη τελευταίο τμήμα του ποταμού, η ελάχιστη συγκέντρωση αμμωνιακού αζώτου είναι 11.32 και η μέγιστη 2123.58 $\mu\text{gN/L}$. Η μέση συγκέντρωση αμμωνιακού αζώτου στο κατάντη όριο του ποταμού (1061.90 $\mu\text{gN/L}$), εξακολουθεί να υπερβαίνει κατά τάξη μεγέθους την αντίστοιχη τιμή της στο όριο της πηγής τροφοδοσίας. Ανάλογη μεταβολή με αυτήν του αμμωνιακού N εμφανίζει και η συγκέντρωση του ολικού αζώτου (TN) κατά μήκος του ποταμού, με τη διαφορά ότι η μείωση της συγκέντρωσης κατά τη ροή στα κατάντη γίνεται με μικρότερους ρυθμούς. Τα επίπεδα TN στο κατάντη όριο του ποταμού δεν κατορθώνουν να φτάσουν τα αντίστοιχα στο όριο της πηγής τροφοδοσίας.

Γενικά, οι οργανικές μορφές του αζώτου ελέγχονται κατά το μεγαλύτερο μέρος με αναβαθμισμένες εγκαταστάσεις επεξεργασίας, και προηγμένες μέθοδοι επεξεργασίας

έχουν χρησιμοποιηθεί για να ελαττώσουν τα φορτία αμμωνίας. Εντούτοις, όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι μέθοδοι αυτές καταλήγουν σε μια αύξηση των νιτρικών, οπότε το φορτίο του ολικού αζώτου δεν αλλάζει. Συνεπώς, ενώ οι ανησυχίες για την τοξικότητα στα ψάρια (λόγω αμμωνίας) έχουν μειωθεί, ο ενδεχόμενος κίνδυνος για ευτροφισμό δεν έχει αλλάξει (<http://bcn.boulder.co.us>).

Τα νιτρικά δημιουργούν τη μεγαλύτερη ανησυχία στον άνθρωπο λόγω της βλαπτικότητάς τους. Τα λιπάσματα έχουν μείζονα επίδραση στις συγκεντρώσεις του αζώτου στο περιβάλλον. Τα χρησιμοποιούμενα αζωτούχα λιπάσματα είναι είτε αμμωνιακά είτε νιτρικά, αλλά η αμμωνία γρήγορα μετατρέπεται σε νιτρικά μέσα στο έδαφος. Τα νιτρικά που δε χρησιμοποιούνται από τα φυτά, εκπλένονται από τα αγροκτήματα μέσα σε απορροές καταιγίδων και κοντινά ποτάμια ή διαρρέουν μέσα σε υπόγεια νερά.

Στην εξεταζόμενη περίπτωση, τα υγρά απόβλητα που διοχετεύονται στο ποτάμι από την εγκατάσταση επεξεργασίας, προκαλούν απότομη αύξηση και στη συγκέντρωση του νιτρικού αζώτου στο τμήμα 1, με τη μέση τιμή της να αυξάνεται από 165.56 σε 1556.38 $\mu\text{gN/L}$. Η συγκέντρωση του νιτρικού N συνεχίζει να αυξάνεται κατά τη ροή στα κατάντη, λόγω της νιτροποίησης της αμμωνίας, εκτός από το τμήμα 6, όπου παρατηρείται μείωση εξαιτίας του πολύ χαμηλού φορτίου της σημειακής πηγής στη θέση 3.40 km. Επίσης, στα κατάντη τμήματα του ποταμού παρατηρείται μεγάλη απόκλιση της μέγιστης από την ελάχιστη συγκέντρωση νιτρικού N, και ιδιαίτερα στα τρία τελευταία τμήματα, όπου η ελάχιστη και μέση συγκέντρωση μειώνονται, ενώ η μέγιστη συνεχίζει να αυξάνεται. Στο κατάντη όριο του ποταμού, η ελάχιστη και μέγιστη τιμή νιτρικού N είναι 1608.57 και 4189.12 $\mu\text{gN/L}$, αντίστοιχα, επίπεδα πολλαπλάσια αυτών στην πηγή τροφοδοσίας. Σε όλο το μήκος του ποταμού, η συγκέντρωση του

νιτρικού Ν είναι κατά πολύ μικρότερη των 10 mgN/L.

Η U.S. EPA έχει θεσπίσει ένα μέγιστο επίπεδο μόλυνσης (maximum contaminant level, MCL) 10 mgN/L για το νιτρικό άζωτο και 1 mgN/L για το νιτρώδες άζωτο στο πόσιμο νερό.

