



ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ & ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**Διερεύνηση της Προέλευσης και Διασποράς του Αιωρούμενου Υλικού
στην ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα του Βορείου Αιγαίου Πελάγους,
μέσω αξιοποίησης Σύγχρονων Μεθόδων Τηλεπισκόπησης**

ΑΘΗΝΑ ΤΣΑΠΑΝΟΥ

ΓΕΩΛΟΓΟΣ –ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΟΣ MSc.

ΑΘΗΝΑ, 2019

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ & ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

**Διερεύνηση της προέλευσης και διασποράς του αιωρούμενου υλικού στην
ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα του Βορείου Αιγαίου Πελάγους,
μέσω αξιοποίησης σύγχρονων μεθόδων τηλεπισκόπησης**

Αθηνά Β. Τσάπανου, Γεωλόγος-Ωκεανογράφος

Εξεταστική Επιτροπή:

Σεραφείμ Πούλος,	Καθηγητής ΕΚΠΑ (Επιβλέπων)
Γεώργιος Συλαίος,	Καθηγητής Δημοκρίτειου Παν/μίου
Εμμανουήλ Οικονόμου,	Επίκουρος Καθηγητής Παν/μίου Δυτικής Αττικής
Παναγιώτης Δρακόπουλος,	Καθηγητής Παν/μίου Δυτικής Αττικής
Αριστομένης Καραγεώργης,	Διευθυντής Ερευνών ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.
Κωνσταντίνος Τοπουζέλης,	Επίκουρος Καθηγητής Παν/μίου Αιγαίου
Εμμανουήλ Βασιλάκης,	Επίκουρος Καθηγητής ΕΚΠΑ



Η διδακτορική διατριβή υλοποιήθηκε με υποτροφία του ΙΚΥ, η οποία χρηματοδοτήθηκε από την Πράξη «Πρόγραμμα χορήγησης υποτροφιών για μεταπτυχιακές σπουδές δεύτερου κύκλου σπουδών» από πόρους του ΕΠ «Ανάπτυξη Ανθρώπινου Δυναμικού, Εκπαίδευση και Διά Βίου Μάθηση», 2014-2020 με τη συγχρηματοδότηση του Ευρωπαϊκού Κοινωνικού Ταμείου (Ε.Κ.Τ.) και του Ελληνικού Δημοσίου.



**Επιχειρησιακό Πρόγραμμα
Ανάπτυξη Ανθρώπινου Δυναμικού,
Εκπαίδευση και Διά Βίου Μάθηση**

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης



Στην οικογένειά μου

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή εκπονήθηκε στο Εργαστήριο Φυσικής Γεωγραφίας του Τομέα Γεωγραφίας & Κλιματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών. Ξεκίνησε τον Ιούνιο του 2014, με επιβλέποντα τον εκλιπόντα σήμερα Αναπλ. Καθηγητή Γεώργιο Σκιάνη και πρωτότυπο τίτλο: *«Μορφομετρική ανάλυση παράκτιων (χερσαίων και υποθαλάσσιων) σχηματισμών με αξιοποίηση σύγχρονων μεθόδων τηλεπισκόπησης».*

Τον Ιούλιο του 2015, σε αντικατάσταση του εκλιπόντος, ορίστηκε η τροποποιητική σύνθεση της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής, η οποία αποτελείται από τους κ.κ.:

Καθηγητή Σεραφείμ Πούλο (ΕΚΠΑ)

Καθηγητή Γεώργιο Συλαίο (Δημοκρίτειο Πανεπιστήμιο Θράκης).

Επικ. Καθηγητή Εμμανουήλ Οικονόμου (Πανεπιστήμιο Δυτικής Αττικής)

Ο τίτλος της διατριβής καθορίστηκε εκ νέου, βάσει της τροποποίησης, ως εξής: *«Διερεύνηση της προέλευσης και διασποράς του αιωρούμενου υλικού στην ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα του Βορείου Αιγαίου Πελάγους, μέσω αξιοποίησης σύγχρονων μεθόδων τηλεπισκόπησης».*

Το διάστημα 15/5/2017 – 15/11/2018 η παρούσα διατριβή έτυχε Υποτροφίας Έρευνας του Ιδρύματος Κρατικών Υποτροφιών (ΙΚΥ) [αρ. υποτρ. 2017-050-0504-10421], που χρηματοδοτείται από το έργο «Πρόγραμμα υποτροφιών για μεταπτυχιακές σπουδές δεύτερου κύκλου», από πόρους του Επιχειρησιακού Προγράμματος «Ανάπτυξη Ανθρώπινου Δυναμικού, Εκπαίδευση και Δια Βίου Μάθηση», 2014-2020, με τη συγχρηματοδότηση του Ευρωπαϊκού Κοινωνικού Ταμείου και του Ελληνικού Κράτους.

Ο σκοπός της διατριβής εστιάζει κυρίως στη δορυφορική ωκεανογραφία και περιλαμβάνει συνοπτικά τα παρακάτω σημεία:

- Ανάπτυξη μεθοδολογίας εξαγωγής των συγκεντρώσεων του αιωρούμενου υλικού από με αξιοποίηση οπτικών δεδομένων και δεδομένων τηλεπισκόπησης (δορυφορικές εικόνες υψηλής χωρικής ανάλυσης).
- Διερεύνηση των ωκεανογραφικών διεργασιών που σχετίζονται με τη διασπορά του αιωρούμενου υλικού, κυρίως χερσαίας (ποτάμιας) προέλευσης.

- Διερεύνηση της σχέσης της διασποράς του αιωρούμενου υλικού με τη γενικότερη θαλάσσια κυκλοφορία και την ιζηματολογία (κυρίως επιφανειακής) της υφαλοκρηπίδας του Βορείου Αιγαίου.
- Ανάπτυξη τοπικού αλγορίθμου εκτίμησης των συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού μέσω δορυφορικών δεδομένων, σε κάθε μία από τις δύο περιοχές μελέτης.
- Εκτίμηση τυχόν περιβαλλοντικών μεταβολών σχετικών με ανθρώπινη παρέμβαση και την κλιματική αλλαγή.

Το έργο αυτό αποτελεί την πλέον πρόσφατη μελέτη στη θαλάσσια περιοχή του Β. Αιγαίου, ενημερώνοντας προγενέστερες ανάλογες μελέτες που έχουν υλοποιηθεί εδώ και μια δεκαετία. Θα αποτελέσει συνεισφορά στην περιβαλλοντική διαχείριση δύο τόσο ευαίσθητων παράκτιων δελταϊκών περιοχών, του Πηνειού ποταμού και του διασυνοριακού ποταμού Έβρου, ο οποίος ανήκει σε 3 χώρες (Ελλάδα, Τουρκία, Βουλγαρία), ενώ η προέκταση του ενεργού στομίου του ποταμού αποτελεί και το θαλάσσιο σύνορο μεταξύ Ελλάδος και Τουρκίας. Μάλιστα, η περιβαλλοντική διάσταση ενισχύεται τόσο από την κλιματική αλλαγή, όσο και από τις πρόσφατες προσφυγικές ροές.

Η σημαντική πρόοδος – καινοτομία της διατριβής είναι η ανάπτυξη ενός λειτουργικού εργαλείου (και της σχετικής μεθοδολογίας επεξεργασίας του) για την ποιοτική και ποσοτική παρακολούθηση της διασποράς του ποτάμιου αιωρούμενου υλικού στο θαλάσσιο περιβάλλον. Ως εργαλείο εννοούνται οι σύγχρονες οπτικές μετρήσεις, σε συνδυασμό με την πληροφορία που παρέχουν οι δορυφορικές εικόνες. Η μέθοδος μειώνει σημαντικά το κόστος της έρευνας – περιβαλλοντικής παρακολούθησης, χωρίς πλέον να απαιτούνται ακριβές και δύσκολες δειγματοληψίες πεδίου. Αυτό είναι πολύ σημαντικό στις περιπτώσεις δυσπρόσιτων εκβολικών περιβαλλόντων, είτε μορφολογικά είτε για πολιτικούς λόγους (σύνορα μεταξύ κρατών). Με τη χρήση αυτού του καινοτόμου εργαλείου είναι δυνατή η αποτύπωση της διασποράς της ποτάμιας απορροής, η τηλεσκοπική συστηματική παρακολούθησή της, παρέχοντας χρήσιμες πληροφορίες που σχετίζονται όχι μόνο με την παράκτια ιζηματογένεση, αλλά και την αλιεία, τη μελέτη διασποράς τυχόν ρυπαντών κ.ά. Επιπλέον, η συγκεκριμένη μεθοδολογία μπορεί να εφαρμοστεί και σε άλλες παράκτιες περιοχές με ποτάμιες εκροές, τόσο στην Ελλάδα, στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, αλλά και παγκόσμια.

Ειδικότερα, η χρήση της τηλεπισκόπησης στη συγκεκριμένη έρευνα αφορά στο αντικείμενο των διαστημικών εφαρμογών και συνάδει με την πρόσφατη ενέργεια της Πολιτείας να

συστήσει τον Ελληνικό Διαστημικό Οργανισμό (ΕΛΔΟ), υπό την αιγίδα του υπουργείου Ψηφιακής Πολιτικής, Τηλεπικοινωνιών και Ενημέρωσης. Ιδιαίτερης σημασίας είναι και η αξιοποίηση των ερευνητικών και επιστημονικών εφαρμογών που προκύπτουν από πολιτικές για το διάστημα (π.χ. εφαρμογές πολιτικής προστασίας). Παράλληλα, η παρεχόμενη εφαρμοσμένη περιβαλλοντική γνώση ευελπιστούμε να ωφελήσει τις περιφερειακές και τις τοπικές οικονομίες, υποστηρίζοντας τη βιώσιμη διατήρηση των πλουτοπαραγωγικών πόρων του παράκτιου περιβάλλοντος, όπως προβλέπεται και από την Ευρωπαϊκή Πρωτοβουλία Στρατηγικής της Γαλάζιας Ανάπτυξης (Bluegrowth Initiative).

Η διατριβή οργανώνεται ως εξής: στο 1^ο Κεφάλαιο (Εισαγωγή) γίνεται αναφορά στο περιβάλλον ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας, τα ποτάμια συστήματα, στη συνεισφορά της Δορυφορικής Ωκεανογραφίας στις διεργασίες διασποράς του αιωρούμενου υλικού στην παράκτια ζώνη (περιβάλλον υφαλοκρηπίδας) και ορίζεται ο στόχος και η καινοτομία της διατριβής.

Το Κεφάλαιο 2 (Θεωρητικό υπόβαθρο) περιγράφει αρχικά τα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά του θαλασσινού νερού, τις οπτικές ιδιότητες και τα όργανα μέτρησης και προσδιορισμού τους. Ακολουθεί αναφορά στο Ηλεκτρομαγνητικό φάσμα και την Τηλεπισκόπηση, καθώς και στην εφαρμογή της στις υδάτινες μάζες και τη σύνδεση με εκτιμήσεις αιωρούμενου υλικού. Τέλος, περιγράφονται τα χαρακτηριστικά των δύο τύπων δορυφορικών δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν, Landsat-8 και Sentinel-2.

Στο Κεφάλαιο 3 (Περιοχές Μελέτης) δίδεται η φυσικο-γεωγραφική – ωκεανογραφική περιγραφή των δύο περιοχών μελέτης του Βορείου Αιγαίου: (α) του κόλπου της Αλεξανδρούπολης (Θρακικό πέλαγος) και (β) των εκβολών του Πηνειού ποταμού (Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος).

Στο Κεφάλαιο 4 (Συλλογή δεδομένων-Μεθοδολογία) περιγράφεται η μεθοδολογία που υιοθετήθηκε στις δειγματοληψίες υπαίθρου, στις εργαστηριακές αναλύσεις και στην επεξεργασία των δορυφορικών δεδομένων.

Στο Κεφάλαιο 5 (Αποτελέσματα – Συζήτηση) δίδονται τα ερευνητικά αποτελέσματα και ο σχολιασμός της διατριβής αυτής. Αρχικά παρατίθενται τα αποτελέσματα των *in-situ* μετρήσεων και στις δύο περιοχές μελέτης. Επιπλέον, γίνεται σύγκριση με τα οπτικά δεδομένα πεδίου και πραγματοποιείται βαθμονόμηση των οπτικών οργάνων ως προς την οπισθοσκέδαση. Ακολουθούν τα αποτελέσματα από την επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων, ως προς τον υπολογισμό των συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού, γίνεται σύγκριση με τα *in-situ* δεδομένα και περιγράφεται η ανάπτυξη τοπικών αλγορίθμων εκτίμησης αιωρούμενου υλικού σε κάθε

περιοχή. Ακολουθούν χάρτες δορυφορικών εικόνων με την εποχιακή διακύμανση των συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού σε κάθε περιοχή και τέλος γίνεται σύγκριση των δορυφόρων Landsat-8 και Sentinel-2 ως προς την ακρίβεια ανάκτησης περιεκτικότητας αιωρούμενου υλικού.

Στο Κεφάλαιο 6 (Συμπεράσματα – Μελλοντική Έρευνα) παρατίθενται τα γενικά συμπεράσματα αυτής της διατριβής, καθώς και προτάσεις για μελλοντική έρευνα.

Τέλος, ακολουθούν οι βιβλιογραφικές αναφορές και το Παράρτημα, με κατάλογο (τίτλος εργασίας - συγγραφείς και περίληψη) εργασιών σχετικών με τη διατριβή, που είναι δημοσιευμένες, υπό-δημοσίευση και υποβληθείσες σε διεθνή περιοδικά και πρακτικά συνεδρίων (μετά από κρίση).

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα διατριβή είναι αποτέλεσμα της συνεργασίας μεταξύ (α) του Εργαστηρίου Φυσικής Γεωγραφίας του Τομέα Γεωγραφίας και Κλιματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, (β) του Τμήματος Μηχανικών Τοπογραφίας και Γεωπληροφορικής του Πανεπιστημίου Δυτικής Αττικής και (γ) του Εργαστηρίου Οικολογικής Μηχανικής & Τεχνολογίας του Δημοκρίτειου Πανεπιστημίου Θράκης, το προσωπικό των οποίων ευχαριστώ για τη βοήθειά τους. Τα δύο τελευταία χρόνια της εκπόνησης της διατριβής ήμουν υπότροφος του Ιδρύματος Κρατικών Υποτροφιών (ΙΚΥ), το οποίο και ευχαριστώ θερμά για την οικονομική υποστήριξη, δίχως την οποία δεν θα ήταν δυνατή η ολοκλήρωσή της.

Είμαι πολύ ευγνώμων για τη συνεργασία μου με όλους τους ανθρώπους που συνέβαλαν σε αυτό το έργο, θέτοντάς το ως το επιστέγασμα μιας μεγάλης και αδιάκοπης προσωπικής προσπάθειας. Πρωτίστως, οφείλω την ευγνωμοσύνη μου στον επιβλέποντα Καθηγητή Σεραφείμ Πούλο, ο οποίος όντας για δεύτερη φορά ακαδημαϊκός σύμβουλός μου, μετά την προπτυχιακή διπλωματική εργασία, μου έδειξε ξανά εμπιστοσύνη, με καθοδήγησε στις ερευνητικές μου ανησυχίες και ήταν πάντα παρών σε οποιοδήποτε εμπόδιο εμφανίστηκε, προτείνοντας απτές λύσεις και προσφέροντας ουσιαστική βοήθεια και συμπαράσταση, επιστημονική και ηθική. Τον ευχαριστώ θερμά, τόσο σε επίπεδο επιστημονικό, όσο και σε επίπεδο ανθρώπινων σχέσεων.

Θα ήθελα να εκφράσω τις ειλικρινείς μου ευχαριστίες στον συνεπιβλέποντα Επικ. Καθηγητή Εμμανουήλ Οικονόμου, ο οποίος με εισήγαγε στον κόσμο της Τηλεπισκόπησης και με την ευρεία γνώση, τον λογικό τρόπο σκέψης και την αμέριστη ανταπόκρισή του στα συνεχή ερωτήματά μου, αποτέλεσε για εμένα στήριγμα, παράδειγμα και έμπνευση, ειδικά τις δύσκολες στιγμές που πίστευε σε εμένα, ίσως πιο πολύ από ότι εγώ η ίδια στον εαυτό μου.

Τις θερμές μου ευχαριστίες οφείλω και στο τρίτο μέλος της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής της διατριβής μου, τον Καθηγητή Γεώργιο Συλαίο, ο οποίος παρ' όλη τη χιλιομετρική απόσταση κατάφερε να είναι πάντα ουσιαστικά παρών στα ζητήματα που με απασχολούσαν, προσφέροντας απλόχερα, όχι μόνο τις γνώσεις και τη συμπαράστασή του, αλλά και πρακτική βοήθεια, όπως την παροχή όλου σχεδόν του εξοπλισμού από το εργαστήριό του για τις δειγματοληψίες υπαίθρου.

Ευχαριστώ ιδιαίτερα τον Παναγιώτη Δρακόπουλο, Καθηγητή Οπτικής, τόσο για την παροχή των οπτικών οργάνων που χρησιμοποιήθηκαν, όσο και για την αμέριστη συνεισφορά και

ενεργό στήριξή του, καθ' όλη τη διάρκεια της έρευνας. Οι πολύτιμες συμβουλές του υπήρξαν πάντα 'to the point', αλλάζοντας και διαφωτίζοντας το τρόπο σκέψης μου.

Ιδιαίτερα, επίσης, ευχαριστώ τον Επίκουρο Καθηγητή του Τμήματος Επιστημών της Θάλασσας του Πανεπιστημίου Αιγαίου, Κωνσταντίνο Τοπουζέλη, του οποίου οι πολύτιμες επισημάνσεις και υποδείξεις, ήδη από το ξεκίνημα της έρευνας, υπήρξαν καθοριστικές για την ποιοτική αναβάθμιση και ολοκλήρωση της διατριβής.

Θερμές ευχαριστίες θα ήθελα να εκφράσω και στα υπόλοιπα μέλη της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής, τον Επικ. Καθηγητή Εμμανουήλ Βασιλάκη του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του ΕΚΠΑ και τον κ. Αριστομένη Καραγεώργη, Διευθυντή Ερευνών του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε., για το επιστημονικό τους έργο, που αποτέλεσε για εμένα πηγή έμπνευσης και σημαντικό υλικό αναφοράς, καθώς και για την πρόθυμη συμμετοχή τους στην κρίση της διδακτορικής μου διατριβής.

Πολλές ευχαριστίες οφείλω στον Δρ. Νικόλαο Κόκκο, για τον χρόνο που αφιέρωσε και για την πρόθυμη μεταλαμπάδευση των γνώσεών του σε ζητήματα επεξεργασίας των ερευνητικών μου δεδομένων.

Ευχαριστώ ακόμη τη Δρ. Αικατερίνη Καρδισά, για την υποστήριξη που μου παρείχε σε όλη την ερευνητική μου πορεία, καθώς και για το πολυδιάστατο έργο της, που αποτέλεσε για εμένα σημαντικό υλικό μελέτης. Ένα ακόμη ευχαριστώ οφείλω στον Υποψ. Διδ. Στέλιο Πετράκη, για την παντός είδους βοήθεια στις δειγματοληψίες, την εγκατάσταση software κ.ά., καθώς και στη Δρ. Βασιλική Παρασκευοπούλου για την προσφορά μέρους του εργαστηριακού υλικού και τη βοήθεια στις εργαστηριακές διηθήσεις.

Τέλος, το μεγαλύτερο ευχαριστώ ανήκει στα μέλη της οικογένειάς μου, στα οποία και αφιερώνεται η παρούσα διατριβή. Στους γονείς μου, που με δίδαξαν την αφοσίωση και προσήλωση σε έναν στόχο, προσφέροντάς μου απλόχερα κάθε είδους υλική και συναισθηματική στήριξη. Στην αδερφή μου, που στήριξε εμπράκτως την προσπάθειά μου και υπέμεινε αδιαμαρτύρητα την κούραση και τις ανησυχίες μου. Στον σύντροφό μου, που υπήρξε ακούραστος και υπομονετικός, προσφέροντάς μου απλόχερα την αγάπη του. Είναι όλοι τους πρότυπα για τη ζωή μου και τους ευχαριστώ μέσα από την καρδιά μου για όλα.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή με τίτλο «*Διερεύνηση της προέλευσης και διασποράς του αιωρούμενου υλικού στην ηπειρωτική υφαλοκρηπίδα του Βορείου Αιγαίου Πελάγους, μέσω αξιοποίησης σύγχρονων μεθόδων τηλεπισκόπησης*» στοχεύει στην αξιοποίηση οπτικών μετρήσεων και την εφαρμογή καινοτόμων μεθόδων τηλεπισκόπησης για τη παρακολούθηση της διασποράς των ποτάμιων εκφορτίσεων στον εγγύς θαλάσσιο χώρο των εκβολών του Έβρου και Πηνειού ποταμού στο Βόρειο Αιγαίο.

Η διερεύνηση της χωρικής διασποράς του αιωρούμενου υλικού (SPM) στο επιφανειακό θαλάσσιο στρώμα αποτελεί σημαντικότερο ωκεανογραφικό, αλλά και περιβαλλοντικό αντικείμενο μελέτης, καθώς έχει συνδεθεί τόσο με την ιζηματογένεση της υφαλοκρηπίδας και την πρωτογενή παραγωγή, όσο και με χημική ή ακόμη και ραδιενεργή ρύπανση των θαλάσσιων υδάτων από ρύπους χερσαίας προέλευσης.

Η παρούσα διατριβή στοχεύει στη σύζευξη *in-situ* οπτικών μεθόδων με δεδομένα τηλεπισκόπησης, για την ανάκτηση των συγκεντρώσεων της αιωρούμενης ύλης, διερευνώντας τη φυσική μεταβλητότητα στη σχέση μεταξύ SPM και σκέδασης του φωτός από αιωρούμενα σωματίδια. Στα πλαίσια της συστημικής προσέγγισης για την εκτίμηση της διασποράς των ποτάμιων εκροών συνδυάζονται επίσης υδρολογικά και υδροδυναμικά δεδομένα, τόσο στην επιφάνεια, όσο και στη στήλη του νερού. Πιο συγκεκριμένα, πραγματοποιείται εκτίμηση της επιφανειακής αιωρούμενης ύλης από δεδομένα τηλεπισκόπησης (δορυφορικές εικόνες υψηλής χωρικής ανάλυσης Landsat-8 στο Θρακικό πέλαγος & Sentinel-2 στις εκβολές του Πηνειού), εφαρμόζοντας – εξελίσσοντας γενικευμένους αλγόριθμους της βιβλιογραφίας. Για την ακρίβεια της προσέγγισης, πραγματοποιείται βαθμονόμηση των δορυφορικών εκτιμήσεων σε τοπικό επίπεδο, χρησιμοποιώντας *in-situ* μετρήσεις ανακλαστικότητας σε μήκη κύματος αντίστοιχα των δύο δορυφόρων, ενώ από παράλληλες μετρήσεις οπτικών οργάνων ανακτώνται οι τιμές συγκεντρώσεων χλωροφύλλης, οπισθοσκέδασης και διαλυτής οργανικής ύλης. Ως αποτέλεσμα, αναπτύσσονται αλγόριθμοι για την εκτίμηση του αιωρούμενου υλικού σε κάθε μία περιοχή μελέτης και διερευνάται η εποχιακή διασπορά του. Παράλληλα, οι προαναφερόμενες μετρήσεις συνδυάζονται με *in-situ* υδρολογικά δεδομένα, καθώς και με την κυκλοφορία των επιφανειακών υδάτων, όπως αυτή προκύπτει από το υδροδυναμικό μοντέλο ELCOM, προκειμένου να διαμορφωθεί ένα ολοκληρωμένο εργαλείο αποτύπωσης της διασποράς του αιωρούμενου υλικού στο Β. Αιγαίο. Τέλος, γίνεται σύγκριση των δορυφορικών εικόνων Landsat &

Sentinel, τόσο ως προς τα χαρακτηριστικά τους (χωρική και χρονική κάλυψη), όσο και ως προς την ακρίβεια και αξιοπιστία των εκτιμήσεων της αιωρούμενης ύλης.

Από τον συνδυασμό των ταυτόχρονων μετρήσεων προκύπτει ότι οι κατανομές SPM επηρεάζονται έντονα από τις αλληλεπιδράσεις των υδάτινων μαζών, τη στρωμάτωσή τους, τις ποτάμιες εκροές και την κυκλοφορία των μαζών. Η επιφανειακή τους διασπορά εμφανίζει τις μέγιστες συγκεντρώσεις πλησίον των εκβολών, με σταδιακή μείωση προς την ανοικτή θάλασσα, ενώ οι διαφορές πυκνότητας ευνοούν τη διαμόρφωση αυξημένων συγκεντρώσεων. Επιπλέον, η συσχέτιση των αποτελεσμάτων του υδροδυναμικού μοντέλου με *in-situ* μετρήσεις επιβεβαιώνει αμφοτέρωθεν την αξιοπιστία και ακρίβεια των δύο μεθόδων, ενισχύοντας στη μεν επιτόπια μέτρηση τα χαμηλά ποσοστά αβεβαιότητας κατά τη διεξαγωγή της και στην προσομοιωμένη εκτίμηση το χαμηλό εύρος σφάλματος.

Από την επεξεργασία των οπτικών δεδομένων προκύπτει ότι το SPM εκτιμάται καλύτερα από την οπισθοσκέδαση στο κόκκινο φως, ενώ η σχέση μεταξύ SPM και οπισθοσκέδασης εξαρτάται από την οργανική / ανόργανη σύνθεση των αιωρούμενων σωματιδίων που προσφέρουν ευκαιρίες για τη βελτίωση αλγορίθμων ανάκτησης SPM. Από τους δορυφόρους Landsat-8 & Sentinel-2, αφού εφαρμόστηκαν οι κατάλληλες ατμοσφαιρικές διορθώσεις κατά περίπτωση, ο προσδιορισμός των επιφανειακών συγκεντρώσεων SPM φθάνει σε ακρίβεια το 95%, ενώ και στις δύο περιπτώσεις (δορυφορικές εικόνες) το ποσοστό σφάλματος είναι μικρότερο από ~10%. Επιπλέον, ο συνδυασμός διαφορετικών φασματικών ζωνών του ορατού φάσματος φάνηκε να αποτελεί την πιο κατάλληλη μέθοδο προσδιορισμού SPM, συγκριτικά με τους αλγορίθμους μονού καναλιού, γεγονός που αποδίδεται στην επικράτηση των ανόργανων συστατικών στις περιοχές μελέτης, έναντι άλλων οπτικά ενεργών (π.χ. βιογενών) συστατικών. Το μοντέλο της εικόνας Sentinel-2 παρουσίασε μία βελτιωμένη προσαρμογή συμφωνίας 98%, με $R^2 = 0.95$, έναντι του μοντέλου της εικόνας Landsat-8 με αντίστοιχο ποσοστό συμφωνίας 96% και $R^2 = 0.93$. Η επικύρωση των τοπικών αλγορίθμων θεωρείται ότι απέδωσε και στις δύο περιπτώσεις υψηλή ακρίβεια εκτίμησης συγκεντρώσεων SPM, γεγονός που ενισχύει την αξιοπιστία τους, προσδίδοντας μεγάλες δυνατότητες στη μελέτη των παράκτιων διεργασιών της ευρύτερης περιοχής.

Λέξεις Κλειδιά: Αιωρούμενο σωματιδιακό υλικό, Βόρειο Αιγαίο, Landsat-8, Sentinel-2, θολρότητα, οπτικές μετρήσεις, ποιότητα υδάτων, ανάπτυξη τοπικού αλγορίθμου, τηλεπισκόπηση, θαλάσσια κυκλοφορία.

ABSTRACT

The present PhD dissertation entitled "Investigation of the origin and dispersion of suspended material on the Continental shelf of the North Aegean Sea through the use of contemporary remote sensing methods" aims at the utilization of optical measurements and the application of innovative remote sensing methods to monitor the dispersion of river discharges in the inshore area of the estuary of the Evros and Pineios rivers, in the North Aegean.

Investigation of spatial distribution of Suspended Particulate Matter (SPM) in the surface layer is a major oceanographic and environmental study, since it has been linked both to sedimentation of the continental shelf and to primary production, as well as to chemical or even radioactive pollution of seawater from land-originated pollutants.

The thesis aims at the coupling of *in-situ* optical methods with satellite data to compute SPM concentrations by investigating the physical variability in the relationship between SPM and the scattering of light from suspended particles within the water column. In the context of the systemic approach to estimating the distribution of riverine discharges, hydrological and hydrodynamic data are also combined, both in the surface and the water column. More specifically, surface SPM concentrations are estimated through remote sensing data (high spatial resolution Landsat-8 imagery of the Thracian Sea & Sentinel-2 of the Pineios estuary), by applying -evolving the generalized algorithms of the literature. For the accuracy of the approach, the satellite assessments are calibrated locally, using *in-situ* water-leaving reflectance measurements at corresponding wavelengths of the two sensors, while from simultaneous measurements of optical properties occurs the retrieval of chlorophyll, backscattering and dissolved organic matter. As a result, regional algorithms are developed to evaluate the suspended material in each study area and its seasonal distribution is investigated. At the same time, the aforementioned measurements are combined with *in-situ* hydrological data, as well as the surface water circulation, as derived from the ELCOM hydrodynamic model, with the aim to form an integrated tool for the SPM distribution in N. Aegean Sea. Finally, Landsat & Sentinel satellite images are compared both in terms of their characteristics (spatial and temporal resolution), and in terms of accuracy and reliability in retrieval of suspended material.

The combination of simultaneous measurements shows that SPM allocations are strongly influenced by water body interactions, stratification of temperature and salinity, river outflows and mass circulation. Their surface distribution displays the maximum concentrations near the

estuaries, with a gradual reduction to the open sea, while density differences favor the formation of increased concentrations. Moreover, the correlation of the results from the hydrodynamic model with *in-situ* measurements confirms both the reliability and accuracy of the two methods, enhancing the low uncertainty rates during the conduction of the *in-situ* measurements and the low error range of the simulated estimations.

Regarding processing of optical measurements, SPM is better estimated through backscattering of light in the red band, while the relationship between SPM and backscattering depends on the organic / inorganic composition of the suspended particles that offer opportunities to improve SPM retrieval algorithms. From Landsat-8 & Sentinel-2 satellites, after application of appropriate atmospheric corrections, the determination of surface SPM concentrations reached 95% accuracy, and in both cases (satellite images) the error rate was less than ~ 10%. In addition, the combination of different spectral bands of the visible spectrum appeared to be the most appropriate method of SPM determination, compared to single band algorithms, which is attributed to the prevalence of inorganic components in the study areas, compared to other optically active (e.g. biogenic) components. The Sentinel-2 SPM retrieval local model showed an improved 98% accuracy, with $R^2 = 0.95$, whereas the Landsat-8 local model revealed a corresponding 96% agreement and $R^2 = 0.93$. Validation of local algorithms is considered to have yielded both high SPM concentration accuracy, which enhances their robustness, giving great potential to the study of coastal processes in the wider region.

Keywords: Suspended Particulate matter, North Aegean Sea, Landsat-8, Sentinel-2, turbidity, optical measurements, water quality, local algorithm development, remote sensing, sea surface circulation.

ΑΚΡΩΝΥΜΙΑ

BOA	Bottom of Atmosphere reflectance
BSW	Black Sea Water
CDOM	Coloured Dissolved Organic Matter
CMEMS	Copernicus Marine Environment Monitoring Service
CTD	Conductivity-Temperature-Depth
CWR	Centre for Water Research
DM	Dissolved Matter
DOS	Dark Object Subtraction
ELCOM	Estuary, Lake and Coastal Ocean Model
ENVI	Environment for Visualizing Images
ESA	European Space Agency
FLAASH	Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hyper-cubes
GFS	Global Forecast System
G.I.S.	Geographic Information Systems
LIW	Levantine Intermediate Water
LSW	Levantine Surface Water
MAW	Modified Atlantic Water
MERIS	MEdium Resolution Imaging Spectrometer
MSE	Mean Square Error
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NADW	North Aegean Deep Water
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OLI	Operational Land Imager
RMSE	Root Mean Square Error
SeaWiifs	Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor
SPM	Suspended Particulate Matter
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
TAPM	The Air Pollution Model
Tiff	Tagged Image File
TIRS	Thermal Infrared Scanner
TOA	Top of Atmosphere reflectance
UNESCO	United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization
USGS	United States Geological Survey
VSF	Volume Scattering Function
WMDW	Western Mediterranean Deep Water
WRF	Weather Research and Forecasting Model

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΚΑΙ ΣΥΜΒΟΛΑ

Παράμετροι	Σύμβολο	Μονάδα μέτρησης
Αλατότητα (Salinity)	S	practical salinity units [psu]
Ηλεκτρική αγωγιμότητα (του νερού)	EC	Siemens, Mho
Θερμοκρασία επιτόπου (<i>in-situ</i> temperature)	T	Βαθμοί Κελσίου [°C]
Θερμοκρασία δυναμική (potential temperature)	θ	Βαθμοί Κελσίου [°C]
Πίεση	p	atm
Πυκνότητα (density)	ρ	Kg m ⁻³
Προσπίπτουσα Ακτινοβολία (Irradiance)	E	W m ⁻²
Αναβλύζουσα Ακτινοβολία (Radiance)	L	W m ⁻² sr ⁻¹
Ακτινοβολήση (scalar irradiance)	$E_0(\lambda, z)$	W m ⁻²
Ανακλαστικότητα	R	sr ⁻¹
Ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης (remote sensing reflectance)	R_{rs}	sr ⁻¹
Ενέργεια φωτονίου		hc/λ
Βάθος	z	m
Ένταση ακτινοβολίας	I	W sr ⁻¹
Μήκος κύματος	λ	nm
Πάχος στρώματος νερού	dx	m
Σταθερά planck	h	6.626 x 10 ⁻³⁴ J s
Συγκέντρωση ξηρού βάρους του SPM		mg l ⁻¹
Συντελεστής εξασθένησης της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας σε βάθος z (photosynthetically active radiation-PAR)	$K_{PAR}(z)$	φωτόνια s ⁻¹ m ⁻²
Συντελεστής οπισθοσκέδασης (backscattering coefficient)	b_{bp}	m ⁻¹
Συντελεστής Εξασθένησης	c	ms ⁻¹
Ροή Ακτινοβολίας	Φ	W

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	i
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	v
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	vii
ABSTRACT	ix
ΑΚΡΩΝΥΜΙΑ	xi
ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΚΑΙ ΣΥΜΒΟΛΑ	xii
ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ	xiii
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1.1 ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΑΣ	2
1.1.1 Υφαλοκρηπίδα και ποτάμια συστήματα.....	2
1.1.2 Μεταφορά και απόθεση ιζημάτων στην υφαλοκρηπίδα.....	3
1.2 ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΟΥ ΥΛΙΚΟΥ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΖΩΝΗ	7
1.2.1 Εκτίμηση Αιωρούμενου Υλικού (SPM) στην υδάτινη στήλη	7
1.2.2 Τύποι Υδάτων βάσει των οπτικών ιδιοτήτων	10
1.2.3 Δορυφορική Προσέγγιση.....	11
1.3 ΣΚΟΠΟΣ ΚΑΙ ΚΑΙΝΟΤΟΜΙΑ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ	13
2. ΘΕΩΡΙΑ	15
2.1 ΣΥΣΤΑΣΗ ΚΑΙ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΘΑΛΑΣΣΙΝΟΥ ΝΕΡΟΥ	16
2.1.1 Συστατικά Θαλασσινού νερού.....	17
2.1.2 Ιδιότητες Θαλασσινού νερού.....	18
2.1.2.1 Θερμικές & Φυσικές Ιδιότητες	18
2.1.2.2 Στρώμα ανάμιξης στην επιφάνεια, θερμοκλινές και εποχιακές μεταβολές	25
2.1.2.3 Διαγράμματα Θερμοκρασίας-Αλατότητας	27
2.2 ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΟΥ ΦΩΤΟΣ ΚΑΙ ΟΠΤΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΣΤΟ ΝΕΡΟ	29
2.2.1 Εγγενείς Οπτικές Ιδιότητες (Inherent Optical Properties- IOPs).....	30

2.2.1.1	Ορισμός Εγγενών Οπτικών Ιδιοτήτων.....	30
2.2.1.2	Συμβολή IOPs και εξάρτησή τους από τη συγκέντρωση.....	33
2.2.2	Φαινόμενες Οπτικές Ιδιότητες (Apparent Optical Properties- AOPs).....	35
2.2.2.1	Ορισμός Φαινόμενων Οπτικών Ιδιοτήτων.....	35
2.2.2.2	Ανακλαστικότητα, Συντελεστής Διάχυτης Εξασθένησης και Οπτικό Βάθος	37
2.2.2.3	Συμπεριφορά φωτός στη θάλασσα	40
2.2.3	Συσχέτιση Εγγενών και Φαινόμενων Ιδιοτήτων	42
2.2.4	Οπτικές Παράμετροι σε διαφορετικά υδάτινα περιβάλλοντα.....	43
2.2.4.1	Καθαρό νερό	44
2.2.4.2	Ανόργανα Αιωρούμενα Ιζήματα (AAI).....	45
2.2.4.3	Φυτοπλαγκτόν	46
2.2.4.4	Οργανική Ύλη.....	47
2.2.4.5	Ταξινόμηση θαλασσινού νερού βάσει των οπτικών του ιδιοτήτων.....	48
2.2.5	Εκτίμηση Οπτικών Παραμέτρων.....	50
2.2.5.1	Εγγενείς Οπτικές Παράμετροι (IOPs).....	50
2.2.5.2	Φαινόμενες Οπτικές Παράμετροι (AOPs)	54
2.3	ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ.....	56
2.3.1	Ηλεκτρομαγνητικό Φάσμα και Τηλεπισκόπηση	56
2.3.1.1	Ηλεκτρομαγνητικό Φάσμα.....	56
2.3.1.2	Φασματομετρία και Τηλεπισκόπηση	58
2.3.1.3	Δορυφορικές Εικόνες και Διακριτική Ικανότητα.....	59
2.3.2	Τηλεπισκόπηση και Υδάτινες μάζες.....	60
2.3.2.1	Ραδιομετρικές ποσότητες και Αισθητήρες.....	60
2.3.2.2	Επίδραση της Ατμόσφαιρας	63
2.3.2.3	Φαινόμενο λάμψης (Glint Effect)	63
2.3.3	Τηλεπισκόπηση και Αιωρούμενο υλικό	65
2.3.3.1	Αιωρούμενο υλικό σε παράκτιο περιβάλλον.....	66
2.3.3.2	Αλγόριθμοι Εκτίμησης Αιωρούμενου υλικού.....	67
2.3.3.3	Προκλήσεις στη Δορυφορική Ωκεανογραφία των παράκτιων υδάτων	70
2.3.4	Δορυφόροι και Αισθητήρες	71
2.3.4.1	Δορυφόρος Landsat-8	73
2.3.4.2	Δορυφόροι Sentinel	75
2.3.4.3	Σύγκριση δορυφόρων Landsat-8 & Sentinel-2.....	78
2.3.4.4	Προεπεξεργασία Δορυφορικών Εικόνων.....	79
3.	ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	86
3.1	ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ.....	87
3.1.1	Γενικά χαρακτηριστικά.....	87

3.1.2	Θαλάσσια Κυκλοφορία.....	88
3.2	ΚΟΛΠΟΣ ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΥΠΟΛΗΣ (ΘΡΑΚΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ).....	91
3.2.1	Μορφολογικά χαρακτηριστικά.....	91
3.2.2	Χαρακτηριστικά του ποταμού Έβρου	92
3.2.3	Κλιματολογικές συνθήκες	93
3.2.4	Ωκεανογραφικές συνθήκες.....	94
3.2.5	Υποθαλάσσια Μορφολογία και Ιζηματολογία	96
3.2.6	Ανθρώπινη Παρέμβαση.....	98
3.3	ΕΞΩΤΕΡΙΚΟΣ ΘΕΡΜΑΪΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ - ΕΚΒΟΛΕΣ ΠΗΝΕΙΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ	101
3.3.1	Μορφολογικά χαρακτηριστικά.....	101
3.3.2	Χαρακτηριστικά του Πηνειού ποταμού.....	102
3.3.3	Κλιματολογικές συνθήκες	103
3.3.4	Ωκεανογραφικές συνθήκες.....	103
3.3.5	Υποθαλάσσια Μορφολογία και Ιζηματολογία	105
3.3.6	Ανθρώπινη Παρέμβαση.....	108
4.	ΣΥΛΛΟΓΗ & ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	110
4.1	ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΩΝ	111
4.1.1	Ερευνητικοί πλόες	111
4.1.2	Δορυφορικά δεδομένα	111
4.1.3	Ανεμολογικά δεδομένα.....	112
4.2	ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΠΕΛΙΟΥ	116
4.2.1	Δειγματοληψία αιωρούμενου υλικού	116
4.2.2	Μέτρηση φυσικών παραμέτρων	123
4.2.3	Μετρήσεις Οπτικών παραμέτρων.....	123
4.2.4	Μετρήσεις φασματικού ραδιόμετρου	124
4.2.5	Εκτίμηση της αβεβαιότητας των μετρήσεων.....	125
4.2.5.1	<i>Διόρθωση των μετρήσεων των IOPs και της συγκέντρωσης σωματιδίων.....</i>	<i>126</i>
4.2.5.2	<i>Παλινδρόμηση ελαχίστων τετραγώνων για μετρήσεις με αβεβαιότητες.....</i>	<i>126</i>
4.2.5.3	<i>Συντελεστής συσχέτισης αβεβαιότητας των εκτιμήσεων.....</i>	<i>127</i>
4.3	ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	128
4.3.1	Επεξεργασία δορυφορικών δεδομένων Landsat-8	128
4.3.1.1	<i>Ραδιομετρική Διόρθωση.....</i>	<i>128</i>
4.3.1.2	<i>Ατμοσφαιρική Διόρθωση.....</i>	<i>129</i>
4.3.2	Επεξεργασία δορυφορικών δεδομένων Sentinel-2.....	132

4.3.2.1	Ατμοσφαιρική Διόρθωση	132
4.3.2.2	Sun Glint Removal	133
4.3.3	Στατιστική Ανάλυση και Συσχετίσεις Δεδομένων	135
4.3.4	Υπολογισμός Επιφανειακού Αιωρούμενου Υλικού	135
4.3.4.1	Μοντέλα Εκτίμησης Επιφανειακού Αιωρούμενου Υλικού	136
4.3.5	Αβεβαιότητες στην Εκτίμηση της ποιότητας υδάτων σε Παράκτιο Περιβάλλον.....	138
4.4	ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ	144
4.4.1	Οριακές συνθήκες και χαρακτηριστικά του υδροδυναμικού ομοιώματος	145
5.	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ	147
5.1	ΥΔΡΟΛΟΓΙΑ (ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΜΑΖΕΣ ΚΑΙ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ) – ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΟ ΥΛΙΚΟ (SPM).....	148
5.1.1	Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός	148
5.1.1.1	Μετεωρολογικές συνθήκες.....	148
5.1.1.2	Υδρολογικά χαρακτηριστικά	149
5.1.1.3	Μοντέλο Θαλάσσιας Κυκλοφορίας.....	161
5.1.1.4	Διασπορά αιωρούμενου υλικού.....	166
5.1.2	Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός.....	171
5.1.2.1	Μετεωρολογικές συνθήκες.....	171
5.1.2.2	Υδρολογικά χαρακτηριστικά	172
5.1.2.3	Μοντέλο Θαλάσσιας Κυκλοφορίας.....	181
5.1.2.4	Διασπορά αιωρούμενου υλικού.....	185
5.2	ΟΠΤΙΚΕΣ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ	190
5.2.1	Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός	190
5.2.1.1	Διασπορά αιωρούμενου υλικού και οπτικών παραμέτρων	190
5.2.1.2	Συσχέτιση (βαθμονόμηση) τιμών οπισθοσκέδασης με in-situ τιμές αιωρούμενου υλικού.....	197
5.2.1.3	Ακτινοβολία & Υπερφασματική Ανακλαστικότητα Τηλεπισκόπησης	201
5.2.2	Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός.....	205
5.2.2.1	Διασπορά αιωρούμενου υλικού και οπτικών παραμέτρων	205
5.2.2.2	Συσχέτιση (βαθμονόμηση) τιμών οπισθοσκέδασης με in-situ τιμές αιωρούμενου υλικού.....	213
5.2.2.3	Ακτινοβολία & Υπερφασματική Ανακλαστικότητα Τηλεπισκόπησης	215
5.3	ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΟΥ ΥΛΙΚΟΥ ΜΕ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ.219	
5.3.1	Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός	219
5.3.1.1	Ατμοσφαιρική διόρθωση δορυφορικών εικόνων - Landsat-8.....	219
5.3.1.2	Μοντέλα εκτίμησης SPM από δορυφορικά δεδομένα Landsat-8.....	224
5.3.1.3	Ανάπτυξη Τοπικού Αλγορίθμου συσχέτισης.....	227
5.3.1.4	Εποχιακή διακύμανση της επιφανειακής διασποράς του SPM.....	235

5.3.1.5	Σχολιασμός των μεθόδων προσδιορισμού SPM από δορυφορικά δεδομένα και μετρήσεις ανακλαστικότητας.....	242
5.3.2	Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο)- Πηνειός Ποταμός	248
5.3.2.1	Ατμοσφαιρική διόρθωση δορυφορικών εικόνων Sentinel-2.....	248
5.3.2.2	Μοντέλα εκτίμησης SPM από δορυφορικά δεδομένα Sentinel-2.....	253
5.3.2.3	Ανάπτυξη Τοπικού Αλγορίθμου συσχέτισης.....	255
5.3.2.4	Εποχιακή διακύμανση της επιφανειακής διασποράς του SPM.....	263
5.3.2.5	Σχολιασμός των μεθόδων προσδιορισμού SPM από δορυφορικά δεδομένα και μετρήσεις ανακλαστικότητας.....	268
5.3.3	Σύγκριση δορυφορικών εικόνων Landsat-8 και Sentinel-2.....	271
5.3.3.1	Ικανότητα ανάκτησης περιεκτικότητας αιωρούμενου υλικού.....	271
6.	ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	274
6.1	ΣΥΝΟΨΗ ΚΥΡΙΟΤΕΡΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	275
6.1.1	Ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά περιοχών μελέτης	275
6.1.1.1	Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός.....	275
6.1.1.2	Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός	276
6.1.2	Διασπορά αιωρούμενου υλικού	278
6.1.2.1	Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός.....	278
6.1.2.2	Εξωτερικός Θερμαϊκός (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός	279
6.1.3	Σχέση αιωρούμενου υλικού (ανόργανου και οργανικού) με οπτικές παραμέτρους	280
6.1.3.1	Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός.....	280
6.1.3.2	Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός	281
6.1.4	Ανακλαστικότητα (remote sensing reflectance) (R_{rs}).....	283
6.1.4.1	Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός.....	283
6.1.4.2	Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός	283
6.1.5	Αξιοποίηση δορυφορικών εικόνων στη μελέτη του αιωρούμενου υλικού (συγκέντρωση και διασπορά).....	284
6.1.5.1	OLI Landsat-8 (Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο)	284
6.1.5.2	MSI Sentinel-2 (Εξωτερικός Θερμαϊκός (ΒΔ Αιγαίο)).....	288
6.2	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	292
6.3	ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΈΡΕΥΝΑ	294
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	295
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ - Κατάλογος Εργασιών	320

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το πρώτο σύντομο εισαγωγικό κεφάλαιο αποσκοπεί να περιγράψει το κίνητρο πίσω από τη συγκεκριμένη διατριβή, στα πλαίσια της περιβαλλοντικής, οικονομικής και κοινωνικής σημασίας της παρατήρησης του αιωρούμενου υλικού στην παράκτια ζώνη και το περιβάλλον της υφαλοκρηπίδας. Ταυτόχρονα, αποτυπώνεται ο σημαντικός ρόλος της Τηλεπισκόπησης στην ποιοτική και ποσοτική μελέτη και παρακολούθηση των συγκεντρώσεων του αιωρούμενου υλικού στις υδάτινες μάζες. Οι γενικοί και ειδικοί στόχοι της παρούσας διατριβής παρουσιάζονται στην παράγραφο §1.3.

Περιεχόμενα – Κεφάλαιο 1.

1.1 Περιβάλλον Υφαλοκρηπίδας

1.1.1 Υφαλοκρηπίδα και ποτάμια συστήματα

1.1.2 Μεταφορά και απόθεση ιζημάτων στην υφαλοκρηπίδα

1.2 Δορυφορική Ωκεανογραφία και διεργασίες διασποράς αιωρούμενου υλικού στην παράκτια ζώνη

1.2.1 Εκτίμηση αιωρούμενου υλικού (SPM) στην υδάτινη στήλη

1.2.2 Τύποι υδάτων βάσει των οπτικών ιδιοτήτων

1.2.3 Δορυφορική προσέγγιση

1.3 Σκοπός και καινοτομία της διατριβής

1.1 ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΥΦΑΛΟΚΡΗΠΙΔΑΣ

Οι υφαλοκρηπίδες καλύπτουν το 5% της επιφάνειας της Γης και αποτελούν έναν πολύ ενδιαφέροντα χώρο μελέτης, καθώς εκεί συνυπάρχουν και αλληλοεπιδρούν η χέρσος, η θάλασσα και η ατμόσφαιρα. Μιας και μόλις το 5% των ιζημάτων που φθάνουν στην υφαλοκρηπίδα μέσω των ποτάμιων εκφορτίσεων διαφεύγουν προς τη βαθιά θάλασσα, την καθιστούν σημαντική αποθήκη χερσογενών ιζημάτων (Meade 1996). Παράλληλα, στις υφαλοκρηπίδες συγκεντρώνονται μεγάλες ποσότητες ανθρακικών και οργανικού υλικού (Hedges & Keil 1995) και πραγματοποιούνται οι διεργασίες του κύκλου του άνθρακα (Aller 1998). Επιπλέον, εκεί συγκεντρώνεται μεγάλο μέρος των πλουτοπαραγωγικών πηγών, καθώς και η πρωτογενής παραγωγικότητα.

Γι' αυτούς τους λόγους, καθώς και χάρις στην άμεση γειτνίασή της με τη χέρσο, η υφαλοκρηπίδα αποτελεί κύριο χώρο συγκέντρωσης και ανάπτυξης της ανθρώπινης δραστηριότητας. Το γεγονός αυτό, πολλές φορές έχει οδηγήσει σε αλόγιστη χρήση και εκμετάλλευση της παράκτιας ζώνης, με αποτέλεσμα να ελλοχεύει ο κίνδυνος ανισορροπίας του φυσικού περιβάλλοντος και να είναι απαραίτητη η σωστή διαχείριση και η αειφόρος χρήση του.

1.1.1 Υφαλοκρηπίδα και ποτάμια συστήματα

Η υφαλοκρηπίδα δέχεται μεγάλο όγκο χερσογενούς υλικού από την ενδοχώρα, μέσω των ποτάμιων συστημάτων που εκβάλλουν σε αυτήν, μεταφέροντας σωματιδιακό και διαλυμένο φορτίο. Οι υφαλοκρηπίδες με τέτοια ποτάμια συστήματα διαφέρουν από τις υπόλοιπες, καθώς υπάρχει παροχή γλυκού νερού και επομένως διαλυμένου οξυγόνου. Κατά συνέπεια, αυξάνεται σημαντικά ο ρυθμός της πρωτογενούς παραγωγικότητας, της ιζηματοαπόθεσης και ορυκτογένεσης στα ποτάμια υφαλοκρηπιδικά συστήματα.

Σε παγκόσμια κλίμακα, τα 25 μεγαλύτερα ποτάμια σε υδατοπαροχή και στερεοπαροχή ευθύνονται για το 50% της προσφοράς γλυκού νερού στη θάλασσα και 40% ιζήματος (Meade 1996). Ειδικότερα, το 65% της ποτάμιας απορροής και το 80% της στερεοπαροχής στο θαλάσσιο περιβάλλον προέρχεται από ποτάμια που εκβάλλουν στην Ευρωπαϊκή παράκτια ζώνη (Poulos et al. 1996). Στον Ελλαδικό παράκτιο χώρο, εκβάλλουν πολυάριθμοι μικροί και μεγαλύτεροι ποταμοί, μεταφέροντας ετησίως $35.000 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ γλυκό νερό (Θεριανός 1974) και περί τους 100×10^6 τόνους χερσογενούς ιζήματος (Poulos & Chronis 1997). Έτσι, διαμορφώνονται τα δελταϊκά πεδία στην παράκτια ζώνη με έκταση περίπου 450 km^2 , αλλά και η ιζηματολογία

επί και πέραν της υφαλοκρηπίδας (Poulos 2009). Μεταξύ άλλων, στις παράκτιες περιοχές συμπεριλαμβάνονται σημαντικοί υδροβιότοποι, περιοχές προστατευόμενες (NATURA), με σπάνια χλωρίδα και πανίδα. Βέβαια, τα τελευταία χρόνια, σημαντική μείωση της παροχής νερού και ιζήματος στο θαλάσσιο περιβάλλον έχει προκληθεί εξαιτίας της δέσμευσής τους από αρδευτικά και υδροηλεκτρικά φράγματα που έχουν κατασκευαστεί κατά μήκος των μεγαλύτερων ποταμών (Poulos & Chronis 1997, Poulos & Collins 2002).

Η πληθυσμιακή κατανομή κατά μήκος της ελληνικής ακτογραμμής, υποδηλώνει τη σπουδαιότητά της, όπου το 33% του πληθυσμού ζει και επιχειρεί σε μια παράλια ζώνη μήκους 1-2 km, ενώ το 83% κατοικεί σε απόσταση μέχρι και 50 km από την ακτή (Poulos and Chronis 1997b).

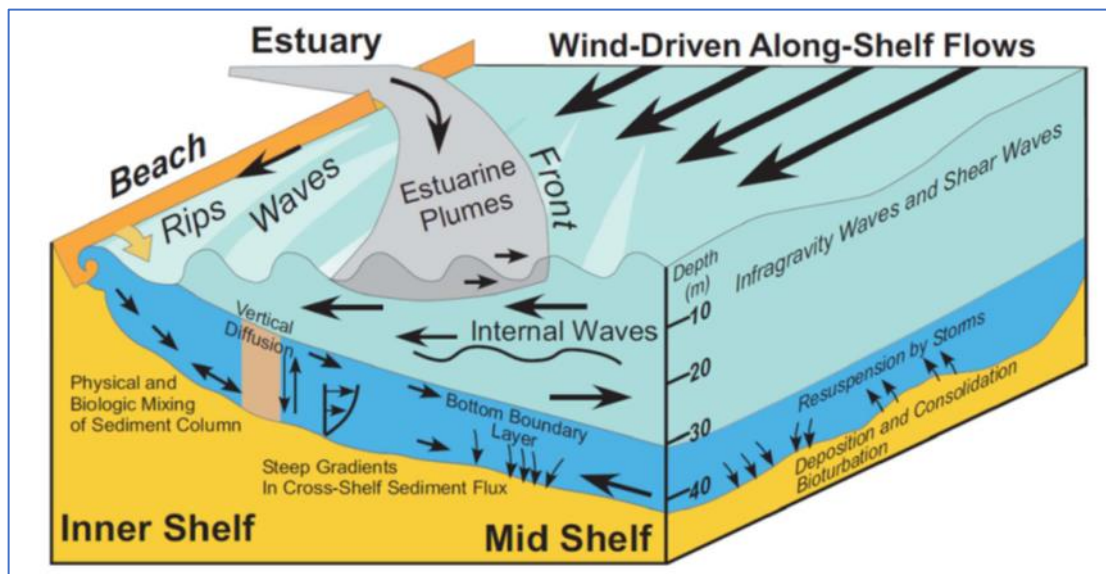
Η υφαλοκρηπίδα του Βόρειου (B) Αιγαίου Πελάγους βρίσκεται υπό το καθεστώς ποτάμιων εκφορτίσεων μεγάλων ποσοτήτων ιζημάτων (είτε σε αιώρηση είτε σε διάλυση), δίνοντάς της ένα χερσογενή χαρακτήρα, με την επικράτηση >70% των ανόργανων συστατικών (Poulos 2009).

1.1.2 Μεταφορά και απόθεση ιζημάτων στην υφαλοκρηπίδα

Το *Αιωρούμενο Σωματιδιακό Υλικό (Suspended Particulate Matter – SPM)* διαφέρει τόσο στην προέλευση, όσο και στη σύνθεση. Μπορεί να περιέχει ορυκτά, μέταλλα και ιχνοστοιχεία, καθώς και οργανικό υλικό και υλικό ανθρωπογενούς προέλευσης. Τα ορυκτά συστατικά του αποτελούνται κυρίως από χαλαζία, αδρανή υλικά, πηλούς και αργίλους, τα οποία παρέχονται στο θαλάσσιο περιβάλλον μέσω σύνθετων διαδικασιών, όπως η ποτάμια απορροή, διάβρωση, επαναιώρηση των ιζημάτων του πυθμένα και απόθεση ιζημάτων ανεμογενών διεργασιών (Eisma & Irion 1988). Το οργανικό υλικό αποτελείται από το φυτοπλαγκτόν και ζωοπλαγκτόν, καθώς και από τα προϊόντα αποσύνθεσής του (detritus) και αποτελεί το κύριο συστατικό σε υδάτινα περιβάλλοντα με μεγάλη πρωτογενή παραγωγικότητα.

Το φορτίο ιζήματος, μετά την είσοδό του στο θαλάσσιο περιβάλλον, μέσω της ποτάμιας απορροής, υπόκειται σε σειρά διεργασιών όπως η τυρβώδης διάχυση, η διασπορά υπόπυκνης απορροής, η καταβύθιση λόγω βαρύτητας, η μεταφορά από τις υδροδυναμικές συνθήκες (άνεμος, κύμα, ρεύματα) (Wright & Coleman 1973) κ.ά. Η απόθεση μπροστά στο στόμιο του ποταμού είναι αποτέλεσμα της καθίζησης λόγω βαρύτητας και μείωσης της ενεργειακής μεταφορικής ικανότητας, που οδηγεί στην προέλαση του ποτάμιου δελταϊκού συστήματος.

Η επίδραση των κυμάτων, ρευμάτων ή της παλίρροιας προκαλούν επαναιώρηση και μεταφορά του ιζήματος από το μέτωπο του δέλτα προς το εσωτερικό της υφαλοκρηπίδας (Coleman & Wright 1975). Στην περίπτωση της υπόπυκνης ποτάμιας απορροής, μεταφέρονται τα λεπτόκοκκα σωματίδια σε μεγαλύτερα βάθη. Η πλευστότητα του ριπιδίου περιορίζεται από τη σημαντική επίδραση της υδροδυναμικής. Η διασπορά του μεταφερόμενου υλικού στην υφαλοκρηπίδα εξαρτάται από τη φυσική ωκεανογραφία και έναν μεγάλο αριθμό μηχανισμών διασποράς, επαναιώρησης και καθίζησης (Le Mehaute 1991, Mooers 1986), που έχουν σχέση με τα κύματα, τη γεωστροφική κυκλοφορία, την παλίρροια, τις διεργασίες παράκτιας στερεομεταφοράς, την ανάβλυση και βύθιση των παράκτιων νερών (κυκλωνική και αντικυκλωνική κυκλοφορία), τη στρωμάτωση των νερών, αλλά και επιμέρους διεργασίες, όπως είναι η συσσωμάτωση του λεπτόκοκκου υλικού (βλέπε Σχήμα 1.1) (Nittrouer & Wright 1994). Τα ιζήματα στην υφαλοκρηπίδα είναι είτε σύγχρονα, που έχουν αποθεθεί κατά την τελευταία επίκλυση της θάλασσας στάθμης (τελευταία 21.000 χρόνια), είτε υπολειμματικά, κυρίως άμμοι που σχηματίστηκαν κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο, όπου η στάθμη της θάλασσας ήταν 120 m χαμηλότερα και υποδηλώνουν ρηχό ή χερσαίο περιβάλλον σχηματισμού, υψηλής ενέργειας.



Σχήμα 1.1 Διάγραμμα κύριων φυσικών διεργασιών που συμμετέχουν στη μεταφορά ιζήματος (πηγή: Nittrouer and Wright 1994).

Το αιωρούμενο υλικό παίζει σημαντικό ρόλο στην κάθετη εξασθένηση του φωτός σε περιβάλλοντα υφαλοκρηπίδας, ρυθμίζοντας την πρωτογενή παραγωγή φυτοπλαγκτόν, περιορίζοντας τη διαθεσιμότητα φωτός για φωτοσύνθεση (Sharples & Tett 2005). Τα τελευταία χρόνια

επικρατεί η άποψη ότι τα περιβάλλοντα υφαλοκρηπίδας γίνονται πιο θολά, εξαιτίας του ευτροφισμού (Bonsdorff et al. 1997) και επηρεάζονται όλο και περισσότερο από ισχυρά φαινόμενα καταιγίδων, εξαιτίας των κλιματικών αλλαγών (Alexandersson et al. 2000).

Οι συγκεντρώσεις, η χωρική και χρονική διασπορά και η μεταφορά του αιωρούμενου υλικού στο θαλάσσιο περιβάλλον αποτελούν στοιχεία μεγάλου ενδιαφέροντος ως προς την παρακολούθηση της ποιότητας υδάτων, της διασποράς ρυπαντών και της πρωτογενούς παραγωγικότητας. Μαζί με τις μεγάλες ποσότητες αιωρούμενων ιζημάτων που κυριαρχούν στην παράκτια ζώνη των υφαλοκρηπίδων, εκεί συναντώνται και μεγάλες πληθυσμιακές ομάδες. Με το 60% του παγκόσμιου πληθυσμού να κατοικεί στην παράκτια ζώνη, η εκμετάλλευσή της είναι πολύ μεγαλύτερη από την αντίστοιχη του ανοικτού ωκεανού (Πίνακας 1.1). Δραστηριότητες όπως η βυθοκόρηση βλάπτουν τα βενθικά οικοσυστήματα, ενώ ρυπαντές, όπως βαρέα μέταλλα, ραδιενεργά στοιχεία και οργανική ύλη που προσκολλώνται πάνω στα ιζήματα, μπορεί να καταλήξουν στην υδάτινη στήλη, μέσω των παράκτιων διεργασιών. Επομένως, η χωρική διασπορά και μεταφορά των ρυπαντών μαζί με τη βιολογική επίπτωση στην τροφική αλυσίδα συνδέεται άμεσα με τη δυναμική των αιωρούμενων ιζημάτων. Σε αυτές τις περιπτώσεις, η παρακολούθηση της μεταφοράς ιζημάτων και ροών σε δελταϊκές και παράκτιες περιοχές παρέχει σημαντικό κίνητρο για πιο αποτελεσματική παράκτια διαχείριση (Robinson et al. 1999).

Πίνακας 1.1 Στατιστικά στοιχεία παγκόσμιας παράκτιας ζώνης (πηγή: Parslow et al. 2000).

<i>8% της ωκεάνιας επιφάνειας</i>
<i>60% του παγκόσμιου πληθυσμού κατοικεί στην παράκτια ζώνη</i>
<i>66% των μεγαλύτερων πόλεων</i>
<i>14% της πρωτογενούς παραγωγικότητας</i>
<i>90% των δραστηριοτήτων αλιείας</i>
<i>75-90% της παγκόσμιας ποσότητας αιωρούμενου υλικού που μεταφέρεται μέσω των ποτάμιων συστημάτων</i>

Ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως ο τουρισμός, είναι συγκεντρωμένες στην παράκτια ζώνη και εξαρτώνται από την ύπαρξη καλής ποιότητας υδάτων. Η θολερότητα των υδάτων και το χρώμα του ωκεανού επηρεάζουν σημαντικά την ποιότητά τους και οι σύγχρονες οδηγίες

περιβαλλοντικού ελέγχου πλέον περιλαμβάνουν τη μελέτη της θολερότητας, του χρώματος του ωκεανού (ocean colour) και των αιωρούμενων σωματιδίων, ως δείκτες ποιότητας νερού.

Ανησυχίες για την ολοένα αυξανόμενη θολερότητα των υδάτων και τη συσχέτισή της με τις οικολογικές επιπτώσεις στα δελταϊκά και παράκτια ύδατα αποτελεί το βασικό ενδιαφέρον πολλών σύγχρονων μελετών που προσπαθούν να συνδέσουν την *Τηλεπισκόπηση* και τις δορυφορικές παρατηρήσεις με *in-situ* μετρήσεις συστατικών που επηρεάζουν την εξασθένηση του φωτός στη στήλη του νερού (Woodruff et al. 1999). Η δυνατότητα παρακολούθησης των συγκεντρώσεων του αιωρούμενου υλικού, μπορεί να έχει παράλληλα εφαρμογές όχι μόνο στην κατανόηση και την αποτύπωση της πρωτογενούς παραγωγικότητας, αλλά και στις μακροχρόνιες (long-term) διακυμάνσεις της παραγωγικότητας, της αλιείας και του παγκόσμιου κύκλου του άνθρακα. Αυτή η παρακολούθηση μπορεί να πραγματοποιηθεί σε συγκεκριμένες χωρικές και χρονικές κλίμακες, εάν οι ανθρώπινες και περιβαλλοντικές επιπτώσεις της παράκτιας ζώνης και της υφαλοκρηπίδας χρήζουν διαχείρισης και περιορισμού.

1.2 ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ ΚΑΙ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΟΥ ΥΛΙΚΟΥ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΚΤΙΑ ΖΩΝΗ

Εκτός των κλασικών μεθόδων μέτρησης των οπτικών παραμέτρων στη θάλασσα, πλέον χρησιμοποιούνται σύγχρονοι δορυφόροι που ονομάζονται *δορυφόροι ωκεάνιου χρώματος (ocean colour satellite sensors)*. Στόχος τους είναι να αντλούν ποσοτικές πληροφορίες για τα συστατικά του θαλασσινού νερού από τις παραλλαγές της φασματικής υπογραφής και του μεγέθους του φωτός που εξέρχεται από το νερό. Κάτι τέτοιο απαιτεί την αποτελεσματική απομάκρυνση του ατμοσφαιρικού σήματος που ανιχνεύεται από τους αισθητήρες του ωκεάνιου χρώματος στην κορυφή της ατμόσφαιρας, την αποκαλούμενη «*ατμοσφαιρική διόρθωση*».

1.2.1 Εκτίμηση Αιωρούμενου Υλικού (SPM) στην υδάτινη στήλη

Οι μετρήσεις SPM με τον παραδοσιακό τρόπο του φιλτραρίσματος δειγμάτων νερού είναι χρονοβόρες, δαπανηρές και έχουν σαφή χώρο-χρονικό περιορισμό κάλυψης μιας περιοχής. Επιπλέον, τα μεμονωμένα δείγματα πολλές φορές δεν αναπαριστούν ορθά τη χωρική ανομοιογένεια των συγκεντρώσεων αιωρούμενων σωματιδίων, ειδικά στα δυναμικά περιβάλλοντα των υφαλοκρηπίδων.

Αντίθετα, οπτικές μετρήσεις (οπισθοσκέδαση, διαπερατότητα) μπορούν και παρέχουν αναλυτικά προφίλ ή τομές με πληροφορίες συγκεντρώσεων SPM, που δεν μπορεί να δώσει η απλή συλλογή μεμονωμένων δειγμάτων νερού. Αγκυροβολημένα οπτικά όργανα για τον καθορισμό της θολερότητας και των συγκεντρώσεων SPM είναι αρκετά χρήσιμα στο να παρέχουν συχνή παρακολούθηση, όμως παρέχουν πληροφορίες για συγκεκριμένα σημεία, μη καλύπτοντας τη χωρική ποικιλομορφία.

Οι δορυφορικοί αισθητήρες αποτελούν μία εναλλακτική και οικονομική λύση, καλύπτοντας και τη χωρική ποικιλομορφία στα φυσικά ύδατα. Πρόκειται για μία τεχνική, συνεχώς αυξανόμενου ενδιαφέροντος για τη θαλάσσια περιβαλλοντική διαχείριση και προστασία, ειδικά σε περιπτώσεις όπου η πρόσβαση είναι δύσκολη ή απαιτείται μεγάλη χωρική κάλυψη.

Στην παράκτια ζώνη, όπως αυτή διαφαίνεται από τα δορυφορικά προϊόντα, είναι εμφανής η διάκριση ανάμεσα στο χρώμα των ρηχών νερών, όπου τα ιζήματα μπορούν και επαναιωρούνται και σε αυτά των γειτονικών βαθύτερων νερών. Αυτό φαίνεται καθαρά στα δελταϊκά περιβάλλοντα, όπου εκβάλλουν οι ποταμοί που μεταφέρουν ιζήματα στα θαλάσσια νερά, καθώς και σε περιοχές όπου εξαιτίας της ανθρώπινης παρέμβασης δημιουργείται επαναιώρηση των ιζημάτων του πυθμένα (Σχήμα 1.2).

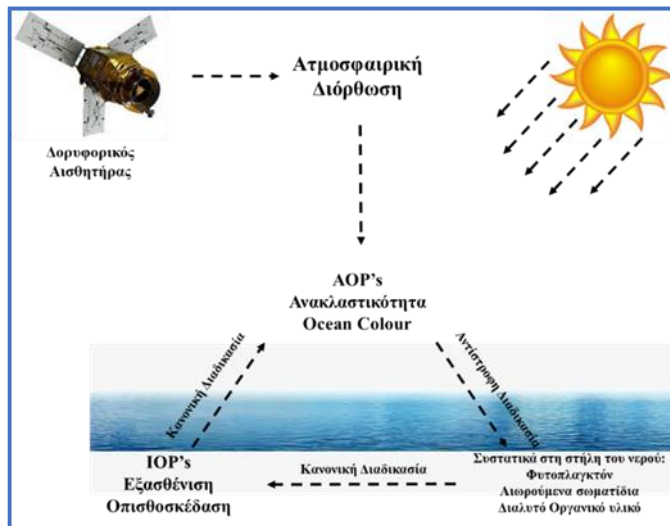


Σχήμα 1.2 Δορυφορικές εικόνες α. Landsat-8 από το στόμιο του ποταμού Zambezi στη Νότιο Αφρική (29/9/2013), όπου φαίνεται η αυξημένη θολερότητα που συνδέεται με την αιώρηση ιζημάτων στη στήλη του νερού (<https://earthobservatory.nasa.gov/images/82361/zambezi-river-delta>) και β. Landsat από το νησί Pecana, Louisiana (24/10/1999), όπου αλιευτικές δραστηριότητες οδηγούν σε τοπική επαναιώρηση των ιζημάτων του πυθμένα (πηγή: <https://skytruth.org/tech/skytruth-imagery/>).

Βάσει αυτής της αρχής αλλαγής του ωκεάνιου χρώματος, είναι δυνατή η μελέτη των αιωρούμενων σωματιδίων στη στήλη του νερού, μέσω δορυφορικών εικόνων. Το 1978 πραγματοποιήθηκε η πρώτη εκτόξευση δορυφόρου (the Coastal Zone Colour Scanner) από την NASA (National Aeronautics and Space Administration), ο οποίος αφιερώθηκε στη μελέτη του ocean colour και με τον οποίο άνοιξε ο δρόμος της δορυφορικής μελέτης και παρακολούθησης των ωκεανών. Μετά από ένα κενό δέκα ετών, ξεκίνησαν νέοι πολιτικοί αισθητήρες με βελτιωμένη ραδιομετρική, φασματική και χωρική ανάλυση, συμπεριλαμβανομένου του Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) (Hooker et al. 1993) το 1997 και του MERIS (Rast et al. 1999) το 2002. Αυτοί οι αισθητήρες έχουν γίνει πλέον καθιερωμένες πηγές συγκεντρώσεων χλωροφύλλης (Chl) και SPM σε ανοιχτούς ωκεανούς και σε παράκτια ύδατα (McClain 2008), όπου

αναπτύχθηκαν νέες ατμοσφαιρικές διορθώσεις (Moore et al. 1999, Ruddick et al. 2000). Σήμερα, οι δορυφορικοί αισθητήρες έχουν εξελιχθεί αρκετά, προσφέροντας βελτιωμένες δυνατότητες, βάσει της φασματικής ανάλυσης και της ραδιομετρικής ευαισθησίας, καταλήγοντας σε λεπτομερή αποτύπωση της οπτικής πολυπλοκότητας των υδάτων (Sathyendranath 2000).

Το χρώμα του ωκεανού μπορεί να προσδιοριστεί μετρώντας τη σκέδαση και την εξασθένηση στο ορατό φως στη στήλη του νερού (Gordon 1988). Παράλληλα, το χρώμα του ωκεανού μπορεί επίσης πρακτικά να προσδιοριστεί από τρία κύρια οπτικώς ενεργά συστατικά, το φυτοπλαγκτόν, τα ιζήματα και το διαλυτό οργανικό υλικό (Morel & Prieur 1977). Η συσχέτιση αυτών των συστατικών με το παρατηρούμενο χρώμα του ωκεανού μπορεί να μελετηθεί ενσωματώνοντας τις οπτικές ιδιότητες των υδάτινων μαζών (Σχήμα 1.3).



Σχήμα 1.3 Διάγραμμα συσχέτισης δορυφορικού ωκεάνιου χρώματος (remotely sensed ocean colour), IOPs, AOPs και συστατικών των υδάτινων μαζών.

Οι *Εγγενείς Οπτικές Παράμετροι (Inherent Optical Properties- IOPs)* των υδάτων, όπως η *απορρόφηση* και η *σκέδαση*, εξαρτώνται μόνο από το μέσο στο οποίο μετρούνται και είναι ανεξάρτητες από τη διασπορά της ακτινοβολίας. Αντίθετα, οι *Φαινόμενες Οπτικές Παράμετροι (Apparent Optical Properties-AOPs)* εξαρτώνται από το πεδίο φωτός στο μέσο διάδοσης, αλλά και από τα συστατικά του νερού, επομένως και από τις IOPs. Η κανονική διαδικασία χρησιμοποιεί τις συγκεντρώσεις και τις IOPs πολλών παραμέτρων στη στήλη του νερού για να προσδιοριστεί η επίδραση στο ωκεάνιο χρώμα. Η αντίστροφη διαδικασία αποσκοπεί στον υπολογισμό όλων αυτών των παραμέτρων ποιότητας των υδάτων από δορυφορικές μετρήσεις του ωκεάνιου χρώματος, απαιτώντας την ερμηνεία των φασματικών υπογραφών των

οπτικών παραμέτρων, που με τη σειρά τους μπορούν να υπολογίσουν συγκεντρώσεις οργανικού υλικού και αιωρούμενων σωματιδίων.

1.2.2 Τύποι Υδάτων βάσει των οπτικών ιδιοτήτων

Οι Morel & Prieur (1977) ταξινόμησαν τα φυσικά ύδατα, βάσει των οπτικών ιδιοτήτων τους, σε δύο κύριες κατηγορίες, οι οποίες χρησιμοποιούνται και σήμερα, τον *Τύπο 1 (Case 1)* και τον *Τύπο 2 (Case 2)*. Στον Τύπο 1 ανήκουν τα ύδατα των οποίων οι οπτικές ιδιότητες προσδιορίζονται κυρίως βάσει του φυτοπλαγκτόν και του οργανικού υλικού. Ο τύπος 2 των νερών επηρεάζεται όχι μόνο από το φυτοπλαγκτόν, αλλά και από άλλα συστατικά, όπως τα αιωρούμενα ιζήματα και το διαλυτό οργανικό υλικό.

Στον Τύπο 1 φαίνεται να ανήκει το 90% του παγκόσμιου ωκεανού (Sathyendranath 2000), με πλήθος μελετών να έχουν εστιάσει στην απλή αυτή προσέγγιση, ενώ αντίθετα, ελάχιστη δουλειά έχει πραγματοποιηθεί για τα πολύπλοκα ύδατα Τύπου 2, όπως και το Β. Αιγαίο πέλαγος. Παρ' όλο που μόνο ένα ελάχιστο μέρος του παγκόσμιου ωκεανού ανήκει σε αυτήν την κατηγορία, η σημασία μελέτης του είναι πολύ μεγάλη, καθώς εδώ συνδυάζονται το θαλάσσιο, παράκτιο και χερσαίο περιβάλλον.

Οι βασικές παραδοχές για τον ορισμό των Τύπου 1 υδάτων υποστηρίζουν ότι οι οπτικές παράμετροι μπορούν να προσδιοριστούν ως συνάρτηση της συγκέντρωσης χλωροφύλλης. Μεγάλος αριθμός εργασιών έχουν αναπτύξει αλγόριθμους σε ύδατα Τύπου 1 για την ανάκτηση των συγκεντρώσεων χλωροφύλλης και τη μελέτη της πρωτογενούς παραγωγικότητας (Behrenfeld & Falkowski 1997). Ο φασματικός λόγος *μπλε/πράσινο* του ορατού φωτός έχει χρησιμοποιηθεί αρκετά, καθώς αντιπροσωπεύει την αλλαγή του ωκεάνιου χρώματος από το μπλε στο πράσινο με αυξημένες συγκεντρώσεις χλωροφύλλης (Gordon & Morel 1983). Οι Brown & Simpson (1990) έδειξαν εμπειρικά ότι η σχέση μεταξύ συγκεντρώσεων χλωροφύλλης και του λόγου *μπλε/πράσινο* αλλάζει με αλλαγή στη συγκέντρωση ανόργανου υλικού. Αυτό σημαίνει ότι προκειμένου να υπάρξει ακριβής εκτίμηση των συγκεντρώσεων χλωροφύλλης και κατ' επέκταση της παραγωγικότητας σε περιβάλλοντα υφαλοκρηπίδας, απαιτείται ταυτόχρονη, ανεξάρτητη εκτίμηση του αιωρούμενου ιζήματος.

Λόγω των πρόσθετων ανεξάρτητων οπτικών ενεργών συστατικών στα ύδατα Τύπου 2, οι αλγόριθμοι του λόγου *μπλε/πράσινο* που είναι δημοφιλείς για τα ύδατα Τύπου 1 δεν είναι κατάλληλοι και πρέπει να ζητηθούν εναλλακτικές προσεγγίσεις. Σε πολλά παράκτια ύδατα, ο λόγος *μπλε/πράσινο* προκαλείται όχι μόνο από τη χλωροφύλλη, αλλά και από άλλες οργανικές ή

ανόργανες αιωρούμενες ουσίες. Ένα άλλο σημαντικό συστατικό που τροποποιεί το σκεδασμένο φως του ωκεανού είναι το *gelbstoff*, το οποίο αποτελείται από διάφορα πολυμερισμένα διαλυμένα οργανικά μόρια, που σχηματίζονται από όλα τα είδη προϊόντων αποδόμησης οργανισμών. Η προέλευσή του είναι εν μέρει θαλάσσιο πλαγκτόν, αλλά κυρίως μεταφέρεται από ποταμούς στην παράκτια θάλασσα. Αυτά τα Τύπου 2 ύδατα χαρακτηρίζονται από υψηλές συγκεντρώσεις χλωροφύλλης, *gelbstoff* και αιωρούμενης ύλης, έτσι ώστε να μην μπορεί να χρησιμοποιηθεί μια απλή αναλογία καναλιών του ορατού φάσματος.

1.2.3 Δορυφορική Προσέγγιση

Πολλές μελέτες έχοντας εφαρμόσει αρκετά από τα παραπάνω, έχουν αποπειραθεί να εκτιμήσουν τις συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού μέσω δορυφορικών προϊόντων. Η πρόσφατη έρευνα στηρίζεται σε ταυτόχρονο πέρασμα δορυφόρου με τη δειγματοληψία. Η τεχνική αυτή περιέχει μερικά μειονεκτήματα, όπως την έλλειψη χωρικής κάλυψης, καθώς και σφάλματα από την οριζόντια κίνηση των υδάτων (κυματισμός) και της τελικής ποιότητας του προϊόντος (π.χ. επίδραση νέφωσης). Μείωση μερικών τέτοιων αβεβαιοτήτων επιτυγχάνεται με την *in-situ* συλλογή ραδιομετρικών μετρήσεων, για την εμπειρική συσχέτιση μεταξύ SPM και ocean colour παραμέτρων.

Όσον αφορά στους αλγόριθμους που χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση συγκεντρώσεων SPM, υπάρχει μεγάλη ποικιλία, καθώς πολλοί και διαφορετικοί παράγοντες (μέση επιφανειακή αλατότητα, μέγεθος και τύπος σωματιδίων, συνύπαρξη με χλωροφύλλη, κ.ά.) συμβάλλουν στην επιλογή της πιο κατάλληλης μεθόδου ανάκτησης. Ταυτόχρονα, ο τύπος του δορυφορικού αισθητήρα, με το εκάστοτε φασματικό εύρος των καναλιών του, παίζει εξίσου σημαντικό ρόλο. Ως αποτέλεσμα όλων των παραπάνω, οι αξιόπιστοι αλγόριθμοι εκτίμησης των συγκεντρώσεων SPM εμφανίζουν εποχικούς και χωρικούς περιορισμούς. Ως επακόλουθο, προκύπτει η ανάγκη για εξειδικευμένη αντιμετώπιση της εκάστοτε περιοχής μελέτης, με τη χρήση κατάλληλων δορυφορικών προϊόντων και την εφαρμογή τοπικών κανόνων που διέπουν την πολυπλοκότητα των συγκεκριμένων υδάτων.

Οι εικόνες διασποράς του SPM από δορυφόρους ocean colour έχουν συμπεριληφθεί (αξιοποιηθεί) στη μαθηματική προσομοίωση της μεταφοράς ιζημάτων (Fettweis & Van Den Eynde 2003, Vos et al. 2000), στην παράκτια διάβρωση και στις αλλαγές των παράκτιων οικοσυστημάτων (Lacroix et al. 2007). Επίσης, υπήρξε σημαντική πρόοδος σε πολλά νέα προϊόντα,

συμπεριλαμβανομένων των σωματιδίων τόσο του διαλυμένου οργανικού, όσο και του και ανόργανου άνθρακα (Stramski et al. 1999, Vantrepotte et al. 2011), την κατανομή μεγέθους σωματιδίων (Loisel et al. 2006), τη σύνθεση του φυτοπλαγκτόν (Alvain et al. 2008), την εξασθένιση (καθέτως) του φωτός με το βάθος (Stumpf et al. 1999), τη θολερότητα (Woodruff et al. 1999) κ. ά.

Επίσης, εκτεταμένη είναι τα τελευταία χρόνια η χρήση δορυφορικών εικόνων μέτριας και υψηλής ανάλυσης και των οπτικών μετρήσεων για εκτιμήσεις αιωρούμενου υλικού στη Μεσόγειο, δοκιμάζοντας τόσο τη χωρική, όσο και τη χρονική διασπορά (Doxaran et al. 2002, Gohin 2011). Ανάλογα με τον τύπο του δορυφόρου και το επίπεδο θολερότητας, έχουν αναπτυχθεί διαφορετικοί αλγόριθμοι εκτίμησης του SPM (Carpintero et al. 2015, Di Polito et al. 2016, Manzo et al. 2018), εστιάζοντας στη σύζευξη των *in-situ* οπτικών μετρήσεων με τις τιμές ανακλαστικότητας των δορυφορικών προϊόντων.

Στην Ελλάδα, τις τελευταίες δεκαετίες έχει ξεκινήσει και η παρακολούθηση της ποιότητας των υδάτων, με εκτιμήσεις των συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού, οργανικού άνθρακα και χλωροφύλλης, μέσω διαφορετικής ανάλυσης δορυφορικών εικόνων (Krasakopoulou and Karageorgis 2005, Raitsos et al. 2012), χωρίς όμως οι μελέτες αυτές να αποτελούν συστηματικό και διαχρονικό αρχείο παρακολούθησης στον ελλαδικό χώρο. Πιο συγκεκριμένα, στο Β. Αιγαίο Πέλαγος ελάχιστη προσπάθεια έχει γίνει στο πρόσφατο παρελθόν για σύνδεση των οπτικών παραμέτρων και των συγκεντρώσεων του αιωρούμενου υλικού με δορυφορικές εκτιμήσεις. Υπάρχουν μελέτες που συσχέτισαν *in-situ* μετρήσεις με δορυφορικά δεδομένα Landsat για την εκτίμηση συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού στο ΒΑ Αιγαίο Πέλαγος (π.χ. Karageorgis et al. 2000), ενώ άλλες επικεντρώθηκαν στην επιφανειακή κατανομή του SPM από τις απορροές των ποτάμιων συστημάτων στον Θερμαϊκό κόλπο (Tsompanoglou et al. 2017). Οι Kanellopoulos et al. (2009) προσπάθησαν να συνδέσουν την κατανομή των απορροών του Έβρου ποταμού με το ανεμολογικό καθεστώς και την κυκλοφορία των υδάτων σε εποχιακή βάση, χρησιμοποιώντας συνδυαστικά δορυφορικές εικόνες NIMBUS-7 και Landsat, ενώ η μελέτη των Anastasiou et al. (2015) εστίασε στις απορροές του ποταμού Νέστου (Θρακικό Πέλαγος). Η πρόσφατη έρευνα των Karageorgis et al. (2017) στο Β. Αιγαίο αποτελεί μια ολοκληρωμένη προσπάθεια συσχέτισης της κατανομής του SPM με το χαρακτηρισμό των σωματιδίων, συνδυάζοντας οπτικές μεθόδους και βιογεωχημικές παραμέτρους, ενώ απουσιάζει η χρήση δορυφορικών δεδομένων.

1.3 ΣΚΟΠΟΣ ΚΑΙ ΚΑΙΝΟΤΟΜΙΑ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Ο βασικός στόχος της παρούσας διατριβής είναι η επιτυχής ανάκτηση συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού μέσω δορυφορικών εικόνων στο Β. Αιγαίο Πέλαγος και πιο συγκεκριμένα, στις εκβολές δύο μεγάλων ελληνικών ποταμών, του Έβρου (Θρακικό Πέλαγος) και του Πηνειού (Θερμαϊκός Κόλπος). Για την επίτευξη του συγκεκριμένου σκοπού, τέθηκαν ορισμένοι ειδικότεροι στόχοι:

- Εκτίμηση των συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού με αξιοποίηση δεδομένων τηλεπισκόπησης (δορυφορικές εικόνες υψηλής χωρικής ανάλυσης Landsat-8 & Sentinel-2).
- Βαθμονόμηση των ευρημάτων από τις δορυφορικές εικόνες, σε τοπικό επίπεδο, χρησιμοποιώντας *in-situ* οπτικές μετρήσεις και εποχιακή μελέτη της διασποράς του αιωρούμενου υλικού μέσω της θαλάσσιας κυκλοφορίας.
- Σύγκριση δορυφορικών εικόνων διαφορετικής χωρικής και χρονικής κάλυψης (Landsat & Sentinel) και εκτίμηση της μεγαλύτερης ακρίβειας και αξιοπιστίας αποτελέσματος.
- Ανάπτυξη τοπικού αλγορίθμου για την εκτίμηση του αιωρούμενου υλικού σε κάθε μία περιοχή μελέτης.

Η καινοτομία της συγκεκριμένης διατριβής είναι διττή. Μία πτυχή έχει ως στόχο να αναδείξει σπάνια οπτικά δεδομένα από μετρήσεις στη θαλάσσια στήλη, εδραιώνοντας την οπτική στις ωκεανογραφικές έρευνες. Η δεύτερη είναι να βελτιστοποιήσει ποιοτικά αντίστοιχα δεδομένα αιωρούμενου υλικού που εξάγονται από δορυφορικές εικόνες, εκτιμώντας την ακρίβεια και αξιοπιστία της μεθόδου με τη συμμετοχή των οπτικών παραμέτρων του νερού. Και οι δύο στοχεύουν σε σημαντική πρόοδο των μελετών στις ελληνικές θάλασσες, μιας και τα τελευταία χρόνια το παγκόσμιο ενδιαφέρον της επιστημονικής, αλλά και της πολιτικής-κοινωνικής κοινότητας, στρέφει όλο και περισσότερο το ενδιαφέρον της στη διασπορά των ποτάμιων απορροών.

Εκφάνσεις της καινοτόμου εφαρμογής που συνδυάζει δύο πρωτοποριακούς κλάδους της περιβαλλοντικής ωκεανογραφίας, δηλαδή την οπτική και τη δορυφορική μπορεί να είναι:

✓ Η συσχέτιση του φάσματος της δορυφορικής εικόνας με την *in-situ* μετρημένη ανακλαστικότητα του θαλασσινού νερού και όπως αυτή διαφοροποιείται ανάλογα με τη

συγκέντρωση σε αιωρούμενο υλικό και κατ' επέκταση τη βέλτιστη ατμοσφαιρική διόρθωσή της.

✓ Η συσχέτιση της θολερότητας με επιτόπιες μετρήσεις αιωρούμενου υλικού που οδηγεί στην ανάπτυξη αλγορίθμου συσχέτισης, ο οποίος ακολούθως συνδυάζεται με τη φασματική υπογραφή της δορυφορικής εικόνας, ώστε να επιτευχθεί η καλύτερη δυνατή επαλήθευση μεταξύ συγκέντρωσης αιωρούμενου υλικού και δορυφορικής εικόνας.

✓ Η σύγκριση των συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού που ανακτώνται μέσω δορυφορικών εικόνων διαφορετικής διακριτικής ικανότητας, την εκτίμηση του πιο αξιόπιστου και ακριβούς αποτελέσματος και την εδραίωση της τηλεπισκόπησης και των δορυφορικών εικόνων ως ένα ολοκληρωμένο επιχειρησιακό εργαλείο στις ωκεανογραφικές μελέτες.

✓ Η εφαρμογή των προαναφερόμενων τεχνικών στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο, σε εκβολές ποταμών με αυξημένες απορροές, αποφεύγοντας οικονομικά πολυδάπανες ωκεανογραφικές αποστολές.

2. ΘΕΩΡΙΑ

Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζεται η θεωρία της Σύστασης των Ωκεανών και της Οπτικής που αναφέρεται στην παρούσα διατριβή, καθώς και η συσχέτισή τους με την Τηλεπισκόπηση των θαλάσσιων υδάτινων μαζών, δίνοντας έμφαση στην επίδραση του αιωρούμενου σωματιδιακού υλικού στη στήλη του νερού.

Στο πρώτο μέρος περιγράφονται τα συστατικά και οι ιδιότητες του θαλασσινού νερού και η επίδρασή τους με το φως. Προσδιορίζονται οι θεμελιώδεις ιδιότητες του φωτός και εξετάζεται η σχέση τους με την οπτική των ωκεανών. Επιπλέον, περιγράφονται οι δύο κατηγορίες των οπτικών ιδιοτήτων, *οι εγγενείς (Inherent Optical Properties-IOPs)* και *φαινόμενες (Apparent Optical Properties-AOPs)*, καθώς και η μεταξύ τους συσχέτιση. Αναλύεται η επίδραση ποικίλων συστατικών του θαλασσινού νερού (διαλυτά και σωματιδιακά) στο χρώμα των ωκεανών και περιγράφεται πώς επιτυγχάνεται η εκτίμηση των παραμέτρων αυτών με ωκεανογραφικές μετρήσεις.

Το δεύτερο μέρος αφορά στη θεωρητική βάση της Τηλεπισκόπησης. Αρχικά, περιγράφεται το Ηλεκτρομαγνητικό φάσμα και οι ιδιότητές του, ενώ δίνεται ο ορισμός της Τηλεπισκόπησης και της Φασματομετρίας. Κατόπιν, περιγράφονται οι εφαρμογές της Τηλεπισκόπησης στις υδάτινες μάζες και στη συνέχεια η χρήση και εφαρμογή της στη μελέτη του αιωρούμενου υλικού. Τέλος, περιγράφονται τα χαρακτηριστικά των δύο τύπων δορυφόρων που χρησιμοποιούνται στην παρούσα έρευνα, του Landsat-8 και Sentinel-2, ενώ γίνεται αναφορά στα βήματα της προεπεξεργασίας των δορυφορικών προϊόντων.

Περιεχόμενα - Κεφάλαιο 2:

2.1 Σύσταση και ιδιότητες θαλασσινού νερού

- 2.1.1 Συστατικά θαλασσινού νερού
- 2.1.2 Ιδιότητες θαλασσινού νερού

2.2 Ιδιότητες του φωτός και οπτικές παράμετροι στο νερό

- 2.2.1 Εγγενείς οπτικές ιδιότητες (Inherent optical properties – IOPs)
- 2.2.2 Φαινόμενες οπτικές ιδιότητες (Apparent optical properties – AOPs)
- 2.2.3 Συσχέτιση Εγγενών και Φαινόμενων Παραμέτρων

2.3 Δορυφορική Τηλεπισκόπηση

- 2.3.1 Ηλεκτρομαγνητικό φάσμα και Τηλεπισκόπηση
- 2.3.2 Τηλεπισκόπηση και υδάτινες μάζες
- 2.3.3 Δορυφόροι και Αισθητήρες

2.1 ΣΥΣΤΑΣΗ ΚΑΙ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΘΑΛΑΣΣΙΝΟΥ ΝΕΡΟΥ

Το θαλασσινό νερό αποτελείται από ένα σύνθετο διάλυμα μετάλλων, ιχνοστοιχείων και αλάτων (βλέπε Πίνακα 2.1).

Η μοριακή πολικότητα του νερού, δηλαδή η διάταξη των ατόμων του που το κάνει να συμπεριφέρεται ως ηλεκτρικό δίπολο, έχει ως αποτέλεσμα την υψηλή διηλεκτρική σταθερά του νερού (δηλ. τη δυνατότητα να αντιστέκεται σε εφαρμοζόμενα ηλεκτρικά πεδία), και την υψηλή διαλυτική ικανότητα. Ως αποτέλεσμα, οι διαλυμένες ουσίες, αυξάνουν την ηλεκτρική αγωγιμότητα του νερού. Η ιδιότητά του αυτή επεξηγεί τη μεγάλη παρουσία αλάτων στον ωκεανό.

Πίνακας 2.1 Βασικά χημικά στοιχεία στη σύσταση του θαλασσινού νερού.

Βασικά χημικά στοιχεία	Περιεκτικότητα στο θαλασσινό νερό [ppt]
Ασβέστιο (Ca)	0.419
Μαγνήσιο (Mg)	1.304
Νάτριο (Na)	10.71
Κάλιο (K)	0.390
Ανθρακικό Νάτριο (HCO ₃)	0.146
Θεικό Άλας (SO ₄)	2.690
Χλώριο (Cl)	19.35
Βρώμιο (Br)	0.070

Οι φυσικο-χημικές παράμετροι (ιδιότητες) του θαλασσινού νερού παίζουν σημαντικό ρόλο στον καθορισμό της ποιότητάς του και της θαλάσσιας κυκλοφορίας. Στις *φυσικές παραμέτρους* συναντώνται η θερμοκρασία, η πυκνότητα, η διαφάνεια (διαύγεια), η θολερότητα (αιωρούμενα συστατικά) και το χρώμα. Στις *χημικές παραμέτρους* ανήκουν η αλατότητα, το pH, η ιονική σύνθεση και οι συγκεντρώσεις των αλάτων, διαλυμένων αερίων και διάφορων οργανικών ουσιών. Στο παρόν κεφάλαιο αναλύονται οι τρεις βασικές ιδιότητες του θαλασσινού νερού (θερμοκρασία, αλατότητα, πυκνότητα), η μεταξύ τους αλληλεπίδραση, οι τυπικές κατανομές των παραμέτρων αυτών με το βάθος και οι μέθοδοι αναγνώρισης υδάτινων τύπων και ευσταθούς ή ασταθούς δομής της στήλης του νερού.

2.1.1 Συστατικά Θαλασσινού νερού

Το φυσικό θαλασσινό νερό αποτελείται από νερό με ανόργανα άλατα και αέρια διαλυμένα σε αυτό, καθώς και σωματιδιακά και διαλυμένα υλικά ανόργανης ή οργανικής προέλευσης, ζωντανά ή μη. Αυτά τα συστατικά καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα μεγεθών, που εκτείνεται σε διάφορες τάξεις μεγέθους από μόρια νερού μεγέθους ~ 0.1 nm έως μεγάλα σωματίδια και φυσαλίδες αερίου μερικών mm. Στην οπτική ωκεανογραφία, τα συστατικά του φυσικού θαλασσινού νερού χωρίζονται σε ευρείες κατηγορίες, όπως το καθαρό θαλασσινό νερό, με *διαλυμένη ύλη (Dissolved Matter)* και με *αιωρούμενα σωματίδια (Suspended Particulate Matter)*. Ο διαχωρισμός μεταξύ SPM και DM καθορίζεται με βάση τη διήθηση του θαλασσινού νερού μέσω ενός συγκεκριμένου τύπου φίλτρου με ένα συγκεκριμένο μέγεθος πόρου. Το SPM ορίζεται συνήθως ως όλη η ύλη που διατηρείται σε ένα φίλτρο από γυαλί GF / F που διατηρεί αποτελεσματικά τα σωματίδια που είναι μεγαλύτερα από περίπου 0.4 μm έως 0.7 μm, αν και σημειώνεται ότι το μέγεθος συγκράτησης μπορεί να εξαρτάται από τον όγκο διήθησης (Sheldon 1972).

Τα ζωντανά βιολογικά σωματίδια περιλαμβάνουν τους ιούς, τα βακτηρίδια, το φυτοπλαγκτόν και το ζωοπλαγκτόν, ενώ τα μη ζώντα σωματίδια περιλαμβάνουν οργανικά κατάλοιπα (σώματα ή θραύσματα νεκρών οργανισμών, καθώς και κοπράνων) και ανόργανα σωματίδια (ορυκτά όπως άργιλος, άστριος, άμμος, χαλαζία και ασβεστίτης). Τα ανόργανα σωματίδια στα θαλάσσια ύδατα μπορεί να προέρχονται από την ατμοσφαιρική σκόνη, να μεταφέρονται στη θάλασσα από τους ανέμους, το διαβρωμένο έδαφος που μεταφέρεται από ποταμούς ή τα ιζήματα πυθμένα που αιωρούνται στη στήλη ύδατος από ρεύματα και παλίρροιες. Μπορούν επίσης να εμφανιστούν μεικτοί οργανικοί-ανόργανοι τύποι και μπορεί να υπάρχουν ως μεμονωμένα κύτταρα, όπως κοκοκολιθοφόρα (φυτοπλαγκτόν με πλάκες ανθρακικού ασβεστίου), αλλά επίσης ως άμορφα συσσωματώματα πολλών οργανικών και ανόργανων σωματιδίων που συγκρατούνται μαζί με βλέννα. Τα αιωρούμενα σωματίδια παρουσιάζουν έτσι μια τεράστια ποικιλομορφία όσον αφορά το μέγεθος των σωματιδίων, το σχήμα, την εσωτερική δομή και τη σύνθεση (δηλαδή δείκτη διάθλασης), στοιχεία που επηρεάζουν όλες τις οπτικές τους ιδιότητες.

2.1.2 Ιδιότητες Θαλασσινού νερού

Παρακάτω θα αναλυθούν οι Θερμικές και Φυσικές Ιδιότητες του Θαλασσινού νερού, ο τρόπος μέτρησής τους, καθώς και η αναπαράστασή τους σε διαγράμματα. Ταυτόχρονα, θα οριστούν το στρώμα ανάμιξης στην επιφάνεια και το θερμοκλινές και θα παρουσιαστεί η διαμόρφωσή τους, ανάλογα με τις εποχιακές μεταβολές.

2.1.2.1 Θερμικές & Φυσικές Ιδιότητες

Η διπολική φύση του νερού τού επιτρέπει να πολυμερίζεται, δηλαδή να σχηματίζει αλυσίδες μορίων, μέσω ηλεκτροστατικών δυνάμεων που συνδέουν το άτομο του οξυγόνου ενός μορίου με τα άτομα υδρογόνου γειτονικών μορίων, που ονομάζονται δυνάμεις van der Waals. Με τη σύνδεση των μορίων αυτών, καταναλώνεται ένα σημαντικό ποσό ενέργειας, προσδίδοντας την ικανότητα στον ωκεανό να απορροφά θερμική ενέργεια, την οποία δύσκολα αποδίδει στο περιβάλλον. Θετικά φορτισμένα ιόντα Na^+ και αρνητικά φορτισμένα ιόντα Cl^- μπορούν να διεισδύσουν στις αλυσίδες αυτές, δημιουργώντας το αλμυρό νερό των ωκεανών. Αυτή η δομή των μορίων νερού του δίνει πολύ αυξημένη επιφανειακή τάση, η οποία εμφανίζεται στην επιφάνεια του ωκεανού με τη μορφή μικροκυματώσεων (ripples), τα οποία έχουν δημιουργηθεί από την τριβή μεταξύ αέρα και νερού.

Οι **Θερμικές ιδιότητες** του νερού συνοψίζονται:

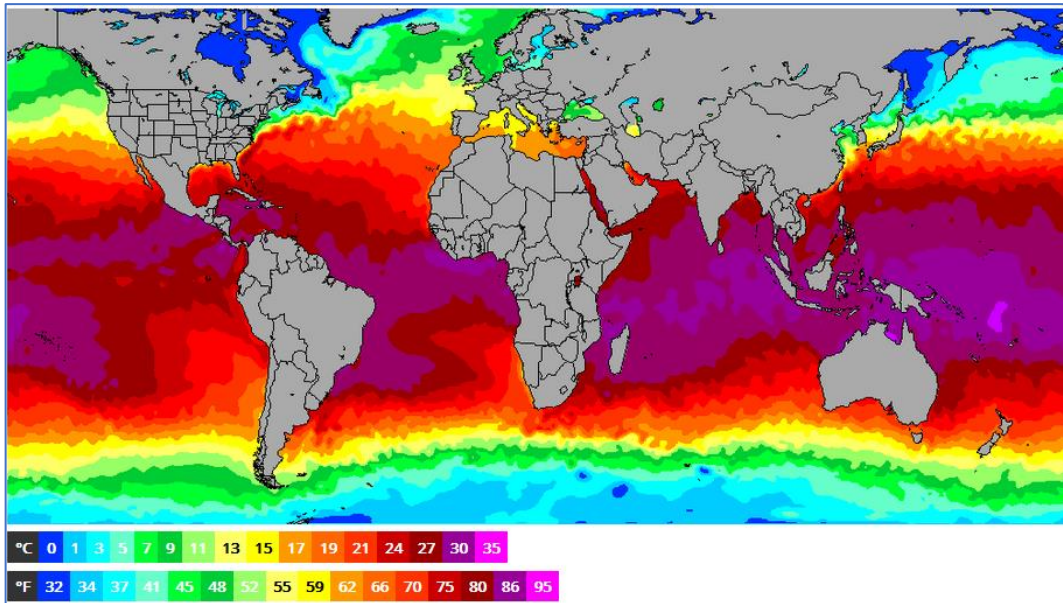
- α.** στην υψηλή θερμοχωρητικότητα, η οποία οφείλεται στη παρουσία των δεσμών υδρογόνου στο εσωτερικό του μορίου του νερού.
- β.** στα υψηλά σημεία στερεοποίησης και βρασμού, τα οποία ορίζουν το άνω και κάτω όριο της κλίμακας Κελσίου.
- γ.** στην υψηλή επιφανειακή τάση (Surface Tension). Οφείλεται στους δεσμούς υδρογόνου, οι οποίοι στην επιφάνεια του νερού έχουν οριζόντια διεύθυνση.
- δ.** στην υψηλή λανθάνουσα θερμότητα υγροποίησης και εξάτμισης: Η λανθάνουσα θερμότητα υγροποίησης είναι η θερμότητα που απαιτείται ώστε 1 g μίας ουσίας να μεταβάλλει τη φάση της από στερεά σε υγρή. Η λανθάνουσα θερμότητα υγροποίησης του νερού (Melting Latent Heat) είναι της τάξης των 80 cal/gr. Η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης (Evaporation Latent Heat) είναι η θερμότητα που απαιτείται ώστε 1 gr ουσίας να μεταβάλλει τη φάση της από υγρή σε αέρια, η οποία για το νερό είναι 540 cal/gr. Στον ωκεανό, για να εξατμισθεί 1 gr νερού στους 20 °C απαιτείται θερμότητα 585 cal. Έτσι, η επιπλέον θερμότητα που απαιτείται προσφέρεται από τα γειτονικά μόρια νερού. Άρα,

η θερμότητα μεταφέρεται από τα υγρά μόρια νερού σε αυτό που θα εξατμισθεί. Για αυτό τον λόγο δημιουργείται πτώση της θερμοκρασίας κατά την εξάτμιση. Η εξάτμιση μεταφέρει θερμότητα από τον ωκεανό στην ατμόσφαιρα με τη μορφή υδρατμών. Με την υγροποίηση των υδρατμών αποδίδεται θερμότητα στο περιβάλλον και επηρεάζεται σημαντικά το παράκτιο κλίμα.

Στις **Φυσικές Ιδιότητες** του θαλασσινού νερού περιλαμβάνονται **α.** η θερμοκρασία, **β.** η αλατότητα (αγωγιμότητα) και **γ.** η πυκνότητα, οι οποίες θα αναλυθούν ξεχωριστά παρακάτω.

α. Θερμοκρασία

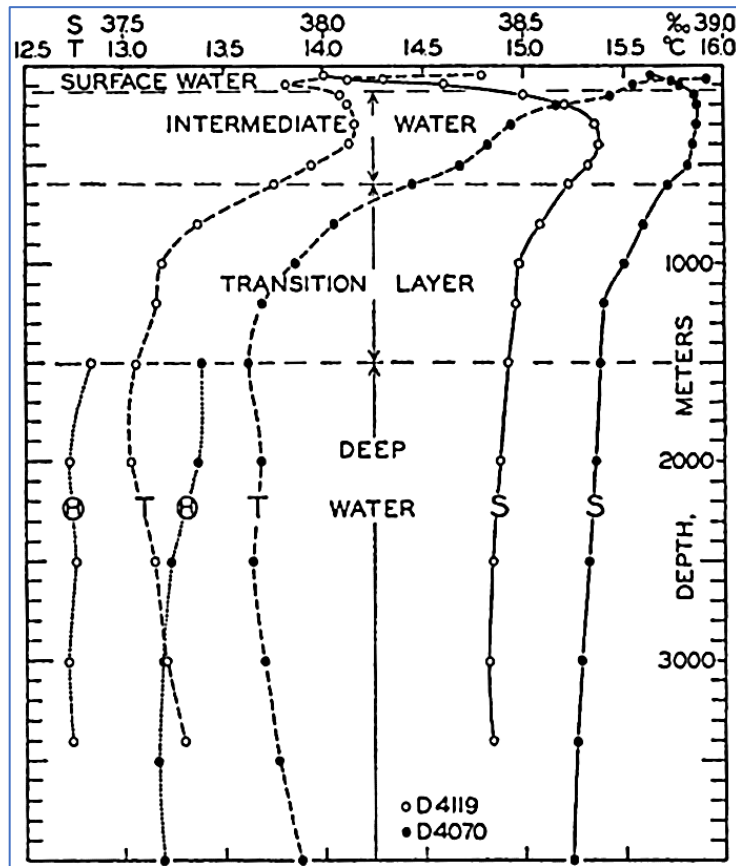
Η θερμοκρασία εκφράζει την ποσότητα θερμικής ενέργειας που περιέχει στη μάζα του ένα ρευστό. Η θερμοκρασία του θαλασσινού νερού (T) εκτιμάται συνήθως σε βαθμούς Κελσίου (°C) είτε σε βαθμούς Kelvin ($TK = T (^{\circ}C) + 273.15$), οπότε ονομάζεται απόλυτη θερμοκρασία. Η θερμοκρασία του νερού έχει παρατηρηθεί ότι κυμαίνεται από -2 έως 30 °C, ενώ αναπτύσσεται σχεδόν παράλληλα με τις ζώνες γεωγραφικού πλάτους. Η κατανομή της θερμοκρασίας σε όλη τη στήλη νερού οφείλεται στις μεταβολές της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που επιδρούν σε αυτήν. Η επίδραση αυτή μεταβάλλεται με την εποχή και το γεωγραφικό πλάτος (Σχήμα 2.1). Όσο πλησιέστερα βρίσκεται η θαλάσσια περιοχή στον Ισημερινό, η ηλιακή ακτινοβολία προκαλεί μεγαλύτερη αύξηση της θερμοκρασίας των υδάτων στην επιφάνεια. Κατά την εναλλαγή των εποχών του χρόνου, η αλλαγή της έντασης του ηλιακού φωτός, αλλά και της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας, προκαλούν αντίστοιχες εποχιακές μεταβολές στη θερμοκρασία της στήλης του νερού.



Σχήμα 2.1 Οριζόντια κατανομή της παγκόσμιας θερμοκρασίας των ωκεανών. Ο χάρτης ανανεώνεται καθημερινά και απεικονίζει τη θερμοκρασία των ωκεανών όπως καταγράφηκε στις 25 Ιανουαρίου 2019 (<https://www.seatemperature.org/>).

Στην ωκεανογραφία, εκτός από την επιτόπου θερμοκρασία, (T) (*in-situ* temperature), η οποία μετράται στο βάθος στο οποίο βρίσκεται η θαλάσσια μάζα τη δεδομένη στιγμή, χρησιμοποιείται και η δυναμική θερμοκρασία, (Θ) (potential temperature). Πρόκειται για τη θερμοκρασία που θα είχε η (ομοιογενής) θαλάσσια μάζα, εάν μεταφερόταν χωρίς μεταφορά θερμότητας ή μάζας (αδιαβατικά) από το βάθος στο οποίο βρίσκεται, στην επιφάνεια της θάλασσας. Δηλαδή, περιγράφει την αδιαβατική μετάβαση όγκου από περιβάλλον αρχικής πίεσης ($p_0 \gg p_{atm}$) σε πίεση ίση με την ατμοσφαιρική ($p_{atm} = 1atm$).

Στο Σχήμα 2.2 περιγράφεται η μεταβολή με το βάθος των τιμών επιτόπου (T) και δυναμικής (Θ) θερμοκρασίας. Ενδεικτικά, εάν μια ομογενής υδάτινη μάζα που έχει επιτόπου θερμοκρασία $T = 1^\circ C$ μετακινηθεί αδιαβατικά από βάθος 5000 m στην επιφάνεια, αυτή θα ψυχθεί κατά $0.43^\circ C$, άρα η δυναμική της θερμοκρασία είναι $\Theta = 0.57^\circ C$ (Θεοδώρου 2004).



Σχήμα 2.2 Χαρακτηρισμός των υδάτινων μαζών στη Μεσόγειο Θάλασσα που απεικονίζεται με καμπύλες που δείχνουν την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας (T), της αλατότητας (S) και της δυναμικής θερμοκρασίας (Θ) (Murphy et al. 1944).

β. Αλατότητα & Αγωγιμότητα

Το θαλασσινό νερό είναι διάλυμα που περιέχει ιόντα στοιχείων που διαλύθηκαν προερχόμενα από το στερεό φλοιό της Γης. Παρόλο που η αναλογία των ιόντων στο θαλασσινό νερό παραμένει σταθερή στο χώρο και το χρόνο, η συγκέντρωση αλάτων στο νερό μεταβάλλεται χωρικά και χρονικά, γεγονός που προκαλεί τη συνεχή και πολύ αποτελεσματική μείξη που λαμβάνει χώρα στο εσωτερικό των ωκεανών. Η *αλατότητα (Salinity, S)* είναι η συγκέντρωση της μάζας όλων των αλάτων που βρίσκονται στη μάζα του νερού. Ορίζεται ως ο συνολικός αριθμός γραμμαρίων διαλυμένων αλάτων σε ένα κιλό θαλασσινού νερού:

$$S = \frac{gr \text{ διαλυμένων αλάτων}}{1 kg \text{ θαλασσινού νερού}} \quad (2.1).$$

Μονάδες μέτρησης της αλατότητας είναι τα μέρη επί τοις χιλίοις (‰) ή αντίστοιχα parts per thousand [ppt], ενώ χρησιμοποιείται και η ονομασία practical salinity units [psu] καθώς πρακτικά η μέτρηση γίνεται μέσω αγωγιμότητας (δηλαδή με τη χρήση αγωγιμόμετρων).

Καθώς αυξάνεται η συγκέντρωση αλάτων στο νερό κατά την εξάτμιση (εξατμίζεται το νερό και παραμένουν τα άλατα), ή αντίθετα κατά την κατακρήμνιση (εισροή γλυκού νερού) μειώνεται η συγκέντρωση αλάτων, η αλατότητα στην επιφάνεια των ωκεανών εξαρτάται κυρίως από το ισοζύγιο εξάτμισης-κατακρήμνισης. Οι παράκτιες περιοχές επηρεάζονται από αυτό το ισοζύγιο, καθώς με την εισροή γλυκού νερού από ποτάμια και το λιώσιμο του πάγου στα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη η αλατότητα στα επιφανειακά νερά μειώνεται. Αντίθετα, σε μικρά γεωγραφικά πλάτη και σε κλειστές αβαθείς θαλάσσιες λεκάνες, όπου η εξάτμιση είναι μεγάλη και η εισροή γλυκού νερού μικρή, η αλατότητα στα επιφανειακά στρώματα αυξάνεται (Nikolaidis et al. 1997). Ο παγκόσμιος ωκεανός, κατά το 99% παρουσιάζει αλατότητα που κυμαίνεται μεταξύ 33-37 ppt, ενώ μια μέση τιμή για την αλατότητα του θαλασσινού νερού είναι τα 35 ppt. Αλατότητα κάτω των 25 ppt χαρακτηρίζει τα νερά ως υφάλμυρα, ενώ όταν υπερβαίνει τα 40ppt (Νεκρά Θάλασσα) τα νερά ονομάζονται υπεράλμυρα.

Καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία του νερού, αυξάνεται και η αγωγιμότητα. Για κάθε 1 °C που αυξάνεται η θερμοκρασία, η αγωγιμότητα αυξάνεται 2–4%. Αυτό οφείλεται στην αυξανόμενη κινητικότητα των ιόντων, αλλά και στην αύξηση της διαλυτότητας πολλών αλάτων και οξειδίων, καθώς κατά τη διάρκεια τους ημέρας ο ήλιος ζεσταίνει τη θάλασσα και αυξάνει την αγωγιμότητά τους, ενώ αντίθετα τη νύχτα η αγωγιμότητα μειώνεται, αφού μειώνεται αντίστοιχα και η θερμοκρασία. Η αγωγιμότητα αυξάνεται, με την αύξηση της πίεσης. Η αλατότητα του νερού θεωρείται ως μία συντηρητική παράμετρος, καθώς η τιμή της δεν μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια των διαφόρων βιογεωχημικών αντιδράσεων στο εσωτερικό του ωκεανού, παρά μόνο από φυσικές διεργασίες, όπως η μεταφορά υδάτινης μάζας (advection), η διάχυση (diffusion), η εξάτμιση (evaporation), η βροχόπτωση (precipitation). Μη συντηρητικά θεωρούνται τα στοιχεία με μικρό χρόνο παραμονής, που ως επακόλουθο παρουσιάζουν μεγάλη τοπική μεταβλητότητα (στοιχεία που μετέχουν σε βιολογικές διεργασίες, όπως O₂ και CO₂ και έντονα δραστικά ιόντα, όπως μέταλλα).

γ. Πυκνότητα

Η πυκνότητα (ρ , density) του θαλασσινού νερού ορίζεται ως η μάζα θαλασσινού νερού ανά κυβικό μέτρο νερού (kg m^{-3}) και είναι εξαρτώμενη από τις τιμές των τριών παραμέτρων: (i) τη θερμοκρασία (η αύξηση της θερμοκρασίας T προκαλεί μείωση της πυκνότητας, λόγω

διαστολής), **(ii)** την Αλατότητα (αύξηση της αλατότητας S προκαλεί αύξηση της πυκνότητας, λόγω προσθήκης μάζας) και **(iii)** την πίεση (αύξηση της πίεσης p προκαλεί αύξηση της πυκνότητας, λόγω μείωσης όγκου).

Η μεταξύ τους εξάρτηση μπορεί να εκφραστεί ως εξής:

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha T + \beta S) \quad (2.2)$$

όπου, $\alpha = -(1/\rho_0)(\partial\rho/\partial T)$, $\beta = (1/\rho_0)(\partial\rho/\partial S)$. Με α και β προσδιορίζονται οι ρυθμοί θερμικής διαστολής και αλατικής συστολής, αντίστοιχα.

Γενικά, η μεταβολή της πυκνότητας σε σχέση με τις 3 παραμέτρους είναι η εξής: η πυκνότητα αυξάνει κατά 1 kg m^{-3} , όταν μειώνεται η θερμοκρασία κατά 5°C ή όταν αυξάνεται η αλατότητα κατά 1 ppt ή όταν αυξάνεται το βάθος κατά 200 m . Από τους 3 παράγοντες τη μικρότερη επίδραση στην πυκνότητα τη δέχεται λόγω της πίεσης, επειδή το θαλάσσιο νερό είναι πρακτικά ασυμπίεστο. Ακόμα και σε μεγάλα ωκεάνια βάθη, όπου η πίεση φτάνει τα $4 \times 10^7 \text{ Pa}$ (σε βάθος $\sim 4 \text{ km}$), η αύξηση πυκνότητας λόγω πίεσης είναι μόνο 2% (Θεοδώρου 2004). Έτσι, σε μικρού βάθους περιοχές ($< 100 \text{ m}$) η επίδραση της πίεσης στην πυκνότητα μπορεί να παραλειφθεί χωρίς σημαντικό σφάλμα.

Συνεπώς, η πυκνότητα από μόνη της δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να προσδιορίσει μια υδάτινη μάζα, καθώς διαφορετικοί συνδυασμοί θερμοκρασίας και αλατότητας μπορεί να επιφέρουν την ίδια πυκνότητα. Δεδομένου ότι η θερμοκρασία μεταβάλλεται περισσότερο σε σχέση με την αλατότητα σε παγκόσμια κλίμακα, η κατακόρυφη κατανομή (προφίλ) της πυκνότητας τυπικά μοιάζει με το «κατοπτρικό είδωλο» της κατανομής της θερμοκρασίας. Στις παράκτιες περιοχές, όπου επικρατούν έντονες μεταβολές αλατότητας, το τελικό προφίλ της πυκνότητας έχει καθοριστεί και από τις δύο παραμέτρους.

Λόγω της ύπαρξης διαλυμένων αλάτων, η πυκνότητα του θαλασσινού νερού είναι μεγαλύτερη από αυτήν του γλυκού νερού ($\sim 1000 \text{ kg m}^{-3}$). Στην ωκεανογραφία έχει επικρατήσει να χρησιμοποιείται η «σίγμα» πυκνότητα (σ), η οποία προκύπτει αφαιρώντας από την πυκνότητα στο διεθνές σύστημα (kg m^{-3}) αυτήν του γλυκού νερού σε 0°C (1000 kg m^{-3}). Έτσι, ανάλογα αν έχει χρησιμοποιηθεί επιτόπου (T) ή δυναμική (Θ) θερμοκρασία και αν λαμβάνεται υπόψη η επίδραση της πίεσης στη μεταβολή της πυκνότητας, προσδιορίζονται οι τιμές σ_T ή σ_Θ :

$$\sigma_T = \rho(T, S, p) - 1000 \quad (2.3)$$

$$\sigma_{\theta} = \rho(T, S, p) - 1000 \quad (2.4).$$

Η πυκνότητα σ_{θ} ονομάζεται *δυναμική πυκνότητα* (potential density) κατ' αναλογία με την έννοια της δυναμικής θερμοκρασίας και εκφράζει την πυκνότητα που θα είχε το θαλασσινό νερό εάν δεν επιδρούσε η συμπίεση. Η τιμές της πυκνότητας μεταβάλλονται για τα επιφανειακά νερά μεταξύ 1021-1070 kg m⁻³ για βάθη δεκάδων χιλιομέτρων. Μια μέση πυκνότητα του θαλασσινού νερού είναι τα 1024 kg m⁻³.

Η κατανομή της πυκνότητας σε σχέση με το βάθος είτε αυξάνει και δημιουργείται στρώματωση της στήλης, είτε μένει σταθερή και παρουσιάζεται ομογενής κατανομή. Μείωση της πυκνότητας με το βάθος θα σήμαινε ότι βαρύτερα νερά υπέρκεινται ελαφρύτερων νερών. Τέτοια φαινόμενα στη φύση είναι σχετικά σπάνια, καθώς προκαλείται άμεση καταβύθιση των βαρύτερων μαζών νερού, ώστε να προκύπτει και πάλι ευσταθής κατανομή, με ανάμιξη της στήλης του νερού. Τέτοια φαινόμενα αποτελούν η *παράκτια ανάδυση (upwelling)*, όπου άνεμοι που πνέουν παράλληλα με επιμήκεις ακτές και οδηγούν βαθύτερα (και βαρύτερα) στρώματα να αναδυθούν στην επιφάνεια και ο *σχηματισμός πυκνών νερών (dense water formation)*, κατά τον οποίο ψυχροί άνεμοι σε περιοχές μικρού βάθους μπορεί να προκαλέσουν απότομη ψύξη των επιφανειακών νερών και κατά συνέπεια, να προκληθεί σημαντική αύξηση της πυκνότητάς τους.

Δημιουργία Πάγου – Σχέση θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας

Όταν επικρατούν χαμηλές θερμοκρασίες, το θαλασσινό νερό με αλατότητα μικρότερη του 24.7‰, προσεγγίζει το σημείο μέγιστης πυκνότητας και βυθίζεται πριν παγώσει. Σε μεγαλύτερα βάθη η θερμοκρασία είναι υψηλότερη και το νερό ανεβαίνει πάλι στην επιφάνεια. Εκεί, ξαναψύχεται και έτσι δημιουργείται μία συνεχής κατακόρυφη κυκλοφορία (overturning) με βύθιση επιφανειακών, ανάδυση των βαθύτερων). Μέχρι ολόκληρη η υδάτινη στήλη να αποκτήσει τη θερμοκρασία της μέγιστης πυκνότητας, συνεχίζεται η καταβύθιση του επιφανειακού νερού. Πρακτικά, σε μία λίμνη θα παγώσει το νερό της όταν ολόκληρη η υδάτινη στήλη βρεθεί σε θερμοκρασία μέγιστης πυκνότητας. Αυτός είναι και ο λόγος που ο πάγος σχηματίζεται μόνο στην επιφάνεια της λίμνης, στο στρώμα δηλαδή όπου προσεγγίζεται η θερμοκρασία τήξης.

Όταν οι αλατότητες είναι μεγαλύτερες από 24.7‰ η πτώση της θερμοκρασίας σε επίπεδα μικρότερα των -1.33 °C, οδηγεί στην απότομη πήξη του θαλασσινού νερού, πριν αυτό αποκτήσει τη μέγιστη πυκνότητά του. Έτσι, το νερό παραμένει στην επιφάνεια, όπου και μετατρέπεται

σε πάγο, χωρίς να πραγματοποιείται κατακόρυφη κίνηση με τη μορφή ‘overtuning’ (βύθιση επιφανειακών, ανάδυση των βαθύτερων). Αυτό σημαίνει ότι ο ωκεανός σχηματίζει πάγο μόνο τοπικά στην επιφάνειά του, κάτω από σχετικά σπάνιες συνθήκες. Καθώς απαιτείται μεγάλη ποσότητα θερμότητας για να υποβιβάσει ένας ωκεανός πάχους 4 km τη θερμοκρασία του στο σημείο πήξης, τέτοιου είδους στερεοποίηση μπορεί να λάβει χώρα μόνο σε ορισμένες παράκτιες περιοχές του Ατλαντικού και του Αρκτικού ωκεανού.

2.1.2.2 Στρώμα ανάμιξης στην επιφάνεια, θερμοκλινές και εποχιακές μεταβολές

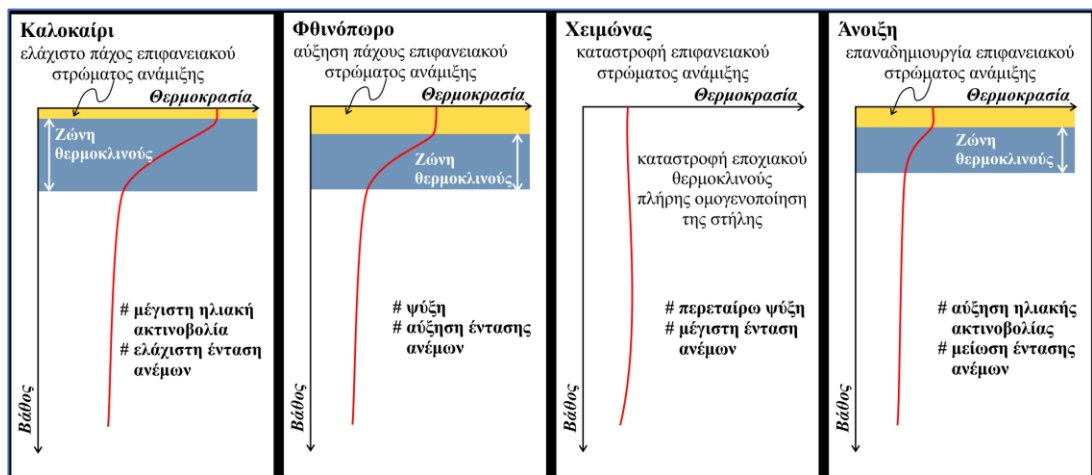
Στο επιφανειακό στρώμα του θαλάσσιου ωκεανού δημιουργείται η μεγαλύτερη εποχική μεταβλητότητα, καθώς αλληλεπιδρά με την ατμόσφαιρα και δέχεται πρώτα τις επιδράσεις της ηλιακής ακτινοβολίας, των κατακρημνίσεων και των ανέμων. Έτσι, οι μεταβολές στα φυσικά χαρακτηριστικά του θαλασσίου νερού μεταφέρονται από την επιφάνεια, όπου και είναι εντονότερες, στα μεγαλύτερα βάθη. Ο ρόλος του ανέμου είναι ιδιαίτερα σημαντικός, καθώς μέσω της ανάμιξης που προκαλεί στην επιφάνεια, οδηγεί τελικά στη διαμόρφωση ενός ομοιογενούς και καλά αναμεμιγμένου στρώματος. Το στρώμα αυτό ονομάζεται *επιφανειακό στρώμα ανάμιξης (surface mixed layer)*. Έχει πάχος που ποικίλει μεταξύ μερικών μέτρων έως και 200 m στις τροπικές ζώνες και τις περιοχές μέσου γεωγραφικού πλάτους. Το βάθος και η θερμοκρασία του στρώματος ανάμιξης μεταβάλλεται ανάλογα με την εποχικότητα.

Κάτω από το επιφανειακό στρώμα ανάμιξης υπάρχει μια ζώνη στην οποία μεταβάλλεται κυρίως η θερμοκρασία. Αυτή η ζώνη ονομάζεται *ζώνη θερμοκλινούς (thermocline)*. Καθώς οι μεταβολές της θερμοκρασίας συνδέονται με την πυκνότητα, στη ζώνη του θερμοκλινούς επικρατεί ταυτόχρονα και αύξηση της πυκνότητας, η οποία ονομάζεται *πυκνοκλινές (pycnocline)*. Επιπλέον, στην περίπτωση κατακόρυφης μεταβολής της αλατότητας στη στήλη του νερού (όπως π.χ. κοντά σε εκβολές ποταμών) εντοπίζεται η ζώνη του *αλοκλινούς (halocline)*.

Σε παγκόσμια κλίμακα, συναντώνται δύο τύποι θερμοκλινούς: (**α**) το εποχιακό θερμοκλινές (seasonal thermocline), με εποχιακή μεταβλητότητα, το οποίο συναντάται σε μικρά βάθη και (**β**) το μόνιμο θερμοκλινές (permanent thermocline), το οποίο εκτείνεται κάτω από το εποχιακό μέχρι και μεγάλα βάθη της τάξης των 1.5-2 km.

Σχετικά με τη μεταβολή του εποχιακού θερμοκλινούς σε μέσα γεωγραφικά πλάτη, κατά τη διάρκεια ενός έτους συμβαίνουν τα εξής (Σχήμα 2.3): Στο τέλος του καλοκαιριού, το πάχος του στρώματος ανάμιξης είναι ελάχιστο καθώς επιδρούν ασθενείς άνεμοι και επικρατεί αυξημένη ηλιακή ακτινοβολία, ενώ αντίθετα, η ζώνη του θερμοκλινούς μεγιστοποιείται. Κατά τη

διάρκεια του φθινοπώρου, αυξάνεται η ένταση των ανέμων και προκαλείται ανάμιξη και διάχυση της θερμότητας σε βαθύτερα στρώματα. Με αυτό τον τρόπο, διευρύνεται το πάχος του στρώματος ανάμιξης, παράλληλα δημιουργείται μείωση του θερμοκλινούς και γίνεται μεταφορά του σε μεγαλύτερα βάθη. Κατά τη χειμερινή περίοδο, πραγματοποιείται ανταλλαγή σημαντικού μέρους της θερμότητας με την ψυχρότερη ατμόσφαιρα και το πάχος του στρώματος ανάμιξης συνεχίζει να αυξάνει, ώστε να μεγιστοποιηθεί κατά το τέλος του χειμώνα (καταστροφή στρωμάτωσης και πλήρης ομογενοποίηση της στήλης). Τελικά, την άνοιξη αρχίζει σταδιακή εξασθένηση των ανέμων και ταυτόχρονη αύξηση της ηλιακής ακτινοβολίας, γεγονός που οδηγεί σε νέα δημιουργία επιφανειακού στρώματος ανάμιξης και διαμόρφωση της ζώνης θερμοκλινούς.

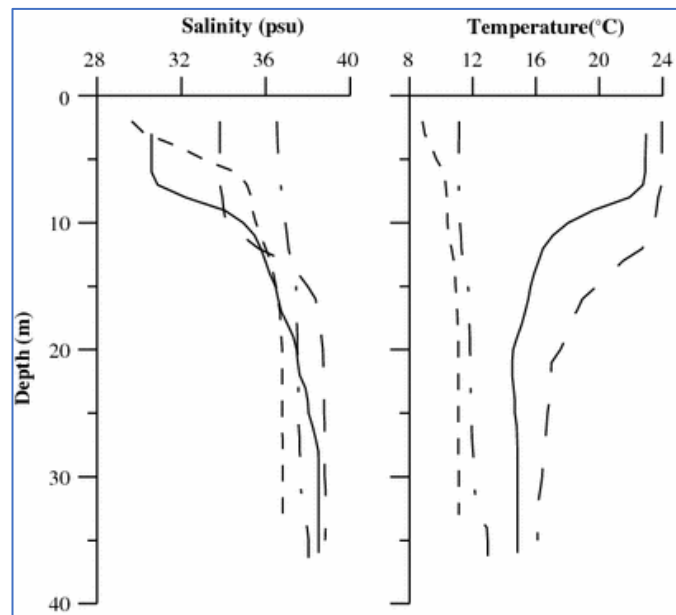


Σχήμα 2.3 Μεταβολή του εποχιακού θερμοκλινούς κατά τη διάρκεια των τεσσάρων εποχών ενός έτους (Stewart 2008).

Στις παράκτιες περιοχές, ωστόσο, όπου επικρατούν μικρά βάθη, η εποχιακή μεταβολή μπορεί να μην ακολουθεί αυτόν τον κανόνα, ειδικά εάν υπάρχει σημαντική επίδραση υφάλμυρων νερών.

Στο Σχήμα 2.4 παρουσιάζονται τα προφίλ θερμοκρασίας και αλατότητας στον Κόλπο της Αλεξανδρούπολης και το δέλτα του ποταμού Έβρου, όπως αυτά μετρήθηκαν μεταξύ Ιουνίου του 1998 και Μαρτίου 2000 (Kanellopoulos et al. 2009). Παρατηρούμε αρχικά ότι η στήλη είναι στρωματωμένη σε κάθε εποχή, κυρίως λόγω της σημαντικής παρουσίας υφάλμυρων νερών (μείωση επιφανειακής αλατότητας). Ακόμα και κατά το Φεβρουάριο του 1999 και τον Μάρτιο του 2000 (ψυχρότεροι μήνες του έτους), η κατανομή της θερμοκρασίας στη στήλη του νερού ήταν σχεδόν ομοιογενής με τιμές που κυμαίνονταν μεταξύ 9-13 °C, ενώ τον Ιούνιο και

το Σεπτέμβριο του 1998 υπήρχε δημιουργία θερμοκλινούς, που χαρακτηρίστηκε από υψηλότερες τιμές (23-24 °C) στο ανώτερο στρώμα και χαμηλότερες τιμές (μέχρι 14.8 °C) στο κατώτερο στρώμα της στήλης νερού (βάθος: $d = 10-20$ m). Συμπερασματικά, είναι σημαντικό να γίνει κατανοητό ότι η εποχική διακύμανση του θερμοκλινούς (και συνεπώς της στρωμάτωσης της στήλης) είναι μεν αυτή που προαναφέρθηκε, ωστόσο, οι τοπικές εισροές μαζών νερού και η συνεπαγόμενη ανάμιξη διαφορετικών υδάτινων τύπων, φαινόμενο ιδιαίτερα συχνό σε παράκτια νερά, μπορούν να οδηγήσουν σε αποκλίσεις από τους γενικούς κανόνες.

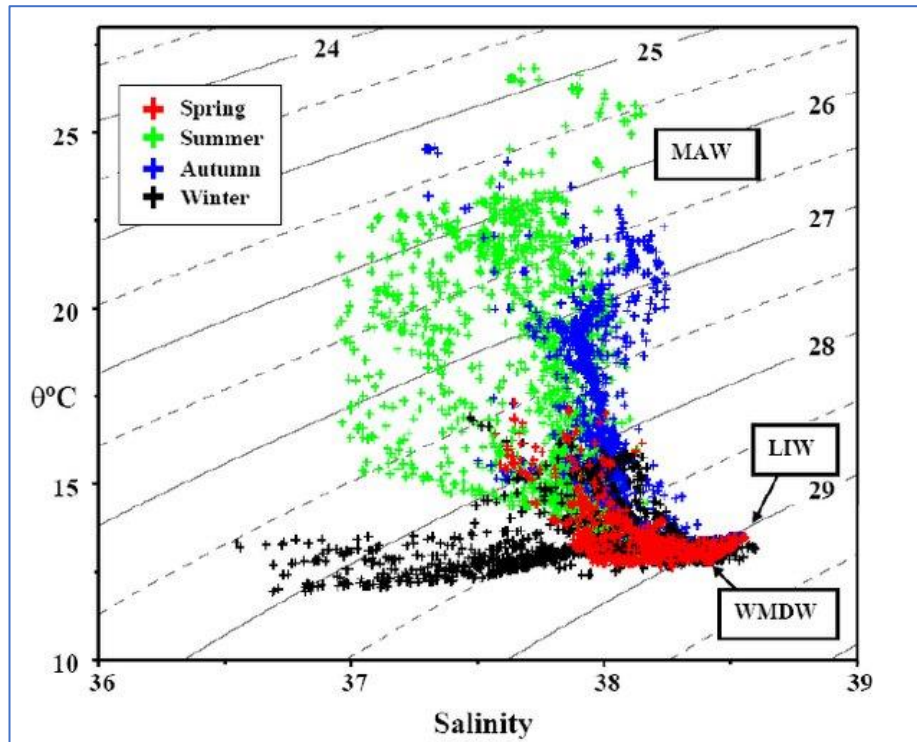


Σχήμα 2.4 Κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας και της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια του Ιουνίου 1998 (συνεχής γραμμή), Σεπτεμβρίου 1998 (διακοπτόμενη γραμμή-μεγάλες παύλες), Φεβρουαρίου 1999 (διακοπτόμενη γραμμή-μεσαίες παύλες) και Μαρτίου 2000 (διακοπτόμενη γραμμή-μικρές παύλες) (Kanellopoulos et al. 2009).

2.1.2.3 Διαγράμματα Θερμοκρασίας-Αλατότητας

Η θερμοκρασία και η αλατότητα είναι δύο παράμετροι ανεξάρτητες η μία της άλλης, καθόσον η μεταβολή στη θερμοκρασία της δείγματος θαλασσινού νερού δεν προκαλεί μεταβολή της αλατότητας (και αντίστροφα). Στην ωκεανογραφία τα γεγονότα δείχνουν ότι υπάρχει συσχέτιση μεταξύ των δύο ποσοτήτων, θερμοκρασίας και αλατότητας, καθώς υπάρχει περιορισμένος αριθμός συνδυασμών T-S στους ωκεανούς. Αν προβληθούν ζεύγη θερμοκρασίας-αλατότητας από διάφορα βάθη σε μία περιοχή, θα παρατηρηθεί στο διάγραμμα με άξονες τη θερμοκρασία (T) και την αλατότητα (S), ότι τα σημεία προβολής δεν κατανέμονται τυχαία

πάνω στο διάγραμμα, αλλά ανάλογα και της πυκνότητάς τους (καμπύλες γραμμές) συγκεντρώνονται σε περιοχές που αντιστοιχούν σε μικρές διακυμάνσεις της θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας (ένα σύνολο σημείων που περιβάλλει μία μέση καμπύλη πυκνότητας) (Σχήμα 2.5).



Σχήμα 2.5 Διάγραμμα θερμοκρασίας-αλατότητας-πυκνότητας για τις τρεις μάζες νερού: MAW (Modified Atlantic Water); LIW (Levantine Intermediate Water) και WMDW (Western Mediterranean Deep Water) (Varela et al. 1995). Οι εσωτερικές γραμμές του διαγράμματος αντιστοιχούν σε τιμές πυκνότητας [g cm^{-3}].

Τα διαγράμματα T-S αποτελούν τη βασική μέθοδο ανάλυσης των θαλάσσιων μαζών, καθώς μέσω αυτών προκύπτουν: **(α)** οι θαλάσσιες μάζες με χαρακτηριστικές τιμές (ή εύρη τιμών T, S, ρ), **(β)** ο βαθμός μείξης των υδάτινων μαζών, **(γ)** η κατάσταση ισορροπίας της στήλης του νερού και **(δ)** ο εντοπισμός των λανθασμένων μετρήσεων εκτός της μέσης καμπύλης.

2.2 ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΟΥ ΦΩΤΟΣ ΚΑΙ ΟΠΤΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΣΤΟ ΝΕΡΟ

Δέσμη φωτός μήκους κύματος λ αποτελείται από ροή στοιχειωδών σωματιδίων, τα φωτόνια, καθένα από τα οποία κατέχει συγκεκριμένη ενέργεια hc/λ , όπου h είναι η σταθερά Planck (6.626×10^{-34} J s) και c η ταχύτητα του φωτός (2.998×10^8 ms⁻¹). Το ορατό φως έχει ιδιότητες κύματος, αλλά αρκετές φορές συμπεριφέρεται και ως σωματίδιο (φωτόνιο). Το μήκος κύματος του φωτός ορίζεται ως $\lambda=c/f$, όπου f είναι η συχνότητα του φωτονίου. Συχνότητα και μήκος κύματος είναι ποσά αντιστρόφως ανάλογα, με αύξηση του ενός να προκαλεί μείωση του άλλου. Το ανθρώπινο μάτι παρουσιάζει ευαισθησία μόνο στην ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία του ορατού φάσματος, μεταξύ των μηκών κύματος 400-700 nm. Αυτό το εύρος φωτός μετριέται και στην Τηλεπισκόπηση των ωκεανών.

Τα συστατικά του θαλασσινού νερού αλληλεπιδρούν με το φως μέσω των διεργασιών της σκέδασης και της απορρόφησης, προσδίδοντας στο νερό το χρώμα του, κατόπιν επίδρασης με το ορατό φως του Ήλιου. Η ποσοτικοποίηση των συστατικών του θαλασσινού νερού μπορεί να επιτευχθεί χρησιμοποιώντας οπτικές μεθόδους, οι οποίες μπορούν να εφαρμοστούν είτε *in-situ* (οπτικά όργανα σε ωκεανογραφικά πλοία, αγκυροβολημένες πλατφόρμες, ή αυτόνομα υποθαλάσσια όργανα), είτε τηλεπισκοπικά (σαρωτές αεροσκαφών, δορυφόρων). Και οι δύο τεχνικές έχουν διαφορετικές χωρο-χρονικές και τεχνικές δυνατότητες, μερικές από τις οποίες αναλύονται και στην παρούσα διατριβή.

Οι οπτικές ιδιότητες του υδάτινου μέσου κατηγοριοποιήθηκαν από τον Preisendorfer (1961), σε εγγενείς και φαινόμενες. Οι εγγενείς ιδιότητες εξαρτώνται μόνο από τις ιδιότητες του υδάτινου μέσου και των συστατικών του (Inherent Optical Properties- IOPs), ενώ οι φαινόμενες (Apparent Optical Properties- AOPs) τόσο από τις IOPs, όσο και από τον τρόπο με τον οποίο το μέσο φωτίζεται. Παρακάτω, αποσαφηνίζονται οι δύο έννοιες των εγγενών και φαινόμενων οπτικών ιδιοτήτων, εξετάζεται η συσχέτισή τους και οι τεχνικές ποσοτικής τους εκτίμησης, καθώς και το πώς σχετίζονται με τα συστατικά του θαλασσινού νερού.

2.2.1 Εγγενείς Οπτικές Ιδιότητες (Inherent Optical Properties- IOPs)

2.2.1.1 Ορισμός Εγγενών Οπτικών Ιδιοτήτων

Οι *Εγγενείς Οπτικές Ιδιότητες (ΕΟΙ ή ΙΟΡ)* (απορρόφηση, σκέδαση, φθορισμός) αποτελούν θεμελιώδεις οπτικές ιδιότητες του θαλάσσιου νερού και των διαλυμένων ή αιωρούμενων υλικών σε αυτό και δεν εξαρτώνται από το φως του περιβάλλοντος. Η απορρόφηση συσχετίζεται με τη μετατροπή της φωτεινής ενέργειας σε χημική ή θερμική, ενώ η σκέδαση με την αλλαγή πορείας του φωτός, ενώ συνδυασμός των δύο προηγούμενων διεργασιών σε μία δέσμη αποτελεί την *εξασθένηση*. Η παρουσία βιολογικών πληθυσμών και τα απορρίμματα αυτών προσδίδουν μεγάλη μεταβλητότητα των IOPs, ενώ σε παράκτιες περιοχές σπουδαίο ρόλο παίζουν και τα αιωρούμενα ιζήματα και τα διαλυμένα οργανικά μακρομόρια φυτικής βιο-αποδόμησης (gelbstoff). Οι ουσίες όταν απορροφήσουν ακτινοβολία σε ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος επανεκπέμπουν (φθορίζουν) μέρος της σε άλλο μεγαλύτερο χαρακτηριστικό μήκος. Στη θάλασσα οι πηγές φθορισμού είναι οργανικής προέλευσης, όπως το φυτοπλαγκτόν, οι πετρελαϊκοί ρύποι και τα αστικά λύματα. Η καταγραφή των IOPs συγκεκριμένου δείγματος θαλάσσιου νερού παρέχει πληροφορίες (ποιοτικές και ποσοτικές) για την παρουσία βλαβερών ουσιών, αλγών και ρύπων (Drakopoulos et al. 2009).

Έτσι, καθώς μια δέσμη φωτός διαδίδεται στο θαλασσινό νερό, αλληλεπιδρά με σωματίδια και μόρια του θαλάσσιου μέσου, κυρίως μέσω της ελαστικής διάθλασης και απορρόφησης των φωτονίων. Στην πρώτη περίπτωση τα φωτόνια αλλάζουν κατεύθυνση της ενέργειάς τους σε σχέση με την αρχική κατεύθυνση διάδοσής τους, χωρίς να αλλάξει η ενέργεια των φωτονίων, ενώ στη δεύτερη συμπεριλαμβάνεται μετατροπή της ενέργειας των φωτονίων σε μορφές ενέργειας, όπως θερμότητα ή ενέργεια βιομάζας. Στις δευτερεύουσες διαδικασίες αλληλεπίδρασης, όπως ο φθορισμός από διαλυτή οργανική ύλη και χρωστικών του φυτοπλαγκτόν, επικρατούν ανελαστικές διεργασίες.

Έστω ότι μία στενή δέσμη μονοχρωματικής ακτινοβολίας με μήκος κύματος (λ) και φασματική ισχύ ακτινοβολίας $\Phi_0(\lambda)$ [W nm^{-1}] προσπίπτει στην επιφάνεια στρώματος νερού πάχους dx , και απεικονίζεται στο Σχήμα 2.6^α. Ένα μέρος $\Phi_a(\lambda)$ της προσπίπτουσας στην επιφάνεια ροής ακτινοβολίας, $\Phi_0(\lambda)$, απορροφάται στο στρώμα του νερού, ενώ ένα άλλο μέρος $\Phi_b(\lambda)$ σκεδάζεται σε άλλες κατευθύνσεις. Η εναπομένουσα ροή ενέργειας $\Phi_r(\lambda)$ διαχέεται χωρίς αλλαγή της κατεύθυνσής της. Στην περίπτωση της ελαστικής σκέδασης ισχύει η διατήρηση της ενέργειας ως εξής:

$$\Phi_0(\lambda) = \Phi_a(\lambda) + \Phi_b(\lambda) + \Phi_r(\lambda) \quad (2.5).$$

Οι βασικές οπτικές παράμετροι για τη μελέτη της διάδοσης μιας φωτεινής ακτινοβολίας είναι ο *συντελεστής απορρόφησης* $\alpha(\lambda)$ και ο *συντελεστής σκέδασης* $b(\lambda)$, οι οποίες σχετίζουν την ενέργεια λόγω της απορρόφησης και λόγω της σκέδασης, αντίστοιχα, με την προσπίπτουσα ροή ενέργειας όταν διαδίδεται σε λεπτό στρώμα νερού πάχους dx [m^{-1}]:

$$d\Phi_a(\lambda) = \alpha(\lambda)\Phi_0(\lambda)dx \quad (2.6)$$

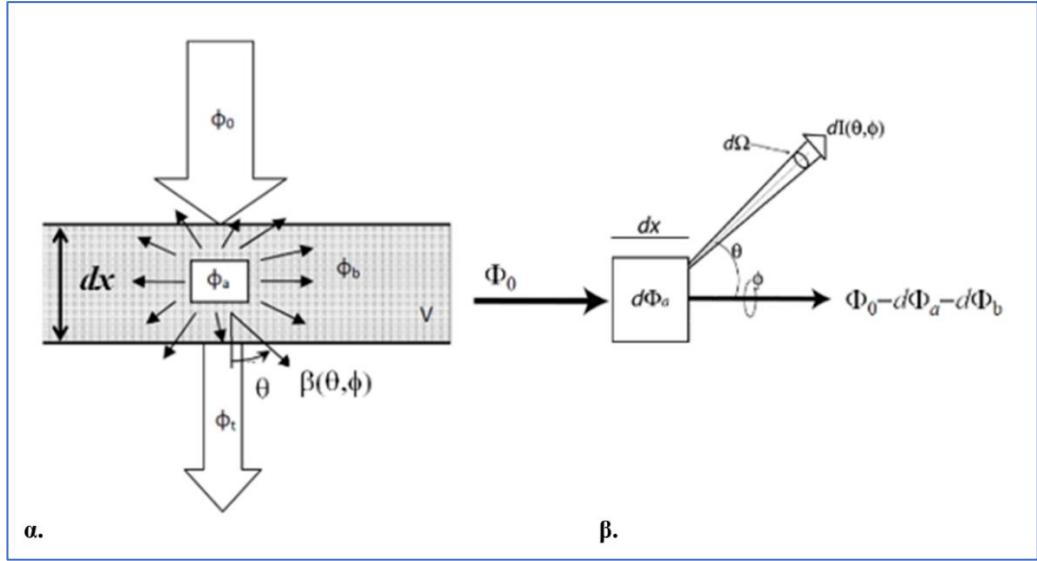
$$d\Phi_b(\lambda) = b(\lambda)\Phi_0(\lambda)dx \quad (2.7).$$

Το άθροισμα των δύο συντελεστών εκφράζει τον *ολικό συντελεστή εξασθένησης* (*beam attenuation coefficient*) $c(\lambda)$ (m^{-1}):

$$c(\lambda) = \alpha(\lambda) + b(\lambda) \quad (2.8).$$

Έστω ότι η σχέση: $d\Phi_c(\lambda) = d\Phi_a(\lambda) + d\Phi_b(\lambda)$ εκφράζει την απώλεια ενέργειας από την απορρόφηση και τη σκέδαση όταν η δέσμη περνά μέσα από το λεπτό στρώμα, τότε:

$$d\Phi_c(\lambda) = c(\lambda)\Phi_0(\lambda)dx \quad (2.9).$$



Σχήμα 2.6 Γραφική γεωμετρική απεικόνιση των συντελεστών απορρόφησης, σκέδασης και εξασθένησης. α. Διαδρομή δέσμης φωτός διερχόμενη της όγκου νερού (Morel 2008), β. ο στοιχειώδης όγκος πάχους dx , που θεωρείται ως πηγή σημείου από το οποίο προέρχεται η σκέδαση της ακτινοβολίας σε άλλες κατευθύνσεις (Morel 2008 & Mobley 1994).

