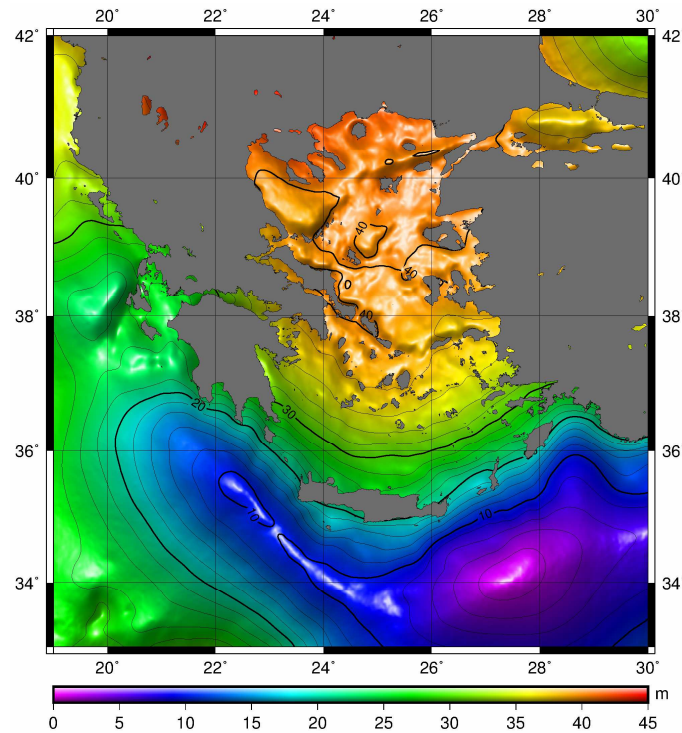




Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο
Σχολή Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών
Εργαστήριο Ανώτερης Γεωδαισίας και Κέντρου
Δορυφόρων Διονύσου



Γιάννης Μιντουράκης
Διπλωματούχος Αγρονόμος και Τοπογράφος Μηχανικός (ΑΠΘ)

Υπολογισμός του θαλάσσιου γεωειδούς στον Ελλαδικό χώρο με τη χρήση δεδομένων δορυφορικής αλτιμετρίας και μοντέλων επιχειρησιακής ωκεανογραφίας



Διδακτορική Διατριβή που υποβλήθηκε στη σχολή Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου
Αθήνα, 2020

Περίληψη

Κύριο αντικείμενο της παρούσας διδακτορικής διατριβής είναι η ανάπτυξη μεθοδολογίας για την βελτιστοποίηση του υπολογισμού του θαλάσσιου γεωειδούς στον Ελλαδικό χώρο με τη χρήση παρατηρήσεων δορυφορικής αλτιμετρίας και δεδομένων από ωκεανογραφικά μοντέλα. Ως περιοχή εφαρμογής της μεθοδολογίας επιλέχθηκε ο θαλάσσιος χώρος Βόρεια του 33ου και Νότια του 42ου παραλλήλου μεταξύ του 19ου και 30ου μεσημβρινού. Η συγκεκριμένη περιοχή, που ουσιαστικά αντιστοιχεί στον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο, παρουσιάζει ενδιαφέρον όχι μόνο για την τοπική επιστημονική κοινότητα, αλλά και για την παγκόσμια καθώς είναι από τις πλέον απαιτητικές θαλάσσιες περιοχές για την εφαρμογή των τεχνικών της δορυφορικής αλτιμετρίας και των μοντέλων ωκεάνιας κυκλοφορίας.

Από το αντικείμενο της διατριβής προκύπτει ότι στόχος της είναι η παραγωγή ενός νέου μοντέλου του θαλάσσιου γεωειδούς για τον Ελλαδικό χώρο. Για την επίτευξη του παραπάνω στόχου, η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε επέβαλε την ολοκλήρωση δυο ενδιάμεσων στόχων οι οποίοι είναι οι παρακάτω:

1. Ανάπτυξη της "επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων" ως τεχνική ομογενοποίησης και συνόρθωσης των παρατηρήσεων Στιγμαϊάς Στάθμης Θάλασσας (ΣΣΘ) από διαφορετικές αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας, με τη χρήση βαρών στις παρατηρήσεις και την εφαρμογή πολυωνύμων μεγάλου βαθμού. Η προτεινόμενη τεχνική αναπτύχθηκε ως εναλλακτική στην καθιερωμένη μεθοδολογία της συνόρθωσης διασταυρώσεων, και λαμβάνει υπόψη τις ιδιαιτερότητες των παρατηρήσεων της δορυφορικής αλτιμετρίας στις παράκτιες ζώνες καθώς και τα περίπλοκα θαλάσσια δυναμικά φαινόμενα.
2. Η αξιολόγηση των λύσεων της Δυναμικής Ωκεάνιας Τοπογραφίας (ΔΩΤ) από ωκεανογραφικά μοντέλα θαλάσσιας κυκλοφορίας για τον υπολογισμό της Μέσης Δυναμικής Ωκεάνιας Τοπογραφίας (ΜΔΩΤ) στην περιοχή μελέτης. Αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των διαφορετικών προσεγγίσεων (της γεωδαιτικής, της ωκεανογραφικής και της συνδυαστικής) για τον υπολογισμό της ΜΔΩΤ στον Ελλαδικό χώρο.

Η εκτίμηση του θαλάσσιου γεωειδούς για την περιοχή της μελέτης γίνεται έμμεσα με τον υπολογισμό της επιφάνειας της ΜΣΘ από παρατηρήσεις δορυφορικής αλτιμετρίας, με βάση την τεχνική της «επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων», και στη συνέχεια, αφαιρώντας

από αυτή ένα μοντέλο ΜΔΩΤ όπως υπολογίζεται σύμφωνα με την ωκεανογραφική προσέγγιση. Με αυτό τον τρόπο παρουσιάζονται το μοντέλο της ΜΣΘ National Technical University of Athens MSS version 1 (NTUAMSSv1), και το μοντέλο του θαλάσσιου γεωειδούς National Technical University of Athens Marine Geoid version 1 (NTUAMGv1). Η "έμμεση ωκεανογραφική" προσέγγιση που ακολουθείται για τον υπολογισμό του θαλάσσιου γεωειδούς είναι μια εναλλακτική λύση στην κλασική "άμεση γεωδαιτική" προσέγγιση που βασίζεται αποκλειστικά σε παρατηρήσεις βαρύτητας. Αξίζει να σημειωθεί ότι η ωκεανογραφική προσέγγιση του θαλάσσιου γεωειδούς δεν έχει μελετηθεί και εφαρμοστεί μέχρι στιγμής στην περιοχή της μελέτης. Η ωκεανογραφική προσέγγιση του θαλάσσιου γεωειδούς είναι εξαιρετικά ελκυστική για διάφορους λόγους που αναλύονται όπως i) η ανεξαρτησία της από τη διαθεσιμότητα παρατηρήσεων θαλάσσιας βαρύτητας, και ii) η δυνατότητα υπολογισμού επικαιροποιημένων εκδόσεων των μοντέλων λαμβάνοντας υπόψη τα νέα δεδομένα τα οποία διατίθενται ελεύθερα και συνεχώς. Με βάση το μοντέλο NTUAMGv1, υπολογίζεται το πεδίο τιμών των ανωμαλιών της βαρύτητας ελευθέρου αέρα για την περιοχή της μελέτης National Technical University of Athens Free Air gravity Anomalies version 1 (NTUAFAAv1).

Τα νέα τοπικά μοντέλα NTUAMSSv1, NTUAMGv1 και NTUAFAAv1 αξιολογούνται εκτενώς σε συγκρίσεις με τα αντίστοιχα παγκόσμια μοντέλα και με άλλα διαθέσιμα δεδομένα, όπως γεωμετρικά υψόμετρα από GPS σε σημεία γνωστών ορθομετρικών υψομέτρων, παρατηρήσεις ναυτικής αλτιμετρίας με GPS, από αέρος αλτιμετρία, και με δεδομένα αποστολών θαλάσσιας και από αέρος βαρύτητας. Με βάση τις συγκρίσεις, συμπεραίνεται ότι η τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων έχει ως αποτέλεσμα τη βελτίωση της μοντελοποίησης της ΜΣΘ και θαλάσσιου γεωειδούς στην περιοχή της μελέτης. Όσον αφορά τη συμβολή της νέας τεχνικής στη μοντελοποίηση της θαλάσσιας βαρύτητας, αυτή φαίνεται ότι προσφέρει μια μικρή βελτίωση ειδικά κοντά στις ακτές. Τέλος, σημειώνεται ότι η 'έμμεση ωκεανογραφική' έχει ορισμένα πλεονεκτήματα όπως η ομοιομορφία στη χωρική κατανομή των δεδομένων, η περιοδικότητα, η συνεχής και η ελεύθερη διάθεσή τους. Έτσι, τα νέα μοντέλα μπορούν να επικαιροποιηθούν εύκολα καθώς εκμεταλλεύονται i) τις συνεχείς λύσεις της ΔΩΤ που παρέχονται ελεύθερα από τα συστήματα επιχειρησιακής ωκεανογραφίας και ii) με τις παρατηρήσεις ΣΣΘ από τις σύγχρονες αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας που διατίθενται επίσης ελεύθερα από διάφορους Οργανισμούς. Έτσι, η προσέγγιση που παρουσιάζεται στη διατριβή προσφέρει τη βάση για ένα δυναμικό σύστημα αναφοράς υψομέτρων που μπορεί εύκολα και συνεχώς να ενημερωθεί σε πιο ακριβείς και επικαιροποιημένες εκδόσεις.

Summary

The main objective of this doctoral thesis is to develop a methodology for optimizing the calculation of marine geoid in Greek Seas using satellite altimetry observations and operational ocean model data. The Seas North of the 33rd and South of the 42nd parallels and between the 19th and the 30th East meridians was chosen as the case study area of the methodology. This area, which corresponds essentially to the Hellenic marine area, is of interest, not only to the local scientific community, but also, to the global, as it is one of the most demanding maritime areas for the application of satellite altimetry techniques and for the ocean circulation models.

The objective of the thesis is to produce a new model of the marine geoid for Greece. In order to achieve the above objective, the methodology that followed required the completion of two intermediate objectives, which are the following:

1. The implementation of a strategy described as the ‘iterative subarc-levelling technique’ for the homogenization and the correction of the instantaneous Sea Surface Height (SSH) observations. The SSH observations came from different satellite altimetry missions, thus, different weights are applied to them after studying their statistics related to range from the coastline. Finally, based on the technique, the observations are adjusted with the use of high degree polynomials and the Mean Sea Surface (MSS) for the case study area is computed. The proposed method was developed as an alternative to the established methodology of cross-over adjustment, and takes into account the particularities of satellite altimetry observations in coastal zones as well as the complex ocean circulation dynamics.
2. The use of the Dynamic Ocean Topography (DOT) solutions provided by operational ocean circulation models for the calculation of the Mean Dynamic ocean Topography (MDT) in the case study area. The evaluation of the new MDT models for the Greek Seas along with i) state of the art MDT models that represent the geodetic, the oceanographic and the mixed oceanographic/geodetic computational approaches of the MDT and ii) other data (the known ocean surface circulation, tide gauge records, sea level anomalies grids). The findings support the claim that, for the computation of the MDT surface due to the lack of geodetic data and to limitations of the Global Geopotential Models (GGMs) in the case study area, the oceanographic approach is preferable over the geodetic or the mixed oceanographic/geodetic approaches.

The estimation of the marine geoid for the case study area is indirectly done by calculating the surface of the MSS from satellite altimetry observations, based on the ‘iterative subarc-leveling technique’, and by subtracting from it a MDT model as calculated according to the oceanographic approach. In this way this thesis presents the National Technical University of Athens MSS version 1 (NTUAMSSv1) and the National Technical University of Athens Marine Geoid version 1 (NTUAMGv1) regional model. The 'indirect-oceanographic' approach followed for the computation of the marine geoid is an alternative to the classical 'direct-geodetic' approach that is based purely on gravity observations. It is worth noting that the oceanographic approach of the marine geoid has not been studied and implemented so far in the case study area. The oceanographic approach of the marine geoid is extremely attractive for a number of reasons that are analyzed such as i) its independence from the availability of marine gravity observations and ii) the ability of providing updated model versions taking into account the freely and newly available data. Based on the computed NTUAMGv1 model a grid of free air gravity anomalies for the case study area is also computed named as National Technical University of Athens Free Air gravity Anomalies version 1 (NTUAFAAv1) model.

The newly available regional NTUAMSSv1, NTUAMGv1 and NTUAFAAv1 models are extensively tested by comparisons to state of the art global models and other available data such as GPS/leveling points, observations that come from marine GPS sea surface altimetry, airborne LASER ranging altimetry, and marine and airborne gravity surveys. Based on the findings, it is concluded that the ‘iterative subarc-leveling technique’ process strategy results to an improvement in the MSS and marine geoid modelling. Regarding the contribution of the presented strategy in the marine gravity field modelling, it offers a slight improvement very close to the coastline. Finally, it is mentioned that the 'indirect-oceanographic' approach followed for the computation of the marine geoid has some advantages such as the uniformity of the geographic grids, the periodicity of their solutions and the continuity for extended epochs. Thus, the new models can be easily updated as they take advantage of i) the continuous solutions of the DOT provided freely by the operational ocean forecasting systems and ii) by the synchronous satellite altimetry SSH observations that are distributed (also freely) by the various Space Organisations. Thus, the presented approach in this thesis offers the basis for a dynamic national/regional vertical datum that can be easily and continuously updated to more precise and extended versions.

Ευχαριστίες

Η πορεία της παρούσας διδακτορικής διατριβής ήταν ιδιαίτερα μακρόχρονη με πλήθος δυσκολιών. Κατά βάση ήταν μια μοναχική πορεία, με πολλά διλήματα και κακοτοπιές που αρκετές φορές κόντεψαν να την ακυρώσουν. Στις κρίσιμες στιγμές, πέρα από τις προσωπικές δυνάμεις και το πείσμα που έπρεπε να επιστρατεύσω, ήταν καταλυτική η συνδρομή κάποιων ανθρώπων δίχως τους οποίους θα ήταν αδύνατο να ολοκληρώσω σήμερα αυτή την πορεία. Θα ήθελα να ευχαριστήσω τους Καθηγητές της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής μου κυρίου Δ. Παραδείση, Ρ. Κορακίτη και Β. Γκίκα καθώς ήταν πάντα διαθέσιμοι να προσφέρουν βοήθεια. Ιδιαίτερα, θα ήθελα να ευχαριστήσω πάνω από όλους τον επιβλέποντα Καθηγητή μου κύριο Δημήτρη Παραδείση για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε αναλαμβάνοντας με ουσιαστικό τρόπο την επίβλεψή μου στην πιο κρίσιμη καμπή της πορείας της διατριβής. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Καθηγητή μου κύριο Ρωμόλο Κορακίτη για τις συμβουλές του και το χρόνο και την ενέργεια που αφιέρωσε σε πλήθος περιπτώσεων ακόμα και για την επιμέλεια του κειμένου της διατριβής μου. Ιδιαίτερες ευχαριστίες θα ήθελα να εκφράσω σε έναν παλιό Δάσκαλό μου από το Τμήμα Α.Τ.Μ. της Πολυτεχνικής Σχολής του ΑΠΘ, τον Καθηγητή κύριο Η. Τζιαβό ο οποίος ήταν πάντα διαθέσιμος να προσφέρει τις επιστημονικές του γνώσεις και κάποια από τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στο στάδιο των αξιολογήσεων της παρούσας διατριβής. Ακόμα, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον ερευνητή του Ωκεανογραφικού Ινστιτούτου του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών Δρ. Δ. Βελαώρα για την πολύτιμη βοήθειά του σε θέματα που αφορούν την φυσική ωκεανογραφία στον Ελλαδικό χώρο. Τέλος, θερμές ευχαριστίες θέλω να προσφέρω και στον φίλο Δρ. Γιώργο Πάνου ο οποίος, παρά το ιδιαίτερα φορτωμένο πρόγραμμά του ως μεταδιδακτορικός ερευνητής στη Σχολή, ήταν πάντα διαθέσιμος για να με βοηθήσει σε θέματα Φυσικής Γεωδαισίας, ερευνητικών αναζητήσεων, αλλά και της επιμέλειας και της παρουσίασης της διατριβής.

Αφιέρωση

Στη σύντροφό μου και συνταξιδιώτη Αγορίτσα

Απόκλιση εσωστρεφής

*Πάω αυτή την αναζήτηση λοιπόν,
Άκρη δεν έχει, απειροστή η αναζήτηση.
Η προσέγγιση του γεωειδούς που καλύπτει
τις ψυχές μας ατελείωτη θα είναι*

*Ορισμός της φάσης: άγνωστος
Προσδιορισμός της τιμής του εύρους: αδύνατος*

Η απόκλιση της κατακόρυφου:

Ερώτημα...

$$\Phi - \phi = \xi$$

$$(\Lambda - \lambda) \cos \phi = \eta$$

*Κάθετες μεταξύ τους και όμως παλεύουν
στροβιλιζόμενες να δώσουν το μέτρο της:*

$$\theta = \sqrt{\xi^2 + \eta^2}$$

*Πάλι αιώνια των καθέτων,
Υλης και Ενέργειας,
σώματος και ψυχής,
που όμως μαζί ορίζουν το ισοζύγιό μας:*

$$E = mc^2$$

*Που τείνει να φθείρεται και να χάνει στοιβάδες,
η πτώση, η εντροπία.*

Στο ταξίδι μάζεψε μόνο μνήμες και Αγάπη

Περιεχόμενα

Εισαγωγή	iii
Summary	v
Ευχαριστίες	vii
Αφιέρωση	ix
Περιεχόμενα	xi
Ευρετήριο πινάκων	xvi
Ευρετήριο Εικόνων	xix
Σύμβολα και συντμήσεις	xxv

Κεφάλαιο 1 Γήινο πεδίο βαρύτητας και γεωειδές

1 Εισαγωγή	1
1.1 Δομή της Γης ως γεννήτρια του Γήινου πεδίου βαρύτητας	2
1.2 Ανάπτυξη του γήινου δυναμικού σε σφαιρικές αρμονικές	4
1.2.1 Μέγιστος Βαθμός n_{max} και διακριτική ικανότητα μοντέλων σφαιρικών αρμονικών	6
1.2.2 Κατηγορίες μοντέλων σφαιρικών αρμονικών	9
1.2.3 Μοντέλο σφαιρικών αρμονικών EGM2008	12
1.2.4 Αξιολόγηση του μοντέλου EGM2008 στον Ελλαδικό χώρο	15
1.3 Τεχνικές παρατήρησης και προσδιορισμός του γεωειδούς	16
1.3.1 Παρατηρήσεις με βαρυτήμετρα	16
1.3.2 Δορυφορικές αποστολές προσδιορισμού του γήινου πεδίου βαρύτητας	18
1.3.3 Ύψη στάθμης θάλασσας από RADAR ή LASER αλτίμετρα	21
1.3.4 Αποχές γεωειδούς από ορθομετρικά-γεωμετρικά υψόμετρα	26
1.4 Κύριες μέθοδοι προσδιορισμού του γεωειδούς	28
1.5 Δημιουργία κατακόρυφου συστήματος αναφοράς	31

Κεφάλαιο 2 Θαλάσσια στάθμη και δυναμικά φαινόμενα

2 Εισαγωγή	37
2.1 Η θαλάσσια στάθμη ως συνδετικός κρίκος της Γεωδαισίας και της Ωκεανογραφίας	37
2.2 Στοιχεία Φυσικής Ωκεανογραφίας	41
2.2.1 Θερμοδυναμικές ιδιότητες των θαλασσιών μαζών	41
2.2.2 Εξωτερικές δυνάμεις στις θαλάσσιες μάζες	45
2.3 Ωκεάνια κυκλοφορία	48
2.3.1 Θερμόαλη κυκλοφορία ή κυκλοφορία βαθέων υδάτων	49
2.3.2 Επιφανειακή ή ανεμογενής κυκλοφορία	50
2.4 Γεωστροφικά ρεύματα	51
2.5 Επιχειρησιακή Ωκεανογραφία και μοντέλα πρόγνωσης ωκεάνιας κυκλοφορίας	53
2.6 Γεωδαιτική και Ωκεανογραφική προσέγγιση της ΜΔΩΤ	58

Κεφάλαιο 3 Δορυφορική Αλτιμετρία

3 Εισαγωγή	63
3.1 Αρχές της δορυφορικής αλτιμετρίας	64
3.1.1 Η παρατήρηση του ύψους της ΣΣΘ	65
3.1.2 Τα σφάλματα στην αλτιμετρική παρατήρηση του ύψους της ΣΣΘ	68
3.1.3 Τροχιακά χαρακτηριστικά αλτιμετρικών αποστολών	71
3.1.4 Υποκατηγορίες και μελλοντικές τεχνολογίες αλτιμετρικών αποστολών	75
3.2 Παρελθούσες και σύγχρονες αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας	80
3.3 Διακρίβωση/αξιολόγηση (Calval) οργάνων και διάθεση αλτιμετρικών δεδομένων	86
3.4 Επεξεργασία αλτιμετρικών παρατηρήσεων	92
3.4.1 Συνόρθωση των αλτιμετρικών παρατηρήσεων στις διασταυρώσεις των τροχιακών ιχνών	93
3.4.2 Στιχοποίηση (stacking) και συγγραμμική (collinear) επεξεργασία αλτιμετρικών παρατηρήσεων	97

Κεφάλαιο 4 Η τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων

4 Εισαγωγή	103
4.1 Σκοπός της έρευνας	104
4.2 Έρευνα σχετικά με την επεξεργασία των παρατηρήσεων ΣΣΘ	106
4.2.1 Στατιστική περιγραφή της συμπεριφοράς των παρατηρήσεων ΣΣΘ από αλτιμετρικούς δορυφόρους κοντά στην ακτογραμμή	106
4.2.2 Απαλοιφή των τροχιακών σφαλμάτων και ελαχιστοποίηση των ανωμαλιών της στάθμης της θάλασσας	112
4.2.3 Απόδοση βαρών στις παρατηρήσεις ΣΣΘ από αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας	117
4.3 Μοντελοποίηση της επιφάνειας της ΜΣΘ	119
4.3.1 Η στρατηγική της ομογενοποίησης των παρατηρήσεων ΣΣΘ με τη χρήση της τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής τόξων	120
4.3.2 Η τοπική επιφάνεια της ΜΣΘ	126
4.4 Συμπεράσματα	132

Κεφάλαιο 5 Αξιολόγηση μοντέλων επιχειρησιακής ωκεανογραφίας για τον υπολογισμό της ΜΔΩΤ για γεωδαιτικούς σκοπούς

5 Εισαγωγή	135
5.1 Σκοπός της έρευνας	135
5.2 Σύντομη περιγραφή των ωκεανογραφικών μοντέλων	137
5.2.1 Το μοντέλο MFS-OCM	137
5.2.2 Το μοντέλο POS-POM	138
5.3 Συγκριτικές αξιολογήσεις	139
5.3.1 Σημειακές συγκρίσεις	139
5.3.1.1 Αλεξανδρούπολη	142
5.3.1.2 Ηράκλειο	143
5.3.1.3 Θεσσαλονίκη	144

5.3.1.4 Καβάλα	145
5.3.1.5 Καλαμάτα	146
5.3.1.6 Κατάκολο	147
5.3.1.7 Λέρος	148
5.3.1.8 Λευκάδα	149
5.3.1.9 Πειραιάς	150
5.3.1.10 Σούδα	151
5.3.1.11 Σύρος	152
5.3.1.12 Χίος	153
5.3.1.13 Συμπεράσματα σημειακών συγκρίσεων	154
5.3.2 Συγκρίσεις σε εκτεταμένη περιοχή	155
5.3.2.1 Συμπεράσματα συγκρίσεων σε εκτεταμένη περιοχή	157
5.3.3 Συγκρίσεις προφίλ ΔΩΤ κατά μήκος του ίχνους τροχιών αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ	159
5.3.3.1 Συμπεράσματα συγκρίσεων κατά μήκος των προφίλ	161
5.4 Παρουσίαση των νέων επιφανειών της ΜΔΩΤ και σύγκριση με προϋπάρχουσες επιφάνειες	162
5.4.1 Συμπεράσματα συγκρίσεων με άλλα μοντέλα ΜΔΩΤ και με τη γνωστή κυκλοφορία της περιοχής	170
Κεφάλαιο 6 Συγκριτικές αξιολογήσεις των νέων μοντέλων	
6 Εισαγωγή	173
6.1 Συγκριτικές αξιολογήσεις	175
6.1.1 Συγκρίσεις των νέων τοπικών μοντέλων με τα αντίστοιχα σύγχρονα παγκόσμια μοντέλα	176
6.1.2 Συγκρίσεις των μοντέλων με ανεξάρτητες επίγειες παρατηρήσεις	181
6.1.2.1 Συγκρίσεις με γνωστά υψόμετρα του γεωειδούς σε βάθρα	182

6.1.2.2 Συγκρίσεις με παρατηρήσεις υψομέτρων ΜΣΘ από αποστολές ναυτικής αλτιμετρίας	185
6.1.2.3 Συγκρίσεις με παρατηρήσεις υψομέτρων ΜΣΘ από αποστολή από αέρος αλτιμετρίας	187
6.1.2.4 Συγκρίσεις με παρατηρήσεις βαρύτητας από ερευνητικά πλοία	195
6.1.2.5 Συγκρίσεις με παρατηρήσεις από αέρος βαρύτητας	201
Κεφάλαιο 7 Συμπεράσματα και προτάσεις	
7.1 Συμπεράσματα από τις πειραματικές αξιολογήσεις	209
7.1.1 Η αξιολόγηση στην προσέγγιση της Μέσης Δυναμικής Ωκεάνιας Τοπογραφίας	209
7.1.2 Η αξιολόγηση της τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων στον υπολογισμό της επιφάνειας της Μέσης Στάθμης της Θάλασσας	211
7.2 Τελικά συμπεράσματα της διδακτορικής διατριβής	214
7.3 Προτάσεις εν συνεχεία έρευνας	218
Βιβλιογραφικές αναφορές	221

Ευρετήριο πινάκων

1.1 Χαρακτηριστικές τιμές βασικότερων ΕΕΠ	3
1.2 Μοντέλα σφαιρικών αρμονικών των τριών κατηγοριών με το μέγιστο βαθμό του αναπτύγματός τους και τον τύπο των δεδομένων που ενσωματώθηκαν	12
1.3 Οι παρατηρήσεις συνιστώσων του γήινου πεδίου βαρύτητας που χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία της βάσης δεδομένων με ανωμαλίες βαρύτητας ανάλυσης 5 πρώτων της μοίρας και η στατιστική τους συμπεριφορά με τις μονάδες εκφρασμένες σε mGal	13
1.4 Οι συγκρίσεις του νέου και προγενέστερων μοντέλων με την αλτιμετρική βάση δεδομένων ως προς τις διαφορές στα υψόμετρα (τυπική απόκλιση σε cm) και ως προς την κλίση κατά μήκος των τροχιών (τυπική απόκλιση σε δευτέρα της μοίρας)	13
1.5 Οι συγκρίσεις του νέου και προγενέστερων μοντέλων γεωειδούς σε σημεία GPS/leveling	14
1.6 Η βελτίωση στη συμπεριφορά του τελικού μοντέλου EGM2008 σε σχέση με το πρώτο προκαταρκτικό του PGM2004A	14
1.7 Σύγκριση του PGM2007A και άλλων μοντέλων σε σχέση με 1466 σημεία GPS/leveling	15
1.8 Σύγκριση του EGM2008 και άλλων μοντέλων σε σχέση με 1542 σημεία GPS/leveling μετά από ελαχιστοτετραγωνική προσαρμογή κατά ύψος	16
1.9 Επιτυγχάνομενη ακρίβεια υπολογισμού της κλίσης ανάλογα με την ακρίβεια και το είδος της αλτιμετρικής αποστολής	24
2.1 Οι κυριότερες παλιρροιακές συνιστώσες με την περίοδο και την ταχύτητά τους	47
3.1 Οι διορθώσεις που εφαρμόζονται από την AVISO στις αλτιμετρικές παρατηρήσεις των δορυφόρων TOPEX/POSEIDON και ERS προκειμένου να αποδοθούν στον τελικό χρήστη δεδομένα μορφής CORSSH	71
3.2 Οι απαιτήσεις μιας αλτιμετρικής αποστολής σε σχέση με τους παράγοντες επίδρασης στο σχεδιασμό της και την κρίσιμη τροχιακή παράμετρο	74
3.3 Η δομή της κεφαλίδας του αρχείου γεωφυσικών δεδομένων με ακριβή τροχιά (GDR accurate orbit) της δορυφορικής αποστολής του Jason-1 με τη ψηφιακή (δυναμική) δομή του και την ενσωματωμένη πληροφορία	89
3.4 Η δομή της πληροφορίας για κάθε καταγραφή του αρχείου γεωφυσικών δεδομένων με ακριβή τροχιά (GDR accurate orbit) της δορυφορικής αποστολής του Jason-1.	90+91
4.1 Η ανάλυση της ενδιάμεσης εξομαλυσμένης επιφάνειας προσαρμογής MSSref	126

5.1 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της ΜΔΩΤ της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο MSprMDT.	165
5.2 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της γεωστροφικής κυκλοφορίας της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο MSprMDT.	165
5.3 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της ΜΔΩΤ της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο POSnaMDT.	166
5.4 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της γεωστροφικής κυκλοφορίας της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο POSnaMDT.	166
5.5 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της ΜΔΩΤ της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο SMDTMed2014.	167
5.6 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της γεωστροφικής κυκλοφορίας της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο SMDTMed2014.	167
5.7 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της ΜΔΩΤ της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο MDT CLS13.	168
5.8 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της γεωστροφικής κυκλοφορίας της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο MDT CLS13.	168
5.9 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της ΜΔΩΤ της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο DTU10MDT.	169
5.10 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της γεωστροφικής κυκλοφορίας της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο DTU10MDT.	169
6.1 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών στα ύψη της ΜΣΘ μεταξύ των επιφανειών NTUAMSSv1 και DTU10MSS και των διαφορών στα ύψη του θαλάσσιου γεοειδούς μεταξύ των μοντέλων NTUAMGv1 και EGM2008.	178
6.2 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών στις ανωμαλίες βαρύτητας ελευθέρου αέρα μεταξύ των πεδίων τιμών NTUAFAAv1 με το DTU10grav, με το EGM2008 και με το SSv20.	179
6.3 Οι στατιστικές παράμετροι των διαφορών μεταξύ των υψομέτρων του κάθε μοντέλου και των υψομέτρων του γεοειδούς για το σύνολο των 100 βάθρων GPS/levelling του HEGNET2002.	183
6.4 Οι στατιστικές παράμετροι των διαφορών μεταξύ των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ (ή του γεοειδούς) του κάθε μοντέλου και των παρατηρούμενων υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από τη ναυτική αλτιμετρία για κάθε περιοχή.	186
6.5 Οι στατιστικές παράμετροι των διαφορών μεταξύ των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ (ή του γεοειδούς) του κάθε μοντέλου και των παρατηρούμενων υψομέτρων της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER	189

6.6 Οι στατιστικές παράμετροι των διαφορών μεταξύ των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ (ή του γεωειδούς) του κάθε μοντέλου και των παρατηρούμενων υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER, για κάθε ζώνη πλάτους 10km και για τον ανοιχτό ωκεανό.	191
6.7 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελεύθερου αέρα του κάθε μοντέλου και των υπολογιζόμενων τιμών τους από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο του ερευνητικού πλοίου.	198
6.8 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελεύθερου αέρα του κάθε μοντέλου και των υπολογιζόμενων τιμών τους από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο του ερευνητικού πλοίου, για κάθε ζώνη πλάτους 10km και για τον ανοιχτό ωκεανό.	199
6.9 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελεύθερου αέρα του κάθε μοντέλου και των υπολογιζόμενων τιμών τους από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου.	202
6.10 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελεύθερου αέρα του κάθε μοντέλου και των υπολογιζόμενων τιμών τους από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου, για κάθε ζώνη πλάτους 10km και για τον ανοιχτό ωκεανό.	203

Ευρετήριο εικόνων

1.1 Σχηματική αναπαράσταση ενός ΕΕΠ	3
1.2 Αριστερά, συνοπτική δομή της Γης με τις αντίστοιχες πυκνότητες κατά στρώμα. Δεξιά, η δομή της Γης κατά το μοντέλο Preliminary Reference Earth Model (PREM) (A.Dziewonski & D.Anderson, 1981) ως προς τη μεταβολή της επιτάχυνσης της βαρύτητας (πάνω) και της πυκνότητας σε συνάρτηση με το βάθος.	4
1.3 Αριστερά, οι ανωμαλίες βαρύτητας στην επιφάνεια της Γης και, (δεξιά), σε ύψος 5000 m από την επιφάνεια της θάλασσας.	8
1.4 Οι τρεις διαφορετικές υλοποιήσεις τεχνικών για τον προσδιορισμό του γήινου πεδίου βαρύτητας με δορυφορικές αποστολές.	20
1.5 Οι διαφορετικές υλοποιήσεις της αλτιμετρικής παρατήρησης της στιγμιαίας στάθμης της θάλασσας.	22
1.6 Τεχνικές παρατήρησης του γήινου πεδίου σε συνάρτηση με την παρατηρούμενη περιοχή του φάσματος.	30
2.1 Αριστερά, οι χαρακτηριστικές τιμές που προκύπτουν από τις καταγραφές ενός παλιρροιογράφου ο οποίος ορίζει ένα υψομετρικό datum. Δεξιά, δέκτης GNSS σε παλιρροιογράφο.	38
2.2 Πάνω, η ΜΔΩΤ βάση του μοντέλου cmdt_riomed αποκλειστικά για τη Μεσόγειο Θάλασσα και (δεξιά) σε μεγέθυνση για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου.	40
2.3 Αριστερά, πόντιση CTD profiler από το ΥΓ/ΩΚ Ναυτίλος του ΠΝ. Δεξιά, πόντιση CTD profiler από το Κέντρο Επιστημών της Αλάσκα της υπηρεσίας USGS στο απαιτητικό περιβάλλον της Αλάσκα.	42
2.4 Το κριτήριο ισορροπίας σε σχέση με τη θετική ή αρνητική τιμή του λόγου μεταβολής της δυναμικής πυκνότητας ως προς το βάθος.	42
2.5 Αριστερά, η μέση παγκόσμια θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας SST για την εποχή 1982-1995. Δεξιά, το θερμοκρασιακό εύρος και εποχική του διακύμανση σε συνάρτηση με το βάθος στη γενική περίπτωση του Αιγαίου.	44
2.6 Η γεωγραφική κατανομή της επιφανειακής αλατότητας	45
2.7 Αριστερά, η δημιουργία πτυχώσεων στην επιφάνεια της θάλασσας κάτω από την επίδραση του ανέμου. Δεξιά, τα κύρια γεωμετρικά χαρακτηριστικά ενός κύματος.	46
2.8 Αριστερά, η θερμόαλη κυκλοφορία συναρτήσει του βάθους και του γεωγραφικού πλάτους όπου είναι φανερή η ενίσχυσή της στα ακραία γεωγραφικά πλάτη. Δεξιά η γενικότερη θερμόαλη κυκλοφορία των ωκεανών.	49
2.9 Αριστερά, σχηματική αναπαράσταση της μεταφοράς κίνησης από τον άνεμο σε διαδοχικά βαθύτερα στρώματα με τη μεταφορά του Eckman. Δεξιά, η κατεύθυνση του ανέμου, η μεταφορά κίνησης στο επιφανειακό στρώμα με την τριβή και η σταδιακή αλλαγή στην κατεύθυνση του νερού λόγω του φαινομένου Coriolis.	50

2.10 Το φαινόμενο της ανάβλυσης (αριστερά) και της καταβύθισης (δεξιά) στο Βόρειο ημισφαίριο σε μια ακτή Δυτικού προσανατολισμού για Βόρειο και Νότιο άνεμο αντίστοιχα.	51
2.11 Η ανάλυση των δυνάμεων που οδηγούν ένα ρεύμα κάτω από συνθήκες γεωστροφικής ισορροπίας.	51
2.12 Η επιφάνεια της ΣΣΘ, ως προς αυτή του μηδενικού ύψους του γεωειδούς, για τον έμμεσο υπολογισμό των γεωστροφικών ρευμάτων ανάλογα των κλίσεων της.	53
2.13 Οι κλίμακες εξέλιξης στο χρόνο και στο χώρο για διάφορα φυσικά φαινόμενα των ωκεανών.	54
2.14 Τα συστήματα κατακόρυφων z , σ , στρωματοποιημένων και ισόπυκνων συντεταγμένων.	57
3.1 Αριστερά, η παρατήρηση της στιγμιαίας στάθμης της θάλασσας από αλτιμετρικό δορυφόρο. Δεξιά, το επίγειο ίχνος της τροχιάς.	64
3.2 Οι χρησιμοποιούμενες συχνότητες ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων σε αλτιμετρικές εφαρμογές (αριστερά). Δεξιά, η προσλαμβανόμενη ισχύς ενός μόνο ανακλώμενου παλμού (πάνω) και μερικών εκατοντάδων παλμών που δημιουργούν την κυματομορφή (κάτω).	65
3.3 Η γεωμετρία των αλτιμετρικών μετρήσεων για (a) ηλεκτρομαγνητικό παλμό μικρού εύρους διασποράς και (b) για ηλεκτρομαγνητικό παλμό μεγάλου εύρους. Και στις δύο περιπτώσεις παρουσιάζεται μια μέτρηση διαφορετική προς το ναδίρ κατά γωνία θ .	66
3.4 Σχηματική αναπαράσταση ενός παλμού διάρκειας τ και πλάτους $c \cdot \tau$ που προσπίπτει σε μια μονοχρωματική κυματώδη επιφάνεια με συγκεκριμένο ύψος κύματος H_w (ύψος από κορυφή σε κοιλάδα κύματος). Σε κάτοψη εικονίζεται η εξέλιξη της επαφής του ηλεκτρομαγνητικού κύματος με τη θαλάσσια επιφάνεια σε ορισμένες χρονικές στιγμές.	66
3.5 Τα στάδια πρόσπτωσης παλμού σε ήρεμη (αριστερά) και κυματισμένη επιφάνεια (δεξιά).	67
3.6 Αναπαράσταση της μέτρησης της επιφάνειας της θάλασσας και των διορθώσεων που εφαρμόζονται στις παρατηρήσεις.	69
3.7 Η 'μέση θαλάσσια στάθμη' κυματώδους επιφάνειας σε σχέση με την προκύπτουσα μέση ηλεκτρομαγνητικά διασκορπιζόμενη στάθμη από την καταγραφή του αλτιμέτρου.	70
3.8 Το τροχιακό επίπεδο ενός δορυφόρου ως προς το Ισημερινό επίπεδο της Γης. Όταν το διάνυσμα της ταχύτητας ενός δορυφόρου είναι προς το Βόρειο ημισφαίριο έχουμε τη λεγόμενη ανερχόμενη (ascending) διάβαση ενώ κατά το Νότιο ημισφαίριο την κατερχόμενη (descending) διάβαση.	72
3.9 Τα ίχνη των τροχιών των Ακριβώς Επαναληπτικών Αποστολών (ERM, Exact Repeat Mission) Jason-1 & ENVISat (αριστερά). Δεξιά, τα ίχνη των τροχιών της Γεωδαιτικής Φάσης του GEOSAT.	73

3.10 Η κλίμακα χρονικής και χωρικής ανάλυσης που απαιτείται για τη μελέτη των κύριων ωκεανογραφικών φαινομένων.	74
3.11 Χάρτες δυναμικής τοπογραφίας της θάλασσας (αριστερά) από τις αποστολές Jason-1 & ERS-2 (επάνω), και τις αποστολές Jason-1, ERS-2, TOPEX/Poseidon & GFO (κάτω). Δεξιά, η τροχιά ενός ωκεανογραφικού σημαντήρα σε σχέση με την θαλάσσια κυκλοφορία όπως προέκυψε από τη δυναμική τοπογραφία με τη χρήση δύο (επάνω) και τεσσάρων αλτιμετρικών αποστολών (κάτω).	75
3.12 Παράδειγμα αποστολής αστερισμού αλτιμετρίας με τρεις δορυφόρους σε διάταξη σε σειρά (tandem mission).	76
3.13 Παράδειγμα αποστολής αλτιμετρίας GNSS.	77
3.14 Σύγκριση συμβατικού αλτιμέτρου (αριστερά) σε σχέση με αλτίμετρο Delay Doppler/SAR (δεξιά).	78
3.15 Συλλεγόμενες σε μικρό χρόνο παρατηρήσεις ΣΣΘ σε κελιά (πάνω) και η ταχύτητα των ρευμάτων μέσα από τη μελέτη των κλίσεων (κάτω). Δεξιά, η διάταξη των στοιχείων ενός συστήματος αλτιμέτρων συμβολομετρίας (πάνω), η διαφορά στην κάλυψη ενός συμβατικού αλτιμετρικού δορυφόρου και ενός δορυφόρου αλτιμέτρων συμβολομετρίας (κάτω).	79
3.16 Η διαχρονική βελτίωση στην ακρίβεια προσδιορισμού της τροχιάς (πάνω). Κάτω, κολάζ εικόνων των κυριότερων αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας από τις αρχές της με το πείραμα στο δορυφορικό σταθμό Skylab μέχρι τον σύγχρονο διάδοχο των TOPEX/Poseidon & Jason-1, τον Jason-2.	83
3.17 Οι παρούσες και οι κύριες μελλοντικές αλτιμετρικές αποστολές.	83
3.18 Τοποθεσίες με εγκαταστάσεις εξοπλισμού διακρίβωσης/αξιολόγησης. Αριστερά κάτω, εξοπλισμός τηλεμετρίας σε εγκατάσταση. Δεξιά, εξοπλισμένος σημαντήρας.	88
3.19 Η παρατηρούμενη διαφορά από διαδοχικές παρατηρήσεις στη ΣΣΘ ενός αλτιμετρικού δορυφόρου σε μια ανερχόμενη και μια κατερχόμενη διάβαση (αριστερά). Δεξιά, τα τροχιακά ίχνη μιας μόνο δορυφορικής αποστολής με τις διασταυρώσεις τους.	93
3.20 Η μορφή προτεινόμενου σχεδιασμού για μια τοπική συνόρθωση διασταυρώσεων	95
3.21 Η διασπορά των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ της ERM αποστολής του δορυφόρου Jason-1 σε μια ζώνη εύρους περίπου 2 km (αριστερά). Δεξιά, επικέντρωση της εικόνας διασποράς κοντά σε σημείο διασταύρωσης σε σχέση με τη μεταβολή των υψομέτρων της ΜΣΘ σε περιοχή έντονης κλίσης της.	98
4.1 Η μεταβολή της κυματομορφής των ΗΜ παλμών που επιστρέφουν στο αλτίμετρο του δορυφόρου κατά τη μετάβαση των παρατηρήσεων από τον ωκεανό προς την ακτή (πάνω). Κάτω, κυματομορφές των 10 Hz από το αλτίμετρο της γεωδαιτικής αποστολής GM του δορυφόρου Geosat.	107

4.2 Οι κατά μήκος του προφίλ υψίσυχνες (20Hz) παρατηρήσεις της ΣΣΘ του αλτιμετρικού δορυφόρου Cryosat-2 και το αποτέλεσμα της εφαρμογής σε αυτές φίλτρου πλάτους 0.75-1.5sec.	109
4.3 Οι υπολογισμένες τιμές των τυπικών αποκλίσεων STD_{sec} των διαφορών $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}-M\Sigma\Theta_{reg}$ για κάθε τομέα απόστασης από την ακτή, και ο θόρυβος της αλτιμετρικής παρατήρησης της ΣΣΘ με τη χρήση του εμπειρικού μοντέλου σε σχέση με την απόσταση από την ακτή για τις έξι αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας.	111
4.4 Το σκιασμένο ανάγλυφο της επιφάνειας του ορθογώνιου κανάβου των διαφορών $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}-M\Sigma\Theta_{reg}$ όταν η προσαρμογή των τόξων γίνεται (i) με την εφαρμογή ενός γραμμικού μοντέλου (πάνω), και (ii) με την τριγωνομετρική σειρά εννέα όρων (κάτω).	114
4.5 Το προφίλ των διαφορών $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}-M\Sigma\Theta_{reg}$ που δημιουργούν το φαινόμενο του 'ορατού ίχνους', επί του ίχνους της τροχιάς κατά τη διάβαση του δορυφόρου ERS-1.	115
4.6 Η επί του μπλε τόξου A-B (εικ.4.4) εγκάρσια τομή της επιφάνειας του ορθογώνιου κανάβου των διαφορών $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}-M\Sigma\Theta_{reg}$ (αριστερά). Δεξιά, το διάγραμμα των αντίστοιχων εγκάρσιων τομών για τις τιμές των ανωμαλιών της βαρύτητας που θα προκληθούν κατά περίπτωση προσαρμογής των τόξων με το γραμμικό μοντέλο ή με την τριγωνομετρική σειρά εννέα όρων.	117
4.7 Η κατανομή των παρατηρήσεων ΣΣΘ των αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της τοπικής επιφάνειας της ΜΣΘ σε τμήμα της περιοχής της μελέτης.	121
4.8 Τα υψόμετρα της τελικής επιφάνειας της ΜΣΘ NTUAMSSv1 για τον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο όπως υπολογίστηκε με την τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων.	127
4.9 Τα υψόμετρα της ΜΔΩΤ σύμφωνα με το μοντέλο SMDTMed2014 για τον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο.	130
4.10 Το πεδίο τιμών των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα NTUAFAAv1 για τον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο.	131
5.1 Η χωρική κατανομή των δεδομένων αξιολόγησης.	141
5.2 Η διακύμανση της μέσης τιμής των διαφορών των κανάβων $A\Sigma\Theta_{MOD} - A\Sigma\Theta_{Sat}$ για κάθε μήνα της περιόδου Ιαν. 1993 - Δεκ. 2012.	156
5.3 Η διακύμανση της τιμής της τυπικής απόκλισης των διαφορών των κανάβων $A\Sigma\Theta_{MOD} - A\Sigma\Theta_{Sat}$ για κάθε μήνα της περιόδου Ιαν. 1993-Δεκ. 2012.	157
5.4 Τα προφίλ της ΔΩΤ από το μοντέλο POS-POM και από την αλτιμετρική προσέγγιση ($\Sigma\Sigma\Theta - N$) της ΔΩΤ κατά το ίχνος της διέλευσης του αλτιμετρικού δορυφόρου Jason-2 επί της κατερχόμενης διάβασης με αρ. 94 κατά τον κύκλο με αρ. 44.	160
5.5 Η διακύμανση της μέσης τιμής και της τυπικής απόκλισης των διαφορών $\Delta\rho$ για το σύνολο των 36 προφίλ διελεύσεων επί της κατερχόμενης διάβασης αρ.94 κατά τους κύκλους 18 έως και 36 (έτος 2009).	161

5.6 Η επιφάνεια MSprMDT (αριστερά) με τη γενική κυκλοφορία και το πεδίο ταχυτήτων των ρευμάτων στην περιοχή της μελέτης στα δεξιά.	165
5.7 Η επιφάνεια POSnaMDT (αριστερά) με τη γενική κυκλοφορία και το πεδίο ταχυτήτων των ρευμάτων στην περιοχή της μελέτης στα δεξιά.	166
5.8 Η επιφάνεια SMDTMed2014 (αριστερά) με τη γενική κυκλοφορία και το πεδίο ταχυτήτων των ρευμάτων στην περιοχή της μελέτης στα δεξιά.	167
5.9 Η επιφάνεια MDT CLS13 (αριστερά) με τη γενική κυκλοφορία και το πεδίο ταχυτήτων των ρευμάτων στην περιοχή της μελέτης στα δεξιά.	168
5.10 Η επιφάνεια DTU10MDT (αριστερά) με τη γενική κυκλοφορία και το πεδίο ταχυτήτων των ρευμάτων στην περιοχή της μελέτης στα δεξιά.	169
5.11 Η γενική κυκλοφορία της Μεσογείου.	164
6.1 Τα υψόμετρα της τελικής επιφάνειας του θαλάσσιου γεωειδούς NTUAMGv1 για τον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο.	174
6.2 Οι διαφορές μεταξύ του νέου τοπικού μοντέλου ΜΣΘ NTUAMSSv1 με το μοντέλο DTU10MSS (αριστερά). Δεξιά, οι διαφορές μεταξύ του νέου τοπικού μοντέλου των υψών του θαλάσσιου γεωειδούς NTUAMGv1 με το μοντέλο EGM2008.	178
6.3 Οι διαφορές μεταξύ του νέου τοπικού μοντέλου NTUAFAAv1 με το μοντέλο DTU10grav (πάνω). Μέσο, οι διαφορές μεταξύ του νέου τοπικού μοντέλου NTUAFAAv1 με το μοντέλο EGM2008. Κάτω, οι διαφορές μεταξύ του νέου τοπικού μοντέλου NTUAFAAv1 με το μοντέλο SSV20.	180
6.4 Τα επίγεια δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση των μοντέλων.	181
6.5 Η τυπική απόκλιση των διαφορών: $\Delta N_{ij}^{GPS} - \Delta N_{ij}^{model}$ στα σημεία των 100 βάθρων με παρατηρήσεις υψομέτρων GPS/levelling, σε σχέση με τα μήκη των 4950 σχηματιζόμενων βάσεων.	184
6.6 Η περιοχή που καλύφθηκε από την αποστολή της από αέρος αλτιμετρίας, με τα 24 σκέλη πτήσης επί των ιχνών των οποίων συλλέχθηκαν παρατηρήσεις ΣΣΘ με το αλτίμετρο LASER.	188
6.7 Οι υπολογιζόμενες διαφορές μεταξύ των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ (ή του γεωειδούς) όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο και των παρατηρούμενων υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER.	189
6.8 Η περιοχή του Ελλαδικού χώρου χωρισμένη σε ζώνες πλάτους 10km.	190
6.9 Οι μέσες τιμές των διαφορών μεταξύ των παρατηρήσεων των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER.	192
6.10 Οι τιμές της τυπικής απόκλισης των διαφορών μεταξύ των παρατηρήσεων των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER.	193