Οι κανονισμοί του CDPHE-WQCD ορίζουν τα εξής: Στο νερό για ύδρευση, το σύνολο νιτρώδους και νιτρικού αζώτου δε θα υπερβαίνει τα 10 mgN/L και η συγκέντρωση νιτρώδων δε θα ξεπερνά το όριο του 1 mgN/L στη θέση εισόδου (για υποβολή σε πρότυπη επεξεργασία πόσιμου νερού), ενώ οι χρόνιες συγκεντρώσεις ολικής αμμωνίας δε θα υπερβαίνουν τα 0.5 mgN/L στη θέση εισόδου (δηλαδή οι συγκεντρώσεις αυτές, δεν πρέπει να υπερβαίνουν τα 0.5 mgN/L συνεχώς για μια περίοδο 30 ημερών, στη θέση όπου το νερό εισέρχεται για να υποβληθεί σε πρότυπη επεξεργασία πόσιμου νερού). Στο νερό για αγροτικές χρήσεις, το σύνολο νιτρώδους και νιτρικού αζώτου δε θα υπερβαίνει τα 100 mgN/L και η συγκέντρωση νιτρώδων δε θα ξεπερνά τα 10 mgN/L. Όσον αφορά στο αμμωνιακό άζωτο, οι κανονισμοί για την υδρόβια ζωή βασίζονται στη μη-ιονισμένη αμμωνία. Εντούτοις, τα προγράμματα monitoring τυπικά μετρούν την ολική αμμωνία (που συμπεριλαμβάνει τη μη-ιονισμένη μορφή και το ιόν αμμωνίου). Δεν υπάρχουν κανονισμοί για την υδρόβια ζωή που να αφορούν στην ολική αμμωνία, γιατί η ιονισμένη μορφή, που συνήθως συνιστά τη μεγαλύτερη ποσότητα ολικής αμμωνίας, θεωρείται μη τοξική. Το ποσοστό της μη-ιονισμένης μορφής μπορεί κατά περίπτωση να υπολογιστεί από την ολική αμμωνία, λαμβάνοντας υπόψη τους παράγοντες της θερμοκρασίας και του pH του νερού που αναλύεται. Τα ύδατα που ταξινομούνται ως “Κατηγορία 1 Υδρόβια Ζωή Ψυχρού Νερού” ή ως “Κατηγορία 2 Υδρόβια Ζωή Ψυχρού Νερού” (τα ύδατα της Κατηγορίας 2, σε αντίθεση με αυτά της Κατηγορίας 1, δεν είναι ικανά για τη διατήρηση μεγάλης

ποικιλίας χλωρίδας και πανίδας, συμπεριλαμβανομένων ευαίσθητων ειδών), δεν πρέπει να έχουν χρόνιες συγκεντρώσεις μη-ιονισμένης αμμωνίας πάνω από 0.02 mgN/L (ο όρος “χρόνιος” αφορά στο επίπεδο συγκέντρωσης που δεν πρέπει να ξεπεραστεί είτε από τη συγκέντρωση ενός μοναδικού αντιπροσωπευτικού δείγματος, είτε από τη συγκέντρωση που υπολογίζεται ως μέσος όρος όλων των συλλεγμένων δειγμάτων κατά τη διάρκεια μιας περιόδου 30 ημερών). Τα ύδατα που ταξινομούνται ως “Κατηγορία 1 Υδρόβια Ζωή Θερμού Νερού”, δεν πρέπει να έχουν χρόνιες συγκεντρώσεις μη-ιονισμένης αμμωνίας πάνω από 0.06 mgN/L, ενώ για τα ύδατα της “Κατηγορίας 2 Υδρόβια Ζωή Θερμού Νερού”, η μέγιστη επιτρεπόμενη χρόνια συγκέντρωση μη-ιονισμένης αμμωνίας θα βρίσκεται στην περιοχή από 0.06 ως 0.10 mgN/L, ανάλογα με την υδρόβια ζωή της περιοχής και άλλους παράγοντες που επηρεάζουν την ποιότητα του νερού (<http://bcn.boulder.co.us>).

- **Μορφές φωσφόρου** (Πίνακας 3.16, Εικόνες 3.17 και 3.21): Οι συγκεντρώσεις φωσφόρου στα καθαρά ύδατα είναι γενικά πολύ χαμηλές. Κύριες πηγές φωσφορικών στα επιφανειακά νερά είναι τα απορρυπαντικά και τα λιπάσματα. Υψηλά επίπεδα φωσφορικών, μαζί με νιτρικά, μπορούν να προκαλέσουν υπερδιέγερση της ανάπτυξης των υδρόβιων φυτών και αλγών, με αποτέλεσμα μεγάλη κατανάλωση διαλυμένου οξυγόνου, η οποία μπορεί να οδηγήσει στο θάνατο ψαριών και άλλων υδρόβιων οργανισμών.

Ο ολικός φώσφορος (TP) είναι ένα μέτρο όλων των μορφών του φωσφόρου, διαλυμένου ή σωματιδιακού, που βρίσκονται σε ένα δείγμα. Τα φωσφορικά μπορούν να υπάρχουν σε ανόργανη μορφή (περιλαμβανομένων των ορθοφωσφορικών και πολυφωσφορικών) ή σε οργανική (φωσφορικά ενωμένα με οργανική ύλη). Στο νερό, τα πολυφωσφορικά είναι ασταθή και τελικά μετατρέπονται σε ορθοφωσφορικά. Ο

διαλυτός αντιδρών φώσφορος (SRP) (παράγραφος 2.7.4.3.1 της ενότητας των Υλικών και Μεθόδων), αποτελεί μέτρο των ορθοφωσφορικών, είναι το διηθήσιμο (διαλυτό, ανόργανο) κλάσμα του φωσφόρου, η μορφή που προσλαμβάνεται απευθείας από τα φυτικά κύτταρα (<http://bcn.boulder.co.us>).