Η ροή ακτινοβολίας $\Phi_b(\theta, \varphi, \lambda)$ που σκεδάζεται από τη δέσμη έχει γωνία σκέδασης Ω και διεύθυνση (θ, φ) , που αντιπροσωπεύεται από της γωνίες σκέδασης του ναδίρ (θ) και του αζιμούθιου (φ), αντίστοιχα, σε σχέση με την κατεύθυνση της προσπίπτουσας δέσμης (Σχήμα 2.6β). Η ένταση του φωτός που έχει σκεδαστεί από έναν απειροελάχιστο όγκο σε μια απειροελάχιστη γωνία $d\Omega$ που περιέχει (θ, φ) , $dI(\theta, \varphi, \lambda)$ [$\text{W sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$], είναι $d\Phi_b(\theta, \varphi, \lambda)/d\Omega$. Ανάλογα με τους συντελεστές $a(\lambda)$ και $b(\lambda)$, η ενέργεια λόγω σκέδασης είναι ανάλογη της προσπίπτουσας ακτινοβολίας και του στοιχειώδους πάχους, μέσω της λειτουργίας σκέδασης γωνιακού όγκου (Volume Scattering Function-VSF), $\beta(\theta, \varphi, \lambda)$ [$\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$]:

$$dI(\theta, \varphi, \lambda) = \beta(\theta, \varphi, \lambda)\Phi_0(\lambda)dx d\Omega \quad (2.10),$$

ή

$$d^2\Phi_b(\theta, \varphi, \lambda) = \beta(\theta, \varphi, \lambda)\Phi_0(\lambda)dx d\Omega \quad (2.11).$$

Η συνολική ενέργεια που χάθηκε λόγω σκέδασης της δέσμης αποκτάται σε άλλες διευθύνσεις κι έτσι επιτυγχάνεται ενσωμάτωση τις εξίσωσης 2.7 σε άλλες γωνίες:

$$d\Phi_b(\lambda) = \Phi_0(\lambda)dx \int_0^{4\pi} \beta(\theta, \psi, \lambda)d\Omega \quad (2.12).$$

Συνδυάζοντας και την εξίσωση (2.7) προκύπτει η συσχέτιση μεταξύ $b(\lambda)$ και $\beta(\theta, \varphi, \lambda)$:

$$b(\lambda) = \int_0^{4\pi} \beta(\theta, \varphi, \lambda) d\Omega = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \beta(\theta, \varphi, \lambda) \sin\theta d\theta d\varphi \quad (2.13).$$

Στις υδάτινες μάζες τα σωματίδια θεωρείται ότι είναι σπανίως προσανατολισμένα, επομένως:

$$b(\lambda) = 2\pi \int_0^\pi \beta(\theta, \lambda) \sin\theta d\theta \quad (2.14).$$

Οι δύο τελευταίες εξισώσεις αποδεικνύουν ότι το $b(\lambda)$ είναι μία IOPs οπτική ιδιότητα, η οποία προκύπτει από την ενσωμάτωση του $\beta(\theta, \varphi, \lambda)$ σε όλες τις γωνίες σκέδασης θ και φ . Εκτροπή της ακτινοβολίας κατά γωνία μεγαλύτερη των 90° ως προς την αρχική κατεύθυνση διάδοσης, δίνει τον *συντελεστή οπισθοσκέδασης* (bb):

$$b_b(\lambda) = 2\pi \int_{\pi/2}^\pi \beta(\theta, \lambda) \sin\theta d\theta \quad (2.15).$$

Ο συντελεστής οπισθοσκέδασης παίζει σημαντικό ρόλο στην Τηλεπισκόπηση, καθώς η *ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης* (*remote sensing reflectance*) είναι περίπου ανάλογη με $b_b/(a + b_b)$ (Gordon et al. 1988). Ο λόγος $\tilde{b}_b(\lambda) = b_b(\lambda)/b(\lambda)$ αναφέρεται ως αναλογία οπισθοσκέδασης ή κλάσμα οπισθοσκέδασης. Η ποσότητα $\tilde{\beta}(\theta, \lambda) = \beta(\theta, \lambda)/b(\lambda)$ αντιστοιχεί στη συνάρτηση σκέδασης όγκου [sr^{-1}], με την οποία μετρείται η γωνιακή κατανομή της σκεδασμένης έντασης, ανεξάρτητα από το συνολικό μέγεθος της σκέδασης.

2.2.1.2 Συμβολή IOPs και εξάρτησή τους από τη συγκέντρωση

Για ένα δείγμα θαλασσινού νερού που περιέχει μείγμα συστατικών, οι συντελεστές απορρόφησης και σκέδασης των διάφορων συστατικών είναι ανεξάρτητοι και ο συνολικός συντελεστής προκύπτει από την άθροιση όλων των επιμέρους. Το σύνολο των IOPs είναι το άθροισμα των IOPs για το καθαρό θαλασσινό νερό για όλα τα μεμονωμένα συστατικά του. Πρακτικά, τα εκάστοτε συστατικά μπορούν να ομαδοποιηθούν βάσει ορισμένων κριτηρίων. Αναφορικά με τις δύο κύριες κατηγορίες των συστατικών του θαλασσινού νερού, τη διαλυτή οργανική ύλη και τα ανόργανα αιωρούμενα σωματίδια, η κατανομή των a και bb έχει ως εξής:

$$a(\lambda) = \alpha_w(\lambda) + \alpha_{DOM}(\lambda) + \alpha_p(\lambda) \quad (2.16)$$

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda) \quad (2.17),$$

όπου, οι δείκτες w , DOM & p υποδηλώνουν τη συνεισφορά από το καθαρό θαλασσινό νερό, το *DOM (Dissolved Organic Matter)* και το *SPM (Suspended Particulate Matter)*, αντίστοιχα. Η απορρόφηση από την αιωρούμενη σωματιδιακή ύλη μπορεί περαιτέρω να διαχωριστεί στο φυτοπλανκτόν (δείκτης ph) και τα non-algal σωματίδια, μιας και φασματικά παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές μεταξύ τους.

Ένα ακόμη χαρακτηριστικό των IOPs είναι ότι ποικίλουν ανάλογα με τη συγκέντρωση των διαφόρων συστατικών στο θαλασσινό νερό. Αναφορικά με τα σωματίδια, η πιο διαδεδομένη παράμετρος συγκέντρωσης που χρησιμοποιείται είναι η συγκέντρωση ξηρού βάρους του SPM, εκφρασμένη σε $mg\ l^{-1}$ ή σε $g\ m^{-3}$. Έτσι, όταν οι IOPs κανονικοποιούνται από τη συγκέντρωση των συστατικών, θεωρητικά είναι λιγότερο μεταβαλλόμενες από τις απόλυτες IOPs, ανταποκρινόμενες στα χαρακτηριστικά του υλικού κάθε κατηγορίας. Επομένως, οι εξισώσεις 2.16 & 2.17 μπορούν να μετατραπούν, εξαρτώμενες από τη συγκέντρωση, ως εξής:

$$\alpha(\lambda) = \alpha_w(\lambda) + C_{DOM}a_{DOM}(\lambda) + C_p a_p^m(\lambda) \quad (2.18)$$

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + C_p b_{bp}^m(\lambda) \quad (2.19),$$

όπου, με C περιγράφεται η συγκέντρωση των συστατικών και ο δείκτης m υποδηλώνει τις mass-specific σωματιδιακές IOPs.

Το καθαρό θαλασσινό νερό δεν αποτελεί σημαντική πηγή μεταβλητότητας των IOPs στις υδάτινες μάζες. Σε ορισμένα μήκη κύματος που συναντάται μικρή μεταβλητότητα, έχει συσχετιστεί με μεταβολές της θερμοκρασίας και της αλατότητας (Pegau et al. 1997, Zhang et al. 2009).

Συμπερασματικά, οι συντελεστές απορρόφησης, σκέδασης και εξασθένησης αποτελούν τις βασικές οπτικές παραμέτρους για τη διάδοση της φωτεινής ακτινοβολίας. Με τη διαδικασία της απορρόφησης, τα μόρια του νερού και τα συστατικά του δεσμεύουν τα φωτόνια, προσδίδοντάς τους ενέργεια προερχόμενη από την ενέργεια του προσπίπτοντος φωτονίου (Kirk 1994). Έτσι, μέσω της απορρόφησης προκύπτει η εξασθένηση του φωτός. Με τη σκέδαση, προκύπτει

η εκτροπή του φωτός από μία ευθύγραμμη διάδοση σε μεταβολή της γωνίας διάδοσης του οπτικού πεδίου. Τέλος, με τον συντελεστή εξασθένησης περιγράφεται η συνδυαστική επίδραση της απορρόφησης και σκέδασης μαζί, εκπροσωπώντας τη μείωση του φωτός όταν μεγαλώνει η απόσταση που διανύει.

2.2.2 Φαινόμενες Οπτικές Ιδιότητες (Apparent Optical Properties- AOPs)

2.2.2.1 Ορισμός Φαινόμενων Οπτικών Ιδιοτήτων

Οι φαινόμενες οπτικές ιδιότητες, είναι στενά εξαρτώμενες από τις IOPs που μπορεί να χαρακτηρίζουν ένα υδάτινο μέσο και τα συστατικά αυτού εξαρτώνται παράλληλα και από τη γεωμετρία του πεδίου φωτός, η ανάλυση της οποίας εξηγεί καλύτερα τη μεταβλητότητά της. Μπορούν να μετρηθούν *in-situ*, αλλά και τηλεπισκοπικά.

Η θεμελιώδης AOPs είναι η *Ένταση Ακτινοβολίας (Radiance)* και εκφράζει τη ροή ακτινοβολίας σε δεδομένη θέση στο χώρο και διεύθυνση, ανά μονάδα στερεάς γωνίας και ανά μονάδα επιφάνειας κάθετης στη διεύθυνση διάδοσης της φωτεινής ροής. Στο Σχήμα 2.7α περιγράφεται η γωνιακή κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας. Ως *ένταση ακτινοβολίας* ορίζεται η ενέργεια, ή ροή ενέργειας, σε καθορισμένη κατεύθυνση (θ, φ), ανά γωνία (Ω), ανά μονάδα επιφάνειας (A) και ανά μεταβολή μήκους κύματος ($d\lambda$), ή ένταση ανά μονάδα επιφάνειας, ανά μεταβολή μήκους κύματος [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$]:

$$L(\theta, \varphi, \lambda) = \frac{d^2\Phi(\lambda)}{dA d\Omega d\lambda} = \frac{dI(\lambda)}{dA d\lambda} \quad (2.20).$$

Άλλο μέγεθος που αναφέρεται σε ακτινοβολία που προσπίπτει σε οριζόντια επιφάνεια είναι η *Ακτινοβολήση, E*, [W m^{-2}] (*Irradiance*) ολοκληρωμένη στη διεύθυνση (αναδύομενη & καταδύομενη).

Η ακτινοβολήση σε ένα οριζόντιο επίπεδο σε βάθος z , $E_d(\lambda, z)$, είναι το ολοκλήρωμα όλων των φασματικών ακτινοβολιών $L(\theta, \varphi, \lambda)$ σε βάθος z , με καθοδική πορεία, σταθμισμένο από το συνημίτονο της γωνίας πρόσπτωσης (Σχήμα 2.7β) [$\text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$]:

$$E_d(\lambda, z) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\theta, \varphi, \lambda, z) \cos \theta \sin \theta d\theta d\varphi \quad (2.21).$$

Παρομοίως, μπορεί να οριστεί μία αναδύομενη φασματική ακτινοβολία $E_u(\lambda, z)$ ως εξής:

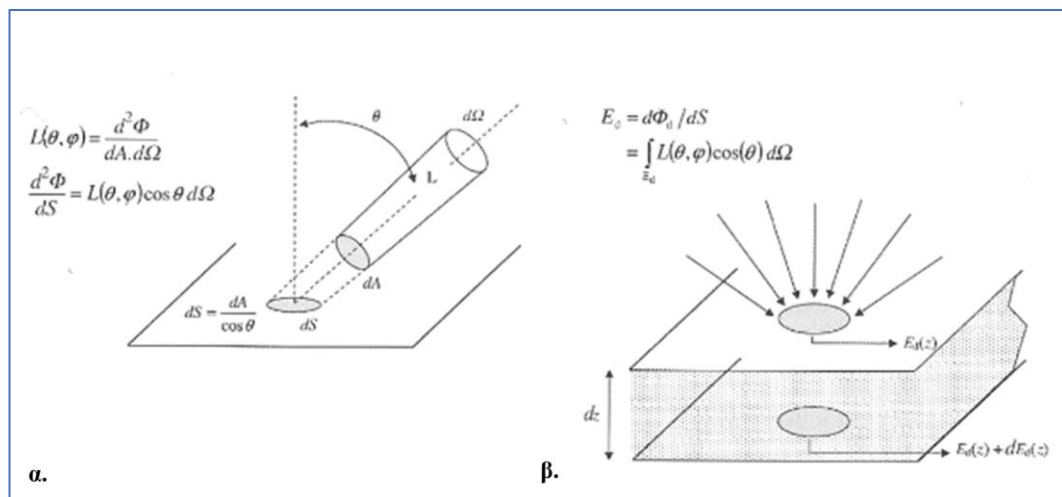
$$E_u(\lambda, z) = \int_0^{2\pi} \int_{\frac{\pi}{2}}^{\pi} L(\theta, \varphi, \lambda, z) |\cos \theta| \sin \theta \, d\theta \, d\varphi \quad (2.22).$$

Όταν η γωνία πρόσπτωσης είναι αδιάφορη, π.χ. φωτόνια για φωτοσύνθεση, η ολοκλήρωση δεν σταθμίζεται με το συνημίτονο και το απορρέον μέγεθος είναι η μονόμετρη ένταση, $E_0(\lambda, z)$ (scalar irradiance) [$\text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$]:

$$E_0(\lambda, z) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} L(\theta, \varphi, \lambda, z) \sin \theta \, d\theta \, d\varphi \quad (2.23).$$

Η μονόμετρη ένταση, προσπίπτουσα από κάθε διεύθυνση στο σύνολο του ορατού φάσματος φωτός (400 – 700 nm), είναι η διαθέσιμη ακτινοβολία για φωτοσύνθεση.

Ένα σημαντικό μέγεθος που απορρέει από τους παραπάνω ορισμούς είναι η *Ανακλαστικότητα Τηλεπισκόπησης (remote sensing reflectance)*, δηλαδή ο λόγος της ανακλώμενης έντασης ακτινοβολίας (ζενίθ) προς την προσπίπτουσα ένταση ακτινοβολίας στην επιφάνεια της θάλασσας. Είναι το ίδιο μέγεθος που καταγράφεται και από τους δορυφόρους ανίχνευσης του χρώματος της θάλασσας.



Σχήμα 2.7 α. Γωνιακή κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας και β. η ακτινοβόληση σε ένα οριζόντιο επίπεδο σε βάθος z , $E_d(\lambda, z)$ (Morel 2008).

2.2.2.2 Ανακλαστικότητα, Συντελεστής Διάχυτης Εξασθένησης και Οπτικό Βάθος

Η ανακλαστικότητα είναι μία αδιάστατη ποσότητα που ορίζεται ως ο λόγος της ανακλώμενης προς την προσπίπτουσα φασματική ακτινοβολία, σε βάθος z [m]:

$$R(\lambda, z) = \frac{E_u(\lambda, z)}{E_d(\lambda, z)} \quad (2.24).$$

Το χρώμα του ωκεανού καθορίζεται από φασματικές μεταβολές στην ανακλαστικότητα της ακτινοβολίας, ακριβώς κάτω από την επιφάνεια του νερού ($z = 0^-$). Η ανακλαστικότητα $R(\lambda, 0^-)$ περιγράφει την ικανότητα του θαλασσινού νερού να επιστρέφει την ακτινοβολία όπως την ατμόσφαιρα. Στην Τηλεπισκόπηση συναντάται η *ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης (remote sensing reflectance) (R_{rs})* [sr^{-1}], η οποία είναι συνδεδεμένη με την $R(\lambda)$, αλλά χρησιμοποιεί τη φωτεινότητα αντί για την ακτινοβολία. Για εφαρμογές τηλεπισκόπησης, η φωτεινότητα επιφάνειας απεικονίζεται καλύτερα όχι ως ακτινοβολία, αλλά ως ανακλαστικότητα. Η ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης εκφράζεται ως η σχετική φωτεινότητα μιας επιφάνειας όπως μετράται για ένα συγκεκριμένο διάστημα μήκους κύματος:

$$R_{rs}(\theta, \varphi, \lambda, 0^+) = \frac{L_w(\theta, \varphi, \lambda, 0^+)}{E_d(\lambda, 0^+)} \quad (2.25),$$

όπου $L_w(\theta, \varphi, \lambda, 0^+)$ είναι μία ακτινοβολία που διαχέεται από το εσωτερικό του ωκεανού προς μία κατεύθυνση (θ, φ) και $E_d(\lambda, 0^+)$ είναι η καταδυόμενη ακτινοβολία ακριβώς κάτω από την επιφάνεια. Με άλλα λόγια, η R_{rs} αποσυνθέτει την R σε ακτινοβολίες από τις οποίες αποτελείται ως συνάρτηση των γωνιών θέασης, θ και φ . Η R_{rs} είναι ένα μέτρο για το πόσο από το καταδυόμενο φως που προσπίπτει στην επιφάνεια του νερού, επιστρέφει τελικά μέσω της επιφάνειας με κατεύθυνση (θ, φ) , ώστε να μπορεί να ανιχνευτεί από ραδιόμετρο προς την αντίθετη κατεύθυνση. Οι δείκτες στο μηδέν (0^+ και 0^-) χρησιμοποιούνται για να υποδείξουν πάνω από την επιφάνεια του νερού ή κάτω από αυτή, αντίστοιχα.

Η ανακλαστικότητα της θάλασσας ή η *ανάκλαση του νερού (water-leaving reflectance)* $\rho_w^{0+}(\lambda) = \pi R_{rs}(\lambda)$ χρησιμοποιείται επίσης συχνά. Σε εφαρμογές της Τηλεπισκόπησης σε θολά νερά η γωνιακή εξάρτηση του R_{rs} συνήθως παραβλέπεται.

Η κατακόρυφη εξασθένηση της ακτινοβολίας στη στήλη του νερού είναι σχεδόν εκθετική:

$$E_d(\lambda, z) = E_d(\lambda, 0^-) \exp\left(-\int_0^z K_d(\lambda, z') dz'\right) \quad (2.26).$$

Ο συντελεστής διάχυτης εξασθένησης για την καταδυόμενη ακτινοβολία σε βάθος z , $K_d(\lambda, z)$, ορίζει τον ρυθμό μείωσης της καταδυόμενης ακτινοβολίας σε βάθος z . Λύνοντας την εξίσωση 2.26 ως προς $K_d(\lambda, z)$ προκύπτει:

$$K_d(\lambda, z) dz = -\frac{dE_d(\lambda, z)}{E_d(\lambda, z)} = -d \ln E_d(\lambda, z) \quad (2.27).$$

Ο συντελεστής χρησιμοποιείται σε μοντέλα διεύθυνσης του φωτός, για τον υπολογισμό της πρωτογενούς παραγωγής, ως συνάρτηση της διαθεσιμότητας του φωτός αναλογικά με το βάθος (Behrenfeld and Falkowski 1997) και συχνά χρησιμοποιείται ως δείκτης της διαύγειας του νερού (Stumpf et al. 1999).

Η ενσωμάτωση του συντελεστή διάχυτης εξασθένησης της καταδυόμενης ακτινοβολίας $K_d(\lambda, z)$ πάνω από το βάθος υποεπιφάνειας z , ορίζεται ως το οπτικό βάθος $\zeta(\lambda, z)$:

$$\zeta(\lambda, z) = \int_0^z K_d(\lambda, z) dz \quad (2.28).$$

Ο μεγάλος αριθμός οπτικών βαθών μπορεί να αντιστοιχηθεί με το ίδιο φυσικό βάθος της θάλασσας, z , δηλαδή συγκεκριμένο οπτικό βάθος αντιστοιχεί σε διαφορετικά φυσικά βάθη, ανάλογα της σύστασης του νερού, αλλά στην ίδια εξασθένηση της ακτινοβολίας. Τα διαυγή νερά χαρακτηρίζονται από χαμηλό K_d , ενώ τα τυρβώδη από υψηλές τιμές K_d . Έτσι, για ένα φυσικό βάθος z , το οπτικό βάθος ζ σε τυρβώδη νερά θα είναι αριθμητικά μεγαλύτερο από το οπτικό βάθος ζ σε διαυγή νερά.

Τα οπτικά βάθη είναι ένα μέσο για να γίνεται αναφορά στα βάθη του επιπέδου της ακτινοβολίας σε μια φυσική μάζα νερού, καθορίζοντας την εξασθένηση που προκαλείται από την καταδυόμενη ακτινοβολία $E(\lambda, 0^-)$ σε αυτό το επίπεδο. Αυτή η εξασθένηση ορίζεται ως ποσοστό της αρχικής προσπίπτουσας ακτινοβολίας, στο οπτικό βάθος. Για παράδειγμα, το 10% της ακτινοβολίας στην υποεπιφάνεια αναφέρεται στο βάθος στο οποίο ο λόγος $E(\lambda, z) / E(\lambda, 0^-) = 0.1$. Επομένως, το 10% της ακτινοβολίας στην υποεπιφάνεια αντιστοιχεί σε οπτικό βάθος $\zeta = 2.303$, αφού:

$$0.1 = \exp(-Kdz) \quad (2.29)$$

$$2.303=Kdz \quad \text{ή,} \quad (2.30).$$

Αντίστοιχα, το 1% αντιστοιχεί σε οπτικό βάθος $\zeta = 0.693$ και το 100% σε οπτικό βάθος 0.

Η υποεπιφάνεια που οροθετείται από το 100% και το 1% των επιπέδων ακτινοβολίας ορίζεται ως *φωτική ζώνη ή ευφωτική ζώνη*, αναπαριστώντας την περιοχή στην οποία λαμβάνει χώρα το μεγαλύτερο μέρος της φωτοσύνθεσης στο νερό.

Το αντίστροφο του $K(\lambda, z)$ ορίζει το βάθος του στρώματος νερού, από το οποίο προέρχεται το 90% της ακτινοβολίας που καταγράφει ο δορυφόρος (για οπτικό βάθος ζ , το βάθος διάσχυσης ορίζεται ως: $z = 1/Kd$) (Bukata et al. 2018).

Η συνηθέστερα χρησιμοποιούμενη παράμετρος για οικολογικές μελέτες είναι ο *συντελεστής εξασθένησης της φωτοσυνθετικά ενεργής ακτινοβολίας (photosynthetically active radiation-PAR)* σε βάθος z , $K_{PAR}(z)$. Το PAR είναι, φασματικά ολοκληρωμένη ροή των ποσοτήτων ανά μονάδα χρόνου στο βάθος z , σε μία ευρεία φασματική ζώνη (350-700 nm) [φωτόνια $s^{-1} m^{-2}$]:

$$PAR(z) = \int_{350\text{ nm}}^{700\text{ nm}} \frac{\lambda}{hc} E_0(\lambda, z) d\lambda \quad (2.31),$$

όπου h είναι η σταθερά του Planck, c η ταχύτητα του φωτός στο κενό και E_0 η φασματική ακτινοβολία, έτσι όπως ορίζεται στην εξίσωση 2.23. Ορίζοντας $\overline{K_{PAR}}(z)$ ως τον κατακόρυφο μέσο όρο του $K_{PAR}(z)$ μεταξύ επιφάνειας και βάθους z :

$$\overline{K_{PAR}}(z) = \frac{1}{z} \int_0^z K_{PAR}(z') dz' = -\frac{\ln PAR(z) - \ln PAR(0^-)}{z} \quad (2.32).$$

Έτσι, η εξίσωση (2.32) μπορεί να γραφτεί:

$$PAR(z) = PAR(0^-) \exp(-\overline{K_{PAR}}(z)z) \quad (2.33).$$

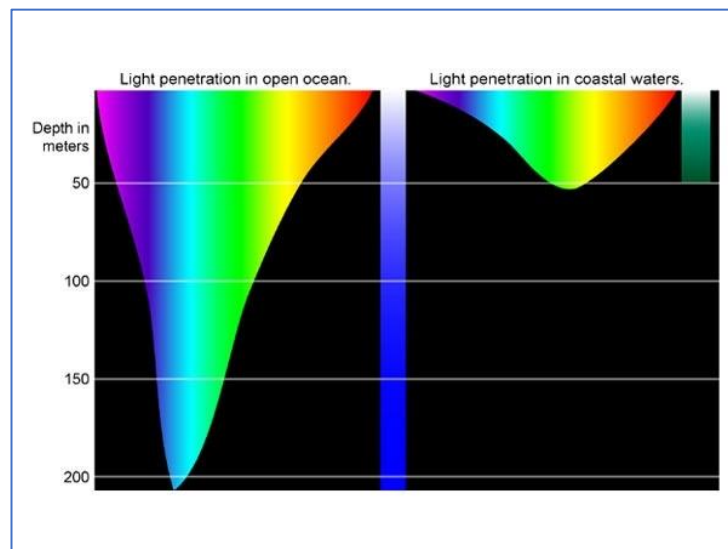
Στα καλά αναμεμιγμένα νερά στην κατακόρυφη στήλη το $\overline{K_{PAR}}(z)$ θεωρείται ότι εξαρτάται ελάχιστα από το βάθος (Rochford et al. 2001) και υπολογίζεται συνήθως στην ευφωτική ζώνη, όπου το PAR (z) πέφτει στο 1% της υποεπιφανειακής του αξίας. Αρκετές μελέτες έχουν δείξει ωστόσο, σημαντική εξάρτηση του βάθους από το $K_{PAR}(z)$ (Lee et al. 2005) ακόμη και

σε καλά αναμιγμένες στήλες ύδατος, λόγω της κάθετης διακύμανσης στη γωνιακή και/ή φασματική κατανομή της ακτινοβολίας.

2.2.2.3 Συμπεριφορά φωτός στη θάλασσα

Η συμπεριφορά του ορατού φάσματος φωτός (400-800 nm) στο νερό παρουσιάζει σημαντικές διαφορές από αυτή στον αέρα. Το φως απορροφάται σε πολύ μικρότερη απόσταση στο νερό από ότι στην ατμόσφαιρα. Η ηλιακή ακτινοβολία που φθάνει στην επιφάνεια της γης διαφέρει από αυτήν στην ανώτερη ατμόσφαιρα, γιατί σημαντικές ποσότητες, σε επιλεγμένα μήκη κύματος, απορροφώνται από τα διάφορα ατμοσφαιρικά στρώματα.

Τελικά, το ηλιακό φως που θα φθάσει στην επιφάνεια της θάλασσας διεισδύει σε βάθος, αλλά του ασκείται από τα μόρια του νερού επιλεκτική απορρόφηση σε ορισμένα μήκη κύματος, βάσει της φασματικής κατανομής του συντελεστή εξασθένησης. Έτσι, τα μήκη κύματος στη μπλε περιοχή παρουσιάζουν μεγαλύτερη διεισδυτικότητα, σε αντίθεση με την κόκκινη περιοχή που απορροφώνται στα πρώτα μέτρα. Το υπέρυθρο απορροφάται σε λίγα μόνο εκατοστά του μέτρου. Στο Σχήμα 2.8 απεικονίζεται η διείσδυση του φωτός με το βάθος σε καθαρά ωκεάνια νερά.



Σχήμα 2.8 Εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας στα διάφορα βάθη, στην ανοιχτή θάλασσα και στα παράκτια ύδατα. (NOAA–National Oceanic and Atmospheric Administration, <http://oceanexplorer.noaa.gov/explorations/04deepscope/background/deeplight/media/diagram3.html>, Public Domain).

Παρατηρείται ότι κάτω από ένα βάθος το μοναδικό χρώμα που υπάρχει στη θάλασσα είναι το μπλε. Από την ενέργεια που εισέρχεται στη θάλασσα ένα μέρος της διαχέεται, λόγω πρόσπτωσης σε στερεά σωματίδια που υπάρχουν στη στήλη του νερού, μία συμπεριφορά που διαφέρει ανάλογα με το μήκος κύματος. Γενικά, παρατηρείται μείωση της έντασης της φωτεινής ακτινοβολίας σε σχέση με το βάθος, η οποία εκφράζεται από την εξίσωση:

$$I_z = I_0 \exp(-kz) \quad (2.34),$$

όπου, I_0 η ένταση της φωτεινής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της θάλασσας, I_z η ένταση σε βάθος z και k ο συντελεστής κατακόρυφης διάχυσης (vertical attenuation coefficient) του νερού, ο οποίος εξαρτάται κυρίως από την απορροφητική ικανότητα του νερού και σε μικρότερο βαθμό από τη διασπορά των σωματιδίων.

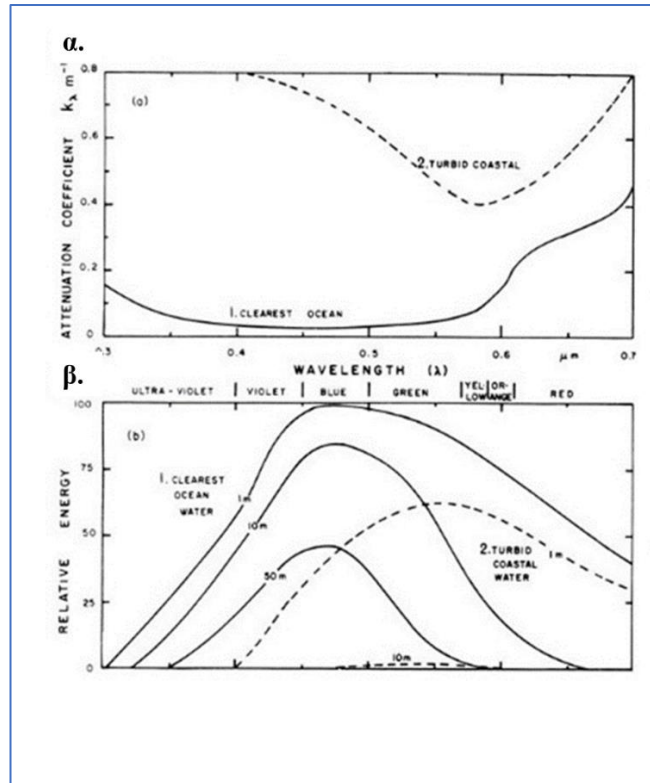
Πίνακας 2.2 Ενέργεια φωτός σε δεδομένα βάθη εκφρασμένο ως ποσοστό της ενέργειας στην επιφάνεια.

Βάθος (m)	I [%]			Καθαρό ωκεάνιο νερό [%]	Τυρβώδη ωκεάνια νερά [%]
	k [m^{-1}]	.02	0.2		
0		$I_0=100$	100	100	100
1		$I_z=98$	98	14	18
2		$I_z=96$	96	2	8
10		$I_z=82$	82	0	0
50		$I_z=37$	37	0	0
100		$I_z=14$	14	0	0

Οι τιμές της ενέργειας για $k = 0.02$ (Πίνακας 2.2) μαρτυρούν τη δυνατότητα του μπλε φωτός να διασχίσει μεγαλύτερη απόσταση στο εσωτερικό ενός διαυγούς ωκεανού. Οι στήλες για $k = 0.2$ και 2 εκφράζουν τη δυνατότητα του μπλε φωτός να διασχίσει μικρή κατακόρυφη απόσταση σε ελαφρώς τυρβώδη και τυρβώδη ύδατα. Ο συντελεστής k μεταβάλλεται σημαντικά με το μήκος κύματος.

Στο Σχήμα 2.9 παρουσιάζεται η μεταβολή που παρατηρείται όταν για διαυγή νερά ο συντελεστής k αποκτά την ελάχιστη τιμή του σε μήκος κύματος περίπου 400 nm, με αποτέλεσμα το μπλε φως να διεισδύει περισσότερο από τα μικρότερα (υπεριώδη) και μεγαλύτερα (υπερυθρα) μήκη κύματος. Αντίθετα, στα τυρβώδη νερά όλα τα μήκη κύματος διαχέονται περισσότερο από τα διαυγή, με την ακτινοβολία που αντιστοιχεί στο πράσινο και κίτρινο φάσμα φωτός

να διεισδύει περισσότερο στη στήλη νερού. Στη συνέχεια, θα αναλυθεί περαιτέρω η συμπεριφορά του φωτός σε τέσσερις περιπτώσεις διαφορετικών περιβαλλόντων, σε καθαρά νερά, σε περιβάλλον όπου επικρατούν ανόργανα αιωρούμενα ιζήματα, φυτοπλαγκτόν και οργανική ύλη.



Σχήμα 2.9 α. Συντελεστής διάχυτης εξασθένησης (K_d) σε συνάρτηση με το μήκος κύματος λ για διαυγή ωκεάνια νερά (solid) και τυρβώδη (dashed), β. Ακτινοβολία που διεισδύει σε βάθη 1, 10 και 50 m για διαυγή και τυρβώδη ωκεάνια ύδατα, αντίστοιχα (Talley et al. 2011).

2.2.3 Συσχέτιση Εγγενών και Φαινόμενων Ιδιοτήτων

Η εξίσωση της ροής ακτινοβολίας περιγράφει τη διάδοση του φωτός (ακτινοβολία) μέσω του θαλασσινού νερού, η οποία χαρακτηρίζεται από τις IOPs. Αυτή η εξίσωση δεν έχει αναλυτικές λύσεις, αλλά μπορούν να υπολογιστούν αριθμητικές λύσεις, για παράδειγμα με το εμπορικό πακέτο λογισμικού Hydrolight (Mobley 1994). Τα απλουστευμένα αναλυτικά μοντέλα συνδέουν τις IOPs με τις AOPs, όπως το απλοποιημένο μοντέλο ανακλαστικότητας που προτάθηκε από τους Gordon et al. (1988):

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{f' b_b(\lambda)}{Q a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (2.35),$$

όπου r_{rs} η ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης κάτω από το νερό:

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{L_w(\theta, \varphi, \lambda, 0^+)}{E_d(\lambda, 0^-)} \quad (2.36).$$

Το f' είναι ποικίλος αδιάστατος παράγοντας (Morel and Gentili 1991) και το Q είναι ο λόγος της αναδυόμενης ακτινοβολίας της την αναδυόμενη ακτινοβολία, στην κατεύθυνση προβολής. Η κάτω από την επιφάνεια ανακλαστικότητα μπορεί να σχετίζεται με την ανακλαστικότητα της θάλασσας και την τηλεπισκοπική ανακλαστικότητα:

$$\rho_w^{0+}(\lambda) = \pi R r_{rs}(\lambda) = \pi R_{rs}(\lambda) \quad (2.37),$$

όπου, το R αντιπροσωπεύει αποτελέσματα αντανάκλασης και διάθλασης στην επιφάνεια της θάλασσας (Morel and Gentili 1996). Μία τυπική τιμή του λόγου $f' / Q = 0.13$ για ύδατα που κυριαρχούν τα ιζήματα (Loisel and Morel 2001) και $R = 0.529$ (Morel and Gentili 1996).

Μια προσέγγιση της υποκείμενης παραμέτρου K_d με τις IOPs (Gordon 1989) δίνεται από την εξίσωση:

$$K_d(\lambda, 0^-) = 1.04 \frac{\alpha(\lambda) + b_b(\lambda)}{\mu_d} \quad (2.38),$$

όπου μ_d είναι το μέσο συνημίτονο του φωτός κάτωθεν ακριβώς από την επιφάνεια. Οι Morel and Loisel (1998) μοντελοποίησαν εμπειρικά το K_d της ευφωτικής ζώνης ως συνάρτηση των a και b :

$$\overline{K_d}(\lambda) = \frac{\alpha(\lambda)}{\mu_d} \left(1 + G(\mu_d) \frac{b(\lambda)}{\alpha(\lambda)} \right)^{1/2} \quad (2.39),$$

όπου $G(\mu_d)$ είναι μια παράμετρος μοντέλου που ποικίλλει ανάλογα με το μ_d .

2.2.4 Οπτικές Παράμετροι σε διαφορετικά υδάτινα περιβάλλοντα

Στο παρόν κεφάλαιο περιγράφονται οι οπτικές παράμετροι των βασικών συστατικών του θαλασσινού νερού που επηρεάζουν το χρώμα των ωκεανών. Παράγοντες όπως, βακτήρια, ζωοπλαγκτόν κ. ά. θεωρείται ότι δεν επηρεάζουν σημαντικά το χρώμα των ωκεανών και γι' αυτό το λόγο εξαιρούνται από την παρούσα ανάλυση. Ακολουθεί περιγραφή των επιδράσεων σε

περιβάλλοντα καθαρού νερού, επικράτησης ανόργανων αιωρούμενων ιζημάτων, φυτοπλαγκτόν και οργανικής ύλης.

2.2.4.1 Καθαρό νερό

Απορρόφηση

Σε διαυγές υδάτινο περιβάλλον το μπλε και πράσινο φως απορροφάται ελάχιστα, ενώ μεγαλώνει η απορρόφησή του όσο μεταβαίνουμε σε μεγαλύτερα μήκη κύματος. Στα 650 nm, στρώμα διαυγούς νερού ενός μέτρου θα απορροφήσει περίπου 35% του προσπίπτοντος φωτός (Kirk 1994), ενώ στα 800 nm, όλο το φως απορροφάται στα πρώτα 50 cm του επιφανειακού στρώματος.

Πολλές μελέτες έχουν μετρήσει σε τί φάσμα κυμαίνεται η απορρόφηση σε διαυγές υδάτινο περιβάλλον (Smith and Baker 1981, Sogandares and Fry 1997), οι περισσότερες από τις οποίες συμφωνούν σε μήκη κύματος μεγαλύτερα από 600 nm. Αυτό συμβαίνει αρχικά διότι η απορρόφηση σε μεγάλα μήκη κύματος είναι μεγάλη, άρα και ευκολότερα μετρήσιμη και δεύτερον, διότι η σκέδαση του νερού μικραίνει σε σχέση με την απορρόφηση. Καθώς μεταβαίνουμε σε μικρότερα μήκη κύματος, υπάρχει μεγαλύτερη αβεβαιότητα ως προς τη μέτρηση της απορρόφησης.

Σκέδαση

Ο Morel (1974) αναθεώρησε τη θεωρία της σκέδασης του νερού, αναλύοντας ότι η σκέδαση στο νερό δημιουργείται από την τυχαία κίνηση των μορίων, καταλήγοντας σε διακυμάνσεις της μοριακής τους πυκνότητας. Η παρουσία πολλών ιόντων στο θαλασσινό νερό (χλώριο, νάτριο κ. ά.) δημιουργεί αυξημένη σκέδαση της τάξης του 30%. Επιπλέον, παράγοντες όπως η θερμοκρασία, η αλατότητα και η πίεση επηρεάζουν σημαντικά τη σκέδαση, η οποία μειώνεται με μείωση της θερμοκρασίας ή αύξηση της πίεσης, λόγω μείωσης, σε μικρή κλίμακα, των διακυμάνσεων της πυκνότητας.

Η διανυσματική ποσότητα της σκέδασης μοντελοποιήθηκε από τον Morel (1974) και εκφράζεται από τη σχέση:

$$\beta_w(\theta) = \beta_w(90^\circ)(1 + 0.835 \cos^2 \theta) \quad (\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}) \quad (2.40).$$

Η παραπάνω εξίσωση δείχνει ότι ο όγκος σκέδασης του καθαρού νερού έχει ένα ελάχιστο στις 90° και αυξάνεται συμμετρικά με αύξηση ή μείωση των γωνιών [$\beta(180^\circ) = \beta(0^\circ)$]. Επομένως, για το διαυγές νερό, η οπισθοσκέδαση είναι ίση με τη σκέδαση (διαφορετική κατεύθυνση) και έπεται ότι $bb/b = 0.5$.

Η σκέδαση του διαυγούς θαλασσινού νερού παρουσιάζει εξάρτηση από το μήκος κύματος της τάξης $\lambda^{-4.32}$ (Morel 1974), καταλήγοντας στην προνομιακή σκέδαση του μπλε φωτός. Ο συνδυασμός της κυριαρχούσας απορρόφησης σε μεγάλα μήκη κύματος και της κυρίαρχης σκέδασης σε μικρότερα μήκη οδηγεί στο χαρακτηριστικό μπλε χρώμα των διαυγών ωκεάνιων νερών.

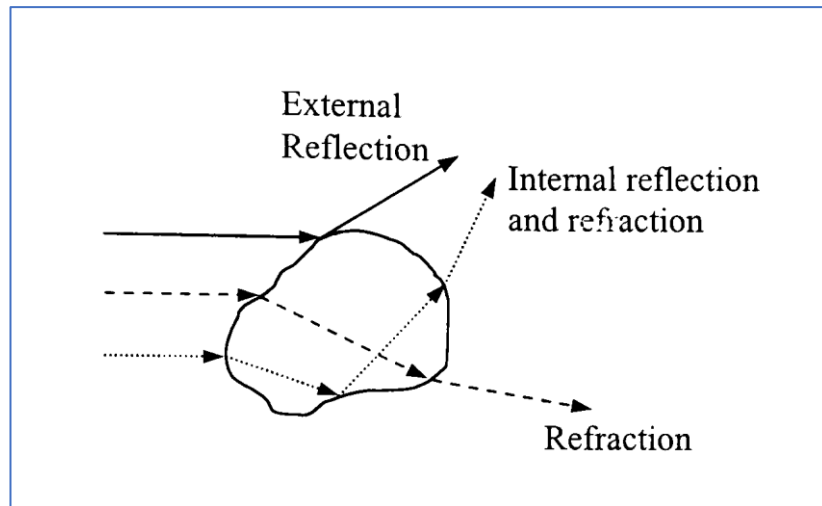
2.2.4.2 Ανόργανα Αιωρούμενα Ιζήματα (AAI)

Απορρόφηση

Στη βιβλιογραφία, η απορρόφηση των αιωρούμενων σωματιδίων συνδέεται κυρίως με το φυτοπλαγκτόν και ελάχιστα με τα ανόργανα σωματίδια. Οι Bowers and Mitchelson-Jacob (1996) παρατήρησαν ότι η φασματική απορρόφηση των ανόργανων σωματιδίων που συγκεντρώθηκαν σε φίλτρα νερού, παρουσίαζαν εκθετική μείωση με αύξηση του μήκους κύματος, με τον συντελεστή απορρόφησης σε ένα μήκος κύματος να είναι ανάλογο της συγκέντρωσης των ανόργανων αιωρούμενων σωματιδίων. Ο Davies-Colley (1983) βρήκε ότι το συνολικό σωματιδιακό υλικό είχε φασματική απορρόφηση, η οποία ήταν το άθροισμα της απορρόφησης της χλωροφύλλης και ενός εκθετικού φάσματος. Έτσι, απέδωσε το εκθετικό φάσμα στη χημική απορρόφηση της κίτρινης ουσίας από τα ανόργανα σωματίδια. Οι Bricaud and Stramski (1990) μελέτησαν την απορρόφηση των σωματιδίων σε φίλτρα και παρατήρησαν εκθετική αύξηση στη φασματική απορρόφηση εξαιτίας του δενδριτικού υλικού με μείωση του μήκους κύματος.

Σκέδαση

Τα αιωρούμενα σωματίδια είναι ο πιο σημαντικός παράγοντας σκέδασης σε φυσικά ύδατα (Kullenberg 1975). Ακόμη και τα διαυγή νερά περιέχουν επαρκές αιωρούμενο υλικό, ώστε να αλλάξει ο τρόπος με τον οποίο το φως σκεδάζεται. Η σκέδαση των σωματιδίων μπορεί να περιγραφεί από την *Mie Theory* και τα τρία φαινόμενα: *την περίθλαση, διάθλαση και ανάκλαση* (Σχήμα 2.10). Η περίθλαση εξαρτάται από το μέγεθος και το σχήμα του σωματιδίου και ορίζει τη σκέδαση από εμπρός, ενώ η διάθλαση και ανάκλαση εξαρτώνται από τη σύσταση του σωματιδίου (δείκτης διάθλασης) και καθορίζουν σε ποιο βαθμό το φως σκεδάζεται.



Σχήμα 2.10 Διαδικασίες σκέδασης στα σωματίδια (εξωτερική ανάκλαση, εσωτερική ανάκλαση και διάθλαση, διάθλαση) [πηγή: Binding (2003)].

Η Mie Theory προβλέπει ότι για σωματίδια μεγαλύτερα από το μήκος κύματος του φωτός, το μεγαλύτερο μέρος της σκέδασης πραγματοποιείται προς τα μπρος, καταλήγοντας σε έναν όγκο σκέδασης (σκέδαση σε συγκεκριμένη κατεύθυνση), που κορυφώνεται σε μικρές γωνίες. Μελέτες σε διαφορετικά περιβάλλοντα, από πολύ τυρβώδη νερά μέχρι διαυγή, έχουν δείξει ότι υπάρχει μικρή διακύμανση στον όγκο σκέδασης σε διαφορετικά περιβάλλοντα. Έρευνες έχουν δείξει ότι ο λόγος bb/b κυμαίνεται από 0.044 σε διαυγή ωκεάνια νερά (συγκριτικά με 0.5 του καθαρού νερού) έως 0.019 σε περισσότερο τυρβώδη νερά.

2.2.4.3 Φυτοπλαγκτόν

Απορρόφηση

Τα κύτταρα του φυτοπλαγκτόν απορροφούν το ορατό φως και κατά συνέπεια, παίζουν σημαντικό ρόλο στον προσδιορισμό των ιδιοτήτων απορρόφησης στα φυσικά ύδατα. Η μέθοδος που προτάθηκε από τους **Yentsch and Menzel (1963)** μετρώντας τις ιδιότητες απορρόφησης των κυττάρων του φυτοπλαγκτόν, συγκεντρώνοντάς τα σε ειδικά φίλτρα οπτικών ινών, σήμερα χρησιμοποιείται ευρέως για τον προσδιορισμό των συντελεστών απορρόφησης, βάσει της χλωροφύλλης. Μελέτες έχουν δείξει ότι ο συντελεστής απορρόφησης της χλωροφύλλης μειώνεται ομοιόμορφα από ολιγοτροφικά σε ευτροφικά νερά, που εκτείνεται σε μία τάξη μεγέθους $0.18-0.01 \text{ m}^2 \text{ mg}^{-1}$ στην κορύφωση της απορρόφησης του μπλε φωτός. Η απορρόφηση από τη χλωροφύλλη είναι ισχυρή στα κανάλια του μπλε και κόκκινου του φάσματος φωτός, με κορύφωση τα 430 nm και 662 nm, αντίστοιχα. Στο υπόλοιπο φάσμα φωτός, η απορρόφηση μειώνεται με

αύξηση του μήκους κύματος, με ελάχιστη απορρόφηση στο πράσινο, καταλήγοντας στη χαρακτηριστική πρασινωπή χρωμάτωση των υδάτων, που είναι πλούσια σε φυτοπλαγκτόν.

Σκέδαση

Συνδυαστικά με τις ιδιότητες απορρόφησης, τα κύτταρα του φυτοπλαγκτόν συμβάλλουν ακόμη στη συνολική σκέδαση μιας υδάτινης μάζας. Οι ιδιότητες σκέδασης του φυτοπλαγκτόν έχουν δείξει σημαντική ποικιλομορφία, ανάλογα με τα είδη που το αποτελούν, το μέγεθός τους και τις οπτικές ιδιότητές τους (Morel 1987). Για παράδειγμα, κάποια διάτομα και κοκκολιθοφόρα είναι γνωστοί έντονοι σκεδαστές του φωτός.

Όπως και τα ορυκτά σωματίδια, τα φύκη έχουν λειτουργία φάσης σκέδασης, η οποία κορυφώνεται σε μικρές γωνίες σκέδασης, καταλήγοντας σε επιλεκτική σκέδαση προς τα εμπρός (Stramski and Morel 1990). Η οπισθοσκέδαση (bb/b) των κυττάρων των φυκών έχει βρεθεί ότι είναι πολύ μικρότερη από την αντίστοιχη των ορυκτών σωματιδίων. Θεωρητικές μετρήσεις έχουν δείξει ότι οι τιμές οπισθοσκέδασης από τα φύκη κυμαίνονται μεταξύ 6×10^{-4} και 1.3×10^{-2} , ενώ από ορυκτά σωματίδια είναι ~ 0.019 . Αυτές οι διαφορές στην οπισθοσκέδαση είναι συνέπεια του μικρού δείκτη διάθλασης των κυττάρων των φυκών.

2.2.4.4 Οργανική Ύλη

Η διαλυμένη χρωματική οργανική ύλη (*Coloured Dissolved Organic Matter-CDOM*) στα φυσικά ύδατα έχει κυρίως χερσαία προέλευση (αλλόχθονα), που παράγεται από απόπλυση εδαφών και την αποσύνθεση της χερσαίας βλάστησης (Chester 1990). Αλλόχθονη οργανική ύλη μεταφέρεται στις παράκτιες περιοχές μέσω των απορροών των ποταμών. Σε μικρότερη κλίμακα, αλλά σπουδαία ως διαδικασία για το θαλάσσιο περιβάλλον, η διαλυμένη οργανική ύλη παράγεται επίσης από τη βακτηριακή αποσύνθεση των κυττάρων του φυτοπλαγκτόν (αυτόχθονη οργανική ύλη). Όταν αποσυντίθενται τα κύτταρα του φυτοπλαγκτόν, η οργανική ύλη μετατρέπεται με χημικές διεργασίες μέσω μικροβιακής δράσης σε δημιουργία διοξειδίου του άνθρακα, σουλφίδια, ανόργανο άζωτο και ενώσεις του φωσφόρου. Επίσης, δημιουργείται μία ποικιλία πολυμερών, γνωστών ως χουμικές ουσίες, τα διαλυτά συστατικά του νερού, τα οποία περιλαμβάνουν οργανικό άνθρακα σε μορφή φουλβικού και χουμικού οξέος.

Συνέπεια της χερσογενούς προέλευσης του CDOM, είναι το γεγονός ότι τα παράκτια νερά έχουν αυξημένη συγκέντρωση αλλόχθονου CDOM. Παράκτιες περιοχές που επηρεάζονται από χερσαίες απορροές, όπως για παράδειγμα η Βαλτική Θάλασσα, εμφανίζουν τιμές

CDOM μεταξύ 4-8 m⁻¹. Αντίθετα, οι συγκεντρώσεις σε ωκεάνια ύδατα, μακριά από τη χερσογενή επιρροή, παρουσιάζουν εμφανώς χαμηλότερες τιμές (μικρότερες από 0.1 m⁻¹) (Kirk 1994).

Το CDOM παίζει σημαντικό ρόλο στην οπτική των ωκεανών και έχει μελετηθεί εκτενώς τα τελευταία χρόνια, τόσο ως προς τις οπτικές του ιδιότητες, όσο τηλεπισκοπικά (Siddorn et al. 2001, Binding and Bowers 2003). Το CDOM δεν έχει σημαντικό αντίκτυπο στις ιδιότητες σκέδασης του νερού, αλλά επηρεάζει την απορρόφηση. Οι ιδιότητες απορρόφησης του CDOM δείχνουν ισχυρή απορρόφηση στα UV και το μπλε χρώμα του ορατού φωτός, ενώ μειώνονται εκθετικά σε μεγαλύτερα μήκη κύματος. Ο συνδυασμός της φασματικής απορρόφησης του CDOM μαζί με τις ιδιότητες απορρόφησης του καθαρού νερού, δημιουργούν το χαρακτηριστικό κίτρινο χρώμα των υδάτων με μεγάλες συγκεντρώσεις CDOM. Στα παράκτια και χερσαία νερά, όπου επικρατεί μεγάλη χερσαία απορροή, η κίτρινη ουσία είναι ο επικρατέστερος παράγοντας που επηρεάζει το χρώμα των υδάτων και στις περιπτώσεις που είναι σε μεγάλες συγκεντρώσεις καταλήγει να παίρνει μια πράσινη-καφέ απόχρωση (Bowers et al. 2000). Εξαιτίας της μεγάλης απορρόφησης του μπλε φωτός, η συγκέντρωση του CDOM εκφράζεται ως απορρόφηση στα 440 nm ($a_{CDOM}(440)$). Η φασματική εξάρτηση του συντελεστή απορρόφησης με το CDOM μπορεί να περιγραφεί από την εξίσωση:

$$a_{CDOM}(\lambda) = a_{CDOM(440)}e^{(-S(\lambda-440))} \quad (2.41),$$

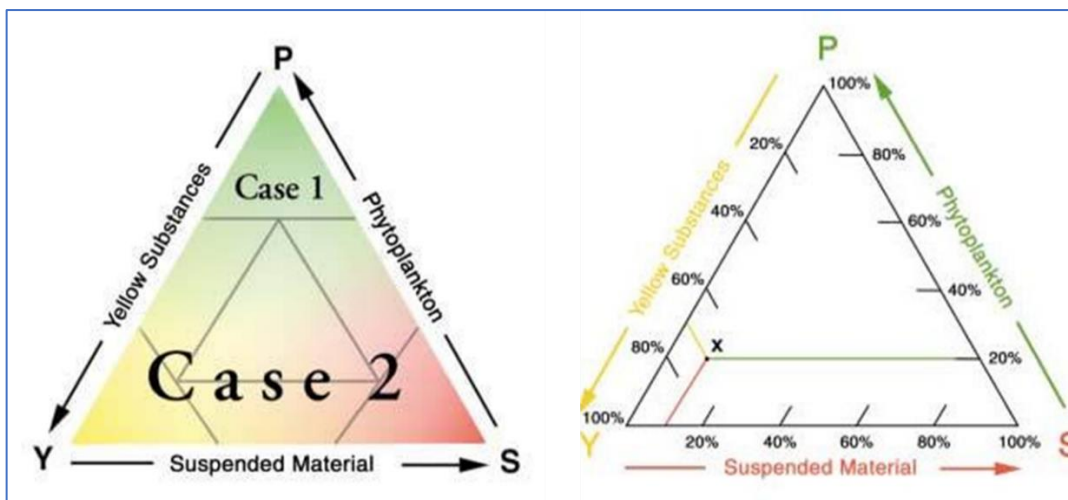
όπου, S είναι η κλίση, εξαρτώμενη από το μήκος κύματος. Η τιμή του S παρουσιάζει γεωγραφική ποικιλομορφία, με γνωστές τιμές μεταξύ 0.011 και 0.021 (Kirk 1994).

2.2.4.5 Ταξινόμηση θαλασσινού νερού βάσει των οπτικών του ιδιοτήτων

Η πιο γνωστή ταξινόμηση υδάτων είναι αυτή που προτάθηκε από τους Morel and Prieur (1977) και που στη συνέχεια αναδιαμορφώθηκε από τους Gordon and Morel (1983). Τα ωκεάνια ύδατα, όπως έχει αναφερθεί, χωρίζονται σε δύο κύριες κατηγορίες, τα ύδατα Τύπου 1 και Τύπου 2. Στην πρώτη κατηγορία ανήκουν τα υδάτινα περιβάλλοντα που το φυτοπλαγκτόν και η οργανική ύλη κυριαρχούν στον προσδιορισμό των οπτικών τους ιδιοτήτων, ενώ στον Τύπο 2 κατατάσσονται τα ύδατα των οποίων οι οπτικές ιδιότητες εξαρτώνται από το ανόργανο αιωρούμενο υλικό και η διασπορά τους στη στήλη του νερού είναι ανεξάρτητη από αυτήν της χλωροφύλλης.

Από τον ορισμό της κατηγορίας υδάτων Τύπου 1 εγείρεται το ερώτημα εάν η χλωροφύλλη από μόνη της είναι επαρκής ποσότητα για την ταξινόμηση σε μία από της δύο κατηγορίες. Σύμφωνα με τον [Morel \(2009\)](#), για συγκεκριμένη συγκέντρωση χλωροφύλλης (Chl), αναμένεται ποικιλομορφία στις οπτικές ιδιότητες, λόγω διακυμάνσεων στη σύσταση του φυτοπλαγκτόν, στη σχέση άλγης - σωματιδίων χωρίς άλγη και στη σχέση SPM-CDOM. Βάσει αυτών, η χλωροφύλλη από μόνη της δεν μπορεί να θεωρηθεί ο πιο ακριβής δείκτης βιολογικής δραστηριότητας. Σύμφωνα με τον [Morel \(1987\)](#) μπορεί τα ύδατα στα οποία επικρατεί το φυτοπλαγκτόν να κατατάσσονται στο Τύπο 1, όμως, εν απουσία ποτάμιων απορροών (ξηρές παράκτιες ζώνες) και διεργασιών επαναιώρησης, μπορεί να ανήκουν και στον Τύπο 2.

Οι [Mobley et al. \(2012\)](#) υποστήριξαν ότι και ο πυθμένας παίζει σημαντικό ρόλο στην ταξινόμηση, εκτός των οπτικών ιδιοτήτων. Αυτό συναντάται κυρίως στα ρηχά ύδατα, όπου το ανακλώμενο από τον πυθμένα φως επηρεάζει δραματικά την ακτινοβολία και την ποσότητα φωτός στη στήλη του νερού. Έτσι, μπορεί να πραγματοποιείται εκτίμηση των IOPs σε ύδατα Τύπου 1, όπου τα μοντέλα ακτινοβολίας στον Τύπο 1 αποτυγχάνουν, γιατί δεν έχει ληφθεί υπόψιν η ανάκλαση από τον πυθμένα. Σύμφωνα με αυτό, όλα τα οπτικώς ρηχά ύδατα ανήκουν στον Τύπο 2, ακόμη και αν οι IOPs ανήκουν στον Τύπο 1 ([Johnsen et al. 2004](#)).



Σχήμα 2.11 Γραφική αναπαράσταση των δύο κατηγοριών των υδάτων, Τύπου 1 και Τύπου 2 (πηγή: [Sathyendranath 2000](#)).

Οι δύο κατηγορίες παρουσιάζονται στην τριγωνική απεικόνιση του Σχήματος 2.11 (Sathyendranath 2000). Επιλέγοντας την οπτική ποσότητα ενδιαφέροντος σε συγκεκριμένο μήκος κύματος, σε συγκεκριμένη τοποθεσία και ώρα, μπορεί να υπολογιστεί η σχετική συμβολή στην επιλεγμένη παράμετρο του φυτοπλαγκτόν, της οργανικής ουσίας και του αιωρούμενου υλικού. Ο χαρακτηρισμός του τύπου νερού γραφικά αναπαρίσταται από ένα σημείο τριών συντεταγμένων (x, y, z), οι οποίες αντιπροσωπεύουν το φυτοπλαγκτόν, την οργανική ύλη και το αιωρούμενο υλικό, αντίστοιχα, στο δεξί σχήμα του Σχήματος 2.11. Παρά τις προσπάθειες ανακατασκευής της συγκεκριμένης ταξινόμησης, οι Mobley et al. (2004) προτείνουν ότι πρέπει πλέον να δοθεί έμφαση στη μαθηματική προσομοίωση των υδάτινων μαζών, σύμφωνα με της οπτικές τους ιδιότητες και το βάθος του πυθμένα.

2.2.5 Εκτίμηση Οπτικών Παραμέτρων

2.2.5.1 Εγγενείς Οπτικές Παράμετροι (IOPs)

Εξασθένηση δέσμης (Beam Attenuation)

Η εξασθένηση δέσμης, $c(\lambda)$, μπορεί να ληφθεί με μέτρηση της απώλειας ισχύος της μη πολωμένης μονοχρωματικής δέσμης φωτός με προσπίπτουσα ισχύ $\Phi_0(\lambda)$ σε μια πεπερασμένη απόσταση l μέσα σε ένα ομοιογενές μέσο. Η εναπομένουσα (μεταδιδόμενη) ροή σε απόσταση l , $\Phi_l(\lambda)$, σχετίζεται με το $c(\lambda)$ μέσω της εξίσωσης. (2.42) μεταξύ 0 και 1:

$$\Phi_l(\lambda) = \Phi_0(\lambda) \exp(-c(\lambda)l) \quad (2.42).$$

Επομένως:

$$c(\lambda) = \frac{-1}{l} \ln\left(\frac{\Phi_l(\lambda)}{\Phi_0(\lambda)}\right) \quad (2.43).$$

Αυτή είναι η αρχή με την οποία λειτουργούν οι μετρητές c , οι οποίοι ονομάζονται επίσης μετρητές εξασθένησης δέσμης ή τρανσμισόμετρα. Τα τρανσμισόμετρα χρησιμοποιούνται εδώ και 40 χρόνια, αν και με διαφορετικά χαρακτηριστικά, όπως το μήκος κύματος της δέσμης πηγής, το πλάτος της δέσμης, το μήκος διαδρομής του οργάνου, το σχέδιο ανιχνευτή κλπ. Το μήκος διαδρομής πρέπει να είναι τέτοιο, ώστε η πολλαπλή σκέδαση στον όγκο μέτρησης να είναι αμελητέα, αλλά αρκετά μεγάλη ώστε να είναι ανιχνεύσιμη η εξασθένηση (π.χ. μήκος 5 cm διαδρομής σε θολά παράκτια ύδατα και μήκος διαδρομής 25 cm σε καθαρά ωκεάνια ύδατα).

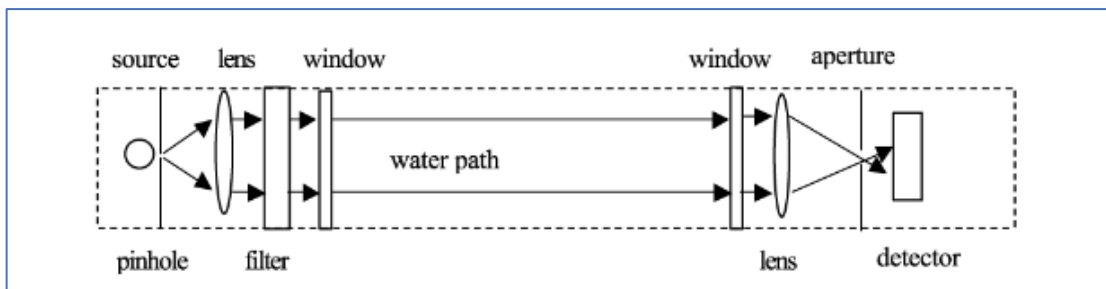
Η μέτρηση της μεταφερόμενης ροής $\Phi_l(\lambda)$ απαιτεί τη χρήση οπτικών διαχωριστικών για να εξαιρείται το φως που διαχέεται στην προς τα εμπρός κατεύθυνση. Στην ιδανική περίπτωση, τα τρανσμισόμετρα θα πρέπει να έχουν γωνία αποδοχής για σκεδασμένο φως 0° , αλλά αυτό δεν μπορεί να επιτευχθεί στην πράξη, επιτρέποντας την ανίχνευση του μεταδιδόμενου φωτός. Συνεπώς, όλα τα πομπόμετρα αποδέχονται κάποιο διάσπαρτο φως από τα εμπρός με μετρημένη εξασθένηση $c_m(\lambda)$, που σχετίζεται με το πραγματικό $c(\lambda)$:

$$c_m(\lambda) = c(\lambda) - 2\pi \int_0^\theta \beta(\theta, \lambda) \sin \theta d\theta \quad (2.44),$$

όπου το σφάλμα εξαρτάται από τη γωνία αποδοχής του οργάνου θ_a και από το VSF (Volume Scattering Function) (Boss et al. 2009). Τα περισσότερα τρανσμισόμετρα έχουν θ_a στο νερό μεταξύ 0.01° - 1.2° . Δεδομένου ότι το VSF προχωρεί έντονα προς τα εμπρός για τα μεγαλύτερα σωματίδια, ο όρος σφάλματος αυξάνεται με το αυξανόμενο μέγεθος σωματιδίων για ένα δεδομένο θ_a , όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.12 από τους Boss et al. (2009).

Τα τρανσμισόμετρα συνήθως λειτουργούν στα 660 nm όπου η απορρόφηση από διαλυμένες ουσίες, a_{CDOM} είναι αμελητέα, έτσι ώστε να προκύπτει η εξίσωση:

$$c(660) = c_w(660) + c_p(660) \quad (2.45).$$



Σχήμα 2.12 Εσωτερικός σχεδιασμός τρανσμισόμετρου [πηγή: Pegau et al. 2003].

Συνδυαστικές μετρήσεις απορρόφησης και εξασθένησης

Η ανάπτυξη, τη δεκαετία του 1990, οργάνων που χρησιμοποιούν πολλαπλά μήκη κύματος και υπερφασματικές τιμές απορρόφησης και εξασθένησης, a και c , οδήγησε σε σημαντική πρόοδο στη μέτρηση των IOP. Τα πιο ευρέως χρησιμοποιούμενα όργανα είναι οι υπερφασματικοί καταγραφείς απορρόφησης και εξασθένησης WET labs-ac-x (x μήκη κύματος), όπου το

$\alpha(\lambda)$ προσδιορίζεται με βάση την αρχή του ανακλαστικού σωλήνα (Zaneveld et al. 1990, Kirk 1992). Ο σχεδιασμός του οργάνου είναι παρόμοιος με τον σχεδιασμό του μεταδότη, εκτός από το ότι η διαμόρφωση είναι βελτιστοποιημένη ώστε να συλλέγει όσο το δυνατόν πιο διάσπαρτο φως, επιτρέποντας τη μέτρηση του $\Phi_0(\lambda) - \Phi_a(\lambda)$. Η οπτική διαδρομή περιβάλλεται από έναν ανακλαστικό σωλήνα χαλαζία, που αντανακλά το εμπρόσθιο διάσπαρτο φως πίσω στη διαδρομή δειγματοληψίας. Για τα φυσικά εναιωρήματα σωματιδίων η πλειοψηφία του φωτός διαχέεται προς τα εμπρός, αλλά μια μικρή ποσότητα φωτός θα χαθεί από την οπισθοσκέδαση ή την ατελή ανάκλαση στους τοίχους, αλλά πρέπει να ληφθεί υπόψη (Sullivan et al. 2006) για να μην υπερεκτιμηθεί το $\alpha(\lambda)$. Επιπρόσθετες διορθώσεις για την εξάρτηση του $\alpha(\lambda)$ από τη θερμοκρασία και την αλατότητα απαιτούνται (Pegau et al. 1997). Οι αβεβαιότητες μέτρησης των οπτικών ιδιοτήτων με τη χρήση του οργάνου ac-x έχουν αναφερθεί από τους Leymarie et al. (2010). Οι ταυτόχρονες μετρήσεις $c(\lambda)$ και $\alpha(\lambda)$ παραμένουν κενές στο πολύ καθαρό νερό, έτσι ώστε η συνδυασμένη εξασθένηση και απορρόφηση λόγω διαλυμένης και σωματιδιακής ύλης να μετράται απευθείας. Ο συντελεστής σκέδασης σωματιδίων, $bp(\lambda)$, μπορεί να προκύψει από τη διαφορά τους.

Συνάρτηση όγκου σκέδασης & συντελεστής οπισθοσκέδασης

Η μέτρηση του όγκου σκέδασης $\beta(\theta, \lambda)$ (*Volume Scattering Function-VSF*) σε ολόκληρο το εύρος γωνιών (μεταξύ 0° και 180°) περιλαμβάνει την πραγματοποίηση ενός μεγάλου αριθμού μετρήσεων σε διακριτές γωνίες. Έχουν αναπτυχθεί όργανα που ικανοποιούν αυτές τις περίπλοκες απαιτήσεις (Sullivan and Twardowski 2009, Twardowski et al. 2012). Από τα τέλη της δεκαετίας του 1990 το $bb(\lambda)$ υπολογίζεται από μετρήσεις του VSF προς την οπίσθια κατεύθυνση. Η μέτρηση του $\beta(\theta, \lambda)$ σε μια γωνία $\theta_m > 90^\circ$ βρέθηκε ότι συσχετίζεται σημαντικά με το $bb(\lambda)$ (Boss and Pegau 2001) μέσω ενός συντελεστή χ που είναι ανάλογος με τα προηγούμενα:

$$b_b(\lambda) = 2\pi\chi\beta(\theta_m, \lambda) \quad (2.46).$$

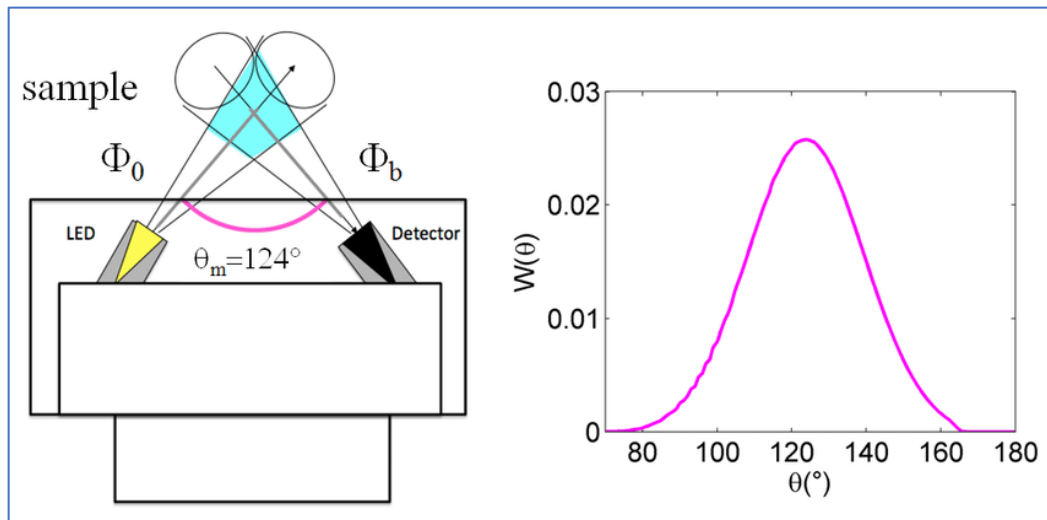
Τα σφάλματα ελαχιστοποιούνται όταν θ_m είναι μεταξύ $117^\circ - 120^\circ$ (Oishi 1990, Boss and Pegau 2001), όπου το χ είναι ανεξάρτητο από τη συνεισφορά του όγκου σκέδασης (Boss and Pegau 2001). Η απομάκρυνση της μεταβλητής του όγκου σκέδασης σε καθαρά νερά, $\beta_w(\lambda)$, σε $\beta(\lambda)$ πριν από τη μετατροπή οδηγεί σε πιο ακριβή αποτελέσματα, ειδικά στα καθαρά νερά (Boss and Pegau 2001), ως εκ τούτου:

$$b_b(\lambda) = 2\pi\chi_p(\beta(\theta_m, \lambda) - \beta_w(\theta_m, \lambda)) + b_{bw}(\lambda) \quad (2.47),$$

όπου, χ_p είναι ο συντελεστής αναλογικότητας μεταξύ $\beta_p(\theta_m, \lambda)$ και $b_{bp}(\lambda)$ που ορίζεται ανάλογα με το χ στην εξίσωση 2.46. Οι τιμές $\beta_w(\theta_m, \lambda)$ και $b_{bw}(\lambda)$ για το καθαρό θαλασσινό νερό από τους Zhang et al. (2009) θεωρείται ότι είναι ακριβείς κατά 2%. Οι εμπειρικά προσδιορισμένοι παράγοντες χ_p ως συνάρτηση του θ_m αναφέρονται από τους Sullivan and Twardowski (2009) και έχουν χαμηλότερη αβεβαιότητα, μέγιστου 2%, μεταξύ 110° - 120°. Τα όργανα WET Labs BB-9 και HOBI Labs Hydroscat χρησιμοποιούνται ευρέως για μετρήσεις οπισθοσκέδασης βασισμένα σε μία γωνία μέτρησης $\beta(\theta, \lambda)$. Στην πραγματικότητα, το μετρημένο $\beta(\theta_m, \lambda)$ είναι το αποτέλεσμα της σταθμισμένου τμήματος $\beta(\theta, \lambda)$ κοντά στο θ_m , που περιγράφεται από τη συνάρτηση γωνιακής στάθμισης $W(\theta)$ και εξαρτάται από τη γεωμετρία οργάνου:

$$\beta(\theta_m, \lambda) = \int_0^\pi \beta(\theta, \lambda)W(\theta)d\theta \quad (2.48).$$

Η διαμόρφωση του οργάνου WET Labs ECO BB-9, που χρησιμοποιείται σε αυτή τη μελέτη, και η συνάρτηση στάθμισης της γωνίας, παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.13.



Σχήμα 2.13 Σχηματική απεικόνιση της μέτρησης όγκου σκέδασης με το όργανο WET Labs ECO BB-9 σταθμισμένο για συγκεκριμένη γωνία (γωνία κέντρου $\theta_m=124^\circ$) [πηγή: Neukermans (2012)].

2.2.5.2 Φαινόμενες Οπτικές Παράμετροι (AOPs)

Οι AOPs καταγράφονται με οπτικά ραδιόμετρα, τα οποία συλλέγουν φασματική ακτινοβολία, είτε προσπίπτουσας ακτινοβολίας-irradiance, E , είτε αναβλύζουσας-radiance, L . Οι μέθοδοι για τη θαλάσσια οπτική ραδιομετρία μπορούν να διαχωριστούν στην πάνω από το νερό και στη μέσα στο νερό μέτρηση. Τα συστήματα μέσα στο νερό μπορούν να παρέχουν πληροφορίες για της ραδιομετρικές ιδιότητες στη στήλη του νερού, μέσω μετρήσεων radiance & irradiance. Τα κατακόρυφα προφίλ irradiance ακτινοβολίας επιτρέπουν την εξαγωγή του $Kd(\lambda, z)$ από την εξίσωση 2.27. Ωστόσο, η ανάκτηση του L απαιτεί τη μεταβολή των ραδιομετρικών μετρήσεων κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας σε μετρήσεις πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, η οποία αποτελεί σημαντική πηγή αβεβαιότητας, ιδιαίτερα σε θολά ύδατα και στο κόκκινο και NIR μήκος κύματος.

Ένταση ακτινοβολίας και Ραδιόμετρα

Η ακτινοβολία πάνω από το νερό επιτρέπει τον προσδιορισμό του $\rho_w^{0+}(\lambda)$ από ταυτόχρο-νες μετρήσεις της προσπίπτουσας ακτινοβολίας κάτω από το νερό, $E_d^{0+}(\lambda)$, της ολικής αναβλύζουσας ακτινοβολίας (από το νερό και από την επίδραση της θάλασσας με τον ατμοσφαιρικό αέρα σε γωνία ζενίθ 40° , $L_{sea}^{0+}(\lambda)$ και της ακτινοβολίας του ουρανού, L_{sky}^{0+} , με την κατεύθυνση της περιοχής του ουρανού που αντανακλάται στον αισθητήρα θέασης στη θάλασσα ως εξής:

$$\rho_w^{0+}(\lambda) = \pi \frac{L_{sea}^{0+}(\lambda) - \rho_{sky} L_{sky}^{0+}(\lambda)}{E_d^{0+}(\lambda)} \quad (2.49),$$

όπου ρ_{sky}^{0+} είναι ο συντελεστής ανάκλασης διεπαφής αέρα-νερού για ακτινοβολία ίση με τον συντελεστή ανάκλασης Fresnel στην περίπτωση επίπεδης επιφάνειας της θάλασσας (Mueller et al. 2000). Ο συντελεστής ρ_{sky}^{0+} αναμένεται να μεταβάλλεται έντονα με την ταχύτητα του ανέμου σε συνθήκες καθαρού ουρανού, λόγω της αντανάκλασης των φωτεινότερων τμημάτων του ουρανού στην περίπτωση ψηλών κυμάτων (Mobley 1999), αλλά είναι περίπου ανεξάρτητη από την ταχύτητα του ανέμου σε συνθήκες συννεφοκάλυψης (Ruddick et al. 2006):

$$\rho_{sky}^{0+} = \begin{cases} 0.0256 + 0.00039W + 0.000034W^2 & \text{for } \frac{L_{sky}^{0+}(750)}{E_d^{0+}(750)} < 0.05 \\ 0.0256 & \text{for } \frac{L_{sky}^{0+}(750)}{E_d^{0+}(750)} \geq 0.05 \end{cases} \quad (2.50).$$

Η ακρίβεια της μέτρησης του $\rho_w^{0+}(\lambda)$ εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τη διόρθωση για ανακλάσεις διεπαφής αέρα-θαλάσσης.

Στην παρούσα διατριβή, οι ακτινοβολίες πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας συλλέχθηκαν με ένα φορητό φασματομέτρο (JAZ Ocean Optics), με εύρος φάσματος 200-690 nm και φασματική ανάλυση 1.3 nm προσαρμοσμένο σε σωλήνα 3° FOV Gershun, μέσω εύκαμπτης οπτικής ίνας. Η αναφορά ακτινοβολίας παρεσχέθη από μια βαθμονομημένη πλάκα Spectra-Ion© με βαθμονομημένη ανάκλαση 10%. Η ακολουθία της μέτρησης, σύμφωνα με το πρωτόκολλο [Mobley \(1999\)](#), πραγματοποιείται με την ακόλουθη σειρά: ανακλώμενη ακτινοβολία στην πλάκα, σκοτεινό φάσμα, αναδυόμενη θαλάσσια ακτινοβολία σε κατεύθυνση θέασης αζιμούθιου 135° και γωνία ζενίθ 40°, την ακτινοβολία του ουρανού υπό τις ίδιες γωνίες (απαιτούνται για τη διόρθωση της ουράνιας λάμψης (sky glint) και τέλος ένα ακόμη σκοτεινό φάσμα. Επιπλέον, προστέθηκε ένα ακόμη βήμα ([Lee et al. 2010](#)), όπου ένας μικρός μαύρος σωλήνας (4.5 cm διαμέτρου και 55 cm μήκους) προσαρτήθηκε μπροστά από το σωλήνα Gershun και βυθίστηκε ακριβώς κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, αφαιρώντας έτσι το επιφανειακό ανακλώμενο φως. Και για τα δύο πρωτόκολλα συλλέχθηκαν κατά μέσο όρο δέκα φάσματα και η πλήρης ακολουθία μέτρησης (διαρκεί λιγότερο από ένα λεπτό) επαναλήφθηκε τουλάχιστον τέσσερις φορές. Ένα πλεονέκτημα της χρήσης ενός μόνο ραδιομέτρου είναι ότι δεν υπάρχει ανάγκη για βαθμονόμηση.

2.3 ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Σκοπός της *Τηλεπισκόπησης* είναι η ανάλυση της επιφάνειας της Γης, μέσω ενός συνόλου θεωρητικών, τεχνικών και εφαρμοσμένων μεθόδων. Μεγάλος αριθμός δορυφόρων καταγράφουν σήμερα τη γήινη επιφάνεια, καθένας με διαφορετικά χαρακτηριστικά και ικανότητες. Στο παρόν κεφάλαιο, αρχικά περιγράφεται πώς γίνεται η απεικόνιση των αντικειμένων της επιφάνειας της Γης χάρις στην καταγραφή της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας και των διαφορετικών μηκών του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Στη συνέχεια, γίνεται αναφορά στο ηλεκτρομαγνητικό κύμα και τις μονάδες μήκους. Ταυτόχρονα, παρουσιάζονται τα όργανα που χρησιμοποιούνται για την απεικόνιση του γήινου ανάγλυφου, περιγράφεται η δομή της πολυφασματικής εικόνας και αναλύονται οι ιδιότητες που προσδίδουν τη διακριτική ικανότητα σε μία δορυφορική εικόνα.

2.3.1 Ηλεκτρομαγνητικό Φάσμα και Τηλεπισκόπηση

2.3.1.1 Ηλεκτρομαγνητικό Φάσμα

Ο Ήλιος είναι η κυριότερη πηγή ενέργειας, η οποία ονομάζεται ηλεκτρομαγνητική και απεικονίζεται ανάλογα με το μήκος κύματος που έχει σε κάποιο φάσμα του φωτός. Εξαιτίας της περιοδικής διαταραχής του ηλεκτρικού και μαγνητικού πεδίου συγχρόνως, τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα μεταδίδονται σε ένα μέσο (ύλη, νερό, ατμόσφαιρα), βάσει της ταχύτητας του φωτός ($c = 2.9979 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$). Το γινόμενο της συχνότητας με το μήκος κύματος δίνει την ταχύτητα του φωτός. Το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα περιλαμβάνει ένα εύρος με διαφορετικά μήκη κύματος, από τα οποία μόνο ένα μικρό τελικά τμήμα καταλαμβάνει το ορατό, μεταξύ 400-700 nm.

Οι κατηγορίες του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος έχουν ως εξής:

- Ραδιοκύματα, με μήκος κύματος από 10 cm έως 10 km.
- Μικροκύματα, με μήκος κύματος από 1 mm έως 1 m.
- Εγγύς υπέρυθρα (Near Infrared, NIR), με μήκη κύματος από 0.7 έως 1.5 μm .
- Υπέρυθρα μικρά μήκη κύματος (Short Wavelength Infrared, SWIR) από 1.5 έως 3 μm .
- Υπέρυθρα μεσαία μήκη κύματος (Mid Wavelength Infrared, MWIR) από 3 έως 8 μm .
- Υπέρυθρα μεγάλα μήκη κύματος (Long Wavelength Infrared, LWIR): από 8 έως 15 μm .
- Τα MWIR & LWIR είναι γνωστά και ως θερμικά υπέρυθρα (Thermal Infrared), ενώ τα NIR & SWIR ως Ανακλώμενα Υπέρυθρα.

- Υπέρυθρα απομακρυσμένα μήκη κύματος (Far Infrared, FIR) με μεγαλύτερο μήκος κύματος από 15 μm .
- Ορατά μήκη κύματος, που κυμαίνονται από 400 nm (απόχρωση του μωβ) έως περίπου 700 nm (απόχρωση του κόκκινου) και κατηγοριοποιούνται στις παρακάτω 6 φασματικές ζώνες:

Ζώνη βιολετί: 400 – 430 nm.

Ζώνη απόχρωσης μπλε (indigo): 430 – 450 nm.

Ζώνη μπλε: 450 – 500 nm

Ζώνη πράσινου: 500 – 570 nm.

Ζώνη κίτρινου: 570 – 590 nm.

Ζώνη πορτοκαλί: 590 – 610 nm.

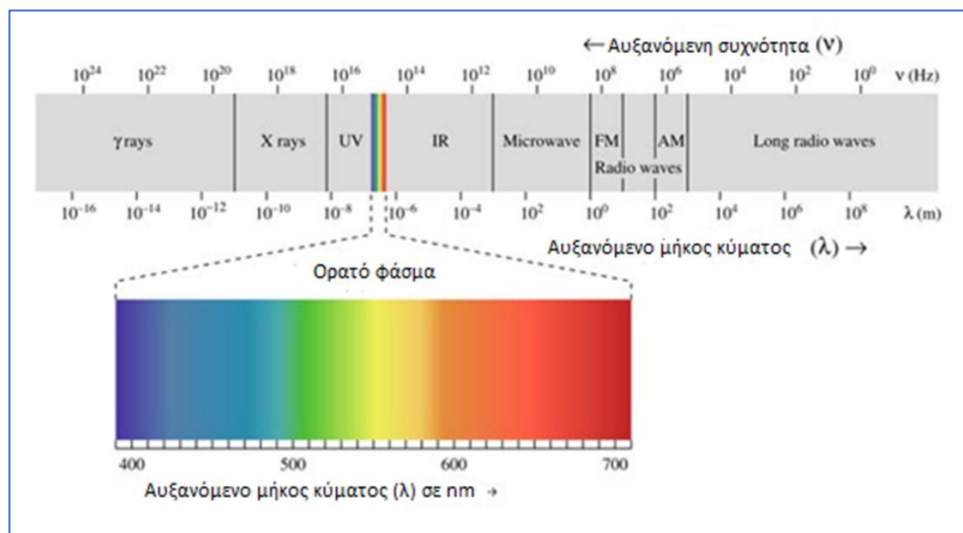
Ζώνη κόκκινου : 610 – 700 nm.

Επιπλέον, οι φασματικές ζώνες με τα μικρότερα μήκη κύματος είναι:

Ζώνη του υπεριώδους από 3 έως 400 nm.

Ζώνες ακτίνων X και ακτίνων Γάμμα (Gamma Rays).

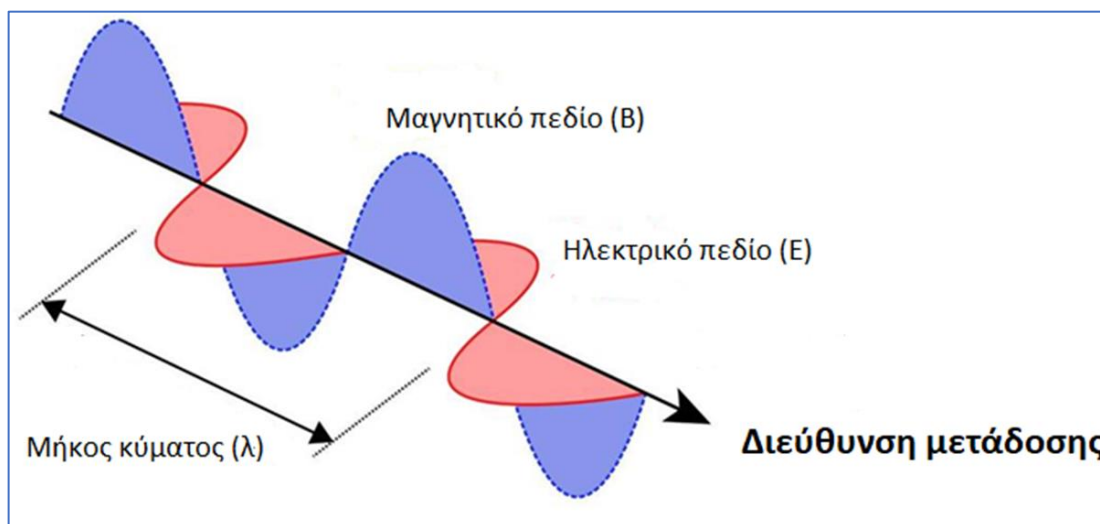
Το ανθρώπινο μάτι έχει τη δυνατότητα να καταγράφει το κομμάτι μεταξύ 400-700 nm και για αυτό ονομάζεται ορατό φάσμα. Το μήκος κύματος μετριέται από μια κορυφή ενός κύματος έως την επόμενη και συμβολίζεται με το ελληνικό γράμμα (λ). Στο Σχήμα 2.14 παρουσιάζεται η κλίμακα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος και ειδικότερα του ορατού.



Σχήμα 2.14 Ηλεκτρομαγνητικό φάσμα φωτός

(<http://www.laramyk.com/resources/education/lens-form-and-theory/the-electromagnetic-spectrum/>).

Όταν η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία προσπίπτει πάνω σε μία επιφάνεια (εν προκειμένω στην επιφάνεια της Γης) ένα μέρος της ανακλάται, ένα άλλο διαχέεται και ένα άλλο απορροφάται ή/και μεταδίδεται στη συνέχεια σε άλλο μέσο (π.χ. στην περίπτωση του νερού). Η σύνθεση δύο διαφορετικών κυμάτων, τα οποία βρίσκονται σε δύο επίπεδα κάθετα μεταξύ τους, το ηλεκτρικό και το μαγνητικό, δημιουργούν το ηλεκτρομαγνητικό κύμα μέσω του οποίου μεταδίδεται η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία (Σχήμα 2.15).



Σχήμα 2.15 Ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα που αποτελείται από ηλεκτρικά και μαγνητικά ταλαντευόμενα πεδία. Σε αυτό το παράδειγμα, οι ταλαντευόμενοι φορείς ηλεκτρικού πεδίου υποδεικνύονται με κόκκινο χρώμα, ενώ οι μπλε γραμμές αντιπροσωπεύουν τους φορείς μαγνητικού πεδίου (Verhoeven 2017).

Η εκπομπή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας από όλα τα υλικά σώματα προκαλείται από τη διέγερση φορτισμένων σωματιδίων (ατόμων) (CRISP 2015). Ωστόσο τα διάφορα υλικά σώματα, εκτός από τις ιδιότητές τους να ακτινοβολούν, μπορούν επίσης να μεταφέρουν, να απορροφούν και να ανακλούν την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία.

2.3.1.2 Φασματομετρία και Τηλεπισκόπηση

Η απεικονιστική **Φασματομετρία** είναι μια τεχνική που βασίζεται στις μετρήσεις των φασματόμετρων σε συνεχείς και κοντινές περιοχές του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Για κάθε εικονοστοιχείο που αντιστοιχεί σε μία ορισμένη έκταση της επιφάνειας της γης, οι μετρήσεις αυτές στην Τηλεπισκόπηση αντιστοιχούν σε διάφορα μήκη κύματος. Όσα εικονοστοιχεία,

τοποθετημένα με χωρική συνέχεια, αντιστοιχούν στην ευρύτερη περιοχή σάρωσης και καταγράφονται στο ίδιο μήκος κύματος, δημιουργούν μια φασματική «*φασματική ζώνη*» (ή *φασματικό κανάλι*) που με τη σειρά του είναι το ένα από τα πολλά φασματικά κανάλια που συνθέτουν μία δορυφορική εικόνα.

Τα φασματόμετρα ουσιαστικά καταγράφουν την ανάκλαση της μοριακής δομής των αντικειμένων, λόγω της προσπίπτουσας ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας και των φωτονίων της. Τα όργανα αυτά αντιδρούν και στην κρυσταλλική και στην άμορφη δομή των υλικών σωμάτων, έχοντας πλεονέκτημα έναντι άλλων οργάνων που μετρούν σε διαφορετικά μήκη κύματος, όπως στις ακτίνες Χ. Όταν γίνεται αναφορά στην υπερ-φασματική Τηλεπισκόπηση, νοούνται δορυφορικές εικόνες που έχουν πολλά κανάλια (συνήθως περισσότερα από 15).

2.3.1.3 Δορυφορικές Εικόνες και Διακριτική Ικανότητα

Μια πολυφασματική δορυφορική εικόνα αποτελείται ουσιαστικά από πολλές εικόνες μιας περιοχής στην επιφάνεια της Γης, οι οποίες έχουν ληφθεί την ίδια χρονική στιγμή, αλλά σε διαφορετικά μήκη κύματος. Τα διάφορα αντικείμενα (είδη καλύψεως γης) έχουν διαφορετική αντίδραση ως προς την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία, επομένως άλλοτε εμφανίζονται φωτεινότερα και άλλοτε σκοτεινότερα, ανάλογα με το μήκος κύματος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος που προσπίπτει σε αυτά. Έτσι, προκύπτουν εικόνες ακριβώς της ίδιας περιοχής καταγεγραμμένες την ίδια χρονική στιγμή αλλά με διαφορετική φωτεινή ένταση (Περάκης κ.ά. 2015). Σε αυτή την αρχή βασίστηκε η Τηλεπισκόπηση, δηλαδή στη διαφορετικότητα της καταγραφής ανάλογα με τα μήκη κύματος. Συνεπώς, όσα τα μήκη κύματος όπου καταγράφεται η ίδια ακριβώς περιοχή την ίδια ακριβώς χρονική στιγμή, τόσες και οι επιμέρους εικόνες μιας πολυφασματικής δορυφορικής εικόνας. Αυτές οι επιμέρους πολλές (μονοφασματικές) εικόνες, από τις οποίες αποτελείται μια πολυφασματική δορυφορική εικόνα ονομάζονται φασματικά κανάλια ή φασματικοί διάυλοι ή φασματικές μπάντες ή φασματικές ζώνες.

Ανάλογα με τα χαρακτηριστικά των φασματόμετρων που διαθέτουν οι αντίστοιχοι δορυφόροι καθορίζεται και η ποιότητα των δορυφορικών εικόνων. Οι βασικές ιδιότητες μιας δορυφορικής εικόνας είναι τέσσερις και με μία ονομασία λέγονται «*διακριτική ικανότητα*» του αισθητήρα:

(α) η Χωρική διακριτική ικανότητα (Spatial Resolution), που προσδιορίζει το ελάχιστο μέγεθος της γήινης επιφάνειας που μπορεί να διακρίνει ένας συγκεκριμένος αισθητήρας, δηλαδή την περιοχή που αντιπροσωπεύει ένα εικονοστοιχείο (pixel) της εικόνας του και αποτελεί το

στοιχειώδες τμήμα εικόνας, συνήθως στην οθόνη του υπολογιστή, που αντιστοιχεί σε ένα συγκεκριμένο μέγεθος της γήινης επιφάνειας,

(β) η Φασματική διακριτική ικανότητα (Spectral Resolution), που αντιστοιχεί στον αριθμό των μηκών κύματος τα οποία μπορεί να καταγράψει ο συγκεκριμένος αισθητήρας, συνεπώς στον αριθμό των φασματικών καναλιών,

(γ) η Ραδιομετρική διακριτική ικανότητα (Radiometric Resolution), η οποία αντιπροσωπεύει τον αριθμό των διαφορετικών εντάσεων (επίπεδων γκρι) της ακτινοβολίας που μπορεί να καταγράψει ένας συγκεκριμένος αισθητήρας και είναι ο αριθμός των bits που περιέχει η τιμή του εικονοστοιχείου στο δυαδικό σύστημα και που αντιστοιχούν σε συγκεκριμένο ακέραιο αριθμό στο δεκαδικό σύστημα, π.χ. ένας αισθητήρας 8 bits μπορεί να καταγράψει $2^8 = 256$ επίπεδα γκρι και

(δ) η Χρονική διακριτική ικανότητα (Temporal Resolution), που αντιστοιχεί στον χρόνο επανάληψης της διέλευσης και επανάληψης της καταγραφής από την ίδια γήινη περιοχή.

2.3.2 Τηλεπισκόπηση και Υδάτινες μάζες

2.3.2.1 Ραδιομετρικές ποσότητες και Αισθητήρες

Το φως από την πηγή, συνήθως τον ήλιο, αλληλεπιδρά με το υδάτινο σύστημα και έπειτα φθάνει στον αισθητήρα μεταφέροντας πληροφορίες σχετικά με αυτό. Για να γίνει κατανοητός ο τρόπος ανάκτησης της παραμέτρου ποιότητας ύδατος, πρέπει πρώτα να εισαχθεί η έννοια της ακτινοβολίας του αισθητήρα (sensor reaching radiance), η οποία ορίζεται ως η συσσώρευση φωτονίων στο μπροστινό μέρος ενός αισθητήρα (Gerace et al. 2013).

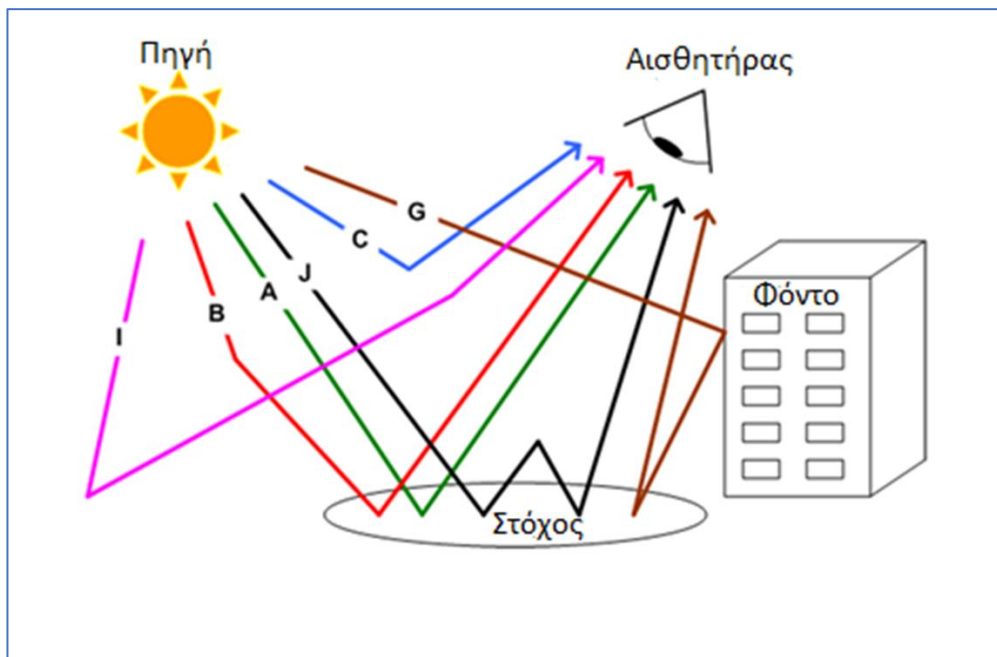
Η συνολική ακτινοβολία που φτάνει στον αισθητήρα είναι το άθροισμα των ακτινοβολιών που οφείλονται στις μεμονωμένες ηλιακές και θερμικές διαδρομές. Ο Schott (1997) έδειξε ότι στην περιοχή VNIR / SWIR (περίπου 250-300 nm), η ηλιακή ενέργεια είναι τόσες πολλές τάξεις μεγέθους υψηλότερη από την εκπεμπόμενη ενέργεια, ώστε οι θερμικές διαδρομές είναι αμελητέες σε αυτή τη μελέτη.

Η θεμελιώδης εξίσωση τηλεπισκόπησης, που αντιπροσωπεύει τη σημαντικότερη αλληλεπίδραση φωτονίων, περιγράφει τον τρόπο με τον οποίο οι διαδρομές του φωτός συμβάλλουν στο σήμα που φτάνει στο σύστημα απεικόνισης.

Για την περίπτωση του νερού, η εξίσωση μετατρέπεται (Zhu et al. 2011):

$$L = L_A + L_B + L_C + L_G + L_I + L_J \quad (2.51),$$

όπου, L είναι η ολική ακτινοβολία που φθάνει στο άνοιγμα του αισθητήρα και οι δείκτες αντιπροσωπεύουν διαφορετικές διαδρομές ανάκλασης, και συγκεκριμένα (Σχήμα 2.16):



Σχήμα 2.16 Η συμβολή της διαδρομής φωτονίων στην ακτινοβολία που φθάνει στον αισθητήρα στο αναφερθέν τμήμα του φάσματος (Concha and Schott 2014).

Τα φωτόνια τύπου A προέρχονται από τον ήλιο, διέρχονται από την ατμόσφαιρα, αντανακλώνται στον στόχο στην επιφάνεια της γης και διαδίδονται μέσω της ατμόσφαιρας προς την κατεύθυνση του αισθητήρα. Αυτή είναι η διαδρομή που ουσιαστικά μεταφέρει πληροφορίες σχετικά με τον στόχο ενδιαφέροντος.

Τα φωτόνια τύπου B προέρχονται από τον ήλιο και είναι διάσπαρτα από την ατμόσφαιρα προς την κατεύθυνση του στόχου και στη συνέχεια αντανακλώνται από τον στόχο πίσω προς την κατεύθυνση του αισθητήρα. Αυτά τα φωτόνια αναφέρονται ως λάμψη ουρανού (skylight).

Τα φωτόνια τύπου C προέρχονται από τον ήλιο και διασκορπίζονται από την ατμόσφαιρα στο οπτικό πεδίο αισθητήρα χωρίς να αλληλεπιδρούν ποτέ με τον στόχο. Αυτή η διαδρομή αναφέρεται ως υπερυψωμένη ακτινοβολία, και είναι συνάρτηση του πόσο «θολή» είναι η ατμόσφαιρα.

Τα φωτόνια τύπου *G* προέρχονται από τον ήλιο, μεταδίδονται μέσα από την ατμόσφαιρα, αντανακλώνται αρχικά σε αντικείμενα φόντου και προς την κατεύθυνση του στόχου και στη συνέχεια αντανακλώνται από τον στόχο ενδιαφέροντος πίσω στην ατμόσφαιρα και προς τον αισθητήρα. Η συγκεκριμένη διαδρομή περιλαμβάνει πολλαπλές ανακλάσεις ή αναπηδήσεις φωτονίων.

Τα φωτόνια τύπου *I* είναι προϊόν της λεγόμενης γειτνιάζουσας περιοχής και πηγή πολλαπλών φωτονίων αναπήδησης, ή και διασποράς μαζί, αντανακλώνται από τα γύρω αντικείμενα και στη συνέχεια διασκορπίζονται στο οπτικό πεδίο του αισθητήρα. Αυτή η διαδρομή μπορεί να συμπεριληφθεί στην ακτινοβολία διαδρομής (φωτόνια τύπου *C*).

Τα φωτόνια τύπου *J* αντιπροσωπεύουν το φαινόμενο παγίδευσης, δηλαδή τα φωτόνια που παράγονται στον ήλιο, διαδίδονται μέσω της ατμόσφαιρας, αντανακλώνται αρχικά στον στόχο πίσω προς την ατμόσφαιρα, αλλά στη συνέχεια αντανακλώνται ξανά πίσω προς τον στόχο από την ατμόσφαιρα πριν τελικά καταλήξουν να βρίσκονται εντός του οπτικού πεδίου του αισθητήρα.

Σημειώνεται ότι η ακτινοβολία *LG* δεν συμπεριλαμβάνεται για την περίπτωση του νερού, ενώ αν δεν λάβουμε υπόψη και τις διαδρομές *LI* και *LJ*, τότε η συνολική ακτινοβολία που φτάνει στον αισθητήρα ορίζεται ως εξής:

$$L(\lambda) = L_A + L_B + L_C = \frac{E'_s(\lambda) \cos(\sigma') r_{rF}(\lambda) \tau_1(\lambda) \tau_2(\lambda)}{\pi} + \frac{E_{ds}(\lambda) r_d(\lambda) \tau_2(\lambda)}{\pi} + L_{us}(\lambda) \quad (2.52),$$

όπου,

$L(\lambda)$: η συνολική ακτινοβολία αισθητήρα (total sensor-reaching radiance)

$E'_s(\lambda)$: η εξω-ατμοσφαιρική φασματική ακτινοβολία (exoatmospheric spectral irradiance)

σ' : ηλιακή γωνία ζενίθ (solar-zenith angle)

$r_{rF}(\lambda)$: ο φασματικός συντελεστής απόκλισης στόχου (spectral target reflectance factor)

$r_d(\lambda)$: η φασματική εξασθένηση ακτινοβολίας (spectral diffuse reflectance)

$\tau_1(\lambda)$: ατμοσφαιρική διάδοση στη διαδρομή Ήλιος-στόχος (Sun-target path transmission of atmosphere)

$\tau_2(\lambda)$: η ατμοσφαιρική διάδοση στη διαδρομή Στόχος-αισθητήρας (target-sensor path transmission of atmosphere)

$E_{ds}(\lambda)$: η ηλιακή καταδύομενη ακτινοβολία σκέδασης (solar scattered downwelling irradiance - skylight)

$L_{us}(\lambda)$: η ηλιακή αναδύομενη ακτινοβολία (solar upwelling radiance - path radiance).

2.3.2.2 Επίδραση της Ατμόσφαιρας

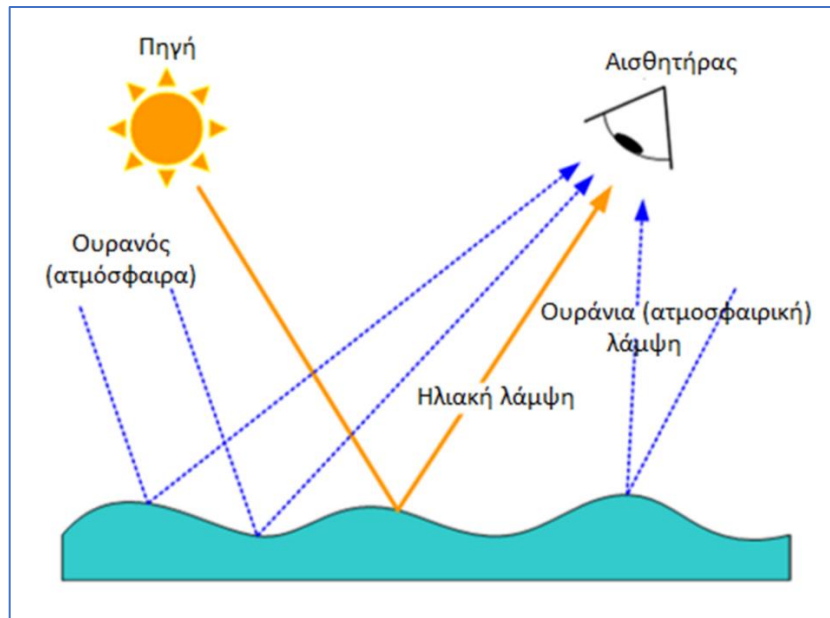
Στο επίπεδο της θάλασσας, τα κύρια συστατικά της ατμόσφαιρας είναι τα αέρια (π.χ. άζωτο, οξυγόνο, αργό και διοξείδιο του άνθρακα), οι υδρατμοί (σημαντικές μεν, αλλά μεταβλητές ποσότητες), το νερό σε υγρή και στερεά μορφή (δηλαδή τα σύννεφα και οι κατακρημνίσεις) και τα σωματίδια αερολύματος, με μεταβλητές συγκεντρώσεις για κάθε συστατικό. Το 90% της ατμοσφαιρικής μάζας βρίσκεται κάτω από ύψος περίπου 16 km, επομένως ένας δορυφόρος ουσιαστικά κατοπτρεύει όλη την ατμόσφαιρα.

Προκειμένου να αφαιρεθεί η ατμόσφαιρα από μια δορυφορική εικόνα, πρώτα πρέπει να κατανοηθεί ότι ακόμη και με καθαρό ουρανό, η ηλιακή ενέργεια μειώνεται σημαντικά όταν περνάει από την ατμόσφαιρα, κυρίως λόγω δύο φαινομένων, τον σκεδασμό από μόρια αέρος και αερολύματα και την απορρόφηση από αέρια (π.χ. υδρατμούς, οξυγόνο, όζον και διοξείδιο του άνθρακα). Η απορρόφηση μειώνει την ποσότητα της διαθέσιμης ενέργειας σε ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος, ενώ η διασπορά ανακατανέμει την ενέργεια, αλλάζοντας την κατεύθυνσή της. Στο φάσμα του ορατού, η ατμοσφαιρική μετάδοση οφείλεται κυρίως στην απορρόφηση του όζοντος και στη μοριακή διασπορά. Για παράδειγμα, η ηλιακή ακτινοβολία σε οριζόντια επιφάνεια στο επίπεδο θάλασσας μειώνεται κατά περίπου 14% για ξηρή και καθαρή ατμόσφαιρα, και περίπου 40% για υγρή και σκονισμένη ατμόσφαιρα (Kirk 2010). Η εξασθένιση είναι η απώλεια της ενέργειας της ακτινοβολίας που συνδυάζει τα αποτελέσματα σκέδασης και απορρόφησης.

2.3.2.3 Φαινόμενο λάμψης (Glint Effect)

Η απευθείας αντανάκλαση από την επιφάνεια του νερού προς το οπτικό πεδίο του αισθητήρα δημιουργεί το φαινόμενο λάμψης, το οποίο μπορεί να προκληθεί από δύο διαφορετικές πηγές, την ηλιακή (sunglint) και την ουράνια λάμψη (skylight), δηλαδή την ηλιακή ενέργεια σκέδασης από την ατμόσφαιρα. Το σήμα που φτάνει στον αισθητήρα από την επιφάνεια του νερού είναι η αντίδραση αυτών των δύο πηγών όπως απεικονίζονται στο Σχήμα 2.17. Το φαινόμενο της λάμψης παράγεται από την ανάκλαση φωτός Fresnel στη διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ ατμόσφαιρας-ύδατος και είναι ανεπιθύμητο φαινόμενο, επειδή δεν δίνει ουδεμία πληροφορία σχετικά με τη στήλη νερού. Για τον λόγο αυτό, οι δορυφόροι ωκεάνιου χρώματος (Ocean Colour) έχουν σχεδιαστεί να αποφεύγουν την ηλιακή λάμψη με κλίση μακριά από τη

γωνία πρόσπτωσης. Ωστόσο, ορισμένοι αισθητήρες, όπως ο Landsat-8 (L8), δεν έχουν σχεδιαστεί για αντίστοιχη αποφυγή του φαινομένου, οπότε υπό συγκεκριμένες συνθήκες φωτισμού, η εικόνα μπορεί να «μολυνθεί» από λάμψη.



Σχήμα 2.17 Ηλιακή και ατμοσφαιρική λάμψη. Η συμπαγής γραμμή αντιπροσωπεύει τις ακτίνες που οφείλονται στην ηλιακή ακτινοβολία, λόγω της ηλιακής λάμψης (sun glint).

Επειδή το νερό είναι ένα δυναμικό σώμα, μεταβλητές όπως οι αιολικές και παλιρροιακές δυνάμεις μπορούν να αλλάξουν τη μορφή του. Για το λόγο αυτό, η επιφάνεια του νερού μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελείται από πολλές μικρές όψεις εκ των οποίων, μερικές θα φωτίζουν τον αισθητήρα με ηλιακή λάμψη υπό κατάλληλη γωνία. Από την άλλη πλευρά, ο αισθητήρας φωτίζεται πάντα από το φως του ουρανού, αφού κάθε επιφάνεια του νερού αντανακλά κάποιο τμήμα του. Επομένως, η ουράνια λάμψη είναι πάντα παρούσα, ενώ η ηλιακή λάμψη μπορεί μερικές φορές να αποφευχθεί από σωστά επιλεγμένη γωνία θέασης.

Ηλιακή λάμψη (Sun Glint)

Η αντανάκλαση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας στο νερό μπορεί να «μολυνθεί» από την αντηλιά του ηλιακού φωτός στη διαχωριστική επιφάνεια ατμόσφαιρας-νερού. Για έναν αισθητήρα υψηλής χωρικής ανάλυσης όπως ο Landsat-8, η ηλιακή λάμψη θα είναι πιο κυρίαρχη σε μια τοπική περιοχή και θα μπορούσε να μολύνει έντονα ένα από τα πολλά εικονοστοιχεία, σε αντίθεση με αισθητήρα χαμηλότερης χωρικής ανάλυσης, στον οποίο η ηλιακή λάμψη

θα μολύνει μια μεγαλύτερη περιοχή σε όλο το εικονοστοιχείο. Η ηλιακή λάμψη μοιάζει πολύ με το «λευκό φως» και παράγει κύματα στο εγγύς (NIR) και βραχύ υπέρυθρο (SWIR), που φαίνονται φωτεινότερα από τα συνηθισμένα εικονοστοιχεία νερού. Έχουν αναπτυχθεί αλγόριθμοι για τη διόρθωση των εικόνων ως προς την ηλιακή λάμψη (sun glint removal), οι περισσότεροι εκ των οποίων βασίζονται στην ιδέα ότι η ακτινοβολία που αντανακλάται από το νερό είναι μηδενική πέρα από το εγγύς υπέρυθρο και επομένως, κάθε συμβολή οφείλεται στο φαινόμενο της ηλιακής λάμψης.

Ουράνια λάμψη (Sky Glint)

Το φαινόμενο της ουράνιας λάμψης (sky glint) είναι πολύ πιο περιορισμένο από το αντίστοιχο της ηλιακής λάμψης (sun glint) και γενικά εμφανίζεται εντονότερο στην κυανή περιοχή, ενώ μειώνεται σε μεγαλύτερα μήκη κύματος. Εντούτοις, η συνολική ακτινοβολία που τελικά φθάνει στον αισθητήρα είναι αξιοσημείωτη όταν αυτή προκαλείται στα μεγαλύτερα μήκη κύματος, λόγω του χαμηλού σήματος στις ζώνες αυτές (Pahlevan et al. 2012). Η ουράνια λάμψη θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη εάν απαιτείται ακριβής ανάκτηση στοιχείων.

2.3.3 Τηλεπισκόπηση και Αιωρούμενο υλικό

Η εκτίμηση των παραμέτρων της ποιότητας των υδάτων αποτελεί σημαντικό εργαλείο στο παράκτιο περιβάλλον, καθώς χαρακτηρίζονται από υψηλές συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού και διαλυτής οργανικής ουσίας. Οι μέθοδοι εκτίμησης των αιωρούμενων σωματιδίων στη στήλη του νερού βασίζονται σε συλλογή και ανάλυση μετρήσεων πεδίου, που αφενός είναι πολύ δαπανηρές και αφετέρου χρειάζονται αρκετό διαθέσιμο χρόνο. Επιπλέον, δεν μπορούν να εφαρμοστούν σε μεγάλου εύρους ή ετερογενή περιβάλλοντα, ώστε να υπάρχει παρακολούθηση και διαχείριση ως προς την ποιότητα του νερού σε συνεχή χωρο-χρονική βάση.

Το κενό αυτό καλύπτει τα τελευταία χρόνια η τεχνολογία της Τηλεπισκόπησης, με την οποία είναι δυνατή η επαναλαμβανόμενη παρατήρηση μεγάλων περιοχών στην επιφάνεια της Γης. Μελέτες της ποιότητας των υδάτων μπορούν δυνητικά να παρέχουν οικονομικά δορυφορικά δεδομένα, καθιστώντας δυνατή την παρακολούθηση και τον εντοπισμό υδάτινων μαζών με σημαντικά προβλήματα ποιότητας και με παγκόσμια εμβέλεια κάλυψης. Πολλές και σημαντικές εργασίες των τελευταίων ετών έχουν προάγει τη δημιουργία τηλεπισκοπικών μεθόδων για την ποσοτική ανάκτηση των παραγόντων της ποιότητας των υδάτων.

2.3.3.1 Αιωρούμενο υλικό σε παράκτιο περιβάλλον

Οι μεγαλύτερες ποσότητες ιζημάτων στα επιφανειακά νερά των θαλασσών προέρχονται από χερσαία διάβρωση, η οποία μπορεί να εξαρτάται και να επηρεάζεται από τις χρήσεις γης, τις καλλιέργειες, τα δίκτυα απορροών και άλλες διεργασίες στην παράκτια ζώνη. Τα ιζήματα που εισχωρούν στη θάλασσα μεταφέρονται και μετατρέπονται μέσω διάφορων μηχανισμών. Ένα μέρος του οργανικού υλικού θα διαλυθεί και τα υπολείμματα μαζί με τα ανόργανα συστατικά θα μετακινηθούν από τα θαλάσσια κύματα (Chapra 1997). Το λεπτόκοκκο υλικό (οργανικό και ανόργανο) τίθεται σε αιώρηση και συνήθως μετακινείται με τα ρεύματα, ενώ τα πιο χονδροειδή ιζήματα συνήθως εναποτίθενται στον πυθμένα και κατά μήκος του ρεύματος.

Οι συγκεντρώσεις αιωρούμενων σωματιδίων μπορούν δυνητικά να εκτιμηθούν μέσω των δορυφορικών εικόνων, χρησιμοποιώντας μεθόδους Τηλεπισκόπησης. Ο προσδιορισμός του αιωρούμενου υλικού πραγματοποιείται μετρώντας την ανακλαστικότητα του νερού, δηλαδή την ακτινοβολία που εκπέμπεται λόγω της αλληλεπίδρασης της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας με την επιφάνεια του νερού και τα συστατικά της στήλης του. Η ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στην επιφάνεια του νερού ανακλάται μερικώς, ενώ η υπόλοιπη ποσότητα απορροφάται ή σκεδάζεται από τα μόρια του νερού και τα οργανικά/ανόργανα συστατικά του. Τμήμα αυτής της ακτινοβολίας ακολουθεί αντίστροφη πορεία διάδοσης στη στήλη του νερού και αναδύεται από την επιφάνεια του νερού. Η λεγόμενη *water leaving radiance* είναι η συνολική αναδύομενη ακτινοβολία από το νερό, αφού η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία έχει επιλεκτικά απορροφηθεί και σκεδαστεί από τα συστατικά μέσα στο νερό (Novo et al. 1989). Η ακτινοβολία είναι ενδεικτική των IOPs στη στήλη του νερού, εξαρτώμενη τόσο από τις ιδιότητες του φωτός στο νερό, όσο και από το βάθος και την ανάκλαση του πυθμένα, εάν το βάθος είναι μικρό (Jensen 2000).

Η Τηλεπισκόπηση στο νερό εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως το συντελεστή εξασθένησης της ατμόσφαιρας, τις γωνίες πρόσπτωσης και παρατήρησης, την τραχύτητα της επιφάνειας πρόσπτωσης, καθώς και τις επιδράσεις του πυθμένα (Han et al. 1994). Αυτή ακριβώς την ακτινοβολία καταγράφουν οι δορυφορικοί αισθητήρες και πιο συγκεκριμένα, η συνολική ακτινοβολία είναι το άθροισμα τεσσάρων μεταβλητών, L_p (path radiance from the atmosphere), L_s (radiance reflected from the water surface), L_v (radiance backscattered) και L_b (emerged from the bottom).

Προκειμένου να πραγματοποιηθεί η παρακολούθηση και μέτρηση του αιωρούμενου υλικού τηλεπισκοπικά, χρειάζονται μετρήσεις πεδίου (*in-situ*), ώστε να συσχετιστούν με τα δορυφορικά αποτελέσματα και να προκύψει μία ποσοτική σχέση μεταξύ τους. Τα δεδομένα (πεδίου

& δορυφορικά) θα πρέπει να ληφθούν ταυτόχρονα (ή τουλάχιστον, σχεδόν ταυτόχρονα), ώστε να καταγράφουν την ίδια δυναμική της ποιότητας του νερού (Liu et al. 2003).

Η θολερότητα (turbidity) μετράει τη διαύγεια των υδάτων. Οι οπτικές παράμετροι των ιζημάτων, κυρίως το μέγεθος και το σχήμα των κόκκων, επηρεάζουν σημαντικά το μέγεθος του σήματος θολερότητας. Μελέτες έχουν δείξει ότι η θολερότητα σχετίζεται γραμμικά με τη συγκέντρωση του αιωρούμενου υλικού, στην περίπτωση που τα σωματίδια των συστατικών του νερού είναι ομοιογενώς κατανομημένα (Liu et al. 2003), ενώ ιζήματα διαφορετικού μεγέθους κόκκων, αλλά με ίδια συγκέντρωση, μπορεί να προκαλέσουν μείωση της θολερότητας. Η συγκέντρωση των αιωρούμενων σωματιδίων μπορεί να μετρηθεί από τη δημιουργία μιας σχέσης μεταξύ της συγκέντρωσης του αιωρούμενου υλικού για οποιαδήποτε περίοδο εργασιών πεδίου, η οποία μπορεί να εφαρμοστεί σε συνεχείς μετρήσεις δεδομένων θολερότητας.

2.3.3.2 Αλγόριθμοι Εκτίμησης Αιωρούμενου υλικού

Η γενική περιβαλλοντική και οικονομική σημασία της χαρτογράφησης της κατανομής του αιωρούμενου υλικού (Suspended Particulate Matter - SPM) στα παράκτια ύδατα έχει παρακινήσει την ανάπτυξη πολλών αλγορίθμων τα τελευταία χρόνια για την ποσοτική εκτίμηση της συγκέντρωσής του από την ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης R_{rs} (λ) σε μονάδες [sr^{-1}]. Τηλεπισκόπηση στις υδάτινες μάζες προσφέρει πράγματι τη δυνατότητα να χαρτογραφηθεί το αιωρούμενο υλικό και να παρακολουθείται η δυναμική του σε διαφορετικές χρονικές και χωρικές κλίμακες, ιδίως, εκμεταλλευόμενοι τις συμπληρωματικές πληροφορίες που παρέχει ο πιθανός συνδυασμός αισθητήρων μεσαίας κλίμακας (π.χ. MERIS, MODIS, SeaWiFS, VIIRS) και υψηλής χωρικής ανάλυσης (π.χ. Landsat, SPOT, Sentinel-2).

Μεγάλος αριθμός μελετών έχουν ασχοληθεί με την εκτίμηση των αιωρούμενων σωματιδίων μέσω δορυφορικών εικόνων. Τα τυρβώδη νερά αυξάνουν την ανακλαστικότητα στο ορατό και εγγύς υπέρυθρο φάσμα φωτός (Jensen 2000, Han et al. 1994). Σε αυτήν τη σχέση θολερότητας-ανακλαστικότητας έχουν βασιστεί πολλοί αλγόριθμοι, χρησιμοποιώντας συγκεκριμένες φασματικές μπάντες ή συνδυασμό μπαντών για την εκτίμηση του SPM. Η σχέση μεταξύ SPM και φασματικής ανακλαστικότητας εξαρτάται από το μήκος κύματος. Μελέτες έχουν αποδείξει ότι το καλύτερο εύρος μηκών κύματος για γραμμική συσχέτιση SPM-ανακλαστικότητας είναι τα 700-800 nm. Οι Novo et al. (1989) έδειξαν ότι το καταλληλότερο εύρος μήκους κύματος για τον υπολογισμό του SPM είναι μεταξύ 550-650 nm στο ορατό και στα 750 nm του εγγύς υπέ-

ρυθρου. Οι [Novo et al. \(1991\)](#) αναφέρουν ότι η συσχέτιση SPM και ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης κορυφώνεται στις μπάντες του πράσινου/κόκκινου ενώ οι [Lathrop & Lillesand \(1986\)](#) βρήκαν ότι το κόκκινο κανάλι (~650 nm) ανταποκρινόταν στις διακυμάνσεις της θολερότητας. Οι [Chen et al. \(1991\)](#) υπέδειξαν ότι η σχέση SPM και ανακλαστικότητας παρουσίαζε λογαριθμική τάση συσχέτισης στα μήκη κύματος 450-700 nm, ενώ η ίδια συσχέτιση ήταν γραμμική στα μήκη κύματος μεταξύ 700-1050 nm.

Η συσχέτιση του SPM με την ανακλαστικότητα εξαρτάται επίσης και από το εύρος τιμών του SPM. Η αύξηση της ανακλαστικότητας είναι σχεδόν ομοιόμορφη με την αύξηση του SPM, μαρτυρώντας τη γραμμική τους σχέση. Η αύξηση της ανακλαστικότητας γίνεται σχετικά μικρότερη, όταν η συγκέντρωση του αιωρούμενου υλικού ξεπερνά τα 350 mg l^{-1} , αποδεικνύοντας τη μη γραμμική συσχέτιση και τον κορεσμό των φασμάτων ανακλαστικότητας. Αυτή η μη γραμμική συσχέτιση των δύο ποσοτήτων μπορεί να είναι το αποτέλεσμα της τάσης κορεσμού για μια ποσότητα ακτινοβολίας και τη σχετική μη ανταπόκριση του αισθητήρα να μετρήσει μικρές αλλαγές στην ποιότητα του νερού όταν η ανακλαστικότητα είναι υψηλή.

Παράγοντες που επηρεάζουν τη σχέση SPM-ανακλαστικότητας στο νερό είναι το μέγεθος των κόκκων των ιζημάτων, καθώς και η σύστασή τους ([Novo et al. 1989](#)). Τα λεπτόκοκκα ιζήματα περιέχουν περισσότερα σωματίδια και προκαλούν μεγαλύτερη σκέδαση από τα πιο χονδρόκοκκα και επομένως ο τύπος του ιζήματος επηρεάζει την ισχύ της συσχέτισης μεταξύ ιζημάτων και ανακλαστικότητας στη θάλασσα. Επίσης, ο τύπος των ιζημάτων καθορίζει και το εύρος φάσματος που είναι καλύτερο για την εκτίμηση των δύο ποσοτήτων, καθώς και τη γραμμικότητα ή μη της μεταξύ τους σχέσης. Οι [Bhargava & Mariam \(1991\)](#) εξέτασαν εργαστηριακά τη θολερότητα που προκαλείται από διαφορετικά αργιλώδη ιζήματα και πρότειναν γραμμική σχέση για τον μπετονίτη, αλλά μη γραμμική για τον καολινίτη.

Η συνύπαρξη αιωρούμενων σωματιδίων με άλγη στα επιφανειακά νερά μπορεί επίσης να δημιουργήσει περίπλοκη συσχέτιση μεταξύ SPM και ανακλαστικότητας. Μελέτες έχουν δείξει ότι στο ορατό φάσμα φωτός η απορρόφηση της ακτινοβολίας από την άλγη εξασθενεί το εύρος της αυξημένης ανακλαστικότητας από τα αιωρούμενα σωματίδια. Στο εγγύς υπέρυθρο (>750 nm), όπου η διαδρομή της εκπομπής φωτός είναι μικρότερη από το ορατό, η απόκριση των αργιλικών ιζημάτων δεν επηρεάζεται από την παρουσία άλγης. Ο [Han \(1997\)](#) διαπίστωσε ότι για την ίδια ποσότητα αιωρούμενου υλικού, η ανακλαστικότητα σε περιβάλλον που επικρατεί η άλγη ήταν χαμηλότερη από αυτή σε καθαρό νερό, μεταξύ 400-700 nm, εξαιτίας της απορρόφησης του μπλε και κόκκινου από την άλγη (χλωροφύλλη). Η μικρότερη επίδραση της χλωροφύλλης στη σχέση SPM- R_{rs} παρουσιάστηκε σε μήκη κύματος μεταξύ 700-900 nm.

Σύμφωνα με την πρόσφατη βιβλιογραφία, οι αλγόριθμοι που απαιτούνται για την εκτίμηση των συγκεντρώσεων SPM από τη θαλάσσια ανακλαστικότητα μπορούν να χωριστούν σε τρεις μεγάλες κατηγορίες μοντέλων εκτίμησης, **(i)** τους εμπειρικούς αλγόριθμους, **(ii)** τους ημι-αναλυτικούς και **(iii)** τους αναλυτικούς.

Στη βιβλιογραφία έχουν αναπτυχθεί ποικίλες εμπειρικές μορφές που βασίζονται σε διαφορετικούς συνδυασμούς φασματικών ζωνών σε διαφορετικές παράκτιες τοποθεσίες. Η χρήση αλγορίθμων που χρησιμοποιούν μία φασματική ζώνη που βασίζονται σε διάφορες φασματικές εισόδους έχουν, για παράδειγμα, τεκμηριωθεί ευρέως (Doxaran et al. 2002, Ouillon et al. 2004, Moore et al. 1999, Zhang et al. 2010).

Το κύριο ζήτημα με αυτά τα απλά μοντέλα σχετίζεται με το συχνό κορεσμό τους στα πιο θορυβώδη ύδατα, λόγω του ασυμπτωτικού σχήματος της σύνδεσης μεταξύ του θαλάσσιου σήματος ανακλαστικότητας σε καθορισμένο μήκος κύματος και της συγκέντρωσης SPM. Για να ξεπεραστεί αυτό το ζήτημα, καθώς και για να μειωθεί ο αντίκτυπος των σφαλμάτων της ατμοσφαιρικής διόρθωσης, έχουν προταθεί πολλά μοντέλα με λόγους φασματικών ζωνών (band ratios) (Leymarie et al. 2010; Qiu 2013) ή με χρήση πολλαπλών καναλιών (Loisel et al. 2014, Tassan 1994, Siswanto et al. 2011). Περαιτέρω, διάφορα αναλυτικά μοντέλα, βασισμένα σε ένα θεωρητικό μοντέλο, συχνά απλοποιημένα, έχουν επίσης προταθεί για την εκτίμηση των συγκεντρώσεων SPM από τη θαλάσσια ανακλαστικότητα, μέσω πληροφοριών σχετικά με τις εγγενείς οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων (IOPs) (Dekker et al. 2001, Nechad et al. 2010, Kong et al. 2015, Gohin et al. 2005, Dogliotti et al. 2015, Neil et al. 2011). Τέλος, η συγκέντρωση SPM μπορεί να προκύψει από θεωρητικά μοντέλα μεταφοράς ακτινοβολίας που παράγουν τα φάσματα στην κορυφή της ατμόσφαιρας με μεταβαλλόμενο νερό (συμπεριλαμβανομένων φορτίων SPM) και κατάλληλες ατμοσφαιρικές συνθήκες (Doerffer and Fischer 1994, Volpe et al. 2011).

Κάθε ένα από τα μοντέλα, ωστόσο, περιέχει τον ειδικό περιορισμό του, καθώς όσα χρησιμοποιούν εμπειρικές σχέσεις εξαρτώνται έντονα από το εύρος τιμών SPM και R_{rs} πάνω στις οποίες έχουν αναπτυχθεί. Αυτό συχνά οδηγεί στην πράξη σε μοντέλα συγκεκριμένων περιοχών, των οποίων οι συντελεστές πρέπει να προσαρμοστούν τοπικά για έναν ορισμένο παράκτιο τομέα. Αντίστροφα, η απόδοση των μοντέλων που βασίζονται εν μέρει ή πλήρως σε μια θεωρητική σχέση μεταξύ SPM και IOPs εξαρτάται έντονα από την αντιπροσωπευτικότητα της υποθέσεως που επιλέγεται για την περιγραφή των ιδιοτήτων απορρόφησης σωματιδίων, τα οποία αναμένεται να ποικίλλουν ευρέως ανάλογα με τη φύση των σωματιδίων (Snyder et al. 2008, Wozniak et al. 2010, Nekermans et al. 2012).

Αντιμετωπίζοντας αυτήν την πολλαπλότητα πιθανών μοντέλων, η επιλογή του πλέον κατάλληλου για μια καθορισμένη περιοχή είναι συχνά πολύ δύσκολη. Περαιτέρω, οι αναμενόμενοι συγκεκριμένοι περιορισμοί των υφιστάμενων μοντέλων βοηθούν στην ανάπτυξη μεγάλων κλιματικών συνθηκών που έχουν ως αντικείμενο τη μείωση της δυναμικής των θαλάσσιων υδάτων. Τέλος, τα τεκμηριωμένα μοντέλα αναπτύσσονται συνήθως για έναν καθορισμένο αισθητήρα και έτσι πρέπει να προσαρμοστούν ώστε να ληφθούν υπόψη ειδικά φασματικά χαρακτηριστικά αισθητήρων όπως η φασματική ανάλυση, ο λόγος του σήματος προς τον θόρυβο ή η φασματική απόκριση αισθητήρων.

2.3.3.3 Προκλήσεις στη Δορυφορική Ωκεανογραφία των παράκτιων υδάτων

Τα μοντέλα μονής μεταβλητής που χρησιμοποιούνται για τα ύδατα δεν λειτουργούν σωστά όταν υπάρχουν κι άλλες μεταβλητές, εφόσον τουλάχιστον τρεις σχετικές ποσότητες μπορούν να διαφέρουν ανεξάρτητα η μία από την άλλη. Αυτό υποδηλώνει ότι δεν μπορούμε να δημιουργήσουμε μια σχέση μεταξύ των οπτικών ιδιοτήτων και της συγκέντρωσης χρωστικής (IOCCG 2000). Επομένως, οι αλγόριθμοι για την ανάκτηση των συστατικών πρέπει να ακολουθούν μη γραμμικές, φασματικά μεταβαλλόμενες αλληλεπιδράσεις. Για παράδειγμα, σε ορισμένα μήκη κύματος, δύο ή περισσότερα συστατικά θα μπορούσαν να αποδώσουν την ανάκλαση του νερού με παρόμοιο τρόπο, κάνοντας δύσκολο να διαχωριστούν μεταξύ τους.

Επιπλέον, μεγαλύτερη συγκέντρωση σωματιδίων, είτε φυτοπλαγκτόν είτε ανόργανου υλικού, χαρακτηριστικό των παράκτιων υδάτων, θα μπορούσε να μεταβάλει την υπόθεση περί αμελητέου σήματος νερού στο εγγύς υπέρυθρο NIR της ατμοσφαιρικής διόρθωσης, η οποία είναι βασισμένη στους Wang and Gordon (1994). Προκειμένου να εφαρμοστούν παρόμοιες προσεγγίσεις, χρησιμοποιούνται μεγαλύτερα μήκη κύματος, τα οποία γενικά θεωρούνται πιο θορυβώδεις ζώνες, επηρεάζοντας την ποιότητα της ατμοσφαιρικής διόρθωσης και συνεπώς την ανάκτηση πληροφορίας.

Τέλος, αν θέλουμε να μελετήσουμε περιοχές που έχουν άμεσες επιπτώσεις στις ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως η ακτογραμμή, τα ποτάμια ή οι λίμνες, τότε η ανάγκη για υψηλότερη χωρική ανάλυση είναι απαραίτητη, προκειμένου να επιλυθεί η σύνθετη δομή στα παράκτια ύδατα, τα οποία επειδή ακριβώς βρίσκονται κοντά στη χερσαία περιοχή, πρέπει να ληφθεί υπόψη το φαινόμενο της γειννίαςσης.

2.3.4 Δορυφόροι και Αισθητήρες

Ο όρος Τηλεπισκόπηση, λόγω του μεγάλου φάσματος εφαρμογών του, έχει κυριαρχήσει για την καταγραφή και ανάλυση των δορυφορικών εικόνων, παρόλο που μπορεί να γενικευθεί σε οποιαδήποτε ενέργεια καταγραφής από απόσταση. Η εξέλιξη και ανάπτυξη των δορυφόρων αποτέλεσε την αφορμή για τη δημιουργία του όρου Δορυφορική Τηλεπισκόπηση. Έτσι, η τηλεπισκόπηση αφορά κυρίως στους (τεχνητούς) δορυφόρους και τα προϊόντα τους, δηλαδή τις δορυφορικές εικόνες. Με τον όρο δορυφόρος νοούνται τα τεχνητά συστήματα που πετούν γύρω από τη γη ή γενικότερα από κάποιο ουράνιο σώμα με σκοπό ποικίλες χρήσεις, όπως οι τηλεπικοινωνίες και η παρατήρηση. Οι τεχνητοί δορυφόροι αποτελούνται από μια πηγή ενέργειας που μπορεί να είναι είτε κάποιο είδος ηλεκτρικού συσσωρευτή (μπαταρίας) είτε ένα φωτοβολταϊκό σύστημα που παράγει ηλεκτρική ενέργεια (από την αντίστοιχη ηλιακή ενέργεια που συλλέγει) και μια κεραία (αντένα), η οποία δέχεται και εκπέμπει πληροφορίες υπό μορφή ηλεκτρομαγνητικού σήματος (NASA 2015).

Οι δορυφόροι έχουν μια καθορισμένη εκ των προτέρων τροχιά, η οποία ακολουθεί τους νόμους του Κέπλερ, σύμφωνα με τους οποίους: (α) η τροχιά βρίσκεται σε ένα επίπεδο και (β) ο δορυφόρος διαγράφει ίσες επιφάνειες σε ίσους χρόνους, και άρα πρόκειται για περιοδική κίνηση.

Η τροχιά του δορυφόρου είναι ουσιαστικά ελλειπτική, όμως δεν συμβαίνει το ίδιο και με την προβολή της στην επιφάνεια της γης (ίχνος), καθώς στη διάρκεια μιας περιόδου T του δορυφόρου η Γη έχει γυρίσει γύρω από τον άξονά της κατά μία γωνία ίση με $2\pi T/24$. Γενικά, η περίοδος ενός δορυφόρου καθορίζεται από τον τύπο $T = 24/(E+p/n)$, όπου E είναι ένας ακέραιος και p/n ένα ανάγωγο κλάσμα.

Ο δορυφόρος καταγράφει εκ νέου τα ίδια σημεία στην επιφάνεια της Γης σε n ημέρες, έχοντας διαγράψει $nE+p$ τροχιές, των οποίων οι προβολές στην επιφάνεια της Γης είναι μετατοπισμένες ως προς αυτές της προηγούμενης ημέρας. Διακρίνουμε δύο ειδών δορυφόρους, ως προς τις τροχιές τους:

(I) Ηλιοσύγχρονοι Δορυφόροι. Είναι γεγονός ότι η μη σφαιρικότητα της Γης δημιουργεί μια μετάπτωση στο επίπεδο της τροχιάς του δορυφόρου, κατά μια ορισμένη γωνία κλίσης, ως προς τον άξονα περιστροφής της Γης. Γι' αυτό απαιτείται ο ηλιοσυγχρονισμός του δορυφόρου, δηλαδή, κατά τη διάρκεια των διαφόρων εποχών του χρόνου όπου ο ήλιος φωτίζει τα ίδια αντικείμενα (στη διάρκεια κάθε ημέρας) αλλά υπό διαφορετική γωνία, τοποθετείται ο δορυφόρος κατά τέτοιο τρόπο ώστε οι συνθήκες φωτισμού στα διάφορα περάσματά του να είναι οι ίδιες και να μην εξαρτώνται από τη σχετική θέση του ήλιου. Ως αποτέλεσμα οι δορυφόροι αυτοί

ουσιαστικά περνάνε από μία περιοχή της Γης μόνο κατά τη διάρκεια της ημέρας και πάντα σε συγκεκριμένη τοπική ώρα. Αυτού του είδους οι δορυφόροι είναι σχεδόν πολικής τροχιάς και η κάλυψή τους είναι σχεδόν καθολική (όλη η επιφάνεια της Γης). Οι περισσότεροι από τους δορυφόρους που χρησιμοποιούνται στην τηλεπισκόπηση είναι τέτοιου είδους.

(II) Γεωστατικοί Δορυφόροι. Ακολουθούν τους παραλλήλους προς τον ισημερινό και έχουν περίοδο τροχιάς 24 ώρες. Με αυτό το χαρακτηριστικό φαίνονται ακίνητοι από την επιφάνεια της Γης, είναι σε ύψος 36.000 km, με αποτέλεσμα η διακριτική τους ικανότητα να είναι αρκετά μικρή. Αντίθετα από αυτό το μειονέκτημα, παρουσιάζουν δύο σημαντικά πλεονεκτήματα: **(α)** τη συνεχή παρατήρηση της ίδιας περιοχής στην επιφάνεια της Γης και **(β)** μεγάλη επιφάνεια κάλυψης. Τέτοιοι δορυφόροι χρησιμοποιούνται κυρίως στη μετεωρολογία, αλλά και στις τηλεπικοινωνίες και την τηλεόραση. Η διάρκεια ζωής τους είναι σαφώς μικρότερη από αυτή των ηλιοσύγχρονων δορυφόρων, οι οποίοι πετούν μεταξύ 500 και 1000 km και η ζωή τους συνήθως κυμαίνεται περισσότερα χρόνια.

Μια άλλη κατηγοριοποίηση των δορυφόρων είναι σε παθητικούς και ενεργητικούς.

(I) Παθητικοί Δορυφόροι: χαρακτηρίζονται αυτοί που δεν εκπέμπουν οι ίδιοι ακτινοβολία, αλλά ανιχνεύουν και καταγράφουν την ανακλώμενη ηλιακή και θερμική ακτινοβολία στα ορατά και στα υπέρυθρα μήκη κύματος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Οι περισσότεροι δορυφόροι –μεταξύ των οποίων και ο Landsat - ένας από τους πιο αντιπροσωπευτικούς δορυφόρους - είναι εφοδιασμένοι με έναν πολυφασματικό σαρωτή, ο οποίος καταγράφει το ηλεκτρομαγνητικό σήμα που προέρχεται από την ίδια περιοχή της γήινης επιφάνειας, την ίδια χρονική στιγμή αλλά σε διάφορα μήκη κύματος, παρέχοντας με αυτόν τον τρόπο τα διαφορετικά φασματικά κανάλια μιας πολυφασματικής δορυφορικής εικόνας (SEOS 2011). Έχουν επίσης, διάφορων τύπων όργανα, τα κυριότερα των οποίων καταγράφουν στα ορατό, εγγύς υπέρυθρο, θερμικό υπέρυθρο, και σε τμήματα της περιοχής των μικροκυμάτων του Η/Μ φάσματος.

(II) Ενεργητικοί Δορυφόροι: έχουν τη δυνατότητα να εκπέμπουν δική τους ακτινοβολία, το σήμα της οποίας ανακλάται, διαθλάται ή διαχέεται στη γήινη επιφάνεια ή ατμόσφαιρα και το καταγράφουν στην επιστροφή του. Τα πλεονεκτήματά τους είναι ότι μπορούν να διαπεράσουν τα σύννεφα, τη σχετικά χαμηλή βροχή και το χιόνι και άρα δεν εξαρτώνται από καιρικές συνθήκες, ούτε από συνθήκες φωτισμού του ήλιου, δηλαδή είναι επιχειρησιακά ημέρα και νύκτα. Έχουν επίσης τη δυνατότητα να διαπερνούν τη βλάστηση και το έδαφος μέχρι βάθους περίπου ενός μέτρου. Ένα από τα κυριότερα ελαττώματα των ραντάρ είναι ότι λόγω της χαμηλής εκπεμπόμενης ακτινοβολίας το σήμα που καταγράφουν μπορεί να αλλοιωθεί από παρεμβολές και επιπλέον το σήμα τους δεν έχει πολυφασματικά χαρακτηριστικά (NASA 2014).

2.3.4.1 Δορυφόρος Landsat-8

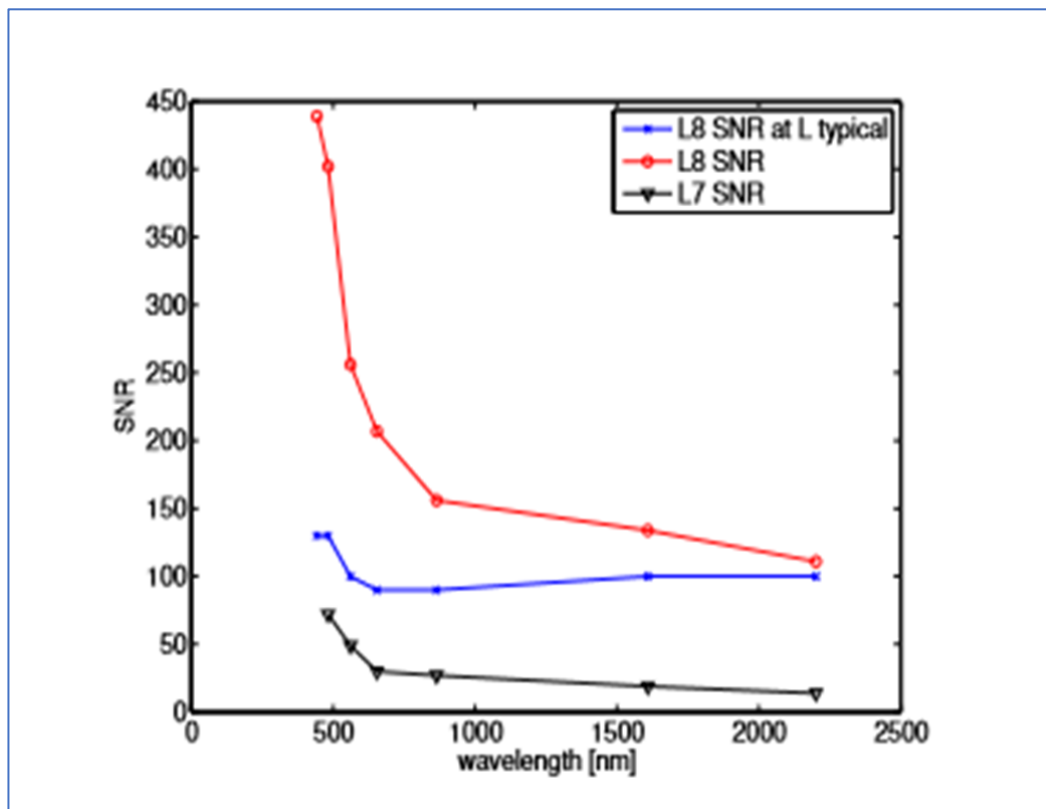
Το πρόγραμμα Landsat, κοινή πρωτοβουλία μεταξύ της USGS (United States Geological Survey) και της NASA (National Aeronautics and Space Administration-United States), παρακολουθεί τη Γη για πάνω από τέσσερις δεκαετίες, δημιουργώντας το μακρύτερο απρόσκοπτο σύνολο διαθέσιμων δεδομένων. Ο δορυφόρος Landsat-8, επίσημα γνωστός ως “Mission of Continuity Data Continuity (LDCM)”, είναι ο πιο πρόσφατος που συνεχίζει προς αυτόν τον στόχο. Στον δορυφόρο βρίσκονται δύο κύρια όργανα: το Operational Land Imager (OLI) και το Thermal Infrared Scanner (TIRS), κάνοντας τον Landsat-8 έναν νέας γενιάς δορυφόρο, με τεχνολογίες αιχμής.

Ο Landsat-8 είναι οπτικός παθητικός δορυφόρος, ο οποίος καταγράφει την ενέργεια που αντανακλάται από μια πηγή (σε αυτή την περίπτωση τον Ήλιο) από ένα στόχο. Έχει χρόνο επαναληψιμότητας 16 ημέρες, που σημαίνει ότι εμφανίζει την ίδια θέση στη γη κάθε 16 ημέρες. Το όργανο OLI είναι πολυφασματικό με συνολικά επτά κανάλια, τέσσερα στο ορατό (VIS), ένα στο εγγύς υπέρυθρο (NIR) και δύο στο υπέρυθρο (SWIR), όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.18, όπου αντιπαρατίθενται και τα κανάλια του προηγούμενου δορυφόρου Landsat-7.

Το όργανο OLI έχει χωρική ανάλυση 30 m και στις επτά μπάντες, όπως και οι προηγούμενοι δορυφόροι Landsat. Λαμβάνοντας υπόψη την ανάλυση των 30 m, ο Landsat-8 είναι ιδιαίτερα χρήσιμος για τη μελέτη του πλησιέστερου και παράκτιου περιβάλλοντος σε πολύ υψηλότερη χωρική ανάλυση σε σύγκριση με τους δορυφόρους Ocean Color (π.χ. MODIS, SeaWiFS, Spectrometer Imaging Resolution Imaging (MERIS)). Αν και οι φασματικές ζώνες του OLI δεν είναι στενές σε σύγκριση με τις αντίστοιχες του MODIS, παρ' όλ' αυτά είναι πιο περιορισμένες σε σύγκριση με τον Landsat-7 (L7), όπως φαίνεται και στον Πίνακα 2.3.

Πίνακας 2.3 Σύγκριση εύρους ζώνης μεταξύ Landsat-8, Landsat-7 και MODIS.

Band	Center (μm)	L8 Band-width (nm)	L7 Band-width (nm)	MODIS Band-width (nm)
Coastal	0.44	16	N/A	10
Blue	0.48	60	73	10
Green	0.56	57	82	10
Red	0.66	37	61	10
NIR	0.83	28	126	15
SWIR 1	1.65	85	202	24
SWIR 2	2.22	18	281	50



Σχήμα 2.18 Σύγκριση του λόγου σήματος/θορύβου μεταξύ Landsat-7 και Landsat-8.