6.11 Τα εύρη διαφορών για κάθε ζώνη μεταξύ των παρατηρήσεων των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER.	194
6.12 Το διάγραμμα ισχύος των πεδίων τιμών ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα των τεσσάρων μοντέλων σε σχέση με τις παρατηρήσεις θαλάσσιας βαρύτητας (πάνω). Κάτω, η συνάφεια (coherency) των μοντέλων σε σχέση με τις παρατηρήσεις θαλάσσιας βαρύτητας.	196
6.13 Οι μέσες τιμές των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο του ερευνητικού πλοίου.	199
6.14 Οι τιμές της τυπικής απόκλισης των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο του ερευνητικού πλοίου.	200
6.15 Τα εύρη διαφορών για κάθε ζώνη μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο του ερευνητικού πλοίου.	200
6.16 Τα σκέλη πτήσεων για τις τρεις ημέρες κατά τις οποίες εκτελέστηκαν παρατηρήσεις βαρύτητας από το βαρυτήμετρο του αεροπλάνου.	202
6.17 Οι μέσες τιμές των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου.	203
6.18 Οι τιμές της τυπικής απόκλισης των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου.	204
6.19 Τα εύρη διαφορών για κάθε ζώνη μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου.	204
6.20 Τα σκέλη των πτήσεων για την δεύτερη ημέρα, κατά την οποία εκτελέστηκαν παρατηρήσεις βαρύτητας από το βαρυτήμετρο του αεροπλάνου.	205
6.21 Τα διάγραμμα ισχύος-μήκους κύματος (πάνω) για τα δεδομένα της καμπάνιας CAATER και για τα αλτιμετρικά μοντέλα SSv20, NTUAFAAv1 και DTU10grav. Κάτω, διάγραμμα συνάφειας- μήκους κύματος των αλτιμετρικών μοντέλων με τις παρατηρήσεις βαρύτητας από το βαρυτήμετρο του αεροπλάνου της καμπάνιας CAATER.	206
6.22 Διάγραμμα συνάφειας-μήκους κύματος των αλτιμετρικών μοντέλων βαρύτητας SSv20, NTUAFAAv1 και DTU10grav σε σχέση με τη βαθυμετρία της περιοχής.	207

Σύμβολα και συντμήσεις

ΕΕΠ	Ελλειψοειδές Εκ Περιστροφής
a	μεγάλος ημιάξονας του ΕΕΠ
b	μικρός ημιάξονας του ΕΕΠ
f	επιπλάτυνση του ΕΕΠ
e	εκκεντρότητα της έλλειψης
φ	γεωγραφικό πλάτος
λ	γεωγραφικό μήκος
g	βαρύτητα
γ	κανονική βαρύτητα
Δg	ανωμαλία βαρύτητας
Dg	σχετικές μεταβολές της επιτάχυνσης
θ	γωνία της απόκλισης της κατακορύφου
ξ	συνιστώσα της γωνίας θ κατά τη διεύθυνση του μεσημβρινού
η	συνιστώσα της γωνίας θ κατά τη διεύθυνση του πρωτεύοντος κύκλου
h	γεωμετρικό υψόμετρο
H	ορθομετρικό υψόμετρο
N	αποχή (υψόμετρο) του γεωειδούς από το ΕΕΠ
G	σταθερά της παγκόσμιας έλξης
V	πραγματικό δυναμικό βαρυτικής έλξης
T	διαταρακτικό δυναμικό της βαρύτητας
W	δυναμικό της βαρύτητας
W_0	τιμή αναφοράς του δυναμικού βαρύτητας ενός παγκόσμιου μοντέλου
∇	τελεστής Laplace
δ_{nm}	συντελεστής Kronecker delta
\bar{P}_{nm}	κανονικοποιημένο πολυώνυμο Legendre
n_{max}	μέγιστος βαθμός ενός αναπτύγματος σφαιρικών αρμονικών
λ	μήκος κύματος
R_{earth}	ακτίνα της σφαιρικής προσέγγισης της Γης
\bar{C}_{nm} & \bar{S}_{nm}	κανονικοποιημένοι αρμονικοί συντελεστές του Stokes
n, m	βαθμός και τάξη συντελεστών σε μοντέλο σφαιρικών αρμονικών
i	επίκλιση της τροχιάς
ω	περίγειο της τροχιάς
T_0	χρόνος διέλευσης από το σημείο ανάδυσης ή το περίγειο
Ω	ορθή αναφορά

r_s	ακτινική απόστασή του από το γεώκεντρο
\bar{n}	μέση γωνιακή ταχύτητα του δορυφόρου
T	περίοδος της τροχιάς
E	έκκεντρη ανωμαλία της τροχιάς
M	ανωμαλία της τροχιάς
p	υδροστατική πίεση
S	αλατότητα
T	θερμοκρασία
ρ	πυκνότητα
u, v, w	συνιστώσες της ταχύτητας θαλάσσιου ρεύματος
ζ	το δυναμικό ύψος της επιφάνειας της θάλασσας
ζ^d	Δυναμική Ωκεάνια Τοπογραφία
ζ^p	Μέση Δυναμική Ωκεάνια Τοπογραφία,

ADT	Absolute Dynamic Topography
Calval	Calibration / Validation
CORSSH	Corrected Sea Surface Height
CTD	Conductivity-Temperature-Depth
DORIS	Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite
DOT	Dynamic Ocean Topography
DT-MSLA	Delayed Time - Maps of Sea Level Anomalies
ERM	Exact Repeat Missions
FFT	Fast Fourier Transform
GDR	Geophysical Data Records
GM	Geodetic Mission
GMT	Generic Mapping Tools
GNSS	Global Navigation Satellite System
GP	Geodetic Phase
GRAVSOFIT	Gravity Software
I-GDR	Interim-Geophysical Data Records
INS	Inertial Navigation System
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
LEO	Low Earth Orbit
LSC	Least Squares Collocation
LVD	Local Vertical Datum
MDT	Mean Dynamic Topography

MSL	Mean Sea Level
MSS	Mean Sea Surface
PRARE	Precise Range And Range-Rate Equipment
RCR	Remove-Compute-Restore
SAR	Synthetic Aperture radar
SGG	Satellite Gravity Gradiometry
SLA	Sea Level Anomaly
SLR	Satellite LASER Ranging
SSH	Sea Surface Height
SST	Sea Surface Temperature
SST-hl	Satellite to Satellite Tracking hi - low mode
SST-ll	Satellite to Satellite Tracking low - low mode
VOS XBTs	Voluntary Observing Ship-eXpandable Bathythermograph
ΑΣΘ	Ανωμαλία στη Στάθμη της Θάλασσας
ΔΩΤ	Δυναμική Ωκεάνια Τοπογραφία
HM	ηλεκτρομαγνητικό
ΜΔΩΤ	Μέση Δυναμική Ωκεάνια Τοπογραφία
ΜΣΘ	Μέση Στάθμη Θάλασσα
ΣΣΘ	Στιγμιαίας Στάθμης της Θάλασσας
ΨΜΒ	Ψηφιακών Μοντέλων Βαθυμετρίας
ΨΜΕ	Ψηφιακών Μοντέλων Εδάφους
DNSC08MSS	Danish National Space Centre 2008 Mean Sea Surface
DTU10grav	Danish Technical University 2010 satellite altimetry gravity
DTU10MDT	Danish Technical University 2010 Mean Dynamic Topography
DTU10MSS	Danish Technical University 2010 Mean Sea Surface
EGM96	Earth Gravitational Model 1996
GGM02C	GRACE Gravity Model
JGM-3	Joint Earth Gravity Model 3
NTUAFAAv1	National Technical University of Athens Free Air gravity Anomalies Version 1
NTUAMGv1	National Technical University of Athens Marine Geoid Version 1
NTUAMSSv1	National Technical University of Athens Mean Sea Surface Version1
PGM2004A	Preliminary Gravitational Model
PREM	Preliminary Reference Earth Model
SSv20	Sandwell and Smith Satellite global Free Air Gravity V20

CNES-CLS09 MDT	Centre National d'Etudes Spatiales - Collecte Localisation Satellites 2009 Mean Dynamic Topography
DNSC08MDT	Danish National Space Centre 2008 Mean Dynamic Topography
MDT_CNES-CLS13	Mean Dynamic Topography estimated by the Centre National d'Etudes Spatiales - Collecte Localisation Satellites 2013
MSprMDT	Mediterranean System physical reanalysis Mean Dynamic Topography
POSnaMDT	POSEIDON non assimilated solutions Mean Dynamic Topography
SMDTMed2014	Synthetic Mean Dynamic Topography for the Mediterranean 2014
MFS-OCM	Mediterranean Forecasting System physical reanalysis Ocean Circulation Model
NEMO	Nucleous for European Modelling of the Ocean
POM	Princeton Ocean Model
POS-POM	POSEIDON Princeton Ocean Model
CHAMP	Challenging Mini-satellite Payload
ENVISAT	Environmental Satellite
ERS-1/2	European Remote Sensing satellite 1/2
GEOSAT	GEOdetic SATellite
GFO	Geosat Follow On
GLAS	Geoscience Laser Altimeter System
GLONASS	GLOBal NAVigation Satellite System
GOCE	Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer
GPS	Global Positioning System
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
ICESat	Ice Cloud and land Elevation Satellite
OSTM	Ocean Surface Topography Mission
SARAL	Satellite with ARGos and ALtika
SEASAT	SEAfaring SATellite
SKYLAB	Sky Laboratory
SWOT	Surface Water Ocean Topography
ALTICORE	ALTImetry for COastal REgions
AVISO	Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data
CLS	Collecte Localisation Satellites
CMEMS	Copernicus Marine and Environment Monitoring Service

CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
COASTALT	Coastal Altimetry community
CODATA	Committee on Data for Science and Technology
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ESEAS	European SEA level Service Research Infrastructure
HEGNET2002	Hellenic GPS Network 2002
HEPOS	HELlenic POSitioning System
HL-NTWC	Hellenic National Tsunami Warning Centre
IAG	International Association of Geodesy
ICGEM	International Centre for Global Earth Models
IERS	International Earth Rotation and Reference Systems Service
IFREMER	Institut Francais de Recherche pour l'Exploitation de la Mer
IGFS	International Gravity Field Service
IGS	International Geoid School
ISRO	Indian Space Research Organization
JPL	Jet Propulsion Laboratory
NASA	National Aeronautic and Space Administration
NGA	National Geospatial intelligence Agency
NGDC	National Geophysical Data Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PISTACH	Processing for Coastal and Hydrology products
PSMSL	Permanent Service for Mean Sea Level
SISMER	Systemes d'Informations Scientifiques pour la Mer
ΓΕ.ΙΝ.	Γεωδυναμικό Ινστιτούτο
ΓΥΣ	Γεωγραφικής Υπηρεσία Στρατού
E.A.A.	Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών
NOANET	National Observatory of Athens Network
ΣΝΔ	Σχολή Ναυτικών Δοκίμων
ΥΥΠΝ	Υδρογραφική Υπηρεσία του Πολεμικού Ναυτικού

Κεφάλαιο 1

Γήινο πεδίο βαρύτητας και γεωειδές

1 Εισαγωγή

Ως βαρύτητα μπορεί να περιγραφεί η ιδιότητα των υλικών σωμάτων να έλκουν άλλα σώματα. Η βαρύτητα είναι η ασθενέστερη από τις τρεις άλλες θεμελιώδεις αλληλεπιδράσεις, την ηλεκτρομαγνητική, την ασθενή πυρηνική και την ισχυρή πυρηνική, που κυριαρχούν στον φυσικό μας κόσμο. Παράλληλα η βαρύτητα, αν και αποτέλεσε την πρώτη παρατηρούμενη από τις παραπάνω αλληλεπιδράσεις, αποτελεί ακόμα και σήμερα ένα μυστήριο με πλήθος θεωριών που προσπαθούν να δώσουν μια ολοκληρωτική θεώρηση της φύσης της. Παρά το γεγονός αυτό, η βαρύτητα εμφανίζεται παντού στο φυσικό κόσμο, από την ελεύθερη πτώση ενός αντικειμένου από το τραπέζι στο πάτωμα, τη ροή του νερού σε ένα υδραυλικό έργο, την δημιουργία των παλιρροιών κάτω από την επίδραση του Ήλιου και της Σελήνης, τη κίνηση των τεχνητών δορυφόρων, έως και σε κοσμικές κλίμακες δημιουργώντας σμήνη γαλαξιών. Το γεγονός αυτό καθιστά τη γνώση της απαραίτητη για ένα πλήθος επιστημών όπως της Κοσμολογίας, της Αστρονομίας και ειδικά των εφαρμοσμένων Γεωεπιστημών της Γεωδαισίας, της Ωκεανογραφίας και της Γεωφυσικής. Επίσης, η βαρύτητα είναι η μόνη από τις αλληλεπιδράσεις που μπορεί να αισθανθεί ο άνθρωπος. Μέσω των αισθήσεων ο άνθρωπος είναι σε θέση να ισορροπήσει, να περπατήσει όρθιος και να αντιληφθεί το χώρο αισθανόμενος την κατακόρυφη θέση. Η αίσθηση αυτή της κατακόρυφου και κατά συνέπεια του προσανατολισμού του στο χώρο γίνεται μέσω της θέσης που λαμβάνει το λεμφικό υγρό μέσα στον λαβύρινθο του αυτιού. Η αίσθηση αυτή, σε συνδυασμό με την πίεση των μυών διαμορφώνουν στον ανθρώπινο εγκέφαλο την αντίληψη της θέσης του σώματος και του βάρους του, την επίδραση δηλαδή της ελκτικής δύναμης της Γης και κατά συνέπεια του γήινου πεδίου βαρύτητας.

Μια σειρά καθημερινών παρατηρήσεων και βασικών γνώσεων φυσικής βοηθά στην αντίληψη του γήινου πεδίου βαρύτητας. Από την καθημερινή εμπειρία είναι γνωστό ότι το νερό ρέει υπό την επίδραση της βαρύτητας από τα μεγαλύτερα προς τα χαμηλότερα υψόμετρα έως ότου συσσωρευτεί σε μια μεγαλύτερη δεξαμενή όπως οι θάλασσες ή οι λίμνες διαμορφώνοντας μια 'ομαλή' υδάτινη επιφάνεια σε 'ισοροπία'. Η επιφάνεια αυτή αντικατοπτρίζει σε μεγάλο βαθμό το σχήμα της Γης, το οποίο ιστορικά και μέσα από την εξέλιξη της επιστήμης πέρασε από τη θεώρηση του επίπεδου κόσμου στην μορφή της σφαίρας, της έλλειψης και τέλος σε αυτή του γεωειδούς που η ετυμολογία της σημαίνει η επιφάνεια που είναι σαν τη Γη. Ένας πολύ διαδεδομένος ορισμός του γεωειδούς το προσδιορίζει ως την ισοδυναμική επιφάνεια του γήινου πεδίου βαρύτητας που προσεγγίζει περισσότερο τη Μέση Στάθμη Θάλασσας (ΜΣΘ) όπως αυτή θα εκτεινόταν και κάτω από τις ηπείρους αφού πρώτα έχουν προσδιοριστεί και απαλείφει όλα τα δυναμικά φαινόμενα όπως οι επιδράσεις των παλιρροιών, των

θαλασσίων ρευμάτων και των μεταβολών της πυκνότητας και αλμυρότητας του θαλάσσιου νερού (Βέης, 1992). Εναλλακτικά, το γεωειδές μπορεί να οριστεί ως η ισοδυναμική επιφάνεια του γήινου πεδίου βαρύτητας η οποία ταυτίζεται με την επιφάνεια μιας ιδεατής 'ομογενοποιημένης' θάλασσας (σταθερή θερμοκρασία, πυκνότητα και αλατότητα) η οποία βρίσκεται σε κατάσταση ηρεμίας και δεν επιδρά καμία δύναμη σε αυτή πέρα από τη βαρύτητα της Γης. Τέλος, από θεμελιώδεις γνώσεις της Φυσικής επιστήμης προκύπτει ότι η ένταση, η μορφή και οι διαχρονικές μεταβολές του βαρυτικού πεδίου ενός σώματος σχετίζονται με την πυκνότητα, το σχήμα και τη μεταβολή της θέσης των στοιχειωδών μαζών που απαρτίζουν το σώμα αυτό.

Ως προς τον κλάδο της Γεωδαισίας, η οποία ασχολείται με τον προσδιορισμό του μεγέθους και του σχήματος της Γης και τον προσδιορισμό σημείων ενδιαφέροντος στις τέσσερις διαστάσεις (στο χώρο και διαχρονικές μεταβολές), η γνώση του γεωειδούς, και κατά επέκταση της βαρύτητας, είναι απαραίτητη για ένα πλήθος απλών έως και ιδιαίτερα εξειδικευμένων εργασιών της. Έτσι, είναι έμμεσα παρατηρούμενη κατά τον προσανατολισμό ενός γεωδαιτικού σταθμού μέσω του προσδιορισμού της κατακορύφου, στην υψομετρική μελέτη και στην εκτέλεση κατασκευαστικών έργων μεγάλης κλίμακας, στην αποτύπωση των βαθών σε μια υδρογράφηση, αλλά και άμεσα ερευνούμενη σε πιο εξειδικευμένες εργασίες όπως την υψομετρική σύνδεση ηπειρωτικών και νησιωτικών τμημάτων, στον προσδιορισμό του γεωειδούς και στην υλοποίηση ενός γεωδαιτικού datum.

Από αυτές τις απλές διατυπώσεις προκύπτουν μια σειρά από θεμελιώδεις συσχετίσεις όπως:

- Η μεταβολή του γήινου πεδίου βαρύτητας σε σχέση με τις μάζες διαφορετικού σχήματος και πυκνότητας που απαρτίζουν το γήινο σώμα.
- Η σύνδεση των υψομέτρων και της κατακορύφου με το γήινο πεδίο βαρύτητας και με το διάνυσμα της έντασης της βαρύτητας.
- Τα δυναμικά φαινόμενα που διαμορφώνουν τη διαφορά μεταξύ της πραγματικής επιφάνειας της θάλασσας σε σχέση με την ιδεατή 'ομογενοποιημένη' θάλασσα σε κατάσταση ηρεμίας η οποία ταυτίζεται με το θαλάσσιο γεωειδές.

η μελέτη των οποίων είναι απαραίτητη για την κατανόηση του γήινου πεδίου βαρύτητας και του γεωειδούς από Γεωδαιτική σκοπιά.

1.1 Δομή της Γης ως γεννήτρια του Γήινου πεδίου βαρύτητας

Η Γη αποτελεί ένα ουράνιο σώμα ηλικίας περίπου 4.5 δισεκατομμυρίων ετών, σχεδόν ελλειψοειδούς σχήματος, ανομοιογενούς δομής της μάζας του, περιστρεφόμενο περί τον άξονά του, έχοντας ως δορυφόρο ένα άλλο ουράνιο σώμα, τη Σελήνη, με την οποία περιστρέφονται ως κοινό σύστημα γύρω από τον Ήλιο. Αν αγνοήσουμε την επίδραση της βαρυτικής έλξης της Σελήνης και του Ήλιου, το πεδίο βαρύτητας της Γης οφείλεται καθαρά

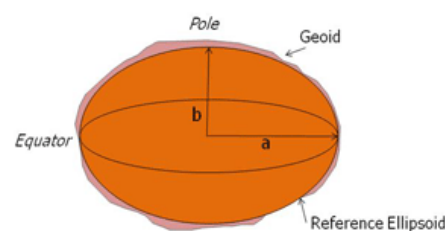
στη δομή της και στην περιστροφή της. Το σχήμα της Γης μπορεί να προσεγγιστεί μαθηματικά με ικανοποιητική ακρίβεια από ένα ελλειψοειδές εκ περιστροφής (ΕΕΠ) ή απλά ελλειψοειδές, με έναν μεγάλο ημιάξονα a και έναν μικρό ημιάξονα b (πιν.1.1, εικ.1.1). Το ελλειψοειδές είναι πεπλατυσμένο στα σημεία τομής του με τον μικρό ημιάξονα b , που ταυτίζονται με τους πόλους της Γης, και η επιπλάτυνση του ελλειψοειδούς εκφράζεται από τη σχέση:

$$f = \frac{a-b}{a} \quad (1.1)$$

Ο μικρός ημιάξονας b αντιστοιχεί στον άξονα της Γήινης περιστροφής, της οποίας η περίοδος T αποτελεί ένα ακόμα στοιχείο του μαθηματικού μοντέλου του ελλειψοειδούς εκ περιστροφής το οποίο έρχεται να συμπληρωθεί πολλές φορές και από επιπλέον στοιχεία όπως στοιχεία του γεωδυναμικού μοντέλου της Γης.

ελλειψοειδές	a (m)	b (m)	f
Airy 1830	6377563.4	6356256.9	0.003340853
Clarke 1866	6378206.4	6356583.8	0.003390075
Bessel 1841	6377397.155	6356078.965	0.003342773
International 1924	6378388.0	6356911.9	0.003367011
Krasovsky 1940	6378245.0	6356863.0	0.003352333
GRS 1980	6378137.0	6356752.3141	0.003352811
WGS 1984	6378137.0	6356752.3142	0.003352811
Topex Poseidon	6378136.3	6356751.6006	0.0033528132

Πίν.1.1 Χαρακτηριστικές τιμές βασικότερων ΕΕΠ

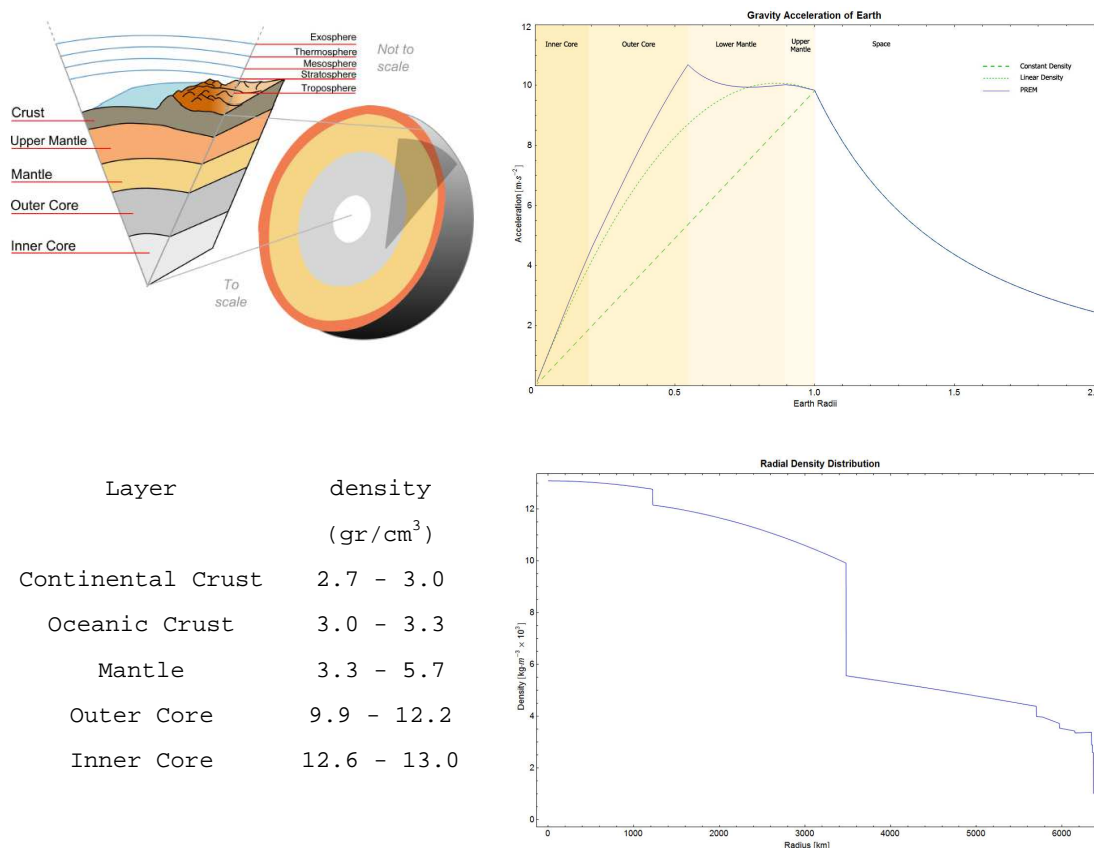


Εικ.1.1 Σχηματική αναπαράσταση ενός ΕΕΠ

Η συνολική μάζα της Γης προέρχεται από τα τμήματα εκείνα που συμμετέχουν στην περιστροφή της, δηλαδή το καθαρά γήινο σώμα, την υδρόσφαιρα και την ατμόσφαιρα. Οι μάζες αυτές, οι διαφορές στην πυκνότητά τους και στην κατανομή τους διαμορφώνουν το Γήινο πεδίο βαρύτητας. Η ατμόσφαιρα ως ένα σώμα πολύ μικρής πυκνότητας και σχετικά ομοιογενούς στρωματοποίησης, αν και όχι αμελητέας έκτασης, συμμετέχει σε απειροελάχιστο βαθμό στη διαμόρφωση του Γήινου πεδίου έλξης. Η υδρόσφαιρα, και κατά βάση οι Ωκεανοί που αποτελούν το μεγαλύτερο τμήμα της, χαρακτηρίζονται και αυτοί από σχετική ομοιογένεια με πολύ μικρές μεταβολές στην πυκνότητά τους, επηρεάζοντας σε μεγαλύτερο βαθμό από την ατμόσφαιρα τη διαμόρφωση του Γήινου πεδίου έλξης αλλά και πάλι δεν αποτελεί τον κύριο παράγοντα σχηματοποίησής του. Αναλυτικά, η μάζα της Γης υπολογίζεται σε συνολικά 5.9742×10^{24} kg, της υδρόσφαιρας σε 1.4×10^{21} kg, από τα οποία ένα μικρό ποσοστό (20×10^{15} kg ή 0.0014%) βρίσκεται σε μορφή υδρατμών στην ατμόσφαιρα της οποίας η συνολική μάζα είναι 5.3×10^{18} kg. Έτσι, αυτό που διαμορφώνει κατά κύριο λόγο το Γήινο πεδίο έλξης είναι το καθαρά Γήινο σώμα και η ιδιαίτερη δομή του,

καθώς είναι βαρύτερο κατά τρεις τάξεις μεγέθους από το σύνολο των άλλων δύο τμημάτων του πλανήτη.

Το Γήινο σώμα, ή αλλιώς Γη από εδώ και πέρα, μπορεί να παρατηρηθεί με επιστημονικές μεθόδους μέσω της τοπογραφίας των υψομέτρων, της υδρογραφίας των βαθών, τις μεταβολές στην ταχύτητα και στη διεύθυνση των σεισμικών κυμάτων, τις μεταβολές του βαρυτικού και του μαγνητικού πεδίου. Η δομή της Γης μπορεί να αναλυθεί σε τρία κύρια επίπεδα στρωματοποιημένα από την επιφάνεια έως το κέντρο της (εικ.1.2).



Εικ.1.2 Αριστερά, συνοπτική δομή της Γης με τις αντίστοιχες πυκνότητες κατά στρώμα. Δεξιά, η δομή της Γης κατά το μοντέλο Preliminary Reference Earth Model (PREM) (A.Dziewonski & D.Anderson, 1981) ως προς τη μεταβολή της επιτάχυνσης της βαρύτητας (πάνω) και της πυκνότητας σε συνάρτηση με το βάθος.

http://en.wikipedia.org/wiki/Structure_of_the_Earth

1.2 Ανάπτυξη του γήινου δυναμικού σε σφαιρικές αρμονικές

Οι Γήινες μάζες, όσο και η υδρόσφαιρα και η ατμόσφαιρα, δεν είναι στατικές στο χώρο και στο χρόνο αλλά έχουν μεταβολές (πχ, στη στάθμη της θάλασσας, της ατμοσφαιρικής πίεσης, κινήσεις μάγματος) οι οποίες πολλές φορές παρουσιάζουν συστηματική περιοδικότητα αλλά και σταθερότητα ως προς την έντασή τους (όπως η θαλάσσια παλίρροια). Οι μεταβολές αυτές των μαζών αντιστοιχούν σε εξαιρετικά μικρές αλλά υπαρκτές διακυμάνσεις στο Γήινο πεδίο έλξης οι οποίες μάλιστα σε κάποιες περιπτώσεις είναι και παρατηρήσιμες ειδικά σε ότι αφορά

έντονες μεταβολές στην υδρόσφαιρα και στα ανώτερα τμήματα του καθαρά γήινου σώματος (Dickey et al., 1999; Marotta, 2002). Κατά αυτό τον τρόπο το γήινο πεδίο βαρύτητας μπορεί να διαχωριστεί για μια μεγάλη χρονική περίοδο σε ένα στατικό μέρος και σε ένα μεταβαλλόμενο.

Από το Νόμο της παγκόσμιας έλξης ή το Νόμο της βαρύτητας του Νεύτωνα η ελκτική δύναμη μεταξύ δύο στοιχειωδών σωμάτων μάζας m_1 και m_2 που χωρίζονται από απόσταση L μεταξύ τους είναι ανάλογη του γινομένου των μαζών και αντιστρόφως ανάλογη του τετραγώνου της μεταξύ τους απόστασης:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{L^2} \quad (1.2)$$

όπου G είναι μια εμπειρική φυσική σταθερά η αποκαλούμενη Σταθερά της Παγκόσμιας Έλξης εμφανιζόμενη για πρώτη φορά στο Νόμο της βαρύτητας του Νεύτωνα αλλά και στη σύγχρονη αντίληψη της ύλης και του χωροχρόνου όπως εκφράστηκε μέσα από τη γενική θεωρία της σχετικότητας του Einstein. Η ελκτική δύναμη μεταξύ των δύο σωμάτων συνιστά τη βαρυτική δύναμη ως αποτέλεσμα του βαρυτικού πεδίου έλξης που αναπτύσσει οποιαδήποτε μάζα και γίνεται εμφανής κατά την αλληλεπίδραση δύο μαζών. Η τιμή του G μετρήθηκε για πρώτη φορά από τον Άγγλο φυσικό και χημικό Henry Cavendish το 1789 χρησιμοποιώντας μια μετρητική διάταξη γνωστή ως ζυγός στρέψης ή στροφικό εκκρεμές (Luther and Towler, 1982). Ο ακριβής προσδιορισμός του G είναι καίριας σημασίας για τις Φυσικές Επιστήμες και ιδιαίτερα για τις Γεωεπιστήμες της Γεωδαισίας, της Γεωφυσικής και της Ωκεανογραφίας καθώς είναι άμεσα συνδεδεμένος με τον προσδιορισμό της Γήινης δομής, της μάζας και της πυκνότητάς της. Παρόλα αυτά η Σταθερά της Παγκόσμιας Έλξης είναι πιθανώς η φυσική σταθερά με τη μεγαλύτερη δυσκολία στον ακριβή προσδιορισμό της τιμής της (Gillies, 1997), λαμβάνοντας συνεχείς αναθεωρήσεις ως προς την τιμή της, ενώ εκφράζονται και επιχειρήματα τόσο ως προς τη μεταβολή της στο χρόνο (V.Flandern, 1978 & 1981), όσο και ως προς τη τιμή της. Διάφοροι διεθνείς οργανισμοί δίνουν διαφορετικές τιμές της όπως για παράδειγμα η Επιτροπή Δεδομένων για την Επιστήμη και την Τεχνολογία (Committee on Data for Science and Technology, CODATA) την αποδίδει ίση με $6.67428 (\pm 0.00067) \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{sec}^{-2}$, η NASA (National Aeronautic and Space Administration) χρησιμοποιεί μια διαφορετική τιμή που είναι $G = 6.67259 (\pm 0.00030) \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{sec}^{-2}$ (Jet Propulsion Laboratory / JPL, 2009)¹. Αυτό που μπορεί να μετρηθεί με μεγαλύτερη ακρίβεια μέσω των σύγχρονων δορυφορικών αποστολών είναι το γινόμενο $G \cdot M$ για το οποίο η Διεθνής Υπηρεσία Περιστροφής της Γης και Συστημάτων Αναφοράς (International Earth Rotation and Reference Systems Service, IERS) το προσδιορίζει για όλο το Γήινο πλανήτη ίσο με $GM = 3.986004418 \cdot 10^{14} \text{ m}^3 \text{sec}^{-2}$ με αβεβαιότητα $8 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$ ενώ καθαρά για τη βαρυτική σταθερά αποδίδει την τιμή $6.67428 (\pm 0.00067) \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{sec}^{-2}$ (IERS, 2010)².

¹ "Astrodynamical Constants". NASA/JPL (2009), <http://ssd.jpl.nasa.gov/?constants>

² IERS Technical Note No.36, IERS Conventions (2010)

Το Γήινο ελκτικό δυναμικό που ικανοποιεί την εξίσωση Laplace μπορεί να δοθεί σε σφαιρικές αρμονικές μέσα από τη χρήση των κανονικοποιημένων συναρτήσεων και πολυωνύμων Legendre \bar{P}_{nm} (Moritz, 1980):

$$V(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a_e}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (1.3)$$

όπου a_e η ακτίνα της Γης στον ισημερινό, \bar{C}_{nm} και \bar{S}_{nm} οι κανονικοποιημένοι αρμονικοί συντελεστές του Stokes οι οποίοι δίνονται από τη γενική σχέση:

$$\bar{C}_{nm} = \frac{1}{\Pi_{nm}} C_{nm} \quad , \quad \bar{S}_{nm} = \frac{1}{\Pi_{nm}} S_{nm}$$

όπου ο όρος Π_{nm} είναι: (1.4)

$$\Pi_{nm} = \sqrt{(2 - \delta_{nm}) \frac{(2n+1)(n-m)!}{(n+m)!}}$$

όπου δ_{nm} είναι ο συντελεστής Kronecker delta ο οποίος λαμβάνει τιμή 1 για $n=m$, και 0 για $n \neq m$,

και όπου \bar{P}_{nm} το κανονικοποιημένο πολυώνυμο Legendre:

$$\bar{P}_{nm} = \Pi_{nm} P_{nm} \quad (1.5)$$

Η δυνατότητα περιγραφής του γήινου ελκτικού δυναμικού V με ανάπτυγμα σφαιρικών αρμονικών έγκειται στον προσδιορισμό των κατάλληλων τιμών για τους αρμονικούς συντελεστές του Stokes. Καθώς οι συντελεστές αυτοί είναι συναρτήσεις της άγνωστης κατανομής των στοιχειωδών γήινων μαζών, είναι αδύνατος ο άμεσος αναλυτικός προσδιορισμός τους. Επομένως, θα πρέπει να υπολογιστούν με έμμεσο τρόπο από φυσικές παρατηρήσεις, όπως τιμών της βαρύτητας, υψών του γεωειδούς, αποκλίσεων της κατακορύφου στην γήινη επιφάνεια και διακυμάνσεων των τροχιών τεχνητών δορυφόρων που οφείλονται στο γήινο πεδίο βαρύτητας στο ύψος της τροχιάς.

1.2.1 Μέγιστος Βαθμός n_{max} και διακριτική ικανότητα μοντέλων σφαιρικών αρμονικών

Όπως γίνεται φανερό από τη σχ.1.3 ισχύει ότι η τάξη m του αναπτύγματος περιορίζεται μέχρι το βαθμό n του αναπτύγματος, δηλαδή $0 \leq m \leq n$. Ο μέγιστος ικανός βαθμός, n_{max} ενός μοντέλου του γήινου δυναμικού σε ανάπτυγμα σφαιρικών αρμονικών, εξαρτάται από μια σειρά παραγόντων που επηρεάζουν τον υπολογισμό των αρμονικών συντελεστών. Πολλές φυσικές ιδιότητες, που επηρεάζουν το πεδίο βαρύτητας της Γης, εξαρτώνται από το βαθμό

και όχι την τάξη του αναπτύγματος σφαιρικών αρμονικών. Καθώς οι σφαιρικές αρμονικές είναι συναρτήσεις σε δισδιάστατη επιφάνεια που απεικονίζουν ισοτροπικά φαινόμενα τα οποία εξαρτώνται από την απόσταση και όχι τον προσανατολισμό των σημείων ενδιαφέροντος, έχει επικρατήσει η διακριτική ικανότητα ενός μοντέλου, από ανάπτυγμα σφαιρικών αρμονικών του γήινου δυναμικού, να ορίζεται με το λεγόμενο ελάχιστο μήκος κύματος λ . Λαμβάνοντας υπόψη ότι οι σφαιρικές επιφανειακές συναρτήσεις έχουν n μηδενικές τιμές στο διάστημα $[0, \pi]$, το ελάχιστο μήκος κύματος λ (σε χιλιόμετρα) για $n = n_{max}$ δίνεται από τη σχέση:

$$\lambda = \frac{2\pi R_{earth}}{n_{max}} \approx \frac{40000}{n_{max}} \quad (1.6)$$

όπου R_{earth} η ακτίνα της σφαιρικής προσέγγισης της Γης. Για τον υπολογισμό της σχ.1.6 κατά τη διεύθυνση Βορρά-Νότου και Ανατολής-Δύσης ισχύει αντίστοιχα:

$$\lambda_{N-S} = \frac{2\pi R_{earth}}{n_{max} - m} \approx \frac{40000}{n_{max} - m}$$

$$\lambda_{E-W} = \frac{2\pi R_{earth}}{m} \approx \frac{40000}{m} \quad (1.7)$$

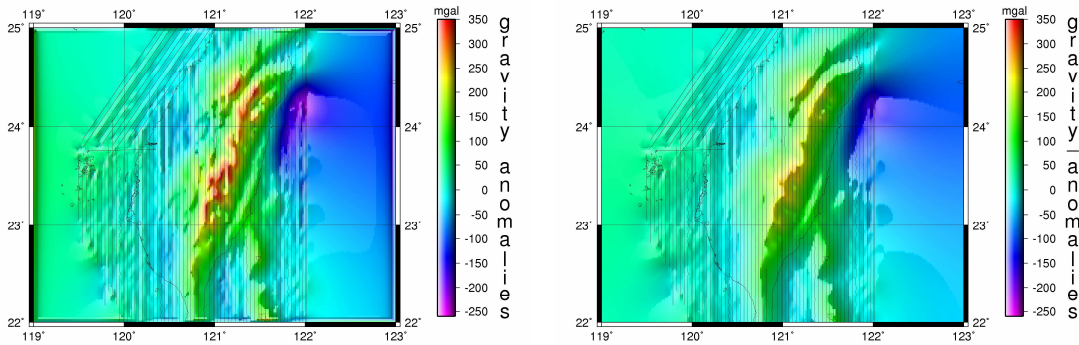
Ουσιαστικά, το ελάχιστο μήκος κύματος λ αντιστοιχεί στο μικρότερο δυνατό μήκος ενός χαρακτηριστικού της γήινης επιφάνειας, που μπορεί να αποδοθεί από ένα μοντέλο αναπτύγματος σφαιρικών αρμονικών του γήινου δυναμικού αναπτυγμένου στο μέγιστο βαθμό του n_{max} . Η θεώρηση σε μήκη κύματος των χαρακτηριστικών ενός μοντέλου σφαιρικών αρμονικών είναι άμεσα συνυφασμένη με την φασματική προσέγγιση του γήινου δυναμικού (πχ.μέσω των σειρών Fourier).

Αξίζει να σημειωθεί ότι τα χαρακτηριστικά του γήινου πεδίου βαρύτητας που παρατηρούνται στην επιφάνεια της Γης εξασθενούν καθώς το ύψος από αυτήν αυξάνει. Συγκεκριμένα, αν ακολουθηθεί μια κυματική θεώρηση του γήινου πεδίου βαρύτητας, ένα διακριτό σήμα βαρύτητας, το οποίο παράγεται πχ. από μια συγκεκριμένη στοιχειώδη μάζα στην επιφάνεια του πλανήτη, εξασθενεί σε ένταση όσο αυξάνει η απόσταση R από τη γεννήτρια μάζα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να υπάρχει μια κρίσιμη απόσταση R_{max} πέρα από την οποία το συγκεκριμένο σήμα έχει εξασθενήσει σε βαθμό τέτοιο ώστε να μην είναι διακριτό από κάποιο όργανο ή μεθοδολογία παρατήρησής του. Το παραπάνω έχει ως αποτέλεσμα οι διακυμάνσεις του πεδίου βαρύτητας οι οποίες παρατηρούνται στην γήινη επιφάνεια να εξομαλύνονται δραματικά με το ύψος (εικ.1.3). Το παραπάνω οριακό σημείο έχει αποδοθεί με τον όρο 'τείχος της βαρύτητας' – 'gravity wall' (Rummel, 2002). Το μέσο μέγεθος του σήματος, ανά βαθμό l αναπτύγματος μιας συνιστώσας ενός μοντέλου σφαιρικών αρμονικών, μπορεί να

εκφραστεί από τον λεγόμενο κανόνα του Kaula (Kaula's rule of thumb) με την παρακάτω σχέση:

$$\frac{\sigma_l}{\sqrt{2l+1}} \approx \frac{10^{-5}}{l^2} \quad (1.8)$$

όπου σ_l η τετραγωνική ρίζα της διακύμανσης του σήματος (square root of the signal degree variance). Καθώς η συνεισφορά του κύριου όρου, δηλαδή της σφαιρικής Γης, είναι 1 και αυτή της επιπλάτυσης της Γης είναι της τάξης του 10^{-3} , συνάγεται ότι όλες οι άλλες αποκλίσεις του πραγματικού πεδίου από αυτό ενός ελλειψοειδούς μοντέλου είναι της τάξης 10^{-5} και μικρότερες.



Εικ.1.3 Αριστερά, οι ανωμαλίες βαρύτητας στην επιφάνεια της Γης και, (δεξιά), σε ύψος 5000 m από την επιφάνεια της θάλασσας. Γίνεται άμεσα φανερή η εξομάλυνση του πεδίου τιμών κατά την οποία υπάρχει απώλεια σήματος στα μικρά μήκη κύματος. (Hájková et al, 2010)

Από τη σχ.1.6 και τη σχ.1.8 εύκολα συνάγεται ότι η συνεισφορά στο σήμα ενός χαρακτηριστικού με μήκος κύματος της τάξης των 200km είναι της τάξης μεγέθους 10^{-9} . Από την αρχική αυτή παρατήρηση είναι φανερό ότι είναι δύσκολη η διακριτοποίηση χαρακτηριστικών μικρού εύρους μέσα από τους κύριους όρους του πεδίου. Αυτό γίνεται, όπως παρουσιάστηκε παραπάνω, ακόμα δυσκολότερο με την αύξηση του ύψους από την επιφάνεια της Γης φτάνοντας σε ένα οριακό σημείο εξασθένησης στο ύψος της τροχιάς ενός δορυφόρου πέρα από το οποίο είναι αδύνατη η διακριτοποίηση. Εάν R είναι η μέση ακτίνα της Γης και h το ύψος της τροχιάς ενός δορυφόρου, τότε το μέγεθος του σήματος σε αυτό το ύψος δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{\sigma_l(h)}{\sqrt{2l+1}} \approx \left(\frac{R}{R+h} \right)^{l+1} \cdot \frac{10^{-5}}{l^2} \quad (1.9)$$

Ο παράγοντας εξασθένησης μειώνεται κατά πολύ με την αύξηση του ύψους και σε δραματικό βαθμό με την αύξηση του βαθμού ενός μοντέλου (ή κατά αντιστοιχία με την ελάττωση της χωρικής διακριτικής ικανότητας). Έτσι, για το παραπάνω παράδειγμα, ο παράγοντας εξασθένησης είναι της τάξης του $4.5 \cdot 10^{-2}$ για ένα ύψος 200 km, ενώ γίνεται της τάξης του

$1.0 \cdot 10^{-3}$ για ένα ύψος 450 km, δηλαδή περίπου 45 φορές μικρότερος για έναν περίπου διπλασιασμό του ύψους.

1.2.2 Κατηγορίες μοντέλων σφαιρικών αρμονικών

Εφόσον ένα μοντέλο σφαιρικών αρμονικών του γήινου πεδίου βαρύτητας προέρχεται από ένα σύνολο παρατηρούμενης ή παρατηρούμενων φυσικών παραμέτρων, κύριος παράγοντας είναι το είδος της παραμέτρου και το πλήθος των παρατηρήσεων. Έτσι για δορυφορικές παρατηρήσεις ανωμαλιών τροχιάς ή βαθμιδομετρίας κύριοι παράγοντες είναι το ύψος της δορυφορικής τροχιάς και η κατανομή των τροχιών γύρω από τη Γη. Αντίστοιχα, αν στο μοντέλο εισέρχονται παρατηρήσεις υψών θαλάσσιας στάθμης από δορυφόρους με αλτίμετρα ραντάρ (δορυφορική αλτιμετρία), σημαντικοί παράγοντες είναι η πυκνότητα των δορυφορικών τροχιών και η δυνατότητα μοντελοποίησης και μετάπτωσης από τα στιγμιαία ύψη της θάλασσας σε αυτά του γεωειδούς. Τέλος, αν στο μοντέλο ενσωματώνονται επιφανειακές (επίγειες, θαλάσσιες ή από αέρος) παρατηρήσεις βαρύτητας, έμμεσων υψών του γεωειδούς (γεωμετρικά υψόμετρα Global Positioning System / GPS και ορθομετρικά υψόμετρα) και αποκλίσεων της κατακορύφου, σημαντικό ρόλο παίζει η ομοιόμορφη κατανομή και ενιαία πυκνότητα αυτών.

Αναλυτικά, αν και τα μικρά μήκη κύματος είναι αδύνατο να διακριτοποιηθούν από την παρακολούθηση των διακυμάνσεων των τροχιών τεχνητών δορυφόρων, τα μεγάλα μήκη κύματος της τάξης των μερικών χιλιάδων χιλιομέτρων μπορούν να υπολογιστούν με εξαιρετικά υψηλή ακρίβεια από πλήθος δορυφορικών αποστολών. Οι κυριότερες ιδιότητες που διαφοροποιούν κάθε αποστολή, ως προς τη συνεισφορά καθεμίας στον προσδιορισμό του γήινου πεδίου βαρύτητας, είναι το ύψος της τροχιάς κάθε δορυφόρου, η τροχιακή κλίση και η χαρακτηριστική ακρίβεια των μετρήσεων κάθε αποστολής. Έτσι, μέχρι σήμερα υπάρχει ένα πλήθος δορυφορικών αποστολών αφιερωμένων στη μελέτη του Γήινου πεδίου βαρύτητας (Challenging Minisatellite Payload / CHAMP, Gravity Recovery and Climate Experiment / GRACE, GOCE / Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) οι οποίες συνεισφέρουν διαχρονικά στη συνεχή βελτίωση της γνώσης της. Η ακρίβεια αυτή έχει φτάσει κοντά στο όριο του τείχους της βαρύτητας με την τελευταία δορυφορική αποστολή βαθμιδομετρίας GOCE. Οι στόχοι της παραπάνω αποστολής, ο δορυφόρος της οποίας κινείται σε εξαιρετικά μικρό τροχιακό ύψος (263 km), έχουν οριστεί σε μια μέγιστη διακριτική ικανότητα της τάξης των 100 km και ακρίβειας των 2.5mm για τα ύψη του γεωειδούς και 0.08 mGal^3 ως προς τη βαρύτητα.

Ως προς τα τμήματα του γήινου πεδίου βαρύτητας που αντιστοιχούν σε χαρακτηριστικά μεσαίου και μικρού μήκους κύματος (έως μερικά χιλιόμετρα), αυτά καθορίζονται από το

³ Το gal, ή αλλιώς galileo (προς τιμή του Γαλιλαίου), είναι η μονάδα μέτρησης της επιτάχυνσης της βαρύτητας που χρησιμοποιείται στις γεωεπιστήμες και ειδικά στη Φυσική Γεωδαισία. $1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ και $1 \text{ mGal} = 1 \text{ gal} \cdot 10^{-3}$.

συνδυασμό των δορυφορικών τροχιακών δεδομένων με ετερογενή σύνολα επίγειων παρατηρήσεων στις ηπειρωτικές και θαλάσσιες περιοχές και ανωμαλίες βαρύτητας από δορυφορική αλτιμετρία.