Στην εξεταζόμενη περίπτωση, τα επίπεδα του φωσφόρου (ανόργανου και ολικού) είναι ιδιαίτερα υψηλά σε όλο το μήκος του ποταμού. Η απότομη αύξηση στις συγκεντρώσεις τους οφείλεται στην παροχέτευση των υγρών αποβλήτων από την εγκατάσταση επεξεργασίας. Αν και μετά την απότομη αύξηση παρατηρείται μείωση των συγκεντρώσεων ανόργανου P και TP κατά τη ροή στα κατάντη, λόγω αραίωσης, οι τιμές TP στα κατάντη τμήματα του ποταμού είναι μεγαλύτερες από 1 mgP/L, ενώ στα ανάντη τμήματα, μεγαλύτερες από 2 mgP/L. Η μέση τιμή ανόργανου P στο κατάντη τέρμα του ποταμού είναι 1088.59 μgP/L, απέχοντας σημαντικά από την αντίστοιχη τιμή των 50.37 μgP/L στην πηγή τροφοδοσίας. Ο ανόργανος και ο ολικός φώσφορος, όχι μόνον εμφανίζουν όμοια μορφή κατανομής σε όλο το μήκος του ποταμού, αλλά και οι τιμές τους γενικά είναι πολύ κοντά, πράγμα που δείχνει ότι ο φώσφορος απαντάται κυρίως στη μορφή των ορθοφωσφορικών.

Για τις συγκεντρώσεις στο νερό των ενώσεων του φωσφόρου δεν έχουν θεσπιστεί πρότυπα. Εντούτοις, για τον έλεγχο του ευτροφισμού, η U.S. EPA κάνει τις εξής συστάσεις: Τα ολικά φωσφορικά δεν πρέπει να υπερβαίνουν τα 0.05 mgP/L σε ένα υδατόρρευμα, σε θέση όπου αυτό εισέρχεται σε μια λίμνη ή ταμιευτήρα και δεν πρέπει να ξεπερνούν τα 0.1 mgP/L σε υδατορρεύματα, που δεν εκβάλλουν απευθείας μέσα σε λίμνες ή ταμιευτήρες (<http://bcn.boulder.co.us>).

Συμπερασματικά, και όσον αφορά στο χρησιμοποιούμενο μαθηματικό μοντέλο, θα πρέπει να αναφερθεί ότι το QUAL2K είναι ένα σύνθετο, αλλά ευέλικτο μοντέλο, το

οποίο με εισαγωγή των απαιτούμενων δεδομένων και επιλογή κατάλληλων συντελεστών, μπορεί να εφαρμοστεί σε οποιοδήποτε υδατόρρευμα ή ποτάμι. Στην παρούσα διατριβή έγινε προσπάθεια κατανόησης όλων των διαδικασιών που διαμορφώνουν την κατανομή των μεταβλητών ποιότητας του νερού στα υδάτινα αυτά συστήματα. Απαραίτητη, όμως, προϋπόθεση για την εφαρμογή του Q2K σε ένα ποτάμι ή την ανάπτυξη ανάλογων μοντέλων, είναι η πραγματοποίηση συνεχών δειγματοληψιών με μετρήσεις των υδραυλικών και ποιοτικών παραμέτρων και συστηματική μελέτη της περιοχής όπου βρίσκεται το μελετώμενο ποτάμι. Ο όγκος των απαιτούμενων δεδομένων είναι μεγάλος, η εξασφάλιση όμως επαρκών στοιχείων κρίνεται αναγκαία, προκειμένου να διαμορφώνεται η πραγματική εικόνα της ποιοτικής κατάστασης ενός αποδέκτη.

5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Adams E. E., Cosler D. J. and Helfrich K. R. (1987)**, Analysis of Evaporation Data from Heated Ponds, Report CS-5171, Research Project 2385-1, Electric Power Research Institute, Palo Alto, California 94304, April 1987.
- Aiba S. and Ohtake H. (1977)**, Simulation of PO₄-P Balance in Shallow and Polluted River, Water Research, 11: 159-164.
- American Public Health Association APHA, American Water Works Association AWWA and Water Environment Federation WEF (1992)**, Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, 18th Edition, Edited by Greenberg A. E., Clesceri L. S. and Eaton A. D.
- Αντωνόπουλος Β. Ζ. (2003)**, Υδραυλική Περιβάλλοντος και Ποιότητα Επιφανειακών Υδάτων, Εκδόσεις Γιαχούδη, Θεσσαλονίκη, 505 σ.
- Banks R. B. and Herrera F. F. (1977)**, Effect of Wind and Rain on Surface Reaeration, J. Environ. Engr. Div. ASCE, 103(EE3): 489-504.
- Barnwell T. O., Brown L. C. and Mareck W. (1989)**, Application of Expert Systems Technology in Water Quality Modeling, Water Sci. Tech. 21(8-9): 1045-1056.
- Beal R. and Jackson T. (1990)**, Neural Computing: An Introduction, Institute of Physics, Bristol, United Kingdom.
- Bishop A. B. and Grenney W. J. (1976)**, Coupled Optimization-simulation Water Quality Model, J. Environmental Engineering, ASCE, 102: 1071-1086.
- Bowie G. L., Mills W. B., Porcella D. B., Pagenkopf J. R., Rupp G. L., Johnson K. M., Chan P. W., Gherini S. A. and Chamberlin C. E. (1985)**, Rates, Constants and Kinetic Formulations in Surface Water Quality Modeling, U. S. Environmental

