

Παθητική Τηλεπισκόπηση και Υδρογραφία: Ανασκόπηση των αλγορίθμων – μοντέλων εξαγωγής βαθυμετρίας

A. K. Μαυραειδόπουλος^{a b c}

^a Ταμείο Εθνικού Στόλου, *athanasios.mavraeidopoulos@yahoo.com*

^b Εθνικόν και Καποδιστριακόν Πανεπιστήμιο Αθηνών, Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης

^c Σχολή Ναυτικών Δοκίμων, Εργαστήριο Ναυτιλίας και Θαλασσίων Επιστημών

Περίληψη. Στην παρούσα εργασία γίνεται ανασκόπηση και παρουσίαση των σημαντικότερων αλγορίθμων-μοντέλων που χρησιμοποιούνται διεθνώς, για την εξαγωγή της βαθυμετρίας από δεδομένα τηλεπισκόπησης. Ο προσδιορισμός της βαθυμετρίας με μεθόδους τηλεπισκόπησης παρουσιάζει πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα, ωστόσο αποτελεί πραγματική πρόκληση η συλλογή και η απόδοση των βαθών σε πολύ μεγάλης έκτασης θαλάσσιες ή παράκτιες περιοχές, οι οποίες παρουσιάζουν ιδιαίτερα προβλήματα στην ασφάλεια της ναυσιπλοΐας, λόγω των επικίνδυνων για την ναυτιλία υποθαλάσσιων αντικειμένων ή του έντονου αναγλύφου του θαλάσσιου πυθμένα. Για να είναι εφικτή η εκτίμηση της χρησιμότητας της βαθυμετρίας που εξάγεται από τηλεσκοπικά δεδομένα, θα πρέπει να αξιολογηθεί η ακρίβεια, έστω και περιπτωσιολογικά, των δεδομένων που συλλέγονται από τους δέκτες τηλεπισκόπησης. Επίσης, επισημαίνονται οι παράμετροι που προσδίδουν σφάλματα στους αλγορίθμους βαθυμετρίας, ενώ γίνεται μία προσπάθεια αξιολόγησής τους από πλευράς ασφάλειας της πλοήγησης των πλοίων.

Passive Remote Sensing and Hydrography: A Review of Models for Bathymetry Extraction

A. K. Mavraeidopoulos^{a b c}

^a National Fleet Fund, *athanasios.mavraeidopoulos@yahoo.com*

^b National and Kapodistrian University of Athens Remote Sensing Laboratory

^c Hellenic Naval Academy, Marine Sciences and Naval Operations Department

Abstract. This article presents an overview of the internationally prominent algorithms-models for bathymetry extraction from remotely sensed data. Bathymetry derived with remote sensing techniques has advantages and disadvantages; however it constitutes a challenge that depths can be derived over extended coastal areas with problems to the safety of navigation due to the existence of hazards, submerged objects and irregular bottom relief. Parameters, associated with erroneous results in the abovementioned models are discussed, while an effort of evaluation is done of various bathymetric models from the aspect of safety of navigation.

Όροι (Keywords) - Υδρογραφία, Τηλεπισκόπηση, Βαθυμετρία, Χαρτογραφία, Δορυφορικές εικόνες υψηλής χωρικής και φασματικής διακριτικής ικανότητας, Αλγόριθμοι εξαγωγής βαθυμετρίας, προδιαγραφές IHO

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Σύμφωνα με τον Διεθνή Υδρογραφικό Οργανισμό (International Hydrographic Organization - I.H.O.) η επιστήμη της Υδρογραφίας ορίζεται ως :

“That branch of applied sciences which deals with the measurement and description of the features of the seas and coastal areas for the primary purpose of navigation and all other marine purposes and activities including –inter alia- offshore activities, research, protection of the environment, and prediction services” (International Hydrographic Bureau, 2005)

Ερμηνεύοντας τον παραπάνω ορισμό, προκύπτει ότι, η Υδρογραφία είναι ο κλάδος των εφαρμοσμένων Γεωεπιστημών, που αφορά στην εκτέλεση μετρήσεων στο πεδίο, τόσο σε παράκτιες όσο και σε πελάγιες περιοχές, που σκοπό έχουν την περιγραφή του αναγλύφου του θαλασσίου πυθμένα και των αντικειμένων που βρίσκονται επί αυτού, με πρωταρχικό σκοπό την ασφάλεια της ναυσιπλοΐας και άλλων ναυτιλιακών δραστηριοτήτων, όπως για παράδειγμα η θαλάσσια έρευνα, έρευνα υδρογονανθράκων, δραστηριότητες προστασίας του θαλάσσιου περιβάλλοντος, διαχείρισης της παράκτιας ζώνης, κτλ. Επίσης, η Υδρογραφία ως επιστήμη δραστηριοποιείται και με υπηρεσίες πρόγνωσης θαλασσίων φαινομένων. Ωστόσο, οι εφαρμογές της Υδρογραφίας δεν περιορίζονται μόνο σε μετρήσεις στις θαλάσσιες περιοχές αλλά και σε μετρήσεις σε ποτάμια, ή/και λίμνες. Δεδομένου ότι οι μετρήσεις των βαθών του υδάτινου πυθμένα με τις διάφορες μεθόδους της υδρογραφίας γίνονται από κάποια απόσταση από αυτόν, συνήθως από την ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας, συνάγεται το γεγονός ότι στην ουσία η υδρογραφία εφαρμόζεται στο πεδίο σύμφωνα με τις αρχές της Τηλεανίχνευσης/ Τηλεπισκόπησης. Δηλαδή, οι μετρήσεις που αφορούν στην απόδοση του θαλασσίου αναγλύφου, γίνονται χωρίς το εκάστοτε σύστημα μέτρησης (π.χ. ηχοβολιστικό (H/B)) να έρθει σε επαφή με την επιφάνεια του θαλασσίου πυθμένα. Τα ακουστικά ή άλλα συμβατικά συστήματα που χρησιμοποιούνται στις υδρογραφικές απότυπώσεις, βρίσκονται σε κάποιο σκάφος, στη στάθμη της εκάστοτε επιφάνειας της θάλασσας, δηλαδή σε αποστάσεις, πολλές φορές, αρκετών εκατοντάδων μέτρων, μακριά από την επιφάνεια του θαλάσσιου πυθμένα.

Η διερεύνηση και εξαγωγή της βαθυμετρίας παράκτιων θαλάσσιων περιοχών, με χρήση ψηφιακών δορυφορικών εικόνων υψηλής διακριβωτικής ικανότητας, αφορά ένα εναλλακτικό πεδίο υψηλού επιστημονικού ενδιαφέροντος. Η εν λόγω διερεύνηση, πραγματοποιείται συνήθως με τη συγκριτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων (μετρήσεις βαθυμετρίας), τα οποία προέκυψαν μετά από κατάλληλη επεξεργασία δορυφορικών εικόνων, με αντίστοιχες μετρήσεις προερχόμενες από άλλα συμβατικά συστήματα μέτρησης βαθυμετρίας, όπως για παράδειγμα ηχοβολιστικά πολλαπλής δέσμης (*Multibeam Sonar*) και ηχοβολιστικά μονής δέσμης (*Single beam sonar*), οι οποίες λόγω της ακρίβειάς των, θεωρούνται ως μετρήσεις-αποτελέσματα αναφοράς. Ιδιαίτερο τεχνικό ενδιαφέρον επίσης, παρουσιάζει η έρευνα στο κατά πόσο η ακρίβεια των μετρήσεων βάθους-θέσης που προκύπτει από την επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων, είναι εντός των προδιαγραφών, που αποδέχεται ο Διεθνής Υδρογραφικός Οργανισμός (*International Hydrographic Organization*), η οποία ικανοποιείται μέχρι σήμερα, μόνο από ορισμένα ακουστικά συστήματα μέτρησης τους βάθους.

Επικεντρώνοντας τη παρούσα μελέτη στις δυνατότητες εξαγωγής βαθυμετρίας ή με άλλα λόγια στις τεχνικές υδρογράφησης από δεδομένα τηλεπισκόπησης, πρέπει να σημειωθεί ότι διακρίνονται δύο (2) κατηγορίες τηλεπισκόπησης και πιο συγκεκριμένα οι ενεργητικές μέθοδοι (*non-Imagine*) και οι παθητικές μέθοδοι (*Imagine*). Κύριος εκπρόσωπος των ενεργητικών μεθόδων (*non-Imagine*) τηλεπισκόπησης είναι η οπτική μέθοδος *LIDAR* και η μέθοδος μικροκυμμάτων *SLAR*.

Ένα σύγχρονο βαθυμετρικό σύστημα *LIDAR*, εκπέμπει Η/Μ ακτινοβολία (φως) στο μήκος κύματος του “πράσινου” στα 532 nm, σε αντίθεση με το τοπογραφικό/γεωδαιτικό σύστημα

LIDAR, το οποίο εκπέμπει στο υπέρυθρο μήκος κύματος και συγκεκριμένα στα 1.064 nm (Quadros, 2016). Τα συστήματα *LIDAR* που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση του βάρους, διακρίνονται σε συστήματα μικρού (<10 μ.) βάρους ή Ρηχών Υδάτων (*Shallow-water Systems*) και στα συστήματα μεγάλου (>10 μ.) βάρους ή Βαθέων Υδάτων (*Deep-water Systems*). Η πρώτη κατηγορία συστημάτων *LIDAR*, χρησιμοποιεί μικρότερη ενέργεια σε κάθε παλμό εκπομπής, και μεγαλύτερο ρυθμό εκπομπής (*ping rate*). Πρόκειται για συστήματα υψηλής διακριβωτικής χωρικής ικανότητας (*high resolution systems*), ενώ το “αποτύπωμα” (*footprint*) του παλμού *laser* στον πυθμένα είναι μικρών διαστάσεων. Σε αντίθεση των προαναφερομένων, τα συστήματα *LIDAR* μεγάλου βάρους (*deep-water systems*), αφορούν σε συστήματα που εκπέμπουν παλμούς μεγάλης ισχύος, έχουν μεγαλύτερο οπτικό πεδίο (*Field-of-View, FOV*), άρα πρόκειται για συστήματα που παρουσιάζουν χαμηλότερη διακριβωτική ικανότητα, μικρότερους ρυθμούς εκπομπής, και “αποτύπωμα” μεγαλύτερων διαστάσεων στον υδάτινο/θαλάσσιο πυθμένα, ενώ η διείσδυση του παλμού *laser* στην θάλασσα φθάνει μέχρι 2-3 φορές το βάθος του δίσκου *Secchi*. Με το βαθυμετρικό *LIDAR* είναι δυνατή η μέτρηση βάρους μέχρι 75 μ., με ορισμένα συστήματα (ρηχών υδάτων) να μπορούν να μετρήσουν μέχρι 100.000 βάρη/sec.

Σημαντικό πλεονέκτημα του βαθυμετρικού *LIDAR*, όπως και της τηλεπισκόπησης από δορυφόρους είναι ότι είναι εφικτό να συλλεχθεί γεωχωρική πληροφορία, ταυτόχρονα και από τις χερσαίες και από τις παράκτιες ή πελάγιες περιοχές, γεγονός που δεν μπορεί να γίνει από τα ακουστικά συστήματα βαθυμετρίας, τα οποία χρησιμοποιούνται μόνο για συλλογή πληροφορίας βάρους. Ωστόσο, ορισμένα χαρακτηριστικά της τεχνικής μέτρησης βάρων με τα συστήματα *LIDAR*, όπως για παράδειγμα το μεγάλο κόστος που απαιτείται για τη συλλογή και επεξεργασία των δεδομένων, τους πόρους (οικονομικούς και κατάλληλου ανθρώπινου δυναμικού) που απαιτούνται για την κινητοποίηση των απαιτούμενων μονάδων (Α/Φ, Ε/Π, δυσχέρειες λόγω μετεωρολογικών συνθηκών (νεφοκάλυψη, άνεμοι), η κατάσταση θάλασσας, η υδρογράφηση σε σχετικά στενού εύρους περιοχές/ζώνες, κ.α., την καθιστούν δύσκολα προσβάσιμη προς το παρόν, από την ακαδημαϊκή κοινότητα, ή την ευρύτερη τεχνική και επιχειρηματική κοινότητα.

Μία άλλη ενεργητική (*non-Imagine*) μέθοδος τηλεπισκόπησης είναι εκείνη που χρησιμοποιεί μικροκύματα συχνότητας X-band *SLAR* (*Side Looking Airborne Radar*) (Vogelzang J., G.J. Wensink, G.P. De Loor, H.C. Peters, and H. Pouwels, 1990), η οποία ανιχνεύει μεταβολές (τραχύτητα και διαφοροποίηση ύψους κύματος) της επιφάνειας της θάλασσας, τις οποίες τις συνδέει με τις εξάρσεις του θαλάσσιου πυθμένα χρησιμοποιώντας κατάλληλα για τον σκοπό αυτό μοντέλα (*continuity equations*). Ομοίως, πρόκειται για μία αρκετά κοστοβόρα μέθοδο, όχι τόσο αξιόπιστη και ακριβείας, στην οποία, εκτός των προαναφερομένων, απαιτείται ειδικός εξοπλισμός και εξειδικευμένο προσωπικό.

ΠΑΘΗΤΙΚΗ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Τα παραπάνω καθιστούν τις μεθόδους εξαγωγής βαθυμετρίας με χρήση των Παθητικών μεθόδων τηλεπισκόπησης ως τον αποδοτικότερο τρόπο συλλογής γεωχωρικών και γεωλογικών δεδομένων, από τις παράκτιες περιοχές. Γενικά, σήμερα έχει γίνει αποδεκτό, ότι η χρήση τηλεσκοπικών δεδομένων και ειδικότερα των δεδομένων που προέρχονται από πολυφασματικούς ή υπερφασματικούς αισθητήρες υψηλής ανάλυσης (*high resolution Multispectral/ Hyperspectral imagery*), αυξάνει τη δυνατότητα καλύτερης διαχείρισης της παράκτιας ζώνης, όπως για παράδειγμα υδρογραφήσης (εξαγωγής βαθυμετρίας) παράκτιων περιοχών, παρακολούθησης της θαλάσσιας χλωρίδας, ταξινόμησης ιζημάτων πυθμένα, παρακολούθηση μεταβολής της ακτογραμμής, έλεγχος ύπαρξης ναυαγίων, κτλ. Κρίσιμο γεγονός αποτελεί η κατανόηση του τρόπου με τον οποίο είναι δυνατή, μέσω της παθητικής τηλεπισκόπησης, η εξαγωγή πληροφοριών από τον πυθμένα των υδάτινων περιοχών. Για τον σκοπό αυτό, πρέπει να τονιστεί ότι σημαντική παράμετρος για την αποτελεσματικότητα των μεθόδων παθητικής οπτικής τηλεπισκό-

πησης είναι η διαθεσιμότητα της ηλεκτρομαγνητικής (H/M) ακτινοβολίας ή με άλλα λόγια η ποσότητα του φωτός (ηλιακής ενέργειας) που λαμβάνεται από τον εκάστοτε αισθητήρα τηλεπισκόπησης..

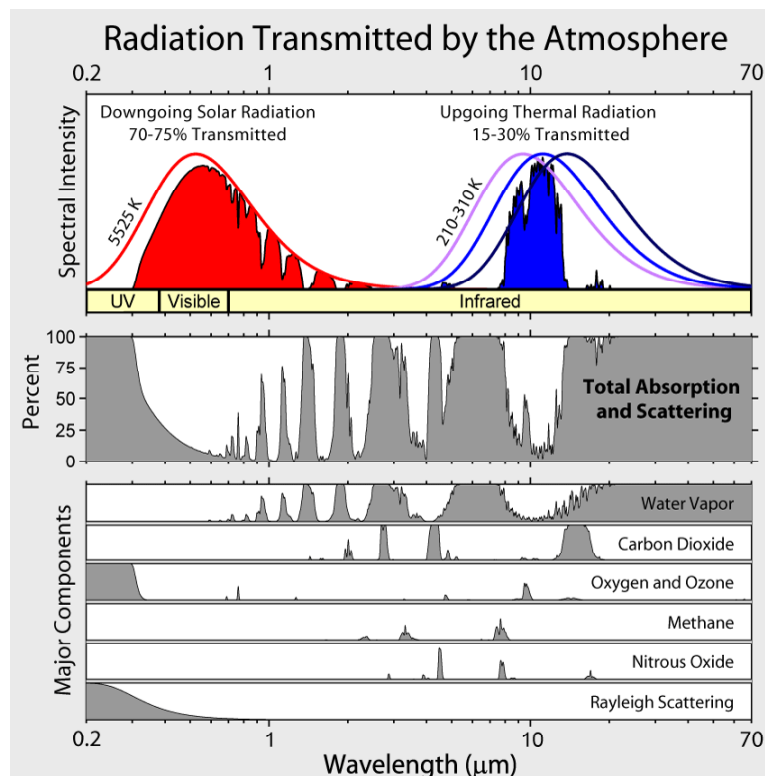
Οι τεχνικές της παθητικής τηλεπισκόπησης βασίζονται πρωτίστως στον τρόπο διάδοσης του φωτός, σε συγκεκριμένα μέσα διάδοσης, όπως για παράδειγμα είναι η ατμόσφαιρα και το νερό, καθώς και στον τρόπο που αυτή διαδίδεται/επιστρέφει πίσω στον αισθητήρα τηλεπισκόπησης του δορυφόρου, ο οποίος βρίσκεται σε ύψος 800 km περίπου (*TOA-Top-of-Atmosphere*). Γίνεται λοιπόν αντιληπτό, ότι η σύσταση, οι φυσικές και χημικές ιδιότητες του μέσου διάδοσης, εν προκειμένω της ατμόσφαιρας και του νερού, επηρεάζουν τη διαθεσιμότητα και εν γένει τον τρόπο διάδοσης του φωτός σε αυτά. Το πρόβλημα θεωρείται αρκετά σύνθετο, αν αναλογιστεί κανείς ότι η σύσταση κάθε μέσου (π.χ., της ατμόσφαιρας και της υδάτινης μάζας) μπορεί να διαφέρει είτε χρονικά είτε χωρικά/τοπικά, με αποτέλεσμα να μην παρουσιάζει ομοιογένεια σε ολόκληρη την περιοχή που περιλαμβάνεται στα δεδομένα τηλεπισκόπησης (π.χ. σε μία δορυφορική εικόνα).

Πιο συγκεκριμένα, όσον αφορά στην ατμόσφαιρα, είναι σημαντικό να διευκρινιστεί ότι λόγω της ανομοιομορφίας που παρουσιάζει σχετικά με την φυσική της κατάσταση, τη χημική της σύσταση, την πυκνότητά της, επηρεάζεται πολύ δυναμικά η H/M ακτινοβολία, κατά την διέλευσή της (*atmospheric path radiance*) από αυτήν. Το στρώμα της γήινης ατμόσφαιρας συνίσταται από δύο (2) κατηγορίες υλικών, ήτοι τα “μόνιμα” και τα “μη μόνιμα”. Τα “μόνιμα” είναι το άζωτο (78%), το οξυγόνο (21%), το αργόν (0,93%) και το διοξείδιο του Άνθρακα (0,03%). Τα “μη μόνιμα” είναι κυρίως το όζον, υδρατμοί, αερολύματα (*aerosols*) και λοιπά αέρια προερχόμενα από βιομηχανική δραστηριότητα. Τα κύρια φαινόμενα που περιγράφουν την επίδραση της ατμόσφαιρας στο σήμα της ακτινοβολίας είναι εκείνα της ατμοσφαιρικής σκέδασης (*scattering*), απορρόφησης (*absorption*), διάχυσης (*diffussion*), ανάκλασης (*reflection*), διάθλασης (*refraction*). Ως γενική αρχή, η *απορρόφηση* έχει ως αποτέλεσμα την απομείωση της έντασης της H/M ακτινοβολίας, συγκεκριμένου μήκους κύματος, η *σκέδαση* διασπείρει την αρχική/απευθείας διεύθυνση διάδοσης της H/M ενέργειας και σε άλλες διευθύνσεις στον χώρο, ενώ η *διάθλαση* τροποποιεί την διεύθυνση της αρχικής διαδρομής της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας. Όλα αυτά συμβαίνουν πριν προλάβει η ακτινοβολία του ήλιου να ανακλαστεί από την επιφάνεια της γης-θάλασσας, ενώ μετά την ανάκλασή της, τα παραπάνω φαινόμενα επαναλαμβάνονται και συνήθως με διαφορετική διαδικασία. Επιπρόσθετα, η μοριακή δομή του κάθε αερίου της ατμόσφαιρας, συντελεί στο γεγονός να πραγματοποιείται διαφορετικός βαθμός απορρόφησης για κάθε τύπο αερίου σε διαφορετικά μήκη κύματος (*Εικόνα 1*). Πρέπει να σημειωθεί, ότι για τους σκοπούς της επιστήμης της Τηλεπισκόπησης, τα παραπάνω φαινόμενα επηρεάζουν την H/M ακτινοβολία που τελικά λαμβάνεται από τον αισθητήρα/δέκτη τηλεανίχνευσης δύο (2) φορές, δηλαδή μία κατά την διαδρομή της ακτινοβολίας από τον ήλιο προς τη Γη και μία δεύτερη από τη Γη προς τον δορυφόρο (αισθητήρα τηλεπισκόπησης).

Αναλυτικότερα, το φαινόμενο της «*Απορρόφησης*» της ακτινοβολίας συμβαίνει στην περίπτωση που η ατμόσφαιρα σταματά ή απομειώνει τη διάδοση/ένταση της ακτινοβολίας. Στην περίπτωση που συμβαίνει *απορρόφηση* της H/M ενέργειας, η ατμόσφαιρα αποκτά μεγαλύτερη ενέργεια, την οποία επενεκπέμπει στον χώρο με την μορφή κυμάτων μεγαλύτερου μήκους κύματος. Η ποσότητα και η κατανομή των «μονίμων» συστατικών της ατμόσφαιρας είναι γενικώς γνωστή, με αποτέλεσμα να μπορεί να εκτιμηθεί η επίπτωσή τους στην H/M (ηλιακή) ακτινοβολία, ωστόσο η ποσότητα και η κατανομή των «μη μόνιμων» συστατικών, τα οποία συνήθως συνιστώνται από «αερολύματα» (*aerosol*), δεν είναι γνωστή, δεδομένου ότι αυτά μεταβάλλονται τόσο τοπικά όσο και χρονικά.

Η επίδραση των αερολυμάτων (*aerosols*) στη διάδοση της H/M ακτινοβολίας, εξαρτάται από τα φυσικά χαρακτηριστικά τους, όπως για παράδειγμα το σχήμα, μέγεθος, πυκνότητα και κατανομή των *aerosols* στον χώρο, καθώς και από τον *δείκτη διαθλάσεως* της εκάστοτε κατά-

στασης της ατμόσφαιρας. Η ύπαρξη για παράδειγμα νεφών και ομίχλης έχει ως αποτέλεσμα την απότομη εξασθένηση της απευθείας ηλιακής ακτινοβολίας, καθώς και την δημιουργία έντονων φαινομένων σκέδασης και απορρόφησης, με αποτέλεσμα να μην καθίσταται δυνατή η παρατήρηση της γης κάτωθεν των νεφών-ομίχλης με χρήση παθητικών αισθητήρων τηλεπισκόπησης. Παρόμοια, η ύπαρξη υψηλής πυκνότητας ατμοσφαιρικών αερίων, αερολυμάτων και υδρατμών έχει ως συνέπεια την πρόκληση έντονων φαινομένων απορρόφησης, διάχυσης και διάθλασης της απευθείας ηλιακής ακτινοβολίας (Εικόνα 1).

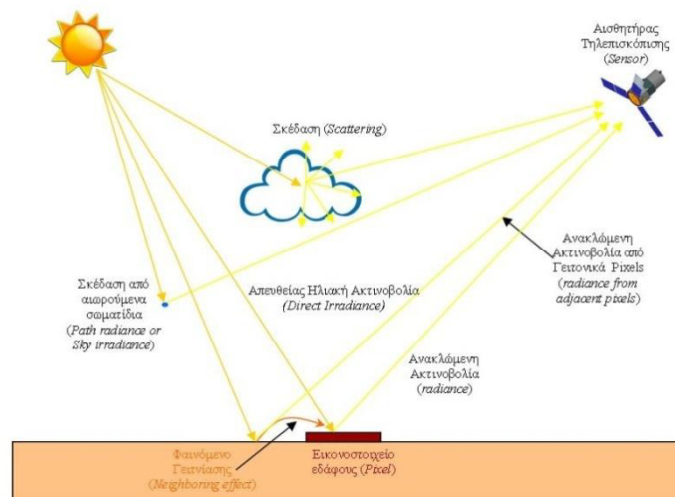


Εικ. 1. Απορρόφηση Η/Μ Ακτινοβολίας από την Ατμόσφαιρα για τα διάφορα μήκη κύματος (λ), (www.wattsupwiththat.com)

Πρέπει να σημειωθεί ότι, το φαινόμενο της *απορρόφησης* παρατηρείται με επιλεκτική συμπεριφορά για κάθε φασματική ζώνη, δηλαδή συγκεκριμένα αέρια ή μόρια νερού απορροφούν την εισερχόμενη στην ατμόσφαιρα ακτινοβολία σε συγκεκριμένο εύρος μήκους κύματος, ενώ δεν αλληλεπιδρούν μαζί της σε άλλα μήκη κύματος. Για παράδειγμα, τα αέρια που ευθύνονται για την απορρόφηση των ακτίνων X και των υπεριωδών ακτίνων (UV) είναι το όζον (O_3), το οξυγόνο (O_2), ενώ οι υδρατμοί (H_2O) και το όζον απορροφούν την ακτινοβολία στην ζώνη του ορατού. Αντίστοιχα, οι υδρατμοί/νερό και το διοξείδιο του Άνθρακα (CO_2) απορροφούν την ακτινοβολία στο φάσμα του υπέρυθρου (infrared). Άρα, υπάρχει μία μεταβλητότητα στη διαθεσιμότητα της Η/Μ ακτινοβολίας προς αξιοποίησή της από τις τηλεπισκοπικές μεθόδους, σε συγκεκριμένα διαστήματα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, τα λεγόμενα “ατμοσφαιρικά παράθυρα” (*atmospheric windows*).

Η “σκέδαση” ως φαινόμενο, εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τη συγκέντρωση των αερολυμάτων (*aerosols*) και λοιπών σωματιδίων της ατμόσφαιρας. Η αξιοποίηση των μετεωρολογικών δεδομένων αναφορικά με την πίεση και την ατμοσφαιρική πυκνότητα, συνεισφέρει στον προσδιορισμό του μεγέθους του φαινομένου της σκέδασης. Τέλος, η «διάθλαση» εξαρτάται από τα οπτικά χαρακτηριστικά του μέσου διάδοσης.

Τα προαναφερόμενα φαινόμενα έχουν ως συνέπεια να προκαλείται μείωση της αντίθεσης (*contrast*) της δορυφορικής εικόνας, ενώ πιο συγκεκριμένα η *απορρόφηση* και η *σκέδαση* της ατμόσφαιρας επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό τον λόγο (*ratio*) της καταγραφόμενης, στον δέκτη, ακτινοβολίας (*recorded radiance*) προς την αρχική (*reflected radiance*). Αποτέλεσμα των παραπάνω είναι, η ετήσια ροή πυκνότητας ακτινοβολίας (*flux density of incident radiation*) στα ανώτερα επίπεδα της ατμόσφαιρας (*TOA*) από 341,8 W/m² να απομειούται στα 147,3 W/m² στην επιφάνεια της γης. (Gomarasca, 2009).