Έτσι, τα μοντέλα σφαιρικών αρμονικών του γήινου πεδίου βαρύτητας μπορούν να διαχωριστούν σε τρεις κύριες κατηγορίες (πιν.1.2):

- Μοντέλα δορυφορικών-μόνο μετρήσεων (Satellite-only models). Ιστορικά, αυτά τα μοντέλα, τα οποία προέρχονταν αποκλειστικά από την ανάλυση της τροχιάς των τεχνητών δορυφόρων και την επεξεργασία των διαθέσιμων γεωδαιτικών μετρήσεων τους, είχαν περιορισμένη ακρίβεια, εξαιτίας της αντικειμενικής δυσκολίας που εντοπιζόταν στο συνδυασμό διαφορετικών παραγόντων, όπως: η εξασθένηση του βαρυτικού πεδίου ως συνάρτηση του ύψους της τροχιάς, η αδυναμία συνεχούς παρακολούθησης (tracking, ranging) της πλήρους τροχιάς των δορυφόρων από επίγειους σταθμούς, η ανακρίβειες μοντελοποίησης και απαλοιφής διαταραχών της τροχιάς μη οφειλόμενων στη γήινη βαρύτητα (ατμοσφαιρική τριβή, ηλιακός άνεμος, βαρυτικό πεδίο άλλων ουράνιων σωμάτων) και ο περιορισμένος αριθμός δορυφόρων με ποικιλία τροχιακών χαρακτηριστικών ικανός να προσδώσει ικανοποιητική ανάλυση. Μετά την εισαγωγή των νέων δορυφόρων CHAMP, GRACE και GOCE οι παραπάνω αδυναμίες έχουν εκλείψει σε μεγάλο βαθμό, πέρα της ανυπέρβλητης εξασθένησης του πεδίου συναρτήσει του ύψους. Οι δορυφόροι αυτοί βασίζονται στην τεχνική της δορυφορικής βαθμιδομετρίας (satellite gradiometry) όπου μέσω μετρήσεων των δευτέρων παραγώγων (βαθμίδων) του δυναμικού έλξης της γήινης βαρύτητας και ειδικής επεξεργασίας υπολογίζονται ανωμαλίες βαρύτητας. Τα τελευταία αυτά μοντέλα έχουν φτάσει σε βαθμό ανάπτυξης 240 (Pail et al, 2011) με εξαιρετικά υψηλή ακρίβεια.
- Μοντέλα συνδυασμένου τύπου παρατηρήσεων (Combined models). Τα μοντέλα αυτά, όπως αναφέρεται και στον τίτλο τους, προέρχονται από ένα βέλτιστο συνδυασμό δορυφορικών δεδομένων, επίγειων, θαλάσσιων και από αέρος παρατηρήσεων της βαρύτητας και από θαλάσσιες ανωμαλίες βαρύτητας, προερχόμενες από δεδομένα δορυφορικής αλτιμετρίας. Η βασική τους μεθοδολογία ανάπτυξης βασίζεται σε μια διαδικασία βελτιστοποίησης κατά την οποία η κάθε πηγή παρατηρήσεων συνεισφέρει με διαφορετικό τρόπο στον προσδιορισμό διαφορετικών μηκών κύματος. Από τη μια, τα δορυφορικά τροχιακά δεδομένα συνεισφέρουν στον βέλτιστο προσδιορισμό των αρμονικών συντελεστών χαμηλού βαθμού και τάξης ενώ από την άλλη, τα επίγεια δεδομένα αποσκοπούν στον προσδιορισμό των συντελεστών υψηλού βαθμού και τάξης ώστε το τελικό μοντέλο να πετύχει υψηλό βαθμό αναπτύγματος σε σφαιρικές αρμονικές. Τα δεδομένα της δορυφορικής αλτιμετρίας σε αυτό τον συνδυασμό, αν και συνεισφέρουν στο μεγαλύτερο εύρος μηκών κύματος, είναι διαθέσιμα μόνο για τις θαλάσσιες περιοχές και χρειάζονται προσεκτική επεξεργασία ειδικά ως προς την αφαίρεση των δυναμικών συνιστωσών

των θαλάσσιων διακυμάνσεων. Τα μοντέλα αυτά αντιμετωπίζουν τους ίδιους περιορισμούς με τα μοντέλα δορυφορικών μόνο παρατηρήσεων ως προς την ακρίβεια προσδιορισμού των χαμηλών συχνοτήτων. Επίσης, τοπικά μπορεί να δημιουργούν σφάλματα στον προσδιορισμό των αρμονικών συντελεστών, καθώς η περιορισμένη χωρική κάλυψη, η κακή ποιότητα των πρόσθετων παρατηρήσεων και τοπικά προβλήματα όπως ελλιπής ή προβληματική υλοποίηση τοπικών υψομετρικών συστημάτων αναφοράς, μπορούν να προκαλέσουν σφάλματα μεγάλου μήκους κύματος. Προκειμένου να μειωθεί η πιθανότητα εισαγωγής τέτοιων σφαλμάτων στον προσδιορισμό των συντελεστών του μοντέλου των σφαιρικών αρμονικών, εφαρμόζονται διάφορες τεχνικές όπως η χρήση προσαρμοσμένων υπερπερατών φίλτρων κατά τις οποίες αξιοποιείται το μέρος των υψηλών συχνοτήτων, ή αλλιώς των χαμηλών μηκών κύματος, που περιέχεται στα επίγεια δεδομένα.

- Προσαρμοσμένα μοντέλα υψηλής διακριτικότητας (high resolution tailored models). Τα μοντέλα αυτά αποτελούν προσαρμογή των δυο παραπάνω τύπων μοντέλων τα οποία συνήθως επεκτείνουν το μέγιστο βαθμό τους με την εισαγωγή επιπλέον επίγειων δεδομένων βαρύτητας και δορυφορικής αλτιμετρίας που δεν είχαν ενσωματωθεί στις προηγούμενες υλοποιήσεις. Η εισαγωγή αυτή επιτυγχάνεται πραγματοποιώντας κατάλληλες διορθώσεις στους υπάρχοντες συντελεστές του βασικού μοντέλου σφαιρικών αρμονικών σε αντίθεση με την απευθείας ενσωμάτωση τους στο σύστημα των κανονικών εξισώσεων που θα οδηγούσε σε νέα λύση συνδυασμού. Τα προσαρμοσμένα μοντέλα συνήθως συμπεριφέρονται ικανοποιητικά μόνο στην περιοχή για την οποία πραγματοποιήθηκε η προσαρμογή και θα πρέπει να χρησιμοποιούνται με προσοχή σε άλλες περιοχές καθώς τα αποτελέσματά τους μπορεί να περιέχουν σημαντικά σφάλματα.

Γενικά, όλα τα μοντέλα περιγραφής του γήινου πεδίου βαρύτητας σε σφαιρικές αρμονικές χαρακτηρίζονται από τέσσερα βασικά συστατικά:

- Τις τιμές των αρμονικών συντελεστών του Stokes από το 2° έως και το μέγιστο βαθμό n_{max} .
- Την τιμή της βαρυτικής σταθεράς GM που χρησιμοποιήθηκε για την δημιουργία του μοντέλου του γήινου δυναμικού σε σφαιρικές αρμονικές.
- Την τιμή της ακτίνας της Γης a_e στον ισημερινό, που παίζει το ρόλο συντελεστή κλίμακας του μοντέλου.
- Το σύστημα για τις γήινες παλίρροιες και το αντίστοιχο μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε κατά τη δημιουργία του μοντέλου του γήινου δυναμικού σε σφαιρικές αρμονικές. Ως προς τα συστήματα παλίρροιών υπάρχουν τρία είδη: της

μέσης παλίρροιας (mean tide), το ελεύθερης παλίρροιας (tide free) και το μηδενικής παλίρροιας (zero tide). Αυτό που διαφοροποιείται ανάλογα με το κάθε σύστημα παλιρροιών είναι ο συντελεστής C_{20} καθώς και οι συνεισφορές των συστημάτων παλιρροιών στο γήινο δυναμικό, στην παραμόρφωση του γήινου φλοιού, και στον καθορισμό του βέλτιστου ελλειψοειδούς σε σχέση με το γεωειδές.

Model	Year	Degree	Data
GO_CONS_GCF_2_TIM_R3	2011	240	GOCE
EIGEN-6S	2011	240	(GOCE, GRACE, LAGEOS)
GGM03S	2008	180	(GRACE)
EIGEN-1	2002	119	(CHAMP)
EIGEN-6C	2011	1420	(GOCE, GRACE, LAGEOS), G, A
EGM2008	2008	2160	(GRACE), G, A
EGM96	1996	360	S, G, A
JGM3	1994	70	S, G, A
OSU68	1968	14	S, G

S: satellite, G: gravity data, A: altimetry data

Πίν.1.2 Μοντέλα σφαιρικών αρμονικών των τριών κατηγοριών με το μέγιστο βαθμό του αναπτύγματός τους και τον τύπο των δεδομένων που ενσωματώθηκαν.

(International Centre for Global Earth Models, <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>)

1.2.3 Μοντέλο σφαιρικών αρμονικών EGM2008

Την τελευταία πενταετία υπάρχει ένα διαρκώς αυξανόμενο πλήθος μοντέλων σφαιρικών αρμονικών υψηλής ακρίβειας, ειδικά στους χαμηλούς όρους μέχρι βαθμό 240, ως αποτέλεσμα των δορυφορικών αποστολών βαθμιδομετρίας που στόχευαν αποκλειστικά στη μελέτη του γήινου πεδίου βαρύτητας. Παρόλα αυτά, η ανάπτυξη μοντέλων σφαιρικών αριθμών πολύ υψηλών βαθμών και τάξης, που επιτυγχάνουν υψηλή διακριτική ικανότητα και ακρίβεια, απαιτεί την ενσωμάτωση πολλών πηγών δεδομένων. Αυτό συνεπάγεται τη συνεργασία πολλών φορέων για τη διάθεση δεδομένων (συνήθως κρατικών υπηρεσιών) και εξειδικευμένων ερευνητικών κέντρων τα οποία θα αναλάβουν την συγκέντρωση, επεξεργασία και αξιολόγηση των αποτελεσμάτων. Σε μια τέτοια περίπτωση η Αμερικανική Εθνική Υπηρεσία Γεωχωρικών Αναλύσεων (National Geospatial intelligence Agency, NGA) ανέλαβε την ανάπτυξη ενός μοντέλου γήινης βαρύτητας που θα υποστήριζε τις μελλοντικές της υλοποιήσεις σε ένα Παγκόσμιο Γεωδαιτικό Σύστημα. Το νέο μοντέλο θα έπρεπε να είναι πλήρες μέχρι βαθμό και τάξη 2160 και με ένα προδιαγραφόμενο μέσο τετραγωνικό σφάλμα ± 15 cm σε παγκόσμιο επίπεδο, όσον αφορά τα υψόμετρα του γεωειδούς. Τα πρώτα αποτελέσματα παρουσιάστηκαν το 2004 με το προκαταρκτικό μοντέλο Preliminary Gravitational Model / PGM2004A (Pavlis et al, 2005) που ως κύριο στόχο είχε να διαπιστώσει την πρόδοό και το σημαντικότερο να αποτελέσει αναφορά εντοπισμού σε τομείς που έχρηζαν βελτίωση. Στην αρχική του αυτή υλοποίηση συνδύασε τα δεδομένα 57 μηνών της αποστολής GRACE, συγκεκριμένα του δορυφορικού μόνο μοντέλου GRACE Gravity Model / GGM02S (Tapley et al, 2005), και μιας βάσης δεδομένων ανωμαλιών βαρύτητας

(πιν.1.3) με ανάλυση 5 πρώτων της μοίρας ώστε να μπορέσει να επεκταθεί το μοντέλο μέχρι βαθμό και τάξη 2159.

Πηγή	παγκόσμια κάλυψη %	Min	Max	RMS	RMS σ
ArcGP	4.0	-186.0	235.6	31.3	8.1
Αλτιμετρία	67.0	-360.4	377.9	29.2	2.5
επίγεια	12.3	-223.1	425.3	34.8	6.5
συμπληρωμένα	16.7	-318.7	582.5	44.0	18.6
μη συμπληρωμένα	83.3	-360.4	425.3	30.2	3.8
σύνολο	100.0	-360.4	582.5	32.9	8.4

Πίν.1.3 Οι παρατηρήσεις συνιστωσών του γήινου πεδίου βαρύτητας που χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία της βάσης δεδομένων με ανωμαλίες βαρύτητας ανάλυσης 5 πρώτων της μοίρας και η στατιστική τους συμπεριφορά με τις μονάδες εκφρασμένες σε mGal. (Pavlis et al, 2005)

Για την αξιολόγηση του PGM2004A χρησιμοποιήθηκε ένα πλήθος δεδομένων, όπως οι παρατηρήσεις 6 ετών υψών θαλάσσιας στάθμης της αλτιμετρικής αποστολής TOPEX Poseidon, αστρονομικές αποκλίσεις της κατακορύφου και ένα σύνολο 12684 σημείων γεωμετρικών υψομέτρων από GPS σε σημεία με γνωστό ορθομετρικό υψόμετρο (σημεία GPS/leveling).

Όπως αναφέρθηκε και στον ορισμό του γεωειδούς στην αρχή του κεφαλαίου, το γεωειδές είναι μεν κοντά αλλά απέχει από τη ΜΣΘ. Η αποχή αυτή μάλιστα έχει συγκεκριμένη φυσική υπόσταση, ονομάζεται Μέση Δυναμική Ωκεάνια Τοπογραφία (ΜΔΩΤ) και παρουσιάζεται αναλυτικά σε συνάρτηση με τα φαινόμενα που την διαμορφώνουν στο επόμενο κεφάλαιο. Σε αυτή τη θεώρηση, και προκειμένου να συγκριθούν με το μοντέλο γεωειδούς PGM2004A οι παρατηρήσεις των υψομέτρων της θαλάσσιας στάθμης από το RADAR (Radio Detection And Ranging) της αποστολής TOPEX Poseidon, από αυτές έπρεπε να απαλειφεί η ΜΔΩΤ. Για το σκοπό αυτό, παράλληλα με το γεωδυναμικό μοντέλο PGM2004A αναπτύχθηκε ένα μοντέλο ΜΔΩΤ εκφρασμένο σε σφαιρικές αρμονικές μέχρι βαθμό και τάξη 60. Μετά την παραπάνω αναγωγή πραγματοποιήθηκαν συγκρίσεις (πιν.1.4) μεταξύ του νέου μοντέλου και του προγενέστερου Earth Gravitational Model 1996 / EGM96 (Lemoine et al, 1998)

Model (N_{max})	ΔN StDev (cm)	Slope StDev (arcsec)
EMG96 (360)	20.7	1.92
G02S/EGM96 (360)	19.4	1.92
PGM2004A (360)	17.8	1.86
PGM2004A (2160)	10.4	0.44

Πίν.1.4 Οι συγκρίσεις του νέου και προγενέστερων μοντέλων με την αλτιμετρική βάση δεδομένων ως προς τις διαφορές στα υψόμετρα (τυπική απόκλιση σε cm) και ως προς την κλίση κατά μήκος των τροχιών (τυπική απόκλιση σε δευτέρα της μοίρας). (Pavlis et al, 2005)

Όπως είναι γνωστό από τη Γεωδαισία, το υψόμετρο του γεωειδούς μπορεί να δοθεί ως η διαφορά του ορθομετρικού από το γεωμετρικού υψομέτρου. Έτσι, το επόμενο βήμα της αξιολόγησης βασίστηκε σε σύγκριση με υψόμετρα του γεωειδούς που προέκυψαν από διαφορές σε σημεία GPS/leveling (πιν.1.5).

Model (N_{max})	ΔN StDev (cm)
EMG96 (360)	29.3
G02S/EGM96 (360)	24.4
PGM2004A (360)	22.8
PGM2004A (2160)	15.5

Πίν.1.5 Οι συγκρίσεις του νέου και προγενέστερων μοντέλων γεωειδούς σε σημεία GPS/leveling. (Pavlis et al, 2005)

Οι πρώτες αυτές αξιολογήσεις έδειξαν ιδιαίτερα θετικά αποτελέσματα, με βελτίωση σε σχέση με τα προγενέστερα μοντέλα, τόσο στο κοινό εύρος αναπτύγματος (μέχρι βαθμό και τάξη 360), όσο και μια δραματικά βελτιωμένη πρόγνωση τιμών στο πλήρους βαθμού και τάξης ανάπτυγμα (2160). Επόμενο στάδιο ήταν η ανάπτυξη του προκαταρκτικού μοντέλου PGM2007A. Το επόμενο αυτό προκαταρκτικό μοντέλο τέθηκε σε ευρεία αξιολόγηση από την γεωδαιτική επιστημονική κοινότητα με στοχευμένες ομάδες υπό την αιγίδα της Διεθνούς Υπηρεσίας του Πεδίου Βαρύτητας (International Gravity Field Service, IGFS), της Διεθνούς Γεωδαιτικής Ένωσης (International Association of Geodesy, IAG). Αποτέλεσμα αυτής της αξιολόγησης ήταν η δημιουργία πλήθους εκθέσεων και εργασιών, τα αποτελέσματα των οποίων συμπεριλήφθηκαν, αξιολογήθηκαν περαιτέρω και ενσωματώθηκαν σε τελικές τροποποιήσεις που οδήγησαν στο τελικό μοντέλο Earth Gravitational Model 2008 / EGM2008 (Pavlis et al, 2008). Η συνδυασμένη και μακρόχρονη αυτή διαδικασία αξιολόγησης είχε ως αποτέλεσμα παραπέρα βελτίωση της συμπεριφοράς (πιν.1.6) του τελικού μοντέλου EGM2008 σε σύγκριση με το αρχικό προκαταρκτικό PGM2004A.

	PGM2004A	EGM2008
Στοιχείο αξιολόγησης	(2160)	(2160)
GPS/leveling StDev (cm)	15.5	13.0
TOPEX ΔN StDev (cm)	10.4	5.2
TOPEX slope StDev (arcsec)	0.44	0.30

Πίν.1.6 Η βελτίωση στη συμπεριφορά του τελικού μοντέλου EGM2008 σε σχέση με το πρώτο προκαταρκτικό του PGM2004A.

1.2.4 Αξιολόγηση του μοντέλου EGM2008 στον Ελλαδικό χώρο

Για τον Ελλαδικό χώρο έχει γίνει εκτενής αξιολόγηση της απόδοσης του μοντέλου EGM2008, αλλά και προηγούμενων μοντέλων του γήινου δυναμικού. Αναλυτικά, έχει πραγματοποιηθεί ενδελεχής αξιολόγηση (πιν.1.7) ακόμα και από το προκαταρκτικό στάδιο του PGM2007A (Kotsakis et al., 2007). Επίσης, μεταγενέστερη αξιολόγηση (πιν.1.8) του EGM2008 έγινε στα πλαίσια των εργασιών του Ελληνικού Συστήματος Εντοπισμού HEPOS (HEllenic POsitioning System) για την εγκατάσταση και πιλοτική του λειτουργία, (Γιαννίου, 2006; Kotsakis et al., 2008). Σε όλες τις παραπάνω αναφερόμενες μελέτες, οι αξιολογήσεις βασίστηκαν στην σύγκριση υψομέτρων του γεωειδούς, σε σημεία GPS/leveling σε περίπου 1500 βάθρα, καλύπτοντας ομοιόμορφα τον ηπειρωτικό κορμό της χώρας, με διαθέσιμα ορθομετρικά υψόμετρα του δικτύου της Γεωγραφικής Υπηρεσία Στρατού (ΓΥΣ) και υψηλής ακρίβειας μετρήσεις GPS, με τα αντίστοιχα υψόμετρα του γεωειδούς από τα συγκεκριμένα μοντέλα του γήινου δυναμικού. Η ακρίβεια υπολογισμού των γεωμετρικών υψομέτρων GPS (24ωρες παρατηρήσεις) είναι της τάξης των 2-5 cm στο κατακόρυφο επίπεδο και καλύτερη από 1-2 cm στο οριζόντιο (σε επίπεδο αξιοπιστίας 1σ). Τα διαθέσιμα ορθομετρικά υψόμετρα των σημείων έχουν υπολογιστεί σε διάφορες περιόδους από τη ΓΥΣ με μεθόδους γεωδαιτικής χωροστάθμησης ή τριγωνομετρικής υψομετρίας. Παρόλα αυτά, οι ακρίβειες υπολογισμού τους δεν είναι γνωστές με βεβαιότητα, εξ αιτίας της ανεπαρκούς τεκμηρίωσης των διαθέσιμων δεδομένων. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι στις παραπάνω μελέτες δεν χρησιμοποιήθηκαν άλλα περίπου 900 σημεία στη νησιωτική Ελλάδα και την Κρήτη, καθώς δεν υπάρχει επαρκής σύνδεση των διαφορετικών συστημάτων υψομέτρων των νησιών με αυτό του ηπειρωτικού χώρου.

Η αξιολόγηση του EGM2008 σε μεμονωμένες περιοχές του Ελλαδικού θαλάσσιου χώρου σε σύγκριση με ανηγμένα ύψη στάθμης θάλασσας, που συλλέχθηκαν με τη χρήση GPS σε Υδρογραφικά/Ωκεανογραφικά πλοία της Υδρογραφικής Υπηρεσίας του Πολεμικού Ναυτικού (Mintourakis, 2008), έδειξε επίσης ικανοποιητικά αποτελέσματα, τα οποία παρουσιάζονται σε επόμενα κεφάλαια στο πειραματικό σκέλος της παρούσας Διατριβής.

model (n_{\max})	Min	Max	Mean	σ
PGM2007A ($n_{\max} = 2190$)	0.232	-1.387	-0.384	0.167
ITG-GRACE02S ($n_{\max} = 170$)	1.597	-2.254	-0.350	0.625
EIGEN-GRACE02S ($n_{\max} = 150$)	1.895	-2.991	-0.423	0.836
EIGEN-GL04C ($n_{\max} = 360$)	1.490	-1.765	-0.316	0.448
EIGEN-CG03C ($n_{\max} = 360$)	1.477	-1.954	-0.305	0.469
GGM02C ($n_{\max} = 200$)	1.798	-2.257	-0.350	0.570
EGM96 ($n_{\max} = 360$)	1.168	-2.192	-0.463	0.439

τιμές σε m

Πίν.1.7 Σύγκριση του PGM2007A και άλλων μοντέλων σε σχέση με 1466 σημεία GPS/leveling. (Kotsakis, 2007)

model (n_{max})	Min	Max	σ	Bias
EGM2008 ($n_{max} = 2190$)	-0.437	0.542	0.142	-0.377
EGM2008 ($n_{max} = 360$)	-1.287	1.476	0.370	-0.334
EIGEN-GL04C ($n_{max} = 360$)	-1.174	1.773	0.453	-0.283
EIGEN-CG03C ($n_{max} = 360$)	-1.173	1.484	0.453	-0.270
GGM02C ($n_{max} = 200$)	-1.472	2.112	0.551	-0.313
EGM96 ($n_{max} = 360$)	-1.063	1.577	0.423	-0.446

τιμές σε m

Πίν.1.8 Σύγκριση του EGM2008 και άλλων μοντέλων σε σχέση με 1542 σημεία GPS/leveling μετά από ελαχιστοτετραγωνική προσαρμογή κατά ύψος. (Kotsakis, 2008)

Σε όλες τις παραπάνω περιπτώσεις, και ειδικά για τον Ελλαδικό χώρο η συμπεριφορά του EGM2008 εξακολουθεί να το κατατάσσει στην αιχμή των μοντέλων σφαιρικών αρμονικών καθώς μπορεί να υποστηρίξει τον υπολογισμό υψομέτρων του γεωειδούς με μια μέση ακρίβεια της τάξης των ± 15 cm και διακριτική ικανότητα ίση με το ελάχιστο μήκος κύματος (περίπου 9 χιλιόμετρα στον ισημερινό).

1.3 Τεχνικές παρατήρησης και προσδιορισμός του γεωειδούς

Τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται για τη μελέτη του γήινου πεδίου βαρύτητας είναι είτε άμεσες μετρήσεις της τιμής της επιτάχυνσης της βαρύτητας ή των παραγώγων της, είτε έμμεσα-γεωμετρικά, όπως η απόκλιση της κατακορύφου, τροχιακές ανωμαλίες τεχνητών δορυφόρων, ύψη στάθμης θάλασσας από RADAR ή LASER (Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation) αλτίμετρα και αποχές του γεωειδούς από σύγκριση ορθομετρικών και γεωμετρικών υψομέτρων (GPS/leveling). Γενικά, οι άμεσες και έμμεσες τεχνικές παρατήρησης του γήινου πεδίου βαρύτητας μπορούν να χωριστούν σε τέσσερις υποκατηγορίες ανάλογα με το εάν η διάταξη παρατήρησης βρίσκεται σε επίγεια, θαλάσσια, εναέρια ή δορυφορική πλατφόρμα. Κάθε μέθοδος παρατήρησης έχει μια σειρά πλεονεκτημάτων και μειονεκτημάτων τα οποία είναι πολλές φορές άμεσα συνδεδεμένα με την πλατφόρμα στην οποία βρίσκεται η διάταξη παρατήρησης.

1.3.1 Παρατηρήσεις με βαρυτήμετρα

Οι συνηθέστερες άμεσες παρατηρήσεις της έντασης του πεδίου βαρύτητας πραγματοποιούνται με τα λεγόμενα βαρυτήμετρα. Το βαρυτήμετρο είναι ένας μηχανισμός προσδιορισμού της επιτάχυνσης g του πεδίου βαρύτητας κάνοντας χρήση είτε ενός εκκρεμούς, είτε ενός παραμορφούμενου ελατηρίου (τα σύγχρονα βαρυτήμετρα αυτού του τύπου χρησιμοποιούν πιο πολύπλοκες διατάξεις όπως τα ελατήρια 'μηδενικού μήκους'), είτε μιας διάταξης ελεύθερης πτώσης ή τέλος την ιδιότητα της υπεραγωγιμότητας (υπεραγωγικά βαρυτήμετρα). Γενικά τα βαρυτήμετρα χωρίζονται σε δύο κύριες κατηγορίες, τα απόλυτα βαρυτήμετρα, με τα οποία μετράται η απόλυτη τιμή της επιτάχυνσης, και τα σχετικά

βαρυτήμετρα. Τα απόλυτα βαρυτήμετρα συνήθως είναι ογκώδη και εξαιρετικά ευαίσθητες διατάξεις, πολύ υψηλής ακρίβειας, οι οποίες περιορίζονται σε λειτουργία σε καθαρά εργαστηριακό περιβάλλον δίχως να μεταφέρονται. Τα σχετικά βαρυτήμετρα είναι η πιο συνηθισμένη κατηγορία και σε αντίθεση με τα απόλυτα έχουν μικρότερη ακρίβεια αλλά κυρίως μετρούν σχετικές μεταβολές της επιτάχυνσης Dg . Σε αντιδιαστολή όμως με τα απόλυτα, έχουν το πλεονέκτημα να είναι εύκολα φορητά και πολλές φορές μπορούν να ολοκληρωθούν σε κινητές πλατφόρμες (εναέριες ή θαλάσσιες) μέσα από διατάξεις γυροσκοπικών βάσεων και επιταχυνσιομέτρων. Η αρχή των μετρήσεων των σχετικών βαρυτήμετρων απαιτεί την έναρξη από ένα σημείο, τη λεγόμενη βάση, με γνωστή την τιμή της επιτάχυνσης g_{base} , όπου με μια διαδικασία μετάβασης-όδευσης προστίθενται οι παρατηρούμενες μεταβολές Dg στα σημεία παρατήρησης, τους λεγόμενους σταθμούς, αποδίδοντας νέες τιμές της επιτάχυνσης της βαρύτητας g_{obs} .

Όπως γίνεται αντιληπτό, τα απόλυτα βαρυτήμετρα περιορίζονται σε παρατηρήσεις της απόλυτης τιμής του g και των διαχρονικών μεταβολών της, σε συγκεκριμένα σημεία εγκατάστασης και χρησιμοποιούνται για πολύ εξειδικευμένες εφαρμογές. Για τον προσδιορισμό του γήινου πεδίου βαρύτητας και του γεωειδούς χρησιμοποιούνται παρατηρήσεις από σχετικά βαρυτήμετρα αφού πρώτα πραγματοποιηθούν οι απαραίτητες διορθώσεις και τα αποτελέσματα έχουν συναρθρωθεί για την απαλοιφή τυχαίων και συστηματικών σφαλμάτων (σφάλμα ολίσθησης⁴).

Πλεονεκτήματα

- Οι παρατηρήσεις με σχετικά βαρυτήμετρα παρουσιάζουν πολύ υψηλή ακρίβεια προσδιορισμού του g . Ενδεικτικά αναφέρεται ακρίβεια της τάξης του 1mgal για σύγχρονα βαρυτήμετρα ολοκληρωμένα σε θαλάσσιες ή εναέριες πλατφόρμες (Micro-g LaCoste Air-Sea Gravity System II), ενώ η ακρίβεια είναι ακόμα καλύτερη όταν οι παρατηρήσεις είναι σε μεμονωμένους σταθμούς της γήινης επιφάνειας (της τάξης του 0.1mgal).
- Οι παρατηρήσεις πραγματοποιούνται πάνω ή πολύ κοντά (εναέρια) στη φυσική γήινη επιφάνεια, με αποτέλεσμα να μην υπάρχει εξασθένηση του παρατηρούμενου πεδίου.
- Οι επίγειες παρατηρήσεις είναι η ακριβέστερη μέθοδος προσδιορισμού του γήινου πεδίου βαρύτητας.

Μειονεκτήματα

- Η κάλυψη μεγάλων περιοχών (πχ. σε επίπεδο χώρας) με επαρκή πυκνότητα παρατηρήσεων και ενιαία ακρίβεια είναι ιδιαίτερα χρονοβόρα και δαπανηρή.

⁴ Το σφάλμα ολίσθησης είναι ένα συστηματικό σφάλμα κατά το οποίο παρατηρείται χρονική μετατόπιση της κλίμακας μέτρησης του Dg . Για την απαλοιφή του ακολουθείται μια διαδικασία επαναληπτικών παρατηρήσεων (συνήθως με τη μορφή κλειστής όδευσης) κατά την οποία οι διαφορές ελαχιστοποιούνται με βάση ένα γραμμικό μοντέλο σε συνάρτηση με το χρόνο.

- Σε περίπτωση χρησιμοποίησης διαφορετικών πηγών δεδομένων ανακύπτουν πολλές φορές θέματα ελλιπούς τεκμηρίωσης της ακρίβειας των παρατηρήσεων, αναφοράς τους σε διαφορετικά συστήματα αναφοράς και διάσπαρτες χρονικές περιόδους.
- Πολλές βάσεις δεδομένων, ειδικά παρατηρήσεων με θαλάσσια βαρυτήμετρα, προσφέρουν τελικά προϊόντα μειωμένης χωρικής ανάλυσης έπειτα από φιλτράρισμα ή εφαρμογή κινούμενου μέσου όρου, που δεν αποδίδει τις παρατηρούμενες τιμές αλλά μια μέση τιμή της περιοχής, συνήθως χαμηλής ανάλυσης. Για παράδειγμα ο οργανισμός των ΗΠΑ NGDC (National Geophysical Data Center) προσφέρει για την περιοχή της Ελλάδας δεδομένα κατά μήκος της θαλάσσιας πορείας (Marine Geophysical Trackline Data) με ανάλυση από 350 m έως και 4.5 km.
- Πολλές περιοχές έχουν πολύ αραιή ή καθόλου κάλυψη από σχετικές παρατηρήσεις. Για παράδειγμα, το Αιγαίο πέλαγος δεν διαθέτει καθόλου δεδομένα από θαλάσσια βαρυτήμετρα Βόρεια του 38^{ου} παραλλήλου (πλην μιας πορείας παρατήρησης χαμηλής διακριτικής ικανότητας και με ελλιπή τεκμηρίωση μεταδεδομένων).

1.3.2 Δορυφορικές αποστολές προσδιορισμού του γήινου πεδίου βαρύτητας

Σύμφωνα με την κλασσική θεωρία της ανάλυσης των τροχιών των τεχνητών δορυφόρων, αυτοί θεωρούνται ως μάζες που περιστρέφονται γύρω από τη Γη και υπόκεινται στους νόμους του ελκτικού της πεδίου. Όπως προαναφέρθηκε, από την ανάλυση των ανωμαλιών στις δορυφορικές τροχιές προκύπτει το πεδίο βαρύτητας της Γης. Στη θεώρηση αυτή για την παρατήρηση του γήινου πεδίου βαρύτητας ανακύπτουν δύο κύρια προβλήματα. Το πρώτο είναι η αδυναμία συνεχούς παρακολούθησης της τροχιάς του δορυφόρου από επίγειους σταθμούς, καθώς το πλήθος αυτών είναι περιορισμένο και δεν επιτρέπει συνεχή κάλυψη όλου του ουράνιου θόλου. Το δεύτερο πρόβλημα στη συγκεκριμένη θεώρηση είναι ότι οι παρατηρούμενες ανωμαλίες στην δορυφορική τροχιά δεν οφείλονται μόνο στις μεταβολές της βαρυτικής δύναμης που επιδρούν στο δορυφόρο αλλά και σε μη-βαρυτικές επιδράσεις, οι οποίες θα πρέπει να παραμετροποιηθούν και να απομονωθούν.

Οι δορυφορικές αποστολές άμεσης παρατήρησης συνιστώσων του γήινου πεδίου βαρύτητας χωρίζονται σε τρεις κύριες κατηγορίες (εικ.1.4) ανάλογα με την τεχνική υλοποίησης των σχετικών υπολογισμών:

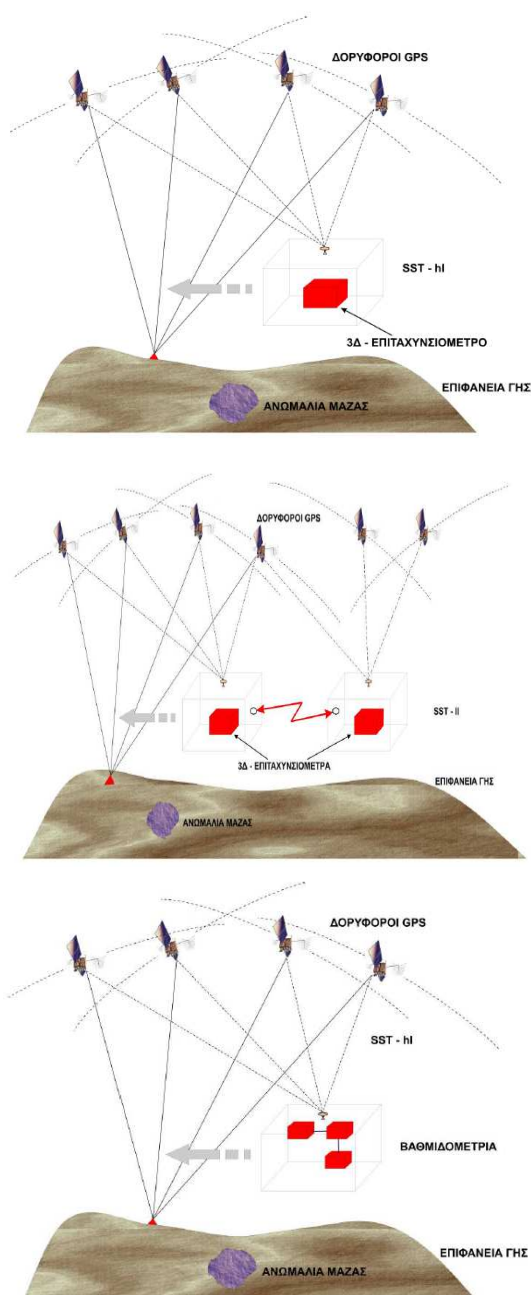
1. Η τεχνική της υψηλής - χαμηλής παρακολούθησης δορυφόρου προς δορυφόρο (Satellite to Satellite Tracking hi - low mode, SST-hl). Οι βασικές προϋποθέσεις που θα πρέπει να καλύπτει δορυφορική αποστολή SST-hl είναι να υπάρχει δυνατότητα συνεχούς και αδιάκοπης παρατήρησης της τροχιάς του δορυφόρου, να υπάρχει η δυνατότητα μέτρησης, παραμετροποίησης και απομόνωσης της επίδρασης των μη-βαρυτικών δυνάμεων, ώστε οι υπολειπόμενες τροχιακές ανωμαλίες να αποδίδονται μόνο στο βαρυτικό σήμα, και το ύψος πτήσης να είναι τόσο χαμηλό ώστε η εξασθένηση του γήινου πεδίου βαρύτητας να είναι η μικρότερη δυνατή. Η

ασφαλέστερη επιλογή για την ακριβή παρακολούθηση της τροχιάς του δορυφόρου είναι η εγκατάσταση ενός δέκτη ή συστήματος δεκτών GNSS (Global Navigation Satellite System) που επιτρέπει το συνεχή προσδιορισμό του τρισδιάστατου διανύσματος της θέσης του με ακρίβεια εκατοστού. Επιπλέον, ένα επιταχυνσιόμετρο που είναι εγκατεστημένο στο κέντρο μάζας του δορυφόρου μετρά τις μη-βαρυτικές δυνάμεις (όπως η ατμοσφαιρική οπισθέλκουσα, η γήινη ακτινοβολία Αλβέδο⁵ και η ηλιακή ακτινοβολία), η επίδραση των οποίων μπορεί να υπολογιστεί εκ των υστέρων ή να αντισταθμιστεί με έναν μηχανισμό ελέγχου και απομάκρυνσης μεταθέσεων και γωνιακών μεταβολών (drag-free and angular-free controls). Υλοποίηση μιας τέτοιας αποστολής είναι ο δορυφόρος CHAMP με τροχιακό ύψος 454 km.

2. Η τεχνική της χαμηλής-χαμηλής παρακολούθησης δορυφόρου προς δορυφόρο (Satellite to Satellite Tracking low - low mode, SST-II). Στα χαμηλά ύψη τροχιών (Low Earth Orbit, LEO), ακόμα και των 300 με 500 km, η εξασθένιση του πεδίου είναι ήδη πολύ ισχυρή για να αξιοποιηθεί σήμα προς αποκάλυψη βαρυτικών διαταραχών μέσου μήκους κύματος. Προκειμένου η εξασθένιση αυτή να αντισταθμιστεί, μέχρι κάποιο βαθμό, πρέπει να εισαχθεί μια επιπλέον τεχνική στο δορυφορικό σύστημα παρακολούθησης. Η συνήθης τεχνική στις φυσικές επιστήμες στην προσπάθεια διακριτοποίησης εξαιρετικά ασθενών σημάτων είναι η μέτρηση διαφορών ή βαθμίδων του υπό εξέταση μεγέθους (Διαφορική τεχνική ή βαθμιδομετρία). Το σύστημα δορυφόρων SST-II βασίζεται στην υλοποίηση της διαφορικής τεχνικής κατά την οποία δύο δορυφόροι βρίσκονται στην ίδια τροχιά, με προπορεία του ενός της τάξης των 100 έως 400 km. Η επιπλέον παράμετρος που παρατηρείται είναι οι μεταβολές στη σχετική θέση μεταξύ των δορυφόρων, οι οποίες μετρούνται από δορυφόρο προς δορυφόρο με πολύ υψηλή ακρίβεια. Υλοποίηση της διαφορικής τεχνικής SST-II είναι το σύστημα δορυφόρων GRACE-A & GRACE-B με τροχιακό ύψος περίπου 460 km και διαχωρισμό μεταξύ τους 220 km.
3. Η τεχνική της δορυφορικής βαθμιδομετρίας (Satellite Gravity Gradiometry, SGG). Η τεχνική μέτρησης των βαθμίδων ή βαθμιδομετρία, βασίζεται στον υπολογισμό των διαφορών των επιταχύνσεων, και κατά τις τρεις χωρικές διευθύνσεις (dx , dy , dz), ανάμεσα στις λεγόμενες μάζες ελέγχου του δορυφόρου. Στις μάζες ελέγχου του δορυφόρου αντιστοιχούν επιμέρους εγκατεστημένα επιταχυνσιόμετρα, από τις τιμές των οποίων προκύπτει η διαφορά των βαρυτημετρικών επιταχύνσεων (οι οποίες προέρχονται από όλες τις ελκτικές μάζες της Γης) στις θέσεις των μαζών ελέγχου του δορυφόρου. Οι μετρήσεις ανταποκρίνονται στις βαθμίδες της επιτάχυνσης της βαρύτητας δηλαδή στις δεύτερες παραγώγους του δυναμικού έλξης. Οι μη-βαρυτικές επιδράσεις στο δορυφόρο επηρεάζουν με τον ίδιο τρόπο όλα τα επιταχυνσιόμετρα και σε μια ιδεατή κατάσταση απομακρύνονται όταν σχηματίζονται οι διαφορές των

⁵ Η λευκαύγεια, ή άλβεδο, ή αλμπέντο, (αγγλ. albedo) είναι το μέτρο της ανακλαστικότητας μιας επιφάνειας ή ενός σώματος. Η γήινη ακτινοβολία άλβεδο εξαρτάται από μια σειρά παραγόντων όπως η γωνία της προσπίπτουσας-ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας, η ανακλαστικότητα της γήινης επιφάνειας στο εκάστοτε σημείο ανάκλασης, και η συγκέντρωση υδρατμών ή νεφών στην ατμόσφαιρα.

επιταχύνσεων. Η περιστροφική κίνηση του δορυφόρου επηρεάζει τις μετρούμενες διαφορές των επιταχύνσεων, αλλά μπορεί να απομακρυνθεί από το βαρυτικό σήμα χωρίζοντας τον 3×3 πίνακα των δευτέρων παραγώγων του δυναμικού έλξης σε ένα συμμετρικό και ένα αντισυμμετρικό μέρος. Μια υλοποίηση της δορυφορικής βαθμιδομετρίας SGG είναι ο δορυφόρος GOCE με εξαιρετικά χαμηλό ύψος τροχιάς (268 km μόλις έξω από τα όρια της ατμόσφαιρας). Προκειμένου να αντισταθμιστεί η αυξημένη οπισθέλκουσα που ασκείται πάνω του φέρει κινητήρες ιόντων (αλλιώς η συνεχής επιβράδυνση της ταχύτητάς του θα οδηγούσε σε σταδιακή απώλεια τροχιακού ύψους και πτώσης του σε μόλις 8 μέρες).



Εικ.1.4 Οι τρεις διαφορετικές υλοποιήσεις τεχνικών για τον προσδιορισμό του γήινου πεδίου βαρύτητας με δορυφορικές αποστολές. Πάνω, η τεχνική της υψηλής - χαμηλής παρακολούθησης δορυφόρου προς δορυφόρο, SST-hl. Μέση, η τεχνική της χαμηλής - χαμηλής παρακολούθησης δορυφόρου προς δορυφόρο, SST-l. Κάτω, η τεχνική της δορυφορικής βαθμιδομετρίας, SGG. (Βέργος, 2006)

Πλεονεκτήματα

- Οι παραπάνω δορυφορικές τεχνικές, και ειδικά όταν τα αποτελέσματά τους συνδυαστούν φασματικά, μπορούν να αποδώσουν με πολύ υψηλή ακρίβεια τους χαμηλούς και μεσαίους αρμονικούς συντελεστές (περίπου μέχρι βαθμό και τάξη 250).
- Οι τροχιές είναι σχεδιασμένες ώστε να έχουν παγκόσμια κάλυψη, προσφέροντας ένα ομογενές πεδίο συνεχών παρατηρήσεων. Η συνέχεια αυτή κάνει τα αποτελέσματα τους πολύτιμα για την παρακολούθηση των μεταβολών του γήινου πεδίου βαρύτητας καθιστώντας τες σημαντικό εργαλείο ειδικά για τις επιστήμες της Γεωδυναμικής και της Σεισμολογίας.

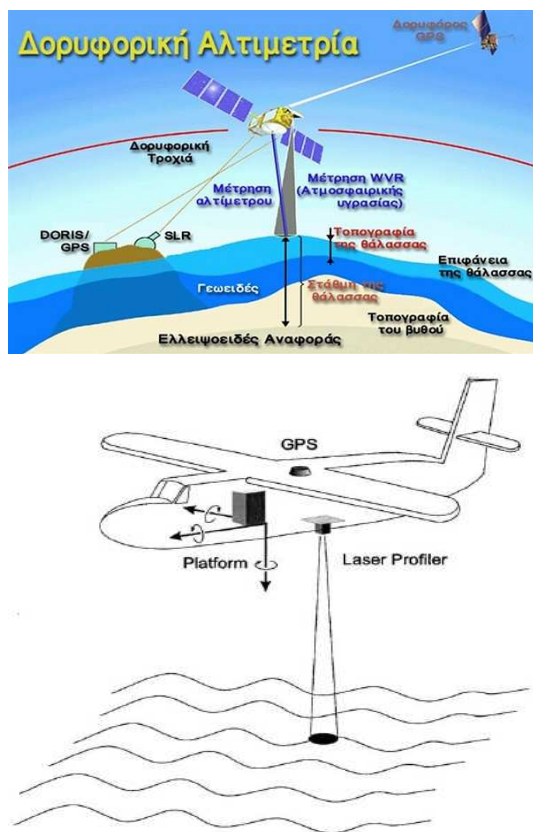
Μειονεκτήματα

- Όπως αναφέρθηκε, το λεγόμενο βαρυτικό 'τείχος' είναι δεδομένο, με αποτέλεσμα το τροχιακό ύψος να μην επιτρέπει αποκάλυψη των χαρακτηριστικών μικρού μήκους κύματος του γήινου πεδίου βαρύτητας. Ακόμα και ο πιο σύγχρονος δορυφόρος GOCE, αν και έχει τη δυνατότητα να προσδιορίσει το γεωειδές με μια ακρίβεια της τάξης του 1 εκατοστού, ή 1mGal, για μήκη κύματος της τάξης των 75 με 100 km (βαθμό και τάξη 260), δεν μπορεί να προσφέρει δεδομένα που ανταποκρίνονται σε μικρότερα μήκη κύματος.

1.3.3 Ύψη στάθμης θάλασσας από RADAR ή LASER αλτίμετρα

Από τον ορισμό του γεωειδούς προκύπτει ότι αυτό προσομοιάζει σε μεγάλο βαθμό με την ΜΣΘ. Επομένως, συνεχείς παρατηρήσεις του στιγμιαίου ύψους της θάλασσας για ένα σημείο της επιφάνειάς της μπορούν να αποδώσουν τη ΜΣΘ σε αυτό. Παρόλα αυτά, από τον πλήρη ορισμό του γεωειδούς προκύπτει ότι υπάρχει διαφορά μεταξύ του γεωειδούς και της ΜΣΘ, η οποία οφείλεται σε δυναμικά φαινόμενα που επηρεάζουν την θάλασσα και αντιστοιχεί στη ΜΔΩΤ. Τα δυναμικά φαινόμενα που επηρεάζουν τη στάθμη της θάλασσας, η φυσική που τα διέπει (Ωκεανογραφία) και ο τρόπος υπολογισμού της συνεισφοράς τους στο ύψος της θαλάσσιας στάθμης παρουσιάζονται αναλυτικά στο επόμενο κεφάλαιο, καθώς αποτελούν σημαντικό μέρος της παρούσας διατριβής. Η τεχνική της παρατήρησης του ύψους της στιγμιαίας θαλάσσιας στάθμης με RADAR ή LASER αλτίμετρα μπορεί να υλοποιηθεί σε δορυφορική, αεροπορική ή ναυτική πλατφόρμα (εικ.1.5). Στην δορυφορική της υλοποίηση προκύπτει η μέθοδος της δορυφορικής αλτιμετρίας (Satellite Altimetry) η οποία αποτελεί την κύρια επιλογή της παρούσας διατριβής και παρουσιάζεται αναλυτικά σε επόμενο κεφάλαιο. Κατά την αλτιμετρία μετράται η απόσταση ενός δορυφόρου ή αεροπλάνου από τη στάθμη της θάλασσας και μέσω του ακριβούς υπολογισμού του γεωμετρικού ύψους τροχιάς ή πτήσης (πχ. μέσω δέκτη GNSS) και την ύπαρξη μιας διάταξης γυροσκοπίων για την διόρθωση της στόχευσης του αλτιμέτρου ως προς την κατακόρυφο (για την αεροπορική υλοποίηση),

υπολογίζεται το γεωμετρικό ύψος της στιγμιαίας στάθμης της θάλασσας. Σε μια παραλλαγή της τεχνικής, το ύψος της στάθμης της θάλασσας υπολογίζεται από δέκτη GNSS τοποθετημένο σε πλωτό μέσο με γνωστό το ύψος του από την επιφάνεια της θάλασσας (ίσαλος γραμμή του πλοίου).



Εικ.1.5. Οι διαφορετικές υλοποιήσεις της αλτιμετρικής παρατήρησης της στιγμιαίας στάθμης της θάλασσας.

Πάνω, Δορυφορική αλτιμετρία με RADAR αλτίμετρο.

(http://users.ntua.gr/ddeli/GSE/2_GSE_SatAlt.html)

Μέση, Εναέρια αλτιμετρία με LASER. Η εναέρια πλατφόρμα διαθέτει ολοκληρωμένο σύστημα αλτίμετρο συνδεδεμένο με αδρανειακό σύστημα (INS⁶ / γυροσκόπια / επιταχυνσιόμετρα) και δέκτη παγκόσμιου προσδιορισμού θέσης. Αποτέλεσμα είναι το παρατηρούμενο από το αλτίμετρο ύψος από τη στάθμη της θάλασσας, να διορθώνεται ως προς την κατακόρυφο μέσω του αδρανειακού συστήματος, και να γεωαναφέρεται σε ένα παγκόσμιο ή τοπικό σύστημα αναφοράς (Cocard, 2002)

Κάτω, Η ναυτική αλτιμετρία ακολουθεί την ίδια υλοποίηση με την εναέρια μόνο που απουσιάζει η διάταξη του αλτίμετρου καθώς η απόσταση του δέκτη GPS είναι σταθερή από την ίσαλη γραμμή του πλοίου (Mintourakis, 2008).