Το όργανο OLI περιλαμβάνει επίσης ένα νέο παράκτιο κανάλι, που αυξάνει τη φασματική ανάλυση του οργάνου, συν επίσης ένα επιπλέον κανάλι cirrus στο βραχύ υπέρυθρο. Αυτά

τα δύο βελτιωμένα χαρακτηριστικά έχουν τη δυνατότητα να καταγράψουν με μεγαλύτερη ακρίβεια τα σήματα που εξέρχονται από το νερό. Οι Gerace et al. (2013) απέδειξαν ότι ο θόρυβος του συστήματος είναι ο κύριος οδηγός του σφάλματος ανάκτησης και επομένως μια υψηλότερη αναλογία σήματος / θορύβου σημαίνει καλύτερη ανάκτηση. Σε σύγκριση με τους προκατόχους του (π.χ. Landsat-5 και Landsat-7), ο Landsat-8 έχει βελτιωμένη τέτοια αναλογία, λόγω της κβαντοποίησης 12-bit (4096 επίπεδα γκρι) και του σχεδιασμού του αισθητήρα. Αυτή η βελτίωση φαίνεται στο Σχήμα 2.18, όπου συγκρίνεται ο Landsat-7 με τον Landsat-8, με βάση πραγματικά δεδομένα εικόνας πάνω από την Ερυθρά Θάλασσα (Hu et al. 2012).

2.3.4.2 Δορυφόροι Sentinel

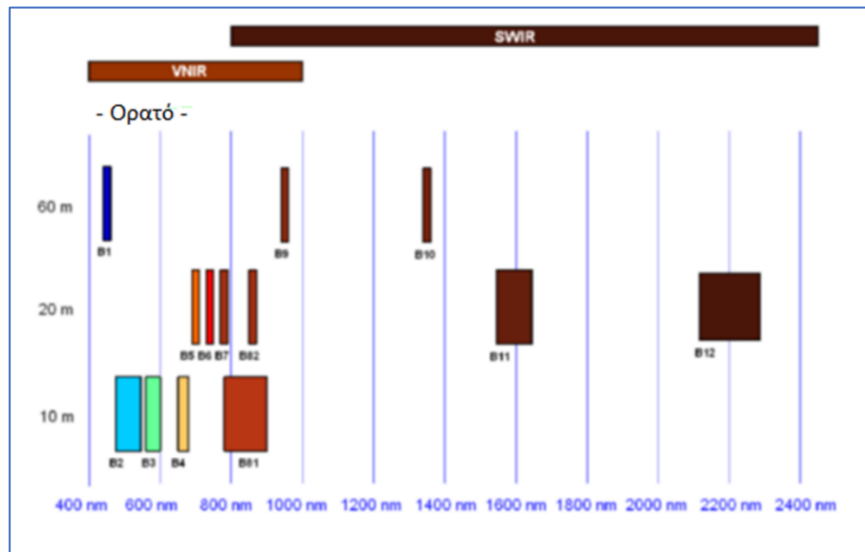
Η αποστολή του δορυφόρου Sentinel-2 είναι μία από τις αποστολές μεταξύ της νέας οικογένειας δορυφόρων που ανέπτυξε η ESA (European Space Agency), στο πλαίσιο του ευρωπαϊκού προγράμματος Copernicus. Συγκεκριμένα, ο Sentinel-2 έχει μεγάλη απεικόνιση κάλυψης (290 km) και υψηλή πολυφασματική ανάλυση, που αποτελείται από δύο πανομοιότυπους δορυφόρους Sentinel, τον A και τον B που περιστρέφονται σε σχηματισμό, σε μια ηλιοσύγχρονη τροχιά με μέσο ύψος 786 km, τοποθετημένους σε γωνία 180° μεταξύ τους. Τα όρια κάλυψης είναι μεταξύ του γεωγραφικού πλάτους 56° Νότος και 84° Βορράς.

Σημαντικό χαρακτηριστικό του Sentinel-2 είναι ότι παρέχει υψηλό χρόνο επανάλυσης σάρωσης της ίδιας περιοχής (10 ημέρες στον ισημερινό με ένα δορυφόρο και 5 ημέρες με 2 δορυφόρους, υπό συνθήκες χωρίς σύννεφα). Η διάρκεια ζωής του κάθε δορυφόρου είναι 7.25 χρόνια, η οποία περιλαμβάνει 3 μήνες τη φάση τερματισμού.

Η αποστολή Sentinel-2 έχει σχεδιαστεί για να παρέχει: **(α)** συστηματικές παγκόσμιες καλύψεις της επιφάνειας της Γης και απόκτηση πολυφασματικών εικόνων υψηλής ανάλυσης με αντίστοιχα υψηλή συχνότητα επανεμφάνισης και **(β)** δεδομένα παρατήρησης για την επόμενη γενιά επιχειρησιακών προϊόντων, όπως χάρτες κάλυψης εδάφους, χάρτες ανίχνευσης μεταβολής της Γης και γεωφυσικών μεταβλητών. Επομένως ο Sentinel-2 συμβάλλει σημαντικά σε θέματα όπως η κλιματική αλλαγή, η παρακολούθηση της ξηράς, η διαχείριση έκτακτων περιστατικών και η ασφάλεια.

Το Multi Spectral Instrument (MSI) που μεταφέρει ο Sentinel-2 λειτουργεί παθητικά, συλλέγοντας το ηλιακό φως που ανακλάται από τη γη. Τα δεδομένα Sentinel-2 αποκτώνται σε 13 φασματικές ζώνες των VNIR και SWIR ως εξής (Σχήμα 2.19):

- Τέσσερις (4) ζώνες στα 10 m χωρική ανάλυση: 490 nm (B2), 560 nm (B3), 665 nm (B4), 842 nm (B8).
- έξι (6) ζώνες στα 20 m χωρική ανάλυση: 705 nm (B5), 740 nm (B6), 783 nm (B7), 865 nm (B8α), 1.610 nm (B11), 2.190 nm (B12).
- τρεις (3) ζώνες στα 60 m χωρική ανάλυση: 443 nm (B1), 945 nm (B9) και 1375 nm (B10).



Σχήμα 2.19 Ηλεκτρομαγνητικό φάσμα και ζώνες που καλύπτουν οι Sentinel-2 αισθητήρες. (πηγή: ESA).

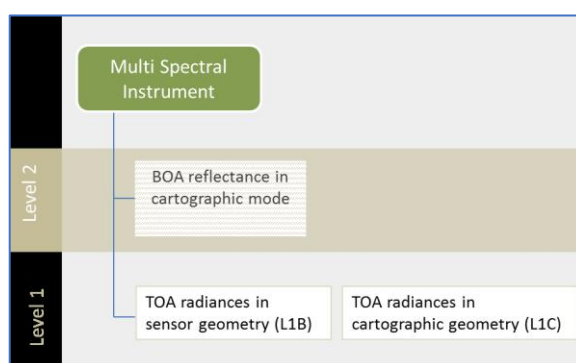
Τα δεδομένα Sentinel-2, όπως και τα Landsat-8, είναι ελεύθερα διαθέσιμα από τις υπηρεσίες του ESA, μέσω της ιστοσελίδας τους. Τα προϊόντα είναι μια συλλογή στοιχειωδών τμημάτων (granules) σταθερού μεγέθους, μέσα σε μία μόνο τροχιά. Ως granule νοείται το ελάχιστο αδιαίρετο μέρος ενός προϊόντος (που περιέχει όλες τις πιθανές φασματικές ταινίες). Τα τμήματα, που ονομάζονται επίσης «πλακάκια», είναι ορθο-εικόνες διάστασης 100 x 100 km² σε προβολή UTM/WGS84.

Ο Πίνακας 2.4 παρουσιάζει τα διαφορετικά προϊόντα δεδομένων που παρέχονται από τον Sentinel-2. Σήμερα, τα διαθέσιμα προϊόντα χρήστη είναι Επιπέδου-1C, όπου κάθε πλακάκι αποτελείται από δεκατρείς συμπιεσμένες εικόνες JPEG-2000 και κάθε εικόνα αντιπροσωπεύει μία μόνο ζώνη. Το επίπεδο 1C αντιστοιχεί σε τιμές ανάκλασης στο πάνω μέρος της ατμόσφαιρας (Top-of-Atmosphere Reflectance).

Πίνακας 2.4 Sentinel-2 προϊόντα δεδομένων.

Όνομα	Περιγραφή	Παραγωγή & Διανομή	Όγκος Δεδομένων
Level 1B	Top-of-atmosphere radiances in sensor geometry	Systematic generation and on-line distribution	27 MB (each 25x23 km ²)
Level 1C	Top-of-atmosphere reflectance in cartographic geometry	Systematic generation and on-line distribution	500 MB (each 100x100 km ²)
Level 2A	Bottom-of-atmosphere reflectance in cartographic geometry (prototype product)	Generation on user side (using Sentinel-2 Toolbox)	600 MB (each 100x100 km ²)

Τα δεδομένα που συλλέγονται από δορυφορικούς αισθητήρες επηρεάζονται από την αλληλεπίδραση με την ατμόσφαιρα, η οποία τροποποιεί την ηλιακή ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία μέσω διάθλασης, ατμοσφαιρικής απορρόφησης και ατμοσφαιρικής διάχυσης και δύο μηχανισμούς που σχετίζονται με την παρουσία μικροσκοπικών σωματιδίων αιωρούμενων στην ατμόσφαιρα, π.χ. αέρια και αερολύματα (Brivio et al. 2006). Επομένως, για να αποκτηθεί το σωστό σήμα που προέρχεται από ανακλώμενες επιφάνειες στο επίπεδο του εδάφους, είναι απαραίτητο να αφαιρεθεί η ατμοσφαιρική αλληλεπίδραση, αποκτώντας έτσι τα προϊόντα Level-2A, που αντιστοιχούν σε προϊόντα στο κάτω μέρος της ατμόσφαιρας (Bottom of Atmosphere-BOA). Για να γίνει αυτό, πρέπει να πραγματοποιηθεί ατμοσφαιρική διόρθωση (AC) από τον χρήστη στα προϊόντα επιπέδου 1C και με την εφαρμογή ενός επεξεργαστή που λειτουργεί στα εργαλεία της πλατφόρμας της ESA για την επεξεργασία των δεδομένων Sentinel-2. Το Σχήμα 2.20 συνοψίζει τα διάφορα προϊόντα Sentinel-2.



Σχήμα 2.20 Γραφική απεικόνιση των Sentinel-2 προϊόντων.

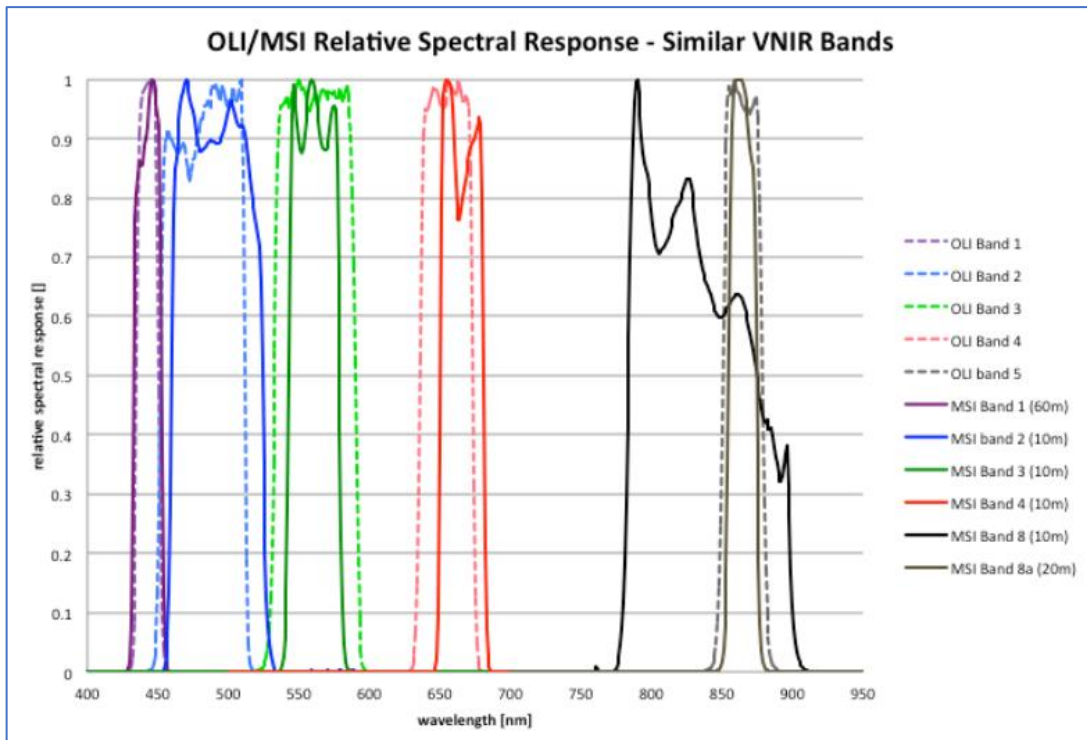
2.3.4.3 Σύγκριση δορυφόρων Landsat-8 & Sentinel-2

Οι δύο δορυφόροι παρουσιάζουν ορισμένες διαφορές ως προς τα γενικά χαρακτηριστικά τους, τη χρονική και χωρική ανάλυση, τον αριθμό και τον τύπο των φασματικών καναλιών κ. ά. Στον Πίνακα 2.5 παρουσιάζονται συνοπτικά οι βασικές διαφορές των δύο αισθητήρων.

Πίνακας 2.5 Βασικά χαρακτηριστικά των δορυφόρων Landsat-8 και Sentinel-2.

Παράμετρος	OLI Landsat-8	MSI Sentinel-2 (A & B)
Περιοχή κάλυψης	185 km	290 km
Επαναληψιμότητα	16 μέρες	5 μέρες
Οπτικό πεδίο	15°	20.6°
Πέρασμα από Ισημερινό	10:13 AM	10:30 AM
Φασματική κάλυψη	440-2300 nm	440-2300 nm
Φασματικά κανάλια	9	13
Χωρική ανάλυση	8 κανάλια 30 m 1 πανχρωματικό κανάλι 15 m	4 κανάλια 10 m 6 κανάλια 20 m 3 ατμοσφαιρικά κανάλια 60 m
Ποσοτικοποίηση δεδομένων	12 bits	12 bits
Ακτινοβολίες κορεσμού	~100% διάχυτη ηλ. ενέργεια	~100% διάχυτη ηλ. ενέργεια

Συγκρίνοντας τους δύο αισθητήρες προκύπτει ότι στοιχεία όπως η ποσοτικοποίηση δεδομένων στα 12bits, το εύρος της φασματικής κάλυψης και η ακτινοβολία κορεσμού είναι και στους δύο τύπους ακριβώς τα ίδια. Παρ' όλ' αυτά, ο Sentinel-2 παρέχει μεγαλύτερη κάλυψη (290 km), μεγαλύτερο οπτικό πεδίο 20.6°, από 15° που έχει ο Landsat-8, καθώς και 4 παραπάνω φασματικά κανάλια, προσφέροντας μεγαλύτερη φασματική ακρίβεια. Ταυτόχρονα, βασικό πλεονέκτημα αποτελεί ο μειωμένος χρόνος επαναληψιμότητας σάρωσης μιας συγκεκριμένης περιοχής, από 16 ημέρες που έχει ο Landsat-8, σε μόλις 5 ημέρες του Sentinel-2.



Σχήμα 2.21 Φασματικές αποκρίσεις Landsat-8 OLI (διακεκομμένες γραμμές) και Sentinel-2 MSI (σταθερές γραμμές) φασματικών ζωνών, όπως έχουν δημοσιευτεί στις σελίδες των δύο προϊόντων (<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/document-library> και <https://landsat.usgs.gov/using-usgs-spectral-viewer>).

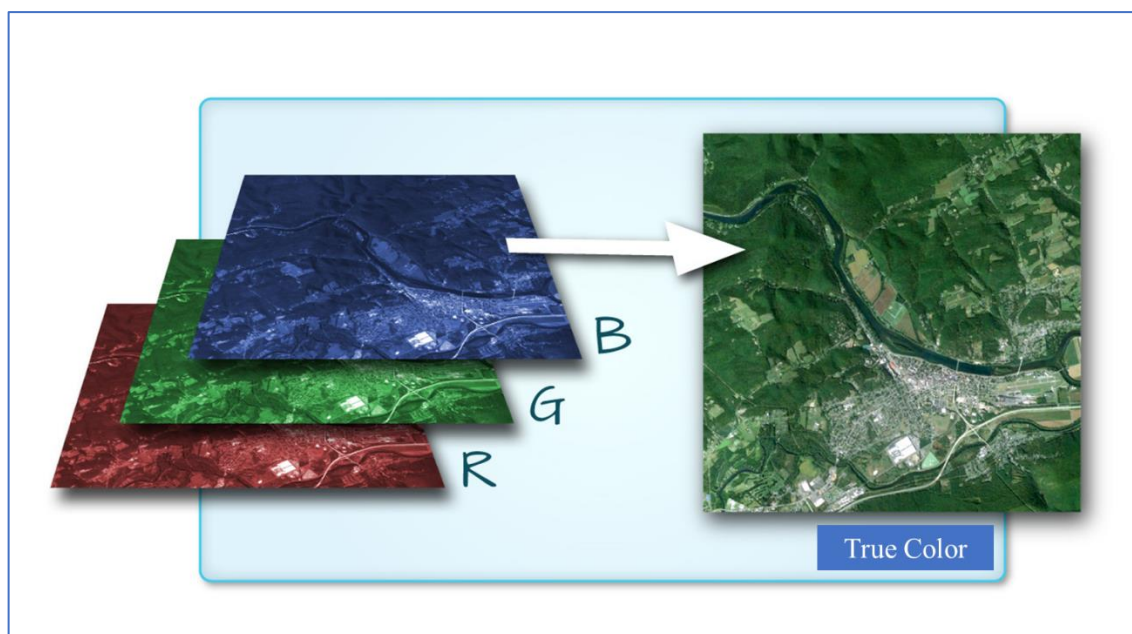
Ο δορυφόρος Sentinel-2A MSI έχει 13 ζώνες φασματικού μήκους κύματος. τέσσερις ζώνες στο ορατό και NIR με 10m χωρική ανάλυση, έξι ζώνες με 20 m χωρική ανάλυση, και τρεις ζώνες με 60 m. Ο Landsat-8 OLI έχει 9 ζώνες φασματικού μήκους κύματος με έξι από αυτές (μπλε, πράσινο, κόκκινο, NIR, SWIR-1, SWIR-2) να είναι σχεδιασμένες για εφαρμογές εδάφους με χωρική ανάλυση 30 m. Κάθε μία από τις έξι φασματικές ζώνες Landsat-8 OLI (Σχήμα 2.21) έχει αντίστοιχη ζώνη μήκους κύματος Sentinel-2A και υπάρχουν δύο ζώνες NIR MSI Sentinel-2 που ορίζονται σε 10 m (πλάτος 115 nm) και 20 m (20 nm πλάτος).

2.3.4.4 Προεπεξεργασία Δορυφορικών Εικόνων

Χρωματική απεικόνιση

Για να παρουσιαστεί μία δορυφορική εικόνα σε συγκεκριμένη χρωματική σύνθεση των εικονοστοιχείων της, απαιτούνται οι τρεις ραδιομετρικές τιμές που έχει το κάθε εικονοστοιχείο σε τρία επιλεγμένα φασματικά κανάλια. Για παράδειγμα, εάν σε τρία επιλεγθέντα κανάλια ένα εικονοστοιχείο έχει τιμές (3, 254, 2) τότε για να καταλάβουμε τι χρώμα θα πάρει τελικά, θα

πρέπει να αναφερθούμε στις αποχρώσεις που αντιστοιχούν στην τιμή 3 στη χρωματική κλίμακα του μπλε, στην τιμή 254 στο πράσινο και στην τιμή 2 στο κόκκινο, αντίστοιχα, και να θεωρήσουμε ότι αυτές οι τρεις αποχρώσεις (μπλε, πράσινο, κόκκινο) αναμιγνύονται σε ίσες ποσότητες (Περάκης κ.ά. 2015). Μία κλασσική χρωματική σύνθεση τριών φασματικών καναλιών του Landsat-8 προκύπτει από τη χρωματική κλίμακα του μπλε (B), του πράσινου (G) και του κόκκινου (R), αλλιώς γνωστή ως RGB, δηλαδή του 2ου, 3ου και 4ου φασματικού καναλιού του αισθητήρα, αντίστοιχα, και είναι η μόνη που απεικονίζει μια περιοχή σε πραγματικά φυσικά χρώματα – True Colour (Σχήμα 2.22).



Σχήμα 2.22 Χρωματική σύνθεση με Red, Green, Blue, (RGB) των φασματικών καναλιών 4, 3, 2, αντίστοιχα, του δορυφόρου Landsat-8.

Σε αντίθεση με την πραγματικά έγχρωμη RGB κλίμακα (χρησιμοποιούμενη εξ ορισμού σε διάφορα λογισμικά Τηλεπισκόπησης) μπορεί να χρησιμοποιηθεί και η χρωματική κλίμακα του μπλε, πράσινου και του εγγύς υπέρυθρου φασματικού καναλιού αντίστοιχα. Σε αυτήν την περίπτωση προκύπτει μια ψευδοχρωματική εικόνα όπου, επειδή στο εγγύς υπέρυθρο η βλάστηση εμφανίζει τις υψηλότερες τιμές αντανάκλασης, έχει το χαρακτηριστικό να απεικονίζει με έντονο κόκκινο την υγιή βλάστηση και την υπόλοιπη με αποχρώσεις του κόκκινου. Τέλος υπάρχουν ποικίλες άλλες χρωματικές συνθέσεις κατάλληλες ανάλογα την εφαρμογή, π.χ. για τον διαχωρισμό του πολεοδομικού ιστού, για γεωλογικές χρήσεις κ. ά.

Γεωμετρικά σφάλματα

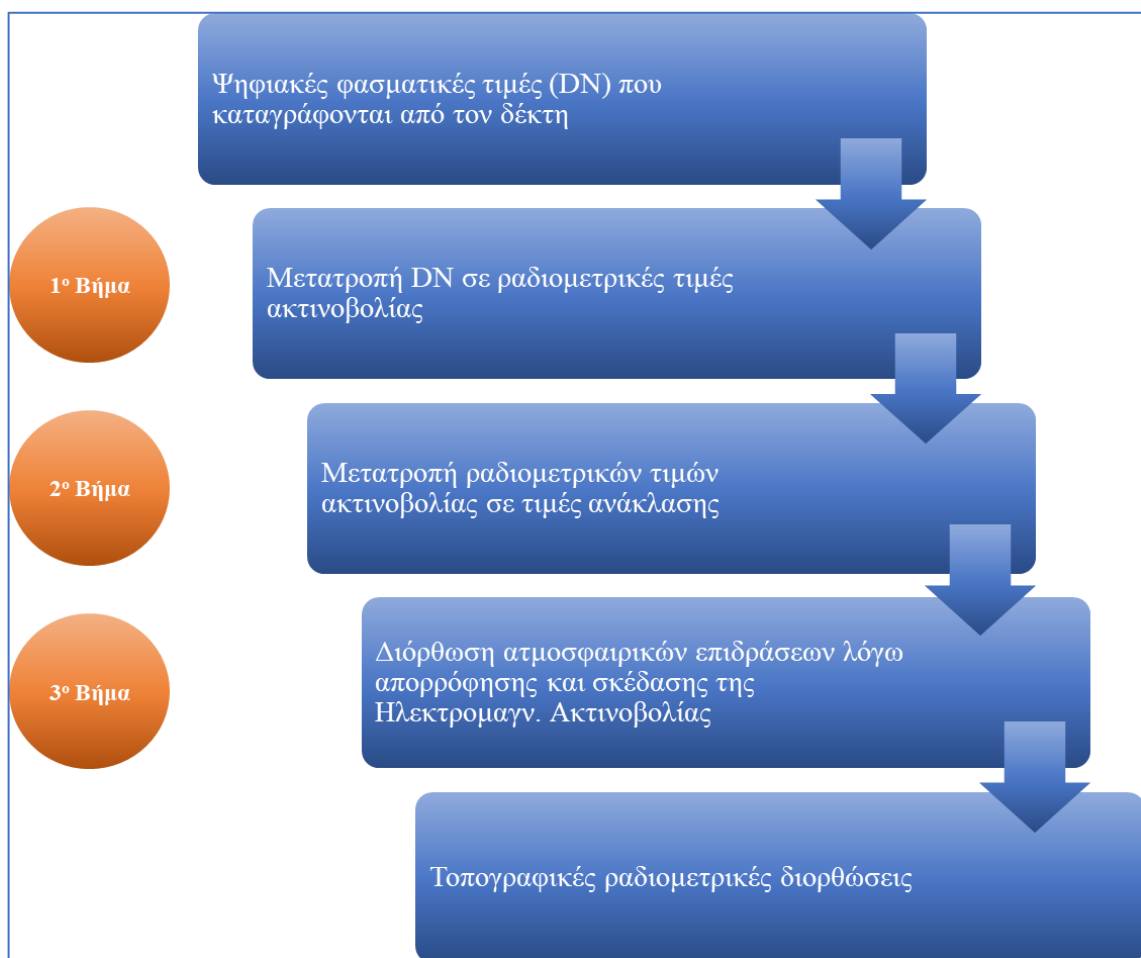
Γεωμετρικά είναι τα σφάλματα εκείνα που προκαλούν αλλαγές στο σχήμα των δορυφορικών εικόνων. Οι κυριότεροι παράγοντες που επιδρούν στη δημιουργία γεωμετρικών σφαλμάτων είναι η περιστροφή της Γης κατά τη διάρκεια καταγραφής της δορυφορικής εικόνας, ο περιορισμένος, χρονικά, ρυθμός σάρωσης ορισμένων ανιχνευτών, το μεγάλο εύρος πεδίο καταγραφής μερικών ανιχνευτών, η καμπυλότητα της γήινης επιφάνειας, τα σφάλματα κατασκευής των ανιχνευτών, οι διάφορες παραλλαγές στο ύψος, στον προσανατολισμό (διεύθυνση) και στην ταχύτητα (της πλατφόρμας) του δορυφόρου, και οι πανοραμικές λήψεις που σχετίζονται με τη γεωμετρία της εικόνας. Οι παραπάνω παράγοντες μπορούν να προκαλέσουν συστηματικά ή μη γεωμετρικά σφάλματα. Τα συστηματικά σφάλματα προέρχονται από μεταβολές στον προσανατολισμό, στο ύψος και την ταχύτητα κίνησης του δορυφόρου, ή αλλαγές στο υψόμετρο της περιοχής. Έτσι, για τη διόρθωση των λαθών αυτών είναι απαραίτητη η γνώση μερικών Επίγειων Σημείων Ελέγχου (Ground Control Points), των οποίων γνωρίζουμε τις γεωγραφικές τους συντεταγμένες (δηλαδή μπορούν να προσδιοριστούν στην επιφάνεια του εδάφους), αλλά και την ακριβή θέση τους στη δορυφορική εικόνα. Για τα μη συστηματικά σφάλματα δεν χρειάζεται να γνωρίζουμε Επίγεια Σημεία Ελέγχου για να διορθωθούν και προέρχονται κυρίως από την περιστροφή της Γης και από την αλλαγή της ταχύτητας του δορυφόρου. Σήμερα, οι περισσότερες πλατφόρμες παροχής δορυφορικών εικόνων, προσφέρουν τα προϊόντα τους γεωμετρικώς διορθωμένα προς τον χρήστη-μελετητή.

Ραδιομετρικές και Ατμοσφαιρικές Διορθώσεις

Τα ψηφιακά δεδομένα που καταγράφονται από τους αισθητήρες των δορυφόρων ενδέχεται να εμπεριέχουν σφάλματα όχι μόνο ως προς τη γεωμετρία τους, αλλά και στις τιμές φωτεινότητας (ραδιομετρικές τιμές των εικονοστοιχείων-pixels). Σε αυτήν την περίπτωση οι αλλοιώσεις των τιμών των εικονοστοιχείων αναφέρονται ως ραδιομετρικά σφάλματα και μπορεί να οφείλονται είτε στους αισθητήρες καταγραφής είτε στις επιδράσεις της ατμόσφαιρας και χωρίζονται σε δύο βασικές κατηγορίες (Jensen 1996): **(α)** Τα εσωτερικά σφάλματα, που προκύπτουν από το ίδιο το σύστημα καταγραφής, δηλαδή πρόκειται για συστηματικά σφάλματα των αισθητήρων, τα οποία είναι δυνατόν, εφόσον εντοπιστούν, να διορθωθούν, όπως για παράδειγμα το πρόβλημα απορρύθμισης ανιχνευτών και **(β)** τα εξωτερικά σφάλματα, που προέρχονται από διαφορετικούς εξωγενείς παράγοντες, όπως η ατμόσφαιρα, το υψόμετρο, οι κλίσεις ή ο προσανατολισμός του εδάφους. Ορισμένα εξωτερικά σφάλματα μπορούν να διορθωθούν με τη βοήθεια επιτόπιων μετρήσεων, καθώς και με την εφαρμογή ατμοσφαιρικών μοντέλων.

Η διόρθωση των ραδιομετρικών σφαλμάτων αποτελεί μια πολύπλοκη αλλά αναγκαία διαδικασία προ-επεξεργασίας των δορυφορικών δεδομένων, για τη βελτίωση της ποιότητας των εικόνων και την ασφαλή εξαγωγή ποιοτικών και ποσοτικών συμπερασμάτων (Περάκης κ.ά. 2015). Έτσι, με τις ραδιομετρικές διορθώσεις των εικόνων επιτυγχάνεται η αφαίρεση ή η μείωση του θορύβου των αισθητήρων, καθώς και των ατμοσφαιρικών και τοπογραφικών επιδράσεων, ώστε να καταγράφονται στη δορυφορική εικόνα οι πραγματικές ιδιότητες της γήινης επιφάνειας. Γενικά, οι ραδιομετρικές διορθώσεις ταξινομούνται σε τρία βήματα (Σχήμα 2.23):

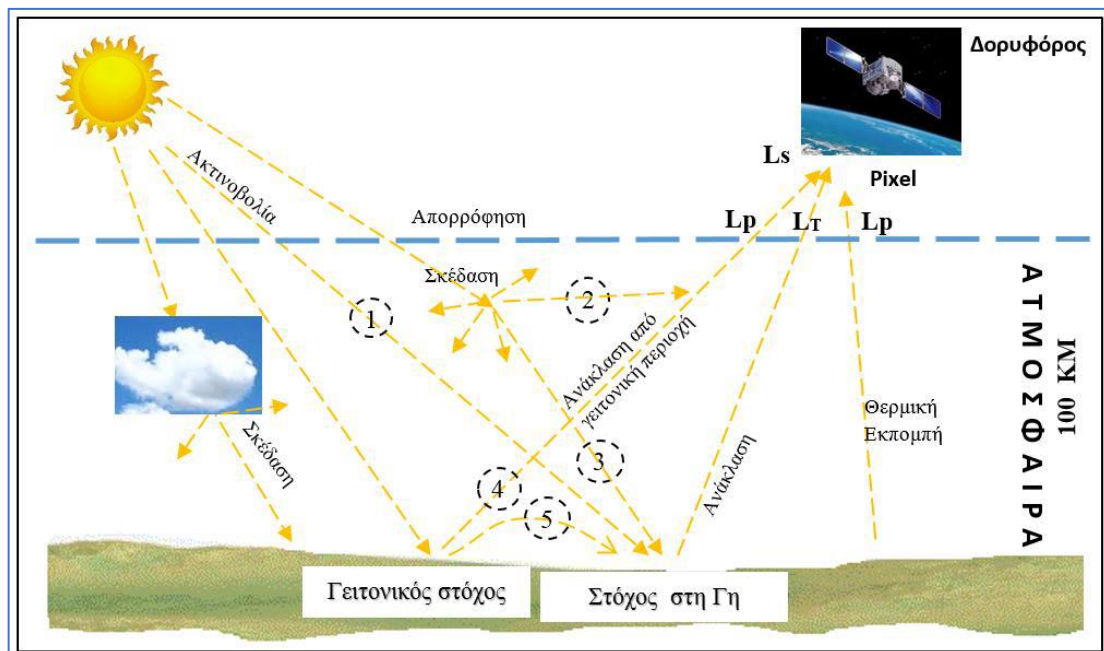
- (1) Διορθώσεις για την ελαχιστοποίηση των σφαλμάτων των αισθητήρων – θέσης δορυφόρου.
- (2) Διορθώσεις για την ελαχιστοποίηση των επιδράσεων της ατμόσφαιρας (ατμοσφαιρικές διορθώσεις).
- (3) Τοπογραφικές διορθώσεις.



Σχήμα 2.23 Απλοποιημένο διάγραμμα ραδιομετρικών - ατμοσφαιρικών διορθώσεων.

Τα δεδομένα των οπτικών δορυφόρων στο φάσμα του ορατού και υπέρυθρου φάσματος επηρεάζονται από την ύπαρξη της ατμόσφαιρας. Ουσιαστικά, οι αισθητήρες καταγράφουν την ανακλώμενη-εκπεμπόμενη ακτινοβολία, υπό την επίδραση της ατμόσφαιρας, όπως προκύπτει από το σύστημα Ήλιος – Στόχος (έδαφος) – Αισθητήρας Καταγραφής (δορυφόροι).

Στο Σχήμα 2.24 αποτυπώνονται οι διεργασίες που υφίσταται η ηλιακή ακτινοβολία (α) από την είσοδό της στην ατμόσφαιρα μέχρι να φτάσει στην επιφάνεια της γης και (β) από την επιφάνεια της γης (στόχος) μέχρι την καταγραφή της από τους δορυφορικούς αισθητήρες.



Σχήμα 2.24 Αλληλεπίδραση Ηλεκτρομαγνητικής Ακτινοβολίας με την Ατμόσφαιρα.

Ένα ικανό μοντέλο ατμοσφαιρικής διόρθωσης πρέπει να μπορεί να προσομοιάζει τις διεργασίες που υφίσταται η Ηλεκτρομαγνητική Ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα και να διορθώνει τις επιπτώσεις στις εικόνες. Αρκετές μέθοδοι ατμοσφαιρικών διορθώσεων έχουν αναπτυχθεί και παρουσιαστεί στη διεθνή βιβλιογραφία και ταξινομούνται σε δύο βασικές κατηγορίες (Lu et al. 2002): (i) τις Απόλυτες Ατμοσφαιρικές διορθώσεις και (ii) τις Σχετικές Ατμοσφαιρικές διορθώσεις:

(I) Απόλυτες Ατμοσφαιρικές διορθώσεις: Οι διορθώσεις των δορυφορικών εικόνων της συγκεκριμένης κατηγορίας οδηγούν σε τιμές ανάκλασης και θερμοκρασίας της επιφάνειας της Γης. Βάσει των χαρακτηριστικών και της πολυπλοκότητάς τους υποδιαιρούνται σε δύο περαιτέρω υποκατηγορίες:

Μοντέλα βασιζόμενα στα χαρακτηριστικά της εικόνας (image-based atmospheric corrections):

Η συγκεκριμένη κατηγορία ατμοσφαιρικών διορθώσεων βασίζεται στην εξέταση καλύψεων γης που έχουν γνωστές τιμές ανάκλασης στις πολυφασματικές εικόνες που συγκρίνονται με τις αντίστοιχες τιμές των εικονοστοιχείων των εικόνων και συμβάλουν στην εκτίμηση των ατμοσφαιρικών επιδράσεων που υφίστανται. Όμως, στην πράξη δεν είναι πάντα εφικτό να υπάρχουν μετρήσεις της ανάκλασης αντικειμένων που εμφανίζονται στις εικόνες. Γι' αυτό έχουν αναπτυχθεί μέθοδοι όπως το μοντέλο φαινόμενης ανάκλασης (apparent reflectance model) σύμφωνα με το οποίο μετατρέπεται η TOA ανάκλαση (at-satellite reflectance) σε ανάκλαση στην επιφάνεια (surface reflectance). Σ' αυτή την κατηγορία ανήκουν μοντέλα όπως η Αφαίρεση του Μελανού Σώματος (Dark Object Subtraction – DOS), ο πίνακας συνδιακύμανσης εκτιμώμενων παραμέτρων (covariance matrix), η Παλινδρόμηση (Regression analysis).

Αριθμητικά Μοντέλα: Είναι πιο πολύπλοκα, αλλά παρέχουν και μεγαλύτερη ακρίβεια στη μετατροπή των ψηφιακών τιμών (ή των τιμών TOA) των εικόνων σε τιμές ανάκλασης στην επιφάνεια της Γης. Περιγράφουν με μαθηματικά μοντέλα τη συμπεριφορά της ακτινοβολίας κατά την είσοδό της στην ατμόσφαιρα και την αλληλεπίδρασή της με τα μόρια και τα σωματίδια του αέρα (μετάδοση, σκέδαση, απορρόφηση). Τα αριθμητικά μοντέλα έχουν βασικά πλεονεκτήματα, όπως η ακρίβεια και το μεγάλο εύρος εφαρμογής τους, ενώ ως σημαντικά μειονεκτήματα θεωρούνται η ανάγκη για συλλογή λεπτομερών ατμοσφαιρικών πληροφοριών σχετικά με την ατμοσφαιρική υγρασία και τις συγκεντρώσεις των σωματιδίων του αέρα. Τέτοιου είδους δεδομένα είναι δύσκολο να αποκτηθούν με μεγάλη λεπτομέρεια. Επιπλέον, οι ατμοσφαιρικές συνθήκες διαφέρουν ανάλογα με το ύψος από την επιφάνεια της Γης. Η συλλογή τέτοιων δεδομένων, σε αρκετές περιπτώσεις, είναι αδύνατη με ίσως μοναδική δυνατότητα να μπορούν να υλοποιηθούν ορισμένες σημειακές μετρήσεις που αφορούν στο σύνολο μιας δορυφορικής πολυφασματικής εικόνας (π.χ. Landsat TM). Σ' αυτό το πλαίσιο έχει αναπτυχθεί ένα σύνολο μοντέλων υπό το όνομα «Διόρθωση βάσει του μοντέλου διάδοσης της ακτινοβολίας» (Radiative Transfer Model based correction), τα οποία υπολογίζουν την αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας με τα σωματίδια της ατμόσφαιρας. Για την εφαρμογή τους απαιτείται η ύπαρξη πληροφοριών όπως συγκεντρώσεις αερολυμάτων/σωματιδίων, καθώς και ατμοσφαιρικής υγρασίας. Σε περίπτωση απουσίας τέτοιων πληροφοριών χρησιμοποιούν τυποποιημένα ατμοσφαιρικά προφίλ που καλύπτουν μεγάλο εύρος ατμοσφαιρικών χαρακτηριστικών. Μεταξύ των πιο ευρέως χρησιμοποιούμενων αριθμητικών μοντέλων είναι τα LOWTRAN (LOW resolution atmospheric TRANsmittance), MODTRAN (MODerate resolution atmospheric TRANsmittance), ATCOR (Atmospheric and Topographic Correction model), FLAASH (Fast Line-of-sight Atmospheric

Analysis of Spectral Hypercubes), 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum). Για τη συγκεκριμένη διατριβή χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο FLAASH, το οποίο περιλαμβάνει ατμοσφαιρικές διορθώσεις εικονοστοιχείων εξαιτίας της σκέδασης της Ηλεκτρομαγνητικής Ακτινοβολίας από τα γειτονικά εικονοστοιχεία (adjacency effect). Επίσης χρησιμοποιεί εξελιγμένους αλγόριθμους για τη διαχείριση δύσκολων ατμοσφαιρικών συνθηκών, όπως για παράδειγμα την ύπαρξη νεφοκάλυψης (Kawishwar 2007). Όλα τα παραπάνω αριθμητικά μοντέλα μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε διαφορετικές ατμοσφαιρικές συνθήκες συμπεριλαμβανόμενων και εποχιακών και γεωγραφικών μεταβολών, παρέχοντας πραγματικές τιμές ανάκλασης της γήινης επιφάνειας σε διαφορετικά μήκη κύματος.

(II) Σχετικές Ατμοσφαιρικές διορθώσεις: Μια εικόνα θεωρείται ως εικόνα αναφοράς και όλες οι υπόλοιπες διορθώνονται ως προς αυτή. Δηλαδή, ο βασικός σκοπός της μεθόδου είναι οι εικόνες που καταγράφηκαν σε διαφορετικές ημερομηνίες και από διαφορετικούς αισθητήρες να κανονικοποιηθούν έτσι ώστε οι τελικές διορθωμένες εικόνες να προσομοιάζουν με τις ατμοσφαιρικές και τοπογραφικές συνθήκες της εικόνας αναφοράς. Οι σχετικές ατμοσφαιρικές επιδράσεις δεν παράγουν τιμές ανάκλασης της επιφάνειας του εδάφους, εκτός και εάν η εικόνα αναφοράς έχει ήδη τιμές ανάκλασης.

Σ' αυτή την κατηγορία των ατμοσφαιρικών διορθώσεων ανήκουν οι μέθοδοι: **(α)** Βαθμονόμηση Επίπεδου Πεδίου (Flat Field Calibration), **(β)** Εσωτερική, Μέση Σχετική Ανακλαστικότητα (Internal Average Relative Reflectance), **(γ)** Λογαριθμικά Κατάλοιπα (Log Residuals) και **(δ)** Εμπειρική Γραμμική Βαθμονόμηση (Empirical Line Calibration). Οι προαναφερόμενες τεχνικές χρησιμοποιούν στατιστικές πληροφορίες των φασματικών καναλιών όπως π.χ. τη μέση τιμή καθώς και τα μέγιστα και ελάχιστα.

Οι σχετικές μέθοδοι ατμοσφαιρικής διόρθωσης είναι υπολογιστικά ταχύτατες, αλλά δεν περιέχουν πληροφορίες σχετικά με τις επιδράσεις της ατμόσφαιρας. Στη διεθνή βιβλιογραφία θεωρούνται περισσότερο ως εργαλεία βαθμονόμησης, παρά ως μοντέλα ατμοσφαιρικής διόρθωσης.

3. ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Το τρίτο κεφάλαιο αφορά στην περιγραφή, βάσει βιβλιογραφικών δεδομένων, των ειδικών χαρακτηριστικών των περιοχών μελέτης. Πιο συγκεκριμένα, αρχικά γίνεται μία γενική αναφορά στο χώρο του Β. Αιγαίου, δίνοντας έμφαση στα μορφολογικά και υδρολογικά χαρακτηριστικά του, ενώ στη συνέχεια περιγράφονται ξεχωριστά οι δύο επιλεγμένες περιοχές μελέτης, ο κόλπος της Αλεξανδρούπολης (Θρακικό πέλαγος) και ο Εξωτερικός Θερμαϊκός κόλπος (Εκβολές Πηνειού ποταμού). Η περιγραφή αφορά στα ειδικά μορφολογικά, κλιματολογικά, ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά κάθε τοποθεσίας, στα χαρακτηριστικά των δύο ποταμών, Έβρου και Πηνειού, καθώς και στη σημερινή εικόνα τους, ύστερα από διαφόρων ειδών ανθρωπογενείς παρεμβάσεις.

Περιεχόμενα - Κεφάλαιο 3:

3.1 Βόρειο Αιγαίο Πέλαγος

- 3.1.1 Γενικά χαρακτηριστικά
- 3.1.2 Θαλάσσια κυκλοφορία

3.2 Κόλπος Αλεξανδρούπολης (Θρακικό Πέλαγος)

- 3.2.1 Μορφολογικά χαρακτηριστικά
- 3.2.2 Χαρακτηριστικά του ποταμού Έβρου
- 3.2.3 Κλιματολογικές συνθήκες
- 3.2.4 Ωκεανογραφικές συνθήκες
- 3.2.5 Υποθαλάσσια Μορφολογία και Ιζηματολογία
- 3.2.6 Ανθρώπινη Παρέμβαση

3.3 Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος – Εκβολές Πηνειού ποταμού

- 3.3.1 Μορφολογικά χαρακτηριστικά
- 3.3.2 Χαρακτηριστικά του Πηνειού ποταμού
- 3.3.3 Κλιματολογικές συνθήκες
- 3.3.4 Ωκεανογραφικές συνθήκες
- 3.3.5 Υποθαλάσσια Μορφολογία και Ιζηματολογία
- 3.3.6 Ανθρώπινη Παρέμβαση

3.1 ΒΟΡΕΙΟ ΑΙΓΑΙΟ ΠΕΛΑΓΟΣ

3.1.1 Γενικά χαρακτηριστικά

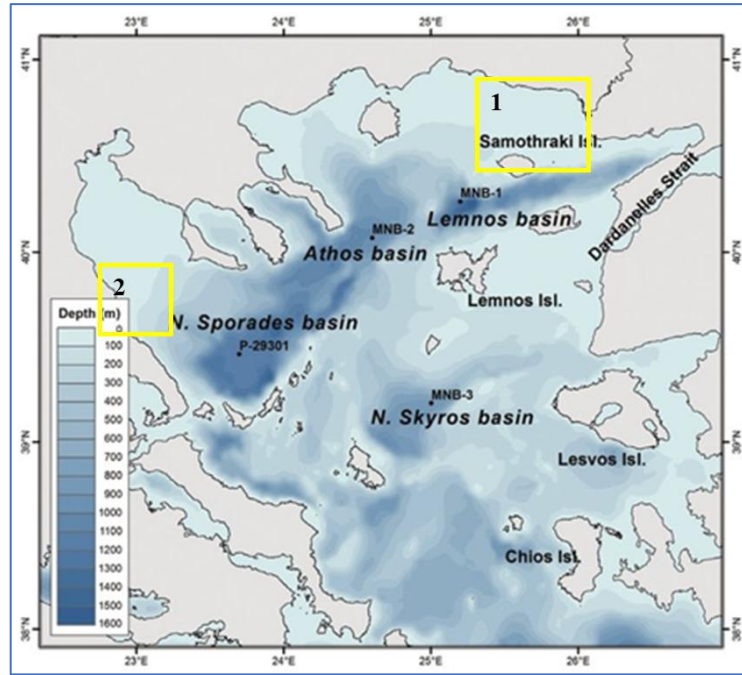
Το Βόρειο (Β) Αιγαίο Πέλαγος αποτελεί χώρο μελέτης μεγάλου ενδιαφέροντος για την επιστημονική κοινότητα, καθώς οριοθετεί την Ανατολική Μεσόγειο από βορρά. Αποτελεί τμήμα του Αιγαίου Πελάγους και χαρακτηρίζεται από σύνθετες υδροδυναμικές συνθήκες (Lykousis et al. 2002) με κυρίαρχη την ανταλλαγή νερών με τη Μαύρη Θάλασσα, μέσω της Θάλασσας του Μαρμαρά και των στενών του (Δαρδανέλλια και Βόσπορος), ενώ αποτελείται από βαθιές λεκάνες και χαρακτηρίζεται από εναλλαγή τάφρων, ρηχών κατωφερειών και ανωφερειών (Poulos 2009).

Η μορφολογία της παράκτιας ζώνης αποτελείται από μια σειρά ημίκλειστων κόλπων, όπως ο Κόλπος Αλεξανδρούπολης, ο Στρυμονικός Κόλπος και ο Κόλπος της Καβάλας στα βόρεια του πελάγους και ο Θερμαϊκός Κόλπος στα βορειοδυτικά.

Επίσης το Β. Αιγαίο δέχεται τις ποτάμιες απορροές 5 κύριων ποταμών (έκταση λεκάνης απορροής > 5000 km²) της Νότιας Βαλκανικής χερσονήσου, δηλαδή του Έβρου, Νέστου, Στρυμόνα, Αξιού, Αλιάκμονα και Πηνειού (Θεσσαλίας).

Τις τελευταίες δεκαετίες αποτελεί ιδανικό πεδίο ωκεανογραφικών μελετών (Moutzouris et al. 2018, Velegrakis et al. 2017, Topouzelis et al. 2016, Topouzelis et al. 2012), καθώς στα παράκτια συστήματά του, τα οποία είναι περιοχές υψηλής περιβαλλοντικής αξίας, λαμβάνει χώρα ένας σημαντικός αριθμός ανθρώπινων δραστηριοτήτων, που έχουν τόσο οικονομικές επιπτώσεις στους χρήστες, όσο και περιβαλλοντικές. Γι' αυτό το λόγο, είναι σημαντική η παροχή και επεξεργασία πληροφοριών υψηλής ανάλυσης για το σύνολο της περιοχής, τόσο στην επιφάνεια, όσο και στη στήλη του νερού.

Στην παρούσα διατριβή επιλέχθηκαν δύο περιοχές μελέτης, ο ευρύτερος Κόλπος της Αλεξανδρούπολης (Θρακικό Πέλαγος) και η εγγύς των εκβολών του Πηνειού ποταμού θαλάσσια περιοχή (Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος). Η επιλογή βασίστηκε στο γεγονός ότι και οι δύο περιοχές αντιπροσωπεύουν αφενός διαφορετικές γεωγραφικές περιοχές (ΒΑ και ΒΔ τμήμα του Αιγαίου) και αφετέρου παρουσιάζουν διαφοροποίηση ως προς τα μορφολογικά και ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά τους.

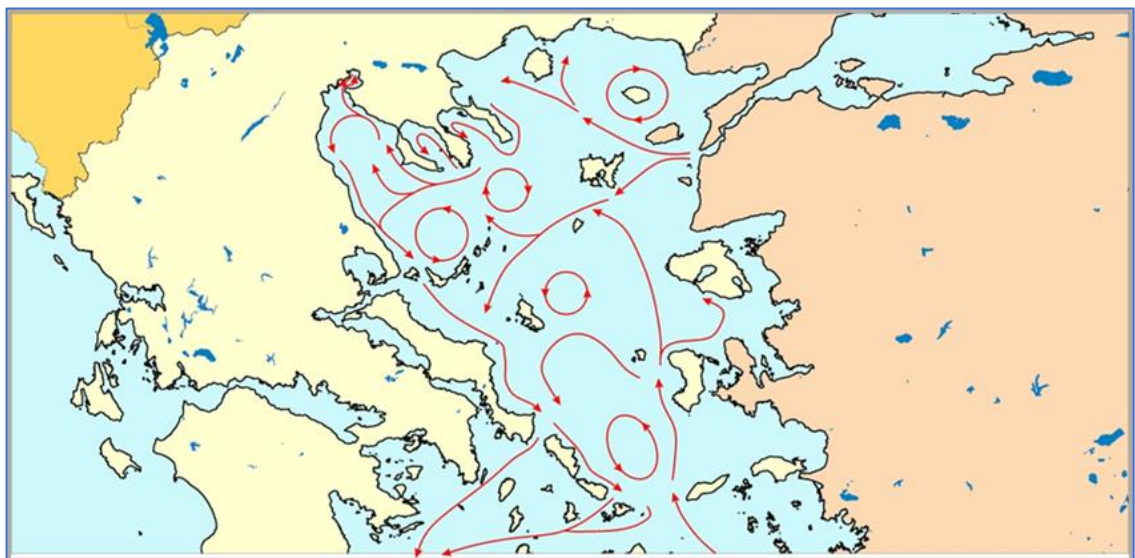


Σχήμα 3.1 Βυθομετρικός χάρτης του Β. Αιγαίου Πελάγους με τις βαθιές λεκάνες (πηγή: [Souvermezoglou et al. \(2014\)](#)) και τις δύο επιλεγμένες περιοχές μελέτης, 1. Κόλπος Αλεξανδρούπολης και 2. Εκβολές Πηνειού ποταμού.

3.1.2 Θαλάσσια Κυκλοφορία

Στο Βόρειο Αιγαίο τρεις κύριες μάζες νερού αναγνωρίζονται, **α.** το επιφανειακό στρώμα (20-50 m) με νερά από τη μαύρη Θάλασσα (Black Sea Waters-BSW), **β.** το ενδιάμεσο στρώμα (50-400 m) των νερών της Λεβαντίνης-Levantine Surface Water (LSW) και **γ.** το στρώμα πυθμένα, με τα κρύα και πυκνά νερά ([Zervakis and Georgopoulos 2002](#)). Τα νερά της Μαύρης Θάλασσας, που εξέρχονται από τα Δαρδανέλια και χαρακτηρίζονται από αλατότητα μικρότερη από 30 psu, σχηματίζουν ένα επιφανειακό στρώμα πάχους < 40 m. Το στρώμα αυτό χαμηλής αλατότητας υπόκειται σε αλλαγές των χαρακτηριστικών του, όταν αλληλεπιδρά η ατμόσφαιρα με τη θάλασσα και όταν δημιουργείται κατακόρυφη διάχυση από την ανάμειξη με υποκείμενο στρώμα, αυξάνοντας την αλατότητά του (38 psu, νησιά Σποράδων). Η χαμηλή αλατότητα του στρώματος αυτού επηρεάζει και την πυκνότητά του, με αποτέλεσμα να απομονώνεται από την ατμόσφαιρα το υποκείμενο πυκνότερο νερό της περιοχής της Λεβαντίνης από το λεπτό και ελαφρύ στρώμα νερών της Μαύρης Θάλασσας ([Zervakis et al. 2000](#)).

Η εκροή των νερών της Μαύρης Θάλασσας παρουσιάζει μέγιστη εισροή κατά τη θερινή περίοδο - τέλος Άνοιξης (Poulos et al. 1997) και το νερό προέρχεται από το λιώσιμο των χιονιών, με μέγιστες ποσότητες από το Φεβρουάριο μέχρι το Μάιο (Zervakis and Georgopoulos 2002). Ετησίως έχει παρατηρηθεί ότι μεταβάλλεται μεταξύ 35000-43000 m³/sec (Kanarska and Maderich 2008). Κατά την είσοδο αυτής της επιφανειακής μάζας νερού στο Β. Αιγαίο, διαχωρίζεται σε δύο ρεύματα (Σχήμα 3.2). Το πρώτο έχει στροφική κατεύθυνση νοτιοανατολικά της Λήμνου και το δεύτερο κινείται προς τα βορειοδυτικά, μεταξύ Λήμνου και Ίμβρου και καταλήγει στα δυτικά (Lykousis et al. 2002). Έτσι, το στρώμα νερού χαμηλής αλατότητας και πυκνότητας, παρασύρεται από τον Αντικυκλώνα της Σαμοθράκης (Zervakis and Georgopoulos 2002). Σύμφωνα με τους Theocharis and Georgopoulos (1993), Cordero (1999), Zervakis and Georgopoulos (2002), τα νερά της Μαύρης Θάλασσας εγκλωβίζονται σε έναν ημι-μόνιμο αντικυκλώνα μεταβαλλόμενων διαστάσεων περιμετρικά της Σαμοθράκης και κατά περιπτώσεις και της νήσου Ίμβρου, δημιουργώντας ένα μέτωπο ανάμεσα στα χαμηλής αλατότητας νερά του αντικυκλώνα και στα νερά υψηλής αλατότητας της περιοχής ανάμεσα στον Άθω και τη Λήμνο (Zervakis et al. 2005, Olson et al. 2007). Η παρουσία του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης σχετίζεται με το χρονικό διάστημα της παραμονής των BSW στην περιοχή του Β. Αιγαίου (Zervakis and Georgopoulos 2002). Μελέτες ρευματομετρήσεων, δορυφορικές εικόνες και μοντελοποιήσεις της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών στην περιοχή έχουν καταγράψει τη δράση του αντικυκλώνα (Olson et al. 2007).



Σχήμα 3.2 Κύρια επιφανειακή κυκλοφορία στο Βόρειο Αιγαίο Πέλαγος, όπως προκύπτει από το σύνολο μεγάλου αριθμού μελετών (πηγή: Κόκκος 2017).

Ένα έντονο θερμόαλο μέτωπο μεταξύ των νερών από τη Λεβαντίνη και των εκροών από τη Μαύρη θάλασσα, σχηματίζεται στο βόρειο τμήμα της υφαλοκρηπίδας της Λέσβου. Εκεί, τα νερά της Λεβαντίνης βυθίζονται κάτω από το επιφανειακό στρώμα χαμηλής αλατότητας, τροποποιώντας τα νερά της Μαύρης θάλασσας.

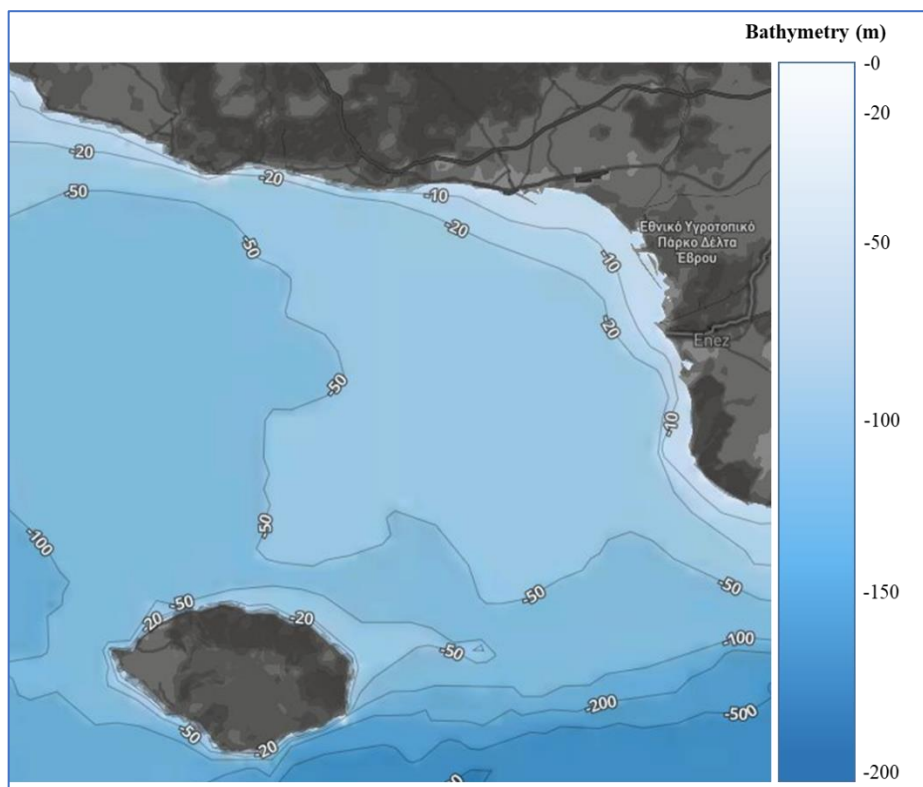
Το επιφανειακό και ενδιάμεσο στρώμα ακολουθούν κυκλωνική κυκλοφορία και σταδιακά αναμειγνύονται, καθώς ρέουν νότια κατά μήκος της ανατολικής ακτής της Ελληνικής χερσονήσου. Οι βαθιές υδάτινες μάζες του βορείου Αιγαίου περιλαμβάνουν κάποια από τα πυκνότερα νερά των ωκεανών. Αυτή η περιοχή μαζί με την Αδριατική, τον κόλπο της Λιον και μερικά ακόμη τμήματα του Αιγαίου είναι από τις κύριες περιοχές σχηματισμού πυκνού νερού στη Μεσόγειο (Zervakis and Georgopoulos 2002). Οι άνεμοι, ανάλογα της διεύθυνσης πνοής τους, ενισχύουν ή εξασθενούν την ταχύτητα του ρεύματος, ενώ ισχυροί άνεμοι είναι δυνατόν να αλλάξουν τη διεύθυνσή του και να δημιουργήσουν έντονο ανεμογενές ρεύμα (Kourafalou and Tsiaras 2007).

3.2 ΚΟΛΠΟΣ ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΥΠΟΛΗΣ (ΘΡΑΚΙΚΟ ΠΕΛΑΓΟΣ)

3.2.1 Μορφολογικά χαρακτηριστικά

Η πρώτη περιοχή μελέτης αφορά στον ευρύτερο χώρο του κόλπου της Αλεξανδρούπολης, στο βορειοανατολικό περιθώριο του Θρακικού Πελάγους (Βόρειο Αιγαίο Πέλαγος) (Σχήμα 3.3). Πρόκειται για τμήμα της εσωτερικής και ενδιάμεσης υφαλοκρηπίδας, έως την ισοβαθή των 40 m, σε απόσταση περίπου 25 km από την ακτογραμμή και μέχρι τα βόρεια παράλια της Σαμοθράκης.

Ανατολικά η περιοχή οριοθετείται από το δέλτα του ποταμού Έβρου και την Τουρκία. Ο ποταμός Έβρος πηγάζει στο όρος Ρίλα της Βουλγαρίας και καταλήγει σε Ελληνικό έδαφος, βόρεια του χωριού Ορμένιο. Έχει μήκος 540 km, από τα οποία 218 km διανύει στην Ελλάδα και αναγνωρίζεται ως το μεγαλύτερο ποτάμι της Βαλκανικής χερσονήσου. Πρόκειται για ένα διασυνοριακό ποτάμι, καθώς αποτελεί τη συνοριακή γραμμή μεταξύ Βουλγαρίας-Τουρκίας-Ελλάδας.



Σχήμα 3.3 Βαθυμετρία Κόλπου Αλεξανδρούπολης (m) (πηγή: <https://www.explore.tcarta.com>).

Η παραλιακή ζώνη του κόλπου της Αλεξανδρούπολης διακρίνεται σε δύο ενότητες, τη δυτική και την ανατολική (Ξειδάκης κ.α. 2005). Η ανατολική περιλαμβάνει την πόλη της Αλεξανδρούπολης μέχρι το δέλτα του ποταμού Έβρου και η δυτική εκτείνεται από την παραλία της Μεσημβρίας μέχρι την Αλεξανδρούπολη. Ανατολικά το ανάγλυφο είναι πεδινό, ενώ δυτικά είναι λοφώδες με ήπιες κλίσεις εδάφους και βορειότερα βρίσκεται η ορεινή ζώνη.

Το Δέλτα του ποταμού Έβρου, που σχηματίζεται στις εκβολές του, καλύπτει μία περιοχή συνολικής έκτασης 188 km², με έντονη, πολυσχιδή μορφή. Η δελταϊκή πεδιάδα βρίσκεται κατά 90% στον ελλαδικό χώρο και μόνο το 10% ανήκει στην Τουρκία. Ένα λεπτόκοκκο, χερσογενούς προέλευσης υλικό καλύπτει το δελταϊκό μέτωπο και μέρος του προδέλτα. Επικρατεί κυρίως ιλύς και άργιλος, ενώ άμμοι συναντώνται κυρίως στο νότιο τμήμα (Κανελλόπουλος 2003). Σύμφωνα με την ταξινόμηση Galloway των δέλτα, το συγκεκριμένο είναι λοβοειδές, τα χαρακτηριστικά του προσδίδονται σε θαλάσσιες διεργασίες, ενώ στο στόμιο επιδρούν ποτάμιες διεργασίες.

Το Δέλτα του ποταμού Έβρου και η ακτογραμμή του είναι μεγάλης οικολογικής σημασίας, καθώς αποτελούν ένα από τα σημαντικότερα καταφύγια των χειμερινών πτηνών στη Μεσόγειο, φιλοξενώντας ταυτόχρονα τέσσερις μόνιμες λιμνοθάλασσες (Λάκη, Δράνα, Παλούκια και Νύμφες). Ως εκ τούτου, το ελληνικό τμήμα του έχει χαρακτηριστεί ως περιοχή ειδικής προστασίας, βάσει της διεθνούς συνθήκης RAMSAR, περιοχή Natura 2000 (UNECE 2011) και τόπος σημαντικού τουριστικού ενδιαφέροντος. Το τελευταίο ισχύει όχι μόνο για το παράκτιο τμήμα της δελταϊκής πεδιάδας του, αλλά και για τις παράκτιες αμμουδερές παραλίες. Η συνολική προστατευόμενη περιοχή εκτείνεται σε 111.937 km².

3.2.2 Χαρακτηριστικά του ποταμού Έβρου

Η συνολική έκταση της λεκάνης απορροής του ποταμού Έβρου είναι 53.000 km², εκ των οποίων μόνο το 6.5% ανήκουν στην Ελλάδα, το 27.5% ανήκουν στην Τουρκία και η πλειονότητα (66%) ανήκουν στη βουλγαρία. Ο ποταμός έχει ετήσια απορροή 3.250*10⁶ m³ (Θεριανός 1974). Η μέση κλίση του ανάγλυφου της λεκάνης, στο βουλγαρικό τμήμα, είναι 12.5% (Antinyan et al. 2008).

Η λιθολογία της λεκάνης απορροής του ποταμού Έβρου αποτελείται από ηφαιστειακά πυροκλαστικά πετρώματα (5.1%), ποτάμιες αποθέσεις (43.3%), κροκαλοπαγή και ψαμμίτες

(6.9%), πλουτωνικά πετρώματα (1.2%), Τριαδικό σχιστόλιθο, ασβεστίτες, δολομίτες και μάρμαρα (2.1%), Πλειο-Πλειστοκαινικά κοιτάσματα (1.8%), φλύσχη (0.6%), μιγματίτες (18.6%), γρανίτες και διορίτες (0.3%) (Pehlivanoglou et al. 2000, Kanellopoulos et al. 2008).

Η μέση ετήσια απορροή γλυκού νερού κυμαίνεται μεταξύ 50 - 200 m³ s⁻¹, ανάλογα με την εποχή. Η περιοχή του στόματος του Έβρου βρίσκεται και εκβάλλει στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, περιοχή όπου ανήκει στην εσωτερική υφαλοκρηπίδα του ΒΑ Αιγαίου. Το μέγιστο των παροχών παρατηρείται μεταξύ Ιανουαρίου-Μαρτίου. Χαρακτηριστικά, μετρήσεις κατά τα έτη 1991-1992 (ΥΠ.Ε.ΧΩ.ΔΕ, Δ.Ε.Κ.Ε Κομοτηνής) δίνουν παροχές 320 m³ s⁻¹ τον Ιανουάριο και 72 m³ sec⁻¹ το Μάιο του 1992 (Πεχλιβάνογλου κ.ά. 1995). Πιο πρόσφατες μετρήσεις από το Υπουργείο Γεωργίας κατά τα έτη 1997-2007 στο σταθμό του Πέπλου δίνουν μέση παροχή 340 m³ sec⁻¹ (Karditsa et al. 2019, under publication). Η αύξηση της μέσης ετήσιας απορροής των υδάτων κατά την περίοδο 1997-2007 εξηγήθηκε λεπτομερώς από τους Angelidis and Kotsikas (2009) και έχει συσχετιστεί καλά με την αυξημένη εμφάνιση πλημμυρών κατά την περίοδο αυτή. Σημειώνεται ότι ο σταθμός μετρήσεων στο Πέπλο, βρίσκεται στο κατάντη τμήμα του διασυνοριακού ποταμού Έβρου και ελέγχεται από την παρουσία και τη διαχείριση όλων των (ανάντη) φραγμάτων. Συνεπώς, οι μετρούμενες απορροές είναι το αποτέλεσμα του συνολικού ελέγχου της ροής του ποταμού.

Η στερεοπαροχή κατά την περίοδο 2001-2008 παρουσιάζει μέσες τιμές των 341 m³ s⁻¹, ενώ η συγκέντρωση των αιωρούμενων ιζημάτων αντιστοιχεί σε 0.48 M t/yr (Karditsa et al. 2019, under publication). Η πολύ υψηλότερη μέση τιμή του διαλυμένου υλικού (4.2 M t/yr) αντιστοιχεί σε ετήσιο φορτίο 4.2 M t/yr.

3.2.3 Κλιματολογικές συνθήκες

Το κλίμα στο ΒΑ Αιγαίο χαρακτηρίζεται ως Μεσογειακό, με δύο κύριες περιόδους, (α) την ψυχρή περίοδο μεταξύ Νοεμβρίου-Μαρτίου, όπου επικρατούν αρκετές βροχοπτώσεις και χαμηλές θερμοκρασίες και (β) την ξηρή και θερμή περίοδο μεταξύ Μαΐου-Σεπτεμβρίου, όπου επικρατεί ξηρασία και υψηλές θερμοκρασίες. Τους ενδιάμεσους μήνες (Απρίλιος και Οκτώβριος) επικρατούν μεταβατικές συνθήκες (Zabakas 1981).

Η μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 16-20 °C, με τις υψηλότερες τιμές να συναντώνται προς νότο και τις χαμηλότερες προς βορρά. Η μέση ετήσια βροχόπτωση κυμαίνεται μεταξύ 400-700 mm (Poulos et al. 1997). Κατά τη θερινή περίοδο, οι βροχοπτώσεις είναι ιδιαίτερα περιορισμένες σε όλο το Β. Αιγαίο ενώ συχνά είναι μηδενικές. Συγκεκριμένα, από

τον Μάιο μέχρι τον Σεπτέμβριο παρατηρούνται οι λιγότερες βροχοπτώσεις. Σε σχετικά πρόσφατη μελέτη έχει διαπιστωθεί μείωση της βροχόπτωσης στην περιοχή, κατά τα έτη 1955-2007 (Καρδίτσα 2010), με αποτέλεσμα την αντίστοιχη μείωση των υδατοπαροχών του ποταμού Έβρου. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα μια τάση προς ξηρασία, η οποία ήταν πολύ έντονη κυρίως κατά τη δεκαετία του 1980 στο νότιο τμήμα της Βουλγαρίας, περίπου 60% του κλιματικού μέσου (Vassilev & Georgiev 1996).

Ανεμολογικά, σε ετήσια βάση, επικρατούν κυρίως Β-ΒΑ άνεμοι σε 2 διαφορετικές χρονικές περιόδους, ενώ δευτερευόντως υπάρχει παρουσία και νότιων ανέμων. Κατά τους χειμερινούς μήνες εμφανίζονται συχνά μικρής διάρκειας επεισόδια ισχυρών ανέμων (θύελλες) βόρειας διεύθυνσης (Yüce 1995), ενώ σε μεγάλη συχνότητα συναντώνται βόρειοι-βορειανατολικοί άνεμοι (Poulos et al. 1997). Την ξηρή περίοδο, μεταξύ Μάιου-Σεπτεμβρίου, στο Β. Αιγαίο επικρατούν οι «Ετησίες» ή Μελέμια. Πρόκειται για ψυχρούς και ξηρούς ανέμους, κυρίως Β-ΒΑ διεύθυνσης, οι οποίοι εξασθενούν τις νυκτερινές ώρες, ενώ κορυφώνονται οι εντάσεις τους κυρίως μεταξύ Ιουλίου-Αυγούστου. Η κύρια δίοδος των Ετησίων είναι η κοιλάδα του Έβρου και τα Δαρδανέλια (Γεωργόπουλος 2002).

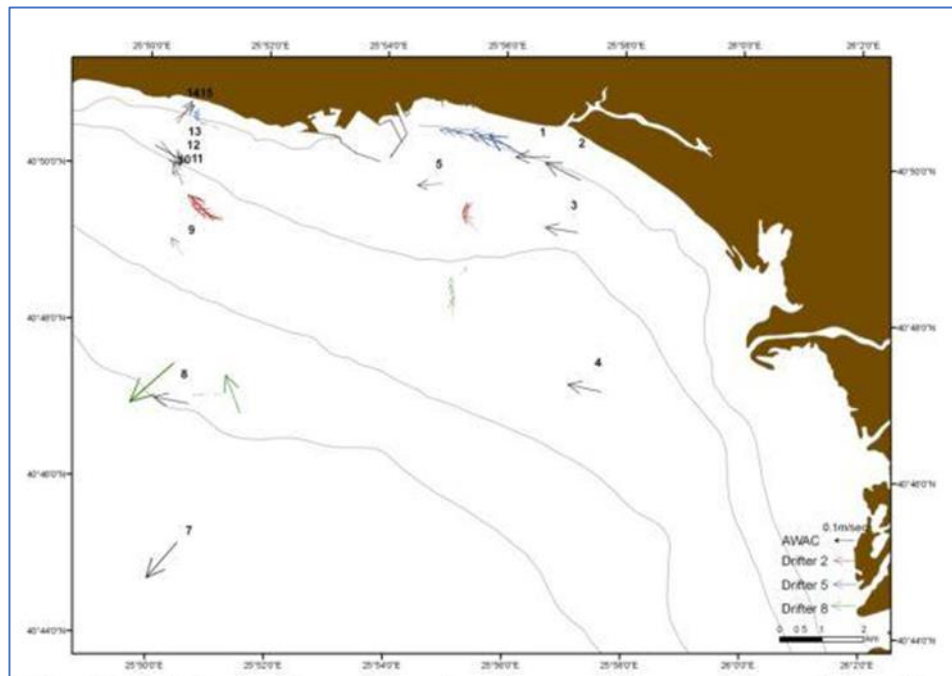
3.2.4 Ωκεανογραφικές συνθήκες

Το κυματικό καθεστώς της περιοχής φαίνεται να ρυθμίζεται σε σημαντικό βαθμό από το υπάρχον ανεμολογικό καθεστώς, διαμορφώνοντας τη γενική κυκλοφορία υδάτων στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης (Karditsa et al. 2019, in press) (Πίνακας 3.1). Αναφορικά με τα συχνότερα κύματα, τα εισερχόμενα από νότο κύματα συσχετίζονται με τα πιο σημαντικά ύψη κύματος (H_s) και τη μεγαλύτερη ροή κυματικής ενέργειας (P).

Πίνακας 3.1 Κυματικό καθεστώς ανεμογενούς προέλευσης στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης (f = συχνότητα, H_s = ύψος κύματος, T_s = περίοδος, P = ροή κυματικής ενέργειας).

Κυματικό καθεστώς	Διεύθυνση ανέμου	f (%)	H_s (m)	T_s (s)	P (W^2/m)
Μέγιστο	W	0.01	4.40	8.70	17.64
	SW	0.02	5.50	10.00	62.11
	S	0.01	5.40	8.40	23.85
Σύνηθες	W	1.66	0.11	1.69	0.37
	SW	4.80	0.11	1.69	1.07
	S	1.80	0.48	3.46	14.75
Συνολικό	W	6.1	0.29	3.24	11.54
	SW	10.7	0.37	3.51	52.98
	S	4.1	0.60	4.11	67.19

Μετρήσεις ρευμάτων από την Υδρογραφική Υπηρεσία (Πεχλιβάνογλου 1995) στην περιοχή και σε βάθος 10 m, έδειξαν κύριες διευθύνσεις ΒΔ-ΝΑ. Ρευματομετρήσεις της Υδρογραφικής Υπηρεσίας τον Μάρτιο του 1982, κατέγραψαν κίνηση παράλληλα με την ακτογραμμή προς τα δυτικά. Πιο πρόσφατες μετρήσεις ρευμάτων (4-6/2003) στον λιμένα της Αλεξανδρούπολης κατέγραψαν κίνηση διεύθυνσης ΑΝΑ, σε ύψος 2.5 m από τον πυθμένα. Ακόμη πιο πρόσφατες μετρήσεις (Σεπτέμβριος 2008) (Καρδιτσά 2010) δείχνουν ότι η επιφανειακή θαλάσσια κυκλοφορία υπόκειται σε δυτικά κινούμενα ρεύματα, στην ανοικτή θάλασσα και στην παράκτια ζώνη, γεγονός που σχετίζεται με το ανεμολογικό καθεστώς. Στη δυτική περιοχή παρατηρήθηκε αλλαγή σε ανατολικής διεύθυνσης ρεύμα και πιο συγκεκριμένα, μόνο βόρεια της ισοβαθούς των 10 m (Σχήμα 3.4).



Σχήμα 3.4 Κυκλοφορία επιφανειακών ρευμάτων (Σεπτέμβριος 2008) (από Καρδιτσά 2010).

Η επίδραση ΒΑ-Α ανέμων στην περιοχή δημιουργεί τοπικά δυτική κυκλοφορία, μεταβάλλοντας την ανατολική ροή στα όρια του αντικυκλώνα της, ειδικότερα κοντά στην παράκτια ζώνη. Εσωτερικά της ζώνης θραύσης των κυμάτων, στα ρηχά νερά, η κυκλοφορία καθορίζεται από το κυματικής προέλευσης παράκτιο ρεύμα.

Μετρήσεις των υδάτινων μαζών μπροστά από το στόμιο του Έβρου έχουν δείξει ότι οι χαμηλής αλατότητας (30 psu) και χαμηλής πυκνότητας (1019 kg m^{-3}) απορροές του ποταμού εισέρχονται με ΝΑ διεύθυνση στον κόλπο, σε βάθη 5m και απόσταση από το στόμιο έως 30

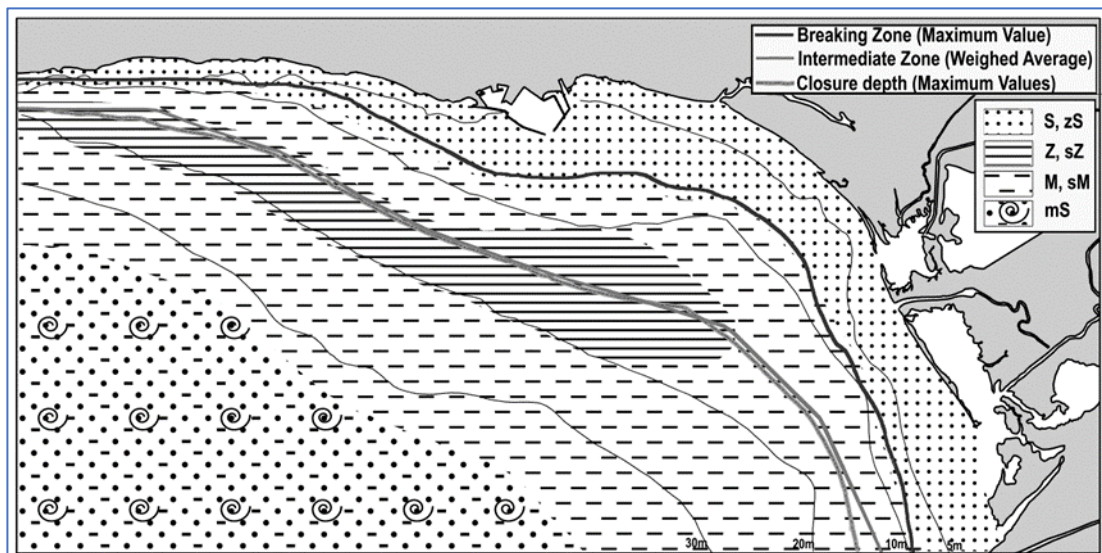
km. Σταδιακά και σε μεγαλύτερη απόσταση αυξάνεται η αλατότητα και η πυκνότητα, δημιουργώντας μίξη του επιφανειακού στρώματος νερού με το υποκείμενό του (Pehlivanoglou et al. 2000). Κατά την ξηρή περίοδο, μετρήσεις έδειξαν διεύθυνση των απορροών ΒΔ-ΝΑ, ενώ σε περίοδο υψηλών απορροών και υπό την επίδραση νότιων ανέμων, η διεύθυνση παρουσιάζει κίνηση προς τα δυτικά, παράλληλα με την ακτογραμμή. Η εξάπλωση του τιτανιούχου μαγνητίτη επιβεβαιώνει τη δυτική κίνηση της εκροής του ποταμού (Μαρίνος κ.ά. 1976, Karditsa et al. 2013), η οποία όμως περιορίζεται μέχρι τον λιμένα της Αλεξανδρούπολης. Αυτό μαρτυρά την ύπαρξη ενός αντίθετης διεύθυνσης ρεύματος και την προς ανατολάς κίνηση, στηριζόμενη από τον αντικυκλώνα της Σαμοθράκης.

3.2.5 Υποθαλάσσια Μορφολογία και Ιζηματολογία

Ο θαλάσσιος πυθμένας παρουσιάζει ήπιες κλίσεις (1.7%) έως την ισοβαθή των 20 m, στην περιοχή της Μάκρης 0.6% και 0.3% στην περιοχή Απαλού. Μοντέλα πρόβλεψης της εξέλιξης της ακτογραμμής μπροστά από την πόλη και τον λιμένα της Αλεξανδρούπολης εμφανίζουν τάση διάβρωσης στα επόμενα 30 χρόνια στο δυτικό τμήμα του λιμένα (Βαλσαμίδης κ.α. 2009). Τα βάθη δεν υπερβαίνουν τα 38 m, ακόμη και σε απόσταση 10 km από την ακτογραμμή, ενώ αύξηση της κλίσης εμφανίζεται στα ΝΑ και ΒΔ άκρα του κόλπου της Αλεξανδρούπολης (1-2%). Νοτιότερα της ισοβαθούς των 30 m το υποθαλάσσιο ανάγλυφο σχηματίζει μια επιμήκη πλατφόρμα, μέσου βάθους 35 m και διεύθυνσης ΝΑ-ΒΔ (Pehlivanoglou et al. 2000). Ο πυθμένας του πλατώ της Σαμοθράκης γίνεται σχεδόν επίπεδος μεταξύ των ισοβαθών 50-70 m και κατόπιν η κλίσεις αυξάνονται έως το υφαλόριο, με γενική διεύθυνση προς τα νότια (Perissoratis and Mitropoulos 1989).

Τα επιφανειακά ιζήματα στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης είναι κυρίως λεπτόκοκκα και κατανέμονται σε ζώνες με διεύθυνση ΝΑ- ΒΔ, με διεύθυνση σχεδόν παράλληλη με την ακτογραμμή. Κοκκομετρικά, τα κεντρικά ιζήματα χαρακτηρίζονται από αργιλοϊλύδη σύσταση, προς τα βόρεια γίνονται πιο χονδρόκοκκα αποτελούμενα από αμμούχο ιλύ, αμμούχο αργιλοϊλύ και άμμο κοντά στην ακτογραμμή. Προς τα νότια, δημιουργούνται ζώνες από αμμούχο άργιλο και αργιλούχο άμμο, ενώ, υπολειμματικές άμμοι καλύπτουν το μεγαλύτερο μέρος της υφαλοκρηπίδας. Στο κεντρικό και εξωτερικό τμήμα του πλατώ της Σαμοθράκης τα ιζήματα αποτελούνται κυρίως από άμμο και ιλοαργιλώδη άμμο, ασθενώς διαβαθμισμένες (Karditsa and Poulos 2013, Karditsa et al. 2014) (Σχήμα 3.5). Τέλος, το νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής

καλύπτεται από υπολειμματικά ιζήματα που καλύπτουν του κόλπου της Αλεξανδρούπολης αποτελούν αμμώδες στρώμα που αποτέθηκε πριν την τελευταία επίκλιση της θάλασσας και δεν καλύφθηκαν με νεότερα ιζήματα (Perissoratis et al. 1987, Alpar 2001).



Σχήμα 3.5 Η κατανομή των επιφανειακών ιζημάτων στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, σύμφωνα με την ονοματολογία του Folk (S: άμμοι, zS: αργιλώδεις άμμοι, Z: άργιλοι, sZ: αμμώδεις άργιλοι, M: πηλοί, sM: αμμώδεις πηλοί, mS: πηλώδεις άμμοι με βιογενές υλικό), μαζί με τα όρια που αντιπροσωπεύουν τα ενδιάμεσα νερά, το βάθος κλεισίματος και τα βάθη θραύσης κύματος (από Karditsa and Poulos 2013).

Σύμφωνα με το μοντέλο διασποράς και εξάπλωσης του πλούμιου του Έβρου (Σχήμα 3.6) των Kanellou et al. (2009) προκύπτουν τα εξής:

I. Η ιζηματολογία στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης οφείλει τον ΝΑ-ΒΔ προσανατολισμό της στην εξάπλωση του ριπιδίου του Έβρου.

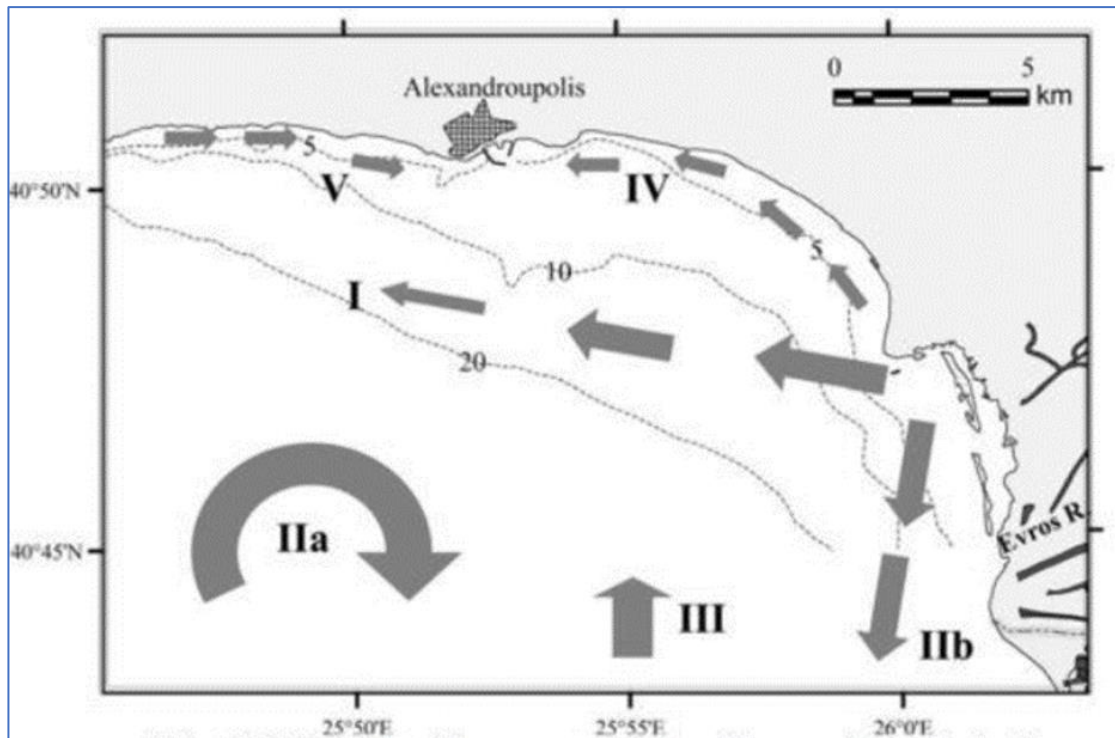
IIα. Το αιωρούμενο υλικό των απορροών κινείται προς νότο υπό την επίδραση του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης, ενώ

IIβ. Επικρατούν οι ΒΑ άνεμοι.

III. Την περίοδο μεταξύ Δεκέμβρη-Μάρτη, όπου η δράση του αντικυκλώνα δεν είναι έντονη, με την επίδραση νότιων ανέμων εισέρχονται πιο αλμυρά νερά προς βορά, περιορίζοντας τα χαμηλής αλατότητας νερά στο εσωτερικό του κόλπου.

IV. Στο ΒΑ τμήμα του κόλπου υπάρχουν δύο παράκτια ρεύματα, ανεμογενούς προέλευσης και αντίθετων κατευθύνσεων. Το ανατολικό μεταφέρει προς τα δυτικά ποτάμιο υλικό, ενώ

V. Το δυτικό μεταφέρει προς ανατολάς παράλια ιζήματα από τη δυτική ακτογραμμή.



Σχήμα 3.6 Κυκλοφορία επιφανειακών μαζών στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης (Kanellopoulos et al. 2009).

Ο ρυθμός ιζηματογένεσης διαφέρει, δημιουργώντας διαφορετικά καθεστώτα ιζηματογένεσης από περιοχή σε περιοχή, με αυξημένες τιμές κοντά στο στόμιο του Έβρου και μικρότερες στην ανοικτή θάλασσα. Τα επιφανειακά ιζήματα του πυθμένα στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης είναι κυρίως λεπτόκοκκα ιζήματα, αργυλοϊλώδους σύστασης με διεύθυνση ΝΑ-ΒΔ, παράλληλη της ακτογραμμής. Σημαντική είναι η απουσία λιβαδιών *Posidonia Oceanica* στον πυθμένα του κόλπου, τα οποία εμφανίζονται δυτικότερα και σε βάθη μεγαλύτερα των 35 m (Ντούνας 2001).

3.2.6 Ανθρώπινη Παρέμβαση

Από τη δεκαετία του 1950 η φυσική δραστηριότητα του ποταμού Έβρου διακόπηκε λόγω της εκτεταμένης ανθρώπινης παρέμβασης στην ευρύτερη λεκάνη απορροής, η οποία περιλαμβάνει την κατασκευή και λειτουργία περισσότερων από 30 σημαντικών φραγμάτων κατά μήκος των παραποτάμων της, για υδροηλεκτρική ενέργεια και άρδευση, με συνολική χωρητικότητα αποθήκευσης περίπου 3.4 km³. Η κατασκευή του φράγματος αλλοίωσε σημαντικά τις ποτάμιες ροές νερού και ιζημάτων και επηρέασε τη μορφολογία του δέλτα. Το 1964/65, στο πλαίσιο των

εγγειοβελτιωτικών έργων του προγράμματος “Evros- Meric Project” το οποίο ξεκίνησε στα μέσα του 1950 (Υ.Π.Ε.ΧΩ.ΔΕ 1999), μετατοπίστηκε και ευθυγραμμίστηκε η κύρια κοίτη του ποταμού σε νοτιότερη θέση και δημιουργήθηκαν αναχώματα εκατέρωθεν της κύριας κοίτης. Επιπλέον, διανοίχθηκαν νέοι ταμιευτήρες και έγιναν αποχετευτικά έργα, με σκοπό την αποθήκευση των χειμερινών απορροών για αρδευτική χρήση κατά τους καλοκαιρινούς μήνες (ΥΠ.Ε.ΧΩ.ΔΕ 1988). Επιπλέον, η ευθυγράμμιση και ο οικισμός του κατώτερου τμήματος του ποταμού Έβρου, περίπου 7 km νότια από το φυσικό του στόμα, σε συνδυασμό με πρόσθετα έργα αποστράγγισης και άρδευσης (κανάλια, χαντάκια, αντιπλημμυρικά έργα, επιχωματώσεις, κανάλια αποστράγγισης, αντλιοστάσια). κατά τη διάρκεια της ίδιας περιόδου, ρύθμισε πλήρως κατάντη τη ροή, με στόχο την αποστράγγιση των περιοχών για καλλιέργεια. Σύμφωνα με τους Kanellopoulos et al. (2006) οι ρυθμοί καθίζησης κοντά στο στόμα του Έβρου έχουν μειωθεί περισσότερο από 50% από τη δεκαετία του 1950. Μετά τις δραστηριότητες αποστράγγισης, πάνω από 6.000 km² καλλιεργούμενης γης βρίσκονται στο ελληνικό τμήμα της λεκάνης απορροής του Έβρου, η οποία αντιστοιχεί σε μία από τις σημαντικότερες αγροτικές περιοχές της βόρειας Ελλάδας (Pitta et al. 2014). Επιπλέον, η λεκάνη απορροής του Έβρου φιλοξενεί διάφορες οικιστικές τοποθεσίες, με πληθυσμό 3.6 εκατομμυρίων κατοίκων και πυκνότητα 68 κατοίκων/km², μέσω των τριών χωρών.

Ως αποτέλεσμα, οι ανθρωπογενείς πιέσεις εντός του δελταϊκού πεδίου περιλαμβάνουν την απόρριψη βιομηχανικών αποβλήτων, αστικών λυμάτων και γεωργικών υπολειμμάτων (π.χ. λιπασμάτων και αγροχημικών) στα ποτάμια ύδατα, τα οποία με τη σειρά τους έχουν προκαλέσει υψηλές συγκεντρώσεις οργανικών και ανόργανων σωματιδίων, βαρέων μετάλλων (Angelidis and Athanasiadis 1995). Επιπλέον, Η ακτογραμμή στο δέλτα του Έβρου έχει υποστεί σημαντικές μεταβολές τα τελευταία 50 χρόνια, όπως υποδεικνύεται από την υποχώρηση της ακτογραμμής που έχει φτάσει έως και τα 600 m τοπικά, αν και το σύγχρονο στόμιο φαίνεται να είναι σχετικά σταθερό, μετά την αρχική επέκτασή του, μετά την τεχνητή μετεγκατάστασή του νοτιότερα, τη δεκαετία του 1950 (Karditsa et al. 2019, under publication).

Πρόσθετη επιβάρυνση έχουν επιφέρει τα τελευταία χρόνια τα έργα επέκτασης του λιμένα της Αλεξανδρούπολης και οι σχετικές εκβαθύνσεις στο εσωτερικό του και στον διάυλο ναυσιπλοΐας. Ο λιμένας ξεκίνησε να κατασκευάζεται το 1870, ενώ το 1880 λειτούργησε για πρώτη φορά και ο φάρος της Αλεξανδρούπολης, εξυπηρετώντας της ανάγκες της ναυτιλίας. Σήμερα, ο λιμενοβραχίονας έχει μήκος 2 km και το βάθος του λιμένα φτάνει τα 7 m, ενώ χαρακτηρίζεται ένα από τα μεγαλύτερης εμπορικής σημασίας βαλκανικά λιμάνια. Μεγάλη είναι και η αλιευτική δραστηριότητα στον κόλπο, με εκατοντάδες μικρά αλιευτικά σκάφη να επιχειρούν σε όλη την

έκταση της υφαλοκρηπίδας. Το γεγονός αυτό ενισχύει την επαναιώρηση των αργιλοϊλώδων ιζημάτων του πυθμένα, η οποία μπορεί να φτάσει και τα 10 m πάνω από τον πυθμένα (Palanques et al. 2001).

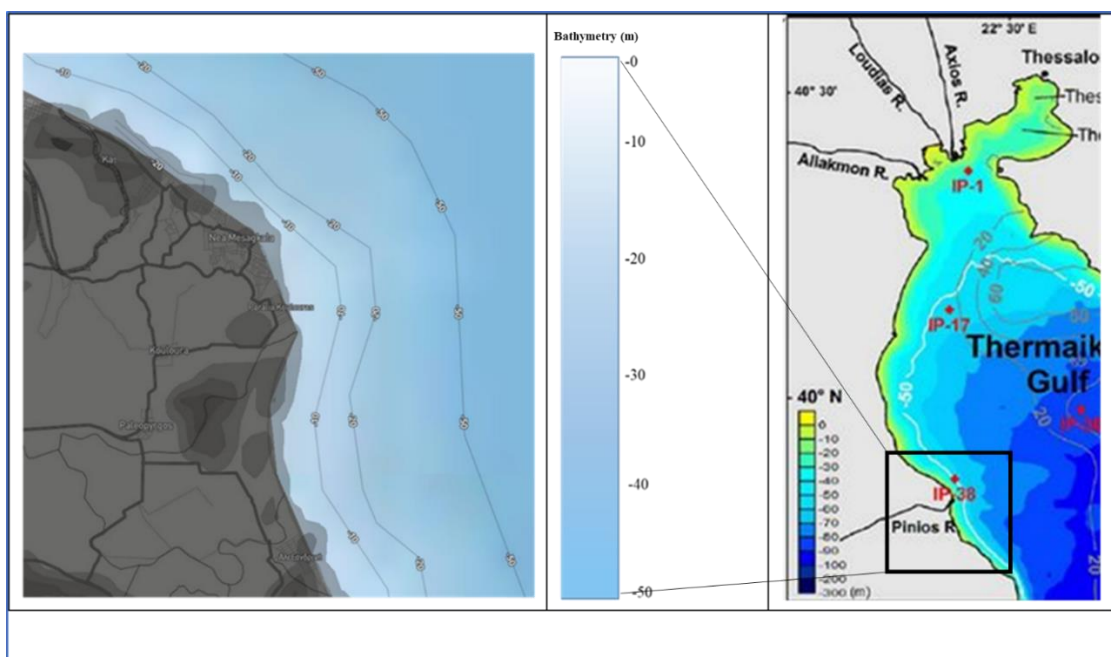
Τέλος, ο αγωγός Μπουργκάς-Αλεξανδρούπολης ήταν σχεδιαζόμενος αγωγός πετρελαίου που δεν υλοποιήθηκε, ο οποίος προβλεπόταν να μεταφέρει αργό πετρέλαιο, προέλευσης από την Κασπία Θάλασσα, από το λιμάνι του Μπουργκάς σε τερματικό σταθμό στο λιμάνι Αλεξανδρούπολης. Από το καλοκαίρι του 2010 (έτος που προβλεπόταν αρχικά η ολοκλήρωση του έργου) η βουλγαρική πλευρά άρχισε να προβάλλει αντιρρήσεις, για να φτάσει το Δεκέμβριο του 2011 να ανακοινώσει και επίσημα την αποχώρησή της από το σχέδιο.

3.3 ΕΞΩΤΕΡΙΚΟΣ ΘΕΡΜΑΪΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ - ΕΚΒΟΛΕΣ ΠΗΝΕΙΟΥ ΠΟΤΑΜΟΥ

3.3.1 Μορφολογικά χαρακτηριστικά

Ο Θερμαϊκός Κόλπος αποτελεί τμήμα του ΒΔ Αιγαίου, στο οποίο εκβάλλουν τρία μεγάλα ποτάμια στο βορειοδυτικό περιθώριό του (Κόλπος Θεσσαλονίκης), ενώ νοτιοδυτικά βρίσκεται το δέλτα του ποταμού Πηνειού. Πρόκειται για σημαντική πηγή τροφοδοσίας της παράκτιας ζώνης με αιωρούμενο υλικό και διαλυμένο φορτίο, καθώς ο ποταμός διασχίζει την κεντρική ενδοχώρα, με λεκάνη απορροής 10.181 km² και καταλήγει στο δυτικό τμήμα του Θερμαϊκού κόλπου. Η μέση ετήσια απορροή όλων των ποταμών που εκβάλλουν στον ΒΔ Αιγαίο υπολογίζεται περί τα 350 m³ s⁻¹ (Poulos et al. 2000).

Το Δέλτα του Πηνειού ποταμού, το οποίο βρίσκεται στη δυτική ακτή του Θερμαϊκού Κόλπου, ΒΔ Αιγαίο Πέλαγος, Θεσσαλία (Σχήμα 3.7) και καταλαμβάνει τμήμα της υφαλοκρηπίδας του ΒΔ Αιγαίου. Πρόκειται για ένα τοξοειδές δέλτα έκτασης 69 km², με πολύ ήπιες κλίσεις (0.058%) και μια σχεδόν ευθεία ακτογραμμή. Σύμφωνα με τις ταξινομήσεις των δέλτα, βάσει των γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών τους, το δέλτα του Πηνειού ελέγχεται από τις ποτάμιες αποθέσεις ιζημάτων, το κυματικό καθεστώς και τα παράλια ρεύματα (Bhattacharya and Giosan 2003).



Σχήμα 3.7 Βαθυμετρία στην περιοχή των εκβολών του Πηνειού ποταμού (m) (πηγή: <https://www.explore.tcarta.com>, Karageorgis and Anagnostou 2003).

3.3.2 Χαρακτηριστικά του Πηνειού ποταμού

Η λεκάνη αποστράγγισης του ποταμού Πηνειού έχει έκταση 10.704 km, καταλήγοντας στο Θερμαϊκό Κόλπο. Λιθολογικά, συνίσταται σε 25.8% κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα, 21.4% μεταμορφωμένα πετρώματα, 7,1% ασβεστολιθικά ιζηματογενή πετρώματα, 5.5% πυριγενή πετρώματα και 40.2% μη συμπυκνωμένα ιλυώδη και ιζηματογενή ιζήματα (IGME 1983). Η επέκταση του δέλτα του ποταμού Πηνειού είναι περιορισμένη σε σχέση με την περιοχή της λεκάνης αποστράγγισης, καθώς οριοθετείται από βορά και νότο από δύο μεγάλους ορεινούς όγκους (Όλυμπος και Όσσα) (Poulos and Chronis 1997). Η μέση ετήσια βροχόπτωση κυμαίνεται από 400 mm κοντά στο δέλτα έως τα 1600 mm στα ορεινά, ενώ η μέση ετήσια θερμοκρασία είναι περίπου 17 °C. Η μέση ετήσια ποτάμια απορροή είναι 81 m³/s, κυμαινόμενη μεταξύ 11-176 m³/sec. Η περίοδος υψηλών απορροών διαρκούν από τον Δεκέμβριο μέχρι τον Απρίλιο. Το ετήσιο φορτίο αιωρούμενων ιζημάτων ανέρχεται σε 0.6 × 10³ t/km², ενώ η ετήσια απόδοση διαλυμένου φορτίου είναι 0.15 × 10³ t/ km² (Poulos et al. 2000).

Το κλίμα στην ενδοχώρα, ιδιαίτερα στη λεκάνη απορροής, χαρακτηρίζεται γενικά ως ηπειρωτικό, ενώ στην παράκτια ζώνη χαρακτηρίζεται ως Μεσογειακό. Οι μέσες ετήσιες θερμοκρασίες αέρα κυμαίνονται μεταξύ 9 °C και 17.5 °C, ενώ οι ετήσιες βροχοπτώσεις κυμαίνονται μεταξύ 400 και 1300 mm (σε μεγάλα υψόμετρα). Επιπλέον, το κεντρικό τμήμα των λεκανών απορροής, που σχετίζεται με μεγάλα υψόμετρα, χαρακτηρίζεται από τις εξαιρετικά υψηλές διαφορές των απόλυτων θερμοκρασιών.

Ο σχηματισμός του δέλτα του Πηνειού είναι το αποτέλεσμα του συνδυασμού των κατάλληλων συνθηκών για το σχηματισμό δέλτα κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου. Οι κλιματικές συνθήκες εντός της λεκάνης αποστράγγισης (υψηλή μέση ετήσια βροχόπτωση μεταξύ Νοεμβρίου-Φεβρουαρίου) μαζί με τη γεωλογική λεκάνη απορροής (παρουσία εξαιρετικά διαβρωτικών σχηματισμών) και το ανάγλυφο (σχετικά απότομες κλίσεις στις ανώτερες περιοχές) είναι χαρακτηριστικά ευνοϊκά για φαινόμενα διάβρωσης στην περιοχή της λεκάνης απορροής. Μεγάλες ποσότητες ιζημάτων που παρέχονται από τη διάβρωση μεταφέρονται κάτω από την κοιλάδα του ποταμού προς την ακτή. Έτσι, η παρουσία του δέλτα εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τις συνθήκες εντός της λεκάνης απορροής ποταμού Πηνειού (Karymbalis et al. 2016). Κατά μήκος της ακτογραμμής του δέλτα είναι σχετικά ομοιόμορφη (λεπτόκοκκα ιζήματα) με ελαφρώς πιο χονδρό υλικό μεγέθους άμμου, το οποίο εντοπίζεται στο στόμιο του ποταμού. Στο ταπεινωμένο παράκτιο τμήμα του κατωτέρου τμήματος του ποταμού δημιουργούνται παράκτιες κατακόρυφες καμπύλες γραμμικών εγκαταλειμμένων ακμών αμμώδους παραλίας, που

υποδηλώνουν την πρόσφατη (σε γεωλογική εποχή) προέλαση του δέλτα. Αναπτυσσόμενες παραλίες εντοπίζονται και στις δύο πλευρές του σημερινού στομίου του ποταμού, καθώς και στις περιοχές της πεδιάδας του δέλτα. Οι ποτάμιες αποθέσεις και προσχώσεις καλύπτουν τη μεγαλύτερη έκταση της δελταϊκής περιοχής, ενώ παράκτιοι σχηματισμοί εκτείνονται σε όλη την παραλιακή ζώνη (Vassilakis et al. 2014).

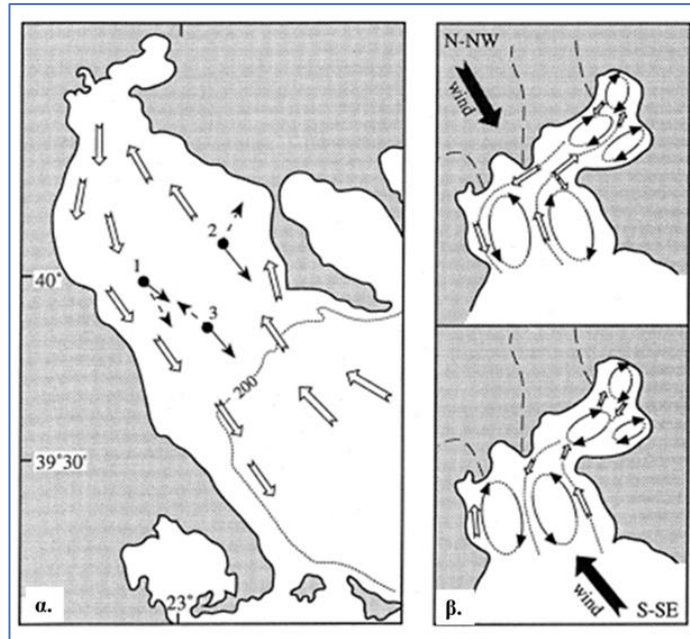
3.3.3 Κλιματολογικές συνθήκες

Το κλίμα στην ενδοχώρα χαρακτηρίζεται γενικά ηπειρωτικό, ενώ πλησιάζοντας την παράκτια ζώνη μετατρέπεται σε μεσογειακό. Η μέση ετήσια θερμοκρασία αέρα είναι περίπου 17 °C, ενώ η μέση ετήσια βροχόπτωση κυμαίνεται από 400 mm κοντά στο δέλτα έως 1600 mm στα ορεινά.

Το κλίμα επηρεάζεται και από το ανεμολογικό καθεστώς. Άνεμοι βόρειας διεύθυνσης πνέουν κατά τη διάρκεια του έτους, ενώ επιδεινώνονται τους χειμερινούς μήνες. Τη θερινή περίοδο εμφανίζονται κι εδώ οι Ετησίες, που πνέουν από Β-ΒΑ διευθύνσεις και έχουν σχετικά αυξημένη ένταση (>6 m/s). Εν απουσία των Ετησιών εμφανίζονται μικρής κλίμακας άνεμοι, οι θαλασσινές αύρες, που δημιουργούνται από τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ ξηράς και θάλασσας, ενώ η διεύθυνσή τους είναι Ν-ΝΑ (Poulos et al. 1999).

3.3.4 Ωκεανογραφικές συνθήκες

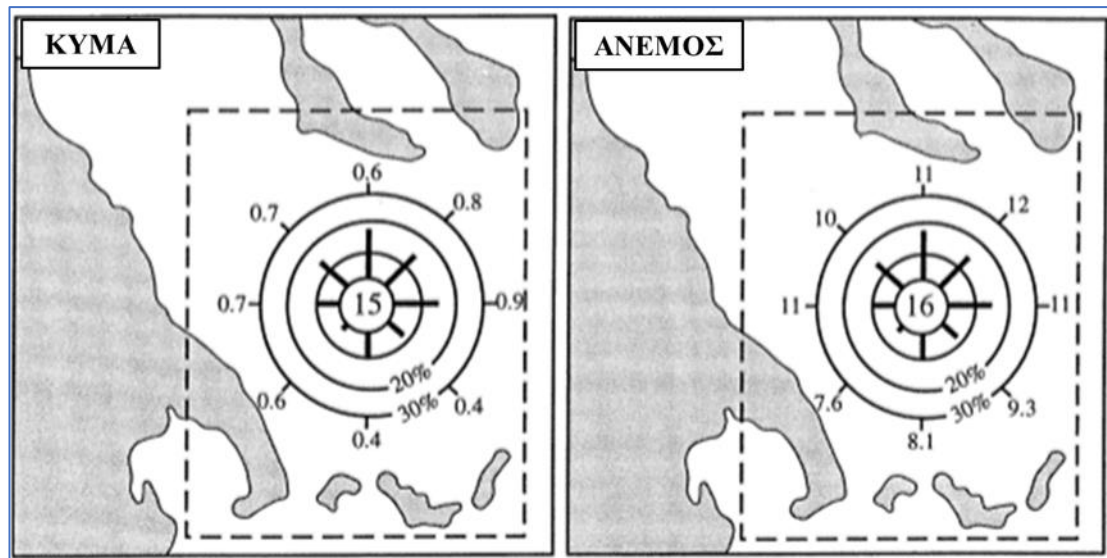
Ο Θερμαϊκός Κόλπος είναι ένα μικροπαλιρροιακό θαλάσσιο περιβάλλον, με μέση παλίρροια περίπου 20 cm (Υδρογραφική Υπηρεσία Ναυτικού 2005). Σε ένα τέτοιο μη παλιρροιακό περιβάλλον, οι μετακινήσεις του νερού ρυθμίζονται από την κυκλοφορία της θερμοκρασίας και αλατότητας, την ανάμιξη διαφορετικών μαζών νερού και του επικρατούντος ανεμολογικού καθεστώτος. Γενικά, υψηλής αλατότητας, διαυγή και σχετικά πυκνά νερά, που προέρχονται από τα ανοικτά νερά του βόρειου Αιγαίου, εισέρχονται στο στην εσωτερική υφαλοκρηπίδα του Θερμαϊκού κόλπου, από το κεντρικό και ανατολικό τμήμα. Κατόπιν, στρέφονται προς τα ΒΑ και ρέουν παράλληλα με τη χερσόνησο Χαλκιδικής. Εισερχόμενα τελικά στον εσωτερικό κόλπο του Θερμαϊκού (Σχήμα 3.8α), αντιστρέφεται η πορεία τους και λιγότερο αλατούχα νερά ρέουν προς νότο, κατά μήκος των δυτικών ακτών (εμφανώς επηρεασμένα από τις ποτάμιες απορροές).



Σχήμα 3.8 α. Γενική κυκλοφορία υδάτινων μαζών στον Θερμαϊκό Κόλπο (κατά Poulos et al. 2000) και β. ρηχής (συμπαγή βέλη) και βαθιάς θάλασσας (λευκά βέλη) μοντέλα κυκλοφορίας του εσωτερικού Θερμαϊκού κόλπου (κατά Ganoulis 1987).

Επιπλέον, αυτή η νότια μετακίνηση των επιφανειακών υδάτων ενισχύεται ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια του χειμώνα, λόγω των επικρατούντων βόρειων ανέμων και των αυξημένων ποτάμιων απορροών (Φεβρουάριος-Ιούλιος). Ομοίως, το καλοκαίρι με την κυριαρχία των θαλασσινών ανέμων N-NA διεύθυνσης, μεταφέρονται οι υδάτινες μάζες από το κεντρικό και ανατολικό τμήμα του Κόλπου προς το εσωτερικό μέρος της υφαλοκρηπίδας (Σχήμα 3.8β). Μετρήσεις των επιφανειακών ρευμάτων είναι σύμφωνες με το σχήμα κυκλοφορίας που περιγράφεται παραπάνω. Αντίθετα, οι μετρήσεις ρεύματος κοντά στον πυθμένα, που έχουν ληφθεί κατά τη διάρκεια διαφορετικών εποχών, έχουν δείξει ότι υπάρχει γενική κίνηση των υδάτων προς νότο.

Γενικά, η κυκλοφορία των επιφανειακών υδάτων στον εσωτερικό Θερμαϊκό κόλπο (βάθη <40 m) επηρεάζονται έντονα από τις επικρατούσες συνθήκες ανέμου. Με βάση ένα υδροδυναμικό μοντέλο βάθους, σχηματίζεται μια κυκλοφορία δύο κατευθύνσεων στον κόλπο του Θερμαϊκού (δίνες). Το νερό κινείται νότια κατά μήκος της ανατολικής και δυτικής ακτής, υπό την επίδραση Β-ΒΔ ανέμων. Αντίθετα, υπό την επίδραση Ν-ΝΑ ανέμων τα νερά κινούνται προς την αντίθετη κατεύθυνση, δηλαδή προς τα βόρεια (Ganoulis 1987). Κάτω από την παρουσία έντονου βόρειου ανέμου, η γενική επιφανειακή ροή σε ολόκληρη την υφαλοκρηπίδα είναι προς το νότο.



Σχήμα 3.9 Ροδογράμματα κύματος και ανέμων στον εξωτερικό Θερμαϊκό Κόλπο (κατά Athanasoulis and Skarsoulis 1992).

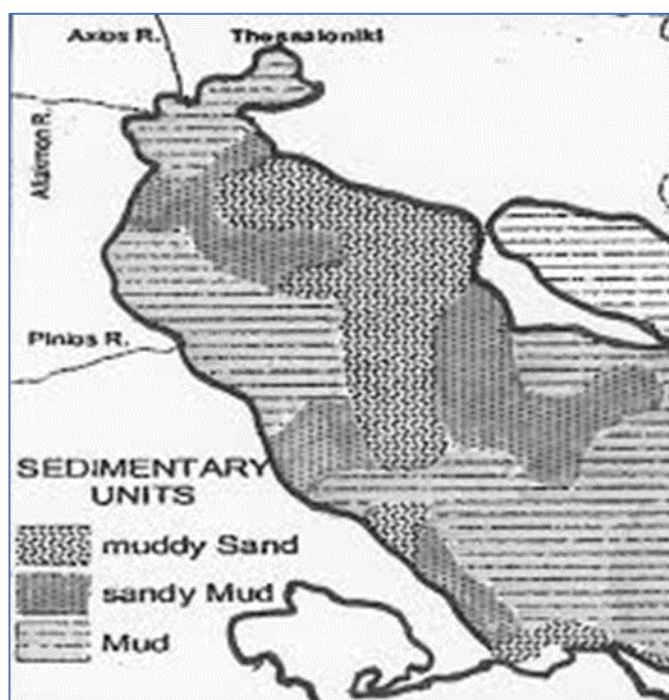
Η παράκτια κυκλοφορία, τα ύψη και η κατεύθυνση των κυμάτων των επιφανειακών υδάτων είναι κυρίως επηρεασμένα από τις επικρατούσες συνθήκες ανέμου. Οι κυριότεροι άνεμοι, Β-ΒΔ διεύθυνσης, μετακινούν το νερό νότια κατά μήκος της ακτογραμμής, ενώ στην περίπτωση επικρατούντων Ν-ΝΔ ανέμων, τα επιφανειακά ύδατα κινούνται προς τα βόρεια (Chronis et al. 1988). Στο νότιο τμήμα εμφανίζονται υψηλά κύματα μακρού μήκους, τα οποία αναπτύσσονται από τις νότιες κατευθύνσεις. Αντίθετα, ο άνεμος είναι πολύ συχνός και παράγει επιφανειακά βαρυτικά κύματα, επηρεάζοντας τη γενική κυκλοφορία της επιφάνειας του κόλπου. Το δέλτα του Πηνειού εκτίθεται σε μακρά κύματα που υποτάσσουν την ακτογραμμή σε μηνιαία ισχύ κύματος 70-1454 w/m² (Poulos et al. 2000).

Τα ύψη κυμάτων και ειδικά η διεύθυνση διάδοσής τους, εξαρτάται από το υπάρχον ανεμολογικό καθεστώς (Σχήμα 3.9). Στον εξωτερικό Θερμαϊκό, η συχνότητα εμφάνισης (%), για διαφορετικά ύψη κύματος (H) σε ετήσια βάση κυμαίνεται: H < 1 m (80%), H < 2 m (95%) H > 3 m (1%) και H > 4 m (5%) (Poulos et al. 2000).

3.3.5 Υποθαλάσσια Μορφολογία και Ιζηματολογία

Πολλές μελέτες έχουν διεξαχθεί, για την αναγνώριση των ιζημάτων και των αποθέσεων στην παράκτια περιοχή (Lykousis et al. 1981, Chronis 1986, Karageorgis and Anagnostou

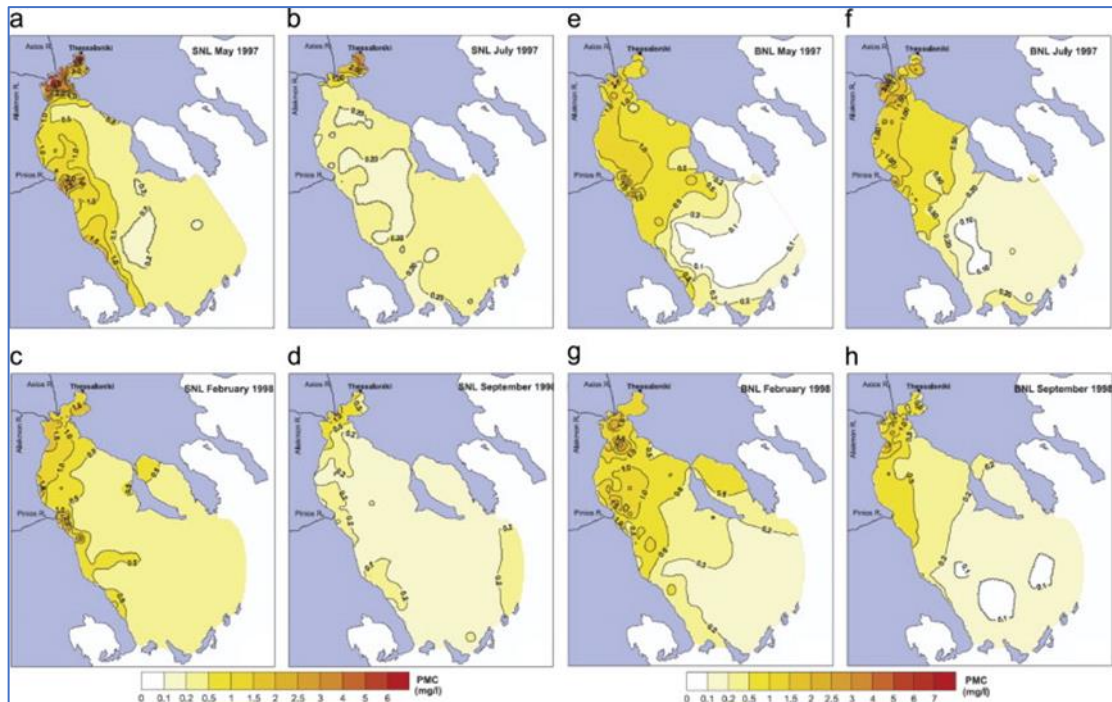
2001, Karymbalis et al. 2016). Στην υφαλοκρηπίδα η κατανομή των σωματιδίων στα επιφανειακά ιζήματα παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.10.



Σχήμα 3.10 Ιζηματολογία του πυθμένα στο Θερμαϊκό κόλπο (κατά Poulos and Drakopoulos 2018).

Η διασπορά και εξάπλωση του ριπιδίου του Πηνειού ποταμού υποδεικνύει την επίδραση των ποτάμιων ιζημάτων πάνω από το δυτικό και το κεντρικό τμήμα της εξωτερικής υφαλοκρηπίδας του Θερμαϊκού Κόλπου (Σχήμα 3.11). Παρομοίως, το πλούμιο των ποταμών Αξιού και Αλιάκμονα υπερκαλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της εσωτερικής υφαλοκρηπίδας.

Τα αιωρούμενα σωματίδια (SPM) δεν υπάρχουν μόνο στα επιφανειακά ύδατα, αλλά σχετικά υψηλές συγκεντρώσεις SPM εμφανίζονται και ως νεφροειδείς στρώσεις, κοντά στον πυθμένα και σε ενδιάμεσα επίπεδα μέσα στη στήλη νερού (Σχ. 3.11). Η διασπορά των σωματιδίων ρυθμίζεται από την κυκλοφορία. Γενικά, κυρίαρχη κυκλωνική κυκλοφορία μεταφέρει τα σωματίδια από τις ποτάμιες εκροές κατά μήκος των δυτικών ακτών, κυρίως στο επιφανειακό νεφροειδές στρώμα. Το νεφροειδές στρώμα του πυθμένα διατηρείται όλο το χρόνο και συνήθως η παρουσία του οφείλεται σε μεγάλο βαθμό σε επαναιώρηση των πρόσφατα εναποτεθέντων, μη στερεοποιημένων, λεπτόκοκκων ιζημάτων (Karageorgis and Anagnostou 2003).



Σχήμα 3.11 Συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού στο επιφανειακό και βαθύ στρώμα πυθμένα, από τέσσερις ωκεανογραφικές έρευνες κατά τη διάρκεια του πλαισίου έργου METRO-MED: Μάιος 1997 (a και e), Ιούλιος 1997 (b και f), Φεβρουάριος 1998 (c και g) και Σεπτέμβριος 1998 (d και h) (κατά Karageorgis and Anagnostou 2003, ανακατασκευασμένο από Kombiadou and Krestenitis 2012).

Οι υψηλότερες τιμές SPM προκύπτουν κατά την έναρξη της υγρής περιόδου (Δεκέμβριος-Φεβρουάριος) και μετά από πλημμυρικά επεισόδια. Γενικά, οι επιφανειακές νεφελοειδείς στρώσεις συσχετίζονται με τις εκροές των ποτάμιων υδάτων και με τα τοπικά φαινόμενα διάβρωσης των ακτών. Οι μηχανισμοί σχηματισμού ενδιάμεσων νεφελοειδών στρώσεων σχετίζονται με τη στρωματοποίηση και τη γενική κυκλοφορία των υδατικών μαζών, ενώ οι νεφελοειδείς στρώσεις που παρατηρούνται κοντά στον πυθμένα αποδίδονται στη συνδυαστική δράση των κυμάτων που μπορεί να προκαλέσουν φαινόμενα επαινωίωσης (Poulos et al. 2000).

Στην υποθαλάσσια προέκταση του δέλτα του ποταμού, τα επιφανειακά ιζήματα του πυθμένα αποτελούνται από πηλούς και πηλιτικές άμμους, ενώ η ιζηματολογία ελέγχεται από τις εκροές υδάτινων μαζών/ιζημάτων του Πηνειού. Με το ποτάμι μεταφέρονται μεγάλες ποσότητες αιωρούμενων σωματιδίων, τα οποία αποτίθενται ανάλογα της σύστασής τους στη θάλασσα. Τα πιο χονδρόκοκκα υλικά αποτίθενται κοντά στο στόμιο του ποταμού, ενώ τα λεπτόκοκκα σε μεγαλύτερη απόσταση από την ακτογραμμή. Τα συγκεκριμένα πηλώδη ιζήματα έχουν μέγεθος κόκκου 0.01-0.02 mm.

Η κίνηση προς νότο αυτών των ιζημάτων προκαλείται από την κυκλοφορία του νερού, ενώ η παρουσία τους στο νότιο τμήμα του εσωτερικού Θερμαϊκού σχετίζεται με την παρουσία αντίθετης από τη φορά του ρολογιού δίνης (Balopoulos et al. 1986). Σε αυτή την περιοχή υπάρχουν παρόντα νεφελοειδή στρώματα που δείχνουν την αφθονία του αιωρούμενου υλικού και τη δράση της τρέχουσας δραστηριότητας ρεύματος κοντά στον πυθμένα. Αυτό αναστέλλει την ταχεία απόθεση των εναιωρημάτων.

3.3.6 Ανθρώπινη Παρέμβαση

Ο Πηνειός δεν έχει υποστεί σοβαρές παρεμβάσεις από τον άνθρωπο (όπως ευθυγράμμιση κοίτης, εκτροπή κοίτης, κατασκευή φραγμάτων) που να έχουν επηρεάσει σημαντικά τη φυσιολογική ανάπτυξη. Παρ' όλ' αυτά, οι καλλιεργημένες ζώνες έχουν αυξηθεί κατά 80% τις τελευταίες δεκαετίες, με αποτέλεσμα η κύρια χρήση γης στη δελταϊκή πεδιάδα να είναι η γεωργία, μαζί με μερικές κτηριακές εγκαταστάσεις κατά μήκος της ακτογραμμής. Επιπλέον, η πρόβλεψη για μεταβολές που σχετίζονται με το «φαινόμενο του θερμοκηπίου» και την προβλεπόμενη αύξηση της θερμοκρασίας και της στάθμης της θάλασσας, θα μπορούσαν να προκαλέσουν μεγάλης κλίμακας αλλαγές στη παράκτια ζώνη του Δέλτα του Πηνειού. Τέλος, αποτελέσματα πρόσφατων μελετών έδειξαν ότι νότιο τμήμα της δελταϊκή ακτής είναι εκτεθειμένο σε εντονότερο κυματισμό σε σχέση με το βόρειο, ενώ χαρακτηρίζεται γενικά από μεγαλύτερο πλάτος και την παρουσία αμμοθινών. Αντίθετα στο βόρειο τμήμα, εντοπίζεται εντονότερη τουριστική ανάπτυξη και οι αμμοθίνες έχουν υποβαθμιστεί, ενώ ταυτόχρονα η εποχιακή οπισθοχώρηση της ακτογραμμής σε ορισμένες περιοχές επιτρέπει το χειμερινό κύμα να πλήττει και να απειλεί την παραλιακή δόμηση (Lazogiannis et al. 2015).

Πρόσφατη μελέτη όπου συγκρίθηκαν οι ακτογραμμές του 1945, 1995 και 2013 έδειξε ότι περίπου 10 km, που αντιστοιχούν στο 50% των ακτών του δέλτα του Πηνειού, υφίστανται σήμερα διάβρωση (Karymbalis et al. 2016). Αυτό έχει προκληθεί από την ανακατανομή των ιζημάτων στα πρώην στόματα του ποταμού, γεγονός που έχει δημιουργήσει ευθυγράμμιση. Η περιοχή του εγκαταλειμμένου στόματος προς νότο (βόρεια του χωριού Στόμιο) υποχώρησε περίπου 180 m μεταξύ 1955-1995. Ρυθμός αυτός μειώθηκε στα -3 m/yr τα επόμενα 17 χρόνια. Λόγω της παρουσίας του προηγούμενου ενεργού στόματος του ποταμού, οι αλλουβιακές αποθέσεις συγκεντρώθηκαν σε μια θέση κατά μήκος της ακτής, γεγονός που οδήγησε στη δημιουργία λοβοειδούς σχήματος ακτογραμμής. Αυτό είναι αποτέλεσμα της κυριαρχίας των θαλάσσιων διεργασιών, σε συνδυασμό με το ανεμολογικό/κυματικό καθεστώς και τη βαθυμετρία (Poulos

et al. 2000). Σήμερα αναγνωρίζονται τρεις υποθαλάσσιοι λοβοί, μπροστά στα πρώην στόμια. Αντίθετα, η περιοχή γύρω από το σημερινό ενεργό στόμιο του ποταμού έχει προωθηθεί για περίπου 440 m (1955 – 2013), όταν ο ποταμός μετατοπίστηκε στη σημερινή του θέση.

Η αναμενόμενη ταχεία αύξηση της στάθμης της θάλασσας αναμένεται να επηρεάσει το δέλτα του Πηνειού, όπως και οι περισσότερες παράκτιες περιοχές χαμηλού υψόμετρου (Karympalis and Gaki-Papanasasiou 2008, Maroukian, and Karymbalis 2004). Σύμφωνα με μελέτες, η στάθμη της θάλασσας θα αυξηθεί από 25 σε 95 cm μέχρι το έτος 2100. Η μελλοντική άνοδος της στάθμης της θάλασσας μπορεί να ενισχύσει την υποχώρηση της ακτογραμμής του δέλτα του Πηνειού, επιφέροντας απώλεια της πεδιάδας του δέλτα.

Λαμβάνοντας υπόψη την ευάλωτη κατάσταση του παράκτιου συστήματος, πρέπει να δημιουργηθεί ένα ολοκληρωμένο περιφερειακό πρόγραμμα διαχείρισης σχετικά με τα κοινωνικοοικονομικά και περιβαλλοντικά ζητήματα. Κάτι τέτοιο, θα μπορούσε να ρυθμιστεί σε ένα πλαίσιο μελλοντικής πρόληψης και προστασίας των οικοσυστημάτων. Μια τέτοια ολοκληρωμένη προσέγγιση απαιτεί επιστημονική παρακολούθηση των τοπικών και μακροπρόθεσμων αλλαγών, ως προς τις καιρικές συνθήκες, τις ποτάμιες απορροές, την ποιότητα του εδάφους και την ταυτοποίηση των επιπέδων θρεπτικών ουσιών και μετάλλων στη στήλη ύδατος και στα επιφανειακά ιζήματα.

Συμπερασματικά, το δέλτα του Πηνειού αναπτύσσεται σε σχετικά βαθιά ύδατα, σε αντίθεση με τη ρηχή βυθομετρία που συναντάται στο δέλτα του Έβρου. Επίσης, υπάρχουν ωκεανογραφικές διαφορές με τον κόλπο της Αλεξανδρούπολης να περιορίζεται από Βόρια και Ανατολικά, ενώ έντονη είναι και η παρουσία του αντικυκλώνα Σαμοθράκης. Στον Πηνειό, συναντάται απότομη υφαλοκρηπίδα, ενώ υπάρχει μορφολογικός περιορισμός μόνο από τα Δυτικά και η κυκλοφορία επηρεάζεται περιοδικά από έναν ημι-μόνιμο, ασθενή αντικυκλώνα που αναπτύσσεται περί το κέντρο του Θερμαϊκού.

4. ΣΥΛΛΟΓΗ & ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕ- ΝΩΝ

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζεται το πρόγραμμα δειγματοληψιών που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, και στις δύο περιοχές μελέτης. Αναφέρονται τα είδη μετρήσεων που διεξάχθηκαν και αφορούν σε φυσικές, οπτικές παραμέτρους του θαλασσινού νερού, καθώς και σε δειγματοληψία αιωρούμενου υλικού. Στη συνέχεια, περιγράφεται η συλλογή και επεξεργασία των δορυφορικών δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν, καθώς και τα δεδομένα της μαθηματικής προσομοίωσης κυκλοφορίας στο Β. Αιγαίο.

Περιεχόμενα - Κεφάλαιο 4:

4.1 Πρόγραμμα Δειγματοληψιών

- 4.1.1 Ερευνητικοί πλόες
- 4.1.2 Δορυφορικά δεδομένα
- 4.1.3 Ανεμολογικά δεδομένα

4.2 Εργασίες πεδίου

- 4.2.1 Δειγματοληψία αιωρούμενου υλικού
- 4.2.2 Μέτρηση φυσικών παραμέτρων
- 4.2.3 Μετρήσεις Οπτικών παραμέτρων
- 4.2.4 Μετρήσεις φασματικού ραδιόμετρου
- 4.2.5 Εκτίμηση της αβεβαιότητας των μετρήσεων

4.3 Δορυφορικά δεδομένα

- 4.3.1 Επεξεργασία δορυφορικών δεδομένων Landsat-8
- 4.3.2 Επεξεργασία δορυφορικών δεδομένων Sentinel-2
- 4.3.3 Στατιστική ανάλυση και Συσχετίσεις δεδομένων
- 4.3.4 Υπολογισμός επιφανειακού αιωρούμενου υλικού
- 4.3.5 Αβεβαιότητες στην εκτίμηση της ποιότητας υδάτων σε παράκτιο περιβάλλον

4.4 Μαθηματική Προσομοίωση Κυκλοφορίας

- 4.4.1 Οριακές συνθήκες και χαρακτηριστικά υδροδυναμικού ομοιώματος

4.1 ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΩΝ

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής πραγματοποιήθηκαν δύο δειγματοληψίες υπαίθρου, σε δύο περιοχές της υφαλοκρηπίδας του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους, (α) τον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, όπου εκβάλλει ο Έβρος ποταμός και (β) τη δυτική ακτή του εξωτερικού Θερμαϊκού, όπου εκβάλλει ο Πηνειός ποταμός. Και οι δύο περιοχές αποτελούν ένα σύνθετο παράκτιο περιβάλλον για τη μελέτη του αιωρούμενου υλικού, καθώς εκεί συνδυάζονται οι ποτάμιες εκφορτίσεις με τη βυθομετρία και ιδιαίτερα με τη θαλάσσια κυκλοφορία.

4.1.1 Ερευνητικοί πλόες

Δύο ερευνητικοί πλόες πραγματοποιήθηκαν, ένας σε κάθε περιοχή μελέτης, για συλλογή δεδομένων πεδίου. Η πρώτη δειγματοληψία υπαίθρου έλαβε χώρα στις 1-2/6/2016 στον ευρύτερο κόλπο της Αλεξανδρούπολης, τις εκβολές του Έβρου ποταμού, μέχρι και τις βόρειες ακτές της Σαμοθράκης, χρησιμοποιώντας ένα μηχανοκίνητο σκάφος Beneteau Antares 10.80. Η δεύτερη δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε στην ευρύτερη περιοχή των εκβολών του Δέλτα του Πηνειού στη Θεσσαλία, στις 8/6/2018, χρησιμοποιώντας ένα μικρό αλιευτικό σκάφος από την περιοχή του Στομίου.

Οι δειγματοληψίες έγιναν στην αρχή της θερινής περιόδου, έτσι αντιπροσωπεύουν συνθήκες χαμηλών συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού των δύο ποταμών, ανάλογες με αυτές που επικρατούν το μεγαλύτερο διάστημα των εκφορτίσεών τους, με εξαίρεση μικρές περιόδους με μεγαλύτερες ποτάμιες εκφορτίσεις.

4.1.2 Δορυφορικά δεδομένα

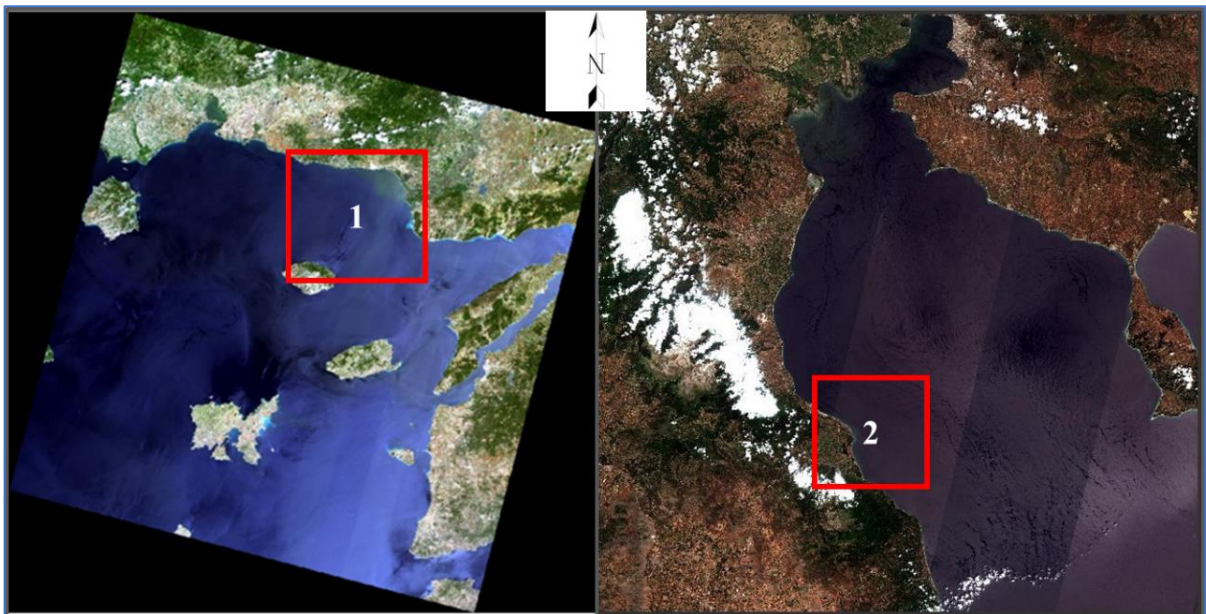
Οι επιλογή των δύο τύπων δορυφόρων έγινε με βάση την ύπαρξη και διαθεσιμότητά τους κατά την έναρξη της διατριβής, καθώς και με κριτήριο το γεγονός ότι τα προϊόντα τους διατίθενται χωρίς χρηματική επιβάρυνση.

Οι εργασίες πεδίου στην Αλεξανδρούπολη πραγματοποιήθηκαν με ταυτόχρονο πέρασμα (2/6/2016) δορυφόρου Landsat-8, ενώ στον Πηνειό ποταμό με ταυτόχρονο πέρασμα (8/6/2018) Sentinel-2A. Και στις δύο περιπτώσεις, η ταυτόχρονη ύπαρξη δεδομένων πεδίου με δορυφορικά δεδομένα, βελτιώνει την αξιοπιστία των τελευταίων και εκτιμάται ποιά δορυφορική εικόνα δίνει πιο ακριβή αποτελέσματα.

Η εικόνα Landsat-8 διανέμεται δωρεάν από τον ιστότοπο της NASA (National Aeronautics and Space Administration) των Ηνωμένων Πολιτειών της Αμερικής (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), μαζί με μεγάλο αρχείο εικόνων Landsat και όχι μόνο.

Αντίστοιχα, η εικόνα Sentinel-2A διανέμεται δωρεάν στο αρχείο της ESA (European Space Agency) και το Copernicus Open Access Hub (<https://scihub.copernicus.eu/>).

Στο Σχήμα 4.1 παρουσιάζονται οι δύο εικόνες, (α) Landsat-8 και (β) Sentinel-2, όπως ελήφθησαν από τους δύο ιστότοπους. Οι εικόνες «κόπηκαν» σε κατάλληλες διαστάσεις που να καλύπτουν την εκάστοτε περιοχή ενδιαφέροντος. Σε επόμενο κεφάλαιο θα αναλυθεί το στάδιο επεξεργασίας τους κατά τη διανομή τους από τους οργανισμούς.



Σχήμα 4.1 α. Δορυφορική εικόνα Landsat-8, στις 2/6/2016, χωρίς ραδιομετρική και ατμοσφαιρική διόρθωση και β. Δορυφορική εικόνα Sentinel-2A, στις 8/6/2018, με ραδιομετρική διόρθωση, σε φυσικά χρώματα (Red, Green, Blue). Στα κόκκινα πλαίσια οριοθετούνται οι δύο περιοχές μελέτης, 1. Κόλπος Αλεξανδρούπολης και 2. Εκβολές Πηνειού.

4.1.3 Ανεμολογικά δεδομένα

Στον Πίνακα 4.1 παρουσιάζονται τα ανεμολογικά δεδομένα διεύθυνσης και έντασης ανέμου σε κλίμακα Beaufort, που συλλέχθηκαν από την ΕΜΥ και το Εθνικό Αστεροσκοπείο στον σταθμό στον λιμένα της Αλεξανδρούπολης, για την περίοδο 2014-2016.

Πίνακας 4.1 Τιμές συχνότητας εμφάνισης των ανέμων κατά την περίοδο 2014-2016, στο σταθμό της Αλεξανδρούπολης, μαζί με τα μέγιστα έντασης ανέμου.

Έτος	Μήνας	Μέση Ταχύτητα Ανέμου (km/hr)	Beaufort	Μέγιστη Ταχύτητα Ανέμου (km/hr)	Beaufort	Διεύθυνση
2014	Jan	5.9	1	53.1	7	BA
2014	Feb	7.6	2	64.4	8	BA
2014	Mar	6.7	2	54.7	7	BA
2014	Apr	5.9	1	49.9	6	BA
2014	May	7.7	2	64.4	8	BA
2014	Jun	8.4	2	56.3	7	BA
2014	Jul	7.5	2	45.1	6	BA
2014	Aug	8.6	2	61.2	7	BA
2014	Sept	8.2	2	62.8	8	BBA
2014	Oct	10.7	2	66	8	BBA
2014	Nov	7.4	2	64.4	8	BA
2014	Dec	9.5	2	78.9	9	ABA
2015	Jan	9.6	2	75.6	9	B
2015	Feb	12.5	3	82.1	9	BA
2015	Mar	10	2	62.8	8	BA
2015	Apr	9	2	64.4	8	BA
2015	May	7.7	2	51.5	7	BA
2015	Jun	8.4	2	57.9	7	BA
2015	Jul	8.5	2	51.5	7	BA
2015	Aug	10.6	2	61.2	8	BA
2015	Sept	8.5	2	53.1	7	BA
2015	Oct	10.1	2	104.6	11	BA

2015	Nov	8.9	2	82.1	9	NNΔ
2015	Dec	7	2	54.7	7	BBA
2016	Jan	7.3	2	72.4	8	BA
2016	Feb	8.7	2	72.4	8	NNΔ
2016	Mar	9	2	75.6	9	NNΔ
2016	Apr	5.2	1	48.3	6	NNΔ
2016	May	5.2	1	30.2	5	NΔ
2016	Jun	0.2	0	62.8	7	BA
2016	Jul	0.0	0	45.1	6	BA
2016	Aug	9.5	2	61.2	7	BA
2016	Sept	9.1	2	57.9	7	BA
2016	Oct	8.0	2	56.3	7	BA
2016	Nov	9.6	2	109.4	11	BA
2016	Dec	9.4	2	74	8	BA

Στον Πίνακα 4.2 παρουσιάζονται τα δεδομένα ανέμου, διεύθυνσης και έντασης σε κλίμακα Beaufort, τα οποία συλλέχθηκαν από την ΕΜΥ και το Εθνικό Αστεροσκοπείο, στον σταθμό Αγίας Λάρισας, για την περίοδο 2016-2018.

Πίνακας 4.2 Τιμές συχνότητας εμφάνισης των ανέμων κατά την περίοδο 2016-2018, στο σταθμό της Αγίας Λάρισας, μαζί με τα μέγιστα έντασης ανέμου.

Έτος	Μήνας	Μέση ταχύτητα Ανέμου (km/hr)	Beaufort	Μέγιστη Ταχύτητα Ανέμου (km/hr)	Beaufort	Διεύθυνση
2016	Jan	2.6	1	48.3	6	ΔΒΔ
2016	Feb	4.6	1	64.4	8	ΒΑ
2016	Mar	4.4	1	49.9	6	ΑΒΑ
2016	Apr	4.2	1	48.3	6	ΑΒΑ
2016	May	4.7	1	51.5	6	ΑΒΑ
2016	Jun	4.8	1	45.1	6	ΑΒΑ

2016	Jul	5.2	1	53.1	7	ABA
2016	Aug	4.9	1	49.9	6	ABA
2016	Sept	3.8	1	62.8	7	ABA
2016	Oct	3.6	1	46.7	6	ABA
2016	Nov	2.2	1	43.5	6	Δ
2016	Dec	3.5	1	66.0	8	BΔ
2017	Jan	2.5	1	49.9	6	Δ
2017	Feb	4.1	1	33.8	5	ABA
2017	Mar	4.9	1	57.9	7	ABA
2017	Apr	4.8	1	41.8	6	ABA
2017	May	4.3	1	45.1	6	ABA
2017	Jun	3.9	1	62.8	7	ABA
2017	Jul	4.6	1	67.6	8	ABA
2017	Aug	3.7	1	40.2	5	ABA
2017	Sept	4.1	1	37.0	5	ABA
2017	Oct	2.1	1	40.2	5	ABA
2017	Nov	2.5	1	46.7	6	ΔBA
2017	Dec	3.1	1	61.2	7	BΔ
2018	Jan	3.4	1	62.8	7	BA
2018	Feb	6.4	1	61.2	7	BA
2018	Mar	5.0	1	43.5	6	ABA
2018	Apr	4.5	1	54.7	7	ABA
2018	May	4.4	1	38.6	5	ABA
2018	Jun	3.5	1	38.6	5	ABA
2018	Jul	3.2	1	59.5	7	ABA
2018	Aug	3.2	1	41.8	6	ABA
2018	Sept	3.5	1	53.1	7	ABA
2018	Oct	3.2	1	74.0	8	ABA
2018	Nov	3.2	1	43.5	6	ABA
2018	Dec	1.7	1	51.5	7	ΔBA

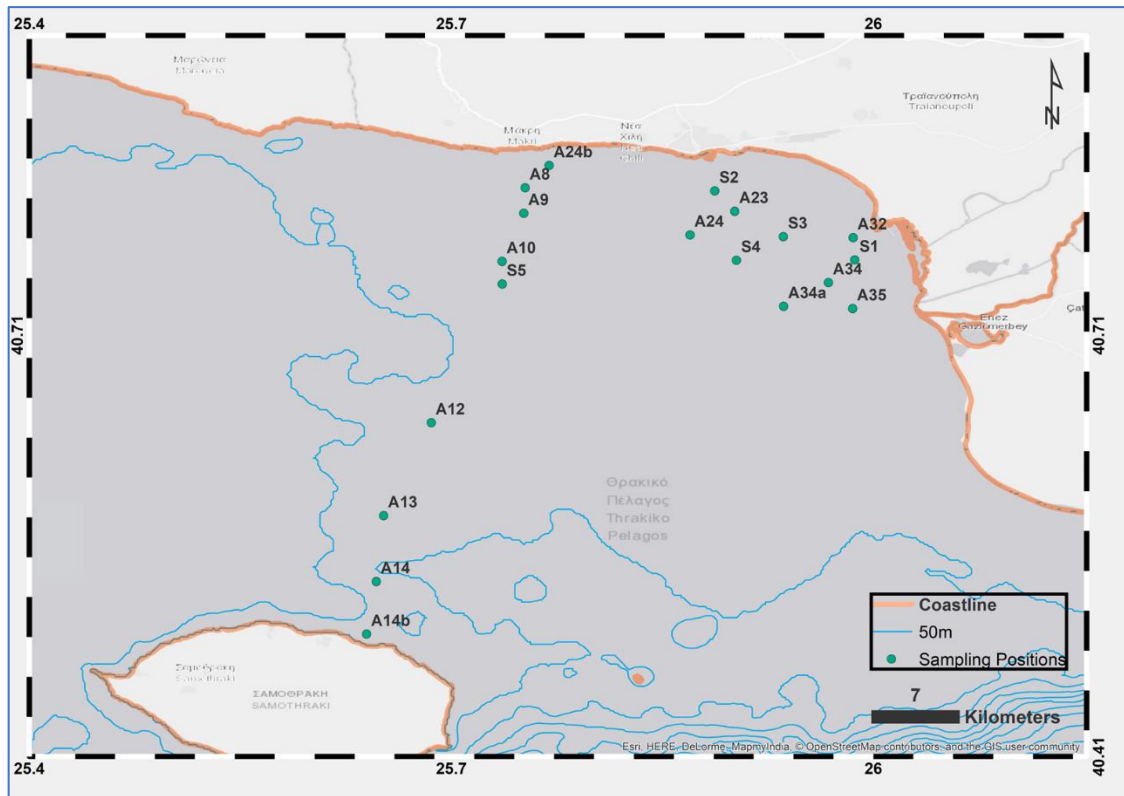
4.2 ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΠΕΔΙΟΥ

Οι εργασίες πεδίου που πραγματοποιήθηκαν είχαν ως σκοπό να εκτιμηθεί η διασπορά των ποτάμιων εκροών αξιοποιώντας *in-situ* συλλογή δειγμάτων νερού (περίοδος χαμηλών απορροών) για τον ποσοτικό προσδιορισμό του αιωρούμενου υλικού, ενώ από τις μετρήσεις φασματοφωτόμετρου θα ανακτηθούν οι επιφανειακές και μέσα στο νερό τηλεπισκοπικές ανακλάσεις. Παράλληλα, από *in-situ* μετρήσεις οπτικών οργάνων θα προσδιοριστούν οι τιμές θολρότητας (χλωροφύλλη, οπισθοσκέδαση και οργανική ύλη). Τέλος, στις εργασίες πεδίου προστίθενται και οι μετρήσεις των βασικών φυσικών παραμέτρων θερμοκρασίας και αλατότητας.

Ο ακριβής προσδιορισμός των θέσεων δειγματοληψίας πραγματοποιήθηκε με GPS (Global Positioning System) και το βυθόμετρο των σκαφών. Στα σχήματα και τους χάρτες η βυθομετρία είναι από δεδομένα της Ελληνικής Υδρογραφικής Υπηρεσίας του Πολεμικού Ναυτικού και μετρήσεων του Εργαστηρίου Φυσικής Γεωγραφίας. Το βάθος σε κάθε σταθμό δειγματοληψίας προσδιορίστηκε από το όργανο SeaBird Electronics CTD (Κόλπος Αλεξανδρούπολης) και από φορητό βυθόμετρο HONDEX (Θερμαϊκός).