Εικ. 2. Αλληλεπίδραση Ατμόσφαιρας-Ακτινοβολίας

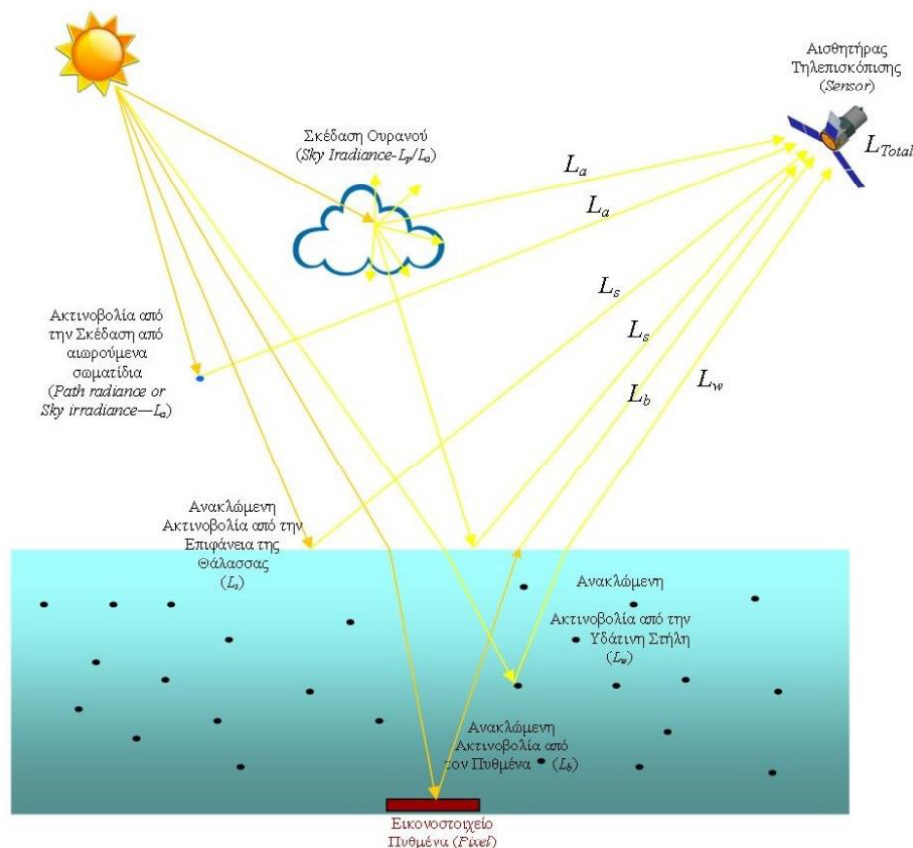
Τί συμβαίνει όμως με τον τρόπο διάδοσης της Η/Μ ακτινοβολίας στο άλλο μέσο που είναι το νερό ; Είναι προφανές, ότι όσο περισσότερη ηλιακή ακτινοβολία διέλθει της ατμόσφαιρας και προσπέσει σε μία υδάτινη μάζα, τόσο μεγαλύτερη θα είναι η ποσότητα της ακτινοβολίας που θα διεισδύσει στο νερό και κατά συνέπεια πολλά περισσότερα φωτόνια θα φθάσουν στον πυθμένα, τα οποία θα ανακλαστούν και θα επιστρέψουν προς τα πίσω (*backscattered energy*). Η ενέργεια που λαμβάνει τελικά ο αισθητήρας τηλεπισκόπησης (*RS Sensor*) είναι αντιστρόφως ανάλογη του βάθους/απόστασης του πυθμένα από την επιφάνεια της θάλασσας. Επίσης, προκειμένου το λαμβανόμενο, από τον αισθητήρα τηλεπισκόπησης, σήμα να είναι “καθαρό” από τις επιδράσεις των διαφόρων φαινομένων που το επηρεάζουν κατά την διάδοσή του διαμέσω της ατμόσφαιρας, θα πρέπει προηγουμένως τα δεδομένα αυτά να έχουν διορθωθεί ως προς την επίδραση της ατμόσφαιρας και βέβαια σε δεύτερη φάση να διορθωθούν και ως προς την συνεισφορά της στήλης του νερού.

Πιο αναλυτικά, όταν το ηλιακό φως εισέρχεται στο νερό, αλληλεπιδρά με τα μόρια του νερού και τα αιωρούμενα σωματίδια σ’ αυτό, με αποτέλεσμα να προκαλείται (περαιτέρω) εξασθένηση της έντασης του φωτός, μεταβολή στην απόχρωσή του (δηλ. μεταβολή στο μήκος κύματος Η/Μ ακτινοβολίας), διάχυση, μεταβολή της ευκρίνειας και της αντίθεσής του (*contrast*), καθώς και άλλα δευτερευούσης σημασίας φαινόμενα. Μία εικόνα της γήινης επιφάνειας που λαμβάνεται από το επίπεδο της επιφάνειας της θάλασσας (*Base-of-the-Atmosphere, BOA*) δεν είναι η ίδια με μία εικόνα που λαμβάνεται από τα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας (*Top-of Atmosphere, TOA*), παρά το γεγονός ότι αποτυπώνεται η ίδια θαλάσσια μάζα. Είναι σημαντικό λοιπόν, μέσω των τεχνικών της τηλεπισκόπησης να διερευνηθεί, μελετηθεί και αξιοποιηθεί τόσο η χωρική πληροφορία όσο και η ποιοτική (φασματική), που αφορά στην έκταση, το είδος και μέγεθος των οργανικών/ανόργανων συστατικών, στη μέτρηση του βάθους της θάλασσας, και την παρακο-

λούθηση της θερμοκρασίας του νερού σε ποτάμια, λίμνες, ταμιευτήρες, θάλασσες και ωκεανούς, δεδομένου ότι οι πληροφορίες από τις υδάτινες αποθέσεις αφορούν στο μεγαλύτερο ποσοστό της συνολικής επιφάνειας του πλανήτη μας.

Επιπρόσθετα, η κατάσταση της επιφανείας (sea state) της υδάτινης μάζας είναι καθοριστικής σημασίας για το πως το φως θα διέλθει μέσα από αυτήν. Προερχόμενο το φως από ένα μέσο οπτικά αραιότερο (ατμοσφαιρικός αέρας) σε ένα μέσο πυκνότερο (νερό καθαρό ή μη), ένα μέρος της ακτινοβολίας ανακλάται ενώ ένα τμήμα αυτού διεισδύει δηλ. διαθλάται στο νερό. Αναλόγως της κατάστασης θαλάσσης, δηλαδή της μορφής της διαχωριστικής επιφάνειας αέρα-νερού, το φως ανακλάται (diffuse/lambertian reflection)/σκεδάζεται προς όλες τις κατευθύνσεις ή ανακλάται κατοπτρικά (specular reflection), ενώ ένα τμήμα αυτού απορροφάται. Οι προαναφερόμενες διαδικασίες και το τελικό ποσοστό εξασθένησης της Η/Μ ακτινοβολίας (φωτός) εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας.

Έτσι, η συνολική ακτινοβολία, (L_{Total} ή $L_{s,w}$), που καταγράφεται από έναν αισθητήρα τηλεπισκόπησης πάνω από μία υδάτινη επιφάνεια της γης είναι το άθροισμα της ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας (ακτινοβολήσεων/radiances) από τις παρακάτω παραμέτρους-πηγές ως αυτές εμφανίζονται στην Εικόνα 3:



ΕΙΚ. 3. Ακτινοβολία (Η/Μ Ενέργεια) που λαμβάνεται στον δέκτη τηλεπισκόπησης, μετά την αλληλεπίδρασή του ηλιακού φωτός με την ατμόσφαιρα και το νερό.

$$L_{Total} = L_a + L_s + L_w + L_b + L_n \quad (1)$$

όπου,

L_α : είναι η ακτινοβολία ($L_{atmosphere}$ ή $L_{path\ radiance}$) που καταγράφεται από τον δέκτη (*sensor*) τηλεπισκόπησης, και η οποία προέρχεται από την σκεδαζόμενη στην ατμόσφαιρα ηλιακή ακτινοβολία (*Solar Irradiance- E_{sun}*) και την ατμοσφαιρική ακτινοβολία (*Sky Irradiance- E_{sky}*) που σκεδάζεται από τον ουρανό, δηλαδή πρόκειται για την ακτινοβολία που σκεδάζεται στο άνω ημισφαίριο θέασης, η οποία δεν φθάνει ποτέ στην υδάτινη επιφάνεια. Αυτός είναι ο λεγόμενος “ατμοσφαιρικός θόρυβος” και μπορεί να θεωρηθεί ως η ανεπιθύμητη ακτινοβολία που προέρχεται λόγω της διαδρομής/διάδοσης (*path radiance*) της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα.

L_s : είναι η ακτινοβολία(L_{sun}), η οποία προέρχεται από την ηλιακή ακτινοβολία και τη σκεδαζόμενη ατμοσφαιρική ακτινοβολία η οποία προσπίπτει στη διεπιφάνεια αέρα - νερού (γνωστό και ως “στρώμα ελεύθερης επιφάνειας ή οριακό στρώμα” - *free-surface layer/ boundary layer*). Η εν λόγω ακτινοβολία, διαπερνά το προαναφερόμενο “οριακό στρώμα” μόνο κατά ένα χιλιοστό περίπου, και στη συνέχεια ανακλάται στο σύνολό της από την επιφάνεια του νερού. Αυτή η ανακλώμενη ενέργεια περιέχει πολύτιμη φασματική πληροφορία σχετικά με τα επιφανειακά χαρακτηριστικά της υδάτινης μάζας. Εάν, όμως, η ζενίθεια γωνία του Ήλιου και η γωνία παρατήρησης του δέκτη τείνουν να συμπίψουν, ενδέχεται να λάβει κανείς μια αμιγώς κατοπτρική ανάκλαση (*θάμβωση-Sun-glint*) από την επιφάνεια του υδάτινου σώματος, η οποία παρέχει ελάχιστες χρήσιμες φασματικές πληροφορίες. Τέτοιου τύπου ακτινοβολία που προέρχεται από *θάμβωση*, L_g (L_{glint}), θα πρέπει να αποφεύγεται σε κάθε περίπτωση.

L_w : είναι η ακτινοβολία (L_{water}), που προέρχεται από την απευθείας κατερχόμενη ακτινοβολία του ήλιου και την σκεδαζόμενη από την ατμόσφαιρα ηλιακή ακτινοβολία, οι οποίες διαπερνούν τη διεπιφάνεια αέρα - νερού, αλληλεπιδρούν με το νερό και τα οργανικά/ ανόργανα συστατικά του και στη συνέχεια εξέρχονται από την υδάτινη στήλη, χωρίς όμως να συναντήσουν τον πυθμένα. Στο σύνολό τους είναι γνωστές και ως “ακτινοβολία του υδάτινου όγκου” (*subsurface volumetric radiance ή water radiance*). Αυτή η ανακλώμενη ενέργεια παρέχει πολύτιμες πληροφορίες σχετικά με τα (φυσικά) χαρακτηριστικά και την σύσταση του όγκου της υδάτινης στήλης.

L_b : είναι η ποσότητα της καταγεγραμμένης ακτινοβολίας (L_{bottom}), που προέρχεται από την απευθείας κατερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία και την ακτινοβολία λόγω της διάχυσης του ουρανού θόλου, από το άνω ημισφαίριο του παρατηρούμενο εικονοστοιχείου, η οποία διαπερνά τη διεπιφάνεια αέρα - νερού, φθάνει στον πυθμένα του υδάτινου σώματος, αναδιαδίδεται μέσα από την υδάτινη στήλη και στη συνέχεια εξέρχεται από την υδάτινη στήλη. Άρα, εάν μελετάμε τις πληροφορίες που σχετίζονται με την υδρογράφηση του πυθμένα, όπως γίνεται σε μία βαθυμετρική χαρτογράφηση ή τη χαρτογράφηση κοραλλιογενών υφάλων, τότε αυτός ο τύπος της ακτινοβολίας (ακτινοβολίας) που ανακλάται από τον πυθμένα έχει ιδιαίτερη σημασία (Mumby P.J., A.J. Edwards, E.P. Green, C.W. Anderson, A.C. Ellis, C.D. Clark, 1997).

L_n : είναι η ακτινοβολία που καταγράφεται στον αισθητήρα, η οποία προέρχεται από τους τυχόν ηλεκτρονικούς “θορύβους” του αισθητήρα (*noise*).

Εάν γίνει η παραδοχή, ότι οι επιδράσεις επί της ακτινοβολίας (ηλιακού φωτός), λόγω της θάμβωσης L_g και λόγω του θορύβου του αισθητήρα/συστήματος τηλεπισκόπησης L_n είναι μικρές ή ελεγχόμενες, τότε η ακτινοβολία των βαθέν υδάτων ($L_{w,\infty}$ - *Radiance of deep water at Sensor*), στον αισθητήρα/δέκτη τηλεπισκόπησης, δηλαδή στο ανώτατο επίπεδο της ατμόσφαιρας (*TOA-Top of the Atmosphere*), θα ισούται με το άθροισμα των ακτινοβολιών στο κατώτερο επίπεδο της ατμόσφαιρας (*Base of Atmosphere – BOA*), και συγκεκριμένα ο δέκτης θα καταγράψει την ακτινοβολία (*ακτινοβολία/radiance-L*) που ανακλάται ή/και σκεδάζεται από την

επιφάνεια της θάλασσας L_s , τις ποσότητες ακτινοβολίας που προέρχονται από την υδάτινη στήλη και τον πυθμένα L_w & L_b αντίστοιχα, και την ακτινοβολία L_a που προέρχεται από την αλληλεπίδραση (ακτινοβολία σκέδασης) της ηλιακής ακτινοβολίας με την ατμόσφαιρα :

$$L_{w,\infty} = L_a + L_s + L_w + L_b \quad (2)$$

Πολλές φορές ο σκοπός της τηλεπισκόπησης των υδάτων είναι η εξαγωγή πληροφοριών ενδιαφέροντος και από τους λοιπούς τύπους ακτινοβολίας που καταγράφονται από τον αισθητήρα τηλεπισκόπησης (Doxaran, D., Froidefond, J.M., Lavender, S.J., Castaing, P., 2002). Για παράδειγμα, εάν ενδιαφέρει η μελέτη των οργανικών και των ανόργανων συστατικών της υδάτινης στήλης (π.χ. αιωρούμενα ιζήματα ή χλωροφύλλη- a), τότε πρέπει να διερευνηθεί η υποεπιφανειακή ογκομετρική ακτινοβολία (L_w), η οποία υπολογίζεται ως εξής:

$$L_w = L_{w,\infty} - (L_a + L_s + L_b) \quad (3)$$

Πιο αναλυτικά, οι ποσότητες ακτινοβολίας L_w και L_b εξαρτώνται από την ποιότητα, δηλαδή τη φυσική σύσταση του μέσου διάδοσης ή από τις “οπτικές ιδιότητες” (*Optical Properties*), εν προκειμένω της υδάτινης μάζας, που παρατηρείται από τους αισθητήρες τηλεπισκόπησης. Θα πρέπει να γίνει αντιληπτό, ότι τα φυσικά νερά αποτελούν μία “μαγική συνταγή” από διαλελυμένα και αιωρούμενα σωματίδια. Οι εν λόγω διαλελυμένες ουσίες και τα σωματίδια είναι εξίσου σημαντικές παράμετροι της σύστασης της υδάτινης μάζας ενώ μπορεί να διαφέρουν πολύ σε είδος και συγκέντρωση. Κατά συνέπεια, οι οπτικές ιδιότητες των φυσικών νερών (*natural waters*) παρουσιάζουν μεγάλη χρονική και χωρική διαφοροποίηση και σπανίως μοιάζουν με εκείνες του γλυκού νερού (*pure water*). Η μεγάλη διαφορετικότητα που παρουσιάζουν οι οπτικές ιδιότητες των φυσικών νερών, αποτελεί “πρόκληση” για όσους επιθυμούν ακριβή ή/και τυποποιημένα αποτελέσματα. Ωστόσο, ο συνδυασμός μεταξύ των ιδιοτήτων των αιωρούμενων και διαλελυμένων σωματιδίων, καθώς και των οπτικών ιδιοτήτων του νερού, έχει ως αποτέλεσμα οι μετρήσεις της Οπτικής Ωκεανογραφίας να μπορούν να χρησιμοποιηθούν με τέτοιο τρόπο, ώστε να είναι εφικτό με τις τεχνικές τηλεπισκόπησης να μπορούν να εξαχθούν χρήσιμες πληροφορίες για τα θαλάσσια οικοσυστήματα. Πράγματι, οι αλληλοεξαρτήσεις μεταξύ των οπτικών ιδιοτήτων του νερού και των βιολογικών, χημικών και γεωλογικών συστατικών των φυσικών υδάτων, έχουν ως αποτέλεσμα να καθιστούν τον ρόλο της φυσικής οπτικής ως πολύ σημαντικό παράγοντα για την θαλάσσια έρευνα. Αυτή η συνεργασία είναι πολύ εμφανής στα αντικείμενα μελέτης της Βιολογικής-Γεωλογικής Ωκεανογραφίας, Θαλάσσιας Φωτοχημείας, Θερμοδυναμική κίνηση θαλασσίων μαζών, Οπτικής Βαθυμετρίας (*Lidar Bathymetry*), Τηλεπισκόπησης θαλασσίων περιοχών (*Ocean-Color remote Sensing*), Στερεομεταφοράς Ιζημάτων, Παρακολούθησης Μολυσματικών Ουσιών-Στοιχείων (*pollutants*), Ταξινόμησης Ιζημάτων Θαλάσσιου Πυθμένα, Βαθυμετρίας/Υδρογραφίας.

Πιο συγκεκριμένα, οι οπτικές ιδιότητες του νερού χωρίζονται σε δύο (2) κυρίως κατηγορίες τις εγγενείς (*Inherent Optical Properties-IOPs*) και τις φαινόμενες (*Apparent Optical Properties-AOPs*). Οι IOPs είναι εκείνες οι ιδιότητες οι οποίες εξαρτώνται αποκλειστικά από το μέσο διάδοσης (θαλάσσιο νερό), οπότε είναι ανεξάρτητες από τον τρόπο με τον οποίο το φως σκεδάζεται στο μέσο διάδοσης από το γύρωθεν περιβάλλον. Οι δύο (2) θεμελιώδεις IOPs είναι ο “Συντελεστής Απορρόφησης” (*Absorption Coefficient*) και η “Συνάρτηση του Όγκου Σκέδασης” (*Volume Scattering Function*). Αντίστοιχα, οι AOPs είναι εκείνες οι ιδιότητες του νερού που εξαρτώνται αφενός από το μέσο διάδοσης (IOPs) και αφετέρου από την γεωμετρία της διάδοσης του διάχυτου από το περιβάλλον φωτός και συνίστανται κυρίως από σταθερές παραμέτρους που περιγράφουν την κατάσταση του μέσου διάδοσης. Οι συνήθως χρησιμοποιούμενες AOPs είναι οι διάφορες ανακλαστικότητες (*reflectances*), τα “μέσα συνημίτονα” (*average cosines*), οι “συντελεστές εξασθένησης” λόγω της διάχυσης του φωτός (*diffuse attenuation coefficients*).

Η “θεωρία Διάδοσης της Ακτινοβολίας” (*Radiative Transfer Theory*) είναι το υπόβαθρο που παρέχει τη διασύνδεση μεταξύ των IOPs και AOPs. Το φυσικό περιβάλλον της θαλάσσιας

μάζας, η δημιουργία κυματισμού στην επιφάνειά του, το βάθος, η ποιότητα του πυθμένα, η προσπίπτουσα ακτινοβολία από τον ουρανό κτλ., καθιστούν τη *θεωρία διάδοσης της ακτινοβολίας*, μέσω των οριακών συνθηκών της, χρήσιμο οδηγό για την επίλυση των προβλημάτων της οπτικής στο νερό. Για την εφαρμογή της *θεωρίας διάδοσης της ακτινοβολίας* απαιτούνται προσεκτικές ραδιομετρικές διορθώσεις στα τηλεπισκοπικά δεδομένα, για την εξάλειψη του ατμοσφαιρικού θορύβου (L_p), της θάμβωσης (L_g), της επιφάνειας από τον Ήλιο (*sun-glint*) και άλλων τύπων ανακλάσεων από την επιφάνεια της υδάτινης μάζας, και της ανακλαστικότητας από τον πυθμένα (L_b) (Doxani G., M. Papadopoulou, P. Lafasani, C. Pikridas, M. Tsakiri-Strati, 2011), όπως αυτές περιγράφηκαν παραπάνω. Όσοι επιστήμονες εστιάζουν την προσπάθεια τους στον προσδιορισμό του βάθους των υδάτων (βαθυμετρία) ή στα χαρακτηριστικά της ποιότητας του πυθμένα όπως η δομή των υφάλων, ή το είδος των ιζημάτων του πυθμένα, ενδιαφέρονται κυρίως για ακριβείς μετρήσεις της ακτινοβολίας που ανακλάται από τον πυθμένα (L_b), και συνεπώς θα πρέπει να διορθώσουν τα δεδομένα τους ως προς την ατμοσφαιρική ακτινοβολία, την επιφανειακή ακτινοβολία και την ακτινοβολία που προέρχεται από τον υπο-επιφανειακό όγκο των υδάτων, προκειμένου προσδιορίσουν με ακρίβεια την ποσότητα της ακτινοβολίας που προέρχεται αμιγώς από τον υδάτινο πυθμένα. Η ένταση (*Intensity*) του φωτός ή της ακτινοβολίας που επιστρέφει από τον πυθμένα σχετίζεται με την απόσταση που βρίσκεται ο πυθμένας από την ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας και εν γένει το πάχος της υδάτινης μάζας.

Πιο αναλυτικά, οι διάφορες τεχνικές εξαγωγής της βαθυμετρίας απαιτούν την ύπαρξη ενός μαθηματικού μοντέλου, το οποίο θα συσχετίζει τις τιμές της ακτινοβολίας/ακτινοβολήσης σε συγκεκριμένες θέσεις με τα αντίστοιχα στις ίδιες θέσεις βάθη. Το προαναφερόμενο μοντέλο μπορεί να είναι “αναλυτικό”, “ημι-αναλυτικό” ή “εμπειρικό” (Gao, J., 2009).

ΑΝΑΛΥΤΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΕΞΑΓΩΓΗΣ ΒΑΘΥΜΕΤΡΙΑΣ

Η εξαγωγή της βαθυμετρίας, με αναλυτική παραμετροποίηση, προϋποθέτει τη δημιουργία κάποιου αλγόριθμου/μοντέλου, το οποίο θα περιγράφει τη διαδικασία διάδοσης της ακτινοβολίας στα διάφορα οπτικά μέσα (π.χ. ατμόσφαιρα, υδάτινο μέσο, κτλ). Η δημιουργία του εν λόγω αλγόριθμου/μοντέλου απαιτεί γνώση των συνθηκών και του τρόπου διάδοσης του φωτός (H/M ακτινοβολίας), ενώ για την παραμετροποίηση ενός τέτοιου μοντέλου, απαιτείται η γνώση των οπτικών ιδιοτήτων του νερού, όπως για παράδειγμα του “*Συντελεστή Εξασθένησης*” (*Attenuation Coefficient*) ή του “*Συντελεστή Οπισθοσκέδασης*” (*Backscattering Coefficient*).

Κρίσιμο ζήτημα, παραμένει πάντα, ο προσδιορισμός της ακτινοβολίας που φθάνει στον αισθητήρα από το νερό (*water-leaving radiance*). Όσο με μεγαλύτερη ακρίβεια προσδιοριστεί η ακτινοβολία που εξέρχεται των υδάτων (ελεύθερης υδάτινης επιφάνειας), τόσο με μεγαλύτερη ακρίβεια θα υπολογιστεί και το βάθος ή τα υπόλοιπα χαρακτηριστικά (συγκέντρωση χλωροφύλλης, αιωρούμενα σωματίδια, λοιπή οργανική ύλη στον όγκο του νερού, κτλ) της υδάτινης μάζας. Απαιτείται λοιπόν η επινόηση – δημιουργία κάποιου αλγορίθμου, ο οποίος να “μεταφράζει” την συλλεγόμενη από τους αισθητήρες τηλεπισκόπησης πληροφορία χρωμάτων (*ocean color*), από τα διάφορα μήκη κύματος (λ), (ή σε διάφορες φασματικές ζώνες) που προέρχεται από τις υδάτινες μάζες. Η εν λόγω πληροφορία μεταφέρεται μέσω του παρατηρούμενου φάσματος της H/M ενέργειας, περιέχει και την πληροφορία βαθυμετρίας.

Απλουστευμένο Οπτικό Μοντέλο (*Simplified Optical Model*)

Το πιο συνηθισμένο αναλυτικό μοντέλο που χρησιμοποιείται ως εισαγάγεται από τη “*Θεωρία Διάδοσης της Ακτινοβολίας*” (*radiative transfer theory*), είναι το “*απλουστευμένο μοντέλο διάδοσης της ακτινοβολίας*”, το οποίο απαιτεί γνώση της φασματικής υπογραφής των αιωρού-

μενων και διαλελυμένων στο νερό ουσιών και σωματιδίων και την τιμή της ανακλαστικότητας του πυθμένα ($R_b(\lambda)$).

Σύμφωνα με τον νόμο των Beer-Lambert (Beer-Lambert-Bouguer's Law), όταν μία μονοχρωματική (δηλ., ενός αποκλειστικά μήκους κύματος, λ) δέσμη φωτός διέλθει διαμέσω κάποιου απορροφητικού μέσου (π.χ. νερό), τότε η (αρχική) ένταση (intensity) της ακτινοβολίας του (I_0), μειώνεται εκθετικά, αφενός συναρτηθεί του πάχους (l) του μέσου, και εν προκειμένω του βάθους (z) του πυθμένα, αφετέρου συναρτηθεί της συγκέντρωσης (c) των αιωρούμενων στο νερό σωματιδίων.

Η γενική μορφή έκφρασης του νόμου Beer-Lambert, δίνεται από την ακόλουθη εξίσωση (4) :

$$I = I_0 \cdot e^{-K \cdot l \cdot c} \Leftrightarrow \ln(I) = \ln(I_0) - K \cdot l \cdot c \quad (4)$$

όπου, K είναι ο “συντελεστής εξασθένησης” για το μελετούμενο οπτικό μέσο διάδοσης της ακτινοβολίας.

Στην περιπτώση λοιπόν των παράκτιων υδάτων, όπως προαναφέρθηκε, εφαρμόζεται συνήθως το απλουστευμένο οπτικό μοντέλο (*Simplified Optical Model*) για ρηχά ύδατα, το οποίο περιγράφει την εκθετική απομείωση της ακτινοβολίας (L) συναρτηθεί του βάθους. Οι παραδοχές απλούστευσης που γίνονται για την εφαρμογή του συγκεκριμένου μοντέλου είναι οι ακόλουθες :

- α. Η ανερχόμενη προς τον αισθητήρα ακτινοβολία (*radiance*) από τις περιοχές των βαθέων υδάτων ($L_{w,\infty}$), εκεί δηλαδή όπου δεν παρατηρείται ανακλαστικότητα από τον πυθμένα, μπορεί να εκτιμηθεί από τη δορυφορική εικόνα που μελετάται.
- β. Η ατμόσφαιρα οπτικά θεωρείται ομοιογενής κατά την οριζόντια διεύθυνση.
- γ. Η θαλάσσια μάζα που μελετάται θεωρείται οπτικά ομοιογενής κατά την οριζόντια και κατακόρυφη διεύθυνση.
- δ. Το φαινόμενο της πολλαπλής σκέδασης στο νερό δεν παίζει κάποιο ουσιαστικό ρόλο.
- ε. Οι αλληλεπιδράσεις που συμβαίνουν κατά την διάδοση της ακτινοβολίας από τα μέσα διάδοσης (ατμόσφαιρα – διεπιφάνεια - νερό), ισχύουν οι ίδιες και για την προσπίπτουσα (*irradiance*) και για την ανακλώμενη (*radiance*) ακτινοβολία.
- στ. Ο συντελεστής εξασθένησης της ανερχόμενης ακτινοβολίας (K_{up}) είναι ίσος με τον συντελεστή εξασθένησης της κατερχόμενης (K_{down}), δηλαδή $2 \cdot K = K_{up} + K_{down}$.
- ζ. Οι ακτινοβολήσεις (*radiances*) που οφείλονται στα φαινόμενα της θάμβωσης (L_g), της αλληλεπίδρασης της ακτινοβολίας με την ατμόσφαιρα (L_a), και στον τυχόν ηλεκτρονικό “θόρυβο” (L_n), του εξοπλισμού του αισθητήρα τηλεπισκόπησης, θεωρούνται πολύ μικρής σημασίας.
- η. Δεν λαμβάνεται υπόψη η σχετική θέση του ηλίου και του αισθητήρα τηλεπισκόπησης.