⁶ INS : Inertial Navigation System

Όπως είναι γνωστό (Heiskanen and Moritz, 1967), υπάρχει άμεση σύνδεση του διαταρακτικού δυναμικού, τόσο με τις αποχές του γεωειδούς, όσο και με τις συνιστώσες της απόκλισης της κατακορύφου. Έτσι, πολλές φορές σε αλτιμετρικές εφαρμογές για τη μοντελοποίηση του γήινου βαρυτικού πεδίου, προτιμάται ο μετασχηματισμός των αποχών του γεωειδούς σε ανωμαλίες βαρύτητας εκφρασμένες σε mGal ακολουθώντας την παρακάτω πρακτική (Sandwell, 2009) :

Από τη δεύτερη σχέση του Bruns:

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (1.10)$$

επίσης από τη σχέση ανωμαλίας βαρύτητας και διαταρακτικού δυναμικού ισχύει:

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.11)$$

ενώ οι συνιστώσες της απόκλισης της κατακορύφου μπορούν να εκφραστούν σε σχέση με τις αποχές του γεωειδούς ως:

$$\eta = -\frac{\partial N}{\partial x} \quad (1.12)$$

και

$$\xi = -\frac{\partial N}{\partial y}$$

και καθώς το διαταρακτικό δυναμικό ικανοποιεί την σχέση του Laplace:

$$\nabla^2 T = 0 \Rightarrow \gamma \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) + \frac{\partial g}{\partial z} = 0 \quad (1.13)$$

από όπου, χρησιμοποιώντας ένα μετασχηματισμό Fourier στις δυο διαστάσεις μπορούν να υπολογιστούν ανωμαλίες βαρύτητας από αλτιμετρικά δεδομένα:

$$\Delta g(k) = \frac{i\gamma}{|k|} (k_x \eta(k) + k_y \xi(k)) \quad (1.14)$$

Από την παραπάνω θεώρηση, προκύπτει ότι ένα σφάλμα στην υπολογιζόμενη κλίση του γεωειδούς της τάξης του 1cm στα 10 km, ή 1μRad, αντιστοιχεί σε σφάλμα 1mGal στον προσδιορισμό της ανωμαλίας βαρύτητας. Βάσει αυτής της παρατήρησης προκύπτουν οι

θεωρητικές ακρίβειες στον υπολογισμό της κλίσης του γεωειδούς από μια τυπική αποστολή δορυφορικής αλτιμετρίας (πιν.1.9)

επαναληψιμότητα αποστολής	μεμονωμένη διάβαση	μεμονωμένη διάβαση	επαναληπτικές διαβάσεις	επαναληπτικές διαβάσεις
θόρυβος μεμονωμένης παρατήρησης (cm)	4	4	4	2
διάρκεια συνεχών παρατηρήσεων (years)	-	-	24	12
θόρυβος επαναληπτικών παρατηρήσεων (cm)	-	-		1
απόσταση (km)	6.5	39		10
σφάλμα κλίσης μrad	6.1	1		1
λοιπές παρατηρήσεις	τυπική δορυφορική αποστολή αλτιμετρίας RADAR με ρυθμό δειγματοληψίας 1 Hz και ταχύτητας επίγειου ίχνους 6.5 km/sec			επαναληπτική αποστολή περιόδου 10 ημερών (στοιχεία από Sandwell, 2009)

Πίν.1.9 Επιτυγχανόμενη ακρίβεια υπολογισμού της κλίσης ανάλογα με την ακρίβεια και το είδος της αλτιμετρικής αποστολής. Προκειμένου το γεωειδές να υπολογιστεί με μια υψηλή ακρίβεια, της τάξης του 1 μrad (1cm/10km) ή 1 mGal, απαιτείται η αξιοποίηση παρατηρήσεων από μια επαναληπτική αλτιμετρική αποστολή για μεγάλο χρονικό διάστημα.

Αν και οι αρχές που διέπουν τις παρατηρήσεις του ύψους της στιγμιαίας στάθμης της θάλασσας είναι κοινές, τόσο για τις διαστημικές, όσο και για τις εναέριες και θαλάσσιες υλοποιήσεις, υπάρχει σαφής διαχωρισμός ως προς τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα που προκύπτουν από την κάθε μια.

Πλεονεκτήματα δορυφορικής αλτιμετρίας

- Οι παρατηρήσεις υψών της στάθμης της θάλασσας προσφέρουν τη δυνατότητα αποκάλυψης χαρακτηριστικών μικρού μήκους κύματος.
- Προσφέρουν παγκόσμια κάλυψη του θαλάσσιου χώρου.
- Οι παρατηρούμενες τιμές είναι σχεδόν στην επιφάνεια του γεωειδούς (στάθμη της θάλασσας) και δεν επηρεάζονται από το ύψος τροχιάς του δορυφόρου, όπως στις δορυφορικές αποστολές προσδιορισμού του γήινου πεδίου βαρύτητας, παρά μόνο από την τελική ακρίβεια της παρατήρησης του υψομέτρου (επιπέδου μερικών cm).
- Θεωρητικά, τα τροχιακά σφάλματα μεγάλου μήκους κύματος που μπορούν να επεισέλθουν στην αλτιμετρική παρατήρηση του ύψους, είναι της ίδιας τάξης μεγέθους με τα σφάλματα των δορυφορικών αποστολών προσδιορισμού του γήινου πεδίου βαρύτητας, καθώς χρησιμοποιούν παραπλήσιες μεθόδους (πχ.δέκτες GNSS και σταθμοί επίγειας παρατήρησης) και τροχιακά μοντέλα. Επιπλέον, είναι εφικτή η παραπέρα μείωση των τροχιακών σφαλμάτων με εφαρμογή κατάλληλων τεχνικών συνόρθωσης.

Μειονεκτήματα δορυφορικής αλτιμετρίας

- Προσφέρουν παρατηρήσεις μόνο για τον θαλάσσιο χώρο.
- Η δορυφορική αλτιμετρία με RADAR παρουσιάζει παρατηρήσεις υψηλού θορύβου σε ρηγά νερά και κοντά στις ακτογραμμές που τις καθιστούν προβληματικές και απαιτούν ειδικό χειρισμό για την αξιοποίησή τους.
- Οι παρατηρήσεις υψών της στιγμιαίας στάθμης της θάλασσας πρέπει να επεξεργαστούν κατάλληλα ώστε να αποδώσουν τιμές της ΜΣΘ.
- Προκειμένου να προσεγγιστεί η ΜΣΘ κατά μήκος μιας τροχιάς χρειάζονται απαραίτητα μακροχρόνιες παρατηρήσεις από επαναληπτικές διαβάσεις.
- Από τις τιμές της ΜΣΘ πρέπει να απαλοιφεί το σήμα της ΜΔΩΤ της θάλασσας ώστε να υπολογιστεί το θαλάσσιο γεωειδές. Ο απευθείας υπολογισμός (με ωκεανογραφικές τεχνικές) του σήματος της ΜΔΩΤ δεν είναι πάντα εφικτός με υψηλή ακρίβεια και υψηλή ανάλυση σε παγκόσμια κλίμακα.

Σε σχέση με την δορυφορική αλτιμετρία, η ναυτική και εναέρια υλοποίησή της αλτιμετρίας παρουσιάζουν μια σειρά επιπλέον πλεονεκτημάτων αλλά και μειονεκτημάτων:

Πλεονεκτήματα

- Οι παρατηρήσεις του ύψους της στιγμιαίας στάθμης της θάλασσας δεν παρουσιάζουν θόρυβο κοντά στις ακτές και στα ρηγά νερά (ή αυτός είναι πολύ μικρός για την περίπτωση της εναέριας αλτιμετρίας με LASER/RADAR).
- Είναι εξαιρετικά πιο πυκνές σε σχέση με τις παρατηρήσεις της δορυφορικής αλτιμετρίας, με αποτέλεσμα να περιέχουν στο σήμα τους χαρακτηριστικά πολύ μικρού μήκους κύματος (αρκετά μικρότερα των 10 km).

Μειονεκτήματα

- Δεν μπορούν να έχουν ευρεία κάλυψη στους ωκεανούς (πχ. σε επίπεδο Μεσογείου Θάλασσας) λόγω του υψηλού κόστους και ουσιαστικά είναι ανέφικτη η παγκόσμια κάλυψη, λόγω χρόνου και πλήθους μέσων που θα απαιτούνταν.
- Δεν μπορούν να έχουν τα χαρακτηριστικά επαναληψιμότητας και χρονικής διάρκειας σε συνεχή παρατήρηση μια δορυφορικής επαναληπτικής αλτιμετρικής αποστολής.
- Εξαιτίας του παραπάνω και του γεγονότος ότι περιέχουν σήματα μικρού μήκους κύματος και υψηλής χρονικά συχνότητας της διακύμανσης της θαλάσσιας στάθμης, χρειάζονται ιδιαίτερα προσεκτικό χειρισμό στον διαχωρισμό των μεταβλητών σημάτων από το στατικό σήμα του γεωειδούς.

Οι παραπάνω λόγοι καθιστούν τις μη-δορυφορικές αλτιμετρικές παρατηρήσεις κατάλληλες για εξειδικευμένες εφαρμογές και ως πηγή δεδομένων ελέγχου δορυφορικών παρατηρήσεων

αλτιμετρίας, ειδικά στα μικρά μήκη κύματος. Δυνητικά παραδείγματα εξειδικευμένων εφαρμογών είναι η δημιουργία ενός υπέρ-τοπικού μοντέλου ΜΣΘ και γεωειδούς, στα πλαίσια δημιουργίας μιας ζώνης βαθμονόμησης δορυφορικών αλτιμέτρων ή στα πλαίσια ενός μεγάλου τεχνικού έργου (π.χ. γέφυρας Ρίου-Αντιρρίου).

1.3.4 Αποχές γεωειδούς από ορθομετρικά-γεωμετρικά υψόμετρα

Στη μέθοδο αυτή η αποχή του γεωειδούς σε ένα σημείο προκύπτει από τη διαφορά του γνωστού γεωμετρικού h και ορθομετρικού H υψόμετρου στο σημείο αυτό:

$$N = h - H$$

Συνήθως, οι διαφορές αυτές υπολογίζονται σε βάθρα (αναφερόμενα και ως σημεία GPS/leveling) ενός υπάρχοντος τριγωνομετρικού δικτύου, για τα οποία είναι γνωστά τα ορθομετρικά υψόμετρα και πραγματοποιούνται παρατηρήσεις με δέκτες GNSS ώστε να υπολογιστεί με ακρίβεια και το γεωμετρικό υψόμετρο. Η υψομετρική αυτή προσέγγιση, από μια πρώτη σκοπιά, παρουσιάζεται αρκετά απλή, εύκολη και γρήγορα υλοποιήσιμη, με υψηλή ακρίβεια, αλλά στην πραγματικότητα αντιμετωπίζει αρκετά προβλήματα.

Πρώτο από όλα τίθεται το θέμα της ομογενούς χρονικά αντιμετώπισης του προβλήματος καθώς όπως έχει περιγραφεί ο γήινος φλοιός δεν είναι στατικός. Έτσι, ενώ τα γεωμετρικά υψόμετρα που προκύπτουν από την επίλυση των παρατηρήσεων με δέκτες GNSS αναφέρονται σε κάποιο γεωδαιτικό πλαίσιο αναφοράς ITRF_{xx}⁷ (International Terrestrial Reference Frame) και μπορούν να μετασχηματιστούν σε υλοποιήσεις πλαισίων άλλης περιόδου, δεν μπορούν στην πραγματικότητα να αποδώσουν τα πραγματικά γεωμετρικά υψόμετρα στην εποχή που πραγματοποιήθηκε η χωροσταθμική επίλυση του δικτύου και αποδόθηκαν τα αντίστοιχα ορθομετρικά υψόμετρα. Αυτό οφείλεται στην έλλειψη στοιχείων σε βάθος χρόνου για τις κατακόρυφες ταχύτητες του εδάφους (ή αλλιώς του φλοιού) στο οποίο εδράζονται τα βάθρα, οι οποίες σε πολλές περιπτώσεις είναι αρκετά mm το χρόνο. Αρκεί να αναφερθεί ότι, από μελέτη που αφορά τον Ελλαδικό χώρο, οι διαφορές των ταχυτήτων σε γειτονικές γεωλογικές ζώνες προσεγγίζουν σε κάποιες περιπτώσεις τα 2 με 4mm/year, ενώ οι απόλυτες τιμές κατακόρυφων ταχυτήτων μπορεί να ξεπεράσουν ακόμα και τα 5mm/year (Hollenstein, 2008). Τέτοιες ταχύτητες αν θεωρηθούν σταθερές σε βάθος 35ετίας μπορούν να αποδώσουν σχετικές μεταβολές στα υψόμετρα από 7 έως και 14 cm, και απόλυτες μέχρι και 17.5 cm.

Δεύτερο πρόβλημα είναι η ανυπαρξία ενός αυστηρά ορισμένου ενιαίου κατακόρυφου Datum. Ως γνωστό, τα ορθομετρικά υψόμετρα των βάθρων αναφέρονται σε υψομετρικές διαφορές,

⁷ Ένα διεθνές γεωδαιτικό πλαίσιο αναφοράς ITRF_{xx} αναφέρεται στην υλοποίησή του που πραγματοποιήθηκε το έτος XX. Περισσότερες λεπτομέρειες για τα γεωδαιτικά πλαίσια αναφοράς και τις υλοποιήσεις τους μπορούν να βρεθούν στον ιστοχώρο: <http://itrf.ensg.ign.fr>

όπως προέκυψαν από γεωμετρική ή τριγωνομετρική χωροστάθμιση, σε σχέση με τη ΜΣΘ ενός παλιρροιογράφου και όχι του υψόμετρου του γεωειδούς κάποιου σημείου. Σε μια πρώτη προσέγγιση η διαφορά που προκύπτει είναι μια απλή κατακόρυφη μετατόπιση, ίση με τη διαφορά μεταξύ γεωειδούς και της ΜΣΘ στον παλιρροιογράφο αφετηρίας των υψών. Παρόλα αυτά, η τιμή αυτή δεν είναι σταθερή για όλο τον παραθαλάσσιο χώρο. Έτσι, ενώ κατά τη γεωμετρική χωροστάθμιση ακολουθούνται αυστηρά οι κλίσεις του γεωειδούς, λαμβάνοντας μηδενική αφετηρία υψών τη ΜΣΘ ενός παλιρροιογράφου αφετηρίας, και θεωρώντας μηδενικά τα σφάλματα της χωροσταθμικής όδευσης, θα ήταν αναμενόμενη η απόδοση μηδενικής υψομετρικής διαφοράς σε σχέση με τη ΜΣΘ που παρατηρήθηκε σε κάποιον άλλο παλιρροιογράφο, κάτι το οποίο δεν ισχύει λόγω της διαφορετικής αποχής της ΜΣΘ με το γεωειδές, τη λεγόμενη ΜΔΩΤ, στον παλιρροιογράφο τερματισμού. Αν και έχουν γίνει διάφορες μελέτες για τον προσδιορισμό της ΜΔΩΤ στον Ελλαδικό χώρο (Βέργος, 2006; Ευρωπαϊκό ερευνητικό πρόγραμμα SEa Level Fluctuations / SELF I & II; Zerbinì, 1996), αυτή είτε δεν έχει προσδιοριστεί ακόμα με επαρκή ακρίβεια, που να επιτρέπει την υψομετρική σύνδεση μεταξύ παλιρροιογράφων, είτε δεν καλύπτει τον Βόρειο Ελλαδικό χώρο.

Ένα τρίτο πρόβλημα είναι η μεθοδολογία και η τεκμηρίωση της ακρίβειας παρατήρησης των ορθομετρικών υψομέτρων από τον φορέα-υπηρεσία υλοποίησης του δικτύου. Για την περίπτωση του Ελλαδικού χώρου, παρόλο που δίνονται εκτιμήσεις της ακρίβειας των ορθομετρικών υψομέτρων για πλήθος βάθρων του τριγωνομετρικού δικτύου της χώρας, σε πολλά από αυτά το υψόμετρο έχει προσδιοριστεί με τριγωνομετρική υψομετρία και όχι με χωροστάθμιση, με αποτέλεσμα να αμφισβητείται η σχετική ακρίβεια.

Όπως αναφέρεται από τους Π.Μήλα και Χ.Μπιλήρη (2006), το Εθνικό Σύστημα Υψομέτρων⁸ έχει σαν αφετηρία την ΜΣΘ στον Πειραιά, όπως αυτή έχει προσδιοριστεί από την Υδρογραφική Υπηρεσία του Πολεμικού Ναυτικού (ΥΥΠΝ) από τις καταγραφές του εκεί παλιρροιογράφου για την χρονική περίοδο 1933-1978. Το χωροσταθμικό υψομετρικό δίκτυο του ηπειρωτικού χώρου έχει μετρηθεί τμηματικά από το 1963 έως το 1986 και είναι εξαρτημένο από τη χωροσταθμική αφετηρία R287 της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού, πλησίον του παλιρροιογράφου στη Σχολή Ναυτικών Δοκίμων (ΣΝΔ) με αποδιδόμενο υψόμετρο 14.665 m (Μυλωνά-Κοτρογιάννη, 1989). Το χωροσταθμικό δίκτυο της Κρήτης έχει εξαρτηθεί από τον παλιρροιογράφο του Ηρακλείου για τη ΜΣΘ της περιόδου 1955-1978, (Αντωνόπουλος, 1999), ενώ επιπλέον ανεξάρτητα δίκτυα έχουν ιδρυθεί στα περισσότερα από τα μεγαλύτερα νησιά.

⁸ Παρουσιάζεται αναλυτικά στο τέλος του κεφαλαίου μαζί με την έννοια και τα ήδη των υψομετρικών συστημάτων.

Ειδικά για τον Ελλαδικό χώρο, και λαμβάνοντας υπόψη όλα τα παραπάνω, προκύπτει ότι η αξιοποίηση σημείων GPS/leveling για τον υπολογισμό αποχών του γεωειδούς δεν μπορεί να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα υψηλής ακρίβειας καθώς:

- Οι πρώτες συστηματικές παρακολουθήσεις κατακόρυφων μετακινήσεων με GPS στον Ελλαδικό χώρο ξεκίνησαν περίπου το 1993, δηλαδή πάνω από 15 χρόνια μετά την ολοκλήρωση του εθνικού χωροσταθμικού δικτύου. Η σεισμικότητα και οι κατακόρυφες ταχύτητες στο μεσοδιάστημα δεν είναι σίγουρο ότι ήταν σταθερές ώστε να μπορούν να αναχθούν, ακόμα και οι πρώτες αυτές παρατηρήσεις με GPS, στην εποχή ολοκλήρωσης του χωροσταθμικού δικτύου.
- Οι παλιρροιογράφοι, στους οποίους εξαρτώνται ανεξάρτητα νησιωτικά χωροσταθμικά δίκτυα, δεν παρακολουθούνται συστηματικά για κατακόρυφες μετακινήσεις (πλην της εγκατάστασης μόνιμου δέκτη GNSS στον παλιρροιογράφο της Λευκάδας).

Σαν συμπέρασμα, τα συγκεκριμένα δεδομένα του Ελλαδικού χώρου, θα πρέπει να χρησιμοποιούνται με ιδιαίτερη προσοχή και κατά προτίμηση μόνο για εξωτερικό έλεγχο των αποτελεσμάτων άλλων μεθόδων υπολογισμού του γεωειδούς. Σε μια πρόσφατη μελέτη (Kotsakis, 2012) χρησιμοποιήθηκε ένα μεγάλο πλήθος σχετικών παρατηρήσεων, σε συνδυασμό με το παγκόσμιο μοντέλο EGM2008, με σκοπό τον εντοπισμό συστηματικών σφαλμάτων, την μοντελοποίηση και την εξάλειψή τους, ώστε να πραγματοποιηθεί η ενοποίηση των νησιωτικών υψομετρικών Datum του Ελλαδικού χώρου. Τα συμπεράσματα της σχετικής μελέτης δείχνουν την ύπαρξη σχετικών μετατοπίσεων μεταξύ των ανεξάρτητων νησιωτικών κατακόρυφων Datum, που κυμαίνονται από μερικά cm μέχρι αρκετά dm. Αυτές οι μετατοπίσεις αντανακλούν ένα μείγμα μεταξύ παραλλαγών της ΜΣΘ σε όλο το Αιγαίο και το Ιόνιο Πέλαγος, όπως επίσης και επηρεασμό από ασυνέπειες στη διαδικασία που ακολουθήθηκε από τη ΓΥΣ για τον προσδιορισμό της ΜΣΘ στον παλιρροιογραφικό σταθμό αναφοράς του κάθε νησιού. Επίσης, ένα μέρος αυτών των μετατοπίσεων θα πρέπει να αποδοθεί σε σφάλματα μεγάλου μήκους κύματος του EGM2008 (χωρίς όμως να ποσοτικοποιούνται), τα οποία προκαλούν μια προφανή μεταβολή (με διαφορετικό μέγεθος σε κάθε νησί) στα υπολογιζόμενα ύψη του γεωειδούς στα σημεία GPS/leveling.

1.4 Κύριες μέθοδοι προσδιορισμού του γεωειδούς

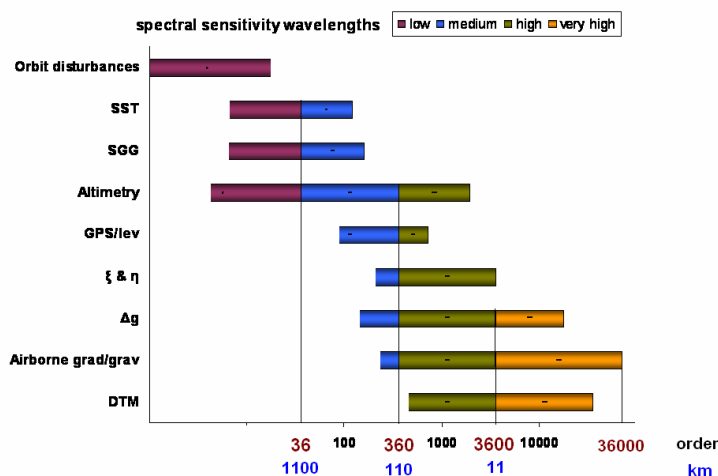
Οι μέθοδοι προσδιορισμού του γεωειδούς μπορούν να ταξινομηθούν από δύο κύρια χαρακτηριστικά. Από τη μια, κατηγοριοποιούνται βάσει του είδους των παρατηρήσεων που συμμετέχουν στη λύση και μπορούν να είναι αυτόνομες κατηγορίες, όπως παρουσιάστηκαν παραπάνω, ή συνδυασμός αυτών. Από την άλλη κατηγοριοποιούνται σε ολοκληρωματικές ή στοχαστικές μεθόδους, βάσει της μεθοδολογίας επίλυσης:

- Ολοκληρωματικές μέθοδοι (integral methods), χαρακτηρίζονται όσες χρησιμοποιούν ολοκληρωματικούς τύπους που είναι άμεσα συνδεδεμένοι με την επίλυση κάποιου από τα Γεωδαιτικά Προβλήματα Συνοριακών Τιμών (ΓΠΣΤ) χρησιμοποιώντας διαφόρους τύπους παρατηρήσεων (Δg , ξ , η , N , T , κ.ά.) του πεδίου βαρύτητας, οι οποίες κατά κανόνα διεξάγονται στην γήινη φυσική επιφάνεια. Οι ολοκληρωματικές μέθοδοι μπορούν να υποδιαιρεθούν περαιτέρω σε τεχνικές που χρησιμοποιούν κλασσικές ή τροποποιημένες διαδικασίες αριθμητικής ολοκλήρωσης, και σε φασματικές τεχνικές ολοκλήρωσης (spectral techniques) και υπολογισμού των συγκεκριμένων ολοκληρωματικών τύπων. Το πλεονέκτημα των φασματικών μεθόδων είναι ότι επιτρέπουν τη δυνατότητα ταχύτερου υπολογισμού των παραμέτρων του πεδίου βαρύτητας χρησιμοποιώντας κατάλληλους μετασχηματισμούς με τους οποίους οι σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων του πεδίου βαρύτητας, που τυπικά εξαρτώνται από την απόσταση, μετασχηματίζονται από συναρτήσεις του τρισδιάστατου πεδίου του χώρου (spatial domain) σε συναρτήσεις στο χώρο των φασματικών συχνοτήτων (spectral ή frequency domain).
- Στοχαστικές μέθοδοι (stochastic methods) χαρακτηρίζονται όσες βασίζονται στις διάφορες μαθηματικές προσεγγίσεις του διαταρακτικού δυναμικού και σε διαδικασίες παρεμβολής και πρόγνωσης των παραμέτρων του πεδίου βαρύτητας που σχετίζονται με αυτό, βάσει ειδικών εμπειρικών συναρτήσεων συμμεταβλητότητας που υπολογίζονται μέσω δειγματοληψίας των τιμών των παρατηρήσεων του πεδίου βαρύτητας. Τυπικό παράδειγμα στοχαστικής μεθόδου αποτελεί η λεγόμενη μέθοδος της σημειακής προσαρμογής (collocation).

Οι παραπάνω μέθοδοι αναλύονται διεξοδικά σε πλήθος συγγραμμάτων της Φυσικής Γεωδαισίας (Κατσάμπαλος και Τζιαβός, 1991; Tziavos, 1993; Βέργος, 2006; Αραμπέλος και Τζιαβός, 2007). Ανεξάρτητα της θεώρησης που θα ακολουθηθεί, ολοκληρωματική ή στοχαστική, και τη φασματική ή τη μη φασματική τους προσέγγιση για τον υπολογισμό του γήινου πεδίου βαρύτητας, η ακρίβεια της τελικής λύσης είναι αυστηρά συνδεδεμένη με τα παρατηρούμενα μεγέθη. Παράγοντες που επηρεάζουν σε αυτή την κατεύθυνση είναι η παρατηρούμενη παράμετρος του πεδίου βαρύτητας, η φασματική της ευαισθησία (εικ.1.6), η ακρίβεια της παρατήρησης, η πυκνότητα, η ομοιογενής κάλυψη και η πληρότητα κάλυψης του πεδίου. Ο κάθε παράγοντας έχει χαρακτηριστική επίδραση στην τελική επίλυση όπως αναλύεται παρακάτω:

- Φασματική ευαισθησία. Με τον όρο φασματική ευαισθησία προσδιορίζεται η ευαισθησία της παρατηρούμενης παραμέτρου να αποτυπώσει, κατά τη διαδικασία της μέτρησης της, τη μικρότερη δυνατή μεταβολή του πεδίου σε συγκεκριμένη περιοχή του φάσματος. Κατά αυτό τον ορισμό, η φασματική ευαισθησία μπορεί να προσδιοριστεί από δύο κύριους παράγοντες: i) το θόρυβο της τεχνικής της παρατήρησης, δηλαδή την ελάχιστη πραγματική μεταβολή που μπορεί να

καταγράφει ο μηχανισμός παρατήρησης (πχ. 0.1 mGal για ένα βαρυτήμετρο και 4 cm για ένα δορυφορικό αλτίμετρο RADAR), ii) την συσχέτιση της παρατηρούμενης παραμέτρου με συγκεκριμένες περιοχές του φάσματος του φυσικού πεδίου βαρύτητας. Σε αυτή την προσέγγιση, οι παρατηρούμενες άμεσες συνιστώσες του πεδίου (επιτάχυνση της βαρύτητας, σχετικές μεταβολές της, βαθμιδομετρία) συνήθως υπερέχουν των αντίστοιχων έμμεσων-γεωμετρικών συνιστωσών (απόκλιση της κατακορύφου, διαταραχές δορυφορικών τροχιών, αλτίμετρα, σημεία GPS/leveling). Σε αυτό το σημείο θα πρέπει να διευκρινιστεί ότι η παρατήρηση μιας άμεσης συνιστώσας δεν υπερέχει φασματικά στην περιγραφή του πεδίου σε όλες τις συχνότητες του φάσματος έναντι της παρατήρησης άλλων έμμεσων συνιστωσών. Για παράδειγμα, αν και η δορυφορική βαθμιδομετρία παρατηρεί άμεση συνιστώσα του πεδίου βαρύτητας (μεταβολές επιταχύνσεων), η φασματική της ευαισθησία είναι εξαιρετικά υψηλή στις χαμηλές συχνότητες (μεγάλα μήκη κύματος) αλλά μειώνεται δραστικά μεταβαίνοντας στις μεσαίες και μηδενίζεται στις υψηλές συχνότητες, λόγω του περιγραφόμενου βαρυτικού 'τείχους'. Έτσι, η σύγκριση της φασματικής ευαισθησίας πρέπει να πραγματοποιείται πάντα σε σχέση με την περιοχή του φάσματος που αναφέρεται.



Εικ.1.6 Τεχνικές παρατήρησης του γήινου πεδίου σε συνάρτηση με την παρατηρούμενη περιοχή του φάσματος.

- Η πυκνότητα κάλυψης, σε συνάρτηση με τον τύπο των δεδομένων, συνεισφέρει στο μέγιστο βαθμό αναπτύγματος, καθώς υψηλή πυκνότητα δεδομένων προσφέρει υψηλή διακριτική ικανότητα.
- Η ομοιογένεια στην κάλυψη, δηλαδή η όσο το δυνατόν κανονική χωρική κατανομή, προσφέρει στην ομαλή διακριτοποίηση του αναπτύγματος, αποδίδοντας μια συμπαγή (solid) λύση με ενιαία ακρίβεια για κάθε μήκος κύματος σε όλη την περιοχή μελέτης.
- Η παγκόσμια πληρότητα στην κάλυψη δεδομένων συνεισφέρει στον πλήρη ορισμό του αναπτύγματος.

Αξίζει να αναφερθεί ότι, ως προς τις πρακτικές υπολογισμού του γεωειδούς, για περίπου δύο δεκαετίες το Διεθνές Σχολείο Γεωδαισίας (International Geoid School / IGS), το οποίο λειτουργεί κάτω από τη στέγη της Διεθνούς Γεωδαιτικής Ένωσης, έχει εκτελέσει πλήθος εκπαιδευτικών σεμιναρίων σε όλο τον κόσμο. Η κύρια τεχνική που διδάσκεται από το IGS είναι η λεγόμενη τεχνική απομάκρυνσης-υπολογισμού-επαναφοράς (Remove-Compute-Restore, RCR), η οποία έχει χρησιμοποιηθεί εκτενώς για την ανάπτυξη πολλών μοντέλων γεωειδούς. Κύριο πλεονέκτημα της μεθόδου RCR είναι η αντιμετώπιση του πεδίου βαρύτητας φασματικά, σύμφωνα με την σύγχρονη θεώρηση της Γεωδαισίας, κατά την οποία διαχωρίζεται σε περιοχές του φάσματος χαμηλών, μεσαίων, υψηλών και πολύ υψηλών συχνοτήτων. Η μέθοδος RCR αντιμετωπίζει την αδυναμία παγκόσμιας κάλυψης με δεδομένα βαρύτητας, που απαιτείται σύμφωνα με την ολοκληρωματική μέθοδο του Stokes για τον υπολογισμό των υψομέτρων του γεωειδούς, αντικαθιστώντας αυτό το τμήμα του φάσματος στις χαμηλές συχνότητες με την ενσωμάτωση ενός παγκόσμιου μοντέλου βαρύτητας σφαιρικών αρμονικών. Από την άλλη, η τεχνική RCR επιτρέπει τον εμπλουτισμό του φάσματος στις υψηλές συχνότητες με την αξιοποίηση Ψηφιακών Μοντέλων Εδάφους (ΨΜΕ) και Ψηφιακών Μοντέλων Βαθυμετρίας (ΨΜΒ). Για τον Ελλαδικό χώρο έχουν πραγματοποιηθεί εργασίες τόσο ως προς την ακρίβεια των σύγχρονων ΨΜΕ (Vergos et.al., 2005; Delikaraoglou & Mintourakis, 2008) όσο και ως προς την συνεισφορά των ΨΜΒ στον υπολογισμό του γήινου πεδίου βαρύτητας στη θάλασσα (Delikaraoglou et al., 2009). Η τεχνική RCR αποτελεί το εργαλείο αντίστοιχων υπολογισμών στα πλαίσια της παρούσας Διατριβής.

1.5 Δημιουργία κατακόρυφου συστήματος αναφοράς

Για την δημιουργία ενός σύγχρονου κατακόρυφου συστήματος αναφοράς, λαμβάνοντας υπόψη τις νέες μεθοδολογίες που γίνονται διαθέσιμες, αλλά και τις ανάγκες σε ακρίβεια που φτάνουν πλέον στο επίπεδο του ± 1 cm, υπάρχουν πέντε διαθέσιμες επιλογές που παρουσιάζονται παρακάτω (Kearsley, 1993; Βέργος, 2006):

- Εξάρτηση από ένα δίκτυο παλιρροιογράφων κατάλληλα διατεταγμένων στην ακτογραμμή της χώρας, στους οποίους έχει υπολογιστεί με υψηλή ακρίβεια η ΜΣΘ και σε αυτούς ορίζεται η τιμή μηδέν του υψομετρικού datum. Όπως περιγράφηκε παραπάνω, σε αυτή την υλοποίηση το μεγαλύτερο πρόβλημα είναι ότι η τιμή της ΜΔΩΤ δεν είναι σταθερή. Επομένως, στο σενάριο που θα επιχειρηθεί υψομετρική τους σύνδεση θα προκύψουν διαφορές ακριβώς αντίστοιχες με τις κατά τόπους διαφορές της ΜΔΩΤ, με την προϋπόθεση ότι όλες οι άλλες παρατηρήσεις είναι απαλλαγμένες από σφάλματα και επιδράσεις.
- Εξάρτηση όλου του υψομετρικού datum από ένα παλιρροιογραφικό σταθμό, στον οποίο αποδίδεται το μηδενικό υψόμετρο, έπειτα από τη συνόρθωση όλου του δικτύου σαν ελεύθερο. Αυτή είναι η υλοποίηση του παραπάνω σεναρίου, όπου οι

υψομετρικές διαφορές που θα προκύψουν προς συνόρθωση ουσιαστικά αντιστοιχούν στα άγνωστα ύψη της ΜΔΩΤ. Όπως γίνεται φανερό, η συνόρθωση αυτή ελαχιστοποιεί πραγματικές υψομετρικές διαφορές αντιμετωπίζοντάς τις ως σφάλματα μέσα στις εξισώσεις παρατήρησης.

- Ορισμός ενός κατακόρυφου datum, με βελτίωση της δεύτερης επιλογής, μέσω του προσδιορισμού της ΜΔΩΤ σε κάθε παλιρροιογραφικό σταθμό, ώστε να είναι γνωστή η τιμή της αποχής μεταξύ της υπολογισμένης τιμής της ΜΣΘ από το γεωειδές, και η απόδοση των μηδενικών τιμών στο γεωειδές. Σε αυτή την περίπτωση η συνόρθωση καλείται να ελαχιστοποιήσει σφάλματα παρατηρήσεων αλλά και πιθανές γεωλογικές επιδράσεις (κατακόρυφες κινήσεις του φλοιού συσχετισμένες στην υπολογιζόμενη ΜΣΘ). Η προσέγγιση αυτή ξεπερνά τις αδυναμίες των δυο προαναφερόμενων (ειδικά αν εξαλειφθούν και οι πιθανές γεωλογικές επιδράσεις). Μια επέκταση της επιλογής αυτής είναι να αποδοθούν και απόλυτες τιμές ως προς κάποιο ελλειψοειδές αναφοράς, πέρα από τις παρατηρούμενες σχετικές τιμές υψομέτρων (υψομετρικές διαφορές ως προς το γεωειδές). Αυτό μπορεί να γίνει είτε με παρατηρήσεις GPS στους παλιρροιογράφους (αποδίδοντάς τους και το επιθυμητό γεωμετρικό υψόμετρο) είτε με τον προσδιορισμό ενός μοντέλου ΜΣΘ υψηλής ακρίβειας με τη χρήση της αλτιμετρίας, είτε με τη χρήση ενός μοντέλου γεωειδούς αντίστοιχα υψηλής ακρίβειας. Η επέκταση αυτή είναι σημαντική καθώς δίνει τη δυνατότητα της ενοποίησης του υψομετρικού datum μιας χώρας σε ένα παγκόσμιο σύστημα, αλλά και τη δυνατότητα ομογενοποίησης ενός κατακερματισμένου δικτύου ανεξάρτητων υψομετρικών συστημάτων σε μια νησιωτική χώρα όπως η Ελλάδα.
- Ορισμός ενός κατακόρυφου datum, με επέκταση της τρίτης επιλογής και απόδοσης κατάλληλων βαρών στα δεδομένα των παλιρροιογραφικών σταθμών επιτρέποντάς τους έτσι να είναι ελεύθεροι στην συνόρθωση. Η επιλογή αυτή είναι ιδιαίτερα ελκυστική, ειδικά με τη βελτίωση των αλτιμετρικών δεδομένων και των τεχνικών προσδιορισμού της ΜΔΩΤ, αλλά προϋποθέτει και την ύπαρξη εκτιμήσεων με ικανοποιητική ακρίβεια των σφαλμάτων όλων των δεδομένων που συμμετέχουν στη λύση. Για την περίπτωση του Ελλαδικού χώρου δεν υπάρχουν εκτιμήσεις των σφαλμάτων για τα παλιρροιογραφικά δεδομένα, ενώ και τα απόλυτα σφάλματα των αλτιμετρικών παρατηρήσεων και των τεχνικών υπολογισμού της ΜΔΩΤ δεν είναι δεδομένα για την περιοχή μελέτης.
- Η πέμπτη επιλογή αποτελεί εξέλιξη της προηγούμενης με την προσθήκη επιπλέον παρατηρήσεων γεωμετρικών υψομέτρων από δέκτες GNSS συνδυασμένους με ύψη βαρυτημετρικού γεωειδούς από κάποιο μοντέλο υψηλής ακρίβειας και διακριτικής ικανότητας. Η ιδανική επιλογή είναι η εγκατάσταση μόνιμων δεκτών GNSS σε παλιρροιογραφικούς σταθμούς καθώς αυτό δίνει το πλεονέκτημα, από τη μια της συνεχούς παρακολούθησης μικρομετακινήσεων του φλοιού που θα μπορούσαν να παρερμηνευθούν ως μεταβολές στη ΜΣΘ, και από την άλλη την ενοποίηση με κάποιο παγκόσμιο σύστημα κατακόρυφης αναφοράς και την ικανότητα συνεχούς παρακολούθησης και επικαιροποίησης του υψομετρικού Datum σε σχέση με το

παγκόσμιο. Τέλος, η πιο σύγχρονη προσέγγιση στον ορισμό ενός παγκόσμιου συστήματος κατακόρυφης αναφοράς είναι ο προσδιορισμός της τιμής του δυναμικού βαρύτητας W_0 από κάποιο γεωδυναμικό μοντέλο ή από επιλογή μιας αυθαίρετης τιμής του, είτε από το μέσο όρο των τιμών του W_0 που προσδιορίζονται σε όλη την έκταση των ωκεανών με τη χρήση της δορυφορικής αλτιμετρίας.

Στον Ελλαδικό χώρο η κύρια πρόκληση είναι η ενοποίηση του ηπειρωτικού με τα ανεξάρτητα νησιωτικά συστήματα υψών. Οποιαδήποτε από τις τρεις τελευταίες επιλογές και αν ακολουθηθεί παρουσιάζει μια σειρά έντονων προκλήσεων:

- Το χωροσταθμικό δίκτυο δεν έχει επικαιροποιηθεί με κάποια νέα επαναμέτρηση και επίλυση από την εποχή της ολοκλήρωσης των μετρήσεων το 1986. Αποτέλεσμα αυτού είναι η αδυναμία ελέγχου των διαφορών που προκύπτουν στα υψόμετρα μεταξύ των χωροσταθμικών αφετηριών των παλιρροιογράφων λόγω σχετικών μετακινήσεων των τεκτονικών πλακών στις οποίες εδράζονται. Ελάχιστοι παλιρροιογράφοι παρακολουθούνται συνεχώς για κατακόρυφες μετακινήσεις, με την χρήση μόνιμα εγκατεστημένου δέκτη GNSS. Τέτοιοι είναι ο παλιρροιογράφος της ΥΥΠΝ στη Λευκάδα ενταγμένος στο European SEA level Service Research Infrastructure (ESEAS, Plag, 2003), της Γαύδου στα πλαίσια του προγράμματος GAVDOS (Mertikas et al., 2004), και της Κορώνης (Χουσιανίτης, 2018, 2020) ενταγμένος στο δίκτυο National Observatory of Athens Network (NOANET) των μόνιμων σταθμών GPS του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΓΕ.ΙΝ, Ε.Α.Α.).
- Η εφαρμογή της δορυφορικής αλτιμετρίας είναι εξαιρετικά απαιτητική στο παράκτιο περιβάλλον, και ειδικά του Αιγαίου Πελάγους, στο οποίο βρίσκονται διάσπαρτα εκατοντάδες νησιά και βραχονησίδες, καθώς τα δορυφορικά αλτιμέτρα με RADAR παρουσιάζουν μεγάλο θόρυβο στις παρατηρήσεις τους. Επίσης, όπως αναλύεται στο 3^ο κεφάλαιο, οι συνήθεις μέθοδοι ομογενοποίησης και συνόρθωσης αλτιμετρικών παρατηρήσεων παρουσιάζουν κάποιες αδυναμίες στο Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο (χωρική ανισοκατανομή διασταυρώσεων τροχιακών ιχνών, μη ιδανικό γεωμετρικό σχήμα περιοχής μελέτης, αδυναμίες παραμετρικών μοντέλων της συνόρθωσης κλπ).
- Ο υπολογισμός ενός θαλάσσιου βαρυτιμετρικού γεωειδούς είναι αδύνατος βορειότερα του 37^{ου} παραλλήλου λόγω έλλειψης παρατηρήσεων θαλάσσιας βαρύτητας. Επίσης, τα δεδομένα θαλάσσιας βαρύτητας για τον υπόλοιπο χώρο χαρακτηρίζονται από τα προβλήματα που ήδη αναφέρθηκαν σε προηγούμενο σκέλος του παρόντος κεφαλαίου. Το γεγονός αυτό δημιουργεί επισφάλεια στον προσδιορισμό της ΜΔΩΤ με την γεωδαιτική προσέγγιση, η οποία συνίσταται στην αφαίρεση ενός καθαρά θαλάσσιου βαρυτιμετρικού γεωειδούς από ένα αλτιμετρικό μοντέλο της ΜΣΘ.
- Μέχρι πρόσφατα δεν υπήρχε κάποιο τοπικό, καθαρά ωκεανογραφικό μοντέλο της ΜΔΩΤ (Περιβολιώτης, 2010) υψηλής διακριτικής ικανότητας και ακρίβειας.

Διάφορα παγκόσμια μοντέλα της ΜΔΩΤ ή περιφερειακά για τη Μεσόγειο Θάλασσα⁹ προέρχονται συνήθως από ωκεανογραφικές παρατηρήσεις, οι οποίες δεν είναι χρονικά συνεχείς (ευκαιριακές παρατηρήσεις) και αξιοποιούν ως βασικό εργαλείο αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας επαναλαμβανόμενης τροχιάς (Exact Repeat Missions / ERM). Αποτέλεσμα είναι ότι η ανάλυσή τους να είναι χαμηλότερη των μοντέλων ΜΣΘ. Επίσης, το γεγονός ότι τα μοντέλα αυτά δεν προέρχονται από συνεχείς λύσεις ενός ωκεανογραφικού μοντέλου κυκλοφορίας, βασισμένου σε συνεχείς παρατηρήσεις ωκεανογραφικών παραμέτρων, αλλά αποτελούν ένα δεδομένο τελικό μοντέλο της ΜΔΩΤ για μια δεδομένη εποχή, καθιστούν αδύνατο τον έλεγχο της ακρίβειας των διακριτών χρονικά βημάτων από τα οποία προέκυψε.

⁹ όπως το Synthetic Mean Dynamic Topography for the Mediterranean 2014 / SMDTMed2014 (Rio et al, 2014).

Κεφάλαιο 2

Θαλάσσια στάθμη και δυναμικά φαινόμενα

2 Εισαγωγή

Όπως είναι γνωστό, οι υδάτινες μάζες των θαλασσών και των ωκεανών είναι σε συνεχή κίνηση, εμφανίζουν μεταβολές στην πυκνότητά τους και βρίσκονται κάτω από την επίδραση της ατμόσφαιρας, ορίζοντας κατά αυτό τον τρόπο ένα δυναμικό σύστημα. Αποτέλεσμα όλων αυτών των διεργασιών είναι η συνεχής χωρική και χρονική μεταβολή του ύψους της θαλάσσιας στάθμης ή αλλιώς της Στιγμιαίας Στάθμης της Θάλασσας (ΣΣΘ). Η Επιστήμη η οποία μελετά τις φυσικές διεργασίες και καταγράφει τις φυσικές παραμέτρους των ωκεανών ονομάζεται Φυσική Ωκεανογραφία. Η κατανόηση των φαινομένων που επηρεάζουν τη θαλάσσια στάθμη είναι κρίσιμη και από γεωδαιτική σκοπιά καθώς υπάρχει άμεση σύνδεση μεταξύ του θαλάσσιου γεωειδούς και της θαλάσσιας στάθμης. Έτσι, κρίνεται σκόπιμη η ερμηνεία εννοιών της Φυσικής Ωκεανογραφίας και η παρουσίαση των μεθόδων της για τον προσδιορισμό της θαλάσσιας στάθμης καθώς αυτές μπορούν να αξιοποιηθούν άμεσα για τον προσδιορισμό του θαλάσσιου γεωειδούς.

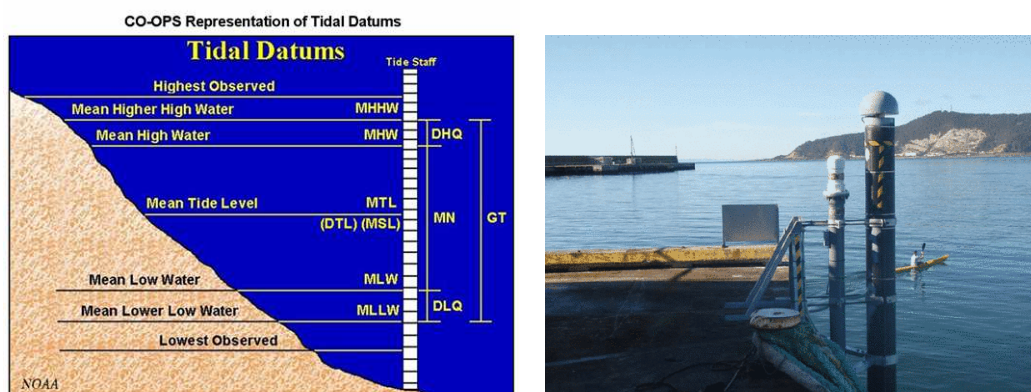
2.1 Η θαλάσσια στάθμη ως συνδυαστικός κρίκος της Γεωδαισίας και της Ωκεανογραφίας

Από την Γεωδαισία είναι γνωστό ότι η Μέση Στάθμη της Θάλασσας (ΜΣΘ) λαμβάνεται ως η στάθμη με μηδέν (ορθομετρικό) υψόμετρο και θεωρείται ως η καταλληλότερη επιφάνεια αναφοράς για τα ορθομετρικά υψόμετρα (υψομετρικό datum) που προσδιορίζονται συνήθως μέσω των διαδικασιών γεωμετρικής χωροστάθμησης. Συνήθως, στους περισσότερους τοπογραφικούς χάρτες, αναφέρεται ως αφετηρία των καταγεγραμμένων σε αυτούς υψομέτρων, η υπολογισμένη ΜΣΘ σε κάποιο σημείο εντός ή κοντινό της απεικονιζόμενης περιοχής. Η ΜΣΘ, για συγκεκριμένη χρονική περίοδο p , προκύπτει ως η αριθμητική μέση τιμή, όπως προέκυψε από το σύνολο n συνεχών παρατηρήσεων ΣΣΘ, με χρονικά σταθερή συχνότητα δειγματοληψίας σε διακριτούς χρόνους t , από κάποια συσκευή παρατήρησης-παλιρροιογράφο (εικ.2.1):

$$ΜΣΘ_p = \frac{\sum ΣΣΘ_t}{n} \quad (2.1)$$

Ο υπολογισμός της μέσης τιμής αποσκοπεί στην απαλοιφή των επιδράσεων φαινομένων που διαμορφώνουν τη ΣΣΘ. Όπως γίνεται αντιληπτό, τόσο η χρονική περίοδος p της δειγματοληψίας, όσο και η συχνότητά της, είναι μεγέθη κρίσιμα για τον υπολογισμό της τιμής ΜΣΘ καθώς πολλά από τα φαινόμενα που επιδρούν στη ΣΣΘ είναι περιοδικού χαρακτήρα (κυρίως αστρονομική παλίρροια). Έτσι, από τη μία το χρονικό εύρος της δειγματοληψίας θα πρέπει να είναι αντίστοιχου χρονικού διαστήματος προς το φαινόμενο της μεγαλύτερης περιόδου, και από την άλλη η συχνότητα της δειγματοληψίας δεν θα πρέπει να ταυτίζεται με την ιδιοσυχνότητα κάποιου φαινομένου και να είναι τουλάχιστον υψηλότερη

από τη μικρότερη ζητούμενη περίοδο. Έχει επικρατήσει, ως ένας ‘ασφαλής’ τρόπος, ο υπολογισμός της τιμής της ΜΣΘ για κάποιο σημείο από υψίσυχνες (συνήθως ωριαίες) παρατηρήσεις της ΣΣΘ σε μόνιμους παλιρροιογράφους για χρονική περίοδο 18.6 ετών περίπου, που είναι η περίοδος επανάληψης των τροχιακών χαρακτηριστικών της Σελήνης. Παρόλα αυτά, η προσέγγιση αυτή μπορεί να θεωρηθεί ασφαλής με δύο κύριες παραδοχές. Πρώτον, ότι αγνοείται το φαινόμενο της μακρόχρονης μεταβολής της στάθμης της θάλασσας λόγω αλλαγών στο ισοζύγιο νερού και πάγων (άνοδος της στάθμης της θάλασσας λόγω κλιματικής αλλαγής), και δεύτερον, ότι ο παλιρροιογράφος εδράζεται σε τμήμα του φλοιού το οποίο δεν παρουσιάζει υψομετρικές μεταβολές. Και οι δύο παραδοχές βέβαια δεν ισχύουν αλλά μπορούν να αντιμετωπιστούν θεωρώντας, την μεν πρώτη, συνήθως ως ένα γραμμικά στο χρόνο εξελισσόμενο φαινόμενο, οπότε η υπολογιζόμενη ΜΣΘ περιόδου p αναφέρεται στο χρόνο στο μέσο της περιόδου, και για τη δεύτερη, συνδέοντας τον παλιρροιογράφο, είτε με ένα ευρύτερο υψομετρικό δίκτυο στο οποίο παρακολουθούνται τακτικά οι διαχρονικές υψομετρικές διαφορές, είτε, ασφαλέστερα, με ένα παγκόσμιο δίκτυο με την εγκατάσταση ενός δέκτη GNSS (εικ.2.1).