Protection Agency, ORD, Athens, GA, ERL, EPA/600/3-85/040.

Box G. E. P. and Jenkins G. M. (1970), Time Series Analysis, Forecasting and Control, Holden-Day, San Francisco.

Brady D. K., Graves W. L. and Geyer J. C. (1969), Surface Heat Exchange at Power Plant Cooling Lakes, Cooling Water Discharge Project Report No. 5, Edison Electric Inst. Pub. No. 69-901, New York.

Bras R. L. (1990), Hydrology, Addison-Wesley, Reading, MA.

Brown L. C. and Barnwell T. O. Jr. (1987), The Enhanced Stream Water Quality Models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: Documentation and User Manual, Report No. EPA/600/3.87/007, U.S. Environmental Protection Agency, Athens, GA, 189 p.

Brunt D. (1932), Notes on Radiation in the Atmosphere: I. Quart J Royal Meteorol. Soc., 58: 389-420.

Brutsaert W. (1982), Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications, D. Reidel Publishing Co., Hingham MA, 299 p.

Butts T. A. and Evans R. L. (1983), Effects of Channel Dams on Dissolved Oxygen Concentrations in Northeastern Illinois Streams, Circular 132, State of Illinois, Dept. of Reg. and Educ., Illinois Water Survey, Urbana.

Câmara A., Pinheiro M., Antunes P. and Seixas J. (1987), A New Method for Qualitative Simulation of Water Resources Systems. 1. Theory, Water Resources Res., 23, 2015-2018.

Câmara A., Ferreira F. C., Loucks D. P. and Seixas M. J. (1990), Multidimensional Simulation Applied to Water Resources Management, Water Resources Res., 26(9), 1877-1886.

Chapra S. C. (1997), Surface Water Quality Modeling, McGraw-Hill, New York,

844 p.

Chapra S. C. and Canale (2002), Numerical Methods for Engineers, 4th Ed., McGraw-Hill, New York.

Chapra S. C. and Pelletier G. J. (2003), QUAL2K: A Modeling Framework for Simulating River and Stream Water Quality: Documentation and Users Manual, Civil and Environmental Engineering Dept., Tufts University, Medford, MA., November 25, 2003, 121 p.

Chapra S. C., Pelletier G. J. and Tao H. (2006), QUAL2K: A Modeling Framework for Simulating River and Stream Water Quality, Version 2.04: Documentation and Users Manual, Civil and Environmental Engineering Dept., Tufts University, Medford, MA., March 7, 2006, 101 p.

Chapra S. C. and Reckhow K. H. (1983), Engineering Approaches for Lake Management, Vol. 2, Mechanistic Modeling, Butterworth Publishers, Boston.

Chaudhry H. M. (1993), Open-Channel Flow, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 483 p.

Chow V. T., Maidment D. R. and Mays L. W. (1988), Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York, 592 p.

Churchill M. A., Elmore H. L. and Buckingham R. A. (1962), The Prediction of Stream Reaeration Rates, J. Sanit. Engrg. Div., ASCE, 88(4), 1-46.

Covar A. P. (1976), Selecting the Proper Reaeration Coefficient for Use in Water Quality Models, Presented at the U.S. EPA Conference on Environmental Simulation and Modeling, April 19-22, 1976, Cincinnati, OH.

Di Toro D. M. (1978), Optics of Turbid Estuarine Waters: Approximations and Applications, Water Res., 12: 1059-1068.