Κατ’ αντιστοιχία, στο απλουστευμένο παράκτιο οπτικό μοντέλο, γίνεται, με ικανοποιητική ακρίβεια, η παραδοχή ότι η ακτινοβολία (L_b), που προέρχεται από την ανάκλαση του ηλιακού φωτός στο θαλάσσιο πυθμένα, που βρίσκεται σε βάθος z (από την επιφάνεια της θάλασσας), υπόκεινται σε εκθετική απομείωση, η οποία περιγράφεται από τον νόμο *Beer-Lambert* και δίδεται από την παρακάτω σχέση :

$$L_b = L_{b,z} \cdot e^{2 \cdot K \cdot z} \Rightarrow L_{b,z} = \frac{L_b}{e^{2 \cdot K \cdot z}} \Leftrightarrow L_{b,z} = L_b \cdot e^{-2 \cdot K \cdot z} \quad (5)$$

όπου,

L_b : η ακτινοβολία που προέρχεται από έναν οπτικά ανιχνεύσιμο θαλάσσιο πυθμένα, εάν ο πυθμένας βρίσκεται στην επιφάνεια της θάλασσας ($z=0 \text{ m}$), δηλαδή στο κατώτερο επίπεδο της ατμόσφαιρας (*BOA- Base of the Atmosphere*), άρα δεν θα υπήρχε απομείωση της ενέργειας της ακτινοβολίας λόγω του πάχους/βάθους του υδάτινου μέσου διάδοσης.

$L_{b,z}$: η ακτινοβολία που προέρχεται από έναν οπτικά ανιχνεύσιμο θαλάσσιο πυθμένα, όταν ο πυθμένας βρίσκεται σε κάποιο βάθος ($z \neq 0 \text{ m}$), δηλαδή όχι στο κατώτερο επίπεδο της ατμόσφαιρας (*BOA*), άρα στην περίπτωση αυτή υπάρχει απομείωση της ενέργειας της ακτινοβολίας λόγω του πάχους/βάθους του υδάτινου μέσου διάδοσης.

$2\cdot K$: Ο Συντελεστής Εξασθένησης της Ακτινοβολίας (κατερχόμενης και ανερχόμενης ακτινοβολίας), ή “*Ενεργητικός Συντελεστής Εξασθένησης Διάχυσης διπλής διαδρομής*”, μετριέται σε [m^{-1}].

z : Το βάθος που βρίσκεται ο μελετούμενος οπτικά ρηχός υδάτινος πυθμένας, το οποίο μετριέται σε [m].

Επισημαίνεται ότι το γινόμενο $K\cdot z$ είναι αδιάστατο.

Συνεπώς, η ανερχόμενη ακτινοβολία προς τον δέκτη (*sensor*) τηλεπισκόπησης, στο επίπεδο της στάθμης της θάλασσας (*BOA*), προέρχεται κυρίως αφενός από την ακτινοβολία του θαλάσσιου πυθμένα βάθους z ($L_{b,z}$), αφετέρου από την ακτινοβολία που οφείλεται στην διάχυση και απορρόφηση του φωτός κατά την διαδρομή του στην υδάτινη στήλη/μέσο (L_w).

Η ακτινοβόληση που οφείλεται αποκλειστικά στην μάζα του υδάτινου όγκου πάχους (βάθους) z , προκύπτει από την ακτινοβόληση των βαθέων υδάτων, ως αυτή μετριέται λίγο κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας ($z=0- \text{m}$), η οποία όμως είναι απομειωμένη κατά το τμήμα της εκείνο που αντιστοιχεί στο μετρούμενο βάθος (z). Άρα, πρέπει να αφαιρεθεί το τμήμα της εκείνο που αντιστοιχεί στο μετρούμενο βάθος (z), δεδομένου ότι το πάχος/βάθος του υδάτινου μέσου αντί για $z = \infty$ είναι ίσο με $z = z_i < \infty$. Οπότε με βάση τον νόμο *Beer-Lambert* θα ισχύει η ακόλουθη εξίσωση:

$$L_{w,z} = L_{w,\infty} - \frac{L_{w,\infty}}{e^{2\cdot K\cdot z}} = L_{w,\infty} \cdot \left(1 - \frac{1}{e^{2\cdot K\cdot z}}\right) \Leftrightarrow L_{w,z} = L_{w,\infty} \cdot (1 - e^{-2\cdot K\cdot z}) \quad (6)$$

όπου,

$L_{w,\infty}$: η ακτινοβολία που καταγράφεται στο κατώτερο επίπεδο της ατμόσφαιρας, δηλαδή εκείνο της *BOA (Base of the Atmosphere)* μετρούμενη λίγο κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, η οποία όμως προέρχεται από την ανακλαστικότητα των πολύ βαθέων υδάτων, ήτοι από πυθμένα θεωρητικώς “απείρου” βάθους, $z = \infty$.

$L_{w,z}$: η ακτινοβολία που καταγράφεται στο κατώτερο επίπεδο της ατμόσφαιρας, δηλαδή εκείνο της *BOA (Base of the Atmosphere)* μετρούμενη λίγο κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, η οποία όμως προέρχεται από την ανακλαστικότητα υδάτων, τα οποία βρίσκονται πάνω από έναν οπτικά ορατό πυθμένα βάθους z .

$2\cdot K$: Ο Συντελεστής Εξασθένησης της Ακτινοβολίας (κατερχόμενης και ανερχόμενης ακτινοβολίας), μετριέται σε [m^{-1}].

z : Το πραγματικό βάθος του οπτικά ρηχού θαλάσσιου πυθμένα, το οποίο μετριέται σε [m].

Στην προκειμένη περίπτωση, απαιτείται να γίνει μία εκτίμηση της ακτινοβολίας που προέρχεται από τα βαθιά ύδατα ($L_{w,\infty}$), η οποία γίνεται με χρήση της δορυφορικής εικόνας, μέσω των πιο “σκοτεινών” εικονοστοιχείων, που βρίσκονται πάνω από περιοχές βαθέων υδάτων.

Άρα τελικά, η ακτινοβολία που εξέρχεται της υδάτινης μάζας (*water leaving radiance*), που ανιχνεύεται-μετράται λίγο κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, δηλαδή στο επίπεδο BOA ($z=0-m$), δίνεται από την σχέση:

$$L_{BOA} = L_b + L_w = \frac{L_{b,z}}{e^{2 \cdot K \cdot z}} + L_{w,\infty} - \frac{L_{w,\infty}}{e^{2 \cdot K \cdot z}} \quad (7)$$

Αντίστοιχα, η ακτινοβολία που μετριέται από τον αισθητήρα (*sensor*) τηλεπισκόπησης, στο επίπεδο TOA, δεδομένης πλέον και της αλληλεπίδρασης της ατμόσφαιρας (L_a) που μεσολαβεί μεταξύ των επιπέδων BOA και TOA, θα ισούται:

$$L_{TOA} = L_s = \frac{(L_{b,z} + L_a)}{e^{2 \cdot K \cdot z}} + (L_{w,\infty} + L_a) - \frac{(L_{w,\infty} + L_a)}{e^{2 \cdot K \cdot z}} \quad (8)$$

Εάν θέσω, όπου $L_{b,z} + L_a = L_{s,b}$ και όπου $L_{w,\infty} + L_a = L_{s,w}$ ($L_{s,w}$ =*water leaving radiance*), τότε η εξίσωση (9) γίνεται :

$$L_s = \frac{L_{s,b}}{e^{2 \cdot K \cdot z}} + L_{s,w} - \frac{L_{s,w}}{e^{2 \cdot K \cdot z}} \Leftrightarrow L_s - L_{s,w} = \frac{(L_{s,b} - L_{s,w})}{e^{2 \cdot K \cdot z}} \quad (9)$$

Προκειμένου να μετατραπεί η εξίσωση (9) σε μία γραμμική έκφρασή της, λογαριθμίζεται ως ακολούθως :

$$\ln(L_s - L_{s,w}) = \ln\left(\frac{(L_{s,b} - L_{s,w})}{e^{2 \cdot K \cdot z}}\right) \Leftrightarrow \ln(L_s - L_{s,w}) = \ln(L_{s,b} - L_{s,w}) - \ln(e^{2 \cdot K \cdot z}) \Leftrightarrow \quad (10)$$

$$\ln(L_s - L_{s,w}) = \ln(L_{s,b} - L_{s,w}) - 2 \cdot K \cdot z \cdot \ln(e) \Leftrightarrow \ln(L_s - L_{s,w}) = \ln(L_{s,b} - L_{s,w}) - 2 \cdot K \cdot z \cdot 1$$

εάν στη συνέχεια τεθεί όπου :

$$X = \ln(L_s - L_{s,w}) \quad (11)$$

$$X_b = \ln(L_{s,b} - L_{s,w}) \quad (12)$$

Οπότε, η εξίσωση (10) με βάση τις εξισώσεις (11) και (12) μετατρέπεται σε μία γραμμική εξίσωση της μορφής :

$$X = X_b - 2 \cdot K \cdot z \quad (13)$$

Ληφθεί υπόψη ότι, εάν οι όροι K , L_a , και $L_{s,w}$ θεωρηθούν ότι είναι σταθεροί σε ολόκληρη την περιοχή που περιλαμβάνεται στην δορυφορική εικόνα, και μπορούν να εκτιμηθούν μέσω της εικόνας, τότε η δορυφορική εικόνα δεν απαιτείται να διορθωθεί/αναχθεί σε ανακλαστικότητα στην βάση της ατμόσφαιρας (*BOA reflectance*), λόγω της αλληλεπίδρασης της ατμόσφαιρας (*atmospheric path radiance*).

Εκτός του προαναφερομένου “απλουστευμένου μοντέλου” εξαγωγής βαθυμετρίας ρηχών υδάτων υπάρχουν και άλλα πιο σύνθετα, τα οποία μεταξύ άλλων παραμέτρων λαμβάνουν υπόψη την σχετική θέση ηλίου ή/και τις οπτικές ιδιότητες του υδάτινου μέσου.

Σε όλες τις περιπτώσεις ο βασικός στόχος των ερευνητών είναι να προσδιορίσουν την ποσότητα της ακτινοβολίας που βγαίνει από το θαλάσσιο νερό, η οποία σημειωτέον είναι πολύ δύσκολο να προσδιοριστεί με ακρίβεια, αφού αποτελεί πολύ μικρό μέγεθος, συγκριτικά με την ποσότητα της ακτινοβολίας που ανακλάται από τα διάφορα στρώματα της ατμόσφαιρας ή/και από την ελεύθερη υδάτινη επιφάνεια (*water surface scattering*). Επίσης, αρκετοί ερευνητές προτιμούν τη χρήση της “ανακλαστικότητα” (*reflectance*), αντί εκείνης της “ακτινοβολήσης” ή “ακτινοβολίας” (*radiance*), επειδή η πρώτη μπορεί να υπολογιστεί με μεγαλύτερη ακρίβεια. Η ανακλαστικότητα (*R-reflectance*) που προέρχεται από την επιφάνεια της θάλασσας συσχετίζεται με την αντίστοιχη της ακτινοβολήσης (*L-radiance*) με την ακόλουθη σχέση (Gordon H. R. and K.J. Voss, 1999):

$$R = \frac{\pi}{F_o \cdot \cos\theta_o} \cdot L \quad (14)$$

όπου, θ_o είναι η ζενιθιακή γωνία του ηλίου και F_o είναι η κοσμική ανακλαστικότητα (*extraterrestrial reflectance*) και αφορά στην ανακλαστικότητα που προκαλεί ο ήλιος στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας (*TOA*).

Σε αρκετές περιπτώσεις στην βιβλιογραφία, χρησιμοποιείται ο όρος “κανονικοποιημένη ακτινοβολήση” (*normalized water-leaving radiance – [L_w(λ)]_N*) (Gordon H.R., D.K. Clark, 1981). Με τον όρο “κανονικοποιημένη ακτινοβολήση ή ακτινοβολία” νοείται η διορθωμένη, ως προς την ατμοσφαιρική επίδραση, ακτινοβολήση στην περιοχή του ορατού φάσματος, η οποία εκφράζεται μέσω της ακόλουθης εξίσωσης (16):

$$L_w(\lambda) = [L_w(\lambda)]_N \cdot \cos\theta_o \cdot \exp\left[-\left(\frac{\tau_r(\lambda)}{2} + \tau_{O_3}(\lambda)\right) \cdot \left(\frac{1}{\cos\theta_o}\right)\right] \quad (15)$$

όπου, $L_w(\lambda)$ είναι η ακτινοβολία συγκεκριμένου μήκους κύματος λ , που οπισθοσκεδάζεται (*backscattering radiance*) και διαδίδεται έξω από την υδάτινη επιφάνεια. Οι παράμετροι $\tau_r(\lambda)$ και $\tau_{O_3}(\lambda)$ αντιπροσωπεύουν την οπτική πυκνότητα της ατμόσφαιρας (*optical thickness*), η οποία σχετίζεται αφενός με την σκέδαση των μορίων των αερίων της ατμόσφαιρας (τ. *Rayleigh*), αφετέρου με την απορρόφηση των μορίων των αερίων της ατμόσφαιρας, που οφείλεται κυρίως στην ύπαρξη του όζοντος (O_3) στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας (*TOA*), ενώ θ_o είναι η ζενιθιακή γωνία του ηλίου.

Ουσιαστικά, όταν αναφερόμαστε στην “κανονικοποιημένη” ακτινοβολήση (*normalized water-leaving radiance*), εννοούμε την ακτινοβολία που προέρχεται από την υδάτινη επιφάνεια, η οποία μετριέται στο επίπεδο *BOA*, δηλαδή σαν να μην υπάρχει η αλληλεπίδραση της ατμόσφαιρας ενώ ο ήλιος θεωρείται ότι βρίσκεται στο ζενίθ του. Έτσι, στην περίπτωση που είναι επιθυμητό να προσδιοριστεί η “κανονικοποιημένη ανακλαστικότητα των υδάτων” (*normalized water-leaving reflectance – [ρ_w]_N*), χρησιμοποιείται η ακόλουθη σχέση :

$$[\rho_w]_N = \frac{\pi}{F_o} \cdot [L_w]_N \quad (16)$$

όπου, ο λόγος $\frac{\pi}{F_o} \approx 0,017$, για τα μήκη κύματος 443 nm και 555 nm , αντίστοιχα. Άρα, υπολογίζοντας την $[\rho_w]_N$, ουσιαστικά προσδιορίζεται και η κανονικοποιημένη ακτινοβολήση $[L_w(\lambda)]_N$.

Οπότε, η εξίσωση (15) με βάση την σχέση (16) γίνεται :

$$\rho_w(\lambda) = [\rho_w(\lambda)]_N \cdot \exp\left[-\left(\frac{\tau_r(\lambda)}{2} + \tau_{o_3}(\lambda)\right) \cdot \left(\frac{1}{\cos\theta_o}\right)\right] = [\rho_w(\lambda)]_N \cdot t(\theta_o, \lambda) \quad (17)$$

ο όρος $t(\theta_o, \lambda)$, αντιπροσωπεύει την διαπερατότητα της ατμόσφαιρας, λόγω του φαινομένου της διάχυσης (*diffuse transmittance of the atmosphere*).

Υπάρχουν ωστόσο και αλγόριθμοι, οι οποίοι υπολογίζουν/χρησιμοποιούν την “ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης” (*remote sensing reflectance*— $R_{rs}(\lambda)$). Η “ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης” ισούται με τον λόγο της ανερχόμενης από τα ύδατα ακτινοβολίας/ ακτινοβολίας ($L_w(\lambda)$) προς την προσπίπτουσα στην υδάτινη επιφάνεια ηλιακή ακτινοβολία (*solar irradiance*), μετρούμενη λίγο πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας ($E_d(\lambda, 0_+)$):

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{L_w(\lambda)}{E_d(\lambda, 0_+)} = \frac{[L_w(\lambda)]_N}{F_s(\lambda)} = \frac{T^2 \cdot R(\lambda)}{n^2 \cdot Q} = \frac{T^2}{n^2} \cdot \sum_{i=1}^2 I_i \cdot \left(\frac{b_b(\lambda)}{\alpha(\lambda) + b_b(\lambda)}\right)^i [sr^{-1}] \quad (18)$$

Σύμφωνα με τους (Gordon H.R., O.B. Brown, R.H. Evans, J.W. Brown, R.C. Smith, K.S. Baker, and D.K. Clark, 1988), οι γεωμετρικοί συντελεστές I_1 και I_2 , για ζενίθιες γωνίες ηλίου $\theta_o \geq 20^\circ$ ισούται με $I_1=0,0949$ και $I_2=0,0794$ αντίστοιχα, και θεωρούνται σταθερές. Ο συντελεστής Q μετατρέπει την ανερχόμενη προς το άνω ημισφαίριο ακτινοβολία σε κατακόρυφη διαδιδόμενη ακτινοβολία και για ιδανικές λαμπερτιανές επιφάνειες ισχύει $Q \approx \pi$, ενώ ο (C.D., Mobley, 1994) (p.495) έδειξε ότι για διάφορες ζενιθιακές γωνίες του ήλιου και για ένα μεγάλο εύρος διαφορετικών καταστάσεων θαλάσσης το $3 < Q < 6$. Ο συντελεστής T είναι μία σταθερά που ισούται με $T=0,98$, ενώ όπου n είναι ο δείκτης διαθλάσεως της υδάτινης μάζας.

Με μία πολύ προσέγγιση, ισχύει ότι:

$$[\rho_w]_N = \pi \cdot R_{rs} \quad (19)$$

Αναλυτικό Μοντέλο των Albert and Mobley

Το αναλυτικό μοντέλο των (Albert A., C.D. Mobley, 2003), αφορά στην περίπτωση-2 υδάτων (Case-2 waters), ήτοι τα παράκτια ύδατα. Σύμφωνα με το εν λόγω μοντέλο, η εξερχόμενη από τα ύδατα ακτινοβολία (*water leaving reflectance*), η οποία δεν είναι άλλη από την “ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης” (*remote sensing reflectance* - R_{rs}) δίδεται από την ακόλουθη σχέση :

$$R_{rs} = R_{rs,\infty} \cdot \left[1 - A_1 \cdot \exp\left\{-\left(k_o \cdot \frac{\cos\theta_v}{\cos\theta_s} + (1+x)^{k_{1,w}} \cdot \left(1 + \frac{k_{2,w}}{\cos\theta_s}\right)\right) \cdot \frac{\alpha + b_b}{\cos\theta_v} \cdot z_B\right\}\right] + A_2 \cdot \frac{R_B}{\pi} \cdot \exp\left\{-\left(k_o \cdot \frac{\cos\theta_v}{\cos\theta_s} + (1+x)^{k_{1,B}} \cdot \left(1 + \frac{k_{2,B}}{\cos\theta_s}\right)\right) \cdot \frac{\alpha + b_b}{\cos\theta_v} \cdot z_B\right\} \quad (20)$$

Ο συγκεκριμένος αλγόριθμος εκτιμάται ότι προσεγγίζει καλύτερα το φυσικό τρόπο διάδοσης της ακτινοβολίας στο νερό, καθόσον θεωρεί ότι οι συντελεστές εξασθένησης λόγω διάχυσης K (*diffuse attenuation coefficients*) δεν είναι ίσοι για την κατερχόμενη και την ανερχόμενη ακτινοβολία. Έτσι, υιοθετείται διαφορετική τιμή “επιχειρησιακού συντελεστού εξασθένησης” για την κατερχόμενη ακτινοβολία και άλλη τιμή για τον “επιχειρησιακό συντελεστή εξασθένησης” της ανερχόμενης ακτινοβολίας. Ο συντελεστής εξασθένησης της κατερχόμενης ακτινοβολίας

(downward diffuse attenuation - K_d) εξαρτάται από την απορρόφηση (*absorption*) και την οπισθοσκέδαση (*backscattering*) που προκαλούν τα αιωρούμενα σωματίδια στο νερό, καθώς και από την ζενιθιακή γωνία του ηλίου και ισούται με :

$$K_d = k_o \cdot \left(\frac{\alpha + b_b}{\cos\theta_s} \right) \quad (21)$$

Οι τιμές του K_d σύμφωνα με τους (Albert A., C.D. Mobley, 2003), κυμαίνονται από $0,1 \text{ m}^{-1} < K_d < 10,6 \text{ m}^{-1}$, ενώ μετά από προσομοιώσεις και επίλυση εξίσωσης (20) μέσω γραμμικής παλινδρόμησης (*regression*), ο συντελεστής $k_o = 1,0546 \pm 0,0001$.

Αντιστοίχως, η τιμή για τον επιχειρησιακό συντελεστή εξασθένησης λόγω της διάχυσης της ανερχόμενης ακτινοβολίας (*upward diffuse attenuation- K_u*) είναι συνάρτηση της απορρόφησης (*absorption*), και της οπισθοσκέδασης (*backscattering*) που προκαλείται από τα αιωρούμενα στο νερό σωματίδια, καθώς και της υπο-επιφανειακής ζενιθιακής γωνίας του ηλίου ($K_u \propto \frac{1}{\cos\theta_s}$).

Έχει διαπιστωθεί, ότι ο συντελεστής εξασθένησης K_d λόγω της διάχυσης της ανερχόμενης ακτινοβολίας παίρνει μεγαλύτερες τιμές για χαμηλές ποσότητες αιωρούμενων σωματιδίων. Αυτό συμβαίνει διότι λιγότερος αριθμός φωτονίων σκεδάζεται προς το άνω ημισφαίριο θέασης, με αποτέλεσμα την δημιουργία ενός ανισοτροπικού πεδίου διάδοσης της ακτινοβολίας (J.T.O. Kirk, 1989). Η σχέση που περιγράφει τον συντελεστή εξασθένησης της ανερχόμενης ακτινοβολίας δίδεται από την ακόλουθη σχέση :

$$K_u = (\alpha + b_b) \cdot (1+x)^{k_1} \cdot \left(1 + k_2 \cdot \frac{1}{\cos\theta_s} \right) \quad (22)$$

Για να διακριθεί η επίδραση των φωτονίων που σκεδάζονται ή/και απορροφώνται από τον όγκο της υδάτινης μάζας από εκείνα τα φωτόνια που σκεδάζονται και απορροφώνται από τον υδάτινο πυθμένα, ορίζονται δύο (2) συντελεστές εξασθένησης διάχυσης για την ανερχόμενη ακτινοβολία/φως στα ρηχά/παράκτια νερά, ήτοι ένας που περιγράφει την απομείωση λόγω διάχυσης του φωτός στην υδάτινη στήλη ($K_{u,w}$) και ένας δεύτερος που περιγράφει την εξασθένηση του φωτός από την αλληλεπίδρασή του φωτός με τον υδάτινο πυθμένα ($K_{u,b}$).

Οι συντελεστές A_1 και A_2 του μοντέλου (20) έχουν επινοηθεί προκειμένου να προσαρμοστούν τα αποτελέσματα του μοντέλου στην διαδικασία των προσομοιώσεων που πραγματοποιήθηκαν κατά τον ποιοτικό έλεγχο των αποτελεσμάτων του υπόψη αλγορίθμου.

Ουσιαστικά, το πρώτο μέρος της εξίσωσης (20), περιγράφει τη συνεισφορά της υδάτινης στήλης στην εξερχόμενη από το νερό ακτινοβολία (*water leaving reflectance*), ενώ το δεύτερο μέρος αποδίδει την συνεισφορά του υδάτινου πυθμένα σε αυτήν. Όπου, θ_v και θ_s αντιπροσωπεύουν τις γωνίες θέασης του παρατηρητή/αισθητήρα τηλεπισκόπησης (*viewing angle*) λίγο κάτω από την υδάτινη επιφάνεια ($z = 0$ - μ.) και την ζενιθιακή γωνία του ηλίου (*solar zenith angle*).

Ημι-αναλυτικό Μοντέλο Εξαγωγής Βαθυμετρίας

Οι αισθητήρες τηλεπισκόπησης που βρίσκονται στο επίπεδο της TOA, καταγράφουν το “χρώμα των υδάτων” (*color of the ocean*), με σκοπό να προσδιορίσουν τις οπτικές ιδιότητες των υδάτων, τα συστατικά και τις συγκεντρώσεις αυτών και το βάθος του υδάτινου πυθμένα. Τις προαναφερόμενες ωστόσο πληροφορίες τις αποκτούν, καταγράφοντας πάνω από την ελεύθερη επιφάνεια των υδάτων, την συνολικά ανερχόμενη ακτινοβολία (*Total Upwelling Radiance-*

$T_{rs}(\lambda)$ και όχι την ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης (*Remote Sensing Reflectance- $(R_{rs}(\lambda))$*) δηλαδή την διορθωμένη ακτινοβολία από την αλληλεπίδραση της ατμόσφαιρας. Όμως, η συνολικά ανερχόμενη ακτινοβολία ($T_{rs}(\lambda)$) περιλαμβάνει τόσο την ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης ($R_{rs}(\lambda)$), όσο και την ακτινοβολία που ανακλάται από την ελεύθερη επιφάνεια των υδάτων (*Sky and Sea Surface contributions - $S_{rs}(\lambda)$*) καθώς και την ακτινοβολία που προέρχεται από πιθανή θάμβωση (*sun glint effects*). Άρα, διορθώνοντας την $T_{rs}(\lambda)$, αφενός ως προς την συνεισφορά της ατμόσφαιρας (Gregg W.W. and K. L. Carder, 1990) αφετέρου ως προς την επίδραση της θάμβωσης (Kay S., J.D. Hedley, S. Lavender, 2009) αποκτάται η *τηλεπισκόπησης ανακλαστικότητα* (*Remote Sensing Reflectance- $(R_{rs}(\lambda))$*) σε κάθε εικονοστοιχείο της υπό ανάλυσης εικόνας. Εξ' ορισμού η ακτινοβολία/ανακλαστικότητα που λαμβάνει ο αισθητήρας τηλεπισκόπησης ($R_{rs}(\lambda)$) ισούται με το λόγο της συνολικά καταγραφόμενης ανερχόμενης ακτινοβολίας/ακτινοβολίας ($L_u(\lambda)$) που καταγράφεται από τον δέκτη σε κάποια γωνία θέασης (θ_v, ϕ_v) προς την κατερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία (*Downwelling Irradiance- $E_d(\lambda)$*), όπως αυτή καταγράφεται πάνω από την υδάτινη επιφάνεια.

Μέσω του ημι-αναλυτικού αλγορίθμου επιχειρείται ο υπολογισμός της υποκείμενης της υδάτινης επιφάνειας (υποθαλάσσιας) ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης (r_{rs}), έτσι όπως αυτή θεάται από τον αισθητήρα τηλεπισκόπησης προς το ναδίρ του (δηλ. κατακορύφως κάτωθεν του αισθητήρα), μέσω της καταγραφής/μέτρησης της υπερκείμενης της υδάτινης επιφάνειας ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης ($R_{rs}(\lambda)$). Πιο αναλυτικά, από την παρατήρηση της ($R_{rs}(\lambda)$) υπολογίζονται οι συντελεστές συνολικής απορρόφησης (α) και οπλοσθοσκέδασης (b_b) καις την συνέχεια ο μέσος επιχειρησιακός συντελεστής κατακόρυφης εξασθένησης του φωτός στο νερό ($\bar{K}_d(\lambda)$).

Στη περίπτωση αυτή το μοντέλο υπολογισμού της εξερχόμενης των υδάτων ακτινοβολίας (*water-leaving radiance model- $(R_{rs}(\lambda))$*) παραμετροποιείται ώστε να λάβει υπόψη του εκτός της υπό την υδάτινη επιφάνεια ζενίθιας γωνίας του ηλίου (*sub-surface solar zenith angle*), την αζιμουθιακή γωνία θέασης (*viewing azimuth angle*) του δέκτη τηλεπισκόπησης και την υπό την υδάτινη επιφάνεια γωνία θέασης (*sub-surface viewing angle*) του δέκτη τηλεπισκόπησης. Οπότε, δημιουργείται με αυτήν την τεχνική παραμετροποίησης ένα ημι-αναλυτικό μοντέλο που περιγράφει την υποθαλάσσια ανακλαστικότητα (r_{rs}) για διάφορες γωνίες θέασης (θ) και όχι μόνο για θέαση του αισθητήρα τηλεπισκόπησης προς το ναδίρ (κανονικοποιημένη ανακλαστικότητα), η οποία δίνεται από την ακόλουθη σχέση (Lee Z., K.L. Carder, C.D. Mobley, R.G. Steward and J.S. Patch, 1999) :

$$r_{rs} \approx r_{rs}^{dp} \cdot \left(1 - \exp \left\{ - \left[- \frac{1}{\cos(\theta_w)} + \frac{D_u^C}{\cos(\theta)} \right] \cdot \kappa \cdot z \right\} \right) + \frac{1}{\pi} \cdot \rho \cdot \exp \left\{ - \left[- \frac{1}{\cos(\theta_w)} + \frac{D_u^B}{\cos(\theta)} \right] \cdot \kappa \cdot z \right\} \quad (23)$$

όπου, $r_{rs}^{dp} \approx (0,084 + 0,170 \cdot u) \cdot u$

$$D_u^C \approx [1,03 \cdot (1 + 2,4 \cdot u)]^{0,5}$$

$$D_u^B \approx [1,04 \cdot (1 + 5,4 \cdot u)]^{0,5}$$

$$u = \frac{b_b}{\alpha + b_b}$$

$$\kappa = \alpha + b_b$$

θ_w είναι η υπό την υδάτινη επιφάνεια ζενιθιακή γωνία του ηλίου,

- θ είναι η υπό την υδάτινη επιφάνεια γωνία θέασης του δέκτη,
 κ είναι ο συντελεστής εξασθένησης (*attenuation coefficient*)
 z είναι το βάθος των υδάτων (*bathymetry*)
 α είναι ο συνολικός συντελεστής απορρόφησης (*total absorption coefficient*)
 b_b είναι ο συνολικός συντελεστής οπισθοσκέδασης
 (*total backscattering coefficient*)
 ρ είναι η ανακλαστικότητα (λευκαύγεια) του υδάτινου πυθμένα (*bottom albedo*).