Εικ.2.1 Αριστερά, οι χαρακτηριστικές τιμές που προκύπτουν από τις καταγραφές ενός παλιρροιογράφου ο οποίος ορίζει ένα υψομετρικό datum. Δεξιά, δέκτης GNSS σε παλιρροιογράφο.

πηγές: http://tidesandcurrents.noaa.gov/datum_options.html & <http://imos.org.au>

Το τελευταίο είναι και η συνηθέστερη και επιδιωκόμενη αντιμετώπιση κατά την τελευταία δεκαετία για τους μόνιμους παλιρροιογραφικούς σταθμούς οι οποίοι εντάσσονται σε περιφερειακά ή και παγκόσμια δίκτυα (Permanent Service for Mean Sea Level / PSMSL, ESEAS). Μάλιστα, θα μπορούσε να ειπωθεί ότι είναι η επιβεβλημένη λύση για παλιρροιογράφους ενταγμένους σε ερευνητικά προγράμματα ή παλιρροιογράφους που αποτελούν μέρος ενός εθνικού υψομετρικού Datum και είναι εγκατεστημένοι σε ενεργά σεισμογενείς ζώνες. Η τελευταία προσέγγιση, αν και ενέχει υψηλό αρχικό κόστος (κόστος εξοπλισμού, δημιουργία υποδομής) είναι η μόνη που διασφαλίζει την αξιοπιστία του υψομετρικού δικτύου μιας χώρας όπως η Ελλάδα και σε βάθος χρόνου ίσως αποδεικνύεται τεχνοοικονομικά συμφερότερη σε σχέση με την ίδρυση, συντήρηση και συνεχή παρακολούθηση υψομετρικών δικτύων στην ευρύτερη περιοχή των παλιρροιογράφων. Στην

Ελλάδα, αυτή τη στιγμή υπάρχουν παλιρροιογράφοι, αντίστοιχων προδιαγραφών, στη Ν.Λευκάδα στα πλαίσια του προγράμματος ESEAS (Plag, 2003), στη Ν.Γαύδο στα πλαίσια του προγράμματος GAVDOS (Mertikas et al., 2004), και στην Κορώνη ενταγμένος στο δίκτυο NOANET των μόνιμων σταθμών GPS του ΓΕ.ΙΝ., Ε.Α.Α. (Χουσιανίτης, 2018, 2020). Επίσης, στα πλαίσια διεθνών ερευνητικών προγραμμάτων εγκαταστάθηκαν, αλλά δεν λειτουργούν πλέον, στο Παλέκαστρο της Κρήτης, στο Καραβοστάσι πλησίον της Μάνης, στο Εμποριό της Χίου και στην Κύμη της Εύβοιας (E.C.Pavlis et al., 2009). Το ίδιο ισχύει για τους μόνιμους δέκτες GPS οι οποίοι είναι εκτός λειτουργίας στους παλιρροιογράφους του δίκτυο Hellenic National Tsunami Warning Centre (HL-NTWC) του ΓΕ.ΙΝ., Ε.Α.Α. στο Καψάλι στα Κύθηρα και στην Παλαιοχώρα Χανίων (Χουσιανίτης, 2018, 2020).

Το γεωειδές μπορεί να οριστεί ως μια ισοδυναμική επιφάνεια της Γης η οποία ταυτίζεται, σε μια πρώτη προσέγγιση με τη ΜΣΘ, και με ικανοποιητική ακρίβεια αν η τελευταία διορθωθεί από την επίδραση των παλιρροιών, των ρευμάτων, της μεταβολής της πυκνότητας του νερού, της ατμοσφαιρικής πίεσης, των ανέμων και του κυματισμού. Ο ορισμός αυτός αναδεικνύει την αλληλεξάρτηση η οποία υπάρχει στο θαλάσσιο περιβάλλον μεταξύ δύο κύριων γεωεπιστημών, της Γεωδαισίας και της Ωκεανογραφίας, καθώς και τη συσχέτιση μεταξύ γεωειδούς και θαλάσσιας στάθμης. Η κρίσιμη παράμετρος, που συνδέει τις δύο επιστήμες, είναι η αποχή της ΣΣΘ από το γεωειδές, η λεγόμενη τοπογραφία της επιφάνειας της θάλασσας ή αλλιώς Δυναμική Ωκεάνια Τοπογραφία (ΔΩΤ). Η ΔΩΤ αποτελεί το στιγμιαίο αποτύπωμα της δυναμικής κατάστασης της θάλασσας στο υψόμετρο της θαλάσσιας στάθμης. Συγκεκριμένα, είναι η μεταβολή στο ύψος της θαλάσσιας στάθμης που σχετίζεται με τις φυσικές διεργασίες και μεταβολές στις υδάτινες αλλά και στις αέριες μάζες. Η αλληλεξάρτηση των δύο γεωεπιστημών έγκειται στο γεγονός ότι η γνώση της ΔΩΤ είναι απαραίτητη, από τη μια στη γεωδαισία για την αναγωγή των παρατηρήσεων στην συνοριακή επιφάνεια του γεωειδούς, και από την πλευρά της ωκεανογραφίας για τον υπολογισμό της ωκεάνιας κυκλοφορίας, της αλληλεπίδρασης με την ατμόσφαιρα και την εκτίμηση των φυσικών ιδιοτήτων του θαλάσσιου νερού. Η σχέση που συνδέει σε ένα συγκεκριμένο σημείο της θαλάσσιας επιφάνειας τα μεγέθη της ΣΣΘ, του υψόμετρου του γεωειδούς N και της ΔΩΤ σε δεδομένη χρονική στιγμή t είναι:

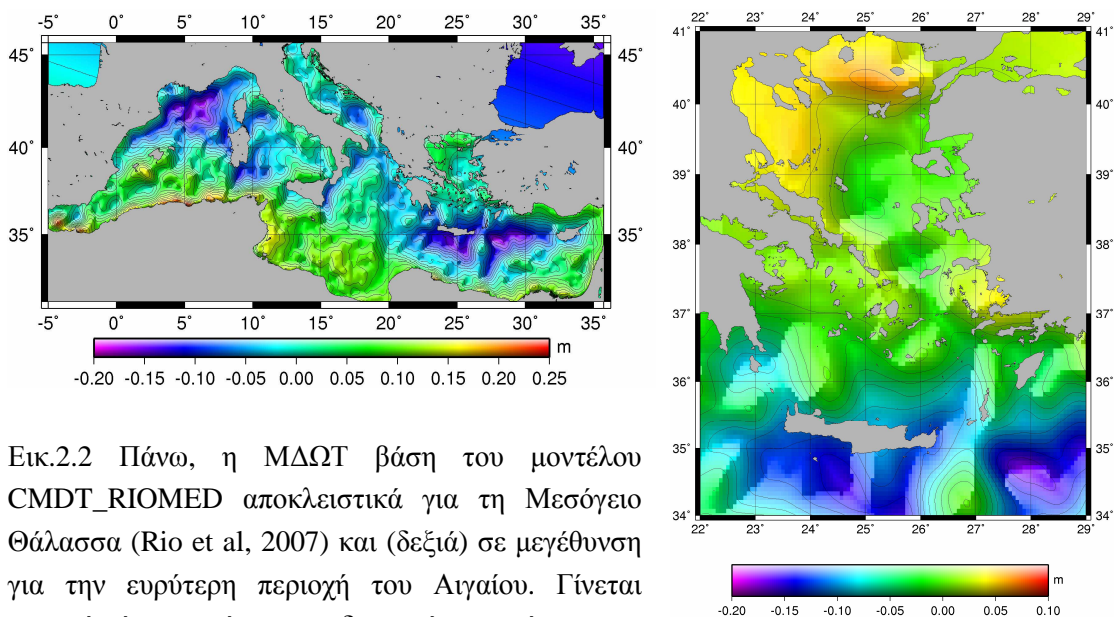
$$\Delta\Omega T_t = \Sigma\Sigma\Theta_t - N \quad (2.2)$$

Σε αντιστοιχία με τη ΜΣΘ είναι η Μέση Δυναμική Ωκεάνια Τοπογραφία (ΜΔΩΤ). Η τελευταία ορίζεται ως η μέση τιμή της επιφάνειας της ΔΩΤ σε κάποιο ικανό χρονικό διάστημα (αρκετών ετών). Η ΜΔΩΤ ουσιαστικά αντικατοπτρίζει τη μέση δυναμική κατάσταση της θαλάσσιας κυκλοφορίας, η οποία συνήθως αντιστοιχεί στην ύπαρξη μόνιμων ρευμάτων. Πρακτικά και για μεγάλο χρονικό εύρος p ισχύει:

$$M\Delta\Omega T_p = M\Sigma\Theta_p - N \quad (2.3)$$

Οι παραπάνω δύο σχέσεις είναι αυτές που αναδεικνύουν την αλληλεξάρτηση των γεωεπιστημών της Γεωδαισίας και της Ωκεανογραφίας στο θαλάσσιο χώρο. Η ΜΔΩΤ, η

οποία εκφράζεται ως η διαφορά της ΜΣΘ και του υψόμετρου του γεωειδούς N , έχει ένα εύρος τιμών πάνω από 3m σε παγκόσμια κλίμακα. Για παράδειγμα, έχουν υπολογιστεί τιμές από -1.86m έως και +1.35m βάση του μοντέλου DNSC08MDT (O.B.Andersen and P.Knudsen, 2008), και από -1.69m έως και +1.81m βάση του μοντέλου CNES-CLS09 MDT (Rio et al, 2009). Η τιμή του εύρους αυτού μπορεί να έχει έντονες διακυμάνσεις, με μέγεθος αρκετών εκατοστών, ακόμα και σε περιορισμένες γεωγραφικά περιοχές, όπως αυτή του ευρύτερου Αιγαίου Πελάγους, καθιστώντας την, όσο το δυνατόν, ακριβή γνώση της κρίσιμη για Γεωδαιτικές και Ωκεανογραφικές μελέτες ακόμα και περιφερειακής κλίμακας (εικ. 2.2).



Εικ.2.2 Πάνω, η ΜΔΩΤ βάση του μοντέλου CMDT_RIOMED αποκλειστικά για τη Μεσόγειο Θάλασσα (Rio et al, 2007) και (δεξιά) σε μεγέθυνση για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου. Γίνεται φανερό τόσο το εύρος των διακυμάνσεων όσο και η ‘ακανόνιστη’ μορφή τους.

Ο προσδιορισμός της ΜΔΩΤ μπορεί να γίνει με δύο τρόπους:

- Τη λεγόμενη άμεση-ωκεανογραφική προσέγγιση, μέσω παρατηρήσεων των φυσικών ιδιοτήτων του θαλασσινού νερού και τη χρήση μοντέλων ωκεάνιας κυκλοφορίας του κλάδου της Φυσικής-Επιχειρησιακής Ωκεανογραφίας.
- Τη λεγόμενη έμμεση-γεωδαιτική προσέγγιση, μέσω του υπολογισμού ενός μοντέλου του γεωειδούς και ενός μοντέλου ΜΣΘ.

Οι δύο προσεγγίσεις παρουσιάζονται στο τέλος του παρόντος κεφαλαίου. Προκειμένου να κατανοηθεί πληρέστερα η άμεση-ωκεανογραφική προσέγγιση, η οποία είναι η κύρια επιλογή για το πειραματικό σκέλος αυτής της διατριβής, κρίνεται σκόπιμο να παρουσιαστούν, τόσο οι κρίσιμες έννοιες της Φυσικής-Επιχειρησιακής Ωκεανογραφίας, όσο και τα εργαλεία και οι αρχές που διαμορφώνουν αυτή την προσέγγιση.

2.2 Στοιχεία Φυσικής Ωκεανογραφίας

Ο κλάδος της Επιστήμης ο οποίος ασχολείται με τις φυσικές ιδιότητες του θαλάσσιου περιβάλλοντος και της κυκλοφορίας των υδάτινων μαζών στους ωκεανούς ονομάζεται Φυσική Ωκεανογραφία. Αναλυτικά, η Φυσική Ωκεανογραφία ασχολείται με την καταγραφή της θερμοκρασίας και αλατότητας των υδάτων, τα ρεύματα, τις παλίρροιες, τον κυματισμό και την αλληλεπίδραση θάλασσας και ατμόσφαιρας.

Η εξέταση της φυσικής του θαλάσσιου περιβάλλοντος βασίζεται σε αρχές της Νευτώνειας μηχανικής, καθώς και σε κλάδους φυσικών επιστημών, σχετιζόμενους με τη μελέτη και την στατιστική περιγραφή ενός συστήματος σωματιδίων, όπως η Θερμοδυναμική, η Μηχανική Συνεχών Μέσων και η Ρευστομηχανική ως ιδιαίτερο τμήμα εμβάθυνσης της τελευταίας (B.Ζερβάκης, 2007). Ένας παραπέρα κλάδος εξειδίκευσης της Φυσικής Ωκεανογραφίας είναι η Επιχειρησιακή Ωκεανογραφία. Η Επιχειρησιακή Ωκεανογραφία είναι ένας καινούργιος αλλά δυναμικός και γρήγορα αναπτυσσόμενος κλάδος των Θαλάσσιων Επιστημών, που σκοπό έχει την ανάπτυξη μεθόδων και συστημάτων συνεχούς παρακολούθησης, πρόγνωσης και πληροφόρησης για τις συνθήκες που επικρατούν στο θαλάσσιο περιβάλλον (Κ.Νίττης, Γ.Χρόνης, 2005) και ο οποίος χρησιμοποιεί στοιχεία μετεωρολογίας, τεχνολογίας συστημάτων μέτρησης-αυτοματισμού-τηλεπικοινωνιών, στοιχεία αριθμητικής ανάλυσης και άλλων εφαρμοσμένων επιστημών σχετικών με Ισοζύγια Μάζας και Ενέργειας, Υπολογιστικής Μηχανικής και τεχνικών ανάλυσης Πεπερασμένων Στοιχείων.

2.2.1 Θερμοδυναμικές ιδιότητες των θαλασσιών μαζών

Η μελέτη της δυναμικής συμπεριφοράς των ωκεανών απαιτεί στοιχεία γνώσης της θερμοδυναμικής συμπεριφοράς των θαλασσιών μαζών που τους απαρτίζουν. Κύρια στοιχεία που ορίζουν τις φυσικές, άρα και τις θερμοδυναμικές, ιδιότητες ενός ρευστού είναι η θερμοκρασία, η πίεση, η πυκνότητα και το ιξώδες του.

Στην προκειμένη περίπτωση, που το ρευστό είναι το θαλασσίνο νερό, η αλατότητά του είναι αυτή που αποτελεί το κύριο χαρακτηριστικό που επηρεάζει την πυκνότητά του. Ως αλατότητα ορίζεται το συνολικό ποσό σε γραμμάρια των διαλυμένων στερεών ουσιών που περιέχονται σε 1kg θαλασσινού νερού, όταν όλα τα ανθρακικά έχουν μετατραπεί σε οξείδια, το βρώμιο και το ιώδιο έχουν αντικατασταθεί από χλώριο και όλα τα οργανικά έχουν οξειδωθεί πλήρως. Η αλατότητα προσδιορίζεται με πόντιση συσκευών παρατήρησης της αγωγιμότητας του νερού, μέθοδος η οποία είναι ακριβέστερη και ταχύτερη κλασικών εργαστηριακών αναλύσεων (Cox et al, 1967), και αποτελεί την ενδεδειγμένη διεθνώς μεθοδολογία από το 1978 κατόπιν απόφασης της αρμόδιας επιτροπής του Ο.Η.Ε. για την Ωκεανογραφία (εικ.2.3).



Εικ.2.3 Αριστερά, πόντιση CTD profiler από το ΥΓ/ΩΚ Ναυτίλος του Πολεμικού Ναυτικού. Δεξιά, πόντιση CTD profiler από το Κέντρο Επιστημών της Αλάσκα (Alaska Science Center) της υπηρεσίας United States Geological Survey στο απαιτητικό περιβάλλον της Αλάσκας.

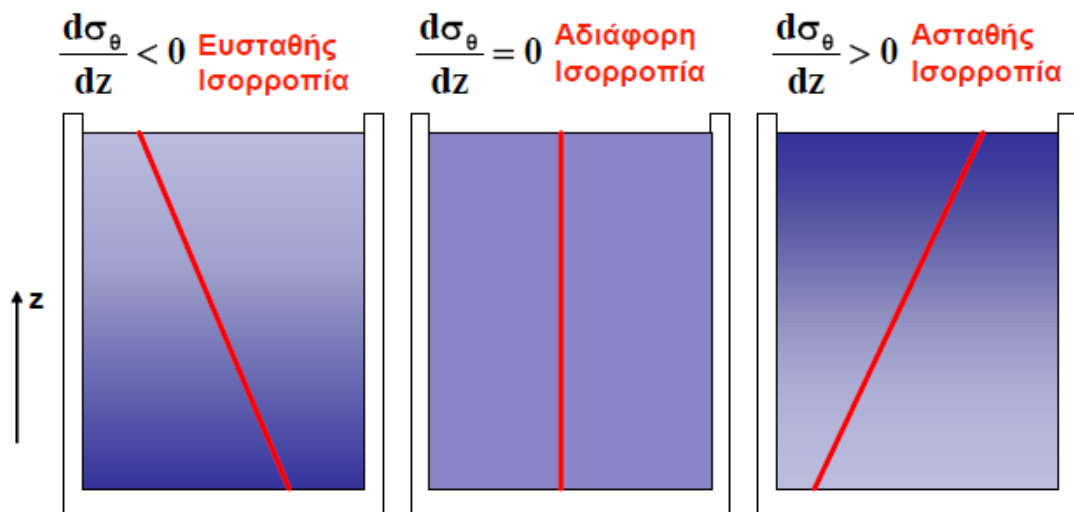
πηγές: προσωπικό αρχείο &

http://alaska.usgs.gov/science/biology/seabirds_foragefish/foragefish/images/CTD.jpg

Έτσι, γνωρίζοντας την αλατότητα S , την θερμοκρασία T και την πίεση p μπορεί να περιγραφεί η καταστατική εξίσωση του θαλάσσιου νερού ως σχέση της πυκνότητας ρ :

$$\rho = \rho(p, T, S) \quad (2.4)$$

Από την παραπάνω εξίσωση είναι φανερό ότι οι μεταβολές στην πίεση, στη θερμοκρασία και στην αλατότητα διαμορφώνουν μάζες θαλασσινού νερού με διαφορετικές πυκνότητες. Η μεταβολή στην πίεση p είναι στο μεγαλύτερο μέρος γραμμική και συναρτησί του βάθους. Τα άλλα δυο μεγέθη, T και S επηρεάζονται από μια σειρά άλλων παραγόντων. Οι μεταβολές των παραπάνω μεγεθών ορίζουν την θερμοδυναμική κατάσταση των μαζών και την μεταξύ τους ισορροπία (εικ.2.4).

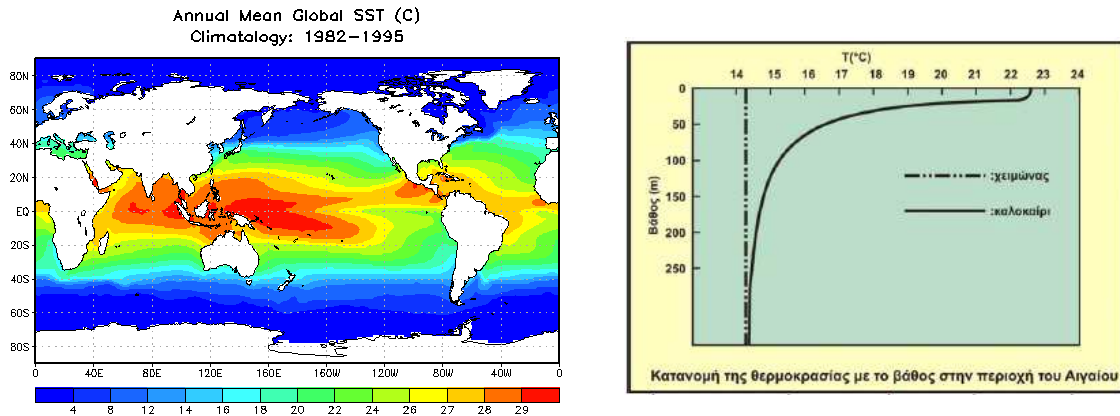


Εικ.2.4 Το κριτήριο ισορροπίας σε σχέση με τη θετική ή αρνητική τιμή του λόγου μεταβολής της δυναμικής πυκνότητας ως προς το βάθος. Ως δυναμική πυκνότητα ορίζεται η πυκνότητα που θα αποκτήσει μια ποσότητα ρευστού που βρίσκεται σε πίεση p , αν ανέλθει ή κατέλθει αδιαβατικά σε μια άλλη πίεση αναφοράς p_r . (B.Ζερβάκης, 2007)

Θα πρέπει να επισημανθεί ότι η μεταβολή της θερμοκρασίας και της αλατότητας, τόσο ως προς το κατακόρυφο προφίλ, όσο και ως προς τη γεωγραφική κατανομή, ακολουθεί ένα σχεδόν σταθερό προφίλ ανάλογα με την εποχή του χρόνου. Σε παγκόσμιο επίπεδο το παραπάνω τείνει να αναπτύσσεται σε μορφή ζωνών ενώ σε τοπικό επίπεδο ακολουθεί μια πιο πολύπλοκη μορφή. Επίσης, η αλατότητα των επιφανειακών νερών, σε μια αντιστοιχία με τη θερμοκρασία, αναπτύσσεται κατά ζώνες παράλληλες με το γεωγραφικό πλάτος, και με επίσης ακανόνιστο προφίλ σε τοπικό επίπεδο.

Ως προς την μεταβολή της θερμοκρασίας σε σχέση με το βάθος (κατακόρυφη στήλη), η Ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται και θερμαίνει την επιφάνεια της θάλασσας. Η θερμότητα διαχέεται και διαδίδεται με τη συμβολή του κυματισμού και επιφανειακών αναταράξεων που αναμιγνύουν το επιφανειακό στρώμα που την προσέλαβε με αυτά μεγαλύτερου βάθους μέχρι ένα οριακό βάθος που κυμαίνεται μεταξύ 50 και 200m. Οι μεταβολές στην επιφάνεια μπορούν να διαδοθούν ακόμα βαθύτερα, χωρίς να μπορεί να γίνει πλήρης ανάμιξη του νερού, αλλά δεν μπορούν να ξεπεράσουν ένα οριακό βάθος περίπου 1000m. Κάτω από το βάθος αυτό, βρίσκεται το βαθύ νερό των ωκεανών (Αβυσσος) στο οποίο επικρατούν πολύ χαμηλές θερμοκρασίες με εξαιρετικά μικρό εύρος μεταβολής (-1° ως $+5^{\circ}$ C σε ολόκληρο τον παγκόσμιο ωκεανό. Η κατανομή της θερμοκρασίας στις Ελληνικές θάλασσες και γενικότερα στη Μεσόγειο, παρουσιάζει σημαντικές ιδιαιτερότητες σε σχέση με τους ωκεανούς. Η Μεσόγειος είναι μια θερμή θάλασσα, όχι μόνο στην επιφάνεια αλλά και στο βάθος. Στους ωκεανούς, ακόμα στην τροπική ζώνη, σε βάθος 1000 - 1500m, η θερμοκρασία είναι της τάξης των 5° - 8° C. Αντίθετα, στη Μεσόγειο και στο Αιγαίο στα αντίστοιχα βάθη, η θερμοκρασία είναι της τάξης των 12° με 13° C. Έτσι, κατά την περίοδο του Χειμώνα το θερμοκλινές τείνει να εξαφανιστεί καθώς η θερμοκρασία μεταβάλλεται με το βάθος σε πολύ μικρό εύρος, από την κρύα χειμερινή επιφάνεια έως και τα μεγάλα βάθη, κάτι το οποίο αλλάζει σταδιακά με αποκορύφωμα τη Θερινή περίοδο όπου παρατηρείται υψηλή επιφανειακή θερμοκρασία (εικ.2.5). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι το θερμοκλινές καθορίζει γενικά την επιφάνεια στην οποία μπορεί να διαχωριστεί η επιφανειακή, κυρίως ατμοσφαιρικά οδηγούμενη, κυκλοφορία από αυτή των βαθέων υδάτων.

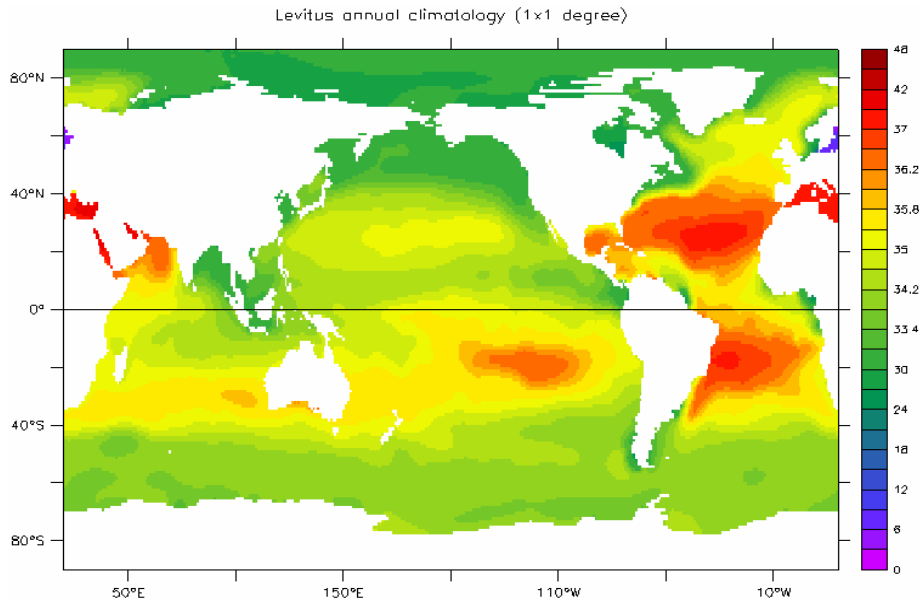
Γεωγραφικά, η κατανομή της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της θάλασσας τείνει να αναπτύσσεται κατά ζώνες σύμφωνα με το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή (εικ.2.5). Έτσι, στη ζώνη μεταξύ των τροπικών συναντούνται κατά βάση υψηλές θερμοκρασίες ενώ στα ακραία γεωγραφικά πλάτη χαμηλές αφήνοντας τα ενδιάμεσα γεωγραφικά πλάτη σαν μια ζώνη μετάβασης. Το ετήσιο εύρος των επιφανειακών θερμοκρασιών λαμβάνει τις μέγιστες τιμές στα ενδιάμεσα γεωγραφικά πλάτη και στις κλειστές θάλασσες, όπως στη Μεσόγειο, και λαμβάνει επίσης μεγάλες τιμές σε παράκτιες περιοχές όπου 'προσκρούουν' ισχυρά θαλάσσια ρεύματα. Από την άλλη στη ζώνη μεταξύ των τροπικών και στις Νότιες πολικές περιοχές απαντώνται οι μικρότερες τιμές εύρους που δεν ξεπερνούν του 2° C.



Εικ.2.5 Αριστερά, η μέση παγκόσμια θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας SST (Sea Surface Temperature) για την εποχή 1982-1995 (National Oceanic and Atmospheric Administration / NOAA). Δεξιά, το θερμοκρασιακό εύρος και εποχική του διακύμανση σε συνάρτηση με το βάθος στη γενική περίπτωση του Αιγαίου. (Κ.Αλμπανάκης, 2007)

Σε αντίθεση με τη θερμοκρασία, η κατακόρυφη κατανομή της αλατότητας δε μπορεί να ομαδοποιηθεί εξίσου εύκολα καθώς οι μεταβολές της είναι πολύ μικρές. Έτσι επηρεάζει λιγότερο τη διαμορφούμενη πυκνότητα του νερού, η οποία είναι ο καθοριστικός παράγοντας της ισορροπίας του στην κατακόρυφη στήλη. Ειδικά, κάτω από τα 2000m συμβαίνουν ελάχιστες διαφοροποιήσεις στην αλατότητα και όλοι οι ωκεανοί της γης έχουν παρόμοια αλατότητα από 34.6‰ ως 34.9‰. Αντίθετα, σε παράκτιες περιοχές ποταμών, και όπου ο όγκος του εκβαλλόμενου νερού των ποταμών είναι σημαντικός, σχηματίζεται ένα επιφανειακό στρώμα μειωμένης αλατότητας και πυκνότητας.

Ως προς τη γεωγραφική κατανομή, σε αντίθεση με πριν, η αλατότητα των επιφανειακών νερών μπορεί να ομαδοποιηθεί κατά ζώνες αντίστοιχες με τη θερμοκρασία. (εικ.2.6). Παρόλα αυτά εμφανίζεται μια κύρια χαρακτηριστική διαφορά κατά την οποία παρατηρείται μια μεταβολή της προς χαμηλότερες τιμές ελάχιστα βορειότερα του Ισημερινού δημιουργώντας έτσι μια ζώνη μικρού σχετικά εύρους. Από εκεί και πέρα, παρατηρούνται αρκετές τοπικές ιδιαιτερότητες όπως η πολύ χαμηλή αλατότητα της κλειστής Βαλτικής θάλασσας, η σχετικά χαμηλότερη αλατότητα στις εκβολές του Αμαζονίου και γενικά σε κόλπους όπου εκβάλουν μεγάλοι ποταμοί, η πολύ υψηλή αλατότητα της Ερυθράς θάλασσας και του Περσικού κόλπου, λόγω της μεγάλης εξάτμισης και της μικρής δυνατότητας ανανέωσης των νερών τους, και η σχετικά υψηλή αλατότητα της κλειστής Μεσογείου θάλασσας.



Εικ.2.6 Η γεωγραφική κατανομή της επιφανειακής αλατότητας (NOOA).

2.2.2 Εξωτερικές δυνάμεις στις θαλάσσιες μάζες

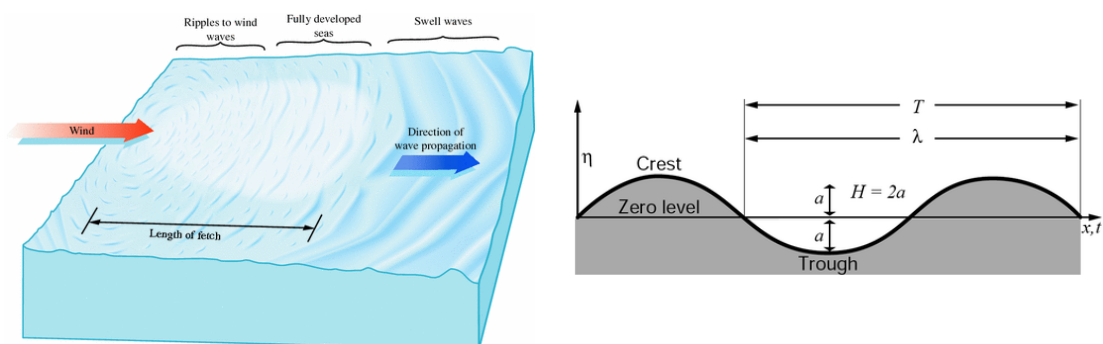
Οι κύριες δυνάμεις που επιδρούν στις θαλάσσιες μάζες και στην στάθμη της επιφάνειας της θάλασσας είναι η ατμόσφαιρα και οι παλίρροιες. Οι δύο τρόποι με τους οποίους επιδρά η ατμόσφαιρα στην επιφάνεια της θάλασσας είναι η ατμοσφαιρική πίεση και ο άνεμος. Καθώς ο αέρας της ατμόσφαιρας και το νερό της θάλασσας είναι δύο ρευστά τα οποία έρχονται σε επαφή μεταξύ τους οποιαδήποτε μεταβολή του ενός τείνει να εξισορροπηθεί με μια αντίστοιχη μεταβολή του άλλου προκειμένου να επέλθει ισορροπία. Λαμβάνοντας υπόψη ότι ο αέρας είναι αρκετά αραιότερος από το θαλασσινό νερό θα μπορούσε να ειπωθεί ότι οποιαδήποτε μεταβολή της καταστατικής του ισορροπίας θα είχε πολύ μικρή επίδραση σε αυτή του νερού. Παρόλα αυτά, από τη μια οι μεγάλες μεταβολές της ατμοσφαιρικής πίεσης, και από την άλλη οι μεγάλες ταχύτητες των ανέμων, έχουν αντίστοιχα σημαντική επίδραση στη μεταβολή της ΣΣΘ και τη δημιουργία κυμάτων και επιφανειακών ρευμάτων αντίστοιχα.

Στην πρώτη περίπτωση, η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας τείνει να εξισορροπηθεί με μια αντίστοιχη μεταβολή στο ύψος της υδάτινης στήλης. Κατά αυτόν τον τρόπο, μια ελάττωση της ατμοσφαιρικής πίεσης θα οδηγήσει σε μια αύξηση του ύψους της στήλης, ενώ μια αύξηση της θα οδηγήσει σε συμπίεση και μείωση του ύψους της υδάτινης στήλης. Έτσι, η μεταβολή του ύψους Δh της στάθμης της θάλασσας εξαιτίας της μεταβολής της ατμοσφαιρικής πίεσης ΔP είναι γραμμικά ανάλογη και δίνεται από την σχέση:

$$\Delta h = -\frac{\Delta P}{\rho g} \quad (2.5)$$

όπου ρ η πυκνότητα του θαλασσίου νερού ($1.025 \text{ gr} \cdot \text{cm}^{-3}$), g η επιτάχυνση της βαρύτητας ($980.6 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-2}$). Από την παραπάνω σχέση (σχ.2.5) προκύπτει ότι σε κάθε 1mbar μείωση της ατμοσφαιρικής πίεσης αντιστοιχεί περίπου άνοδος της θαλάσσιας στάθμης κατά 1cm.

Ως προς την επίδραση του ανέμου κατά την επαφή του με την επιφάνεια της θάλασσας μέσα από την τριβή των δύο ρευστών μεταφέρεται ενέργεια δημιουργώντας κύματα και θαλάσσια επιφανειακά ρεύματα. Κάτω από την επίδραση του ανέμου ασκείται διατμητική τάση στην επιφάνεια της θάλασσας δημιουργώντας πτυχώσεις οι οποίες αυξάνουν σταδιακά το ύψος τους με τη συνεχή μεταφορά ενέργειας από τον άνεμο και μετασχηματίζονται σε θαλάσσια κύματα (εικ.2.7). Κατά την εξέλιξη ενός θαλάσσιου κύματος μακριά από τα αβαθή νερά πρέπει να διευκρινιστεί ότι οι μάζες του νερού ακολουθούν κυκλικές τροχιές δίχως να 'προχωρούν' και το μόνο που μεταφέρεται είναι η κυματική ενέργεια (Folley, 2017).



Εικ.2.7 Αριστερά, η δημιουργία πτυχώσεων στην επιφάνεια της θάλασσας κάτω από την επίδραση του ανέμου. Δεξιά, τα κύρια γεωμετρικά χαρακτηριστικά ενός κύματος. (Foley, 2017)

Καθώς τα θαλάσσια κύματα ουσιαστικά δεν μεταφέρουν μάζες η απώλεια της κυματικής ενέργειας είναι πολύ μικρή και οφείλεται στην τριβή των μορίων του νερού, από τη μία μεταξύ τους κατά την κίνηση τροχιάς που εκτελούν, και από την άλλη με τα μόρια του αέρα. Αυτό επιτρέπει σε ένα κύμα να ταξιδέψει σε πολύ μεγάλη απόσταση και μακριά από το σημείο γέννησής του. Αναπόφευκτα, κατά τη διάδοση ενός κύματος στη θαλάσσια επιφάνεια σε κάποιο σημείο αυτό θα συναντήσει μια ακτή στην οποία μέρος του θα ανακλαστεί ή θα αλλάξει κατεύθυνση. Επίσης, κατά την εξέλιξή του θα συναντήσει και άλλα κύματα που γεννήθηκαν κάτω από την επίδραση του ανέμου σε άλλες περιοχές. Το άθροισμα των υψών των ανεξάρτητων κυμάτων σε κάθε σημείο θα είναι ίσο με την τελική ανύψωση της θαλάσσιας επιφάνειας στο σημείο αυτό. Ο όρος τυχαία θάλασσα αναφέρεται σε ένα τέτοιο άθροισμα και περιγράφει καλύτερα την πραγματική κατάσταση μιας κυματώδους θάλασσας.

Η συνεχής κίνηση των πλανητών και η αλλαγή της σχετικής θέσης της Γης κυρίως ως προς τη Σελήνη αλλά και δευτερευόντως ως προς τον Ήλιο μεταβάλλει την ένταση της βαρύτητας σε κάθε σημείο της επιφάνειας της θάλασσας προκαλώντας διακυμάνσεις στη θαλάσσια στάθμη. Οι μεταβολές αυτές είναι αυστηρά περιοδικές, καθώς διέπονται από την αυστηρή περιοδικότητα των τροχιών των πλανητών, και συνθέτουν το φαινόμενο της αστρονομικής παλίρροιας ή απλά παλίρροιας. Όπως γίνεται αντιληπτό, από την έως τώρα παρουσίαση, ένας παλιρροιογράφος ουσιαστικά δεν καταγράφει τις διακυμάνσεις της ΣΣΘ που προκαλούνται λόγω της αστρονομικής παλίρροιας, αλλά το σύνολο των επιδράσεων στο ύψος της ΣΣΘ. Η κύρια διαφορά με τις υπόλοιπες επιδράσεις είναι η αυστηρή περιοδικότητα της παλίρροιας η οποία επιτρέπει την αναγνώρισή της και τον υπολογισμό της κυρίως μέσω της αρμονικής ή

της φασματικής ανάλυσης. Κατά την ανάλυση αυτή επιτυγχάνεται η αποσύνθεση των αυστηρά περιοδικών διακυμάνσεων της ΣΣΘ σε δυνάμεις αστρονομικών συνιστώσων χαρακτηριστικής περιόδου. Οι συνιστώσες αυτές ονομάζονται αστρονομικές παλιρροιακές συνιστώσες (πιν.2.1) και έχουν σταθερές τιμές περιόδου σε οποιοδήποτε σημείο της Γης. Σε αντίθεση με την περίοδο, το πλάτος της διακύμανσης της θαλάσσιας στάθμης διαφέρει από μέρος σε μέρος καθώς η ιδιαίτερη βυθομετρία της κάθε θάλασσας μπορεί να ενισχύσει ή να φιλτράρει την επίδραση της δύναμης μιας αστρονομικής συνιστώσας ή του συνολικού αθροίσματός τους.

συνιστώσα	περίοδος (hr)	ταχύτητα (deg/hr)
M ₂	12.42	28.98
S ₂	12.00	30.00
N ₂	12.66	28.44
K ₁	23.93	15.04
M ₄	6.21	57.97
O ₁	25.82	13.94
M ₆	4.14	86.95
MK ₃	8.18	44.03
S ₄	6.00	60.00
MN ₄	6.27	57.42
M _m	661.31	0.54
S _{sa}	4383.08	0.08
S _a	8766.15	0.04

Πίν.2.1 Οι κυριότερες παλιρροιακές συνιστώσες με την περίοδο και την ταχύτητά τους.

Αυτό που θα πρέπει να σημειωθεί είναι ότι λόγω των παλιρροιακών δυνάμεων, ολόκληρη η Γη αλλάζει σχήμα συμπεριλαμβάνοντας πέρα από τους ωκεανούς, την ατμόσφαιρά, το γήινο φλοιό (λόγω της σχετικής ελαστικότητάς του ως στερεό) και το εσωτερικό του πλανήτη (μάγματος). Επίσης, η επίδραση των παλιρροιακών δυνάμεων στη στάθμη της θάλασσας προκαλεί κύματα, τα λεγόμενα παλιρροιακά κύματα τα οποία πρέπει να διαχωρίζονται ουσιαστικά από τα ανεμογενή κύματα καθώς στα ανεμογενή, όπως προαναφέρθηκε, οι στοιχειώδεις υδάτινες μάζες διαγράφουν κλειστές τροχιές μικρής σχετικά ακτίνας, και η κίνησή τους ελαττώνεται σε μικρό εύρος από την επιφάνεια προς τον πυθμένα. Αντίθετα, τα παλιρροιακά κύματα είναι μεγάλου μήκους και η κίνηση των στοιχειωδών μαζών εκτείνεται σε όλο το βάθος και έχει και οριζόντια συνιστώσα. Επίσης, τα παλιρροιακά κύματα χαρακτηρίζονται και από την περιοδικότητά της φοράς τους καθώς λόγω της περιστροφής της Γης κινούνται πάντα κατά διεύθυνση Ανατολής - Δύσης, χαρακτηριστικά που δεν απαντώνται στα ανεμογενή κύματα.

Μια άλλη μορφή κυμάτων μεγάλου μήκους είναι τα κύματα Rossby γνωστά και ως πλανητικά καθώς οφείλουν την προέλευσή τους στο σχήμα και στην περιστροφή της Γης και κινούνται κάτω από το θερμοκλινές μεταβάλλοντας κάποιες φορές το βάθος του κατά δεκάδες μέτρα. Η εμφάνιση ενός κύματος Rossby σε κάποιο ρευστό γίνεται εξαιτίας της διατμητικής τάσης που εμφανίζεται σε περιστρεφόμενα ρευστά έτσι ώστε η επίδραση της δύναμης Coriolis να μεταβάλλεται κατά μήκος των συντεταγμένων της τομής. Στην

περίπτωση των κυμάτων Rossby στους ωκεανούς αυτά προκαλούνται λόγω της μεταβολής της Coriolis σε σχέση με το γεωγραφικό πλάτος. Ενώ θεωρητικά είχαν διατυπωθεί το 1939 από τον Carl Gustav Rossby και είχαν παρατηρηθεί στην ατμόσφαιρα, η διαπίστωση της ύπαρξής τους στους ωκεανούς επιτεύχθηκε μόνο μετά από την εισαγωγή της Ωκεανογραφίας στην ώριμη διαστημική της εποχή. Η δυσκολία στην παρατήρησή τους έγκειται στον πολύ μικρό λόγο πλάτους προς μήκος και στην πολύ μικρή ταχύτητα διάδοσής τους. Έτσι, ενώ το μήκος τους είναι μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα ($\geq 500\text{km}$), το αποτόπωμα του πλάτους τους στην επιφάνεια της θάλασσας είναι μόλις μερικά εκατοστά ($\leq 10\text{cm}$). Επίσης, η ταχύτητα διάδοσής τους, που είναι πάντα από την Ανατολή προς τη Δύση, είναι πολύ μικρή της τάξης των cm/sec ή ελάχιστων km/day . Τα κύματα Rossby αν και σε μια πρώτη ανάγνωση φαίνονται ασήμαντα έχουν τεράστια σημασία στην κυκλοφορία μεγάλης κλίμακας και τη διαμόρφωση του κλίματος της Γης σε βάθος χρόνων.

Σε αντίθεση με τα κύματα Rossby που κυριαρχούν στις μεγάλες κλίμακες υπάρχουν και τα κύματα Kelvin, που οφείλουν και αυτά την ύπαρξή τους στο φαινόμενο Coriolis και απαντώνται στις μικρότερες χωροχρονικές κλίμακες. Εμφανίζουν ταχύτητες διάδοσης περίπου 2m/sec και έχουν ανάπτυγμα της τάξης των 30km . Ένα κύμα Kelvin είναι ένα κύμα του ωκεανού που αντισταθμίζει το φαινόμενο Coriolis απέναντι σε κάποιο όριο ροής όπως μια ακτογραμμή ή στην αλλαγή που συμβαίνει στην δύναμη Coriolis στον Ισημερινό. Έτσι, για τη δημιουργία ενός κύματος Kelvin απαιτείται η ύπαρξη μιας ακτής στα δεξιά της κατεύθυνσης διάδοσης στο Βόρειο ημισφαίριο της Γης, ή αντίστοιχα αριστερά στο Νότιο. Το μέγεθος του κύματος καθορίζεται, είτε από τη στάθμη της θάλασσας, είτε από την ταχύτητα του νερού και μειώνεται εκθετικά ανάλογα με την απόσταση από την ακτή. Η χαρακτηριστική κλίμακα εκθετικής μείωσης R είναι η λεγόμενη ακτίνα Rossby, η φυσική έννοια της οποίας είναι η απόσταση που διανύει το κύμα σε μια περίοδο περιστροφής της Γης. Ένα κύριο χαρακτηριστικό ενός κύματος Kelvin είναι ότι δεν διαχέεται, δηλαδή η ταχύτητα διάδοσης της φάσης των κορυφών του κύματος είναι ίδια με την ταχύτητα της ομάδας της κυματικής ενέργειας για όλες τις συχνότητες. Αυτό σημαίνει ότι διατηρεί τη μορφή του στη διεύθυνση κατά το μήκος της ακτής μέσα στο χρόνο.

2.3 Ωκεάνια κυκλοφορία

Καταρχάς, ως ωκεάνια κυκλοφορία μπορεί να χαρακτηριστεί η κίνηση θαλασσίων υδάτινων μαζών με τη μορφή 'διακριτών' ρευμάτων ροής (ή απλά ρευμάτων). Λέγοντας ρεύμα εννοούμε την κίνηση των υδάτινων μαζών μέσα στους ωκεανούς με κατεύθυνση, βάθος και ταχύτητα χρονικά μεταβαλλόμενα. Οι κυριότερες γεννήτριες δυνάμεις και τα φαινόμενα που δίνουν την αρχική ώθηση για τη δημιουργία των ωκεάνιων ρευμάτων είναι:

- Η ανομοιόμορφη θέρμανση της γήινης επιφάνειας από τον ήλιο και η διαφορετική κατανομή της αλατότητας όπως περιγράφηκε παραπάνω.
- Οι μεταβολές στην ατμόσφαιρα, όπως στην ένταση και τη διεύθυνση του ανέμου, καθώς και στην ατμοσφαιρική πίεση.

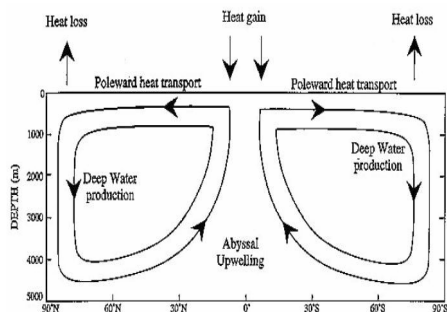
- Το γήινο πεδίο βαρύτητας και οι προκαλούμενες μεταβολές στην έντασή της βαρύτητας λόγω των σχετικών κινήσεων, ως προς Γη, της Σελήνης και του Ήλιου.
- Το φαινόμενο Coriolis.

Αν και ένα ρεύμα δημιουργείται και εξελίσσεται από την επίδραση του συνόλου των παραπάνω αιτιών, παραδοσιακά, έχει επικρατήσει η ωκεάνια κυκλοφορία να διαχωρίζεται σε δυο κύριες κατηγορίες:

- Στη θερμοαλατική ή θερμόαλη κυκλοφορία ή κυκλοφορία βαθέων υδάτων.
- Στην ανεμογενή κυκλοφορία ή επιφανειακή κυκλοφορία.