- Di Toro D. M. (2001)**, Sediment Flux Modeling, Wiley-Interscience, New York.
- Di Toro D. M. and Fitzpatrick J. F. (1993)**, Chesapeake Bay Sediment Flux Model, Tech. Report EL-93-2, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 316 p.
- Di Toro D. M., Paquin P. R., Subburamu K. and Gruber D. A. (1991)**, Sediment Oxygen Demand Model: Methane and Ammonia Oxidation, J. Environ. Eng., 116(5): 945-986.
- Δήμου Γ. (2005)**, Ανώτερα Μαθηματικά - Διαφορικές Εξισώσεις, Μεταπτυχιακές Σημειώσεις, Τμήμα Γεωπονίας Ιχθυολογίας & Υδάτινου Περιβάλλοντος Π.Θ., Βόλος, Φεβρουάριος 2005.
- Droop M. R. (1974)**, The Nutrient Status of Algal Cells in Continuous Culture, J. Mar. Biol. Assoc., UK, 54: 825-855.
- Edinger J. E., Brady D. K. and Geyer J. C. (1974)**, Heat Exchange and Transport in the Environment, Report No. 14, EPRI Pub. No. EA-74-049-00-3, Electric Power Research Institute, Palo Alto, California.
- Ε.Μ.Π., Ανωτάτη Σχολή Χημικών Μηχ/κών, Έδρα Ειδικής Μηχανολογίας (1986)**, Συστήματα Μονάδων, Αθήνα, 20 σ.
- Elder J. W. (1959)**, The Dispersion of a Marked Fluid in Turbulent Shear Flow, J. Fluid Mechanics, 5(4): 544-560.
- Ελληνική Εταιρεία Τοπικής Ανάπτυξης & Αυτοδιοίκησης Ε.Ε.Τ.Α.Α., Κοινοτική Πρωτοβουλία «ADAPT», Προσαρμογή του Εργατικού Δυναμικού στη Βιομηχανική Αλλαγή (1998)**, Εγχειρίδιο Λειτουργίας και Προληπτικής Συντήρησης Μονάδων Βιολογικής Επεξεργασίας Λυμάτων με τη Μέθοδο της «Ενεργού Ιλύος», Αθήνα, Ιούνιος 1998.

- Ευαγγελάτου Μ., Πετρολέκας Π. και Χαραλάμπους Α. (1999)**, Περιβαλλοντική Χημεία, Τεχνικά Επαγγελματικά Εκπαιδευτήρια, Β' Τάξη 1^{ου} Κύκλου, Ειδικότητα Χημικών Εργαστηρίων και Ποιοτικού Ελέγχου, Τομέας Χημικών Εργαστηριακών Εφαρμογών, Ο.Ε.Δ.Β., Αθήνα, 241 σ.
- Finnemore E. J. and Franzini J. B. (2002)**, Fluid Mechanics with Engineering Applications, 10th Ed., McGraw-Hill, New York.
- Fisher H. B., List E. J., Koh R. C. Y., Imberger J. and Brooks N. H. (1979)**, Mixing in Inland and Coastal Waters, Academic Press, New York.
- Ζαννάκη Κ. (1996)**, Έλεγχος Ποιότητας Νερού, Εκδόσεις ΙΩΝ, Αθήνα, 508 σ.
- Gordon N. D., McMahon T. A. and Finlayson B. L. (1992)**, Stream Hydrology, An Introduction for Ecologists, John Wiley and Sons, New York.
- Hall M. J. and Minns A. W. (1993)**, Rainfall-runoff Modeling as a Problem in Artificial Intelligence: Experience with Neural Network, Proceedings of BHS 4th National Hydrology Symposium, Cardiff, Wales.
- Harbeck G. E. (1962)**, A Practical Field Technique for Measuring Reservoir Evaporation Utilizing Mass-transfer Theory, US Geological Survey Professional Paper 272-E, 101-5.
- Harleman D. R. F. (1964)**, Diffusion Processes in Stratified Flow, In: Estuary and Coastline Hydrodynamics, Ed. Ippen A. T., McGraw-Hill, Inc., New York, pp 575-597.
- Harned H. S. and Hamer W. J. (1933)**, The Ionization Constant of Water, J. Am., Chem. Soc., 51: 2194.
- Helfrich K. R., Adams E. E., Godbey A. L. and Harleman D. R. F. (1982)**, Evaluation of Models for Predicting Evaporative Water Loss in Cooling

Impoundments, Report CS-2325, Research Project 1260-17, Electric Power Research Institute, Palo Alto, California, March 1982.

Henderson-Sellers B. and Markland H. R. (1987), *Decaying Lakes: The Origins and Control of Cultural Eutrophication*, John Wiley and Sons, New York.

Θεοδώρου Α. Ι. (2004), *Ωκεανογραφία, Εισαγωγή στο Θαλάσσιο Περιβάλλον*, Εκδόσεις Αθ. Σταμούλης, Αθήνα, 712 σ.

Jokiel C. and Loucks D. P. (1997), *Water-Quality Prediction and Management*, In: *Water Resources Environmental Planning Management and Development*, Ed. Biswas A. K., McGraw-Hill, Ch. 7: 249-262.

Koberg G. E. (1964), *Methods to Compute Long-wave Radiation from the Atmosphere and Reflected Solar Radiation from a Water Surface*, US Geological Survey Professional Paper 272-F.

Κούκιος Ε. και Κέκος Δ. (1989), *Τεχνική Βιοχημικών Διεργασιών*, Ε.Μ.Π., Τμήμα Χημικών Μηχανικών, Τομέας ΙV, Αθήνα, 91 σ.

Krcyszg E. (1993), *Advanced Engineering Mathematics*, 7th Edition, John Wiley and Sons, 1271 p.

Laws E. A. and Chalup M. S. (1990), *A Microalgal Growth Model*, *Limnol. Oceanogr.* 35(3): 597-608.

LI-COR (2003), *Radiation Measurement Instruments*, LI-COR, Lincoln, NE, 30 p.