Επίσης, με το εν λόγω ημι-αναλυτικό μοντέλο (*Quasi-Analytical Algorithm-QAA*), που έχει αναπτυχθεί από τους (Lee Z.P., K.P. Du, and R. Arnone, 2004b), υπολογίζεται ο μέσος επιχειρησιακός συντελεστής κατακόρυφης εξασθένησης του φωτός στο νερό ($\bar{K}_d(\lambda)$), μέσω της εξερχόμενης από το νερό ανακλαστικότητας ($R_{rs}(\lambda)$), έτσι όπως αυτή καταγράφεται από τον δέκτη τηλεπισκόπησης. Πιο συγκεκριμένα, η τιμή της ($R_{rs}(\lambda)$) σε κάθε εικονοστοιχείο, προσδιορίζεται μέσω της δορυφορικής εικόνας, όπως και η αντίστοιχη τιμή της ζενιθιακής γωνίας του ηλίου. Ουσιαστικά, μέσω της προαναφερόμενης τεχνικής (QAA), εκτιμώνται καταρχάς, μέσω της παρατηρούμενης σε κάθε *pixel* ανακλαστικότητας πάνω από την ελεύθερη επιφάνεια της θάλασσας ($R_{rs}(\lambda)$), οι συντελεστές απορρόφησης (α) και οπισθοσκέδασης (b_b), οι οποίοι χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισόδου στο εν λόγω ημι-αναλυτικό μοντέλο, προκειμένου υπολογιστεί σε δεύτερη φάση ο συντελεστής ($\bar{K}_d(\lambda)$). Το υπόψη ημι-αναλυτικό μοντέλο (QAA) αντιστρέφει (*inversion technique*) την τιμή της ανακλαστικότητας ($R_{rs}(\lambda)$), η οποία παρατηρείται πάνω από την επιφάνεια των υδάτων, με σκοπό να υπολογίσει αρχικά τον συνολικό συντελεστή απορρόφησης (α) σε ένα μήκος κύματος αναφοράς (συνήθως στα $\lambda_0=555$ nm ή $\lambda_0=640$ nm) και στην συνέχεια μέσω των α και b_b , να προσδιοριστεί ο μέσος επιχειρησιακός συντελεστής κατακόρυφης εξασθένησης του φωτός στο νερό ($\bar{K}_d(\lambda)$).

Η υποκείμενη της υδάτινης επιφάνειας (υποθαλάσσια) ανακλαστικότητα τηλεπισκόπησης (r_{rs}), έτσι όπως αυτή θεάται από τον αισθητήρα τηλεπισκόπησης προς το ναδίρ του (δηλ. κατακόρυφως κάτωθεν του αισθητήρα), υπολογίζεται μέσω της καταγραφής/μέτρησης της υπερκείμενης της υδάτινης επιφάνειας ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης (R_{rs}), όπως αυτή παρατηρείται στο ναδίρ (*nadir-viewing sensor*) του δέκτη, από την παρακάτω σχέση:

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{0,52 \cdot r_{rs}(\lambda)}{1 - 1,7 \cdot r_{rs}(\lambda)} \Leftrightarrow r_{rs} = \frac{R_{rs}(\lambda)}{(0,52 + 1,7) \cdot R_{rs}(\lambda)} \quad (24)$$

Αντίστοιχα, ο αδιάστατος συντελεστής u ορίζεται ως ο λόγος του συντελεστή οπισθοσκέδασης ($b_b(\lambda)$) προς το άθροισμα των συντελεστών απορρόφησης και οπισθοσκέδασης ($\alpha + b_b(\lambda)$), και μπορεί να προσδιοριστεί μέσω της σχέσης (25), εάν γνωρίζουμε την υποθαλάσσια ανακλαστικότητα (r_{rs})

$$u(\lambda) = \frac{b_b(\lambda)}{\alpha(\lambda) + b_b(\lambda)} \Leftrightarrow u(\lambda) = \frac{-g_0 + \sqrt{(g_0)^2 + 4 \cdot g_1 \cdot r_{rs}(\lambda)}}{2 \cdot g_1} \quad (25)$$

Από τους μέσους όρους των τιμών των συντελεστών g_0 και g_1 όπως αυτοί υπολογίστηκαν από την έρευνα των (Gordon H.R., O.B. Brown, R.H. Evans, J.W. Brown, R.C. Smith, K.S. Baker, D.K. Clark, 1988), και από την έρευνα των (Lee Z., K.L. Carder, C.D. Mobley, R.G.

Steward and J.S. Patch, 1999), θέτουμε στους εν λόγω συντελεστές τις τιμές $g_0=0,0895$ και $g_1=0,1247$, αντίστοιχα. Άρα, η εξίσωση (25) γίνεται :

$$u(\lambda) = \frac{b_b(\lambda)}{\alpha(\lambda) + b_b(\lambda)} = \frac{-0,0895 + \sqrt{0,008 + 0,499 \cdot r_{rs}(\lambda)}}{0,249} \quad (26)$$

Όπως προαναφέρθηκε, η λειτουργία του ημιαναλυτικού αλγόριθμου (QAA) αρχίζει με τον υπολογισμό του συνολικού συντελεστή απορρόφησης (α) σε κάποιο μήκος αναφοράς (λ_0) (Lee Z-P, K.L. Carder, R.A. Arnone, 2002). Ακολουθώντας, συνεχίζουμε τον υπολογισμό των συντελεστών απορρόφησης και για τα άλλα μήκη κύματος (λ_i). Οι επιμέρους συντελεστές απορρόφησης λόγω του φυτοπλαγκτόν, οργανικής ύλης κτλ, στο νερό, υπολογίζονται με τη χρήση του συνολικού συντελεστή απορρόφησης ($\alpha(\lambda)$). Γνωρίζοντας λοιπόν, την τιμή του λόγου (u) και τον συνολικό συντελεστή απορρόφησης ($\alpha(\lambda)$), μπορούμε να υπολογίσουμε τον συνολικό συντελεστή οπισθοσκέδασης ($b_b(\lambda)$):

$$b_b = \frac{u \cdot \alpha}{1 - u} \quad (27)$$

ή αντίστοιχα, εάν γνωρίζουμε τον λόγο (u) και τον συνολικό συντελεστή οπισθοσκέδασης ($b_b(\lambda)$), είναι εφικτό να υπολογιστεί ο συνολικός συντελεστής απορρόφησης ($\alpha(\lambda)$):

$$\alpha = \frac{(1 - u) \cdot b_b}{u} \quad (28)$$

Υπολογίζοντας λοιπόν, την υποθαλάσσια ανακλαστικότητα (r_{rs}) (εξισ. (24)), , μέσω της εικόνας, από την παρατήρηση της υπερκείμενης της υδάτινης επιφάνειας ανακλαστικότητας τηλεπισκόπησης (R_{rs}), μπορούν να υπολογιστούν οι τιμές του λόγου (u) (εξισ. (26)), από τις εξισώσεις (27) και (28). Έχει διαπιστωθεί ότι προσδιορίζοντας την τιμή της r_{rs} , ουσιαστικά εκτιμάται και ο λόγος u (εξισ. (26)) με μία απόκλιση της τάξης του 2%-10%. Η αβεβαιότητα στον υπολογισμό του λόγου u εξαρτάται από την ακρίβεια προσδιορισμού της Συνάρτηση Φάσης (*particle phase function*) του μελετούμενου όγκου νερού και της ακρίβειας παραμετροποίησης της υποθαλάσσιας ανακλαστικότητας (r_{rs}) (Lee Z-P, K.L. Carder, R.A. Arnone, 2002).

Στο επόμενο βήμα γίνεται εκτίμηση του *συνολικού συντελεστή απορρόφησης* στο μήκος κύματος αναφοράς (λ_0), συνήθως ως μήκος κύματος αναφοράς λαμβάνονται τα $\lambda_0=555 \text{ nm}$ που αφορά την περίπτωση των σύννηθων ωκεάνιων/πελάγιων υδάτων ή $\lambda_0=640 \text{ nm}$ για την περίπτωση των παράκτιων υδάτων. Όταν για παράδειγμα επιλέγεται το μήκος κύματος αναφοράς $\lambda_0=555 \text{ nm}$, τότε ο αντίστοιχος συντελεστής απορρόφησης $\alpha(555)$ υπολογίζεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\alpha(555) = 0,0596 + 0,2 \cdot (\alpha(440)_i - 0,01) \quad (29)$$

Όπου, η τιμή του συντελεστή απορρόφησης στο μήκος κύματος $\lambda=440 \text{ nm}$, $\alpha(440)_i$ χρησιμοποιείται ως μία "ενδιάμεση" παράμετρος με την βοήθεια της οποίας προσδιορίζεται στην συνέχεια ο συντελεστής απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας στο νερό, για το μήκος κύματος των 555 nm ($\alpha(555)$):

$$\alpha(440)_i = \exp(-1,8 - 1,4 \cdot \nu + 0,2 \cdot \nu^2) \quad (30)$$

$$\text{με το } \nu = \ln\left(\frac{r_{rs}(440)}{r_{rs}(555)}\right) \quad (31)$$

Ακολούθως, ο φασματικός συντελεστής οπισθοσκέδασης $b_b(\lambda)$ παραμετροποιείται σύμφωνα με το μοντέλο των (Gordon H.R., A. Morel, 1983) και (Smith R.C., K.S. Baker, 1981), ως ακολούθως:

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda_o) \cdot \left(\frac{\lambda_o}{\lambda_i} \right)^\eta \Rightarrow b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(555) \cdot \left(\frac{555}{\lambda_i} \right)^\eta \quad (32)$$

Όπου, $b_{bw}(\lambda)$ είναι ο συντελεστής οπισθοσκέδασης του “καθαρού” νερού (*pure seawater*), δηλαδή αντιπροσωπεύει την σκέδαση προς την ελεύθερη επιφάνεια της υδάτινης μάζας, η οποία οφείλεται στα μόρια του νερού, ενώ ο συντελεστής οπισθοσκέδασης $b_{bp}(\lambda)$ αντιπροσωπεύει την οπισθοσκέδαση λόγω των αιωρούμενων στο νερό σωματιδίων (*particles*).

Οι τιμές για τον συντελεστή οπισθοσκέδασης ($b_{bw}(\lambda)$) και τον συντελεστή απορρόφησης για το καθαρό θαλάσσιο νερό ($\alpha_w(\lambda)$) δίδονται από τους (Morel A., 1974) και (Pope R. and E. Fry, 1997).

Όταν είναι γνωστές οι τιμές των συντελεστών απορρόφησης και οπισθοσκέδασης στο μήκος κύματος αναφοράς ($\lambda_o=555 \text{ nm}$), δηλαδή του $a(555)$, του συντελεστή οπισθοσκέδασης $b_{bw}(555)$, οπότε και του λόγου $u(555) = \frac{a(555)}{(\alpha(555) + b_b(555))}$, στο μήκος κύματος των 555 nm , τότε από την εξίσωση (32) μπορεί να υπολογιστεί ο συντελεστής της οπισθοσκέδασης που οφείλεται στα αιωρούμενα σωματίδια του νερού $b_{bp}(555)$.

Ακολούθως, οι τιμές του συντελεστή οπισθοσκέδασης (Lee Z-P, K.L. Carder, R.A. Arnone, 2002) σε άλλα μήκη κύματος (λ_i) ενδιαφέροντος, όπως για παράδειγμα στο μήκος κύματος $\lambda_i=440 \text{ nm}$, μπορεί να υπολογιστούν μέσω του εκθέτη η της εξισ. (32), ο οποίος ισούται με:

$$\eta = 2,0 \cdot \left(1 - 1,2 \cdot \exp \left(-0,9 \cdot \frac{r_{rs}(440)}{r_{rs}(\lambda_o)} \right) \right) \quad (33)$$

Εφαρμόζοντας την τιμή του συνολικού συντελεστή οπισθοσκέδασης $b_b(\lambda)$ για το τυχόν μήκος κύματος (λ) στην εξίσωση (28), προσδιορίζεται αλγεβρικά ο συνολικός συντελεστής απορρόφησης στο υπόψη μήκος κύματος $a(\lambda)$.

Η ακτινοβολία $\lambda=440 \text{ nm}$ παρουσιάζει αρκετό ενδιαφέρον από πλευράς τηλεπισκόπησης, καθόσον σε αυτό το μήκος κύματος παρατηρείται η μέγιστη απορρόφηση της ηλιακής ενέργειας από τις χρωστικές ουσίες των φυκών (*algae pigments*) (Jerlov N.G., 1968).

Στους υφιστάμενους σήμερα αισθητήρες τηλεπισκόπησης των υδάτων (π.χ. SeaWiFS, και MODIS) δεν διατίθεται φασματική ζώνη εγγύς του μήκους κύματος των 640 nm , κανάλι το οποίο χρησιμοποιείται για τον ακριβέστερο υπολογισμό των συντελεστών απορρόφησης (α) και οπισθοσκέδασης (b_b) στα παράκτια/ρηχά με τυρβώδη ροή ύδατα (*coastal waters*). Για να εφαρμοστεί λοιπόν η μεθοδολογία του ημι-αναλυτικού αλγορίθμου στα τηλεσκοπικά δεδομένα των εν λόγω αισθητήρων, υιοθετείται μία εμπειρική προσέγγιση προκειμένου προσομοιωθεί μία φασματική μέτρηση της ($R_{rs}(\lambda)$) στα 640 nm , (Lee Z.P., M. Darecki, K.L. Carder, C.O. Davis, D. Stramski, W.J. Rhea, 2005) ως ακολούθως:

$$R_{rs}(640) = 0,01 \cdot R_{rs}(555) + 1,4 \cdot R_{rs}(667) - \frac{0,0005 \cdot R_{rs}(667)}{R_{rs}(490)} \quad (34)$$

Η ανάλυση των δεδομένων με χρήση του προαναφερόμενου μοντέλου (*QAA Algorithm*) μπορεί να ολοκληρωθεί στο σημείο αυτό, ωστόσο για πολλές εφαρμογές της τηλεπισκόπησης είναι επιθυμητό να προχωρήσει η ανάλυση περαιτέρω, προκειμένου προσδιοριστούν και οι

συντελεστές απορρόφησης λόγω της υπάρχουσας στο νερό χλωροφύλλης ($\alpha_{\phi}(\lambda)$) ή/και ο συντελεστής απορρόφησης λόγω των υπάρχοντων αιωρούμενων σωματιδίων της οργανικής ύλης (*gelbstoff*) $\alpha_g(\lambda)$ σε αυτό. Αυτό συμβαίνει καθόσον διαμέσω των συντελεστών απορρόφησης $\alpha_{\phi}(\lambda)$ και $\alpha_g(\lambda)$ δύνανται να υπολογιστούν οι συγκεντρώσεις της χλωροφύλλης (*Chl-a*) ή της διαλελυμένης οργανικής ύλης (*CDOM*) αντίστοιχα που αιωρούνται μέσα στο νερό.

Στην περίπτωση λοιπόν που είναι επιθυμητό να προχωρήσει η επεξεργασία των δεδομένων, ώστε να υπολογιστούν και οι συγκεντρώσεις της χλωροφύλλης-α ή/και της διαλελυμένης στο νερό οργανικής ύλης (*CDOM*), αναλύεται ο συνολικός συντελεστής απορρόφησης στα κυριότερα συστατικά του, όπως εκφράζεται από την ακόλουθη εξίσωση:

$$\alpha(\lambda) = \alpha_w(\lambda) + \alpha_{\phi}(\lambda) + \alpha_g(\lambda) \quad (35)$$

Στην προκειμένη περίπτωση, δεν είναι δυνατόν να επιμεριστεί ο συνολικός συντελεστής απορρόφησης ($\alpha(\lambda)$) στα λοιπά συστατικά του ($\alpha_w(\lambda)$, $\alpha_{\phi}(\lambda)$, $\alpha_g(\lambda)$), εάν είναι γνωστή η τιμή του $\alpha(\lambda)$ σε ένα μόνο μήκος κύματος λ , εκτός ίσως της *περιπτώσεως-1* των υδάτων. Αυτό συμβαίνει διότι η εξίσωση (35) εμπεριέχει τουλάχιστον δύο (2) αγνώστους, άρα πρόκειται για ένα σύστημα εξισώσεων το οποίο δεν λύνεται. Άρα, απαιτείται η δημιουργία πλέον της μίας εξίσωσης. Για τον λόγο αυτό εξετάζεται ο συντελεστής απορρόφησης σε δύο (2) μήκη κύματος ακτινοβολίας, π.χ. σε εκείνα των $\lambda_1 = 440 \text{ nm}$ και $\lambda_2 = 410 \text{ nm}$. Στα δύο αυτά μήκη κύματος $\lambda_1 = 440 \text{ nm}$ και $\lambda_2 = 410 \text{ nm}$, ο συντελεστής απορρόφησης $\alpha(\lambda)$ υπολογίζεται από την επίλυση των παραπάνω εξισώσεων (29) έως (33). Αφού υπολογιστεί ο συνολικός συντελεστής απορρόφησης στα δύο αυτά μήκη ακτινοβολίας $\alpha(440)$, $\alpha(410)$, στην συνέχεια υπολογίζεται από μετρήσεις δεδομένων πεδίου (Lee Z.P., K.L. Carder, R.G. Steward, T.G. Peacock, C.O. Davis and J.S. Patch, 1998) ο λόγος $\frac{r_{rs}(440)}{r_{rs}(555)}$:

Ο συντελεστής απορρόφησης της διαλελυμένης οργανικής ύλης (*gelbstoff*) υπολογίζεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\alpha_g(440) = \frac{[\alpha(410) - \zeta \cdot \alpha(440)]}{\xi - \zeta} - \frac{[\alpha(410) - \zeta \cdot \alpha_w(440)]}{\xi - \zeta} \quad (36)$$

όπου, η παράμετρος ζ ισούται με:

$$\zeta = \frac{\alpha_{\phi}(410)}{\alpha_{\phi}(440)} = 0,71 + \frac{0,06}{0,8 + \left(\frac{r_{rs}(440)}{r_{rs}(555)} \right)} \quad (37)$$

ενώ, η παράμετρος ξ ισούται με :

$$\xi = \frac{\alpha_g(410)}{\alpha_g(440)} = \exp[S \cdot (440 - 410)] \quad (38)$$

Υπολογίζοντας τον συντελεστή απορρόφησης της διαλελυμένης οργανικής ύλης $\alpha_g(\lambda)$ και γνωρίζοντας τον συνολικό συντελεστή απορρόφησης $\alpha(\lambda)$, δύνανται να υπολογιστεί ακολούθως ο συντελεστής απορρόφησης που οφείλεται στην χλωροφύλλη-α ($\alpha_{\phi}(\lambda)$):

$$\alpha_{\phi}(440) = \alpha(440) - \alpha_g(440) - \alpha_w(440) \quad (39)$$

Στο μήκος κύματος $\lambda = 440 \text{ nm}$ που διαπιστώνεται η μεγαλύτερη απορρόφηση της ηλιακής ενέργειας από τις χρωστικές ουσίες των φυκών (*algae pigments*) (Jerlov N.G., 1968).

Επιλύοντας την εξίσωση (37) ως προς $\alpha_\phi(410)$, λαμβάνουμε:

$$\zeta = \frac{\alpha_\phi(410)}{\alpha_\phi(440)} \Leftrightarrow \alpha_\phi(410) = \zeta \cdot \alpha_\phi(440) \quad (40)$$

και αντίστοιχα την εξίσωση (38) ως προς $\alpha_g(410)$, θα έχω :

$$\xi = \frac{\alpha_g(410)}{\alpha_g(440)} \Leftrightarrow \alpha_g(410) = \xi \cdot \alpha_g(440) \quad (41)$$

Εφόσον, τώρα είναι γνωστές οι τιμές των συντελεστών απορρόφησης $\alpha(410)$, $\alpha(440)$, ζ και ξ , με την βοήθεια της εξίσωσης (35):

$$\begin{aligned} \alpha(\lambda) &= \alpha_w(\lambda) + \alpha_\phi(\lambda) + \alpha_g(\lambda) \Leftrightarrow \alpha(410) = \alpha_w(410) + \alpha_\phi(410) + \alpha_g(410) \Leftrightarrow \\ \alpha(410) &= \alpha_w(410) + \zeta \cdot \alpha_\phi(440) + \xi \cdot \alpha_g(440) \end{aligned} \quad (42)$$

και

$$\alpha(440) = \alpha_w(440) + \alpha_\phi(440) + \alpha_g(440) \Leftrightarrow \alpha_\phi(440) = \alpha(440) - \alpha_w(440) - \alpha_g(440) \quad (43)$$

Επιλύοντας την εξίσωση (41) ως προς $\alpha_g(410)$, και αντικαθιστώντας όπου $\alpha_\phi(440)$ την εξίσωση (43) παίρνω την ακόλουθη σχέση :

$$\begin{aligned} \alpha(410) &= \alpha_w(410) + \zeta \cdot \alpha_\phi(440) + \xi \cdot \alpha_g(440) \Leftrightarrow \alpha(410) = \alpha_w(410) + \zeta \cdot [\alpha(440) - \alpha_w(440) - \alpha_g(440)] + \\ \xi \cdot \alpha_g(440) &\Leftrightarrow \alpha(410) = \alpha_w(410) + \zeta \cdot \alpha(440) - \zeta \cdot \alpha_w(440) - \zeta \cdot \alpha_g(440) + \xi \cdot \alpha_g(440) \Leftrightarrow \\ \alpha(410) &= [\alpha_w(410) + \zeta \cdot \alpha(440) - \zeta \cdot \alpha_w(440)] + \alpha_g(440) \cdot (\xi - \zeta) \Leftrightarrow \alpha_g(440) \cdot (\xi - \zeta) = \\ \alpha(410) - \alpha_w(410) - \zeta \cdot \alpha(440) + \zeta \cdot \alpha_w(440) &\Leftrightarrow \alpha_g(440) = \frac{\alpha(410) - \alpha_w(410) - \zeta \cdot \alpha(440) + \zeta \cdot \alpha_w(440)}{\xi - \zeta} \end{aligned} \quad (44)$$

Σύμφωνα με τους (Bricaud A., A. Morel, and L. Prieur, 1981), η απορρόφηση που προκαλείται από την διαλελυμένη στο νερό οργανική ύλη (gelbstoff/yellow substance (y.s.)) σε όλο το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα από το υπεριώδες μέχρι και το ορατό (350-700 nm), υπακούει στον ακόλουθο νόμο:

$$\alpha_g(\lambda) = \alpha(\lambda_0) \cdot \exp[-S \cdot (\lambda - \lambda_0)] \quad (45)$$

Εάν λοιπόν, θεωρηθεί ως τιμή αναφοράς του λ_0 το μήκος κύματος των 440 nm, δεδομένου ότι στο μήκος κύματος $\lambda_0=440$ nm διαπιστώνεται η μεγαλύτερη απορρόφηση της ηλιακής ενέργειας από τις χρωστικές ουσίες των φυκών (*algae pigments*) (Jerlov N.G., 1968), τότε η εξίσ. (45) γίνεται:

$$\alpha_g(\lambda) = \alpha(440) \cdot \exp[-S \cdot (\lambda - 440)] \quad (46)$$

Αντικαθιστώντας την εξίσωση (46) στην εξίσωση (35) προκύπτει :

$$\alpha_\phi(\lambda) = \alpha(\lambda) - \alpha_w(\lambda) - \alpha_g(\lambda) = \alpha(\lambda) - \alpha_w(\lambda) - \alpha_g(440) \cdot \exp[-S \cdot (\lambda - 440)] \quad (47)$$

Εφόσον, είναι γνωστές οι τιμές των συντελεστών $\alpha(\lambda)$, $\alpha(440)$, και S , τότε μέσω της εξίσωσης (46) μπορεί να προσδιοριστεί η φασματική καμπύλη του συντελεστή $\alpha_\phi(\lambda)$, σε όλα τα μήκη του H/M φάσματος.

Σε αντίθεση με προηγούμενες μελέτες κατά το παρελθόν, στην προκειμένη περίπτωση, η μόνη παράμετρος που απαιτείται να προσδιοριστεί για να υπολογιστεί ο συντελεστής απορρόφησης $\alpha_\phi(\lambda)$ λόγω του υπάρχοντος φυτοπλανκτόν στο νερό, για όλα τα μήκη κύματος

της ηλιακής ακτινοβολίας, είναι ο λόγος $\zeta = \frac{\alpha_\phi(410)}{\alpha_\phi(440)}$. Μία πρόσφατη επικαιροποίηση του ημι-αναλυτικού αλγορίθμου (QAA v.6) περιγράφεται στον Πίνακα (1).

ΠΙΝΑΚΑΣ (1). Επικαιροποιημένη Έκδοση του Ημι-αναλυτικού Αλγορίθμου (QAA v.6).