2.3.1 Θερμόαλη κυκλοφορία ή κυκλοφορία βαθέων υδάτων

Οι χωρικές μεταβολές της θερμοκρασίας και της αλατότητας, όπως περιγράφηκαν παραπάνω, σε συνδυασμό με τη μεταβολή τους κατά την κάθετη στήλη, οδηγούν σε κίνηση των θαλάσσιων μαζών μέσω της λεγόμενης θερμό-αλατικής ή θερμόαλης κυκλοφορίας. Θα πρέπει να σημειωθεί, όπως αναφέρεται σε σύγχρονα συγγράμματα Φυσικής Ωκεανογραφίας (R.H. Stewart, 2008), ότι ο όρος θερμόαλη κυκλοφορία χρησιμοποιούνταν ευρέως στο παρελθόν αλλά έχει σχεδόν εκλείψει ολοκληρωτικά από την σύγχρονη Ωκεανογραφική βιβλιογραφία (Toggweiler and Russell, 2008). Καθώς σε μεγάλο βαθμό η κυκλοφορία των βαθέων υδάτων μεταφέρει μάζες χαρακτηριστικής θερμοαλατότητας για ικανό διάστημα πριν αυτές αναμειχθούν σε βαθμό που να χάνεται η υπογραφή και η προέλευσή τους, ο όρος θερμόαλη κυκλοφορία χρησιμοποιείται συμβατικά. Ο κύριος 'μηχανισμός' για την κυκλοφορία στους ωκεανούς οφείλεται κατά βάση στη βύθιση και ανύψωση υδάτινων μαζών σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Στις πολικές περιοχές, η απουσία, ουσιαστικά, του θερμοκλινούς επιτρέπει την κατακόρυφη κίνηση υδάτινων μαζών οι οποίες μπορούν να βυθιστούν στο πυθμένα ή να ανυψωθούν προς την επιφάνεια. Σε αντίθεση με τις πολικές περιοχές, η πολύ έντονη στρωματοποίηση της υδάτινης στήλης στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη αποτελεί ένα εμπόδιο στη κατακόρυφη κίνηση των μαζών. Κατά αυτόν τον τρόπο οι πολικές περιοχές συνεισφέρουν περισσότερο στη θερμόαλη κυκλοφορία και αποτελούν ρυθμιστικό της παράγοντα (εικ.2.8).

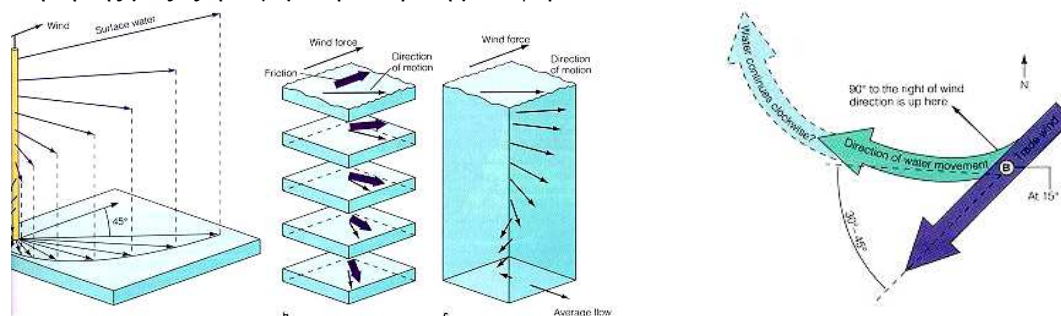


Εικ.2.8 Αριστερά, η θερμόαλη κυκλοφορία συναρτίζεται του βάθους και του γεωγραφικού πλάτους όπου είναι φανερή η ενίσχυσή της στα ακραία γεωγραφικά πλάτη. Δεξιά η γενικότερη θερμόαλη κυκλοφορία των ωκεανών. (Γ.Συλαιός, 2006 & Τ.Σουκισιάν, 2009)

2.3.2 Επιφανειακή ή ανεμογενής κυκλοφορία

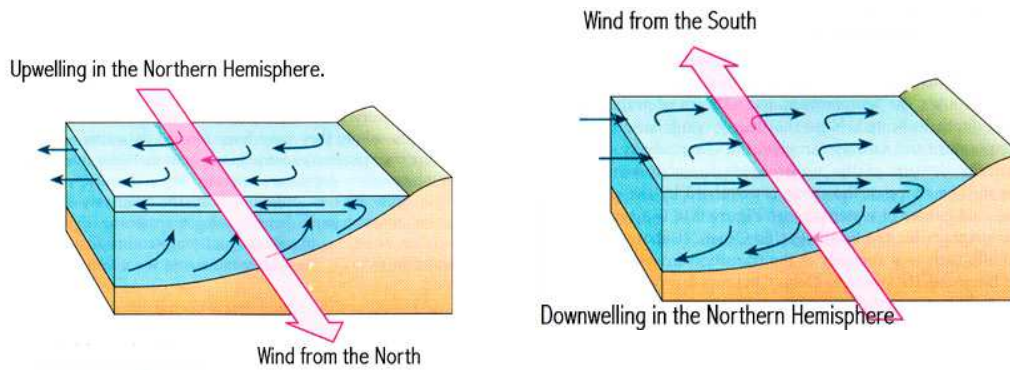
Η θερμόαλη κυκλοφορία είναι η επικρατούσα κάτω από τα επιφανειακά στρώματα, που οριοθετεί το θερμοκλινές, και αποτελεί τη μοναδική κυκλοφορία στα μεγαλύτερα βάθη αντιστοιχώντας περίπου στο 90% της συνολικής κυκλοφορίας των ωκεανών. Το υπόλοιπο 10% αντιστοιχεί στην επιφανειακή κυκλοφορία η οποία οδηγείται από την επίδραση του ανέμου. Σε αντίθεση με την θερμόαλη κυκλοφορία, όπου καθοριστικός παράγοντας είναι η μεταβολή της πυκνότητας, στην επιφανειακή κυκλοφορία ο ισχυρότερος παράγοντας είναι η τριβή μεταξύ των αέριων και των θαλάσσιων μαζών, η οποία μεταφέρει κινητική ενέργεια από τον άνεμο στα επιφανειακά στρώματα του νερού. Η κατεύθυνση και η ένταση της ροής καθορίζεται από τη κατεύθυνση και την ένταση των ανέμων σε αλληλεπίδραση με τη δύναμη Coriolis.

Καθώς ο άνεμος φυσά στην επιφάνεια του νερού μετακινεί αρχικά τα επιφανειακά θαλάσσια στρώματα όπου, λόγω της τριβής με τα ακόλουθα βαθύτερα στρώματα του νερού, μεταφέρεται διαδοχικά κίνηση και στα βαθύτερα στρώματα με μικρότερη όμως ταχύτητα και ελαφρώς διαφορετική κατεύθυνση. Με αυτόν το μηχανισμό δημιουργείται μια ελικοειδής κίνηση της μάζας η λεγόμενη σπείρα ή μεταφορά του Eckman (εικ.2.9)



Εικ.2.9 Αριστερά, σχηματική αναπαράσταση της μεταφοράς κίνησης από τον άνεμο σε διαδοχικά βαθύτερα στρώματα με τη μεταφορά του Eckman. Δεξιά, η κατεύθυνση του ανέμου, η μεταφορά κίνησης στο επιφανειακό στρώμα με την τριβή και η σταδιακή αλλαγή στην κατεύθυνση του νερού λόγω του φαινομένου Coriolis. (Τ.Σουκισιάν, 2009)

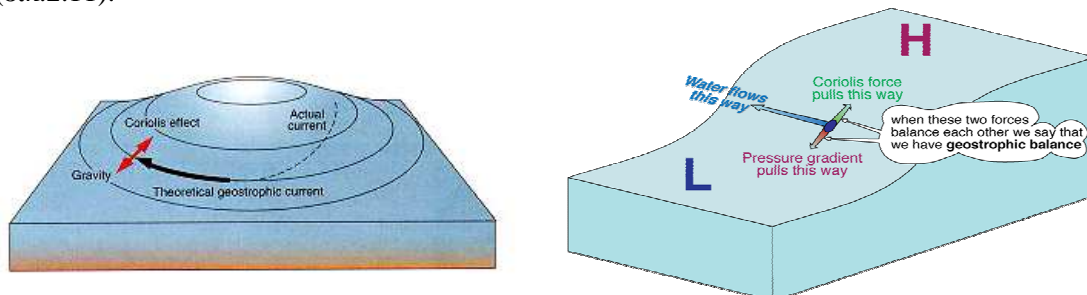
Αυτό που αξίζει να σημειωθεί στην περίπτωση της ανεμογενούς κυκλοφορίας είναι η επίδραση του ανέμου στις παράκτιες ζώνες και η δημιουργία των φαινομένων της ανάβλυσης και της καταβύθισης (coastal upwelling & downwelling). Καθώς ο άνεμος φυσάει παράλληλα με μια ακτή ωθεί σε κίνηση κατά την ίδια διεύθυνση μάζα θαλασσίου νερού η οποία σχηματίζει επιφανειακό ρεύμα που κάτω από την επίδραση του φαινομένου Coriolis μετά από κάποιο ανάπτυγμα θα κινηθεί προς ή μακριά από την ακτή ανάλογα με το ποια ήταν η αρχική φορά του ανέμου. Στην περίπτωση κατά την οποία το ρεύμα απομακρύνεται από την ακτή, το έλλειμμα του όγκου αναπληρώνεται με νερό που έρχεται από το βυθό κοντά στην ακτή με τη μεταφορά Eckman, δημιουργώντας το φαινόμενο της ανάβλυσης, ενώ στην αντίθετη περίπτωση δημιουργείται το φαινόμενο της καταβύθισης (εικ.2.10).



Εικ.2.10 Το φαινόμενο της ανάβλυσης (αριστερά) και της καταβύθισης (δεξιά) στο Βόρειο ημισφαίριο σε μια ακτή Δυτικού προσανατολισμού για Βόρειο και Νότιο άνεμο αντίστοιχα. <http://www3.ncc.edu/faculty/bio/fanellis/biosci119/updownwelling.jpg>

2.4 Γεωστροφικά ρεύματα

Μέσα στο εσωτερικό των ωκεανών και μακριά από τα επιφανειακά ή βαθύτατα επίπεδα της σπείρας του Eckman, για αποστάσεις που ξεπερνούν τις μερικές δεκάδες χιλιόμετρα και σε χρονική κλίμακα μερικών ημερών, το οριζόντιο διάνυσμα της πίεσης σχεδόν εξισορροπείται από το φαινόμενο Coriolis. Αυτή η ισορροπία μεταξύ των δύο δυνάμεων ορίζει τη λεγόμενη γεωστροφική ισορροπία και τα ρεύματα που διέπονται από αυτή γεωστροφικά ρεύματα (εικ.2.11).



Εικ.2.11 Η ανάλυση των δυνάμεων που οδηγούν ένα ρεύμα κάτω από συνθήκες γεωστροφικής ισορροπίας. (<http://www.atmos.washington.edu> & <http://www.seos-project.eu>)

Η γεωστροφική ισορροπία προϋποθέτει την εξισορρόπηση μεταξύ της δύναμης Coriolis και του οριζόντιου διανύσματος της πίεσης. Βάση της αρχής διατήρησης της ορμής για ρευστό σε ισορροπία σε ένα Καρτεσιανό σύστημα ισχύουν οι παρακάτω εξισώσεις:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \varphi + F_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin \varphi + F_y \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + 2\Omega u \cos \varphi - g + F_z \end{aligned} \quad (2.6)$$

όπου F_i η δύναμη τριβής, φ το γεωγραφικό πλάτος, ρ η πυκνότητα, p η πίεση, Ω η γωνιακή ταχύτητα της Γης, g η επιτάχυνση της βαρύτητας και u, v, w οι ταχύτητες προς τους τρεις

άξονες του συστήματος. Οι παραπάνω εξισώσεις ονομάζονται εξισώσεις Navier-Stokes και περιγράφουν την κίνηση ενός ρευστού εφαρμόζοντας το 2^ο Νόμο του Νεύτωνα. Ουσιαστικά, αναλύουν τη μεταβολή στην ορμή απειροστού όγκου σαν το αθροιστικό αποτέλεσμα των δυνάμεων που ασκούνται όπως του ιξώδους του ρευστού, της τριβής, των μεταβολών της πίεσης, της βαρύτητας και της Coriolis. Στην περίπτωση της μελέτης ενός γεωστροφικού ρεύματος μπορεί να γίνει η παραδοχή ότι η κατακόρυφη ταχύτητα w είναι πολύ μικρότερη των οριζόντιων u και v και ο όρος $2\Omega w \cos\phi$, ο οποίος είναι ουσιαστικά το φαινόμενο Εδνός, μπορεί να αγνοηθεί.

Εάν ο ωκεανός ήταν ομογενής, με την πυκνότητα και τη βαρύτητα σταθερές, τότε οι επιφάνειες ίσης πίεσης θα ήταν παράλληλες της επιφάνειας της θάλασσας, οπότε ο πρώτος όρος στο δεξί μέρος των εξισώσεων θα ήταν μηδέν και οι οριζόντιες συνιστώσες της πίεσης μέσα στον ωκεανό θα ήταν ίδιες με αυτές για $z=0$. Δηλαδή η γεωστροφική ταχύτητα θα ήταν ανεξάρτητη του βάθους και θα υπήρχαν οι λεγόμενες βαροτροπικές συνθήκες ροής, οι οποίες ουσιαστικά υπάρχουν όταν οι ισόπυκνες επιφάνειες του νερού είναι παράλληλες των επιφανειών ίσης πίεσης.

Εάν ο ωκεανός είναι στρωματοποιημένος, τότε το οριζόντιο διάνυσμα της πίεσης έχει δύο όρους, έναν εξαιτίας της κλίσης της θαλάσσιας επιφάνειας, και έναν επιπλέον εξαιτίας της οριζόντιας μεταβολής της πυκνότητας. Σε αυτή την περίπτωση, οι ισόπυκνες επιφάνειες του νερού τέμνουν τις επιφάνειες ίσης πίεσης και δημιουργούνται οι λεγόμενες βαροκλιτικές συνθήκες ροής. Σε αυτή την περίπτωση, η πυκνότητα μεταβάλλεται τόσο με το βάθος όσο και ως προς την οριζόντια θέση.

Σε κάθε περίπτωση, ο υπολογισμός των γεωστροφικών ρευμάτων είναι δυνατός με δύο τρόπους:

- άμεσα, από κατανομές πυκνότητας (πχ με μετρήσεις αγωγιμότητας από CTD)
- έμμεσα, από δεδομένα ύψους ΣΣΘ ως προς το γεωειδές

Η γεωστροφική προσέγγιση η οποία εφαρμόστηκε για $z=0$ οδηγεί σε μια απλή σχέση, κατά την οποία τα γεωστροφικά ρεύματα είναι ανάλογα των κλίσεων της επιφάνειας της ΔΩΤ. Αν για το παράδειγμα της ακόλουθης εικόνας (εικ.2.12), η επιφάνεια της στάθμης της θάλασσας έχει ύψος $z=-r$ τότε η πίεση σε αυτήν θα είναι:

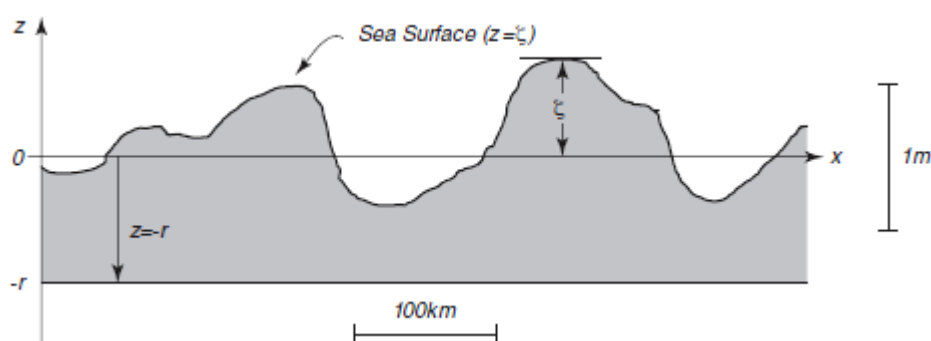
$$p = \rho g(\zeta + r) \quad (2.7)$$

Από τα παραπάνω προκύπτουν οι συνιστώσες της ταχύτητας του επιφανειακού γεωστροφικού ρεύματος:

$$u_s = -\frac{g}{f} \frac{\theta\zeta}{\theta y} \quad \text{και} \quad v_s = \frac{g}{f} \frac{\theta\zeta}{\theta x} \quad (2.8)$$

σε σχέση με το ύψος ζ της επιφάνειας της θάλασσας ως προς την επιφάνεια του γεωειδούς ή αλλιώς του ύψους της ΔΩΤ. Η παραπάνω σχέση είναι ιδιαίτερα κρίσιμη καθώς, από τη μια

αναδεικνύει την τεχνική της δορυφορικής αλτιμετρίας, η οποία αναλύεται στο επόμενο κεφάλαιο, ως εργαλείο της ωκεανογραφίας, και από την άλλη συνδέει την Γεωδαισία με την Ωκεανογραφία.



Εικ.2.12 Η επιφάνεια της ΣΣΘ, ως προς αυτή του μηδενικού ύψους του γεωειδούς, για τον έμμεσο υπολογισμό των γεωστροφικών ρευμάτων ανάλογα των κλίσεων της. (R.H.Stewart, 2008)

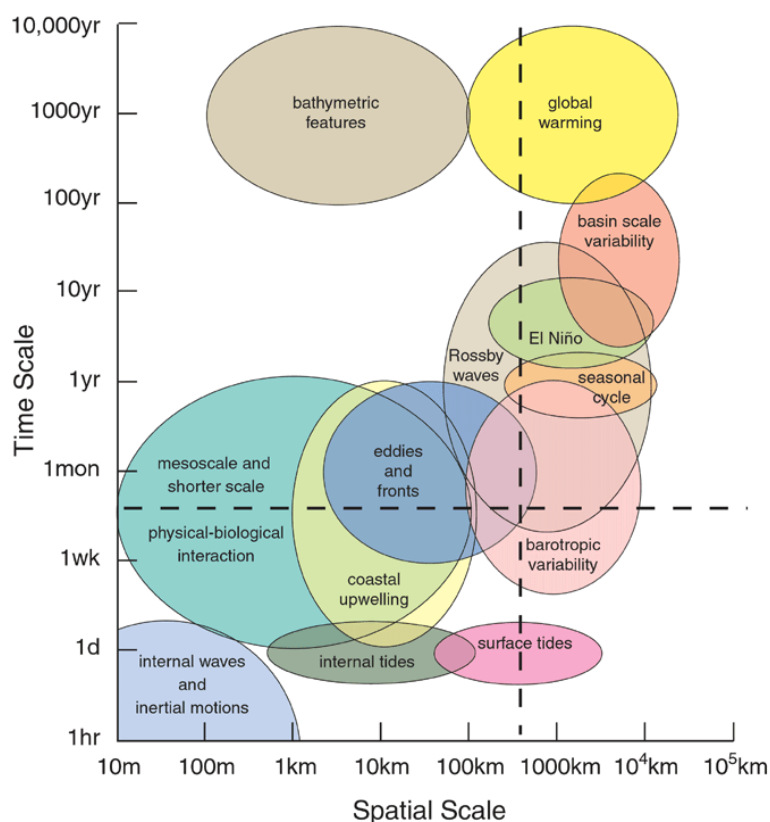
2.5 Επιχειρησιακή Ωκεανογραφία και μοντέλα πρόγνωσης ωκεάνιας κυκλοφορίας

Ο κλάδος που ασχολείται με την ακριβή περιγραφή, μελέτη και πρόγνωση της θαλάσσιας κυκλοφορίας είναι η Επιχειρησιακή Ωκεανογραφία. Προκειμένου να επιτευχθούν οι παραπάνω στόχοι, η Επιχειρησιακή Ωκεανογραφία κάνει χρήση, από τη μια συστημάτων συνεχούς παρακολούθησης των εκάστοτε παραμέτρων ενδιαφέροντος και μετάδοσης των παρατηρήσεων αυτών σε πραγματικό χρόνο, και από την άλλη πολύπλοκων αριθμητικών μοντέλων πρόγνωσης για χρονικό διάστημα ανάλογο με τις ανάγκες της εκάστοτε εφαρμογής.

Προκειμένου να μοντελοποιηθούν οι θαλάσσιες διεργασίες είναι απαραίτητη η συνεχής παρατήρηση πολλαπλών παραμέτρων του θαλάσσιου περιβάλλοντος αλλά και της ατμόσφαιρας. Οι παρατηρήσεις μπορούν να γίνουν τόσο από συστήματα συνεχούς παρατήρησης όσο και από συστήματα περιοδικής ή ευκαιριακής παρακολούθησης των ωκεανών. Επιγραμματικά, συστήματα συνεχούς παρακολούθησης είναι οι πλωτοί μετρητικοί σταθμοί (buoys), οι δορυφόροι τηλεπισκόπησης οι οποίοι καταγράφουν την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας (Sea Surface Temperature) και οι δορυφόροι αλτιμετρίας οι οποίοι καταγράφουν το ύψος της ΣΣΘ. Στα συστήματα ευκαιριακής ή περιοδικής παρατήρησης κατατάσσονται οι παρατηρήσεις από Ωκεανογραφικά πλοία, από αυτόνομα υποβρύχια οχήματα, από παρασυρόμενους πλωτήρες (drifting buoys) ή ακόμα και οι μετρήσεις από πλοία εθελοντικής παρατήρησης (Voluntary Observing Ship).

Η Επιχειρησιακή Ωκεανογραφία, κάνοντας χρήση του πλήθους των παρατηρήσεων από τις παραπάνω πηγές, αποσκοπεί στην αξιοποίησή τους για την μελέτη και την πρόγνωση της θαλάσσιας κυκλοφορίας και των φυσικών ιδιοτήτων των ωκεανών, με τη χρήση πολύπλοκων μαθηματικών μοντέλων σε ισχυρά υπολογιστικά συστήματα. Τα μαθηματικά αυτά μοντέλα μπορούν να κατηγοριοποιηθούν ανάλογα με τη χωρική κλίμακά τους σε παγκόσμια ή και

τοπικά, και ανάλογα με το χρονικό τους εύρος (πχ. άμεσης πρόγνωσης ή μελέτης της κλιματικής αλλαγής σε βάθος χρόνου), κατά αντιστοιχία με την έκταση και με τη χρονική κλίμακα εξέλιξης των παρακολουθούμενων φαινομένων (εικ.2.13).



Εικ.2.13 Οι κλίμακες εξέλιξης στο χρόνο και στο χώρο για διάφορα φυσικά φαινόμενα των ωκεανών. (<http://www.coas.oregonstate.edu>)

Κατά αυτόν τον τρόπο υπάρχουν διαθέσιμα αρκετά μοντέλα, τα περισσότερα από τα οποία είναι βασισμένα σε πεπερασμένα στοιχεία στοιχειωδών 'όγκων' με διαστάσεις της τάξης του ενός δεκάτου της μοίρας ή γενικά μεγέθους δυο με τρεις φορές μικρότερου από το χωρικό ανάπτυγμα του μικρότερου επιθυμητού στοιχείου μελέτης. Οι στοιχειώδεις όγκοι, στους οποίους χωρίζεται η περιοχή ενδιαφέροντος, σε άλλες περιπτώσεις είναι ίσοι ενώ σε ορισμένες εφαρμογές είναι μεταβλητών διαστάσεων. Μπορεί επίσης να είναι εκφρασμένοι σε καρτεσιανές ή σφαιρικές συντεταγμένες, ανάλογα με τον τύπο της εφαρμογής και του χρησιμοποιούμενου μοντέλου. Προκειμένου τα μοντέλα να κάνουν χρήση κάθε δυνατής πληροφορίας που μπορεί να περιγράψει τη φυσική του ωκεανού χρησιμοποιούν:

- Ρεαλιστικές ακτογραμμές και βαθυμετρικά στοιχεία που περιγράφουν τα φυσικά όρια
- Ισοζύγια μάζας και ενέργειας στην οριακή επιφάνεια της θάλασσας
- Στοιχεία της αλληλεπίδρασης ατμόσφαιρας και ωκεανού
- Δυναμική των συστημάτων των ρευμάτων
- το φαινόμενο της «Παγκόσμιας Ζώνης Μεταφοράς» ή «Μεσημβρινή Ανατροπή της Κυκλοφορίας¹⁰».

¹⁰ Μετάφραση από τον Αγγλικό όρο "meridional-overturning circulation"

Επίσης, πολλά μοντέλα έχουν τη δυνατότητα ενσωμάτωσης ενός συστήματος αφομοίωσης (assimilation) δεδομένων, δορυφορικών, παρατηρήσεων από πλωτούς σταθμούς και από άλλες πηγές (πχ παρασυρόμενους πλωτήρες). Όλα τα μοντέλα κρίνεται απαραίτητο να πραγματοποιήσουν μια σειρά υπολογισμών σε βάθος ενός χρονικού αναπτύγματος μιας ή δυο δεκαετιών πριν χρησιμοποιηθούν για την προσομοίωση του ωκεανού με μια διαδικασία που είναι γνωστή ως ‘σπινάρισμα’ (spin-up). Αυτό είναι απαραίτητο, καθώς όλες οι αρχικές εισαγόμενες συνθήκες για την πυκνότητα, τη ροή θερμότητας και ενέργειας δια μέσου της θαλάσσιας επιφάνειας και των εξισώσεων της κίνησης δεν είναι αμετάβλητες. Έτσι, όλα τα μοντέλα εκκινούν τους υπολογισμούς τους από μια αρχική κατάσταση ηρεμίας, λαμβάνοντας αρχικές συνθήκες πυκνότητας από το λεγόμενο άτλαντα του Levitus και προχωρούν ολοκληρωματικά, σε βάθος μια δεκαετίας τουλάχιστον, κάνοντας χρήση μέσων ετήσιων τιμών τάσης του ανέμου (wind stress) και ροής θερμότητας και νερού δια μέσου της θαλάσσιας επιφάνειας. Αυτή η ολοκληρωματική διαδικασία μπορεί να συνεχίσει για αρκετά χρόνια ακόμα, κάνοντας χρήση πλέον μηνιαίων μέσων τιμών των παραπάνω παραμέτρων.

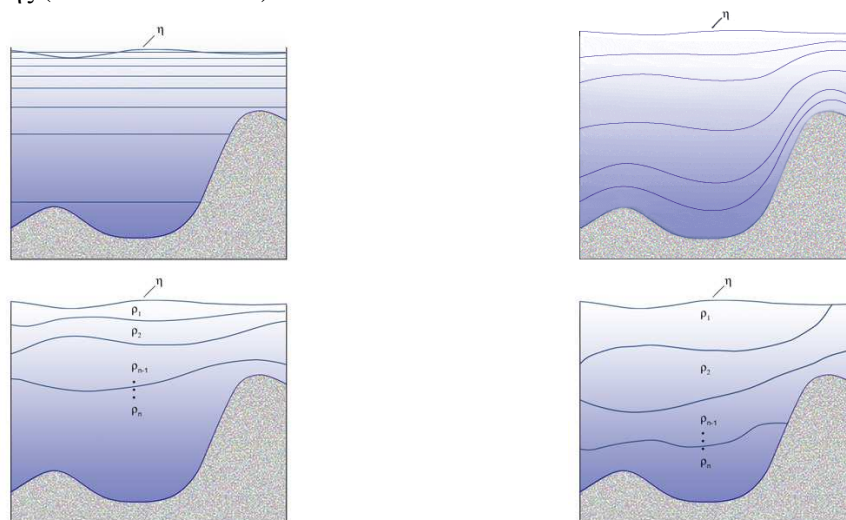
Έτσι, ανάλογα με την επιθυμητή χωροχρονική κλίμακα και την επιδιωκόμενη χρήση, υπάρχουν μοντέλα τα οποία μπορούν να εκτελεστούν από επίπεδο προσωπικού ΗΥ έως υπερυπολογιστών και μπορούν να διαχωριστούν σε:

- μοντέλα μελέτης κλιματικών αλλαγών, τα οποία πραγματοποιούν προβλέψεις σε πολύ μεγάλο βάθος χρόνου και χρησιμοποιούν κάναβο διακριτών τιμών με πολύ χαμηλή ανάλυση, της τάξης των 2° με 4°. Στα μοντέλα αυτά, όπου το ενδιαφέρον εστιάζεται σε χρονικές κλίμακες ετών και αναπτύγματα εκατοντάδων χιλιομέτρων, κυρίαρχο ρόλο έχουν οι ωκεάνιοι σχηματισμοί μεγάλου εύρους (όπως η θερμόαλη κυκλοφορία) και τα κύματα Rossby, καθώς αυτά είναι που διαμορφώνουν σε μεγάλο βαθμό το παγκόσμιο κλίμα.
- παγκόσμια μοντέλα κυκλοφορίας, τα οποία εξομοιώνουν την κυκλοφορία σε παγκόσμια κλίμακα σε μικρότερες χρονικές κλίμακες πρόβλεψης. Συνήθως, τα μοντέλα αυτά επικεντρώνουν χρονικά τις λύσεις τους σε αναλύσεις βάθους χρόνου μερικών μηνών, όπου το ενδιαφέρον εστιάζεται στη κυκλοφορία μέσης κλίμακας που έχει αναπτύγματα της τάξης των 100km. Οι σχηματισμοί μέσης κλίμακας επηρεάζονται σε μεγάλο βαθμό από την αστάθεια της μεγάλης κλίμακας κυκλοφορίας, καθώς και από την αλληλεπίδραση της με την τοπογραφία ή και την απευθείας δράση του ανέμου. Τα μοντέλα αυτά αποσκοπούν κυρίως στην πρόγνωση της κυκλοφορίας της ανοιχτής θάλασσας. Επιπλέον, τα αποτελέσματά τους έχουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον και για τη μελέτη της οικολογίας και της ζωόσφαιρας μιας περιοχής πρόγνωσης, καθώς η κυκλοφορία στις κλίμακες πρόγνωσης τους επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τις βιοχημικές παραμέτρους των ωκεανών. Κάποια από αυτά είναι το Modular Ocean Model (Adcroft and Hallberg, 2006), το Parallel Ocean Program Model (Smith et al., 1992) και το Hybrid Coordinate Ocean Model (Megann, 2004).
- παράκτια μοντέλα κυκλοφορίας, που αντίθεση με τα παγκόσμια, είναι προσαρμοσμένα στα παράκτια περιβάλλοντα και σε κλειστές θάλασσες και επικεντρώνουν σε ρεαλιστικότερες εξομοιώσεις και σε κλίμακες χρόνου λίγων

ημερών επιτυγχάνοντας υψηλές ακρίβειες πρόβλεψης ακόμα και στην κυκλοφορία μικρής κλίμακας αναπτύγματος λίγων χιλιομέτρων. Σε αυτές τις χωροχρονικές κλίμακες κυρίαρχο ρόλο παρουσιάζει η ατμοσφαιρική επίδραση μέσω της απόκρισης της θάλασσας στις διατμητικές τάσεις του ανέμου και της ατμοσφαιρικής πίεσης (inverse barometer effect). Τα μοντέλα αυτά παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον και αποτελούν κρίσιμο παράγοντα σε συστήματα μελέτης κινδύνων και λήψης αποφάσεων για την προστασία παράκτιων περιοχών (πρόβλεψη storm surges), τη διάδοση μόλυνσης από θαλάσσια ατυχήματα, την ασφάλεια της ναυσιπλοΐας. Επίσης, καθώς εστιάζουν ιδιαίτερα στις ατμοσφαιρικές παραμέτρους για τη λειτουργία τους, μπορούν να χρησιμοποιηθούν και σε καθημερινές εφαρμογές όπως της μετεωρολογικής πρόβλεψης. Κάποια από τα κυριότερα παράκτια μοντέλα είναι (i) το Sea Lake and Overland Surges Model (Jelesnianski et al., 1992) που χρησιμοποιείται από τον οργανισμό NOAA για την πρόβλεψη κυμάτων καταιγίδας (storm surges), (ii) το Regional Oceanic Modelling System (Shchepetkin, A.F., McWilliams, 2005) το οποίο έχει τη δυνατότητα ενσωμάτωσης σε μοντέλα μεγαλύτερων χωροχρονικών κλιμάκων, (iii) το Princeton Ocean Model (POM, Mellor and Yamada, 1982; Blumberg and Mellor, 1987) το οποίο είναι ευρύτατα διαδεδομένο και έχει σχεδιαστεί για εφαρμογές τόσο στις παράκτιες ζώνες όσο και στην ανοιχτή θάλασσα.

Γενικά για την υλοποίηση ενός μοντέλου ωκεάνιας κυκλοφορίας σε υπολογιστικό περιβάλλον απαιτείται να οριστούν i) η χρονική και χωρική διακριτοποίηση των υπολογισμών, ii) η κατακόρυφη διακριτοποίηση, και iii) η ενσωμάτωση ή μη κάποιου συστήματος αφομοίωσης (K.Νίττης, Γ.Χρόνης, 2005). Κατά τη χρονική διακριτοποίηση, ορίζεται το ελάχιστο χρονικό βήμα ΔT , κατά το οποίο οι εξισώσεις κίνησης και διατήρησης επιλύονται για κάθε σημείο ενός πλέγματος του οποίου οι στοιχειώδεις αποστάσεις ΔX και ΔY αντιστοιχούν στην χωρική διακριτοποίηση. Η κατακόρυφη διακριτοποίηση (εικ.2.14) αντιστοιχεί στην επιλογή ενός από τα τρία κύρια συστήματα κατακόρυφων συντεταγμένων που χρησιμοποιούνται (σύστημα z - zeta, σύστημα σ - sigma, συστήματα ισόπυκνων συντεταγμένων / στρωματοποιημένων επιπέδων). Επίσης, προκειμένου να πραγματοποιηθούν οι υπολογισμοί με τη χρήση κάποιου τρισδιάστατου μοντέλου πεπερασμένων στοιχείων, οι διαφορικές εξισώσεις θα πρέπει να μετατραπούν σε πεπερασμένες διαφορές, με τη χρήση αναπτυγμάτων/σειρών Taylor, στα όρια των στοιχειωδών 'όγκων' κατά ΔX , ΔY και ΔZ . Τέλος, όπως προαναφέρθηκε, κάποια μοντέλα ενσωματώνουν συστήματα αφομοίωσης δεδομένων. Η λειτουργία αυτή είναι ιδιαίτερα σημαντική για τη βελτίωση των αποτελεσμάτων του μοντέλου καθώς οι λύσεις του προσαρμόζονται με την αξιοποίηση πραγματικών παρατηρήσεων. Κατά τη λειτουργία του συστήματος αφομοίωσης πραγματοποιούνται διορθώσεις στο αρχικό πεδίο τιμών του μοντέλου με βάση 'εξωτερικές' (δορυφορικές ή in-situ) πηγές δεδομένων παρεμβάλλοντας τις παρατηρήσεις τους στο πλέγμα του μοντέλου και υπολογίζονται επίσης οι τιμές των σφαλμάτων της παρεμβολής. Καθώς οι 'εξωτερικές' πηγές δεδομένων είναι συνήθως επιφανειακές μετρήσεις, αυτές θα πρέπει να επεκταθούν και στα βαθύτερα στρώματα, διαδικασία που επιτυγχάνεται με τη χρήση εμπειρικών ορθογώνιων συναρτήσεων. Οι δύο συνηθέστερες μεθοδολογίες αφομοίωσης

κάνουν χρήση των λεγόμενων Kalman τεχνικών φιλτραρίσματος (Kalman filter) ή εξομάλυνσης (Kalman smoother).



Εικ.2.14 Από πάνω αριστερά και κατά τη φορά δεικτών του ρολογιού, συστήματα κατακόρυφων z , σ , στρωματοποιημένων και ισόπυκνων συντεταγμένων.
<http://www.oc.nps.edu>

Γενικά, τα στάδια που προηγούνται της πλήρους λειτουργίας ενός μοντέλου ωκεανογραφίας είναι τα παρακάτω (Κ.Νίττης, Γ.Χρόνης, 2005):

- **Προετοιμασία**
 - Στήσιμο Μοντέλου
 - Έλεγχος Αριθμητικής ευστάθειας
- **Απλοποιημένα πειράματα**
 - Σενάρια: Κατανόηση των Μηχανισμών
 - Κλιματολογία: αναπαραγωγή μέσης κατάστασης
- **Ρεαλιστικά Πειράματα**
 - Πραγματικά δεδομένα (Θερμοκρασία T & Αλατότητα S , μετεωρολογικά δεδομένα)
- **Πρόγνωση**
 - Ρεαλιστικές αρχικές συνθήκες
 - Προγνωστικά πεδία μετεωρολογίας
 - Αφομοίωση δεδομένων

Ο χρόνος ανάπτυξης για τα δύο πρώτα στάδια είναι της τάξης των μερικών μηνών, ενώ για το τρίτο στάδιο της τάξης 1 έως 2 ετών. Έτσι, ο τυπικός συνολικός χρόνος ανάπτυξης ενός επιχειρησιακού μοντέλου, ώστε να αποδώσει ρεαλιστικές προγνώσεις, ξεπερνάει τα 5 χρόνια. Ταυτόχρονα, η εφαρμογή θα πρέπει να συνδέεται, από τη μια με ένα σύστημα αισθητήρων παρακολούθησης για την παροχή δεδομένων, και από την άλλη με ένα σύστημα μετεωρολογικής πρόγνωσης για την παροχή ρεαλιστικών οριακών συνθηκών.

2.6 Γεωδαιτική και Ωκεανογραφική προσέγγιση της ΜΔΩΤ

Γίνεται αντιληπτό ότι, προκειμένου να υπολογιστεί με υψηλή ακρίβεια οποιοδήποτε από τα μεγέθη της θεμελιώδους σχέσης (2.3), απαιτείται η γνώση με εξίσου υψηλή ακρίβεια των άλλων δύο μεγεθών. Επίσης, εάν κάποιο από τα παραπάνω μεγέθη πρέπει να υπολογιστεί για μια ευρεία περιοχή και όχι σημειακά, σημαντικό ρόλο παίζει και η διακριτική ικανότητα των άλλων δύο μεγεθών και συγκεκριμένα το ελάχιστο μήκος κύματος που περιέχουν.

Όπως αναφέρθηκε, προκειμένου να υπολογιστεί η ΜΔΩΤ υπάρχουν δύο προσεγγίσεις, η λεγόμενη άμεση ή Ωκεανογραφική προσέγγιση, και η λεγόμενη έμμεση ή Γεωδαιτική προσέγγιση. Κάθε μια από αυτές έχει μια σειρά πλεονεκτημάτων αλλά και μειονεκτημάτων αντίστοιχα.

Η Γεωδαιτική προσέγγιση

Κατά τη γεωδαιτική προσέγγιση η ΜΔΩΤ υπολογίζεται απευθείας από τη σχέση (2.3) μέσω της γνώσης του γεωειδούς και της ΜΣΘ για την περιοχή ενδιαφέροντος:

$$ΜΔΩΤ_p = ΜΣΘ_p - N$$

Στη γεωδαιτική προσέγγιση η ακρίβεια και η ανάλυση της ΜΔΩΤ είναι άμεσα συνυφασμένη με την ακρίβεια και το περιεχόμενο σήμα του μοντέλου της ΜΣΘ και του μοντέλου του γεωειδούς. Σε παγκόσμιο επίπεδο οι ακρίβειες των μοντέλων ΜΣΘ και γεωειδούς αυξήθηκαν σε ικανοποιητικό βαθμό και πλέον έχουν προσδιοριστεί στο επίπεδο των 10 με 20cm (Pavlis et al. 2008; Andersen and Knudsen 2009) παρουσιάζοντας επίσης παρόμοιες ακρίβειες και σε τοπικό επίπεδο (Mintourakis, 2008). Τα σύγχρονα παγκόσμια μοντέλα γεωειδούς προσδιορίζονται κυρίως από το συνδυασμό δεδομένων δορυφόρων βαθμιδομετρίας (GRACE, CHAMP και GOCE), δορυφόρων αλτιμετρίας, επίγεια, εναέρια και θαλάσσια δεδομένα βαρύτητας και άλλες πηγές δεδομένων. Από την άλλη τα παγκόσμια μοντέλα ΜΣΘ προκύπτουν από τη χρήση συνδυασμένων δορυφορικών αποστολών αλτιμετρίας. Η ακρίβεια του γεωδυναμικού μοντέλου είναι καθοριστικής σημασίας σε διπλό βαθμό καθώς, πέρα από τον άμεσο αντίκτυπο στον προσδιορισμό του ύψους του γεωειδούς, επηρεάζει έμμεσα την παρατήρηση της ΣΣΘ (από την οποία προκύπτουν στη συνέχεια τα μοντέλα ΜΣΘ) μέσα από τον προσδιορισμό της τροχιάς του αλτιμετρικού δορυφόρου. Έτσι για παράδειγμα, το αναφερόμενο μέσο τετραγωνικό σφάλμα του γεωδυναμικού μοντέλου EGM08 προσδιορίζεται στο επίπεδο των 10cm για τις ωκεάνιες περιοχές (Pavlis et al, 2008) ενώ για το μοντέλο ΜΣΘ DNSC08MSS (Andersen and Knudsen, 2009) εκτιμάται στο επίπεδο 5 με 10cm.

Κατά βάση, τα σύγχρονα παγκόσμια μοντέλα της ΜΔΩΤ, τα οποία προέρχονται από τον υπολογισμό αλτιμετρικών επιφανειών ΜΣΘ και υψών του γεωειδούς μέσω γεωδυναμικών μοντέλων, συμφωνούν μεταξύ τους σε μεγάλο βαθμό όταν η σύγκριση πραγματοποιείται σε παγκόσμιο επίπεδο (Hernandez and Schaeffer, 2000 και Andersen and Scharroo, 2011).

Παρόλα αυτά, σε τοπικό επίπεδο, και ιδιαίτερα σε απαιτητικές συνθήκες, παρουσιάζουν ενδιαφέρουσες διαφορές και σημαντικές αντιφάσεις, οι οποίες προέρχονται από διαφορετικές προσεγγίσεις στον υπολογισμό τόσο των μοντέλων ΜΣΘ (Andersen et al. 2006) όσο και των γεωδυναμικών μοντέλων. Κατά κανόνα, τα παγκόσμια μοντέλα ΜΔΩΤ που βασίζονται στην γεωδαιτική προσέγγιση υπολογίζονται από τη διαφορά μεταξύ ενός παγκόσμιου μοντέλου της ΜΣΘ και ενός παγκόσμιου μοντέλου του γεωειδούς, στην οποία εφαρμόζεται ένα ισχυρό φίλτρο αποκοπής των υψηλών χωρικών συχνοτήτων. Έτσι, είναι σε θέση να αποτυπώσουν το σήμα των μεγάλων ωκεάνιων ρευμάτων μέσα στη ΜΔΩΤ αλλά παρουσιάζουν ασάφειες και προβλήματα στον προσδιορισμό μικρότερων αναπτυγμάτων και ειδικά σε παράκτια περιβάλλοντα. Η αδυναμία αυτή στα παράκτια περιβάλλοντα εντείνεται τόσο από τα προβλήματα του αλτιμετρικού προσδιορισμού της ΜΣΘ στις περιοχές αυτές, όπως αναλύεται στο επόμενο κεφάλαιο, όσο και από τη μετάβαση σε διαφορετικούς τύπους δεδομένων (αλτιμετρία στη θάλασσα και βαρύτητα στη στεριά) που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του γεωειδούς.

Κατά αυτό τον τρόπο, η έμμεση Γεωδαιτική προσέγγιση της ΜΔΩΤ σε τοπικό επίπεδο απαιτεί ιδιαίτερη προσοχή, από τη μια στην επιλογή ή και τη δημιουργία νέου αλτιμετρικού μοντέλου ΜΣΘ, και από την άλλη στον βέλτιστο προσδιορισμό ενός γεωειδούς το οποίο θα πρέπει να προσδιορίζεται κατά βάση βαρυτημετρικά, αποφεύγοντας τη χρήση δεδομένων αλτιμετρίας η οποία μπορεί να εισάγει μη επιθυμητή συσχέτιση με το μοντέλο ΜΣΘ. Οι ιδανικές συνθήκες για τη βέλτιστη προσέγγιση του γεωειδούς με δεδομένα βαρύτητας προϋποθέτει:

- την ύπαρξη ικανού πλήθους δεδομένων βαρύτητας
- την ομοιογένεια και την ικανοποιητική ακρίβεια στη βάση δεδομένων βαρύτητας
- την κατά το δυνατόν κανονικότερη γεωγραφική κατανομή των δεδομένων αυτών και σε μικρή χρονική διασπορά.
- την προσεκτική επεξεργασία της βάσης δεδομένων
- την εφαρμογή διαφορετικών μεθοδολογιών και πραγματοποίησης πολλών ανεξάρτητων συγκρίσεων για την επιλογή της βέλτιστης λύσης

Από τις παραπάνω προϋποθέσεις οι τρεις πρώτες συνήθως δεν ικανοποιούνται. Τα δεδομένα βαρύτητας στη θάλασσα προέρχονται κατά βάση από διάφορες πηγές, στα πλαίσια ερευνητικών πλόνων με ξεχωριστούς αντικειμενικούς σκοπούς. Τα δεδομένα αυτά προσφέρονται στους χρήστες έπειτα από προεπεξεργασία στα Ινστιτούτα που ήταν υπεύθυνα για τη συλλογή τους και δίνονται με μειωμένη χωρική ανάλυση. Επίσης, έχουν διαφορετική ακρίβεια, η οποία είναι δύσκολο να εξακριβωθεί και η κατανομή τους στο χώρο είναι τυχαία. Πολλές φορές η αδυναμία εξεύρεσης αξιόπιστων δεδομένων κάνει αδύνατο τον υπολογισμό ενός αυστηρά βαρυτημετρικού θαλάσσιου γεωειδούς υψηλής ανάλυσης και ακρίβειας. Ειδικά για τον Ελλαδικό χώρο τα δεδομένα θαλάσσιας βαρύτητας, τα οποία προέρχονται από ξένους φορείς, αφήνουν ακάλυπτο ουσιαστικά το Β.Αιγαίου (Βόρεια του 38 παραλλήλου), έχοντας οδηγήσει σε περιορισμό των βαρυτημετρικών λύσεων του θαλάσσιου γεωειδούς σε

Νοτιότερα πλάτη (Βέργος, 2006). Επιπλέον, μέχρι πρόσφατα, δεν είχαν επικαιροποιηθεί, ομογενοποιηθεί, ελεγχθεί και αξιολογηθεί σε βάθος σε μια ενιαία βάση (Γρηγοριάδης, 2009).

Τα παραπάνω προβλήματα μπορούν να αντιμετωπιστούν στα πλαίσια, είτε ενός ολοκληρωμένου σχεδίου συλλογής δεδομένων βαρύτητας, κατά προτίμηση με εναέρια μέσα ώστε να καλυφθούν τα τρία προαναφερόμενα κριτήρια, είτε με την αξιοποίηση της δορυφορικής αποστολής βαθμιδομετρίας GOCE. Παρόλα αυτά, οι παραπάνω προτάσεις δεν είναι άμοιρες περιορισμών. Από τη μια το κόστος μιας εναέριας αποστολής, οι δυνατότητές της, ο φορέας υλοποίησης, ο μεθοδικός σχεδιασμός και η αιτιολόγηση ενός τέτοιου έργου, και από την άλλη οι εγγενείς περιορισμοί στο ελάχιστο μήκος κύματος (band limited) της δορυφορικής βαθμιδομετρίας, ακόμα και της αποστολής GOCE, καθιστούν τα αποτελέσματα υπό κρίση και θα πρέπει να διερευνηθούν διεξοδικά.