Marciano J. K. and Harbeck G. E. (1952), *Mass Transfer Studies in Water Loss Investigation: Lake Hefner Studies*, Geological Circular 229, U.S. Geological Survey, Washington, DC.

Μαρκάτος Ν. και Ασημακόπουλος Δ. (1995), *Υπολογιστική Ρευστοδυναμική*, Παπασωτηρίου, Αθήνα, 206 σ.

- Markowsky M. (1980)**, Strömungsmechanische Aspekte der Wasserqualität, R. Oldenbourg Verlag, Munich-Vienna.
- McQuivey R. S. and Keefer T. N. (1974)**, Simple Method for Predicting Dispersion in Streams, J. of Environmental Engrg. Div., ASCE, 100: 997-1011.
- Meeus J. (1999)**, Astronomical Algorithms, Second Edition, Willmann-Bell, Inc. Richmond, VA.
- Melching C. S. and Flores H. E. (1999)**, Reaeration Equations from U.S. Geological Survey Database, J. Environ. Engin., 125(5): 407-414.
- Μπαμπατζιμόπουλος Χ. (1991)**, Αριθμητική Επίλυση Μερικών Διαφορικών Εξισώσεων, Μεταπτυχιακές Σημειώσεις, Τμήμα Γεωπονίας Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη 1991.
- Μποντόζογλου Β. (2001)**, Εμβάθυνση στα Φαινόμενα Μεταφοράς, Μέρος 2^ο, Σημειώσεις του Μαθήματος, Π.Μ.Σ. Τμήματος Μηχ/γων Μηχ/κών Βιομηχανίας Π.Θ., Βόλος, Ιούνιος 2001.
- Nemerow N. L. (1974)**, Scientific Stream Pollution Analysis, McGraw-Hill Book Company, New York, 358 p.
- O'Connor D. J. and Dobbins W. E. (1958)**, Mechanism of Reaeration in Natural Streams, Trans. ASCE, 123, 641-684.
- Owens M., Edwards R. W. and Gibbs J. W. (1964)**, Some Reaeration Studies in Streams, Int. J. Air and Water Pollution, 8, 469-486.
- Παπαδημητρίου Β. (2002)**, Προσομοίωση της Ποιότητας του Νερού του Ποταμού Αίσινα στην Πιερία με το μαθηματικό μοντέλο QUAL2E, Μεταπτυχιακή Διατριβή, Π.Μ.Σ. Τμήματος Γεωπονίας Α.Π.Θ., Ειδίκευση Εγγείων Βελτιώσεων, Θεσσαλονίκη, 207 σ.

- Παπαϊωάννου Α. Θ. (1993)**, Μηχανική των Ρευστών, Τόμος Ι, Εκδόσεις Αθανασόπουλου Σ. και Παπαδάμη Σ., Αθήνα, 498 σ.
- Παπαϊωάννου Α. Θ. (1998)**, Μηχανική των Ρευστών, Τόμος ΙΙ, Εκδόσεις Μαυρομάτη Δ., Αθήνα, 598 σ.
- Παπασπύρου Σ. (2004)**, Επίδραση των Βιογενών Κατασκευών της Ενδοπανίδας στις Βιογεωχημικές Διεργασίες του Ιζήματος, Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Βιολογίας Εθνικού & Καποδιστριακού Παν/μίου Αθηνών, Τομέας Ζωολογίας και Θαλάσσιας Βιολογίας, Αθήνα, 136 σ.
- Παρισάκης Γ. Κ. (1986)**, Χημεία Υδατικών Διαλυμάτων (Αναλυτική Χημεία), ΟΕΔΒ, Αθήνα, 273 σ.
- Plummer L. N. and Busenberg E. (1982)**, The Solubilities of Calcite, Aragonite and Vaterite in CO₂-H₂O Solutions Between 0 and 90°C and an Evaluation of the Aqueous Model for the System CaCO₃-CO₂-H₂O, *Geochim. Cosmochim.*, 46: 1011-1040.
- Psilovikos Ar. (2006)**, Analysis of the Governing Partial Differential Equation of Modflow Simulation Model with Two Algorithms of Backward Differences, University of Thessaly, Agriculture Animal Production & Aquatic Environment Dept., *Jour. of Inst. of Math & Comp. Sci. (Math. Ser.)*, Vol. 19, No. 1: 21-32.
- Raudkivi A. I. (1979)**, *Hydrology*, Pergamon, Oxford, England.
- Redfield A. C., Ketchum B. H. and Richards F. A. (1963)**, The Influence of Organisms on the Composition of Seawater, In: *The Sea*, Ed. M. N. Hill, Vol. 2, pp. 27-46, Wiley-Interscience, New York.
- Riley G. A. (1956)**, Oceanography of Long Island Sound 1952-1954, II. Physical Oceanography, *Bull. Bingham Oceanog. Collection*, 15, pp. 15-16.