(<http://www.brockmann-consult.de/>)

| | | |
|--------|---|--|
| | $r_{rs}(\lambda) = R_{rs}(\lambda)/(0.52 + 1.7 R_{rs}(\lambda))$ | |
| | $u(\lambda) = \frac{-g_0 + \sqrt{(g_0)^2 + 4g_0 * g_1 * r_{rs}(\lambda)}}{2g_1}$, where $g_0=0.089$ and $g_1=0.1245$ | |
| | IF $R_{rs}(665) < 0.0015 \text{ sr}^{-1}$ | (else) |
| 2 | $\chi = \log \left(\frac{r_{rs}(443) + r_{rs}(490)}{r_{rs}(560) + 5 \frac{r_{rs}(665)}{r_{rs}(490)} r_{rs}(665)} \right)$ $a(\lambda_0) = a(560) = a_w(\lambda_0) + 10^{40+41\chi+42\chi^2}$ | $a(\lambda_0) = a(665)$ $= a_w(665) + 0.39 \left(\frac{R_{rs}(665)}{R_{rs}(443) + R_{rs}(490)} \right)^{1.14}$ |
| 3 | $b_{bp}(\lambda_0) = b_{bp}(560) = \frac{u(\lambda_0) \times a(\lambda_0)}{1 - u(\lambda_0)} - b_{bw}(560)$ | $b_{bp}(\lambda_0) = b_{bp}(665) = \frac{u(\lambda_0) \times a(\lambda_0)}{1 - u(\lambda_0)} - b_{bw}(665)$ |
| 4 | $\eta = 2.0 \left(1 - 1.2 \exp \left(-0.9 \frac{r_{rs}(443)}{r_{rs}(560)} \right) \right)$ | |
| 5 | $b_{bp}(\lambda) = b_{bp}(\lambda_0) \left(\frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^\eta$ | |
| 6 | $a(\lambda) = (1 - u(\lambda))(b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda))/u(\lambda)$ | |
| 7 & 8 | $\zeta = 0.74 + \frac{0.02}{0.8 + r_{rs}(443)/r_{rs}(560)}$ $\xi = e^{S(4425-4155)}, S = 0.015 + \frac{0.002}{0.6 + r_{rs}(443)/r_{rs}(560)}$ | |
| 9 & 10 | $a_g(443) = \frac{a(416) - \zeta a(443)}{\xi - \zeta} - \frac{a_w(416) - \zeta a_w(443)}{\xi - \zeta}$ $a_{dg}(\lambda) = a_g(443) e^{-S(\lambda-443)}, a_{ph}(\lambda) = a(\lambda) - a_{dg}(\lambda) - a_w(443)$ | |

Αφού προσδιοριστεί, όπως περιγράφηκε προηγούμενα ο συνολικός συντελεστής απορρόφησης (a) και ο συντελεστής οπισθοσκέδασης (b_b), το επόμενο στάδιο είναι ο υπολογισμός του, μέσω επιχειρησιακού συντελεστή κατακόρυφης εξασθένησης του φωτός στο νερό ($\bar{K}_d(\lambda)$). Από ανάλυση της εξίσωσης διάδοσης της Η/Μ ενέργειας (φωτός) (*Radiative Transfer Equation-RTE*) στο νερό προκύπτει ότι, ο συντελεστής εξασθένησης ($\bar{K}_d(\lambda)$) δίδεται από την εξίσωση (48).

$$\bar{K}_d = m_o \cdot \alpha + \nu \cdot b_b \quad (48)$$

όπου οι παράμετροι m_o και ν αντιπροσωπεύουν την συνεισφορά του συνολικού συντελεστή απορρόφησης (m_o) και του συντελεστή οπισθοσκέδασης (ν) αντίστοιχα στην μεταβολή του ($\bar{K}_d(\lambda)$). Από μελέτες έχει αποδειχθεί ότι για διαφορετικές ζενιθιακές γωνίες του ηλίου και για διαφορετικές εγγενείς οπτικές ιδιότητες του νερού (IOPs) η τιμή του (ν) μπορεί να είναι κατά τρεις (3) φορές μεγαλύτερη του (m_o). Από προσομοιώσεις που έγιναν στο παρελθόν με το λογισμικό HYDROLIGHT (Mobley C.D., L.K. Sundman, 2000), διαπιστώθηκε ότι οι παράμετροι m_o και ν ισούνται με:

$$m_o \approx (1 + 0,005 \cdot \theta_a) \quad (49)$$

και

$$\nu = m_1 \cdot (1 - m_2 \cdot e^{-m_3 \cdot \alpha}) \quad (50)$$

όπου, θ_a είναι η ζενιθιακή γωνία του ηλίου στον αέρα, ενώ οι συντελεστές m_1 , m_2 , m_3 ισούνται αντίστοιχα με $m_1 = 4,18$, $m_2 = 0,52$, $m_3 = 10,8$. Άρα, ο μέσος επιχειρησιακός συντελεστής κατακόρυφης εξασθένησης του φωτός στο νερό ($\bar{K}_d(\lambda)$) θα δίνεται από την ακόλουθη αναλυτική έκφραση :

$$\bar{K}_d = m_o \cdot \alpha + m_1 \cdot (1 - m_2 \cdot e^{-m_3 \cdot \alpha}) \cdot b_b \quad (51)$$

Επίσης, σύμφωνα με τους (Eugenio F., J. Marcello, J. Martin, 2015) τα εξαγόμενα αποτελέσματα βαθυμετρίας από τη χρήση του παραπάνω ημι-αναλυτικού αλγορίθμου (QAA) είναι πολύ ικανοποιητικά και σε πολλές περιπτώσεις εκτιμώνται ως καλύτερα από τα αποτελέσματα του “αλγορίθμου αναλογίας” (*ratio algorithm*), ο οποίος θα περιγραφεί παρακάτω, δεδομένου ότι λαμβάνει υπόψη του τα φυσικά φαινόμενα της απορρόφησης (*water absorption*) από το θαλάσσιο νερό και της σκέδασης από το περιβάλλον (*backscattering*) της υδάτινης μάζας, δηλαδή λαμβάνει υπόψη του την επίδραση του συντελεστή εξασθένησης (K_d), καθώς επίσης και την σχέση μεταξύ ανακλαστικότητας/λευκαύγειας του θαλάσσιου πυθμένα (*seafloor albedo*), το βάθος αυτού, και τις φυσικές-οπτικές ιδιότητες (*Intrinsic Optical Properties - IOPs*) του θαλάσσιου νερού. Αυτό το γεγονός, δίνει τη δυνατότητα προσδιορισμού του βάθους με μεγαλύτερη ακρίβεια και μέτρηση της βαθυμετρίας σε μεγαλύτερα βάθη.

Η ακρίβεια των αποτελεσμάτων του αλγορίθμου υπολογισμού των βαθών, αξιολογήθηκε με βάση δεδομένα πεδίου που συλλέχθηκαν για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων του εν λόγω μοντέλου (QAA), μέσω διαγράμματος διασποράς (*scatter-plot*), στο οποίο ο ένας άξονας είχε τα αποτελέσματα για τα βάθη του αλγορίθμου και ο άλλος άξονας τα δεδομένα πεδίου (συμπεριλαμβανομένων των “*linear fit*”, “*R²*”, & “*RMSE*”).

Το εξαγόμενο μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) της μέτρησης του βάθους κυμάνθηκε από 1,20 – 1,94 μ., με συντελεστή συσχέτισης $R^2 = 0,93$, όταν συγκρίθηκε η βαθυμετρία της δορυφορικής εικόνας με τα αντίστοιχα δεδομένα πεδίου με βάθη από 0,00 - 30,00 μ.

Επίσης, σύμφωνα με μελέτη των (Sheng L., J. Bai, G-W. Zhou, Y-L. Zhao, C. Ying, 2015), οι οποίοι διερεύνησαν την ακρίβεια δεδομένων βαθυμετρίας που εξάχθηκαν από πολυφασματικά δεδομένα με χρήση του ίδιου ημι-αναλυτικού αλγορίθμου, κατέδειξαν ότι το μέσο τετραγωνικό σφάλμα από τα 0-30 μ. έφθανε τα 2,49 μ. Πιο συγκεκριμένα διαπίστωσαν για βάθη από 0-5 μ. μέσο σφάλμα (*mean error*) της τάξης 2,32 μ., για βάθη από 5-10 μ. μέσο σφάλμα 1,54 μ., για βάθη από 10-20 μ. μέσο σφάλμα της τάξης των 1,99 μ., ενώ για τα βαθύτερα νερά από 20-30 μ., το μέσο σφάλμα στα δεδομένα βαθυμετρίας ήταν της τάξης των 4,12 μ.

Εμπειρικά Μοντέλα Εξαγωγής Βαθυμετρίας

Με τα εμπειρικά μοντέλα εξαγωγής βαθυμετρίας, επιδιώκεται να βρεθεί μία σχέση μεταξύ της ακτινοβολήσης (*water-leaving radiance*), σε κάποιο φασματικό κανάλι της εικόνας (*single band process*) της υπό μελέτη παράκτιας περιοχής, και των βαθών (*depths*) τα οποία προκύπτουν από μετρήσεις πεδίου, σε ορισμένες θέσεις εντός της περιοχής, που αποδίδεται στην δορυφορική εικόνα. Στην προκειμένη περίπτωση, δεν απαιτείται να είναι γνωστή η διαδικασία διάδοσης του φωτός (*RTE*) μέσα στην υδάτινη μάζα, ή η ποσότητα της ακτινοβολίας που διαθλάται και διαδίδεται εντός του υδάτινου μέσου (Gao, J., 2009). Οι παραδοχές που πρέπει να ισχύουν για να εφαρμοστεί η συγκεκριμένη τεχνική είναι ότι η υδάτινη μάζα πρέπει να είναι ομοιογενής και ο υδάτινος πυθμένας να συνίσταται από παρόμοιας ανακλαστικότητας (*albedo*) ίζημα. Στην περίπτωση που ο υδάτινος πυθμένας δεν είναι ομοιογενής τότε πρέπει να γίνει ανάλυση σε περισσότερες της μία φασματικές ζώνες (Lyzenega, D.R., 1978). Σε αρκετές περιπτώσεις, ιδιαίτερα χρήσιμες αποδεικνύονται ότι είναι οι μετρήσεις ανακλαστικότητας στο πεδίο, σε χρόνο ταυτόχρονο με την διέλευση του αισθητήρα από την περιοχή ενδιαφέροντος, και για ένα ευρύ φάσμα μηκών κύματος (λ). Οι εν λόγω μετρήσεις της τιμής της ανακλαστικότητας (*albedo*) χερσαίων αντικειμένων θα προσδιορίσουν τον βέλτιστο συνδυασμό των φασματικών καναλιών που θα πρέπει να χρησιμοποιηθούν για την εξαγωγή των ακριβέστερων δεδομένων βαθυμετρίας.

Όπως προαναφέρθηκε, σημαντικός παράγοντας στην αξιοποίηση των τηλεσκοπικών δεδομένων για εξαγωγή της βαθυμετρίας, με την χρήση εμπειρικών μοντέλων, αποτελεί η επιλογή των καταλληλότερων φασματικών ζωνών/καναλιών, ήτοι χρησιμοποίηση εκείνων που παρουσιάζουν μεγαλύτερη διαθλαστικότητα/ διεισδυτικότητα στο νερό. Στην προκειμένη περίπτωση, το Η/Μ φάσμα του “μπλε” μήκους κύματος ($450\text{ nm} - 520\text{ nm}$) αποτελεί την αρχική επιλογή, λόγω της μεγάλης διεισδυτικότητας που παρουσιάζει στο “καθαρό” νερό. Ωστόσο, όταν η υδάτινη μάζα παρουσιάζει μεγάλη συγκέντρωση σε αιωρούμενα σωματίδια ή σε προϊόντα χλωροφύλλης τότε μεγαλύτερου μήκους κύματος κανάλια είναι καταλληλότερα. Για παράδειγμα, για εξαγωγή βαθυμετρίας και αντίστοιχη παραγωγή βαθυμετρικών χαρτών από νερά τα οποία είναι “θολά”, λόγω της μεγάλης συγκέντρωσης ανόργανων σωματιδίων, πρέπει να χρησιμοποιούνται μήκη κύματος κόντά στο “κόκκινο” ($746\text{ nm} - 759\text{ nm}$).

Το εμπειρικό μοντέλο προσδιορίζεται συνήθως μέσω της ευθείας ή καμπύλης της γραμμικής παλινδρόμησης, της οποίας οι συντελεστές υπολογίζονται με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (*regression analysis*). Πιο συγκεκριμένα, η δημιουργία διαγραμμάτων διασποράς, με άξονες (κατακόρυφο/*y-axis*) την τιμή της ανακλαστικότητας στις φασματικές ζώνες που διαθλάται καλύτερα η Η/Μ ακτινοβολία, σε ορισμένα εικονοστοιχεία (*pixels*), προς την τιμή των δεδομένων πεδίου (βαθών-οριζόντιος άξονας/*x-axis*) στις ίδιες θέσεις των εικονοστοιχείων και εν συνεχεία ο υπολογισμός της εξίσωσης της καμπύλης παλινδρόμησης (*regression analysis*), μπορεί να εξάγει-εκτιμήσει από την δορυφορική εικόνα την βαθυμετρία της ευρύτερης παράκτιας περιοχής. Η ακρίβεια του παραγόμενου μοντέλου εκφράζεται μέσω του συντελεστή συσχέτισης (*correlation coefficient - R²*) της εξίσωσης παλινδρόμησης. Ένα μοντέλο το οποίο δημιουργείται για μία παράκτια περιοχή, η οποία συνίσταται από “καθαρά” νερά συνήθως δεν είναι κατάλληλο για την εξαγωγή βαθυμετρίας σε μία παράκτια περιοχή με νερά που εμφανίζουν “θολότητα”. Ο συνδυασμός τηλεσκοπικών δεδομένων και δεδομένων πεδίου τα οποία συλλέγονται με τις τεχνικές υδρογράφησης μπορεί να μας δώσουν μέχρι βάθους 15,00 μ., ακρίβειες, τόσο οριζοντιογραφικά όσο και ως προς το βάθος, της τάξης του 1 μ. (Jawak S.D., S.S. Vadlamani, A.J. Luis, 2015).

Η δυνατότητα μέτρησης της ανακλαστικότητας του υδάτινου πυθμένα εξαρτάται εκτός των προαναφερομένων παραγόντων και από την ποιότητα του ιζήματος αυτού. Μία περιοχή η οποία εμφανίζει ποικιλομορφία ιζημάτων θαλάσσιου πυθμένα απαιτεί ιδιαίτερη προσοχή στην

επεξεργασία και ανάλυση των δορυφορικών δεδομένων της, με χρήση των εμπειρικών αλγορίθμων βαθυμετρίας, καθόσον η μεταβολή της ανακλαστικότητας του πυθμένα απαιτεί προσδιορισμό των συντελεστών της εξίσωσης γραμμικής παλινδρόμησης με μεγαλύτερη ακρίβεια, ενώ θα πρέπει η εικόνα να έχει διορθωθεί ραδιομετρικά πριν την κατασκευή του εμπειρικού μοντέλου, ως προς την επίδραση της ατμόσφαιρας (*atmospheric path radiance*).

“Γραμμικός” Μετασχηματισμός (*Linear Transformation*)

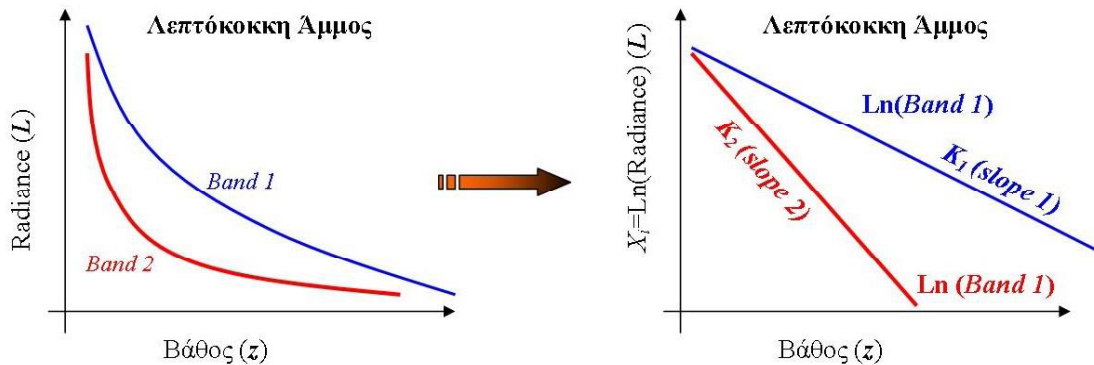
Πρόκειται για μία μέθοδο που αναπτύχθηκε από τον *Lyzenga* (*Lyzenga, D.R., 1978*), η οποία εφαρμόζεται κυρίως σε θαλάσσιες περιοχές “καθαρών” σχετικά νερών, δηλαδή υδάτινων όγκων που δεν περιέχουν μεγάλες συγκεντρώσεις σε αιωρούμενα σωματίδια, χλωροφύλλη, οργανική ύλη, κτλ. Η εν λόγω τεχνική κάνει την παραδοχή ότι οι φυσικές και χημικές ιδιότητες του μέσου διάδοσης δεν μεταβάλλονται μέσα στην υδάτινη περιοχή που αποτυπώνεται στην δορυφορική εικόνα, οπότε ο λόγος των συντελεστών εξασθένησης λόγω της διάχυσης του φωτός σε δύο (2) φασματικές ζώνες π.χ. (*i*) και (*j*), K_i και K_j αντίστοιχα θα είναι σταθερός ($K_i / K_j = \text{σταθερός}$), σε όλη την έκταση της εικόνας. Ωστόσο, η τελευταία παραδοχή δεν συνεπάγεται απαραίτητα το γεγονός ότι επειδή ο λόγος $K_i / K_j = \text{σταθερός}$ τότε και οι ανακλαστικότητες που προέρχονται από τον υδάτινο πυθμένα θα είναι σταθερές/όμοιες, δεδομένου ότι αυτές μεταβάλλονται σε περίπτωση διαφορετικής σύστασης του ιζήματος του πυθμένα.

Κρίσιμος παράγοντας πριν την εφαρμογή του εν λόγω αλγορίθμου, είναι η εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης των τηλεσκοπικών δεδομένων. Η διαδικασία διόρθωσης των τηλεσκοπικών δεδομένων από την αλληλεπίδραση της ατμόσφαιρας (αφαίρεση του “θορύβου” λόγω σκέδασης-*atmospheric path radiance*) και της κατοπτρικής ανάκλασης της ακτινοβολίας στην επιφάνεια της θάλασσας βασίζονται συνήθως, στην αφαίρεση του πιο “σκοτεινού” *pixel* από τα υπόλοιπα εικονοστοιχεία της δορυφορικής εικόνας για την συγκεκριμένη φασματική ζώνη. Η προαναφερόμενη τεχνική πραγματοποιείται υπολογίζοντας των μέσο όρο της ανακλαστικότητας (*reflectance/radiance/DN-values*) των *pixels* των βαθένων υδάτων. Η εν λόγω υπολογιζόμενη μέση τιμή αφαιρείται, στην συνέχεια, από όλα τα άλλα *pixels* της εικόνας σε κάθε φασματική ζώνη. Ο εν λόγω μετασχηματισμός υιοθετεί, για τον υπολογισμό του βάθους την τεχνική ανάλυσης της φασματικής μεταβλητότητας των *pixels* της εικόνας, χρησιμοποιώντας μία παράμετρο-δείκτη (*depth-invariant bottom index*), που είναι ανεξάρτητη του βάθους, για κάθε ζεύγος φασματικών ζωνών.

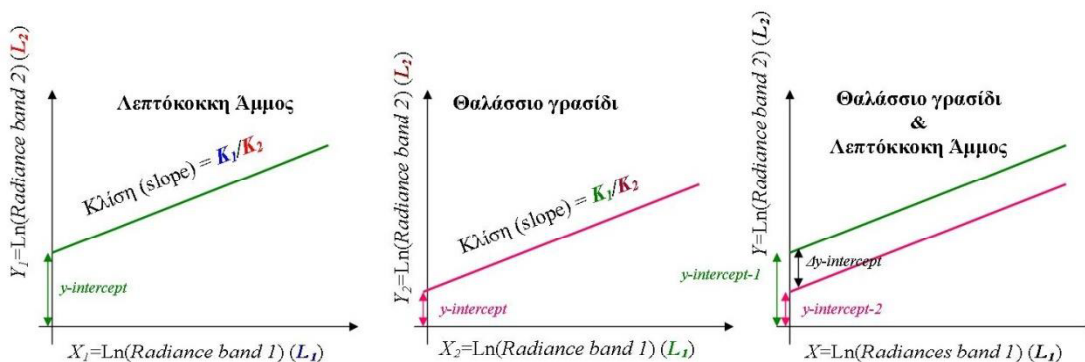
Σύμφωνα με την τεχνική του *Lyzenga*, επιλέγονται δύο (2) φασματικές ζώνες της εικόνας (π.χ. *Band 1* και *Band 2*), και δημιουργούνται τα αντίστοιχα διαγράμματα των ακτινοβολήσεων ή των ανακλαστικότητων ή των *DN-values* κάποιων εικονοστοιχείων, τα οποία βρίσκονται σε πυθμένες που παρουσιάζουν ίδιες ποιότητες ιζήματος, άρα παρόμοια ανακλαστικότητα, αλλά αφορούν σε διαφορετικά βάθη. Στην περίπτωση αυτή, θεωρητικά, οι τιμές των “γραμμικοποιημένων” ακτινοβολήσεων (ή των ανακλαστικότητων ή των τιμών των ψηφιακών αριθμών των *pixels*) σε κάθε *pixel* θα μεταβάλλονται γραμμικά συναρτήσει της μεταβολής του βάθους. Η κλίση (*slope*) αντίστοιχα της ευθείας που δημιουργείται από την συσχέτιση των γραμμικοποιημένων ακτινοβολήσεων ($\ln(\text{radiance})$) και βάθους, και στο διάγραμμα αυτό, αντιπροσωπεύει το συντελεστή εξασθένησης για κάθε φασματική ζώνη (π.χ. K_1 ή K_2). Στην προκειμένη περίπτωση (Εικόνα 4), διαπιστώνεται μείωση της ανακλαστικότητας των επιλεγμένων *pixels*, γεγονός που συνεπάγεται μείωση του βάθους από τα αριστερά προς τα δεξιά της ευθείας παλινδρόμησης/συσχέτισης.

Στο τελικό στάδιο της ανάλυσης της εικόνας, γίνεται προσπάθεια προσδιορισμού του “δείκτη ποιότητας πυθμένα”, που είναι μία ποσότητα μη εξαρτημένη από το βάθος του ίδιου του πυθμένα. Αυτό επιτυγχάνεται εάν στην ανάλυση των τηλεσκοπικών δεδομένων, ληφθεί υπόψη και άλλη μία θαλάσσια-υδάτινη περιοχή, με διαφορετικό τύπο ιζήματος πυθμένα (π.χ. θαλάσσιο

γρασίδι- *seagrass*). Εάν επαναληφθεί η προαναφερόμενη διαδικασία (γραμμικοποίηση) για τον νέο τύπο ιζήματος (Εικόνα 5), τότε ως αποτέλεσμα θα έχω μία ευθεία, η οποία θα παρουσιάζει τον βαθμό συσχέτισης των φασματικών ζωνών 1 και 2. Η εν λόγω ευθεία θα τέμνει τον y -άξονα, σε διαφορετικό σημείο (y -intercept) από ότι το πρώτο ιζήμα (λεπτόκοκκη άμμος). Το γεγονός αυτό συμβαίνει, επειδή οι ανακλαστικότητες των εικονοστοιχείων στις δύο φασματικές ζώνες (*Band 1* και *Band 2*), για τους δύο τύπους ιζημάτων (την λεπτόκοκκη άμμο και το θαλάσσιο γρασίδι), είναι διαφορετικές.



ΕΙΚ. 4. Γραμμικοποίηση ακτινοβολήσεων φασματικών ζωνών (Lyzenga D.R., 1978).



ΕΙΚ. 5. Προσδιορισμός Δείκτη Ποιότητας Πυθμένα (*depth-invariant index of bottom type*) (Lyzenga D.R., 1978).

Ο Lyzenga (1978) απέδειξε ότι η σχέση μεταξύ παρατηρηθείσας ανακλαστικότητας (*reflectance/radiance- R_w*) κάθε *pixel* της εικόνας που αντιπροσωπεύει υδάτινη περιοχή, του βάθους (*depth-z*) και του βαθμού ανακλαστικότητας/λευκαύγειας του πυθμένα (*bottom albedo - A_d*), μπορεί να περιγραφεί από την ακόλουθη εξίσωση:

$$R_w = (A_d - R_\infty) \cdot \exp(-g \cdot z) + R_\infty \quad (52)$$

όπου R_∞ είναι η ανακλαστικότητα (*reflectance*) της υδάτινης μάζας (όγκου νερού) όπως αυτή προκύπτει από τις περιοχές της δορυφορικής εικόνας όπου το νερό είναι βαθύ (οπτικά), A_d είναι η ανακλαστικότητα/λευκαύγεια του θαλάσσιου πυθμένα (*bottom albedo*), z το βάθος και g είναι μία συνάρτηση που περιγράφει τους συντελεστές διάχυσης (*diffuse attenuation coefficients- K_d*) για την κατερχόμενη και ανερχόμενη από τον πυθμένα ακτινοβολία (φως).

Η εξίσωση (52), δύναται να ξαναγραφεί επιλύοντάς την ως προς το βάθος z συναρτήσει των ανακλαστικότητων του πυθμένα και των βαθέων υδάτων ως εξής:

$$z = g^{-1} \cdot [\ln(A_d - R_\infty) - \ln(R_w - R_\infty)] \quad (53)$$

Ο προσδιορισμός/εκτίμηση του βάθους z με βάση την παραπάνω εξίσωση από μία μόνο φασματική ζώνη εξαρτάται από την ανακλαστικότητα/λευκαύγεια του πυθμένα A_d (*Albedo*). Όπως είναι εύλογο, μία μείωση της ανακλαστικότητας του πυθμένα (A_d) έχει ως αποτέλεσμα τον υπολογισμό αυξημένου βάθους θαλάσσης ή γενικότερα του υδάτινου πυθμένα.

Επίσης, ο Lyzenga (1978, 1985) απέδειξε ότι η μελέτη δύο (2) φασματικών ζωνών μπορεί να παρέξει διορθώσεις για την περίπτωση της μεταβλητότητας της λευκαύγειας “*Albedo*” του ιζήματος του πυθμένα, με αποτέλεσμα το βάθος να προσδιοριστεί με μεγαλύτερη ακρίβεια μέσω της παρακάτω εξίσωσης:

$$z = a_0 + a_i \cdot X_i + a_j \cdot X_j \quad (54)$$

όπου,

$$X_i = \ln[R_w(\lambda_i) - R_\infty(\lambda_i)] \quad (55)$$

Οι σταθερές a_0 , a_i και a_j , προσδιορίζονται από επίλυση εξίσωσης πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης (*Multiple Linear Regression*) ή μέσω άλλης αντίστοιχης τεχνικής.

Ο γραμμικός μετασχηματισμός του Lyzenga (εξισ. (68)), προϋποθέτει την γνώση πέντε (5) συντελεστών (a_0 , a_i , a_j , $R_w(\lambda_i)$, $R_\infty(\lambda_i)$), προκειμένου προσδιοριστεί το βάθος (z), γεγονός που προκαλεί προβλήματα ιδιαίτερα σε μεγάλης έκτασης περιοχές με σχετικά μικρή φασματική διαφοροποίηση στην φασματική ποιότητα του πυθμένα. Όταν η ανακλαστικότητα του ιζήματος ή της χλωρίδας του πυθμένα είναι μικρότερη της ανακλαστικότητας της ευρύτερης παράκτιας ζώνης, όπως συμβαίνει στην περίπτωση που υπάρχουν στην παράκτια ζώνη φύκια ή “ποσειδωνία”, τότε συμβαίνει η ανακλαστικότητα του πυθμένα (A_d) να είναι μικρότερη της ανακλαστικότητας των “βαθέων υδάτων” (R_∞). Αποτέλεσμα αυτού του γεγονότος είναι η διαφορά [$R_w(\lambda_i) - R_\infty(\lambda_i)$] να είναι μικρότερη του μηδενός, άρα ο λογάριθμος $\ln[R_w(\lambda_i) - R_\infty(\lambda_i)]$ δεν ορίζεται. Συνεπώς πρέπει να χρησιμοποιηθεί κάποιος άλλος αλγόριθμος υπολογισμού του βάθους (z).

“Αναλογικός” Μετασχηματισμός (*Ratio Transformation*)

Το πρόβλημα εξαγωγής της βαθυμετρίας, από μία παράκτια περιοχή η οποία παρουσιάζει εικονοστοιχεία (*pixels*) της με χαμηλότερη τιμή ανακλαστικότητας από ότι στα *pixels* των “βαθιών νερών”, ήταν η αφορμή για έρευνα χρήσης/αξιοποίησης ενός εναλλακτικού αλγορίθμου. Ο εν λόγω αλγόριθμος/μοντέλο έχει λιγότερες εξαρτημένες μεταβλητές, να απαιτούνται λιγότερες “εμπειρικές” ρυθμίσεις προκειμένου να είναι πιο αποτελεσματικός και ακριβής στις περιοχές της δορυφορικής εικόνας που υπάρχουν διάφορα είδη χλωρίδας και ποικιλομορφία στην ανακλαστικότητα των ιζημάτων του πυθμένα.

Κρίσιμη παράμετρος αποτελεί το γεγονός ότι οι διάφορες φασματικές ζώνες των παθητικών αισθητήρων θα παρουσιάζουν μεταξύ τους διαφορετικές φασματικές απορροφήσεις-εξασθενήσεις. Αφού οι τιμές του βάθους (z) της εξίσωσης (49) μεταβάλλονται συναρτήσει του λογαρίθμου, τότε και η αναλογία/λόγος των λογαρίθμων δηλαδή των γραμμικοποιημένων τιμών ανακλαστικότητας, θα μεταβάλλεται αναλόγως του βάθους του πυθμένα. Καθώς το βάθος (z) αυξάνει, η ανακλαστικότητα (*reflectance*) σε δύο (2) π.χ. φασματικές ζώνες (*bands*) μειώνεται, και ο $\ln(R_w(\lambda_i))$ της ζώνης με την μεγαλύτερη απορρόφηση (*green*) θα μειωθεί “αναλογικά” ταχύτερα από τον λογάριθμο $\ln[R_w(\lambda_j)]$ της φασματικής ζώνης (*band*) με την χαμηλότερη απορρόφηση (*blue*). Αντίστοιχα, ο λόγος των ανακλαστικότητων των αντίστοιχων *pixels* [*blue/green*] αυξάνεται όσο μειώνεται η ανακλαστικότητα (R) και αυξάνεται αντίστοιχα το βάθος

(z) της θάλασσας. Μία μεταβολή στην ανακλαστικότητα/λευκαύγεια του πυθμένα (*Bottom Albedo*), η οποία προκαλείται από αλλαγή της χλωρίδας ή του ιζήματος του πυθμένα, επηρεάζει και τις δύο (2) φασματικές ζώνες παρόμοια (Philpot, 1989), ενώ αλλαγές στο βάθος επηρεάζουν την ζώνη με την μεγαλύτερη απορρόφηση περισσότερο. Αντιστοίχως, η μεταβολή στον “λόγο” των ανακλαστικότητων των φασματικών ζωνών ένεκα του βάθους θα είναι πολύ μεγαλύτερη από την μεταβολή που προκαλείται από την αλλαγή της ποιότητας του πυθμένα λόγω της διαφορετικότητας του ιζήματος ή της χλωρίδας.