Η Ωκεανογραφική προσέγγιση

Σε αντίθεση με τη Γεωδαιτική, η Ωκεανογραφική προσέγγιση στον υπολογισμό της ΔΩΤ είναι άμεση, καθώς η αποχή της ΣΣΘ ως προς το γεωειδές είναι προγνωστική παράμετρος και υπολογίζεται, όπως παρουσιάστηκε παραπάνω με τη χρήση μοντέλων ωκεάνιας κυκλοφορίας. Βασική απαίτηση της Ωκεανογραφικής προσέγγισης είναι η ύπαρξη συνεχών λύσεων της ΔΩΤ και σε ικανοποιητικό βάθος χρόνου ώστε να μπορεί να υπολογιστεί η ΜΔΩΤ. Επίσης, σε αντίθεση με την Γεωδαιτική, η Ωκεανογραφική προσέγγιση ενδείκνυται για τοπικές προσεγγίσεις, καθώς για μια παγκόσμια προσέγγιση της ΜΔΩΤ μέσω διαχρονικών λύσεων της ΔΩΤ απαιτείται τεράστιο υπολογιστικό έργο και ισχύς, όπως και πλήθος αισθητήρων με παγκόσμια κάλυψη, ικανοποιητική πυκνότητα και συνεχή λειτουργία, καθιστώντας μια τέτοια προσέγγιση οικονομικά ασύμφορη (Hernandez et al., 2001). Επιπλέον, σε μια παγκόσμια προσέγγιση, τα κύρια φαινόμενα ενδιαφέροντος είναι σε μεγαλύτερο ποσοστό στους ανοιχτούς ωκεανούς, όπου κυριαρχούν με αναπτύγματα εκατοντάδων χιλιομέτρων, αφήνοντας ένα μικρό ποσοστό σε φαινόμενα μικρότερου αναπτύγματος, όπου έχουν μεγαλύτερη αξία παρατήρησης στο παράκτιο περιβάλλον. Λαμβάνοντας τα παραπάνω υπόψη, καθώς και όσα παρουσιάστηκαν σχετικά με τα μοντέλα ωκεάνιας κυκλοφορίας στο παρόν κεφάλαιο, ο Ωκεανογραφικός προσδιορισμός της ΜΔΩΤ με υψηλή ακρίβεια προϋποθέτει τα παρακάτω:

- την ύπαρξη ενός ολοκληρωμένου συστήματος αισθητήρων Επιχειρησιακής Ωκεανογραφίας
- την κατάλληλη κατανομή τους στο χώρο μελέτης με τη μέγιστη δυνατή πυκνότητα
- τη συνεχή και αδιάλειπτη λειτουργία τους σε μεγάλο βάθος χρόνου
- την επιλογή του κατάλληλου Ωκεανογραφικού μοντέλου και ορισμό όλων των κατάλληλων αρχικών συνθηκών
- την αφομοίωση εξωτερικών παρατηρήσεων για βελτιστοποίηση του μοντέλου
- τη συνεχή παρακολούθηση και διασταύρωση των αποτελεσμάτων (cross validation)
- την ύπαρξη εξειδικευμένου φορέα διαχείρισης όλων των παραπάνω

Η εξασφάλιση όλων των παραπάνω προϋποθέσεων πρέπει να θεωρείται αυτονόητη, καθώς οι ίδιες προϋποθέσεις είναι αυτές που ορίζουν την λειτουργία και την αξιοπιστία ενός συστήματος Επιχειρησιακής Ωκεανογραφίας. Οποιαδήποτε ‘έκπτωση’ σε κάποια από τις παραπάνω προϋποθέσεις βάζει σε κίνδυνο το ίδιο το σύστημα, το οποίο αποτελεί μια επένδυση υψηλού κόστους με συνεχή λειτουργικά έξοδα. Παρόλα αυτά, αν και η τήρηση των παραπάνω προϋποθέσεων μπορεί να θεωρείται γενικά δεδομένη, είναι αναγκαίος ο έλεγχος της ακρίβειας των λύσεων του μοντέλου μέσω της διασταύρωσης με άλλα δεδομένα. Ο έλεγχος αυτός είναι που μπορεί να εκτιμήσει και την ακρίβεια της υπολογιζόμενης ΜΔΩΤ και της καταλληλότητάς της για τον έμμεσο υπολογισμό του γεωειδούς μέσω της αντιστροφής της σχέσης (2.3):

$$N = M\Sigma\Theta_p - M\Delta\Omega T_p \quad (2.9)$$

Γίνεται φανερό από την παραπάνω σχέση ότι, σε αυτή την περίπτωση, αντιμετωπίζεται το πρόβλημα και τίθεται στη βάση της έμμεσης ή Ωκεανογραφικής προσέγγισης του γεωειδούς μέσα από τη γνώση ενός μοντέλου ΜΣΘ και ενός μοντέλου ΜΔΩΤ. Επιθυμητό σε κάθε περίπτωση είναι η λύση της ΜΔΩΤ να είναι ακρίβειας της ίδιας τάξης ή καλύτερης και αντίστοιχης ανάλυσης ή υψηλότερης από αυτή του μοντέλου ΜΣΘ. Εδώ είναι ένα από τα πλεονεκτήματα της άμεσης Ωκεανογραφικής προσέγγισης της ΜΔΩΤ με αντίκτυπο στην έμμεση προσέγγιση του θαλάσσιου γεωειδούς. Οι τιμές των λύσεων της ΔΩΤ, άρα και της υπολογιζόμενης ΜΔΩΤ, δίνονται σε καναβοποιημένη χωρική κατανομή, της οποίας η ανάλυση μπορεί να φτάσει σε πολύ υψηλά επίπεδα (της τάξης των 2') σε ωκεανογραφικές εφαρμογές τοπικού επιπέδου. Μια ανάλυση αυτής της τάξης θα πρέπει να θεωρείται ισάξια ακόμα και των πιο πρόσφατων μοντέλων ΜΣΘ καθώς, αν και αυτά παρουσιάζουν τιμές σε κানাβο ανάλυσης 2' ή και 1' (όπως το DTU10MSS, Andersen, 2011), πρόκειται για τιμές από παρεμβολή και όχι από άμεσες παρατηρήσεις. Επιπλέον, πέρα της υψηλής ανάλυσης, οι ωκεανογραφικές λύσεις της ΜΔΩΤ δεν περιέχουν κενά υπολογισμών, είναι συνεχείς στο χώρο και παραπλήσιας ακρίβειας για όλο το εύρος, σε αντίθεση με τα βαρυμετρικά δεδομένα, όπου παρατηρείται πολλές φορές η ύπαρξη κενών τομέων στην περιοχή ενδιαφέροντος, έχουν τυχαία κατανομή στο χώρο, προέρχονται από διαφορετικούς φορείς και έχουν διαφορετική ακρίβεια. Θα πρέπει να επισημανθεί ότι, παρότι έχουν γίνει αρκετές μελέτες στα αποτελέσματα ΔΩΤ ωκεανογραφικών μοντέλων στη Μεσόγειο και στον Ελληνικό χώρο, αυτές αναφέρονται κατά κύριο λόγο σε συγκρίσεις με δεδομένα αλτιμετρίας με ανάλυση των ανωμαλιών της ΣΣΘ (αποχή της ΣΣΘ από τη ΜΣΘ) και όχι με βάση τις απόλυτες τιμές. Ο συμβιβασμός αυτός στην επιλογή της ανωμαλίας ΣΣΘ ως μεγέθους σύγκρισης οφείλεται στην έλλειψη κάποιου κοινά αποδεκτού μοντέλου γεωειδούς υψηλής ακρίβειας και ανάλυσης. Παρόλα αυτά, ο παραπάνω συμβιβασμός δεν μειώνει την αξία των αποτελεσμάτων των συγκρίσεων που εμφανίζουν μια συμφωνία, σε όρους μέσου τετραγωνικού σφάλματος, της τάξης των 6 με 10 cm (Korres et al., 2007 και 2009). Θα πρέπει να τονιστεί ότι για τον Ελλαδικό χώρο δεν υπάρχει κάποιο μοντέλο ΜΔΩΤ υπολογισμένο καθαρά από ωκεανογραφικές μεθόδους (Περιβολιώτης, 2010).

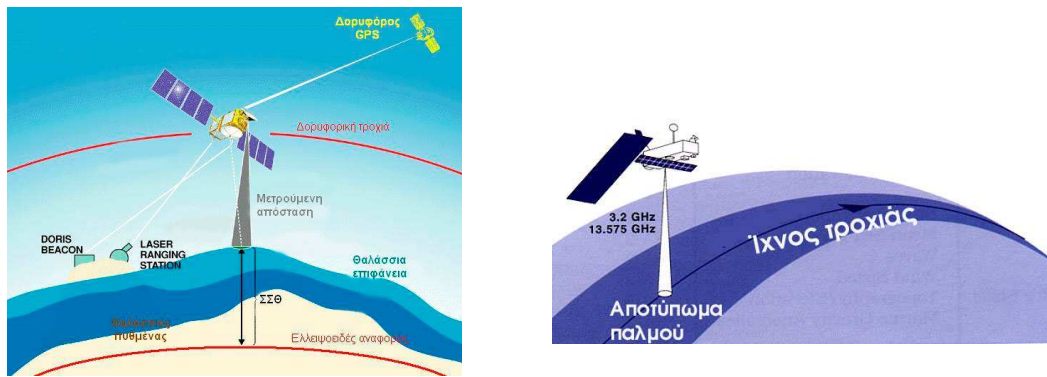
Κεφάλαιο 3

Δορυφορική Αλτιμετρία

3 Εισαγωγή

Η δορυφορική αλτιμετρία είναι μια τεχνική για τη μέτρηση του ύψους της θαλάσσιας επιφάνειας χρησιμοποιώντας αισθητήρες ραντάρ ή λέιζερ. Η αλτιμετρία μετράει με πολύ μεγάλη ακρίβεια το χρόνο που χρειάζεται ένας ηλεκτρομαγνητικός παλμός (ραντάρ ή λέιζερ) από τη στιγμή της εκπομπής του από το αλτίμετρο μέχρι την επιστροφή του σε αυτό έπειτα από την ανάκλασή του στην θαλάσσια επιφάνεια. Αυτή η μέτρηση, σε συνδυασμό με δεδομένα της ακριβούς θέσης του δορυφόρου παρέχει παρατηρήσεις του ύψους της επιφάνειας της θάλασσας ή Στιγμιαίας Στάθμης της Θάλασσας / ΣΣΘ (εικ. 3.1). Οι πληροφορίες αυτές επιτρέπουν τη μελέτη της ανάπτυξης και της εξέλιξης των επιφανειακών κυμάτων εξ αιτίας των ανέμων και των παλιρροιακών δυνάμεων που ασκούνται στους υδάτινους όγκους, ενώ επιπλέον μπορεί κανείς να αντλήσει πληροφορίες για τις θέσεις και τις εντάσεις των ρευμάτων των ωκεανών, των δινών και των θερμικών μετώπων. Μακροπρόθεσμα, οι δορυφορικές αλτιμετρικές παρατηρήσεις συμπεριλαμβάνονται σε μοντέλα της παγκόσμιας κυκλοφορίας των ωκεανών και της δυναμικής κατάστασης της θάλασσας (που μεταβάλλονται με τον χρόνο) και σε συνδυασμό με πολύπλοκα αριθμητικά μοντέλα χρησιμοποιούνται για να υποστηρίξουν μια πληθώρα εφαρμογών, όπως τη θαλάσσια μετεωρολογία, την πρόβλεψη και την παρακολούθηση τυφώνων, τη διαχείριση της αλιείας και τη δρομολόγηση των πλοίων, καθώς και την έρευνα για το κλίμα και τις προβλέψεις των κλιματικών αλλαγών.

Επιπλέον, οι μετρήσεις από τους ειδικούς αυτούς υψομετρητές (αλτίμετρα) παρέχουν πληθώρα άλλων πληροφοριών που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για ένα ευρύ φάσμα γεωφυσικών εφαρμογών που, πέρα από τη μελέτη της δυναμικής συμπεριφοράς των θαλασσών, μπορούν να χρησιμοποιηθούν ακόμα και ως εργαλείο για τη μελέτη των γεωφυσικών χαρακτηριστικών και τη χαρτογράφηση της μορφολογίας του ωκεάνιου πυθμένα και την υπεράκτια αναζήτηση υδρογονανθράκων. Στις τελευταίες περιπτώσεις η δορυφορική αλτιμετρία χρησιμοποιεί ως ένα ‘φυσικό’ βαρυτήμετρο τη μάζα του θαλάσσιου νερού, η οποία εξογκώνεται πάνω από συγκεντρώσεις της ωκεάνιας λιθοσφαιρικής μάζας όπως είναι, για παράδειγμα, οι υψηλής πυκνότητας γεωλογικές δομές σε μικρά βάθη και συμπιέζεται πάνω από τα μεγάλου πάχους και χαμηλής πυκνότητας ιζηματογενή πετρώματα του ωκεάνιου πυθμένα. Με τον τρόπο αυτό μπορούν να ανιχνευτούν οι υποθαλάσσιες γεωλογικές δομές από τις μετρήσεις του ύψους της επιφάνεια της θάλασσας και να απεικονιστούν οι χωρικές διαφοροποιήσεις τους κατά τρόπο ανάλογο με εκείνο των χαρτών ανωμαλιών της βαρύτητας που παράγονται από τις πιο χρονοβόρες και υψηλότερου κόστους διαδικασίες επιφανειακών μετρήσεων από πλοία.



Εικ.3.1 Αριστερά, η παρατήρηση της στιγμιαίας στάθμης της θάλασσας από αλτιμετρικό δορυφόρο. Δεξιά, το επίγειο ίχνος της τροχιάς.

Κατά τα τελευταία 20 χρόνια, μια σειρά δορυφόρων αλτιμετρίας, οι οποίοι αναφέρονται συνοπτικά στις επόμενες ενότητες, έχουν ενισχύσει την κατανόησή μας για το γήινο πεδίο βαρύτητας, τη βαθυμετρία του βυθού και την κυκλοφορία των ωκεανών. Οι δορυφόροι αυτοί παρείχαν διαδοχικά καλύτερα δεδομένα, ενώ παράλληλες βελτιώσεις στις δυνατότητες υπολογισμού των τροχιών τους με συνεχώς μεγαλύτερες ακρίβειες οδήγησαν σε ανάλογες βελτιώσεις στις εκτιμήσεις των γεωφυσικών ποσοτήτων και των φυσικών χαρακτηριστικών των ωκεανών. Πέρα από τη διαχρονική αυτή βελτίωση, μια άλλη παράμετρος που διαφοροποιεί τις αλτιμετρικές αποστολές είναι οι διαφορετικές απαιτήσεις που επέβαλαν τα προς μελέτη φαινόμενα στην κάθε αποστολή. Συγκεκριμένα, ακόμα και σε χρονικά παράλληλα εξελισσόμενες αποστολές, η στόχευση σε διαφορετικά φαινόμενα διαφοροποιεί κατά πολύ τα κύρια χαρακτηριστικά της κάθε μιας. Ιδιότητες όπως η γεωγραφική κάλυψη, η ύπαρξη ή όχι περιοδικότητας-επαναληπτικότητας των παρατηρήσεων, η περιοδικότητα αυτή καθαυτή, η εστίαση της ευαισθησίας των αισθητήρων υπαγορεύονται από τις αντίστοιχες ιδιότητες του προς μελέτη φαινομένου. Κατά αυτόν τον τρόπο θέματα μελέτης όπως ωκεάνια φαινόμενα διαφορετικού χωρικού αναπτύγματος αλλά και διαφορετικής χρονικής κλίμακας, η παρακολούθηση των πολικών περιοχών και του ισοζυγίου των πάγων, η εστίαση σε παράκτιες ζώνες ή σε ανοιχτούς ωκεανούς, η στόχευση σε ωκεανογραφικές ή γεωδαιτικές μελέτες οδήγησαν όχι μόνο σε μια πληθώρα διαφορετικών σύγχρονα εξελισσόμενων αποστολών αλλά και σε διαφορετικές φάσεις αυτών ή ακόμα και σε συνεργατικές και συνεχιζόμενες σε μεγάλο βάθος χρόνου αποστολές. Με αυτό τον τρόπο τις τελευταίες δεκαετίες υπάρχει διαθέσιμο ένα μεγάλο πλήθος παρατηρήσεων από διαφορετικές αποστολές. Προκειμένου να αντιμετωπιστούν οι αδυναμίες και παράλληλα να αξιοποιηθούν τα προτερήματα της κάθε μιας, χωριστά ή και για ένα σύνολο αποστολών, αναπτύχθηκαν διάφορες τεχνικές επεξεργασίας των δεδομένων τους, ανάλογα με τον αντικειμενικό σκοπό της κάθε μελέτης.

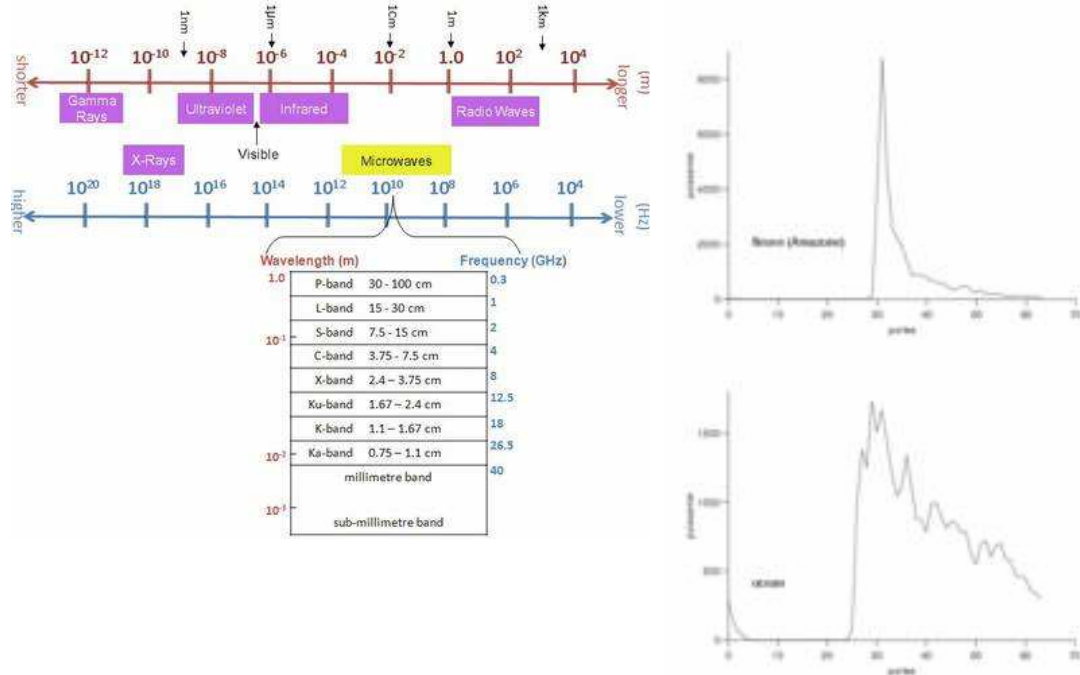
3.1 Αρχές της δορυφορικής αλτιμετρίας.

Παρακάτω θα παρουσιαστούν οι βασικές αρχές και οι έννοιες που διέπουν τις αλτιμετρικές αποστολές όπως η λειτουργία του αλτιμέτρου, τα σφάλματα που διέπουν μια αλτιμετρική παρατήρηση, την εξαγωγή αλτιμετρικών παρατηρήσεων του ύψους της ΣΣΘ καθώς και την

επεξήγηση των τροχιακών χαρακτηριστικών των αλτιμετρικών δορυφόρων και πως αυτά υπαγορεύονται από τις απαιτήσεις μιας αλτιμετρικής αποστολής.

3.1.1 Η παρατήρηση του ύψους της ΣΣΘ

Το αλτίμετρο ενός δορυφόρου εκπέμπει ηλεκτρομαγνητικούς παλμούς σταθερής συχνότητας προς τη γήινη επιφάνεια και λαμβάνει τις επιστροφές τους έπειτα από την ανάκλασή τους στην επιφάνεια της θάλασσας (εικ. 3.1^α). Η εκπομπή αυτή είναι συνεχής και σε υψηλές συχνότητες και οι επιστροφές μερικών εκατοντάδων συνήθως παλμών ορίζουν την επιστρεφόμενη κυματομορφή (εικ. 3.1^β) η οποία περιέχει πλήθος πληροφοριών απαραίτητων για την κύρια απαίτηση που είναι ο προσδιορισμός του ύψους της ΣΣΘ.



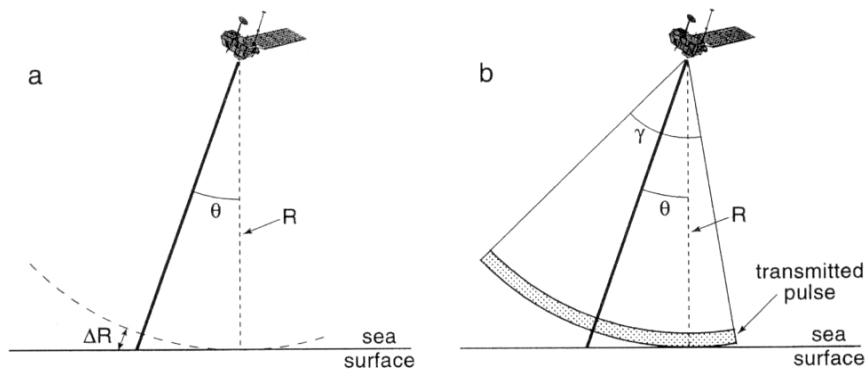
Εικ.3.2 Αριστερά, οι χρησιμοποιούμενες συχνότητες ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων σε αλτιμετρικές εφαρμογές. Δεξιά, η προσλαμβανόμενη ισχύς ενός μόνο ανακλώμενου παλμού (πάνω) και μερικών εκατοντάδων παλμών που δημιουργούν την κυματομορφή (κάτω). (AVISO)

Σε μια δεδομένη χρονική στιγμή εκπέμπεται από το αλτίμετρο παλμός διάρκειας τ και πλάτους $c \cdot \tau$. Με δεδομένη την γεωμετρία εκπομπής του παλμού (εικ. 3.1) αυτός ταξιδεύει μέσα από την ατμόσφαιρα με ταχύτητα c ανακλάται στην επιφάνεια της θάλασσας και επιστρέφει στο αλτίμετρο. Τα διαδοχικά στάδια της ανάκλασης του παλμού αναπαριστώνται σχηματικά (εικ.3.2). Έχοντας μετρήσει με υψηλή ακρίβεια το χρόνο μεταξύ εκπομπής και λήψης, η μετρούμενη απόσταση του κέντρου φάσης του αλτιμέτρου του δορυφόρου από την επιφάνεια της θάλασσας μπορεί να περιγραφεί από την απλή σχέση:

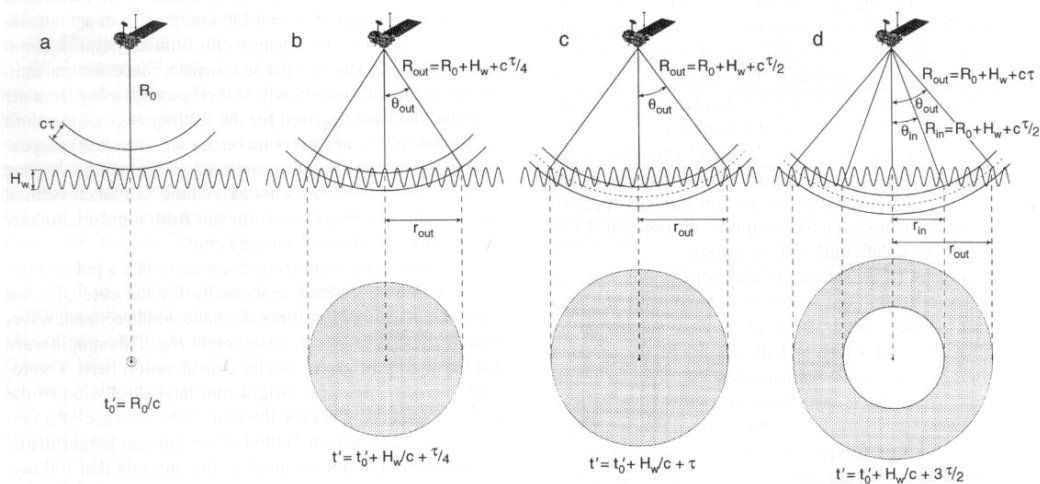
$$R = R_m - \sum \Delta R_j \quad (3.1)$$

$$R_m = c \cdot t / 2$$

Όπου c η ταχύτητα διάδοσης του ηλεκτρομαγνητικού κύματος στο κενό και t ο χρόνος διάδοσης του παλμού από την εκπομπή του από το αλτίμετρο μέχρι και την επιστροφή του, έπειτα από την ανάκλασή του στην επιφάνεια της θάλασσας.



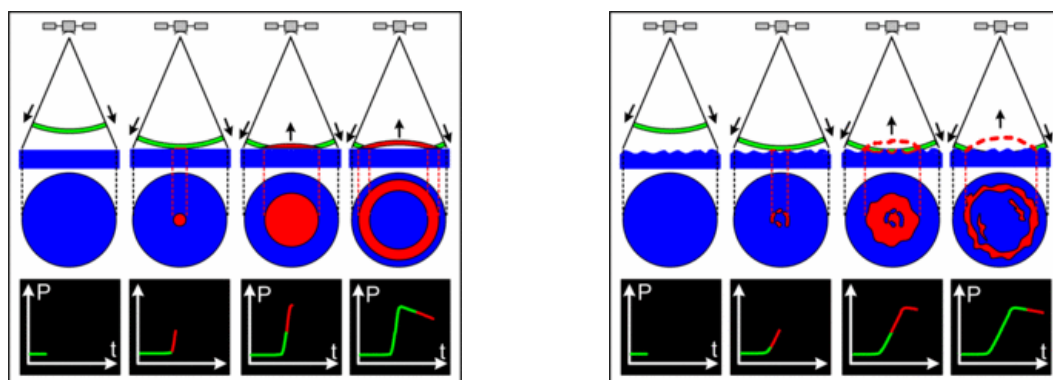
Εικ.3.3 Η γεωμετρία των αλτιμετρικών μετρήσεων για (a) ηλεκτρομαγνητικό παλμό μικρού εύρους διασποράς και (b) για ηλεκτρομαγνητικό παλμό μεγάλου εύρους. Και στις δύο περιπτώσεις παρουσιάζεται μια μέτρηση διαφορετική προς το ναδίρ κατά γωνία θ . (Chelton et al., 1989)



Εικ.3.4 Σχηματική αναπαράσταση ενός παλμού διάρκειας τ και πλάτους $c \cdot \tau$ που προσπίπτει σε μια μονοχρωματική κυματώδη επιφάνεια με συγκεκριμένο ύψος κύματος H_w (ύψος από κορυφή σε κοιλάδα κύματος). Σε κάτωψη εικονίζεται η εξέλιξη της επαφής του ηλεκτρομαγνητικού κύματος με τη θαλάσσια επιφάνεια σε ορισμένες χρονικές στιγμές. (Chelton et al., 1989)

Από το παραπάνω σχήμα γίνεται αντιληπτό ότι η καλυπτόμενη επιφάνεια από το ηλεκτρομαγνητικό κύμα είναι μια συνάρτηση διαφόρων παραγόντων, μεταξύ αυτών και της κατάστασης κυματισμού της θάλασσας. Παρακάτω παρουσιάζονται δύο διαγράμματα (εικ. 3.5) της καλυπτόμενης επιφάνειας-ίχνους (footprint area), των ακτίνων του εσωτερικού και εξωτερικού κύκλου που ορίζουν την επιφάνεια η οποία 'φωτίζεται' από το ηλεκτρομαγνητικό κύμα και τα διαγράμματα ισχύος/χρόνου της επιστρεφόμενης ηχούς του παλμού στο αλτίμετρο για διαφορετικές συνθήκες κυματισμού της θάλασσας (για ήρεμη και κυματισμένη επιφάνεια).

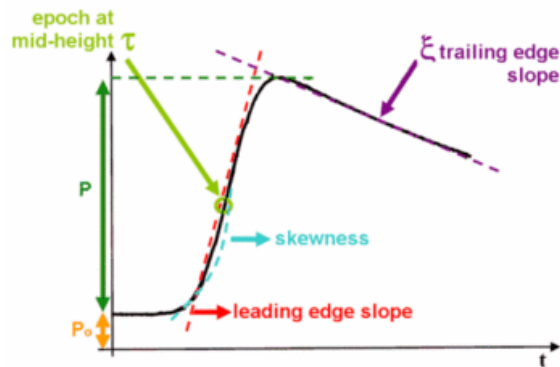
Το διάγραμμα ισχύος/χρόνου είναι κρίσιμο για τον υπολογισμό του ακριβούς χρόνου επιστροφής του παλμού, μέσω του οποίου θα υπολογιστεί και η μετρούμενη απόσταση. Σε ένα διάγραμμα ισχύος/χρόνου παρουσιάζεται η ηχώ του επιστρεφόμενου παλμού στο αλτιμέτρο της οποίας η ισχύς διαφέρει στην εξέλιξη του χρόνου. Όταν η θάλασσα είναι ιδεατά ήρεμη ο παλμός στην εξέλιξη του χρόνου φωτίζει συνεχώς αυξανόμενη επιφάνεια μέχρι και την αρχή αποχώρησής του από αυτήν (αρχή σχηματισμού εσώτερης ακτίνας) με αποτέλεσμα η ισχύς του επιστρεφόμενου παλμού να αυξάνεται απότομα τη στιγμή που αντιστοιχεί στην πρόσπτωση αυτού στη θαλάσσια επιφάνεια. Αντίθετα, όταν η θάλασσα είναι κυματώδης ο παλμός προσπίπτει αρχικά σε κορυφές κυμάτων, έχοντας συνολικά μικρότερη ανακλαστική επιφάνεια, με αποτέλεσμα η επιστρεφόμενη ισχύς να αυξάνεται προοδευτικότερα.



Εικ.3.5 Τα στάδια πρόσπτωσης παλμού σε ήρεμη (αριστερά) και κυματισμένη επιφάνεια (δεξιά). (AVISO)

Σε ένα διάγραμμα ισχύος/χρόνου τα κύρια σημεία του είναι:

- Το σημείο αρχής της κλίσης (leading edge slope) το οποίο αντιστοιχεί στην πρώτη επαφή του παλμού με την ανακλαστική επιφάνεια (και αρχή δημιουργίας του εξώτερου κύκλου).
- Η επίκλιση (skewness) η οποία αντιστοιχεί στο ρυθμό αύξησης της ισχύος.
- Το σημείο πτώσης της κλίσης (trailing edge slope) το οποίο αντιστοιχεί στη φάση μείωσης του φωτιζόμενου εμβαδού (μέγεθος ίχνους παλμού).
- Χρόνου στο μέσο ύψος (epoch at mid-height) οποίος δίνει τη χρονική καθυστέρηση της προβλεπόμενης επιστροφής του παλμού όπως υπολογίζεται από τον αλγόριθμο ιχνηλάτησης του αλτιμέτρου (tracker algorithm).
- Το υπόστρωμα θορύβου, ισχύς P_0 .
- Το εύρος ωφέλιμου σήματος, ισχύς P , το οποίου η σχέση με το εύρος του εκπεμπόμενου σήματος δίνει τον συντελεστή διασποράς (back-scatter coefficient).



Από τα παραπάνω, η πιο κρίσιμη παράμετρος είναι αυτή του χρόνου στο μέσο ύψος, καθώς βάση αυτής, και σε συνάρτηση με το χρόνο εκπομπής, υπολογίζεται ο συνολικός χρόνος μέσα στον οποίο ο παλμός διένυσε την απόσταση δορυφόρου-επιφάνειας-δορυφόρου και επομένως την ζητούμενη απόσταση R_m .

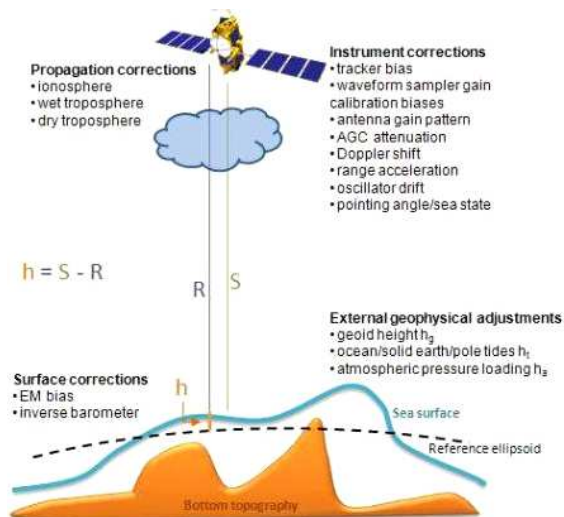
Η τροχιά ενός δορυφόρου προσδιορίζεται με μεγάλη ακρίβεια σε σχέση με κάποιο ελλειψοειδές αναφοράς έπειτα από παρατηρήσεις του μέσω συστημάτων όπως GPS, DORIS, SLR, TRANET/OPNET, PRARE σε συνδυασμό με τροχιακά μοντέλα. Γνωρίζοντας με ακρίβεια τη θέση και τη γεωμετρία του δορυφόρου τη στιγμή της εκπομπής του παλμού, η μετρούμενη απόσταση μεταφράζεται σε ύψος της θαλάσσιας επιφάνειας από το ελλειψοειδές αναφοράς μέσω της σχέσης (3.1) :

$$h=H-R \quad (3.2)$$

$$h=H-R_m+\Sigma\Delta R_j$$

3.1.2 Τα σφάλματα στην αλτιμετρική παρατήρηση του ύψους της ΣΣΘ

Θεωρώντας ότι η τροχιά έχει προσδιοριστεί με ικανοποιητική ακρίβεια και είναι απαλλαγμένη από σφάλματα, το $\Sigma\Delta R_j$ (σχέση 3.2) είναι το σύνολο των διορθώσεων που πραγματοποιούνται στη μέτρηση του αλτιμέτρου. Οι διορθώσεις αυτές αφορούν σφάλματα που εισέρχονται στις παρατηρήσεις και χωρίζονται σε τρεις κύριες κατηγορίες (εικ.3.6). Οι διορθώσεις του οργάνου-αλτιμέτρου (instrument corrections), οι ατμοσφαιρικές διορθώσεις (atmospheric refraction corrections), που σχετίζονται με την πορεία του ηλεκτρομαγνητικού παλμού μέσα από την ατμόσφαιρα λόγω της ατμοσφαιρικής διάθλασης (ιονοσφαιρική διάθλαση, τροποσφαιρική υγρή και ξηρά διάθλαση), και οι διορθώσεις κατάστασης θάλασσας (sea-state bias corrections) που σχετίζονται με την πρόσπτωση και την ανάκλαση ενός ηλεκτρομαγνητικού παλμού στην επιφάνεια της θάλασσας. Τα σφάλματα με τις σχετικές διορθώσεις τους έχουν περιγραφεί διεξοδικά στο παρελθόν (Chelton et al, 1989), παρόλα αυτά παρακάτω παρατίθενται εν συντομία.



Εικ.3.6 Αναπαράσταση της μέτρησης της επιφάνειας της θάλασσας και των διορθώσεων που εφαρμόζονται στις παρατηρήσεις. (Chelton et al., 1989)

Διορθώσεις του οργάνου-αλτιμέτρου

Αυτές οι διορθώσεις είναι απαραίτητες και αντιστοιχούν σε σφάλματα εξαιτίας της φύσης του επιστρεφόμενου σήματος, της κίνησης του δορυφόρου και τη μεταβολή, από το ιδανικό ναδίρ, στη γωνία στόχευσης του παλμού, σε θερμοκρασιακές μεταβολές του εξοπλισμού του αλτιμέτρου και στις βαθμονομήσεις των οργάνων του. Τα σημαντικότερα εξ αυτών των σφαλμάτων είναι:

- **Τα σφάλματα του ανιχνευτή σήματος (tracker errors).** Η σημαντικότερη πηγή αυτών των σφαλμάτων είναι η ύπαρξη θορύβου στις εκτιμήσεις του αλγόριθμου ιχνηλάτησης ή αυτοματοποιημένου βρόγχου ελέγχου του κέρδους του σήματος (Automated Gain Control loop). Ο βρόγχος αυτός είναι υπεύθυνος για τον καθορισμό της εξασθένησης που πρέπει να εφαρμόζεται στο επιστρεφόμενο σήμα ώστε να κρατήσει σταθερή τη συνολική ισχύ του που μετράται από το αλτιμέτρο.
- **Τα σφάλματα στόχευσης της κεραίας (antenna mispointing errors).** Η συνολικά επιστρεφόμενη ισχύς μειώνεται δραστικά από την εκτός του ναδίρ στόχευση, αυξάνοντας επιπλέον τον χρόνο που μεσολαβεί από την εκπομπή έως τη λήψη ενός παλμού και εισάγει σφάλμα στην παρατηρούμενη απόσταση αλτιμέτρου-θαλάσσιας επιφάνειας (εικ.3.3).
- **Σφάλματα βαθμονόμησης του δειγματολήπτη της κυματομορφής (waveform sampler calibration errors).** Τα σφάλματα αυτά είναι μικρές αλλά σημαντικές και συστηματικές μεταβολές που παρατηρούνται στην ισχύ της κυματομορφής για δεδομένα εύρη εισόδου (range gates) σε σχέση με την παρατηρούμενη ισχύ σε παραπλήσια-γειτονικά εύρη εισόδου.
- **Σφάλματα μετατόπισης Doppler (Doppler shift errors).** Η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας ενός δορυφόρου ως προς την θαλάσσια επιφάνεια μπορεί να πάρει τιμές έως και 30m/sec. Αν και φαινομενικά μικρή, ως προς την ταχύτητα του ηλεκτρομαγνητικού κύματος, η ταχύτητα αυτή εισάγει το φαινόμενο μετατόπισης Doppler που συνεπάγεται μετατόπιση της επιστρεφόμενης συχνότητας και κατ'επέκταση μεταβολή στη μετρούμενη απόσταση αλτιμέτρου-θαλάσσιας επιφάνειας.

Ατμοσφαιρικές διορθώσεις

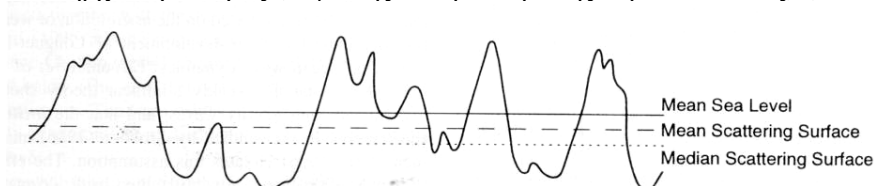
Η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία του παλμού που εκπέμφθηκε από το αλτίμετρο ‘ταξιδεύει’ μέσα από τα στρώματα της γήινης ατμόσφαιρας και υπόκειται σε συνεχείς αλλοιώσεις. Έτσι, η ισχύς του σήματος εξασθενεί κατά τη διάδοσή του, λόγω της διάχυσης που υφίσταται στην πορεία του (κυρίως από την υγρασία και τα σύννεφα) και κυρίως, μεταβάλλεται η διαγραφόμενη τροχιά του (επομένως και η μετρούμενη απόσταση) λόγω ατμοσφαιρικής διάθλασης.

- **Διόρθωση ιονοσφαιρική διάθλασης.** Η ιονοσφαιρική διάθλαση σχετίζεται με την πυκνότητα ελεύθερων ηλεκτρονίων στα ανώτερα τμήματα της ατμόσφαιρας σε συνάρτηση με τη συχνότητα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Η πυκνότητα αυτή δεν είναι απόλυτα σταθερή και μπορεί να παρουσιάσει σημαντικές διακυμάνσεις (πχ σε περιόδους έντονης ηλιακής δραστηριότητας – ηλιακές καταιγίδες).
- **Διόρθωση ξηρής τροποσφαιρικής διάθλασης.** Η διάθλαση αυτή εξαρτάται από την πίεση και τη θερμοκρασία του ξηρού μέρους της τροπόσφαιρας που διανύει το ηλεκτρομαγνητικό κύμα και είναι από τις σημαντικότερες για τον υπολογισμό της παρατηρούμενης απόστασης. Στην πιο απλοποιημένη μορφή της η διόρθωση είναι ανάλογη της κανονικής ατμοσφαιρικής πίεσης P_0 και του γεωγραφικού πλάτους ϕ .
- **Διόρθωση υγρής τροποσφαιρικής διάθλασης.** Η διάθλαση αυτή σχετίζεται με το υγρό φορτίο της ατμόσφαιρας, λαμβάνοντας υπόψη τη συνεισφορά τόσο του ατμοποιημένου νερού όσο και των σταγονιδίων εντός των νεφών.

Διορθώσεις κατάστασης θάλασσας

Τα σφάλματα κατάστασης θάλασσας οφείλονται σε αποκλίσεις (bias) που παρατηρούνται στο επιστρεφόμενο σήμα εξαιτίας της διαφοράς μεταξύ μιας ιδεατής, επίπεδης και μονοχρωματικής ανακλαστικής επιφάνειας, σε σχέση με την πραγματική θαλάσσια επιφάνεια.

- **Απόκλιση κατάστασης θάλασσας.** Η διόρθωση αυτή έγκειται στον προσδιορισμό της κάθετης απόστασης μεταξύ της μέσης ηλεκτρομαγνητικά διασκορπισμένης μετρούμενης επιφάνειας και της ‘μέσης θαλάσσιας στάθμης’ όπως αυτή θα ήταν αν δεν υπήρχε κυματισμός (λόγω της αλληλεπίδρασης αέρα-θάλασσας) (εικ.3.6).



Εικ.3.7 Η ‘μέση θαλάσσια στάθμη’ κυματώδους επιφάνειας σε σχέση με την προκύπτουσα μέση ηλεκτρομαγνητικά διασκορπιζόμενη στάθμη από την καταγραφή του αλτιμέτρου. (Chelton et al., 1989)

Ως προς τα παραπάνω περιγραφόμενα σφάλματα, που απαιτούν τις συγκεκριμένες διορθώσεις, δεν υπάρχει ιδιαίτερος λόγος να αναλυθούν τα μαθηματικά μοντέλα τους στα πλαίσια αυτής της διατριβής. Οι σχετικοί αλγόριθμοι και τεχνικές εφαρμόζονται από ειδικευμένους οργανισμούς-διανομείς στις αρχικές παρατηρήσεις και στον χρήστη αποδίδεται ένα τελικό προϊόν αλτιμετρικών παρατηρήσεων γεωφυσικών καταγραφών (GDR Geophysical Data Records) με τις εκτιμώμενες τιμές των σφαλμάτων ώστε να εφαρμόσει τις απαιτούμενες κατά περίπτωση διορθώσεις ή ακόμα και έτοιμες διορθωμένες παρατηρήσεις ΣΣΘ (CORSSH's Corrected Sea Surface heights). Συμπληρωματικά δίνονται και εκτιμήσεις για την παλίρροια, χωρίς να είναι ενσωματωμένες στις μετρήσεις, δίνοντας στο μελετητή τη δυνατότητα να εφαρμόσει κάποιο άλλο μοντέλο της δικής του επιλογής. Για παράδειγμα, οι διορθώσεις οι οποίες γίνονται από την AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) περιγράφονται στο Aviso User Handbook CORSSH's (πίν.3.1).

	TOPEX/POSEIDON	ERS
GDRs	GDR-M products version C (AVISO 1996)	OPR products, version 3 for ERS-1 phases C, E and F (old OPR) and version 6.2 for ERS-1 phase G and ERS-2 phase A (new OPR) (CERSAT 1994 and CERSAT 1996)
Orbit	NASA JGM3 orbits	D-PAF precise orbit with reference to TOPEX ellipsoid
Geophysical corrections		
• dry troposphere and inverse barometer effect	• from ECMWF	• from ECMWF -- this is an upgrade for the ERS-1 "old OPR" products which used the FMO model --
• wet troposphere	• from TMR radiometer	• from ATSR-M radiometer ²
• ionosphere	• from dual-frequency altimeter range measurements for TOPEX data ³ , from DORIS for POSEIDON data	• BENT model
Sea State Bias ¹	BM4 formula (Gaspar et al., 1995) -- with version C products, TOPEX and POSEIDON sea state biases are now homogeneous --	-5.6% of Significant Wave Height
Tides		
• ocean tide and loading tide ⁴	CSR3.0 (Eanes et al., 1995)	CSR3.0 (upgrade of the OPR)
• solid earth tide	Cartwright and Taylor model (1971)	See ERS products user manual (C2-MUT-A-01-F)
• pole tide	applied	not applied

Πίν.3.1 Οι διορθώσεις που εφαρμόζονται από την AVISO στις αλτιμετρικές παρατηρήσεις των δορυφόρων TOPEX/POSEIDON και ERS προκειμένου να αποδοθούν στον τελικό χρήστη δεδομένα μορφής CORSSH (AVISO AVI-NT-011-CN Edition 3.1, April 1998).

¹ smoothed using a Lanczos filter (300 km)
² corrected as indicated on the CLS ERS quality assessments (CLS, 1992 and 1996) and extrapolated near the coasts.
³ The Sea State Bias (SSB) is the difference between the apparent sea level as measured by an altimeter and the true mean sea level. It is a function of the significant wave height and other sea-state related parameters. It varies with the radar frequency:

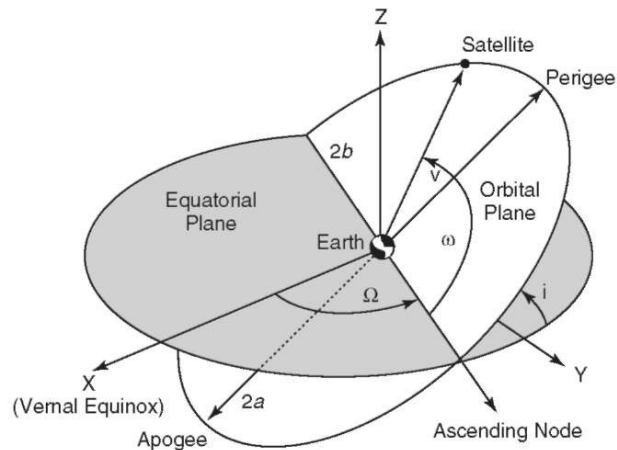
$$SSB = SWH (a_1 + a_2 * U + a_3 * U^2 + a_4 * SWH)$$
where SSB is the sea state bias, in meters
U is the wind strength (10-m exposure), in m/s (derived from sigma-0 using the Modified Chelton and Wentz algorithm)
SWH is the Significant Wave Height, in meters
The estimates of the "a_i" parameters are derived from a global crossover analysis (Gaspar et al. 1994a and b):

	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄
TOPEX/POSEIDON	-0.0203	-0.00369	0.000149	0.00265
ERS-1 phase C	-0.055	0.0	0.0	0.0
ERS-1 phase G	-0.047	-0.0035	0.00016	0.0
ERS-2	-0.048	-0.0026	0.000126	0.0

⁴ The CSR3.0 ocean tide model is an empirical model developed by Richard Eanes and colleagues at the University of Texas, U.S.A. (Eanes et al., 1995). It is basically a long wavelength adjustment to the Grenoble FES94.1 hydrodynamic model using 99 cycles (2.4 years) of TOPEX/POSEIDON altimetry.

3.1.3 Τροχιακά χαρακτηριστικά αλτιμετρικών αποστολών

Ένας αλτιμετρικός δορυφόρος μπορεί να παρομοιαστεί με έναν κινούμενο σε τροχιά παλιρροιογράφο που παρατηρεί με σταθερή συχνότητα και ακρίβεια τις διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας σε ένα εύρος χρονικής και χωρικής κλίμακας. Η επιλογή της κατάλληλης τροχιάς μιας αλτιμετρικής αποστολής για τη μελέτη της κυκλοφορίας, τις παλίρροιες των ωκεανών και το θαλάσσιο γεωειδές απαιτεί την μελέτη των τροχιακών χαρακτηριστικών που επηρεάζουν την ακρίβεια των παρατηρήσεων της στάθμης της θάλασσας και τη χρονική και χωρική κατανομή τους. Οι κύριες τροχιακές παράμετροι που καθορίζουν τη χρονική και χωρική δειγματοληψία παρατηρήσεων ΣΣΘ του αλτιμετρικού δορυφόρου είναι το ύψος της τροχιάς, η επίκλιση της και η περίοδος επανάληψης (εικ.3.8).



Εικ.3.8 Το τροχιακό επίπεδο ενός δορυφόρου ως προς το Ισημερινό επίπεδο της Γης. Όταν το διάνυσμα της ταχύτητας ενός δορυφόρου είναι προς το Βόρειο ημισφαίριο έχουμε τη λεγόμενη ανερχόμενη (ascending) διάβαση ενώ κατά το Νότιο ημισφαίριο την κατερχόμενη (descending) διάβαση.

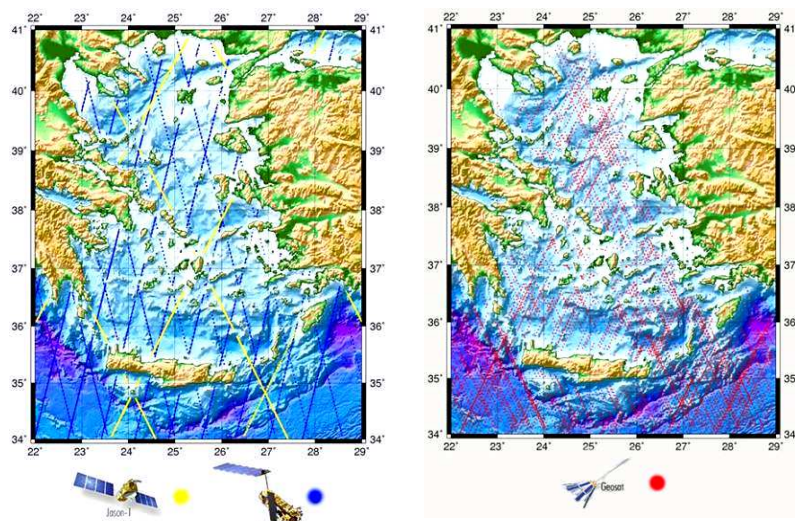
Αναλυτικά, η τροχιά ενός δορυφόρου μπορεί να περιγραφεί μαθηματικά μέσω των τριών νόμων του Kepler και των έξι συνολικά τροχιακών στοιχείων του, τα οποία είναι τα παρακάτω:

- Η επίκλιση i αναφέρεται στη γωνία που σχηματίζει το τροχιακό επίπεδο με το ισημερινό επίπεδο της Γης και παίρνει τιμές από -90° έως και $+90^\circ$.
- Το μέτρο του περιγείου ω , το οποίο είναι η γωνία που σχηματίζει η επιβατική ακτίνα του δορυφόρου (η νοητή ευθεία που ενώνει το κέντρο μάζας του δορυφόρου με το κέντρο μάζας της Γης) μεταξύ του σημείου ανάδυσης (τομή στο ισημερινό επίπεδο) και του περιγείου (το σημείο της εγγύτερης προσέγγισης των δύο κέντρων μαζών – το ελάχιστο μήκος επιβατικής ακτίνας) με τιμές από 0° έως και 360° . Το σημείο κατά το οποίο η τροχιά του δορυφόρου σε μια ανερχόμενη διάβαση τέμνεται με το ισημερινό επίπεδο ονομάζεται σημείο ανάδυσης.
- Ο χρόνος διέλευσης T_0 από το σημείο ανάδυσης ή το περιγείο.
- Η ορθή αναφορά Ω , η οποία είναι η περιεχόμενη γωνία του σημείου ανάδυσης και του σημείου εαρινής ισημερίας (vernal equinox) επί του ισημερινού επιπέδου με τιμές από 0° έως και 360° .
- Ο μεγάλος ημιάξονας της έλλειψης a της ελλειπτικής τροχιάς του δορυφόρου. Ουσιαστικά καθορίζει και το ύψος ‘πτήσης’ του δορυφόρου από τη Γη.
- Η εκκεντρότητα της έλλειψης e , η οποία χαρακτηρίζει την απόκλιση της ελλειπτικής τροχιάς από έναν κύκλο με ακτίνα a .