4.2.1 Δειγματοληψία αιωρούμενου υλικού

Το δίκτυο συλλογής δειγμάτων νερού σχεδιάστηκε ώστε να καλυφθεί η περιοχή μελέτης με αντιπροσωπευτικά δείγματα για την ποιοτική και ποσοτική εκτίμηση του αιωρούμενου υλικού, τόσο κοντά στις εκβολές του Έβρου, όσο και στο πέρασμα του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης. Συνολικά, συλλέχθηκαν 19 επιφανειακά και 59 υπο-επιφανειακά δείγματα νερού στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης (Σχήμα 4.2 και Πίνακας 4.3).



Σχήμα 4.2 Θέσεις δειγματοληψίας στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, στις 1-2/6/2016.

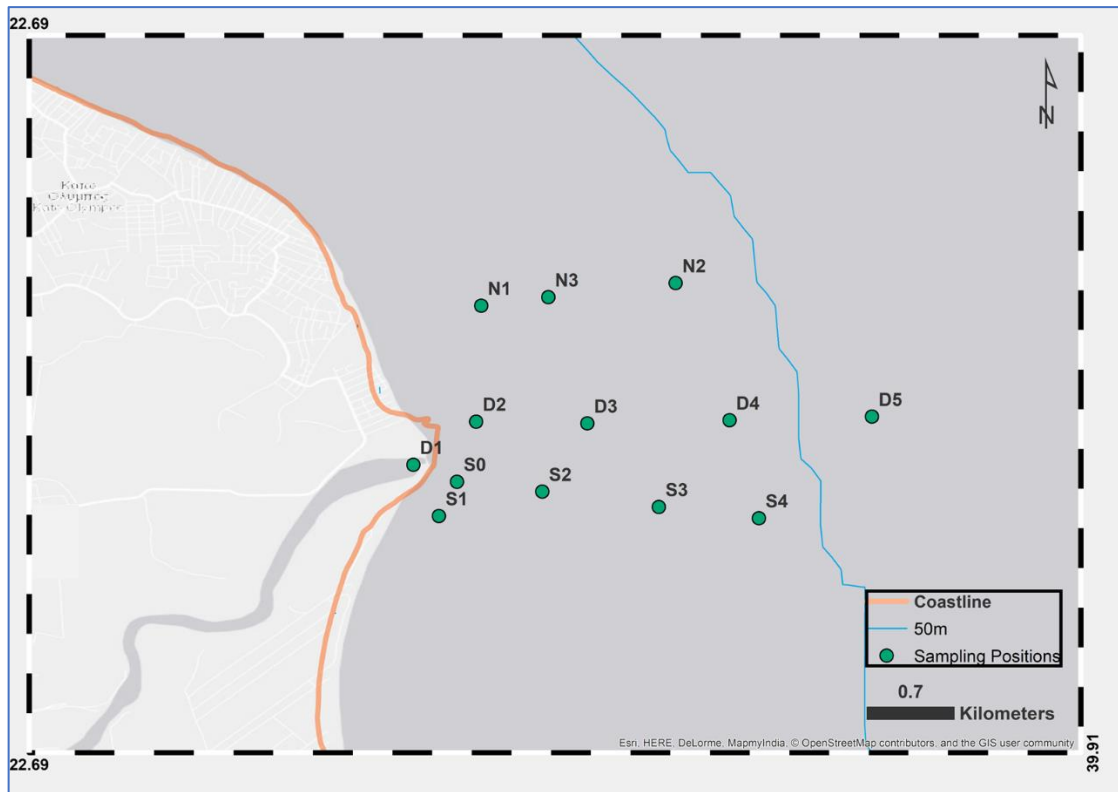
Πίνακας 4.3 Θέσεις δειγματοληψίας στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης: Δειγματοληψία νερού (WS), Μετρήσεις CTD, Μετρήσεις οπτικών παραμέτρων (ECO-BB) [οπισθοσκέδασης (b_{bp}), χλωροφύλλης (Chl), φθορισμού διαλυτού υλικού (CDOM)], Μετρήσεις επιφανειακής υπερφασματικής ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης (R_{rs}) (JAZ).

ΣΤΑΘΜΟΣ	φ	λ	ΒΑΘΟΣ (m)	WS	CTD	ECO-BB	JAZ
S1	40°46'5.81"N	25°59'8.57"E					
1			Επιφάνεια	*	*	*	*
2			-2	*	*	*	
3			-5	*	*	*	
			Μέγιστο -7.68		*	*	
S3	40°47'4.50"N	25°56'5.12"E					
4			Επιφάνεια	*	*	*	*
5			-2	*	*	*	
6			-5	*	*	*	
7			-10	*	*	*	
8			-12	*	*	*	
			Μέγιστο -13.64		*	*	
S4	40°46'6.14"N	25°54'7.12"E					
9			Επιφάνεια	*	*	*	*
10			-2	*	*	*	
11			-5	*	*	*	
12			-10	*	*	*	
13			-12	*	*	*	

			Μέγιστο -18.22		*	*	
S5	40°44'7.41"N	25°43'5.87"E					
14			Επιφάνεια	*	*	*	*
			-2		*	*	
15			-5	*	*	*	
			-10		*	*	
16			-20	*	*	*	
			Μέγιστο -35.55		*	*	
A12	40°39'7.51"N	25°41'5.98"E					
17			Επιφάνεια	*	*	*	*
			-2		*	*	
18			-5	*	*	*	
19			-10	*	*	*	
20			-15	*	*	*	
			Μέγιστο -39.87		*	*	
A13	40°35'0.89"N	25°39'4.08"E					
21			Επιφάνεια	*	*	*	*
22			-2	*	*	*	
23			-5	*	*	*	
24			-10	*	*	*	
25			-15	*	*	*	
			Μέγιστο -41.21		*	*	
A14	40°32'5.63"N	25°37'9.98"E					
26			Επιφάνεια	*	*	*	*
			-2		*	*	
27			-5	*	*	*	
28			-10	*	*	*	
29			-15	*	*	*	
			Μέγιστο -40.66		*	*	
A14B	40°30'22.14"N	25°37'3.87"E					
30			Επιφάνεια	*	*	*	*
			-2		*	*	
31			-5	*	*	*	
32			-12	*	*	*	
			Μέγιστο -12.74		*	*	
Σ2	40°49'1.52"N	25°53'9.45"E					
33			Επιφάνεια	*	*	*	*
			-2		*	*	
34			-5	*	*	*	
35			-9	*	*	*	
			Μέγιστο -9.49		*	*	
A32	40°47'2.75"N	25°59'4.72"E					
36			Επιφάνεια	*	*	*	*
			-2		*	*	
37			-5	*	*	*	
			-6		*	*	
38			-7	*	*	*	
			Μέγιστο -7.43		*	*	
A34	40°45'7.98"N	25°58'2.87"E					
39			Επιφάνεια	*	*	*	*
			-2		*	*	
40			-5		*	*	
			-10	*	*	*	
			-15		*	*	
			Μέγιστο -18.11		*	*	

A34A	40°44'6.50"N	25°56'7.27"E					
41			Επιφάνεια	*	*	*	*
42			-2	*	*	*	
43			-5	*	*	*	
44			-10	*	*	*	
45			-20	*	*	*	
			Μέγιστο -29.70		*	*	
A35	40°43'4.39"N	25°58'0.38"E					
46			Επιφάνεια	*	*	*	*
			Μέγιστο -30.09		*	*	
A10	40°46'1.91"N	25°44'6.85"E					
47			Επιφάνεια	*	*	*	*
			Μέγιστο -33.86		*	*	
A9	40°47'28.82"N	25°46'5.15"E					
48			Επιφάνεια	*	*	*	*
			-2		*	*	
49			-5	*	*	*	
			Μέγιστο -33.24		*	*	
A8	40°49'33.70"N	25°42'36.80"E					
50			Επιφάνεια	*	*	*	*
			-2		*	*	
51			-5	*	*	*	
52			-10	*	*	*	
			Μέγιστο -19.91		*	*	
A24B	40°47'29.68"N	25°52'49.10"E					
53			Επιφάνεια	*	*	*	*
			Μέγιστο -18.83		*	*	
A24	40°50'6.83"N	25°46'5.94"E					
54			Επιφάνεια	*	*	*	*
			-2		*	*	
55			-5	*	*	*	
56			-11	*	*	*	
			Μέγιστο -11.95		*	*	
A23	40°48'9.52"N	25°53'9.72"E					
57			Επιφάνεια	*	*	*	*
			-2		*	*	
58			-5	*	*	*	
59			-9	*	*	*	
			Μέγιστο -9.98		*	*	

Αντίστοιχα, συλλέχθηκαν 13 επιφανειακά δείγματα νερού στην παράκτια περιοχή των εκβολών του Πηνειού ποταμού και συνολικά 35 δείγματα από τη στήλη νερού (Σχήμα 4.3 και Πίνακας 4.4). Η κατακόρυφη συλλογή καλύπτει ένα εύρος της στήλης νερού, από το επιφανειακό στρώμα έως και μισό μέτρο από τον πυθμένα, ώστε να μην προκληθεί επαναιώρηση ιζήματος από πιθανή διατάραξη του πυθμένα. Σημειώνεται ότι ως «επιφάνεια» νοείται ένα επιφανειακό στρώμα νερού, πάχους από μερικά εκατοστά έως ένα μέτρο, στο οποίο ελήφθησαν τα επιφανειακά δείγματα νερού και ξεκίνησαν οι μετρήσεις των οπτικών οργάνων και του CTD.



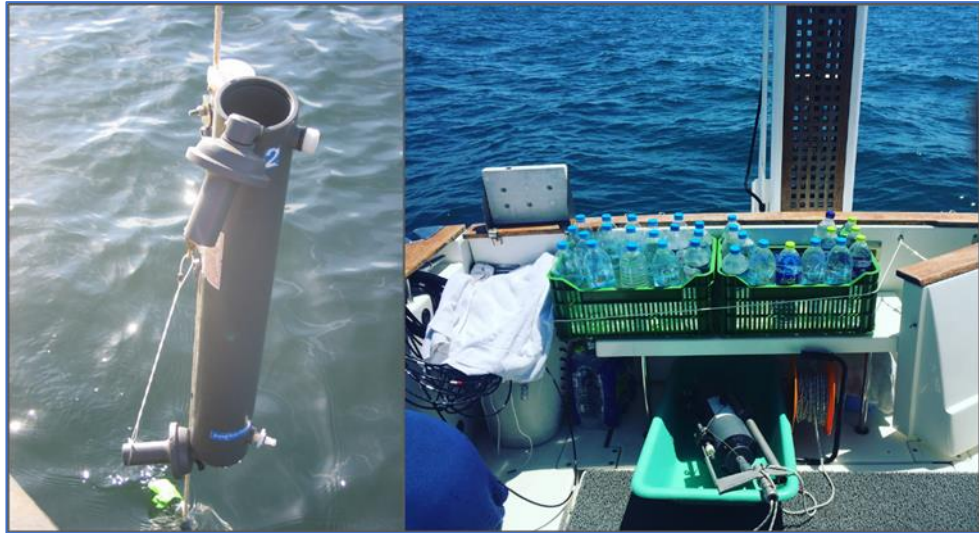
Σχήμα 4.3 Θέσεις δειγματοληψίας στην παράκτια περιοχή του Πηνειού ποταμού.

Πίνακας 4.4 Θέσεις δειγματοληψίας στις εκβολές του Έβρου: Δειγματοληψία νερού (WS), Μετρήσεις CTD (CTD), Μετρήσεις οπτικών παραμέτρων (ECO-BB) [οπισθοσκέδασης (b_{bp}), χλωροφύλλης (Chl), φθορισμού διαλυτού υλικού (CDOM)], Μετρήσεις επιφανειακής υπερφασματικής ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης (R_{rs}) (JAZ).

ΣΤΑΘΜΟΣ	ϕ	λ	ΒΑΘΟΣ (m)	WS	CTD	ECO-BB	JAZ
D1	39°56'8.84"N	22°43'11.26"E					
1			Επιφάνεια	*	*	*	*
			Μέγιστο βάθος -5.23		*	*	
D2	39°56'7.36"N	22°44'42.23"E					
2			Επιφάνεια	*	*	*	*
3			-2	*	*	*	
			Μέγιστο βάθος -5.33		*	*	
D3	39°56'2.76"N	22°46'48.01"E					
4			Επιφάνεια	*	*	*	*
5			-2	*	*	*	
6			-5	*	*	*	
			Μέγιστο - 18.17		*	*	
D4	39°56'1.83"N	22°49'19.48"E					
7			Επιφάνεια	*	*	*	*
8			-2	*	*	*	
9			-5	*	*	*	
			Μέγιστο βάθος -16.64		*	*	

D5	39°55'58.66"N	22°52'13.38"E					
10			Επιφάνεια	*	*	*	*
11			-2	*	*	*	
12			-5	*	*	*	
			Μέγιστο βάθος -18.93		*	*	
N1	39°56'46.16"N	22°43'18.74"E					
13			Επιφάνεια	*	*	*	*
14			-2	*	*	*	
15			-5	*	*	*	
			Μέγιστο βάθος -7.27		*	*	
N2	39°56'51.97"N	22°44'08.79"E					
16			Επιφάνεια	*	*	*	*
17			-2	*	*	*	
18			-5	*	*	*	
			Μέγιστο - 17.85		*	*	
N3	39°56'48.34"N	22°43'36.03"E					
19			Επιφάνεια	*	*	*	*
20			-2	*	*	*	
21			-5	*	*	*	
			Μέγιστο - 17.45		*	*	
S0	39°56'0.78"N	22°43'12.51"E					
22			Επιφάνεια	*	*	*	*
23			-2	*	*	*	
			Μέγιστο βάθος -6.56		*	*	
S1	39°55'51.97"N	22°43'07.84"E					
24			Επιφάνεια	*	*	*	*
25			-2	*	*	*	
26			-5	*	*	*	
			Μέγιστο - 17.81		*	*	
S2	39°55'58.24"N	22°43'34.46"E					
27			Επιφάνεια	*	*	*	*
28			-2	*	*	*	
29			-5	*	*	*	
			Μέγιστο - 18.36		*	*	
S3	39°55'54.30"N	22°44'04.45"E					
30			Επιφάνεια	*	*	*	*
31			-2	*	*	*	
32			-5	*	*	*	
			Μέγιστο - 17.66		*	*	
S4	39°55'51.41"N	22°44'30.16"E					
33			Επιφάνεια	*	*	*	*
34			-2	*	*	*	
35			-5	*	*	*	
			Μέγιστο - 16.28	*	*		

Τα δείγματα συλλέχθηκαν με φιάλη Niskin 1.5l (Σχήμα 4.4) και υποβλήθηκαν σε εργαστηριακή διήθηση για τον προσδιορισμό της αιωρούμενης φάσης στην υδάτινη στήλη.



Σχήμα 4.4 Φιάλη Niskin και συλλογή δειγμάτων νερού.

Οι διηθήσεις πραγματοποιήθηκαν στο εργαστήριο, με χρήση δύο διαμέτρων πόρων των ηθμών κυτταρίνης:

- (α) δια μέσου προζυγισμένου ηθμού κυτταρίνης διαμέτρου πόρων 0.45 μm και κατόπιν
- (β) δια μέσου προζυγισμένου ηθμού κυτταρίνης διαμέτρου πόρων 0.2 μm .

Αυτό συνέβη για να υπάρξει διαχωρισμός της σύστασης και κοκκομετρίας του αιωρούμενου υλικού. Αφού αρχικά απομακρύνθηκε η υγρασία από τους ηθμούς με τοποθέτηση των δειγμάτων σε ξηραντήρα, ακολούθησε εκ νέου ζύγιση για τον ποσοτικό προσδιορισμό του συνολικού κατακρατηθέντος αιωρούμενου υλικού στον ηθμό (Σχήμα 4.5).



Σχήμα 4.5 Διαδικασία εργαστηριακών διηθήσεων α. όργανο διήθησης, β. ηθμοί και γ. ζυγός ζύγισης ηθμών πριν και μετά τη διήθηση.

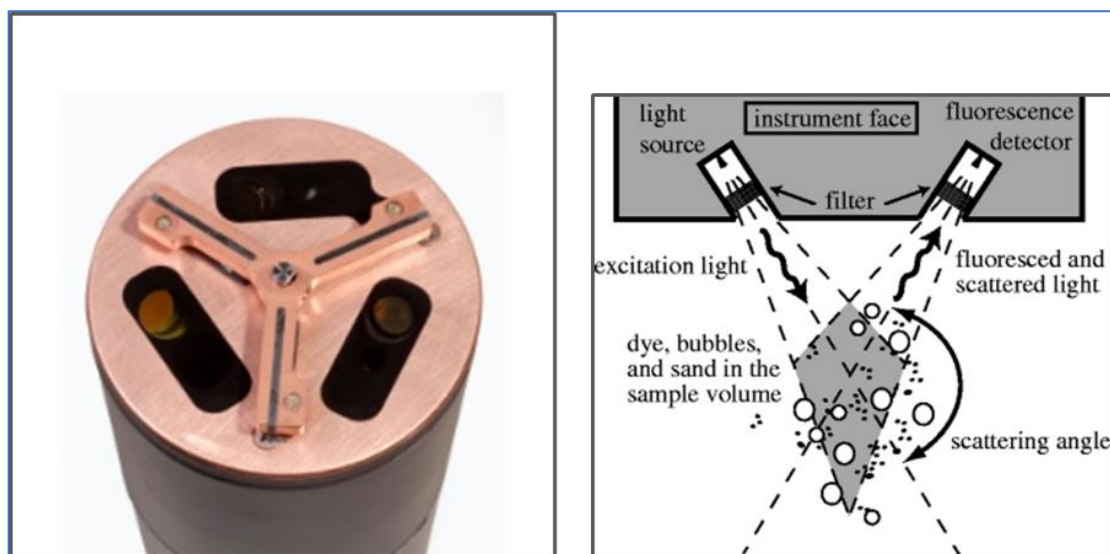
4.2.2 Μέτρηση φυσικών παραμέτρων

Στην πρώτη δειγματοληψία στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, η μέτρηση της θερμοκρασίας-αλατότητας πραγματοποιήθηκε με χρήση οργάνου SeaBird Electronics CTD.

Στις εκβολές του Πηνειού οι μετρήσεις θερμοκρασίας-αλατότητας πραγματοποιήθηκαν με θερμοσαλινόμετρο (YSI-30) , ενώ η πυκνότητα των υδάτινων μαζών υπολογίστηκε ως συνάρτηση των τιμών θερμοκρασίας και αλατότητας, βάσει των εξισώσεων της UNESCO (Massel 2015), για ατμοσφαιρική πίεση $p = 0 \text{ atm}$.

4.2.3 Μετρήσεις Οπτικών παραμέτρων

Οι μετρήσεις θολερότητας των υδάτων, με χρήση του οπτικού οργάνου WETLabs ECO Triplet-w SeaBird (Σχήμα 4.6). Αυτό το όργανο μετράει την οπισθοσκέδαση στο κόκκινο (~650 nm), τον φθορισμό της χλωροφύλλης και τον φθορισμό του χρωματιστού διαλυτού υλικού (CDOM).



Σχήμα 4.6 Όργανο μέτρησης οπτικών παραμέτρων μέτρησης οπτικών παραμέτρων ECO Triplet-w και σχεδιάγραμμα αρχής λειτουργίας του.

Οι μετρήσεις του συντελεστή οπισθοσκέδασης συλλέχθηκαν χρησιμοποιώντας το οπτικό όργανο WET-Labs ECO-BB (VSF) στα 655 nm. Οι συντελεστές οπισθοσκέδασης (b_{bp}) προσδιορίζονται μέσω της εκτίμησης από τη μοναδική μέτρηση της $\beta_p(124^\circ, \lambda)$, χρησιμοποιώντας έναν παράγοντα X σύμφωνα με τον τύπο νερού (Karageorgis et al. 2017):

$$b_{bp}(\lambda) = 2\pi \times X \times \beta_p(124, \lambda) \quad (4.1),$$

όπου, στην περίπτωση του Β. Αιγαίου, χρησιμοποιήσαμε την τιμή $X = 1.706$ που πρότεινε ο Sullivan et al. (2013), που συναρτάται με τις λειτουργίες ζύγισης στις γωνίες του κεντροειδούς για τους αισθητήρες WET Labs ECO BB (124°). Επομένως, το $b_{bp}(650)$ μπορεί στη συνέχεια να υπολογιστεί ως εξής:

$$b_{bp}(\lambda) = b_{bp}\left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^\gamma \quad (4.2),$$

όπου $\lambda = 655$ nm, $\lambda_0 = 650$ nm, $\gamma = 1.8$ (εκθέτης φασματικού σχήματος μετρημένος για το Βόρειο Αιγαίο από τιμές ανακλαστικότητας από Karageorgis et al. (2017)).

Αντίστοιχα, οι μετρήσεις χλωροφύλλης πραγματοποιήθηκαν με WETStar φθοριόμετρο που εκπέμπει στα 460 nm και καταγράφει τον φθορισμό της χλωροφύλλης στα 695 nm και CDOM, με WETLabs ECO FL φθοριόμετρο που εκπέμπει στα 370 nm και καταγράφει τον φθορισμό του CDOM στα 460 nm.

4.2.4 Μετρήσεις φασματικού ραδιόμετρου

Ταυτόχρονα, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις της υπερφασματικής ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης (ο φασματικός λόγος της αναδυόμενης από τη θάλασσα (L_w) προς την προσπίπτουσα στην επιφάνειά της ακτινοβολία (E_d), στα 400-800 nm) με τη χρήση φορητού φασματοφωτόμετρου χειρός JAZ της Ocean Optics (Σχήμα 4.7).



Σχήμα 4.7 Φασματοφωτόμετρο χειρός JAZ της Ocean Optics, με το οποίο συλλέχθηκαν μετρήσεις υπερφασματικής ανακλαστικότητας.

Ο σκοπός των μετρήσεων αυτών είναι να υπολογιστεί με μεγαλύτερη ακρίβεια αυτό που κατέγραψε ταυτόχρονα ο δορυφόρος, λόγω της παράκαμψης της ατμοσφαιρικής σκέδασης. Η τηλεσκοπική ανακλαστικότητα (R_{rs}) υπολογίζεται από τον τύπο:

$$R_{rs}(0^+) = \frac{L_w(0^+)}{E_d(0^+)} \quad (4.3),$$

όπου, $L_w(0^+)$ είναι η αναδύομενη από τη θάλασσα και $E_d(0^+)$ η προσπίπτουσα στην επιφάνειά της ακτινοβολία.

4.2.5 Εκτίμηση της αβεβαιότητας των μετρήσεων

Όλες οι μετρήσεις υπόκεινται σε αβεβαιότητες, οι οποίες διαδίδονται σε ποσότητες που προέρχονται από μετρήσεις με αβεβαιότητες και οι οποίες απαιτούν κατάλληλη επεξεργασία με ανάλυση παλινδρόμησης. Οι μέθοδοι γραμμικής παλινδρόμησης, όπως η «ελάχιστη τετραγωνική κυβική» παλινδρόμηση (York 1968), είναι σχεδιασμένες να λαμβάνουν υπόψη αυτές τις αβεβαιότητες μέτρησης. Αναλύονται πρώτα οι εκτιμήσεις αβεβαιότητας από επαναλαμβανόμενες μετρήσεις οπτικών ιδιοτήτων και συγκέντρωσης σωματιδίων.

Ακολουθούν οι αβεβαιότητες των παραγόμενων ποσοτήτων, όπως οι μάζες και οι επιμέρους IOPs, υπολογισμένες μέσω τυπικής διάδοσης σφαλμάτων. Αυτές οι αβεβαιότητες εμφανίζονται ως γραμμές σφάλματος σε διαγράμματα σκέδασης στο κύριο κείμενο και χρησιμοποι-

ούνται ως είσοδος στην κυβική παλινδρόμηση τύπου ελαχίστων τετραγώνων. Αναφέρεται επίσης η αντιμετώπιση των τιμών και ο υπολογισμός του συντελεστή συσχέτισης και η αβεβαιότητά του.

4.2.5.1 Διόρθωση των μετρήσεων των IOPs και της συγκέντρωσης σωματιδίων

Οι IOPs καταγράφηκαν σε επιφανειακά νερά κατά τη διάρκεια αρκετών λεπτών με αποτέλεσμα περίπου 100 σαρώσεις για κάθε IOPs. Οι αιχμές στα οπτικά δεδομένα είναι κοινά και έχουν συσχετιστεί με σπάνια μεγάλα σωματίδια και συσσωματώματα (Townsend et al. 1992, Slade et al. 2011). Η κεντρική τάση ποσοτικοποιήθηκε με τη διάμεση τιμή όλων των σαρώσεων, η οποία είναι πιο ισχυρή σε σχέση με τις μέσες τιμές. Η διαφορά μεταξύ της 75ης και της 25ης εκατοστημοριακής τιμής (IQR), ελήφθη ως μέτρο διασποράς. Το 25^ο και το 75^ο εκατοστημόριο από τις παρατηρήσεις λαμβάνονται με παρεμβολή των ταξινομημένων παρατηρήσεων που είναι $\frac{0.5 \times 100}{n}$, $\frac{1.5 \times 100}{n}$, ..., $\frac{(n-0.5) \times 100}{n}$ εκατοστημόρια.

Τα οπτικά δεδομένα παρουσιάζονται ως μέσες τιμές \pm IQR. Σημειώνεται ότι δεν περιλαμβάνονται άλλες πηγές αβεβαιότητας, όπως εκείνες που σχετίζονται με τη βαθμονόμηση και το σχεδιασμό του οργάνου (Boss et al. 2004 για το backscattering (b_{bp}), Leymarie et al. 2010 για το attenuation (cp) και την απορρόφηση). Οι αβεβαιότητες σχετικά με τη συγκέντρωση ξηρής μάζας (δηλαδή τη συγκέντρωση αιωρούμενων σωματιδιακών υλικών, SPM) και τον συντελεστή σκέδασης (bb) προέρχονται από επαναλαμβανόμενες μετρήσεις. Σε αυτές τις μετρήσεις υπολογίστηκαν επίσης οι μέσες τιμές.

4.2.5.2 Παλινδρόμηση ελαχίστων τετραγώνων για μετρήσεις με αβεβαιότητες

Δεδομένου ότι τα *in-situ* δεδομένα υπόκεινται σε αβεβαιότητα μέτρησης, εφαρμόζονται γραμμικές παλινδρομήσεις. Η κυβική παλινδρόμηση των «ελάχιστων τετραγώνων» που αναπτύχθηκε από τον York (1966), χρησιμοποιεί δεδομένα y και y' , τα οποία σταθμίζονται από το αντίστροφο τετράγωνο των αβεβαιοτήτων μέτρησης. Στη συνέχεια, η γραμμή συσχέτισης προκύπτει ελαχιστοποιώντας ταυτόχρονα τα σταθμισμένα y και y' .

Για να εκτιμηθεί η καλή εφαρμογή της καμπύλης παλινδρόμησης στα δεδομένα, υπολογίστηκαν ο βαθμός ρίζας μέσου τετραγώνου, RMSE και το μέσο σφάλμα πρόβλεψης MPE:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (y_k - y'_k)^2} \quad (4.4)$$

$$MPE = \mathit{median} \left| \frac{y_k - y'_k}{y_k} \right| \quad (4.5),$$

όπου n ο αριθμός των μετρήσεων.

4.2.5.3 Συντελεστής συσχέτισης αβεβαιότητας των εκτιμήσεων

Δεδομένου ότι δεν υπάρχει ένας απλός στατιστικός τύπος για τον υπολογισμό των αβεβαιοτήτων του συντελεστή συσχέτισης, r (ή R^2), ανάμεσα σε δύο μεταβλητές που έχουν διαφορετικές αβεβαιότητες, χρησιμοποιείται μια διαδικασία για την απόκτηση των στατιστικών στοιχείων του r (Boss et al. 2009). Αυτή η διαδικασία περιλαμβάνει την επιλογή τυχαίων δειγμάτων με αντικατάσταση από το σύνολο δεδομένων και την αβεβαιότητά τους και τον υπολογισμό του σταθμισμένου συντελεστή συσχέτισης r χρησιμοποιώντας τη ρουτίνα «least square cubic.m». Ο αριθμός των στοιχείων σε κάθε δείγμα δοκιμής ισούται με τον αριθμό των στοιχείων του αρχικού συνόλου δεδομένων. Η κατανομή του r φάνηκε κανονική, έτσι αναφέρεται ο μέσος όρος και η τυπική απόκλιση του r (σ_r). Το 95% σφάλμα εμπιστοσύνης του r είναι $r \pm 1,98 \times \sigma_r$, από το οποίο προέκυψε η στατιστική παράμετρος (p -value).

4.3 ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Δεδομένων των σφαλμάτων που λαμβάνονται μαζί με τα δορυφορικά δεδομένα, είναι απαραίτητο, να προηγηθεί, πριν την ερμηνεία των δεδομένων, μία επεξεργασία αυτών. Η επεξεργασία αυτή αποτελείται από ραδιομετρική και ατμοσφαιρική διόρθωση και σκοπό έχει, η μεν ραδιομετρική διόρθωση να μετατρέπει τις ψηφιακές τιμές που βρίσκονται αποθηκευμένες στον δέκτη, σε τιμές ακτινοβολίας, η δε ατμοσφαιρική διόρθωση να μετατρέψει τις τιμές ακτινοβολίας που έχει ο δέκτης σε τιμές ανακλαστικότητας, να διορθώσει τα «γεωμετρικά σφάλματα» και να αφαιρέσει τις τιμές της παρεμβαλλόμενης, από την ατμόσφαιρα, ακτινοβολίας. Οι πλατφόρμες που παρέχουν τα δορυφορικά δεδομένα Landsat και Sentinel συνήθως διανέμουν τα προϊόντα τους μερικώς διορθωμένα. Ταυτόχρονα, και στις δύο αρχικές εικόνες, όπως ελήφθησαν από τις πλατφόρμες τους, η κάλυψη συννέφων είναι <10%, ενώ ακριβώς στις θαλάσσιες περιοχές ενδιαφέροντος η ύπαρξη συννέφων είναι μηδενική.

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται αρχικά η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την προ-επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων Landsat-8 και Sentinel-2 που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη. Κατόπιν, περιγράφονται οι αλγόριθμοι που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάκτηση των επιφανειακών συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού στις περιοχές εφαρμογής, προκειμένου να συγκριθούν με τις μετρήσεις πεδίου και να προκύψουν συμπεράσματα για τις μεταξύ τους διαφορές και την αξιοπιστία των μεθόδων ανάκτησής τους.

4.3.1 Επεξεργασία δορυφορικών δεδομένων Landsat-8

Για την προεπεξεργασία και επεξεργασία της Landsat-8 εικόνας χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό (ENVI) 5.3. Αφού δημιουργήθηκε μάσκα ξηράς, ώστε να παραμείνει μόνο η θαλάσσια περιοχή προς επεξεργασία, η εικόνα του δορυφόρου διορθώθηκε, μετατρέποντας τις ψηφιακές τιμές σε τιμές ανακλαστικότητας για να επιτρέψει τη χαρτογράφηση των παραμέτρων που αφορούν στην ποιότητα του νερού.

4.3.1.1 Ραδιομετρική Διόρθωση

Τα προϊόντα του Landsat-8 που παρέχει η Αμερικανική Γεωλογική Εταιρεία Ερευνών (USGS) αποτελούνται από κβαντοποιημένους, διορθωμένους ψηφιακούς αριθμούς (digital numbers DN), αντιπροσωπεύοντας πολυφασματικά δεδομένα που έχουν καταγραφεί από τους αισθητήρες του. Τα προϊόντα που παραδίδονται είναι των 16-bit, χωρίς σήμα καθορισμένου

ακέραιου και μπορούν να διαβαθμισθούν σε ανακλώμενα (reflectance) και ακτινοβλούμενα (radiance), χρησιμοποιώντας ραδιομετρικούς συντελεστές, που παρέχονται στο MTL αρχείο μεταδεδομένων της κάθε εικόνας. Επίσης, το MTML αρχείο περιέχει τις σταθερές που χρειάζονται για τη μετατροπή των TIR δεδομένων στον δορυφόρο θερμοκρασία λαμπρότητας. Τα δεδομένα των καναλιών του δορυφόρου OLI μετατρέπονται σε πλανητική ανάκλαση, χρησιμοποιώντας τους συντελεστές που παρέχονται από τον φάκελο μεταδεδομένων (MTL file). Η παρακάτω εξίσωση μετατρέπει τις DN τιμές σε τιμές ανάκλασης, για τα δεδομένα του δορυφόρου OLI:

$$\rho(\lambda) = M\rho Qcal + A\rho \quad (4.6),$$

όπου:

$\rho(\lambda)$ = η πλανητική ανάκλαση, χωρίς διόρθωση για ηλιακή γωνία.

$M\rho$ = ο συντελεστής πολλαπλασιασμού από τον φάκελο μεταδεδομένων για κάθε κανάλι (REFLECTANCE_MULT_BAND_x, όπου x είναι το κανάλι).

$A\rho$ = ο προσθετικός συντελεστής από τον φάκελο μεταδεδομένων για κάθε κανάλι (REFLECTANCE_ADD_BAND_x, όπου x είναι το κανάλι).

Qcal = κβαντοποιημένες και διορθωμένες ψηφίδες (DN values) (http://landsat.usgs.gov/Landsat8_Using_Product.php).

Το FLAASH είναι ένα πρόγραμμα του λογισμικού ENVI, το οποίο εξειδικεύεται στην ατμοσφαιρική διόρθωση των δορυφορικών δεδομένων. Η ατμοσφαιρική διόρθωση έχει την ικανότητα να μετατρέπει τις τιμές ακτινοβολίας, που είναι αποθηκευμένες στο δέκτη, σε τιμές ανακλαστικότητας. Για το λόγο αυτό, προηγείται ραδιομετρική διόρθωση στα επεξεργαζόμενα δορυφορικά δεδομένα, πριν από κάθε ατμοσφαιρική διόρθωση.

4.3.1.2 Ατμοσφαιρική Διόρθωση

Η ατμοσφαιρική διόρθωση την εικόνας Landsat-8 έγινε εφαρμόζοντας τρεις μεθόδους: **(1)** Dark Object Subtraction (DOS-(Chavez 1988)), **(2)** Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Hypercubes (FLAASH-Adler-Golden 1999) και **(3)** Provisional Landsat-8 Surface Reflectance Algorithm (L8SR-USGS, 2015a, b).

Τα συγκεκριμένα μοντέλα επιλέχθηκαν, καθώς είναι ευρέως διαδεδομένα στην τηλεπισκόπηση των υδάτινων μαζών (Ha et al. 2013, Moses et al. 2009, Stratoulis et al. 2015; Novoa et al. 2017). Επιπλέον, έγινε συνδυασμός των τριών μεθόδων, ώστε να αναλυθεί εάν ένας συνδυαστικός αλγόριθμος μπορεί να βελτιώσει την ανάκτηση των R_{rs} και SPM.

(1) Dark Object Subtraction (DOS)

Η μέθοδος ατμοσφαιρικής διόρθωσης DOS βασίζεται σε πληροφορίες της εικόνας (In-scene method) και λαμβάνει υπόψιν μονάχα τη διόρθωση της πρόσθετης ατμοσφαιρικής σκέδασης. Τα φαινόμενα ατμοσφαιρικής απορρόφησης και δευτερογενούς σκέδασης (όπως το Skylight) δεν συμπεριλαμβάνονται στη διαδικασία (Chavez 1988). Η κεντρική ιδέα είναι να βρεθεί το πιο σκοτεινό εικονοστοιχείο σε ένα κανάλι φάσματος με μη-μηδενική τιμή ανακλαστικότητα (top-of-atmosphere TOA, R_{TOA}), η οποία έχει καταγραφεί από έναν δορυφορικό αισθητήρα. Το πιο σκοτεινό εικονοστοιχείο μπορεί με μεγάλη πιθανότητα να αντιστοιχεί σε μηδενική ανακλαστικότητα, όμως λόγω της ατμοσφαιρικής σκέδασης, ένα μέρος της ενέργειας αποδίδεται στο συγκεκριμένο εικονοστοιχείο, που αντιπροσωπεύει την ποσότητα της σκέδασης που προκύπτει στην ατμόσφαιρα. Για να ελαχιστοποιηθεί αυτό το φαινόμενο, η τιμή της R_{TOA} του μαύρου εικονοστοιχείου σε κάθε κανάλι αφαιρείται από κάθε εικονοστοιχείο στο εκάστοτε κανάλι, ως μια τιμή offset. Για να βρεθεί η ελάχιστη τιμή σε κάθε φασματική ζώνη. OLI και να ανακτηθεί μία τιμή offset της σκέδασης, αναλύεται το ιστόγραμμα της R_{TOA} και η μικρότερη τιμή με τη μεγαλύτερη συχνότητα χρησιμοποιείται ως offset. Τα κανάλια των R_{TOA} έχουν υποστεί ραδιομετρική διόρθωση, χρησιμοποιώντας τον φάκελο των μετα-δεδομένων (metadata file).

(2) FLAASH Atmospheric Correction

Η μέθοδος αυτή βασίζεται στην επίλυση μιας ραδιενεργούς εξίσωσης μεταφοράς, όπως είναι η FLAASH. Για να πραγματοποιηθεί σωστά η ατμοσφαιρική διόρθωση στο FLAASH, απαιτούνται συνολικά 19 παράμετροι, βάσει των κατηγοριών:

- Παράμετροι δεδομένων εισόδου-εξόδου
- Παράμετροι αισθητήρα
- Παράμετροι επιλογής μοντέλων

Η πρώτη κατηγορία δεν επηρεάζει το αποτέλεσμα της ατμοσφαιρικής διόρθωσης, αλλά ορίζει στο πρόγραμμα τα δεδομένα προς διόρθωση, καθώς και την αποθήκευσή τους. Με τους δύο άλλους τύπους διορθώνονται τα φυσικά και γεωμετρικά σφάλματα. Με τις παραμέτρους

αισθητήρα διορθώνονται τα γεωμετρικά σφάλματα, λόγω γωνίας σάρωσης. Με τις παραμέτρους επιλογής μοντέλων εξαλείφονται τα φυσικά σφάλματα, δηλαδή οι παρεμβαλλόμενες από την ατμόσφαιρα τιμές ακτινοβολίας.

Τα δεδομένα εισόδου πρέπει να είναι σε τιμές ακτινοβολίας και όχι ψηφιακές, σε ορισμένα μήκη κύματος και με μονάδες μέτρησης $\mu\text{W}/\text{cm}^2 \times \text{nm} \times \text{sr}$. Στις παραμέτρους αισθητήρα συμπεριλαμβάνονται το γεωγραφικό μήκος και πλάτος του κεντρικού pixel της εικόνας, ο τύπος του αισθητήρα, το υψόμετρο του αισθητήρα σε km, το υψόμετρο από την επιφάνεια της θάλασσας σε km, το μέγεθος pixel σε m, καθώς και η ημερομηνία και ώρα πτήσης του αισθητήρα πάνω από την περιοχή. Στις παραμέτρους επιλογής μοντέλων, συμπεριλαμβάνονται οι παράμετροι επιλογής ατμοσφαιρικού μοντέλου, που αποτελούνται α. από το μοντέλο που χρησιμοποιεί την επιφανειακή θερμοκρασία του αέρα και τους υδρατμούς και β. τη μέθοδο ανάκτησης νερού Water retrieval και οι παράμετροι επιλογής μοντέλου aerosols.

Ειδικότερα, υπάρχουν 6 ατμοσφαιρικά μοντέλα, όπου για την επιλογή του πιο κατάλληλου χρειάζονται η επιφανειακή θερμοκρασία του αέρα και οι υδρατμοί. Επιφανειακή θερμοκρασία αέρα είναι η θερμοκρασία που έχει η ατμόσφαιρα πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και διαφέρει από τη θερμοκρασία που έχει η ατμόσφαιρα πάνω από την ξηρά, ενώ έχει την τάση να μεταβάλλεται παράλληλα με την επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας. Οι υδρατμοί ζητούνται σε μονάδες μέτρησης (g/cm^2) ή (std atm-cm). Οι δύο αυτές παράμετροι μπορούν να βρεθούν από δεδομένα μετεωρολογικών σταθμών, ενώ χρειάζεται μόνο η μία από τις δύο για να γίνει η επιλογή του μοντέλου.

Με τη μέθοδο ανάκτησης νερού (Water Retrieval), προσδιορίζεται η ποσότητα του νερού και των υδρατμών για κάθε pixel της εικόνας και θα αφαιρεθούν και ξεχωριστά, αντί να ληφθεί μία τιμή για όλη την εικόνα. Για πολύ υγρή ατμόσφαιρα επιλέγεται αυτόματα η τιμή 820 nm ανεξαρτήτως της δικής μας επιλογής.

Αντίστοιχα, υπάρχουν 5 μοντέλα αεροζόλ. Τα κριτήρια της επιλογής μοντέλου είναι η ορατότητα, η περιοχή μελέτης (στεριά ή θάλασσα), και τα ποσοστά αερολυμάτων στην εκάστοτε περιοχή.

Ανάλογα με τον τύπο του αισθητήρα υπάρχουν 3 επιλογές μεθόδου ανάκτησης αεροζόλ:

- None
- 2-Band (K-T)
- 2-Band Over Water.

Η επιλογή 2-Band Over Water είναι η μέθοδος που χρησιμοποιείται για δεδομένα θάλασσας. Τέλος, η αρχική ορατότητα (Initial Visibility) είναι βασική παράμετρος για τη λειτουργία του προγράμματος FLAASH, ανεξαρτήτως επιλογής μοντέλου αεροζόλ, και ανεξαρτήτως από το αν θα χρησιμοποιηθεί μέθοδος ανάκτησης ή όχι. Η ορατότητα ορίζεται ως το μετεωρολογικό εύρος των 550 nm και μπορεί να βρεθεί σε αρχεία δεδομένων μετεωρολογικών σταθμών.

(3) Provisional Landsat-8 Surface Reflectance Algorithm (L8SR)

Το προϊόν L8SR (USGS, 2015a, b) αφορά σε έτοιμες, επεξεργασμένες εικόνες που διατίθενται από την Αμερικανική Γεωλογική Εταιρεία (USGS). Η ανάλυσή τους χρησιμοποιεί την πληροφορία του MODIS CMA (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – Climate Modeling Grid-Aerosol (Vermote and Ray 2015), ως δεδομένα εισόδου (Vermote et al. 2016). Το L8SR προϊόν παρέχει ανακλαστικότητες σε άλλη κλίμακα, πολλαπλασιασμένες με 10.000. Επομένως οι τιμές πολλαπλασιάζονται με 0.0001 για να μετατραπούν σε αυθεντικές τιμές ανακλαστικότητας.

4.3.2 Επεξεργασία δορυφορικών δεδομένων Sentinel-2

Για την προεπεξεργασία και επεξεργασία της Sentinel-2 εικόνας χρησιμοποιήθηκε η πλατφόρμα SNAP της Ευρωπαϊκής Διαστημικής Υπηρεσίας (ESA). Τα προϊόντα που παραδίδονται (Level-1C) είναι ήδη επεξεργασμένα από την πλατφόρμα σε μορφή Top of Atmosphere (TOA) Reflectance.

Η ατμοσφαιρική και τοπογραφική διόρθωση της εικόνας Sentinel-2 πραγματοποιείται στο SNAP με το βοηθητικό πρόσθετο εργαλείο (plugin) «Sen2Cor», το οποίο μετατρέπει τις τιμές της εικόνας από Top of Atmosphere (TOA) σε Bottom of Atmosphere (BOA) ή αλλιώς Surface Reflectance, δηλαδή σε τιμές ανάκλασης εδάφους.

4.3.2.1 Ατμοσφαιρική Διόρθωση

Η ατμοσφαιρική διόρθωση πραγματοποιήθηκε με την εργαλειοθήκη SNAP, η οποία αποτελείται από ένα πλούσιο σύνολο απεικόνισης, ανάλυσης και επεξεργασίας, με σκοπό την αξιοποίηση των πολυφασματικών δεδομένων (MSI) του δορυφόρου Sentinel-2. Χρησιμοποιώντας το εργαλείο Sen2Cor και το αρχικό προϊόν (Level 1C), σε μορφή Top-Of-Atmosphere

reflectance (TOA), η εικόνα μετατράπηκε σε Bottom-Of-Atmosphere reflectance (BOA), διορθώνοντας την επίδραση της ατμόσφαιρας. Στον αλγόριθμο που παρέχει και χρησιμοποιεί η ESA και περιέχεται στην εργαλειοθήκη SNAP, υπάρχει ένας συνδυασμός τεχνικών, συμπεριλαμβανομένης και της διόρθωσης σύννεφων, οι οποίες έχουν προσαρμοστεί στο περιβάλλον Sentinel-2 μαζί με μία διαδικασία ταξινόμησης σκηνής. Η ταξινόμηση της σκηνής επιτρέπει την αναγνώριση σύννεφων και σκιών αυτών, χιονιού, καθώς και την παραγωγή ενός χάρτη ταξινόμησης, με τέσσερις διαφορετικές κατηγορίες για τα σύννεφα, έξι διαφορετικές ταξινομήσεις για σκιές, σκιές σύννεφων, βλάστηση, γυμνό έδαφος, νερό και χιόνι.

Sen2Cor Algorithm

Ο επεξεργαστής Sen2Cor παρέχεται από την ESA, για τη δημιουργία προϊόντων της επιφάνειας της γης MSI (Level 2A). Αυτός ο επεξεργαστής εμπεριέχει έναν ημι-εμπειρικό αλγόριθμο που ενσωματώνει ανακτήσεις βάσει εικόνας (image-based), με πίνακες Look-Up (LUTs) από το μοντέλο LibRadtran, για την αφαίρεση των ατμοσφαιρικών επιδράσεων από τις εικόνες MSI (Main-Knorn et al. 2015).

Ως λειτουργική μονάδα του αλγορίθμου Sen2Cor, εφαρμόζεται μια λειτουργική ατμοσφαιρική διόρθωση στις φασματικές ζώνες MSI για την ανάκτηση ατμοσφαιρικών παραμέτρων από την ίδια την εικόνα, με τη διόρθωση cirrus να πραγματοποιείται στα 1375 nm και η ανάκτηση υδρατμών (water vapor retrieval) στα κανάλια B8A και B9 (865, 945 nm). Έτσι, ο αλγόριθμος εκτελεί μια ημι-εμπειρική προσέγγιση που συνδυάζει τις προερχόμενες από την εικόνα ατμοσφαιρικές ιδιότητες με τον προ-υπολογισμένο πίνακα Look-up (LUT) από το μοντέλο μεταφοράς ραδιοσυχνότητας libRadtran. Το πλεονέκτημα αυτής της προσέγγισης που βασίζεται στην εικόνα είναι ότι υποστηρίζει την εφαρμογή σε περιοχές χωρίς κλιματολογικές πληροφορίες. Για την εκτέλεση του αλγορίθμου Sen2Cor (έκδοση 6.0.4), επιλέχθηκε το maritime αεροζόλ, η περιεκτικότητα σε όζον 331 D.U. (συνθήκες καλοκαιριού), το πλαίσιο «smooth map» των $100 \times 100 \text{ m}^2$ που εφαρμόζεται στον χάρτη υδρατμών και τη διόρθωση γειννίας σε πλαίσιο $1000 \times 1000 \text{ m}^2$. Τα δεδομένα εξόδου είναι εικόνες σε μορφή JPEG 2000, σε τρεις διαφορετικές αναλύσεις των 60, 20 και 10 m.

4.3.2.2 Sun Glint Removal

Θεωρητικά, το sunglint διαδραματίζει ζωτικό ρόλο στα παράκτια νερά και επομένως χρειάζεται να αφαιρεθεί, χρησιμοποιώντας τις γεωμετρικές παραμέτρους του κάθε ανιχνευτή.

Ο Sentinel-2 παρέχει επαρκείς πληροφορίες για να βρει ο χρήστης τη γωνιακή μεταβλητότητα για κάθε εικονοστοιχείο της εκάστοτε φασματικής ζώνης. Αλλά αρκετά συχνά καθίσταται πολύ περίπλοκη η κατανόηση της διαδικασίας. Οι διαθέσιμες μέθοδοι αφαίρεσης της λάμψης από τον ήλιο κατηγοριοποιούνται ανάλογα με την εφαρμοζόμενη περιοχή νερού, δηλαδή τον ανοιχτό ωκεανό ή το παράκτιο περιβάλλον. Οι [Kay et al. \(2009\)](#) παρέχουν μια λεπτομερή ανασκόπηση των μεθοδολογιών για αυτή τη διαδικασία. Δημοφιλής για τα ρηχά νερά είναι η μεθοδολογία που προτάθηκε από τους [Hochberg et al. \(2003\)](#) και βασίζεται στην εκμετάλλευση των γραμμικών σχέσεων (linear relationships) μεταξύ της φασματικής ζώνης NIR και κάθε άλλης ζώνης με γραμμική παλινδρόμηση (linear regression), χρησιμοποιώντας δείγματα δύο απομονωμένων εικονοστοιχείων από ολόκληρη την εικόνα. Οι [Hedley et al. \(2005\)](#) απλοποίησαν την εφαρμογή αυτής της μεθόδου και την έκαναν πιο ισχυρή, χρησιμοποιώντας ένα ή περισσότερα δείγματα εικόνας (pixels). Η γραμμική παλινδρόμηση τρέχει μεταξύ των pixels δείγματος σε κάθε ορατή ζώνη (άξονας y) και τα αντίστοιχα εικονοστοιχεία της NIR ζώνης (άξονας x). Όλα τα εικονοστοιχεία της εικόνας υπολογίζονται σύμφωνα με την ακόλουθη εξίσωση ([Hedley et al. 2003](#)):

$$R'_i = R_i - b_i(R_{NIR} - Min_{NIR}) \quad (4.7),$$

όπου:

R'_i = η τιμή του εικονοστοιχείου χωρίς sunglint

R_i = η αρχική τιμή του εικονοστοιχείου

b_i = *the regression line slope*

R_{NIR} = η αντίστοιχη τιμή του εικονοστοιχείου στη φασματική ζώνη NIR

Min_{NIR} = η μικρότερη τιμή NIR στο δείγμα.

Η αποτελεσματικότητα της μεθόδου βασίζεται στην κατάλληλη επιλογή των δειγμάτων εικονοστοιχείων από μια περιοχή εικόνας που είναι σχετικά σκοτεινή, εύλογα βαθιά και με εμφανή λάμψη (sunglint) ([Green et al. 2000](#), [Hedley et al 2005](#), [Airborne et al. 2005](#)). Επίσης, πολλές έρευνες ξεκινούν πρώτα με την αφαίρεση sunglint και μετά πραγματοποιούν ατμοσφαιρική διόρθωση, ενώ άλλοι ερευνητές επιλέγουν την αντίστροφη εφαρμογή ([Kay et al. 2009](#)).

Επιπλέον, το SNAP περιέχει μία εργαλειοθήκη που ονομάζεται Sen2coral, συμπεριλαμβάνοντας την τεχνική αφαίρεσης λάμψης από τον ήλιο, χρησιμοποιώντας το ίδιο θεωρητικό

υπόβαθρο που περιεγράφηκε προηγουμένως. Για το σκοπό αυτό, το υποσύνολο του αποτυπώματος κάθε ανιχνευτή πρέπει να είναι ομοιογενές στο χώρο (για τα σήματα στο νερό) και ετερογενές (για αλλοίωση από το ηλιακό φως, συμπεριλαμβανομένων των εικονοστοιχείων χωρίς sunglint). Ένα από τα προβλήματα που προκύπτει με αυτό είναι όταν υπάρχει διαφορετικότητα από ζώνη σε ζώνη στη γεωμετρία θέασης.

4.3.3 Στατιστική Ανάλυση και Συσχετίσεις Δεδομένων

Στη συγκεκριμένη διαδικασία ατμοσφαιρικής διόρθωσης (Sen2Cor) ακολουθείται μία σειρά δοκιμών με δεδομένο εισόδο τις ακτινοβολίες Top-Of-Atmosphere, όπως αυτές προκύπτουν από τα φασματικά κανάλια του Sentinel-2. Επιπλέον, χρησιμοποιώντας τις ίδιες τιμές εφαρμόζονται και οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν στην ατμοσφαιρική διόρθωση της εικόνας Landsat-8 (DOS, FLAASH, Combined), ώστε να εξαχθεί ένα επίπεδο εμπιστοσύνης των δύο διαφορετικών δορυφορικών εικόνων και μία ποσοτική σύγκριση μεταξύ τους.

Τα αποτελέσματα των μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης αξιολογήθηκαν με τον συντελεστή συσχέτισης, (R^2), το σφάλμα μέσου απόλυτου ποσοστού (MAPE) και το bias:

$$MAPE = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n \left| \frac{x_i - x_{true}}{x_{true}} \right| \times 100 \quad (4.8)$$

$$Bias = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n (x_i - x_{true}) \quad (4.9),$$

όπου, x_i είναι η εκτιμώμενη τιμή SPM και x_{true} είναι η τιμή SPM μετρημένη στο πεδίο, i είναι το πρώτο και n το τελευταίο δείγμα που χρησιμοποιήθηκε στην επικύρωση του μοντέλου.

4.3.4 Υπολογισμός Επιφανειακού Αιωρούμενου Υλικού

Για τον υπολογισμό του αιωρούμενου υλικού (SPM) χρησιμοποιήθηκαν δύο εμπειρικοί αλγόριθμοι εκτίμησης του επιφανειακού αιωρούμενου υλικού από δορυφορικά δεδομένα, στηριζόμενοι σε συνδυασμούς των ανακλαστικότητων σε διαφορετικά κανάλια του εκάστοτε δορυφόρου, καθώς και στην επιρροή των IOPs.

4.3.4.1 Μοντέλα Εκτίμησης Επιφανειακού Αιωρούμενου Υλικού

Στην παρούσα μελέτη δύο αντιπροσωπευτικοί τύποι αλγορίθμων από τη βιβλιογραφία επιλέχθηκαν μεταξύ ποικίλων μοντέλων, για την εκτίμηση SPM από R_{rs} , λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός ότι οι περιοχές μελέτης χαρακτηρίζονται από χαμηλή θολερότητα. Οι δυο τρόποι εκτίμησης προκύπτουν από:

- (1)** την εμπειρική προσέγγιση που χρησιμοποιεί πολλαπλές Ζώνες (EA-MB: Empirical Approach Multi-Band), που αρχικά προτάθηκε από τους Tassan et al. (1994) και αναθεωρήθηκε στη συνέχεια από τους Siswanto et al. (2011):

$$\log(\text{SPM}) = c_0 + c_1 * Y_1 + c_2 * Y_2 \quad (4.10),$$

όπου, $Y_1 = R_{rs}(\lambda_1) + R_{rs}(\lambda_2)$, $Y_2 = R_{rs}(\lambda_3)/R_{rs}(\lambda_1)$ και λ_1, λ_2 and λ_3 εκπροσωπούν τα μήκη κύματος στο πράσινο, κόκκινο και μπλε, αντίστοιχα. Για τον αισθητήρα Landsat-8 OLI τα λ_1, λ_2 και λ_3 αντιστοιχούν στις OLI φασματικές ζώνες 3, 4 and 2, αντίστοιχα. Η ίδια αντιστοιχία φασματικών ζωνών υπάρχει και για τον Sentinel-2A. Οι σταθεροί συντελεστές (c_0, c_1, c_2) βελτιστοποιήθηκαν για να αποκτήσουν τις καλύτερες τιμές για κάθε μία από τις δύο περιοχές μελέτης.

- (2)** έναν ημι-αναλυτικό αλγόριθμο (SAA: Semi-Analytical Algorithm), με βάση τη σχέση $R_{rs}/IOPs$ στην κόκκινη φασματική ζώνη (red band):

$$\text{SPM} = A^p * \frac{\rho_w(\lambda)}{1 - \rho_w(\lambda)/C} \quad (4.11),$$

όπου $\rho_w(\lambda_0) = \pi \cdot R_{rs}(\lambda_0)$ είναι η water leaving reflectance, A^p (g m^{-3}) είναι ο λόγος του non-algal συντελεστή απορρόφησης προς τον συντελεστή οπισθοσκέδασης, b_{bp}/SPM , και C_p (χωρίς μονάδες μέτρησης) είναι ο λόγος του b_{bp}/SPM προς τον συντελεστή απορρόφησης, a_p/SPM . Οι βελτιστοποιημένες τιμές για το κανάλι B4 (655 nm) που χρησιμοποιήθηκε είναι $A = 289.29 \text{ g m}^{-3}$ και $C = 0.1686$ για τον δορυφόρο Landsat-8 και $A = 355.85 \text{ g m}^{-3}$, $C = 0.1728$ για τον δορυφόρο Sentinel-2.

Οι τιμές ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης που υπολογίστηκαν από τις δορυφορικές εικόνες Landsat-8 και Sentinel-2, (ταυτόχρονα με επιτόπιες μετρήσεις) εφαρμόστηκαν στους

επιλεγμένους αλγόριθμους (4.10), (4.11) για να ανακτηθούν οι αντίστοιχες συγκεντρώσεις SPM.

Όσον αφορά τις μετρήσεις φασματικής ανακλαστικότητας, αναπτύχθηκε ένα μοντέλο παλινδρόμησης μεταξύ των επιφανειακών τιμών *in-situ* SPM και R_{rs} και εκείνων που ανακτήθηκαν από τις εικόνες Landsat-8. Η προγνωστική ακρίβεια του μοντέλου προσομοιάστηκε με την εφαρμογή της τεχνικής Cross-Validation Leave-One-Out (LOOCV) (Volpe et al., 2011), η οποία για κάθε προσομοίωση προκάλεσε κατανομή του σφάλματος πρόβλεψης μοντέλου, χρησιμοποιώντας τις τιμές απόκλισης. Ένα δείγμα αφέθηκε για σκοπούς επικύρωσης και τα υπόλοιπα χρησιμοποιήθηκαν ως δεδομένα εκπαίδευσης για να δημιουργήσουν ένα μοντέλο παλινδρόμησης, το οποίο στη συνέχεια εφαρμόστηκε για την εκτίμηση του SPM του αποκλεισμένου δείγματος. Αυτή η διαδικασία επαναλήφθηκε n φορές, όσος και ο αριθμός των επιφανειακών δειγμάτων σε κάθε περιοχή μελέτης.

Η επίδοση των δύο διαφορετικών αλγορίθμων για την εκτίμηση SPM, έχει δοκιμαστεί με τη χρήση τεσσάρων στατιστικών δεικτών, δηλαδή του μέσου σχετικού ποσοστού σφάλματος (Bias), της μέσης σχετικής απόλυτης διαφοράς (MRAD), της μέσης αναλογίας εκτιμώμενων/μετρημένων τιμών και τη ρίζα του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMSE). Πιο συγκεκριμένα, οι δείκτες αυτοί δίδονται από τις παρακάτω εξισώσεις:

$$Bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - y'_i) \quad (4.12)$$

$$MRAD = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{y_i - y'_i}{y_i} \right) \times 100 \quad (4.13)$$

$$ratio = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{y'_i}{y_i} \quad (4.14)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - y'_i)^2}{N}} \quad (4.15),$$

όπου, N είναι το σύνολο των δειγμάτων και y και y' είναι οι μετρημένες και εκτιμώμενες τιμές (measured-estimated), αντίστοιχα.

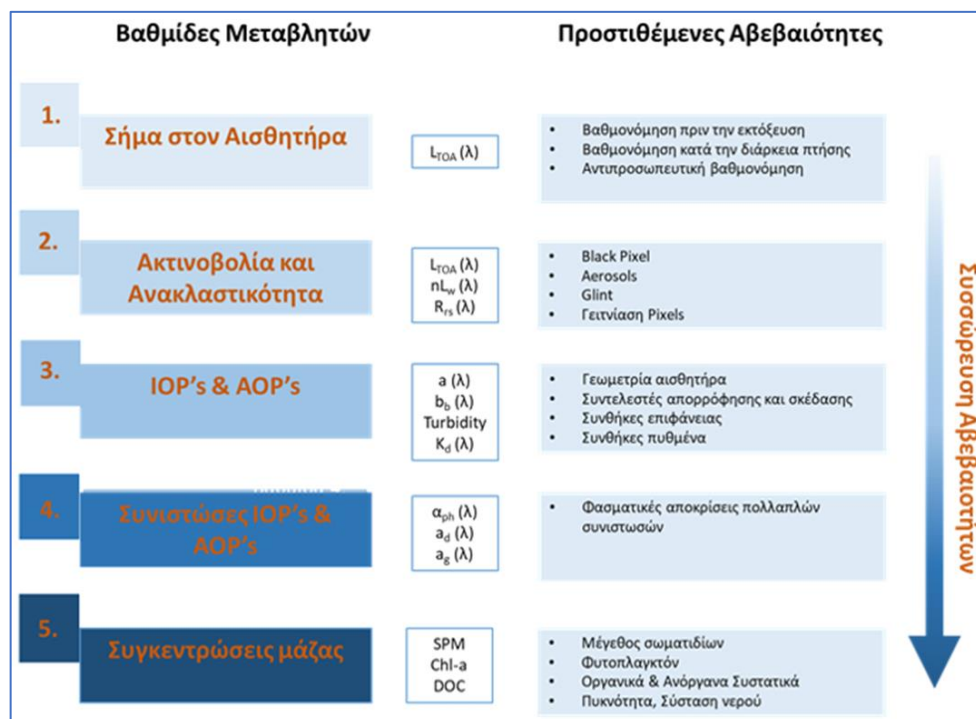
Η διαδικασία ανάπτυξης τοπικού αλγορίθμου εκτίμησης συγκεντρώσεων SPM από δορυφορικά δεδομένα, τόσο για τον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, όσο και για τις εκβολές του Πηνειού, στηρίζεται στους συνδυασμούς φασματικών ζωνών. Όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί ζωνών στο ορατό και εγγύς υπέρυθρο (εκβολές Πηνειού) δοκιμάστηκαν για να αποκαλυφθεί η καλύτερη προσαρμογή για μια εξίσωση παλινδρόμησης, η οποία σχετίζεται με τις επιφανειακές

επιτόπιες συγκεντρώσεις SPM και την ανακλαστικότητα επιφανείας που προέρχεται από τις ζώνες OLI B2 (480 nm), B3 (560 nm) και B4 (655 nm) (Tsapanou et al., 2018) και MSI B2 (490 nm), B3 (560 nm), B4 (655 nm) & B5 (750 nm).

4.3.5 Αβεβαιότητες στην Εκτίμηση της ποιότητας υδάτων σε Παράκτιο Περιβάλλον

Τα προϊόντα των δορυφορικών δεδομένων μπορούν να χρησιμοποιηθούν ποικιλοτρόπως για την παρακολούθηση και αξιολόγηση των παράκτιων υδάτων, καθώς και των ρυπαντών σε αυτά. Διάφοροι περιορισμοί και αβεβαιότητες στις ποιοτικές και ποσοτικές εκτιμήσεις μπορούν να προκύψουν σε 5 επίπεδα.

Ενδεικτικά, οι μεταβλητές μπορούν να κατηγοριοποιηθούν με βάση πόσες πηγές αβεβαιότητας συνδέονται με κάθε μεταβλητή και το σύνολο των κατηγοριών παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.8. Οι μεταβλητές σε κάθε βαθμίδα έχουν αβεβαιότητες που συγκεντρώνουν από όλες τις βαθμίδες που προηγούνται. Με άλλα λόγια, αναμένεται γενικά ελάχιστη αβεβαιότητα στις μεταβλητές της πρώτης κατηγορίας και η μεγαλύτερη αβεβαιότητα στις μεταβλητές της τελευταίας. Να σημειωθεί ότι η αβεβαιότητα είναι ανεξάρτητη του τύπου του αισθητήρα, είτε των αλγορίθμων που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της εκάστοτε παραμέτρου.



Σχήμα 4.8 Οι βαθμίδες των δορυφορικών παραμέτρων ποιότητας νερού που προέρχονται από δορυφόρους και οι συναφείς αβεβαιότητες που εισάγονται σε κάθε βαθμίδα.

Βαθμίδες 1-2. Εκτίμηση ακτινοβολίας από το σήμα αισθητήρα

Η ακτινοβολία που ανιχνεύεται από τον δορυφορικό αισθητήρα $L_{TOA}(\lambda)$, η οποία από μόνη της υπόκειται σε σφάλματα βαθμονόμησης του οργάνου, οφείλεται σε πολλαπλές πηγές που ενδέχεται να μην σχετίζονται με την αξιολόγηση της ποιότητας του νερού. Το τελικά επιθυμητό τμήμα του σήματος μεταφέρεται στο φως που εκπέμπεται από την επιφάνεια του νερού και δεν ανακλάται από τον πυθμένα, το οποίο αναφέρεται ως η water-leaving radiance ακτινοβολία $L_w(\lambda)$ που αφήνει το νερό. Το μεγαλύτερο μέρος ανεπιθύμητης ακτινοβολίας προέρχεται από ατμοσφαιρικά μόρια και αερολύματα που συμβάλλουν ~ 90-99% στο συνολικό σήμα που μετράται μέσω δορυφόρου, ανάλογα με το μήκος κύματος του φωτός και τη φωτεινότητα του νερού (IOCCG 2010). Άλλη πηγή θορύβου προέρχεται από την άμεση ανάκλαση του φωτός στην επιφάνεια αέρα-νερού, δηλαδή sun & sky glint, η οποία μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την ανίχνευση αλλαγών επιφανειακής τραχύτητας και πετρελαιοκηλίδες (Hu et al. 2009) αλλά δεν έχει καμία σχέση με τις οπτικές ιδιότητες του εσωτερικού του νερού. Τέλος, τα εικονοστοιχεία νερού που βρίσκονται κοντά σε φωτεινότερες επιφάνειες, όπως γη, πάγος ή σύννεφα, υπόκεινται στο λεγόμενο "σύμπλεγμα", όπου το φως που προέρχεται από τα λαμπερά εικονοστοιχεία, είναι διάσπαρτα στην περιοχή των γειτονικών εικονοστοιχείων νερού.

Η διαδικασία αφαίρεσης όλων αυτών των ανεπιθύμητων ποσοτήτων ακτινοβολίας από το δορυφορικά μετρημένο $L_{TOA}(\lambda)$ αναφέρεται ως «ατμοσφαιρική διόρθωση» (Wang and Gordon 1994, IOCCG 2010). Ωστόσο, πρέπει να σημειωθεί ότι η ατμοσφαιρική διόρθωση είναι ένα από τα πιο δύσκολα προβλήματα στην τηλεπισκόπηση για την ποιότητα του δορυφορικού νερού, λόγω κυρίως της μικρής συμβολής νερού σε $L_{TOA}(\lambda)$. Μετά την εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης στο $L_{TOA}(\lambda)$, μπορεί να ληφθεί η ακτινοβολία $L_w(\lambda)$. Μια ευρέως χρησιμοποιούμενη μεταβλητή είναι η κανονικοποιημένη ακτινοβολία που αφήνει το νερό, $nL_w(\lambda)$, η οποία είναι ουσιαστικά το $L_w(\lambda)$ εάν η ατμόσφαιρα ήταν απομονωμένη και ο ήλιος ήταν απευθείας κάθετης διεύθυνσης. Το $nL_w(\lambda)$ είναι πρακτικά ισοδύναμο με το $R_{rs}(\lambda)$ που προέρχεται από τον δορυφόρο, με μόνη διαφορά ένας συντελεστής $F_0(\lambda)$. Οι $L_w(\lambda)$, $nL_w(\lambda)$ και $R_{rs}(\lambda)$ υπόκεινται σε παρόμοιες πηγές αβεβαιότητας και θεωρούνται εδώ οι μεταβλητές της Βαθμίδας 2.

Βαθμίδες 2-3. Μετατροπή των $R_{rs}(\lambda)$ για να ληφθούν οι συνολικοί συντελεστές απορρόφησης και σκέδασης

Ανάλογα με τα χαρακτηριστικά του μήκους κύματος, οι $R_{rs}(\lambda)$ μπορούν να είναι άμεσα ανάλογες, αντιστρόφως ανάλογες ή ουσιαστικά αναλλοίωτες με τις συγκεντρώσεις οπτικώς

σημαντικών ουσιών στο νερό, ενώ οι IOPs όπως το $a(\lambda)$ και το $b_b(\lambda)$ πάντα συνδιακυμαίνονται θετικά με τις συγκεντρώσεις τους. Για να ληφθούν τα $b_b(\lambda)$ και $a(\lambda)$, πρέπει να γίνουν υποθέσεις σχετικά με τα μεγέθη ή τις φασματικές ιδιότητες των στοιχείων τους, τα οποία αναπόφευκτα εισάγουν αβεβαιότητες. Λόγω αυτών των αβεβαιοτήτων που εισάγονται στην εξαγωγή των $a(\lambda)$ και $b_b(\lambda)$, τις κατηγοριοποιούμε ως μεταβλητές Βαθμίδας 3.

Βαθμίδες 3-4. Προσδιορισμός του συνολικού συντελεστή απορρόφησης στα συστατικά

Οι μεταβλητές της Βαθμίδας 3, όπως το $a(\lambda)$ και $b_b(\lambda)$ είναι ολικές οπτικές ιδιότητες, αλλά η τηλεπισκόπηση της ποιότητας των υδάτων συνεπάγεται συχνά την κατανομή τους σε επιμέρους στοιχεία. Ο διαχωρισμός του $a(\lambda)$ είναι απαιτητικός, επειδή οι ζώνες απορρόφησης των διαφόρων συστατικών αλληλεπικαλύπτονται και οι φασματικές τους υπογραφές ποικίλλουν. Ο διαχωρισμός του $b_{bp}(\lambda)$ δεν έχει γίνει μέχρι στιγμής, δεν υπάρχει καν μια μεθοδολογία η οποία μεμονωμένα να μετρά τα συστατικά για φυσικά σωματιδιακά σύνολα. Στη Βαθμίδα αυτή ανήκουν αβεβαιότητες που εμπλέκονται στην κατανομή του $a(\lambda)$ σε καθαρό νερό, $a_w(\lambda)$, με φυτοπλαγκτόν, $a_{ph}(\lambda)$, αιωρούμενα ορυκτά και μη αλκαλικά οργανικά σωματίδια $a_d(\lambda)$ και CDOM, $a_g(\lambda)$.

Βαθμίδες 4-5. Εκτίμηση συγκεντρώσεων μάζας από εγγενείς οπτικές ιδιότητες (IOPs)

Πολλές εφαρμογές απαιτούν να αναφέρονται οι παράμετροι ποιότητας του νερού σε συγκεντρώσεις μάζας. Επομένως, η μετατροπή από IOPs σε συγκεντρώσεις μάζας παίζει σημαντικό ρόλο και γι' αυτό αναφέρονται ως μεταβλητές της Κατηγορίας 5 (Σχήμα 4.8). Οι αβεβαιότητες που εισήχθησαν οφείλονται στη διακύμανση των συντελεστών απορρόφησης και σκέδασης μεταξύ των διαφόρων συστατικών του νερού, οδηγώντας σε αναντιστοιχίες μεταξύ των κυρίαρχων οπτικών και συντελεστών μάζας.

Συνολικά, βάσει των παραπάνω, τα κύρια σημεία αβεβαιοτήτων σε σχέση με τα δορυφορικά προϊόντα που χρησιμοποιούνται σε μια ποικιλία εφαρμογών ποιότητας του νερού, μπορούν να συνοψιστούν στα εξής σημεία (Zheng and DiGiacomo 2017):

Δορυφορικοί αισθητήρες με μεγάλη γωνία σάρωσης (γωνία zenith $\sim 60^\circ$) δίνουν σημαντικά σφάλματα στην εκτίμηση των συντελεστών απορρόφησης και σκέδασης. Αυτό συμβαίνει κυρίως σε θολά νερά, για εικονοστοιχεία κοντά στην άκρη του πλέγματος.

Η επίδραση της ανελαστικής σκέδασης σε $R_{rs}(\lambda)$ μπορεί να είναι αμελητέα σε θολά νερά με non-algal αιωρούμενα σωματίδια που συμβάλλουν σε ισχυρή ελαστική σκέδαση στο συνο-

λικό σήμα. Αντιστρόφως, ο φθορισμός μπορεί να είναι σημαντικός στα νερά που κυριαρχούνται από non-algal σωματίδια και που είναι εμπλουτισμένα με φυτοπλαγκτόν ή CDOM, όπως οι περιπτώσεις των phytoplankton blooms.

Οι $R_{rs}(\lambda)$ συσχετίζονται δυναμικά με τις εγγενείς οπτικές ιδιότητες και τους συντελεστές $a(\lambda)$ και $b_b(\lambda)$, σε ένα ευρύ φάσμα θολερότητας νερού. Εντούτοις, στα πολύ θολά ύδατα η εγκυρότητα της σύνδεσης του συντελεστή backscattering με την $R_{rs}(\lambda)$ χρειάζεται να επανεκτιμηθεί επειδή οι γωνίες σκέδασης που συμβάλλουν σημαντικά στη σκέδαση μπορεί να μετατοπίστηκαν σε γωνίες προώθησης μέσω συσσώρευσης γωνιών σκέδασης κατά τη διάρκεια της διαδικασίας πολλαπλής σκέδασης.

Για την εκτίμηση της ποιότητας του νερού πρέπει να εξετάζονται οι κόκκινες και NIR ζώνες από τις $R_{rs}(\lambda)$ και είναι σημαντικό να ληφθεί υπόψη η εξάρτηση της θερμοκρασίας και της αλατότητας καθώς και η αβεβαιότητα μέτρησης της $a_w(\lambda)$, ειδικά αν συγκρίνονται τα νερά που καλύπτουν μια μεγάλη περιοχή θερμοκρασίας ή αλατότητας, π.χ. εύκρατες περιοχές ή μεταβολές της αλατότητας στις εκβολές ποταμών από το γλυκό ως το θαλασσινό νερό.

Εκτός από το μέγεθος των σωματιδίων, το σχήμα και τον προσανατολισμό, η ιδιότητα σκέδασης φωτός των ορυκτών σωματιδίων καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από την πυκνότητα των ορυκτών. Η σκέδαση του φωτός από οργανικά σωματίδια (όπως ζωντανά και νεκρά κύτταρα φυκιών, ετεροτροφικοί μικροοργανισμοί και τύρφη) οφείλεται κυρίως στην περιεκτικότητά τους στο νερό και την πυκνότητα των ξηρών οργανικών υλικών.

Στην ορατή φασματική περιοχή, οι συντελεστές απορρόφησης είναι πολύ περισσότερο εξαρτώμενοι από το μήκος κύματος παρά οι συντελεστές σκέδασης. Έτσι, η μεταβολή του φασματικού σχήματος των $R_{rs}(\lambda)$ στα ύδατα που κυριαρχούνται από τη διασπορά των σωματιδίων εξαρτάται από τους συντελεστές απορρόφησης, ενώ το μέγεθός της αντανακλά μια συνδυασμένη επίδραση τόσο των συντελεστών απορρόφησης όσο και των συντελεστών σκέδασης. Από την άποψη αυτή, σε αυξημένη θολερότητα υπολογίζεται ευκολότερα το σήμα απορρόφησης.

Οι σχέσεις παλινδρόμησης μεταξύ της θολερότητας του νερού και των δεδομένων $R_{rs}(\lambda)$ που συλλέγονται σε διάφορες τοποθεσίες συγκλίνουν, υποδεικνύοντας ότι υπάρχει μεγάλη πιθανότητα εκτίμησης της θολερότητας του νερού σε όλο τον κόσμο από δορυφορικά $R_{rs}(\lambda)$, χρησιμοποιώντας έναν ενιαίο αλγόριθμο χωρίς την ανάγκη να συντονιστεί με βάση τις τοπικές οπτικές ιδιότητες. Η δυνητικά μεγάλη δυναμική περιοχή θολερότητας μπορεί να εκτιμηθεί χρησιμοποιώντας την πράσινη, κόκκινη και NIR ζώνη. Η χρήση της πράσινης φασματική ζώνης, όπου το $a_w(\lambda)$ είναι μικρότερο, χρησιμοποιείται όταν η θολερότητα είναι χαμηλή, ενώ η χρήση

της ζώνης NIR με μεγαλύτερο $a_w(\lambda)$ παρέχει ουσιαστικά περιθώρια για την ποσοτικοποίηση υψηλότερης θολερότητας.

Ο βαθμός συσχέτισης μεταξύ SPM και συντελεστή απορρόφησης είναι ξεχωριστός από αυτόν μεταξύ SPM και συντελεστή σκέδασης, επειδή η μεταβλητότητα αυτών των οπτικών ιδιοτήτων καθοδηγείται από διαφορετικούς παράγοντες. Συγκεκριμένα, η πρώτη σχέση φαίνεται να οδηγείται λιγότερο από το μέγεθος των σωματιδίων, ενώ η δεύτερη σχέση καθοδηγείται από την πυκνότητα των υλικών, την περιεκτικότητα σε νερό στα οργανικά υλικά και το μέγεθος των σωματιδίων, με γενικά μεγαλύτερη εξάρτηση από το μέγεθος όταν τα σωματίδια είναι μεγαλύτερα.

Μια ευρέως χρησιμοποιούμενη προσέγγιση για τον υπολογισμό SPM είναι με τη χρήση μιας φασματικής ζώνης ($R_{rs}(645)$) (Hu et al. 2004, Rodríguez and Gilbes 2009, Ondrusek et al. 2012). Η διαφορά είναι μικρότερη (~ 50%) για $R_{rs}(645)$ υψηλότερη από 0.007 sr^{-1} και μεγαλύτερη (~100%) για $R_{rs}(645)$ μικρότερη από $\sim 0.003 \text{ sr}^{-1}$.

Άλλοι εμπειρικοί αλγόριθμοι για την εκτίμηση SPM περιλαμβάνουν τη χρήση λόγων μπαντών (Doxaran et al. 2002, Zhang et al. 2010). Σε σύγκριση με το SPM που προέρχεται από την $R_{rs}(\lambda)$ σε μία μόνο ζώνη, αυτές οι μέθοδοι παρουσιάζουν γενικά βελτιωμένη ακρίβεια λόγω ακύρωσης σφαλμάτων που φασματικά συνυπάρχουν. Ωστόσο, όλοι οι εμπειρικοί αλγόριθμοι υπόκεινται στον ίδιο βαθμό αβεβαιότητας που προκαλείται από την αναντιστοιχία μεταξύ συγκεντρώσεων που συμβάλλουν σημαντικά στις $R_{rs}(\lambda)$ και εκείνων που κυριαρχεί το SPM. Για παράδειγμα, το CDOM δεν έχει σχέση με το SPM, αλλά μπορεί να μειώσει σημαντικά την $R_{rs}(\lambda)$ ανάλογα με το λ και το CDOM.

Οι αβεβαιότητες που σχετίζονται με μια τέτοια αναντιστοιχία μπορούν ενδεχομένως να μειωθούν εάν χρησιμοποιηθεί ένας αλγόριθμος βασισμένος σε IOP δύο βημάτων, δηλαδή η μετατροπή του $R_{rs}(\lambda)$ για $b_{bp}(\lambda)$ χρησιμοποιώντας ημι-αναλυτικά μοντέλα και στη συνέχεια από την παραγωγή του SPM από το $b_{bp}(\lambda)$ (Zawada et al. 2007, Stramski et al. 2008). Μελέτες σε παράκτια νερά δείχνουν ότι ο συσχετισμός μεταξύ $b_{bp}(\lambda)$ και SPM είναι συχνά υψηλότερος από τον συσχετισμό μεταξύ $R_{rs}(\lambda)$ και SPM (Stramski et al. 2008). Από περιβαλλοντική άποψη, ο συντελεστής απορρόφησης $ad(\lambda)$ των αιωρούμενων σωματιδίων μπορεί να είναι η πιο σχετική μεταβλητή με την ποιότητα του νερού αντί το SPM. Αυτή η ιδέα προτάθηκε από τους Davies-Colley and Smith (2001) ότι το μέγεθος $ad(\lambda)$ μπορεί να υποδεικνύει την ικανότητα του αιωρούμενου ιζήματος να προσροφά τους ρύπους, επειδή η απορρόφηση του φωτός είναι ανάλογη της συγκέντρωσης της χημικώς προσροφητικής επιφάνειας των σωματιδίων. Ωστόσο, δεν είναι

γνωστός ακόμη ο ταυτόχρονος χαρακτηρισμός των $ad(\lambda)$ και των απορροφητικών ρύπων, γεγονός που εμποδίζει σε μια οριστική δήλωση σχετικά με αυτή την υπόθεση.

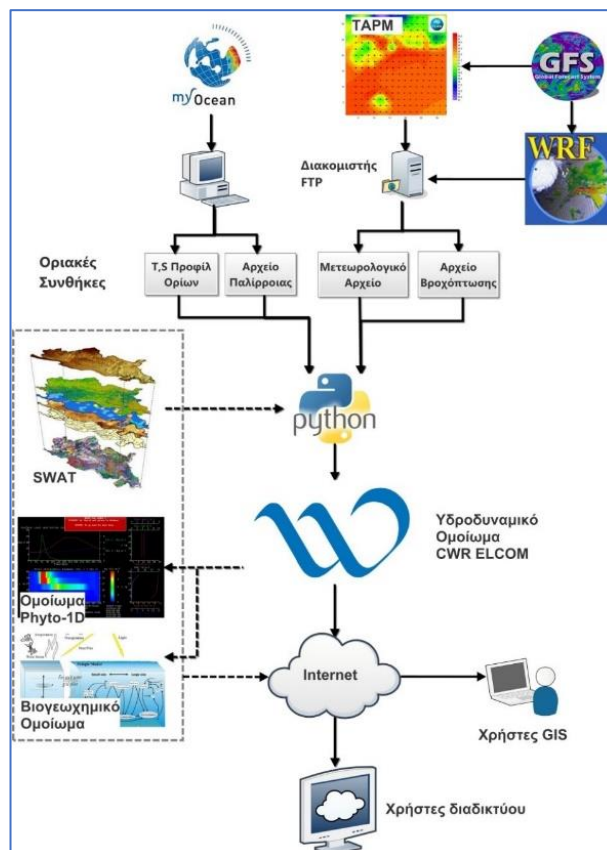
Στα θολά ύδατα με non-algal υλικό, η εκτίμηση της χλωροφύλλης με τη μέθοδο του λόγου της ζώνης αντανάκλασεως υπόκειται σε μεγάλα σφάλματα, λόγω μη αλκαλικών υλικών που επηρεάζουν τις $R_{rs}(\lambda)$, αλλά δεν συμβάλλουν στη συγκέντρωση χλωροφύλλης. Για τέτοια ύδατα συνιστάται η εκτίμηση της χλωροφύλλης από τους συντελεστές απορρόφησης.

Για τα ύδατα με απορρόφηση φωτός που κυριαρχείται από το φυτοπλαγκτόν ή το CDOM, η συσχέτιση μεταξύ λόγων μπαντών και χλωροφύλλης φαίνεται να είναι ισχυρή σε τοπικές κλίμακες, γεγονός που δικαιολογεί τη χρήση τοπικά παραμετροποιημένων εμπειρικών αλγορίθμων.

Υπάρχει μια πιθανότητα τηλεπισκοπικής ανίχνευσης ανοξικών υδάτων που έχουν φτάσει στην επιφάνεια ή όπου τα ιζήματα από κάτω απελευθερώνουν H_2S στο επιφανειακό στρώμα. Η οξείδωση οξυγόνου παράγει στοιχειακά σωματίδια θείου και μερικές φορές σωματίδια μαγνήσιου ή ασβεστίου, ανάλογα με τη σύσταση του νερού. Τα σωματίδια θείου και ορυκτών ενισχύουν τη διάχυση του φωτός σε αυτά τα νερά και δημιουργούν ένα ξεχωριστό τρικουάζ χρώμα ανιχνεύσιμο από το διάστημα.

4.4 ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ

Για τη μελέτη των υδροδυναμικών συνθηκών που επηρεάζουν και τη διασπορά του αιωρούμενου υλικού επιλέχθηκε η χρήση και εφαρμογή ενός αυτοματοποιημένου συστήματος διασύνδεσης υπολογιστικών εργαλείων, που περιγράφει τις ωκεανογραφικές και περιβαλλοντικές διεργασίες σε επιχειρησιακό επίπεδο. Το σύστημα αυτό δημιουργήθηκε στο Δημοκρίτειο Πανεπιστήμιο της Θράκης (Δ.Π.Θ.), αποτελεί ένα επιχειρησιακό εργαλείο μαθηματικής προσομοίωσης και η βασική λειτουργία του στηρίζεται στη διασύνδεση υπαρχόντων, μεγάλης κλίμακας μαθηματικών ομοιωμάτων και γεω-βάσεων, όπως η μετεωρολογική γεω-βάση NOAA, το μετεωρολογικό ομοίωμα WRF, το μετεωρολογικό τμήμα του ομοιώματος TAPM, το μαθηματικό ομοίωμα ELCOM (Estuary, Lake and Coastal Ocean Model) και το υδροδυναμικό ομοίωμα Μεσογείου MyOcean, ώστε να παρέχει βραχυπρόθεσμες τοπικές προγνώσεις υψηλού κύρους και αξιοπιστίας. Στο διάγραμμα ροής του Σχήματος 4.9 περιγράφεται η διασύνδεση των ομοιωμάτων που χρησιμοποιεί το μοντέλο.



Σχήμα 4.9 Διάγραμμα ροής των εργαλείων που χρησιμοποιούνται από την πλατφόρμα (τα ομοιώματα στο πλαίσιο με τη διακεκομμένη γραμμή χρησιμοποιούνται μόνο στον Κόλπο της Καβάλας και στο ομοίωμα του Β. Αιγαίου) (από Κόκκος 2017).

Το παραπάνω σύστημα «τρέχει» καθημερινά σε διακομιστή (server) του Εργαστηρίου Οικολογικής Μηχανικής και Τεχνολογίας του Τμήματος Μηχανικών Περιβάλλοντος του Δ.Π.Θ. και παράγει πρόβλεψη μετεωρολογικών, ωκεανογραφικών και βιογεωχημικών παραμέτρων στην παράκτια περιοχή, έως και 3 ημέρες μετά την εφαρμογή του. Τα αποτελέσματα αποθηκεύονται σε βάση δεδομένων γεω-αναφερομένων χαρτών, σε διανυσματική μορφή (shapefile) και σε μορφή γεω-αναφερόμενης εικόνας (geotiff file). Ταυτόχρονα, υπάρχει ιστοσελίδα web-GIS, όπου κάθε χρήστης έχει πρόσβαση στην πληροφορία αυτή μέσω συνοπτικών θεματικών χαρτών (Σχήμα 4.9). Η λειτουργία του βασίζεται στη συγγραφή ρουτίνας κώδικα, η οποία λαμβάνει την περιβαλλοντική πληροφορία και δημιουργεί χρωματικές καμπύλες κατανομής των παραμέτρων ανά τρίωρο.

4.4.1 Οριακές συνθήκες και χαρακτηριστικά του υδροδυναμικού ομοιώματος

Το μαθηματικό ομοίωμα ELCOM (Estuary, Lake and Coastal Ocean Model) είναι ένα τρισδιάστατο υδροδυναμικό - θερμοδυναμικό ομοίωμα που χρησιμοποιείται για την προσομοίωση της χρονικής συμπεριφοράς στρωματοποιημένων υδάτινων συστημάτων (λίμνες, ταμιευτήρες, εκβολές ποταμών), τα οποία υπόκεινται σε εξωτερικές περιβαλλοντικές φορτίσεις. Πρόκειται για ένα διεθνώς αναγνωρισμένο μαθηματικό ομοίωμα, το οποίο αναπτύχθηκε από το Centre for Water Research (CWR) του Πανεπιστημίου Western Australia (Hodges and Dallimore 2006). Αποτελεί το βασικό ομοίωμα, μέσω του οποίου διασυνδέονται όλα τα υπόλοιπα ομοιώματα μεταξύ τους. Στην εφαρμογή του, χρησιμοποιούνται ως οριακές συνθήκες, τα αποτελέσματα των μετεωρολογικών ομοιωμάτων, οι υδρογραφικές συνθήκες κάθε περιοχής από τη βάση δεδομένων του MyOcean και τα αποτελέσματα του υδρολογικού ομοιώματος SWAT (Soil and Water Assessment Tool) για την εισαγωγή των οριακών συνθηκών στο ομοίωμα.

Το ομοίωμα επιλύεται για τις τρεις χωρικές διαστάσεις, προσομοιώνοντας τη χωροχρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας, της πυκνότητας και της αλατότητας χρησιμοποιώντας επιμέρους υδροδυναμικά και θερμοδυναμικά υπο-ομοιώματα κάτω από οποιεσδήποτε εφαρμοζόμενες οριακές συνθήκες (Amarocho and DeVries 2008). Η διαδικασία προσομοίωσης λαμβάνει υπόψιν βαροκλιτικές και βαροτροπικές αποκρίσεις, την επίδραση της περιστροφής της Γης, την ανεμογενή επιφανειακή τάση, την παλιρροιακή επίδραση, τις επιφανειακές θερμικές φορτίσεις, τις διάφορες εισροές και εκροές μάζας και τη μεταφορά άλατος και θερμοκρασίας (Hodges and Dallimore 2006).

Τα μετεωρολογικά δεδομένα παρείχαν τη βραχυπρόθεσμη πρόβλεψη των μετεωρολογικών συνθηκών των περιοχών. Για τον καθορισμό των αρχικών και των οριακών συνθηκών των ομοιωμάτων χρησιμοποιήθηκαν τα πεδία ανάλυσης του Παγκόσμιου μετεωρολογικού ομοιώματος πρόγνωσης κλιματικών συνθηκών, NOAA-GFS, διατηρώντας τη μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρική κυκλοφορία και περιγράφοντας με μεγαλύτερη λεπτομέρεια τη μέσης και μικρής κλίμακας κυκλοφορία, η οποία εξαρτάται από τα τοπικά φυσιογραφικά χαρακτηριστικά (Κόκκος 2017). Παράλληλα με τα μετεωρολογικά δεδομένα, κάθε ημέρα ανακτώνται τα μέσα ημερήσια υδρογραφικά δεδομένα στην εκάστοτε περιοχή μελέτης (δυναμική θερμοκρασία του νερού, αλατότητα και μεταβολή της στάθμης της θάλασσας), τα οποία παρέχονται μέσω της πλατφόρμας του MyOcean με πρόβλεψη 8 ημερών.

Η βάση δεδομένων της πλατφόρμας MyOcean περιλαμβάνει τόσο υδροδυναμικά, όσο και κυματικά δεδομένα. Τα ομοιώματα εφαρμόζονται σε ολόκληρη τη Μεσόγειο Θάλασσα και έχουν οριζόντια διακριτότητα $6.93 \text{ km} \times 6.93 \text{ km}$, ενώ κατακόρυφα η υδάτινη στήλη διαιρείται, από την επιφάνεια έως το πυθμένα, σε 72 άνισου πάχους στρώματα νερού (Tonani et al. 2008, Oddo et al. 2014). Τα αποτελέσματα των παραπάνω ομοιωμάτων διορθώνονται ως προς τα προφίλ θερμοκρασίας και αλατότητας και από δεδομένα δορυφόρων (along track satellite Sea Level Anomaly), διορθώνοντας τις τιμές της στάθμης της θάλασσας.

Για τον προσδιορισμό της στάθμης των ρεμάτων που εκρέουν στις περιοχές μελέτης χρησιμοποιείται το υδρολογικό ομοίωμα SWAT. Το SWAT είναι ένα ομοίωμα προσομοίωσης λεκανών απορροής, το οποίο δημιουργήθηκε για την προσομοίωση της επίδρασης διαφόρων πρακτικών διαχείρισης γης στα νερά, στα φερτά και τα φυτοφάρμακα, για μεγάλες χρονικές περιόδους (Neitsch et al. 2002).

Για τη χρήση του υδρολογικού ομοιώματος δημιουργήθηκε ρουτίνα κώδικα, χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα των μετεωρολογικών ομοιωμάτων και αναπαράγοντας την πρόγνωση της εξατμισοδιαπνοής (Allen et al. 1998).

Αφού γίνει η συλλογή των οριακών συνθηκών ακολουθεί η εφαρμογή του υδροδυναμικού ομοιώματος ELCOM, το οποίο αναπαράγει την πρόβλεψη της κατανομής των ωκεανογραφικών παραμέτρων, δηλ. της θερμοκρασίας, της αλατότητας, της πυκνότητας του νερού, της ταχύτητας των θαλασσιών ρευμάτων, του ύψους της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας, αλλά και πλήθους αδιάστατων δεικτών, για τις επόμενες 2 ημέρες. Αξίζει να σημειωθεί ότι το υδροδυναμικό ομοίωμα χρησιμοποιεί ως αρχικές συνθήκες τα αποτελέσματα της προσομοίωσης που πραγματοποιήθηκε κατά την προηγούμενη ημέρα και αντιστοιχεί στην ημέρα εκκίνησης (Κόκκος 2017).

5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Στο πέμπτο κεφάλαιο δίνονται αναλυτικά τα αποτελέσματα και ο σχολιασμός τους, στα πλαίσια της διαθεματικής προσέγγισης, δηλαδή στη σύνθεση των ωκεανογραφικών (υδρολογικών) δεδομένων, των οπτικών παραμέτρων του θαλασσινού νερού, αλλά και της κατάλληλα επεξεργασμένης δορυφορικής πληροφορίας (εικόνες Landsat-8 και Sentinel-2). Τα αποτελέσματα και η συζήτηση για αυτά περιστρέφονται και στοχεύουν στην ποιοτική και ποσοτική εκτίμηση των συγκεντρώσεων και της διασποράς των ποτάμιων εκφορτίσεων στον εγγύς θαλάσσιο χώρο, με πεδίο εφαρμογής το Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (εκβολές Έβρου ποταμού) και τον εξωτερικό (δυτικό) Θερμαϊκό κόλπο (εκβολές Πηνειού ποταμού).

Περιεχόμενα - Κεφάλαιο 5:

5.1 Υδρολογία (Θαλάσσιες μάζες και Κυκλοφορία) – Αιωρούμενο υλικό (SPM)

- 5.1.1 Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (BA Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός
- 5.1.2 Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός

5.2 Οπτικές Ωκεανογραφικές Μετρήσεις

- 5.2.1 Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (BA Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός
- 5.2.2 Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός

5.3 Προσδιορισμός Αιωρούμενου υλικού με Δορυφορικά Δεδομένα

- 5.3.1 Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (BA Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός
- 5.3.2 Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός
- 5.3.3 Σύγκριση δορυφορικών εικόνων Landsat-8 & Sentinel-2

5.1 ΥΔΡΟΛΟΓΙΑ (ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΜΑΖΕΣ ΚΑΙ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ) – ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΟ ΥΛΙΚΟ (SPM)

Σε αυτό το κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μετρήσεων πεδίου που προέκυψαν από τη διεξαγωγή της δειγματοληψίας στο ΒΑ Αιγαίο Πέλαγος (Κόλπος Αλεξανδρούπολης). Περιγράφονται οι ωκεανογραφικές συνθήκες που επικρατούσαν κατά την περίοδο των εργασιών, τα υδρολογικά χαρακτηριστικά, η κυκλοφορία και η χωρική διασπορά του αιωρούμενου υλικού. Τέλος, αναλύεται η συσχέτιση των παραπάνω μετρήσεων και ο ρόλος των παραμέτρων στη συγκέντρωση και διασπορά της αιωρούμενης σωματιδιακής ύλης.

5.1.1 Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός

5.1.1.1 Μετεωρολογικές συνθήκες

Στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, στο ΒΑ τμήμα του Αιγαίου Πελάγους, οι μετεωρολογικές και ωκεανογραφικές συνθήκες παίζουν πρωτεύοντα ρόλο στην κατακόρυφη κατανομή και χωρική διασπορά του αιωρούμενου υλικού, ενώ ρυθμίζουν την παράκτια στερεομεταφορά και επηρεάζουν τις παραμέτρους που χρησιμοποιούνται από την τηλεπισκόπηση για τον προσδιορισμό των κατανομών της αιωρούμενης ύλης μέσω των δορυφορικών εικόνων.

Όπως προκύπτει, οι επικρατούντες άνεμοι την τριετία 2014-2016 ήταν διευθύνσεων κυρίως ΒΑ (72.2%), ΒΒΑ (8.3%), ΝΝΔ (11.1%) και Β (2.7%). Η συνηθέστερη μέση ένταση των ανέμων κυμάνθηκε από πλήρη νηνεμία έως 3 Beaufort κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, ενώ τα μέγιστα των εντάσεων (11 Beaufort) παρουσιάστηκαν τον μήνα Νοέμβριο των ετών 2015 και 2016, με ΒΑ διεύθυνση ανέμων και στις δύο περιπτώσεις.

Πιο συγκεκριμένα, οι ανεμολογικές συνθήκες για την περίοδο της δειγματοληψίας (1-2/06/2016) παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.1. Πρόκειται για δεδομένα επτά ημερών πριν τη δειγματοληψία, καθώς και κατά τη διάρκεια αυτής (25/05 - 03/06 2016), βάσει των οποίων διαμορφώνεται το ανεμολογικό καθεστώς για εκείνη την περίοδο στην υπό μελέτη περιοχή.

Την περίοδο της δειγματοληψίας στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης η μέση ένταση ανέμου ήταν από 0 έως 3 Beaufort, με κύριες διευθύνσεις ΝΝΔ (20%), ΒΑ (40%), ΝΔ (30%) και ΑΒΑ (10%). Ειδικότερα, κατά τη διάρκεια της δειγματοληψίας (01-02/06/2016) επικρατούσαν συνθήκες νηνεμίας, με μεμονωμένα γεγονότα αύξησης της έντασης του ανέμου. Συγκεκριμένα,

στη μεν 01/06/2016 στις 14:10 το μεσημέρι η ένταση αυξήθηκε στο 1 Beaufort, με ΝΔ διεύθυνση ανέμου, ενώ στις 02/06/2016 η ένταση άγγιξε τα 5 Beaufort στις 13:00 το μεσημέρι, με ΝΝΔ διεύθυνση.

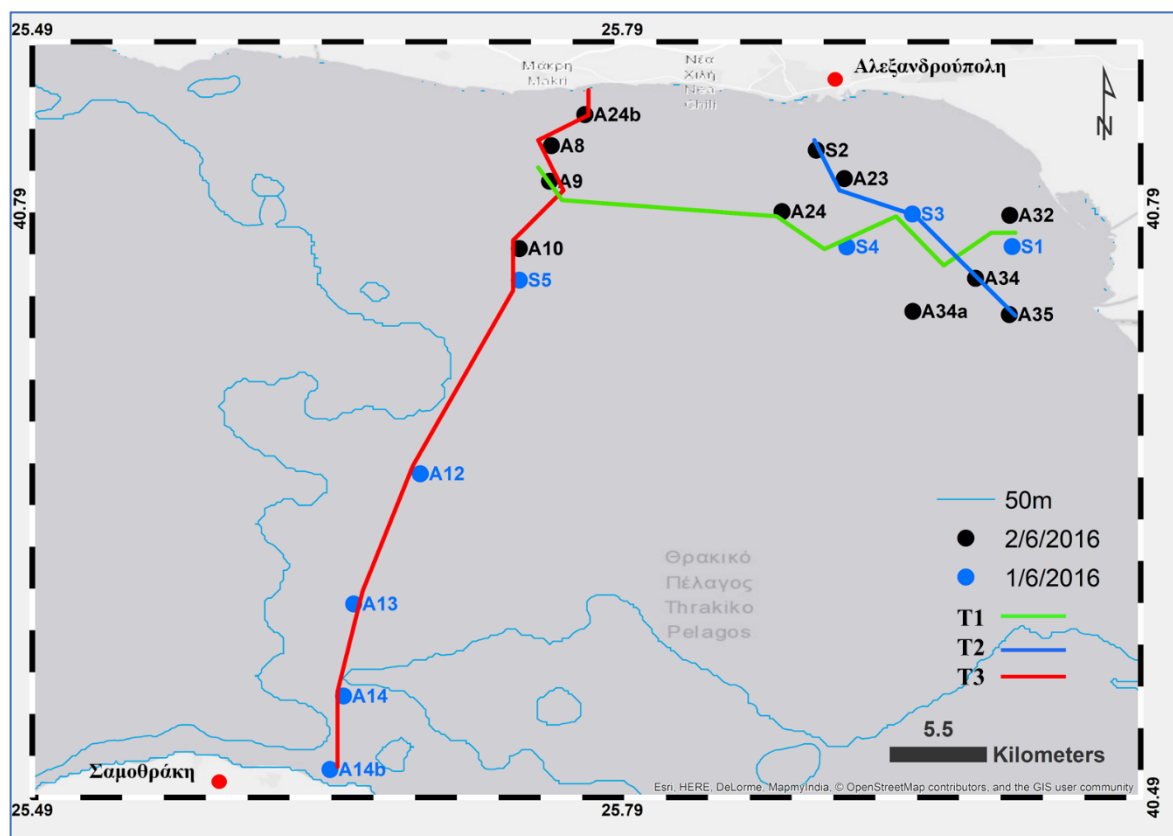
Οι άνεμοι αυτοί σχετίζονται με κύματα μικρού ύψους (<0.5 m) και περιόδου (T<3s) (Καρδitsά 2010).

Πίνακας 5.1 Ημερήσιες μέσες τιμές έντασης και διεύθυνσης ανέμων κατά την περίοδο 25/05 - 03/06 2016 στο σταθμό της Αλεξανδρούπολης, μαζί με την ώρα τη μέγιστης έντασης ανέμου.

Ημερομηνία	Μέση ταχύτητα Ανέμου (km/hr)	Beaufort	Διεύθυνση	Μέγιστη Ταχύτητα Ανέμου (km/hr)	Beaufort	Ώρα
25/05/2016	3.1	1	ΝΝΔ	17.7	3	15:20
26/05/2016	6.1	2	ΒΑ	32.2	5	16:40
27/05/2016	6.1	2	ΒΑ	32.2	5	13:40
28/05/2016	10.9	2	ΒΑ	43.5	6	16:00
29/05/2016	13.7	3	ΒΑ	51.5	7	11:20
30/05/2016	4.9	2	ΝΔ	22.5	4	15:40
31/05/2016	7.9	2	ΝΔ	32.2	5	12:20
01/06/2016	0.0	0	ΝΔ	4.8	1	14:10
02/06/2016	0.0	0	ΝΝΔ	29.0	5	13:00
03/06/2016	0.0	0	ΑΒΑ	17.7	3	12:20

5.1.1.2 Υδρολογικά χαρακτηριστικά

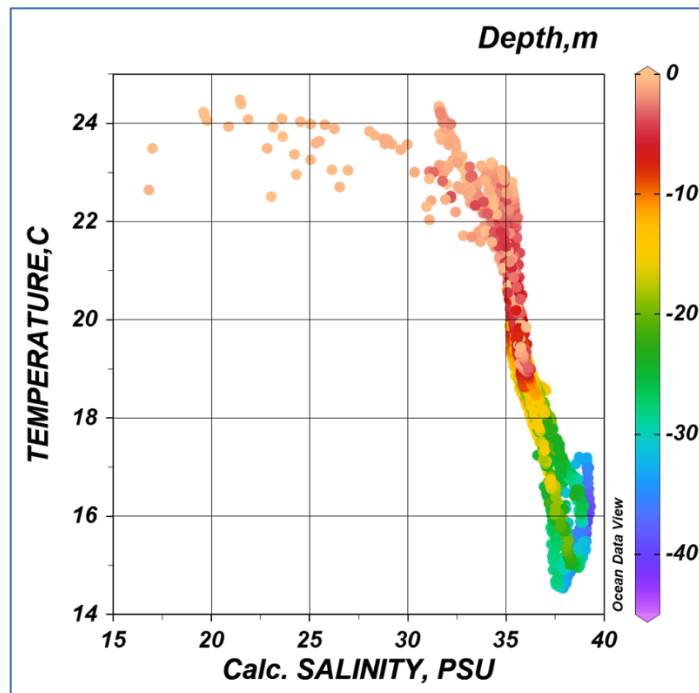
Τα φυσικά χαρακτηριστικά των θαλάσσιων μαζών στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης προσδιορίστηκαν από μετρήσεις του οργάνου CTD, σε κάθε μία από τις θέσεις δειγματοληψίας, στις 01-02/06/2016 (Σχήμα 5.1). Καθώς τα ανεμολογικά χαρακτηριστικά δεν παρουσίασαν σημαντικές διαφοροποιήσεις μεταξύ των δύο ημερών δειγματοληψιών, θεωρείται ότι δεν μεταβάλλονται τα χαρακτηριστικά των υδάτινων μαζών και στα διαγράμματα παρουσιάζονται συνολικά οι μετρήσεις και των δύο ημερών.



Σχήμα 5.1 Θέσεις δειγματοληψίας στις 1-2/6/2016 στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης και οι τρεις τομές T1 (A8-A9-A24-S4-S3-A34-S1), T2 (S2-A23-S3-A34-A35), T3 (A24b-A8-A9-A10-S5-A12-A13-A14-A14b) για τη μελέτη της στήλης του νερού.

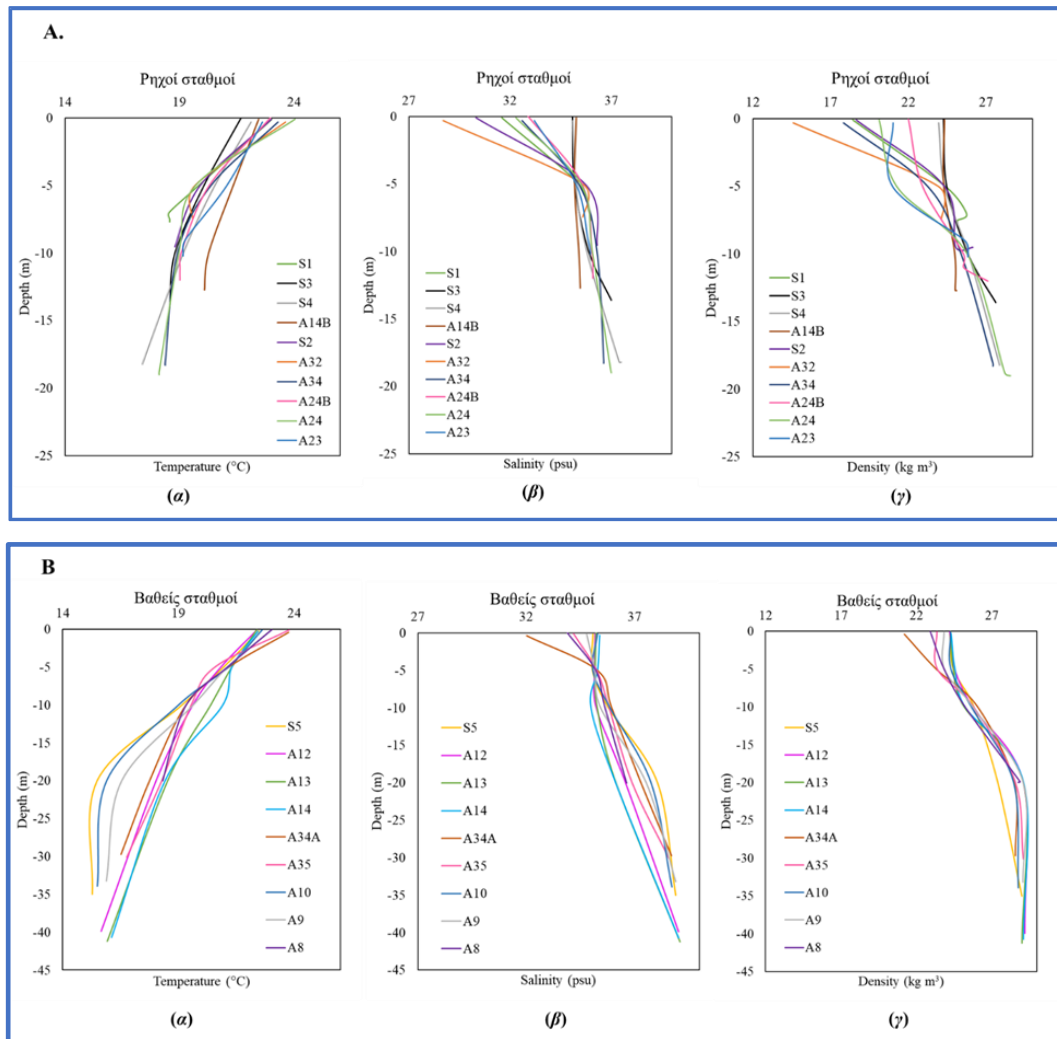
Θαλάσσιες Μάζες

Στο Σχήμα 5.2 παρουσιάζονται οι κύριες μάζες νερού που καταγράφηκαν, με κύρια την παρουσία μείγματος νερού χαμηλής αλατότητας (16-34 psu) στην επιφάνεια και υψηλότερης (>37.5 psu) στα πιο βαθιά νερά. Γενικά, μπορούμε να διακρίνουμε μια επιφανειακή μάζα με μεγάλη κύμανση της αλατότητας, η οποία υπέρκειται μια μάζας μέχρι βάθους ~10 m με αλατότητα ~36 psu και θερμοκρασία 18-22 °C. Βαθύτερα μάλλον είναι μια μάζα με μέση αλατότητα 37.5 psu και θερμοκρασία 19-14.5 °C.



Σχήμα 5.2 Διάγραμμα Θερμοκρασίας-Αλατότητας σε σχέση με το βάθος, από τη δειγματοληψία στις 01-02/06/2016 στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, από μετρήσεις CTD.

Ανάλογη είναι και η εικόνα που δίνεται από τις κατακόρυφες κατανομές θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας (Σχήμα 5.3) σε σχέση με το βάθος διαπιστώνεται η παρουσία τριών κύριων στρωμάτων: (i) ενός επιφανειακού (0-5 m) με χαμηλή αλατότητα (~32 psu) και πυκνότητα (~20 kg m⁻³) και υψηλή θερμοκρασία (~23 °C), (ii) ενός υποκείμενου στρώματος μεταξύ 5-10 m, χαμηλότερης θερμοκρασίας (~19 °C), υψηλότερης αλατότητας (>35 psu) και πυκνότητας (~25 kg m⁻³) και (iii) ενός βαθύτερου (>10 m βάθος), με χαμηλή θερμοκρασία (<19 °C) και μεγαλύτερη αλατότητα (>37 psu) και πυκνότητα (>27 kg m⁻³).



Σχήμα 5.3 Κατακόρυφη κατανομή α. Θερμοκρασίας, β. Αλατότητας και γ. Πυκνότητας στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, Α. από μετρήσεις στους ρηχούς σταθμούς (έως 20 m βάθος) και Β. από μετρήσεις στους σταθμούς με βάθος > 20 m.

Πιο αναλυτικά, από τα κατακόρυφα προφίλ του Σχήματος 5.3Α διαπιστώνεται ότι στους ρηχούς σταθμούς της ανατολικής πλευράς δειγματοληψίας, κοντά στις εκβολές του Έβρου, το επιφανειακό στρώμα είναι σαφώς επηρεασμένο από την ποτάμια απορροή, καθώς οι τιμές αλατότητας είναι μειωμένες (<31 psu). Εξάιρεση αποτελούν οι σταθμοί S3 και S4 (Σχήμα 5.3Α(β)), που παρουσιάζουν ελαφρώς αυξημένη αλατότητα (~36 psu), γεγονός που μαρτυρά, βάσει της τοποθεσίας τους (προέλαση της απορροής), τη μειωμένη επιρροή του ποταμού προς τα δυτικά και σε απόσταση ~10 km από τις εκβολές. Επιπλέον, ο σταθμός A14B εμφανίζει αυξημένη αλατότητα, γεγονός που πιθανόν να σχετίζεται με διεργασίες διάβρωσης στη βόρεια ακτογραμμή της Σαμοθράκης.

Αντίστοιχα, στο Σχήμα 5.3B με τους πιο βαθείς σταθμούς συναντώνται οι ίδιες μάζες νερού, που αναγνωρίστηκαν και στα ρηχά νερά. Από τα προφίλ με τα μεγαλύτερα βάθη αναγνωρίζεται κι ένα βαθύτερο στρώμα, όπου η πυκνότητα και η αλατότητα σταδιακά αρχίζουν να μειώνονται ξανά, ενώ η θερμοκρασία ακολουθεί την ίδια χαμηλών τιμών (<17 °C) διακύμανσή της. Έντονα διαφαίνεται το πυκνοκλινές (Σχήμα 5.3B (γ)) στα 20 m βάθος, με την απότομη αύξηση της πυκνότητας από τα 22 kg m⁻³ στα 28 kg m⁻³.

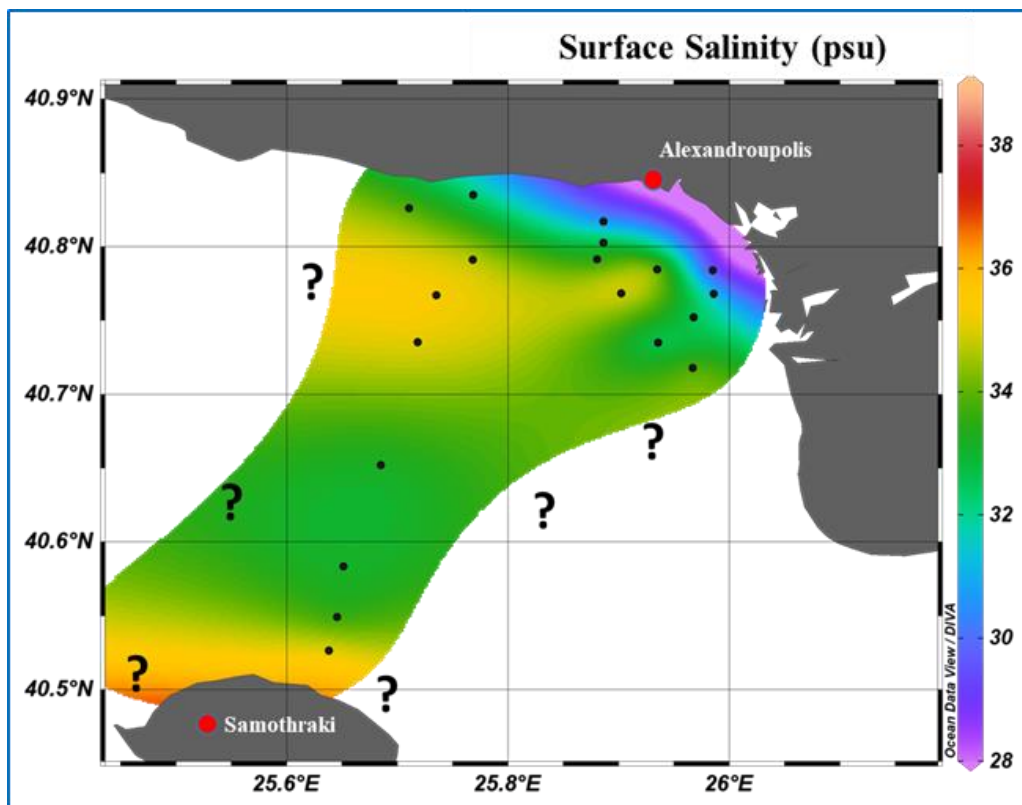
Γενικά, παρατηρείται επιρροή της ποτάμιας απορροής μέχρι τα 5 m βάθος, η οποία συναντάται κοντά στις εκβολές και μεταφέρεται βόρεια στην παράκτια ζώνη της Αλεξανδρούπολης. Τα χαρακτηριστικά των νερών της Μαύρης θάλασσας συναντώνται σε βάθη κάτω από 5 m, ενώ εμφανίζονται κατά τόπους αλλαγές περί τα 10 m βάθος.

Αυτές οι τιμές δείχνουν ομοιότητες με προηγούμενες μελέτες στο ΒΑ Αιγαίο (Kanellopoulos et al. 2009, Καρδitsά 2010, Zervakis and Georgopoulos 2002), στην οποίες το επιφανειακό στρώμα ερμηνεύεται ως νερό της Μαύρης Θάλασσας, θερινής σύστασης, το οποίο καθώς μεταφέρεται με τον αντικυκλώνα της Σαμοθράκης φτάνει τα παράκτια νερά του κόλπου και αναμιγνύεται με την εξίσου χαμηλής αλατότητας ποτάμια απορροή του Έβρου. Επιπλέον, είναι εμφανές το υπό δημιουργία θερμοκλινές μεταξύ 5-15 m βάθος, καθώς η δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε στην αρχή του θέρους. Το βάθος του θερμοκλινούς παρατηρούμε ότι διαφέρει, εξαιτίας της μεταβλητότητας στα μεσαία βάθη, έχοντας την τάση να μετατοπίζεται πιο ρηχά στους σταθμούς με κυκλωνική κυκλοφορία και πιο βαθιά στις περιοχές με αντικυκλωνική φορά. Για παράδειγμα, στους σταθμούς S5, A10 & A9 οι οποίοι βρίσκονται υπό την επιρροή της κίνησης του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης (Σχήμα 5.3B), το θερμοκλινές βρίσκεται μετατοπισμένο βαθύτερα στα ~20 m, ενώ από τα προφίλ των σταθμών A24, S4 & A34A το θερμοκλινές εντοπίζεται σε μικρότερα βάθη, μεταξύ 5-10 m, υπό την επίδραση κυκλωνικής κίνησης.

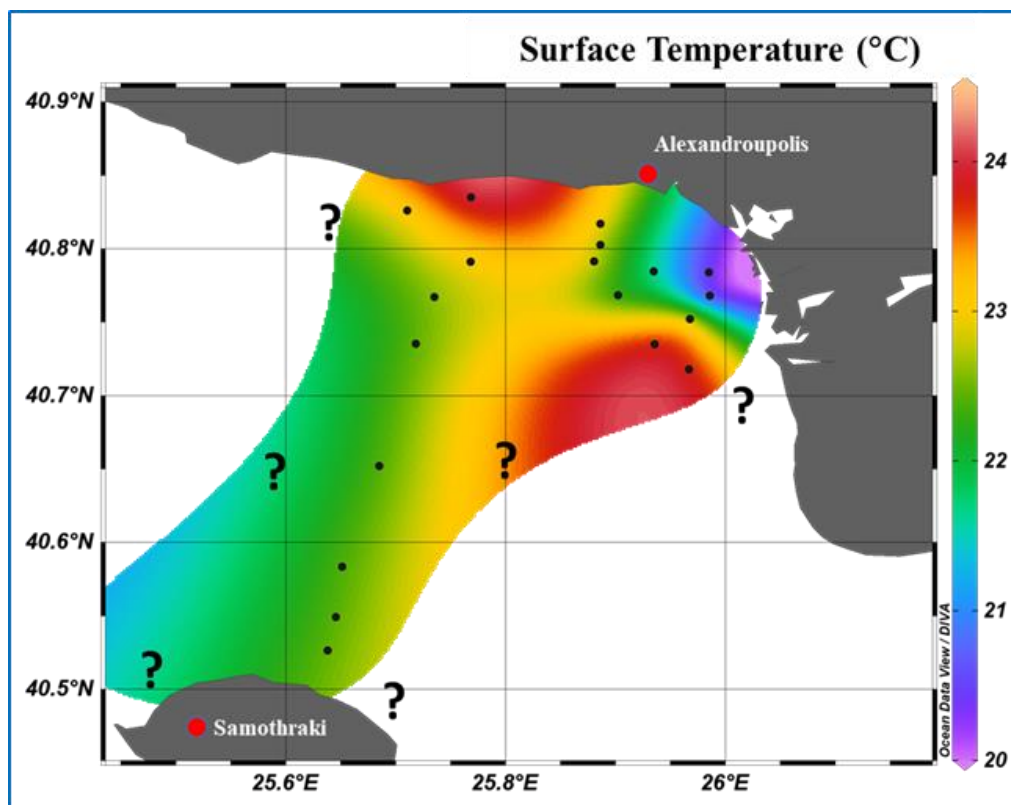
Τα βαθύτερα νερά έχουν τα αντίθετα χαρακτηριστικά, με μάζες αυξημένης πυκνότητας (~27 kg m⁻³) και αλατότητας (~37 psu) και μειωμένης θερμοκρασίας (~15 °C), ενώ το μέτωπο των δύο διαφορετικών μαζών, εντοπίζεται στα 38 psu. Τα χαρακτηριστικά των μαζών θεωρούνται αναμενόμενα, εάν ληφθεί υπόψιν ότι η μεγαλύτερη εισροή νερού από τη μαύρη Θάλασσα γίνεται στο τέλος της εαρινής-αρχές της θερινής περιόδου, όπου επικρατούσαν προηγουμένως έντονες βροχοπτώσεις με αυξημένες ποτάμιες απορροές όσων ποταμών εκβάλλουν σε αυτήν (Kanarska and Maderich 2008). Σημαντικό ρόλο παίζει ταυτόχρονα και η τοπική θαλάσσια κυκλοφορία, η οποία θα αναλυθεί παρακάτω.

Επιφανειακή κατανομή φυσικών ιδιοτήτων

Από την επιφανειακή κατανομή της αλατότητας εντοπίζονται υψηλές τιμές στα δυτικά παράλια και στην κεντρική περιφέρεια του κόλπου (~36 psu) , ενώ χαμηλότερες συναντώνται στο ανατολικό τμήμα, μπροστά από τις εκβολές του Έβρου (Σχήμα 5.4), με τις συνθήκες αυτές να αντιπροσωπεύουν θερινή περίοδο. Αντίστοιχα, η επιφανειακή κατανομή της θερμοκρασίας παρουσιάζει υψηλές τιμές (24 °C) στο ανατολικό παράκτιο τμήμα και μπροστά από τις εκβολές του ποταμού, ενώ μειώνονται προς τα ανοικτά και μια ψυχρή μάζα εμφανίζεται έντονα να εισέρχεται από το δυτικό τμήμα. Η παρουσία της ενδεχομένως να σχετίζεται με τη δράση του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης, ή τη θαλάσσια κυκλοφορία που επικρατεί στα δυτικά. Ταυτόχρονα, μια θερμή μάζα διακρίνεται μπροστά από τον λιμένα της Αλεξανδρούπολης στο βόρειο-κεντρικό τμήμα (Σχήμα 5.5). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι περιφερειακά η κατανομή δεν θεωρείται άκρως αξιόπιστη, καθώς βασίζεται στη μέθοδο γραμμικής προέκτασης (extrapolation) στα όρια της περιοχής μελέτης, που διαμορφώνεται από το λογισμικό επεξεργασίας των δεδομένων ODV (Ocean Data View).



Σχήμα 5.4 Επιφανειακή κατανομή αλατότητας στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης (1-2/06/2016).



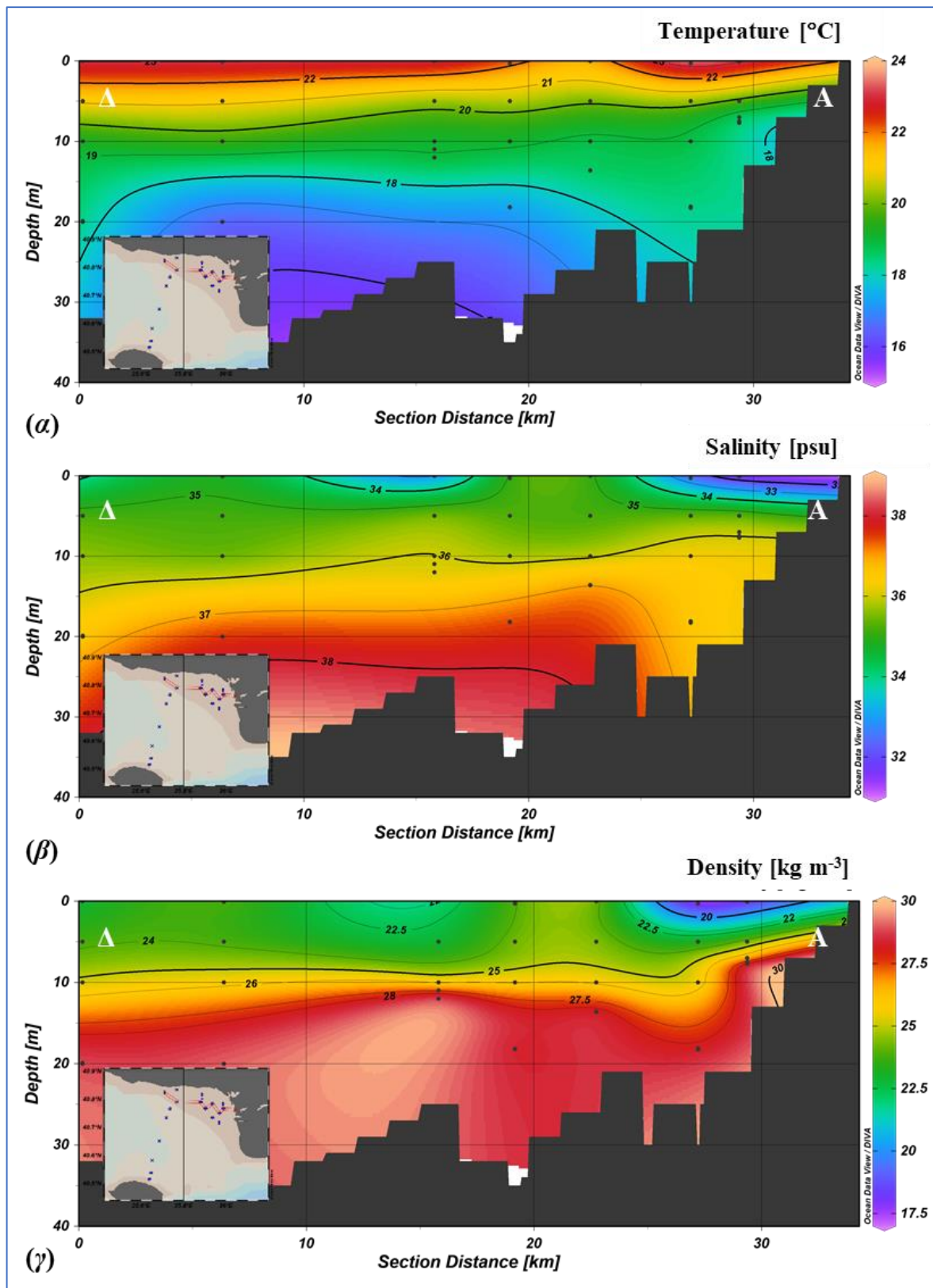
Σχήμα 5.5 Επιφανειακή κατανομή θερμοκρασίας στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης (1-2/06/2016).

Κατακόρυφη κατανομή φυσικών ιδιοτήτων

Από την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας στην ανατολική-κεντρική παράκτια περιοχή του κόλπου (τομή T1), αποδεικνύεται η θέρμανση των ρηχών υδάτων κατά την περίοδο αυτή και η έναρξη της εξάτμισής τους. Αυτό επιβεβαιώνεται στην τομή διεύθυνσης Δ-Α, η οποία ξεκινά από τα δυτικά παράλια της Αλεξανδρούπολης και φτάνει έως τις εκβολές του Έβρου στα ανατολικά και φτάνει έως (Σχήμα 5.6 α,β, γ). Επιπλέον, εξαιτίας της γεινίασης με το δέλτα του Έβρου και τις ποτάμιες απορροές, παρατηρείται έντονη διαφορά στις τιμές της αλατότητας και πυκνότητας μεταξύ των δύο κύριων μαζών, κάνοντας εμφανές το έντονο μέτωπο του αλοκλινούς, μεταξύ των δυο στρωμάτων (Σχήμα 5.6 β, γ). Η διαφορά θερμοκρασίας είναι μικρότερη (~3 °C), σε σχέση με τη διαφορά της αλατότητας, η οποία ξεπερνά την τιμή των 6 psu (Σχήμα 5.6 β) (Androulidakis et al. 2012).

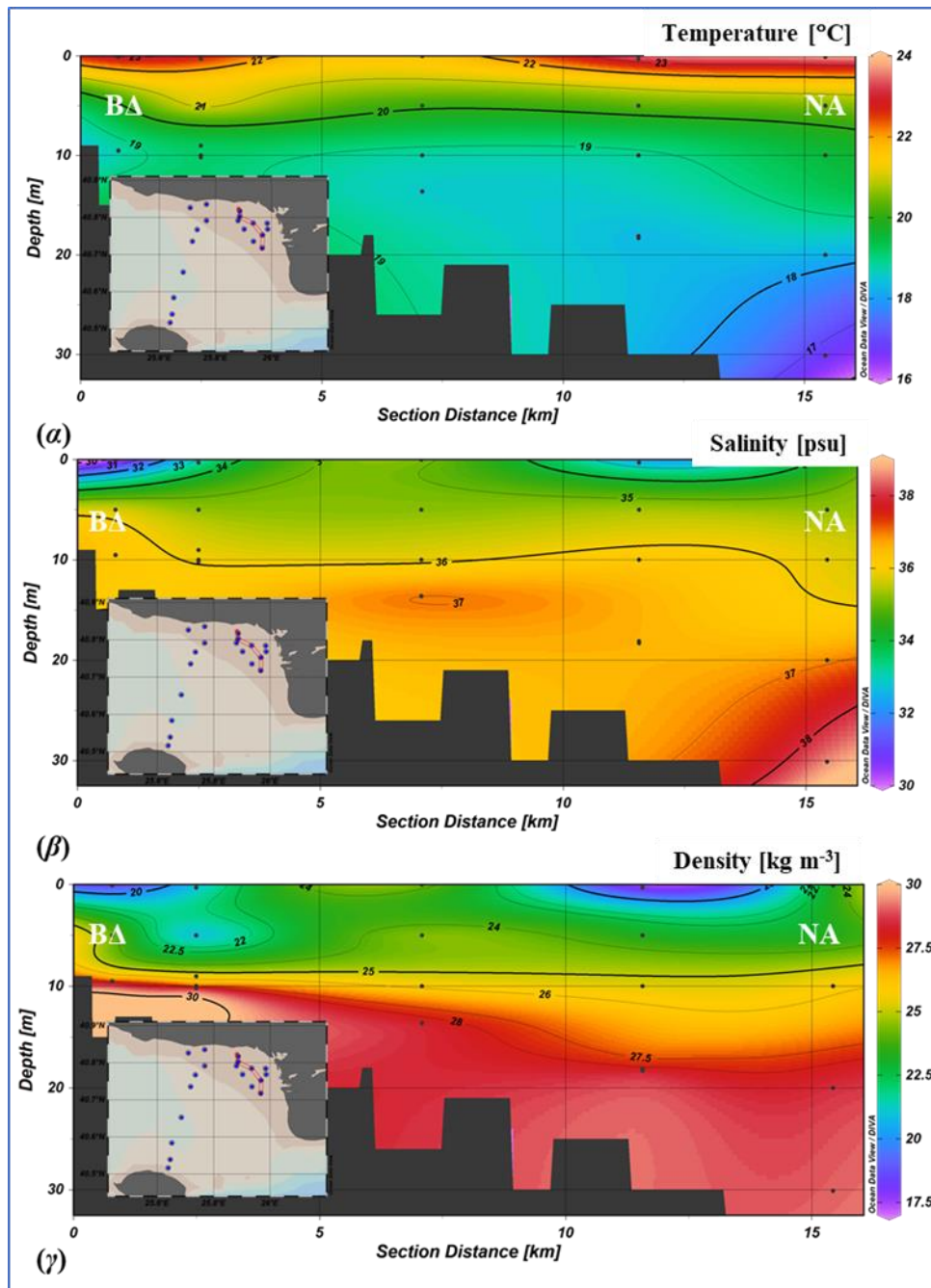
Επιπλέον, διακρίνεται μία αναθόλωση (upwelling) σε απόσταση ~10-15 km από το ανατολικό άκρο και το στόμιο του ποταμού, με τα βαθύτερα, πιο πυκνά και αλμυρά νερά χαμηλότερης θερμοκρασίας να αναδύονται προς την επιφάνεια. Η συγκεκριμένη κατανομή προέκυψε από δεδομένα σε δύο σταθμούς δειγματοληψίας (S3, S4), που πραγματοποιήθηκαν την πρώτη

ημέρα (1/6/2016), ενώ οι υπόλοιποι σταθμοί της τομής ανήκουν στη δεύτερη ημέρα δειγματοληψιών (2/6/2016). Το γεγονός αυτό πιθανόν να αιτιολογεί τη δημιουργία της αναθόλωσης και τη μη ομοιομορφία στην κατανομή, καθώς δεν επικρατούσαν οι ίδιες ακριβώς κλιματολογικές συνθήκες τις δύο ημέρες εργασιών πεδίου. Καθώς οι ανεμολογικές συνθήκες κατά τη διάρκεια της δειγματοληψίας ήταν κυρίως ΝΔ προέλευσης, πιθανόν η επιφανειακή μάζα νερού έχει μετακινηθεί παρασυρόμενη από τον άνεμο προς τα Β-ΒΑ. Ως συνέπεια, το υποεπιφανειακό στρώμα μεγαλύτερης αλατότητας αναδύεται στην επιφάνεια από τη ζώνη κοντά στην ακτογραμμή. Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται σε όλες τις τομές, πιο έντονα στο δυτικό τμήμα και λιγότερο προς τα ανατολικά, όπου η επίδραση του ανέμου είναι ασθενέστερη. Κατόπιν, μετά την ανάβλυση στην επιφάνεια, λόγω γεωστροφίας, η μάζα αυτή κινείται προς Β, κατά μήκος της παράκτιας ζώνης. Άλλη εξήγηση στηρίζεται στο μοντέλο κυκλοφορίας, όπου διαμορφώνεται ένα μέτωπο με αντίθετη κίνηση των νερών στο εξωτερικό όριο του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης (βλ. παρακάτω) που και αυτή δημιουργεί προϋποθέσεις ανάβλυσης.



Σχήμα 5.6 Κατακόρυφη κατανομή α. Θερμοκρασίας, β. Αλατότητας και γ. Πυκνότητας στην τομή διεύθυνσης Δ-Α, από τα δυτικά παράλια της πόλης της Αλεξανδρούπολης έως τις εκβολές του Έβρου (τομή T1).

Χαμηλές τιμές επιφανειακής αλατότητας και πυκνότητας εμφανίζονται και μπροστά από το στόμιο του Έβρου (Σχήμα 5.7β,γ) (τομή T2), μαρτυρώντας την ποτάμια προέλευσης εισροή γλυκού νερού στον κόλπο με υψηλότερες τιμές επιφανειακής θερμοκρασίας (Σχήμα 5.7α). Πιο συγκεκριμένα, διαμορφώνονται δύο επιφανειακοί πυρήνες εισροής γλυκών νερών, στο ΒΔ άκρο και σε απόσταση ~11 km προς τα νοτιοανατολικά.

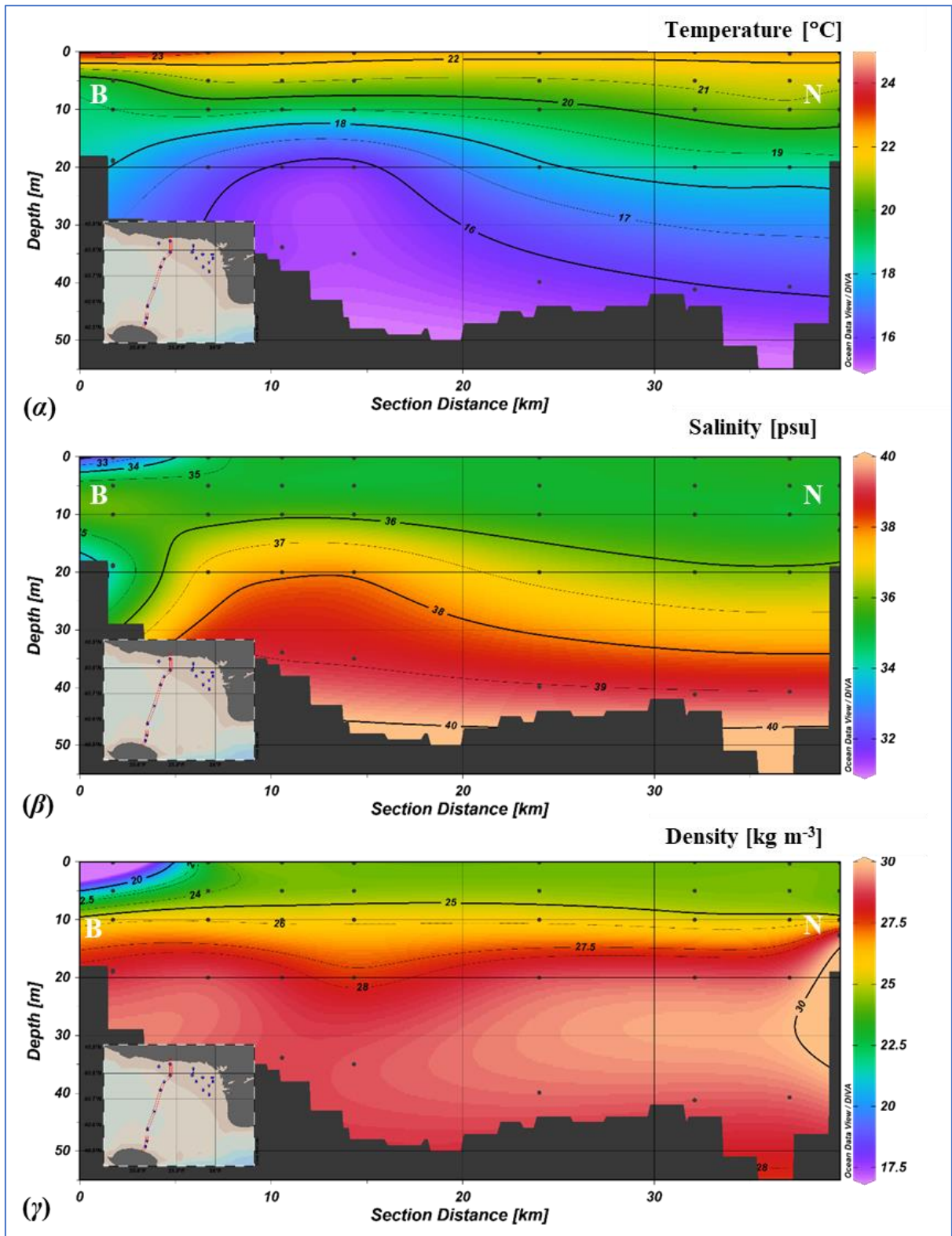


Σχήμα 5.7 Κατακόρυφη κατανομή α. Θερμοκρασίας, β. Αλατότητας και γ. Πυκνότητας στη τομή διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, μπροστά από τις εκβολές του Έβρου, στο εσωτερικό τμήμα του κόλπου της Αλεξανδρούπολης (τομή T2).

Και σε αυτή την τομή (T2) παρατηρείται η ίδια αναθόλωση της τομής T1, στις τιμές του σταθμού S3, ο οποίος ανήκει στην πρώτη ημέρα δειγματοληψίας (1/6/2016). Η ανάβλυση που δημιουργείται πιθανόν να είναι το αποτέλεσμα μιας τοπικής δίνης, της οποίας η κυκλωνική (αριστερόστροφη) κίνηση φέρνει βαθύτερα στρώματα στην επιφάνεια. Η κυκλωνική αυτή κίνηση στους σταθμούς S3-S4 εντοπίζεται και στο Σχήμα 5.13α με την επιφανειακή κυκλοφορία την 1/6/2016. Σε αντίστοιχα αποτελέσματα είχε καταλήξει και η έρευνα της [Καρδitsά \(2010\)](#), όπου αντίστοιχη ανάβλυση είχε παρατηρηθεί μετατοπισμένη νοτιότερα, υπό την επίδραση ΒΑ ανέμων.

Στο δυτικό τμήμα της περιοχής μελέτης η κατακόρυφη τομή διεύθυνσης Β-Ν (τομή T3) παρουσιάζει σχετικά υψηλές τιμές αλατότητας στις βαθιές μάζες, κάτω από τα 20 m βάθος (Σχήμα 5.8β), ενώ έντονα διαφαίνεται μια υπερκείμενη μάζα χαμηλότερης αλατότητας κατά μήκος όλης της τομής. Θερμοκρασιακά, διαμορφώνεται κι εδώ στρωμάτωση της στήλης με τα επιφανειακά νερά (έως 20 m) να έχουν μέγιστη θερμοκρασία 20-24 °C, ενώ στο βαθύτερο στρώμα η θερμοκρασία μειώνεται μεταξύ 16-18 °C (Σχήμα 5.8α). Εξαίρεση στη στρωμάτωση αποτελεί η περιοχή που βρίσκεται σε απόσταση ~10 km από τη βόρεια ακτογραμμή, όπου παρατηρείται μία αναθόλωση και στη θερμοκρασία και στην αλατότητα, σε βάθη μεταξύ ~12-30 m. Πρόκειται για το μέτωπο που σχηματίζεται, με απότομη αλλαγή της βαθυμετρίας και τη δημιουργία θερμοκλινούς, με απότομη μείωση της θερμοκρασίας και σχετική μείωση της πυκνότητας.

Στις 1-2 Ιουνίου 2016 η θερμοκρασία της επιφάνειας του νερού ήταν υψηλή (μέγιστη 24.04 °C), ενώ η αλατότητα επιφάνειας κυμάνθηκε μεταξύ 28.7 και 35.4 psu, αποδεικνύοντας την ύπαρξη ενός επιφανειακού στρώματος, τα χαρακτηριστικά του οποίου εξαρτώνται, είτε από την επίδραση του Έβρου στα ανατολικά, είτε από την εισχώρηση των νερών της Μαύρης Θάλασσας στην ευρύτερη περιοχή ([Velaoras and Lascaratos 2010](#)). Γενικά, στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης παρατηρείται μία στρωμάτωση της υδάτινης στήλης, αποτελούμενη από ένα επιφανειακό στρώμα χαμηλής αλατότητας, χαμηλής πυκνότητας και υψηλής θερμοκρασίας και ένα βαθύτερο (>20 m βάθος) υψηλότερης αλατότητας και πυκνότητας και αρκετά μειωμένης θερμοκρασίας. Η ίδια υδάτινη στρωμάτωση έχει παρατηρηθεί και από την [Pazi \(2008\)](#), όπου το επιφανειακό στρώμα νερού με χαρακτηριστικά χαμηλής αλατότητας καταλαμβάνει τα πρώτα 20-40 m της υδάτινης στήλης με προέλευση τον κόλπο του Σάρου, ενώ υπόκειται ένα θερμότερο στρώμα, υψηλότερης αλατότητας και πυκνότητας, το οποίο σχηματίζεται τοπικά, από τις τοπικές μάζες κάτω από το επιφανειακό στρώμα ([Vervatis et al. 2011](#)).



Σχήμα 5.8 Κατακόρυφη κατανομή α. Θερμοκρασίας, β. Αλατότητας και γ. Πυκνότητας σε τομή διεύθυνσης Β-Ν, από τα δυτικά παράλια της Αλεξανδρούπολης έως τα βόρεια παράλια της Σαμοθράκης (τομή Τ3).

Αντίστοιχα, στο δυτικό τμήμα και σε βάθη έως 20 m, συναντώνται τα χαμηλής αλατότητας νερά της Μαύρης Θάλασσας, τα οποία μεταφέρονται στην περιοχή μέσω του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης (Zervakis and Georgopoulos 2002). Μαζί τους μεταφέρεται ποσότητα αιωρούμενης ύλης, η οποία διανέμεται μέσω της κυκλοφορίας (Souvermezoglou, Krasakopoulou, and Pavlidou 2014). Παρ' όλα αυτά, η ροή χαμηλής αλατότητας νερών Μαύρης Θάλασσας φαίνεται να είναι ομοιογενής, υποδηλώνοντας πιθανή ασθενή αντικυκλωνική δραστηριότητα και/ή αυξημένη ροή πριν από τη δειγματοληψία.

Στην παράκτια ζώνη της ανατολικής πλευράς παρατηρείται η εισροή χαμηλής αλατότητας μαζών, με κίνηση προς βορρά από τις εκβολές του Έβρου, ειδικά την ημέρα της δειγματοληψίας, όπου έπνεαν ΝΝΔ άνεμοι. Αντίθετα, στη δυτική παράκτια ζώνη εμφανίζονται αλμυρότερες μάζες νερού, υπό την επίδραση ΒΑ ανέμων που έπνεαν τις προηγούμενες ημέρες, προκαλώντας ανάβλυση της υποεπιφανειακής αλμυρότερης μάζας στο επιφανειακό στρώμα. Υπό την επίδραση της δύναμης Coriolis και της κίνησης Ekman, η μάζα αυτή στρέφεται προς βορρά και ακολουθεί κίνηση κατά μήκος της παράκτιας ζώνης.

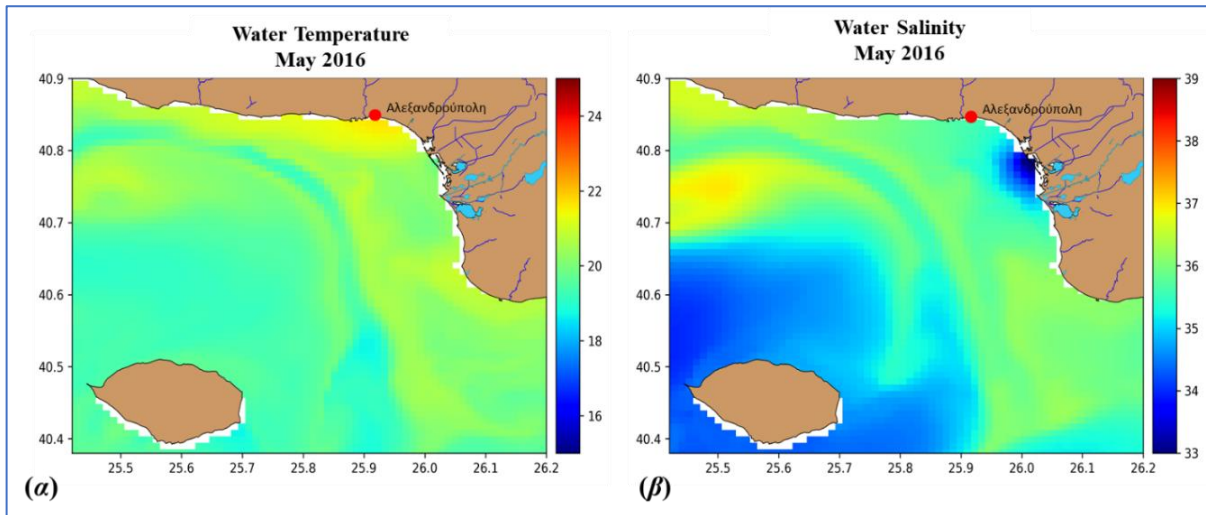
5.1.1.3 Μοντέλο Θαλάσσιας Κυκλοφορίας

Για την περαιτέρω ερμηνεία των υδροδυναμικών συνθηκών και της διασποράς του αιωρούμενου υλικού στο Β. Αιγαίο Πέλαγος, έγινε χρήση του υδροδυναμικού μοντέλου ELCOM για τη περίοδο των μετρήσεων.