- Rosgen D. (1996)**, Applied River Morphology, Wildland Hydrology Publishers, Pagosa Springs, CO.
- Rumelhart D. E., Widrow B. and Lehr M. A. (1994)**, The Basic Ideas in Neural Networks, Commun. ACM, 37(3), 87-92.
- Rutherford J. C., Scarsbrook M. R. and Broekhuizen N. (2000)**, Grazer Control of Stream Algae: Modeling Temperature and Flood Effects, J. Environ. Eng., 126(4): 331-339.
- Ryan P. J. and Harleman D. R. F. (1971)**, Prediction of the Annual Cycle of Temperature Changes in a Stratified Lake or Reservoir, Mathematical Model and User's Manual, R. M. Parsons Laboratory Report No. 137, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Ryan P. J. and Stolzenbach K. D. (1972)**, Engineering Aspects of Heat Disposal from Power Generation, D. R. F. Harleman ed., R. M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics, Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Schnoor J. L. (2003)**, Περιβαλλοντικά Μοντέλα, Τύχη και Μεταφορά Ρύπων στον Αέρα, Νερό και Έδαφος, Μετάφραση: Βασίλειος Χρ. Γκέκας, Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη, 759 σ.
- Shanahan P. (1984)**, Water Temperature Modeling: A Practical Guide, In: Proceedings of Stormwater and Water Quality Model Users Group Meeting, April 12-13, 1984, USEPA, EPA-600/9-85-003.
- Shanahan P. and Somlyódy L. (1995)**, Modeling the Impacts of Diffuse Pollution on Receiving Water Quality, WP-95-2, IIASA, Laxenburg, Austria.

- Στάμου Α. Ι. και Βογιατζής Ζ. Σ. (1994)**, Βασικές Αρχές και Σχεδιασμός Συστημάτων Επεξεργασίας Αποβλήτων, 2^η έκδοση, ΤΕΕ, Αθήνα, 371 σ.
- Stratton F. E. (1968)**, Ammonia Nitrogen Losses from Streams, J. Sanitary Engrg. Div., ASCE, 94(6): 1085-1092.
- Streeter H. W. and Phelps E. B. (1925)**, A Study of the Pollution of Natural Purification of the Ohio River, U.S. Public Health Service, Bulletin 146, Washington, DC., Reprinted 1958.
- Stumm W. and Morgan J. J. (1996)**, Aquatic Chemistry, Wiley-Interscience, New York, 1022 p.
- Taylor G. I. (1921)**, Diffusion by Continuous Movements, Proc. London Math. Soc. A, 20, 196-211.
- Taylor G. I. (1954)**, The Dispersion of Matter in Turbulent Flow through a Pipe, Proceedings of the Royal Society, London, England, 223A: 446-468.
- Τερζίδης Γ. Α. (1997)**, Εφαρμοσμένη Υδραυλική, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 584 σ.
- Thackston E. L. and Dawson J. W. (2001)**, Recalibration of a Reaeration Equation, J. Environ. Engrg., 127(4): 317-320.
- Tsivoglou E. C. and Neal L. A. (1976)**, Tracer Measurement of Reaeration, III. Predicting the Reaeration Capacity of Inland Streams, Journal of the Water Pollution Control Federation, 48(12): 2669-2689.
- Thomann R. V. and Mueller J. A. (1987)**, Principles of Surface Water Quality Modeling and Control, Harper-Collins, New York.
- TVA (1972)**, Heat and Mass Transfer between a Water Surface and the Atmosphere, Water Resources Research, Laboratory Report No. 14, Engineering Laboratory,

Division of Water Control Planning, Tennessee Valley Authority, Norris TN.

Φλόκας Α. Αθ. (1997), Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Β΄ έκδοση, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 465 σ.

Varis O., Kettunen J. and Sirviö H. (1990), Bayesian Influence Diagram Approach to Complex Environmental Management Including Observational Design, *Comput. Stat. Data Anal.*, 9, 77-91.

Vollenweider R. A. (1975), Input-output Models with Special References to the Phosphorus Loading Concept in Limnology, *Schweiz. Z. Hydrol.*, 37(1), 53-84.

von Winterfeld D. and Edwards W. (1986), Decision Analysis and Behavioral Research, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

Wanninkhof R., Ledwell I. R. and Crusius I. (1991), Gas Transfer Velocities on Lakes Measured with Sulfur Hexafluoride, In: Symposium Volume of the Second International Conference on Gas Transfer at Water Surfaces, Eds. Wilhelms S. C. and Gulliver I. S., Minneapolis.

Ψιλοβίκος Αρ. (1999), Βέλτιστη Διαχείριση Υπόγειων Υδροφορέων. Συγκριτική Αξιολόγηση με τις Μεθόδους Γραμμικού και Μη Γραμμικού Προγραμματισμού, Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών Α.Π.Θ., 253 σ.

Ψιλοβίκος Αρ. (2005), Διαχείριση Ποιότητας Νερού, Σημειώσεις Παραδόσεων του Μαθήματος, Π.Μ.Σ. Τμήματος Γεωπονίας Ιχθυολογίας & Υδάτινου Περιβάλλοντος Π.Θ., Βόλος 2005.

Young P. C. (1974), A Recursive Approach to Time-series Analysis, *Bull. Inst. Math. Appl.*, 10, 209-224.