Κατά συνέπεια, στην περίπτωση παράκτιας περιοχής με σταθερό βάθος (z), *pixels* της δορυφορικής εικόνας που παρουσιάζουν διαφορετική ανακλαστικότητα λόγω ιζήματος ή/και χλωρίδας, θα παρουσιάζουν ίδιο/σταθερό “λόγο” λογαρίθμων ανακλαστικότητας στις δύο (2) φασματικές ζώνες (blue/green).

Λαμβανομένων υπόψη των παραπάνω, οι (Stumpf R.P., K. Holderied and M. Sinclair, 2003) πρότειναν, προκειμένου να αντιμετωπιστεί η μέχρι πρότεινος δυσκολία στην εξαγωγή της βαθυμετρίας που προκαλείται από την διαφορετικότητα της ανακλαστικότητας του ιζήματος του πυθμένα, έναν αναλογικό αλγόριθμο (“αναλογικός μετασχηματισμός”), ο οποίος δύναται να προσδιορίζει το βάθος (z), ανεξάρτητα από την ποιότητα ή το είδος της χλωρίδας του πυθμένα, ο οποίος θα πρέπει να “ρυθμιστεί” μόνο ως προς τα πραγματικά βάθη, με την βοήθεια δεδομένων ενός ναυτικού χάρτη ή ενός βαθυμετρικού διαγράμματος ή μέσω μετρήσεων πεδίου, μέσω της ακόλουθης αναλυτικής σχέσης :

$$z = m_1 \cdot \frac{\ln(n \cdot R_w(\lambda_i))}{\ln(n \cdot R_w(\lambda_j))} - m_o \quad (56)$$

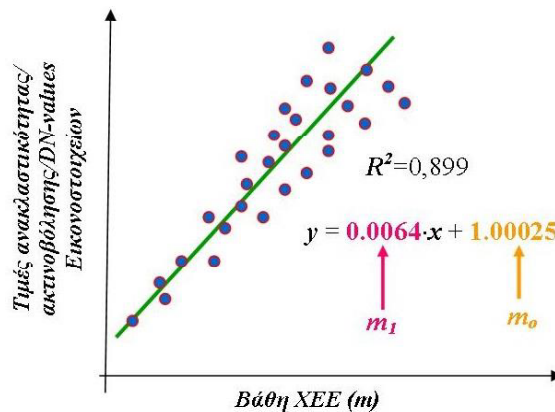
όπου m_1 είναι μία “ρυθμιζόμενη” σταθερά, η οποία χρησιμεύει στο να προσαρμόζει/ρυθμίζει το “λόγο” στο “βάθος” (z) του XEE ή του πεδίου, n είναι μία σταθερά που σχετίζεται με την εκάστοτε περιοχή ενδιαφέροντος, και m_o είναι μία σταθερά μετατόπισης (*offset*) για το βάθος που αντιστοιχεί σε “0” μ. (z = 0). Η σταθερά n επιλέγεται έτσι ώστε να εξασφαλιστεί ότι ο λογάριθμος (ln) θα είναι πάντα “θετικός” και έτσι ο “λόγος” (*ratio*) παράγει γραμμικά/αναλογικά αποτελέσματα συναρτήσει της μεταβολής του βάθους.

Πιο συγκεκριμένα, οι σταθερές/συντελεστές m_1 και m_o του αναλογικού μοντέλου εξαγωγής βαθυμετρίας δύναται να προσδιοριστούν με στατιστική συσχέτιση των τιμών ανακλαστικότητας/ακτινοβολήσης/ψηφιακών αριθμών και των τιμών των βαθών του XEE στις αντίστοιχες θέσεις των *pixels*. Μέσω λογιστικών φύλλων, υπολογίζεται η εξίσωση παλινδρόμησης/ συσχέτισης μεταξύ των δεδομένων πεδίου (x-άξονας) και των δεδομένων ακτινοβολίας των *pixels* (y-άξονας). Από την εξίσωση συσχέτισης προκύπτουν οι τιμές των συντελεστών “κέρδους” (m_1) και “μετατόπισης” (m_o) του αναλογικού αλγορίθμου εξαγωγής βαθυμετρίας (Εικόνα 6).

Σύμφωνα με τους (Stumpf R.P., M. Sinclair, 2003), η μέθοδος του “αναλογικού μετασχηματισμού” (*ratio transform*) φαίνεται να αντιμετωπίζει σε ικανοποιητικό βαθμό σημαντικά θέματα-προβλήματα, που απορέουν από τον προσδιορισμό βαθυμετρίας μέσω των παθητικών πολυφασματικών δορυφορικών αισθητήρων.

Παράλληλα, η εν λόγω τεχνική, για την διόρθωση της ατμοσφαιρικής επίδρασης, δεν απαιτεί αφαίρεση της ανακλαστικότητας των βαθέν υδάτων ($L_{i,\infty}$), που αποτελεί μία διαδικασία σε μεγάλο βαθμό “υποκειμενική”, η οποία αναλόγως του είδους της ποιότητας του πυθμένα, μπορεί να οδηγήσει σε λάθος αποτελέσματα. Αντίστοιχα, στο γραμμικό μετασχηματισμό, η διαδικασία εκτίμησης της ανακλαστικότητας των βαθέν υδάτων ($R_{i,\infty}$) εισαγάγει μεγάλη αβεβαιότητα, ειδικά στις περιπτώσεις όπου σε παράκτιες περιοχές υπάρχουν ζώνες με χαμηλότερη ανακλαστικότητα/λευκαύγεια (*lower albedo*), λόγω έντονης χλωρίδας, από ότι στα βαθιά νερά. Επίσης, η ανακλαστικότητα των βαθέν υδάτων ($R_{i,\infty}$), μεταβάλλεται σε κάθε φασματική ζώνη (*blue*,

green) με την σκέδαση της ατμόσφαιρας (scattering), ενώ ειδικότερα η ακτινοβολία του μήκους κύματος του “μπλε” (blue band) μεταβάλλεται και αναλόγως της απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα.



ΕΙΚ. 6. Στατιστική συσχέτιση τιμών ανακλαστικότητας *pixels* και δεδομένων πεδίου ή χαρτογραφικών δεδομένων.

Η μέθοδος του “αναλογικού μετασχηματισμού” είναι συνάρτηση λιγότερων εμπειρικών συντελεστών (m_0 , m_1), συγκριτικά με τον γραμμικό μετασχηματισμό του (Lyzenga, $R_{\infty}(\lambda_i)$, $R_{\infty}(\lambda_j)$, a_0 , a_1 , και a_2), γεγονός που την κάνει πιο “σταθερή”, πιο “εύκολη”, και εφικτή να εφαρμοστεί σε ένα μεγάλο εύρος γεωγραφικών περιοχών με διαφορετική χλωρίδα και είδος πυθμένα. Η μέθοδος του “ratio transform” απαιτεί μόνο την χρήση φασματικών ζωνών που παρουσιάζουν διαφορετική απορροφητικότητα από το θαλάσσιο νερό. Ακόμα διαπιστώθηκε ότι η εν λόγω μέθοδος μπορεί να ρυθμιστεί με σχετικά λίγα βάθη, τα οποία μπορεί να προέρχονται και από υπάρχοντες στην περιοχή ναυτικούς χάρτες.

Επίσης, σύμφωνα με τους (Pe'eri S., C. Parrish, C. Azuike, L. Alexander, A. Armstrong, 2014), ο αναλογικός αλγόριθμος εξαγωγής βαθυμετρίας, δύναται να χρησιμοποιηθεί από Υδρογραφικές Υπηρεσίες, προκειμένου οι τελευταίες να δύνανται να αξιολογούν την επάρκεια των βαθυμετρικών δεδομένων που απεικονίζονται στους ναυτικούς χάρτες.

Μοντέλο “Ζώνης Διείσδυσης” (Depth of Penetration Zone Model)

Ο *Jupp* (Jupp, D.L.B., 1988), πρότεινε ένα εναλλακτικό μοντέλο εξαγωγής βαθυμετρίας, το οποίο βασίζεται στην παραδοχή ότι κάθε συχνότητα ακτινοβολίας διεισδύει σε διαφορετικό βάθος στον υδάτινο όγκο, αναλόγως του μήκους κύματός της. Έτσι θεωρητικά ισχύει ότι, για κάθε φασματική ζώνη υπάρχει μία ζώνη/πάχος διείσδυσης (*Zone of Penetration*), εντός της οποίας, η απομείωση της έντασης της ακτινοβολίας λόγω των φαινομένων της σκέδασης και της απορρόφησης, από τον όγκο του νερού, είναι παραπλήσια/ομοιογενής, με αποτέλεσμα η ακτινοβολία να διαθλάται μέσω της εν λόγω ζώνης, μέχρι ένα μέγιστο βάθος. Επίσης, με βάση την θεώρηση του *Jupp* η ακτινοβολία (ηλιακό φως), δύναται να φθάνει μέχρι τον πυθμένα να ανακλάται και να διαδίδεται προς πίσω, διερχόμενη πάλι από τις προαναφερθείσες “ζώνες διείσδυσης”, και να ανιχνεύεται από τον αισθητήρα τηλεπισκόπησης. Εντός κάθε ζώνης διείσδυσης, το εκάστοτε μήκος κύματος της ακτινοβολίας, παρουσιάζει μία ελάχιστη απομείωση, με αποτέλεσμα να διεισδύει μέχρι το μέγιστο βάθος αυτής και να μας δίδει την καλύτερη (ακριβέστερη) πληροφορία βάθους του υδάτινου πυθμένα. Σύμφωνα λοιπόν, με την τεχνική

εξαγωγής βαθυμετρίας του *Jurp*, προσδιορίζονται ζώνες διείσδυσης της ακτινοβολίας για κάθε φασματική ζώνη και στην συνέχεια μέσα στην εκάστοτε φασματική ζώνη εφαρμόζεται η εξίσωση εξαγωγής βαθυμετρίας:

$$L_s = L_b \cdot (e^{-2 \cdot K \cdot z}) + L_w \cdot (1 - e^{-2 \cdot K \cdot z}) \quad (57)$$

Όπου:

- L_s είναι η μετρούμενη στον αισθητήρα (sensor) ακτινοβολία, L_b είναι η ακτινοβολία που προέρχεται από τον υδάτινο πυθμένα (bottom),
- L_w είναι η ακτινοβολία που οφείλεται στον υδάτινο όγκο (water)
- z το βάθος του υδάτινου πυθμένα ή το μέγιστο βάθος διείσδυσης της ηλιακής ακτινοβολίας σε κάθε ζώνη.

Η εξίσωση (57) μπορεί να γραφεί και ως ακολούθως:

$$L_s = L_b \cdot e^{-2 \cdot K \cdot z} + L_w - L_w \cdot e^{-2 \cdot K \cdot z} \quad (58)$$

Λογαριθμίζοντας (γραμμικοποιώντας) την εξίσωση (58) προκύπτει:

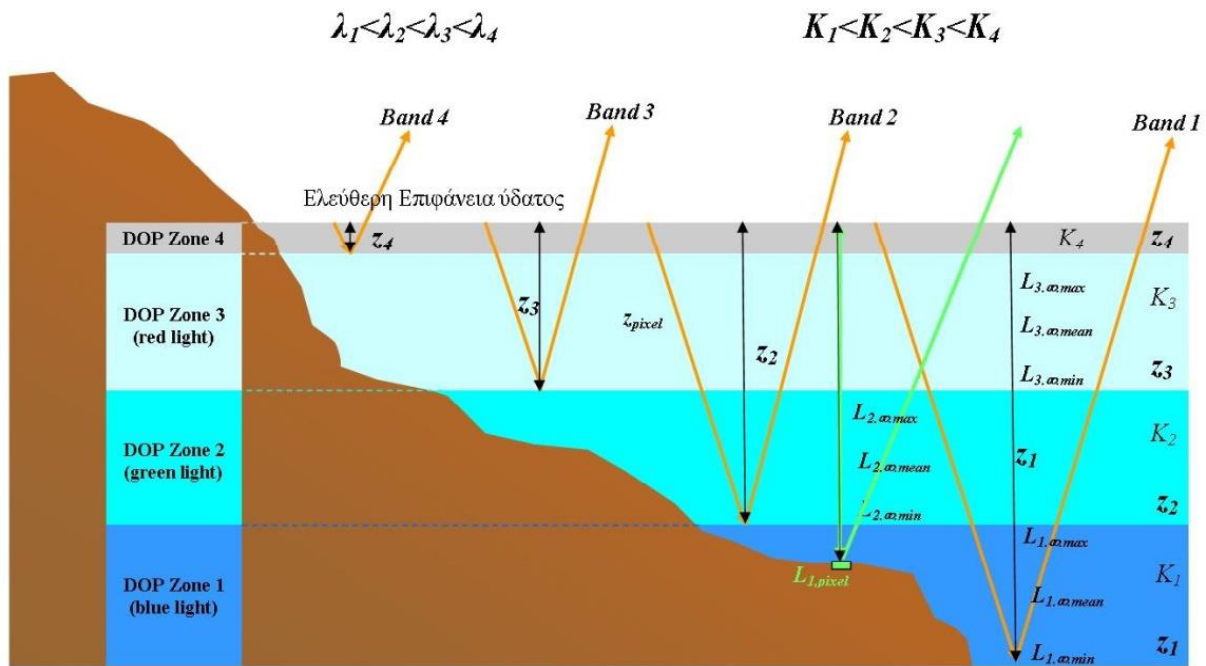
$$\begin{aligned} \ln(L_s) &= \ln(L_b \cdot e^{-2 \cdot K \cdot z}) + \ln(L_w) - \ln(L_w \cdot e^{-2 \cdot K \cdot z}) \Leftrightarrow \ln(L_s) = (-2 \cdot K \cdot z) \cdot \ln(L_b) + \ln(L_w) - (-2 \cdot K \cdot z) \cdot \ln(L_w) \\ &\Rightarrow (-2 \cdot K \cdot z) \cdot [\ln(L_b) - \ln(L_w)] + \ln(L_w) = \ln(L_s) \Leftrightarrow (-2 \cdot K \cdot z) = \frac{\ln(L_s) - \ln(L_w)}{\ln(L_b) - \ln(L_w)} \Leftrightarrow \\ z &= \frac{\ln(L_s) - \ln(L_w)}{(-2 \cdot K) \cdot [\ln(L_b) - \ln(L_w)]} \quad (59) \end{aligned}$$

Για να εφαρμοστεί η μέθοδος του *Jurp* θα πρέπει να ισχύει ότι α) η εξασθένηση της ακτινοβολίας συναρτήσει του βάθους είναι εκθετική συνάρτηση, β) η ποιότητα των υδάτων του υπό ανάλυση όγκου του νερού δεν μεταβάλλεται, δηλαδή ο συντελεστής εξασθένησης K είναι σταθερός και γ) ότι η ανακλαστικότητα των ιζημάτων του υδάτινου πυθμένα είναι σταθερή. Οι τελευταίες δύο (2) παραδοχές αποτελούν και την αδυναμία του υπόψη μοντέλου, καθόσον εντός της ευρύτερης θαλάσσιας περιοχής που απεικονίζεται μέσα σε μία δορυφορική εικόνα, τόσο οι έμφυτες ιδιότητες (*IOPs*) του υδάτινου μέσου όσο και τα φασματικά χαρακτηριστικά των ιζημάτων του πυθμένα, συνήθως μεταβάλλονται. Για να αντιμετωπιστεί το παραπάνω μειονέκτημα της εν λόγω μεθόδου, γίνεται σε ένα αρχικό στάδιο ομαδοποίηση των περιοχών που εμφανίζουν παρόμοια ανακλαστικότητα ιζήματα πυθμένα και στην συνέχεια εφαρμόζεται η τεχνική *Jurp*, σε κάθε ταξινομημένη κλάση υποπεριοχών, ώστε τελικά αυτή να εφαρμόζεται σε υποπεριοχές με ομοιογενή φυσικά και οπτικά χαρακτηριστικά. Η εφαρμογή του μοντέλου του *Jurp* διακρίνεται σε τρία (3) στάδια.

Κατά το πρώτο στάδιο, προσδιορίζεται το βάθος (z) της υδάτινης μάζας, μέχρι το οποίο διεισδύει κάθε φασματική ζώνη (*Depth of Penetration Zone- DOP Zone*) ή με άλλα λόγια καθορίζονται οι ζώνες διείσδυσης κάθε μήκους κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας. Κατά το δεύτερο στάδιο, γίνεται παρεμβολή των βαθών μέσα σε κάθε ζώνη διείσδυσης, ενώ κατά το τρίτο στάδιο διενεργείται “ρύθμιση” (*calibration*) των βαθών εντός του εύρους κάθε ζώνης διείσδυσης.

Πιο συγκεκριμένα, στο πλαίσιο καθορισμού των ζωνών βάθους διείσδυσης (*DOP Zones Determination*) προσδιορίζεται ποιο είναι το μέγιστο βάθος διείσδυσης σε κάθε φασματική ζώνη για την συγκεκριμένη θαλάσσια περιοχή μελέτης. Σύμφωνα με τους (Green E.P., P.J. Mumby,

A.J. Edwards and C.D. Clark, 2000) (p. 222), τα μέγιστα βάθη διείσδυσης ανά μήκος κύματος δίδονται στον ακόλουθο Πίνακα (2):



ΕΙΚ. 7. Ταξινόμηση βαθών εικονοστοιχείων με βάση την ανακλαστικότητα τους.

Εάν η ανάλυση αφορά πολυφασματικά δορυφορικά δεδομένα με N το πλήθος των φασματικών ζωνών, τότε η εξίσωση (54) λαμβάνει την γενική της μορφή και εκφράζεται από τη σχέση (60).

$$z = \frac{\sum_{i=1}^N \ln(L_s) - \sum_{i=1}^N \ln(L_w)}{(-2) \cdot \sum_{i=1}^N K \cdot \left[\sum_{i=1}^N \ln(L_b) - \sum_{i=1}^N \ln(L_w) \right]} \quad (60)$$

ΠΙΝΑΚΑΣ (2):

Green et al.,2000)

| Φασματική Ζώνη (λ_i) | Βάθος Διείσδυσης (P_i) |
|--------------------------------|----------------------------|
| Band 1 (λ_1) | 25 μ. (P_1) |
| Band 2 (λ_2) | 15 μ. (P_2) |
| Band 3 (λ_3) | 5 μ. (P_3) |
| Band 4 (λ_4) | 1 μ. (P_4) |

Σύμφωνα με τον παραπάνω πίνακα το “μπλε” (λ_1) μήκος κύματος διεισδύει μέχρι το βάθος των 25 μ., το “πράσινο” (λ_2) μήκος κύματος φθάνει μέχρι τα 15 μ., το “κόκκινο” (λ_3) μήκος κύματος μέχρι 5 μ., ενώ το “εγγύς υπέρυθρο” (λ_4) φθάνει μόλις το 1 μ., βάθος. Τα προαναφερό-

μενα βάθη εκτιμώνται ως προσεγγιστικά, δεδομένου ότι για ακριβέστερο προσδιορισμό των ζωνών διείσδυσης απαιτούνται και δεδομένα βαθών πεδίου, καθόσον τα φασματικά χαρακτηριστικά κάθε *pixel* υδάτινης περιοχής διαφέρουν αναλόγως της σύστασης του πυθμένα, των έμφυτων ιδιοτήτων της υδάτινης μάζας της αλατότητας και της θερμοκρασίας του όγκου του νερού από τόπο σε τόπο. Στη συνέχεια, υποδιαιρείται η παράκτια περιοχή της εικόνας σε υποπεριοχές/ζώνες, στις οποίες, σύμφωνα με το μοντέλο του *Jupp*, μόνο ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος (και όχι κάποιο άλλο), θεωρητικά φθάνει στον πυθμένα κάθε υποπεριοχής και ανακλάται από αυτόν και λαμβάνεται κάποιο σήμα στην συνέχεια από τον αισθητήρα τηλεπισκόπησης.

Ο υπολογισμός των ζωνών διείσδυσης (*DOP Zones*), σύμφωνα με το εν λόγω μοντέλο, δεν αποδίδει σε κάθε *pixel* της εικόνας μία μοναδιαία τιμή βάθους, αλλά ορίζει σε κάθε εικονοστοιχείο ένα εύρος βαθών, τα οποία δύνανται αυτό να πάρει. Για τον προσδιορισμό των διάφορων ζωνών διείσδυσης ακολουθείται η παρακάτω μεθοδολογία, η οποία εφαρμόζεται σε κάθε υποπεριοχή της εικόνας που παρουσιάζει ομοιογενή φασματικά χαρακτηριστικά πυθμένα.

Αρχικά προσδιορίζεται η ανακλαστικότητα (ή η ακτινοβοληση-*L*) που λαμβάνεται στον αισθητήρα από τα βαθιά νερά ($L_{i,\infty}$), καθόσον η τιμή αυτή της ανακλαστικότητας ουσιαστικά αντιπροσωπεύει την ακτινοβολία που προέρχεται από τον όγκο του νερού (στήλη νερού), την ακτινοβολία που οφείλεται στην ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της θάλασσας, και από την ακτινοβολία που προέρχεται από την συνεισφορά της ατμόσφαιρας. Συνήθως, οι περιοχές των βαθέων υδάτων επιλέγονται σε βάθη άνω των 50 μ., όπως αυτά αναγράφονται στους ναυτικούς χάρτες που απεικονίζουν την περιοχή ενδιαφέροντος. Αντί της ανακλαστικότητας κάθε εικονοστοιχείου (R_w), μπορεί να λαμβάνεται και η τιμή του αντίστοιχου ψηφιακού αριθμού (*DN-value*) του εκάστοτε εικονοστοιχείου.

Στη συνέχεια υπολογίζεται η μέση τιμή της ανακλαστικότητας των βαθέων υδάτων ($L_{i,\infty,mean}$), η ελάχιστη ($L_{i,\infty,min}$) και η μέγιστη ($L_{i,\infty,max}$) για κάθε φασματική ζώνη της υπό μελέτης εικόνας. Γνωρίζοντας την μέση τιμή της ανακλαστικότητας των βαθέων υδάτων ($L_{i,\infty,mean}$), μπορεί να διορθωθεί η δορυφορική εικόνα, ως προς τον "θόρυβο" που προκαλείται στο σήμα, από την επίδραση της ατμόσφαιρας, και την επίδραση της υδάτινης στήλης.

Παράλληλα, η μέγιστη τιμή της ανακλαστικότητας από τα βαθιά νερά ($L_{i,\infty,max}$) χρησιμοποιείται για να διαχωριστούν οι διάφορες ζώνες διείσδυσης (*DOP*) εντός της δορυφορικής εικόνας. Έτσι λοιπόν, για κάθε εικόνα προσδιορίζονται σε κάθε φασματική ζώνη οι τιμές των *DN-value Mean, Min. DN-value, Max. DN-value*, ($L_{i,\infty,mean}$), ($L_{i,\infty,min}$), ($L_{i,\infty,max}$) που μετρούνται πάνω από τα βαθιά νερά. Στην περίπτωση που διαπιστωθεί ότι κάποιο εικονοστοιχείο της εικόνας έχει τιμή ανακλαστικότητας ή ψηφιακού αριθμού (*DN-value*) μεγαλύτερη από εκείνη της $L_{i,\infty,max}$, τότε το γεγονός αυτό σημαίνει ότι η επαύξηση αυτή οφείλεται στην προστιθέμενη ανακλαστικότητα που προσδίδεται από τον υδάτινο πυθμένα.

Ειδικότερα, σε κάθε φασματικό κανάλι (*i*) προσδιορίζεται το βαθύτερο σημείο (*pixel*) κάθε ζώνης διείσδυσης, δηλαδή το σημείο που έχει την χαμηλότερη τιμή *DN-value* σε κάθε ζώνη (*DOP zone*), το οποίο, θεωρητικά, θα έχει τιμή ψηφιακού αριθμού (*DN-value*) μεγαλύτερη από την μέγιστη τιμή ανακλαστικότητας των βαθέων υδάτων για το συγκεκριμένο κανάλι ($DN > L_{i,\infty,max}$ ή $L_{i,max} > L_{i,\infty,max}$). Αναφερόμενοι πάντα για μία υποπεριοχή της εικόνας με ομοιογενές ίζημα πυθμένα, δηλ. με σταθερή ανακλαστικότητα πυθμένα.

Οι μέγιστες τιμές ανακλαστικότητας ($L_{1,\infty,max}$) από την περιοχή των βαθέων υδάτων της εικόνας μου, σε κάθε φασματικό κανάλι, οριοθετούν (οριζοντιογραφικά) την έκταση της εκάστοτε ζώνης διείσδυσης. Για παράδειγμα, εάν στην "μπλε" φασματική ζώνη, ο αισθητήρας τηλεπισκόπησης λαμβάνει κάποιο σήμα από κάποια περιοχή που βρίσκεται σε μία απόσταση x_1 , από την ακτογραμμή, τα *pixels* της οποίας εμφανίζουν τιμές ψηφιακού αριθμού (*DN-value*) μεγαλύτερες από την μέγιστη τιμή της ανακλαστικότητας ($L_{1,\infty,max}$) στην περιοχή των βαθέων

υδάτων, τότε σημαίνει ότι λαμβάνεται από τον δέκτη (αισθητήρα) κάποια επιπρόσθετη ανακλαστικότητα, η οποία προέρχεται από τον πυθμένα της περιοχής. Άρα, η πρώτη ζώνη διείσδυσης φθάνει μέχρι την απόσταση x_1 , από την ακτογραμμή και περιλαμβάνει τα βάθη πεδίου τα οποία χωροθετούνται μέσα στο εύρος της περιοχής αυτής. Το μεγαλύτερο ($DOP1$) από τα μετρηθέντα βάθη πεδίου, το οποίο περιλαμβάνεται στην ζώνη αυτή που απέχει απόσταση x_1 , από την ακτογραμμή, προσδιορίζει και το μέγιστο βάθος της πρώτης ζώνης (“μπλε”), το οποίο προέρχεται από το μήκος κύματος ($\lambda_1 = \text{“μπλε”}$). Το γεγονός αυτό σημαίνει ότι η φασματική ζώνη του μπλε φάσματος καταφέρνει να διεισδύσει μέχρι του βάθους $DOP1$ να ανακλαστεί από τον υδάτινο πυθμένα και διαδοθεί στην ατμόσφαιρα και να φθάσει στον αισθητήρα τηλεπισκόπησης.