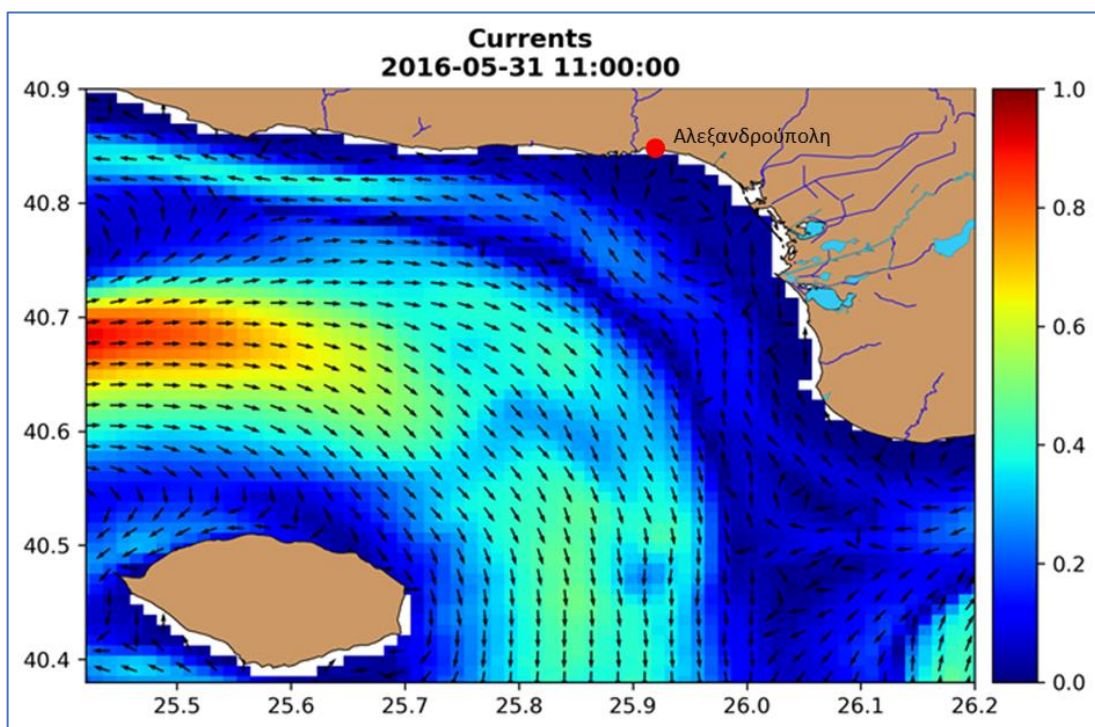
Σύμφωνα με το μοντέλο κυκλοφορίας, στο τέλος της εαρινής περιόδου (26-31/5/2016) ο κόλπος της Αλεξανδρούπολης χαρακτηρίζεται από μέση θερμοκρασία υδάτων ~20-22 °C, με τις μέγιστες τιμές να εμφανίζονται στη βόρεια παράκτια ζώνη και το λιμάνι της Αλεξανδρούπολης (Σχήμα 5.9α). Ταυτόχρονα, εντοπίζεται μία στενή λωρίδα ψυχρότερων μαζών (~19 °C) να κινείται από ΝΑ και τα στενά των Δαρδανελλίων προς τα ΒΔ, δημιουργώντας ένα μέτωπο μεταξύ της δυτικής παράκτιας ζώνης και της Σαμοθράκης.

Ο ποταμός Έβρος παρουσιάζει τον Μάιο αρκετά μεγάλη παροχή εκροής. Έτσι, τα γλυκά νερά του ποταμού, υπό την επίδραση των συνεχών βορειοανατολικών ανέμων σε συνδυασμό με την επίδραση της δύναμης Coriolis, ωθούνται κατά μήκος της βόρειας ακτογραμμής του Θρακικού Πελάγους (Σχήμα 5.10). Αυτό επιβεβαιώνεται και από προηγούμενες μελέτες στην περιοχή, όπου η συνεχής πνοή των βορειοανατολικών ανέμων φαίνεται πως μετακινεί τα βόρεια όρια του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης προς τις ακτές του Βιστωνικού Κόλπου, δημιουργώντας έτσι μια ελλειπτική τροχιά, με μικρή ταχύτητα περίπου 0.05 m s^{-1} (Κόκκος, 2017). Ένα

μικρό τμήμα των γλυκών νερών του ποταμού κινείται προς τα νότια τείνοντας να ενωθεί με τα υφάλμυρα νερά που ρέουν στον αντικυκλώνα της Σαμοθράκης. Η αλατότητα του κόλπου διατηρεί χαμηλές τιμές, οι οποίες κυμαίνονται από 33 psu στο δέλτα του ποταμού και περιφερειακά της Σαμοθράκης έως και 37 psu στα δυτικά του κόλπου (Σχήμα 5.9β).



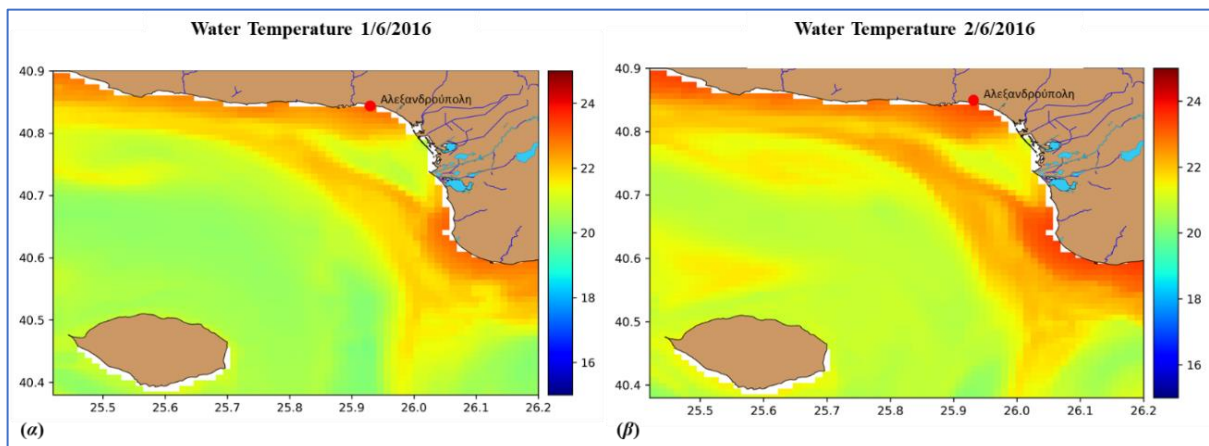
Σχήμα 5.9 Επιφανειακή α. θερμοκρασία ($^{\circ}\text{C}$) και β. αλατότητα (psu) στον Κόλπο της Αλεξανδρούπολης τέλη Μαΐου 2016.



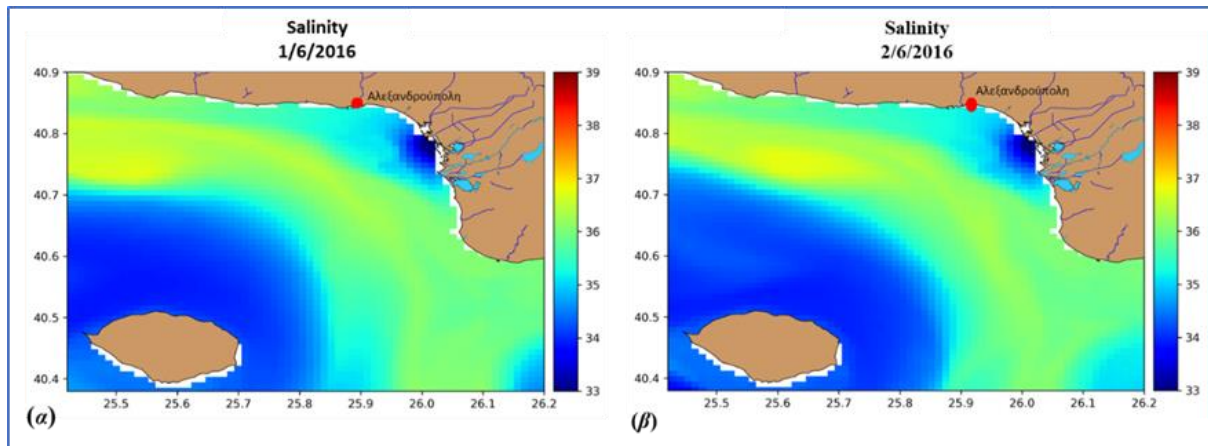
Σχήμα 5.10 Επιφανειακή αλατότητα (psu) και κυκλοφορία (m s^{-1}) στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης στο τέλος Μαΐου 2016.

Κατά τη διάρκεια της δειγματοληψίας (1-2/6/2016) η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας κυμάνθηκε μεταξύ 20-24 °C, με τις μέγιστες τιμές να συναντώνται στη βόρεια παράκτια ζώνη και νότια από το στόμιο του ποταμού Έβρου (Σχήμα 5.11). Ελάχιστα αυξημένη (1 °C) παρουσιάστηκε η επιφανειακή θερμοκρασία στις 2/6/2016 σε σχέση με την προηγούμενη ημέρα, σε όλη την έκταση της περιοχής μελέτης. Γενικά, πρόκειται για αυξημένες τιμές θερμοκρασίας, οι οποίες συνδέονται με εποχιακή θέρμανση των επιφανειακών υδάτων. Αντίστοιχες τιμές επιφανειακής θερμοκρασίας έχουν παρατηρηθεί τον ίδιο μήνα προηγούμενων χρόνων (2005-2008) από τους [Torouzelis et al. \(2012\)](#), από την επεξεργασία δορυφορικών εικόνων MODIS.

Αντίστοιχα, η αλατότητα και τις δύο μέρες παρουσίασε παρόμοια διακύμανση, με μέση τιμή ~35 psu. Η χωρική διακύμανση δεν εμφανίζει σημαντικές διαφορές με την προηγούμενη εβδομάδα (26-31/5/2016), εντοπίζοντας χαμηλές συγκεντρώσεις αλατότητας στα γλυκά ποτάμια νερά στο ανατολικό τμήμα, καθώς και περιμετρικά της Σαμοθράκης, κατά μήκος της αντικυκλωνικής φοράς κίνησης των υδάτινων μαζών (Σχήμα 5.12).



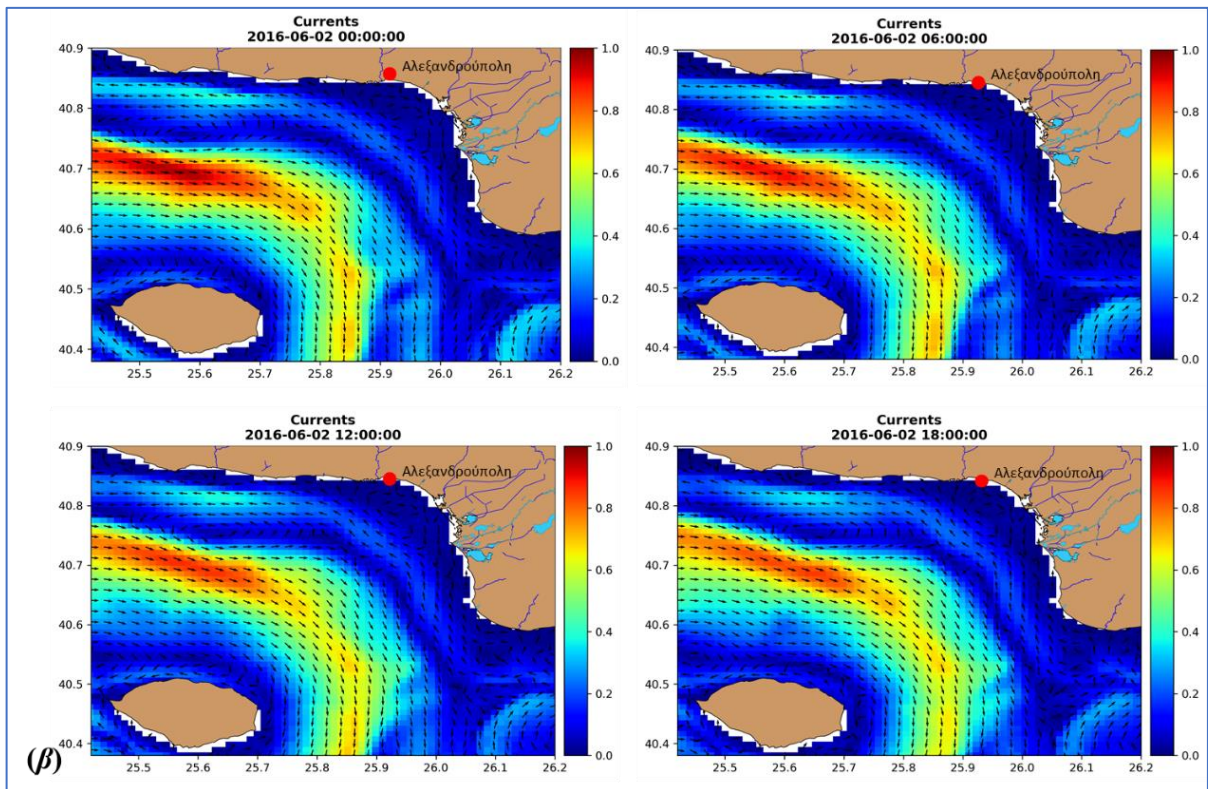
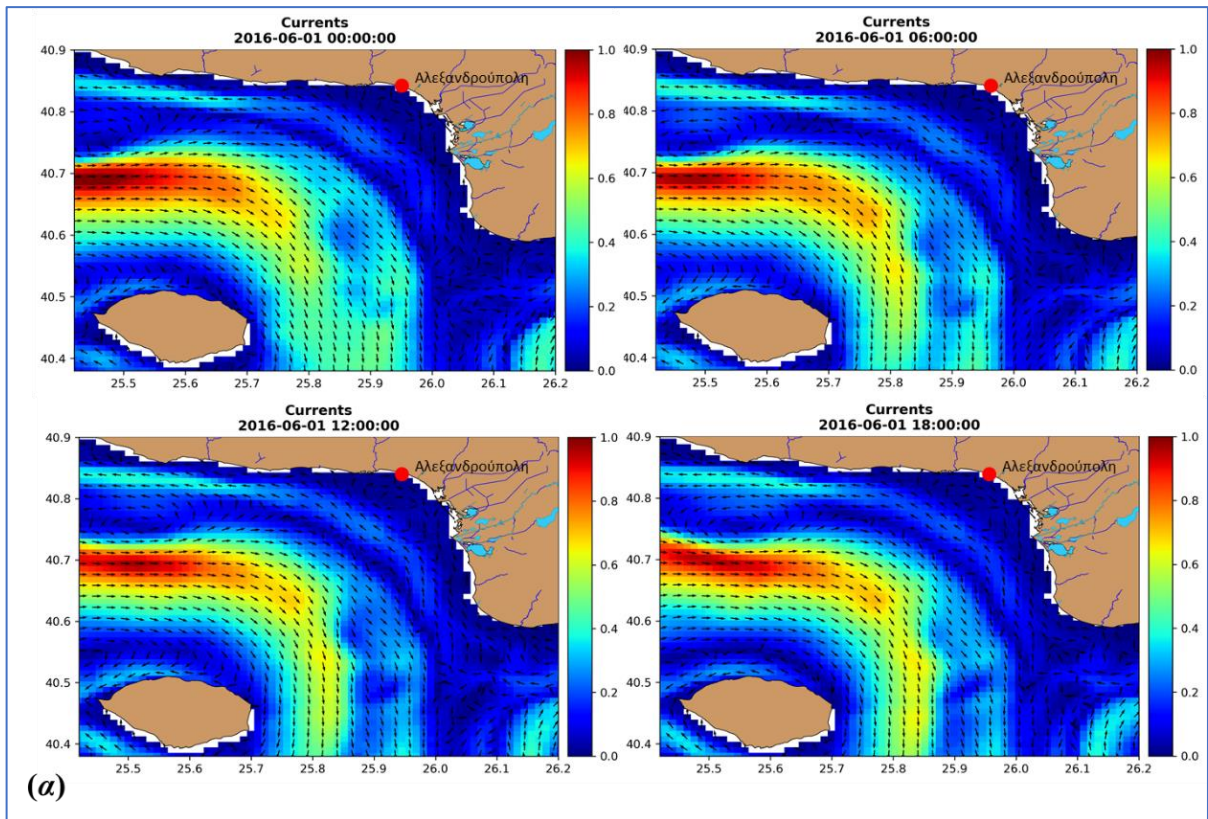
Σχήμα 5.11 Επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας (°C) στις α. 1/6/2016 και β. 2/6/2016, στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης.



Σχήμα 5.12 Επιφανειακή αλατότητα (psu) στις α. 1/6/2016 και β. 2/6/2016, στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης.

Η γενική επιφανειακή κυκλοφορία κατά τη διάρκεια των δύο ημερών δειγματοληψίας συνοψίζεται στο Σχήμα 5.13α για την 1/6/2016 και στο Σχήμα 5.13β για τις 2/6/2016, όπου ανά έξι ώρες περιγράφεται η κατάσταση κυκλοφορίας στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης από την εφαρμογή του μαθηματικού μοντέλου.

Σε όλα τα στιγμιότυπα της πρώτης ημέρας (Σχήμα 5.13α) έντονη είναι η παρουσία του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης με ισχυρά ρεύματα έως και 1 m s^{-1} . Είναι χαρακτηριστικό ότι η αντικυκλωνική κυκλοφορία καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος μεταξύ Σαμοθράκης και Θράκης, ενώ εξασθενεί προοδευτικά κινούμενη ανατολικά της Σαμοθράκης, όπου λαμβάνει νότια κατεύθυνση. Τα όρια του αντικυκλώνα εντοπίζονται $\sim 10 \text{ km}$ νοτιότερα των βόρειων ακτογραμμών της Θράκης και $\sim 10 \text{ km}$ βορειότερα της βόρειας ακτογραμμής της Σαμοθράκης, με τον κύριο όγκο να είναι μετατοπισμένος προς βορρά, πλησίον της θρακικής παράκτιας ζώνης.



Σχήμα 5.13 Επιφανειακή κυκλοφορία (m s^{-1}) στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης ανά έξι ώρες α. στις 1/6/2016 και β. 2/6/2016. Η επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου ήταν ΝΔ την 1/6/2016 και ΝΝΔ στις 2/6/2016.

Η κίνηση αυτή έχει παρατηρηθεί και από τον Somarakis (2002), όπου σε μετρήσεις την ίδια εποχή (Ιούνιος 1995) η φορά κίνησης των επιφανειακών ρευμάτων ταυτίζεται με τα αντίστοιχα του μοντέλου στο Σχήμα 5.13. Ενδιαφέρον παρουσιάζει ένα ρεύμα σχετικά κοντά στην ακτή που κινείται αντίθετα (κυκλωνικά), με εξ ίσου σημαντικές ταχύτητες ροής. Μεταξύ των αντίθετα κινούμενων ροών φαίνεται να αναπτύσσεται μια ζώνη με αποκλίνουσες κατευθύνσεις. Περίπου την ίδια εικόνα έχουμε και κατά τη 2η ημέρα (Σχήμα 5.13β) δειγματοληψίας με διαφορά την ελαφρά μείωση της ταχύτητας ροής και τον περιορισμό προς νότο της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας σε όφελος (χωρικά) της παράκτιας κυκλωνικής, που και αυτή παρουσιάζεται ελαφρά εξασθενημένη σε σχέση με την προηγούμενη ημέρα.

Η κυκλοφορία αυτή συνδυάζεται με την εισαγωγή στη περιοχή του Κόλπου της Αλεξανδρούπολης νερών μικρότερης αλατότητας (<35 psu) και θερμοκρασίας (<21.5 °C), ενώ η κυκλωνική κυκλοφορία φέρεται να μεταφέρει θερμότερα (>22 °C) και αλμυρότερα (>35.5 psu) νερά, προς το δυτικό τμήμα της περιοχής μελέτης. Στα προαναφερόμενα σχήματα φαίνεται και η επιρροή της εκροής του ποταμού Έβρου, με νερά θερμοκρασίας 21-22 °C και αλατότητα <34 psu, τα οποία μάλιστα δείχνουν να εξαπλώνονται προς Α-ΒΑ παρασυρόμενα και από την κυκλωνική κίνηση των νερών και τη δύναμη Coriolis (Yüce 1995). Μελέτες επιβεβαιώνουν τη μειωμένη αλατότητα των επιφανειακών υδάτινων στρωμάτων, η οποία μεγιστοποιείται στο βορειοανατολικό άκρο του Β. Αιγαίου (Tzali et al. 2010).

Αξίζει να σημειωθεί ότι οι προσομοιωμένες τιμές επιφανειακής θερμοκρασίας και αλατότητας του μοντέλου έρχονται σε πλήρη συμφωνία με τις αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου, αποδίδοντας εκατέρωθεν τιμές επιφανειακής θερμοκρασίας μεταξύ 20-24 °C και μέσης αλατότητας ~34 psu. Το γεγονός αυτό, επιβεβαιώνει αμφοτέρωθεν την αξιοπιστία και ακρίβεια των δύο μεθόδων, ενισχύοντας, στη μεν επιτόπια μέτρηση, τα χαμηλά ποσοστά αβεβαιότητας κατά τη διεξαγωγή της και στη δε μοντελοποιημένη εκτίμηση, το χαμηλό εύρος σφάλματος.

5.1.1.4 Διασπορά αιωρούμενου υλικού

Επιφανειακή κατανομή

Κατά τη διάρκεια της δειγματοληψίας πραγματοποιήθηκε συλλογή αιωρούμενου υλικού από την υδάτινη στήλη (στο εξής θα ονομάζεται *in-situ* SPM), προκειμένου να διερευνηθεί η διασπορά του στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης και η σύνδεσή του με την ποτάμια απορροή

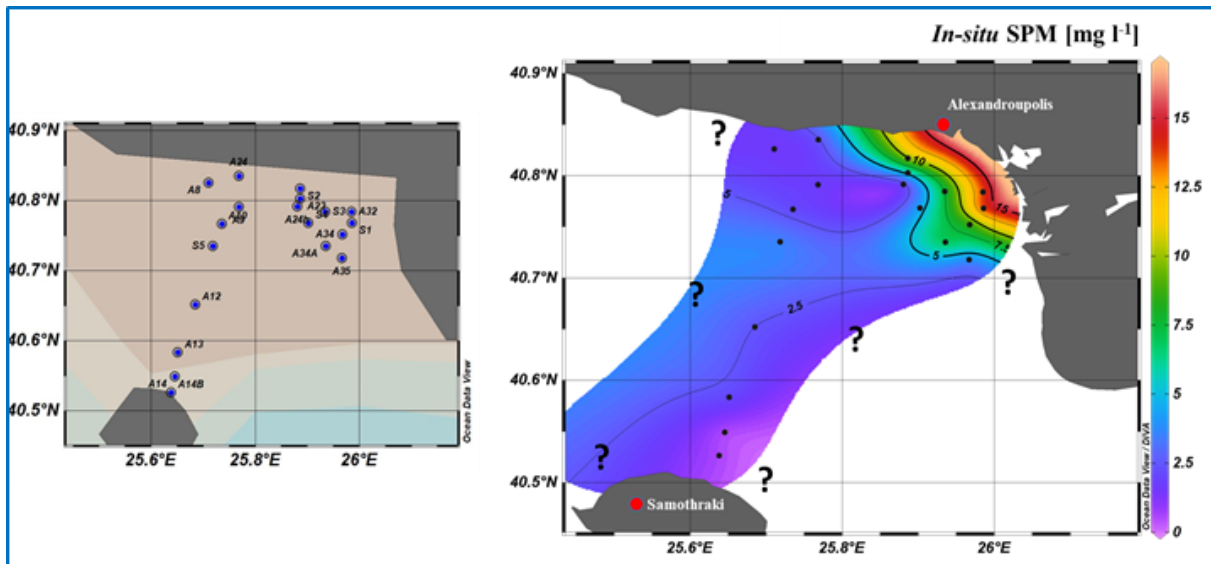
και την εξάπλωση του πλούμιου (plume) του ποταμού Έβρου, που είναι και η κύρια πηγή εισροής αιωρούμενης ύλης στην περιοχή.

Στα επιφανειακά δείγματα νερού (0.5 m βάθος) που συλλέχθηκαν στις 1-2 Ιουνίου 2016 οι συγκεντρώσεις της επιφάνειας κυμαίνονταν μεταξύ 0.32-15.76 mg l⁻¹ (Πίνακας 5.2).

Γενικά οι τιμές μακριά από το στόμιο του ποταμού είναι < 5 mg l⁻¹ (στα απομακρυσμένα σημεία <2.5 mg l⁻¹) και θεωρούνται σημαντικές για την ανοικτή θάλασσα, όταν για παράδειγμα αντίστοιχες μετρήσεις στις εκβολές ποταμών στον Θερμαϊκό κόλπο (Αξιός, Αλιάκμονας, Πηνειός) παρουσιάζουν τιμές SPM <2 mg l⁻¹ σε περίοδο χαμηλών απορροών των ποταμών (Kombiadou and Krestenitis 2012, Karageorgis et al. 2012). Οι τιμές πάντως είναι, σε γενικά πλαίσια, χαρακτηριστικές των ποταμών που εκβάλλουν στο Β. Αιγαίο και το Θερμαϊκό κόλπο σε περιόδους χαμηλών απορροών (Violintzis et al. 2009; Karageorgis and Anagnostou 2001), δίχως να παρουσιάζεται κάποια μεγάλη απόκλιση. Εξάιρεση αποτελεί η περιοχή πέριξ των εκβολών, όπου οι συγκεντρώσεις αυξάνουν ξεπερνώντας τα 15 mg l⁻¹ πολύ κοντά στο στόμιο του ποταμού (Σχήμα 5.14). Από την κατανομή του SPM προκύπτει ότι η επιρροή της εξάπλωσης των νερών του ποταμού είναι κυρίως προς ΔΝΔ και προς ΔΒΔ. Η χωρική αυτή κατανομή φαίνεται να συνδυάζεται και με την παράκτια κυκλωνική κυκλοφορία όπως αυτή περιγράφεται στην ενότητα 5.1.1.3.

Πίνακας 5.2 Συγκεντρώσεις επιφανειακού αιωρούμενου υλικού (*in-situ* SPM) στις θέσεις δειγματοληψίας (1-2 Ιουνίου 2016).

Σταθμός	<i>in-situ</i> SPM (mg l ⁻¹)	Σταθμός	<i>in-situ</i> SPM (mg l ⁻¹)	Σταθμός	<i>in-situ</i> SPM (mg l ⁻¹)
S1	15.7	A14	0.331	A35	3.16
S3	7.26	A14b	0.732	A10	2.07
S4	4.75	S2	11.2	A9	2.01
S5	3.71	A32	13.1	A8	1.80
A12	2.42	A34	7.25	A24b	0.763
A13	2.28	A34a	8.15	A24	2.00
				A23	4.95

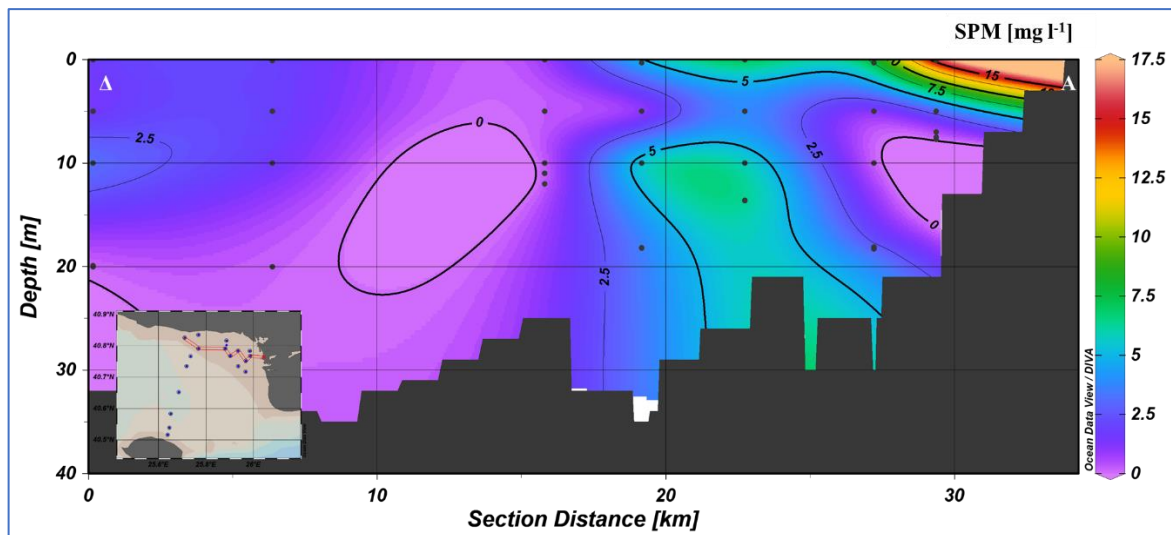


Σχήμα 5.14 Συγκεντρώσεις επιφανειακού αιωρούμενου υλικού (*in-situ* SPM) στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης με τις θέσεις δειγματοληψίας (1-2 Ιουνίου 2016).

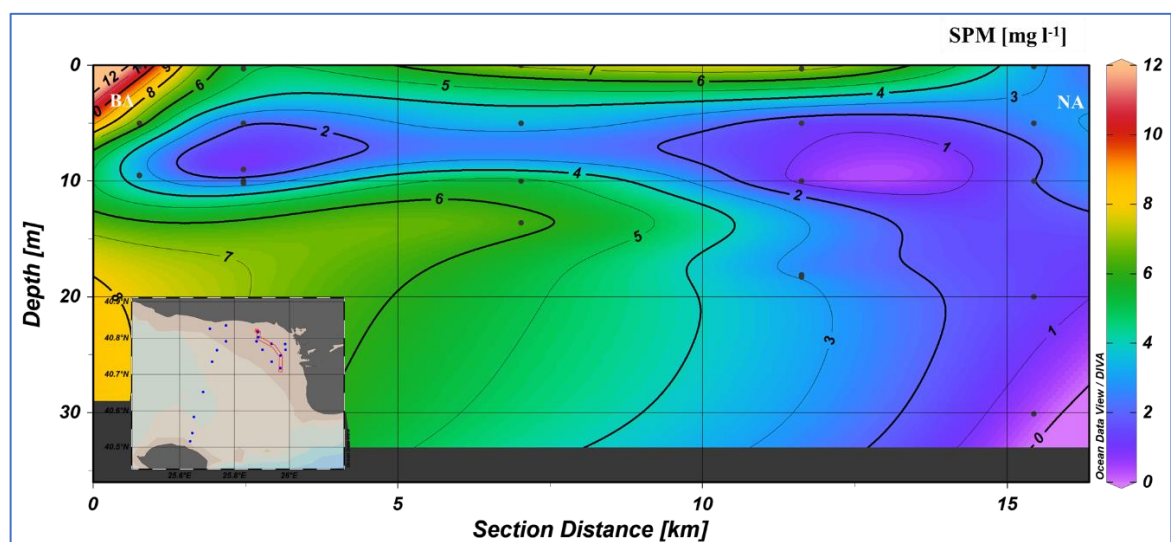
Σε περιόδους υψηλών παροχών ή μετά από πλημμυρικά γεγονότα αναμένονται αυξημένες (δεκαπλάσιες) επιφανειακές συγκεντρώσεις (20.2 mg l^{-1}) να καλύπτουν μεγαλύτερο μέρος του Κόλπου, όπως έχουν δείξει παλαιότερες μελέτες (Karditsa, 2010; Kanellopoulos et al., 2009).

Κατανομή στη στήλη του νερού

Συνολικά, κοντά στο στόμιο του Έβρου (Σχήμα 5.15) συναντώνται υψηλές συγκεντρώσεις *in-situ* SPM στην επιφάνεια (έως ~3 m βάθος), οι οποίες σχηματίζουν το πλούμιο του Έβρου, με χαμηλή αλατότητα, υποδηλώνοντας έτσι την καθαρά ποτάμια προέλευσή του. Η διασπορά του SPM φαίνεται να κατευθύνεται προς βορρά, πλησιάζοντας τα παράλια της Αλεξανδρούπολης (Σχήμα 5.16), με αυξημένες τιμές που αγγίζουν τα $\sim 10\text{-}12 \text{ mg l}^{-1}$. Οι αυξημένες αυτές τιμές στο ΒΔ άκρο του Σχήματος 5.16 εμφανίζονται τόσο στο επιφανειακό στρώμα, όσο και βαθύτερα (>10 m), μαρτυρώντας διεργασίες επαναιώρησης που σχετίζονται με τον λιμένα της Αλεξανδρούπολης. Περαιτέρω, υπεράκτια (απόσταση 25-30 km) προς τα δυτικά εξακολουθούν να υπάρχουν τοπικά αυξημένες συγκεντρώσεις SPM, με τον κύριο όγκο τους να σχηματίζεται στο πυκνοκλινές, μεταξύ 10-20 m βάθος (Σχήμα 5.15) (Karageorgis et al. 2012).



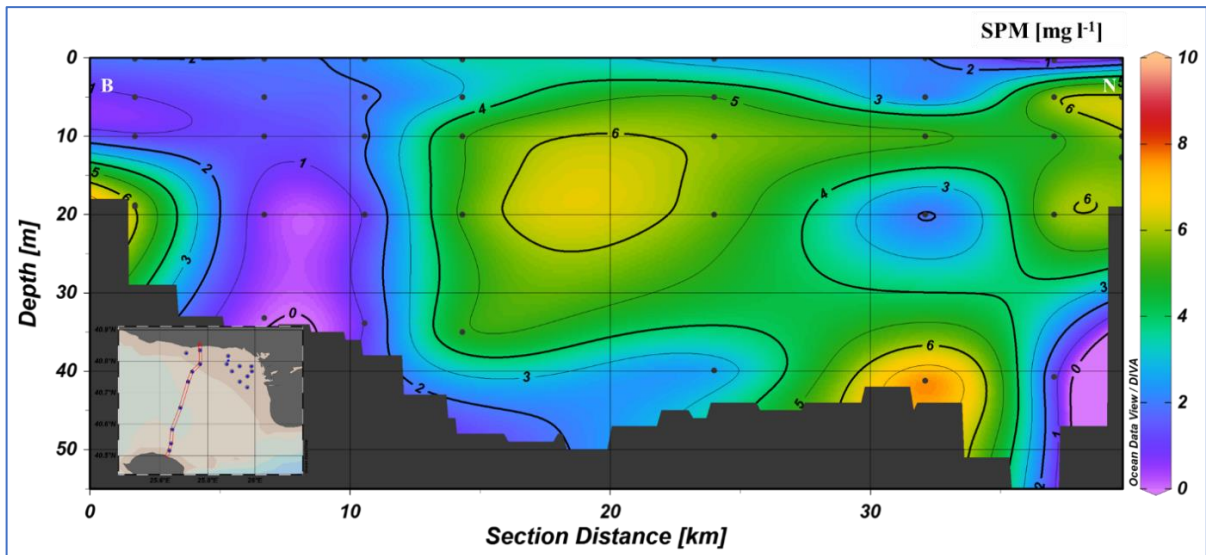
Σχήμα 5.15 Κατακόρυφη κατανομή αιωρούμενου υλικού σε τομή Δ-Α, από τα δυτικά παράλια της Αλεξανδρούπολης έως μπροστά από τις εκβολές του Έβρου (τομή T1).



Σχήμα 5.16 Κατακόρυφη κατανομή αιωρούμενου υλικού σε τομή ΒΔ-ΝΑ, μπροστά από τις εκβολές του Έβρου (τομή T2).

Παρ' όλ' αυτά, μεγαλύτερες συγκεντρώσεις βαθύτερα (Σχήμα 5.17), μπορεί να σχετίζονται είτε με διασπορές προγενέστερες της δειγματοληψίας, είτε με αιωρούμενο υλικό που μεταφέρεται μέσω των νερών της Μαύρης Θάλασσας, που διαμόρφωσαν τοπικά μια γενικά αυξημένη εικόνα έως τα ~50 m βάθος. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι το νερό με χαρακτηριστικά Μαύρης Θάλασσας φαίνεται να συγκρατείται σε απόσταση μεγαλύτερη από ~10 km από την ηπειρωτική Ελλάδα στα βόρεια (περιοχή μετώπου και απότομης αλλαγής της βαθυμετρίας), ωστόσο νοτιότερα εκτείνεται μέχρι την ακτή του νησιού Σαμοθράκη, όπου η τοπικά υψηλή

συγκέντρωση SPM καταγράφεται μόλις κάτω από την επιφάνεια (5 m βάθος και κάτω). Αυτή η υψηλή συγκέντρωση SPM φαίνεται να σχετίζεται με την προαναφερθείσα υδρολογία που λαμβάνει χώρα βορειότερα της Σαμοθράκης και δεν οφείλεται στο πλούμιο του Έβρου. Στο βόρειο και νότιο άκρο της τομής στο Σχήμα 5.17 υπάρχει αυξημένη συγκέντρωση SPM στους σταθμούς πλησίον της ακτογραμμής, αποδίδεται στην επαναιώρηση των ιζημάτων. Επιπλέον, κατά μήκος της ίδιας τομής (Σχήμα 5.17) και ενδιάμεσα των δύο υψηλών συγκεντρώσεων SPM, σε απόσταση ~5-10 km από τα βόρεια παράλια, παρατηρούνται μειωμένες τιμές SPM σε όλα τα βάθη (0-35 m). Αυτή η χαμηλή συγκέντρωση μπορεί να σχετίζεται με την τοπική επιφανειακή κυκλοφορία και την παρουσία ισχυρού ρεύματος που κινείται προς τα δυτικά (Σχήμα 5.13β).



Σχήμα 5.17 Κατακόρυφη κατανομή του αιωρούμενου υλικού σε τομή B-N, από τα δυτικά παράλια της Αλεξανδρούπολης έως τα βόρεια παράλια της Σαμοθράκης (τομή T3).

5.1.2 Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός

5.1.2.1 Μετεωρολογικές συνθήκες

Οι επικρατούντες άνεμοι την τριετία 2016-2018 είναι διευθύνσεων κυρίως ΑΒΑ (72.2%), ενώ σε μικρότερη συχνότητα πνέουν επίσης άνεμοι ΒΑ (8.3%), ΔΒΔ (8.3%), ΒΔ (5.5%) και Δ (5.5%) διευθύνσεων. Η συνηθέστερη μέση ένταση των ανέμων δεν ξεπερνά κατά τους καλοκαιρινούς μήνες το 1 Beaufort, ενώ τα μέγιστα των εντάσεων (8 Beaufort), παρουσιάστηκαν τον μήνα Φεβρουάριο και Δεκέμβριο του έτους 2016, τον Ιούλιο του έτους 2017 και τον Οκτώβριο του 2018, με επικρατούσα ΒΑ-ΑΒΑ διεύθυνση ανέμων. Γενικά, από τα δεδομένα του ανεμολογικού καθεστώτος, προκύπτει ότι η περιοχή επηρεάζεται κυρίως από κυματισμούς ΑΒΑ και ΔΒΔ προέλευσης.

Πιο συγκεκριμένα, οι ανεμολογικές συνθήκες για την περίοδο της δειγματοληψίας (08/06/2018) παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.3. Πρόκειται για δεδομένα οκτώ ημερών πριν τη δειγματοληψία, καθώς και κατά τη διάρκεια αυτής (31/05 - 08/06 2018), βάσει των οποίων διαμορφώνεται το ανεμολογικό καθεστώς τις συγκεκριμένες ημερομηνίες στην υπό μελέτη περιοχή.

Πίνακας 5.3 Ημερήσιες μέσες τιμές έντασης και διεύθυνσης ανέμων κατά την περίοδο 31/05 - 08/06 2018 στις εκβολές του Πηνειού ποταμού, μαζί με την ώρα τη μέγιστης έντασης ανέμου.

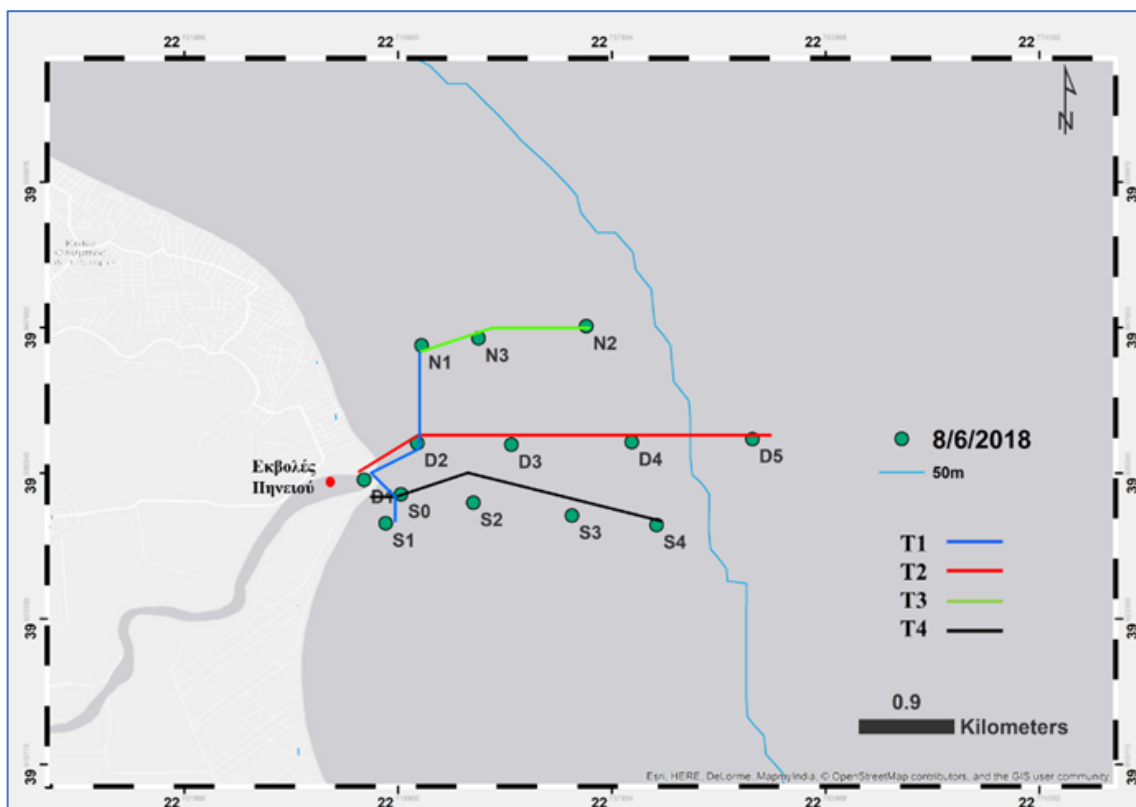
Ημερομηνία	Μέση ταχύτητα Ανέμου (km/hr)	Beaufort	Διεύθυνση	Μέγιστη Ταχύτητα Ανέμου (km/hr)	Beaufort	Ώρα
31/05/2018	5.0	1	ΒΒΔ	33.8	5	16:00
01/06/2018	2.9	1	ΑΒΑ	25.7	4	13:30
02/06/2018	4.9	1	ΑΒΑ	35.4	5	13:40
03/06/2018	5.0	1	ΑΒΑ	27.4	4	15:30
04/06/2018	2.9	1	ΑΒΑ	24.1	4	13:50
05/06/2018	3.4	1	ΑΒΑ	25.7	4	16:10
06/06/2018	5.0	1	ΑΒΑ	29.0	4	17:00
07/06/2018	6.3	1	ΑΒΑ	27.4	4	15:50
08/06/2018	8.1	2	ΑΒΑ	33.8	5	13:50

Την περίοδο της δειγματοληψίας στις εκβολές του Πηνειού ποταμού, η μέση ένταση ανέμου ήταν 1 Beaufort, με κύριες διευθύνσεις ΑΒΑ και ΒΒΔ. Ειδικότερα, κατά τη διάρκεια της

δειγματοληψίας (08/06/2016) επικρατούσαν συνθήκες σχεδόν άπνοιας, με μεμονωμένα γεγονότα αύξησης της έντασης του ανέμου (5 Beaufort), μετά τις 13:50 (περί τη λήξη της δειγματοληψίας). Κατά τη διάρκεια των μετρήσεων επικρατούσαν ήπιες κυματικές συνθήκες με κύματα σημαντικού ύψους ~ 0.5 m και περιόδου $T \sim 2$ s. δειγματοληψία το μεσημέρι.

5.1.2.2 Υδρολογικά χαρακτηριστικά

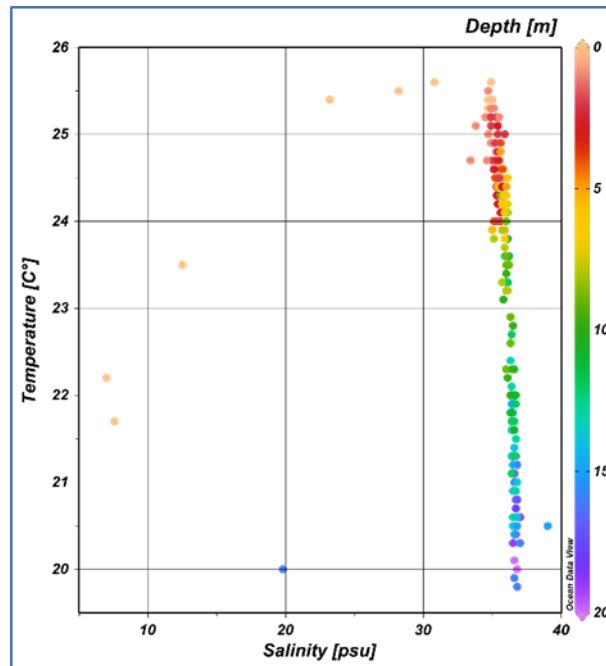
Τα φυσικά χαρακτηριστικά των θαλάσσιων μαζών στην παράκτια ζώνη των εκβολών του Πηνειού ποταμού προσδιορίστηκαν από μετρήσεις θερμοσαλινόμετρου, σε κάθε μία από τις θέσεις δειγματοληψίας, στις 08/06/2018 (Σχήμα 5.18). Καθώς τα ανεμολογικά χαρακτηριστικά δεν παρουσίασαν σημαντικές διαφοροποιήσεις από την έναρξη μέχρι τη λήξη των δειγματοληψιών, θεωρείται ότι δεν μεταβάλλονται τα χαρακτηριστικά των υδάτινων μαζών κατά τη διάρκεια της ημέρας.



Σχήμα 5.18 Θέσεις δειγματοληψίας στις 8/6/2018 στις εκβολές του Πηνειού και οι τέσσερις τομές T1 (N1-D2-S0-S1), T2 (D0-D1-D2-D3-D4-D5), T3 (N1-N2-N3) και T4 (S0-S1-S2-S3-S4) για τη μελέτη της στήλης του νερού.

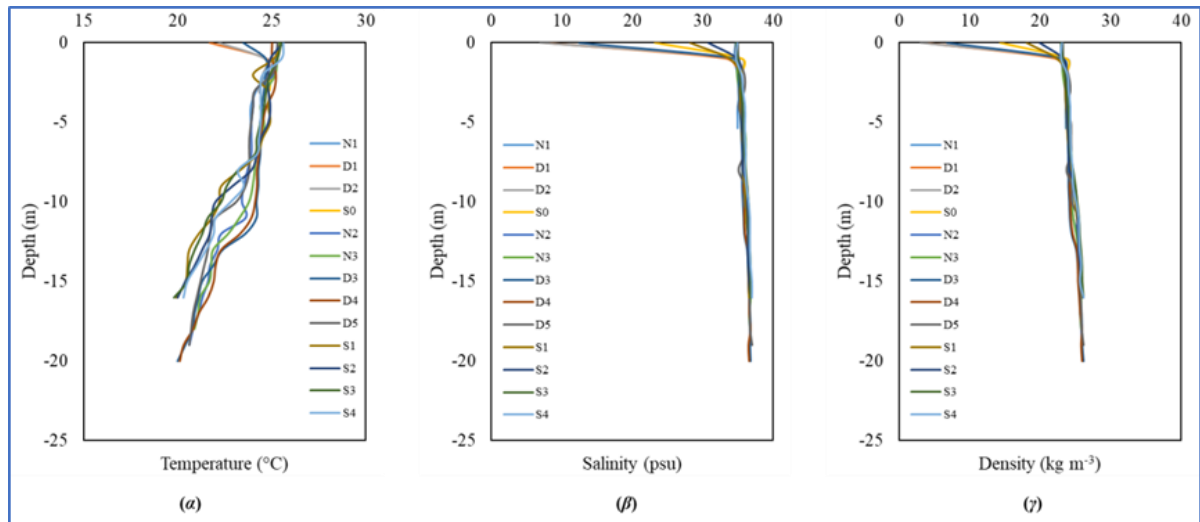
Θαλάσσιες μάζες

Στο Σχήμα 5.19 παρουσιάζονται οι κύριες μάζες νερού που καταγράφηκαν, με κύριο χαρακτηριστικό την παρουσία ενός επιφανειακού μικρού πάχους στρώματος νερού, χαμηλότερης αλατότητας (25-32 psu) στην επιφάνεια και μάλλον μιας ενιαίας μάζας νερού με σχεδόν αμετάβλητη αλατότητα (ή πολύ ελαφρά αυξανόμενη με το βάθος) (36.5-37 psu) στα μεγαλύτερα βάθη.



Σχήμα 5.19 Διάγραμμα Θερμοκρασίας-Αλατότητας σε σχέση με το βάθος, από τη δειγματοληψία στις 08/06/2018 στις εκβολές του Πηνειού ποταμού, ΝΔ Θερμαϊκός κόλπος.

Από τα κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας σε σχέση με το βάθος διαπιστώνεται μια γενική ομοιομορφία ως προς την αλατότητα και πυκνότητα, στις οποίες δεν παρατηρείται μεγάλη διακύμανση στη στήλη του νερού, ενώ η θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 24-26 °C στην επιφάνεια (<5 m βάθος) και ελαττώνεται κάτω από 21 °C στα μεγαλύτερα βάθη (>10 m). Πιο αναλυτικά, διακρίνεται η παρουσία δύο στρωμάτων, ενός επιφανειακού με χαμηλότερη αλατότητα (30-32 psu) και θερμοκρασία ~24 °C, έως το βάθος των 3 m, και ενός υποκείμενου στρώματος υψηλότερης αλατότητας (>35 psu) και πυκνότητας (~22 kg m⁻³), με σχετικά χαμηλή θερμοκρασία (~20 °C). Από το προφίλ της θερμοκρασίας διακρίνεται ενδιάμεσα των δύο αυτών στρωμάτων (μεταξύ 3 και 10 m) ένα τρίτο μεταβατικό στρώμα ανάμειξης, από τα επιφανειακά νερά προς τα βαθύτερα (Σχήμα 5.20).



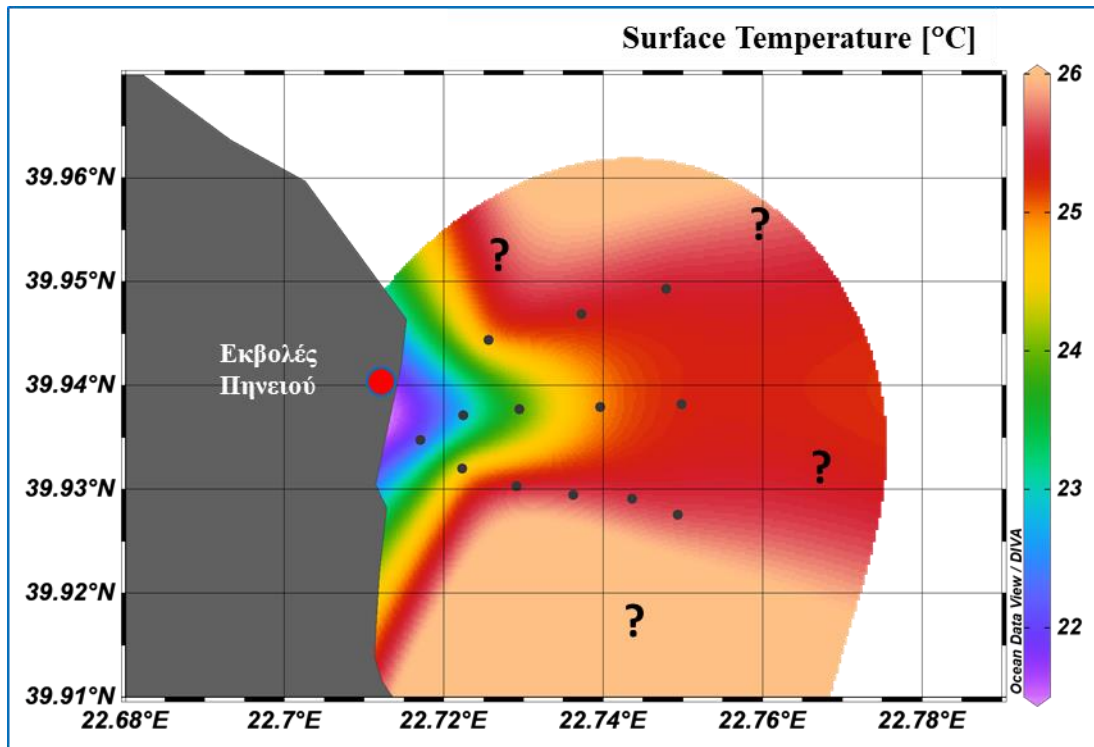
Σχήμα 5.20 Κατακόρυφα προφίλ κατανομής α. Θερμοκρασίας, β. Αλατότητας και γ. Πυκνότητας στις εκβολές του Πηνειού ποταμού, στις 08/06/2018.

Αυτές οι τιμές δείχνουν ομοιότητες με προηγούμενες μελέτες στο Θερμαϊκό Κόλπο (Nikolaidis et al. 2006, Hyder et al. 2002), όπου κατά τη διάρκεια της άνοιξης-αρχές καλοκαιριού, η εκτεταμένη αύξηση της θερμοκρασίας δημιουργεί απότομη αύξηση της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της θάλασσας (~26 °C), ενώ σε σχέση με τον πυθμένα επικρατεί θερμοκρασιακή διαφορά περίπου 6 °C (χαμηλότερη στον πυθμένα). Επιπλέον, είναι εμφανής ο σταδιακός σχηματισμός ενός αναμεμιγμένου στρώματος νερού που ξεκινά από την επιφάνεια, με χαρακτηριστικά υψηλής θερμοκρασίας και σχετικά μειωμένης αλατότητας. Τα χαρακτηριστικά των μαζών θεωρούνται αναμενόμενα, εάν ληφθεί υπόψιν ότι η μεγαλύτερη εισροή νερού γίνεται την εαρινή περίοδο, όπου επικρατούσαν προηγουμένως έντονες βροχοπτώσεις με αυξημένες ποτάμιες απορροές. Σημαντικό ρόλο παίζει ταυτόχρονα και η τοπική θαλάσσια κυκλοφορία, η οποία θα αναλυθεί στη συνέχεια.

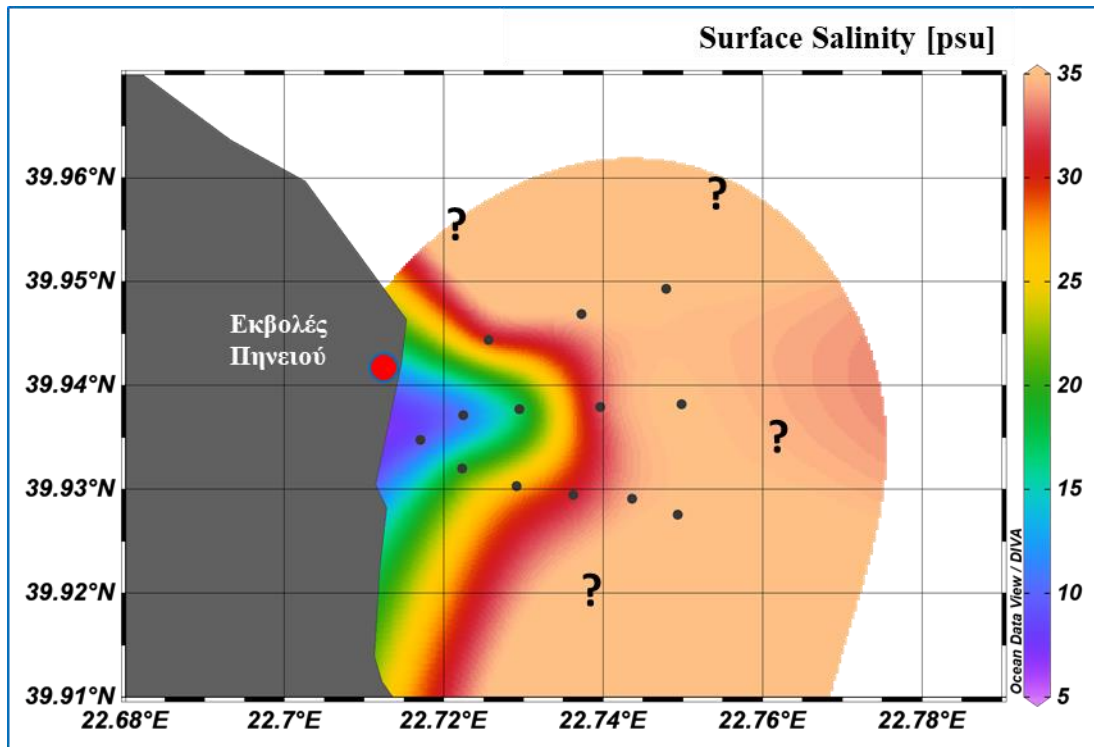
Επιφανειακή κατανομή φυσικών ιδιοτήτων

Η επιφανειακή κατανομή της θερμοκρασίας (Σχήμα 5.21) παρουσιάζει υψηλές τιμές στο σύνολο της περιοχής (~25 °C), με εξαίρεση το τμήμα μπροστά από τις εκβολές, όπου μια ψυχρή μάζα (<24 °C) εμφανίζεται έντονα να εισέρχεται από το δυτικό τμήμα και τον Πηνειό. Από την επιφανειακή κατανομή της αλατότητας εντοπίζονται υψηλές τιμές (~30-35 psu) στα βόρεια και νότια παράλια και στην κεντρική περιφέρεια του κόλπου, ενώ χαμηλότερες (<25 psu) συναντώνται στο δυτικό τμήμα, μπροστά από τις εκβολές του Πηνειού (Σχήμα 5.22), με τις συνθή-

κες αυτές να αντιπροσωπεύουν θερινή περίοδο. Αντίστοιχα, Θα πρέπει να σημειωθεί ότι περιφερειακά η κατανομή δεν θεωρείται άκρως αξιόπιστη, καθώς βασίζεται στη μέθοδο γραμμικής προέκτασης (extrapolation) στα όρια της περιοχής μελέτης, που διαμορφώνεται από το λογισμικό επεξεργασίας των δεδομένων ODV (Ocean Data View).



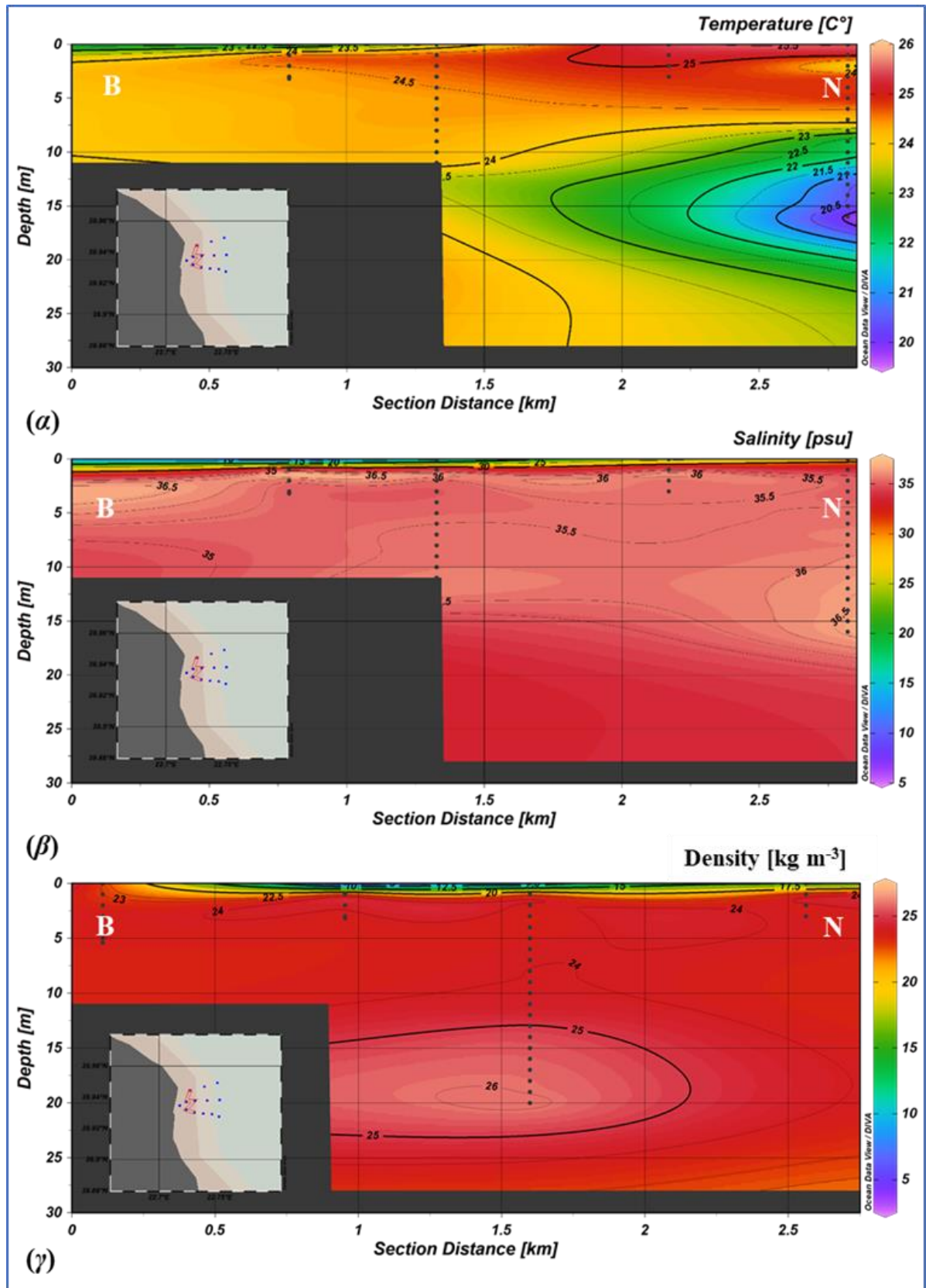
Σχήμα 5.21 Επιφανειακή κατανομή θερμοκρασίας στον παράκτιο χώρο των εκβολών του Πηνειού ποταμού (08/06/2018).



Σχήμα 5.22 Επιφανειακή κατανομή αλατότητας στον παράκτιο χώρο των εκβολών του Πηνειού ποταμού (08/06/2018).

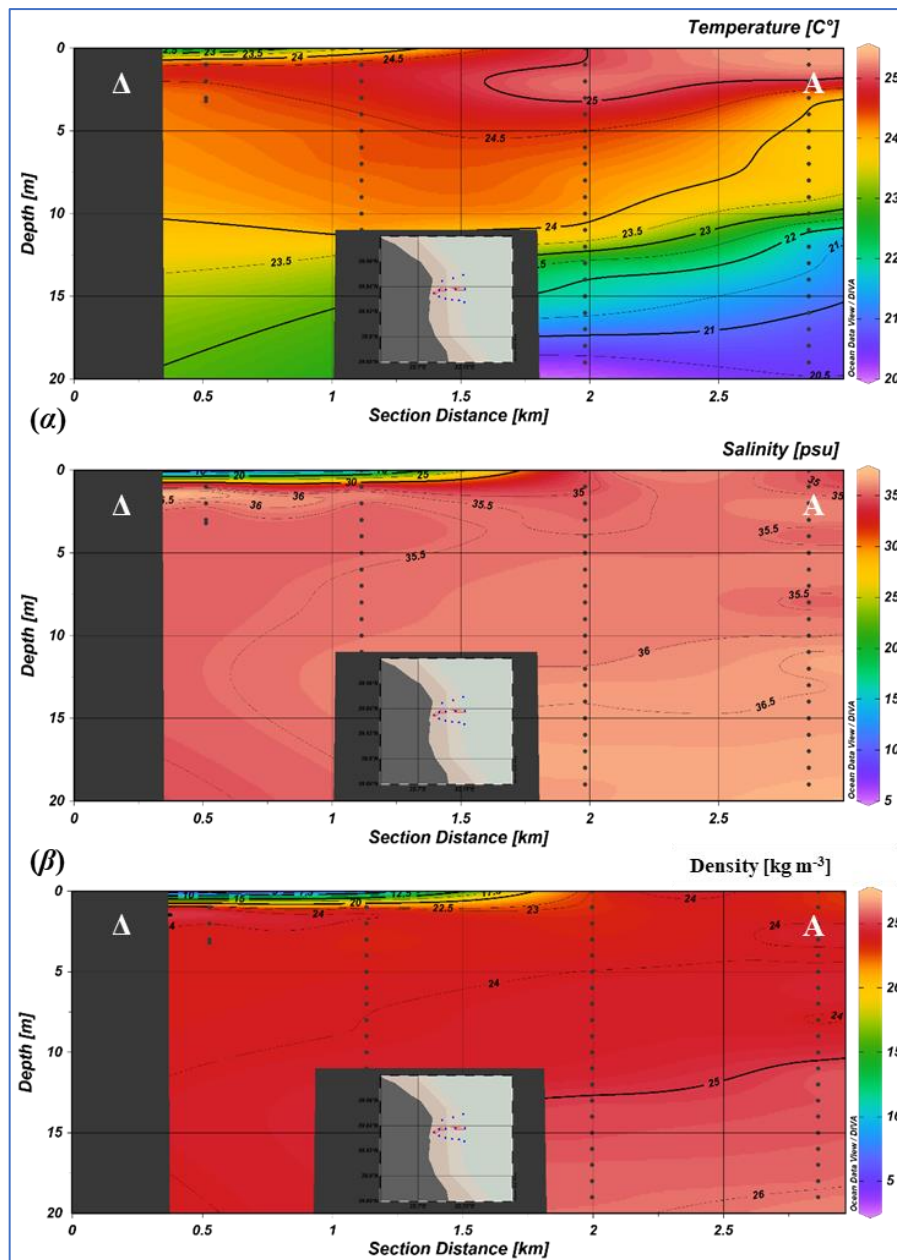
Κατακόρυφη κατανομή φυσικών ιδιοτήτων

Από την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας στην κεντρική παράκτια περιοχή (Σχήμα 5.23), η θερμοκρασία κυμαίνεται σε υψηλότερες τιμές έως τα 5-10 m βάθος, αποδεικνύοντας τη θέρμανση των ρηχών υδάτων κατά την περίοδο αυτή και την έναρξη της εξάτμισής τους. Από τα προφίλ της αλατότητας και πυκνότητας εντοπίζονται χαμηλές τιμές μονάχα στην επιφάνεια (έως ~3 m βάθος). Αυτό επιβεβαιώνεται και από την κατακόρυφη στρωματοποιημένη τομή διεύθυνσης Δ-Α, από τις εκβολές προς την ανοικτή θάλασσα στα ανατολικά (Σχήμα 5.24β,γ).



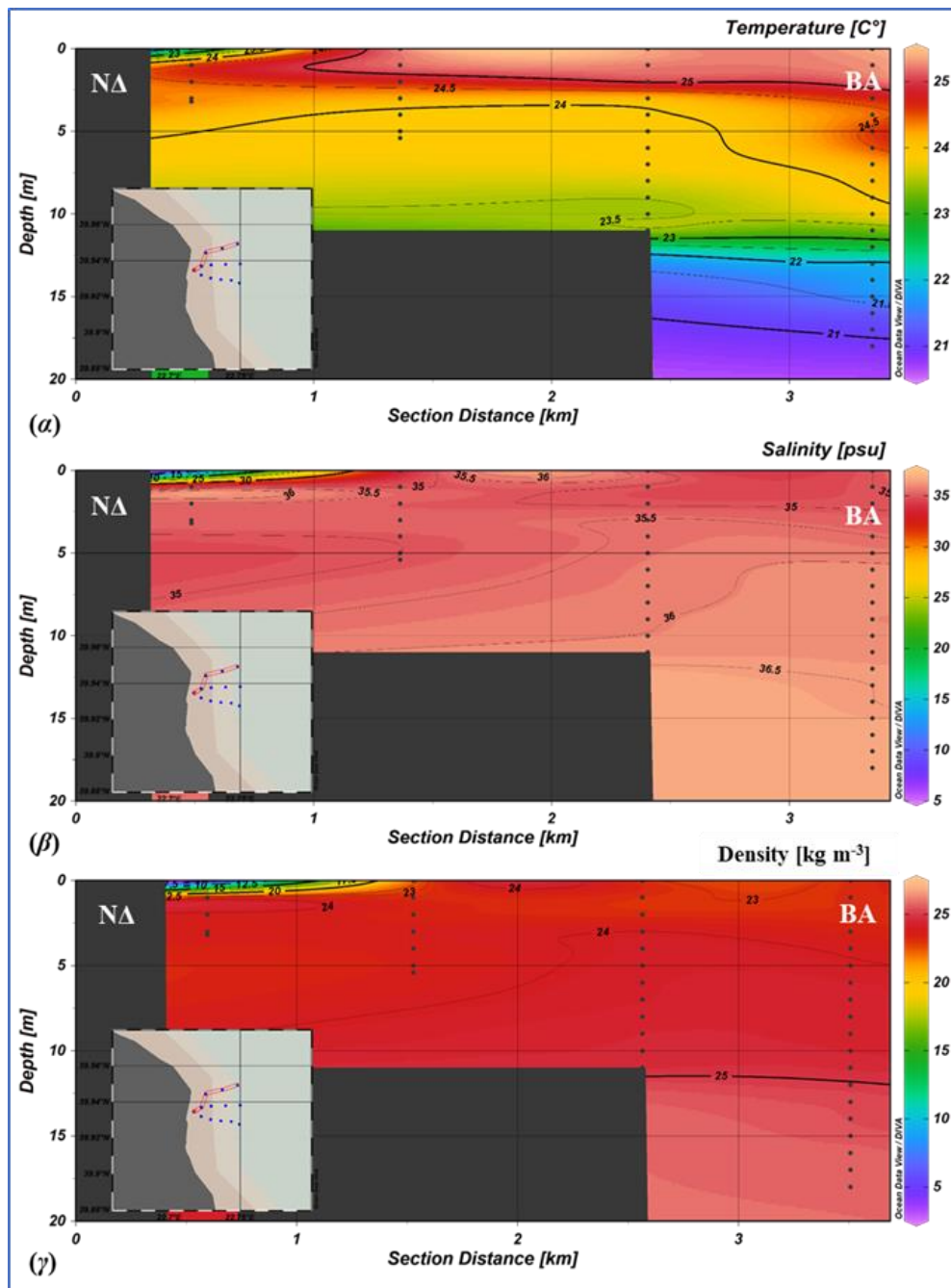
Σχήμα 5.23 Κατακόρυφη κατανομή α. Θερμοκρασίας, β. Αλατότητας και γ. Πυκνότητας, διεύθυνσης B-N, στην κεντρική παράκτια περιοχή, μπροστά από τις εκβολές του Πηνειού (τομή T1).

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι μπροστά στο στόμιο του Πηνειού, μονάχα επιφανειακά (0-2.5 m βάθος) εμφανίζονται χαμηλότερες τιμές αλατότητας (<30 psu) και σε ευθεία απόσταση μέχρι ~1.5 km από την ακτογραμμή, μαρτυρώντας την ποτάμια προέλευσης εισροή γλυκού νερού με εξίσου χαμηλές τιμές θερμοκρασίας (Σχήμα 5.23, 5.24). Κάτω από τα 2.5 m συναντώνται αυξημένες τιμές θερμοκρασίας, οι οποίες εκτείνονται κατά βάθος μέχρι τα ~10 m, ενώ σε μεγαλύτερα βάθη και όσο απομακρυνόμαστε από την ακτογραμμή επικρατεί μείωση ξανά των τιμών, έως και 6 °C.



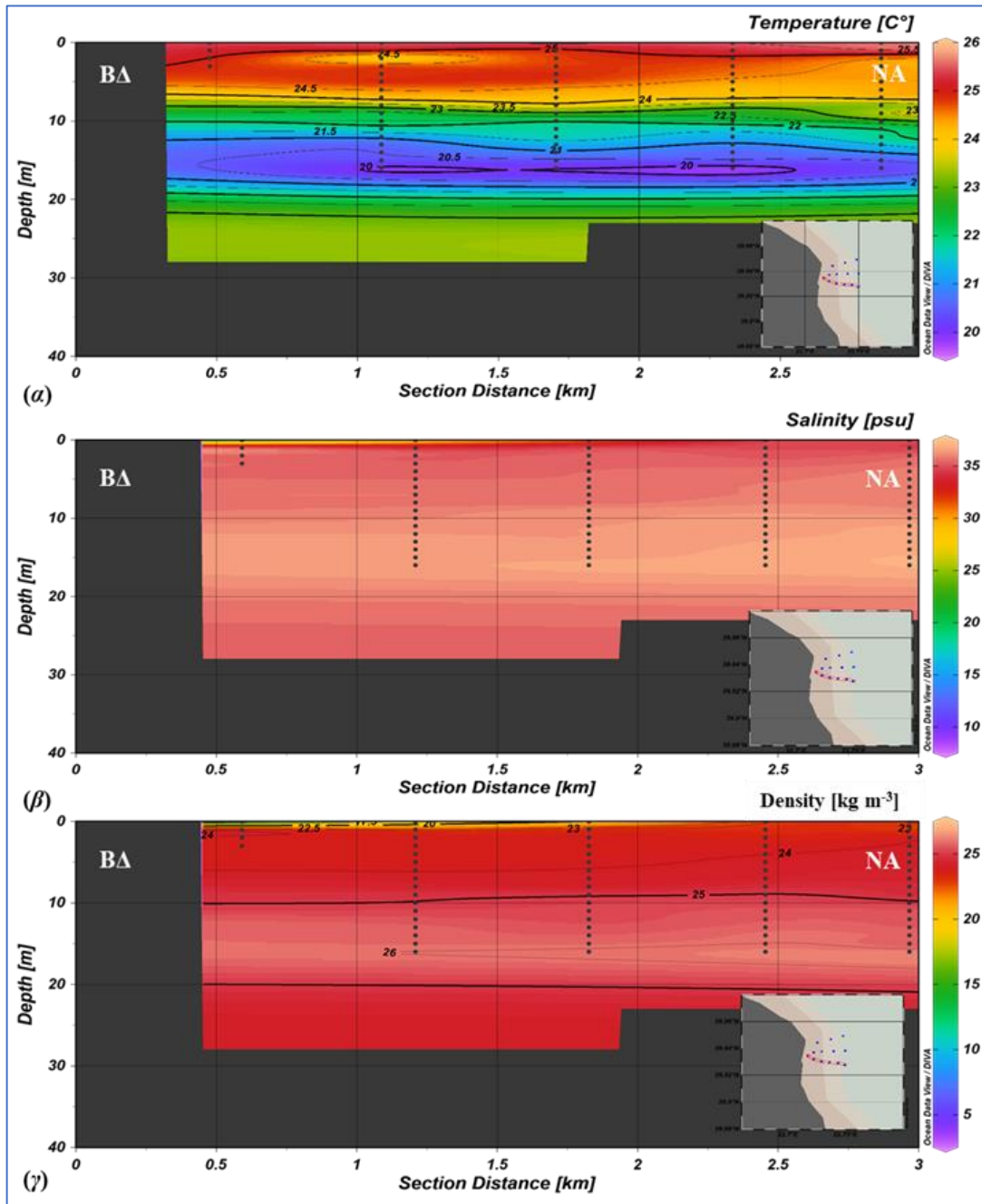
Σχήμα 5.24 Κατακόρυφη κατανομή α. Θερμοκρασίας, β. Αλατότητας και γ. Πυκνότητας, διεύθυνσης Δ-Α, από τις εκβολές του Πηνειού προς την ανοικτή θάλασσα (τομή T2).

Στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης η κατακόρυφη τομή διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ παρουσιάζει σχετικά υψηλές τιμές αλατότητας και πυκνότητας στο σύνολό της (Σχήμα 5.25β,γ), πλην της επιφανειακής μάζας, έως και 3 m βάθος, με χαμηλότερες τιμές, όπως ακριβώς και μπροστά από τις εκβολές του ποταμού, νοτιότερα. Θερμοκρασιακά, στη τομή T3 διαμορφώνεται κι εδώ στρωμάτωση της στήλης με τα επιφανειακά νερά να έχουν μέγιστη θερμοκρασία 24 °C, ενώ στο βαθύτερο στρώμα η θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 20-22 °C (Σχήμα 5.25α).



Σχήμα 5.25 Κατακόρυφη κατανομή α. Θερμοκρασίας, β. Αλατότητας και γ. Πυκνότητας, διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ, βόρεια των εκβολών του Πηνειού (τομή T3).

Νοτιότερα των εκβολών του Πηνειού η κατακόρυφη τομή διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ (τομή T4) παρουσιάζει σχετικά υψηλές τιμές αλατότητας και πυκνότητας στο σύνολό της, πλην μιας επιφανειακής μάζας, έως 2 m βάθος, με χαμηλότερες τιμές (Σχήμα 5.26β,γ). Θερμοκρασιακά, (Σχήμα 5.26α), διαμορφώνεται κι εδώ στρωμάτωση της στήλης, από την ακτογραμμή έως και σε απόσταση 3 km από αυτήν, με τα επιφανειακά νερά να έχουν μέγιστη θερμοκρασία 25 °C, ενώ στο βαθύτερο στρώμα η θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 20-21 °C.



Σχήμα 5.26 Κατακόρυφη κατανομή α. Θερμοκρασίας, β. Αλατότητας και γ. Πυκνότητας, διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, νότια των εκβολών του Πηνειού (τομή T4).

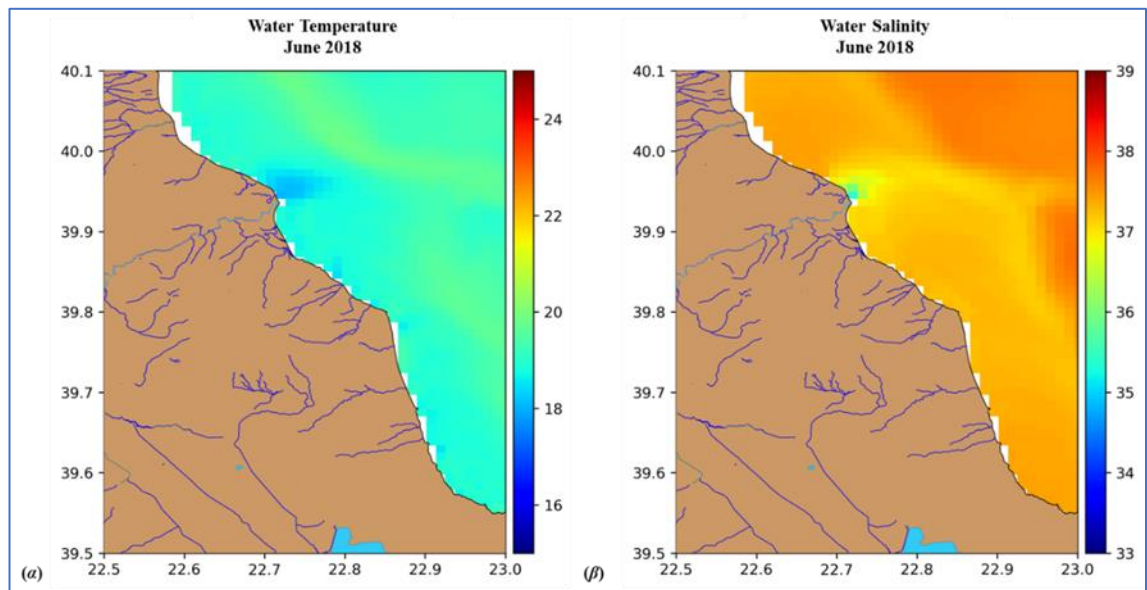
Γενικότερα, στον παράκτιο χώρο των εκβολών του Πηνειού παρατηρείται μία στρωμάτωση της υδάτινης στήλης, αποτελούμενη από ένα επιφανειακό στρώμα σχετικά χαμηλότερης αλατότητας και θερμοκρασίας και ένα βαθύτερο υψηλότερης αλατότητας. Ενδιάμεσα υπάρχει ένα μεταβατικό στρώμα ανάμειξης του επιφανειακού με το βαθύτερο στρώμα. Στις 8 Ιουνίου 2018 η θερμοκρασία της επιφάνειας του νερού ήταν υψηλή (μέγ. 25.6 °C) και εμφανίστηκε ένα υπό διαμόρφωση θερμοκλινές σε βάθος περί τα 10 m (τοπικά μέχρι και τα 14 m). Η αλατότητα επιφάνειας έδειξε μία μέση τιμή ~34 psu, πλην του στομίου του ποταμού, όπου εμφανίστηκαν τιμές αλατότητας έως και 7 psu, μέσα στο ποτάμι, αποδεικνύοντας σε όλες τις κατακόρυφες τομές ότι οι υδάτινες μάζες επιδεικνύουν χαρακτηριστικά των αλμυρών και πυκνών νερών του Αιγαίου, τα οποία μεταφέρονται στην περιοχή μέσω της επιφανειακής κυκλοφορίας. Στην παράκτια ζώνη της δυτικής πλευράς παρατηρείται η εισροή χαμηλής αλατότητας μαζών, με κίνηση προς τα ανατολικά από τις εκβολές του Πηνειού, ειδικά την ημέρα της δειγματοληψίας, όπου έπνεαν ασθενείς ABA άνεμοι.

5.1.2.3 Μοντέλο Θαλάσσιας Κυκλοφορίας

Για την περαιτέρω ερμηνεία των υδροδυναμικών συνθηκών και της διασποράς του αιωρούμενου υλικού, επιλέχθηκε κι εδώ αντίστοιχα η χρήση και εφαρμογή του μοντέλου ELCOM, του οποίου οι προσομοιώσεις παρουσιάζονται αναλυτικά για τη περίοδο των μετρήσεων.

Σύμφωνα με το μοντέλο κυκλοφορίας, στην αρχή της θερινής περιόδου (6/2018) η ευρύτερη περιοχή των εκβολών του Πηνειού χαρακτηρίζεται από μέση θερμοκρασία υδάτων ~20 °C, με τις μέγιστες τιμές να εμφανίζονται βορειότερα και προς την ανοικτή θάλασσα (Σχήμα 5.27α). Ταυτόχρονα, ακριβώς μπροστά στο στόμιο του ποταμού εντοπίζεται ένας πυρήνας ψυχρότερων μαζών (~18 °C), ο οποίος αντιπροσωπεύει τις ποτάμιες απορροές, οι οποίες βρίσκονται σε χαμηλά επίπεδα τη συγκεκριμένη εποχή. Έτσι, τα γλυκά νερά του ποταμού, υπό την επίδραση των συνεχών βορειοανατολικών (BA) ανέμων, ωθούνται κατά μήκος της ακτογραμμής, βορειότερα και νοτιότερα των εκβολών (Σχήμα 5.28). Αυτό επιβεβαιώνεται και από προηγούμενες μελέτες στην περιοχή, όπου η συνεχής πνοή των βορειοανατολικών ανέμων φαίνεται πως μετακινεί τις επιφανειακές μάζες μέσω της κυκλωνικής κυκλοφορίας που δημιουργείται, λόγω του πυκνού αιγαιοπελαγίτικου νερού που εισρέει στην κεντρική περιοχή της υφαλοκρηπίδας (Karageorgis and Anagnostou 2001b). Η αλατότητα στην ευρύτερη περιοχή μελέτης διατηρεί υψηλές τιμές, οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ 37-38 psu, με εξαίρεση μια περιοχή ~50 m²

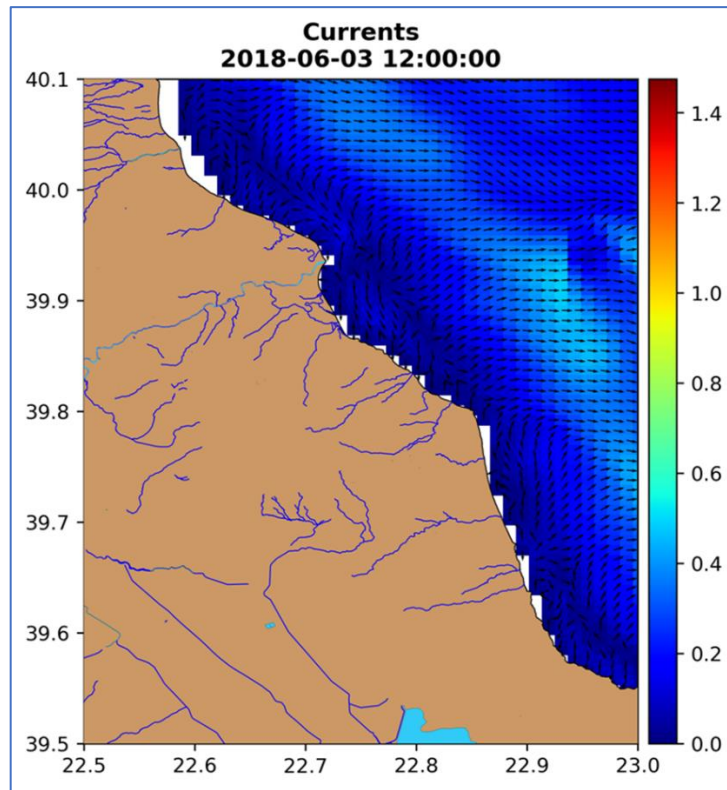
μπροστά και στην προέλαση του δέλτα του ποταμού, όπου οι τιμές μειώνονται στα ~35psu (Σχήμα 5.27β).



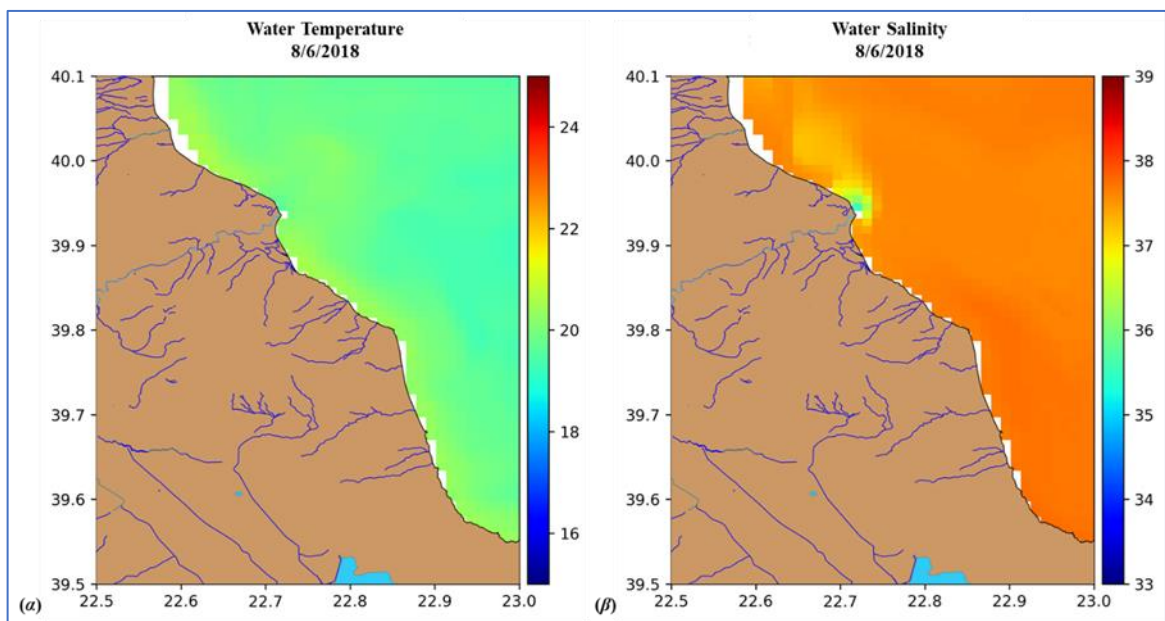
Σχήμα 5.27 Επιφανειακή α. Θερμοκρασία και β. Αλατότητα στις εκβολές του Πηνειού, αρχές Ιουνίου 2018.

Την ημέρα της δειγματοληψίας (8/6/2018), σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου, η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας δεν παρουσίασε μεγάλες διακυμάνσεις, παρουσιάζοντας μία ομοιόμορφη κατανομή με τιμές μεταξύ 19-21 °C, με τα μέγιστα να συναντώνται κατά μήκος της παράκτιας ζώνης και ελαφρώς βορειότερα των εκβολών (Σχήμα 5.29α).

Αντίστοιχα, η επιφανειακή αλατότητα παρουσίασε παρόμοια ομοιόμορφη διακύμανση, με μέση τιμή ~37 psu. Η χωρική διακύμανση δεν εμφανίζει σημαντικές διαφορές με την προηγούμενη εβδομάδα (31-5/7-6/2016), εντοπίζοντας τις χαμηλές συγκεντρώσεις αλατότητας στα γλυκά ποτάμια νερά που εισέρχονται στη θάλασσα μπροστά από το στόμιο, καθώς και κατά μήκος της ακτογραμμής προς βορρά (Σχήμα 5.29β).



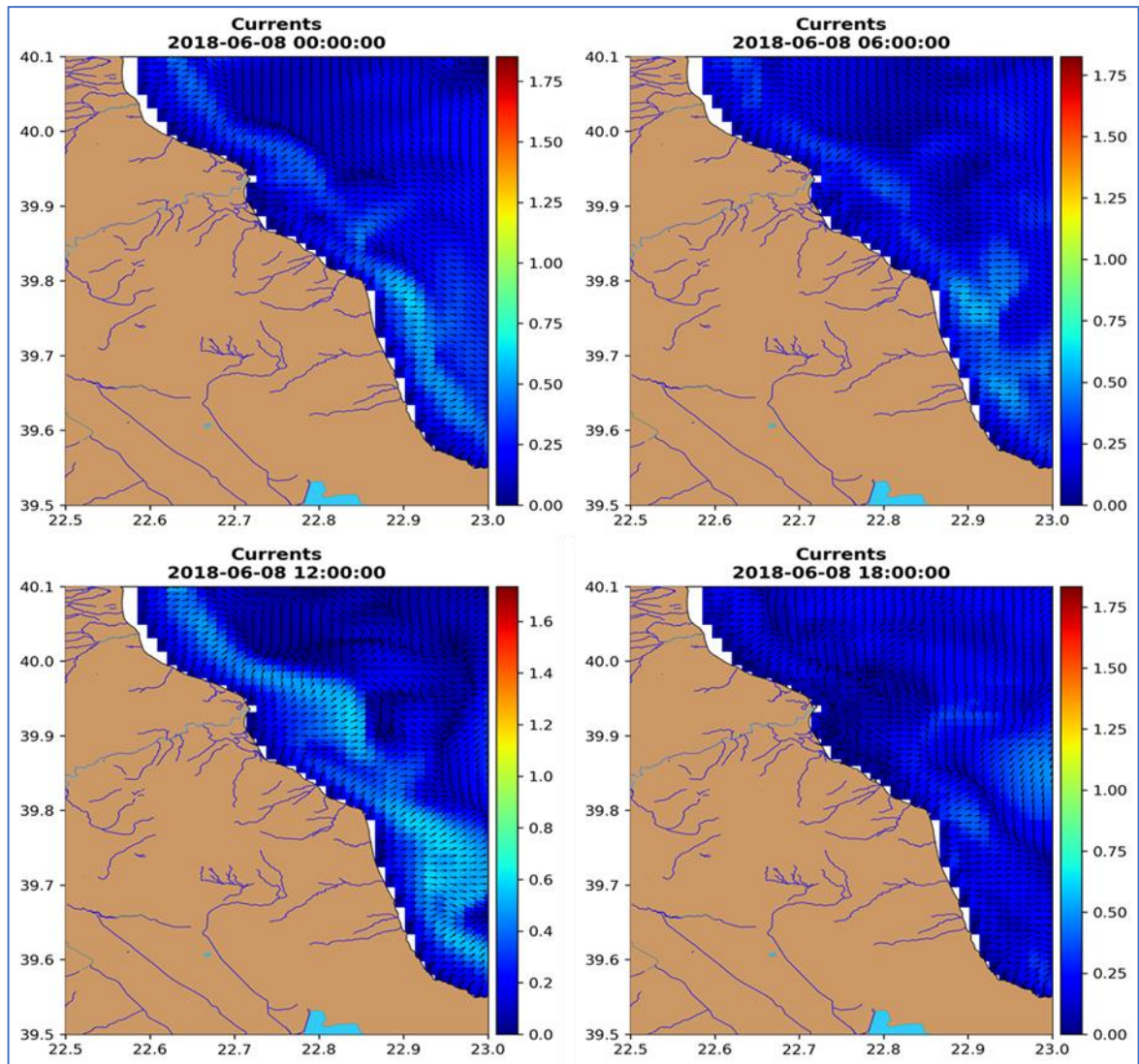
Σχήμα 5.28 Επιφανειακή αλατότητα και κυκλοφορία στις εκβολές του Πηνειού αρχές Ιουνίου 2018.



Σχήμα 5.29 Επιφανειακή α. Θερμοκρασία και β. Αλατότητα της θάλασσας στις 8/6/2018 στις εκβολές του Πηνειού.

Η γενική επιφανειακή κυκλοφορία κατά τη διάρκεια της δειγματοληψίας συνοψίζεται στο Σχήμα 5.30, όπου ανά έξι ώρες περιγράφεται η κατάσταση κυκλοφορίας από την εφαρμογή του μαθηματικού μοντέλου. Σε όλα τα στιγμιότυπα έντονη είναι η παρουσία μιας λωρίδας κατά μήκος της ακτογραμμής και σε απόσταση > 5 km από αυτήν, με ισχυρότερα ρεύματα, που όμως δεν ξεπερνάνε το 1 m s^{-1} ταχύτητα. Η φορά τους είναι από τα δυτικά προς τα ανατολικά και μόνο στο τελευταίο στιγμιότυπο στις 18:00 φαίνεται να μειώνονται σε ένταση. Εάν εστιάσουμε μπροστά από τις εκβολές, θα παρατηρήσουμε ότι τρία κύρια ρεύματα ξεκινούν από το δυτικό άκρο και κατευθύνονται προς τρεις διαφορετικές διευθύνσεις μέσα στη θάλασσα, βόρεια, ανατολικά και νότια. Σε ευθεία απόσταση ~ 10 km από την ακτογραμμή και μετά τη λωρίδα υψηλότερων ρευμάτων, αυτά ενώνονται με καθοδικά από βορρά ρεύματα σχετικά μικρής έντασης ($< 0.50 \text{ m s}^{-1}$), τα οποία αποκτούν κοινή πορεία προς ανατολάς.

Αξίζει να σημειωθεί ότι οι προσομοιωμένες τιμές επιφανειακής θερμοκρασίας του μοντέλου είναι ελαφρώς υποτιμημένες σε σχέση με τις αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου, πιθανόν επειδή το επιφανειακό στρώμα στο μοντέλο για τη συγκεκριμένη περιοχή λογίζεται ως η μέση τιμή των πρώτων 4 m. Ωστόσο, οι αποκλίσεις είναι πολύ μικρές, της τάξης των ~ 2 °C και ~ 1 psu, για τη θερμοκρασία και την αλατότητα, αντίστοιχα. Το γεγονός αυτό, επιβεβαιώνει αμφοτέρωθεν την αξιοπιστία και ακρίβεια των δύο μεθόδων, ενισχύοντας στη μεν επιτόπια μέτρηση τα χαμηλά ποσοστά αβεβαιότητας κατά τη διεξαγωγή της και στη δε μαθηματικά προσομοιωμένη εκτίμηση το χαμηλό εύρος σφάλματος.



Σχήμα 5.30 Επιφανειακή κυκλοφορία στις εκβολές του Πηνειού ανά έξι ώρες στις 8/6/2018. Η επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου ήταν ΑΒΑ.

5.1.2.4 Διασπορά αιωρούμενου υλικού

Κατά τη διάρκεια της δειγματοληψίας πραγματοποιήθηκε συλλογή αιωρούμενου υλικού από την υδάτινη στήλη (στο εξής θα ονομάζεται *in-situ* SPM), προκειμένου να διερευνηθεί η διασπορά του στον παράκτιο χώρο του νότιου εξωτερικού Θερμαϊκού κόλπου και η σύνδεσή του με τις απορροές και το πλούμιο (plume) του Πηνειού ποταμού, την κύρια πηγή εισροής αιωρούμενης ύλης στην περιοχή.

Συλλέχθηκαν επιφανειακά δείγματα νερού (0.5 m βάθος) στην υδάτινη στήλη, τα οποία αναλύθηκαν ως προς την περιεκτικότητά τους σε αιωρούμενη ύλη. Στις 8 Ιουνίου 2018 οι συγκεντρώσεις της επιφάνειας στην παράκτια περιοχή των εκβολών του Πηνειού κυμαίνονταν

μεταξύ 0.331-7.20 mg l⁻¹ (Πίνακας 5.4). Με μέση τιμή ~ 2.49 mg l⁻¹, το περιβάλλον μπορεί να θεωρηθεί μέτριας διαύγειας. Αυξημένες τιμές εμφανίστηκαν κοντά στην ακτογραμμή του δυτικού τμήματος, επηρεασμένες από την εκφόρτιση του Πηνειού.

Πίνακας 5.4 Συγκεντρώσεις επιφανειακού αιωρούμενου υλικού (*in-situ* SPM) στις θέσεις δειγματοληψίας (8/6/2018).

Σταθμός	<i>in-situ</i> SPM (mg l ⁻¹)	Σταθμός	<i>in-situ</i> SPM (mg l ⁻¹)	Σταθμός	<i>in-situ</i> SPM (mg l ⁻¹)
D1	7.20	S0	5.63	N1	0.553
D2	3.10	S1	6.28	N2	0.544
D3	3.00	S2	2.43	N3	0.372
D4	0.561	S3	0.472		
D5	1.90	S4	0.331		

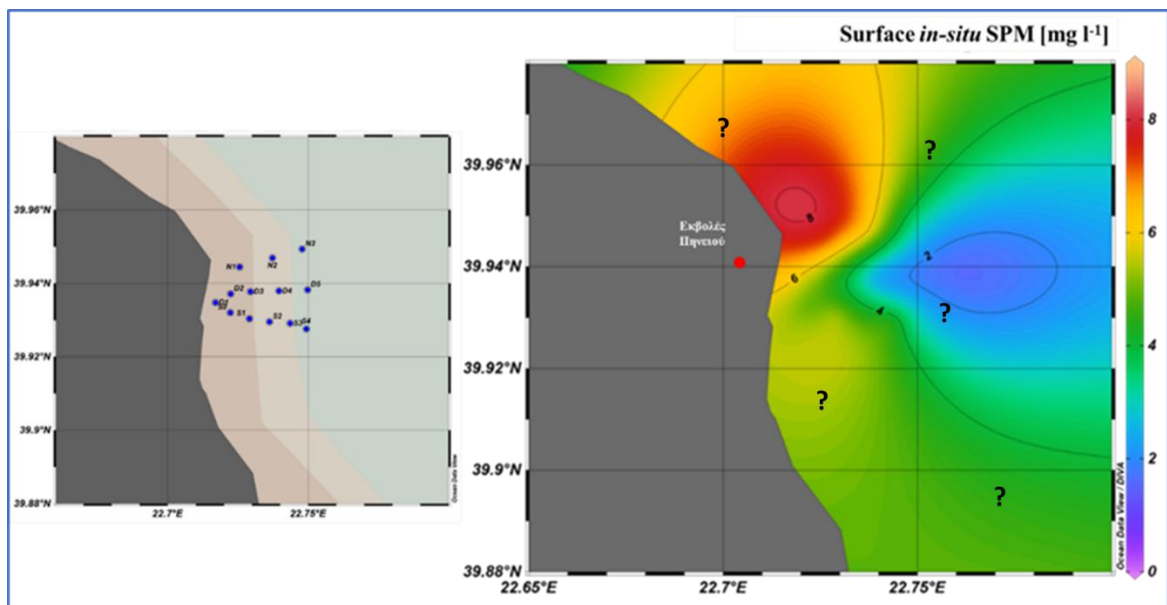
Επιφανειακή κατανομή των συγκεντρώσεων του αιωρούμενου υλικού

Η διεύθυνση του επιφανειακού αιωρούμενου υλικού είναι προς βορρά, μαρτυρώντας τον τρόπο διασποράς του πλουμίου στην αρχή της θερινής περιόδου, με συνθήκες σχετικής νηνεμίας. Οι μέγιστες συγκεντρώσεις (> 6 mg l⁻¹) παρ' όλ' αυτά, εντοπίστηκαν στη βόρεια παράκτια ζώνη (βάθη <5 m), σε απόσταση ~1.5 km από το στόμιο του ποταμού, υποδηλώνοντας τη διεύθυνση μετακίνησης του πλουμίου, πιθανότατα τις προηγούμενες ημέρες της δειγματοληψίας, βάσει του ανεμολογικού καθεστώτος που επικρατούσε. Χαμηλότερες συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού παρατηρούνται ανατολικά προς την ανοικτή θάλασσα, απομακρυνόμενοι από την ακτογραμμή και την τροφοδότηση σε αιωρούμενο υλικό (Σχήμα 5.31).

Η διακύμανση των τιμών του αιωρούμενου υλικού (<10 mg l⁻¹) αντιπροσωπεύει χαμηλή απορροή του Πηνειού ποταμού σε νερό και ίζημα, ενώ αναμένονται αρκετά υψηλότερες σε περιόδους υψηλών παροχών. Γενικά, πρόκειται για αυξημένες επιφανειακές συγκεντρώσεις, συγκριτικά με προηγούμενες μετρήσεις στο ΒΔ. Αιγαίο (Hyder et al. 2002) και λαμβάνοντας υπόψιν ότι η δειγματοληψία έγινε σε περίοδο χαμηλών απορροών. Οι τιμές πάντως είναι χαρακτηριστικές των ποταμών που εκβάλλουν στο Β. Αιγαίο και το Θερμαϊκό κόλπο σε περιόδους χαμηλών απορροών (Violintzis et al. 2009).

Όπως διαπιστώνεται από την επιφανειακή κυκλοφορία που επικρατεί στην περιοχή, η κυκλωνική της κίνηση ρυθμίζει τη χωρική διασπορά των συγκεντρώσεων του επιφανειακού αιωρούμενου υλικού, προερχόμενου από βορρά (Αξιός, Αλιάκμονας), το οποίο μεταφέρεται

και εγκαθίσταται νοτιότερα, κατά μήκος της δυτικής ακτογραμμής (Karageorgis and Anagnostou 2001). Εκεί συναντιέται με τις απορροές του Πηνειού βορειότερα από το στόμιο, αποδίδοντας τοπικά μεγαλύτερες συγκεντρώσεις SPM, αποτρέποντάς το να μεταφερθεί προς τα ανατολικά. Επιπλέον, η τοπογραφία του πυθμένα μαζί με την υδροδυναμική της περιοχής (Kontoyiannis 2003), καθώς επίσης και η επίδραση της δίνης των Σποράδων (Sporades eddy), η οποία συχνά μετατρέπεται σε αντικυκλώνα (Kourafalou and Tsiaras 2007), παίζουν σημαντικό ρόλο στη χωρική διασπορά της αιωρούμενης ύλης.

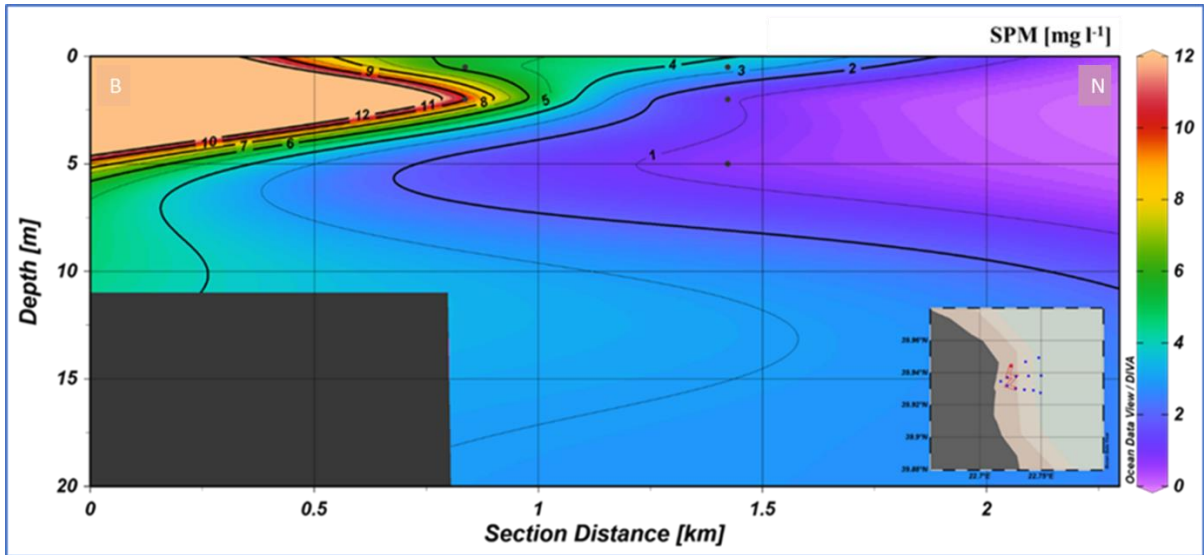


Σχήμα 5.31 Συγκεντρώσεις επιφανειακού αιωρούμενου υλικού (*in-situ* SPM) στον παράκτιο χώρο των εκβολών του Πηνειού ποταμού, με τις θέσεις δειγματοληψίας (Ιούνιος 2018).

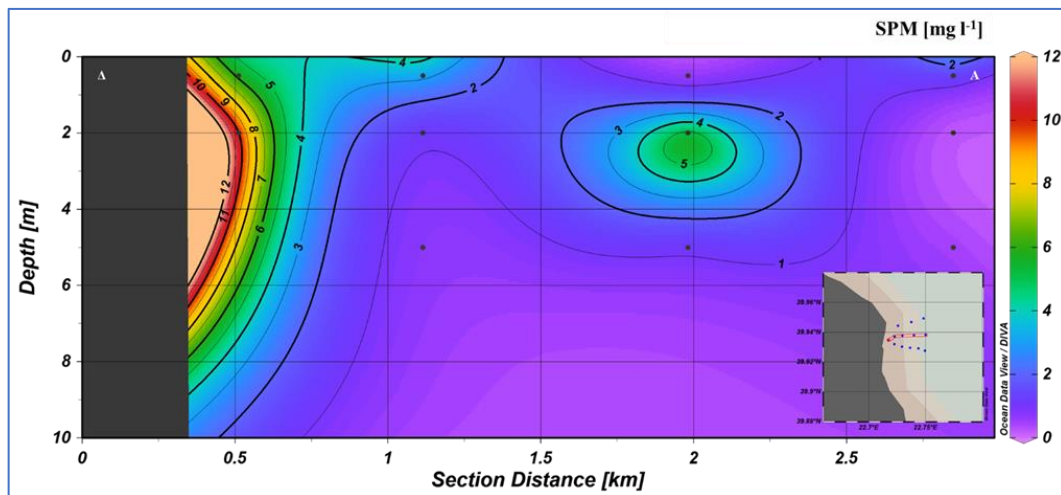
Κατακόρυφη κατανομή των συγκεντρώσεων του αιωρούμενου υλικού

Η δειγματοληψία *in-situ* SPM αφορά σε δείγματα έως τα 10 m βάθος. Συνολικά, κοντά στο στόμιο του Πηνειού (Σχήμα 5.32, 5.33) συναντάμε υψηλές συγκεντρώσεις ($>5 \text{ mg l}^{-1}$) *in-situ* SPM τόσο στο επιφανειακό στρώμα, όσο και βαθύτερα έως τα ~6 m, οι οποίες σχηματίζουν το πλούμιο του Πηνειού χαμηλής αλατότητας. Περαιτέρω, βορειότερα (απόσταση 1.5 km από το στόμιο), το πλούμιο εμφανίζεται πιο έντονο σε βάθη μεταξύ 4-8 m (Σχήμα 5.34), με τις μέγιστες συγκεντρώσεις SPM να αγγίζουν τα $\sim 12 \text{ mg l}^{-1}$ και τον κύριο όγκο του να σχηματίζεται κοντά στην ακτογραμμή και τις αντίστοιχες τιμές αλατότητας και θερμοκρασίας να είναι ομοιογενείς. Στο νότιο τμήμα οι συγκεντρώσεις SPM εμφανίζονται μειωμένες έως και 50% στο

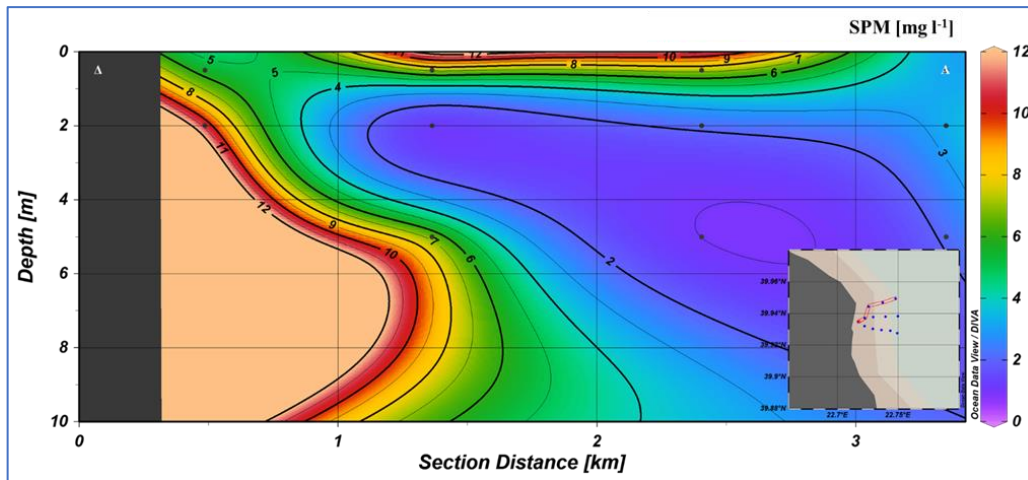
επιφανειακό στρώμα, ενώ για βάθη έως 10 m, σχηματίζονται ορισμένες σημειακές συγκεντρώσεις υψηλού SPM ($\sim 10 \text{ mg l}^{-1}$) να συναντώνται μονάχα κοντά στη νότια ακτογραμμή των εκβολών σε βάθος $\sim 6 \text{ m}$ (Σχήμα 5.35).



Σχήμα 5.32 Κατακόρυφη κατανομή αιωρούμενου υλικού (*in-situ* SPM), διεύθυνσης B-N, μπροστά από τις εκβολές του Πηνειού (τομή T1).

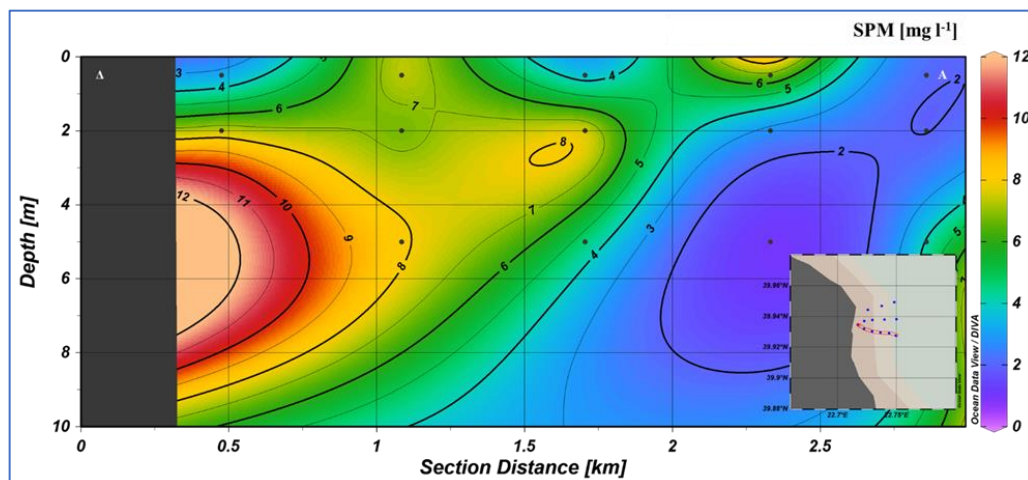


Σχήμα 5.33 Κατακόρυφη κατανομή αιωρούμενου υλικού (*in-situ* SPM), από τις εκβολές του Πηνειού προς την ανοιχτή θάλασσα στα ανατολικά (τομή T2).



Σχήμα 5.34 Κατακόρυφη κατανομή αιωρούμενου υλικού (*in-situ* SPM), βόρεια των εκβολών του Πηνειού (τομή T3).

Όσον αφορά στην τομή B-N, μπροστά από τις εκβολές του ποταμού και σε απόσταση 1.5 km από την ακτογραμμή, οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού εντοπίζονται στο επιφανειακό στρώμα κοντά στο στόμιο (Σχήμα 5.35), σε βάθη μεταξύ 2-5 m, ενώ σε μεγαλύτερα βάθη (>5 m) οι συγκεντρώσεις μειώνονται ($\sim 3 \text{ mg l}^{-1}$).



Σχήμα 5.35 Κατακόρυφη κατανομή αιωρούμενου υλικού, νότια των εκβολών του Πηνειού (τομή T4).

Πρέπει να σημειωθεί ότι οι *in-situ* τιμές SPM στη στήλη του νερού θεωρούνται αρκετά αυξημένες σε σχέση με προηγούμενες μελέτες, γεγονός που πιθανόν να σχετίζεται με αυξημένες παροχές του Πηνειού την προγενέστερη περίοδο και με διεργασίες επαναιώρησης, καθώς ένας παράγοντας που ρυθμίζει ποσοτικά τις συγκεντρώσεις είναι η διακύμανση των ποτάμιων απορροών σε ίζημα και νερό κατά τη διάρκεια του έτους.

5.2 ΟΠΤΙΚΕΣ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ

Η πρώτη συλλογή οπτικών δεδομένων αφορά σε μετρήσεις οπισθοσκέδασης στο κόκκινο (650 nm), φθορισμού χλωροφύλλης και CDOM, σε κάθε σταθμό δειγματοληψιών, στην επιφάνεια και στη στήλη του νερού. Οι τιμές χλωροφύλλης και CDOM που καταγράφηκαν από τα οπτικά όργανα θα πρέπει να ληφθούν υπόψη ως ένδειξη της χωρικής κατανομής και μεταβλητότητας τους και όχι ως απόλυτες τιμές, καθώς τα όργανα δεν έχουν βαθμονομηθεί με δείγματα από τις περιοχές μελέτης.

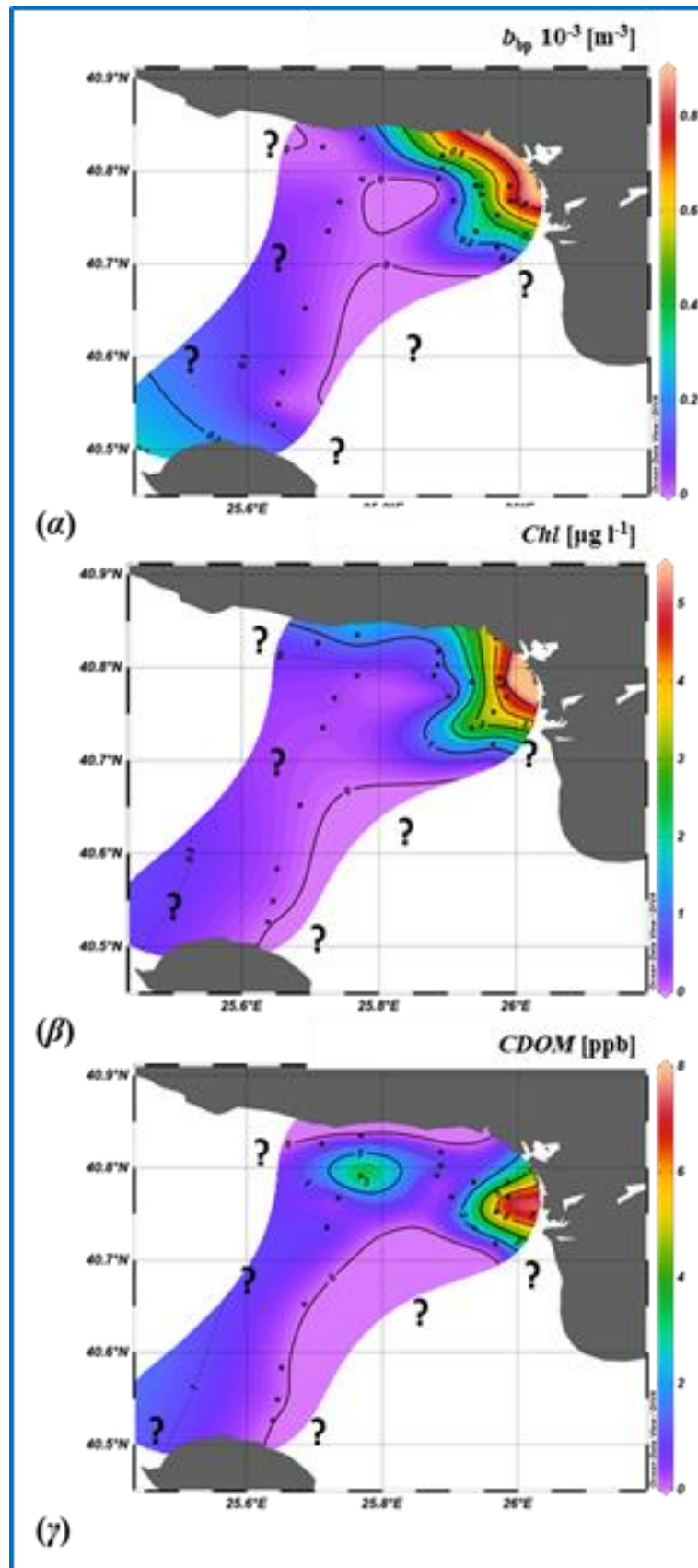
5.2.1 Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός

Εξετάζοντας τις επιφανειακές συγκεντρώσεις των οπτικών παραμέτρων διαπιστώνεται ότι ακολουθούν παρόμοια κατανομή, με τις μέγιστες τιμές να συναντώνται πλησίον των εκβολών του Έβρου και κατά μήκος της παράκτιας ζώνης. Στο Σχήμα 5.36 παρουσιάζεται η επιφανειακή κατανομή των τιμών b_{bp} , Chl, CDOM στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, όπως καταγράφηκαν στις 1-2 Ιουνίου 2016.

5.2.1.1 Διασπορά αιωρούμενου υλικού και οπτικών παραμέτρων

Επιφανειακή κατανομή

Και οι τρεις παράμετροι φαίνεται να ακολουθούν ίδια επιφανειακή διασπορά, με τις μεγαλύτερες τιμές να συναντώνται μπροστά ανοικτά (προς τα Δ) των εκβολών του Έβρου. Πιο συγκεκριμένα, η οπισθοσκέδαση στο κόκκινο (650 nm) εμφανίζει σταδιακή μείωση από το δέλτα του Έβρου ($0.8-0.4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$) προς την ανοικτή θάλασσα στα δυτικά ($0.4-0.1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$), με μία μικρή αύξηση ξανά στις βόρειες ακτές της Σαμοθράκης. Η χλωροφύλλη ακολουθεί το ίδιο μοτίβο επιφανειακής κατανομής με τιμές (μη βαθμονομημένες) που κυμαίνονται μεταξύ $2.5-5.5 \text{ mg l}^{-1}$ μπροστά από τις εκβολές και μειωμένες τιμές ($<2.5 \text{ mg l}^{-1}$) προς την ανοικτή θάλασσα στα δυτικά. Παρατηρείται ότι στο βόρειο τμήμα της Σαμοθράκης δεν αυξάνονται οι τιμές της χλωροφύλλης, με τις τιμές των μετρήσεων να είναι σχεδόν μηδενικές. Αντίστοιχα, το CDOM συμφωνεί με την κατανομή της χλωροφύλλης, με μοναδική εξαίρεση αυξημένες (μη βαθμονομημένες) τιμές (2-4 ppb) στο κεντρικό και βόρειο τμήμα του κόλπου, μπροστά από τον λιμένα της Αλεξανδρούπολης.



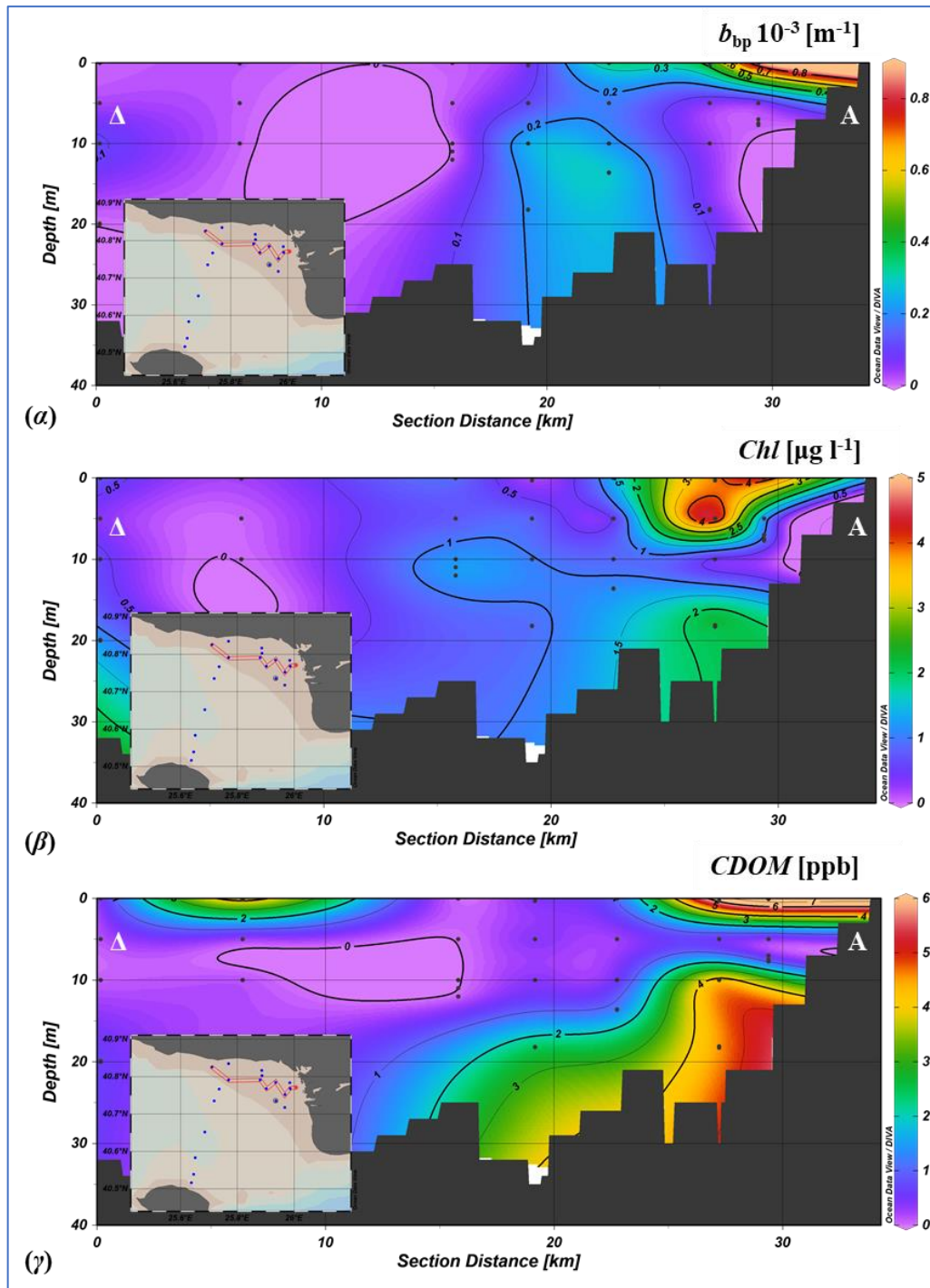
Σχήμα 5.36 Επιφανειακή κατανομή οπισθοσκέδασης, φορισμού της χλωροφύλλης και χρωματιστού διαλυτού υλικού, βάσει των *in-situ* δειγματοληψιών στις 1-2/6/2016 στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης.

Γενικά, έχει παρατηρηθεί ότι οι κύριες υδάτινες μάζες στο Β. Αιγαίο χαρακτηρίζονται από χαμηλές συγκεντρώσεις θρεπτικών συστατικών (Ignatiades 2005). Οι ποτάμιες απορροές (Έβρος) ενισχύουν, ανάλογα με την εποχή, την τροφοδοσία των φραγμάτων και τις ανάγκες για άρδευση, τα φορτία θρεπτικών συστατικών, συμβάλλοντας στη θαλάσσια παραγωγικότητα (Tsiaras et al. 2012).

Παρόλα' αυτά, οι *in-situ* τιμές χλωροφύλλης της παρούσας διατριβής έρχονται σε συμφωνία με προηγούμενες μελέτες στην περιοχή (Kitsiou and Topouzelis 2013), τόσο ποσοτικά, όσο και χωρικά. Η ίδια μελέτη έχει καταλήξει σε αρνητική συσχέτιση μεταξύ συγκεντρώσεων Chl και επιφανειακής θερμοκρασίας, ενώ οι μέγιστες τιμές χλωροφύλλης εντοπίστηκαν σε θερμοκρασίες υδάτων <math><13\text{ }^\circ\text{C}</math>. Κατά τη διάρκεια της άνοιξης οι θαλάσσιες περιοχές με υψηλή παραγωγικότητα έχουν επεκταθεί σε μια ευρύτερη γεωγραφική περιοχή που καλύπτει σχεδόν ολόκληρο το Β. Αιγαίο, καθώς επηρεάζεται έντονα από το πλούμιο του ποταμού και την εισροή του νερού της Μαύρης Θάλασσας, καθώς και από την άνοδο βαθύτερων ρευμάτων στην επιφάνεια (upwelling) στην παράκτια ζώνη (Valavanis et al. 1999). Αυτό το αποτέλεσμα παρατηρήθηκε επίσης από τους Valavanis et al. (2004).

Κατανομή στη στήλη του νερού

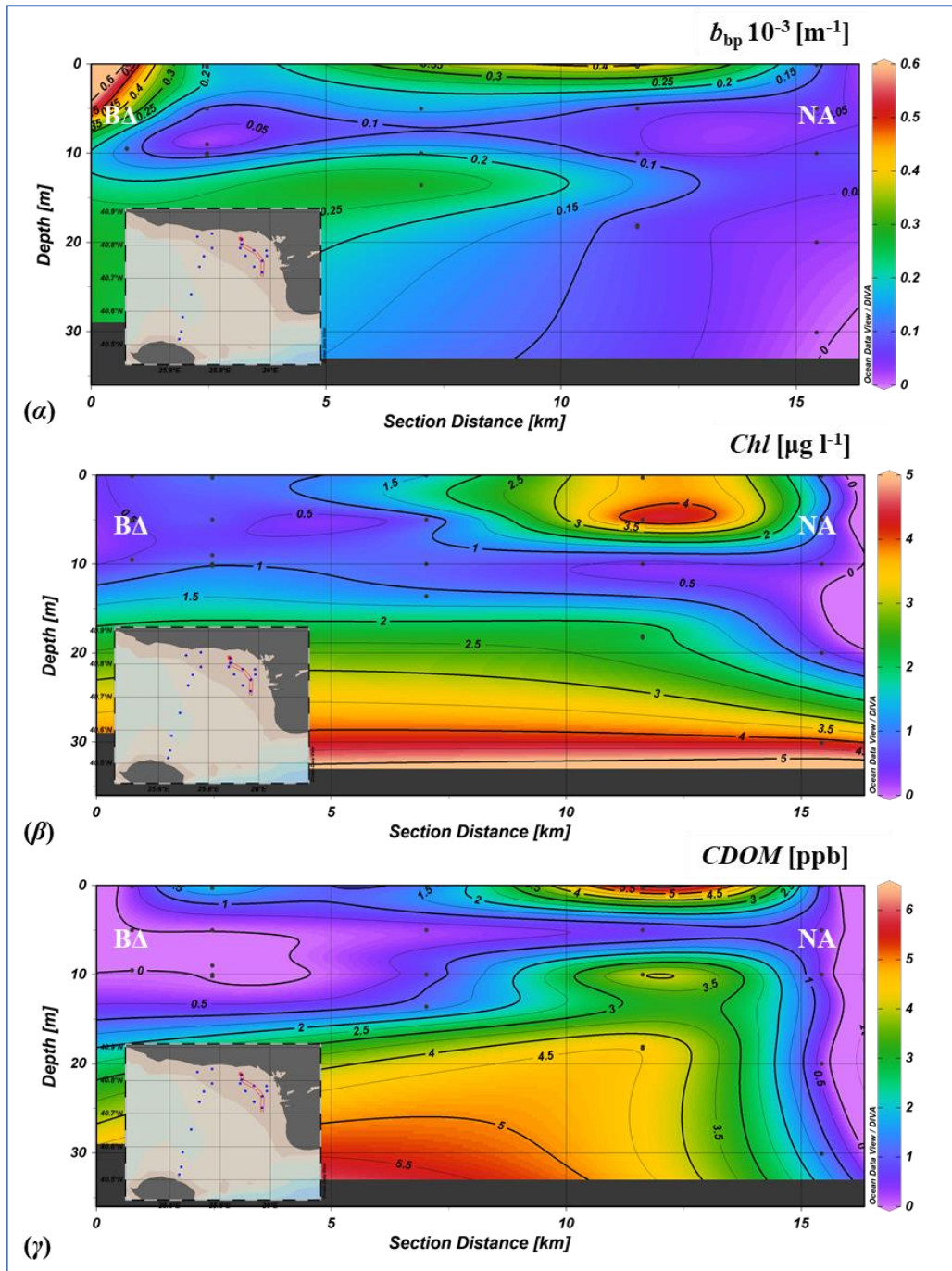
Εξετάζοντας τις κατανομές των οπτικών παραμέτρων στη στήλη του νερού κατά μήκος της τομής T1, από τις εκβολές του Έβρου έως τα δυτικά παράλια της Αλεξανδρούπολης, παρατηρείται αυξημένη συγκέντρωση στα ανατολικά, στις εκβολές του ποταμού και σταδιακή μείωση προς τα δυτικά. Πιο συγκεκριμένα, οι συγκεντρώσεις b_{bp} είναι μεγάλες μόνο στο ανατολικό άκρο και στο επιφανειακό στρώμα (~3 m βάθος), ενώ όσο απομακρυνόμαστε από τις εκβολές και τις ποτάμιες απορροές συναντώνται σχεδόν μηδενικές τιμές (Σχήμα 5.37α). Παρόμοια κατανομή εμφανίζει και η χλωροφύλλη (Σχήμα 5.37β), με τη διαφορά ότι συναντώνται αυξημένες τιμές στα ανατολικά, που φτάνουν σε μεγαλύτερα βάθη (~10 m). Όσον αφορά στο CDOM, ανατολικά οι τιμές είναι αυξημένες τόσο στην επιφάνεια, όσο και σε βάθη μεγαλύτερα των 10 m, ενώ προς τα δυτικά εμφανίζεται ένας πυρήνας μεγάλων συγκεντρώσεων στο επιφανειακό στρώμα, στους παράκτιους σταθμούς δυτικά της Αλεξανδρούπολης.



Σχήμα 5.37 Κατακόρυφη κατανομή οπτικών παραμέτρων α. b_{bp} , β. Chl και γ. CDOM, σε τομή διεύθυνσης Δ-Α, από τα δυτικά παράλια της Αλεξανδρούπολης έως τις εκβολές του Έβρου.(τομή T1).

Οι κατακόρυφες κατανομές των οπτικών παραμέτρων (b_{bp} , Chl, CDOM) σε διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ μπροστά από τις εκβολές του Έβρου παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.38. Παρατηρείται αυξημένη καταγραφή b_{bp} στο επιφανειακό στρώμα (έως 5 m βάθος), τόσο στον σταθμό μπροστά από τον λιμένα της Αλεξανδρούπολης, όσο και μπροστά από τις εκβολές του ποταμού

(Σχήμα 5.38α), γεγονός που σχετίζεται άμεσα με τις ποτάμιες απορροές που εκβάλλουν στον κόλπο. Αντίστοιχα υψηλές είναι και οι τιμές της χλωροφύλλης (Σχήμα 5.38β) στην επιφάνεια, έως τα 6 m βάθος μπροστά από το στόμιο του ποταμού. Επιπρόσθετα, η χλωροφύλλη εμφανίζει αυξημένες τιμές κοντά στον πυθμένα (30 m βάθος), σχηματίζοντας ένα βαθύ στρώμα μέγιστων τιμών χλωροφύλλης (Deep Chlorophyll Maximum-DCM).

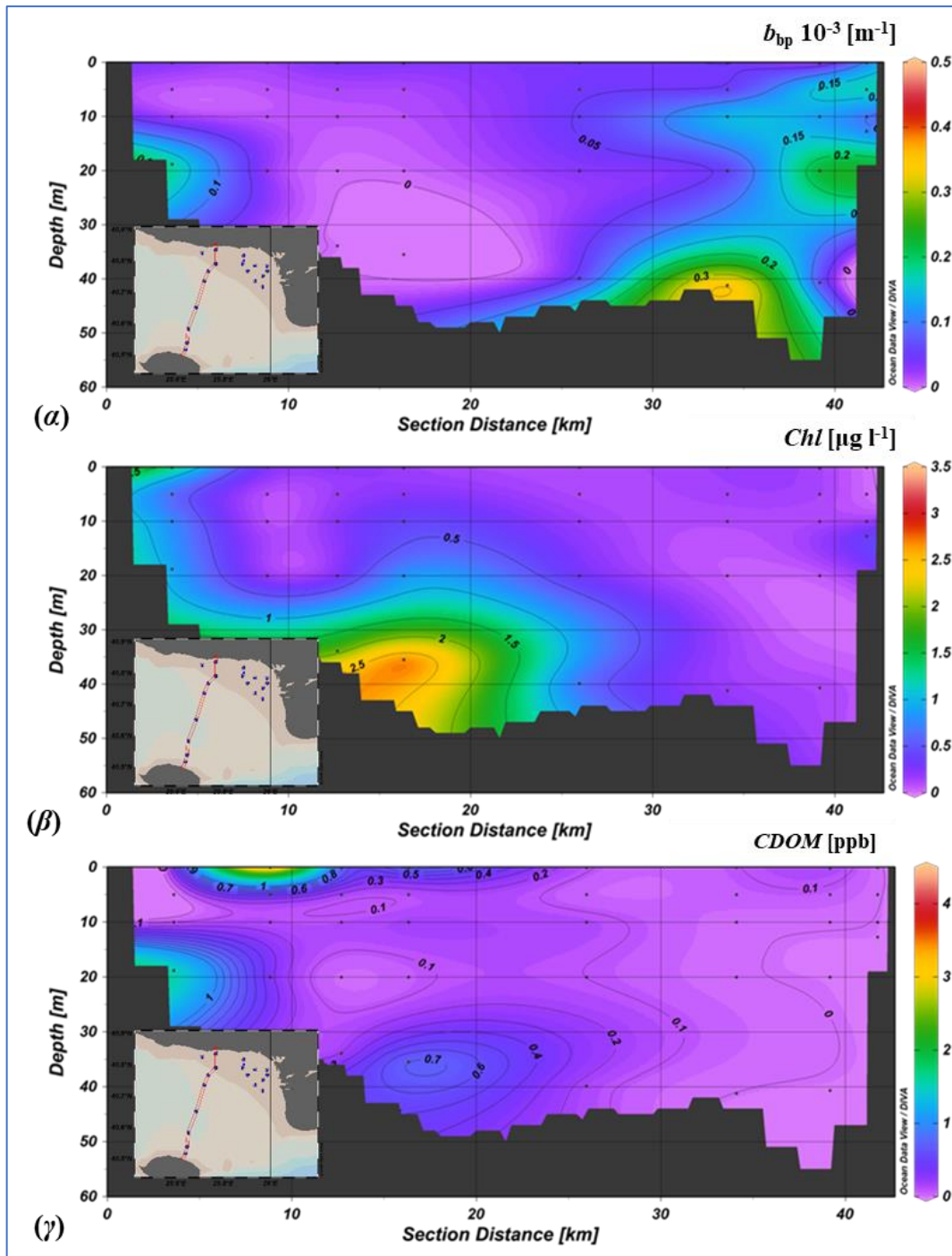


Σχήμα 5.38 Κατακόρυφη κατανομή οπτικών παραμέτρων α. b_{bp} , β. Chl και γ. CDOM, σε τομή διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, μπροστά από τις εκβολές του Έβρου, στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης (τομή T2).

Το φαινόμενο αυτό στα περιβάλλοντα ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας μπορεί να συνδεθεί με επαναιώρηση και παγίδευση των θρεπτικών συστατικών στα αβαθή νερά, γεγονός που έχει καταγραφεί και σε προηγούμενες μελέτες στην περιοχή (Karageorgis et al. 2017). Μελέτες στην ολιγοτροφική ζώνη του Β. Αιγαίου Πελάγους έχουν παρατηρήσει την εμφάνιση του DCM κατά τη διάρκεια της θερμικά στρωματοποιημένης περιόδου και συνδέουν την εμφάνισή του με διαυγή νερά και χαμηλά ποσοστά θρεπτικών συστατικών στα επιφανειακά νερά (V. Lykousis et al. 2002). Το CDOM παρουσιάζει αυξημένες τιμές σε όλο το μήκος της τομής T2 (Σχήμα 5.38γ), τόσο στο επιφανειακό στρώμα μπροστά από το στόμιο του ποταμού, όσο και σε βάθη μεγαλύτερα των 20 m, ακολουθώντας σχεδόν παρόμοια διασπορά με τη χλωροφύλλη.

Στην κατακόρυφη τομή διεύθυνσης B-N, από τα παράλια της Αλεξανδρούπολης έως τις βόρειες ακτές της Σαμοθράκης, περίπου 25-30 km δυτικότερα από τις εκβολές του Έβρου, οι επιφανειακές τιμές των b_{bp} , Chl και CDOM είναι σχετικά χαμηλές, μαρτυρώντας την επικράτηση των νερών της Μαύρης Θάλασσας κατά τη θερινή περίοδο, χωρίς να εμφανίζονται τυρβώδη νερά στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης (Σχήμα 5.39). Εξαίρεση αποτελεί το CDOM που κοντά στην ακτογραμμή της Αλεξανδρούπολης εμφανίζει αυξημένες τιμές (>2.5 ppb) στην επιφάνεια (έως 5 m βάθος) και ξανά περί τα 20 m βάθος.

Συνολικά, κοντά στο στόμα του Έβρου συναντώνται υψηλές συγκεντρώσεις *in-situ* SPM στην επιφάνεια (δηλ. εντός των πρώτων 2-3 m), οι οποίες σχηματίζουν το πλούμιο του Έβρου με υψηλές τιμές Chl και b_{bp} , αλλά με χαμηλή αλατότητα, θερμοκρασία και πυκνότητα, υποδηλώνοντας έτσι την καθαρά ποτάμια προέλευσή του. Περαιτέρω, στην ανοικτή θάλασσα (25-30 km) και δυτικά (κατά μήκος της διατομής B-N, Σχήμα 5.39) εξακολουθούν να υπάρχουν ενδείξεις ότι το πλούμιο του Έβρου προσδιορίζεται ως τοπικά αυξημένη συγκέντρωση SPM, ξεκινώντας από την επιφάνεια έως περίπου 30 m βάθος, με το κυρίως σώμα του να σχηματίζεται στο πυκνοκλινές (10-20 m βάθος) και να σχετίζεται με χαμηλή τιμή Chl. Ως εκ τούτου, εκτεταμένη ανάμειξη πραγματοποιήθηκε μεταξύ του στομίου του Έβρου και της ανοικτής θάλασσας έως τη σαμοθράκη, με τις φυσικές ιδιότητες των νερών Μαύρης Θάλασσας να κυριαρχούν όσο απομακρυνόμαστε από το πλούμιο. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι το στρώμα νερού Μαύρης Θάλασσας φαίνεται να συγκρατείται σε απόσταση περίπου 10 km από την ηπειρωτική Ελλάδα προς τα βόρεια, ωστόσο προς τα νότια εκτείνεται μέχρι την ακτή του νησιού Σαμοθράκη, όπου η τοπικά υψηλή συγκέντρωση SPM καταγράφεται μόλις κάτω την επιφάνεια (3 m και βαθύτερα).



Σχήμα 5.39 Κατακόρυφη κατανομή οπτικών παραμέτρων (b_{bp} , Chl, CDOM) σε τομή διεύθυνσης Β-Ν, από τα δυτικά παράλια της Αλεξανδρούπολης έως το βόρειο τμήμα της Σαμοθράκης (τομή T3).

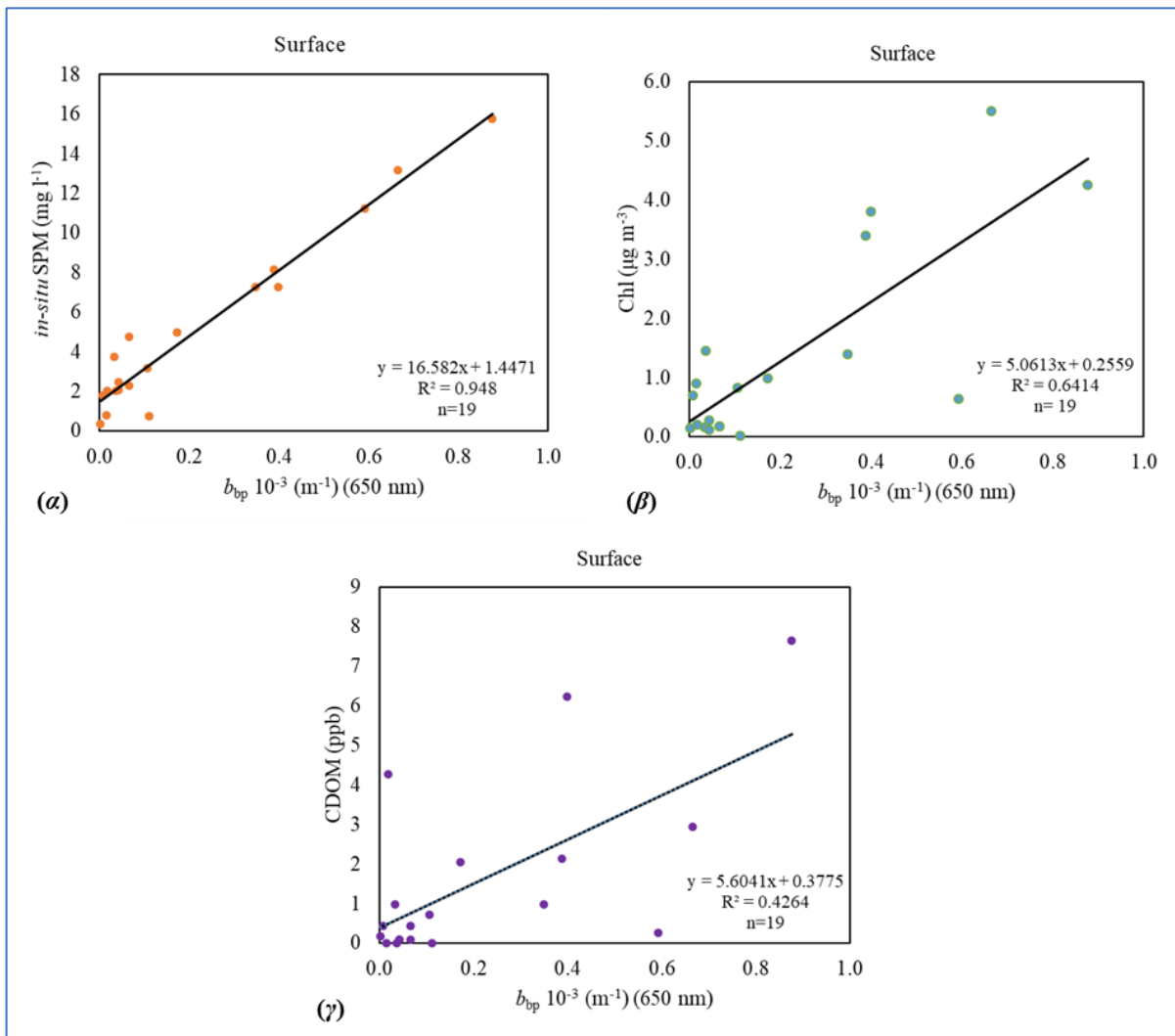
Αυτή η υψηλή παράκτια συγκέντρωση SPM φαίνεται να σχετίζεται με διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κατά μήκος του βόρειου τμήματος της Σαμοθράκης και όχι λόγω του ρυπιδίου του Έβρου. Στη βόρεια παράλια ζώνη του νησιού φαίνεται να υπάρχει ισχυρή διάβρωση των ιζημάτων της βόρεια πλευράς των βουνών της Σαμοθράκης.

Η κατακόρυφη κατανομή έδειξε μια πτωτική τάση των b_{bp} από την επιφάνεια και τα μεσαία στρώματα στο κάτω στρώμα με υψηλές τιμές μόνο στο επιφανειακό στρώμα των παράκτιων περιοχών, οι οποίες συσχετίζονται με τη χαμηλότερη αλατότητα και υψηλότερη συγκέντρωση Chl και CDOM, αντίστοιχα. Οι κατανομές CDOM έδειξαν όμοια τάση με τη χλωροφύλλη και αντίθετη τάση με την αλατότητα και δεν βρέθηκε σημαντική γραμμική σχέση με τη συγκέντρωση b_{bp} , γεγονός που αποδεικνύει ότι το CDOM στις επιφανειακές και μεσαίες στρώσεις κυριαρχείται από τις χερσαίες εισροές και τις ανθρώπινες δραστηριότητες της παράκτιας ζώνης. Το CDOM δείχνει να επηρεάζεται κυρίως από την είσοδο του ποταμού στην παράκτια περιοχή, αλλά και από τις βιογενείς δραστηριότητες. Οι αυξημένες συγκεντρώσεις στο κατώτατο στρώμα στους παράκτιους σταθμούς αποδίδεται τόσο στις ανθρώπινες δραστηριότητες, όσο και στην πιθανή απελευθέρωση CDOM στο νερό από τα θαλάσσια ιζήματα του πυθμένα, λόγω φυσικών διεργασιών, όπως τοπικές δίνες και upwellings.