Young P. C. (1979), Self-adaptive Kalman Filter, *Electron. Lett.*, 15, 358-360.

Zison S. W., Mills W. B., Diemer D. and Chen C. W. (1978), Rates, Constants and Kinetic Formulations in Surface Water Quality Modeling, U.S. Environmental Protection Agency, ORD, Athens, GA, ERL, EPA/600/3-78-105.

ΔΙΕΥΘΥΝΣΕΙΣ ΔΙΑΔΙΚΤΥΟΥ:

<http://www.epa.gov>

<http://or.water.usgs.gov>

<http://www.advancedaquarist.com>

<http://www.swbic.org>

<http://www.biotank.co.uk/sewage-bacteria.htm>

<http://www.cmdl.noaa.gov>

<http://bcn.boulder.co.us>

6. ABSTRACT

This postgraduate thesis has the title “Simulation of River and Stream Water Quality” and has been elaborated in the University of Thessaly, Department of Ichthyology and Aquatic Environment, during the Postgraduate Program “Sustainable Management of Aquatic Environment”.

The quality of natural water bodies impacts those using or living within those water bodies. As natural water bodies provide a means of waste disposal and transport, discharges of pollutants can degrade the quality of the water and affect the water’s beneficial uses as well as the health of the aquatic ecosystem.

To manage the quality of natural water bodies that are subject to pollutant inputs, many models have been developed to simulate the impacts resulting from point source and non-point-source pollutants on rivers and streams. These models differ in their detail and in their data requirements.

This postgraduate thesis focuses on simulation rather than analytical methods and on the more physically based models that are mathematical descriptions of natural processes. The algebraic equations that discretize the differential equations describing the water quality concentrations, the algorithm implemented for the calculations and also the boundary conditions, consist of the mathematical model used for the study of the physical problem.

The methods discussed, are mass balance simulation methods for computing the flows, volumes and constituent concentrations in natural surface-water bodies. Those methods involve a description of alternative transport (advection and dispersion) and reaction schemes. Since transport processes in rivers and streams are dominated by

advection and dispersion, the advection-dispersion equation is the fundamental equation for the calculation of pollutant transport in one dimension.

Water quality models began to be developed in the mid-1920s. Of primary interest then, and of continued interest nowadays, was and is the fate of biochemical oxygen demand and its impact on the dissolved-oxygen concentration. These first models have been extended and are the basis of nowadays more comprehensive and multiconstituent models, as QUAL.

QUAL2K [Chapra and Pelletier, 2003; Chapra et al., 2006], which is the main content of this post-graduate thesis, is a river and stream water quality model that simulates non-uniform, steady flow, in a channel supposed well-mixed vertically and laterally. For this purpose, it divides the system of a river into reaches. Multiple point and non-point loads and abstractions can be input to any reach. The model simulates temperature and water quality variables on a diurnal time scale.

The flow balance is implemented for each model reach taking into account the total inflow from point and non-point sources and the total outflow from the reach due to point and non-point withdrawals. The non-point sources and abstractions are modeled as line sources. Once the outflow for each reach is computed, the depth and velocity are calculated in one of three ways: weirs, rating curves and Manning equations.

The heat balance takes into account heat transfers from adjacent reaches, loads, abstractions, the atmosphere and the sediments. Surface heat exchange is modeled as a combination of five processes. The model computes: (a) the amount of solar radiation entering the water at a particular latitude and longitude on the earth's surface, (b) the downward flux of long wave radiation from the atmosphere which is one of the largest terms in the surface heat balance, (c) the back long wave radiation from the water

surface, (d) the heat transfer due to conduction and convection, and (e) the heat loss due to evaporation or the heat term of condensation.

The mass balance in a reach is written for any of the model constituents, such as conductivity, inorganic suspended solids, dissolved oxygen, slowly reacting CBOD, fast reacting CBOD, dissolved organic nitrogen, ammonia nitrogen, nitrate nitrogen, dissolved organic phosphorus, phytoplankton, detritus, pathogen, alkalinity, total inorganic carbon and bottom algae biomass.

One of the new elements included in QUAL2K framework that differentiates this modernized version of the model from other older versions, such as QUAL2E, is the carbonaceous BOD speciation. QUAL2K uses two forms of carbonaceous BOD to represent organic carbon. These forms are a slowly oxidizing form (slow CBOD) and a rapidly oxidizing one (fast CBOD). In addition, non-living particulate organic matter (detritus) is simulated. This detrital material is composed of particulate carbon, nitrogen and phosphorus in a fixed stoichiometry. As both alkalinity and total inorganic carbon are simulated, the river's pH is then simulated based on these two quantities.

Kinetic processes that are modeled are dissolution, hydrolysis, oxidation, nitrification, denitrification, photosynthesis, death, respiration, and model mass transfer processes are, for example, reaeration, settling or sediment oxygen demand.

Q2K is implemented within the Microsoft Windows environment and excel is used as the graphical user interface. As an application of the model, the quality of a river named Boulder Creek has been simulated, and numerical output of water quality concentrations along the river have been generated by Q2K.

Key words: simulation models, water quality, fluvial processes, QUAL2, kinetic processes.