Αντίστοιχη διαδικασία πραγματοποιείται και για την επόμενη φασματική ζώνη, έστω για παράδειγμα εκείνη του “πράσινου” φάσματος. Εκτιμάται, καταρχάς η μέγιστη τιμή της ανακλαστικότητας ($DN\text{-value}$ ή L) των βαθέων υδάτων ήτοι η $L_{2,\infty,max}$. Στην συνέχεια προσδιορίζονται εικονοστοιχεία πλησίον της περιοχής των βαθέων υδάτων που δίνουν τιμές ανακλαστικότητας μεγαλύτερες της $L_{2,\infty,max}$. Παρόμοια, το εν λόγω γεγονός σημαίνει ότι ο αισθητήρας τηλεπισκόπησης λαμβάνει κάποιο σήμα από κάποια περιοχή που βρίσκεται σε μία απόσταση $x_{2 < x_1}$, από την ακτογραμμή, δηλαδή πιο κοντά στην ακτή και σε πιο ρηχά ύδατα, τα *pixels* της οποίας εμφανίζουν τιμές ψηφιακού αριθμού ($DN\text{-value}$) μεγαλύτερες από την μέγιστη τιμή της ανακλαστικότητας ($L_{2,\infty,max}$) στην περιοχή των βαθέων υδάτων. Η επιπλέον πληροφορία που λαμβάνεται από τον δέκτη (αισθητήρα) προέρχεται από τον πυθμένα της υπόψη περιοχής, η οποία οριζοντιογραφικά οριοθετείται σε απόσταση πιο κοντά στην ακτογραμμή. Οπότε, η δεύτερη ζώνη διείσδυσης φθάνει μέχρι την απόσταση x_2 ($x_2 < x_1$), από την ακτογραμμή και περιλαμβάνει τα βάθη πεδίου, τα οποία χωροθετούνται μέσα στο εύρος της περιοχής αυτής. Το μεγαλύτερο ($DOP2$) από τα μετρηθέντα βάθη πεδίου, το οποίο περιλαμβάνεται στην δεύτερη αυτή ζώνη που απέχει απόσταση x_2 , από την ακτογραμμή, προσδιορίζει και το μέγιστο βάθος της δεύτερης ζώνης, το οποίο προέρχεται από το μήκος κύματος ($\lambda_2 = \text{“πράσινο”}$). Το γεγονός αυτό σημαίνει ότι η φασματική ζώνη του “πράσινου” φάσματος καταφέρνει να διεισδύσει μέχρι του βάθους $DOP2$ να ανακλαστεί από τον υδάτινο πυθμένα και διαδοθεί στην ατμόσφαιρα και να φθάσει στον αισθητήρα τηλεπισκόπησης.

Η ίδια διαδικασία ακολουθείται και για τις υπόλοιπες φασματικές ζώνες μέχρι αφενός να οριοθετηθούν οι περιοχές διείσδυσης, αφετέρου να προσδιοριστούν τα μέγιστα βάθη διείσδυσης σε κάθε περιοχή.

Πιο συγκεκριμένα, κάθε δεδομένο πεδίου (υδρογράφησης) αντιστοιχίζεται με την θέση του αντίστοιχου εικονοστοιχείου (*pixel*) και η τιμή του βάθους του συσχετίζεται με τον αντίστοιχο ψηφιακό αριθμό ($DN\text{-value}$) του *pixel*. Η εν λόγω διαδικασία γίνεται για κάθε φασματική ζώνη. Κατά την υπόψη διαδικασία αντιστοίχισης βαθών πεδίου με τους αντίστοιχους ψηφιακούς αριθμούς, απαιτείται η υπό ανάλυση δορυφορική εικόνα και τα υδρογραφικά δεδομένα πεδίου να αναφέρονται στο ίδιο γεωδαιτικό σύστημα αναφοράς. Επίσης, οι τιμές των βαθών πεδίου θα πρέπει να έχουν διορθωθεί ως προς την στάθμη της θάλασσας (παλίρροια) που επικρατούσε κατά την ώρα λήψης της εικόνας. Ακολουθώντας, υποδιαιρείται η υδάτινη περιοχή της εικόνας σε υποπεριοχές, αναλόγως των φασματικών χαρακτηριστικών κάθε υποπεριοχής.

Τα δεδομένα πεδίου κατηγοριοποιούνται με βάση την τιμή του ψηφιακού αριθμού ($DN\text{-value}$) που αντιστοιχεί στο *pixel* κάθε μετρηθέντος βάθους (Deidda M., A. Pala, G. Sanna, 2016). Είναι προφανές ότι όσο θα μειώνεται το βάθος τόσο θα αυξάνονται οι αντίστοιχες τιμές των ψηφιακών αριθμών. Η μέγιστη τιμή ανακλαστικότητας ($L_{1,\infty,max}$ ή $DN_{1,\infty,max}$) π.χ. στην “μπλε” ζώνη (*band 1*), στα βαθιά νερά, ουσιαστικά διαχωρίζει τους ψηφιακούς αριθμούς των εικονοστοιχείων της εικόνας σε τρεις (3) κατηγορίες σημείων. Ήτοι, στα σημεία που αντιστοιχούν σε δεδομένα πεδίου, των οποίων οι τιμές των ψηφιακών αριθμών είναι μικρότερες από την $L_{1,\infty,max}$, και αφο-

ρούν σε σημεία μεγάλου βάθους και μη “ορατού” πυθμένα, στα σημεία των οποίων οι τιμές των ψηφιακών τους αριθμών είναι ίσες με την $L_{1,\infty,max}$, και αφορούν σε βάθη στο όριο περίπου ενός “ορατού” πυθμένα και στα σημεία οι τιμές των ψηφιακών αριθμών τους που είναι μεγαλύτερες από την $L_{1,\infty,max}$ που αντιστοιχούν σε σημεία των οποίων η συνεισφορά του πυθμένα είναι αναχνεύσιμη από τον αισθητήρα τηλεπισκόπησης.

Το μέγιστο βάθος (z_1) διείσδυσης για την ζώνη 1 (“μπλε” ζώνη), θα είναι η μέση τιμή που θα προκύψει από τον μέσο όρο των τιμών των βαθών που παρουσιάζουν τιμές ψηφιακών αριθμών ίσες ($L_{1,i} \approx L_{1,\infty,max}$) ή μεγαλύτερες ($L_{1,i} > L_{1,\infty,max}$) από την μέγιστη τιμή ($L_{1,\infty,max}$) ανακλαστικότητας, της μελετούμενης υπο-περιοχής, πάνω από τα βαθιά νερά, στην “μπλε” φασματική ζώνη. Σε περίπτωση που απαιτείται να επαυξήσουμε την ακρίβεια του προσδιορισμού του βάθους διείσδυσης (z_1) θα πρέπει να ληφθούν υπόψη και οι τιμές των βαθών πεδίου που είναι μεγαλύτερες του z_1 , αλλά με τιμή ψηφιακού αριθμού μεγαλύτερη της $L_{1,\infty,max}$, καθώς και τα βάθη με τιμές μικρότερες του z_1 , αλλά με τιμή ψηφιακού αριθμού μικρότερη της $L_{1,\infty,max}$. Η προαναφερθείσα διαδικασία επαναλαμβάνεται για κάθε φασματική ζώνη προκειμένου προσδιοριστούν τα αντίστοιχα μέγιστα βάθη (z_i) διείσδυσης ανά κανάλι, δηλαδή του βάθους που δίνει πληροφορία ανακλαστικότητας στον αισθητήρα τηλεπισκόπησης.

Παρεμβολή και Ρύθμιση των βαθών μέσα σε κάθε ζώνη διείσδυσης

Οι ψηφιακές τιμές (*DN-values*) των εικονοστοιχείων, για τον εκάστοτε τύπο ιζήματος πυθμένα, θα κυμαίνονται από μία ελάχιστη τιμή η οποία θα αντιστοιχεί στην μέση τιμή των βαθών υδάτων ($L_{i,\infty,mean}$) για την συγκεκριμένη φασματική ζώνη (i) και σε μία μέγιστη που αντιπροσωπεύει την τιμή του ψηφιακού αριθμού ως να ήταν ο υδάτινος πυθμένας στην επιφάνεια της θάλασσας ($L_{i,sea}$), οπότε σε αυτή την περίπτωση δεν θα υπήρχε εξασθένηση λόγω της επίδρασης του υδάτινου όγκου. Στην ζώνη που περιλαμβάνεται μεταξύ της επιφάνειας της θάλασσας και του εκάστοτε βάθους μέγιστης διείσδυσης (z_i), πάνω από ομοιογενές ίζημα πυθμένα, ο μόνος παράγοντας που δημιουργεί την μεταβολή στην ανακλαστικότητα (*DN-values*) είναι το βάθος (z). Η μεταβολή της τιμής του ψηφιακού αριθμού κάθε εικονοστοιχείου είναι εκθετικής μορφής και επιπρόσθετα ρυθμίζεται και από έναν παράγοντα που σχετίζεται με τις εγγενείς ιδιότητες (*IOPs*) του υδάτινου μέσου διάδοσης, που δεν είναι άλλος από τον συντελεστή εξασθένησης K . Σύμφωνα με τα παραπάνω, η ακτινοβολία που προέρχεται από το μέγιστο βάθος διείσδυσης κάθε ζώνης περιγράφεται αναλυτικά από την ακόλουθη εξίσωση:

$$L_{z_1} = L_{1,\infty,mean} + (L_{1,sea} - L_{1,\infty,mean}) \cdot e^{-2 \cdot K_1 \cdot z_1} \quad (61)$$

Εάν θεωρήσουμε, ότι η πρώτη ζώνη διείσδυσης (DOP1) είναι η φασματική ζώνη του “μπλε” τότε η παραπάνω σχέση γίνεται:

$$L_{z_1} - L_{1,\infty,mean} = (L_{1,sea} - L_{1,\infty,mean}) \cdot e^{-2 \cdot K_1 \cdot z_1} \quad (62)$$

Λογαριθμίζοντας την εξίσωση (62) για να την γραμμικοποιήσουμε, λαμβάνουμε :

$$\ln(L_{z_1} - L_{1,\infty,mean}) = \ln(L_{1,sea} - L_{1,\infty,mean}) - 2 \cdot K_1 \cdot z_1 \quad (63)$$

Εάν θέσουμε στην εξίσωση (63) όπου $X_1 = \ln(L_{z_1} - L_{1,\infty,mean})$ και $A_1 = \ln(L_{1,sea} - L_{1,\infty,mean})$, θα έχω μία γραμμική εξίσωση της μορφής:

$$X_1 = A_1 - 2 \cdot K_1 \cdot z_1 \quad (64)$$

με το z_1 να αντιπροσωπεύει το βάθος διείσδυσης στην ζώνη 1 (“μπλε”).

Σύμφωνα με την θεωρία του *Jupp*, το βάθος διείσδυσης σε μία ζώνη z_i θα είναι μεγαλύτερο ($z_i > z_{i+1}$) από το βάθος διείσδυσης της επόμενης μεγαλύτερου μήκους κύματος φασματικής ζώνης

z_{i+1} , όπως για παράδειγμα ισχύει για τις διαδοχικές φασματικές ζώνες του ορατού φάσματος ($\lambda_1=blue < \lambda_2=green$ και $z_{1,blue} > z_{2,green}$). Άρα, θα ισχύει κατ' επέκταση ότι :

$$X_{1,\min} = A_1 - 2 \cdot K_1 \cdot z_1 \quad (65)$$

$$X_{1,\max} = A_1 - 2 \cdot K_1 \cdot z_2 \quad (66)$$

Αφαιρώντας τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει:

$$X_{1,\max} - X_{1,\min} = A_1 - 2 \cdot K_1 \cdot z_2 - A_1 + 2 \cdot K_1 \cdot z_1 \Leftrightarrow X_{1,\max} - X_{1,\min} = 2 \cdot K_1 \cdot (z_1 - z_2) \quad (67)$$

Επιλύοντας την παραπάνω εξίσωση ως προς τον συντελεστή εξασθένησης K_1 λαμβάνουμε:

$$K_1 = \frac{X_{1,\max} - X_{1,\min}}{2 \cdot (z_1 - z_2)} \quad (68)$$

Προκειμένου να επιτευχθούν μεγαλύτερες ακρίβειες με το μοντέλο εξαγωγής βαθυμετρίας του *Jupp*, είναι δυνατόν να ρυθμιστεί αυτό, εάν διατίθενται μετρηθέντα δεδομένα πεδίου τα οποία να περιλαμβάνονται μέσα στις εκάστοτε ζώνες διείσδυσης. Με αυτόν τον τρόπο υπολογίζονται με μεγαλύτερη ακρίβεια το ελάχιστο και το μέγιστο βάθος διείσδυσης σε κάθε ζώνη (DOP).

Το μοντέλο εξαγωγής βαθυμετρίας του *Jupp* σύμφωνα με τους **(Green E.P., P.J. Mumby, A.J. Edwards and C.D. Clark, 2000)**, (σελ. 232) παρουσιάζει την μεγαλύτερη ακρίβεια στα εξαγώμενα δεδομένα βαθυμετρίας από τους προηγούμενους εμπειρικούς αλγορίθμους.

Μοντέλο 4SM

Ο αλγόριθμος *4SM*, (*Self-calibrated Spectral Supervised Shallow-water Modeler*), ή ελληνιστί *Αυτορυθμιζόμενος Φασματικά Επιβλεπόμενος Αλγόριθμος Ρηχών Υδάτων* είναι εξειδικευμένος κώδικας, ο οποίος εφαρμόζει αρχές επεξεργασίας εικόνων, για εξαγωγή βαθυμετρίας από πολυφασματικές εικόνες, που συλλέγονται από τα παθητικά συστήματα αισθητήρων. Από πολλούς θεωρείται ως η “ιδανική επιλογή” για διαχείριση πολυφασματικών ή/και υπερφασματικών δεδομένων τηλεπισκόπησης.

Για την ρύθμιση του οπτικού μοντέλου (Απλουστευμένη Εξίσωση Διάδοσης της Ακτινοβολίας στο Νερό ή *Radiative Transfer Equation -RTE*), ο αλγόριθμος *4SM*, χρησιμοποιεί μόνο την πρωτογενή (μη επεξεργασμένη) “πληροφορία” (*Digital Numbers - DNs*), που προέρχεται από εικονοστοιχεία της ακτής και της θαλάσσιας/παράκτιας περιοχής που απεικονίζεται στα υπό μελέτη δεδομένα τηλεπισκόπησης, και σε συνδυασμό με τους πίνακες των συντελεστών Εξασθένησης Διάχυσης K του *Jerlov's*, εξάγει δεδομένα βαθυμετρίας και στοιχεία ποιότητας θαλασσιού πυθμένα. Για την εξαγωγή αποτελεσμάτων με χρήση του *4SM*, δεν χρησιμοποιούνται δεδομένα πεδίου (*field data*) ή δεν απαιτείται η χρήση αυτών για τη ρύθμιση του μοντέλου βαθυμετρίας (*RTE*), και επίσης δεν απαιτείται εφαρμογή της διαδικασίας διόρθωσης για την επίδραση της ατμόσφαιρας. Ωστόσο, ορισμένοι ερευνητές χρησιμοποιούν δεδομένα πεδίου μόνο για έλεγχο και επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων του υπόψη κώδικα. Ο κώδικας *4SM* προκειμένου αποδώσει καλύτερα αποτελέσματα βαθυμετρίας, κατά την ανάλυση του (*water column correction of spectral radiance*), απαιτεί λήψεις εικόνων, κατά τη χρονική περίοδο που επικρατεί χαμηλή στάθμη θαλάσσης (*Low Tide View*). Το αποτέλεσμα που αποδίδει το εν λόγω μοντέλο είναι το Ψηφιακό Μοντέλο του Θαλασσιού Πυθμένα, ήτοι προσδίδει σε κάθε “ρηχό οπτικά” εικονοστοιχείο της εικόνας και ένα βάθος (z_i).

Η μεθοδολογία που ακολουθείται από τον αλγόριθμο 4SM ομοιάζει με την τεχνική που αναπτύχθηκε από τους *Malthus and Karpouzli*, (2003), η οποία (τεχνική) εξαρτάται πολύ από τα δεδομένα πεδίου, αλλά είναι πολύ πιο εμπειριστατωμένη συγκριτικά, τόσο αναφορικά με την ρύθμιση του οπτικού μοντέλου όσο και αναφορικά με την απαίτηση διόρθωσης των τηλεσκοπικών δεδομένων για την αλληλεπίδραση της ατμόσφαιρας. Επίσης, θεωρείται αρκετά διαφορετική και πολύ πιο βελτιωμένη από την τεχνική της NOAA's (*Log Ratio Method*) *Stumpf and Holdereid*, (2003), η οποία προαναφέρθηκε. Η τεχνική εξαγωγής βαθυμετρίας με το μοντέλο 4SM είναι ουσιαστικά εκείνη που προτάθηκε από τους (*Morel Y.G., L. T. Lindell*, 1998), η οποία χρησιμοποιεί το ραδιομετρικό μοντέλο των εικονοστοιχείων για το βάθος $z=0$ m (*null depth = soils line*).

Πιο συγκεκριμένα, σε συνέχεια των όσων είχαν επινοηθεί από τους *Lyzenga and Maritorena*, η μέθοδος του *Morel Y.*, (1998), είναι και αυτή μία αναλογική μέθοδος (*Ratio Method*), με βάση την οποία ακολουθούνται οι εξής φάσης επεξεργασίας των δορυφορικών δεδομένων:

- (1) Εκτιμάται καταρχάς η ανερχόμενη στον αισθητήρα ακτινοβολία από τα βαθιά νερά, ήτοι εκτιμάται η $L_{s,w}$ (*deep water radiance at TOA*).
- (2) Στην συνέχεια, προσδιορίζεται η ανερχόμενη ακτινοβολία (*radiance*) ενός “καθαρού” (δηλ. χωρίς φυτοκάλυψη και πετρώματα) εικονοστοιχείου (*i.e. Clean fine grained sand/mud on a beach in the image*), σε κάποια ακτή της εικόνας, ήτοι προσδιορίζεται η $L_{s,M}$.
- (3) Ακολουθως, επιλέγεται ένα σετ Φασματικών Συντελεστών εξασθένησης λόγω διάχυσης, από μία περιοχή “καθαρών” και ομοιογενών υδάτων (*spectral K*).
- (4) Γίνεται χρήση της Απλουστευμένης Εξίσωσης Μεταφοράς Ακτινοβολίας (*Simplified Radiative Transfer Equation*), με σκοπό να προσδιοριστεί η εκθετική απομείωση της $L_{s,M}$, (ακτινοβολία που ανέρχεται από το έδαφος της ακτής), αυξανόμενου του βάθους (z) σταδιακά από το 0 μ., μέχρι την εξάλειψή της ($L_{s,M}$), λόγω του μεγάλου βάθους.
- (5) Τέλος, δημιουργούνται τα δισδιάστατα διαγράμματα (ιστογράμματα-*histograms*) των ανερχόμενων στον αισθητήρα (L_s -TOA) γραμμικοποιημένων ακτινοβολιών, προκειμένου:

α. Προσδιοριστεί-εκτιμηθεί η διακύμανση/μεταβολή της “Γραμμής των πιο φωτεινών εικονοστοιχείων” (*spectral Brightest Pixels Line - BPL*), καθόσον η κλίση (*slope*) της γραμμής *BPL* ισοδυναμεί με τον λόγο K_i/K_j για τις φασματικές ζώνες που εξετάζονται (*bands i, j*).

β. Προσδιοριστεί η πραγματική τιμή του συντελεστή εξασθένησης διάχυσης K , ο οποίος θα χρησιμοποιηθεί στην μελετούμενη παράκτια περιοχή.

Για να εφαρμοστεί η εν λόγω τεχνική γίνονται οι εξής παραδοχές:

- α. Τόσο η υδάτινη μάζα όσο και η ατμόσφαιρα θεωρούνται ομοιογενή μέσα διάδοσης.
- β. Στην υπό ανάλυση εικόνα πρέπει να υπάρχει σε κάποιο (έστω μικρό) τμήμα της κάλυψη με βαθιά νερά.
- γ. Επίσης, πρέπει να υπάρχει κάλυψη από στεριά (*dry land*) χωρίς φυτοκάλυψη ή μη βρεχόμενη από τα ύδατα.

Το βάθος της θάλασσας σε [m], σύμφωνα με την τεχνική του κώδικα 4SM δίνεται από την ακόλουθη σχέση :

$$True_z = bias(offset) + slope \cdot computed_z(image) \quad (69)$$

Όπου:

- Ο όρος “*bias*” (αβεβαιότητα) αφορά στο ενδεχόμενο σφάλμα-αβεβαιότητα που εμφυλοχωρείται κατά τον προσδιορισμό του μέσου βάθους κάθε *pixel*. Για την ελαχιστοποίηση του προαναφερόμενου πιθανού σφάλματος συνίσταται η χρήση της φασματικής ζώνης του εγγύς υπέρυθρου (*NIR*), για τον προσδιορισμό της “Γραμμής Εδάφους”.
- Αντίστοιχα, ο όρος “*slope*” (κλίση) στην αφορά στον διορθωτικό παράγοντα (*correcting factor*), με τον οποίο θα πρέπει να πολλαπλασιαστεί το τελικό υπολογιζόμενο βάθος, καθόσον το ενεργητικό μήκος κύματος (*effective wavelength*) δεν είναι επακριβώς γνωστό για τις φασματικές ζώνες *i* και *j*, ώστε να δύναται να προσδιοριστεί με ακρίβεια η φασματική διακύμανση του συντελεστή εξασθένησης *K* συναρτήσει του βάθους. Για αυτό τον λόγο, όλα τα υπολογιζόμενα βάθη (*computed depths*) πρέπει να πολλαπλασιαστούν με αυτόν τον διορθωτικό παράγοντα (*slope*), χωρίς ωστόσο να προκαλείται κάποια επίπτωση, στην υπολογιζόμενη ανακλαστικότητα του θαλασσίου πυθμένα. Ο εν λόγω διορθωτικός παράγοντας δύναται να προσδιοριστεί από δεδομένα πεδίου ή από υφιστάμενους ναυτικούς χάρτες και βαθυμετρικά διαγράμματα της περιοχής ενδιαφέροντος. Η κλίση ισούται με 1 (*slope=1*) στην εξίσωση (65) για την αρχική θέση (ακτή), ($z=0\text{ m}$ (*null depth = soils line*)).

Κυριότερα προβλήματα του μοντέλου (Morel, M.Y., 2016) είναι ότι η ακρίβεια των εξαγόμενων βαθών επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από την έντονη διακύμανση των τιμών της ακτινοβολήσης (*radiance*) γεγονός που συμβαίνει ειδικά στα ρηχά νερά. Επίσης, τα δεδομένα ακτινοβολήσης θα πρέπει να έχουν προ-επεξεργαστεί από τον πάροχό τους, προκειμένου βελτιωθεί ο λόγος σήματος/θόρυβο (*S/N ratio*).

Τέλος, σε ότι αφορά την εκθετική απομείωση της ηλιακής ακτινοβολίας συναρτήσει του βάθους σημειώνεται ότι όσο πιο “σκούρος” φαίνεται ο πυθμένας των ρηχών υδάτων τόσο καλύτερα φαίνεται να λειτουργεί το υπόψη μοντέλο.

ΔΙΕΘΝΕΙΣ ΠΡΟΔΙΑΓΡΑΦΕΣ ΥΔΡΟΓΡΑΦΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΣΦΑΛΕΙΑ ΤΗΣ ΝΑΥΣΙΠΛΟΪΑΣ

Οι προδιαγραφές εκτέλεσης βαθυμετρικών αποτυπώσεων (υδρογραφήσεων), έχουν καθοριστεί υπό την αιγίδα του Διεθνούς Υδρογραφικού Οργανισμού (I.H.O.) και περιγράφονται στην ειδική έκδοση του Οργανισμού με τίτλο “IHO Standards for Hydrographic Surveys-Special Publication No. 44” (International Hydrographic Organization, 2008). Οι πρώτες προσπάθειες του Οργανισμού να συνταχθούν κάποιες προδιαγραφές λαμβάνονται κατά την διάρκεια της 12^{ης} Διεθνούς Υδρογραφικής Σύσκεψης το 1957. Ακολούθως, το 1962 σχηματίστηκε μία ομάδα εργασίας από τρία (3) κράτη-μέλη του Οργανισμού και συγκεκριμένα από τις Η.Π.Α., την Φιλανδία και την Βραζιλία, με σκοπό την προετοιμασία του πρώτου σχεδίου έκδοσης των προδιαγραφών υδρογράφησης το 1968. Το 2008 εκδόθηκε η 5^η Έκδοση των Διεθνών Προδιαγραφών, η οποία βρίσκεται μέχρι σήμερα σε ισχύ.

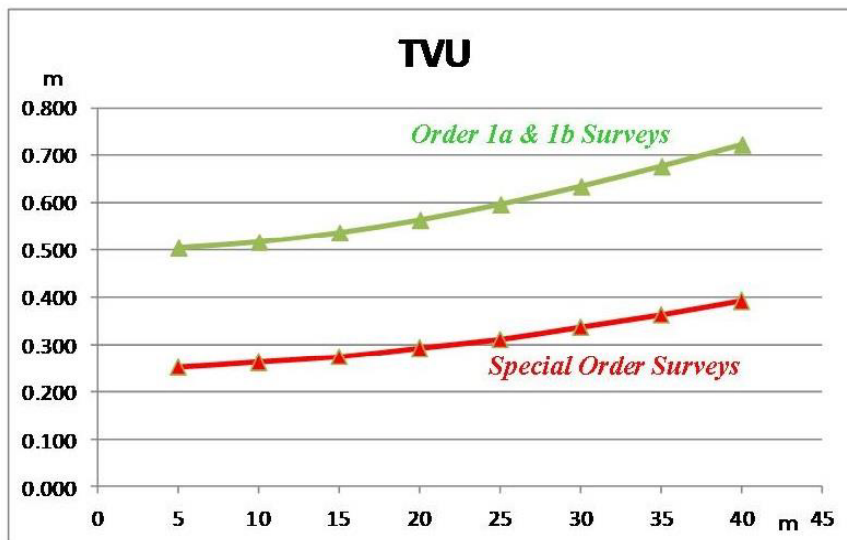
Σύμφωνα με τις προαναφερθείσες διεθνείς προδιαγραφές, οι υδρογραφικές εργασίες κατηγοριοποιούνται με τέτοιο τρόπο, ώστε να δύναται να αξιοποιηθούν στην παραγωγή των ναυτιλιακών χαρτών. Κάθε παράκτια ή πελάγια περιοχή ενδιαφέροντος ταξινομείται-κατατάσσεται ανάλογα με το ενδιαφέρον που παρουσιάζει από πλευράς ασφάλειας ναυσιπλοΐας.

ΠΙΝΑΚΑΣ (3): Προδιαγραφές Διεθνούς Υδρογραφικού Οργανισμού

| Κατηγορία Υδρογράφησης | Ειδική Κατηγορία | Κατηγορία 1α | Κατηγορία 1β | Κατηγορία 2 |
|---|---|---|---|---|
| Περιοχές | Λιμένες, Περιοχές αγκυροβολίας, ναυτιλιακοί δίαυλοι, ζώνες θαλάσσιας κυκλοφορίας με απαιτήσεις ελάχιστου βυθίσματος | Λιμένες, Πρόσγεια Λιμένων, Ναυτιλιακοί Δίαυλοι, Γραμμές ναυσιπλοΐας, ορισμένες παράκτιες περιοχές με βάθη μέχρι 100 μ. | Περιοχές οι οποίες δεν περιλαμβάνονται στην Ειδική Κατηγορία και την Κατηγορία 1 ή περιοχές μέχρι βάθους 200 μ. | Πελάγιες περιοχές που δεν περιλαμβάνονται στην Ειδική Κατηγορία, και στις Κατηγορίες 1 και 2. |
| Οριζοντιογραφική Ακρίβεια (95% επίπεδο Εμπιστοσύνης) | 2 μ. | 5 μ + 5% του βάθους | 20 μ + 5% του βάθους | 150 μ + 5% του βάθους |
| Ακρίβεια διορθωμένων βαθών(95% επίπεδο Εμπιστοσύνης) | $\alpha=0,25 \mu.$ $\beta=0,0075$ | $\alpha=0,5 \mu.$ $\beta=0,013$ | $\alpha=1,0 \mu.$ $\beta=0,023$ | $\alpha=1,0 \mu.$ $\beta=0,023$ |
| 100% Κάλυψη Πυθμένα | Υποχρεωτική | Απαιτείται σε επιλεγμένες περιοχές | Ενδεχομένως να απαιτείται σε επιλεγμένες περιοχές | Όχι υποχρεωτική |
| Ικανότητα εντοπισμού συστήματος δεδομένων | Να εντοπίζονται αντικείμενα όγκου μεγαλύτερου του 1 κ.μ. | Να εντοπίζονται αντικείμενα όγκου μεγαλύτερου των 2 κ.μ. σε βάθη μέχρι 40 μ., ή σε βάθη μεγαλύτερα των 40 μ. να εντοπίζονται αντικείμενα με διαστάσεις ίσες με το 10% του βάθους. | Να εντοπίζονται αντικείμενα όγκου μεγαλύτερου των 2 κ.μ. σε βάθη μέχρι 40 μ., ή σε βάθη μεγαλύτερα των 40 μ. να εντοπίζονται αντικείμενα με διαστάσεις ίσες με το 10% του βάθους. | Δεν υπάρχει συγκεκριμένη απαίτηση |
| Μέγιστη επιτρεπόμενη απόσταση μεταξύ των γραμμών υδρογράφησης | Δεν εφαρμόζεται η προδιαγραφή αυτή, επειδή απαιτείται 100% κάλυψη του πυθμένα. | 3 × μέσο βάθος της περιοχής ή 25 μ., οποιαδήποτε είναι μεγαλύτερη. | 3 - 4 × μέσο βάθος της περιοχής ή 200 μ. οποιαδήποτε είναι μεγαλύτερη. | 4 × μέσο βάθος της περιοχής |

Οι πιο “ευαίσθητες” περιοχές για την ασφάλεια της ανθρώπινης ζωής και την προστασία του περιβάλλοντος θεωρούνται οι περιοχές που εμπίπτουν στην *Ειδική Κατηγορία* Υδρογραφήσεων. Στην κατηγορία αυτή περιλαμβάνονται κυρίως παράκτιες περιοχές, μέχρι βάθους 40,00 m περίπου, οι οποίες εμφανίζουν “οπτικά ρηχούς πυθμένες”, οι οποίοι ανιχνεύονται από πολυφασματικούς ή υπερφασματικούς παθητικούς αισθητήρες. Η *Ειδική Κατηγορία* υδρογραφήσεων περιλαμβάνει τις αυστηρότερες απαιτήσεις αναφορικά με την ακρίβεια των συλλεγομένων στο πεδίο βαθών/δεδομένων (Εικόνα 8). Επίσης, σημαντικό ενδιαφέρον, για την ασφάλεια της ναυσιπλοΐας, φαίνεται να παρουσιάζουν και οι θαλάσσιες/υδάτινες περιοχές που περιλαμβάνονται στην κατηγορία υδρογραφήσεων 1α.