5.2.1.2 Συσχέτιση (βαθμονόμηση) τιμών οπισθοσκέδασης με *in-situ* τιμές αιωρούμενου υλικού

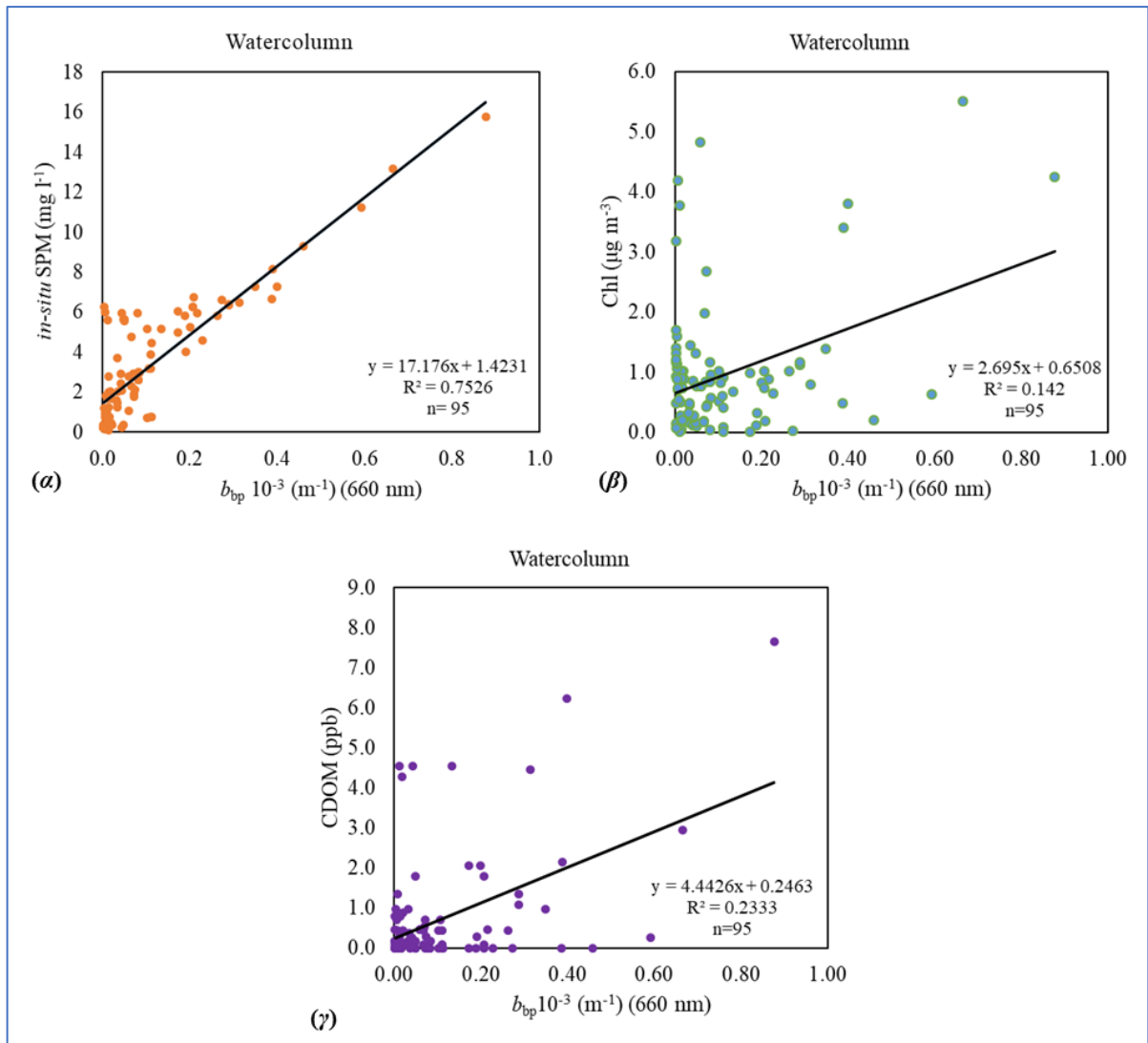
Όπως προαναφέρθηκε, οι τιμές χλωροφύλλης και CDOM που καταγράφηκαν από τα οπτικά όργανα θα πρέπει να ληφθούν υπόψη ως ένδειξη της χωρικής κατανομής και μεταβλητότητας τους και όχι ως απόλυτες τιμές, καθώς τα όργανα δεν έχουν βαθμονομηθεί με δείγματα από την περιοχή. Βαθμονόμηση των οργάνων πραγματοποιήθηκε μόνο για τις τιμές της οπισθοσκέδασης, συγκρίνοντας με *in-situ* δείγματα αιωρούμενου υλικού.

Με βάσει αυτό, γραφήματα διασποράς των μετρούμενων στο πεδίο παραμέτρων b_{bp} , Chl και *in-situ* SPM στην επιφάνεια και εντός της στήλης ύδατος δημιουργήθηκαν για να αναλυθεί η οπτική πολυπλοκότητα στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, κατά τη διάρκεια του πλου στις 1-2 Ιουνίου 2016. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.40α, οι *in-situ* SPM τιμές παρουσιάζουν πολύ καλή συσχέτιση με τις αντίστοιχες τιμές οπισθοσκέδασης ($R^2 = 0.94$) για το επιφανειακό στρώμα νερού, ενώ η αντίστοιχη συσχέτιση της χλωροφύλλης με την οπισθοσκέδαση (Σχήμα 5.40β) για την επιφάνεια ήταν πιο αδύναμη ($R^2 = 0.64$) και ακόμη πιο αδύναμη ήταν η συσχέτιση με τις τιμές CDOM ($R^2 = 0.42$) (Σχήμα 5.40γ).



Σχήμα 5.40 Διαγράμματα διασποράς στην επιφάνεια μεταξύ οπισθοσκέδασης στο κόκκινο (650 nm) και α. *in-situ* SPM, β. Chl και γ. CDOM.

Παρ'όλα αυτά, όταν εξετάζεται ολόκληρη η στήλη ύδατος, η Chl εμφανίζει χαμηλές τιμές ($<5.5 \mu\text{g l}^{-1}$), ενώ η συσχέτιση των τιμών της με τις αντίστοιχες b_{bp} είναι πολύ αδύναμη ($R^2 = 0.14$) (Σχήμα 5.41β), ενισχύοντας έτσι την πεποίθηση που εξέφρασαν οι Karageorgis et al. (2017) ότι το b_{bp} δεν είναι μια καλή μεταβλητή για τη μελέτη της διασποράς του φυτοπλαγκτόν στη συγκεκριμένη περιοχή. Το ίδιο συμβαίνει και με τη συσχέτιση CDOM- b_{bp} , με χαμηλότερο συντελεστή ($R^2 = 0.23$) από τον αντίστοιχο των επιφανειακών τιμών (Σχήμα 5.41γ).



Σχήμα 5.41 Διαγράμματα διασποράς στη στήλη του νερού μεταξύ οπισθοσκέδασης στο κόκκινο (650 nm) και α. *in-situ* SPM, β. Chl και γ. CDOM.

Αντίθετα, οι τιμές b_{bp} και *in-situ* SPM έχουν ισχυρή συσχέτιση τόσο στην επιφάνεια ($R^2 = 0.94$), όσο και εντός της στήλης ύδατος ($R^2 = 0.75$) (Σχήμα 5.41α), οπότε προκύπτει ένα βαθμονομημένο μοντέλο για το σύνολο των επιφανειακών δεδομένων και ένα δεύτερο από το σύνολο όλων των μετρήσεων στη στήλη του νερού, εκφρασμένο από τις γραμμικές συναρτήσεις 5.1 και 5.2 αντίστοιχα:

$$SPM = 16.5 \times b_{bp \text{ surface}}(650) + 1.44 \quad (5.1)$$

$$SPM = 17.1 \times b_{bp \text{ total}}(650) + 1.42 \quad (5.2).$$

Οι επιδόσεις της συσχέτισης b_{bp} -SPM, τόσο στην επιφάνεια, όσο και στη στήλη του νερού, αξιολογήθηκαν μέσω των στατιστικών τιμών που προκύπτουν από τη σύγκριση του λόγου των απόλυτων τιμών των τετραγώνων της εκτιμώμενης τιμής προς την παρατηρούμενη τιμή (Significance f -value και p -value). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.5, μαζί με τον συντελεστή συσχέτισης R^2 και το Standard error, r . Όπως προαναφέρθηκε η σύγκριση των *in-situ* επιφανειακών τιμών b_{bp} - SPM έχει πολύ καλό συντελεστή συσχέτισης ($R^2 = 0.94$), γεγονός που επιβεβαιώνουν και οι στατιστικοί συντελεστές f , p , των οποίων οι τιμές είναι τόσο μικρές, ώστε ενισχύεται η ακρίβεια της συσχέτισης.

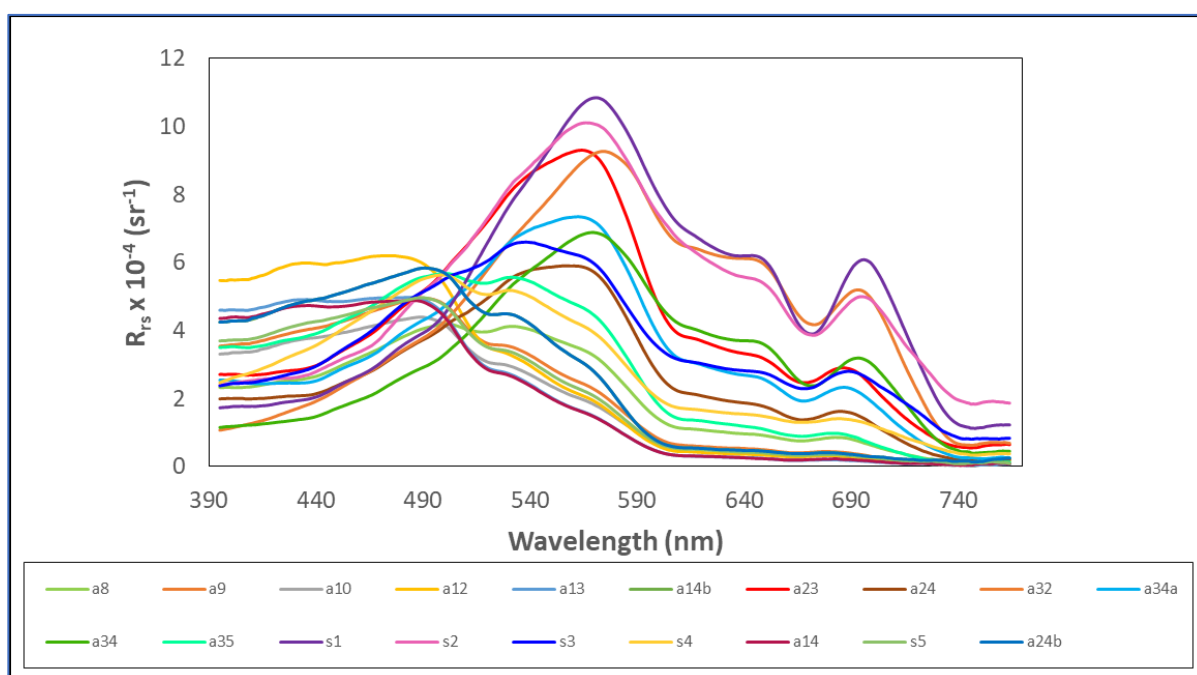
Πίνακας 5.5 Οπτική παράμετρος οπισθοσκέδασης, b_{bp} , ως συνάρτηση του SPM. Στατιστική ανάλυση πρόβλεψης από την παλινδρόμηση των δύο εξαρτώμενων παραμέτρων, τόσο για τις μετρήσεις στην επιφάνεια ($n = 19$), όσο και για το σύνολο των μετρήσεων στη στήλη του νερού ($n = 95$).

	R^2	r	f -value	p -value
Επιφάνεια	0.94	0.06	5.91544E-30	5.91544E-30
Στήλη νερού	0.75	1.5	3.88667E-12	3.88667E-12

Η γενικά χαμηλή κατανομή b_{bp} , Chl και *in-situ* SPM, κατά τη διάρκεια αυτής της έρευνας, δηλώνει τη μειωμένη δραστηριότητα απορροής του ποταμού Έβρου κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, αν και ακόμη και υπό αυτές τις συνθήκες, υπάρχει έντονη θετική συσχέτιση μεταξύ οπισθοσκέδασης (b_{bp}) και *in-situ* SPM.

5.2.1.3 Ακτινοβολία & Υπερφασματική Ανακλαστικότητα Τηλεπισκόπησης

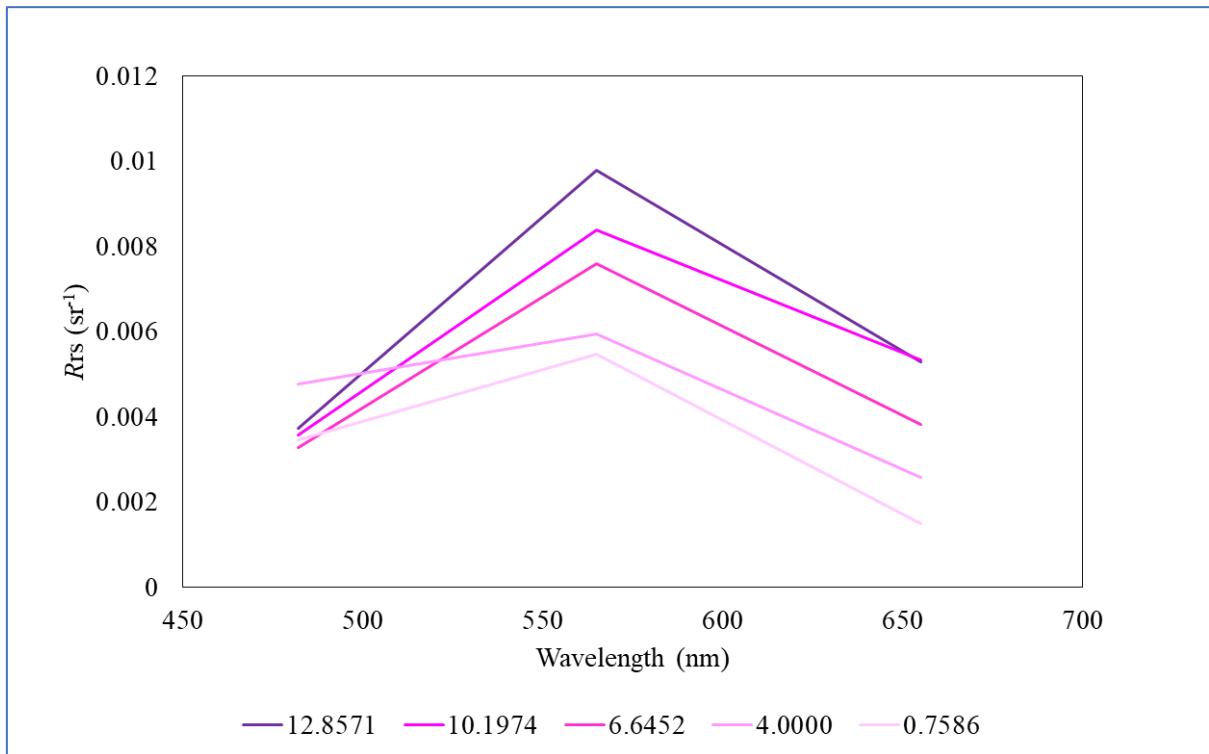
Η υπερφασματική ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης (R_{rs}) που προκύπτει από τον λόγο των ραδιομετρικών μετρήσεων (L_w/E_d) για όλους τους σταθμούς δειγματοληψίας παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.42, ως συνάρτηση του μήκους κύματος (λ), από 395 nm έως 764 nm. Οι τιμές των ανακλαστικότητων τηλεπισκόπησης κυμάνθηκαν μεταξύ $\sim 0-0.0012 \text{ sr}^{-1}$, με τις μεγαλύτερες να εμφανίζονται στους σταθμούς S1 (μωβ γραμμή) και S2 (φούξια γραμμή). Οι μέγιστες τιμές εντοπίζονται στα $\sim 575 \text{ nm}$.



Σχήμα 5.42 Ανακλαστικότητες τηλεπισκόπησης, R_{rs} , ως συνάρτηση του μήκους κύματος (λ), για όλους τους σταθμούς δειγματοληψίας στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης (1-2/6/2016).

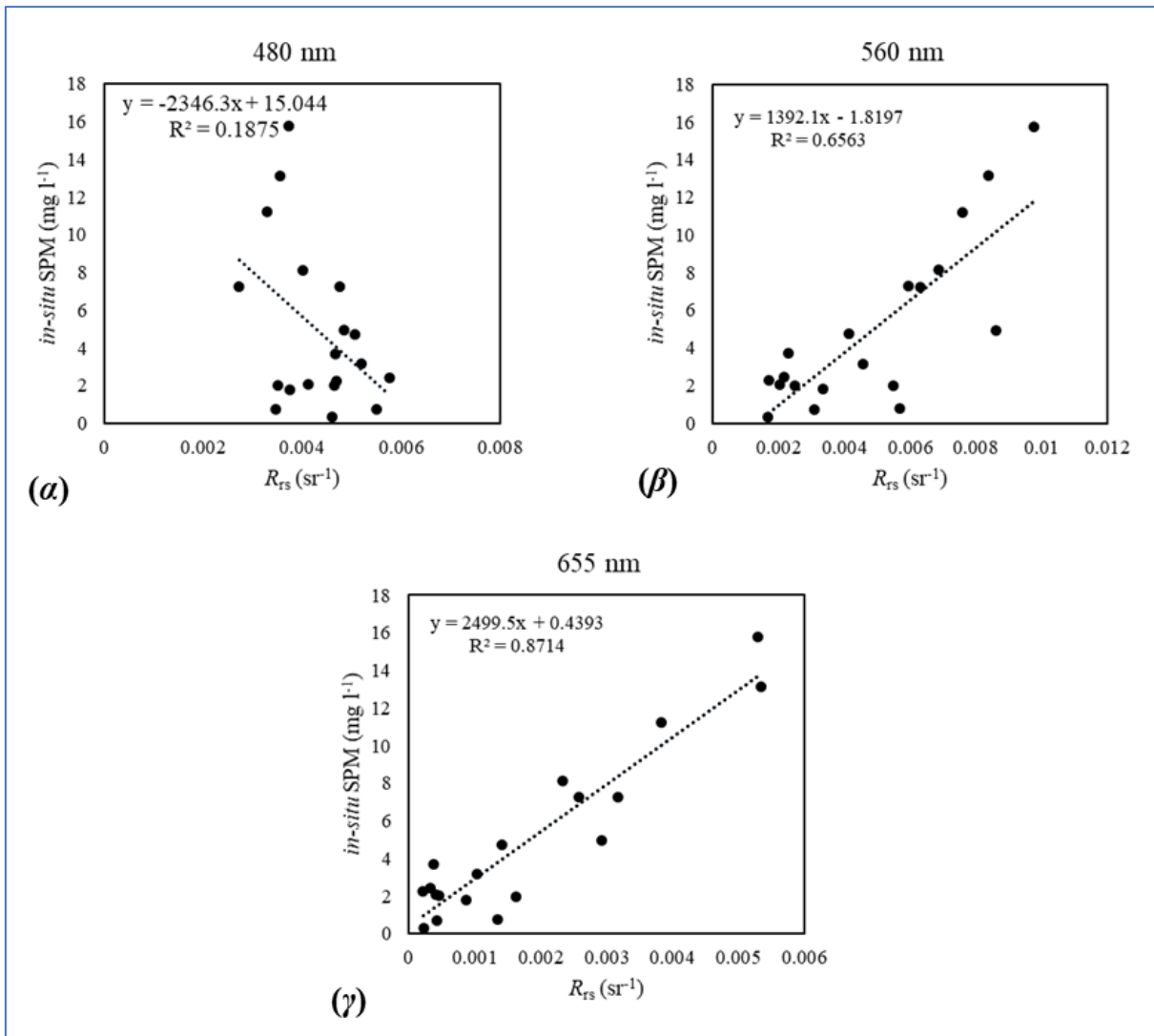
Αντίστοιχα, οι μικρότερες τιμές ($0-2 \cdot 10^{-4} \text{ sr}^{-1}$) εντοπίζονται για μήκη κύματος $>690 \text{ nm}$. Οι σταθμοί S1 και S2 βρίσκονται μπροστά από τις εκβολές του ποταμού Έβρου και οι σχετικά μεγάλες τιμές ανακλαστικότητας μαρτυρούν μεγάλες συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού, λόγω των ποτάμιων απορροών.

Οι αντίστοιχες επιφανειακές *in-situ* τιμές R_{rs} που συλλέχθηκαν σε διαφορετικούς σταθμούς στον Κόλπο της Αλεξανδρούπολης και τα αντίστοιχα μήκη κύματος για διαφορετικές τιμές SPM παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.43.



Σχήμα 5.43 Ανακλαστικότητες τηλεπισκόπησης, (R_{rs}), μετρημένες στο πεδίο, για τα μήκη κύματος που αντιστοιχούν στις φασματικές ζώνες του ορατού φάσματος του Landsat-8 για διαφορετικές συγκεντρώσεις SPM, στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης.

Στο ορατό φάσμα, παρατηρείται προοδευτική αύξηση των τιμών ανακλαστικότητας, καθώς αυξάνονται οι συγκεντρώσεις SPM. Γενικά, η ανακλώμενη ακτινοβολία στο μπλε φάσμα είναι χαμηλή, αρχίζει κατόπιν να αυξάνεται μεταξύ 500-600 nm και μειώνεται και πάλι μετά τα ~570 nm. Το Σχήμα 5.44 δείχνει τις μετρηθείσες τιμές ανάκλασης στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, σε τρία διαφορετικά μήκη κύματος (480, 560, 655 nm), που αντιστοιχούν στις ζώνες Landsat-8 OLI B2, B3 και B4, αντίστοιχα.



Σχήμα 5.44 Τιμές ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης (R_{rs}) σε διαφορετικές ζώνες μήκους κύματος 480, 560 και 655 nm, έναντι των επιφανειακών *in-situ* τιμών SPM. Οι συντελεστές συσχέτισης των τιμών (R^2) για τις αντίστοιχες φασματικές ζώνες είναι $R^2_{(480)} = 0.1875$, $R^2_{(560)} = 0.6563$ και $R^2_{(655)} = 0.8714$.

Τα στατιστικά των *in-situ* τιμών ανακλαστικότητας παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.6. Οι μέσες τιμές για τα 480, 560 και 655 nm είναι 0.0046, 0.0050 και 0.0018 sr⁻¹, αντίστοιχα, ενώ οι μικρότερες τιμές εντοπίζονται στα 655 nm (0.0002 sr⁻¹) και οι μεγαλύτερες στα 560 nm (0.0105 sr⁻¹).

Πίνακας 5.6 Στατιστικά των *in-situ* τιμών R_{rs} σε διαφορετικά μήκη κύματος 480, 560 και 655 nm μετρούμενα στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, ΒΑ Αιγαίο.

Wavelength bands (nm)	Remote Sensing Reflectance R_{rs} (sr^{-1})			
	Min	Max	Average	St. Dev.
480	0.0027	0.0062	0.0046	0.0008
560	0.0017	0.0105	0.0050	0.0030
655	0.0002	0.0056	0.0018	0.0018

Οι επιδόσεις της συσχέτισης b_{bp} -SPM, τόσο στην επιφάνεια, όσο και στη στήλη του νερού, αξιολογήθηκαν μέσω των στατιστικών τιμών που προκύπτουν από τη σύγκριση του λόγου των απόλυτων τιμών των τετραγώνων της εκτιμώμενης τιμής προς την παρατηρούμενη τιμή (Significance f-value και p-value). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.7, μαζί με τον συντελεστή συσχέτισης R^2 και το Standard error, r . Όπως προαναφέρθηκε η σύγκριση των *in-situ* επιφανειακών τιμών b_{bp} - SPM έχει πολύ καλό συντελεστή συσχέτισης ($R^2 = 0.94$), γεγονός που επιβεβαιώνουν και οι στατιστικοί συντελεστές f , p , των οποίων οι τιμές είναι τόσο μικρές, ώστε ενισχύεται η ακρίβεια της συσχέτισης.

Πίνακας 5.7 Οπτική παράμετρος οπισθοσκέδασης, b_{bp} , ως συνάρτηση του SPM. Στατιστική ανάλυση πρόβλεψης από την παλινδρόμηση των δύο εξαρτώμενων παραμέτρων, τόσο για τις μετρήσεις στην επιφάνεια ($n = 19$), όσο και για το σύνολο των μετρήσεων στη στήλη του νερού ($n = 95$).

	R^2	r	f -value	p -value
Επιφάνεια	0.94	0.06	5.91544E-30	5.91544E-30
Στήλη νερού	0.75	1.5	3.88667E-12	3.88667E-12

Η γενικά χαμηλή κατανομή b_{bp} , Chl και *in-situ* SPM, κατά τη διάρκεια αυτής της έρευνας, δηλώνει τη μειωμένη δραστηριότητα απορροής του ποταμού Έβρου κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, αν και ακόμη και υπό αυτές τις συνθήκες, υπάρχει έντονη θετική συσχέτιση μεταξύ οπισθοσκέδασης (b_{bp}) και *in-situ* SPM.

5.2.2 Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός

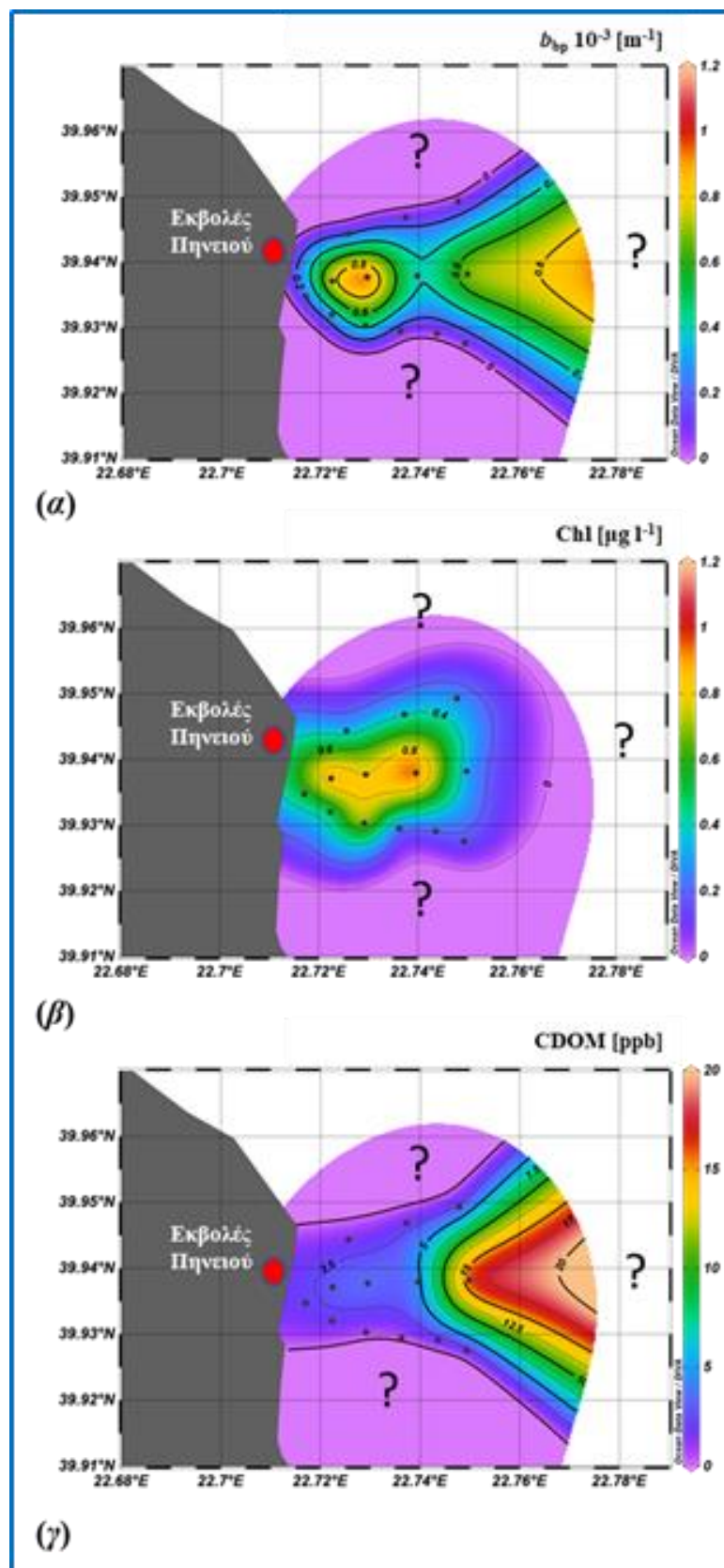
Η δεύτερη συλλογή οπτικών δεδομένων αφορά σε μετρήσεις οπισθοσκέδασης στο κόκκινο (650 nm), φθορισμού χλωροφύλλης και CDOM, σε κάθε σταθμό δειγματοληψιών, στην επιφάνεια και στη στήλη του νερού στο θαλάσσιο χώρο των εκβολών του Πηνειού ποταμού. Οι τιμές χλωροφύλλης και CDOM που καταγράφηκαν από τα οπτικά όργανα θα πρέπει να ληφθούν υπόψη ως ένδειξη της χωρικής κατανομής και μεταβλητότητάς τους και όχι ως απόλυτες τιμές, καθώς τα όργανα δεν έχουν βαθμονομηθεί με δείγματα από την περιοχή.

5.2.2.1 Διασπορά αιωρούμενου υλικού και οπτικών παραμέτρων

Επιφανειακή κατανομή

Η συλλογή οπτικών δεδομένων αφορά σε μετρήσεις οπισθοσκέδασης στο κόκκινο (650 nm), φθορισμού χλωροφύλλης και DCOM, σε κάθε σταθμό δειγματοληψιών, στην επιφάνεια και στη στήλη του νερού. Στο Σχήμα 5.45 παρουσιάζεται η επιφανειακή κατανομή των τιμών b_{bp} , Chl και CDOM στον παράκτιο χώρο των εκβολών του Πηνειού, στις 8 Ιουνίου 2018.

Και οι τρεις παράμετροι φαίνεται να ακολουθούν σχεδόν ίδια επιφανειακή διασπορά, με τις μεγαλύτερες τιμές να συναντώνται στην προέλαση του στομίου του ποταμού, μπροστά από τις εκβολές, καθώς και στη βόρεια παράκτια ζώνη. Πιο συγκεκριμένα, η οπισθοσκέδαση στο κόκκινο (650 nm) εμφανίζει σταδιακή μείωση από το δέλτα του Πηνειού ($0.8-1.2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$) προς την ανοικτή θάλασσα στα ανατολικά ($0.2-0.4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$), με την κύρια εστία υψηλής συγκέντρωσης να εμφανίζεται περίπου 1 km από την ακτογραμμή των εκβολών. Η χλωροφύλλη ακολουθεί σχεδόν το ίδιο μοτίβο επιφανειακής κατανομής με τιμές που κυμαίνονται μεταξύ $0.8-1.2 \text{ } \mu\text{g l}^{-1}$ μπροστά από τις εκβολές και μειωμένες τιμές ($<0.4 \text{ } \mu\text{g l}^{-1}$) προς την ανοικτή θάλασσα στα ανατολικά. Παρατηρείται ότι στο βόρειο και νότιο τμήμα δεν αυξάνονται οι τιμές της χλωροφύλλης, με τις τιμές των μετρήσεων να είναι σχεδόν μηδενικές. Αντίστοιχα, το CDOM συμφωνεί με την κατανομή της χλωροφύλλης, με μοναδική εξαίρεση ότι οι μέγιστες τιμές (15-20 ppb) βρίσκονται μετατοπισμένες 0.5 km ανατολικότερα στο κεντρικό τμήμα, σε σχέση με την εστία της χλωροφύλλης.



Σχήμα 5.45 Επιφανειακή κατανομή α. οπισθοσκέδασης, β. φθορισμού της χλωροφύλλης και γ. χρωματιστού διαλυτού υλικού, βάσει των *in-situ* δειγματοληψιών στις 8/6/2018 στον παράκτιο χώρο των εκβολών του Πηνησιού.

Κατακόρυφη Κατανομή αιωρούμενου υλικού

Οι κατακόρυφες κατανομές των οπτικών παραμέτρων (b_{bp} , Chl, CDOM) σε διεύθυνση B-N μπροστά από τις εκβολές του Πηνειού και σε απόσταση ~ 1.5 km από την ακτογραμμή παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.46. Παρατηρείται αυξημένη καταγραφή b_{bp} στο επιφανειακό στρώμα (έως 2 m βάθος) μπροστά από τις εκβολές του ποταμού και προς νότο (Σχήμα 5.46α), γεγονός που σχετίζεται άμεσα με τις ποτάμιες απορροές, ενώ σε βάθη μεταξύ 15-25 m εντοπίζονται οι μέγιστες τιμές b_{bp} ($>1.25 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$).

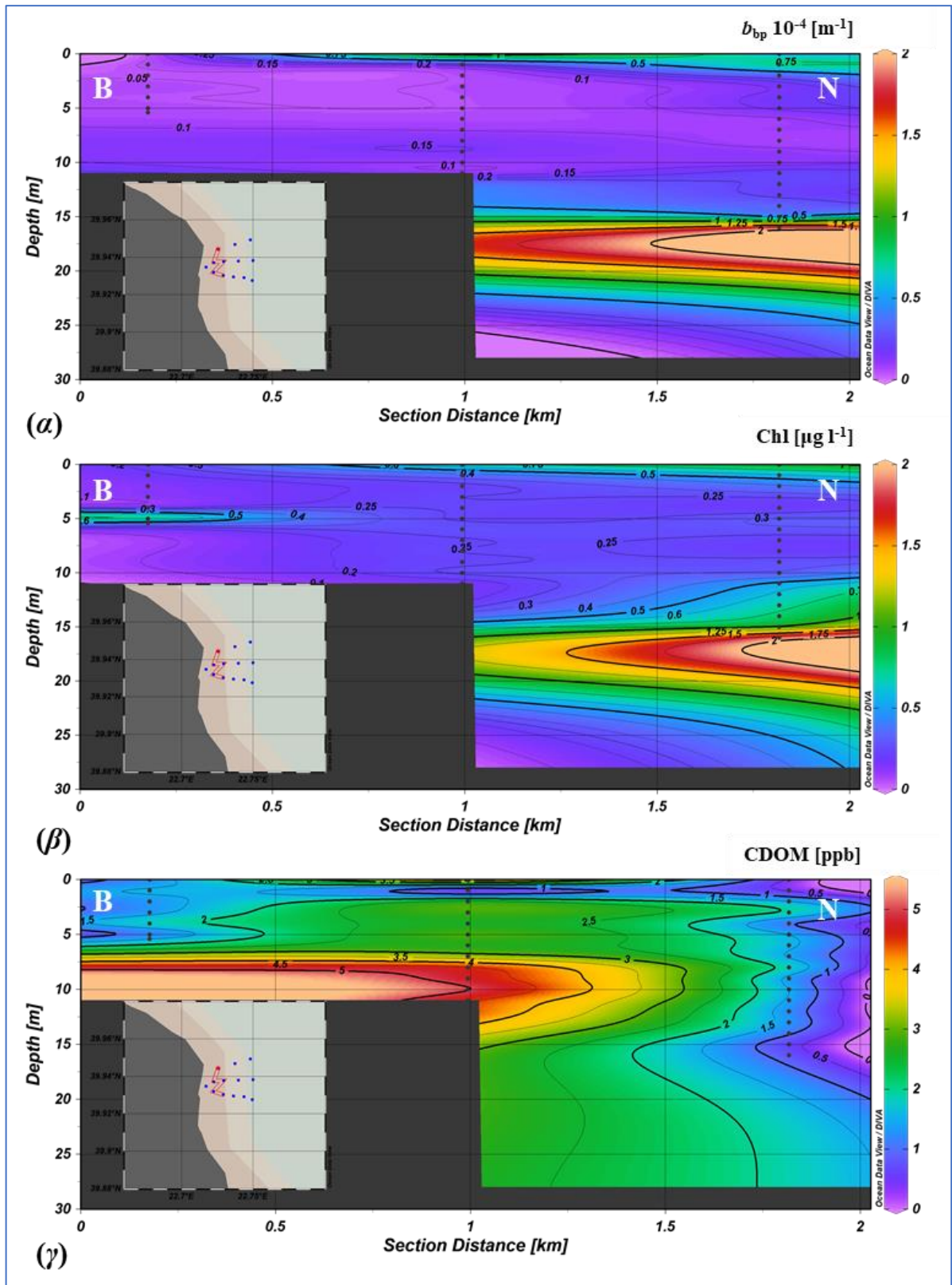
Αντίστοιχα υψηλές είναι και οι τιμές της χλωροφύλλης (Σχήμα 5.46β), τόσο στην επιφάνεια, έως τα 2 m βάθος μπροστά από το στόμιο του ποταμού, όσο και στα βάθη μεταξύ 15-25 m, ακολουθώντας την ίδια σχεδόν διασπορά με το b_{bp} . Οι αυξημένες τιμές της χλωροφύλλης κοντά στον πυθμένα (>20 m βάθος), στους σταθμούς που βρίσκονται κοντά στην ακτογραμμή, σχηματίζουν ένα βαθύτερο στρώμα μέγιστων τιμών χλωροφύλλης (Deep Chlorophyll Maximum-DCM). Το φαινόμενο αυτό στα περιβάλλοντα ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας μπορεί να συνδεθεί με επαναιώρηση και παγίδευση των θρεπτικών συστατικών στα αβαθή νερά, γεγονός που έχει καταγραφεί και σε προηγούμενες μελέτες στην περιοχή του Β. Αιγαίου (Karageorgis et al. 2003, Karageorgis et al. 2017). Μελέτες στην ολιγοτροφική ζώνη του Βόρειου Αιγαίου Πελάγους (Siokou et al. 2013, Ignatiades et al. 2002) έχουν παρατηρήσει την εμφάνιση του DCM κατά τη διάρκεια της θερμικά στρωματοποιημένης περιόδου και συνδέουν την εμφάνισή της με διανυγή νερά και χαμηλά ποσοστά θρεπτικών συστατικών στα επιφανειακά νερά. Το CDOM εμφανίζει τις μέγιστες τιμές του σε βάθη κάτω από 6 m, με τις τιμές στην επιφάνεια να κυμαίνονται μεταξύ 1-2 ppb.

Στην κατακόρυφη κατανομή της οπισθοσκέδασης, στην τομή διεύθυνσης Δ-Α, από τις εκβολές του Πηνειού προς την ανοικτή θάλασσα (Σχήμα 5.47α), παρατηρείται αυξημένη συγκέντρωση μόνο στην επιφάνεια (έως 3 m βάθος) και στο δυτικό τμήμα, προς την ακτογραμμή. Στο υπόλοιπο τμήμα η διασπορά είναι πολύ χαμηλή, μικρότερη από $0.3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$. Το ίδιο συμβαίνει και με τη χλωροφύλλη, με εξαίρεση το δυτικό τμήμα, στον σταθμό μέσα από το ποτάμι, όπου ξανά παρατηρείται αυξημένη επιφανειακή συγκέντρωση (Σχήμα 5.47β). Το CDOM, παρουσιάζει γενικά υψηλές συγκεντρώσεις, σε όλη τη στήλη, με τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 3-5 ppb, τόσο στην επιφάνεια όσο και σε μεγαλύτερα βάθη, μέχρι τον πυθμένα (Σχήμα 5.47γ).

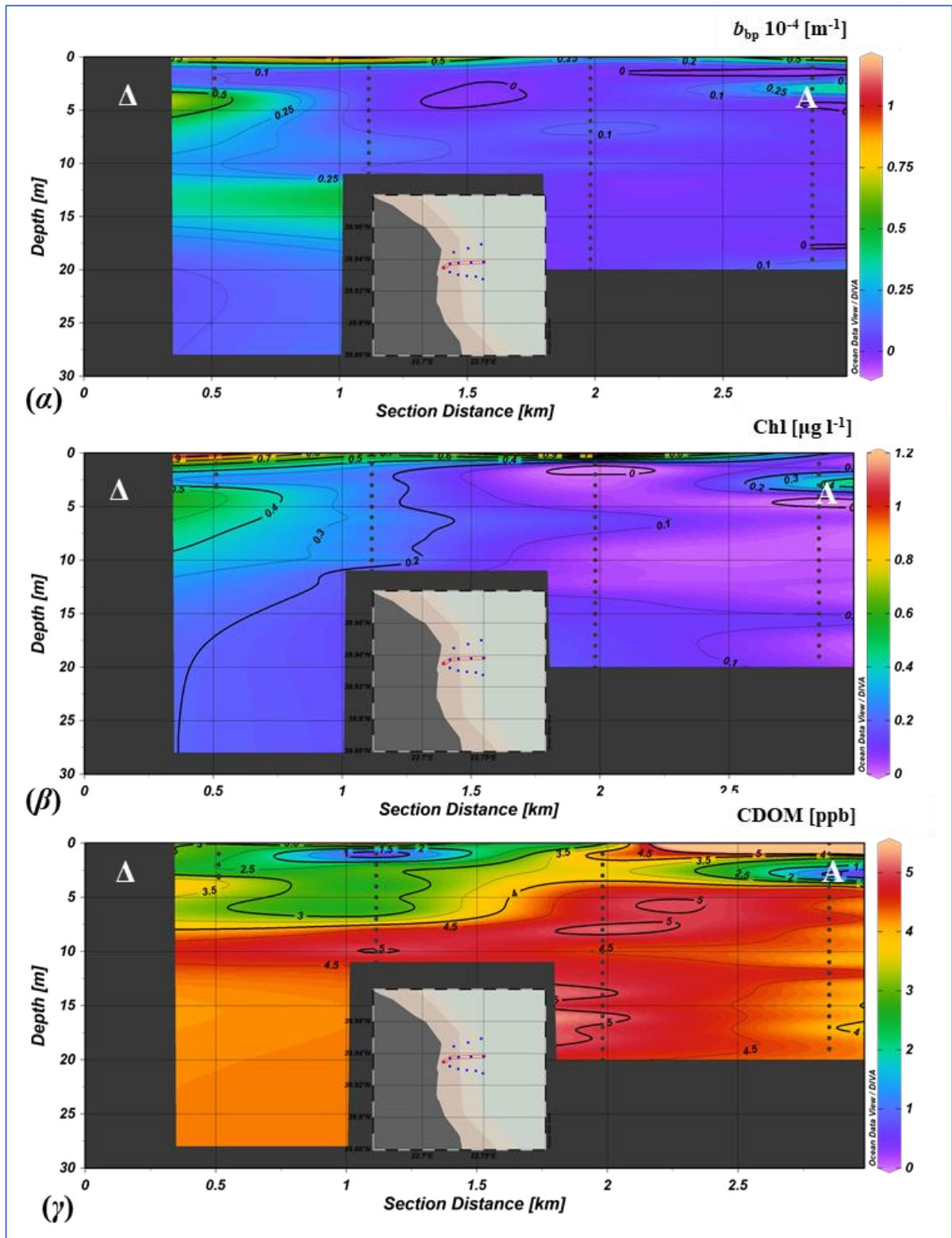
Βόρεια των εκβολών, το b_{bp} είναι σχετικά αμελητέο ($<0.2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$) στη στήλη του νερού, εκτός από το δυτικό άκρο κοντά στην ακτογραμμή, με συγκεντρώσεις $>0.4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ στην επιφάνεια, έως και ~ 10 m βάθος (Σχήμα 5.48α). Το ίδιο συμβαίνει και με την κατανομή της χλωροφύλλης, η οποία εμφανίζει μόνο επιφανειακά και κοντά στην ακτογραμμή συγκεντρώσεις

μεγαλύτερες από $0.6 \mu\text{g l}^{-1}$ (Σχήμα 5.48β). Το CDOM στο βόρειο τμήμα και σε απόσταση ~ 2 km από την ακτή παρουσιάζει μία εστία μεγάλων συγκεντρώσεων (>3 ppb), από την επιφάνεια μέχρι και τον πυθμένα, τιμές που συναντώνται επίσης και στο δυτικό άκρο, τόσο επιφανειακά όσο και βαθύτερα (Σχήμα 5.48γ).

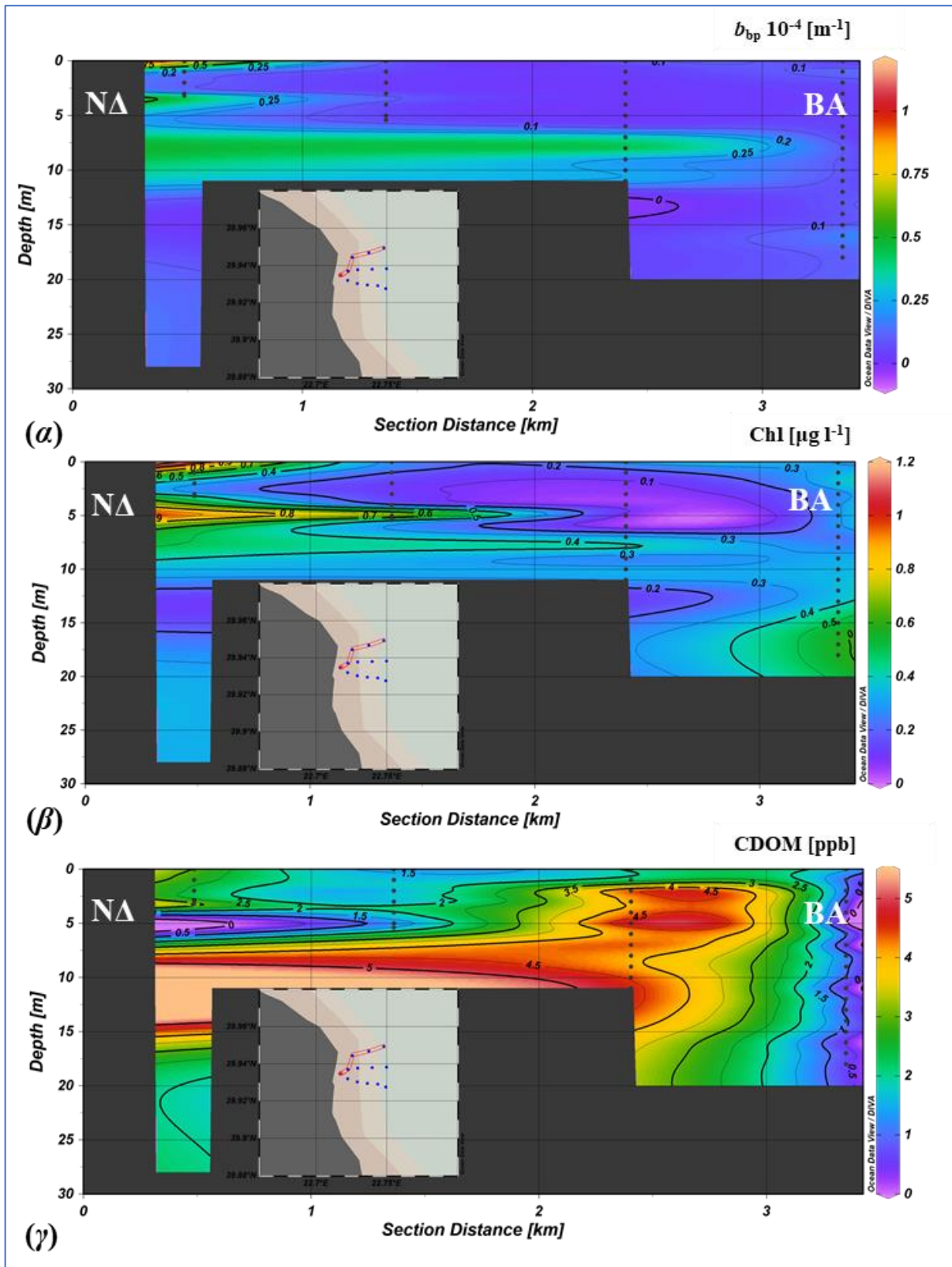
Τέλος, στο νότιο τμήμα, ενδιαφέρον προκαλούν οι αυξημένες συγκεντρώσεις b_{bp} στο δυτικό άκρο και σε βάθη >12 m (Σχήμα 5.49α), ενώ στην επιφάνεια οι τιμές είναι σχεδόν μηδενικές. Αντίστοιχα, ίδια κατανομή ακολουθεί και η χλωροφύλλη (Σχήμα 5.49β), με μεγάλες τιμές ($> 1.5 \mu\text{g l}^{-1}$) μόνο στο δυτικό άκρο και σε βάθη μεταξύ 12-22 m. Το CDOM εμφανίζεται αυξημένο μονάχα επιφανειακά, στο δυτικό άκρο, κοντά στην ακτογραμμή (2 ppb), ενώ η γενική του κατανομή στη στήλη του νερού είναι πολύ χαμηλή (~ 1.3 ppb) (Σχήμα 5.49γ).



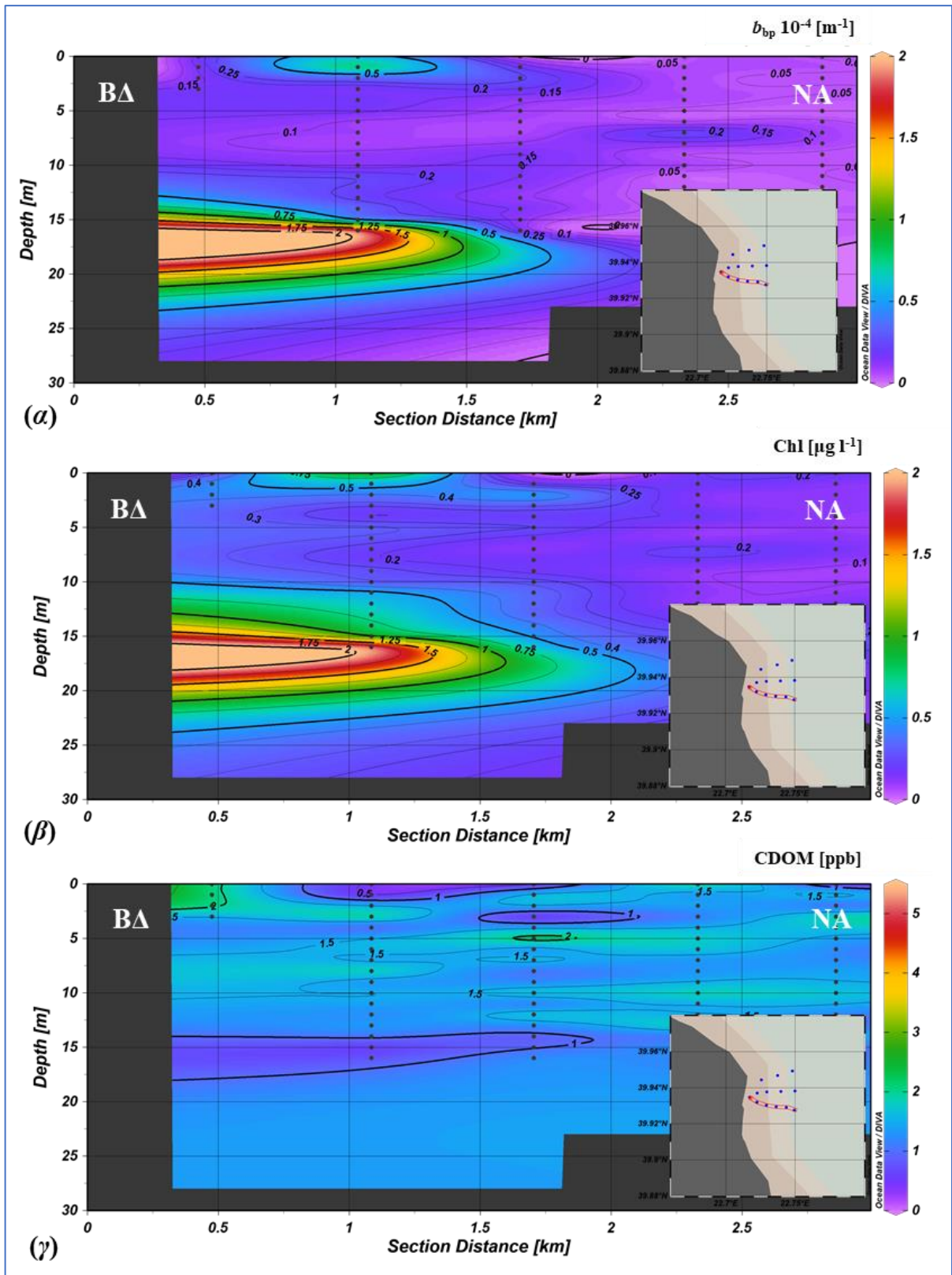
Σχήμα 5.46 Κατακόρυφη κατανομή οπτικών παραμέτρων α. b_{bp} , β. Chl και γ. CDOM, διεύθυνσης B-N, στην κεντρική παράκτια περιοχή, μπροστά από τις εκβολές του Πηνειού (τομή T1).



Σχήμα 5.47 Κατακόρυφη κατανομή οπτικών παραμέτρων α. b_{bp} , β. Chl και γ. CDOM, διεύθυνσης Δ-Α, από τις εκβολές του Πηνειού προς την ανοικτή θάλασσα (τομή T2).



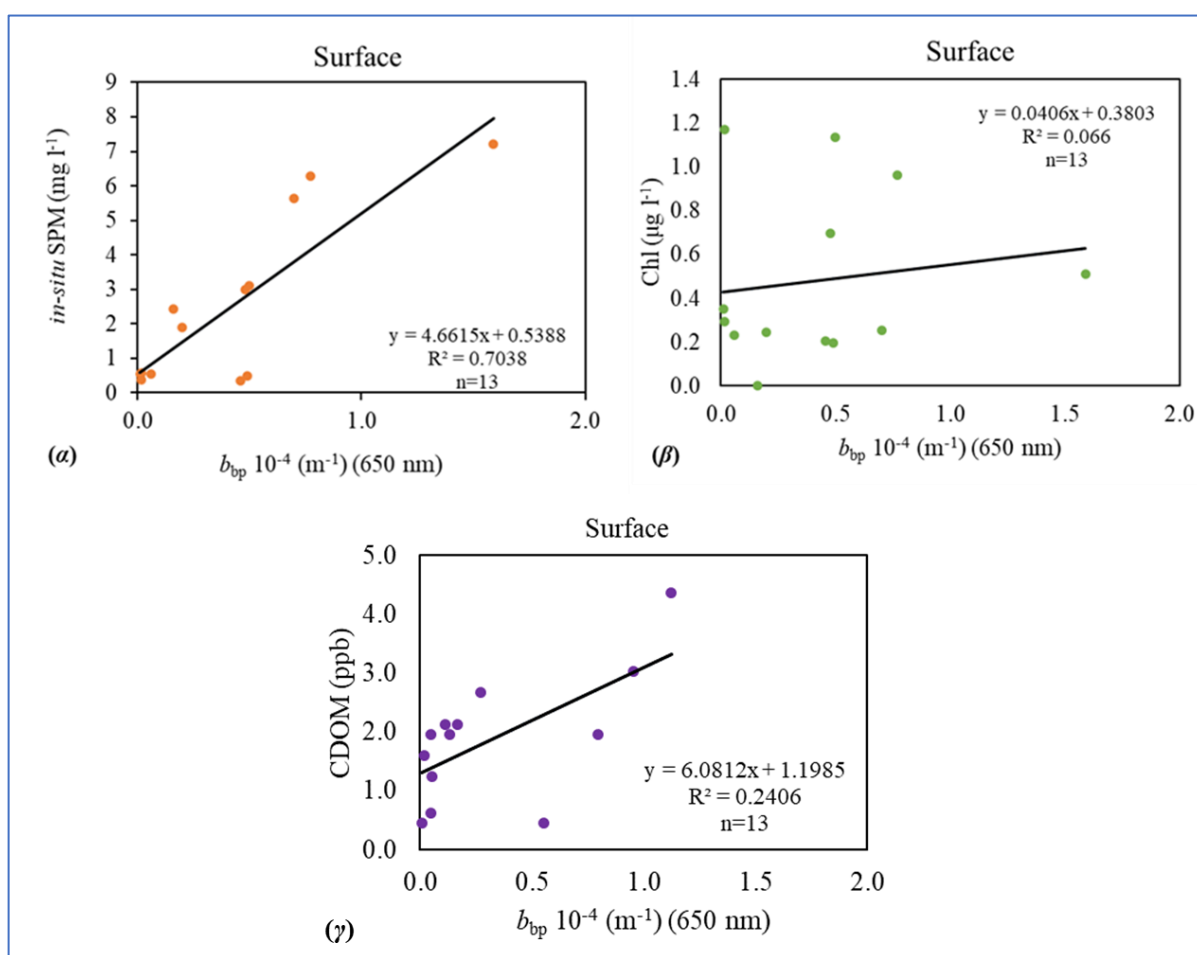
Σχήμα 5.48 Κατακόρυφη κατανομή οπτικών παραμέτρων α. b_{bp} , β. Chl και γ. CDOM, διεύθυνσης Δ-Α, βόρεια των εκβολών του Πηνειού (τομή T3).



Σχήμα 5.49 Κατακόρυφη κατανομή οπτικών παραμέτρων α. b_{bp} , β. Chl και γ. CDOM, διεύθυνσης Δ-Α, νότια των εκβολών του Πηνειού (τομή T4).

5.2.2.2 Συσχέτιση (βαθμονόμηση) τιμών οπισθοσκέδασης με in-situ τιμές αιωρούμενου υλικού

Γραφήματα διασποράς των μετρούμενων στο πεδίο παραμέτρων b_{bp} , Chl, CDOM και *in-situ* SPM στην επιφάνεια και εντός της στήλης ύδατος δημιουργήθηκαν για να αναλυθεί η οπτική πολυπλοκότητα στον παράκτιο χώρο των εκβολών του Πηνειού, κατά τη διάρκεια του πλου στις 8 Ιουνίου 2018. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.50α, οι *in-situ* SPM συγκεντρώσεις παρουσιάζουν καλή συσχέτιση με τις αντίστοιχες τιμές οπισθοσκέδασης ($R^2 = 0.70$) για το επιφανειακό στρώμα νερού, ενώ η αντίστοιχη συσχέτιση της χλωροφύλλης με την οπισθοσκέδαση (Σχήμα 5.50β) για την επιφάνεια ήταν αρκετά αδύναμη ($R^2 = 0.06$). Αντίστοιχα αδύναμη ήταν και η γραμμική συσχέτιση της οπισθοσκέδασης με το CDOM ($R^2 = 0.24$), επιδεικνύοντας πολύ χαμηλή εξάρτηση των δύο παραμέτρων.



Σχήμα 5.50 Διαγράμματα διασποράς στην επιφάνεια μεταξύ οπισθοσκέδασης (b_{bp}) στο κόκκινο (650 nm) και α. *in-situ* SPM, β. Chl, γ. CDOM.

Παρ' όλα αυτά, όταν εξετάζεται ολόκληρη η στήλη ύδατος, οι τιμές b_{bp} εμφανίζουν βελτιωμένη συσχέτιση με το *in-situ* SPM ($R^2 = 0.75$), σε σχέση με τις επιφανειακές τιμές (Σχήμα 5.51α), αποδεικνύοντας ότι το b_{bp} είναι μία καλή μεταβλητή για τη μελέτη της αιωρούμενης ύλης στην περιοχή. Αντίθετα, η χλωροφύλλη και το CDOM εμφανίζουν χαμηλές τιμές ($< 1 \mu\text{g l}^{-1}$, $< 2 \text{ ppb}$), με πολύ αδύναμες συσχετίσεις ($R^2 = 0.10$, $R^2 = 0.02$) (Σχήμα 5.51β,γ), ενισχύοντας ξανά την πεποίθηση που εξέφρασαν οι Karageorgis et al. (2017) ότι το b_{bp} δεν είναι μια καλή μεταβλητή για τη μελέτη της διασποράς του φυτοπλαγκτόν στη συγκεκριμένη περιοχή. Επιπλέον, ο λόγος b_{bp} / Chl είναι πολύ χαμηλός, αποδεικνύοντας την ούτως ή άλλως χαμηλή συγκέντρωση χλωροφύλλης και το υψηλό κλάσμα ανόργανης ύλης. Από την ισχυρή συσχέτιση του b_{bp} με το *in-situ* SPM τόσο στην επιφάνεια, όσο και εντός της στήλης ύδατος, μπορεί να προκύψει ένα βαθμονομημένο μοντέλο από τα επιφανειακά δεδομένα και ένα δεύτερο για το σύνολο των δεδομένων της στήλης του νερού, εκφρασμένο από τις γραμμικές συναρτήσεις:

$$SPM = 4.66 \times b_{bp}(650) + 0.538 \quad (5.3)$$

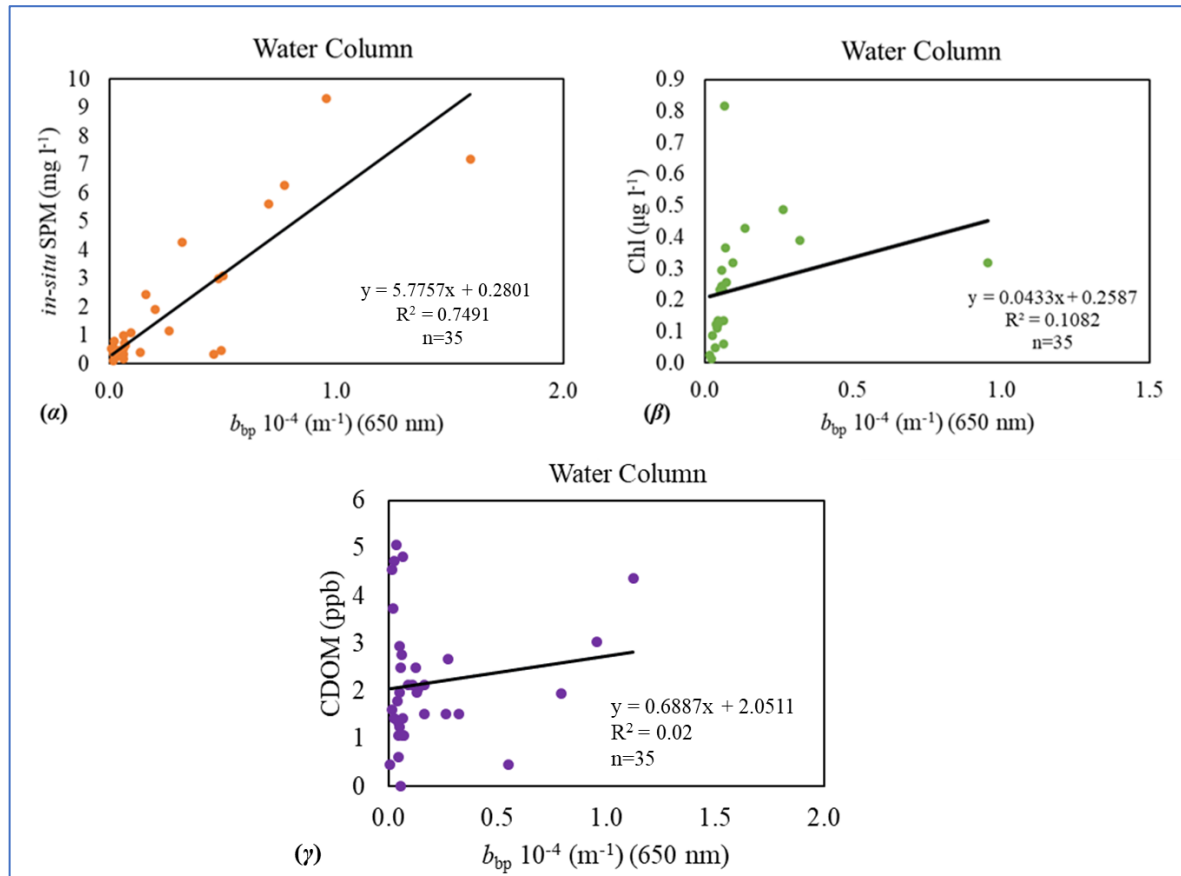
$$SPM = 5.77 \times b_{bp}(650) + 0.280 \quad (5.4).$$

Οι επιδόσεις της συσχέτισης μεταξύ b_{bp} - SPM, τόσο στην επιφάνεια, όσο και στη στήλη του νερού, αξιολογήθηκαν μέσω των στατιστικών τιμών που προκύπτουν από τη σύγκριση του λόγου των απόλυτων τιμών των τετραγώνων της εκτιμώμενης τιμής προς την παρατηρούμενη τιμή, (Significance f -value και p -value). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.8, μαζί με τον συντελεστή συσχέτισης R^2 και το Standard error, r . Όπως προαναφέρθηκε η σύγκριση των *in-situ* επιφανειακών τιμών b_{bp} -SPM έχει αρκετά καλό συντελεστή συσχέτισης ($R^2 = 0.94$), γεγονός που επιβεβαιώνουν και οι στατιστικοί συντελεστές f , p , των οποίων οι τιμές είναι τόσο μικρές, ώστε ενισχύεται η ακρίβεια της συσχέτισης.

Πίνακας 5.8 Οπτική παράμετρος οπισθοσκέδασης, b_{bp} , ως συνάρτηση του SPM. Στατιστική ανάλυση πρόβλεψης από την παλινδρόμηση των δύο εξαρτώμενων παραμέτρων, τόσο για τις μετρήσεις στην επιφάνεια ($n = 13$), όσο και για το σύνολο των μετρήσεων στη στήλη του νερού ($n = 35$).

	R^2	r	f -value	p -value
<i>Επιφάνεια</i>	<i>0.54</i>	<i>1.6</i>	<i>0.003156</i>	<i>0.003156</i>
<i>Στήλη νερού</i>	<i>0.75</i>	<i>1.14</i>	<i>1.57E-11</i>	<i>1.57E-11</i>

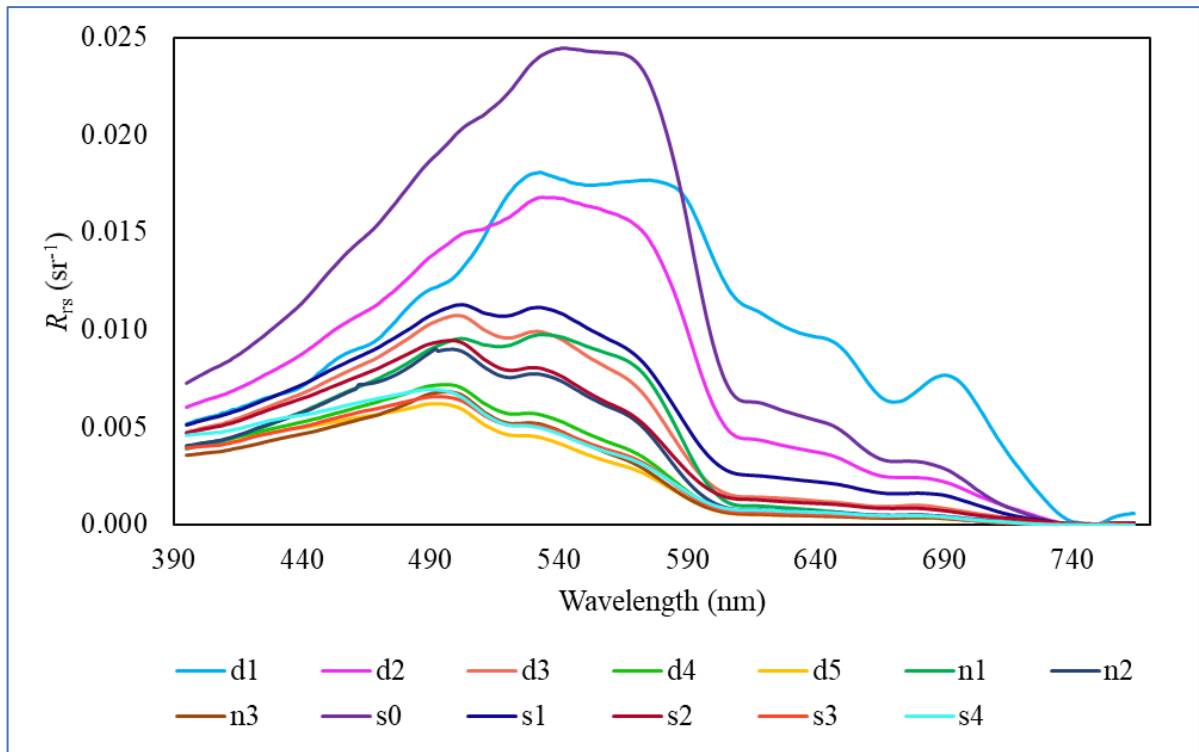
Η γενικά χαμηλή διακύμανση b_{bp} , Chl και *in-situ* SPM, κατά τη διάρκεια αυτής της έρευνας, δηλώνει τη μειωμένη δραστηριότητα απορροής του Πηνειού ποταμού κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, αν και ακόμη και υπό αυτές τις συνθήκες, υπάρχει έντονη θετική συσχέτιση μεταξύ οπισθοσκέδασης (b_{bp}) και *in-situ* SPM.



Σχήμα 5.51 Διαγράμματα διασποράς στη στήλη του νερού μεταξύ οπισθοσκέδασης (b_{bp}) στο κόκκινο (650 nm) και α. *in-situ* SPM, β. Chl, γ. CDOM.

5.2.2.3 Ακτινοβολία & Υπερφασματική Ανακλαστικότητα Τηλεπισκόπησης

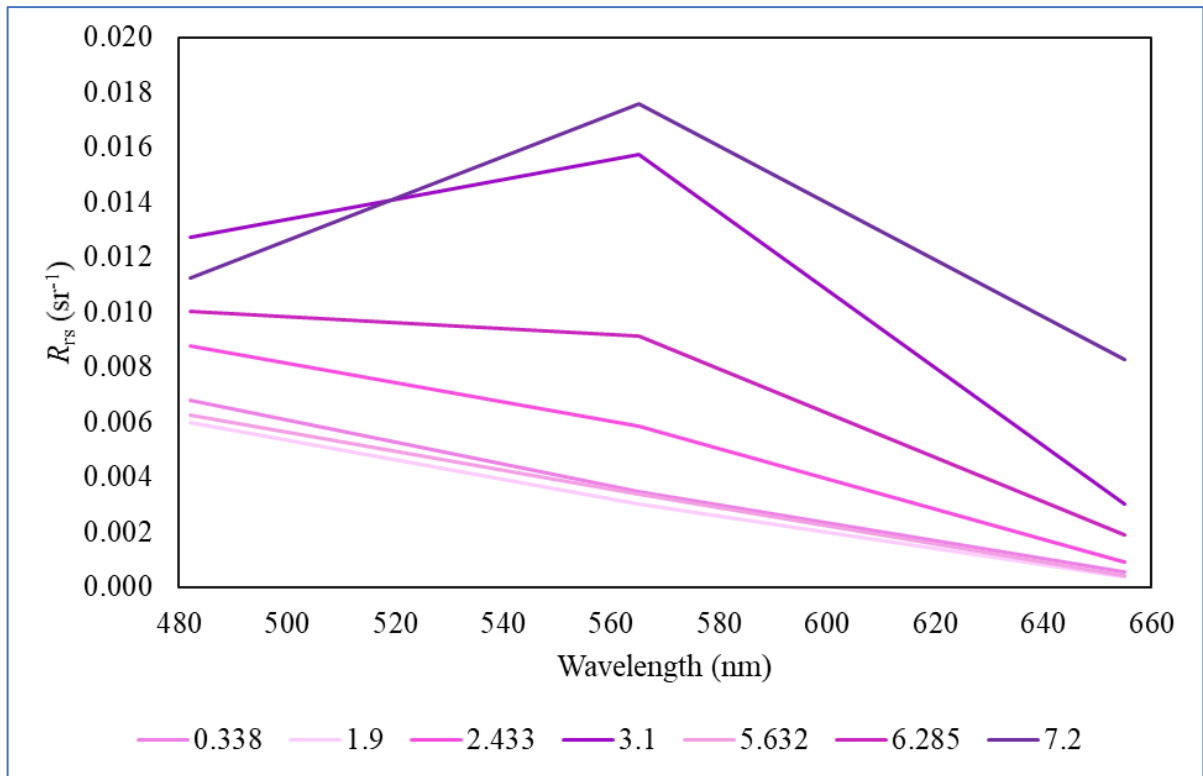
Η υπερφασματική ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης (R_{rs}) που προκύπτει από τον λόγο των ραδιομετρικών μετρήσεων (L_w/E_d) για όλους τους σταθμούς δειγματοληψίας παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.52, ως συνάρτηση του μήκους κύματος (λ), από τα 395 nm έως τα 764 nm. Οι τιμές των ανακλαστικοτήτων τηλεπισκόπησης κυμάνθηκαν μεταξύ $\sim 0-0.025 \text{ sr}^{-1}$, με τις μεγαλύτερες να εμφανίζονται στους σταθμούς S0 (μωβ γραμμή), D1 (γαλάζια γραμμή) και D2 (φούξια γραμμή). Οι μέγιστες τιμές εντοπίζονται στα $\sim 560 \text{ nm}$.



Σχήμα 5.52 Ανακλαστικότητες τηλεπισκόπησης, R_{rs} , ως συνάρτηση του μήκους κύματος (λ), για όλους τους σταθμούς δειγματοληψίας στις εκβολές του Πηνειού ποταμού (8/6/2018).

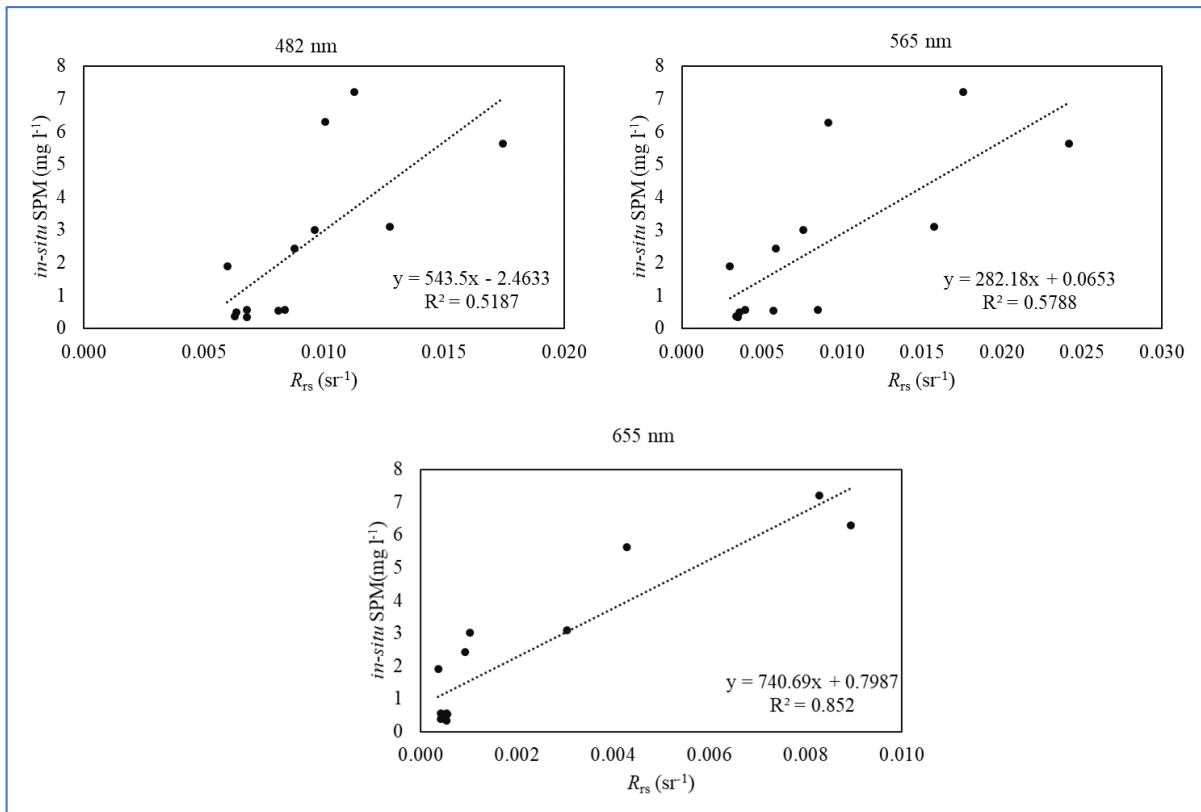
Αντίστοιχα, οι μικρότερες τιμές ($\sim 0 \text{ sr}^{-1}$) εντοπίζονται για μήκη κύματος $>690 \text{ nm}$. Οι σταθμοί D1 και D2 βρίσκονται μπροστά από τις εκβολές του Πηνειού ποταμού και οι σχετικά μεγάλες τιμές ανακλαστικότητας μαρτυρούν μεγάλες συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού, λόγω των ποτάμιων απορροών.

Οι αντίστοιχες επιφανειακές *in-situ* τιμές R_{rs} που συλλέχθηκαν σε διαφορετικούς σταθμούς στον παράκτιο χώρο των εκβολών και τα αντίστοιχα μήκη κύματος για διαφορετικές τιμές SPM παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.53.



Σχήμα 5.53 Ανακλαστικότητες τηλεπισκόπησης, (R_{rs}), μετρημένες στο πεδίο, για τα μήκη κύματος που αντιστοιχούν στις φασματικές ζώνες του ορατού φάσματος του Sentinel-2, για διαφορετικές συγκεντρώσεις SPM, στον παράκτιο χώρο των εκβολών του Πηνειού.

Στο ορατό φάσμα, γενικότερα παρατηρείται αύξηση των τιμών ανακλαστικότητας, καθώς αυξάνονται οι συγκεντρώσεις SPM. Για συγκεντρώσεις SPM $>3 \text{ mg l}^{-1}$ παρατηρούνται αντίστοιχα μεγάλες τιμές ανακλαστικότητας, με εξαίρεση τη συγκέντρωση των 5.63 mg l^{-1} (σταθμός S0), όπου δεν καταγράφηκαν αντίστοιχα υψηλές τιμές ανακλαστικότητας στο πεδίο. Να σημειωθεί ότι ο συγκεκριμένος σταθμός βρίσκεται αρκετά κοντά στην ακτογραμμή, με μέγιστο βάθος $\sim 3 \text{ m}$, γεγονός που δύναται να επηρεάζει την ακρίβεια της μέτρησης της ανακλαστικότητας στο πεδίο ή του δείγματος SPM, καθώς μπορεί να προκλήθηκε επαναίωση. Γενικά, η ανακλώμενη ακτινοβολία στο μπλε φάσμα (482 nm) είναι χαμηλή, αρχίζει κατόπιν να αυξάνεται μεταξύ $500\text{-}600 \text{ nm}$ και μειώνεται ξανά μετά τα $\sim 570 \text{ nm}$. Το Σχήμα 5.54 δείχνει τις μετρηθείσες τιμές ανάκλασης στην περιοχή μελέτης, σε τρία διαφορετικά μήκη κύματος ($480, 560, 655 \text{ nm}$), που αντιστοιχούν στις ζώνες Sentinel-2 B2, B3 και B4, αντίστοιχα.



Σχήμα 5.54 Τιμές ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης (R_{rs}) σε ζώνες μήκους κύματος 480, 560 και 655 nm, έναντι των *in-situ* τιμών SPM. Οι συντελεστές συσχέτισης των τιμών (R^2) για τις αντίστοιχες φασματικές ζώνες είναι $R^2_{(482)} = 0.5187$, $R^2_{(565)} = 0.5788$ και $R^2_{(655)} = 0.852$.

Πίνακας 5.9 Στατιστικά των *in-situ* τιμών R_{rs} σε διαφορετικά μήκη κύματος 482, 565 και 655 nm από τις εκβολές του Πηνειού ποταμού, ΒΔ Αιγαίο.

Wavelength bands (nm)	Remote Sensing Reflectance R_{rs} (sr^{-1})			
	Min	Max	Average	St. Dev.
482	0.00598	0.01745	0.00912	0.00324
565	0.00301	0.02416	0.00860	0.00660
655	0.00036	0.00894	0.00229	0.00305

Τα στατιστικά των *in-situ* τιμών ανακλαστικότητας παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.9. Οι μέσες τιμές για τα 482, 565 και 655 nm είναι 0.00912, 0.00860 και 0.00229 (sr^{-1}), αντίστοιχα, ενώ οι μικρότερες τιμές εντοπίζονται στα 655 nm (0.00036 sr^{-1}) και οι μεγαλύτερες στα 565 nm (0.02416 sr^{-1}).

5.3 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΟΥ ΥΛΙΚΟΥ ΜΕ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των ατμοσφαιρικών διορθώσεων, των εικόνων Landsat-8 και Sentinel-2, η ανάκτηση συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού και η εποχιακή διακύμανσή του από τα δορυφορικά δεδομένα και η σύγκριση αξιοπιστίας αποτελέσματος των δύο δορυφόρων. Αρχικά, γίνεται σύγκριση τριών μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης της εικόνας Landsat-8, ώστε να προκύψει η καταλληλότερη για την ανάκτηση ανακλαστικότητας σε παράκτια ύδατα και στη συνέχεια παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά των ατμοσφαιρικά διορθωμένων εικόνων. Αντίστοιχα, επαναλαμβάνεται η διαδικασία και για την εικόνα Sentinel-2. Επιπλέον, υπολογίζονται οι συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού εφαρμόζοντας κατάλληλους αλγόριθμους στις δορυφορικές εικόνες και τέλος προτείνονται δύο τοπικοί αλγόριθμοι υπολογισμού του αιωρούμενου υλικού, ένας για κάθε περιοχή μελέτης.

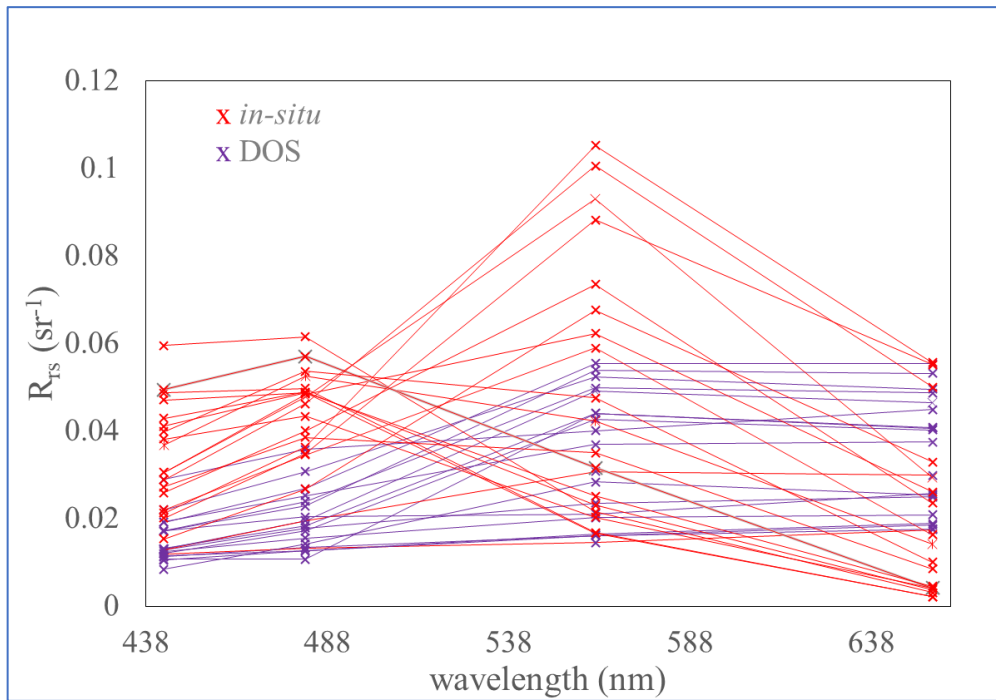
5.3.1 Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός

5.3.1.1 Ατμοσφαιρική διόρθωση δορυφορικών εικόνων - Landsat-8

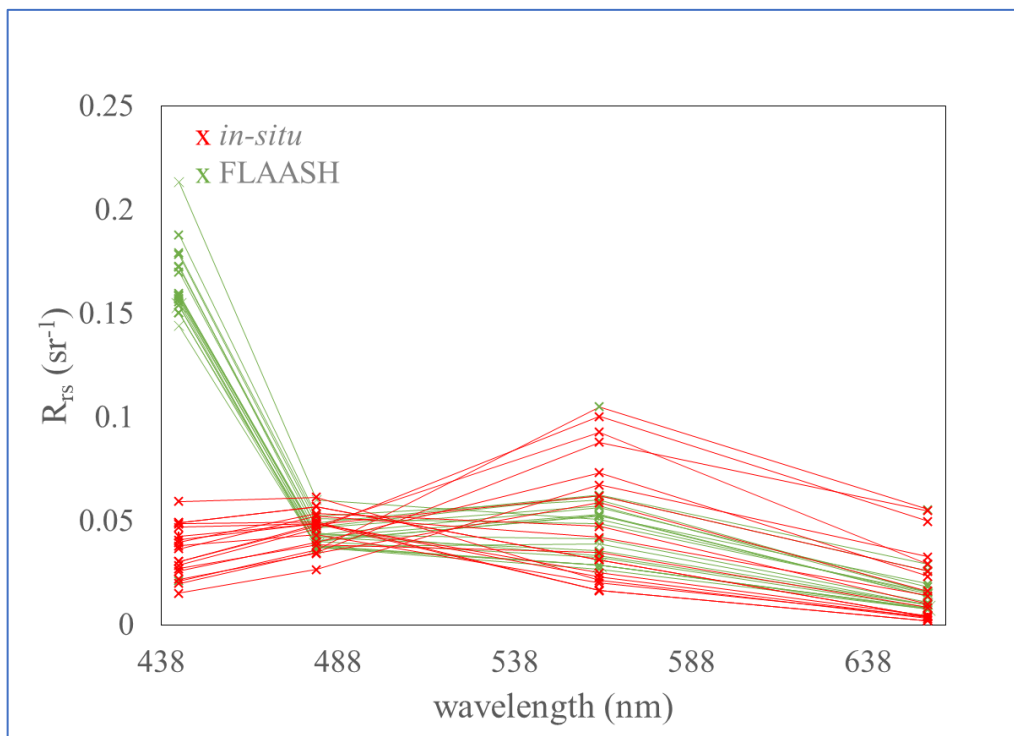
Εξετάστηκαν τρεις μέθοδοι ατμοσφαιρικής διόρθωσης της εικόνας Landsat-8:

- (1) Dark Object Subtraction (DOS-(Chavez 1988),
- (2) Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Hypercubes (FLAASH-Adler-Golden 1999)
- (3) Provisional Landsat-8 Surface Reflectance Algorithm (L8SR-USGS, 2015a, b).

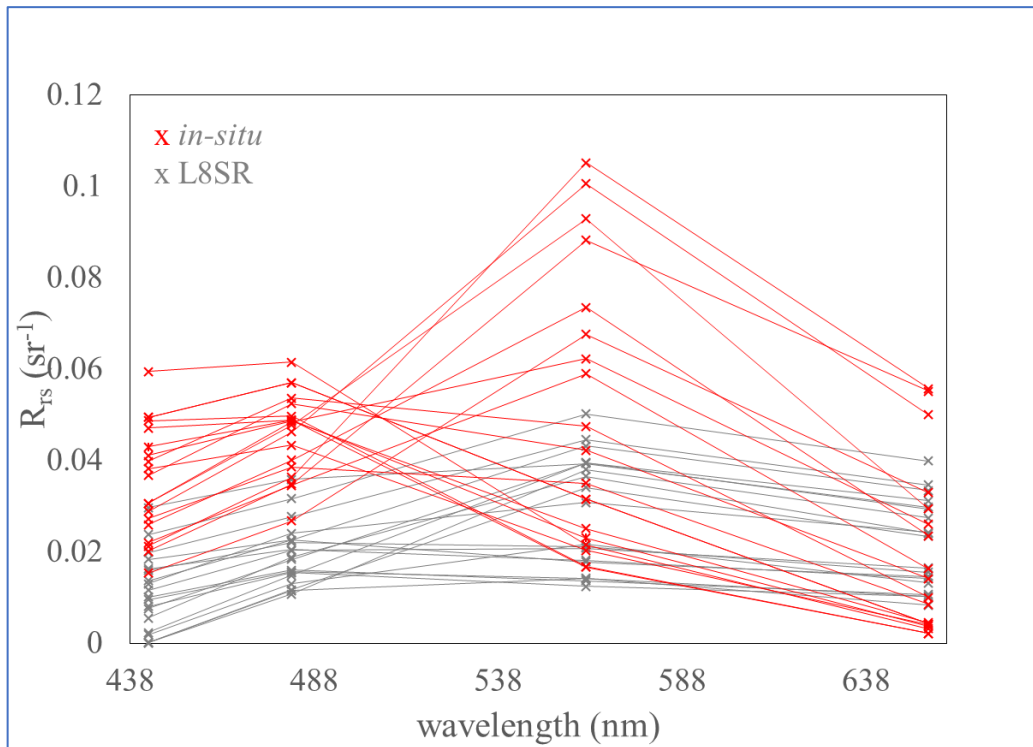
Επιπλέον, έγινε συνδυασμός των τριών μεθόδων (Combined), ώστε να αναλυθεί εάν ένας συνδυαστικός αλγόριθμος μπορεί να βελτιώσει την ανάκτηση των R_{rs} και στη συνέχεια των συγκεντρώσεων SPM. Τα αποτελέσματα της ατμοσφαιρικής διόρθωσης και των δεδομένων ανακλαστικότητας από μετρήσεις πεδίου παρουσιάζονται στα Σχήματα 5.55-5.58, για κάθε μεθοδολογία, αντίστοιχα. Οι τιμές R_{rs} υπολογίστηκαν για κάθε εικονοστοιχείο της ατμοσφαιρικά διορθωμένης εικόνας Landsat-8, που ταιριάζει με την *in-situ* μέτρηση, ενώ χρησιμοποιήθηκε η μέση τιμή R_{rs} , που προκύπτει από κάρναβο 9x9, του κεντρικού και των περιφερειακών εικονοστοιχείων.



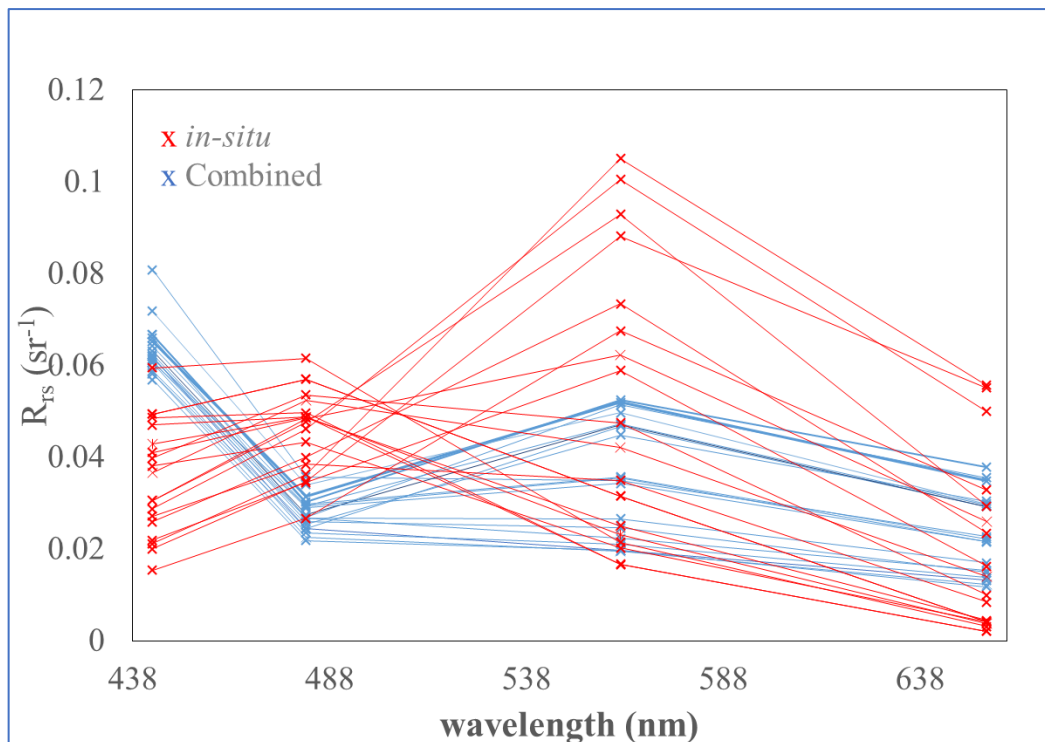
Σχήμα 5.55 Σύγκριση *in-situ* ανακλαστικότητας με τις αντίστοιχες τιμές που προέκυψαν από την ατμοσφαιρική διόρθωση DOS.



Σχήμα 5.56 Σύγκριση *in-situ* ανακλαστικότητας με τις αντίστοιχες τιμές που προέκυψαν από την ατμοσφαιρική διόρθωση FLAASH.



Σχήμα 5.57 Σύγκριση *in-situ* ανακλαστικότητας με τις αντίστοιχες τιμές που προέκυψαν από την ατμοσφαιρική διόρθωση L8SR.



Σχήμα 5.58 Σύγκριση *in-situ* ανακλαστικότητας με τις αντίστοιχες τιμές που προέκυψαν από συνδυασμό των τριών μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης.

Εκτός από τις προφανείς διαφορές που παρατηρούνται συγκρίνοντας τα Σχήματα 5.55-5.58, πραγματοποιήθηκε ανάλυση σφάλματος (error analysis), με τους συντελεστές σφάλματος MAPE & Bias (Πίνακας 5.10), για τις τέσσερις πρώτες φασματικές ζώνες της εικόνας Landsat-8 (OLIB1, OLIB2, OLIB3, OLIB4), ώστε να ποσοτικοποιηθούν οι διαφορές μεταξύ των τιμών R_{rs} , που προέρχονται από τις ατμοσφαιρικές διορθώσεις και τα δεδομένα ανακλαστικότητας του πεδίου.

Πίνακας 5.10 Ανάλυση σφάλματος των τιμών R_{rs} από τις τρεις μεθόδους ατμοσφαιρικής διόρθωσης (AT) και τον συνδυασμό τους. Το Mean Absolute Percentage Error-MAPE (σε %) και το Bias (σε mg l^{-1}) υπολογίστηκαν για τις OLI φασματικές ζώνες 1-4, χρησιμοποιώντας $n = 19$ σταθμούς δειγματοληψίας, με ταυτόχρονο πέρασμα του Landsat-8 δορυφόρου.

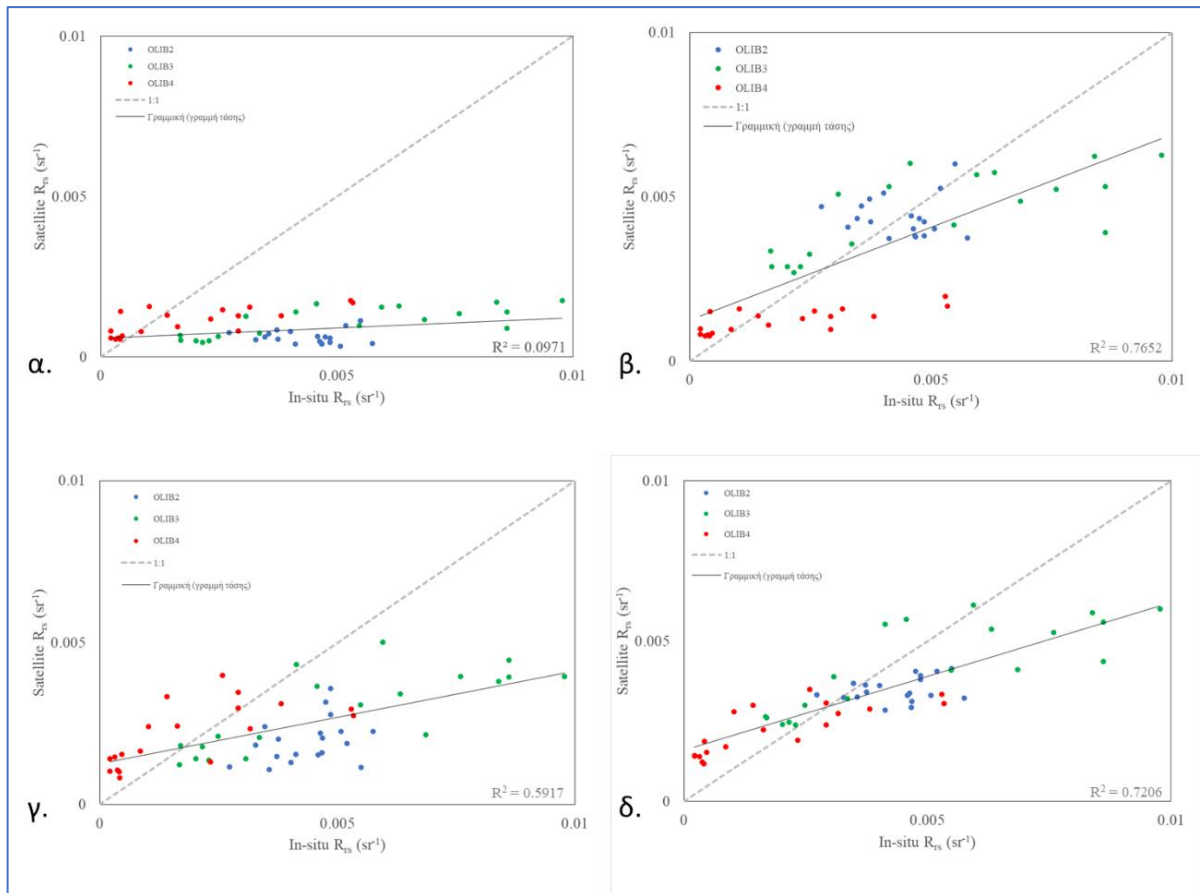
AT Μέθοδοι	MAPE (%)				Bias (mg l^{-1})			
	OLIB1	OLIB2	OLIB3	OLIB4	OLIB1	OLIB2	OLIB3	OLIB4
DOS	84.35	85.2	29.33	77.37	-3.0E-3	-3.7E-3	-3.9E-3	-7.8E-4
FLAASH	75.13	21.02	35.51	9.74	3.3E-4	-1.6E-4	-7.9E-05	1.9E-5
L8SR	69.43	43.70	30.89	6.9	-2.4E-3	-2.4E-3	-2.1E-3	2.8E-5
Combined	32.90	20.91	27.49	15.88	-1.1E-4	-8.9E-4	7.6E-4	3.6E-4

*Το έντονο μαύρο χρώμα αντιπροσωπεύει το καλύτερο αποτέλεσμα, δηλαδή το χαμηλότερο σφάλμα.

Από τη στατιστική ανάλυση και λαμβάνοντας υπόψιν ότι οι *in-situ* ανακλαστικότητες ελήφθησαν την ίδια μέρα με ταυτόχρονο πέρασμα του δορυφόρου Landsat-8 από την περιοχή μελέτης, ανάμεσα από όλες τις μεθόδους ατμοσφαιρικής διόρθωσης που δοκιμάστηκαν, η L8SR εμφάνισε το χαμηλότερο σφάλμα για το κανάλι OLIB4, ενώ ακολουθεί η μέθοδος FLAASH στο ίδιο κανάλι, με MAPE = 9.74%. Η μέθοδος ατμοσφαιρικής διόρθωσης FLAASH παράγαγε επίσης καλά αποτελέσματα για το κανάλι OLIB2 (MAPE = 21.02%) και το κανάλι OLIB3 (MAPE = 35.51%). Η μέθοδος DOS λειτούργησε καλά για το κανάλι OLIB3, δίνοντας χαμηλό σφάλμα (MAPE= 29.33%), όμως δεν συνέβη το ίδιο για τα υπόλοιπα τρία κανάλια, όπου ο συντελεστής σφάλματος MAPE είναι μεγαλύτερος από 75%, όπως φαίνεται και στον Πίνακα 5.10.

Και οι τρεις μέθοδοι εμφανίζουν το μεγαλύτερο σφάλμα στο κανάλι OLIB1, με ποσοστά ασυμφωνίας >69%. Η συνδυαστική μέθοδος, όμως, για το κανάλι OLIB1 παρουσιάζει μειωμένο σφάλμα (MAPE = 32.9%). Η μέθοδος FLAASH παρήγαγε τιμές R_{rs} που έρχονται σε συμφωνία με τα δεδομένα αναφοράς, όμως δημιουργούνται υπό ή υπερ εκτιμήσεις (under or over estimations), για όλα τα κανάλια που δοκιμάστηκαν (βλ. Πίνακας 5.10), με αρνητικό Bias για τα κανάλια OLIB2, OLIB3 και θετικό για τα κανάλια OLIB1, OLIB4. Ο συνδυασμός όλων των αναφερθέντων μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης, με τον μέσο όρο των αποτελεσμάτων κάθε μεθόδου παρουσιάζεται στον Πίνακα 5.10 (Combined), με σχετικά χαμηλές τιμές MAPE και Bias, από όλες τις μεθόδους. Επιπλέον, είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι εκτός από το χαμηλότερο σφάλμα για το κανάλι OLIB4 που προέκυψε από τη μέθοδο L8SR, και η FLAASH και η Combined μέθοδος εμφάνισαν χαμηλά σφάλματα στο συγκεκριμένο κανάλι.

Όσον αφορά στις τηλεπισκοπικές εφαρμογές, τα κανάλια Coastal (OLIB1) και Blue (OLIB2), με τις περιοχές μηκών κύματος που καλύπτουν, χρησιμοποιούνται για να παρέχουν ατμοσφαιρική πληροφορία και για τον υπολογισμό του χρωματικού διαλυτού άνθρακα (Roy et al. 2014). Αντίστοιχα, τα κανάλια του πράσινου και κόκκινου (OLIB3, OLIB4) καλύπτουν το φασματικό εύρος για τον υπολογισμό των συγκεντρώσεων SPM. Βασιζόμενοι σε αυτό, υπολογίστηκε ο συντελεστής συσχέτισης R^2 , μεταξύ *in-situ* και εκτιμώμενων δορυφορικών τιμών R_{rs} (Σχήμα 5.59). Τα αποτελέσματα φανερώνουν συντελεστή συσχέτισης r (%) μεγαλύτερο από 59% σε όλες τις συγκρίσεις, εκτός της DOS ($R_{2DOS} = 0.09$), από όλες τις μεθόδους ατμοσφαιρικής διόρθωσης που χρησιμοποιήθηκαν ($R^2_{FLAASH} = 0.76$, $R^2_{L8SR} = 0.59$ και $R^2_{COMBINED} = 0.72$). Να σημειωθεί ότι οι συγκεκριμένες συσχετίσεις συμπεριέλαβαν όλους τους σταθμούς δειγματοληψιών, ενώ δεν εξαιρέθηκαν οι ακραίες τιμές. Η μέθοδος FLAASH φαίνεται να δίδει τα πιο αξιόπιστα αποτελέσματα R_{rs} , ενώ ο συνδυασμός των μεθόδων υπόσχεται εξίσου καλά αποτελέσματα με τη μέθοδο FLAASH.



Σχήμα 5.59 Διαγράμματα συσχέτισης μεταξύ των δορυφορικών τιμών R_{rs} (sr^{-1}) που προέκυψαν από κάθε μία μέθοδο ατμοσφαιρικής διόρθωσης και των *in-situ* R_{rs} (sr^{-1}) – α. DOS, β. FLAASH, γ. L8SR και δ. ο συνδυασμός τους (Combined). Η γκρι συμπαγής γραμμή εκφράζει τη συσχέτιση των δεδομένων και η διακοπτόμενη την $x=y$ γραμμή.

5.3.1.2 Μοντέλα εκτίμησης SPM από δορυφορικά δεδομένα Landsat-8

Σε αυτό το κεφάλαιο πραγματοποιείται αξιολόγηση της ανάκτησης SPM μέσω δορυφορικών δεδομένων στα παράκτια ύδατα του Β. Αιγαίου (Κόλπος Αλεξανδρούπολης και Εκβολές Πηνειού, Θεσσαλία), αναζητώντας τον πιο αποδοτικό αλγόριθμο υπολογισμού της συγκέντρωσης των αιωρούμενων σωματιδίων. Λαμβάνοντας υπόψη ότι η περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται από ύδατα χαμηλής θολερότητας και έχοντας στη διάθεσή μας ταυτόχρονες μετρήσεις SPM και R_{rs} , δοκιμάστηκε αρχικά τόσο ένας Ημι-Αναλυτικός όσο και ένα Πολυφασματικός Εμπειρικός Αλγόριθμος, για την εκτίμηση του SPM από τιμές R_{rs} , σταθμισμένοι με *in-situ* σύνολα δεδομένων.

Μετά τη διαδικασία επιλογής μοντέλων, σταθμίστηκε το κάθε μοντέλο ανάκτησης SPM για την L8/OLI εικόνα, χρησιμοποιώντας το σύνολο δεδομένων του κόλπου της Αλεξανδρούπολης και με σταθμισμένες τιμές για τη ζώνη OLI B4 (655 nm) να είναι $A = 289.29 \text{ g m}^{-3}$ και $C = 0.1686$ (Nechad et al. 2010b) κάνοντας χρήση των εξισώσεων 4.10 και 4.11 προκύπτει:

$$(1) \text{ EA-MB} \rightarrow \log(\text{SPM}) = 0.26 + 98.6 \times Y1 + 0.09 \times Y2 \quad (5.5),$$

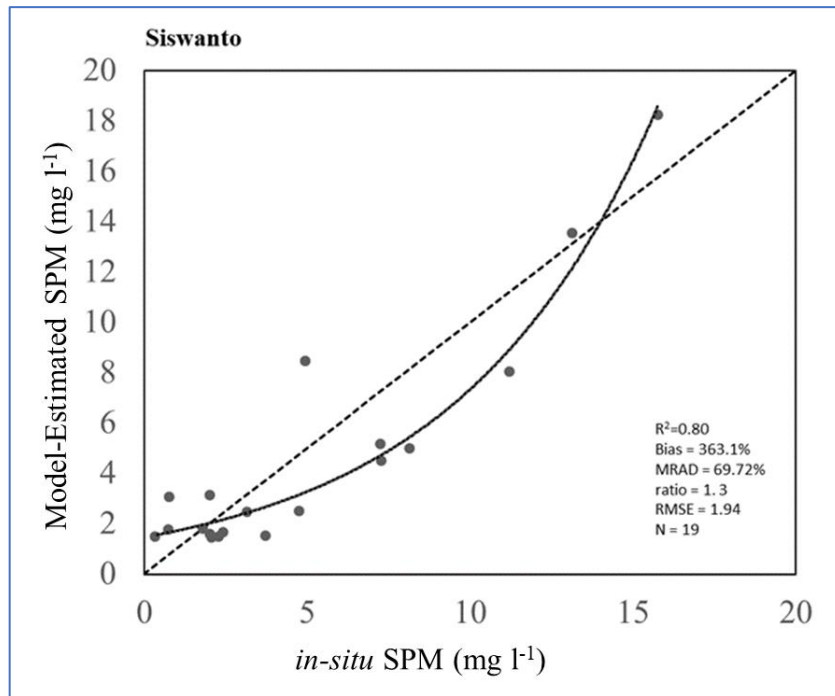
όπου $Y1 = R_{rs}(560) + R_{rs}(655)$, $Y2 = R_{rs}(480)/R_{rs}(560)$ και

$$(2) \text{ SAA} \rightarrow \text{SPM} = \frac{366.5 \rho_w(\lambda)}{1 - \rho_w(\lambda) / 0.0324} + 2.10 \quad (5.6),$$

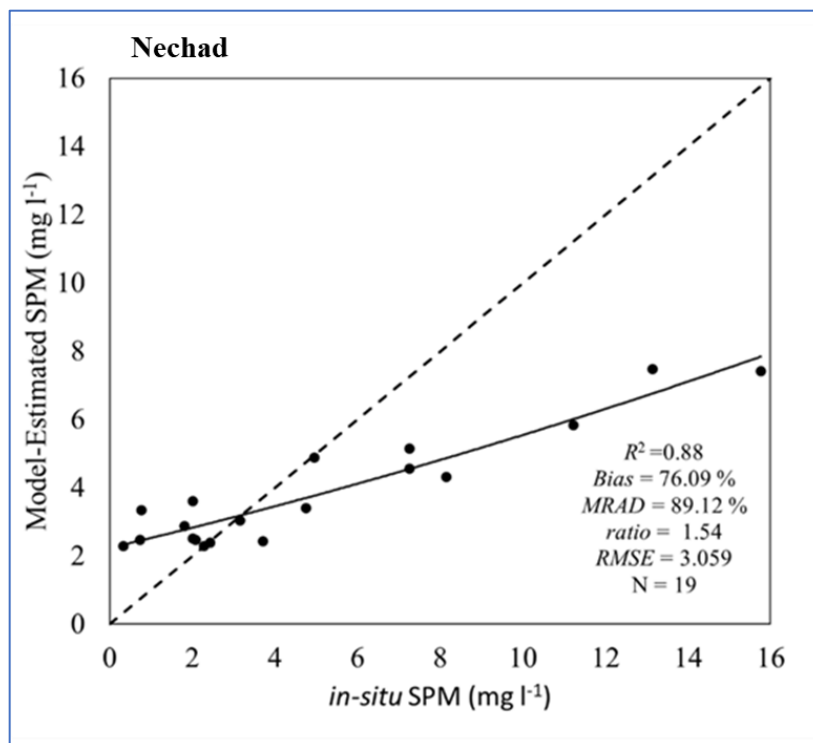
όπου $\rho_w(\lambda) = R_{rs}(\lambda)$ και λ το L8/OLI B4 κόκκινο κανάλι.

Η απόδοση του μοντέλου EA-MB (Nechad et al 2010) (Σχήμα 5.61) παρέχει την καλύτερη ακρίβεια ανάκτησης σε σύγκριση με το μοντέλο SSA (Tassan et al 1994 - Siswanto et al 2011) (Σχήμα 5.60), με RMSE 1.94 στο συνολικό εύρος SPM, εντός της περιοχής μελέτης. Το μοντέλο EA-MB, ωστόσο, τείνει να υπερεκτιμά τις συγκεντρώσεις SPM σε σχετικά καθαρά νερά. Η προσέγγιση SAA δείχνει αρκετά καλή απόδοση στην ανάκτηση SPM (RMSE = 1.94), αν και τείνει να υποτιμά το SPM σε χαμηλές συγκεντρώσεις.

Τα αποτελέσματα βαθμονόμησης του μοντέλου Nechad παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.69 Η μέση σχετική απόλυτη διαφορά (MRAD) ήταν 89.12%, το Bias (%) ήταν 76.09, το μέσο τετραγωνικό σφάλμα ρίζας (RMSE) ήταν 3.059 και ο συντελεστής συσχέτισης $R^2 = 0.87$. Οι συγκρίσεις έδειξαν ότι το μοντέλο ανάκτησης SPM ήταν καλά συντονισμένο για τον κόλπο της Αλεξανδρούπολης.



Σχήμα 5.60 Σύγκριση των μετρημένων και εκτιμώμενων τιμών SPM, όταν το μοντέλο του Siswanto εφαρμόζεται σε ολόκληρο το σύνολο των *in-situ* δεδομένων R_{TS} . Η διακοπτόμενη γραμμή αντιστοιχεί στη γραμμή 1:1.



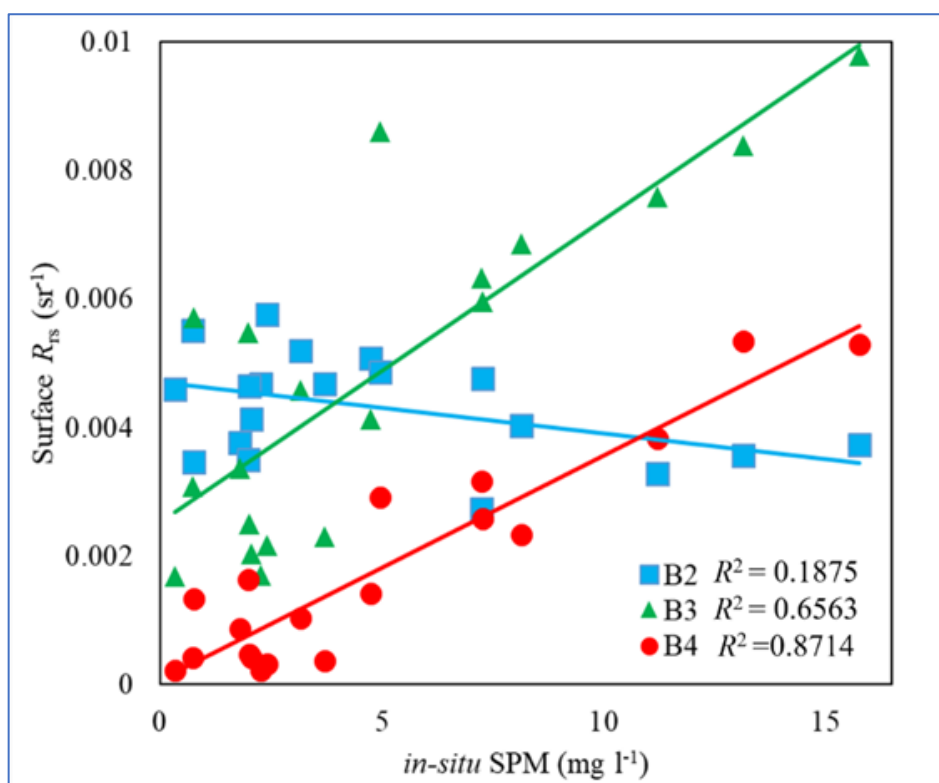
Σχήμα 5.61 *In-situ* SPM σε σχέση με το εκτιμώμενο SPM από την εφαρμογή του μοντέλου του Nechad. Η διακοπτόμενη γραμμή αντιστοιχεί στη γραμμή 1:1.

5.3.1.3 Ανάπτυξη Τοπικού Αλγορίθμου συσχέτισης

Λόγω της οπτικής πολυπλοκότητας των διαφορετικών ωκεάνιων περιβαλλόντων, δεν μπορεί να προταθεί ένας παγκόσμιος αλγόριθμος για την εκτίμηση SPM. Στην παρούσα μελέτη γίνεται προσπάθεια να αναπτυχθεί ένας τοπικός αλγόριθμος για τα παράκτια ύδατα στο Β. Αιγαίο, δοκιμάζοντας συνδυασμούς των φασματικών ζωνών 2, 3 και 4 των δορυφόρων Landsat-8 OLI και Sentinel-2, με *in-situ* μετρήσεις SPM και ανακλαστικότητας. Στη συνέχεια, τα δεδομένα ανάκλασης που προέρχονται από τα δορυφορικά δεδομένα και οι εκτιμήσεις SPM επικυρώνονται χρησιμοποιώντας *in-situ* δεδομένα SPM, σε μια προσπάθεια να αξιολογηθεί η ευρωστία των περιφερειακών αλγορίθμων που αναπτύχθηκαν στην παρούσα μελέτη.

Υπολογισμός αιωρούμενου υλικού

Οι φασματικές ζώνες στο ορατό φάσμα του Landsat-8 OLI παρουσιάζουν υψηλότερη συσχέτιση με τις τιμές *in-situ* SPM (Σχήμα 5.62 και Πίνακας 5.11) για τις ζώνες B3 (Πράσινο) και B4 (Κόκκινο), καθώς η ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης του νερού (R_{rs}) αυξάνεται μαζί με το SPM και ο συντελεστής R^2 ισούται με 0.65 ($p < 0.005$) και 0.87 ($p < 0.005$), αντίστοιχα.



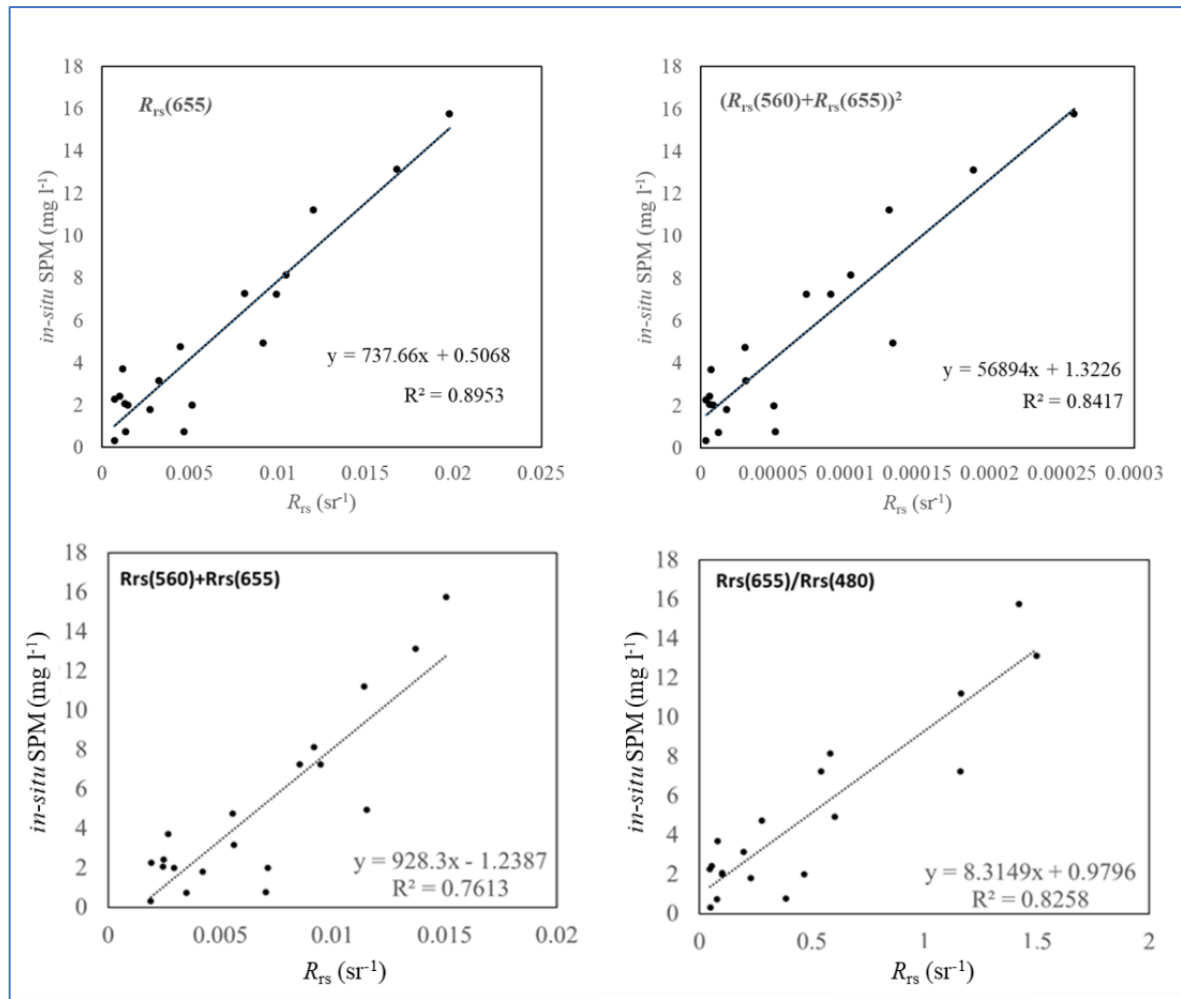
Σχήμα 5.62 Μεταβολή της μετρούμενης φασματικής απόκρισης με την αύξηση SPM για το ορατό φάσμα του Landsat-8 OLI για τις ζώνες B2 (μπλε), B3 (πράσινη) και B4 (κόκκινη).

Πίνακας 5.11 Συντελεστές συσχέτισης (R^2), μέσος όρος τετραγωνικής ρίζας σφάλματος (RMSE), t -test και p -test, διαφορετικών παλινδρομήσεων για τις ζώνες Landsat-8 OLI B2, B3 και B4.

$R_{rs}(\lambda)$	Regression equation	R^2	RMSE	t	p
B2(480 nm)	$y=-2346.3X+15.044$	0.1875	3.89	-1.98	0.06
B3(560 nm)	$y=1392.1X-1.8197$	0.6563	2.53	5.70	0.00
B4(655 nm)	$y=2499.5X+0.4393$	0.8714	1.55	10.73	0.00

Ωστόσο, για το B2 (μπλε), υπάρχει αδύναμη συσχέτιση (και αρνητική) ($R^2 = 0.18$, $t = -1.98$, $p > 0.005$), επιβεβαιώνοντας ότι η κυανή ζώνη δεν θεωρείται ότι είναι η καταλληλότερη, τουλάχιστον μόνη της, για τη βαθμονόμηση και την επικύρωση της επιφανειακής ανακλαστικότητας που προέρχεται από δορυφόρο, σε σχέση με τις μετρήσεις πεδίου SPM, ιδιαίτερα δίπλα στο στόμιο του ποταμού.

Μετά το μοντέλο παλινδρόμησης για τη συσχέτιση των επιφανειακών συγκεντρώσεων SPM και της επιφανειακής ανακλαστικότητας που προέρχεται από τις φασματικές ζώνες Landsat-8 OLI B2 (480 nm), B3 (560 nm) και B4 (655 nm), όλοι οι συνδυασμοί φασματικών ζωνών δοκιμάστηκαν για να αποκαλύψουν την καλύτερη λειτουργία μιας συνδυαστικής εξίσωσης. Η ανάλυση έδειξε ότι οι τιμές *in-situ* SPM είχαν μεγαλύτερη συσχέτιση με την ανακλαστικότητα στην κόκκινη φασματική ζώνη, $R_{rs}(655)$, με $R^2 = 0.89$, το τετράγωνο του αθροίσματος των $R_{rs}(560)$ και $R_{rs}(655)$ με $R^2 = 0.84$, την αναλογία $R_{rs}(655) / R_{rs}(480)$ του δορυφορικού κόκκινου προς μπλε, με $R^2 = 0.82$ και με το άθροισμα της πράσινης και κόκκινης ζώνης, $R_{rs}(560) + R_{rs}(655)$, με συντελεστή συσχέτισης $R^2 = 0.76$ (Σχήμα 5.63, Πίνακας 5.12).



Σχήμα 5.63 Συσχέτιση συνδυασμών ζωνών ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης (R_{rs}) και *in-situ* συγκεντρώσεων SPM, με τους υψηλότερους συντελεστές συσχέτισης τιμών (Βλ. Πίνακα 5.14).

Πίνακας 5.12 Συντελεστές συσχέτισης (R^2) και σφάλματος μέσης τετραγωνικής ρίζας (RMSE) διαφορετικών παλινδρομήσεων για διάφορους συνδυασμούς των ζωνών μήκους κύματος ($\lambda_1 = 560$, $\lambda_2 = 655$, $\lambda_3 = 480$ nm). Οι τιμές υψηλότερου συντελεστή συσχέτισης εμφανίζονται με έντονους χαρακτήρες.

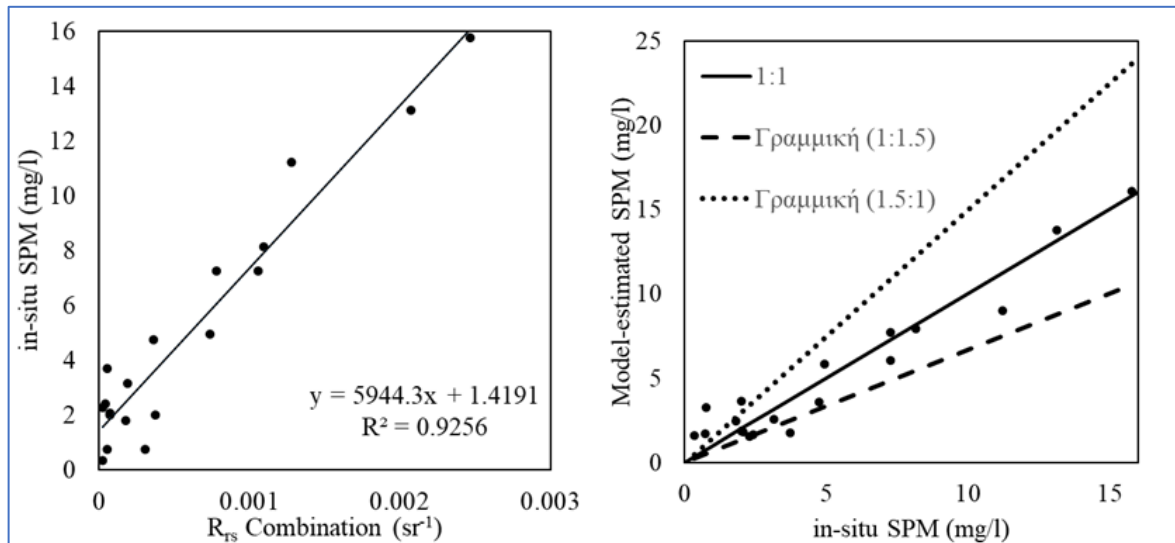
Remote Sensing Reflectance ($R_{rs}(\lambda)$)	Regression equation	R^2	RMSE	t	p
λ_1	$y=1392.1x-1.8197$	0.65	2.53	5.70	2.6166E-05
λ_2	$y=2499.5x+0.4393$	0.89	1.55	10.73	5.44524E-09
λ_3	$y=-2346.3x+15.044$	0.18	3.89	-1.98	0.064070822
$\lambda_3+\lambda_1$	$y=1479.3x-8.6173$	0.57	2.80	4.84	0.000154205
$\lambda_3+\lambda_2$	$y=2766.7x-11.964$	0.74	2.19	7.02	2.06388E-06
$\lambda_1+\lambda_2$	$y=928.3x-1.2387$	0.76	2.11	7.36	1.10864E-06
$\lambda_1-\lambda_2$	$y=1686.2x-0.2145$	0.20	3.85	2.11	0.050254852
$\lambda_2-\lambda_3$	$y=1714.5x+9.2393$	0.73	2.22	6.86	2.75934E-06
$\lambda_1-\lambda_3$	$y=1146.9x+4.3124$	0.63	2.62	5.41	4.71505E-05
$(\lambda_3+\lambda_2)/(\lambda_3+\lambda_1)$	$y=-2.284x+6.4743$	0.001	4.32	-0.15	0.879573388
λ_2/λ_3	$y=8.3149x+0.9796$	0.82	1.80	8.98	7.32973E-08
λ_2/λ_1	$y=25.671x-2.8395$	0.80	1.89	8.47	1.67636E-07
λ_3/λ_1	$y=-3.2938x+9.1302$	0.39	3.35	-3.36	0.003734319
λ_3/λ_2	$y=-0.3718x+7.5034$	0.35	3.48	-3.03	0.007534075
λ_1/λ_2	$y=-1.6105x+11.728$	0.56	2.86	-4.66	0.000223873
λ_1/λ_3	$y=4.5851x-0.6949$	0.65	2.54	5.66	2.81937E-05
$(\lambda_2/\lambda_3)^2$	$y=5.5738x+2.4306$	0.81	1.84	8.74	1.07651E-07
$(\lambda_1+\lambda_2)^2$	$y=60867x+1.2392$	0.84	1.76	9.22	5.02607E-08
$(\lambda_2+\lambda_3)^2$	$y=20943x-3.2583$	0.76	8.38	7.37	1.0896E-06

Από το συνδυασμό του τετραγώνου της ανακλαστικότητας στο κόκκινο, $R_{rs}(655)^2$ και του αθροίσματος των ανακλαστικότητων στην πράσινη και κόκκινη φασματική ζώνη, $R_{rs}(560)+R_{rs}(655)$, λαμβάνεται μία συνολική σχέση με $R^2 = 0.92$. Ως εκ τούτου, ένας τοπικός αλγόριθμος προκύπτει με τη μορφή της ακόλουθης εξίσωσης για την πρόβλεψη της συγκέντρωσης SPM (mg l^{-1}) από την επιφανειακή ανακλαστικότητα R_{rs} του Landsat-8:

$$\text{SPM}_{R_{rs}(\lambda)} = 5944.3X + 1.41 \quad (5.7),$$

$$\text{όπου } X = \frac{R_{rs}(655)^2}{R_{rs}(560)+R_{rs}(655)}.$$

Η συσχέτιση με γραμμική παλινδρόμηση μεταξύ *in-situ* μετρήσεων SPM και τηλεπισκοπικών R_{rs} οδήγησε στην ανάπτυξη του τοπικού αλγορίθμου, όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.64.



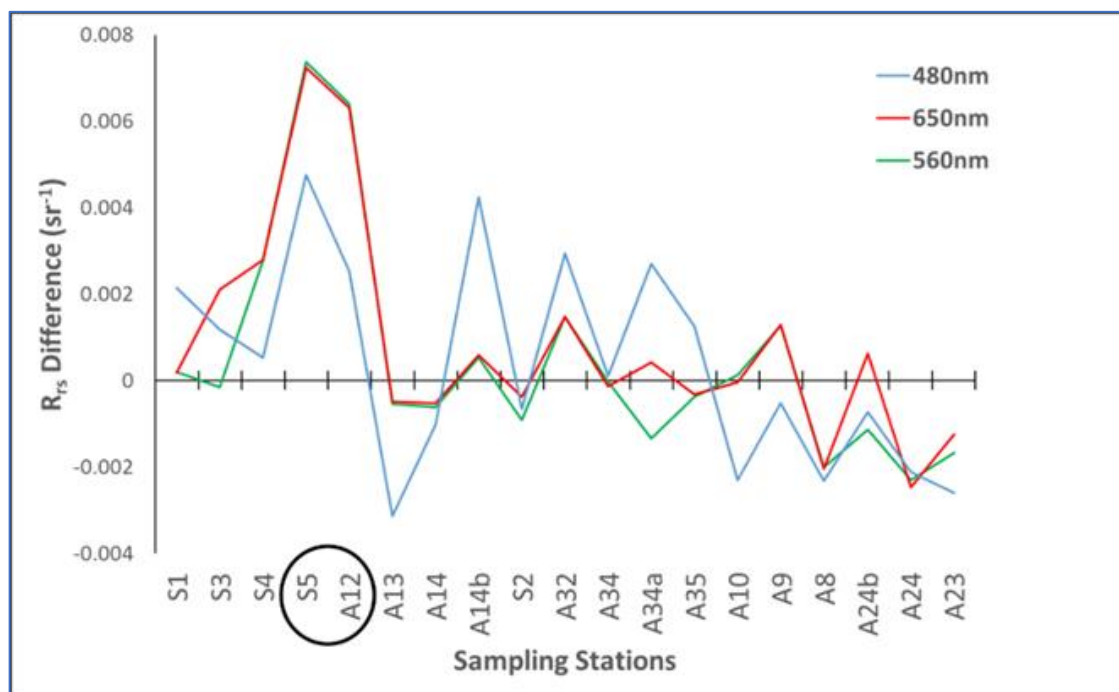
Σχήμα 5.64 α. Συσχέτιση μεταξύ *in-situ* μετρήσεων SPM και του συνδυασμού R_{rs} που χρησιμοποιούνται για την ανάπτυξη του περιφερειακού αλγορίθμου, β. Μοντέλο παλινδρόμησης για την εκτίμηση της συγκέντρωσης αιωρούμενων ιζημάτων από την εικόνα L8/OLI.

Το τοπικό μοντέλο επικυρώθηκε χρησιμοποιώντας την τεχνική LOOCV και η στατιστική ανάλυση έδειξε τη σταθερότητα του μοντέλου (Πίνακας 5.13). Το διάγραμμα διασποράς (Σχήμα 5.64β) δείχνει μια σημαντικά ισχυρή συσχέτιση μεταξύ των επιτόπιων τιμών SPM και του μετρούμενου συνδυασμού R_{rs} του τοπικού μοντέλου ($R^2 = 0.92$, $p < 0.001$). Οι δοκιμές μηδενικής υποθέσεως της σταθεράς β ($a = 0.708$, $RMSE = 1.646$) και της κλίσης a να ισούται με τη μονάδα ($\beta = 0.0001$, $RMSE = 5.567$) αποκάλυψαν ότι η τομή και η κλίση της γραμμής παλινδρόμησης μεταξύ των μετρημένων και εκτιμώμενων SPM τιμών είναι ελαφρώς διαφορετική από το μηδέν ($t = 0.0001$, $p = 1.3921e-66$) και τη μονάδα ($t = 0.866$, $p = 2.0217e-11$), αντίστοιχα. Επομένως, το εκθετικό μοντέλο της κόκκινης ζώνης προς το άθροισμα της πράσινης με την κόκκινη ζώνη δημιούργησε μια αμερόληπτη εκτίμηση SPM.

Πίνακας 5.13 Στατιστικά στοιχεία για 19 εκθετικά μοντέλα των φασματικών ζωνών L8/OLI B2, B3, B4 για την επικύρωση του υποδειγματικού μοντέλου της εκτίμησης της συγκέντρωσης αιωρούμενων ιζημάτων (SPM) με τη μέθοδο LOOCV ($SPM = aX + \beta$, από την εξίσωση (5.11)).

	α	β	R^2	$RMSE$
Maximum	0.7218	3.8046	0.9551	1.4192
Minimum	0.6107	3.3670	0.8014	0.7302
Mean	0.7016	3.5499	0.9262	0.8917
Std. Dev.	0.0271	0.1026	0.0315	0.1304

Η διαδικασία βαθμονόμησης που παρουσιάζεται εδώ αναφέρεται στις παραγόμενες από δορυφόρο ατμοσφαιρικά διορθωμένες R_{rs} και στις *in-situ* τιμές SPM. Το Σχήμα 5.65 δείχνει μια εκτίμηση της σύγκρισης των δορυφορικά προσομοιωμένων και των *in-situ* R_{rs} στους 19 επιφανειακούς σταθμούς της δειγματοληψίας στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης. Συνολικά, υπάρχει μια καλή συμφωνία μεταξύ των δύο συνόλων δεδομένων, ωστόσο, τα προσομοιωμένα δορυφορικά προϊόντα παρουσιάζουν μεγαλύτερη διακύμανση ανάκλασης σε σχέση με το μήκος κύματος και την τοποθεσία.



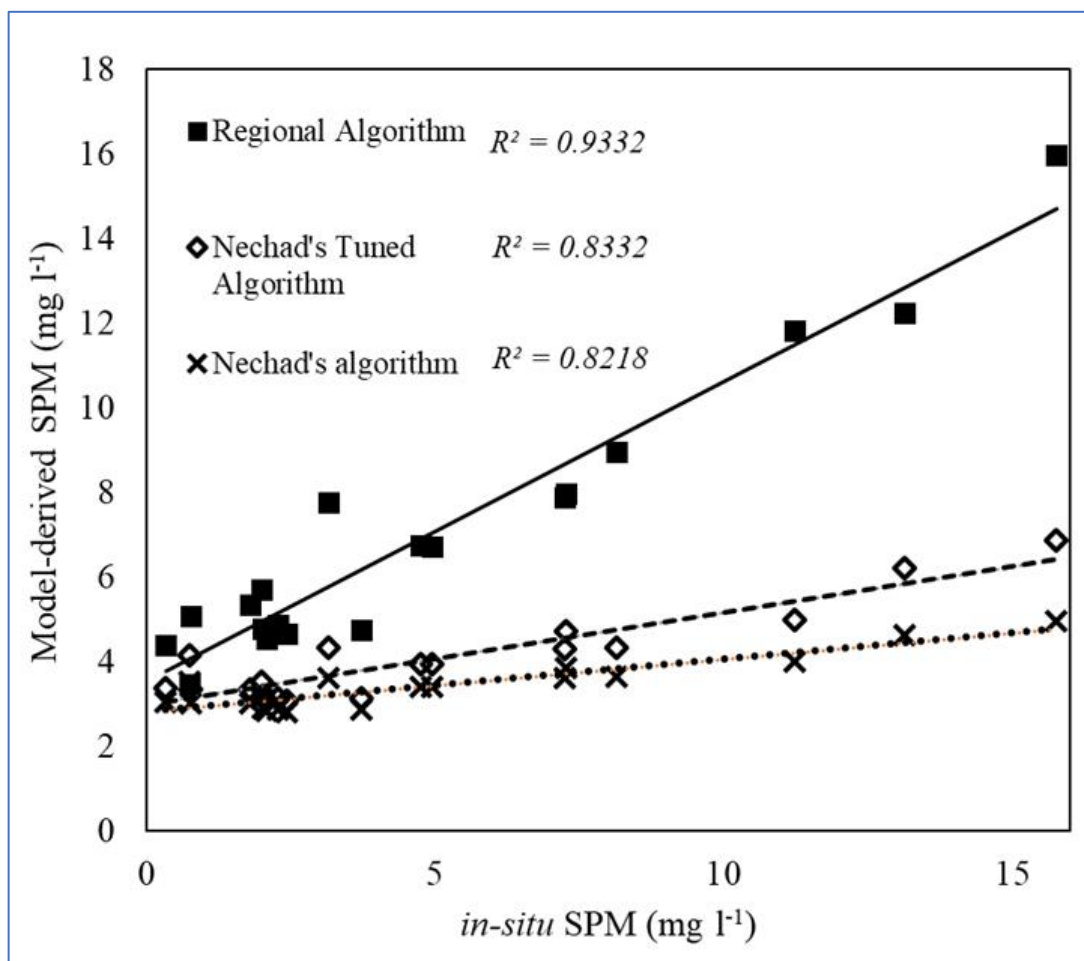
Σχήμα 5.65 Η διαφορά (δ) των τιμών R_{rs} προερχόμενων από τον δορυφόρο OLI/L8 και των επιτόπιων R_{rs} κατά μήκος της περιοχής έρευνας, στα 480 nm, 560 nm και 655 nm. Στον μαύρο κύκλο συμπεριλαμβάνονται οι δύο υπεράκτιοι σταθμοί S5 και A12 με τη μεγαλύτερη διαφορά R_{rs} .

Οι διαφορές R_{rs} (δ) κυμαίνονται μεταξύ ± 0.002 αλλά φθάνουν και $+0.008$ μόνο στους σταθμούς S5 και A12, γεγονός που υποδηλώνει ισχυρή υπερεκτίμηση από τα δεδομένα L8 / OLI. Οι σταθμοί αυτοί είναι οι πιο απομακρυσμένοι από την ακτογραμμή, όπου κυριαρχούν οι ιδιότητες BSW και ο πυρήνας μιας υψηλής συγκέντρωσης SPM βρίσκεται στο θερμοκλινές. Επίσης, σε αυτές τις υπεράκτιες θέσεις οι R_{rs} που παράγονται από L8 / OLI στο B1 (480 nm) φαίνεται να είναι πιο κοντά στα *in-situ* δεδομένα σε σύγκριση με τα R_{rs} που προέρχονται από το κανάλι B3 (560 nm) και B4 (655 nm), ενώ στις υπόλοιπες τοποθεσίες αντιστρέφεται αυτή η κατάσταση. Επιπλέον, τα δεδομένα L8 / OLI τείνουν να υποτιμούν ελαφρώς τις R_{rs} σε σταθμούς κατά μήκος του βορειοδυτικού παράκτιου τμήματος του κόλπου της Αλεξανδρούπολης. Αν και αυτοί οι σταθμοί έχουν είτε υψηλή (Σταθμοί A23 και S2) είτε χαμηλή συγκέντρωση SPM (Σταθμοί A8, A24 και A24b), ωστόσο, και οι δύο ομάδες χαρακτηρίζονται από χαμηλή πυκνότητα 17-18 kg m⁻³.

Στο Σχήμα 5.66 παρουσιάζονται τα μοντέλα εκτίμησης του SPM, βασισμένα στον αλγόριθμο του Nechad, τον βαθμονομημένο αλγόριθμο του Nechad και τον τοπικό αλγόριθμο που δημιουργήθηκε. Με τη χρήση των δορυφορικών R_{rs} προερχόμενων από εικόνες L8 / OLI, το μοντέλο μονού καναλιού (B4) που προτείνεται από τους [Nechad et al. \(2010\)](#) παρουσίασε καλή συσχέτιση με τις επιτόπιες μετρήσεις ($R^2 = 0.82$), ενώ το βαθμονομημένο μοντέλο δημιουργεί ανάκτηση SPM με 91% συμφωνία, που αντιστοιχούν σε συντελεστή παλινδρόμησης $R^2=0.83$ και ενός μέσου τετραγωνικού σφάλματος ρίζας (RMSE) 3.5. Από την άλλη πλευρά, η δοκιμή της αποτελεσματικότητας του τοπικού αλγορίθμου με τις επιτόπιες μετρήσεις SPM, δείχνει μια βελτιωμένη προσαρμογή συμφωνίας 96%, με $R^2 = 0.93$.

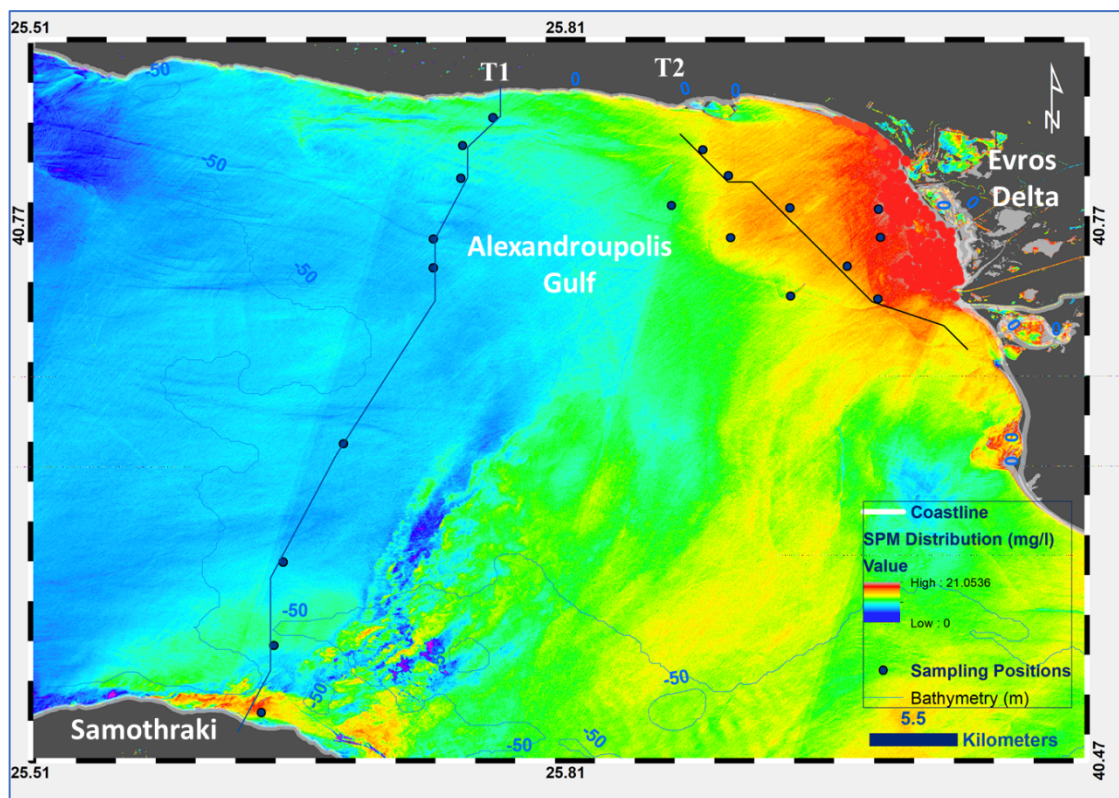
Η κατανομή του δορυφορικά εκτιμώμενου SPM στον Κόλπο Αλεξανδρούπολης δείχνει ότι υπάρχει μέγιστη συγκέντρωση στη γειννίαση του ποταμού Έβρου (και περίπου 5 km υπεράκτια του δέλτα του), αν και οι απόλυτες τιμές SPM είναι χαμηλές, δεδομένης της μειωμένης απορροής του ποταμού κατά τη διάρκεια της καλοκαιρινής περιόδου. Μια άλλη τοπική μέγιστη συγκέντρωση συμβαίνει κατά μήκος της ακτής B-BA του νησιού Σαμοθράκη, μιας περιοχής πιθανών διεργασιών διάβρωσης. Η επίδραση της εκροής SPM από τον ποταμό Έβρο φαίνεται να φθάνει νοτιοανατολικά σε απόσταση άνω των 40 km από το στόμιο του ποταμού, όπου τελικά το ποτάμιο SPM συγχωνεύεται με το SPM που προέρχονται από τα στενά των Δαρδανελίων. Η επιφανειακή απορροή του ποταμού Έβρου δεν φαίνεται να μπορεί να μεταδοθεί προς τα δυτικά, πιθανώς λόγω της ύπαρξης του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης, που μαζί με τον όγκο του νησιού, λειτουργούν ως δυτικό και νοτιοδυτικό όριο στην εξάπλωση του ποτάμιου SPM,

πιθανότητα παγιδεύοντας και βυθίζοντας τα ιζήματα και προκαλώντας επαναϊώρηση κατά μήκος της βόρειας ακτής του νησιού Σαμοθράκη (όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.67).



Σχήμα 5.67 Γραφήματα διασποράς που δείχνουν τη γραμμική σχέση μεταξύ επιφανειακών in-situ SPM και τιμών SPM από δορυφορικά δεδομένα, κατά την εφαρμογή του τοπικού αλγορίθμου (σταθερή γραμμή), του αλγορίθμου Nechad (μεγάλη διακεκομμένη γραμμή) και του βαθμονομημένου αλγορίθμου Nechad (μικρή διακεκομμένη γραμμή), χρησιμοποιώντας OLI / L8 επιφανειακές R_{rs} .

Η ποσοτική αξιολόγηση υποδηλώνει ότι υπάρχει μία μέση υπερεκτίμηση ~20% των R_{rs} στα περισσότερα κανάλια L8 / OLI, σε σύγκριση με τις επιτόπιες μετρήσεις R_{rs} . Ως εκ τούτου, αναμένεται επίσης υπερεκτίμηση στα δορυφορικά προϊόντα τιμών SPM. Το Σχήμα 5.68 παρουσιάζει τη διασπορά του προερχόμενου από το L8 / OLI SPM που υπολογίστηκε από τον τοπικό αλγόριθμο και εμφανίζει πληροφορίες σε μικρές χωρικές κλίμακες. Οι μέγιστες τιμές SPM (~15 mg l⁻¹) συναντώνται κοντά στο δέλτα του ποταμού Έβρου, ενώ προς τα δυτικά οι ποσότητες εξασθενούν, αγγίζοντας τα ελάχιστα (~0.3 mg l⁻¹).



Σχήμα 5.68 Ο χάρτης διασποράς SPM στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης. Οι εκτιμήσεις του SPM προέρχεται από την επεξεργασία της εικόνας Landsat-8, στις 2 Ιουνίου 2016, μετά την εφαρμογή του τοπικού αλγορίθμου.

5.3.1.4 Εποχιακή διακύμανση της επιφανειακής διασποράς του SPM

Η εποχιακή διακύμανση SPM εξετάστηκε επιλέγοντας 4 αντιπροσωπευτικές δορυφορικές εικόνες, Landsat-8, από τα έτη 2015-2016, τα χαρακτηριστικά των οποίων παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.14.

Πίνακας 5.14 Οι εικόνες Landsat-8 που χρησιμοποιήθηκαν για την εποχιακή διακύμανση SPM στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης.

No	Ονομασία	Ημερομηνία	Ωρα σάρωσης
1.	LC08_L1TP_182032_20150920_20170404_01_T1_MTL	2015-09-20	08:58:07
2.	LC81820322015359LGN00_MTL	2015-12-25	08:58:17
3.	LC08_L1TP_182032_20160415_20170326_01_T1_MTL	2016-04-15	08:57:44
4.	LC81820322016154LGN00_MTL	2016-06-02	08:57:49

Εφαρμόζοντας τον τοπικό αλγόριθμο εκτίμησης SPM που δημιουργήσαμε για τον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, προκύπτουν οι συγκεντρώσεις σε 4 εικόνες Landsat-8, μία από κάθε εποχή (Σχήμα 5.69-5.72). Πολλά ενδιαφέροντα στοιχεία της διακύμανσης εμφανίζονται από τις κατανομές. Γενικά, η περιοχή χαρακτηρίζεται από έντονη επιφανειακή θολερότητα κοντά στις εκβολές του ποταμού Έβρου, η οποία δεν απουσιάζει καθ' όλη τη διάρκεια του έτους, τουλάχιστον κοντά στο στόμιο του ποταμού. Υψηλές τιμές αιωρούμενου υλικού συναντώνται επίσης στη βόρεια παράκτια ζώνη της περιοχής, μπροστά από την πόλη της Αλεξανδρούπολης. Ποσοτικά, η μέση ετήσια συγκέντρωση SPM ποικίλει μεταξύ 0.01 mg l^{-1} (καλοκαίρι) στο δυτικό τμήμα της περιοχής και $\sim 25 \text{ mg l}^{-1}$ (άνοιξη) στο δέλτα του Έβρου και την παράκτια ζώνη, κάνοντας εμφανή την εποχικότητα στη διακύμανση του SPM. Η χωρική κατανομή του SPM συνδέεται άμεσα εκτός από τις απορροές του ποταμού και με κλιματολογικούς παράγοντες (ταχύτητα και διεύθυνση ανέμου, κύμα, βροχοπτώσεις), καθώς και με τη δύναμη Coriolis και με διεργασίες επαναιώρησης στην παράκτια ζώνη.

Στις 20/9/2015 (Σχήμα 5.69) παρατηρήθηκε γενικά χαμηλή συγκέντρωση SPM στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, ενώ οι επικρατούντες άνεμοι έπνεαν από ΝΔ. Από τη χωρική κατανομή, οι μέγιστες τιμές ($\sim 27 \text{ mg l}^{-1}$) εντοπίζονται μπροστά από το στόμιο του Έβρου και κατά μήκος της παραλιακής ζώνης της Αλεξανδρούπολης και νότια του δέλτα του ποταμού.

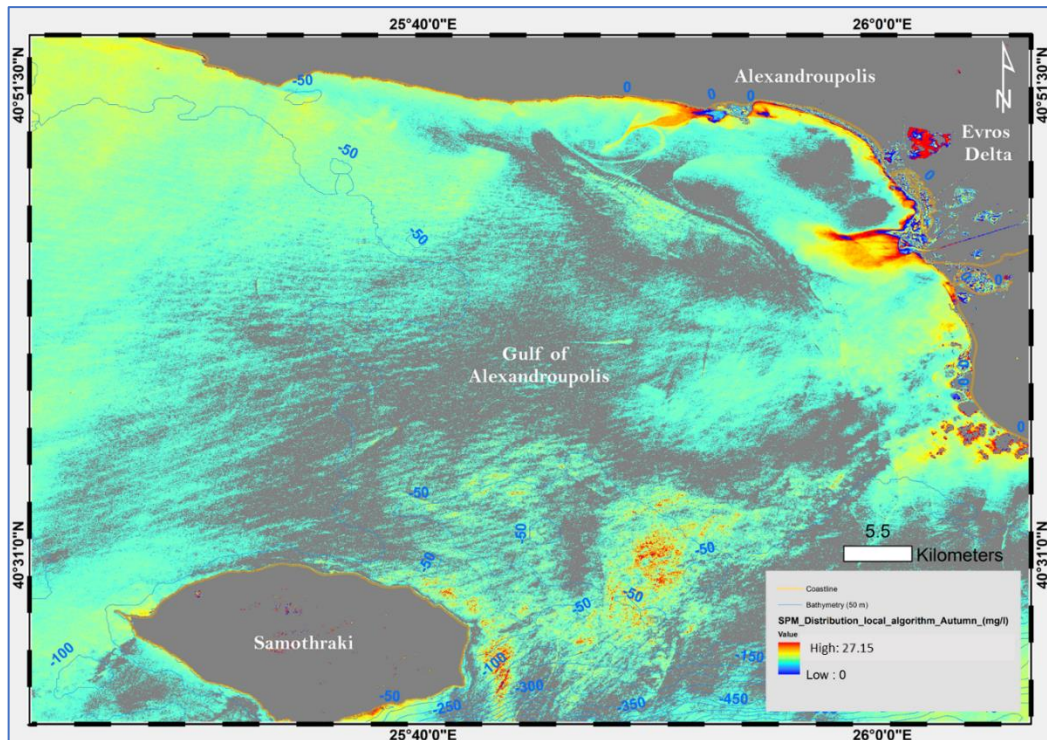
Τον χειμώνα, στις 25/12/2015 οι συγκεντρώσεις εμφανίζονται ελαφρώς αυξημένες (μέγιστο $\sim 34 \text{ mg l}^{-1}$ μέσα στο στόμιο), ενώ η επιφανειακή κυκλοφορία επηρεάζεται από τους ισχυρούς επικρατούντες ΒΑ ανέμους. Μία μέση τιμή των $\sim 20 \text{ mg l}^{-1}$ χαρακτηρίζει το ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης (Σχήμα 5.70), ενώ στα ανατολικά παράλια (δέλτα Έβρου) και στα βόρεια παράλια της Σαμοθράκης εντοπίζονται οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις. Ταυτόχρονα, εμφανίζεται η εισροή ενός επιφανειακού στρώματος υψηλών συγκεντρώσεων SPM στο νοτιοανατολικό άκρο, η οποία πιθανόν σχετίζεται με τη δράση του πλουμίου από τα στενά των Δαρδανελίων, το οποίο κατά τους χειμερινούς μήνες μεταφέρεται με επιφανειακό ρεύμα ταχύτητας $\sim 0.3 \text{ m/s}$ (Kopasakis et al. 2012).

Στις 15/4/2016, παρατηρήθηκε η μεγαλύτερη μέση εποχιακή συγκέντρωση SPM στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, με μέση τιμή $\sim 25 \text{ mg l}^{-1}$ (Σχήμα 5.71). Οι μέγιστες τιμές εντοπίζονται στα ανατολικά παράλια, φανερά επηρεασμένες από τις απορροές του Έβρου, οι οποίες

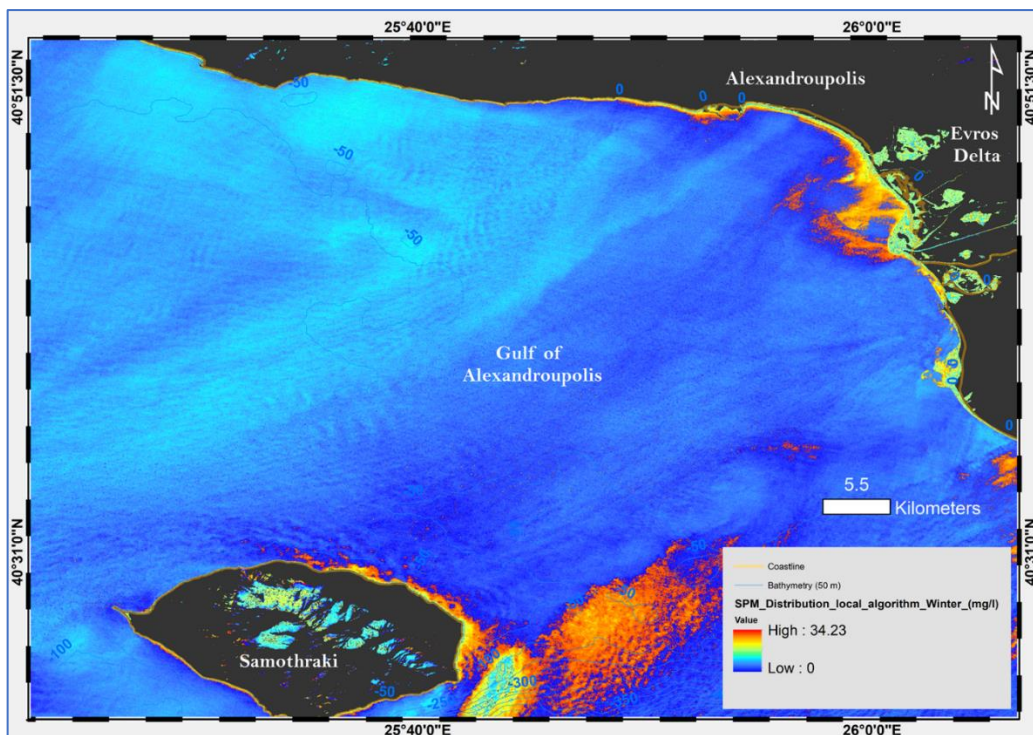
είναι εντονότερες κατά την εαρινή περίοδο. Εκτός από το σημείο των εκβολών, η βορειοανατολική παράκτια ζώνη (πόλη Αλεξανδρούπολης) παρουσιάζει εξίσου μέγιστες συγκεντρώσεις, ύστερα από την επίδραση της δύναμης Coriolis και την κατεύθυνση των αιωρούμενων ιζημάτων της ποτάμιας απορροής προς βορρά. Εμφανής είναι κι εδώ η παρουσία του αιωρούμενου υλικού προερχόμενου από τα νερά της Μαύρης Θάλασσας, στο νοτιοανατολικό τμήμα του χάρτη, καθώς η δράση του είναι πιο έντονη κατά τους εαρινούς-θερινούς μήνες. Μέσω των στενών των Δαρδανελίων μεταφέρεται προς βορρά (Coriolis) και κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού μεταφέρεται στα βαθύτερα στρώματα νερού, όπου και οι συγκεντρώσεις του είναι αυξημένες, όταν δημιουργείται θερμική διαστρωμάτωση στη στήλη του νερού (Kopasakis et al. 2012). Επιπλέον, μεγάλες συγκεντρώσεις συναντώνται και στα νοτιοδυτικά παράλια της Σαμοθράκης, που πιθανόν να σχετίζονται με διεργασίες διάβρωσης από τη χερσαία γειτονική περιοχή, το υλικό από την οποία καταλήγει στη θαλάσσια περιοχή. Η φορά της διασποράς τους επηρεάζεται από τους επικρατούντες ΒΑ ανέμους, καθώς φαίνεται να κατευθύνονται προς τα ΝΔ.

Τέλος, στις 2/6/2016 (Σχήμα 5.72) οι συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού εμφάνισαν μειωμένες τιμές (~ 0-21 mg l⁻¹), με τα μέγιστα να είναι ξανά συγκεντρωμένα στο ανατολικό τμήμα των εκβολών υπό την επίδραση ΝΔ-ΝΝΔ ανέμων, καθώς και στα βόρεια παράλια της Σαμοθράκης, πιθανόν λόγω διεργασιών διάβρωσης ή επαναιώρησης των ιζημάτων.

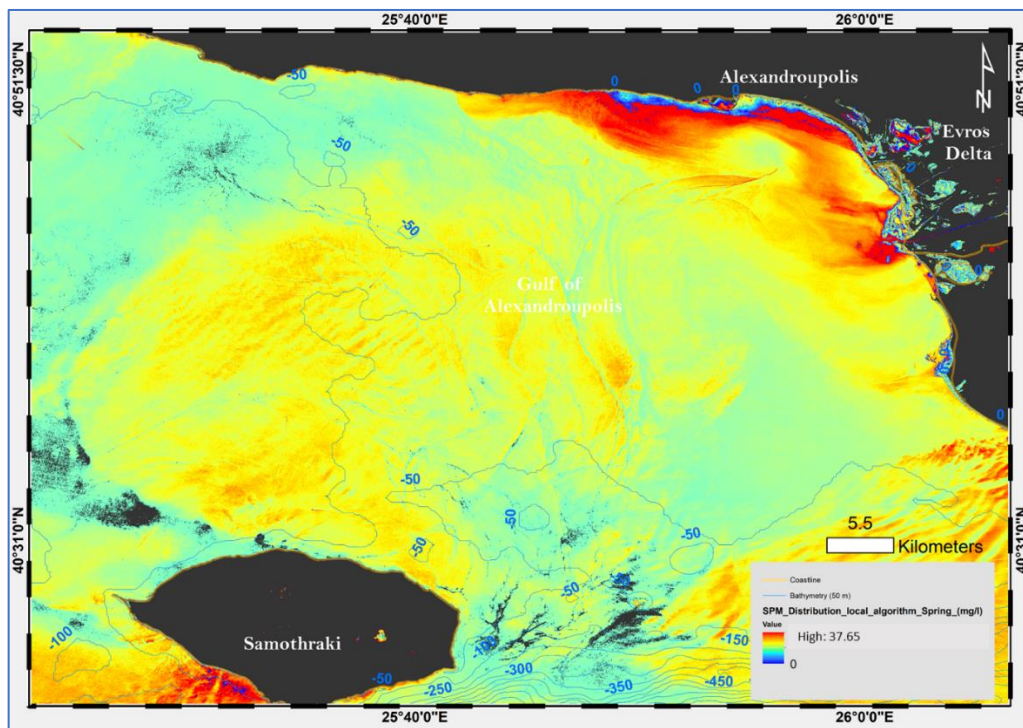
Να σημειωθεί ότι στις εικόνες Landsat-8 του φθινοπώρου και του χειμώνα, παρουσιάζεται έντονο φαινόμενο κορεσμού στις φασματικές ζώνες του ορατού φάσματος (Nechad et al. 2010, Doxaran et al. 2002), το οποίο εμφανίζεται κυρίως στις μικρές περιοχές με σκούρο χρώμα, ίδιο με τη χέρσο, στις δύο εικόνες (Σχήμα 5.69, 5.70), δείχνοντας την αδυναμία του δορυφορικού αισθητήρα να καταγράψει μικρές διαφορές στην ποιότητα του νερού, όταν η ανακλαστικότητα είναι μεγάλη.



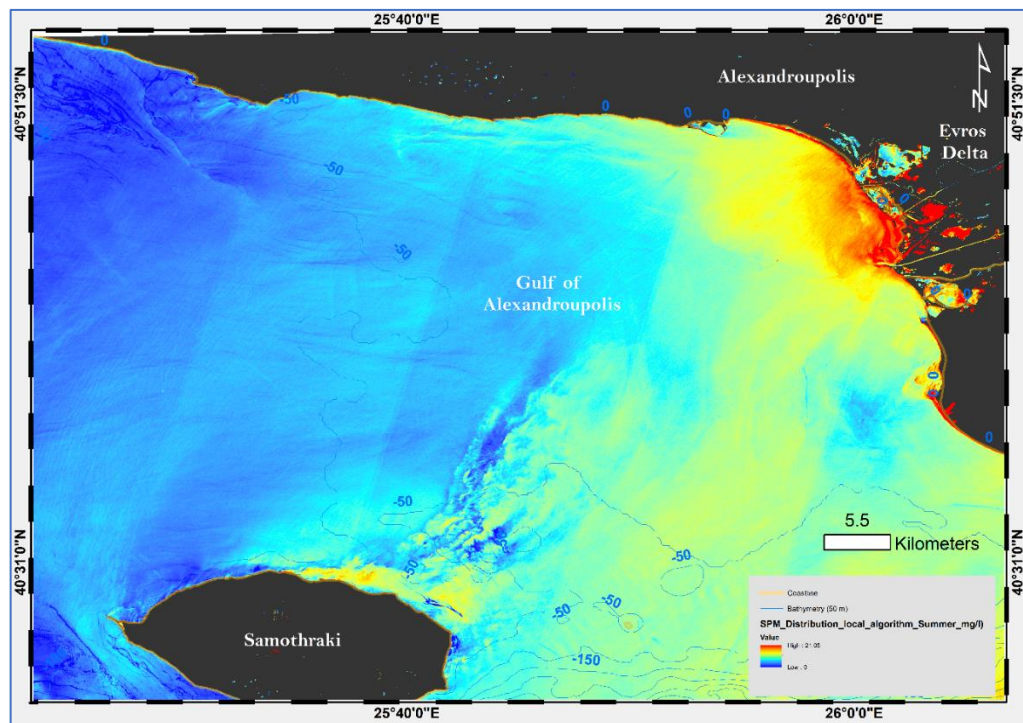
Σχήμα 5.69 Διακύμανση SPM στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης στις 20/9/2015, όπως εκτιμήθηκε από δορυφορική εικόνα Landsat-8.



Σχήμα 5.70 Διακύμανση SPM στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης στις 25/12/2015, όπως εκτιμήθηκε από δορυφορική εικόνα Landsat-8.

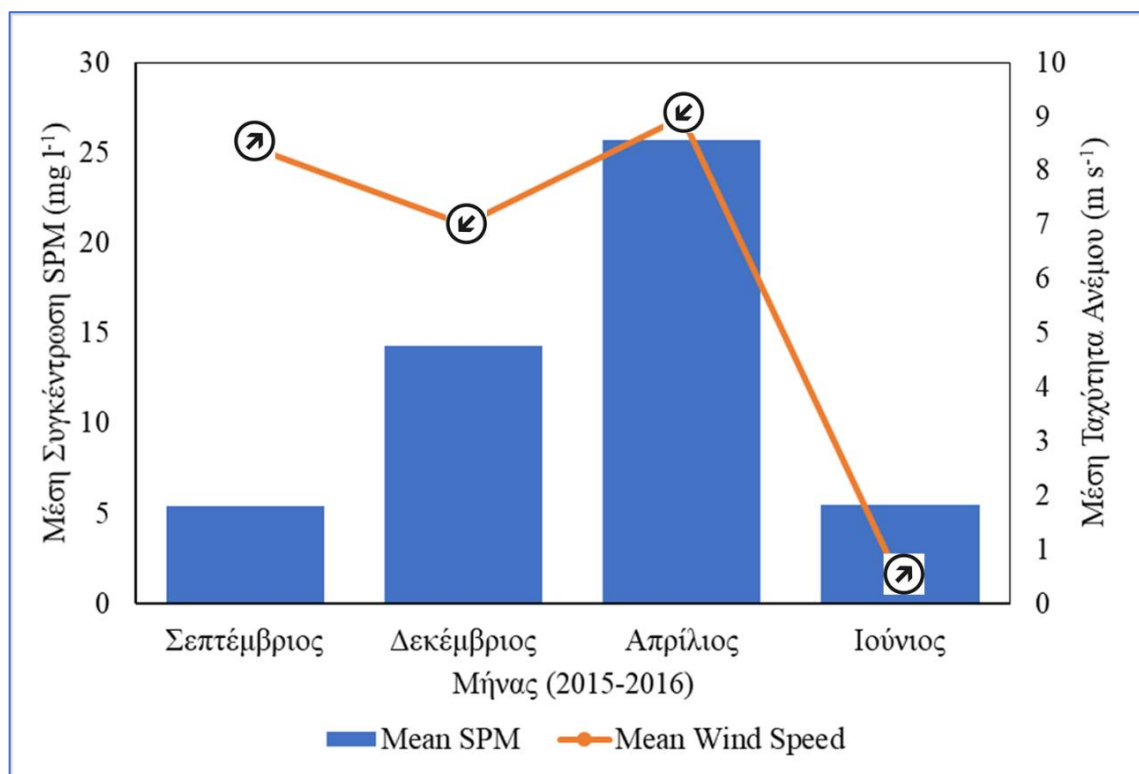


Σχήμα 5.71 Διακύμανση SPM στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης στις 15/4/2016, όπως εκτιμήθηκε από δορυφορική εικόνα Landsat-8.



Σχήμα 5.72 Διακύμανση SPM στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης στις 2/6/2016, όπως εκτιμήθηκε από δορυφορική εικόνα Landsat-8.

Οι μέσες εποχιακές δορυφορικές εκτιμήσεις των συγκεντρώσεων SPM στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης (Σχήμα 5.73) έρχονται σε γενική συμφωνία με προγενέστερες μελέτες στην περιοχή (Kanellopoulos et al. 2008), εάν και τα μέγιστα παρουσιάζονται ελαφρώς υπερεκτιμημένα (15%). Να σημειωθεί ότι οι μέγιστες αυτές τιμές εντοπίζονται κυρίως μέσα στο στόμιο του Έβρου, αλλάζοντας κατ' αυτόν τον τρόπο τη γενική κλίμακα συγκεντρώσεων. Παρ' όλ' αυτά, αυτή η υπερεκτίμηση μπορεί επίσης να οφείλεται είτε σε ένα εναπομείναν ποσοστό σφάλματος (~20%) στις δορυφορικές εκτιμήσεις, είτε στην αυξημένη ποτάμια απορροή και τα έντονα κλιματικά επεισόδια τις ημερομηνίες πριν τη λήψη της δορυφορικής εικόνας. Πράγματι, για την εικόνα στις 15/4/2016 όπου το μέγιστο των συγκεντρώσεων αγγίζει τα ~37 mg l⁻¹ στο στόμιο του ποταμού, είχε προηγηθεί έντονο πλημμυρικό επεισόδιο στη λεκάνη απορροής του Έβρου (27/3-8/4 2016), όπως έχει καταγραφεί από δεδομένα της Διεύθυνσης Πολιτικής Προστασίας της Περιφέρειας Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης (<http://cp.pamth.gov.gr/civil/>), ενώ έντονη ήταν η δράση των επικρατούντων ΒΑ ανέμων.



Σχήμα 5.73 Συνδυαστικό γράφημα μέσης εκτιμώμενης συγκέντρωσης SPM (mg l⁻¹) από Landsat-8 εικόνες για τους μήνες Σεπτέμβριος, Δεκέμβριος 2015 και Απρίλιος, Ιούνιος 2016, με τις αντίστοιχες μέσες ταχύτητες ανέμου (m s⁻¹). Τα βέλη δείχνουν τη διεύθυνση του επικρατούντος ανέμου.

Επιπλέον, οι εποχιακές διακυμάνσεις που παρουσιάζονται έρχονται σε συμφωνία και με μελέτες μοντέλων κυκλοφορίας στο Β Αιγαίο (Κόκκος 2017) για προγενέστερα έτη (2008), σύμφωνα με τα οποία, η μικρή παροχή του ποταμού Έβρου τους φθινοπωρινούς μήνες (Σεπτέμβριος) και η επίδραση των Ετησιών, περιορίζουν την ποτάμια απορροή κοντά στο στόμιο, έως και την πόλη της Αλεξανδρούπολης, ενώ ένα τμήμα τους ωθείται προς τον νότο, ακολουθώντας τη γενικότερη αντικυκλωνική ροή.

Αντίστοιχα, κατά τους χειμερινούς μήνες, τα γλυκά ύδατα του Έβρου περιορίζονται κοντά στο στόμιο εκροής του ποταμού, κυρίως λόγω της χαμηλής παροχής εκροής τους. Ένα τμήμα τους ωθείται υπό την επίδραση της δύναμης Coriolis προς τα δυτικά με αρκετά μικρή ταχύτητα (0.05 m/s) έως και την πόλη της Αλεξανδρούπολης όπου και στη συνέχεια, λόγω των συνεχών βορειοανατολικών ανέμων, ωθούνται προς τα νοτιοδυτικά.

Το ίδιο μοντέλο κυκλοφορίας για τους εαρινούς μήνες συμφωνεί με τη δορυφορική πρόβλεψη του Απριλίου, επιβεβαιώνοντας ότι ο Έβρος έχει τη μεγαλύτερη παροχή εκροής κατά τη διάρκεια του έτους και τα γλυκά νερά του ποταμού ωθούνται κατά μήκος της ακτογραμμής όπου και περιορίζονται έως και τον Βιστωνικό Κόλπο, υπό την επίδραση των συνεχών ισχυρών νότιων ανέμων. Το χαμηλότερης αλατότητας πλούμιο που δημιουργείται, σε συνδυασμό με τα υφάλμυρα νερά της Μαύρης Θάλασσας τα οποία κινούνται υπό την επίδραση του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης εγκλωβίζουν το αιωρούμενου υλικό μεταξύ της εξωτερικής περιφέρειας του αντικυκλώνα (διαμέτρου περίπου 11 km) και της ακτογραμμής .

Κατά τους θερινούς μήνες (Ιούνιος 2016), το μοντέλο κυκλοφορίας στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης εμφανίζει τα γλυκά νερά του ποταμού να ωθούνται κατά μήκος της βόρειας ακτογραμμής του Θρακικού Πελάγους, υπό την επίδραση των συνεχών βορειοανατολικών ανέμων και της δύναμης Coriolis. Ένα μικρό τμήμα των γλυκών νερών του Έβρου κινείται προς τα νότια όπου και ενώνεται με τα υφάλμυρα νερά που ρέουν στον αντικυκλώνα της Σαμοθράκης. Σύμφωνα με την κυκλοφορία αυτής της μελέτης (Κόκκος 2017) εμφανίζεται και η δορυφορική εκτίμηση των συγκεντρώσεων του αιωρούμενου υλικού που παρουσιάζεται στην παρούσα μελέτη.

5.3.1.5 Σχολιασμός των μεθόδων προσδιορισμού SPM από δορυφορικά δεδομένα και μετρήσεις ανακλαστικότητας

Η ακτινοβολία που αφήνει το νερό προέρχεται από την αλληλεπίδραση μεταξύ της ακτινοβολίας που φτάνει σε ένα υδάτινο σύστημα, τα μόρια νερού και τα συστατικά που υπάρχουν μέσα στο νερό. Οι υψηλές συγκεντρώσεις SPM προκαλούν κορεσμό στο σήμα από απόσταση για όλα τα μήκη κύματος. Στις ορατές και NIR περιοχές του φάσματος φωτός, μπορεί να βρεθεί μια γραμμική σχέση μεταξύ των συγκεντρώσεων SPM και των ανακλαστικότητων, ωστόσο, μπορεί να εμφανιστεί σχέση τετραγώνων εάν η συγκέντρωση SPM έχει τιμές πάνω από 50 mg l⁻¹ (Reza 2008).

Με βάση τις συγκεντρώσεις SPM που βρέθηκαν στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, γραμμικές σχέσεις με τις ζώνες OLI / L8 έδειξαν καλά αποτελέσματα για τα μοντέλα ατμοσφαιρικής διόρθωσης για την ανάκτηση SPM. Η καλύτερη απόδοση μοντέλου βρέθηκε για το OLI4 χρησιμοποιώντας τη μέθοδο L8SR, ενώ ακολουθεί η μέθοδος FLAASH στο ίδιο κανάλι. Η περιοχή NIR επηρεάζεται κυρίως από την απορρόφηση ύδατος και τη διασπορά της αιωρούμενης ύλης, η οποία μπορεί να είναι αρκετή για να εξασφαλίσει το συγκεκριμένο χαρακτηριστικό που βρίσκεται σε αυτό το διάστημα (Binding et al. 2010). Δυστυχώς, χωρίς *in-situ* δεδομένα στο NIR, δεν μπόρεσε να δοκιμαστεί το συγκεκριμένο εύρος μήκους κύματος στη συγκεκριμένη περιοχή μελέτης.

Ωστόσο, οι διεργασίες σκέδασης και απορρόφησης που προκαλούνται από μόρια και αέρια που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα επηρεάζουν το σχήμα σκέδασης και το μέγεθος των φασματικών καμπυλών που καταγράφονται από τους δορυφορικούς αισθητήρες. Ακόμη και με τις εφαρμογές της ατμοσφαιρικής διόρθωσης, ένα υπολειμματικό ελάχιστο σφάλμα εξακολουθεί να παραμένει σε ατμοσφαιρικά διορθωμένες εικόνες. Επιπλέον, όταν δεν είναι διαθέσιμες οι πληροφορίες σχετικά με τις ατμοσφαιρικές συνθήκες, μπορεί να απαιτηθούν κάποιες υποθέσεις για την εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης, η οποία μπορεί να προκαλέσει σφάλματα στην εκτίμηση των ανακλαστικότητων R_{rs} .

Η ακρίβεια του FLAASH μπορεί να είναι συνέπεια της χρήσης της φασματικής ζώνης Cirrus ως εισόδου για την ανίχνευση σύννεφων και περιεχομένου υδρατμών που δεν παρατηρήθηκαν σε άλλες ζώνες (Watanabe et al. 2015). Η μέθοδος DOS δεν παρήγαγε αξιόπιστα στοιχεία για όλα τα κανάλια OLI. Αν και τα αποτελέσματα παρουσίασαν παρόμοιο εύρος φάσματος με τα δεδομένα αναφοράς, το μέγεθος όλων των φασματικών ακτίνων δεν ήταν παρό-

μοιο με τα δεδομένα αναφοράς. Αυτά τα αποτελέσματα κατέδειξαν έναν περιορισμό στην εφαρμογή τέτοιων μεθόδων σε εικόνες που καλύπτουν υδάτινα συστήματα με τα ίδια επίπεδα SPM, τα οποία μπορούν να προκύψουν από τη συμβολή των εκτιμήσεων των αερολυμάτων. Η μέθοδος DOS ήταν η απλούστερη προσέγγιση που στόχευε στην ελαχιστοποίηση της ατμοσφαιρικής επίδρασης στη δορυφορική εικόνα, αφαιρώντας την ελάχιστη τιμή που βρίσκεται στο ιστόγραμμα (Chavez 1988). Ωστόσο, η ελάχιστη τιμή που προσδιορίζεται σε κάθε ζώνη εξαρτάται έντονα από την ποσότητα και τη σύνθεση της συγκέντρωσης SPM που υπάρχει στο υδάτινο σύστημα. Στην παρούσα περιοχή μελέτης, δεν μπορούμε να εξετάσουμε την υπόθεση του «μαύρου-εικονοστοιχείου» (DOS), αφού η ανακλαστικότητα στο OLI3 ή OLI4 είναι υψηλή, λόγω των υψηλών επιπέδων των οπτικά ενεργών συστατικών, με υψηλές ανακλάσεις σε αυτές τις φασματικές περιοχές. Επομένως, οι ελάχιστες τιμές για OLI3 και OLI4 υποδηλώνουν μια υπερεκτίμηση, οδηγώντας σε χαμηλές τιμές R_{rs} μετά τη αφαίρεση. Τα προϊόντα L8SR και FLAASH πέτυχαν τα χαμηλότερα σφάλματα εκτίμησης, καθώς για τη φασματική ζώνη OLI4 απέδωσαν MAPE 6.9% και 9.7%, αντίστοιχα. Η μεγάλη θετική συσχέτιση που βρέθηκε στο OLI4 της μεθόδου FLAASH υποδεικνύεται από τη σχέση μεταξύ των ανακλάσεων και της σκέδασης σωματιδίων, η οποία αυξάνει τις τιμές του R_{rs} στην κόκκινη και την NIR περιοχή (Matthews 2011) και μπορεί να εξηγήσει την ανάκτηση χαμηλού δείκτη MAPE.

Η ποσοτική αξιολόγηση των ανακλαστικοτήτων στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης τον Ιούνιο 2016 υποδηλώνει ότι υπάρχει μέση υπερεκτίμηση των R_{rs} κατά 20% στα περισσότερα κανάλια L8 / OLI σε σύγκριση με τις επιτόπιες παρατηρήσεις R_{rs} και, κατά συνέπεια οι συγκεντρώσεις SPM που προέρχονται από τα δορυφορικά προϊόντα, επιβεβαιώνοντας την ικανότητα του L8 / OLI εκτίμησης της κατανομής SPM εντός της περιοχής μελέτης. Επιπλέον, στις υπεράκτιες θέσεις οι δορυφορικές R_{rs} στο κανάλι B1 (480 nm) φάνηκαν να είναι πιο κοντά στα in situ δεδομένα σε σύγκριση με τα R_{rs} που προέρχονται από τα κανάλια B3 (560 nm) και B4 (655 nm), ενώ σε όλες τις άλλες τοποθεσίες αντιστρεφόταν αυτή η κατάσταση. Τα δεδομένα L8 / OLI τείνουν σταθερά να υποτιμούν ελαφρώς τις R_{rs} στους σταθμούς κατά μήκος του βορειοδυτικού παράκτιου τμήματος του κόλπου της Αλεξανδρούπολης, ανεξάρτητα εάν οι συγκεντρώσεις SPM είναι υψηλές (Σταθμοί A23 και S2) είτε χαμηλές (Σταθμοί A8, A24 και A24b). Αυτά τα σφάλματα μπορεί να συμβούν λόγω του σχήματος και της έντασης του φάσματος ανάκλασης, όπως τονίστηκε από τους Novo et al. (1989).

Οι Curran and Novo (1988) υπογράμμισαν τα στάδια ανάπτυξης ενός τοπικού αλγορίθμου για την εκτίμηση της αιωρούμενης ύλης από δορυφορικά δεδομένα. Οι περισσότερες μελέτες βασίζονται σε αυτά τα βήματα, τα οποία είναι:

- Ταυτόχρονες μετρήσεις *in-situ* ανακλαστικότητας με ανακλαστικότητες τηλεπισκόπησης.
- Δημιουργία εμπειρικής σχέσης μεταξύ *in-situ* SPM και ανακλαστικότητας.
- Χρήση της εμπειρικής σχέσης στο 2 για την εκτίμηση SPM.
- Καθορισμός της ακρίβειας στην εκτίμηση SPM, χρησιμοποιώντας ένα ανεξάρτητο σετ οπτικών και SPM δεδομένων, ή άλλων στατιστικών μεθόδων.

Με βάση τις τιμές R_{rs} της επιφανειακής ανακλαστικότητας που ανακτήθηκαν από τους συνδυασμούς φασματικών ζωνών L8 / OLI, αναπτύχθηκε ένας τοπικός αλγόριθμος υπολογισμού SPM, ο οποίος έδειξε βελτιωμένη συσχέτιση με τις επιτόπιες μετρήσεις, σε σύγκριση με την εφαρμογή του αρχικού μοντέλου μονού καναλιού που πρότειναν οι [Nechad et al. \(2010\)](#), καθώς και με τη βαθμονομημένη του έκδοση, χωρίς αυτό να σημαίνει βέβαια, ότι και το μοντέλο μονού καναλιού είχε αδύναμη συσχέτιση. Η σχετική αδυναμία του στηρίζεται στη χρήση μόνο του κόκκινου καναλιού, το οποίο δεν είναι αρκετά ευαίσθητο στις σχετικά χαμηλές συγκεντρώσεις SPM ([Sylvain Ouillon et al. 2008](#)), αφού ο αλγόριθμος βαθμονομήθηκε χρησιμοποιώντας συγκεντρώσεις SPM μεγαλύτερες από 1.2 g m^{-3} . Έχοντας συμπεριλάβει στη μαθηματική φόρμουλα την πράσινη ζώνη (560 nm), ο περιφερειακός αλγόριθμος με τον λόγο κόκκινο/πράσινο φάνηκε να δημιουργεί ακριβέστερες εκτιμήσεις SPM από τους τύπους μονής ζώνης, οι οποίοι βασίζονται μόνο στην ανάκλαση στο κόκκινο κανάλι (650 nm). Παρ' όλο που δοκιμάστηκε και ο αλγόριθμος των [Tassan \(1994\)](#) και [Siswanto et al. \(2011\)](#) με χρήση του κόκκινου και πράσινου καναλιού, δεν απέδωσε αντίστοιχα καλές εκτιμήσεις SPM με τον τοπικό αλγόριθμο, καθώς οι συντελεστές του βασίζονται σε άλλο τύπο δορυφορικού αισθητήρα (SeaWiFS) και τύπο παράκτιου περιβάλλοντος. Η επιτυχία αντίστοιχων αλγορίθμων της βιβλιογραφίας που χρησιμοποιούν τον λόγο φασματικών ζωνών κόκκινο/πράσινο βασίζεται στην εφαρμογή τους σε περιβάλλοντα όπου επικρατούν ανόργανα αιωρούμενα σωματίδια σε σχετικά χαμηλές συγκεντρώσεις ([Robinson et al. 1999](#)).

Οι φασματικές ζώνες L8 / OLI μικρότερου μήκους κύματος (B2) είχαν αρνητικούς συντελεστές, γεγονός που σχετίζεται με τα σήματα από την ατμοσφαιρική διάχυση ή / και την αλληλεπίδραση αέρα / νερού. Αυτό μπορεί να αποδοθεί στο γεγονός ότι οι ατμοσφαιρικές επιδράσεις είναι μεγαλύτερες σε βραχύτερα μήκη κύματος, παρουσιάζοντας το νερό ως σκοτεινό αντικείμενο, καθώς το σήμα του οφείλεται στην αντανάκλαση από τη διεπαφή αέρα / νερού. Παρ' όλα αυτά, ο τοπικός αλγόριθμος που περιλάμβανε το είδος του βραχέος μήκους κύματος

(B3) φάνηκε να δίνει βελτιωμένα αποτελέσματα, πιθανώς λόγω της βελτιωμένης ραδιομετρικής ανάλυσης του L8 / OLI, ελαχιστοποιώντας τα φαινόμενα διασύνδεσης αέρα / νερού και τα επακόλουθα σφάλματα του μοντέλου.

Έχοντας δοκιμαστεί σε μια περίοδο χαμηλής ποτάμιας απορροής, ο τοπικός αλγόριθμος φαίνεται να είναι ευαίσθητος στις δυναμικές διεργασίες της επιφάνειας, καθώς τείνει να υπερεκτιμά τις τιμές SPM των πραγματικών χαμηλών συγκεντρώσεων στην ανοικτή θάλασσα (25-30 km δυτικά από το στόμιο του Έβρου), όπου η υπογραφή του πλουμίου του ποταμού είχε αποδυναμωθεί και συγχωνευθεί με το νερό της Μαύρης Θάλασσας (BSW), αποκτώντας τη χαρακτηριστική υψηλή του πυκνότητα.

Αντίθετα, ο προτεινόμενος αλγόριθμος τείνει να υποτιμά ελαφρώς τις συγκεντρώσεις SPM - ανεξάρτητα από τις πραγματικές τους τιμές - κατά μήκος της δυτικής ακτής του κόλπου της Αλεξανδρούπολης. Αυτά τα σφάλματα του μοντέλου θα μπορούσαν να οφείλονται στο γεγονός ότι το δορυφορικό σήμα μπορεί να κορεστεί στις ορατές ζώνες που χρησιμοποιούνται για την ανάκτηση της συγκέντρωσης SPM (Nechad et al. 2010, Doxaran et al. 2002), αποδεικνύοντας τη σχετική μη ανταπόκριση του αισθητήρα για τη μέτρηση μικρών μεταβολών στην ποιότητα του νερού, όταν η ανακλαστικότητα είναι υψηλή.

Οι βιογεωχημικές και οπτικές *in-situ* παράμετροι μαζί με τις επιτόπου μετρήσεις SPM στην επιφάνεια, παρουσιάζουν ομοιότητες με προηγούμενες μελέτες, καθώς αυτό το τμήμα της ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας έχει σχετικά χαμηλή θολερότητα καθ' όλη τη διάρκεια του έτους, ειδικά κατά την περίοδο χαμηλών απορροών του ποταμού Έβρου (Kanellopoulos et al. 2009). Είναι επίσης σημαντικό να ληφθεί υπόψη η εξάρτηση από τη θερμοκρασία και την αλατότητα, όπου εμπλέκεται η κόκκινη ζώνη, για την παραγωγή παραμέτρων ποιότητας νερού. Υπό αυτή την ανησυχία, οι τιμές αλατότητας, θερμοκρασίας και πυκνότητας του ανώτερου επιφανειακού στρώματος δεν υπέδειξαν μεγάλη μεταβλητότητα, υποδεικνύοντας ότι εκτεταμένη ανάμιξη είχε λάβει χώρα στην υπεράκτια περιοχή μεταξύ ποταμού και BSW.

Οι μετρήσεις του συντελεστή οπισθοσκέδασης, b_{bp} έδειξαν μια καλή συσχέτιση με τις τιμές *in-situ* SPM, αποδεικνύοντας ότι το b_{bp} είναι ένα καλό μέσο για τη μελέτη της δυναμικής των ιζημάτων στις παράκτιες περιοχές όπου κυριαρχεί η ανόργανη ύλη. Δίχως να υπάρχουν κοκκομετρικές μετρήσεις, η σημαντική διακύμανση στις τιμές της οπισθοσκέδασης φαίνεται να ρυθμίζεται από τη σύνθεση των ιζημάτων και την κατανομή μεγέθους, επηρεάζοντας τις οπτικές ιδιότητες του υδάτινου περιβάλλοντος (Lodhi et al. 1997). Από αυτή την προοπτική, στο κόκκινο φάσμα (π.χ. 660 nm), η εξασθένηση του φωτός από τα σωματίδια, c_p , μπορεί να

χρησιμοποιηθεί μελλοντικά ως εναλλακτική της οπισθοσκέδασης, καθώς ελέγχεται από τις ιδιότητες σκέδασης, την απορρόφηση από τα σωματίδια, ενώ η απορρόφηση από τη χρωματισμένη διαλυμένη οργανική ύλη (CDOM) είναι ελάχιστη (Morel and Loisel 1998). Περαιτέρω διερεύνηση αυτών των παραμέτρων, θα μπορούσε να θεωρηθεί ως ευκαιρία για τη βελτίωση των αλγορίθμων ανάκτησης SPM.

Η κατανομή SPM από την εικόνα Landsat-8 στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης δεν αναμένεται να επηρεάζεται από τη βαθυμετρία, καθώς η έρευνα αυτή πραγματοποιήθηκε σε βάθη νερού > 10 m, με μόνο λίγους σταθμούς σε βάθος μεταξύ 5-10 m. Για το λόγο αυτό, υποθέτουμε ότι η επιρροή του πυθμένα θα μπορούσε να θεωρηθεί ως ελάχιστη. Πρόσθετες μετρήσεις των συντελεστών απορρόφησης θα μπορούσαν να βελτιώσουν αυτά τα πιθανά σφάλματα. Υψηλότερες συγκεντρώσεις SPM μπορεί να προκύψουν, ειδικά σε υγρή περίοδο ή κατά τη διάρκεια γεγονότων πλημμύρας (Kanellopoulos et al. 2009). Ιδανικά, απαιτούνται περισσότερες επιτόπιες έρευνες σε περιόδους υψηλών και χαμηλών συγκεντρώσεων για να αποκαλυφθεί ένα μεγαλύτερο δυναμικό εύρος SPM με την εφαρμογή του τοπικού αλγορίθμου. Επιπλέον, όλοι οι εμπειρικοί αλγόριθμοι υπόκεινται σε αβεβαιότητες που προκαλούνται από την αδυναμία ταυτοποίησης των στοιχείων που συμβάλλουν στην R_{rs} και εκείνων που κυριαρχούν στο SPM. Το CDOM για παράδειγμα, μπορεί να μειώνει την ανακλαστικότητα, R_{rs} , ανάλογα με λ , αλλά δεν συμμετέχει στην κατανομή του SPM (Zheng and DiGiacomo 2017).

Από τον χάρτη κατανομής SPM που δημιουργήθηκε, εφαρμόζοντας τον τοπικό αλγόριθμο στην εικόνα Landsat-8 στις 2/6/2016, όπως αναμενόταν, υπήρχε μια μέγιστη συγκέντρωση SPM στη γειτνίαση με το στόμιο του ποταμού Έβρου (δηλαδή περίπου 5 km προς την ανοικτή θάλασσα), αν και οι απόλυτες τιμές ήταν χαμηλές λόγω της μειωμένης απορροής του ποταμού. Το πλούμιο του Έβρου φαίνεται να είναι περιορισμένο και να κατευθύνεται κυρίως προς τα νότια από το στόμιο του ποταμού, μία κίνηση που ενισχύθηκε περαιτέρω από τους βόρειους ανέμους που επικρατούσαν τις τελευταίες ημέρες πριν τη δειγματοληψία στην περιοχή. Η επιρροή του πλουμίου του Έβρου εκτείνεται νοτιοανατολικά σε απόσταση > 40 km από το στόμιο του ποταμού, όπου επικρατεί η εκροή του νερών από τα στενά των Δαρδανελίων. Το πλούμιο του Έβρου δεν φαίνεται να μεταδίδεται προς τα δυτικά, ενδεχομένως παρεμποδισμένο από τον αντικυκλώνα της Σαμοθράκης. Ως εκ τούτου, οι υψηλές τιμές SPM που βρέθηκαν κατά μήκος της βόρειας ακτής του νησιού, θα μπορούσαν να σχετίζονται με άλλες τοπικές διεργασίες, όπως η διάβρωση και η επαναιώρηση των ιζημάτων. Μια άλλη εξήγηση για αυτή τη μεταβαλλόμενη κατανομή SPM μπορεί να σχετίζεται με τη διαφορετική δυναμική των υδάτων κατά τη δειγματοληψία (παλίρροια, κύματα, άνεμος, ρεύμα κλπ.), ανεξάρτητα από

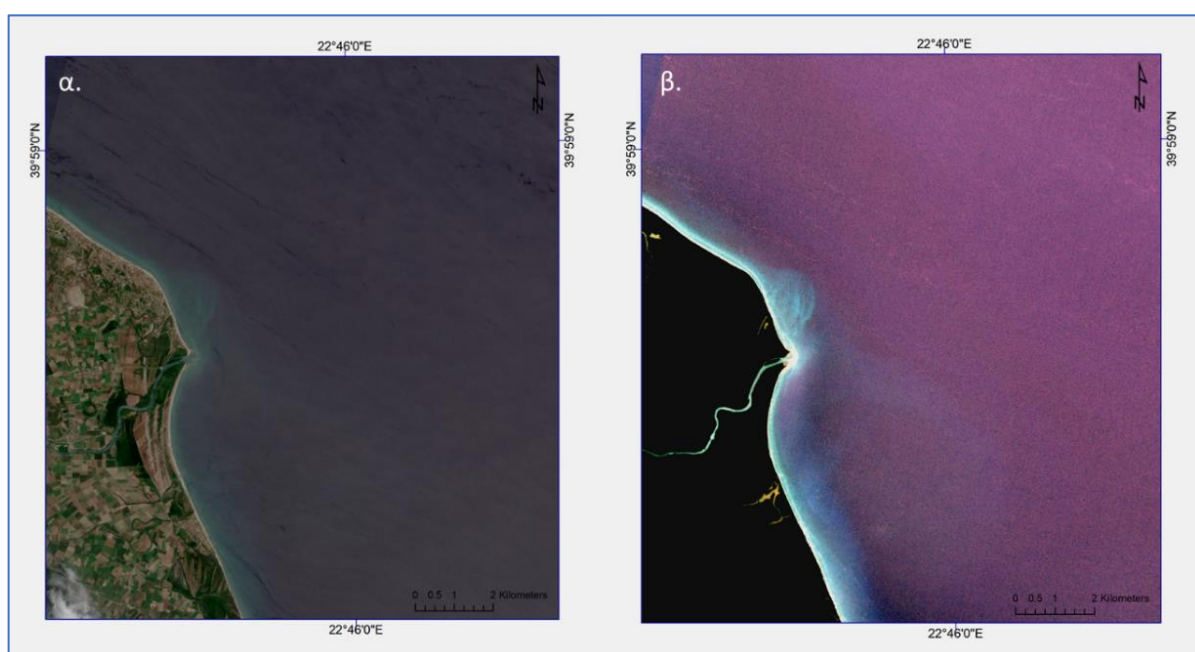
το γεγονός ότι κατά τη διάρκεια της έρευνας δεν υπήρχε σημαντική κυματική ενέργεια (άνεμος < 2 Beaufort). Για παράδειγμα, σύμφωνα με τα εποχικά υδρολογικά χαρακτηριστικά (Ετησίες και δύναμη Coriolis), προκαλείται χωρική διαφοροποίηση του SPM, με την εγκατάσταση του ποτάμιου υλικού στο κόλπο της Αλεξανδρούπολης ή με τη μεταφορά του ακόμη και 100 km μακριά από το στόμιο του Έβρου (Kanellopoulos et al. 2008).

Η ετήσια χρονοσειρά που εξετάστηκε από εικόνες Landsat-8 για την εκτίμηση της διακύμανσης στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης εφαρμόζοντας τον τοπικό αλγόριθμο, αποδεικνύει ότι η τηλεπισκοπική ανακλαστικότητα από τη σκέδαση της αιωρούμενης ύλης επιδεικνύει εποχιακή συμπεριφορά, με τις ελάχιστες τιμές να προκύπτουν κατά τους θερινούς μήνες. Από τους εποχιακούς χάρτες διασποράς του SPM, διακρίθηκαν με ακρίβεια οι περιοχές συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού, με τα μέσα ποσοστά αβεβαιότητας στις εκτιμήσεις του SPM να είναι μειωμένα από 25% όταν εφαρμόζεται ο αλγόριθμος μονού καναλιού, σε 17% με τον τοπικό αλγόριθμο.

5.3.2 Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο)- Πηνειός Ποταμός

5.3.2.1 Ατμοσφαιρική διόρθωση δορυφορικών εικόνων Sentinel-2

Η δορυφορική εικόνα Sentinel-2 από τις 8/6/2018 που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία, παρουσίαζε έντονο φαινόμενο sunglint. Προκειμένου να ληφθούν αξιόπιστες τιμές δορυφορικών ανακλαστικότητας, R_{rs} , πριν από την εφαρμογή των μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης, αφαιρέθηκε το sunglint από την περιοχή μελέτης, με τη μέθοδο που προτάθηκε από τους (Hedley et al. 2005) και χρησιμοποιεί το εργαλείο Sen2coral στην εργαλειοθήκη SNAP. Τα αποτελέσματα της αφαίρεσης του sunglint από την περιοχή παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.74.

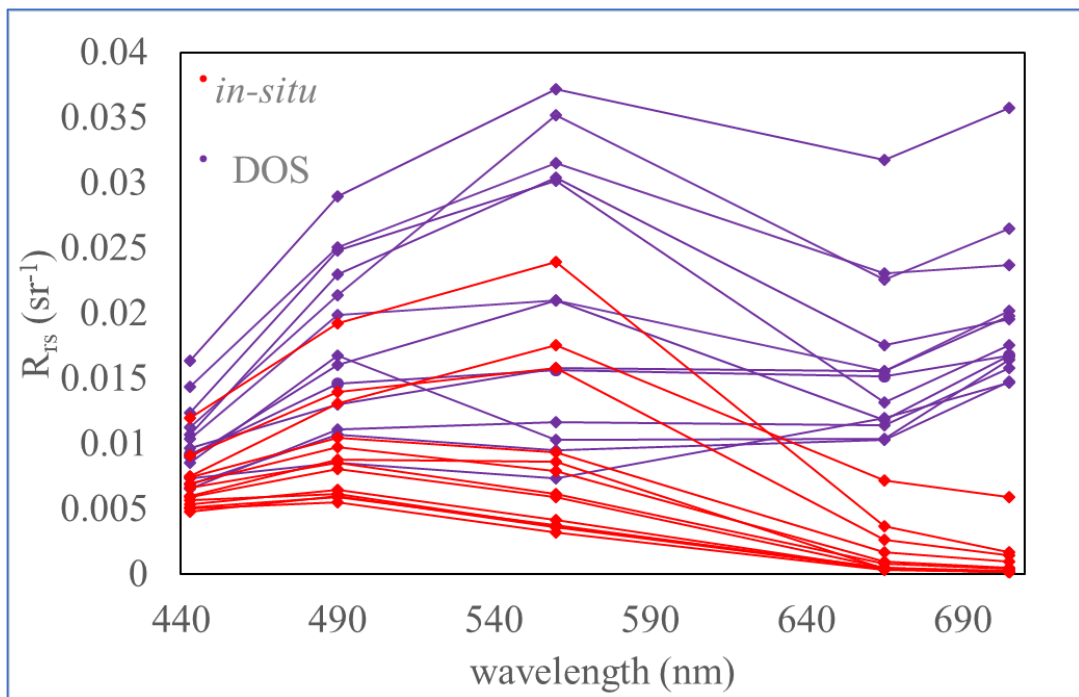


Σχήμα 5.74 Η εικόνα Sentinel-2 (8/6/2018) με sunglint (αριστερά) και με αφαίρεση του sunglint (δεξιά).

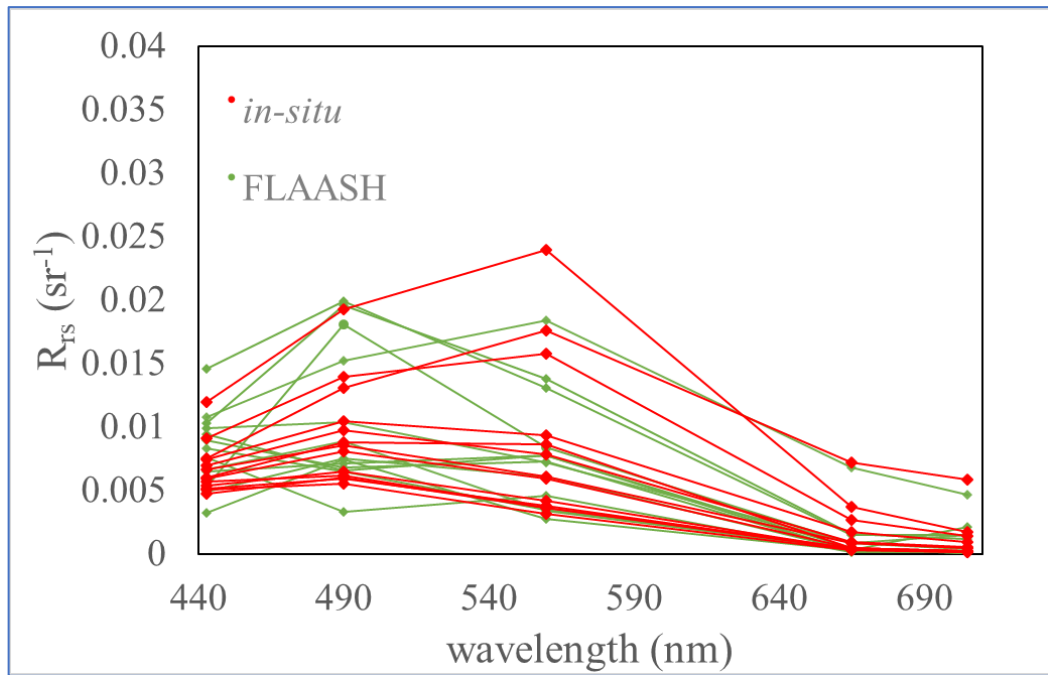
Για την εικόνα Sentinel-2 εξετάστηκαν τρεις μέθοδοι ατμοσφαιρικής διόρθωσης, 1. Dark Object Subtraction (DOS-(Chavez 1988), 2. Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Hypercubes (FLAASH-(Adler-Golden 1999) και 3. Sen2Cor algorithm (ESA-SNAP toolbox). Επιπλέον, έγινε συνδυασμός των τριών μεθόδων, ώστε να αναλυθεί εάν ένας συνδυαστικός αλγόριθμος μπορεί να βελτιώσει την ανάκτηση των R_{rs} και κατ' επέκταση των συγκεντρώσεων SPM. Τα αποτελέσματα της ατμοσφαιρικής διόρθωσης και των δεδομένων ανακλαστικότητας

από μετρήσεις πεδίου παρουσιάζονται στα Σχήματα 5.75 - 5.78, για κάθε μεθοδολογία, αντίστοιχα. Οι τιμές R_{rs} υπολογίστηκαν για κάθε εικονοστοιχείο της ατμοσφαιρικά διορθωμένης εικόνας Sentinel-2, που ταιριάζει με την *in-situ* μέτρηση, ενώ χρησιμοποιήθηκε η μέση τιμή R_{rs} , που προκύπτει από κάναβο 9x9, του κεντρικού και των περιφερειακών εικονοστοιχείων.

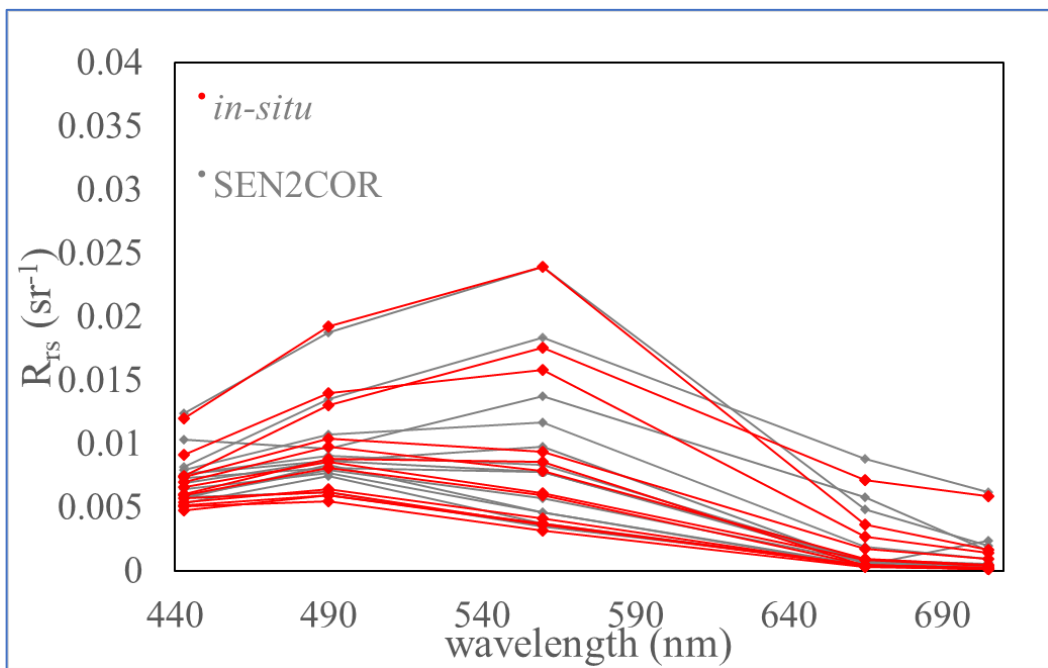
Όπως και στην εικόνα Landsat-8, έτσι και στην Sentinel-2, εκτός από τις προφανείς διαφορές που παρατηρούνται συγκρίνοντας τα Σχήματα 5.75-5.78, πραγματοποιήθηκε ανάλυση σφάλματος (error analysis), με τους συντελεστές σφάλματος MAPE & Bias (Πίνακας 5.15), για τις πέντε πρώτες φασματικές ζώνες της εικόνας Sentinel-2 (B1, B2, B3, B4, B5), ώστε να ποσοτικοποιηθούν οι διαφορές μεταξύ των τιμών R_{rs} , που προέρχονται από τις ατμοσφαιρικές διορθώσεις και τα δεδομένα ανακλαστικότητας του πεδίου.



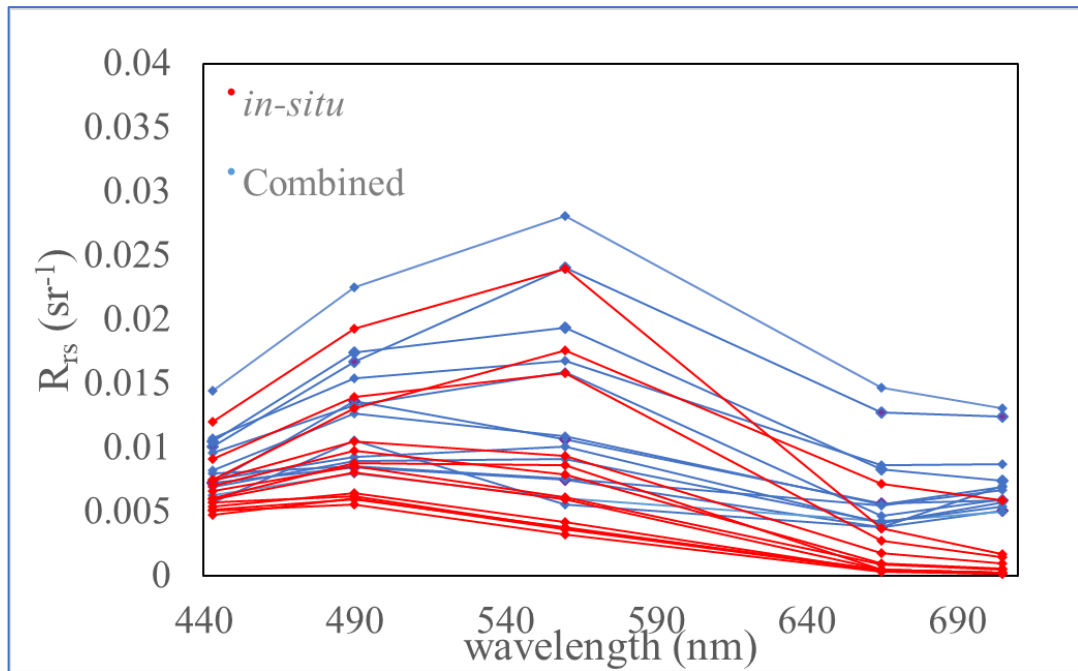
Σχήμα 5.75 Σύγκριση *in-situ* ανακλαστικότητας με τις αντίστοιχες τιμές που προέκυψαν από την ατμοσφαιρική διόρθωση DOS.



Σχήμα 5.76 Σύγκριση *in-situ* ανακλαστικότητων με τις αντίστοιχες τιμές που προέκυψαν από την ατμοσφαιρική διόρθωση FLAASH.



Σχήμα 5.77 Σύγκριση *in-situ* ανακλαστικότητων με τις αντίστοιχες τιμές που προέκυψαν από την ατμοσφαιρική διόρθωση Sen2Cor.



Σχήμα 5.78 Σύγκριση *in-situ* ανακλαστικότητας με τις αντίστοιχες τιμές που προέκυψαν από συνδυασμό των τριών μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης.

Πίνακας 5.15 Ανάλυση σφάλματος των τιμών R_{rs} από τις τρεις μεθόδους ατμοσφαιρικής διόρθωσης (AT) και τον συνδυασμό τους. Το Mean Absolute Percentage Error-MAPE (σε %) και το Bias (σε $mg\ l^{-1}$) υπολογίστηκαν για τις Sentinel-2 φασματικές ζώνες 1-4, χρησιμοποιώντας $n = 13$ σταθμούς δειγματοληψίας, με ταυτόχρονο πέρασμα του Sentinel-2 δορυφόρου.

AT Μέθοδοι	MAPE (%)					Bias ($mg\ l^{-1}$)				
	B1	B2	B3	B4	B5	B1	B2	B3	B4	B5
DOS	36.99	68.15	126.5	134.4	65.92	2.38E-03	5.88E-03	8.58E-03	1.00E-02	1.30E-02
FLAASH	22.93	15.86	21.21	21.65	67.39	9.92E-04	7.95E-04	-	-	-
Sen2Cor	9.23	10.53	6.9	3.31	5.8	5.29E-04	1.46E-04	5.25E-04	3.67E-04	1.69E-04
Combined	20.35	26.75	47.55	45.9	124.8	1.30E-03	2.28E-03	3.04E-03	3.47E-03	4.37E-03

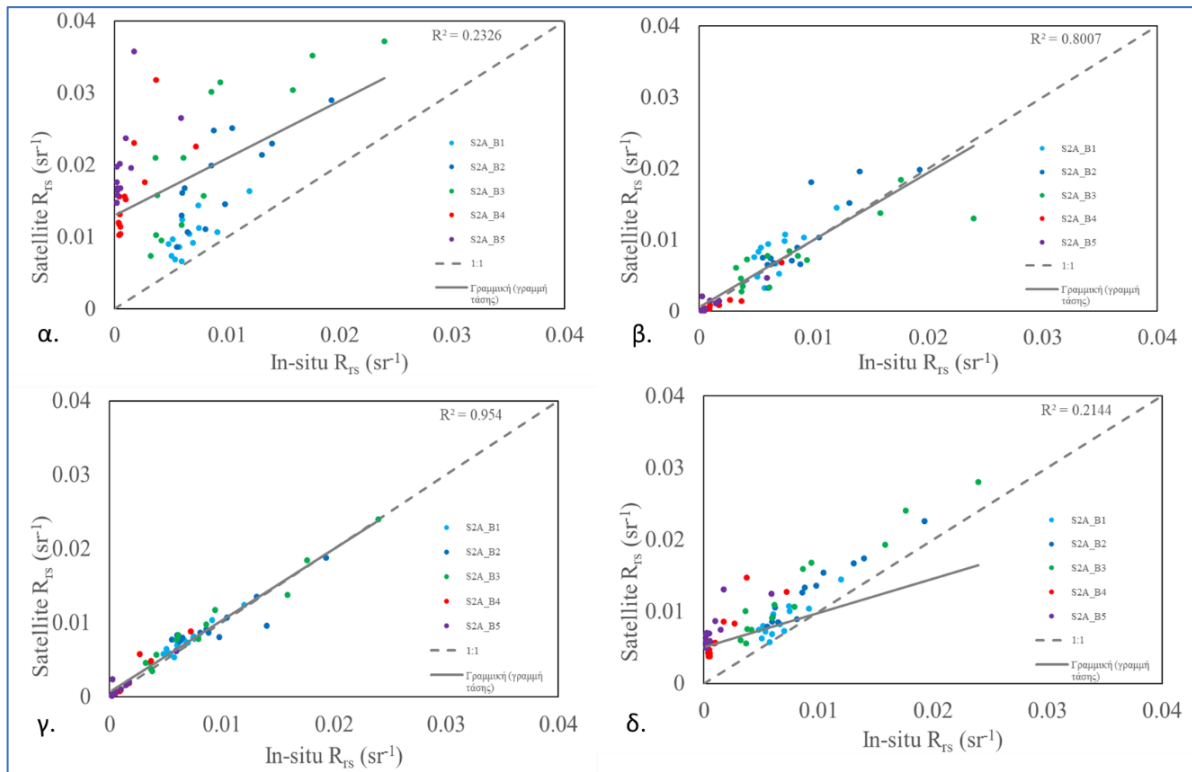
*Το έντονο μαύρο χρώμα αντιπροσωπεύει το καλύτερο αποτέλεσμα, δηλαδή το χαμηλότερο σφάλμα.

Από τη στατιστική ανάλυση και λαμβάνοντας υπόψιν ότι οι *in-situ* ανακλαστικότητες ελήφθησαν την ίδια μέρα με ταυτόχρονο πέρασμα του δορυφόρου Sentinel-2 από την περιοχή μελέτης, ανάμεσα από όλες τις μεθόδους ατμοσφαιρικής διόρθωσης που δοκιμάστηκαν, η

Sen2Cor εμφάνισε το χαμηλότερο σφάλμα σε όλα τα κανάλια (<12%), με το μικρότερο ποσοστό σφάλματος να ανήκει στο κόκκινο κανάλι B4 (3.31%). Ακολουθεί η μέθοδος FLAASH με γενικευμένη εικόνα χαμηλών σφαλμάτων (<25%), εκτός του καναλιού B5, όπου το MAPE υπολογίστηκε 67.39%. Η μέθοδος DOS λειτούργησε σχετικά καλά μόνο για το κανάλι B1, με ποσοστό σφάλματος MAPE 36.99%, όμως δεν συνέβη το ίδιο για τα υπόλοιπα τέσσερα κανάλια, όπου ο συντελεστής σφάλματος MAPE είναι μεγαλύτερος από 65%, όπως φαίνεται και στον Πίνακα 5.15.

Και οι τρεις μέθοδοι εμφανίζουν το μεγαλύτερο σφάλμα στο κανάλι B5, με ποσοστά ασυμφωνίας >65%. Η μέθοδος FLAASH παράγαγε τιμές R_{rs} που έρχονται σε συμφωνία με τα δεδομένα αναφοράς, όμως δημιουργούνται υπό ή υπερ εκτιμήσεις (under or over estimations), για όλα τα κανάλια που δοκιμάστηκαν (βλ. Πίνακας 5.15, αρνητικό Bias για τα κανάλια B3, B4, B5 και θετικό για τα κανάλια B1, B2). Ο συνδυασμός όλων των αναφερθέντων μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης, με τον μέσο όρο των αποτελεσμάτων κάθε μεθόδου παρουσιάζεται στον Πίνακα 5.15 (Combined), με σχετικά χαμηλές τιμές MAPE μόνο για τα κανάλια B1 και B2, ενώ στο κανάλι B5 το σφάλμα είναι το μεγαλύτερο από όλες τις μεθόδους (124.8%). Επιπλέον, είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι εκτός από το χαμηλότερο σφάλμα για το κανάλι B4 που προέκυψε από τη μέθοδο Sen2Cor, καμία άλλη μέθοδος δεν εμφάνισε αντίστοιχα χαμηλά σφάλματα στο συγκεκριμένο κανάλι.

Όσον αφορά στις τηλεπισκοπικές εφαρμογές, τα κανάλια Coastal (B1) και Blue (B2) με τις περιοχές μηκών κύματος που καλύπτουν, χρησιμοποιούνται για να παρέχουν ατμοσφαιρική πληροφορία και για τον υπολογισμό του χρωματικού διαλυτού άνθρακα (Roy et al. 2014). Αντίστοιχα, τα κανάλια του πράσινου και κόκκινου (B3, B4, B5) καλύπτουν το φασματικό εύρος για τον υπολογισμό των συγκεντρώσεων SPM. Βασιζόμενοι σε αυτό, υπολογίστηκε ο συντελεστής συσχέτισης R^2 , μεταξύ *in-situ* και εκτιμώμενων δορυφορικών τιμών R_{rs} (Σχήμα 5.79). Τα αποτελέσματα φανερώνουν συντελεστή συσχέτισης r (%) μεγαλύτερο από 80% στις συγκρίσεις της μεθόδου FLAASH και Sen2Cor ($R^2_{FLAASH} = 0.80$, $R^2_{Sen2Cor} = 0.95$), ενώ πολύ χαμηλές είναι οι συσχετίσεις από τη μέθοδο DOS ($R^2_{DOS} = 0.23$) και του συνδυασμού των μεθόδων ($R^2_{COMBINED} = 0.21$). Να σημειωθεί ότι οι συγκεκριμένες συσχετίσεις συμπεριέλαβαν όλους τους σταθμούς δειγματοληψιών, ενώ δεν εξαιρέθηκαν οι ακραίες τιμές. Η μέθοδος Sen2Cor φαίνεται να δίδει τα πιο αξιόπιστα αποτελέσματα R_{rs} , ενώ η μέθοδος FLAASH υποσχεται εξίσου καλά αποτελέσματα.



Σχήμα 5.79 Διαγράμματα συσχέτισης μεταξύ των δορυφορικών τιμών R_{rs} (sr^{-1}) που προέκυψαν από κάθε μία μέθοδο ατμοσφαιρικής διόρθωσης και των *in-situ* R_{rs} (sr^{-1}) – α. DOS, β. FLAASH, γ. Sen2Cor και δ. ο συνδυασμός τους (Combined). Η γκρι συμπαγής γραμμή εκφράζει τη συσχέτιση των δεδομένων και η διακοπτόμενη την $x=y$ γραμμή.

5.3.2.2 Μοντέλα εκτίμησης SPM από δορυφορικά δεδομένα Sentinel-2

Αντίστοιχα με την εικόνα Landsat-8, έτσι και με την Sentinel-2, επιλέχθηκαν τα ίδια δύο αντιπροσωπευτικά είδη αλγορίθμων από τη βιβλιογραφία μεταξύ ποικίλων μοντέλων που έχουν αναπτυχθεί για την εκτίμηση SPM από R_{rs} , έχοντας ως κριτήριο το γεγονός ότι οι εκβολές του Πηνειού ποταμού χαρακτηρίζονται από αντίστοιχες τιμές θολερότητας με τον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, κατά τη θερινή περίοδο.

Σταθμίστηκαν αντίστοιχα, τα μοντέλα ανάκτησης SPM για την S2A εικόνα, χρησιμοποιώντας το σύνολο δεδομένων της δεύτερης δειγματοληψίας στις εκβολές του Πηνειού στις 2/8/2018. Μετά τη βαθμονόμηση, οι σταθμισμένοι αλγόριθμοι των εξισώσεων (4.10) και (4.11) μετασχηματίζονται ως εξής:

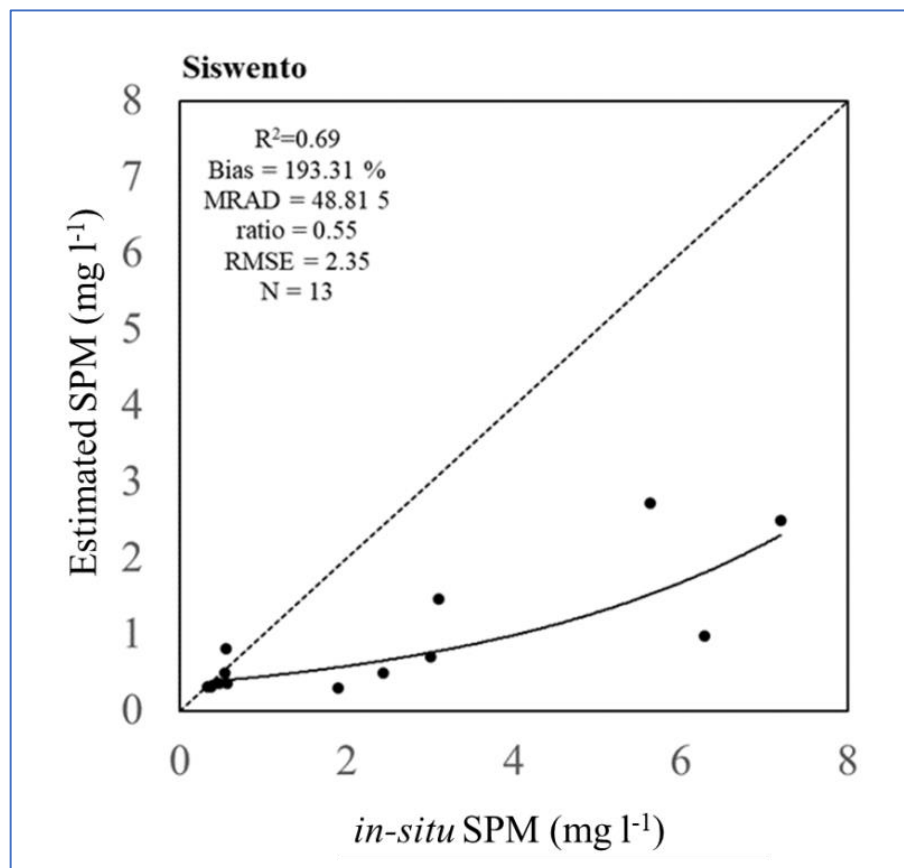
$$(1) \text{ EA-MB} \rightarrow \log(\text{SPM}) = 0.17 + 22.9 \times Y1 - 0.46 \times Y2 \quad (5.8),$$

όπου $Y1 = R_{rs}(560) + R_{rs}(665)$, $Y2 = R_{rs}(490)/R_{rs}(560)$ και

$$(2) \text{ SAA} \rightarrow \text{SPM} = \frac{349.6 \rho_w(\lambda)}{1 - \rho_w(\lambda)/3.61} \quad (5.9),$$

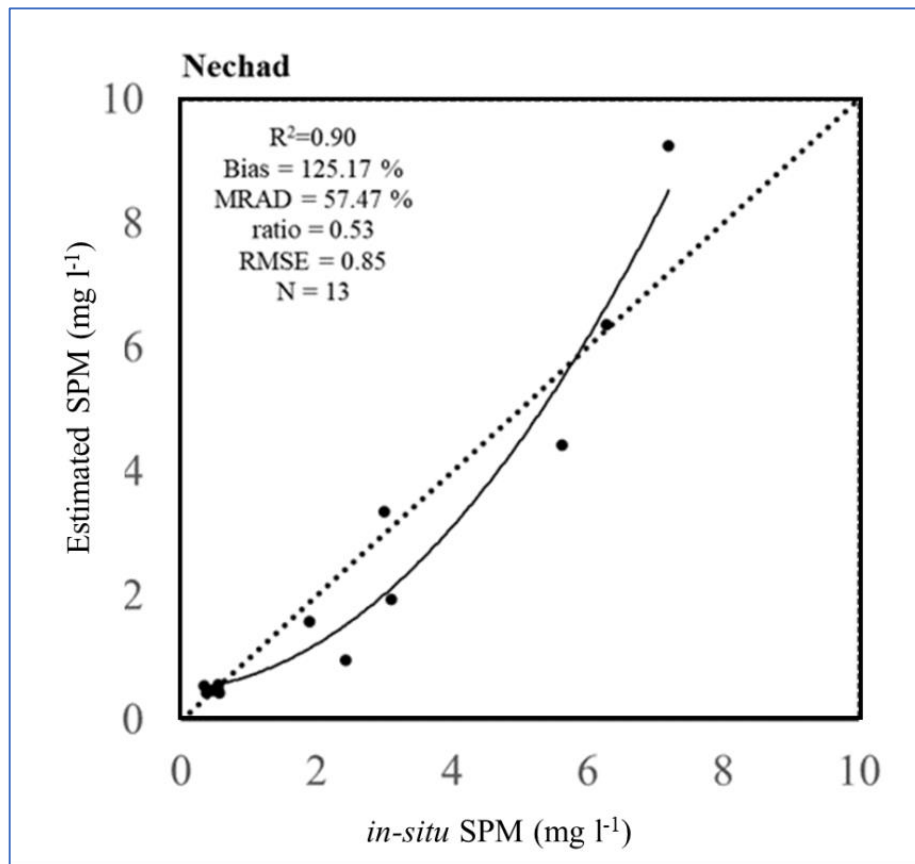
όπου $\rho_w(\lambda) = R_{rs}(\lambda)$ και λ το S2A B4 κόκκινο κανάλι.

Η απόδοση του μοντέλου SSA των Nechad et al. (2010) (Σχήμα 5.81) παρέχει πολύ καλύτερη ακρίβεια ανάκτησης σε σύγκριση με το μοντέλο EA-MB των Tassan et al. (1994) και Siswanto et al. (2011) (Σχήμα 5.80), με RMSE 0.85 και $R^2 = 0.90$ στο συνολικό εύρος SPM, εντός της περιοχής μελέτης. Το μοντέλο του Nechad, ωστόσο, τείνει να υπερεκτιμά ελαφρώς τις συγκεντρώσεις SPM σε σχετικά καθαρά νερά. Η προσέγγιση Siswanto δείχνει καλή απόδοση στην ανάκτηση SPM (RMSE = 2.35), αν και τείνει να υποτιμά αρκετά το SPM στις περισσότερες συγκεντρώσεις του δείγματος.



Σχήμα 5.80 Σύγκριση των μετρημένων και εκτιμώμενων τιμών SPM, όταν το μοντέλο του Siswanto εφαρμόζεται σε ολόκληρο το σύνολο των *in-situ* δεδομένων R_{rs} . Η διακοπτόμενη γραμμή αντιστοιχεί στη γραμμή 1:1.

Τα αποτελέσματα βαθμονόμησης του μοντέλου Nechad παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.81. Η μέση σχετική απόλυτη διαφορά (MRAD) ήταν 57.47%, το Bias (%) = 125.17, το μέσο τετραγωνικό σφάλμα ρίζας (RMSE) = 0.85 και ο συντελεστής συσχέτισης $R^2 = 0.90$. Οι συγκρίσεις έδειξαν ότι το μοντέλο ανάκτησης SPM ήταν καλά συντονισμένο για τις εκβολές του Πηνειού ποταμού.



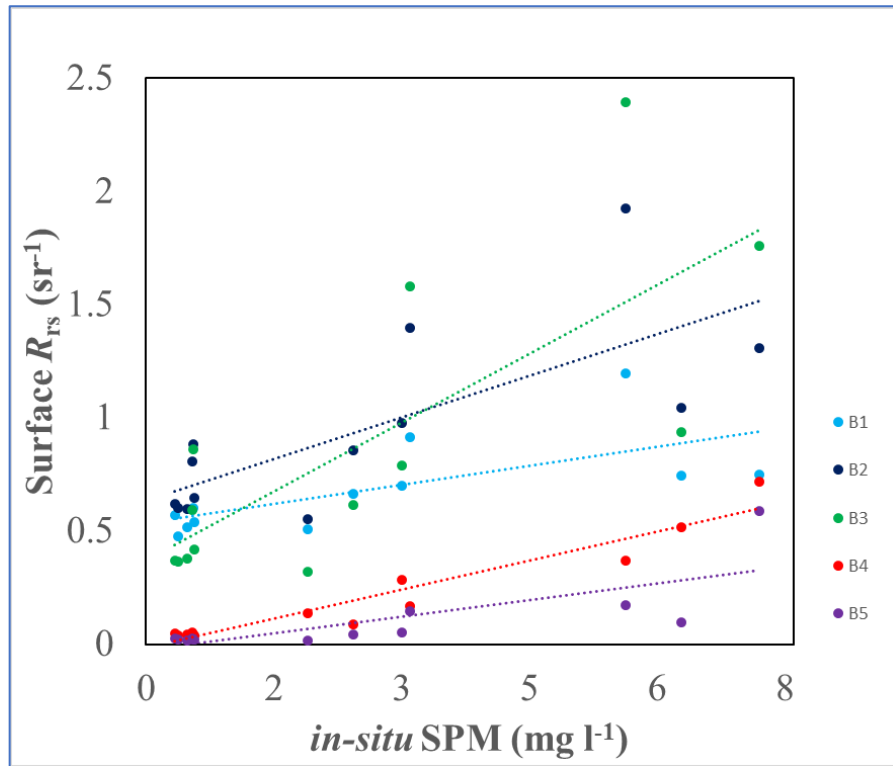
Σχήμα 5.81 *In-situ* SPM σε σχέση με το εκτιμώμενο SPM από την εφαρμογή του μοντέλου του Nechad. Η διακοπτόμενη γραμμή αντιστοιχεί στη γραμμή 1:1.

5.3.2.3 Ανάπτυξη Τοπικού Αλγορίθμου συσχέτισης

Υπολογισμός αιωρούμενου υλικού

Οι φασματικές ζώνες στο ορατό φάσμα της Sentinel-2A παρουσιάζουν υψηλότερη συσχέτιση με τις τιμές *in-situ* SPM (Σχήμα 5.82 και Πίνακας 5.16) για τις ζώνες B3 (Πράσινο) και B4 (Κόκκινο), καθώς η ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης του νερού (R_{rs}) αυξάνεται μαζί με το SPM και ο συντελεστής R^2 ισούται με 0.58 ($p < 0.005$) και 0.91 ($p < 0.005$), αντίστοιχα. Ωστόσο, για το B1 (coastal), υπάρχει σχετικά αδύναμη συσχέτιση (αλλά όχι αρνητική) ($R^2 =$

0.47, $t = 3.16$, $p > 0.005$), επιβεβαιώνοντας ότι η κυανή ζώνη δεν θεωρείται ότι είναι η καταλληλότερη, τουλάχιστον μόνη της, για τη βαθμονόμηση και την επικύρωση της επιφανειακής ανακλαστικότητας που προέρχεται από δορυφόρο, σε σχέση με τις μετρήσεις πεδίου SPM, ιδιαίτερα δίπλα στο στόμιο του ποταμού.

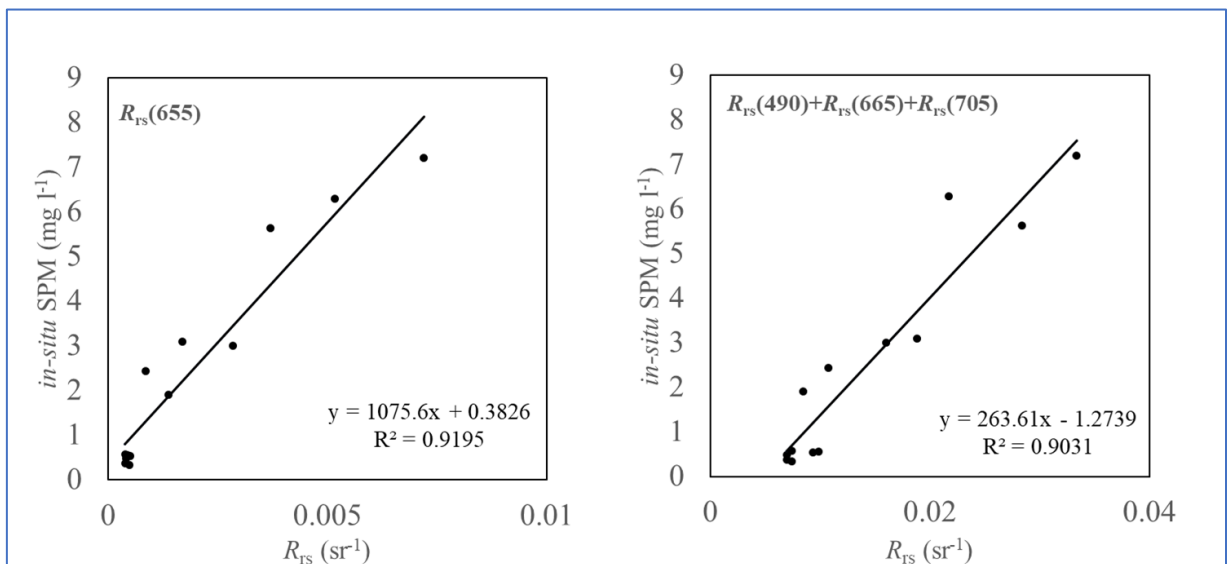


Σχήμα 5.82 Μεταβολή της μετρούμενης φασματικής απόκρισης με την αύξηση SPM για το ορατό φάσμα της Sentinel-2A, για τις ζώνες B1 (coastal), B2 (μπλε), B3 (πράσινη), B4 (κόκκινη) και B5 (red edge).

Πίνακας 5.16 Συντελεστές συσχέτισης (R^2), μέσος όρος τετραγωνικής ρίζας σφάλματος (RMSE), t -test και p -test, διαφορετικών παλινδρομήσεων για τις ζώνες Sentinel-2A B1, B2, B3, B4 και B5.

$R_{rs}(\lambda)$	Regression equation	R^2	RMSE	t	p
B1 (443 nm)	$y=848.22X-3.2369$	0.4760	1.702	3.16	0.009
B2(490 nm)	$y=455.49X-1.7919$	0.5581	1.563	3.72	0.003
B3(560 nm)	$y=288.68X-0.0346$	0.5841	1.516	3.93	0.002
B4(665 nm)	$y=1075X+0.3826$	0.9195	0.667	11.21	2.33E-07
B5 (705 nm)	$y=1189.3X+1.353$	0.5834	1.517	3.92	0.002

Μετά το μοντέλο παλινδρόμησης για τη συσχέτιση των επιφανειακών συγκεντρώσεων SPM και της επιφανειακής ανακλαστικότητας που προέρχεται από τις φασματικές ζώνες Sentinel-2A, όλοι οι συνδυασμοί φασματικών ζωνών δοκιμάστηκαν για να αποκαλύψουν την καλύτερη λειτουργία μιας συνδυαστικής εξίσωσης. Η ανάλυση έδειξε ότι οι τιμές *in-situ* SPM είχαν τη μεγαλύτερη συσχέτιση με τις τιμές της φασματική ζώνης B4 του δορυφορικού κόκκινου με συντελεστή συσχέτισης $R^2 = 0.92$. Αρκετά καλή συσχέτιση παρουσίασαν και τα αθροίσματα $R_{rs}(655) + R_{rs}(490)$ του δορυφορικού κόκκινου με το μπλε και της κόκκινης και near red ζώνης, $R_{rs}(655) + R_{rs}(705)$, που εμφάνισαν συντελεστή συσχέτισης $R^2 = 0.82$ και $R^2 = 0.83$, αντίστοιχα (Σχήμα 5.83, Πίνακας 5.17). Παρ' όλ' αυτά, ο συνδυασμός ($R_{rs}(655) + R_{rs}(490) + R_{rs}(705)$) απέδωσε την καλύτερη συσχέτιση, με $R^2 = 0.95$ (RMSE = 2.65).



Σχήμα 5.83 Συσχέτιση συνδυασμών ζωνών ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης (R_{rs}) και *in-situ* συγκεντρώσεων SPM, με τους υψηλότερους συντελεστές συσχέτισης τιμών (Βλ. Πίνακα 5.17).

Πίνακας 5.17 Συντελεστές συσχέτισης (R^2) και σφάλματος μέσης τετραγωνικής ρίζας (RMSE) διαφορετικών παλινδρομήσεων για διάφορους συνδυασμούς των ζωνών μήκους κύματος ($\lambda_1 = 560$, $\lambda_2 = 665$, $\lambda_3 = 490$ nm, $\lambda_4 = 705$ nm). Οι τιμές υψηλότερου συντελεστή συσχέτισης εμφανίζονται με έντονους χαρακτήρες.

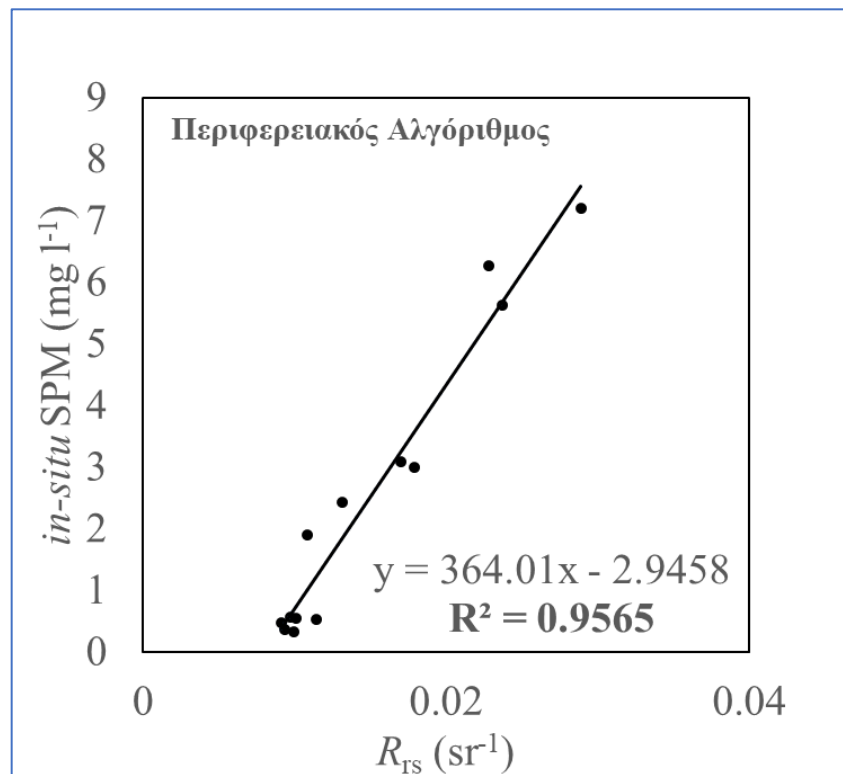
Remote Sensing Reflectance $R_{rs}(\lambda)$	Regression Equation	R^2	RMSE	t	p
λ_1	$y=288.68x+0.0346$	0.58	1.52	2.2E+16	2.8E-175
λ_2	$y=1075.5x+0.3826$	0.92	0.67	1.7E+16	2.7E-174
λ_3	$y=455.49x-1.7919$	0.56	1.56	8.6E+15	6.6E-171
λ_4	$y=1189.3x-1.3533$	0.58	3.10	1.1E+16	5.7E-172
$\lambda_1+\lambda_2$	$y=262.97x-0.3254$	0.76	1.16	2.4E+16	1.0E-175
$\lambda_1+\lambda_3$	$y=178.06x-0.741$	0.58	1.53	1.8E+16	2.1E-174
$\lambda_1+\lambda_4$	$y=259.34x+0.0262$	0.65	1.39	1.8E+16	1.6E-174
$\lambda_2+\lambda_3$	$y=393.15x+1.9769$	0.82	4.08	2.0E+16	7.9E-175
$\lambda_2+\lambda_4$	$y=620.52x+0.6808$	0.83	0.96	1.2E+16	2.1E-172
$\lambda_3+\lambda_4$	$y=400.74x-1.6609$	0.69	1.31	1.6E+16	8.9E-174
$\lambda_1-\lambda_2$	$y=250.61x+0.7905$	0.29	1.98	2.1E+16	4.4E-175
$\lambda_1-\lambda_3$	$y=692.08x+2.9439$	0.55	1.57	3.8E+16	4.7E-178
$\lambda_1-\lambda_4$	$y=297.67x+0.1719$	0.46	1.73	1.4E+16	4.5E-173
$\lambda_2-\lambda_3$	$y=-220.62x-0.8505$	0.08	2.82	-1.1E+16	2.7E-172
$\lambda_2-\lambda_4$	$y=1479.1x+1.0083$	0.54	1.60	3.7E+16	7.6E-178
$\lambda_3-\lambda_4$	$y=382x+0.7345$	0.28	2.48	1.1E+16	2.7E-172
$(\lambda_2+\lambda_4)/\lambda_2$	$y=1.1134x+0.8594$	0.01	2.34	6.6E+15	1.2E-169
$\lambda_2+\lambda_3+\lambda_4$	$y=263.61x+1.2739$	0.90	2.65	3.0E+16	7.5E-177
$\lambda_2+\lambda_3+\lambda_4-\lambda_1$	$y=364.01x-2.9458$	0.95	2.98	1.66E-14	2.18E-16
λ_2/λ_1	$y=10.058x+0.3739$	0.46	1.72	2.6E+16	3.9E-176
λ_3/λ_1	$y=-5.2526x+9.2667$	0.56	1.57	-6.4E+15	1.8E-169
λ_3/λ_2	$y=-0.3289x+5.7696$	0.70	1.28	-2.9E+16	9.5E-177
λ_1/λ_2	$y=-0.3175x+4.9366$	0.40	1.81	-2.0E+16	7.1E-175
λ_3/λ_4	$y=-0.1738x+6.5084$	0.76	1.16	-2.0E+16	6.2E-175
λ_4/λ_3	$y=15.603x+1.2191$	0.53	1.61	1.2E+16	1.2E-172
λ_2/λ_4	$y=0.1331x+2.1083$	0.01	2.34	5.8E+15	5.1E-169
λ_4/λ_2	$y=1.1134x+1.9728$	0.01	2.34	5.1E+15	2.2E-168
λ_1/λ_4	$y=-0.1665x+5.3967$	0.43	22.39	7.0E+15	6.7E-170
λ_2/λ_3	$y=12.665x+0.1674$	0.77	1.14	2.8E+16	1.4E-176
λ_4/λ_1	$y=22.496x+0.6241$	0.52	1.63	2.1E+16	3.9E-175
λ_1/λ_3	$y=7.2805x+3.6133$	0.60	7.38	1.2E+16	2.4E-172
$(\lambda_2/\lambda_3)^2$	$y=20.723x+1.2466$	0.70	1.29	3.2E+16	4.0E-177
$(\lambda_1+\lambda_2)^2$	$y=8157.2x+1.0625$	0.67	1.34	1.2E+16	2.2E-172
$(\lambda_2+\lambda_3)^2$	$y=13591x+0.3386$	0.77	1.14	2.7E+16	2.8E-176
$(\lambda_2+\lambda_4)^2$	$y=39543x+1.6819$	0.58	1.53	2.2E+16	1.8E-175

Από τον συνδυασμό $[(R_{rs}(655)+R_{rs}(560))+R_{rs}(705)-R_{rs}(490)]$ προκύπτει ένας τοπικός αλγόριθμος με τη μορφή της ακόλουθης εξίσωσης για την πρόβλεψη της συγκέντρωσης SPM (mg l^{-1}) από την επιφανειακή ανακλαστικότητα R_{rs} του Sentinel-2A:

$$\text{SPM}_{R_{rs}(\lambda)} = 364.01X - 2.94 \quad (5.10),$$

όπου $X = R_{rs}(665) + R_{rs}(560) + R_{rs}(705) - R_{rs}(490)$.

Η συσχέτιση με γραμμική παλινδρόμηση μεταξύ *in-situ* μετρήσεων SPM και τηλεπισκοπικών R_{rs} οδήγησε στην ανάπτυξη του τοπικού αλγορίθμου, όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.84.



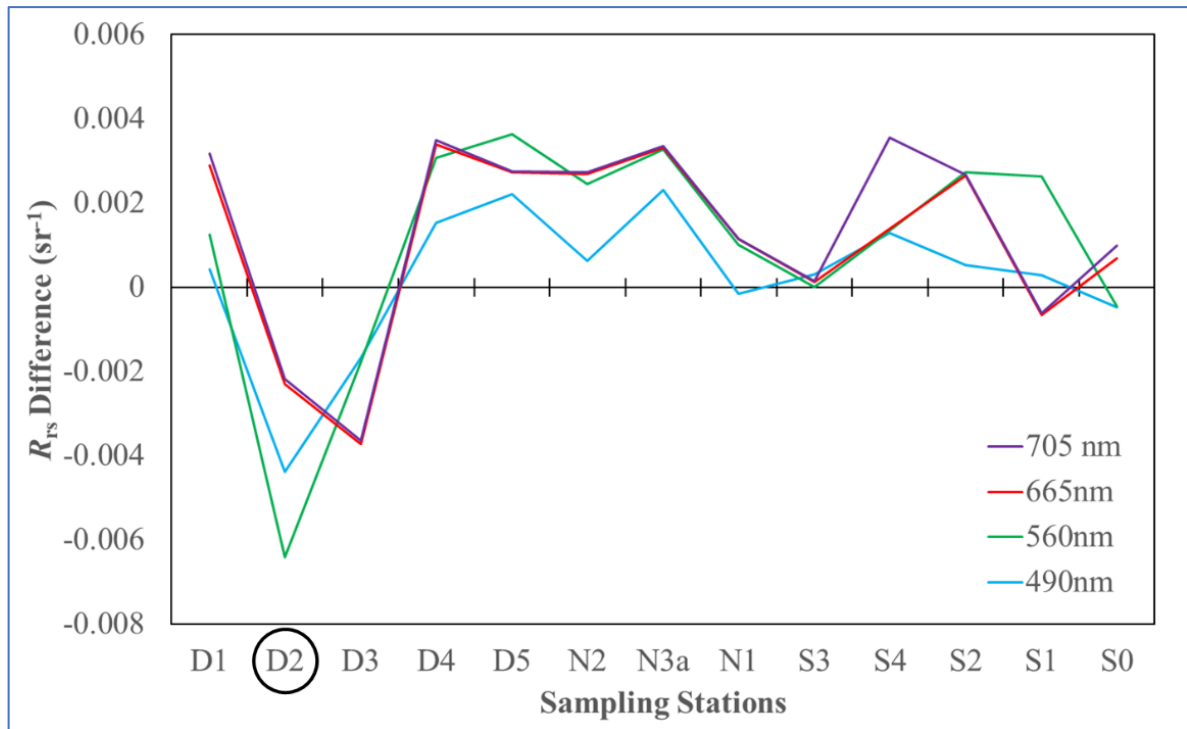
Σχήμα 5.84 Συσχέτιση μεταξύ *in-situ* μετρήσεων SPM και R_{rs} που χρησιμοποιούνται για την ανάπτυξη του περιφερειακού αλγορίθμου.

Το τοπικό μοντέλο στις εκβολές του Πηνειού επικυρώθηκε χρησιμοποιώντας την τεχνική LOOCV και η στατιστική ανάλυση έδειξε τη σταθερότητα του μοντέλου (Πίνακας 5.18). Το διάγραμμα διασποράς (Σχήμα 5.84) δείχνει μια σημαντικά ισχυρή συσχέτιση μεταξύ των επιτόπιων τιμών SPM και του μετρούμενου συνδυασμού R_{rs} του τοπικού μοντέλου ($R^2 = 0.95$, $p < 0.001$). Οι δοκιμές μηδενικής υποθέσεως της σταθεράς β ($a = 0.956$, $RMSE = 0.521$) και της κλίσης a να ισούται με τη μονάδα ($\beta = -2.93$, $RMSE = 0.001$) αποκάλυψαν ότι η τομή και η κλίση της γραμμής παλινδρόμησης μεταξύ των μετρημένων και εκτιμώμενων SPM τιμών είναι ελαφρώς διαφορετική από το μηδέν ($t = 0.017$, $p = 0.978$) και τη μονάδα ($t = 0.031$, $p = 0.978$), αντίστοιχα. Επομένως, το εκθετικό μοντέλο της κόκκινης ζώνης δημιούργησε μια αμερόληπτη εκτίμηση SPM.

Πίνακας 5.18 Στατιστικά στοιχεία για 13 εκθετικά μοντέλα των φασματικών ζωνών S2A B1, B2, B3, B4 και B5, για την επικύρωση του υποδειγματικού μοντέλου της εκτίμησης της συγκέντρωσης αιωρούμενων ιζημάτων (SPM) με τη μέθοδο LOOCV ($SPM = aX - \beta$, από την εξίσωση (5.12)).

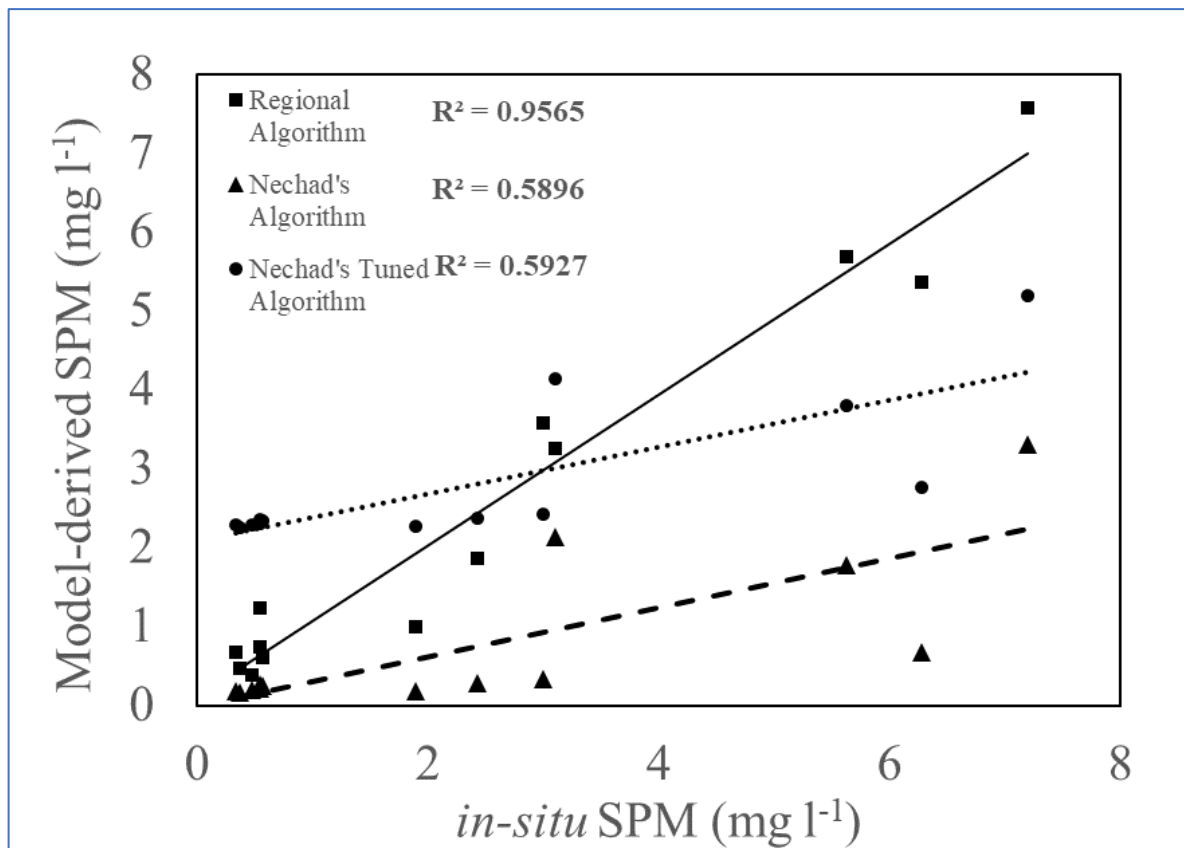
	a	β	R^2	$RMSE$
Maximum	1.011	0.207	0.969	0.546
Minimum	0.894	0.007	0.940	0.452
Mean	0.955	0.108	0.956	0.519
Std. Dev.	0.023	0.053	0.006	0.030

Η διαδικασία βαθμονόμησης που παρουσιάζεται εδώ αναφέρεται στις παραγόμενες από δορυφορικές ατμοσφαιρικά διορθωμένες R_{rs} και στις *in-situ* τιμές SPM. Το Σχήμα 5.85 δείχνει μια εκτίμηση της σύγκρισης των δορυφορικά προσομοιωμένων και των *in-situ* R_{rs} στους 13 επιφανειακούς σταθμούς της δειγματοληψίας στις εκβολές του Πηνειού ποταμού. Οι μέσες διαφορές R_{rs} (δ) κυμαίνονται μεταξύ ± 0.002 , αλλά φθάνουν και -0.007 , στον σταθμό D2 για τη φασματική ζώνη στο πράσινο (560 nm), γεγονός που υποδηλώνει ισχυρή υποτίμηση από τα δεδομένα S2A. Συνολικά, υπάρχει μια καλή συμφωνία μεταξύ των δύο συνόλων δεδομένων, ωστόσο, τα προσομοιωμένα δορυφορικά προϊόντα παρουσιάζουν μεγαλύτερη διακύμανση ανάκλασης σε σχέση με το μήκος κύματος και την τοποθεσία, κυρίως στις φασματικές ζώνες του μπλε και του πράσινου (490 nm, 560 nm).



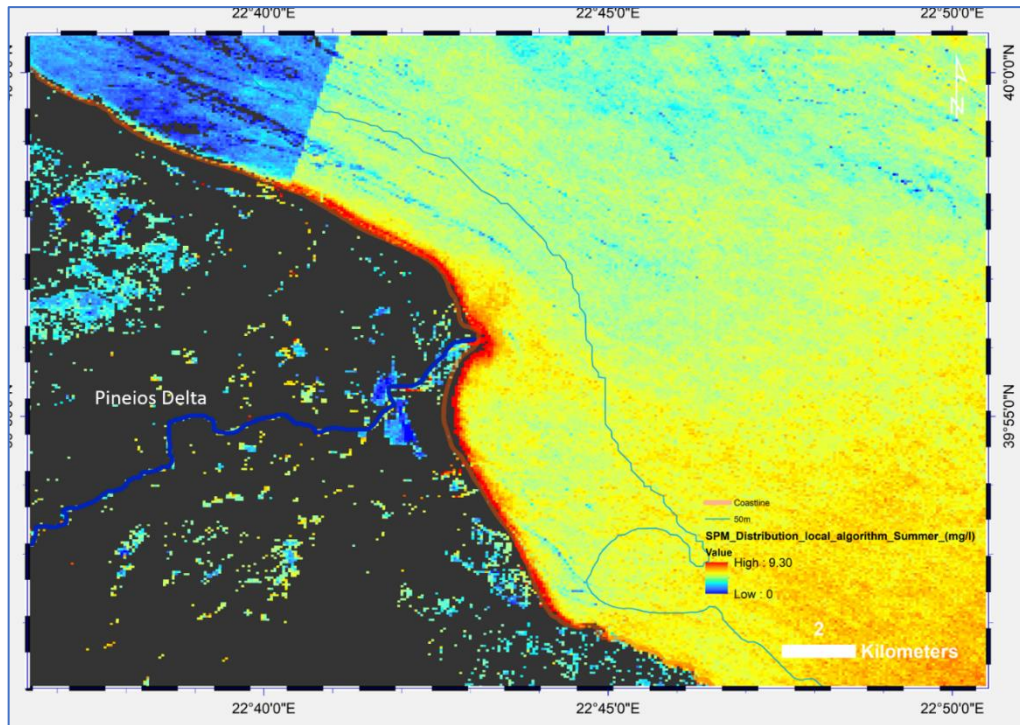
Σχήμα 5.85 Η διαφορά (δ) των τιμών R_{rs} προερχόμενων από τον δορυφόρο S2A και των επιτόπιων R_{rs} κατά μήκος της περιοχής έρευνας, στα 490 nm, 560 nm και 665 nm και 705 nm. Στον μαύρο κύκλο σημειώνεται ο παράκτιος σταθμός D2 με τη μεγαλύτερη διαφορά R_{rs} .

Στο Σχήμα 5.86 παρουσιάζονται τα μοντέλα εκτίμησης του SPM, βασισμένα στον αλγόριθμο του Nechad, τον βαθμονομημένο αλγόριθμο του Nechad και τον τοπικό αλγόριθμο που δημιουργήθηκε. Με τη χρήση των δορυφορικών R_{rs} προερχόμενων από την εικόνα Sentinel-2, το μοντέλο μονού καναλιού (B4) που προτείνεται από τους [Nechad et al. \(2010\)](#) δημιουργεί ανάκτηση SPM με 76% συμφωνία με τις επιτόπιες μετρήσεις που αντιστοιχούν σε συντελεστή παλινδρόμησης $R^2 = 0.58$ και ενός μέσου τετραγωνικού σφάλματος ρίζας (RMSE) 0.67. Το βαθμονομημένο μοντέλο της μονής κόκκινης φασματική ζώνης παρουσίασε σχετικά μικρή βελτίωση ως προς το πρωτότυπο μοντέλο για τη συσχέτιση επιτόπιων μετρήσεων με τα δορυφορικά προϊόντα, αποδίδοντας $R^2 = 0.59$, χωρίς όμως να θεωρείται γενικά καλή η εκτίμηση. Από την άλλη πλευρά, η δοκιμή της αποτελεσματικότητας του τοπικού αλγορίθμου με τις επιτόπιες μετρήσεις SPM, δείχνει μια βέλτιστη προσαρμογή συμφωνίας 98%, με $R^2 = 0.95$.



Σχήμα 5.86 Γραφήματα διασποράς που δείχνουν τη γραμμική σχέση μεταξύ επιφανειακών *in-situ* SPM και τιμών SPM από δορυφορικά δεδομένα, κατά την εφαρμογή του τοπικού αλγορίθμου (συμπαγής γραμμής), του αλγορίθμου Nechad (μεγάλη διακεκομμένη γραμμή) και του βαθμονομημένου αλγορίθμου Nechad (μικρή διακεκομμένη γραμμή), χρησιμοποιώντας S2A επιφανειακές ανακλαστικότητες, R_{rs} .

Η ποσοτική αξιολόγηση υποδηλώνει ότι υπάρχει μία μέση υπερεκτίμηση ~20% των R_{rs} στα περισσότερα κανάλια S2A, σε σύγκριση με τις επιτόπιες μετρήσεις R_{rs} . Ως εκ τούτου, αναμένεται επίσης υπερεκτίμηση στα δορυφορικά προϊόντα τιμών SPM. Το Σχήμα 5.87 παρουσιάζει τη διασπορά του προερχόμενου από την S2A εικόνα SPM, που υπολογίστηκε εφαρμόζοντας τον τοπικό αλγόριθμο και παρουσιάζει πληροφορίες σε μικρές χωρικές κλίμακες. Οι μέγιστες τιμές SPM (~7 mg l⁻¹) συναντώνται στις παράκτιες περιοχές των εκβολών του Πηνειού ποταμού, ενώ προς τα ανατολικά και την ανοικτή θάλασσα οι ποσότητες εξασθενούν, αγγίζοντας τα ελάχιστα (~0.15 mg l⁻¹).



Σχήμα 5.87 Ο χάρτης διασποράς SPM στις εκβολές του Πηνειού. Οι εκτιμήσεις του SPM προέρχεται από την επεξεργασία της εικόνας Sentinel-2, στις 8 Ιουνίου 2016, μετά την εφαρμογή του τοπικού αλγορίθμου.

5.3.2.4 Εποχιακή διακύμανση της επιφανειακής διασποράς του SPM

Η εποχιακή διακύμανση SPM εξετάστηκε επιλέγοντας 4 αντιπροσωπευτικές δορυφορικές εικόνες Sentinel-2, για τα έτη 2018-2019, τα χαρακτηριστικά των οποίων παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.19. Αφού πραγματοποιήθηκαν οι κατάλληλες διορθώσεις των εικόνων, εφαρμόστηκε ο τοπικός αλγόριθμος εκτίμησης SPM, που δημιουργήθηκε για κάθε μία από τις δύο περιοχές μελέτης.

Πίνακας 5.19 Οι εικόνες Sentinel-2 που χρησιμοποιήθηκαν για την εποχιακή διακύμανση SPM στις εκβολές του Πηνειού ποταμού.

No	Όνομασία	Ημερομηνία	Ωρα
1.	S2A_MSIL2A_20180404T092031_N0207_R093_T34TFK_20180404T105118	2018-04-04	09:20:28
2.	S2B_MSIL2A_20180608T092029_N0208_R093_T34TFK_20180608T120740	2018-06-08	09:20:29
3.	S2B_MSIL2A_20181026T092049_N0209_R093_T34TFK_20181026T114842	2018-10-26	09:20:49
4.	S2B_MSIL2A_20190124T092259_N0211_R093_T34TFK_20190124T120732	2019-01-24	09:22:59

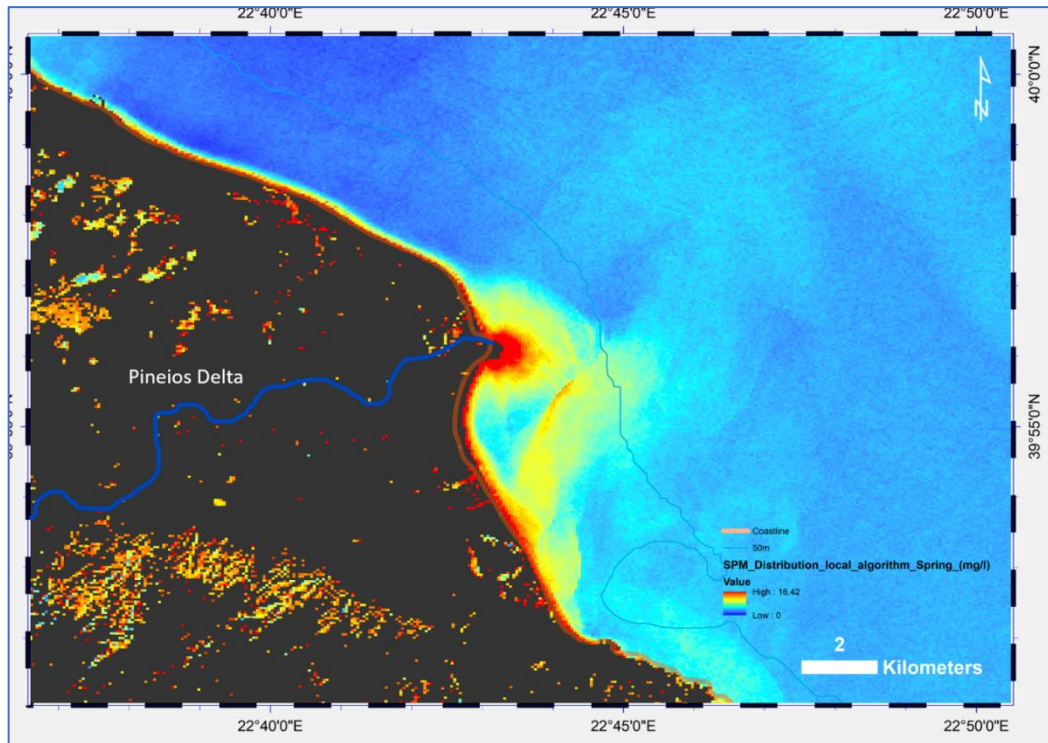
Εφαρμόζοντας τον τοπικό αλγόριθμο εκτίμησης SPM που δημιουργήσαμε για τις εκβολές του Πηνειού ποταμού, προκύπτουν οι συγκεντρώσεις σε 4 εικόνες Sentinel-2, μία από κάθε εποχή (Σχήμα 5.88-5.91).. Γενικά, η περιοχή χαρακτηρίζεται από ήπια επιφανειακή θολερότητα κοντά στο στόμιο του Πηνειού ποταμού, η οποία δεν απουσιάζει καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Υψηλές τιμές αιωρούμενου υλικού συναντώνται επίσης στη βόρεια παράκτια ζώνη της περιοχής. Χωρικά, η μέση ετήσια συγκέντρωση SPM ποικίλει μεταξύ 0.01 mg l^{-1} (καλοκαίρι) στο δυτικό τμήμα της περιοχής και $\sim 17 \text{ mg l}^{-1}$ (άνοιξη) στο στόμιο του Πηνειού, ενώ σταδιακά μειώνεται όσο απομακρυνόμαστε από την ακτογραμμή και σε μέγιστη οριζόντια απόσταση $\sim 5 \text{ km}$. Η χωρική κατανομή του SPM συνδέεται άμεσα εκτός από τις εποχικές απορροές του ποταμού και με κλιματολογικούς παράγοντες (ταχύτητα και διεύθυνση ανέμου, κύμα, βροχοπτώσεις), καθώς και με τη γενική κυκλοφορία στο Θερμαϊκό κόλπο.

Στις 4/4/2018 (Σχήμα 5.88) παρατηρήθηκε η ποσοτικά μεγαλύτερη εποχιακή συγκέντρωση SPM στις εκβολές του Πηνειού. Από τη χωρική κατανομή, οι μέγιστες τιμές ($\sim 16.5 \text{ mg l}^{-1}$) εντοπίζονται μπροστά από το στόμιο του ποταμού, κατά μήκος της παραλιακής ζώνης νότια του δέλτα του ποταμού επικρατεί μέση τιμή συγκέντρωσης $\sim 6 \text{ mg l}^{-1}$).

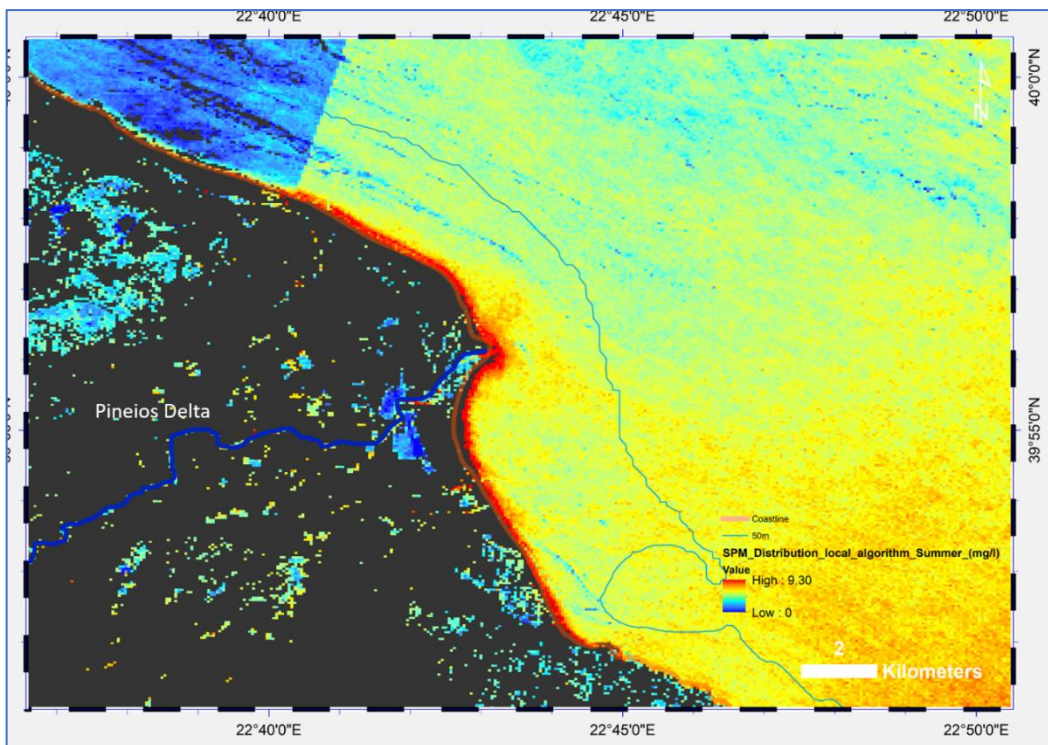
Το καλοκαίρι, στις 8/6/2018 οι συγκεντρώσεις εμφανίζονται ελαφρώς μειωμένες (μέγιστο $\sim 9.3 \text{ mg l}^{-1}$). Μία μέση χαμηλή τιμή των $\sim 3 \text{ mg l}^{-1}$ χαρακτηρίζει το συνολικό τμήμα της περιοχής μελέτης (Σχήμα 5.89), ενώ μονάχα κατά μήκος της παραλιακής ζώνης εντοπίζονται οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις. Οι τιμές αυτές θεωρούνται ελαφρώς υπερεκτιμημένες, σε σχέση με προγενέστερες μελέτες στο Θερμαϊκό κόλπο (Kombiadou and Krestenitis 2012), οι οποίες όμως είχαν παρατηρήσει γενικά αυξημένο αιωρούμενο φορτίο στις εκβολές του Πηνειού, παρόμοιο με τις μετρήσεις της παρούσας διατριβής.

Όσον αφορά τις συνθήκες φθινοπώρου στις 26/10/2018, οι δορυφορικές εκτιμήσεις προέβλεψαν μέγιστες συγκεντρώσεις SPM (Σχήμα 5.90) της τάξης των 12 mg l^{-1} μέσα στο ποτάμι και κοντά στο στόμιο του Πηνειού. Το πλούμιο εκτείνεται εκατέρωθεν προς βορά και νότο, κατά μήκος των ακτών, έως και $\sim 4 \text{ km}$ νότια του στομίου.

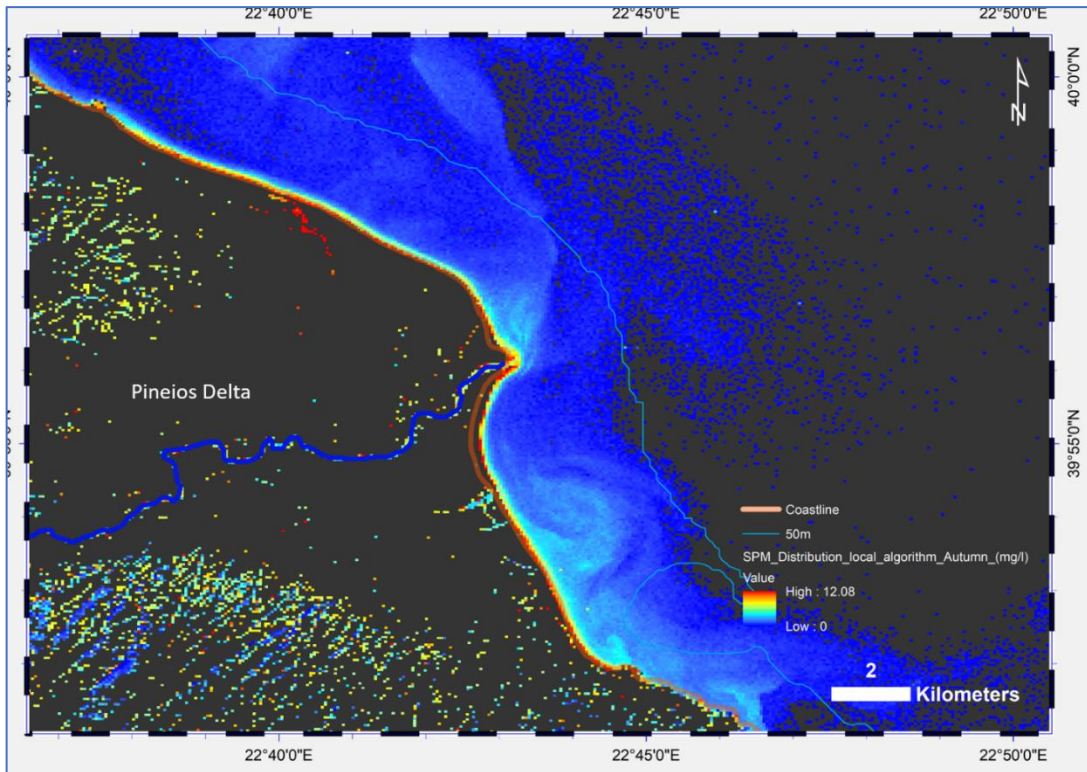
Το χειμώνα, στις 24/1/2019 οι συγκεντρώσεις εμφανίζονται ελαφρώς αυξημένες (μέγιστο $\sim 14 \text{ mg l}^{-1}$). Μία μέση τιμή των $\sim 10 \text{ mg l}^{-1}$ χαρακτηρίζει το παραλιακό τμήμα της περιοχής μελέτης (Σχήμα 5.91), ενώ χωρικά παρατηρείται η μεγαλύτερη διασπορά SPM από όλες τις εποχές. Το πλούμιο του Πηνειού διακρίνεται καθαρά, δημιουργώντας λοβοειδές σχήμα, ενώ επεκτείνεται προς βορά. Ταυτόχρονα, διακλαδώσεις αυτού δημιουργούνται νοτιότερα, κατευθυνόμενες από τους επικρατούντες ΒΔ ανέμους τη συγκεκριμένη περίοδο.



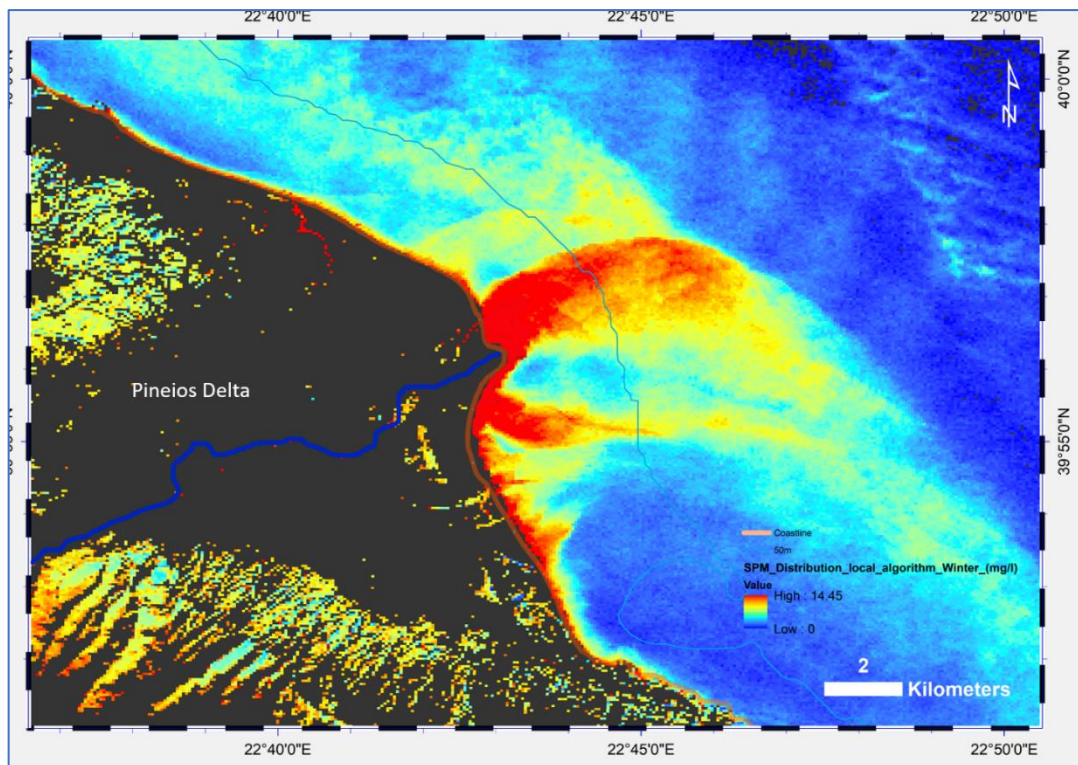
Σχήμα 5.88 Διακύμανση SPM στις εκβολές του Πηνειού στις 4/4/2018, όπως εκτιμήθηκε από δορυφορική εικόνα Sentinel-2.



Σχήμα 5.89 Διακύμανση SPM στις εκβολές του Πηνειού στις 8/6/2018, όπως εκτιμήθηκε από δορυφορική εικόνα Sentinel-2.



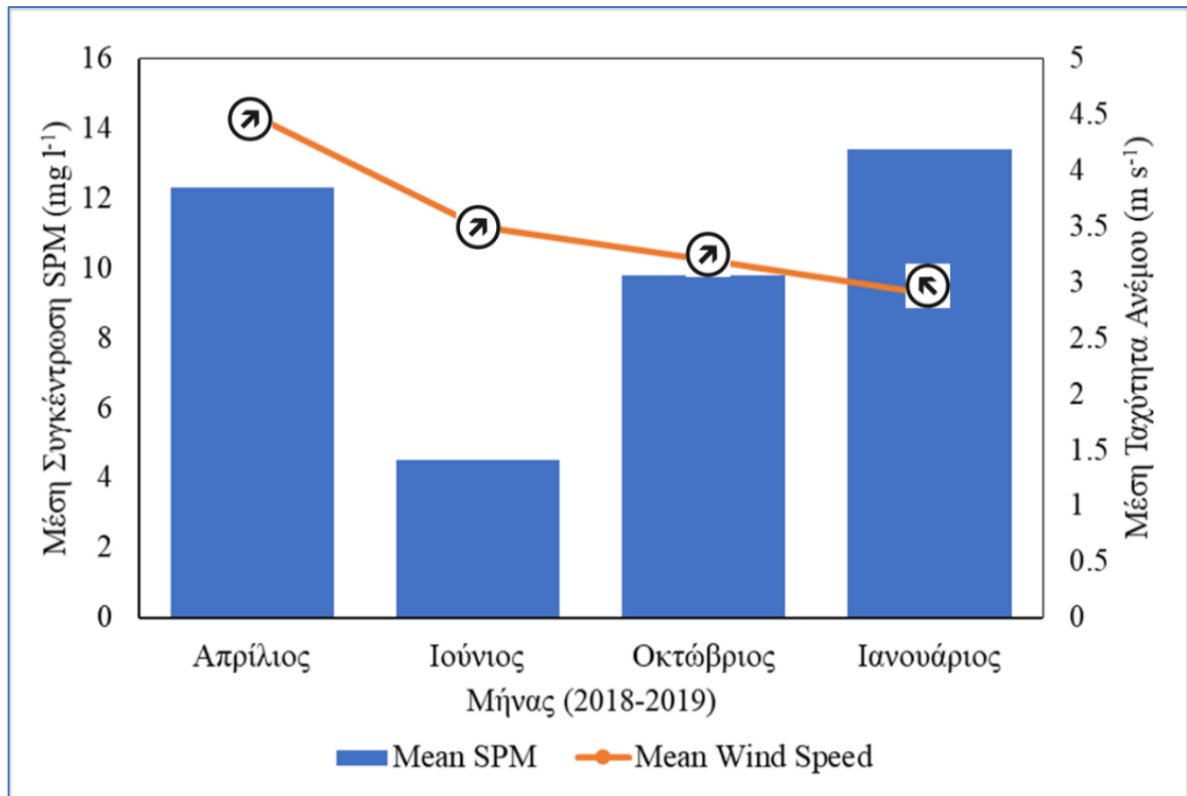
Σχήμα 5.90 Διακύμανση SPM στις εκβολές του Πηνειού στις 26/10/2018, όπως εκτιμήθηκε από δορυφορική εικόνα Sentinel-2.



Σχήμα 5.91 Διακύμανση SPM στις εκβολές του Πηνειού στις 24/01/2018, όπως εκτιμήθηκε από δορυφορική εικόνα Sentinel-2.

Οι μέσες εποχιακές δορυφορικές εκτιμήσεις των συγκεντρώσεων SPM στις εκβολές του Πηνειού (Σχήμα 5.92) έρχονται σε γενική συμφωνία με προγενέστερες μελέτες στο επιφανειακό στρώμα στην περιοχή (Karageorgis and Anagnostou 2001a), εάν και τα δορυφορικά μέγιστα παρουσιάζονται ελαφρώς υπερεκτιμημένα. Γενικά, η κατανομή κατά τη χειμερινή περίοδο δείχνει ότι οι μέγιστες τιμές συναντώνται μπροστά από το στόμιο του ποταμού και συνδέονται άμεσα με την κυκλοφορία υδάτων στο Θερμαϊκό κόλπο, όπου το επιφανειακό στρώμα με αυξημένες ποσότητες SPM δημιουργεί μία στενή λωρίδα κατά μήκος της ακτογραμμής, η οποία ελαττώνεται προς νότο. Οι Karageorgis et al. (2000) κατέδειξαν ότι οι κατανομές του επιφανειακού στρώματος κατά τη διάρκεια των υψηλών περιόδων απορροής των ποταμών στο Θερμαϊκό (άνοιξη) θα μπορούσαν να αναγνωριστούν στις ορατές ζώνες της δορυφορικής εικόνας του δορυφόρου Landsat-5. Οι υψηλές συγκεντρώσεις ήταν ορατές μόνο από τα στόμια του ποταμού Αζιού και Αλιάκμονα, ενώ ο όγκος του ποταμού Πηνειού παρέμεινε ασαφής ως προς το SPM, μιας και κυμαινόταν κάτω από $1-2 \text{ mg l}^{-1}$. Το ίδιο συνέβη στην παρούσα μελέτη για τις συγκεντρώσεις του Ιουνίου 2018, ενώ αντίθετα στην εικόνα Landsat-8 την άνοιξη 2018 αναγνωρίζεται πολύ καθαρά το πλούμιο του ποταμού, γεγονός που μαρτυρά την καλύτερα απόδοση του Landsat-8 έναντι του Landsat-5.

Η ποτάμια απορροή του Πηνειού ποικίλλει σε μεγάλο βαθμό ανάλογα με την εποχή και αυτή η εποχικότητα αντανakλάται άμεσα στις συγκεντρώσεις SPM. Το νότιο τμήμα του ηπειρωτικού περιθωρίου του Θερμαϊκού Κόλπου παρουσιάζει την ελάχιστη συγκέντρωση της περιοχής τόσο στο επιφανειακό στρώμα, όσο και στα βαθύτερα στρώματα της στήλης του νερού. Η γενική αντίθετη προς τη ροή κυκλοφορία του νερού, η οποία επικρατεί κατά τη διάρκεια του έτους, σε συνδυασμό με το ανεμολογικό καθεστώς (Σχήμα 5.93), φαίνεται να ελέγχουν τη χωρική κατανομή του SPM, έχοντας ως αποτέλεσμα την εν μέρει μεταφορά του προς τα νότια, κατά μήκος της παραλιακής ζώνης. Αυτός ο μηχανισμός ενισχύει την εμφάνιση SPM στο δυτικό τμήμα της υφαλοκρηπίδας, εμποδίζοντας ταυτόχρονα τη μεταφορά των σωματιδίων προς τα ανατολικά.



Σχήμα 5.92 Συνδυαστικό γράφημα μέσης εκτιμώμενης συγκέντρωσης SPM (mg l^{-1}) από Sentinel-2 εικόνες για τους μήνες Απρίλιος, Ιούνιος και Οκτώβριος 2018 και Ιανουάριος 2019, με τις αντίστοιχες μέσες ταχύτητες ανέμου (m s^{-1}). Τα βέλη δείχνουν τη διεύθυνση του επικρατούντος ανέμου.

5.3.2.5 Σχολιασμός των μεθόδων προσδιορισμού SPM από δορυφορικά δεδομένα και μετρήσεις ανακλαστικότητας

Με βάση τις συγκεντρώσεις SPM που βρέθηκαν στις εκβολές του Πηνειού ποταμού, οι γραμμικές σχέσεις με τις ζώνες MSI / S2 έδειξαν βελτιωμένα αποτελέσματα για τα μοντέλα ατμοσφαιρικής διόρθωσης για την ανάκτηση SPM. Η καλύτερη απόδοση μοντέλου βρέθηκε για το MSI B4 χρησιμοποιώντας τη μέθοδο Sen2Cor, ενώ ακολουθεί η μέθοδος FLAASH για τα κανάλια του ορατού φάσματος. Και οι τρεις μέθοδοι εμφανίζουν το μεγαλύτερο σφάλμα στο κανάλι B5, με ποσοστά ασυμφωνίας >65%, ενώ κι εδώ η μέθοδος DOS εμφανίζει τη μικρότερη ακρίβεια ατμοσφαιρικής διόρθωσης. Ο αλγόριθμος Sen2Cor επιτυγχάνει παρόμοια σφάλματα για όλες τις φασματικές ζώνες, με MAPE μεταξύ ~ 3.3-10.5%, με την καλύτερη μέση αναλογία για την κόκκινη ζώνη. Η μέθοδος της ατμοσφαιρικής διόρθωσης Sen2Cor, που βασίζεται στις φασματικές ζώνες SWIR έχει αποδειχθεί αξιόπιστη για τις γενεές των λειτουργικών προϊόντων πάνω από τα θολά ύδατα από τις εικόνες MODIS (Wang et al. 2011). Πρόσφατα, εφαρμόστηκε

με επιτυχία και στις Landsat-8, τον πρόδρομο του Sentinel-2 (Franz et al. 2015, Vanhellemont and Ruddick 2015). Αν και οι ζώνες Sentinel-2 SWIR είναι περίπου το ένα τρίτο των ζωνών Landsat-8 SWIR, από την άποψη της προδιαγραφής Signal-to-Noise-Ratio (SNR), το SNR μπορεί να βελτιωθεί μέσω του μέσου φιλτραρίσματος (Vanhellemont and Ruddick 2016). Συνεπώς, συμπεραίνουμε ότι η μέθοδος ατμοσφαιρικής διόρθωσης με βάση το SWIR παράγει αποδεκτή απόδοση για το Sentinel-2.

Στη μελέτη αυτή δοκιμάστηκαν τα ίδια μοντέλα εκτίμησης SPM, αυτή τη φορά σε εικόνα Sentinel-2, με την απόδοση του μοντέλου Nechad να παρέχει πολύ καλύτερη ακρίβεια ανάκτησης σε σύγκριση με το μοντέλο Siswanto. Αρκετά μοντέλα της βιβλιογραφίας αναφέρονται στον συνδυασμό οπτικών μετρήσεων και *in-situ* τιμών SPM, και εφαρμόστηκαν επιτυχώς σε δορυφορικές εικόνες (Li et al. 2015, Doxaran et al. 2002, Petus et al. 2010).

Διαπιστώθηκε ότι οι ζώνες Sentinel-2 MSI B4-B5 έτυχαν αποδεκτής υψηλής επίδοσης ακρίβειας και επιδόσεων επικύρωσης, ενώ τα μοντέλα που προέρχονται από τα κανάλια Sentinel-2 MSI B1-B3 ήταν λιγότερο ακριβή. Σύμφωνα με τα οπτικά μοντέλα (Ma et al. 2006; Gordon et al. 2008), οι R_{rs} εκφράζονται ως συνάρτηση των συντελεστών απορρόφησης και οπισθοσκέδασης. Η ανάκλαση των ζωνών μικρού μήκους κύματος, όπως τα MSI B1-B3, επηρεάζονται από τα χαρακτηριστικά των οπτικώς ενεργών ουσιών του νερού (συμπεριλαμβανομένου του SPM, της χλωροφύλλης και του CDOM) και του καθαρού ύδατος μαζί, συνεπώς οι συσχετίσεις μεταξύ SPM και των τριών ζωνών είναι αδύναμες. Οι συντελεστές απορρόφησης αυτών των οπτικώς δραστικών ουσιών μειώνονται με την αύξηση του μήκους κύματος και γίνονται περίπου μηδέν στις περιοχές NIR (Wu et al. 2011). Επομένως, το μέγεθος των R_{rs} καθορίζεται κυρίως από τον συντελεστή οπισθοσκέδασης των σωματιδίων, γεγονός που εξηγεί τα καλύτερα αποτελέσματα εφαρμογής που επιτυγχάνονται με τα κανάλια MSI B4-B5.

Οι απορροφήσεις των οπτικά ενεργών υλικών θα μπορούσαν ακόμη να συμβάλλουν στην ανάκλαση του Sentinel-2 MSI B4 (665 nm), ειδικά για τα ύδατα με υψηλή συγκέντρωση SPM (Wu et al. 2015, Kutser et al. 2016). Συνεπώς, οι σχέσεις μεταξύ SPM- R_{rs} σε αυτή τη ζώνη είναι πολύπλοκες και τα δείγματα βαθμονόμησης παρουσιάζουν πολύ καλή απόδοση. Κάτι τέτοιο ενισχύει την πεποίθηση ότι το MSI B4 εξακολουθεί να έχει πλεονεκτήματα για τα ύδατα με σχετικά χαμηλές τιμές SPM και έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για τα ύδατα τύπου 2 (Olmanson et al. 2011, Vanhellemont et al. 2014).

Η εφαρμογή του τοπικού αλγόριθμου στις εκβολές του Πηνειού έδειξε ότι ο συνδυασμός των καναλιών MSI B2-B5 παρήγαγε την καλύτερη εκτίμηση SPM, αναλύοντας ακόμη και τις πιο μικρές αλλαγές έναντι της ανάλυσης του Landsat-8. Ως εκ τούτου, ο Sentinel-2 μπορεί να

παρέχει πιο ακριβείς υποδείξεις, ειδικά σε περιβάλλοντα με ετερογενείς περιοχές. Τα MSI B1-B2 ενδέχεται να μην είναι κατάλληλα για την εκτίμηση SPM, λόγω του θορύβου στα χαμηλών συγκεντρώσεων SPM ύδατα.

Το τοπικό μοντέλο εκτίμησης SPM σε Sentinel-2 δεδομένα τείνει να υπερεκτιμά τις συγκεντρώσεις SPM, γεγονός που θα μπορούσε να εξηγηθεί εν μέρει από την αβεβαιότητα του μοντέλου και τα χαρακτηριστικά του αισθητήρα (Li et al. 2015). Σε γενικές γραμμές, οι τιμές SPM που υπολογίστηκαν από τον Sentinel-2 ήταν οι πιο συνεπείς με τα *in-situ* δεδομένα, γεγονός που αποδεικνύει περαιτέρω την ικανότητά του στην εκτίμηση συγκεντρώσεων SPM.

Οι ζώνες SWIR υψηλής ποιότητας του Sentinel-2 MSI συνέβαλαν επίσης στην επιτυχημένη εκτίμηση SPM σε αυτή τη μελέτη, επειδή διευκόλυναν την ατμοσφαιρική διόρθωση σε ύδατα τύπου 2. Η μέθοδος ατμοσφαιρικής διόρθωσης Sen2Cor περιλαμβάνει επίσης μια διόρθωση για τα φαινόμενα γειννίασης που βασίζονται σε μια ανεξάρτητη από την περιοχή ανάκλαση. Στα μήκη κύματος άνω των 700 nm, η επίδραση της γειννίασης είναι ιδιαίτερα ισχυρή, αφού υπάρχει σαφώς μεγαλύτερη αντανάκλαση (Sterckx et al. 2015). Η διαφορετική αντιμετώπιση των επιδράσεων της γειννίασης, η διόρθωση του sunglint και του μοντέλου αερολύματος που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της σκέδασης του ατμοσφαιρικού αέρα μπορεί επίσης να συνυπολογίζουν τις διαφορές στο φασματικό σχήμα.

Εκτός από τις χρονικές διαφορές, πρέπει να έχουμε κατά νου το πρόβλημα του upscaling όταν μετράμε την ανάκλαση επί τόπου σε μια μικρή περιοχή νερού (<1 m) σε σύγκριση με τη χωρική μέτρηση του Sentinel-2 (10 m, 20 m και 60 m). Οι θέσεις μέτρησης βρίσκονταν σε σχετικά ρηχά ύδατα, όπου ποικίλα χαρακτηριστικά του πυθμένα και βάθη νερού επηρεάζουν την ανάκλαση του νερού. Ο δορυφορικός αισθητήρας καταγράφει ένα μικτό σήμα από αυτή τη διακύμανση. Οι στατιστικές προσεγγίσεις για τα προβλήματα από το upscaling από την κλίμακα σημείων σε pixel έχουν αναπτυχθεί για τους αισθητήρες ωκεανών (Salama and Su 2011). Επιπλέον, οι επιτόπιες μετρήσεις υποκρύπτουν επίσης ορισμένες αβεβαιότητες όπως η σκίαση με όργανο, η βάρκα και οι αλλαγές στην προσπίπτουσα ακτινοβολία λόγω της μεταβλητότητας της ατμόσφαιρας (Mueller et al 2002). Το πλεονέκτημα της υψηλής χρονικής ανάλυσης του Sentinel-2 είναι προφανές, δεδομένου ότι οι συχνές παρατηρήσεις θα επιτρέψουν την παρακολούθηση SPM σε σύντομες περιόδους. Για παράδειγμα, ο Sentinel-2 με μια περίοδο 2 μηνών έλαβε δέκα παρατηρήσεις για τις εκβολές του Πηνειού, ενώ ο Landsat-8 είχε μόνο 4 σαφείς σκηνές την ίδια περίοδο. Ο Sentinel-2 MSI παρέχει ένα χρόνο επανάληψης 5 ημερών στον ισημερινό με τις πλήρεις λειτουργίες των δύο δορυφόρων (Drusch et al. 2012). Λαμβάνοντας υπόψη την ικανότητά του στην ακριβή εκτίμηση SPM που αποδείχθηκε στη μελέτη μας, ο

Sentinel-2 θα πρέπει να είναι μια ιδανική πηγή δεδομένων για το την ποιότητα υδάτων στο Β. Αιγαίο.

Οι [Novoa et al. \(2017\)](#) ανέπτυξαν ένα μοντέλο εναλλαγής για νερά χαμηλής έως μεγάλης θολερότητας, το οποίο χρησιμοποιούσε την κόκκινη ζώνη για χαμηλά έως μέτρια θολά ύδατα και τη ζώνη NIR για πολύ θολά ύδατα για να ανακτηθούν οι συγκεντρώσεις SPM. Αναπτύσσοντας ένα αντίστοιχο μοντέλο για το Β. Αιγαίο με βάση τον Sentinel-2 και χρησιμοποιώντας αυτή τη στρατηγική μαθηματική προσομοίωσης θα μπορούσε να λειτουργήσει καλύτερα η εκτίμηση SPM σε δελταϊκά περιβάλλοντα. Επιπλέον, η περαιτέρω λεπτομερής αξιολόγηση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης και της ακρίβειας εκτίμησης SPM με τις επικείμενες επιτόπιες και δορυφορικές παρατηρήσεις θα ήταν ένα σημαντικό έργο.

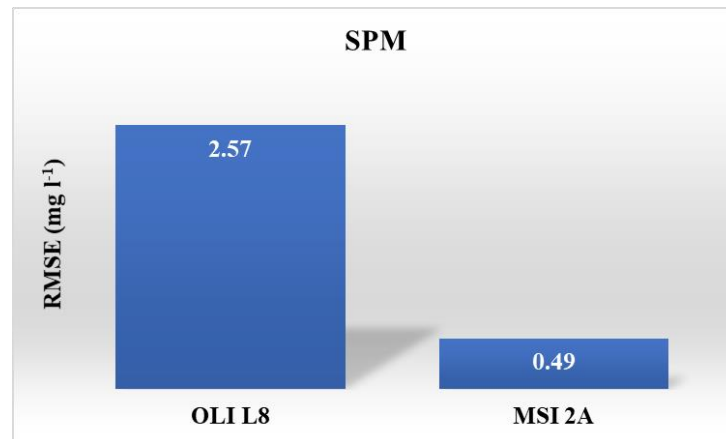
5.3.3 Σύγκριση δορυφορικών εικόνων Landsat-8 και Sentinel-2

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται οι διαφορές που προέκυψαν από την έρευνα, ως προς τη δυναμική των δύο δορυφόρων για την αξιόπιστη εκτίμηση συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού σε περιβάλλον υφαλοκρηπίδας.

5.3.3.1 Ικανότητα ανάκτησης περιεκτικότητας αιωρούμενου υλικού

Το Σχήμα 5.93 δείχνει σαφώς ότι η σειρά ανεβαίνοντας από τον λιγότερο κατάλληλο στον πλέον κατάλληλο δορυφορικό αισθητήρα, εξετάζοντας μόνο την τοποθέτηση των φασματικών ζωνών, είναι από τον Landsat-8 στον Sentinel-2. Αυτό είναι σχετικά αναμενόμενο, μιας και ο Landsat-8 έχει τέσσερις φασματικές ζώνες στο φάσμα του ορατού φωτός με 30 m χωρική ανάλυση, ενώ ο Sentinel-2 έχει τις ίδιες φασματικές ζώνες, αλλά με χωρική ανάλυση 10 m. Επίσης, ο Sentinel-2 έχει καλύτερη απόδοση από τον Landsat-8, καθώς η τοποθέτησή του είναι ειδικά σχεδιασμένη για την ανίχνευση των συστατικών του νερού και έχει επίσης περισσότερες ζώνες (αντίστοιχα 13 και 9). Ωστόσο, η χρήση περισσότερων ζωνών δεν σημαίνει αυτόματα ότι οι συγκεντρώσεις θα μετρηθούν με μεγαλύτερη ακρίβεια. Αυτό το φαινόμενο εξηγείται από τους [Brando and Dekker \(2003\)](#), οι οποίοι υπογραμμίζουν τη σημασία της τοποθέτησης του κέντρου ζώνης, καθώς είναι πολύ ευαίσθητες στον θόρυβο. Για παράδειγμα, όταν χρησιμοποιούνται φασματικές ζώνες κάθε 10 nm, υπάρχουν πολλές ζώνες με υψηλό επίπεδο θορύβου. Οι φασματικές ζώνες του Sentinel-2 τοποθετούνται ειδικά όπου τα επίπεδα σήματος είναι υψηλά,

για μεταβλητές ποιότητας νερού. Ως αποτέλεσμα, ο Landsat-8 ανιχνεύει ελαφρώς περισσότερο θόρυβο από τη φασματική ζώνη, δίχως να χάνει στην ακρίβεια για τη μέτρηση συγκεντρώσεων SPM.