Το κρίσιμο μετρούμενο μέγεθος είναι το βάθος (z) της θαλάσσιας περιοχής. Σύμφωνα με τις προδιαγραφές του I.H.O., η συνολική αβεβαιότητα στις μετρήσεις του βάθους (*Total Vertical Uncertainty-TVU*) πρέπει αναλόγως του βάθους να κυμαίνεται από 0,253 m – 0,391 m, για την Ειδική κατηγορία υδρογραφήσεων και μεταξύ 0,504 m – 0,721 m, για τις κατηγορίες 1α και 1b. Οι υπόψη ελάχιστες προδιαγραφές (*minimum standards*) δεν είναι υποχρεωτικές για τους μη κρατικούς φορείς, όπως για παράδειγμα τεχνικές εταιρείες, επιστημονικούς φορείς ή άλλους μη κυβερνητικούς οργανισμούς, ωστόσο κάνοντας χρήση αυτών εξασφαλίζεται η πιστοποίηση της εκτέλεσης των βαθυμετρικών αποτυπώσεων.



ΕΙΚ. 8. Απαιτήση Ακρίβειας Συλλεγομένων στο Πεδίο Βαθών κατά I.H.O., S-44.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Η εξαγωγή βαθυμετρίας από παθητικούς αισθητήρες παρέχει αρκετά πλεονεκτήματα, τα οποία συνοψίζονται στα εξής:

- πρόκειται για μία μικρού κόστους διαδικασία προσδιορισμού βαθών,
- παρέχει ταχεία απόκτηση των βαθών σε εκτεταμένες θαλάσσιες περιοχές,
- παρέχει την δυνατότητα εξαγωγής βαθυμετρίας από απομακρυσμένες περιοχές με αβαθή υδα οι οποίες εγκυμονούν κινδύνους για την ασφάλεια των συμβατικών υδρογραφικών σκαφών,
- δεν αποκλείεται η δυνατότητα ταξινόμησης των ιζημάτων του θαλάσσιου πυθμένα,
- προόκειται για μία διαδικασία "ιιπδενικού περιβαλλοντικού αποτυπώσοτος"

Σύμφωνα με τα προαναφερόμενα αποτελέσματα από τη χρήση των αλγορίθμων βαθυμετρίας διαπιστώνεται ότι είναι εφικτό να τηλεανιχνεύεται οπτικά πυθμένας, μέχρι βάθους 25-35 μ. Οι θαλάσσιες περιοχές των βαθών αυτών εμπίπτουν στην *Ειδική Κατηγορία* και στην Κατηγορία 1α

υδρογραφήσεων, οι οποίες απαιτούν και τις αυστηρότερες προδιαγραφές συλλογής δεδομένων πεδίου. Στις περιοχές αυτές δύναται να αξιοποιηθούν δεδομένα βαθυμετρίας τα οποία προσδιορίζονται με τις διάφορες τεχνικές και αλγορίθμους τηλεπισκόπησης όπως παρουσιάστηκαν στην παρούσα μελέτη. Όσο αυξάνει το βάθος και ειδικότερα > 25 μ., αυξάνει αντίστοιχα και η αβεβαιότητα των εξαγόμενων βαθών που υπολογίζονται από την επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων. Επίσης, αντικείμενα που βρίσκονται στον θαλάσσιο πυθμένα, όπως για παράδειγμα ναυάγια ή ύφαλοι αναβαθμοί (φυσικοί ή τεχνητοί, δύναται να εντοπιστούν και να μετρηθούν μέσω πολυφασματικών ή υπερφασματικών εικόνων υψηλής διακριβωτικής ικανότητας.

Επιπρόσθετα, αξίζει να σημειωθεί, ότι 100% κάλυψη του θαλάσσιου πυθμένα με τις σύγχρονες συμβατικές τεχνικές υδρογράφησης, απαιτεί συνδυασμό μεγάλου αριθμού υδρογραφικών συστημάτων, μεγάλο αριθμό εμπλεκόμενου (εξειδικευμένου) προσωπικού, αρκετά υψηλό κόστος κινητοποίησης των συστημάτων και του προσωπικού του συνεργείου Υ/Γ, και υψηλό κόστος εκτέλεσης της εργασίας πεδίου και επεξεργασίας των συλλεγομένων δεδομένων. Με τη δυνατότητα δημιουργίας ψηφιακών μοντέλων του πυθμένα μέσω των δεδομένων τηλεπισκόπησης ικανοποιείται η προδιαγραφή του Ι.Η.Ο. (Πιν.(3)), που αφορά την 100% κάλυψη του θαλάσσιου πυθμένα. Επίσης, η εξέλιξη των τηλεσκοπικών δεδομένων, τόσο αναφορικά με τη χωρική διακριτική τους ικανότητα, όσο και με την ραδιομετρική τους ανάλυση, επαυξάνουν την ακρίβεια των εξαγόμενων βαθυμετρικών δεδομένων με αποτέλεσμα σταδιακά να δύναται να αξιοποιούνται όλο και περισσότερο σε εφαρμογές που άπτονται της ασφάλειας της ναυσιπλοΐας. Για τους λόγους αυτούς, εκτιμάται ότι αξίζει να γίνει περαιτέρω έρευνα και αξιολόγηση των ψηφιακών μοντέλων πυθμένα που δημιουργούνται από δεδομένα τηλεπισκόπησης και σύγκρισή τους με τα αντίστοιχα ψηφιακά μοντέλα εδάφους που θα δημιουργηθούν από δεδομένα υδρογράφησης (πεδίου ή ναυτικών χαρτών).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- (1) Albert A., C.D. Mobley. (2003). An Analytical Model for Subsurface Irradiance and Remote Sensing Reflectance in Deep and Shallow Case-2 Waters. *Optics Express* , 11 (22), 2873-2890.
- (2) Brando V.E. and A.G. Dekker. (2003). Satellite Hyperspectral Remote Sensing for Estimating Estuarine and Coastal Water Quality. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , 41 (6), 1378-1387.
- (3) Bricaud A., A. Morel, and L. Prieur. (1981). Absorption by Dissolved Organic Matter of the Sea (yellow substance) in the UV and Visible Domains. *Limnology Oceanography* , 26 (1), 43-53.
- (4) Brookman. *The QAA v. 6*.
- (5) Bukata, R.P., J.H., Jerome, K. Y. Kondratyev and D. V. Pozdnyakov. (1995). Optical Properties and Remote Sensing of Inland and Coastal Waters. 362.
- (6) C.D., Mobley. (1994). *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters*. Academic Press.
- (7) Cook, R., & Torrance, K. (1981). A Reflectance Model for Computer Graphics. (pp. 244-253). Proceedings of SIGGRAPH 81.
- (8) Corporation, S. (2016). *ScratchAPixel*. Retrieved September 3, 2016, from <http://www.scratchapixel.com/>
- (9) Darecki, M., and D. Stramski. (2004). An Evaluation of MODIS and SeaWiFS Bio-optical Algorithms in the Baltic Sea. *Remote Sensing of Environment* , 89, 326-350.
- (10) Deidda M., A. Pala, G. Sanna. (2016). A New IDL Implementation of the JUPP Method for Bathymetry Extraction in Shallow Waters. *XXIII ISPRS Congress. XLI-B7*, pp. 467-474. Prague, Czech Republic: The International Archives of the Photogrammetry.

- (11) Dekker A.G., S. Sagar, V.E. Brando, D. Hudson. (2012). Bathymetry From Satellites for Hydrographic Purposes. *Shallow Survey Conference*. Wellington, New Zealand.
- (12) Doxani G., M. Papadopoulou, P. Lafasani, C. Pikridas, M. Tsakiri-Strati. (2011). Shallow-Water Bathymetry over Variable Bottom Types using Multispectral WV-2 Image. *XXII ISPRS Congress*. Melbourne, Australia.
- (13) Doxaran, D., Froidefond, J.M., Lavender, S.J., Castaing, P. (2002). Spectral signature of highly turbid waters. Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations. *Remote Sensing of Environment* , 81, 149–161.
- (14) Doxaran, D., J-M. Froidefond, P. Castaing, M. Babin. (2009). Dynamics of the Turbidity Maximum Zone in a Macrotidal Estuary (the Gironde, France): Observations from Field and MODIS Satellite Data. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* , 81 (3), 321–332.
- (15) *Electronic Cartography Market*. (2014, June). (Secondary Resources, Expert Interviews, and MarketsandMarkets Analysis) Retrieved January 22, 2017, from Markets and Markets: <http://www.marketsandmarkets.com/PressReleases/electronic-cartographic-marine.asp>
- (16) Eugenio F., J. Marcello, J. Martin. (2015). High Resolution Maps of Bathymetry and Benthic Habitats in Shallow-Water Environments using Multispectral Remote Sensing Imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , 53 (7), 3539-3549.
- (17) Falkowski G., Pedigo P., Smith B., and Swamson D. (1998). A receipt for ERP success. Beyond Computing. *International Journal of Human-Computer Interaction* , 16 (1), 5-22.
- (18) Flemmings R., M. Sartori. (2017, January 10). *ARTES Applications - Bathymetrics*. Retrieved January 21, 2017, from ESA Projects: <https://artes-apps.esa.int/projects/international-satellite-derived-shallow-water-bathymetry-service>
- (19) F-R.M. Lauzer . (2016). Presentation on the Promotion of SDB and Other Satellite Remote Sensing EO Downstream Services for the Marine Economy. Plymouth, U.K.: ARGANS Ltd, OceanWise and Environmental System Ltd, UKHO, SHOM.
- (20) Gao, J. (2009). Bathymetric Mapping by means of Remote Sensing: Methods, Accuracy and Limitations. *Progress in Physical Geography* , 33 (1), 103-116.
- (21) Gao, J. (2009). Bathymetric Mapping by means of Remote Sensing: Methods, Accuracy and Limitations. *Progress in Physical Geography* , 33 (1), 103-116.
- (22) Georgakopoulou, A. (2014). *Development of a HSRL Receiver Compatible with Laser Nd:YAG, for Atmospheric Remote Sensing using for high Energetic Observatoires*. PhD Report, National Technical University of Athens.
- (23) Gomasasca, M. (2009). *Basics of Geomatics* (1st ed.). Milano: Springer Dordrecht Heidelberg London New York.
- (24) Gordon H. R. and K.J. Voss. (1999). *MODIS Normalized Water-leaving Radiance - Algorithm Theoretical Basis Document*. Coral Gables, FL 33124: Department of Physics, University of Miami.
- (25) Gordon H.R., A. Morel. (1983). *Remote Assessment of Ocean Color for Interpretation of Satellite Visible Imagery: A Review*. New York: Springer-Verlag.
- (26) Gordon H.R., D.K. Clark. (1981). Clear Water Radiances for Atmospheric Correction of Coastal Zone Color Scanner Imagery. *Applied Optics* , 20, 4175-4180.
- (27) Gordon H.R., O.B. Brown, R.H. Evans, J.W. Brown, R.C. Smith, K.S. Baker, and D.K. Clark. (1988). A semianalytic Radiance Model of Ocean Color. *Journal of Geophysical Research* , 93 (D9), 10909-10924.
- (28) Gordon H.R., O.B. Brown, R.H. Evans, J.W. Brown, R.C. Smith, K.S. Baker, D.K. Clark. (1988). A Semi-analytic Radiance Model of Ocean Color. *Journal of Geophysical Research* , 93 (D9), 10909-10924.
- (29) Green E.P., P.J. Mumby, A.J. Edwards and C.D. Clark. (2000). *Remote Sensing Handbook for Tropical Coastal Management*. Paris: United Nations Educational.

- (30) Gregg W.W. and K. L. Carder. (1990). A simple spectral solar irradiance model for cloudless maritime atmospheres. *Limnology and Oceanography* , 35 (8), 1657–1675.
- (31) Guenther C.G., M.W. Brooks, P.E. LaRocque. (2000). New Capabilities of the “SHOALS” Airborne Lidar Bathymeter. *Remote Sensing of Environment* , 73 (2), 247–255.
- (32) Hammack J.C. (1977). LandSat Goes to Sea. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* , 43 (6), 683-691.
- (33) Han L., D. Rundquist. (1997). Comparison of NIR/RED Ratio and first Derivative of Reflectance in Estimating Algal-Chlorophyll Concentration: A Case Study in a Turbid Reservoir. *Remote Sensing of Environment* , 62, 253-261.
- (34) Hilldale R. C. and D. Raff. (2007). Assessing the Ability of Airborne LIDAR to Map River Bathymetry. *Earth Surface Processes and Landforms* .
- (35) Hydro International E-Newsletter. (2012, June 6). *The Representation of Data Quality in the IHO S-101 Data Model*. Retrieved January 14, 2017, from Safe Navigation with Uncertain Hydrographic Data: www.hydro-international.com/content/article/safe-navigation-with-uncertain-hydrographic-data
- (36) I.H.B. (2008). *I.H.O. Standards for Hydrographic Surveys - Special Publication No. 44 (5th Ed.)*. Monaco: International Hydrographic Bureau.
- (37) IHO-IOC. (2016). *IHO-IOC GEBCO Cook Book*. Monaco: International Hydrographic Organisation.
- (38) International Hydrographic Bureau. (2005). *Manual on Hydrography*. Monaco: IHO.
- (39) International Hydrographic Organization. (2008). *IHO Standards for Hydrographic Surveys - S 44 (5th ed.)*. Monaco: International Hydrographic Bureau.
- (40) J.T.O. Kirk. (1989). The upwelling light stream in natural waters. *Limnol. Oceanogr.* , 34, 1410-1425.
- (41) Jawak S.D., S.S. Vadlamani, A.J. Luis. (2015). A Synoptic Review on Deriving Bathymetry Information using Remote Sensing Technologies: Models, Methods and Comparisons. (S. R. Publishing, Ed.) *Advances in Remote Sensing* , 4, 147-162.
- (42) Jensen E., G.E. Thomas, O.B. Toon, O.B. (1989). On the diurnal variation of noctilucent clouds. *Journal of Geophysical Research* , 94, 14693-14702.
- (43) Jerlov N.G. (1976). *Marine Optics*. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier Scientific Publishing Company.
- (44) Jerlov N.G. (1968). *Optical Oceanography*. Elsevier.
- (45) Jupp, D.L.B. (1988). Background and Extensions to Depth of Penetration (DOP) Mapping in Shallow Coastal Waters. *Symposium on Remote Sensing of Coastal Zone*, (pp. IV2(1)-IV(19)). Gold Coast, Queensland.
- (46) Kalle K. (1938). Zum Problem des Meereswasser-farbe. *Ann. Hydrol. Mar. Mitt.* , 66, 1-13.
- (47) Karaska M.A., Huguenin R.L., Beacham H.L., et al. (2004). AVIRIS Measurements of Chlorophyll, Suspended Minerals, Dissolved Organic Carbon and Turbidity in Neuse River. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* , 1 (70), 125-133.
- (48) Kay S., J.D. Hedley, S. Lavender. (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, 697-730.
- (49) Kirk J.T. (1976). Yellow Substance (Gelbstoff) and its Contribution to the Attenuation of Photosynthetically Active Radiation in some Inland and Coastal South-eastern Australian Waters. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.* , 27, 61-71.
- (50) Lee Z., K.L. Carder, C.D. Mobley. (1998a). Hyperspectral Remote Sensing for Shallow Waters. I. A Semi-analytical Model. *Applied Optics* , 37 (27), 6329-6338.
- (51) Lee Z., K.L. Carder, C.D. Mobley, R.G. Steward and J.S. Patch. (1999). Hyperspectral Remote Sensing for Shallow Waters :2. Deriving Bottom Depths and Water Properties by Optimization. *Applied Optics* , 38 (18), 3831-3843.

- (52) Lee Z.P., B. Lubac, J. Werdell and R. Arnone. *An Update of Quasi-Analytical Algorithm (QAA.v.5)*.
- (53) Lee Z.P., K.L. Carder, R.G. Steward, T.G. Peacock, C.O. Davis and J.S. Patch. (1998). An Empirical Algorithm for Light Absorption by Ocean Water based on Color. *Journal of Geophysical Research* , 103 (C12), 27967-27978.
- (54) Lee Z.P., K.P. Du, and R. Arnone. (2004b). A Model for the Diffuse Attenuation Coefficient of Downwelling Irradiance. *Journal of Geophysical Research* , 110 (C02).
- (55) Lee Z.P., M. Darecki, K.L. Carder, C.O. Davis, D. Stramski, W.J. Rhea. (2005, February 22). Diffuse Attenuation Coefficient of Downwelling Irradiance: An Evaluation of Remote Sensing Methods. *Journal of Geophysical Research* , 1-9.
- (56) Lee Z-P, K.L. Carder, R.A. Arnone. (2002). Deriving Inherent Optical Properties from Water Color: A Multiband Quasi-analytical Algorithm for Optically Deep Waters. *Applied Optics* , 41 (27), 5755-5772.
- (57) Legleitera C.J., D. A. Roberts, W. A. Marcus, M. A. Fonstad. (2004). Passive Optical Remote Sensing of River Channel Morphology and in-Stream Habitat: Physical Basis and Feasibility. *Remote Sensing of Environment* , 93, 493 – 510.
- (58) Lyzenga, D. (1978). Passive Remote Sensing Techniques for Mapping Water Depth and Bottom features. *Applied Optics* , 17 (1), 379-383.
- (59) Lyzenga, D.R. (1978). Passive Remote Sensing Techniques for Mapping Water Depth and Bottom features. *Applied Optics* , 17 (1), 379-383.
- (60) Miller R.L., B.A. McKee. (2004). Using MODIS Terra 250 m Imagery to Map Concentrations of Total Suspended Matter in Coastal Waters. *Remote Sensing of Environment* , 93, 259-266.
- (61) Mobley C., E. Boss, C. Roesler. (2016). *OceanOpticsBook*. Retrieved October 7, 2016, from <http://www.oceanopticsbook.info/>
- (62) Mobley C.D., L.K. Sundman. (2000). *Hydrolight 4.1 - Users Guide* . Redmond, USA: Sequoia Scientific, Inc.
- (63) Morel A. (1974). Optical Properties of Pure Water and Pure Sea-water. (N. J. Nielsen, Ed.) *Optical Aspects of Oceanography* , 1-24.
- (64) Morel A., B. Gentili. (1993). Diffuse Reflectance of Oceanic Waters (2): Bi-directional Aspects. *Applied Optics* , 32, 6864-6879.
- (65) Morel A., B. Gentili, H. Claustre, M. Babin, A. Bricaud, J. Ras, and F. Tieche. (2007). Optical Properties of the "Clearest" Natural Waters. *Limnol. Oceanogr.* , 52 (1), 217-229.
- (66) Morel A., B. Gentili. (1996). Diffuse Reflectance of Oceanic Waters III, Implications of Bi-directionality for Remote Sensing Problem. *Applied Optics* , 35, 4850-4862.
- (67) Morel A., D. Antoine and B. Gentili. (2002). Bi-directional Reflectance of Oceanic Waters: Accounting for Raman Emission and varying Particle Scattering Phase Function. *Applied Optics* , 41, 6289-6306.
- (68) Morel Y.G., L. T. Lindell. (1998). Passive Multispectral Bathymetry Mapping of Negril Shores, Jamaica. *Fifth International Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments*. San Diego, California.
- (69) Morel A. (1974). Optical Properties of Pure Water and Pure Seawater. In N. J. Nielsen (Ed.), *Optical Aspects of Oceanography* (pp. 1-24). New York.
- (70) Morel, M.Y. (2016). Retrieved November 17, 2016, from www.watercolumncorrection.com
- (71) Muhlbauer S. (2014, March 10). *Satellite Derived Bathymetry at Submeter Level from EOMAP and Satrec Initiative*. Retrieved January 21, 2017, from AWESOMENESS: <http://geoawesomeness.com/satellite-derived-bathymetry-sub-meter-level-eomap-satrec-initiative/>

- (72) Mumby P.J., A.J. Edwards, E.P. Green, C.W. Anderson, A.C. Ellis, C.D. Clark. (1997). A Visual Assessment Technique for Estimating Seagrass Standing Crop. *Acquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* , 7, 239-251.
- (73) NASA Educational Workshop. (2016). Retrieved October 4, 2016, from <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>
- (74) O'Reilly J.E., S. Maritorena, D. Siegel, M.O'Brien, D. Toole, B. Greg Mitchell, M. Kahru, F. Chavez, P. Strutton, G. Cota, S. Hooker, C. McClain, K. Carder, F. Muller-Karger, L. Harding, A. Magnuson, D. Phinney, G. Moore, J. Aiken, K. Arrigo, R. Letelier M.C. (2000). Ocean Color Chlorophyll-a Algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4. In J. a.-a. O'Reilly (Ed.), *SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3. NASA Tech. Memo. 2000-206892* (pp. 9-23). NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland: S.B. Hooker and E.R. Firestone.
- (75) Pe'eri S., C. Azuike, C. Parrish. (2013, December 4). *Satellite-derived Bathymetry a Reconnaissance Tool for Hydrography*. Retrieved January 21, 2017, from University of New Hampshire Scholars Repository: <http://scholars.unh.edu/cgi/viewcontent.cgi?article=2119&context=ccom>
- (76) Pe'eri S., C. Parrish, C. Azuike, L. Alexander, A. Armstrong. (2014). Satellite Remote Sensing as a Reconnaissance Tool for Assessing Nautical Chart Adequacy and Completeness. *Marine Geodesy* (37), 293-314.
- (77) Pinkerton M.H., K.M. Richardson, P.W. Boyd, M.P. Gall, J. Zeldis M.D., Oliver R.J. . (2005). Intercomparison of Ocean Colour Band-Ratio Algorithms for Chlorophyll Concentration in the Subtropical Front East of New Zealand. *Remote Sensing of Environment* , 97, 382-402.
- (78) Polcyn F.C., W. L Brown, I. J. Sattinger. (1970). *The Measurement of Water Depth by Remote Sensing Techniques*. Ann Arbor, Michigan, USA: The Institute of Science and Technology - University of Michigan.
- (79) Polcyn F.C., W.L. Brown, I.J. Sattinger. (1970). *The Measurement of Water Depth by Remote Sensing Techniques*. University of Michigan, Institute of Science and Technology in Ann Arbor. Michigan: The University of Michigan.
- (80) Pope R. and E. Fry. (1997). Absorption Spectrum (380-700 nm) of Pure Waters :II. Integrating Cavity Measurements. *Applied Optics* , 36 (33), 8710-8723.
- (81) Quadros, D. N. (2016). Technology in Focus : Bathymetric Lidar. *GIM International* , 46-47.
- (82) Rocchio, L. (2016, 1 12). *Avoiding Rock Bottom: How Landsat Aids Nautical Charting*. Retrieved 1 12, 2017, from NASA - Landsat Science: <http://landsat.gsfc.nasa.gov/avoiding-rock-bottom-how-landsat-aids-nautical-charting/>
- (83) Rundquist D., L. Han, J. Schalles, and J. Peake. (1996). Remote Measurement of Algal Chlorophyll in Surface Waters: The Case for the first Derivative of Reflectance Near 690 nm. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* , 62 (2), 195-200.
- (84) *Satellite Derived Bathymetry Migration - From Laboratories to Chart Production Routine*. (2015, 10 12). Retrieved January 21, 2017, from Hydro International - Hydro E-Newsletter: <https://www.hydro-international.com/content/article/satellite-derived-bathymetry-migration>
- (85) Sheng L., J. Bai, G-W. Zhou, Y-L. Zhao, C. Ying. (2015). Research on bathymetry Estimation by WorldView-2 Based with the Semi-analytical Model. *36th International Symposium on Remote Sensing of Environment. XL-7/W3*, pp. 1305-1309. Berlin, Germany: The International Archives of the Photogrammetry.
- (86) Smith R.C., K.S. Baker. (1981). Optical Properties of the Clearest Natural Waters. *Applied Optics* , 20, 177-184.
- (87) Snyder L., S. Maarten. (2013, December 9-13). Satellite Derived Bathymetry (SDB).

- (88) Sterckx S., E. Knaeps, K. Ruddick. (2011). Detection and correction of adjacency effects in hyperspectral airborne data of coastal and inland waters: The use of the near infrared similarity spectrum. *International Journal of Remote Sensing* , 32 (21), 6479-6505.
- (89) Strasser R.J., Srivastava A., Tsimilli-Michael M. (2000). The Fluorescence Transient As a Tool to Characterize and Screen Photosynthetic Samples. In P. U. Yunus M. (Ed.), *Probing Photosynthesis: Mechanisms, Regulation and Adaptation*. (pp. 445-483). London: Taylor & Francis.
- (90) Stumpf R.P., K. Holderied and M. Sinclair. (2003). Determination of Water Depth with High Resolution Satellite Imagery over Variable Bottom Types. *Limnology and Oceanography* , 48, 547-556.
- (91) Stumpf R.P., M. Singlair. (2003). Determination of Water Depth with High-Resolution Satellite Imagery over Variable Bottom Types. *Limnology and Oceanography* , 48 (1), 547-556.
- (92) Turpie R.K., G. Meister, G. Eplee, R.A. Barnes, B. Franz, F.S. Patt, W.D. Robinson, C.R. McClain. (2011). Assessment of NPP VIIRS Ocean Color Data Products: Hope and Risk. In T. I. Engineering (Ed.), *Proc. of SPIE*, 8153, id. 81530M (2011). Maryland 20771, USA.
- (93) Vermote E., D. Tanre, J.L. Deuze, M. Herman, J.J. Morcrette, S.Y. Kotchenova. (2006). *Second Simulation of a Satellite Signal in the Solar Spectrum-Vector (6SV) - User Guide, Version 3*.
- (94) Vogelzang J., G.J. Wensink, G.P. De Loor, H.C. Peters, and H. Pouwels. (1990). Sea Bottom Topography with X-band SLAR: The Relation between Radar Imagery and Bathymetry. *International Journal Of Remote Sensing* , 13 (10), 1943-1958.
- (95) Ward, G. (1992). Measuring and Modeling Anisotropic Reflection. *SIGGRAPH'92* , 265-272.
- (96) West G.R. and Wiggins, C.E. (2000b). Airborne Lidar Bathymetry in the Management of Florida's Coastal Zone. *INTEGRATED COASTAL ZONE MANAGEMENT (ICZM)* , 2 (2), 69-73.
- (97) West, G.R. and Wiggins, C. E. (2000a). Airborne Mapping Sheds Light on Hawaiian Coasts and Harbors. *Earth Observation Magazine* , 9 (4), 25-27.
- (98) Wettle M., V.E. Brando. (2006). *SAMBUCA - Semi-Analytical Model for Bathymetry, Unmixing and Concentration Assessment*. Clayton South Victoria, Australia: CSIRO.
- (99) Wozencraft J.M. and W.J. Lillycrop. (2006). JALBTCX Coastal Mapping for the USACE. *International Hydrographic Review* , 7 (2), 28-37.