Σχήμα 5.93 Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα ρίζας (RMSE) μεταξύ των μετρημένων συγκεντρώσεων SPM στο πεδίο και του τοπικού μοντέλου εκτίμησης SPM ανά δορυφόρο.

Πρέπει να σημειωθεί ότι αυτή η έρευνα δεν λαμβάνει υπόψη όλους τους παράγοντες του σήματος προς το θόρυβο (SNR), μόνο το φασματικό εύρος ζώνης και το πλάτος. Το σήμα από το θόρυβο είναι συνάρτηση του εύρους ζώνης (band width), της θέσης της ζώνης (location), του μεγέθους των εικονοστοιχείων (pixel size) και της ευαισθησίας του αισθητήρα (sensor sensitivity) (Leijtens et al. 2011):

$$SNR = f(\text{Band width}, \text{Band location}, \text{Pixel size}, \text{Sensor sensitivity}) \quad (5.11).$$

Όταν το μέγεθος των εικονοστοιχείων είναι μεγαλύτερο, ο αισθητήρας έχει σημαντικά μεγαλύτερο χρόνο ανά εικονοστοιχείο για τη μέτρηση φωτονίων, καθώς περισσότερα φωτόνια μπορούν να φτάσουν στον αισθητήρα, λόγω της μεγαλύτερης περιοχής, όταν μελετάται ένας αισθητήρας με την ίδια ευαισθησία και μειώνοντας το μέγεθος των εικονοστοιχείων, (Leijtens et al. 2011). Ο Landsat-8 έχει το μεγαλύτερο μέγεθος εικονοστοιχείων σε αυτή την έρευνα, 30 m x 30 m, ενώ ο Sentinel-2 το μικρότερο, 10 m x 10 m. Οι δορυφόροι ταξιδεύουν με ταχύτητα εδάφους 10 km / sec πάνω από την επιφάνεια της γης, η οποία μεταφράζεται σε 0.003 δευτερόλεπτα για 30 μέτρα και 0.001 δευτερόλεπτα για 10 μέτρα. Εάν μειωθεί το μέγεθος των εικονοστοιχείων του Landsat-8 στο μέγεθος εικονοστοιχείων του Sentinel-2, η ποσότητα του σήματος που θα συλλεγεί θα είναι $3^3 = 27$ φορές μικρότερη. Ο Sentinel-2 έχει βέβαια καλύτερη σχέση σήματος-θορύβου, λόγω μεγαλύτερης ευαισθησίας του αισθητήρα (Πίνακας 5.20).

Πίνακας 5.20 Μέσες αναλογίες σήματος προς θόρυβο για τους διάφορους δορυφόρους πάνω από τις φασματικές ζώνες στο φάσμα του ορατού φωτός. Τα δεδομένα συλλέχθηκαν από το www.nasa.com και το www.esa.com αντίστοιχα.

Δορυφόρος	Μέση αναλογία σήματος/θορύβου
Landsat-7	31
Landsat-8	113
Sentinel-2	142
Sentinel-3	496

Ωστόσο, με μεγαλύτερο μέγεθος εικονοστοιχείων, είναι πιο δύσκολο (ή αδύνατο) να μετρηθούν με λεπτομέρεια μικρότερες περιοχές της παράκτιας ζώνης. Οι άκρες της ακτογραμμής σε ένα εικονοστοιχείο δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τηλεπισκοπικές εκτιμήσεις. Επομένως, ένα μικρότερο σε μέγεθος pixel θα ήταν καταλληλότερο για λεπτομερή ανάλυση στις παράκτιες περιοχές, όμως, για την απεικόνιση της ευρύτερης διασποράς του SPM σε μία μεγαλύτερη περιοχή μελέτης, το μέγεθος του εικονοστοιχείου του Landsat-8 είναι πολύ χρήσιμο, δημιουργώντας αξιόπιστες εκτιμήσεις.

Στον Πίνακα 5.22 που ακολουθεί δίνονται τα περιγραφικά στατιστικά στοιχεία των μαθηματικών προσομοιώσεων έναντι των *in-situ* μετρήσεων (19 για τον δορυφορικό αισθητήρα Landsat-8 και 13 για τον Sentinel-2) των συγκεντρώσεων SPM όλων των σταθμών και των δύο περιοχών μελέτης του Β. Αιγαίου Πελάγους. Τα περιγραφικά στατιστικά αποτελέσματα δίνονται στον Πίνακα 5.21.

Πίνακας 5.21 Περιγραφικά στατιστικά στοιχεία μετρούμενων και προσομοιωμένων συγκεντρώσεων SPM.

SPM	<i>in-situ</i>	OLI L8	MSI 2A
Μέσος	4.932881148	7.026811809	2.49304373
Τυπικό σφάλμα	1.018171594	0.746945965	0.663760977
Διάμεσος	3.157894737	5.712095238	1.231986877
Μέση απόκλιση τετραγώνου	4.438107085	3.255861978	2.393224236
Διακύμανση	19.69679449	10.60063722	5.727522245
Ελάχιστο	0.328947368	3.466236395	0.380355105
Μέγιστο	15.76036866	15.95723195	7.574089
Αθροισμα	93.72474182	133.5094244	32.40956849
Πλήθος	19	19	13
Βαθμός εμπιστοσύνης (95.0%)	2.139099142	1.569275241	1.446210932

6. ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο έκτο και τελευταίο κεφάλαιο παρουσιάζονται συνοπτικά τα κυριότερα αποτελέσματα της διατριβής, που αφορούν στα ωκεανογραφικά, οπτικά και δορυφορικά δεδομένα. Ακολουθεί λίστα με τα βασικότερα συμπεράσματα της έρευνας και τέλος, παρουσιάζονται ορισμένες προτάσεις μελλοντικής έρευνας και εξέλιξης της παρούσας.

Περιεχόμενα - Κεφάλαιο 6:

6.1 Πρόγραμμα Δειγματοληψιών

- 6.1.1 Ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά περιοχών μελέτης
- 6.1.2 Διασπορά αιωρούμενου υλικού
- 6.1.3 Σχέση αιωρούμενου υλικού (ανόργανου και οργανικού) με Οπτικές παραμέτρους
- 6.1.4 Ανακλαστικότητα (remote sensing reflectance) (R_{rs})
- 6.1.5 Αξιοποίηση δορυφορικών εικόνων στη μελέτη του αιωρούμενου υλικού (συγκέντρωση και διασπορά)

6.2 Συμπεράσματα

6.3 Μελλοντική Έρευνα

6.1 ΣΥΝΟΨΗ ΚΥΡΙΟΤΕΡΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

6.1.1 Ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά περιοχών μελέτης

Σε αυτή την ενότητα παρουσιάζονται συγκεντρωτικά τα κυριότερα ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά που έχουν άμεση σχέση με τη διασπορά του αιωρούμενου υλικού στις δυο περιοχές μελέτης.

6.1.1.1 Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός

Οι υδρολογικές συνθήκες στο Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (Κόλπος Αλεξανδρούπολης) με αστρονομικό παλιρροιακό εύρος <20 cm, ελέγχονται από την παρουσία του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης, ο οποίος ευνοεί την εισροή υδάτων προερχόμενων από τη Μαύρη Θάλασσα και από την απορροή του Έβρου ποταμού. Η παράκτια υδρονομική εν πολλοίς καθορίζεται από τα ανεμογενούς προέλευσης κύματα με κύριες διευθύνσεις ΝΔ, ΝΝΔ, αλλά γενικά μικρής ετήσιας συχνότητας εμφάνισης. Σημειώνεται ότι οι επικρατούντες άνεμοι είναι ΒΑ διευθύνσεων. Κατά την περίοδο της δειγματοληψίας τον Ιούνιο 2016, στην περιοχή επικρατούσαν μικρής έντασης (<3 Beaufort) κυματισμοί ΝΔ-ΝΝΔ προέλευσης, μικρού ύψους (<0.5 m).

Στις αρχές του Ιουνίου 2016, με βάση την κατακόρυφη κατανομή θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας αναγνωρίζεται η παρουσία τριών θαλάσσιων κύριων στρωμάτων: **(1)** ενός επιφανειακού (< 5 m) με σχετικά χαμηλή αλατότητα (~32 psu) και πυκνότητα (~22 kg m⁻³) και υψηλή θερμοκρασία (~23 °C), **(2)** ενός υποκείμενου ενδιάμεσου στρώματος μεταξύ 5-10 m, πυκνότητας, υψηλής αλατότητας (>35 psu) πυκνότητα ~25 kg m⁻³ και χαμηλής θερμοκρασίας (~16 °C), και **(3)** ενός βαθύτερου (>10 m, με τη μεγαλύτερη πυκνότητα (26-27 kg m⁻³), αλατότητα (<37 psu) και θερμοκρασία (<18 °C).

Το επιφανειακό στρώμα, αναπτύσσοντας τα χαρακτηριστικά αναμειγμένου στρώματος, φαίνεται έντονα επηρεασμένο από τη ποτάμια απορροή (γλυκού νερού), ενώ το ενδιάμεσο στρώμα του οποίου το κάτω όριο κυμαίνεται από -8 (ρηχί σταθμοί) έως και -20 m (βαθείς σταθμοί) φαίνεται να είναι επηρεασμένο από τα κρύα νερά της Μαύρης Θάλασσας. Το βαθύτερο στρώμα αυξάνει προοδευτικά την αλατότητα, μειώνοντας τη θερμοκρασία του με το βάθος. Ο ρυθμός αύξησης είναι σαφώς μικρότερος στους βαθείς σταθμούς και αφορούν τα βάθη από 20-50 m.

Γενικά, παρατηρείται επιρροή της ποτάμιας απορροής μέχρι τα 5 m βάθος, η οποία συναντάται κοντά στις εκβολές και μεταφέρεται βόρεια στην παράκτια ζώνη της Αλεξανδρούπολης. Το

πλούμιο του Έβρου επιφανειακά φαίνεται να φθάνει σε απόσταση μέχρι και ~10 km προς τα δυτικά. Στο κεντρικό και νότιο τμήμα έχουμε σχετικά αυξημένες αλατότητες. Μάλιστα, κατά τις ημέρες της δειγματοληψίας όπου έπνεαν NNΔ άνεμοι στην ανατολική παράκτια ζώνη παρατηρήθηκε εισροή χαμηλής αλατότητας μαζών, με κίνηση προς βορρά από τις εκβολές του Έβρου. Ίσως αυτό εξηγείται με μεταφορά πλουμίου νερού, λόγω επικρατούντων, τις προηγούμενες ημέρες, ΒΑ ανέμων και κάτω από την επίδραση της δύναμης Coriolis.

Οι προσομοιωμένες τιμές επιφανειακής θερμοκρασίας και αλατότητας του μαθηματικού μοντέλου κυκλοφορίας έρχονται σε πολύ καλή συμφωνία με τις αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου, αποδίδοντας εκατέρωθεν τιμές επιφανειακής θερμοκρασίας μεταξύ 20-24 °C και μέσης αλατότητας ~34 psu. Επιπλέον, μέσω του μοντέλου επιβεβαιώνεται σε όλα τα στιγμιότυπα η έντονη παρουσία του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης, με ισχυρά ρεύματα έως και 1 m s⁻¹. Είναι χαρακτηριστικό ότι η αντικυκλωνική κυκλοφορία καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος μεταξύ Σαμοθράκης και Θράκης, και φθάνοντας προς βορρά σε απόσταση περί τα 10 km από την ακτή. Ενδιαφέρον παρουσιάζει μια κυκλωνική (αντίθετη) κυκλοφορία ευρισκόμενη παρακείμενη του αντικυκλώνα (προς βορρά) με εξ' ίσου σημαντικές ταχύτητες ροής. Έτσι, μεταξύ των αντίθετα κινούμενων ροών, μπορεί να αναπτύσσεται μια ζώνη (ένα μέτωπο) με αποκλίνουσες κατευθύνσεις ροής, ευνοώντας πιθανότατα κάποιου είδους ανάβλυση.

6.1.1.2 Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός

Η κυκλοφορία του εξωτερικού Θερμαϊκού και ιδιαίτερα η δυτική ακτή του, φαίνεται να επηρεάζεται από τη γενική θερμοαλατική κυκλοφορία με διεύθυνση από βορρά προς νότο, την ύπαρξη ενός ημιμόνιμου κυκλώνα στα ανοικτά των εκβολών του Πηνειού και ιδιαίτερος από το επικρατούν ανεμολογικό καθεστώς. Το δελταϊκό μέτωπο του Πηνειού επηρεάζεται επίσης από τα ρεύματα που προκαλούνται από τα κύματα ανεμογενούς προέλευσης, που προσέρχονται από ΒΔ, Β, ΒΑ, Α και ΝΑ διευθύνσεις με τα συχνότερα σε ετήσια βάση να είναι τα NNΔ διεύθυνσης. Κατά την περίοδο της δειγματοληψίας τον Ιούνιο 2018, στην περιοχή επικρατούσαν μικρής έως μέτριας έντασης (<2 Beaufort) άνεμοι ΑΒΑ προέλευσης, οι οποίοι εντάθηκαν μετά το μεσημέρι (~14:00) φθάνοντας ακόμη και τα 5 Beaufort.

Στις 8 Ιουνίου 2018, από την κατακόρυφη κατανομή θερμοκρασίας, αλατότητας και πυκνότητας διαπιστώνεται η παρουσία δύο κύριων στρωμάτων: (1) ενός επιφανειακού με χαμηλότερη αλατότητα (30-32 psu) και θερμοκρασία ~ 24 °C, έως το βάθος των 2-3 m και (2) ενός υποκείμενου στρώματος (βάθη > 3 m), υψηλότερης αλατότητας (>35 psu) και πυκνότητας (~ 22 kg m⁻³), με σχετικά χαμηλή θερμοκρασία (~ 20 °C). Μόνο από το προφίλ της θερμοκρασίας διακρίνεται και ένα ενδιάμεσο στρώμα με μικρή διακύμανση της θερμοκρασίας στα βάθη από 3 έως 10(± 2) m. Το επιφανειακό στρώμα φαίνεται να έχει τα χαρακτηριστικά ενός υπό ανάπτυξη αναμεμειγμένου στρώματος, του οποίου όμως η θερμοκρασία (<22 °C) και η αλατότητα (~ 34 psu) μειώνεται προς τις εκβολές, επηρεαζόμενη από το ποτάμια απορροή ($S < 7$ psu).

Οι προσομοιωμένες τιμές επιφανειακής θερμοκρασίας-αλατότητας του μοντέλου είναι ελαφρώς υποτιμημένες σε σχέση με τις αντίστοιχες μετρήσεις πεδίου, πιθανόν επειδή το επιφανειακό στρώμα στο μοντέλο για τη συγκεκριμένη περιοχή λογίζεται ως η μέση τιμή των πρώτων 4 m. Ωστόσο, οι αποκλίσεις είναι πολύ μικρές, της τάξης των ~ 2 °C και ~ 1 psu, για τη θερμοκρασία και την αλατότητα, αντίστοιχα.

Στην παράκτια ζώνη της δυτικής πλευράς παρατηρείται η εισροή χαμηλής αλατότητας μαζών, με κίνηση προς τα ανατολικά από τις εκβολές του Πηνειού, ειδικά την ημέρα της δειγματοληψίας, όπου έπνεαν ασθενείς ABA άνεμοι.

Στα στιγμιότυπα του μοντέλου έντονη είναι η παρουσία μιας λωρίδας κατά μήκος της ακτογραμμής και σε απόσταση >5 km από αυτήν, με ισχυρότερα ρεύματα, που όμως δεν ξεπερνάνε το 1 m s⁻¹ ταχύτητα. Η γενική κίνηση του νερού επιφανειακά είναι από την ακτή (Δ) προς την ανοικτή θάλασσα (A) και στην περιοχή των εκβολών, (λόγω και της παράκτιας μορφολογίας), εκφράζεται ακτινωτά, με κινήσεις νερού προς τρεις διαφορετικές διευθύνσεις (B , A και N). Η γενικότερη κίνηση από Δ προς A σε ευθεία απόσταση ~ 10 km από την ακτογραμμή συναντά καθοδικά από βορρά ρεύματα σχετικά μικρής έντασης (< 0.50 m s⁻¹), τα οποία αποκτούν κοινή πορεία προς ανατολάς, συνιστώντας μια «κυκλωνική» κίνηση των νερών.

6.1.2 Διασπορά αιωρούμενου υλικού

6.1.2.1 Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός

Οι επιφανειακές συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού στην ευρύτερη περιοχή του κόλπου της Αλεξανδρούπολης κυμαίνονταν μεταξύ 0.32-15.7 mg l⁻¹.

Οι συγκεντρώσεις μακριά από το στόμιο του Έβρου είναι < 5 mg l⁻¹ (στα απομακρυσμένα σημεία < 2.5 mg l⁻¹) και θεωρούνται σημαντικές για την ανοικτή θάλασσα. Εξάιρεση αποτελεί η περιοχή πέριξ των εκβολών, όπου οι συγκεντρώσεις αυξάνουν ξεπερνώντας τα 15 mg l⁻¹ πολύ κοντά στο στόμιο του ποταμού. Από τη κατανομή του SPM προκύπτει ότι η επιρροή της εξάπλωσης των νερών του ποταμού είναι κυρίως προς ΔΝΔ και προς ΔΒΔ. Η χωρική αυτή κατανομή φαίνεται να συνδυάζεται με τη δεξιόστροφη κίνηση του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης που εμποδίζει την προς ΝΔ εξάπλωση του πλούμιου, σε συνδυασμό με την αντίθετη κίνηση των παράκτιων νερών που ευνοεί τη προς ΔΒΔ μεταφορά..

Υπεράκτια (απόσταση 25-30 km) και δυτικά εξακολουθούν να υπάρχουν τοπικά αυξημένες συγκεντρώσεις SPM, με τον κύριο όγκο τους να σχηματίζεται στο ενδιάμεσο στρώμα, μεταξύ 15-20 m βάθος, ενώ δεν αποκλείεται οι συγκεντρώσεις αυτές, όπως και ανάλογές τους, να σχετίζονται με διασπορές προγενέστερων επεισοδίων αυξημένης ποτάμιας απορροής που βρίσκεται σε φάση καθίζησης, ενώ σε ενδιάμεσα βάθη πιθανόν να έχουμε και τη συνεισφορά σε αιωρούμενο υλικό από τα νερά της Μαύρης θάλασσας.

Τα νερά με χαρακτηριστικά Μαύρης Θάλασσας φαίνεται να συγκρατούνται σε απόσταση περίπου 10 km από την ηπειρωτική Ελλάδα προς τα βόρεια, ωστόσο προς τα νότια εκτείνεται μέχρι την ακτή του νησιού Σαμοθράκη, όπου η τοπικά υψηλή συγκέντρωση SPM καταγράφεται μόλις κάτω από την επιφάνεια (5 m βάθος). Αυτή η υψηλή συγκέντρωση SPM φαίνεται να σχετίζεται με διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα κατά μήκος του βόρειου τμήματος της Σαμοθράκης και δεν οφείλονται στο πλούμιο του Έβρου.

Στο θαλάσσιο τμήμα νότια, σε απόσταση 6 km από τη βόρεια ακτογραμμή της Σαμοθράκης, παρατηρείται μείωσή τους (σε απόσταση < 6 km), λόγω της παρουσίας του αντικυκλώνα, η οποία θα πρέπει να αποδοθεί σε τοπικά αίτια (π.χ. εκφορτίσεις χειμάρρων, παράκτια διάβρωσης). Αυτή η πτώση μπορεί να σχετίζεται με τον αντικυκλώνα της Σαμοθράκης, του οποίου η θέση σχετίζεται με τη διακύμανση των ανέμων.

6.1.2.2 Εξωτερικός Θερμαϊκός (ΒΔ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός

Στις 8 Ιουνίου 2018 οι συγκεντρώσεις του αιωρούμενου υλικού στην επιφάνεια στην παράκτια περιοχή των εκβολών του Πηνειού κυμαίνονταν μεταξύ 0.33-7.20 mg l⁻¹. Αυξημένες τιμές εμφανίστηκαν κοντά στην ακτογραμμή του δυτικού τμήματος, επηρεασμένες από την εκφόρτιση του Πηνειού.

Η διεύθυνση του επιφανειακού αιωρούμενου υλικού είναι προς βορρά, μαρτυρώντας τον τρόπο διασποράς του πλουμίου στην αρχή της θερινής περιόδου, με συνθήκες σχετικής νηνεμίας. Οι μέγιστες συγκεντρώσεις (> 6 mg l⁻¹) παρ' όλ' αυτά, εντοπίστηκαν στη βόρεια παράκτια ζώνη (βάθη <5 m), σε απόσταση ~1.5 km από το στόμιο του ποταμού, υποδηλώνοντας τη διεύθυνση μετακίνησης του πλουμίου, πιθανότατα τις προηγούμενες ημέρες της δειγματοληψίας, βάσει του ανεμολογικού καθεστώτος (BA άνεμοι) που επικρατούσε. Χαμηλότερες συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού παρατηρούνται ανατολικά προς την ανοικτή θάλασσα, απομακρυνόμενοι από την ακτογραμμή.

Κοντά στο στόμιο του Πηνειού συναντώνται υψηλές συγκεντρώσεις (>5 mg l⁻¹) *in-situ* SPM, τόσο στο επιφανειακό στρώμα (πλούμιο του Πηνειού χαμηλής αλατότητας), όσο και βαθύτερα, έως τα ~6 m. Βορειότερα (απόσταση 1.5 km από το στόμιο), αυξημένη συγκέντρωση αιωρούμενου υλικού εμφανίζεται σε βάθη μεταξύ 4-8 m, με τις μέγιστες συγκεντρώσεις SPM να αγγίζουν τα ~12 mg l⁻¹ (ρηχότερα και κοντύτερα στην ακτή), με τις αντίστοιχες τιμές αλατότητας και θερμοκρασίας να μην διαφοροποιούνται. Από τη κατανομή αυτή φαίνεται να λειτουργεί ένας τοπικός στρόβιλος (eddy) με κυκλωνική κίνηση, ο οποίος εγκλωβίζει το πλούμιο του ποταμού. Ο σχηματισμός του στρόβιλου αυτού, που φαίνεται να είναι συνδυασμός διαφορών πυκνότητας και τοπικού ανέμου, χρίζει περαιτέρω διερεύνησης, καθώς και άλλες φορές παρατηρήθηκε/αναφέρθηκε συγκέντρωση λεπτόκοκκου υλικού στη περιοχή αυτή μετά από πλημμύρα του ποταμού.

Στο νότιο τμήμα οι συγκεντρώσεις SPM εμφανίζονται μειωμένες έως και 50% στο επιφανειακό στρώμα, ενώ για βάθη έως 10 m, σχηματίζονται ορισμένες μεμονωμένες σημειακές εμφανίσεις υψηλού SPM (~10 mg l⁻¹) να συναντώνται μονάχα κοντά στην ακτογραμμή νότια των εκβολών σε βάθος ~6 m. Δεν μπορεί να αποκλειστεί προσφορά υλικού από ενεργοποίηση των δευτερευόντων στομίων του ποταμού, περιπτώσεις επαναιώρησης από κύματα ή την παράκτια αλιευτική δραστηριότητα ή ακόμη και μεταφορά υλικού προς νότο από το ενεργό στόμιο σε πρωθύστερο χρόνο.

6.1.3 Σχέση αιωρούμενου υλικού (ανόργανου και οργανικού) με οπτικές παραμέτρους

6.1.3.1 Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (ΒΑ Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός

Οι οπτικές παράμετροι που μετρήθηκαν, δηλαδή η οπισθοσκέδαση (b_{bp}), ο φθορισμός της χλωροφύλλης (Chl) και η διαλυτή οργανική ύλη (CDOM), δείχνουν να ακολουθούν την ίδια επιφανειακή διασπορά, με τις μεγαλύτερες τιμές να συναντώνται στο ανατολικό τμήμα του κόλπου (εκβολές του Έβρου και ανατολικότερα). Ειδικότερα στα επιφανειακά νερά:

- Η **οπισθοσκέδαση** στο κόκκινο (650 nm) κυμαίνεται μεταξύ 0.1-0.8 m^{-1} και εμφανίζει σταδιακή μείωση από το δέλτα του Έβρου προς την ανοικτή θάλασσα στα δυτικά, με μία μικρή αύξηση ξανά στις βόρειες ακτές της Σαμοθράκης.
- Η **χλωροφύλλη** ακολουθεί το ίδιο μοτίβο επιφανειακής κατανομής με τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 2.5-5.5 $mg\ l^{-1}$ μπροστά από τις εκβολές και μειωμένες τιμές προς την ανοικτή θάλασσα στα δυτικά. Παρατηρείται ότι στο βόρειο τμήμα της Σαμοθράκης δεν αυξάνονται οι τιμές της χλωροφύλλης, με τις τιμές των μετρήσεων να είναι σχεδόν μηδενικές.
- Οι επιφανειακές τιμές του CDOM κυμαίνονται μεταξύ 0.8-7.9 ppb και η κατανομή τους συμφωνεί με την κατανομή της χλωροφύλλης, με μοναδική εξαίρεση αυξημένες τιμές στο κεντρικό και βόρειο τμήμα του κόλπου, μπροστά από τον λιμένα της Αλεξανδρούπολης.

Στη στήλη του νερού (κατακόρυφη κατανομή) οι προαναφερόμενες οπτικές ιδιότητες διαμορφώνονται ως εξής:

- η οπισθοσκέδαση (b_{bp}) παρατηρείται αυξημένη καταγραφή έως τα 5 m βάθος, μπροστά από τις εκβολές του ποταμού, γεγονός που σχετίζεται άμεσα με τις ποτάμιες απορροές που εκβάλλουν στον κόλπο.
- Οι τιμές της χλωροφύλλης ακολουθούν τις αυξημένες τιμές της οπισθοσκέδασης έως τα 8 m βάθος μπροστά από το στόμιο του ποταμού. Επίσης, εμφανίζονται αυξημένες τιμές κοντά στον πυθμένα (30-40 m βάθος), προς τη δελταϊκή ακτογραμμή του Έβρου και κυρίως εκεί που δημιουργείται απότομη αλλαγή του βάθους (~20 m), σχηματίζοντας ένα βαθύ στρώμα μέγιστων τιμών χλωροφύλλης (Deep Chlorophyll Maximum-DCM). Το φαινόμενο αυτό στα περιβάλλοντα ηπειρωτικής υφαλοκρηπίδας μπορεί να συνδεθεί με επαναιώρηση και παγίδευση των θρεπτικών συστατικών στα αβαθή νερά.
- Οι τιμές του CDOM παρουσιάζονται αυξημένες (>2.5 ppb) κοντά στην ακτογραμμή της Αλεξανδρούπολης, τόσο στο επιφανειακό στρώμα (έως 5 m βάθος) και ξανά κάτω από τα 10 m βάθος.

Από τη συσχέτιση των συγκεντρώσεων του αιωρούμενου υλικού με τις οπτικές παραμέτρους b_{bp} , Chl και CDOM προκύπτει ότι:

- στο επιφανειακό στρώμα νερού, οι συγκεντρώσεις SPM παρουσιάζουν πολύ καλή συσχέτιση με τις αντίστοιχες τιμές οπισθοσκέδασης, b_{bp} , ($R^2 = 0.94$), ενώ η αντίστοιχη συσχέτιση της χλωροφύλλης Chl και του CDOM με την οπισθοσκέδαση b_{bp} ήταν πιο αδύναμες ($R^2 = 0.64$, $R^2 = 0.42$, αντίστοιχα).
- στη στήλη του νερού, τόσο το b_{bp} , όσο και η Chl και το CDOM εμφανίζουν χαμηλές τιμές, και αντίστοιχα αδύναμη μεταξύ τους συσχέτιση ($R^2 = 0.14$, $R^2 = 0.23$), ενισχύοντας έτσι την πεποίθηση ότι η οπισθοσκέδαση δεν είναι μια καλή μεταβλητή για τη μελέτη της διασποράς του φυτοπλαγκτόν και της οργανικής ύλης στη συγκεκριμένη περιοχή.

Αντίθετα, b_{bp} και SPM έχουν ισχυρή συσχέτιση τόσο στην επιφάνεια, όσο και εντός της στήλης ύδατος ($R^2 = 0.75$), από την οποία προκύπτει ένα βαθμονομημένο μοντέλο για το σύνολο των επιφανειακών δεδομένων και ένα δεύτερο από το σύνολο όλων των μετρήσεων στη στήλη του νερού.

6.1.3.2 Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (ΒΑ Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός

Οι τρεις οπτικοί παράμετροι (b_{bp} , Chl, CDOM) ακολουθούν σχεδόν ίδια επιφανειακή διασπορά, με τις μεγαλύτερες τιμές να συναρτώνται με τη παρουσία και τη διασπορά του πλούμιου του ποταμού (π.χ. μπροστά από τις εκβολές, στη βόρεια παράκτια ζώνη). Ειδικότερα:

- Η **οπισθοσκέδαση** στο κόκκινο (650 nm) εμφανίζει σταδιακή μείωση από το δέλτα του Πηνειού ($0.8-1.2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$) προς την ανοικτή θάλασσα στα ανατολικά ($0.2-0.4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$), με την κύρια εστία υψηλής συγκέντρωσης να εμφανίζεται περίπου 1 km από την ακτογραμμή των εκβολών.
- Η **χλωροφύλλη** ακολουθεί σχεδόν το ίδιο μοτίβο επιφανειακής κατανομής με τιμές που κυμαίνονται μεταξύ $0.8-1.2 \mu\text{g l}^{-1}$ μπροστά από τις εκβολές και μειωμένες τιμές ($<0.4 \mu\text{g l}^{-1}$) προς την ανοικτή θάλασσα στα ανατολικά.
- Οι τιμές του CDOM συμφωνούν με τις τιμές και την κατανομή της χλωροφύλλης, με μοναδική εξαίρεση ότι οι μέγιστες τιμές (15-20 ppb) βρίσκονται μετατοπισμένες ~0.5 km ανατολικότερα στο κεντρικό τμήμα, σε σχέση με τον αυξημένο πυρήνα τιμών της χλωροφύλλης.

Στη στήλη του νερού (κατακόρυφη κατανομή) οι προαναφερόμενες οπτικές ιδιότητες διαμορφώνονται ως εξής:

- Παρατηρείται αυξημένη καταγραφή b_{bp} στο επιφανειακό στρώμα (έως 2 m βάθος) μπροστά από τις εκβολές του ποταμού και προς νότο, γεγονός που σχετίζεται άμεσα με τις ποτάμιες απορροές, ενώ σε βάθη μεταξύ 15-25 m εντοπίζονται οι μέγιστες τιμές b_{bp} ($>1.25 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$).
- Αντίστοιχα, υψηλές είναι και οι τιμές της χλωροφύλλης, τόσο στην επιφάνεια, έως τα 2 m βάθος μπροστά από το στόμιο του ποταμού, όσο και στα βάθη μεταξύ 15-25 m, ακολουθώντας την ίδια σχεδόν διασπορά με το b_{bp} .
- Το CDOM εμφανίζει τις μέγιστες τιμές του σε βάθη κάτω από 6 m, με τις τιμές στην επιφάνεια να κυμαίνονται μεταξύ 1-2 ppb.

Από τη συσχέτιση των συγκεντρώσεων του αιωρούμενου υλικού με τις οπτικές παραμέτρους b_{bp} , Chl και CDOM προκύπτει ότι:

- Οι *in-situ* SPM συγκεντρώσεις παρουσιάζουν καλή συσχέτιση με τις αντίστοιχες τιμές οπισθοσκέδασης ($R^2 = 0.70$) για το επιφανειακό στρώμα νερού, ενώ η αντίστοιχη συσχέτιση της χλωροφύλλης με την οπισθοσκέδαση για την επιφάνεια ήταν αρκετά αδύναμη ($R^2 = 0.06$). Αντίστοιχα αδύναμη ήταν και η γραμμική συσχέτιση της οπισθοσκέδασης με το CDOM ($R^2 = 0.24$), επιδεικνύοντας πολύ χαμηλή εξάρτηση των δύο παραμέτρων.
- Στη στήλη του νερού οι τιμές b_{bp} εμφανίζουν βελτιωμένη συσχέτιση με το *in-situ* SPM ($R^2 = 0.75$), σε σχέση με τις επιφανειακές τιμές, αποδεικνύοντας ότι το b_{bp} είναι μία καλή μεταβλητή για τη μελέτη της αιωρούμενης ύλης στην περιοχή. Αντίθετα, η χλωροφύλλη και το CDOM εμφανίζουν χαμηλές τιμές ($<1 \mu\text{g l}^{-1}$, $<2 \text{ ppb}$), με πολύ αδύναμες συσχετίσεις ($R^2 = 0.10$, $R^2 \sim 0$). Από την ισχυρή συσχέτιση του b_{bp} με το *in-situ* SPM τόσο στην επιφάνεια, όσο και εντός της στήλης ύδατος, προκύπτει ένα βαθμονομημένο μοντέλο από τα επιφανειακά δεδομένα και ένα δεύτερο για το σύνολο των δεδομένων της στήλης του νερού.

Η γενικά χαμηλή διακύμανση b_{bp} , Chl και *in-situ* SPM δηλώνει τη μειωμένη δραστηριότητα απορροής του ποταμού κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, αν και ακόμη και υπό αυτές τις συνθήκες, υπάρχει έντονη θετική συσχέτιση μεταξύ οπισθοσκέδασης (b_{bp}) και *in-situ* SPM.

6.1.4 Ανακλαστικότητα (remote sensing reflectance) (R_{rs})

6.1.4.1 Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (BA Αιγαίο) – Έβρος Ποταμός

Πέραν των οπτικών παραμέτρων, από τις μετρήσεις των επιφανειακών ανακλαστικότητων, R_{rs} προκύπτουν τα εξής:

Οι τιμές R_{rs} κυμάνθηκαν μεταξύ $\sim 0 - 0.0012 \text{ sr}^{-1}$, με τις μεγαλύτερες να εμφανίζονται στους σταθμούς κοντά στις εκβολές του Έβρου, μαρτυρώντας μεγάλες συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού, λόγω των ποτάμιων απορροών. Οι μέγιστες τιμές εντοπίζονται στα $\sim 575 \text{ nm}$.

Αντίστοιχα, οι μικρότερες τιμές ($0-2 \cdot 10^{-4} \text{ sr}^{-1}$) εντοπίζονται για μήκη κύματος $>690 \text{ nm}$.

Στο ορατό φάσμα, παρατηρείται προοδευτική αύξηση των τιμών ανακλαστικότητας, καθώς αυξάνονται οι συγκεντρώσεις SPM. Γενικά, η ανακλώμενη ακτινοβολία στο μπλε φάσμα είναι χαμηλή, αρχίζει κατόπιν να αυξάνεται μεταξύ $500-600 \text{ nm}$ και μειώνεται και πάλι μετά τα $\sim 570 \text{ nm}$.

Οι συντελεστές συσχέτισης των R_{rs} με το SPM, για τις φασματικές ζώνες των $480, 560$ και 655 nm είναι $R^2_{(480)} = 0.1875$, $R^2_{(560)} = 0.6563$ και $R^2_{(655)} = 0.8714$, αντίστοιχα.

Από τη στατιστική ανάλυση των μετρημένων τιμών ανακλαστικότητας προκύπτει ότι οι μέσες τιμές για τα $480, 560$ και 655 nm είναι $0.0046, 0.0050$ και 0.0018 sr^{-1} , αντίστοιχα, ενώ η μικρότερη τιμή εντοπίζεται στα 655 nm (0.0002 sr^{-1}) και η μεγαλύτερη στα 560 nm (0.0105 sr^{-1}).

6.1.4.2 Εξωτερικός Θερμαϊκός Κόλπος (BA Αιγαίο) – Πηνειός Ποταμός

Οι τιμές των επιφανειακών ανακλαστικότητων (R_{rs}) κυμάνθηκαν μεταξύ $\sim 0 - 0.025 \text{ sr}^{-1}$, με τις μεγαλύτερες να εμφανίζονται στους σταθμούς κοντά στις εκβολές του Πηνειού, μαρτυρώντας μεγάλες συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού, λόγω των ποτάμιων απορροών. Οι μέγιστες τιμές εντοπίζονται στα $\sim 560 \text{ nm}$. Αντίστοιχα, οι μικρότερες τιμές ($\sim 0 \text{ sr}^{-1}$) εντοπίζονται για μήκη κύματος $>690 \text{ nm}$.

Στο ορατό φάσμα, παρατηρείται προοδευτική αύξηση των τιμών ανακλαστικότητας, καθώς αυξάνονται οι συγκεντρώσεις SPM. Γενικά, η ανακλώμενη ακτινοβολία στο μπλε φάσμα είναι χαμηλή, αρχίζει κατόπιν να αυξάνεται μεταξύ $500-600 \text{ nm}$ και μειώνεται και πάλι μετά τα $\sim 570 \text{ nm}$.

Οι συντελεστές συσχέτισης των R_{rs} με το SPM, για τις φασματικές ζώνες των $482, 565$ και 655 nm είναι $R^2_{(482)} = 0.5187$, $R^2_{(565)} = 0.5788$ και $R^2_{(655)} = 0.852$, αντίστοιχα.

Από τη στατιστική ανάλυση των μετρηθέντων τιμών ανακλαστικότητας προκύπτει ότι οι μέσες τιμές για τα 482, 565 και 655 nm είναι 0.00912, 0.00860, 0.00229 sr^{-1} , αντίστοιχα, ενώ η μικρότερη τιμή εντοπίζεται στα 655 nm (0.00036 sr^{-1}) και η μεγαλύτερη στα 560 nm (0.02416 sr^{-1}).

6.1.5 Αξιοποίηση δορυφορικών εικόνων στη μελέτη του αιωρούμενου υλικού (συγκέντρωση και διασπορά)

6.1.5.1 OLI Landsat-8 (Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος (BA Αιγαίο)

Από την επεξεργασία και ανάλυση της δορυφορικής εικόνας OLI Landsat-8 που απεικονίζει τον κόλπο της Αλεξανδρούπολης στις 2 Ιουνίου 2016 προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα:

Ατμοσφαιρική Διόρθωση

- Από την εφαρμογή στην εικόνα τριών διαφορετικών μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης (DOS, FLAASH, L8SR) και της συνδυαστικής (combined) επεξεργασίας των τριών προηγούμενων, η L8SR εμφάνισε το χαμηλότερο σφάλμα για το κανάλι OLI B4, ενώ ακολουθεί η μέθοδος FLAASH στο ίδιο κανάλι, με MAPE = 9.74% και η Combined με MAPE 15.88%.
- Η μέθοδος ατμοσφαιρικής διόρθωσης FLAASH παράγαγε επίσης καλά αποτελέσματα για το κανάλι OLIB2 (MAPE = 21.02%) και το κανάλι OLIB3 (MAPE = 35.51%).
- Η μέθοδος DOS λειτούργησε καλά για το κανάλι OLIB3, δίνοντας χαμηλό σφάλμα (MAPE= 29.33%), όμως δεν συνέβη το ίδιο για τα υπόλοιπα τρία κανάλια, όπου ο συντελεστής σφάλματος MAPE είναι μεγαλύτερος από 75%.
- Και οι τρεις μέθοδοι εμφανίζουν το μεγαλύτερο σφάλμα στο κανάλι OLIB1, με ποσοστά ασυμφωνίας >69%. Η συνδυαστική μέθοδος Combined για το κανάλι OLIB1 παρουσιάζει μειωμένο σφάλμα (MAPE = 32.9%).
- Η μέθοδος FLAASH παράγαγε τιμές R_{rs} που έρχονται σε συμφωνία με τα δεδομένα αναφοράς, όμως δημιουργούνται υπο- ή υπερ- εκτιμήσεις για όλα τα κανάλια που δοκιμάστηκαν, με αρνητικό Bias για τα κανάλια OLIB2, OLIB3 και θετικό για τα κανάλια OLIB1, OLIB4.
- Ο συνδυασμός όλων των αναφερθέντων μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης, (Combined), απέδωσε σχετικά χαμηλές τιμές MAPE και Bias, από όλες τις μεθόδους.

- Η συσχέτιση μεταξύ *in-situ* και εκτιμώμενων δορυφορικών τιμών R_{rs} είναι μεγαλύτερη από 59% (εκτός της μεθόδου DOS, $R^2_{DOS} = 0.09$), από όλες τις μεθόδους ατμοσφαιρικής διόρθωσης που εφαρμόστηκαν ($R^2_{FLAASH} = 0.76$, $R^2_{L8SR} = 0.59$ και $R^2_{COMBINED} = 0.72$).
- Η μέθοδος FLAASH φαίνεται να δίδει τα πιο αξιόπιστα αποτελέσματα R_{rs} , ενώ ο συνδυασμός των μεθόδων υπόσχεται εξίσου καλά αποτελέσματα με τη μέθοδο FLAASH.

Βαθμονόμηση Δορυφορικών Μοντέλων SPM

Από τη διαδικασία βαθμονόμησης των δύο μοντέλων ανάκτησης SPM για την εικόνα L8/OLI, προέκυψαν οι σταθμισμένοι αλγόριθμοι των εξισώσεων:

- (1) του εμπειρικού μοντέλου πολλαπλών φασματικών ζωνών του [Siswanto et al. \(2011\)](#):

$$EA-MB \rightarrow \log(SPM) = 0.26 + 98.6 \times Y1 + 0.09 \times Y2,$$

όπου $Y1 = R_{rs}(560) + R_{rs}(655)$, $Y2 = R_{rs}(480)/R_{rs}(560)$ και

- (2) του ημι-αναλυτικού μοντέλου των [Nechad et al \(2010\)](#):

$$SAA \rightarrow SPM = \frac{366.5 \rho_w(\lambda)}{1 - \rho_w(\lambda)/0.032} + 2.10,$$

όπου $\rho_w(\lambda) = R_{rs}(\lambda)$ και λ το L8/OLI B4 κόκκινο κανάλι.

Η απόδοση του μοντέλου των [Nechad et al \(2010\)](#) παρέχει την καλύτερη ακρίβεια ανάκτησης σε σύγκριση με το μοντέλο Siswanto, με RMSE 3.059. Το μοντέλο του Nechad, ωστόσο, τείνει να υπερεκτιμά τις συγκεντρώσεις SPM σε σχετικά καθαρά νερά (χαμηλές συγκεντρώσεις).

Η προσέγγιση Siswanto δείχνει αρκετά καλή απόδοση στην ανάκτηση SPM (RMSE = 1.94), αν και τείνει να υποτιμά το SPM σε χαμηλές συγκεντρώσεις.

Η στατιστική ανάλυση της βαθμονόμησης του μοντέλου των [Nechad et al. \(2010\)](#) στη περίπτωση της συγκεντρώσεων SPM στο Κόλπο της Αλεξανδρούπολης δείχνει ότι είναι πολύ καλά συντονισμένο (αξιόπιστο), καθώς αποδίδει:

- μέση σχετική απόλυτη διαφορά MRAD = 89.12%,
- Bias(%) = 76.09,
- μέσο τετραγωνικό σφάλμα ρίζας RMSE = 3.059 και
- συντελεστή συσχέτισης $R^2 = 0.87$.

Ανάπτυξη Τοπικού Αλγορίθμου

Οι φασματικές ζώνες (bands) στο ορατό φάσμα του Landsat-8 OLI παρουσιάζουν υψηλότερη συσχέτιση με τις τιμές *in-situ* SPM για τις ζώνες B3 (Πράσινο) και B4 (Κόκκινο). Επίσης, και η ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης του νερού (R_{rs}) αυξάνεται μαζί με το SPM, δίνοντας συντελεστή R^2 ίσο με 0.65 ($p < 0.005$) και 0.87 ($p < 0.005$), αντίστοιχα.

Για το B2 (Μπλε), υπάρχει αδύναμη συσχέτιση (και αρνητική) ($R^2 = 0.18$, $t = -1.98$, $p > 0.005$), επιβεβαιώνοντας ότι η κυανή ζώνη δεν θεωρείται ότι είναι η καταλληλότερη, τουλάχιστον μόνη της, για τη βαθμονόμηση και την επικύρωση της επιφανειακής ανακλαστικότητας που προέρχεται από δορυφόρο, σε σχέση με τις μετρήσεις πεδίου SPM, ιδιαίτερα δίπλα στο στόμιο του ποταμού.

Οι *in-situ* τιμές του SPM είχαν μεγαλύτερη συσχέτιση με:

- i. την ανακλαστικότητα στην κόκκινη φασματική ζώνη, $R_{rs}(655)$ ($R^2 = 0.89$),
- ii. το τετράγωνο του αθροίσματος $R_{rs}(560) + R_{rs}(655)$ ($R^2 = 0.84$),
- iii. την αναλογία $R_{rs}(655) / R_{rs}(480)$ ($R^2 = 0.82$) και
- iv. το άθροισμα $R_{rs}(560) + R_{rs}(655)$ ($R^2 = 0.76$).

Η καλύτερη συσχέτιση ($R^2 = 0.92$) λαμβάνεται από τον συνδυασμό των φασματικών ζωνών στο πράσινο και το κόκκινο και ένας τοπικός αλγόριθμος προκύπτει για την πρόβλεψη της συγκέντρωσης SPM (mg l^{-1}) από την επιφανειακή ανακλαστικότητα R_{rs} του Landsat-8:

$$\text{SPM}_{R_{rs}(\lambda)} = 5944.3X + 1.41$$

όπου $X = \frac{R_{rs}(655)^2}{R_{rs}(560) + R_{rs}(655)}$.

Το τοπικό μοντέλο επικυρώθηκε χρησιμοποιώντας την τεχνική LOOCV και η στατιστική ανάλυση έδειξε τη σταθερότητα του μοντέλου ($R^2 = 0.92$, $\text{RMSE} = 0.89$).

Στους πιο απομακρυσμένους σταθμούς από την ακτογραμμή, όπου κυριαρχούν οι ιδιότητες BSW και ο πυρήνας μιας υψηλής συγκέντρωσης SPM βρίσκεται στο θερμοκλινές, συναντώνται οι μεγαλύτερες αποκλίσεις *in-situ* και δορυφορικών ανακλαστικότητων.

Τα δορυφορικά δεδομένα τείνουν να υποτιμούν ελαφρώς τις R_{rs} σε σταθμούς κατά μήκος του βορειοδυτικού παράκτιου τμήματος του κόλπου της Αλεξανδρούπολης. Αν και αυτοί οι σταθμοί έχουν είτε υψηλή (Σταθμοί A23 και S2) είτε χαμηλή συγκέντρωση SPM (Σταθμοί A8, A24 και A24b), ωστόσο, και οι δύο ομάδες χαρακτηρίζονται από χαμηλή πυκνότητα 17-18 kg m^{-3} .

Συγκρίνοντας τα μοντέλα εκτίμησης του SPM, βασισμένα στον αλγόριθμο του Nechad και τον βαθμονομημένο αλγόριθμο του Nechad, διαπιστώνεται ότι το μοντέλο μονού καναλιού (B4) παρουσίασε καλή συσχέτιση με τις επιτόπιες μετρήσεις ($R^2 = 0.82$), ενώ το βαθμονομημένο μοντέλο δημιουργεί ανάκτηση SPM με 91% συμφωνία, που αντιστοιχούν σε συντελεστή παλινδρόμησης $R^2 = 0.83$ και ενός μέσου τετραγωνικού σφάλματος ρίζας (RMSE) 3.5. Η δοκιμή της αποτελεσματικότητας του τοπικού αλγορίθμου με τις επιτόπιες μετρήσεις SPM, δείχνει μια βελτιωμένη προσαρμογή συμφωνίας 96%, με $R^2 = 0.93$.

Η ποσοτική αξιολόγηση υποδηλώνει ότι υπάρχει μία μέση υπερεκτίμηση ~20% των R_{rs} στα περισσότερα κανάλια L8 / OLI, σε σύγκριση με τις επιτόπιες μετρήσεις R_{rs} . Ως εκ τούτου, αναμένεται επίσης υπερεκτίμηση των τιμών SPM.

Από τη διασπορά του SPM προερχόμενου από την εικόνα L8 / OLI, που υπολογίστηκε από τον τοπικό αλγόριθμο οι μέγιστες τιμές SPM (~15 mg l⁻¹) συναντώνται κοντά στο δέλτα του ποταμού Έβρου, ενώ προς τα δυτικά οι ποσότητες εξασθενούν, αγγίζοντας τα ελάχιστα (~0.3 mg l⁻¹).

Εποχιακή παρακολούθηση της διασποράς του SPM

Η εποχιακή μελέτη της διασποράς του SPM στο Ανατολικό Θρακικό Πέλαγος με τη χρήση δορυφορικών εικόνων Landsat-8 έχει τα εξής χαρακτηριστικά:

- Έντονη επιφανειακή θολερότητα κοντά στις εκβολές του ποταμού Έβρου, η οποία δεν απουσιάζει καθ' όλη τη διάρκεια του έτους, τουλάχιστον κοντά στο στόμιο του ποταμού.
- Υψηλές τιμές αιωρούμενου υλικού συναντώνται επίσης στη βόρεια παράκτια ζώνη της περιοχής, μπροστά από την πόλη της Αλεξανδρούπολης.
- Ποσοτικά, η μέση ετήσια συγκέντρωση SPM ποικίλει μεταξύ 0.01 mg l⁻¹ (καλοκαίρι) στο δυτικό τμήμα της περιοχής και ~25 mg l⁻¹ (άνοιξη) στο δέλτα του Έβρου, κάνοντας εμφανή την εποχικότητα στη διακύμανση του SPM.
- Η χωρική κατανομή του SPM συνδέεται άμεσα εκτός από τις απορροές του ποταμού και με κλιματολογικούς παράγοντες (ταχύτητα και διεύθυνση ανέμου, κύμα, βροχοπτώσεις), καθώς και με τη δύναμη Coriolis.
- Οι εποχιακές δορυφορικές εκτιμήσεις των συγκεντρώσεων SPM παρουσιάζονται ελαφρώς υπερεκτιμημένες (15%) σε σχέση με βιβλιογραφικές αναφορές. Αυτή η υπερεκτίμηση μπορεί να οφείλεται είτε σε ένα εναπομείναν ποσοστό σφάλματος (~20%) στις δορυφορικές εκτιμήσεις, είτε στην αυξημένη ποτάμια απορροή και τα έντονα κλιματικά επεισόδια τις ημερομηνίες πριν τη λήψη της δορυφορικής εικόνας.

6.1.5.2 MSI Sentinel-2 (Εξωτερικός Θερμαϊκός (ΒΔ Αιγαίο))

Από την επεξεργασία και ανάλυση της δορυφορικής εικόνας MSI Sentinel-2 που απεικονίζει τις εκβολές του Πηνειού στις 8 Ιουνίου 2018 προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα:

Ατμοσφαιρική Διόρθωση

Από την εφαρμογή στην εικόνα τριών διαφορετικών μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης (DOS, FLAASH, Sen2Cor) και της συνδυαστικής των τριών προηγούμενων (Combined), η Sen2Cor εμφάνισε το χαμηλότερο σφάλμα για το κανάλι MSI B4 (MAPE = 3.31%), ενώ ακολουθεί το κανάλι MSI B5, με MAPE = 5.8%.

Ακολουθεί η μέθοδος FLAASH με γενικευμένη εικόνα χαμηλών σφαλμάτων (<25%), εκτός του καναλιού B5, όπου το MAPE υπολογίστηκε 67.39%.

Η μέθοδος DOS λειτούργησε σχετικά καλά μόνο για το κανάλι B1, με ποσοστό σφάλματος MAPE 36.99%, όμως δεν συνέβη το ίδιο για τα υπόλοιπα τέσσερα κανάλια, όπου ο συντελεστής σφάλματος MAPE είναι μεγαλύτερος από 65%.

Και οι τρεις μέθοδοι εμφανίζουν το μεγαλύτερο σφάλμα στο κανάλι B5, με ποσοστά ασυμφωνίας >65%. Η μέθοδος FLAASH παράγαγε τιμές R_{rs} που έρχονται σε συμφωνία με τα δεδομένα αναφοράς, όμως δημιουργούνται υπό ή υπερ εκτιμήσεις (under or over estimations), για όλα τα κανάλια που δοκιμάστηκαν.

Η συνδυαστική μέθοδος (Combined) έδειξε σχετικά χαμηλές τιμές MAPE μόνο για τα κανάλια B1 και B2, ενώ στο κανάλι B5 το σφάλμα είναι το μεγαλύτερο από όλες τις μεθόδους (124.8%).

Η συσχέτιση μεταξύ *in-situ* και εκτιμώμενων δορυφορικών τιμών R_{rs} είναι μεγαλύτερη από 80% στις συγκρίσεις της μεθόδου FLAASH και Sen2Cor ($R^2_{FLAASH} = 0.80$, $R^2_{Sen2Cor} = 0.95$), ενώ πολύ χαμηλές είναι οι συσχετίσεις από τη μέθοδο DOS ($R^2_{DOS} = 0.23$) και του συνδυασμού των μεθόδων ($R^2_{COMBINED} = 0.21$).

Η μέθοδος Sen2Cor φαίνεται να δίδει τα πιο αξιόπιστα αποτελέσματα R_{rs} , ενώ η μέθοδος FLAASH υπόσχεται εξίσου καλά αποτελέσματα.

Βαθμονόμηση Δορυφορικών Μοντέλων SPM

Από τη διαδικασία βαθμονόμησης των δύο μοντέλων ανάκτησης SPM για την εικόνα S2/OLI, προέκυψαν οι σταθμισμένοι αλγόριθμοι των εξισώσεων:

- (1) του εμπειρικού μοντέλου πολλαπλών φασματικών ζωνών του [Siswanto et al. \(2011\)](#):

$$\text{EA-MB} \rightarrow \log(\text{SPM}) = 0.17 + 22.9 \times Y1 - 0.46 \times Y2$$

όπου $Y1 = R_{rs}(560) + R_{rs}(665)$, $Y2 = R_{rs}(490)/R_{rs}(560)$ και

- (2) του ημι-αναλυτικού μοντέλου των [Nechad et al \(2010\)](#):

$$\text{SAA} \rightarrow \text{SPM} = \frac{349.6 \rho_w(\lambda)}{1 - \rho_w(\lambda)/3.61}$$

όπου $\rho_w(\lambda) = R_{rs}(\lambda)$ και λ το S2A B4 κόκκινο κανάλι.

Η απόδοση του μοντέλου των [Nechad et al \(2010\)](#) παρέχει την καλύτερη ακρίβεια ανάκτησης σε σύγκριση με το μοντέλο [Siswanto](#), με RMSE 3.059. Το μοντέλο του [Nechad](#), ωστόσο, τείνει να υπερεκτιμά τις συγκεντρώσεις SPM σε σχετικά καθαρά νερά (χαμηλές συγκεντρώσεις).

Η προσέγγιση [Siswanto](#) δείχνει αρκετά καλή απόδοση στην ανάκτηση SPM (RMSE = 0.85), αν και τείνει να υπερεκτιμά το SPM σε χαμηλές συγκεντρώσεις.

Η στατιστική ανάλυση της βαθμονόμησης του μοντέλου των [Nechad et al. \(2010\)](#) στη περίπτωση της συγκεντρώσεων SPM στις εκβολές του Πηνειού δείχνει ότι είναι πολύ καλά συντονισμένο (αξιόπιστο), καθώς αποδίδει:

- μέση σχετική απόλυτη διαφορά MRAD = 57.47%,
- Bias(%) = 125.17,
- μέσο τετραγωνικό σφάλμα ρίζας RMSE = 0.83 και
- συντελεστή συσχέτισης $R^2 = 0.90$.

Ανάπτυξη Τοπικού Αλγορίθμου

Οι φασματικές ζώνες στο ορατό φάσμα του Sentinel-2 MSI παρουσιάζουν υψηλότερη συσχέτιση με τις τιμές *in-situ* SPM για τις ζώνες B3 (Πράσινο) και B4 (Κόκκινο), καθώς η ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης του νερού (R_{rs}) αυξάνεται μαζί με το SPM και ο συντελεστής R^2 ισούται με 0.58 ($p < 0.005$) και 0.91 ($p < 0.005$), αντίστοιχα.

Για το B1 (coastal), υπάρχει αδύναμη συσχέτιση (αλλά όχι αρνητική) ($R^2 = 0.47$, $t = 3.16$, $p > 0.005$), επιβεβαιώνοντας ότι η κυανή ζώνη δεν θεωρείται ότι είναι η καταλληλότερη, τουλάχιστον μόνη της, για τη βαθμονόμηση και την επικύρωση της επιφανειακής ανακλαστικότητας που προέρχεται από δορυφόρο, σε σχέση με τις μετρήσεις πεδίου SPM, ιδιαίτερα δίπλα στο στόμιο του ποταμού.

Οι τιμές *in-situ* SPM είχαν μεγαλύτερη συσχέτιση με:

- i. την ανακλαστικότητα στην κόκκινη φασματική ζώνη, R_{rs} (655) ($R^2 = 0.92$),
- ii. το άθροισμα R_{rs} (655) + R_{rs} (490) ($R^2 = 0.82$) και
- iii. το άθροισμα R_{rs} (655) + R_{rs} (705) ($R^2 = 0.83$).

Η καλύτερη συσχέτιση ($R^2 = 0.95$) λαμβάνεται από τον συνδυασμό των φασματικών ζωνών B2, B4, B5 και ένας τοπικός αλγόριθμος προκύπτει για την πρόβλεψη της συγκέντρωσης SPM (mg l^{-1}) από την επιφανειακή ανακλαστικότητα R_{rs} του Sentinel-2:

$$\text{SPM}_{R_{rs}(\lambda)} = 364.01X - 2.94$$

όπου $X = R_{rs}(665) + R_{rs}(560) + R_{rs}(705) - R_{rs}(490)$.

Το τοπικό μοντέλο επικυρώθηκε χρησιμοποιώντας την τεχνική LOOCV και η στατιστική ανάλυση έδειξε τη σταθερότητα του μοντέλου ($R^2 = 0.95$, $\text{RMSE} = 0.51$).

Στους πιο απομακρυσμένους σταθμούς από την ακτογραμμή, όπου κυριαρχούν οι ιδιότητες BSW και ο πυρήνας μιας υψηλής συγκέντρωσης SPM βρίσκεται στο θερμοκλινές, συναντώνται οι μεγαλύτερες αποκλίσεις *in-situ* και δορυφορικών ανακλαστικότητων.

Τα προσομοιωμένα δορυφορικά προϊόντα παρουσιάζουν μεγαλύτερη διακύμανση ανάκλασης σε σχέση με το μήκος κύματος και την τοποθεσία, κυρίως στις φασματικές ζώνες του μπλε και του πράσινου (490 nm, 560 nm).

Συγκρίνοντας τα μοντέλα εκτίμησης του SPM, βασισμένα στον αλγόριθμο του Nechad και τον βαθμονομημένο αλγόριθμο του Nechad, διαπιστώνεται ότι το μοντέλο μονού καναλιού (B4) δημιουργεί ανάκτηση SPM με 76% συμφωνία με τις επιτόπιες μετρήσεις που αντιστοιχούν σε συντελεστή παλινδρόμησης $R^2 = 0.58$ και ενός μέσου τετραγωνικού σφάλματος ρίζας $RMSE = 0.67$. Το βαθμονομημένο μοντέλο παρουσίασε σχετικά μικρή βελτίωση ως προς το πρωτότυπο μοντέλο για τη συσχέτιση επιτόπιων μετρήσεων με τα δορυφορικά προϊόντα, αποδίδοντας $R^2 = 0.59$. Η δοκιμή της αποτελεσματικότητας του τοπικού αλγορίθμου με τις επιτόπιες μετρήσεις SPM, δείχνει μια βελτιωμένη προσαρμογή συμφωνίας 98%, με $R^2 = 0.95$.

Η ποσοτική αξιολόγηση υποδηλώνει ότι υπάρχει μία μέση υπερεκτίμηση ~20% των R_{rs} στα περισσότερα κανάλια S2 MSI, σε σύγκριση με τις επιτόπιες μετρήσεις R_{rs} . Ως εκ τούτου, αναμένεται επίσης υπερεκτίμηση στα δορυφορικά προϊόντα τιμών SPM.

Από τη διασπορά του SPM προερχόμενου από την εικόνα Sentinel-2, που υπολογίστηκε από τον τοπικό αλγόριθμο οι μέγιστες τιμές SPM (~7 mg l⁻¹) συναντώνται κοντά στο δέλτα του ποταμού, ενώ προς τα ανατολικά οι ποσότητες εξασθενούν, αγγίζοντας τα ελάχιστα (~0.15 mg l⁻¹).

Εποχιακή παρακολούθηση της διασποράς του SPM

Χρονικά, από την εποχιακή μελέτη της διασποράς του SPM στον ευρύτερο χώρο των εκβολών του Πηνειού, όπως αυτή εξετάστηκε μέσω δορυφορικών εικόνων Sentinel-2 διαπιστώνεται ότι:

- η περιοχή χαρακτηρίζεται από ήπια επιφανειακή θολερότητα κοντά στο στόμιο του Πηνειού ποταμού, η οποία δεν απουσιάζει καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Υψηλές τιμές αιωρούμενου υλικού συναντώνται επίσης στη βόρεια παράκτια ζώνη της περιοχής.
- Χωρικά, η μέση ετήσια συγκέντρωση SPM ποικίλει μεταξύ 0.01 mg l⁻¹ (καλοκαίρι) στο δυτικό τμήμα της περιοχής και ~17 mg l⁻¹ (άνοιξη) στο στόμιο του Πηνειού, ενώ σταδιακά μειώνεται όσο απομακρυνόμαστε από την ακτογραμμή και σε μέγιστη οριζόντια απόσταση ~5 km, κάνοντας εμφανή την εποχικότητα στη διακύμανση του SPM.

Η χωρική κατανομή του SPM συνδέεται άμεσα εκτός από τις απορροές του ποταμού και με κλιματολογικούς παράγοντες (ταχύτητα και διεύθυνση ανέμου, κύμα, βροχοπτώσεις), καθώς και με τη γενική κυκλοφορία στο Θερμαϊκό κόλπο.

6.2 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

- ✓ Τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής υποδεικνύουν ότι τα δορυφορικά προϊόντα Landsat-8 & Sentinel-2 μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την ποσοτικοποίηση των συγκεντρώσεων αιωρούμενου υλικού στο επιφανειακό στρώμα της υδάτινης στήλης του Β. Αιγαίου. Επιπλέον, οι τιμές SPM που υπολογίστηκαν από τα δορυφορικά προϊόντα Sentinel-2 ήταν οι πιο συνεπείς με τα αντίστοιχα *in-situ* δεδομένα, σε σχέση με τα αποτελέσματα από τα δορυφορικά προϊόντα Landsat-8.
- ✓ Ο Sentinel-2 είναι καταλληλότερος για λεπτομερή ανάλυση στις παράκτιες περιοχές, ανά μικρότερο χρονικό διάστημα (5 ημέρες), αλλά και χωρικά έχοντας μέγεθος εικονοστοιχείου 10 (20) m x 10 (20) m. Παρ' όλ' αυτά, για τη διαχρονική απεικόνιση της ευρύτερης διασποράς του SPM σε μία μεγαλύτερη περιοχή μελέτης, το μέγεθος του εικονοστοιχείου του Landsat-8 (30 m x 30 m) είναι πολύ χρήσιμο, δημιουργώντας εξίσου αξιόπιστες εκτιμήσεις.
- ✓ Αλγόριθμοι υπολογισμού της αιωρούμενης ύλης βασισμένοι σε συνδυασμούς καναλιών του ορατού και εγγύς υπέρυθρου φάσματος είναι δυνατό να επιτύχουν, όταν απουσιάζουν άλλα οπτικώς ενεργά συστατικά, πλην της ανόργανης ύλης, ακόμη και σε σχετικά χαμηλές συγκεντρώσεις ($<10 \text{ mg l}^{-1}$) ανόργανου υλικού.
- ✓ Συνδυασμός των τιμών ανακλαστικότητας σε διαφορετικές φασματικές ζώνες, έναντι σε ένα μονό κανάλι (Nechad), αποδίδουν καλύτερα αποτελέσματα στη δορυφορική εκτίμηση του αιωρούμενου υλικού, όπως στη περίπτωση του Β. Αιγαίου. Έτσι, δύο ισχυροί εμπειρικοί αλγόριθμοι δημιουργήθηκαν για την εκτίμηση του αιωρούμενου υλικού στο Β. Αιγαίο, χρησιμοποιώντας *in-situ* μετρήσεις ανακλαστικότητας, με μέσο ποσοστό αβεβαιότητας μικρότερο από 10%.
- ✓ Η βελτιωμένη εκτίμηση συγκεντρώσεων SPM του τοπικού αλγορίθμου πολλαπλών καναλιών στον κόλπο της Αλεξανδρούπολης, έναντι του αλγορίθμου πολλαπλών καναλιών της βιβλιογραφίας (Siswanto) έγκειται στην απουσία από τον πρώτο, τιμών ανακλαστικότητας στο μπλε κανάλι. Αντίστοιχα, η βελτιωμένη εκτίμηση συγκεντρώσεων SPM στις εκβολές του Πηνειού από τον τοπικό αλγόριθμο πολλαπλών καναλιών, έναντι του αλγορίθμου πολλαπλών καναλιών της βιβλιογραφίας (Siswanto) έγκειται στην προσθήκη στον πρώτο, τιμών ανακλαστικότητας στο κανάλι red-edge (705 nm).

- ✓ Οπτικές μετρήσεις της οπισθοσκέδασης στο κόκκινο μπορούν εξίσου καλά να εκτιμήσουν τις συγκεντρώσεις της αιωρούμενης ύλης, όχι μόνο επιφανειακά, αλλά και στην ανώτερη στήλη του νερού, με μέσο ποσοστό αβεβαιότητας μικρότερο από 20%.
- ✓ Η διασπορά της ποτάμιας απορροής (πλούμιο) του ποταμού Έβρου, στο ΒΑ Αιγαίο Πέλαγος φαίνεται να επηρεάζεται από την αδράνεια της ποτάμιας απορροής, τη δεξιόστροφη κίνηση του αντικυκλώνα της Σαμοθράκης, την κυκλωνική (αριστερόστροφη) κίνηση των επιφανειακών νερών στο περιθώριο του αντικυκλώνα και προς την ακτή, αλλά και από το ανεμολογικό καθεστώς. Επιπλέον, υποεπιφανειακά (βάθη >5-10 m) φαίνεται τα νερά να κινούνται με αρκετά μεγάλες ταχύτητες προς ΝΔ κατευθύνσεις, αντισταθμίζοντας τη συσσώρευση νερών επί της υφαλοκρηπίδας και της πλησίον αυτής ακτής του ΒΑ Αιγαίου Πελάγους.
- ✓ Η διασπορά της ποτάμιας απορροής του Πηνειού ποταμού φαίνεται να έχει σχέση με τη γενικότερη κυκλοφορία του εξωτερικού Θερμαϊκού Κόλπου (π. χ την παρουσία ενός ημι-μόνιμου κυκλώνα), τη γενικότερη εισροή (κυρίως ανατολικά) και εκροή (κατά μήκος της Δ. ακτή) νερών στο Θερμαϊκό Κόλπο, καθώς και το επικρατών αλλά και μεταβαλλόμενο ανεμολογικό καθεστώς. Σαφείς ενδείξεις υποδεικνύουν τη συγκέντρωση λεπτόκοκκου υλικού στην εγγύς των εκβολών του Πηνειού ποταμού αβαθή (<5 m) περιοχή, ευρισκόμενη βόρεια αυτών.
- ✓ Η εκτίμηση του SPM από τους τοπικούς αλγόριθμους σε δορυφορικές εικόνες Landsat-8 για τον κόλπο της Αλεξανδρούπολης & Sentinel-2, για τις εκβολές του Πηνειού, σε συνδυασμό με την εικόνα της κυκλοφορίας των επιφανειακών θαλάσσιων μαζών σε κάθε περιοχή μελέτης, μπορούν να αποτελέσουν ένα σύγχρονο εργαλείο χωρο-χρονικής παρακολούθησης της αιωρούμενης ύλης.
- ✓ Η χρησιμότητα της παρακολούθησης του αιωρούμενου υλικού συμβάλλει στην κατανόηση της ιζηματογένεσης υφαλοκρηπίδας, στη διερεύνηση της σύστασής του (οργανικού ανόργανου), στη διασπορά του πλουμίου (ιδιαίτερα σε περιπτώσεις διασυνοριακών ποταμών), αλλά και ενδεχόμενων ρυπαντικών φορτίων (συμπεριλαμβανομένης και της ραδιενέργειας - βλ. Chernobyl), στη διαύγεια των παράκτιων περιοχών για τον τουρισμό, αλλά και για τα ιχθυοτροφεία και ιδιαίτερα για τις μυδο-καλλιέργειες.

6.3 ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΈΡΕΥΝΑ

Με βάση τα αποτελέσματα – συμπεράσματα της παρούσας διατριβής, περαιτέρω διερεύνηση ή/και βελτίωση θα μπορούσε να επιτευχθεί βάσει των παρακάτω προτάσεων:

- ✓ Εκτενέστερη μελέτη απαιτείται ως προς τις μετρήσεις ανακλαστικότητας σε συνδυασμό με μετρήσεις θολερότητας (turbidity), με παράλληλες παρατηρήσεις ως προς τα χαρακτηριστικά της αιωρούμενης ύλης, το μέγεθος κόκκων, τον δείκτη διάθλασης και τις ιδιότητες σκέδασης. Επιπλέον, πιο ενδελεχής έρευνα των παραγόντων που επηρεάζουν το SPM και τον συντελεστή οπισθοσκέδασης b_{bp} , καθώς και του τρόπου με τον οποίο αυτές οι παράμετροι ποικίλουν με τη γεωγραφική θέση, την εποχή και τους περιβαλλοντικούς παράγοντες, είναι αναγκαία, εάν στοχεύουμε να ελαχιστοποιήσουμε τα σφάλματα των εκτιμήσεων του SPM.
- ✓ Η βελτίωση της ακρίβειας της μεθόδου θα μπορούσε να επιτευχθεί μέσω της αντικατάστασης του μήκους κύματος της μέγιστης ανακλαστικότητας από πληροφορίες σε τέσσερα μήκη κύματος με πιο ακριβείς παρατηρήσεις του κέντρου μήκους κύματος (και στα τέσσερα κανάλια), ενισχύοντας την ακρίβεια της προτεινόμενης τεχνικής.
- ✓ Η εφαρμογή των ίδιων αλγορίθμων σε άλλες περιοχές της Ελλάδος αλλά και της Μεσογείου θα αποτελέσει μια επιπλέον δοκιμή της ακρίβειάς τους, αλλά και της δυνατότητας τους ως προς τη κλίμακα στην οποία αυτοί οι αλγόριθμοι θα μπορούν να χρησιμοποιούνται γενικότερα.
- ✓ Περαιτέρω βελτιώσεις δύνανται να γίνουν ως προς την ατμοσφαιρική διόρθωση των εικόνων Landsat-8 και Sentinel-2, σε ύδατα με χαμηλές συγκεντρώσεις αιωρούμενου υλικού (ύδατα τύπου 2), συμπεριλαμβάνοντας και συνεκτιμώντας κι άλλες μεθόδους.
- ✓ Οι μέθοδοι που παρουσιάζονται στην παρούσα μελέτη θα πρέπει να εφαρμοστούν και σε άλλους τύπους δορυφορικών δεδομένων (MODIS, Sentinel-3), ώστε να διερευνηθεί η ακρίβεια εφαρμογής τους σε αισθητήρες με διαφορετικά χαρακτηριστικά (χωρική ανάλυση, αριθμός φασματικών ζωνών κτλ.).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ξενόγλωσση

1. Adler-Golden, S. M., Matthew, M. W., Bernstein, L. S., Levine, R. Y., Berk, A., Richtsmeier, S. C., Acharya, P. K., Anderson, G. P., Felde, J. W., Gardner, J. A., Hoke, M. L., Jeong, L. S., Pukall, B., Ratkowski, A. J., & Burke, H. K. (1999). Atmospheric Correction for Short-Wave Spectral Imagery Based On. *Proceedings of SPIE*, 3753, 61-70.
2. Airborne, Compact, Spectrographic Imager, St John, and U S Virgin Islands. (2005). 5: Removing Sun Glint From Compact Airborne Spectrographic Imager (Casi) Imagery, Aim of Lesson The Bilko 3 Image Processing Software Image Data The Problem of Sun Glint. *System*.
3. Alexandersson, H., Tuomenvirta, H., Schmith, T., & Iden, K. (2000). Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Climate Research*, 14(1), 71-73.
4. Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO *Irrigation and drainage paper* 56. Fao, Rome, 300(9), D05109.
5. Aller, R. C. (1998). Mobile deltaic and continental shelf muds as suboxic, fluidized bed reactors. *Marine Chemistry*, 61(3-4), 143-155.
6. Alpar, B. (2001). Plio-Quaternary history of the Turkish coastal zone of the Enez-Evros Delta: NE Aegean Sea. *Mediterranean Marine Science*, 2(2), 95-118.
7. Alvain, S., Moulin, C., Dandonneau, Y., & Loisel, H. (2008). Seasonal distribution and succession of dominant phytoplankton groups in the global ocean: A satellite view. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(3).
8. Amorocho, J., & DeVries, J. J. (1980). A new evaluation of the wind stress coefficient over water surfaces. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 85(C1), 433-442.
9. Anastasiou, S., Sylaios, G. K., & Tsihrintzis, V. A. (2015). Suspended particulate matter estimates using optical and acoustic sensors: application in Nestos River plume (Thracian Sea, North Aegean Sea). *Environmental monitoring and assessment*, 187(6), 392.
10. Androulidakis, Y. S., Krestenitis, Y. N., & Kourafalou, V. H. (2012). Connectivity of North Aegean circulation to the Black Sea water budget. *Continental Shelf Research*, 48, 8-26.

11. Angelidis, M. O., & Athanasiadis, A. I. (1995). Pollution mechanisms in a Ramsar wetland: Delta of the River Evros, Greece. *Aquatic Sciences*, 57(2), 161-171.
12. Angelidis, P., and Kotsikas, M. (2009). Management of Upstream Dams and Flood Protection of the Transboundary River Evros / Maritza. *Water Resources Management*, 24, 2467–2484.
13. Athanassoulis, G. A., & Skarsoulis, E. K. (1992). Wind and wave atlas of the northeastern Mediterranean Sea. *Laboratory of Ship and Marine Hydrodynamics*.
14. Balopoulos, E. T., Collins, M. B., & James, A. E. (1986). Satellite images and their use in the numerical modelling of coastal processes. *International Journal of Remote Sensing*, 7(7), 905-919.
15. Behrenfeld, M. J., & Falkowski, P. G. (1997). Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnology and oceanography*, 42(1), 1-20.
16. Bhargava, D. S., & Mariam, D. W. (1991). Light penetration depth, turbidity and reflectance related relationship and models. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 46(4), 217-230.
17. Bhattacharya, J. P., & Giosan, L. (2003). Wave-influenced deltas: Geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50(1), 187-210.
18. Binding, C. E., Jerome, J. H., Bukata, R. P., & Booty, W. G. (2010). Suspended particulate matter in Lake Erie derived from MODIS aquatic colour imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 31(19), 5239-5255.
19. Bonsdorff, E., Blomqvist, E. M., Mattila, J., & Norkko, A. (1997). Coastal eutrophication: causes, consequences and perspectives in the archipelago areas of the northern Baltic Sea. *Estuarine, coastal and shelf science*, 44, 63-72.
20. Boss, E., & Pegau, W. S. (2001). Relationship of light scattering at an angle in the backward direction to the backscattering coefficient. *Applied Optics*, 40(30), 5503-5507.
21. Boss, E., Slade, W. H., Behrenfeld, M., & Dall'Olmo, G. (2009). Acceptance angle effects on the beam attenuation in the ocean. *Optics Express*, 17(3), 1535-1550.
22. Boss, E., Taylor, L., Gilbert, S., Gundersen, K., Hawley, N., Janzen, C., & Smith, G. J. (2009). Comparison of inherent optical properties as a surrogate for particulate matter concentration in coastal waters. *Limnology and Oceanography: Methods*, 7(11), 803-810.
23. Bowers, D. G., Harker, G. E. L., Smith, P. S. D., & Tett, P. (2000). Optical properties of a region of freshwater influence (the Clyde Sea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50(5), 717-726.

24. Bowers, D. G., & Mitchelson-Jacob, E. G. (1996). Inherent optical properties of the Irish Sea determined from underwater irradiance measurements. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 43(4), 433-447.
25. Bricaud, A., & Stramski, D. (1990). Spectral absorption coefficients of living phytoplankton and nonalgal biogenous matter: A comparison between the Peru upwelling area and the Sargasso Sea. *Limnology and oceanography*, 35(3), 562-582.
26. Brivio, P., LECHI-LECHI, G., & Zilioli, E. (2006). *Principi e metodi di telerilevamento* (pp. 1-525). CittaStudi.
27. Brown, J., & Simpson, J. H. (1990). The radiometric determination of total pigment and seston and its potential use in shelf seas. *Estuarine, coastal and shelf science*, 31(1), 1-9.
28. Carpintero, M. I. R. I. A. M., Polo, M. J., & Salama, S. (2015). Simultaneous atmospheric correction and quantification of suspended particulate matter in the Guadalquivir estuary from Landsat images. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 368, 15-20.
29. Chapra, S. C. (1997). *Surface Water-Quality Modeling*, McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering.
30. Chavez Jr, P. S. (1988). An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote sensing of environment*, 24(3), 459-479.
31. Chen, Z., Hanson, J. D., & Curran, P. J. (1991). The form of the relationship between suspended sediment concentration and spectral reflectance: its implications for the use of Daedalus 1268 data. *International Journal of Remote Sensing*, 12(1), 215-222.
32. Chester, R., & Johnson, L. R. (1971). Trace element geochemistry of North Atlantic aeolian dusts. *Nature*, 231(5299), 176.
33. Chronis, G., Lykousis, V., Balopoulos, E., & Papageorgiou, E. (1988). Conditions hydrosedimentaires en Mediterranee Nord-Orientale. Application aux plateformes deltaiques, NO Mer-Egee (plateau de Thermaikos bassin de Sporadhes). Project EURECOMARGE. *Proc. Congr. Comm. Int. Explor. Sci. Medit.(Athens)*, 31(Part 2), 296.
34. Coleman, J. M., & Wright, L. D. (1975). Modern river deltas: variability of processes and sand bodies.
35. Concha, J. A., & Schott, J. R. (2014). In-water component retrieval over Case 2 water using Landsat 8: Initial results. In *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 4458-4461). IEEE.

36. Cordero, S. G. (1999). The use of thermal satellite data in dense water formation studies in the Mediterranean Sea. *Journal of marine systems*, 20(1-4), 175-186.
37. Curran, P. J., & Novo, E. M. L. M. (1988). The relationship between suspended sediment concentration and remotely sensed spectral radiance-a review. *Journal of Coastal Research*, 4(3), 351-368.
38. Davies-Colley, R. J. (1983). Optical properties and reflectance spectra of 3 shallow lakes obtained from a spectrophotometric study. *New Zealand journal of marine and freshwater research*, 17(4), 445-459.
39. Davies-Colley, R. J., & Smith, D. G. (2001). Turbidity suspended sediment, and water clarity: a review 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 37(5), 1085-1101.
40. Dekker, A. G., Vos, R. J., & Peters, S. W. M. (2001). Comparison of remote sensing data, model results and in situ data for total suspended matter (TSM) in the southern Frisian lakes. *Science of the Total Environment*, 268(1-3), 197-214.
41. Doerffer, R., & Fischer, J. (1994). Concentrations of chlorophyll, suspended matter, and gelbstoff in case II waters derived from satellite coastal zone color scanner data with inverse modeling methods. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C4), 7457-7466.
42. Dogliotti, A. I., Ruddick, K. G., Nechad, B., Doxaran, D., & Knaeps, E. (2015). A single algorithm to retrieve turbidity from remotely-sensed data in all coastal and estuarine waters. *Remote Sensing of Environment*, 156, 157-168.
43. Doxaran, D., Froidefond, J. M., & Castaing, P. (2002). A reflectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sediment-dominated coastal waters. *International Journal of Remote Sensing*, 23(23), 5079-5085.
44. Doxaran, D., Froidefond, J. M., Lavender, S., & Castaing, P. (2002). Spectral signature of highly turbid waters: Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations. *Remote sensing of Environment*, 81(1), 149-161.
45. Drakopoulos, P. G., Petihakis, G., Zervakis, V., Nittis, K. (2009). POSEIDON system: Environmental monitoring with new generation optical instruments. *Proceedings of the Second International CEMEPE and SECOTOX*, Mykonos Island, Greece, 395-399.
46. Drusch, M., Del Bello, U., Carlier, S., Colin, O., Fernandez, V., Gascon, F., & Meygret, A. (2012). Sentinel-2: ESA's optical high-resolution mission for GMES operational services. *Remote sensing of Environment*, 120, 25-36.

47. Eisma, D., & Irion, G. (1988). Suspended matter and sediment transport. In, Pollution of the North Sea: an assessment. W. Salomons, BL Bayne, EK Duursma and U. Förstner.
48. Fettweis, M., & Van den Eynde, D. (2003). The mud deposits and the high turbidity in the Belgian–Dutch coastal zone, southern bight of the North Sea. *Continental Shelf Research*, 23(7), 669-691.
49. Franz, B. A., Bailey, S. W., Kuring, N., & Werdell, P. J. (2015). Ocean color measurements with the Operational Land Imager on Landsat-8: implementation and evaluation in SeaDAS. *Journal of Applied Remote Sensing*, 9(1), 096070.
50. Gerace, A. D., Schott, J. R., & Nevins, R. (2013). Increased potential to monitor water quality in the near-shore environment with Landsat’s next-generation satellite. *Journal of Applied Remote Sensing*, 7(1), 073558.
51. Giannouli, D.I., Karditsa, A., Poulos, S., and Vassilakis, E. 2014. Morphological evolution of the Evros River Deltaic shoreline. *Proceedings of the 10th International Congress of the Hellenic Geographical Society*.
52. Gohin, F., & Stanev, E. (2011). Annual cycles of chlorophyll-a, non-algal suspended particulate matter, and turbidity observed from space and in-situ in coastal waters. *Ocean Science*, 7(5).
53. Gohin, F., Loyer, S., Lunven, M., Labry, C., Froidefond, J. M., Delmas, D., & Herbland, A. (2005). Satellite-derived parameters for biological modelling in coastal waters: Illustration over the eastern continental shelf of the Bay of Biscay. *Remote Sensing of environment*, 95(1), 29-46.
54. Gordon, H. R., Brown, O. B., Evans, R. H., Brown, J. W., Smith, R. C., Baker, K. S., & Clark, D. K. (1988). A semianalytic radiance model of ocean color. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 93(D9), 10909-10924.
55. Gordon, H. R., & Morel, A. Y. (2012). *Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery: a review* (Vol. 4). Springer Science & Business Media.
56. Gordon, H. R. (1989). Can the Lambert-Beer law be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water?. *Limnology and Oceanography*, 34(8), 1389-1409.
57. Gordon, H. R., Brown, O. B., & Jacobs, M. M. (1975). Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Applied optics*, 14(2), 417-427.

58. Green, E., Mumby, P., Edwards, A., & Clark, C. (2000). *Remote Sensing: Handbook for Tropical Coastal Management*. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO).
59. Ha, N., Koike, K., & Nhuan, M. (2013). Improved accuracy of chlorophyll-a concentration estimates from MODIS imagery using a two-band ratio algorithm and geostatistics: As applied to the monitoring of eutrophication processes over Tien Yen Bay (Northern Vietnam). *Remote Sensing*, 6(1), 421-442.
60. Han, L., Rundquist, D. C., Liu, L. L., Fraser, R. N., & Schalles, J. F. (1994). The spectral responses of algal chlorophyll in water with varying levels of suspended sediment. *International Journal of Remote Sensing*, 15(18), 3707-3718.
61. Han, L. (1997). Spectral reflectance with varying suspended sediment concentrations in clear and algae-laden waters. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 63(6), 701-705.
62. Hedges, J. I., & Keil, R. G. (1995). Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Marine chemistry*, 49(2-3), 81-115.
63. Hedley, J. D., Harborne, A. R., & Mumby, P. J. (2005). Simple and robust removal of sun glint for mapping shallow-water benthos. *International Journal of Remote Sensing*, 26(10), 2107-2112.
64. Hochberg, E. J., Andréfouët, S., & Tyler, M. R. (2003). Sea surface correction of high spatial resolution Ikonos images to improve bottom mapping in near-shore environments. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 41(7), 1724-1729.
65. Hodges, B., & Dallimore, C. (2006). Estuary, lake and coastal ocean model: ELCOM v2. 2 science manual. *Centre for Water Research, University of Western Australia*.
66. Hooker, S. B. (1993). Ocean color imaging: CZCS to SeaWiFS. *Marine Tech. Soc. J.*, 27, 3-15.
67. Hu, C., Chen, Z., Clayton, T. D., Swarzenski, P., Brock, J. C., & Muller-Karger, F. E. (2004). Assessment of estuarine water-quality indicators using MODIS medium-resolution bands: Initial results from Tampa Bay, FL. *Remote Sensing of Environment*, 93(3), 423-441.
68. Hu, C., Feng, L., Lee, Z., Davis, C. O., Mannino, A., McClain, C. R., & Franz, B. A. (2012). Dynamic range and sensitivity requirements of satellite ocean color sensors: learning from the past. *Applied Optics*, 51(25), 6045-6062.

69. Hu, C., Li, X., Pichel, W. G., & Muller-Karger, F. E. (2009). Detection of natural oil slicks in the NW Gulf of Mexico using MODIS imagery. *Geophysical Research Letters*, 36(1).
70. Hyder, P., Simpson, J. H., Christopoulos, S., & Krestenitis, Y. (2002). The seasonal cycles of stratification and circulation in the Thermaikos Gulf Region Of Freshwater Influence (ROFI), north-west Aegean. *Continental Shelf Research*, 22(17), 2573-2597.
71. Ignatiades, L., Psarra, S., Zervakis, V., Pagou, K., Souvermezoglou, E., Assimakopoulou, G., & Gotsis-Skretas, O. (2002). Phytoplankton size-based dynamics in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean). *Journal of Marine Systems*, 36(1-2), 11-28.
72. Jensen, J. R. (2000). Remote Sensing of the Environment-An Earth Resource Perspective Prentice Hall. Inc., Upper Saddle River, New Jersey.
73. Johnsen, S., Widder, E. A., & Mobley, C. D. (2004). Propagation and perception of bioluminescence: factors affecting counterillumination as a cryptic strategy. *The Biological Bulletin*, 207(1), 1-16.
74. Kanarska, Y., & Maderich, V. (2008). Modelling of seasonal exchange flows through the Dardanelles Strait. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 79(3), 449-458.
75. Kanellopoulos, T. D., Angelidis, M. O., Karageorgis, A. P., Kaberi, H., Kapsimalis, V., & Anagnostou, C. (2006). Geochemical composition of the uppermost prodelta sediments of the Evros River, northeastern Aegean Sea. *Journal of Marine Systems*, 63(1-2), 63-78.
76. Kanellopoulos, T. D., Angelidis, M. O., Georgopoulos, D., & Karageorgis, A. P. (2009). Fate of the Evros River suspended particulate matter in the northern Aegean Sea. *Environmental geology*, 57(8), 1729-1738.
77. Karageorgis, A., Anagnostou, C., Georgopoulos, D., & Albuissou, M. (2000). Distribution of suspended particulate matter determined by in-situ observations and satellite images in the NW Aegean Sea (Greece). *Geo-Marine Letters*, 20(2), 93-100.
78. Karageorgis, A. P., Drakopoulos, P. G., Psarra, S., Pagou, K., Krasakopoulou, E., Banks, A. C., & Papathanassiou, E. (2017). Particle characterization and composition in the NE Aegean Sea: combining optical methods and biogeochemical parameters. *Continental Shelf Research*, 149, 96-111.
79. Karageorgis, A. P., Georgopoulos, D., Kanellopoulos, T. D., Mikkelsen, O. A., Pagou, K., Kontoyiannis, H., & Anagnostou, C. (2012). Spatial and seasonal variability of particulate matter optical and size properties in the Eastern Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 105, 123-134.

80. Karageorgis, A. P., & Anagnostou, C. L. (2003). Seasonal variation in the distribution of suspended particulate matter in the northwest Aegean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C8).
81. Karageorgis, A. P., & Anagnostou, C. L. (2001). Particulate matter spatial–temporal distribution and associated surface sediment properties: Thermaikos Gulf and Sporades Basin, NW Aegean Sea. *Continental Shelf Research*, 21(18-19), 2141-2153.
82. Karditsa, A., & Poulos, S. E. (2013). Sedimentological investigations in a river-influenced tideless coastal embayment: The case of inner continental shelf of the NE Aegean sea. *Continental Shelf Research*, 55, 86-96.
83. Karditsa, A., Poulos, S. E., Botsou, F., Alexakis, D., & Stamatakis, M. (2014). Investigation of major and trace element distribution patterns and pollution status of the surficial sediments of a microtidal inner shelf influenced by a transboundary river. the case of Alexandroupolis Gulf (northeastern Aegean Sea, Greece). *Journal of Geochemical Exploration*, 146, 105-118.
84. Karymbalis, E., Gaki-Papanastassiou, K., Tsanakas, K., & Ferentinou, M. (2016). Geomorphology of the Pinios River delta, Central Greece. *Journal of Maps*, 12(sup1), 12-21.
85. Kawishwar, P. (2007). Atmospheric correction models for retrievals of calibrated spectral profiles from hyperion EO-1 data. ITC.
86. Kay, S., Hedley, J., & Lavender, S. (2009). Sun glint correction of high and low spatial resolution images of aquatic scenes: a review of methods for visible and near-infrared wavelengths. *Remote sensing*, 1(4), 697-730.
87. Kirk, J. T. (1994). *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge university press.
88. Kirk, J. T. O. (2010). *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*, Third edit.
89. Kombiadou, K., & Krestenitis, Y. N. (2012). Fine sediment transport model for river influenced microtidal shelf seas with application to the Thermaikos Gulf (NW Aegean Sea). *Continental Shelf Research*, 36, 41-62.
90. Kong, J. L., Sun, X. M., Wong, D., Chen, Y., Yang, J., Yan, Y., & Wang, L. X. (2015). A semi-analytical model for remote sensing retrieval of suspended sediment concentration in the gulf of Bohai, China. *Remote Sensing*, 7(5), 5373-5397.
91. Kontoyiannis, H., Kourafalou, V. H., & Papadopoulos, V. (2003). Seasonal characteristics of the hydrology and circulation in the northwest Aegean Sea (eastern

- Mediterranean): Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C9).
92. Kopasakis, K. I., Georgoulas, A. N., Angelidis, P. B., & Kotsovinos, N. E. (2012). Simulation of the long term fate of water and pollutants, transported from the Dardanelles plume into the North Aegean Sea. *Applied Ocean Research*, 37, 145-161.
 93. Kourafalou, V., & Tsiaras, K. (2007). A nested circulation model for the North Aegean Sea. *Ocean Science*, 3(1), 1-16.
 94. Kullenberg, G. E. (1975). Ocean dumping sites. *Ocean Management*, 2(3), 189-209.
 95. Kutser, T., Paavel, B., Verpoorter, C., Ligi, M., Soomets, T., Toming, K., & Casal, G. (2016). Remote sensing of black lakes and using 810 nm reflectance peak for retrieving water quality parameters of optically complex waters. *Remote Sensing*, 8(6), 497.
 96. Lathrop, R. G. (1986). TM Utility of Thematic Mapper Data to asses Water Quality in Southern Green Bay and West-Central Lake Michigan. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 52, 671-680.
 97. Lazogiannis K., Poulos, S., Giannouli, D.I., Sifnioti, D. E., Tsanakas, K., Tsoutsia A., Dilalos, S., Ghionis, G., Vassilakis, E., Petrakis S., Tarasi D., and Terezakis G. (2015). Morphological changes along deltaic coastline of pinios river (Thessaly). *Geografies*, 26, 51-58.
 98. Lazogiannis, K., Kotsopoulos, S., Kakagiannis, G., Bakouras, S., Farsirotou, E., Poulos, S., Panagopoulos, A., Ilias, A., Pisinaras, V., Arabatzis, G., Paraskevas Ch., Nastos, P., Alexopoulos, J. D., Matiatos, I., Ghionis, G., Karamousalis, Th., Kotinas, V., Gagkas, Z., & Pappas, I. (2015). Study of surface irrigation water availability and suspended particulate matter concentration during the hydrological year 2013/14. *11th Panhellenic Symposium of Oceanography & Fisheries*.
 99. Lee, Z. P., Du, K. P., & Arnone, R. (2005). A model for the diffuse attenuation coefficient of downwelling irradiance. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C2).
 100. Lee, Z., Ahn, Y. H., Mobley, C., & Arnone, R. (2010). Removal of surface-reflected light for the measurement of remote-sensing reflectance from an above-surface platform. *Optics Express*, 18(25), 26313-26324.
 101. Leijten, J., Perez-Calero, D., Dekker, A., & Peters, S. (2011). SWIMS (hyper Spectral Water Imaging & Monitoring System)-A hyperspectral constellation concept for aquatic ecosystems.

102. Leymarie, E., Doxaran, D., & Babin, M. (2010). Uncertainties associated to measurements of inherent optical properties in natural waters. *Applied optics*, 49(28), 5415-5436.
103. Li, J., Chen, X., Tian, L., Huang, J., & Feng, L. (2015). Improved capabilities of the Chinese high-resolution remote sensing satellite GF-1 for monitoring suspended particulate matter (SPM) in inland waters: Radiometric and spatial considerations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 106, 145-156.
104. Liu, Y., Islam, M. A., & Gao, J. (2003). Quantification of shallow water quality parameters by means of remote sensing. *Progress in physical geography*, 27(1), 24-43.
105. Loisel, H., & Morel, A. (2001). Non-isotropy of the upward radiance field in typical coastal (Case 2) waters. *International Journal of Remote Sensing*, 22(2-3), 275-295.
106. Loisel, H., Mangin, A., Vantrepotte, V., Dessailly, D., Dinh, D. N., Garnesson, P., & Phan, T. M. (2014). Variability of suspended particulate matter concentration in coastal waters under the Mekong's influence from ocean color (MERIS) remote sensing over the last decade. *Remote Sensing of Environment*, 150, 218-230.
107. Loisel, H., Nicolas, J. M., Sciandra, A., Stramski, D., & Poteau, A. (2006). Spectral dependency of optical backscattering by marine particles from satellite remote sensing of the global ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C9).
108. Lu, D., Mausel, P., Brondizio, E., & Moran, E. (2002). Assessment of atmospheric correction methods for Landsat TM data applicable to Amazon basin LBA research. *International Journal of Remote Sensing*, 23(13), 2651-2671.
109. Lykousis, V., Karageorgis, A. P., & Chronis, G. T. (2005). Delta progradation and sediment fluxes since the last glacial in the Thermaikos Gulf and the Sporades Basin, NW Aegean Sea, Greece. *Marine Geology*, 222, 381-397.
110. Lykousis, V., Chronis, G., Tselepides, A., Price, N. B., Theocharis, A., Siokou-Frangou, I., & Georgopoulos, D. (2002). Major outputs of the recent multidisciplinary biogeochemical researches undertaken in the Aegean Sea. *Journal of Marine Systems*, 33, 313-334.
111. Lykousis, V., Collins, M. B., & Ferentinos, G. (1981). Modern sedimentation in the NW Aegean Sea. *Marine Geology*, 43(1-2), 111-130.
112. Ma, R. H., Tang, J. W., & Dai, J. F. (2006). Bio-optical model with optimal parameter suitable for Taihu Lake in water colour remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 27(19), 4305-4328.

113. Main-Knorn, M., Pflug, B., Debaecker, V., & Louis, J. (2015). CALIBRATION AND VALIDATION PLAN FOR THE L2A PROCESSOR AND PRODUCTS OF THE SENTINEL-2 MISSION. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*.
114. Manzo, C., Braga, F., Zaggia, L., Brando, V. E., Giardino, C., Bresciani, M., & Bassani, C. (2018). Spatio-temporal analysis of prodelta dynamics by means of new satellite generation: the case of Po river by Landsat-8 data. *International journal of applied earth observation and geoinformation*, 66, 210-225.
115. Massel, S. R. (2015). *Internal gravity waves in the shallow seas*. Springer International Publishing.
116. Matthews, M. W. (2011). A current review of empirical procedures of remote sensing in inland and near-coastal transitional waters. *International Journal of Remote Sensing*, 32(21), 6855-6899.
117. McClain, C. R. (2009). A decade of satellite ocean color observations. *Annual Review of Marine Science*, 1, 19-42.
118. McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30(2), 109-185.
119. McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 55(1), 217-254.
120. Meade, R. H. (1996). River-sediment inputs to major deltas. In *Sea-level rise and coastal subsidence* (pp. 63-85). Springer, Dordrecht.
121. Le Mehaute, B. (1991). Hydrodynamics of coastal zones: Elsevier Oceanographic Series, Vol. 48, by SR Massel. Elsevier, Amsterdam, 1989, 336 pp., hard cover, Dfl. 200,-US \$105.25, ISBN 0-444-83759.
122. Mobley, C. D. (1999). Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Applied optics*, 38(36), 7442-7455.
123. Mobley, C. D. (1994). *Light and water: radiative transfer in natural waters*. Academic press.
124. MOBLEY, C. D. (2004). Optical modeling of ocean waters: Is the case 1-case 2 classification still useful?. *Oceanogr*, 17(2), 60-67.
125. Mooers, C. N. (1986). *Baroclinic processes on continental shelves* (Vol. 3). American Geophysical Union.

126. Moore, G. F., Aiken, J., & Lavender, S. J. (1999). The atmospheric correction of water colour and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in Case II waters: application to MERIS. *International Journal of Remote Sensing*, 20(9), 1713-1733.
127. Morel, A., & Prieur, L. (1977). Analysis of variations in ocean color 1. *Limnology and oceanography*, 22(4), 709-722.
128. Morel, A. (1974). Optical properties of pure water and pure sea water. *Optical aspects of oceanography*, 1(1), 1-24.
129. Morel, A. (1987). Chlorophyll-specific scattering coefficient of phytoplankton. A simplified theoretical approach. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 34(7), 1093-1105.
130. Morel, A. (2009). Are the empirical relationships describing the bio-optical properties of case 1 waters consistent and internally compatible?. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C1).
131. Morel, A., & Gentili, B. (1991). Diffuse reflectance of oceanic waters: its dependence on Sun angle as influenced by the molecular scattering contribution. *Applied optics*, 30(30), 4427-4438.
132. Morel, A., & Gentili, B. (1996). Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem. *Applied Optics*, 35(24), 4850-4862.
133. Morel, A., & Loisel, H. (1998). Apparent optical properties of oceanic water: dependence on the molecular scattering contribution. *Applied Optics*, 37(21), 4765-4776.
134. Moses, W. J., Gitelson, A. A., Berdnikov, S., & Povazhnyy, V. (2009). Estimation of chlorophyll-a concentration in case II waters using MODIS and MERIS data—successes and challenges. *Environmental Research Letters*, 4(4), 045005.
135. Moutzouris-Sidiris, I., & Topouzelis, K. (2018). Assessment of chlorophyll-a retrievals algorithms from Sentinel-2 satellite data. In *Sixth International Conference on Remote Sensing and Geoinformation of the Environment (RSCy2018)* (Vol. 10773, p. 1077303). International Society for Optics and Photonics.
136. Mueller, J. L., Fargion, G. S., McClain, C. R., Pegau, S., Zaneveld, J. R. V., Mitchell, B. G., ... & Stramska, M. (2003). Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation, revision 4, volume IV: Inherent optical properties: Instruments, characterizations, field measurements and data analysis protocols.
137. Murphy, R. C. (1944). *The Oceans: Their Physics, Chemistry, and General Biology*.

138. NASA (2015). What Is a Satellite? Διαθέσιμο στο: <https://www.nasa.gov/audience/forstudents/k4/stories/what-is-a-satellite-k4.html#.VWL0tkZMioc>, [Πρόσβαση 21/04/2015].
139. NASA (2015). What are passive and active sensors? Διαθέσιμο στο: https://www.nasa.gov/directorates/heo/scan/communications/outreach/funfacts/txt_passive_active.html, [Πρόσβαση 28/04/2015].
140. Nechad, B., Ruddick, K. G., & Park, Y. (2010). Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sensing of Environment*, 114(4), 854-866.
141. Nechad, B., Ruddick, K. G., & Park, Y. (2010). Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sensing of Environment*, 114(4), 854-866.
142. Neil, C., Cunningham, A., & McKee, D. (2011). Relationships between suspended mineral concentrations and red-waveband reflectances in moderately turbid shelf seas. *Remote Sensing of Environment*, 115(12), 3719-3730.
143. Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., Williams, J. R., & King, K. W. (2002). *Soil Water Assessment Tool theoretical documentation. Version 2000. Texas Water Resource Institute, college station, Texas. TWRI Report. TR-191.*
144. Neukermans, G., Loisel, H., Mériaux, X., Astoreca, R., & McKee, D. (2012). In situ variability of mass-specific beam attenuation and backscattering of marine particles with respect to particle size, density, and composition. *Limnology and Oceanography*, 57(1), 124-144.
145. Nikolaidis, G., Moustaka-Gouni, M., & Tryfon, E. (1997). Physical and chemical features in the coastal areas of Kavala and Alexandroupolis, North Aegean Sea. *Fresenius Environmental Bulletin*, 6(1), 060-065.
146. Nikolaidis, N. P., Karageorgis, A. P., Kapsimalis, V., Marconis, G., Drakopoulou, P., Kontoyiannis, H., & Pagou, K. (2006). Circulation and nutrient modeling of Thermaikos Gulf, Greece. *Journal of Marine Systems*, 60(1-2), 51-62.
147. Nittrouer, C. A., & Wright, L. D. (1994). Transport of particles across continental shelves. *Reviews of Geophysics*, 32(1), 85-113.
148. Novo, E. M. M., Hansom, J. D., & Curran, P. J. (1989). The effect of viewing geometry and wavelength on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration. *International Journal of Remote Sensing*, 10(8), 1357-1372.

149. Novo, E. M. L. M., Steffen, C. A., & Braga, C. Z. F. (1991). Results of a laboratory experiment relating spectral reflectance to total suspended solids. *Remote Sensing of Environment*, 36(1), 67-72.
150. Novoa, S., Doxaran, D., Ody, A., Vanhellefont, Q., Lafon, V., Lubac, B., & Gernez, P. (2017). Atmospheric corrections and multi-conditional algorithm for multi-sensor remote sensing of suspended particulate matter in low-to-high turbidity levels coastal waters. *Remote Sensing*, 9(1), 61.
151. Oddo, P., Bonaduce, A., Pinardi, N., & Guarnieri, A. (2014). Sensitivity of the Mediterranean sea level to atmospheric pressure and free surface elevation numerical formulation in NEMO. *Geoscientific Model Development*, 7(6), 3001-3015.
152. Oishi, T. (1990). Significant relationship between the backward scattering coefficient of sea water and the scatterance at 120. *Applied Optics*, 29(31), 4658-4665.
153. Olmanson, L. G., Brezonik, P. L., & Bauer, M. E. (2011). Evaluation of medium to low resolution satellite imagery for regional lake water quality assessments. *Water Resources Research*, 47(9).
154. Olson, D. B., Kourafalou, V. H., Johns, W. E., Samuels, G., & Veneziani, M. (2007). Aegean surface circulation from a satellite-tracked drifter array. *Journal of Physical Oceanography*, 37(7), 1898-1917.
155. Ondrusek, M., Stengel, E., Kinkade, C. S., Vogel, R. L., Keegstra, P., Hunter, C., & Kim, C. (2012). The development of a new optical total suspended matter algorithm for the Chesapeake Bay. *Remote Sensing of Environment*, 119, 243-254.
156. Ouillon, S., Douillet, P., & Andréfouët, S. (2004). Coupling satellite data with in situ measurements and numerical modeling to study fine suspended-sediment transport: a study for the lagoon of New Caledonia. *Coral Reefs*, 23(1), 109-122.
157. Ouillon, S., Douillet, P., Petrenko, A., Neveux, J., Dupouy, C., Froidefond, J. M., & Muñoz-Caravaca, A. (2008). Optical algorithms at satellite wavelengths for total suspended matter in tropical coastal waters. *Sensors*, 8(7), 4165-4185.
158. Pahlevan, N., Garrett, A. J., Gerace, A. D., & Schott, J. R. (2012). Integrating Landsat-7 imagery with physics-based models for quantitative mapping of coastal waters near river discharges. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 78(11), 1163-1174.
159. Palanques, A., Guillén, J., & Puig, P. (2001). Impact of bottom trawling on water turbidity and muddy sediment of an unfished continental shelf. *Limnology and Oceanography*, 46(5), 1100-1110.

- 160.** Pazi, I. (2008). Water mass properties and chemical characteristics in the Saros Gulf, northeast Aegean Sea (Eastern Mediterranean). *Journal of Marine Systems*, 74(1-2), 698-710.
- 161.** Pehlivanoglou, K., Tsirambides, A., & Trontsios, G. (2000). Origin and distribution of clay minerals in the Alexandroupolis Gulf, Aegean Sea, Greece. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 51(1), 61-73.
- 162.** Perissoratis, C., & Mitropoulos, D. (1989). Late Quaternary evolution of the northern Aegean shelf. *Quaternary Research*, 32(1), 36-50.
- 163.** Perissoratis, C., Moorby, S. A., Papavasiliou, C., Cronan, D. S., Angelopoulos, I., Sakellariadou, F., & Mitropoulos, D. (1987). The geology and geochemistry of the surficial sediments off Thraki, Northern Greece. *Marine Geology*, 74(3-4), 209-224.
- 164.** Petus, C., Chust, G., Gohin, F., Doxaran, D., Froidefond, J. M., & Sagarminaga, Y. (2010). Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. *Continental Shelf Research*, 30(5), 379-392.
- 165.** Pitta, E., Zeri, C., Tzortziou, M., Dimitriou, E., Paraskevopoulou, V., Dassenakis, E., & Anagnostou, E. (2014). Dissolved organic matter cycling in eastern Mediterranean rivers experiencing multiple pressures. The case of the trans-boundary Evros River. *Mediterranean Marine Science*, 15(2), 398-415.
- 166.** Di Polito, C., Ciancia, E., Coviello, I., Doxaran, D., Lacava, T., Pergola, N., & Tramutoli, V. (2016). On the potential of robust satellite techniques approach for SPM monitoring in coastal waters: implementation and APplication Over the Basilicata Ionian Coastal Waters Using MODIS-Aqua. *Remote Sensing*, 8(11), 922.
- 167.** Poulos, S. E., Chronis, G. T., Collins, M. B., & Lykousis, V. (2000). Thermaikos Gulf coastal system, NW Aegean Sea: an overview of water/sediment fluxes in relation to air-land-ocean interactions and human activities. *Journal of Marine Systems*, 25(1), 47-76.
- 168.** Poulos, S. E., & Drakopoulos, P. G. (2018). CURRENT ACTIVITY IN THE THERMAIKOS GULF CONTINENTAL MARGIN, IN RELAIJON TO MODERN SEDIMENTATION PROCESSES. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36(2), 1103-1110.
- 169.** Poulos, S. E., Drakopoulos, P. G., & Collins, M. B. (1997). Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): an overview. *Journal of Marine Systems*, 13(1-4), 225-244.

170. Poulos, S. E. (2009). Origin and distribution of the terrigenous component of the unconsolidated surface sediment of the Aegean floor: A synthesis. *Continental Shelf Research*, 29(16), 2045-2060.
171. Poulos, S. E., Collins, M. B., & Evans, G. (1996). Water-sediment fluxes of Greek rivers, southeastern Alpine Europe: annual yields, seasonal variability, delta formation and human impact. *Zeitschrift für Geomorphologie, NF*, 40(2), 243-261.
172. Poulos, Serafim E, and George TH Chronis. 1997a. The Importance of the River Systems in the Evolution of the Greek Coastline By. *Transformations and Evolution of the Mediterranean Coastline*.
173. Poulos, S. E., & Chronis, G. (1997). The importance of the river systems in the evolution of the Greek coastline. *BULLETIN-INSTITUT OCEANOGRAPHIQUE MONACO-NUMERO SPECIAL-*, 75-96.
174. Qiu, Z. (2013). A simple optical model to estimate suspended particulate matter in Yellow River Estuary. *Optics Express*, 21(23), 27891-27904.
175. Raitzos, D. E., Korres, G., Triantafyllou, G., Petihakis, G., Pantazi, M., Tsiaras, K., & Pollani, A. (2012). Assessing chlorophyll variability in relation to the environmental regime in Pagasitikos Gulf, Greece. *Journal of Marine Systems*, 94, S16-S22.
176. Reza, M. M. (2008). Assessment of suspended sediments concentration in surface waters, using Modis images. *American Journal of Applied Sciences*, 5(7), 798-804.
177. Robinson, M. C., Morris, K. P., & Dyer, K. R. (1999). Deriving fluxes of suspended particulate matter in the Humber estuary, UK, using airborne remote sensing. *Marine Pollution Bulletin*, 37(3-7), 155-163.
178. Rochford, P. A., Kara, A. B., Wallcraft, A. J., & Arnone, R. A. (2001). Importance of solar subsurface heating in ocean general circulation models. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C12), 30923-30938.
179. Rodríguez-Guzmán, V., & Gilbes-Santaella, F. (2009). Using MODIS 250 m imagery to estimate total suspended sediment in a tropical open bay. *International journal of systems applications, engineering & development*, 3(1), 36-44.
180. Roy, D. P., Wulder, M. A., Loveland, T. R., Woodcock, C. E., Allen, R. G., Anderson, M. C., & Scambos, T. A. (2014). Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research. *Remote sensing of Environment*, 145, 154-172.
181. Ruddick, K.G, Ovidio, F., Rijkeboer, M. (2000). Atmospheric Correction of SeaWiFS Imagery for Turbid Coastal and Inland Waters. *Applied Optics*.

182. Ruddick, K. G., De Cauwer, V., Park, Y. J., & Moore, G. (2006). Seaborne measurements of near infrared water-leaving reflectance: The similarity spectrum for turbid waters. *Limnology and Oceanography*, 51(2), 1167-1179.
183. Salama, M. S., & Su, Z. (2011). Resolving the subscale spatial variability of apparent and inherent optical properties in ocean color match-up sites. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 49(7), 2612-2622.
184. Sarthyendranath, S. (2000). Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex, waters.
185. SEOS (2011). Introduction to Remote Sensing. Διαθέσιμο στο: <http://www.seosproject.eu/modules/remotesensing/remotesensing-c02-p02.html> [Πρόσβαση 12/09/2014].
186. Sharples, J., & Tett, P. (1994). Modelling the effect of physical variability on the midwater chlorophyll maximum. *Journal of Marine Research*, 52(2), 219-238.
187. Siddorn, J. R., Bowers, D. G., & Hogue, A. M. (2001). Detecting the Zambezi River plume using observed optical properties. *Marine Pollution Bulletin*, 42(10), 942-950.
188. Siokou, I., Zervoudaki, S., & Christou, E. D. (2013). Mesozooplankton community distribution down to 1000 m along a gradient of oligotrophy in the Eastern Mediterranean Sea (Aegean Sea). *Journal of plankton research*, 35(6), 1313-1330.
189. Siswanto, E., Tang, J., Yamaguchi, H., Ahn, Y. H., Ishizaka, J., Yoo, S., & Kawamura, H. (2011). Empirical ocean-color algorithms to retrieve chlorophyll-a, total suspended matter, and colored dissolved organic matter absorption coefficient in the Yellow and East China Seas. *Journal of oceanography*, 67(5), 627.
190. Slade, W. H., Boss, E., & Russo, C. (2011). Effects of particle aggregation and disaggregation on their inherent optical properties. *Optics express*, 19(9), 7945-7959.
191. Smith, R. C., & Baker, K. S. (1981). Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm). *Applied optics*, 20(2), 177-184.
192. Snyder, W. A., Arnone, R. A., Davis, C. O., Goode, W., Gould, R. W., Ladner, S., & Weidemann, A. (2008). Optical scattering and backscattering by organic and inorganic particulates in US coastal waters. *Applied Optics*, 47(5), 666-677.
193. Sogandares, F. M., & Fry, E. S. (1997). Absorption spectrum (340–640 nm) of pure water. I. Photothermal measurements. *Applied Optics*, 36(33), 8699-8709.

194. Somarakis, S., Drakopoulos, P., & Filippou, V. (2002). Distribution and abundance of larval fish in the northern Aegean Sea—eastern Mediterranean—in relation to early summer oceanographic conditions. *Journal of Plankton Research*, 24(4), 339-358.
195. Souvermezoglou, E., Krasakopoulou, E., & Pavlidou, A. (2014). Temporal and spatial variability of nutrients and oxygen in the North Aegean Sea during the last thirty years. *Mediterr. Mar. Sci.*, 15(4), 805-822.
196. Sterckx, S., Knaeps, S., Kratzer, S., & Ruddick, K. (2015). SIMilarity Environment Correction (SIMEC) applied to MERIS data over inland and coastal waters. *Remote Sensing of Environment*, 157, 96-110.
197. Stewart, R. H. (2008). *Introduction to physical oceanography* (pp. 133-147). College Station: Texas A & M University.
198. Stramski, D., Reynolds, R. A., Babin, M., Kaczmarek, S., Lewis, M. R., Röttgers, R., & Claustre, H. (2008). Relationships between the surface concentration of particulate organic carbon and optical properties in the eastern South Pacific and eastern Atlantic Oceans. *Biogeosciences*, 5(1), 171-201.
199. Stramski, D., & Morel, A. (1990). Optical properties of photosynthetic picoplankton in different physiological states as affected by growth irradiance. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 37(2), 245-266.
200. Stramski, D., Reynolds, R. A., Kahru, M., & Mitchell, B. G. (1999). Estimation of particulate organic carbon in the ocean from satellite remote sensing. *Science*, 285(5425), 239-242.
201. Stratoulas, D., Balzter, H., Sykioti, O., Zlinszky, A., & Tóth, V. (2015). Evaluating sentinel-2 for lakeshore habitat mapping based on airborne hyperspectral data. *Sensors*, 15(9), 22956-22969.
202. Stumpf, R. P., Frayer, M. L., Durako, M. J., & Brock, J. C. (1999). Variations in water clarity and bottom albedo in Florida Bay from 1985 to 1997. *Estuaries*, 22(2), 431.
203. Sullivan, J. M., & Twardowski, M. S. (2009). Angular shape of the oceanic particulate volume scattering function in the backward direction. *Applied Optics*, 48(35), 6811-6819.
204. Tassan, S. (1994). Local algorithms using SeaWiFS data for the retrieval of phytoplankton, pigments, suspended sediment, and yellow substance in coastal waters. *Applied optics*, 33(12), 2369-2378.

205. Theocharis, A., & Georgopoulos, D. (1993). Dense water formation over the Samothraki and Limnos Plateaux in the north Aegean Sea (eastern Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research*, 13(8-9), 919-939.
206. Tonani, M., Pinardi, N., Dobricic, S., Pujol, I., & Fratianni, C. (2008). A high-resolution free-surface model of the Mediterranean Sea. *Ocean Science*, 4(1), 1-14.
207. Topouzelis, K., Drakopoulou, P., Parcharidis, I., Panagiotidis, P., Topouzeli, K., Drakopoulou, P., & Panagiotidis, P. (2016). Mapping of seagrass meadows in Kalloni Bay (Lesvos Island) using high spatial resolution remote sensing data.
208. Topouzelis, K., Varnava, S., & Georgiou, A. (2012). Spatial and temporal mapping of SST in east mediterranean (Aegean Sea) during 2005–2008. In *2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 2617-2620). IEEE.
209. Townsend, D. W., Keller, M. D., Sieracki, M. E., & Ackleson, S. G. (1992). Spring phytoplankton blooms in the absence of vertical water column stratification. *Nature*, 360(6399), 59.
210. Tsapanou, A., Oikonomou, E., Poulos, S., and Drakopoulos. P., 2018. Evaluating Ocean-Color Algorithms to Remotely Sense the Surface Suspended Particle Matter in the Northeast Aegean Sea, Greece. In *Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering*, 10773.
211. Tsiaras, K. P., Kourafalou, V. H., Raitsos, D. E., Triantafyllou, G., Petihakis, G., & Korres, G. (2012). Inter-annual productivity variability in the North Aegean Sea: Influence of thermohaline circulation during the Eastern Mediterranean Transient. *Journal of Marine Systems*, 96, 72-81.
212. Tsompanoglou, K., Anagnostou, C., Krasakopoulou, E., Pagou, K., Karageorgis, A. P., Pavlidou, A., & Tsirambides, A. (2017). Distribution and geochemical composition of suspended particulate material in the shallow embayment of northern Thermaikos Gulf, Greece. *Continental Shelf Research*, 143, 295-310.
213. Twardowski, M., Zhang, X., Vagle, S., Sullivan, J., Freeman, S., Czerski, H., & Kattawar, G. (2012). The optical volume scattering function in a surf zone inverted to derive sediment and bubble particle subpopulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C7).
214. Tzali, M., Sofianos, S., Mantziafou, A., & Skliris, N. (2010). Modelling the impact of Black Sea water inflow on the North Aegean Sea hydrodynamics. *Ocean Dynamics*, 60(3), 585-596.

215. Tzortziou, M., Zeri, C., Dimitriou, E., Ding, Y., Jaffé, R., Anagnostou, E., & Mentzafou, A. (2015). Colored dissolved organic matter dynamics and anthropogenic influences in a major transboundary river and its coastal wetland. *Limnology and oceanography*, *60*(4), 1222-1240.
216. Valavanis, V. D., Kapantagakis, A., Katara, I., & Palialexis, A. (2004). Critical regions: a GIS-based model of marine productivity hotspots. *Aquatic sciences*, *66*(1), 139-148.
217. Valavanis, V. D., Drakopoulos, P., & Georgakarakos, S. (1999). A study of upwellings using GIS. In *Proceedings of Coast GIS'99 International Conference on GIS and New Advances in Integrated Coastal Management, Brest, France* (pp. 9-11).
218. Vanhellemont, Q., & Ruddick, K. (2014). Landsat-8 as a precursor to Sentinel-2: Observations of human impacts in coastal waters. *ESA Special Publication*, *726*.
219. Vanhellemont, Q., & Ruddick, K. (2015). Advantages of high quality SWIR bands for ocean colour processing: Examples from Landsat-8. *Remote Sensing of Environment*, *161*, 89-106.
220. Vanhellemont, Q., & Ruddick, K. (2016). Acolite for Sentinel-2: Aquatic applications of MSI imagery. In *Proceedings of the 2016 ESA Living Planet Symposium, Prague, Czech Republic* (pp. 9-13).
221. Vantrepotte, V., Loisel, H., Mélin, F., Desailly, D., & Duforêt-Gaurier, L. (2011). Global particulate matter pool temporal variability over the SeaWiFS period (1997–2007). *Geophysical Research Letters*, *38*(2).
222. Varela, R. A., Cruzado, A., & Gabaldón, J. E. (1995). Modelling primary production in the North Sea using the European regional seas ecosystem model. *Netherlands Journal of Sea Research*, *33*(3-4), 337-361.
223. Vassilakis, E., Mavroulis, S. J. D., Alexopoulos, J. D., & Dilalos, S. (2014). Morphotectonic evolution of the deltaic area of Pineios River (Thessaly). *Proceedings of 10th International Congress of the Hellenic Geographical Society*.
224. Velaoras, D., & Lascaratos, A. (2010). North–Central Aegean Sea surface and intermediate water masses and their role in triggering the Eastern Mediterranean Transient. *Journal of Marine Systems*, *83*(1-2), 58-66.
225. Velegrakis, A., Hasiotis, T., Tzoraki, O., Karambas, T., Monioudi, I., Trygonis, V., & Orlov, A. (2017). Recording of and technical responses to coastal erosion of touristic Aegean island beaches–The ERABEACH project. In *Proceedings of the CEST International Conference*.

226. Vermote, E., Justice, C., Claverie, M., & Franch, B. (2016). Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product. *Remote Sensing of Environment*, 185, 46-56.
227. Vermote, J. C., & Ray, J. P. (2015). MODIS Surface Reflectance User 's Guide Collection 6. *MODIS Land Surface Reflectance Science Computing Facility*.
228. Vervatis, V. D., Sofianos, S. S., & Theocharis, A. (2011). Distribution of the thermohaline characteristics in the Aegean Sea related to water mass formation processes (2005–2006 winter surveys). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C9).
229. Violintzis, C., Arditsoglou, A., & Voutsas, D. (2009). Elemental composition of suspended particulate matter and sediments in the coastal environment of Thermaikos Bay, Greece: delineating the impact of inland waters and wastewaters. *Journal of Hazardous Materials*, 166(2-3), 1250-1260.
230. Volpe, V., Silvestri, S., & Marani, M. (2011). Remote sensing retrieval of suspended sediment concentration in shallow waters. *Remote Sensing of Environment*, 115(1), 44-54.
231. Vos, R. J., ten Brummelhuis, P. G., & Gerritsen, H. (2000). Integrated data-modelling approach for suspended sediment transport on a regional scale. *Coastal Engineering*, 41(1-3), 177-200.
232. Wang, M., & Gordon, H. R. (1994). A simple, moderately accurate, atmospheric correction algorithm for SeaWiFS. *Remote sensing of environment*, 50(3), 231-239.
233. Wang, M., Shi, W., & Tang, J. (2011). Water property monitoring and assessment for China's inland Lake Taihu from MODIS-Aqua measurements. *Remote Sensing of Environment*, 115(3), 841-854.
234. Watanabe, F., Alcântara, E., Rodrigues, T., Imai, N., Barbosa, C., & Rotta, L. (2015). Estimation of chlorophyll-a concentration and the trophic state of the Barra Bonita hydroelectric reservoir using OLI/Landsat-8 images. *International journal of environmental research and public health*, 12(9), 10391-10417.
235. Woźniak, S. B., Stramski, D., Stramska, M., Reynolds, R. A., Wright, V. M., Miksic, E. Y., & Cieplak, A. M. (2010). Optical variability of seawater in relation to particle concentration, composition, and size distribution in the nearshore marine environment at Imperial Beach, California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C8).

236. Woodruff, D. L., Stumpf, R. P., Scope, J. A., & Paerl, H. W. (1999). Remote estimation of water clarity in optically complex estuarine waters. *Remote Sensing of Environment*, 68(1), 41-52.
237. Wright, L. D., & Coleman, J. M. (1973). Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *AAPG Bulletin*, 57(2), 370-398.
238. Wu, G., Cui, L., Liu, L., Chen, F., Fei, T., & Liu, Y. (2015). Statistical model development and estimation of suspended particulate matter concentrations with Landsat 8 OLI images of Dongting Lake, China. *International Journal of Remote Sensing*, 36(1), 343-360.
239. Wu, G., Cui, L., Duan, H., Fei, T., & Liu, Y. (2011). Absorption and backscattering coefficients and their relations to water constituents of Poyang Lake, China. *Applied Optics*, 50(34), 6358-6368.
240. Yan, Z., Wang, W., Yao, X., & Zhang, Y., Yao, H., Tang, L. (2011). Remote Sensing: The Image Chain Approach. *Hyperspectral Remote Sensing of Vegetation*.
241. Yentsch, C. S., & Menzel, D. W. (1963, July). A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 10(3), 221-231.
242. York, D. (1968). Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and planetary science letters*, 5, 320-324.
243. Yüce, H. (1995). Northern Aegean water masses. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 41(3), 325-343.
244. Zabakas, I. (1981). General climatology, the Greek climate. University of Athens, 424-440.
245. Zawada, D. G., Hu, C., Clayton, T., Chen, Z., Brock, J. C., & Muller-Karger, F. E. (2007). Remote sensing of particle backscattering in Chesapeake Bay: A 6-year SeaWiFS retrospective view. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 73(3-4), 792-806.
246. Zervakis, V., Theocharis, A., & Georgopoulos, D. (2005). Circulation and hydrography of the open seas. *State of the Hellenic Marine Environment. Hellenic Center for Marine Research Publication 104111*.
247. Zervakis, V., & Georgopoulos, D. (2002). Hydrology and circulation in the North Aegean (eastern Mediterranean) throughout 1997 and 1998. *Mediterranean Marine Science*, 3(1), 5-19.

248. Zervakis, V., Georgopoulos, D., & Drakopoulos, P. G. (2000). The role of the North Aegean in triggering the recent Eastern Mediterranean climatic changes. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C11), 26103-26116.
249. Zhang, M., Tang, J., Dong, Q., Song, Q., & Ding, J. (2010). Retrieval of total suspended matter concentration in the Yellow and East China Seas from MODIS imagery. *Remote Sensing of Environment*, 114(2), 392-403.
250. Zheng, G., & DiGiacomo, P. M. (2017). Uncertainties and applications of satellite-derived coastal water quality products. *Progress in oceanography*, 159, 45-72.

Ελληνόγλωσση

1. Βελαώρας, Δ. (2008). Υπερετήσιες αλλαγές στην κυκλοφορία και τα χαρακτηριστικά των υδάτινων μαζών στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου και Κεντρικού Αιγαίου Πελάγους και η δημιουργία βαθιών νερών στο Αιγαίο Πέλαγος. *Διδακτορική διατριβή*, Πανεπιστήμιο Αθηνών.
2. Θεριανός, Α. Δ. (1974). Η γεωγραφική κατανομή της παροχής των Ελληνικών ποταμών. *Δελτίο Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.* 11, 28-58.
3. Κανελλόπουλος, Θ. (2003). Σύγχρονη Ιζηματογένεση και Γεωχημικό Καθεστώς του Θαλάσσιου Παράκτιου Χώρου που επηρεάζεται από τον ποταμό Έβρο. *Διδακτορική Διατριβή*, Πανεπιστήμιο Αιγαίου.
4. Καρδισιά, Α. (2010). Μελέτη της σύγχρονης ιζηματογένεσης στον κόλπο (εσωτερική υφαλοκρηπίδα) της Αλεξανδρούπολης. *Διδακτορική διατριβή*. Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών (ΕΚΠΑ), p. 247.
5. Κόκκος, Νικόλαος (2017). Περιβαλλοντική Διαχείριση και Προσομοίωση Παράκτιων Υδατικών Συστημάτων Θρακικού Πελάγους. *Διδακτορική διατριβή*. Δημοκρίτειο Πανεπιστήμιο Θράκης, p. 401.
6. Κουρής, Χ. (1980). Γεωλογικός χάρτης Ελλάδας, φύλλο Μέση-Ξυλαγάνη, κλ. 1:50000. *ΙΓΜΕ*, Αθήνα.
7. Μαρίνος, Γ., Μαριολάκος, Η. & Σαμπώ Η. (1976). Κοίτασμα τιτανιούχου μαγνητικής άμμου εις την ακτήν Αλεξανδρουπόλεως Θράκης (Αναγνωριστική Ιζηματολογική Εξέτασης). *Ινστιτούτον Ωκεανογραφικών και Αλιευτικών Ερευνών*.
8. Μουντράκης, Δ. (1985). Γεωλογία της Ελλάδας. *Univ. Studio Press*.
9. Ντούνας, Κ., Καλλιανιώτης, Α., Βιδώρης, Π., Τριανταφύλλου, Γ., Αρβανιτίδης, Χ., Πετυχάκης, Γ. & Κουλούρη, Π. (2001). Εκτίμηση του βαθμού επίδρασης της μηχανότρατας στους λειμώνες του φανερόγαμου *Posidonia Oceanica* των ακτών της Θράκης και εφαρμογή της σχετικής εθνικής και ευρωπαϊκής νομοθεσίας. *Πρακτικά 10ου Πανελληνίου Συνεδρίου Ιχθυολόγων*, 317-320.
10. Ξειδάκης, Γ., Δελημάνη, Π. & Σκίας, Σ. (2005). Προβλήματα διάβρωσης των ακτών στο νομό Έβρου, ΒΑ, Ελλάδα. *Πρακτικά Τρίτου Πανελληνίου Συνεδρίου «Διαχείριση και Βελτίωση παράκτιων ζωνών»*, Εργαστήριο Λιμενικών Έργων, Ε.Μ.Π.
11. Παπαδόπουλος, Π. (1982). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Μαρώνεια, κλ. 1:50000. *ΙΓΜΕ*, Αθήνα.

12. Παπαδόπουλος, Π. (1980). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Φέρρες-Πέπλος-Αίνοσ, κλ. 1:50000. *ΙΓΜΕ*, Αθήνα.
13. Περάκης, Κ. Γ., Φαρασλής, Ι. Ν. 7 Μουσιάδης, Α. Κ. (2015). Η Τηλεπισκόπηση σε 13 ενότητες. *Ελληνικά Ακαδημαϊκά Ηλεκτρονικά Συγγράμματα και Βοηθήματα*, www.kallipos.gr.
14. Υπουργείο Περιβάλλοντος Χωροταξίας και Δημοσίων Έργων (1988). Αναμόρφωση Οριστικής Μελέτης Αρδευτικών Δικτύων Πέπλου-Φερρών και Μελέτη Οριστικής Λύσης Έργων Υδροληψίας.
15. Υπουργείο Περιβάλλοντος Χωροταξίας και Δημοσίων Έργων (1999). Ειδική περιβαλλοντική μελέτη του υγρότοπου του δέλτα στις εκβολές του ποταμού Έβρου. *Τεύχος μελέτης*.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ - Κατάλογος Εργασιών

Άρθρα

1. Evaluating ocean-color algorithms to remotely sense the surface suspended particle matter in the Northeast Aegean Sea, Greece

Tsapanou, A., Oikonomou, E., Poulos S. E. and Drakopoulos, P.

Oceanographic investigations have significantly benefited from multispectral satellite products that simplify monitoring in coastal regions thanks to their high spatial-temporal resolution. The surface Suspended Particulate Matter (SPM) is an important water quality parameter which can be derived from empirical or analytical algorithms by using the atmospherically-corrected remotely sensed reflectance $R_{rs}(\lambda)$ retrieved from satellite imagery. In this study, in situ SPM and $R_{rs}(\lambda)$ data were collected in the Gulf of Alexandroupolis, Northeastern Aegean Sea in Greece (Eastern Mediterranean Sea) during low discharge period (June 2016). We attempt to compute remotely sensed reflectances from Landsat OLI8 imagery, in order to quantify surface SPM concentrations via both a Semi-Analytical and a Multi-Band Empirical Algorithm. When comparing the satellite estimations against the field measurements, both algorithm approaches provide a non-absolute correlation with in situ R_{rs} (~20-30% offset). As a result, a generic semi-analytical equation for Alexandroupolis Gulf is developed, following algorithm calibration in low-medium turbidity waters. The proposed algorithm can be then equally implemented to the new Sentinel-2A sensor, in order to assess its variations against Landsat 8 and to determine the applicability extend of our approach.

Proceedings SPIE, Sixth International Conference on Remote Sensing and Geoinformation of the Environment (RSCy2018), 2018, Paphos, Cyprus

2. Coupling Remote Sensing Data with *in-situ* Optical Measurements to estimate Suspended Particulate Matter under the Evros River Influence (North-East Aegean Sea, Greece)

Tsapanou, A., Oikonomou, E., Drakopoulos, P., Poulos, S. E. and Sylaios, G.

International Journal of Remote Sensing, submission date: 14/02/2019.

3. Evolution of Evros River delta (Northeast Aegean Sea) under human intervention. A seven-decade analysis

Karditsa, A., Tsapanou A. and Poulos S. E.

Physical Geography Journal, submission date: 20/02/2019.

1. Evaluation of Ocean-Color Algorithms for Sentinel-2A to estimate Sediment Dynamics in Pineios River Estuary, Thessaly, Greece

Tsapanou, A., Oikonomou, E., Poulos S. E. and Drakopoulos, P.

The launch of Sentinel-2A mission of European Space Agency (ESA) in 2015 was a real innovation in monitoring coastal and estuarine water quality. With the Copernicus Program, oceanographic investigations have now significantly benefited from continuous, multispectral satellite products of increased accuracy, thanks to their high spatial-temporal resolution. Suspended Particulate Matter (SPM) is an important water quality parameter, especially in front of riverine outflows, which can be derived from empirical or analytical algorithms by using the remotely sensed reflectance $R_{rs}(\lambda)$ retrieved from satellite imagery. The aim of this work is to assess the performance of ocean color algorithms in comparison with in-situ SPM and reflectance (R_{rs}) measurements collected in the outer Thermaikos Gulf in Northern Greece, during low discharge period of Pineios river (June 2018). For this purpose, SPM retrieval models are needed in order to estimate the SPM values of Pineios estuary by computing remotely sensed reflectance from Sentinel-2A imagery. The developed models are applied to a Sentinel-2A image and the derived SPM values are then compared with those computed from Landsat-8 OLI B4 ($\lambda = 665$ nm). When validating the satellite estimations against the field measurements, the B4-B7 algorithm provides acceptable correlation fitting (~20-30% offset). The Leave-One-Out-Cross-Validation (LOOCV) method also confirms the reliability of these models, and the estimated SPM explains 67–93% of the variation in the measured SPM. The most accurate models seem to be the ones based on B4 and B5 ($\lambda = 655, 783$ nm). The Sentinel 2A-derived SPM values are generally consistent in both spatial distribution and magnitude with those derived from Landsat-8 OLI. Overall, the present study suggests the applicability of Sentinel-2A for SPM retrieval in the outer Thermaikos Gulf, and the Sentinel 2A B4 is recommended for low SPM loads. As a result, a generic semi-analytical equation for Pineios estuary is developed, followed by a calibration in low turbidity waters. The proposed algorithm can be then equally implemented to Sentinel-2A estimations, in order to assess its variations against previously tested models.

Living Planet Symposium, 13-17 May 2019, Milan, Italy

2. Meteorological forcing and coastal flooding: The case of Evros River delta

A. Karditsa, A. Tsapanou, M. Hatzaki and S.E. Poulos

This work comes as a contribution to the Evros river flood risk management considering the role of meteorological tide to the inundation of the lower Evros delta area.

The transboundary Evros River, the largest river in the Balkan Peninsula with catchment of approximately 53,000 km², is shared between three countries, i.e. Bulgaria (66%), Turkey (27.5%) and Greece (6.5%). Its deltaic plain, shared between Greece (90%) and Turkey (10%) covers an area of 188 km² that is characterized by a rather smooth relief lying in low elevations <5 m and incorporating a number of lagoons and water bodies. About half of the deltaic plain is cultivated.

Evros basin exhibits a Mediterranean climate across the coast and a continental type climate at its North Eastern part. The average precipitation in the basin is approximately 1,380 mm/yr and the mean annual freshwater discharge in the downstream part, after dam controlling, has been calculated to be in the order of 340 m³/s (Karditsa et al., 2019, accepted). However, the Evros river is characterized by high inter-annual flow fluctuation supporting the development of frequent flood events (Tzortziou et al., 2015), during which water discharge exceeded 2,500 m³/s (Angelidis et al., 2010). The latter has been associated with temporarily flooding both at the riparian and –mainly- the downstream part of the Evros Delta (Mentzafou et al., 2018). For this reason, during the last years, important efforts have been made regarding flood risk management plans (e.g. Markantonis et al., 2013; Angelidis et al., 2010; nevertheless, the Evros river management remains problematic. The latter is also associated with the presence and the operation of a large number of flow regulation dams, from which 25 large dams have been constructed for the production of hydroelectric power and watering, and a significant number of smaller ones for irrigation purposes.

The deltaic coast has been developed at the semi-protected embayment of Alexandroupolis Gulf (NE Aegean Sea), which is exposed to wind-induced waves approaching from the west (4.1%), southwest (10.7%) and south (4.4%) directions; the maximum wave conditions (significant wave heights up to 6 m and periods of 11 s) belong to SW direction due to its maximum fetch distance (some 270 km) (Karditsa and Poulos, 2013). In terms of With respect to the most frequent occurring waves the southerly incoming waves are associated with the most significant wave heights and wave energy flux (P).The receiving marine basin i.e. NE Aegean Sea is an essentially tideless environment, yet, with mean sea level may of 0.8 m (HHS, 2005) due to meteorological forcing associated with southerly winds.

For the need of the present investigation, the following parameters were investigated: (i) the interannual wind speed and wind direction changes for the period 1979-2018, based on the ECMWF ERA-Interim reanalysis dataset (Dee et al. 2011) on a 0.125°x0.125° grid for a broader area; (ii) the correlation between wind direction and sea level set up (meteorological tide) based on Hellenic National Hydrographic Service (HNHS) data for the examined flood event periods; (iii) the relationship between meteorological tide and the spatial occurrence of flood events in the lower part of Evros delta utilizing satellite (Landsat 5 and a Landsat 8) imagery.

The results showed that according to the long-term analysis of the wind, there is a statistically significant increase for the frequencies of the southerly winds for the cold period of the year (November to March). In addition, from the analysis of the relationship between tide heights and the wind field, it is found that the tide is significantly higher for S, SW and wind directions, while it maximizes for southerly winds. Additionally, the linear-circular correlation between wind direction and tide height on 3-hourly lag basis, becomes important for wind directions for up to 3 days before the tide measurement and maximizes for zero lag, indicating that previous meteorological conditions can trigger the piling up of the water. These findings are in agreement to the occurrence of extended flood events in the lower part of the Evros deltaic plain; on the contrary, it was found that during winds of other (not southerly) directions either flood events was not observed or they were not restricted to the lower part of deltaic plain but covered a much wider area along river route.

2nd International Conference, ADAPTtoCLIMATE, 24-25 June 2019, Heraklion, Crete island, Greece

3. The role of meteorological forcing to Evros delta, NE Greece, flood events

Hatzaki, M., Karditsa, A., Tsapanou, A. and Poulos, S. E.

The present contribution aims to investigate the role of meteorology and hydrology and the subsequent meteorological tide to the inundation of the lower Evros delta (188 km²). Evros delta is characterized by a rather smooth relief with the half of it being cultivated and hosting a number of lagoons and water bodies. Evros river exhibits high inter-annual flow fluctuation supporting the development of frequent flood events, during which water discharge can exceed 2,500 m³/s. For the present analysis, we investigate: (i) the interannual wind speed and wind direction changes for the period 1979-2018, based on the ECMWF ERA-Interim reanalysis dataset on a 0.125°x0.125° grid for the broader delta area; (ii) the correlation between wind direction and sea level set up (meteorological tide) (HNHS data) for the examined flood event periods; and (iii) the relationship between meteorological tide and spatial occurrence of flood events in the lower part of Evros delta based on satellite imagery from Landsat 5 and Landsat 8. The long-term wind analysis indicates that there is a statistically significant increase in the southerly winds frequencies for the cold period (November to March). In addition, the relationship between tide heights and wind force reveals that tide is significantly higher for S and SW wind directions, while it maximizes for southerly winds. Additionally, the linear-circular correlation between wind direction and tide height on 3-hourly lag basis becomes important for wind directions for up to 3 days before the tide measurement and maximizes for zero lag, indicating that previous meteorological conditions can trigger the piling up of the water. These findings are in agreement to the occurrence of extended flood events in the lower part of the Evros deltaic plain. On the contrary, it is found that during winds of other (not southerly) directions, either flood events were not observed or they were not restricted to the lower part of deltaic plain but covered a much wider area along river route.

EMS Annual Meeting Abstracts, Vol. 16, EMS2019-363, 2019

4. The Sentinel-2A age for Earth and Ocean Observation: Preliminary implementation in the North-East Aegean Sea, Greece.

Tsapanou, A., Poulos, S. E., Oikonomou E. and Drakopoulos, P.

The European Space Agency's (ESA) Sentinel-2A mission in 2015, opened the new era of high-resolution imagery of Earth's surface, evolving and enriching, among others, the near-shore and off-shore oceanographic investigation. With this preliminary work we attempt to use, process and evaluate the Sentinel-2A product to estimate and map the distribution of sea surface suspended particulate matter (SPM), an important water quality parameter in coastal environments. More specifically, we present the characteristics and advantages of the new Sentinel sensor as well as the atmospheric corrections applied through ESA's processing tool SNAP, to compute remote sensing reflectance (R_{rs}) and, consequently, to quantify SPM surface concentrations. Two representative Sentinel-2A images (collected in 2016), one during the wet (November-April) and the other one during the dry (May-October) period, revealed moderate SPM seasonal distribution (1-30 mg/L) in the Gulf of Alexandroupolis, northeastern Aegean Sea (Eastern Mediterranean Sea). More precisely, the Sentinel-2A image of June 2016 showed SPM concentrations between <1 mg/L and 15 mg/L, whereas in December's image SPM reached up to 30 mg/L. Landsat-8 image processing (22/06/2016) has shown relevant SPM values to Sentinel-2A estimations (i.e. 1-16 mg/L). Simultaneous to Landsat-8 passage in situ SPM data comes to better agreement with the Sentinel-2A values ($r=0.88$); this indicates greater Sentinel-2A accuracy, although verification, with simultaneous to Sentinel crossing in situ data is needed. Additionally, the highest values appear in front of the Evros delta mouth, showing obvious influence from the river discharges, while the lowest values are estimated offshore. The new Sentinel-2A products of a 10-m spatial resolution and its 5-day revisiting period promise access to both a quantitative and qualitative remote sensing data flow to acquiring frequent satellite-derived SPM information, which can be accordingly validated in filling older data gaps and, thus, contribute to a cost-efficient way for continuous coastal monitoring.

Hellenic Geographical Society, 11th International Conference, April 2018

5. Estimating Suspended Particles Concentrations using Satellite and in-situ Ocean Color Measurements in the Region of Fresh Water Influence of River Evros - North Aegean Sea, Greece.

Tsapanou, A., Drakopoulos, P, Oikonomou, E. and Poulos, S.E.

This study investigates the potential of remotely sensed data to map surface suspended particulate matter (SPM) in the Continental shelf area of the North-East Aegean in Greece, and by comparing the results from two different satellite sensors. Initially, simultaneous above water ocean color measurements were validated against SPM field data and compared to a concurrent Landsat-8 image, obtained on low river discharge period (June 2016). The satellite imagery was atmospherically corrected and Landsat-8 Surface Reflectance data were generated from the Landsat Surface Reflectance Code (LaSRC) provided by US Geological Survey. The computed remote sensing reflectances (R_{rs}) from Landsat-8 were converted into SPM by adopting an algorithm based on single band analysis. After validation, Landsat-8 and Sentinel_2A images were processed from the same study area but in the high river discharge period (December 2015).

A comparison between Landsat-8 estimations of SPM and concurrent optical measurements at 19 stations indicates that satellite derived concentrations tend to overestimate sea-truth, a trend also found in the Sentinel_2A-derived SPM values. We discuss further improvements required in coupled studies of SPM retrieval within the coastal zone, the relationship between the examined remote sensors, as well as the necessity to evaluate the satellite performance not only at surface but within the water column utilizing in-situ measurements.

International Ocean Colour Science Meeting, Lisboa, 2017

6. Evaluation of multi-resolution satellite sensors for estimating surface suspended particulate matter concentration (SPM) in the gulf of Alexandroupolis, NE Aegean Sea, Greece.

Tsapanou, A., Tsepa, E, Poulos, S. E., Oikonomou, E., Sylaios, G. and Karditsa, A.

In this study we evaluate the capabilities of two satellite sensors for assessing surface suspended particulate matter (SPM) in Alexandroupolis Gulf, NE Aegean, Greece. A consistent physic-based process was applied to Landsat-8 Operational Land Imager (OLI) and Pleiades-1B. Images were gathered on low river discharge period (August & September 2014) then atmospherically corrected with the FLAASH tool of ENVI 5.1 software. The computed remote sensing reflectance (ρ_w) from OLI and Pleiades-1B were converted into SPM parameters by adopting an algorithm based on a single band. In situ measurements of SPM from previous studies were used to evaluate the remote sensing results. The surface SPM values in OLI and Pleiades-1B satellite images showed similar low concentrations of particulate matter (< 6 mg/l). These low concentrations are explained by the low river discharge. The highest values appear in the vicinity of Evros river mouth as long as across the shoreline of the inner Gulf of Alexandroupolis; the latter is attributed to the northward and along shore movement of river waters (influenced by Coriolis) and to the wave induced resuspension of sediments.

The comparison of two satellite images indicates that both sensors estimated almost the same SPM values in the gulf of Alexandroupolis and similar to previous measurements in the area. Pleiades-1B being of higher resolution, provided a more detailed information of SPM compared to Landsat-8 imagery. Future work should evaluate the performance of the two sensors not only at surface but within the water column utilizing synchronous in-situ measurements.

3ο Διεθνές Γεωπολιτισμικό Συμπόσιο "ΣΑΜΑΡΙΑ", Μάιος 2016, Χανιά Κρήτης

7. Correlation of surface suspended material with water turbidity factor and their impact on overall accuracy of seagrass meadows detection by using satellite data in N. Aegean Sea

Tsepa, E., Tsapanou, A., Topouzelis, K. and Poulos, S. E.

In the present work we study the correlation of surface suspended material concentrations (SPM) derived from medium-scale satellite data (spatial resolution of 30m) with the diffuse attenuation coefficient (Kd490) in the water column of N. Aegean Sea. Furthermore, their effect in the identification of seagrass meadows (mainly Posidonia) was examined by using satellite data. After the calculation of the surface suspended material concentrations, the values were associated with the turbidity factor derived from archive data. Then, a supervised classification of the same satellite data was performed to detect seagrass meadows. The surface SPM values obtained from satellite images tended to be increased during periods of high runoff, while in periods of low runoff they were reduced up to ~45%. The corresponding Kd490 values presented similar seasonal variation, comparable to the SPM concentrations in the N. Aegean Sea. The seagrass meadows positioning accuracy on the same satellite data indicated an inverse variation of the SPM values and the turbidity coefficient. Simultaneously, a spatial variation in both the Posidonia detection accuracy, and the distribution of SPM was observed. The seagrass detection has a lower accuracy near high surface SPM concentrations. The results of this study can be used for more accurate satellite data selection. Future work should include current field measurements, for a more integrated approach.

8th Panhellenic Conference of Ecology, Thessaloniki, 2016

8. Estimation of surface suspended particulate matter concentration (SPM) in the outer Thermaikos Gulf, by using Landsat 8 data

Tsapanou, A., Oikonomou, E., Skianis, G. and Poulos, S. E.

In the present work satellite data from Landsat 8 are processed in order to estimate the surface suspended particulate matter (SPM), within the Thermaikos Gulf, northern Greece. In general, low SPM concentrations characterize the area with the highest values to appear in front of the river mouths. This attracts the tourist interest, because of the water clarity. In this study we investigate the SPM values by examining two representative Landsat 8 satellite images, during the wet (November-April) and the dry (May-October) season, in 2014. In the outer Thermaikos waters the SPM concentrations are low (0-2.5 mg/l) without any seasonal fluctuation and they are correlated with the river outlets. The highest values appear in front of the river mouths (>1 mg/l). Particularly, on 14th of August 2014 a cyclonic circulation over the surface waters of the central outer Thermaikos Gulf is clearly visible.

11th Panhellenic Symposium of Oceanography and Fisheries, Lesvos island, 2015