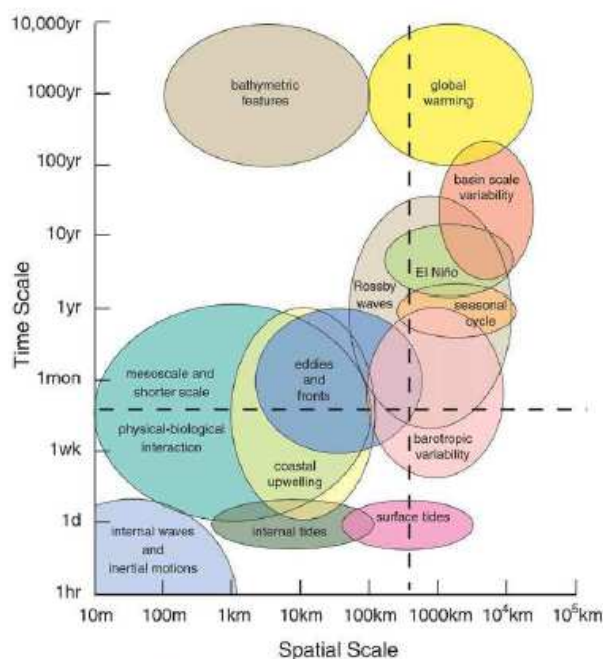
Προκειμένου οι αλτιμετρικοί δορυφόροι να συλλέξουν με επιτυχία παρατηρήσεις ΣΣΘ θα πρέπει να ληφθούν υπόψη διάφορες παράμετροι οι οποίες καθορίζουν την αλτιμετρική αποστολή και τα τροχιακά χαρακτηριστικά της. Οι κυριότερες παράμετροι μιας αλτιμετρικής αποστολής είναι:

- η επιθυμητή περίοδος κύκλου, δηλαδή ο χρόνος που μεσολαβεί μεταξύ δύο διαδοχικών παρατηρήσεων ΣΣΘ για το ίδιο σημείο της θάλασσας
- η χωρική ανάλυση, η οποία αντιστοιχεί στην απόσταση των ίχνων δύο γειτονικών τροχιών, στο πλάτος του ισημερινού, στην επιφάνεια της θάλασσας.
- η γεωγραφική κάλυψη που προσδιορίζει την έκταση των καλυπτόμενων με παρατηρήσεις ωκεανών, δηλαδή το μέγιστο και ελάχιστο γεωγραφικό πλάτος.

Οι παραπάνω παράμετροι είναι άμεσα συνυφασμένοι με το υπό μελέτη φυσικό φαινόμενο της αλτιμετρικής αποστολής. Αναλυτικά, σε μια αλτιμετρική αποστολή η οποία είναι στοχευμένη στη μελέτη του θαλάσσιου γεωειδούς, η κυριότερη παράμετρος είναι η υψηλή χωρική ανάλυση των συλλεγόμενων παρατηρήσεων, αδιαφορώντας ως προς την παράμετρο της περιοδικότητας. Σε αυτή την κατηγορία ανήκουν οι λεγόμενες Γεωδαιτικές Αποστολές (εικ.3.9, δεξιά), *GM / Geodetic Mission* ή Γεωδαιτικές Φάσεις Αποστολών, *GP / Geodetic Phase*). Αντίθετα, σε μια αλτιμετρική αποστολή που στοχεύει στη μελέτη των παλιρροιών, η κύρια παράμετρος είναι η εύρεση της κατάλληλης περιόδου επίσκεψης σε σχέση με τις συχνότητες των παλιρροιακών συνιστωσών που στοχεύει η αποστολή, δίχως να λαμβάνει ιδιαίτερα υπόψη την υψηλή χωρική ανάλυση. Παρόμοια, μια αποστολή που σκοπεύει και στη μελέτη των θαλασσιών ρευμάτων, λαμβάνει υπόψη τόσο την περιοδικότητα των φαινομένων όσο και το γεωγραφικό τους ανάπτυγμα. Σε αυτή την περίπτωση, τόσο η παράμετρος της περιόδου επίσκεψης όσο και αυτή της χωρικής ανάλυσης είναι εξίσου βαρύνουσας σημασίας (εικ.3.9, αριστερά). Οι παραπάνω δύο περιπτώσεις εντάσσονται στην κατηγορία των Ωκεανογραφικών Αλτιμετρικών Αποστολών και λόγω της ύπαρξης αυστηρής περιοδικότητας στον κύκλο επανάληψης ονομάζονται και Ακριβείς Επαναληπτικές Αποστολές (*ERM, Exact Repeat Mission*). Τέλος, μια αποστολή κύριος στόχος της οποίας είναι η μελέτη του ισοζυγίου των πάγων και του αρκτικού παγοκαλύμματος στα ακραία γεωγραφικά πλάτη λαμβάνει πρώτιστα υπόψη της την παράμετρο της γεωγραφικής κάλυψης.



Εικ.3.9 Αριστερά, τα ίχνη των τροχιών των Ακριβώς Επαναληπτικών Αποστολών (*ERM, Exact Repeat Mission*) Jason-1 & ENVI sat. Δεξιά, τα ίχνη των τροχιών της Γεωδαιτικής Φάσης του GEOSAT.



Εικ.3.10 Η κλίμακα χρονικής και χωρικής ανάλυσης που απαιτείται για τη μελέτη των κύριων ωκεανογραφικών φαινομένων. (CLS, *Study on optimisation of future altimeter orbits - WP 5000*)

Απαίτηση	Παράγοντες Επίδρασης	Τροχιακή Παράμετρος
συχνότητα παρατήρησης	πλάτος δέσμης, χρόνος επανεπίσκεψης	ύψος
παγκόσμια κάλυψη	μέγιστο γεωγραφικό πλάτος, απόσταση μεταξύ τροχιακών ιχνών	επίκλιση, ύψος
κανονικοποιημένο επίγειο σχέδιο ιχνών	συγχρονισμένη ή ολισθαίνουσα τροχιά	ύψος
σταθερές συνθήκες φωτισμού	ηλιοσύγχρονη	επίκλιση και ύψος
συνιστώσα ηλιακής παλίρροιας	ηλιοσύγχρονη	επίκλιση και ύψος
πλήθος παλίρροιακών συνιστωσών	περίοδος επαναληπτικότητας	ύψος
χρονική διάρκεια αποστολής	φθίνουσα τροχιά	ύψος
ισχύς πομπού του αλτιμέτρου		ύψος
συχνότητα παλμών αλτιμέτρου		ύψος
PRF (pulse repetition frequency)		ύψος

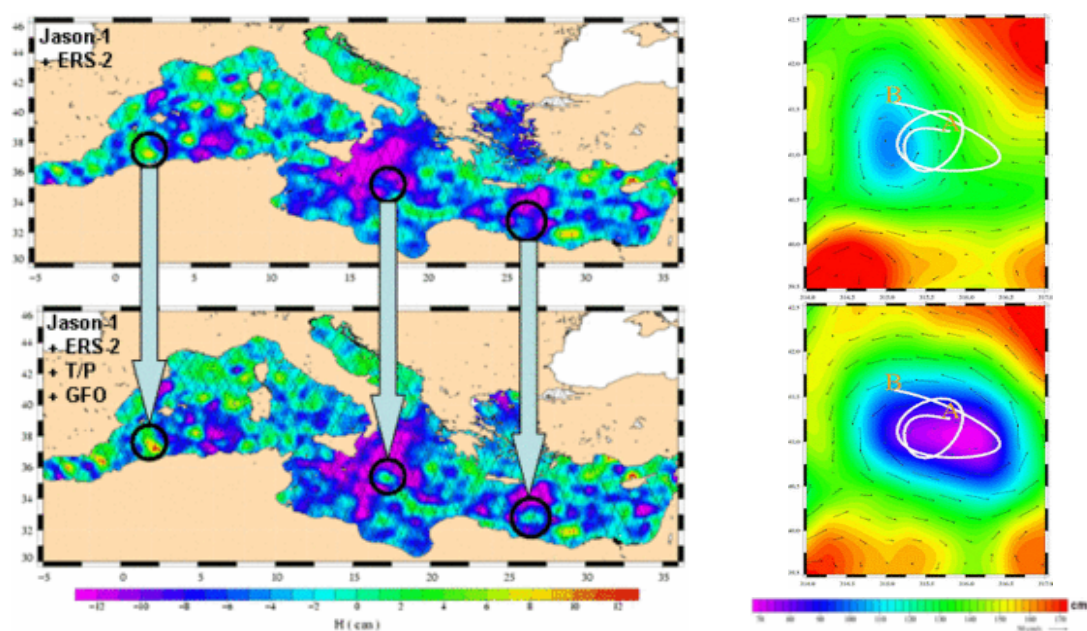
Πίν.3.2 Οι απαιτήσεις μιας αλτιμετρικής αποστολής σε σχέση με τους παράγοντες επίδρασης στο σχεδιασμό της και την κρίσιμη τροχιακή παράμετρο.

(http://earth.eo.esa.int/brat/html/alti/dataflow/processing/pod/orbit_choice_en.html).

Όπως γίνεται αντιληπτό, τα φυσικά χαρακτηριστικά των υπό μελέτη φαινομένων (εικ.3.10), όπως η ύπαρξη ή μη περιοδικότητας, η γεωγραφική τους έκταση και το γεωγραφικό τους ανάπτυγμα, αλλά και άλλες παράμετροι, όπως η συνεχής διαχρονική βελτίωση στην ακρίβεια των παρατηρήσεων ΣΣΘ των αλτιμετρικών δορυφόρων (που οδηγεί στη δυνατότητα αποκάλυψης και μελέτης φαινομένων των οποίων η επίδραση στη μεταβολή του ύψους της θαλάσσιας στάθμης είναι όλο και μικρότερη) και η ύπαρξη, ή μη, παράλληλων αλτιμετρικών αποστολών με παραπλήσια αντικείμενα μελέτης, είναι παράγοντες που καθορίζουν τις απαιτήσεις στο σχεδιασμό κάθε νέας αλτιμετρικής αποστολής και των τροχιακών χαρακτηριστικών της (πίν.3.2).

3.1.4 Υποκατηγορίες και μελλοντικές τεχνολογίες αλτιμετρικών αποστολών

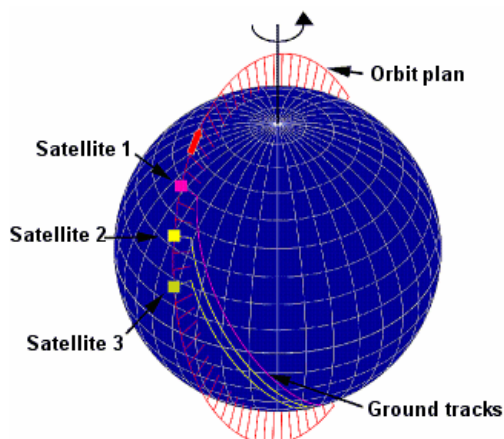
Λαμβάνοντας τα παραπάνω υπόψη, η επιλογή της κατάλληλης τροχιάς αποτελεί ένα πολυσύνθετο πρόβλημα και τη βασικότερη παράμετρο στο σχεδιασμό μιας αλτιμετρικής αποστολής. Οι απαιτήσεις αυτές πολλές φορές είναι αδύνατο τεχνικά να καλυφθούν από έναν και μόνο αλτιμετρικό δορυφόρο. Προκειμένου να αντιμετωπιστεί αυτή η αδυναμία, εκτός από τη συνεργατική αξιοποίηση των παρατηρήσεων διαφορετικών αλτιμετρικών αποστολών (εικ.3.11), σχεδιάζονται νέες αποστολές οι οποίες ορίζουν νέες υποκατηγορίες πέρα από τις κύριες προαναφερόμενες ERM και GM αποστολές:



Εικ.3.11 Αριστερά, χάρτες δυναμικής τοπογραφίας της θάλασσας από τις αποστολές Jason-1 & ERS-2 (επάνω), και τις αποστολές Jason-1, ERS-2, TOPEX/Poseidon & GFO (κάτω). Δεξιά, η τροχιά ενός ωκεανογραφικού σημαντήρα σε σχέση με την θαλάσσια κυκλοφορία όπως προέκυψε από τη δυναμική τοπογραφία με τη χρήση δύο (επάνω) και τεσσάρων αλτιμετρικών αποστολών (κάτω). Σε κάθε περίπτωση η βελτίωση των αποτελεσμάτων στο παρατηρούμενο φαινόμενο είναι σημαντική. (AVISO).

- **Αποστολές αστερισμών αλτιμετρικών δορυφόρων (Constellations)**

Μια παρόμοια προσέγγιση με την αξιοποίηση των παρατηρήσεων ταυτόχρονων αλλά διαφορετικών αλτιμετρικών αποστολών, είναι η δημιουργία ενός αστερισμού ίδιων αλτιμετρικών δορυφόρων στα πλαίσια μια αλτιμετρικής αποστολής. Τα πλεονεκτήματα μιας τέτοιας προσέγγισης, πέρα από την οικονομία κλίμακας που επιτυγχάνεται με την ύπαρξη ενός κέντρου διαχείρισης, το ίδιο πρότυπο άρα και κόστος τεχνολογικής ανάπτυξης, και τη δυνατότητα πολλαπλής εκτόξευσης με έναν πυραυλικό φορέα, είναι η ομοιογένεια στην ακρίβεια των παρατηρήσεων και η δυνατότητα επιλογής των συνδυασμένων τροχών που θα ορίζουν τον αστερισμό. Τα θέματα που εγείρονται είναι το πλήθος και τα τροχιακά χαρακτηριστικά του αστερισμού των δορυφόρων που απαιτούνται σε σχέση με τις απαιτήσεις που επιβάλλουν σε χωρική και χρονική ανάλυση τα προς μελέτη φυσικά φαινόμενα και το επακόλουθο οικονομικό κόστος. Μια εν μέρει υλοποίηση αστερισμού υπάρχει ήδη σε εξέλιξη με την ταυτόχρονη πλέον και σε σειρά τροχιακή πτήση (tandem mission) του αλτιμετρικού δορυφόρου Jason-2 ο οποίος αποτελεί την τεχνολογική συνέχεια του Jason-1.

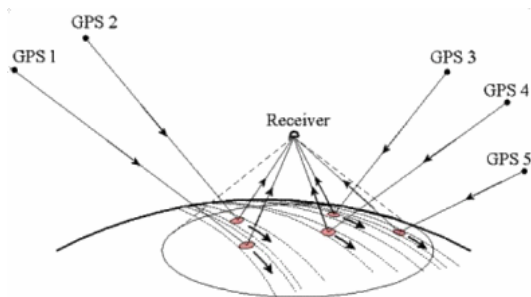


Εικ.3.12 Παράδειγμα αποστολής αστερισμού αλτιμετρίας με τρεις δορυφόρους σε διάταξη σε σειρά (tandem mission). (John Hopkins University Applied Physics Laboratory)

- **Αποστολές αλτιμετρίας Παγκόσμιου Δορυφορικού Συστήματος Πλοήγησης (GNSS)**

Μια προσέγγιση που μελετάται για την επίτευξη της μέγιστης κάλυψης με υψομετρικές παρατηρήσεις ΣΣΘ είναι η αξιοποίηση των ανακλώμενων από τη θαλάσσια επιφάνεια σημάτων που εκπέμπονται από τους δορυφόρους του Παγκόσμιου Δορυφορικού Συστήματος Πλοήγησης (GNSS), ιδίως από τον αστερισμό των δορυφόρων των ΗΠΑ, Global Positioning System (GPS), αλλά και τον αντίστοιχο αστερισμό της Ευρωπαϊκής Ένωσης, Galileo. Η ιδέα βασίζεται σε έναν δορυφόρο σε χαμηλή γήινη τροχιά (LEO) με ύψος τροχιάς 400 έως 500 χλμ ο οποίος θα ανακτά τα σήματα που εκπέμπονται από πολλούς δορυφόρους και αντανακλώνται από την επιφάνεια του ωκεανού και στη συνέχεια τα αναλύει προκειμένου να υπολογίσει το ύψος θαλάσσιας επιφάνειας σε διάφορα σημεία (πολλαπλές παρατηρήσεις ΣΣΘ).

Αναλυτικά, ένας δέκτης GPS επί του δορυφόρου λαμβάνει (λήψη 1) το εκπεμπόμενο σήμα ενός δορυφόρου του αστερισμού GPS και σε ύστερο χρόνο λαμβάνει (λήψη 2) την ηχώ του ίδιου σήματος που προέρχεται από την ανάκλασή του στην επιφάνεια του ωκεανού. Με τη μέτρηση της καθυστέρησης μεταξύ των δύο λήψεων, υπολογίζεται το ύψος της ΣΣΘ στο σημείο της αντανάκλασης. Καθώς η ισχύς της επιστροφής αλλά και ο περιεχόμενος θόρυβος, εξαρτώνται από τη γωνία πρόσπτωσης-ανάκλασης αλλά και την κατάσταση κυματισμού της θάλασσας, το σύστημα λειτουργεί μόνο για χαμηλές γωνίες πρόσπτωσης μέχρι 10 μοίρες. Ως εκ τούτου, το επιστρεφόμενο σήμα θα είναι ισχυρό για δορυφόρους GNSS που βρίσκονται σχεδόν πάνω από το δορυφόρο αλτιμετρίας GNSS, το πλήθος των οποίων δεν υπερβαίνει τους δέκα ανά πάσα στιγμή. Η κύρια αδυναμία της μεθόδου αυτής είναι η ακρίβειά της, καθώς με μια γωνία πρόσπτωσης 10 μοιρών στην επιφάνεια της θάλασσας το σφάλμα στον προσδιορισμό του ύψους της ΣΣΘ στο σημείο πρόσπτωσης είναι αρκετά μέτρα. Προκειμένου να επιτευχθεί μια πιο αξιόπιστη παρατήρηση και να μειωθεί ο θόρυβος, θα πρέπει να υπολογιστεί η τιμή αρκετών επιστροφών από το 'ίδιο' σημείο πρόσπτωσης. Αυτό εξαρτάται από το πλήθος των δορυφόρων του αστερισμού GNSS (συνολικά του GPS, του Galileo και του GLObal NAVigation Satellite System / GLONASS). Προσομοιώσεις της μεθόδου, έδειξαν ότι ένας δορυφόρος αλτιμετρίας GNSS, σε τροχιακό ύψος 400km, μπορεί να καλύψει με παρατηρήσεις στοιχειωδών τμημάτων (cells) επιφάνειας 75 km² οποιοδήποτε σημείο της Γης 12 φορές σε διάστημα 10 ημερών. Με αυτή την τακτική, δύο δορυφόροι αλτιμετρίας GNSS θα μπορούσαν να πετύχουν ακρίβεια της τάξης των 6 cm με τη μέση τιμή των παρατηρήσεων 10 ημερών για τμήματα επιφάνειας 50 km², ενώ ένας αστερισμός 8 δορυφόρων θα πετύχαινε τα ίδια επίπεδα ακρίβειας στον ίδιο χρόνο αλλά με μεγαλύτερη ανάλυση για τμήματα επιφάνειας 25 km². Το κύριο πλεονέκτημα της μεθόδου είναι το χαμηλό κόστος, αλλά η αποτελεσματικότητά της εξαρτάται άμεσα από το πλήθος των δορυφόρων GNSS.



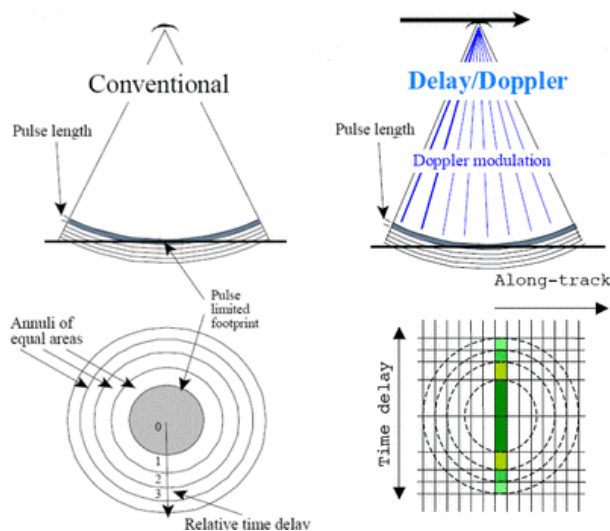
Εικ.3.13 Παράδειγμα αποστολής αλτιμετρίας GNSS. (AVISO)

Πέρα από τις παραπάνω 'μεθοδολογικές' προσεγγίσεις, προκειμένου να βελτιωθεί η χωρική και διακριτική ικανότητα της αλτιμετρίας σχεδιάζονται αλτιμετρικές αποστολές με αλτίμετρα νέας τεχνολογίας:

- **Αλτίμετρα Delay Doppler/ RADAR Συνθετικού Διαφράγματος (Delay Doppler/SAR)**

Τα αλτίμετρα Delay Doppler/SAR (Synthetic Aperture RADAR) διαφέρουν ως προς τα συμβατικά στη δυνατότητα να επεξεργάζονται ταυτόχρονα δέσμες εκπεμπόμενων παλμών. Καθώς δεν έχουν την εγγενή αδυναμία των συμβατικών αλτιμέτρων στον περιορισμό επεξεργασίας του παλμού (pulse-limited), είναι ικανά να εκμεταλλευτούν το πλήρες εύρος και την ισχύ του παλμού που ανακλάται από τη θαλάσσια επιφάνεια. Τα αλτίμετρα Delay Doppler/SAR αναλύουν κατά μήκος της τροχιάς την επιστροφή από κάθε στοιχειώδη επιφάνεια ανάκλασης και επιτυγχάνουν την αξιοποίηση πολύ μεγαλύτερου μέρους της επιστρεφόμενης ισχύος, σε αντίθεση με τα συμβατικά αλτίμετρα τα οποία αδυνατούν να αξιοποιήσουν τη συνεισφορά της επιστρεφόμενης ισχύος ακόμα και από τα 'φωτιζόμενα' σημεία που γειτνιάζουν με το σημείο ενδιαφέροντος (θεωρητικά το ναδίρ). Για την ακρίβεια, τα αλτίμετρα Delay Doppler/SAR επεξεργάζονται τα δεδομένα με τέτοιο τρόπο σαν να πρόκειται για επιστροφές από κεραία συνθετικού διαφράγματος (Synthetic Aperture RADAR). Αυτή η ικανότητα επεξεργασίας κατά μήκος της τροχιάς αυξάνει την διακριτική ικανότητα προσφέροντας διάκριση των επιστροφών σε δύο ανεξάρτητες διαστάσεις τόσο κατά το μήκος όσο και κατά το πλάτος της τροχιάς (along-track, across track).

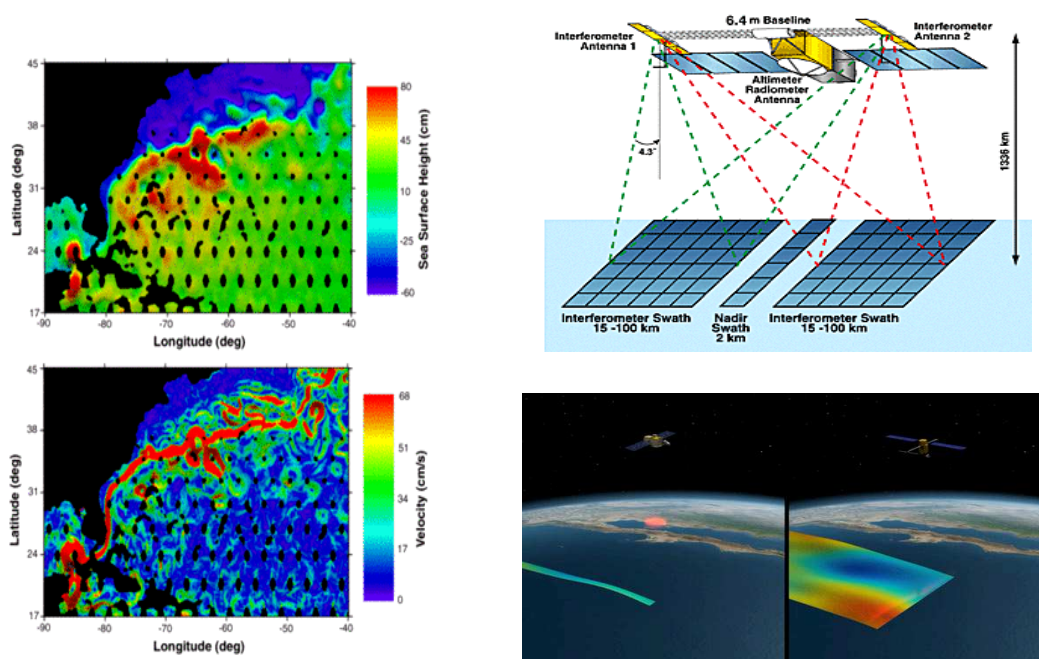
Η τεχνολογία αυτή προσφέρει πολλές δυνατότητες, ειδικά σε παρατηρήσεις στις παράκτιες ζώνες και σε χερσαίους υδάτινους όγκους, περιοχές που τα συμβατικά αλτίμετρα έχουν λίγες δυνατότητες ή αποτυγχάνουν, χρησιμοποιώντας αλγόριθμους ανάκτησης προσαρμοσμένους στην ιδιαίτερη φύση των επιστροφών των αλτιμέτρων αυτών.



Εικ.3.14 Σύγκριση συμβατικού αλτιμέτρου (αριστερά) σε σχέση με αλτίμετρο Delay Doppler/SAR (δεξιά). (R.K. Raney, Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory)

- Αποστολές με αλτιμέτρα συμβολόμετρα (interferometers)

Η τεχνολογία του αλτιμέτρου συμβολομετρίας περιλαμβάνει ένα πλήθος αλτιμέτρων, αναρτημένα σε ιστό, τα οποία είναι σε θέση να ανακτούν τις επιστροφές των πολλαπλών εκπομπών ταυτόχρονα (εικ.3.15). Αυτή η δυνατότητα προσφέρει το πλεονέκτημα της συνεχούς και ευρείας κατά το μήκος της τροχιάς κάλυψης με παρατηρήσεις. Ένα τέτοιο σύστημα λειτουργεί με το κάθε ένα από τα αλτιμέτρα να εκπέμπει παλμό αλλά να λαμβάνει τις επιστροφές των παλμών όλων των άλλων αλτιμέτρων.



Εικ.3.15 Αριστερά, συλλεγόμενες σε μικρό χρόνο παρατηρήσεις ΣΣΘ σε κελιά (πάνω) και ταχύτητα των ρευμάτων μέσα από τη μελέτη των κλίσεων (κάτω). Δεξιά, η διάταξη των στοιχείων ενός συστήματος αλτιμέτρων συμβολομετρίας (πάνω), η διαφορά στην κάλυψη ενός συμβατικού αλτιμετρικού δορυφόρου και ενός δορυφόρου αλτιμέτρων συμβολομετρίας (κάτω). (AVISO)

Σε ένα τέτοιο σύστημα υπάρχουν τρεις κύριοι παράγοντες σχετικοί με την αβεβαιότητα των παρατηρήσεων:

1. Ο θόρυβος των επιστρεφόμενων σημάτων, ο οποίος εξαρτάται από το μέγεθος της βάσης (πρακτικά το μήκος του ιστού ανάρτησης των αλτιμέτρων). Ο θόρυβος είναι αντιστρόφως ανάλογος του μεγέθους της βάσης, με αποτέλεσμα να μειώνεται όσο μεγαλύτερη είναι αυτή. Αν και θεωρητικά είναι δυνατή η δημιουργία μιας μεγάλης βάσης, πρακτικά κάτι τέτοιο έχει περιορισμούς στην υλοποίηση σε ένα δορυφόρο λόγω μεγέθους και συνεπαγόμενου κόστους, περιορίζοντας το μήκος της σε μερικά μόνο μέτρα. Σε μεγάλο βαθμό, ο θόρυβος είναι δυνατό να μειωθεί με μια τεχνική κατά την οποία δημιουργείται ένας κάναβος στοιχειωδών επιφανειών (mosaicking) για κάθε κελί του οποίου γίνονται διακριτοί υπολογισμοί. Σε αυτή την τεχνική το

- αλτίμετρο το οποίο στοχεύει στο ναδίρ προσφέρει τη δυνατότητα της διακριτοποίησης-καταγραφής των κελιών (pixel).
2. Τα σφάλματα που σχετίζονται με την ιονόσφαιρα, την τροπόσφαιρα και την κατάσταση της θάλασσας. Η ύπαρξη ραδιομέτρου με κεραία εκτεταμένων λοβών (που επιτρέπει τη διάχυση σε μεγάλο εύρος) κάνει εφικτό τον υπολογισμό αξιόπιστων τιμών διορθώσεων σε ένα μεγάλο μέρος του συνολικού ανοίγματος/κάλυψης (swath) του αλτίμετρου συμβολομετρίας.
 3. Τα σφάλματα τα οποία σχετίζονται με τη γεωμετρία εκπομπής κατά πρόνευση, διατοιχισμό, εκτροπή (pitch, roll, yaw) και δημιουργούν μια ασάφεια ως προς την ακριβή θέση στόχευσης-ανάκλασης των παλμών. Τα σφάλματα αυτά μπορούν να διορθωθούν έπειτα από ανάλυση και βαθμονόμηση μέσω κοινών παρατηρήσεων που συλλέγονται από γειτονικές ανερχόμενες και κατερχόμενες διαβάσεις.

Η τελική ακρίβεια των παρατηρήσεων μπορεί να είναι στο επίπεδο των 3.2cm για κάθε κελί (για κελιά με διαστάσεις 15km). Τα πλεονεκτήματα της τεχνολογίας αυτής είναι η κάλυψη ζωνών μεγάλου εύρους με πρακτικά ταυτόχρονες παρατηρήσεις, η επέκταση του ανακτώμενου σήματος μέχρι τις ακτές, και ουσιαστικά η πλήρης κάλυψη των ωκεανών με παρατηρήσεις. Πρακτικά και σε επίπεδο μελέτης των ωκεανογραφικών φαινομένων, η ταυτόχρονη (σε ωκεανογραφική κλίμακα χρόνου) παρατήρηση της ΣΣΘ δίνει την δυνατότητα άμεσης εποπτείας των θαλασσιών ρευμάτων, ακόμα και μικρού χωρικά και χρονικά αναπτύγματος, εφόσον η επίδρασή τους στη ΣΣΘ είναι μεγαλύτερη από την ακρίβεια της παρατήρησης, μέσα από τη διαφορική μελέτη των παρατηρούμενων κλίσεων. Επιπλέον, γίνεται εφικτή και η εξέλιξη των φαινομένων στις παράκτιες ζώνες, εκεί όπου τα συμβατικά αλτίμετρα αδυνατούν να ανακτήσουν ακόμα και το σήμα τους λόγω του θορύβου που εμπεριέχεται από επιστροφές ανακλάσεων στη στεριά (τυπικά σε αποστάσεις αρκετών μέχρι και μερικών δεκάδων χιλιομέτρων). Η αδυναμία της μεθόδου αυτής είναι το κόστος υλοποίησης και η πολύ υψηλή υπολογιστική ισχύς που απαιτείται.

3.2 Παρελθούσες και σύγχρονες αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας

Το ξεκίνημα της δορυφορικής αλτιμετρίας εντοπίζεται στην πρώτη καθαρά αλτιμετρική αποστολή του δορυφόρου GEOS-3, ο οποίος εκτοξεύτηκε το 1975. Πριν από αυτόν υπήρξε το πείραμα της αποστολής του πρώτου διαστημικού σταθμού SKYLAB (Sky Laboratory) με το οποίο εκτελέστηκαν μερικές αλτιμετρικές μετρήσεις χωρίς να είναι αυτός ο πρωταρχικός σκοπός του και αποτέλεσε τη βάση για την πρώτη ολοκληρωμένη αποστολή αλτιμετρίας. Η πρώτη αυτή καθαρά αλτιμετρική αποστολή ήταν με το δορυφόρο GEOS-3, ο οποίος υλοποίησε την 1η γενιά των επιχειρησιακών δορυφόρων που αποσκοπούσαν στην παρακολούθηση των ωκεανών και την εξαγωγή πληροφορίας σχετικά με το γήινο βαρυτικό πεδίο και στις γεωφυσικές ιδιότητες των ωκεανών. Εκτοξεύτηκε την 9 Απριλίου 1975 και παρείχε στοιχεία έως το Ιούλιο του 1979. Η ακρίβεια του αλτιμέτρου του ήταν 25cm και της τροχιάς του στο επίπεδο των 5m.

Η συνέχεια ήρθε με τον SEASAT (SEAFaring SATellite), που εκτοξεύτηκε στις 27 Ιουνίου 1978 αλλά τερμάτισε τη λειτουργία του στις 10 Οκτωβρίου 1978, εξαιτίας προβλήματος των ηλεκτρονικών του. Παρόλο που τα δεδομένα ήταν διάρκειας μόλις 42 ωρών, στο σύνολό τους ήταν περισσότερα από τα δεδομένα 100 χρόνων επίγειων παρατηρήσεων. Η ακρίβεια του αλτιμέτρου ήταν στο επίπεδο των $\pm 5\text{cm}$ και της τροχιάς του στο επίπεδο του 1m (Chelton et al., 2001).

Ο επόμενος δορυφόρος ήταν ο GEOSAT, ο οποίος εκτοξεύτηκε στις 12 Μαρτίου 1985 και η αποστολή του εκτελέστηκε σε δύο κύριες φάσεις, στην ακριβώς επαναλαμβανόμενη, ERM (Exact Repeat Mission), και στη γεωδαιτική φάση, GP (Geodetic Phase). Η γεωδαιτική φάση, η οποία ήταν χαρακτηρισμένη απόρρητη και εκτελέστηκε για λογαριασμό του Πολεμικού Ναυτικού των ΗΠΑ, ξεκίνησε στις 30 Μαρτίου του 1985 και τελείωσε στις 30 Σεπτεμβρίου 1986, με κύριο σκοπό τη προσέγγιση του θαλάσσιου γεωειδούς έως το γεωγραφικό πλάτος των 72° . Στη γεωδαιτική φάση της αποστολής η ανάλυση των τροχιών του ήταν εξαιρετικά υψηλή, έχοντας διαχωρισμό από τροχιά σε τροχιά στο επίπεδο του Ισημερινού 4km. Στις 8 Νοεμβρίου 1986 και έπειτα από ελιγμούς μετάβασης σε νέα τροχιά ξεκίνησε η ακριβώς επαναλαμβανόμενη φάση της αποστολής του, με περίοδο επανάληψης τις 17.05 ημέρες. Η ακριβώς επαναλαμβανόμενη φάση τερματίστηκε τον Ιανουάριο του 1990, έπειτα από περισσότερα από τρία χρόνια παρατηρήσεων, εξαιτίας βλάβης και στους δύο καταγραφείς δεδομένων. Τα δεδομένα της αρχικά απόρρητης γεωδαιτικής φάσης αποχαρακτήριστikan και δόθηκαν στην επιστημονική κοινότητα μετά το 1990. Το 1997 η NOAA υπολόγισε ξανά τις τροχιές, με βάση στο μοντέλο βαρυτικού πεδίου Joint Earth Gravity Model 3 / JGM-3 (Tapley et al, 1996) το οποίο είχε δημιουργηθεί για τις αποστολές TOPEX/Poseidon βελτιώνοντας σημαντικά την ακρίβεια επίλυσης της τροχιάς του στο επίπεδο μερικών εκατοστών.

Ο ευρωπαϊκή αποστολή με το δορυφόρο ERS-1 (European Remote Sensing satellite), που ακολούθησε τον GEOSAT, εκτοξεύθηκε στις 17 Ιουλίου 1991. Ο πρωταρχικός στόχος της αποστολής ήταν η μελέτη των ωκεανών, οι κινήσεις των στρωμάτων πάγου, τα ύψη κυματισμού, η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας και η ένταση και διεύθυνση των ανέμων. Για την κάλυψη αυτών των στόχων έφερε ένα πλήθος άλλων αισθητήρων πέρα από το αλτίμετρο. Ως προς αυτό, η ακρίβεια των μετρήσεων του ήταν στο επίπεδο των 3cm και ο προσδιορισμός της τροχιάς του δορυφόρου στα 8-15cm. Η ομάδα της AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) βασισμένη και στις τροχιές του TOPEX/Poseidon πραγματοποίησε μια ενιαία συνόρθωση των μετρήσεων στις διασταυρώσεις που σχημάτιζαν τα επίγεια ίχνη του δορυφόρου σε παγκόσμιο επίπεδο, με αποτέλεσμα η ακρίβεια καθορισμού της τροχιάς να έρθει στα επίπεδα των 5cm. Ο ERS-1 πραγματοποίησε τις αποστολές του σε επτά διαφορετικές φάσεις με διαφορετικές απαιτήσεις και διαχωρισμό των τροχιών, τερματίζοντας την αποστολή του το Μάρτιο του 2000 έπειτα από αστοχία στον υπολογιστή και τη μονάδα γυροσκοπίων του.

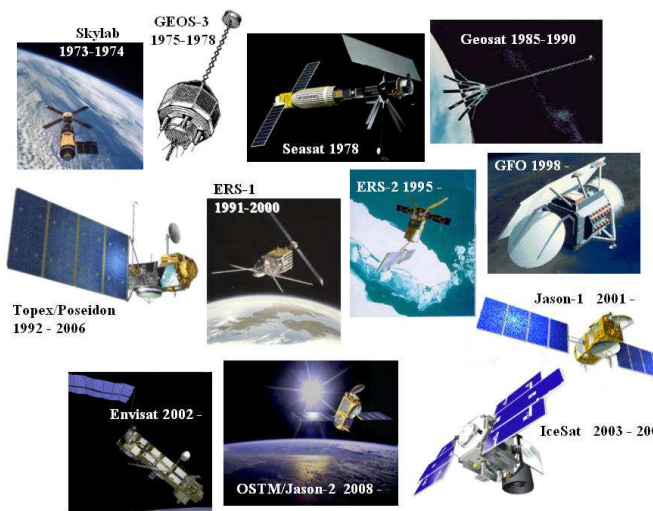
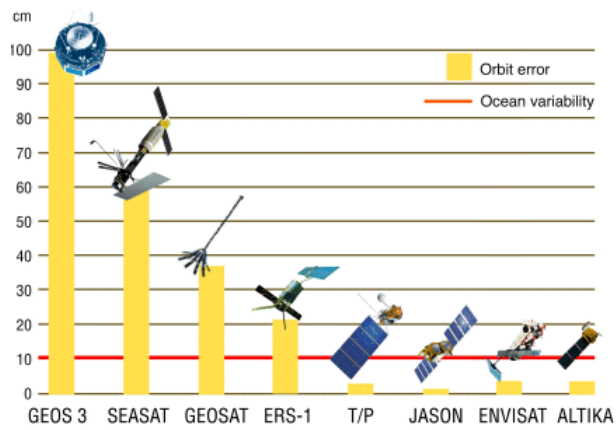
Ο ERS-2 είναι ο διάδοχος του ERS-1 και εκτοξεύτηκε το 1995 έχοντας τα ίδια τεχνικά χαρακτηριστικά και δυνατότητες με τον προκάτοχό του, πέρα από την προσθήκη ενός

επιπλέον αισθητήρα για έρευνα του όζοντος. Με την εισαγωγή σε λειτουργία του συστήματος PRARE (German Precise Range and Range-rate Equipment) επιτεύχθηκε ακρίβεια τροχιάς καλύτερη από 5cm.

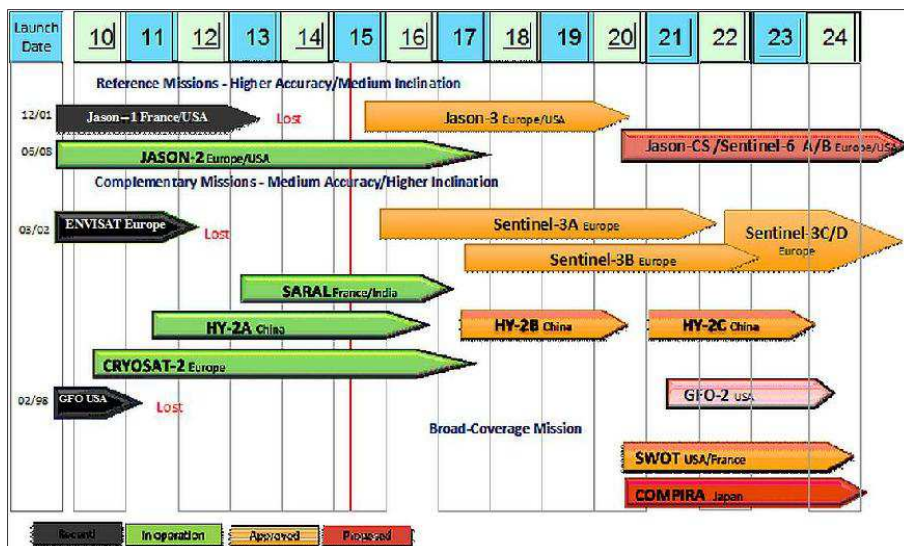
Οι GEOS-3, SEASAT, GEOSAT και ERS1 παρείχαν μεγάλο όγκο δεδομένων και απέδειξαν την επιτυχία των συστημάτων στη συνεχή καταγραφή των ωκεανών. Αυτό το γεγονός οδήγησε τη NASA και το Γαλλικό Κέντρο Διαστημικών Μελετών CNES (Centre National d'Etudes Spatial) να συνδυάσουν την τεχνογνωσία στο σχεδιασμό και την εκτόξευση ενός νέου αλτιμετρικού δορυφόρου, του TOPEX/Poseidon, ο οποίος θα επιτύγχανε καλύτερες ακρίβειες. Η διπλή ονομασία υποδήλωνε τα δύο διαφορετικής τεχνολογίας αλτίμετρα τα οποία διέθετε και τα οποία αποτελούσαν μια από τις καινοτομίες του. Η ακρίβεια των παρατηρήσεών του ήταν στα επίπεδα των 2cm και της γνώσης της τροχιάς του στα 2-3cm. Για να επιτευχθεί μια τόσο υψηλή ακρίβεια στην τροχιά του ο δορυφόρος εξοπλίστηκε με σύστημα GPS, δέκτες του συστήματος DORIS (Doppler Orbitography and Radiolocation Integrated by Satellite) και αξιοποίησε το μοντέλο βαρυτικού πεδίου JGM-3. Η επίτευξη αυτής της ακρίβειας στην τροχιά του ήταν που ώθησε την χρήση των τροχιακών μοντέλων του TOPEX/Poseidon για τη βελτίωση αυτών των GEOSAT και ERS-1. Ο TOPEX/Poseidon είναι ο πρώτος δορυφόρος που απέδωσε τόσο υψηλής ακρίβειας μετρήσεις και σήμανε την έναρξη μιας νέας εποχής στις γεωεπιστήμες και ειδικά στην ωκεανογραφία.

Ο Geosat Follow On (GFO) ήταν ένας από τους επόμενους δορυφόρους που μπήκαν σε τροχιά στις 10 Φεβρουάριου 1998. Δυστυχώς, αστοχίες στο σύστημα GPS που ενσωμάτωνε και στο λογισμικό που το συνόδευε οδήγησαν σε ανακρίβειες ως προς τον προσδιορισμό της τροχιάς του, της τάξης των 12-35cm στα σημεία των διασταυρώσεων. Η ακρίβεια του αλτιμέτρου του ήταν της τάξης των 2-3cm. Παρόλο που τα περισσότερα από τα προβλήματά του διορθώθηκαν το Νοέμβριο του 2001, με την ακρίβεια της τροχιάς του να έχει βελτιωθεί στα επίπεδα των $\pm 5-8$ cm, τα δεδομένα που συλλέγονταν μέχρι τις 22 Οκτωβρίου 2008, οπότε και έληξε επίσημα η αποστολή του, δεν ήταν ιδιαίτερα υψηλής ακρίβειας.

Οι επόμενες αποστολές είναι των δορυφόρων Jason-1 και ENVISAT (Environmental Satellite). Ο πρώτος εκτοξεύτηκε στις 7 Δεκεμβρίου 2001 ως ο διάδοχος του TOPEX/Poseidon, αποτελώντας και πάλι κοινή προσπάθεια των NASA και AVISO (που αντιπροσωπεύουν την CNES). Ο δορυφόρος Jason-1 τερμάτισε την ERM αποστολή του και πέρασε στη γεωδαιτική φάση στις 7 Μαΐου 2012 την οποία και ολοκλήρωσε λίγο πριν το τέλος της λειτουργίας του τον Ιούλιο του 2013. Ο ENVISAT είναι μια προσπάθεια της ESA για τη διάδοχη κατάσταση των ERS-1/2 και εκτοξεύθηκε το Μάρτιο του 2002. Η επιδιωκόμενη ακρίβεια προσδιορισμού της τροχιάς είναι στα επίπεδα των 3cm. Η ακρίβεια του αλτιμέτρου στην μπάντα Q είναι κάτω από 2cm για περιοχές με χαμηλό κυματισμό.



Εικ.3.16 Πάνω, διαχρονική βελτίωση στην ακρίβεια προσδιορισμού της τροχιάς (AVISO). Κάτω, κολάζ εικόνων των κυριότερων αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας από τις αρχές της με το πείραμα στο δορυφορικό σταθμό Skylab μέχρι τον σύγχρονο διάδοχο των TOPEX/Poseidon & Jason-1, τον Jason-2.



Εικ.3.17 Οι παρούσες και οι κύριες μελλοντικές αλτιμετρικές αποστολές. Η κόκκινη γραμμή αντιστοιχεί στον Απρίλιο του 2015 κατά τον οποίο παρουσιάζονται η κατάσταση (εγκεκριμένες, προτεινόμενες, απαιτούμενες) των αποστολών. (Lambin, 2015)

Στη συνέχεια ακολούθησαν οι αλτιμετρικές αποστολές των δορυφόρων ICESat και Jason-2. Ο ICESat (Ice, Cloud, and land Elevation Satellite), εκτοξεύθηκε την 12η Ιανουαρίου 2003 και αποτελεί τμήμα του Earth Observing System της NASA. Αποτελούσε μια ιδιαίτερη περίπτωση αλτιμετρικού δορυφόρου, επικεντρωμένου στη μελέτη των πάγων σε ακραία γεωγραφικά πλάτη. Κύριο χαρακτηριστικό του, που τον διαχωρίζει από τους υπόλοιπους αλτιμετρικούς δορυφόρους, ήταν η επιλογή ενός αλτιμέτρου LASER, του Geoscience Laser Altimeter System (GLAS). Η ενσωμάτωση αυτού του αλτιμέτρου του έδινε τη δυνατότητα να συλλέγει υψομετρικές παρατηρήσεις πρακτικά από οποιαδήποτε επιφάνεια. Η ικανότητά του αυτή μεταφράζεται σε ανοσία και έλλειψη θορύβου κατά τη μετάβαση από τη θάλασσα στις παράκτιες ζώνες, εκεί όπου το επιστρεφόμενο σήμα των συμβατικών RADAR αλτιμετρικών δορυφόρων κυριαρχείται από θόρυβο, καθιστώντας πρακτικά άχρηστες τις παρατηρήσεις. Επίσης, άλλη μια διαφοροποίηση σε σχέση με τις υπόλοιπες δορυφορικές αποστολές αλτιμετρίας ήταν η ύπαρξη πολλών φάσεων διαφορετικής περιόδου με τη συνεπαγόμενη διαφορετική γεωκάλυψη, με μεγάλα ενδιάμεσα διαστήματα παύσεων λειτουργίας. Ο δορυφόρος τερμάτισε την αποστολή του μετά από βλάβη στην τρίτη και τελευταία πηγή LASER και είναι πλέον εκτός λειτουργίας από το Αύγουστο του 2010, έχοντας καλύψει τον αναμενόμενο χρόνο λειτουργίας του (3-5 χρόνια).

Ο Jason-2 αποτελεί τη συνέχεια των Jason-1 και TOPEX/Poseidon, συνεχίζοντας την αποστολή Ocean Surface Topography Mission (OSTM). Εκτοξεύθηκε στις 20 Ιουνίου 2008 και άρχισε να αποδίδει παρατηρήσεις μέσα στο 2009 συνεχίζοντας στα ίδια τροχιακά ίχνη των προηγούμενων δορυφόρων μέχρι και τις 10 Οκτωβρίου του 2019.

Η αποστολή του Cryosat-2 ξεκίνησε σαν σχέδιο το Φεβρουάριο του 2006, μετά την απώλεια του πρώτου Cryosat τον Οκτώβριο του 2005 που οφείλεται σε αποτυχία εκτόξευσης. Οι στόχοι της αποστολής παραμένουν οι ίδιοι όπως και προηγουμένως και επικεντρώνονται στη μέτρηση του πάχους του πάγου τόσο στην ξηρά όσο και στη θάλασσα με μεγάλη ακρίβεια προκειμένου να παρέχει αποδεικτικά στοιχεία ως προς το αν υπάρχει τάση για μείωση των πολικών πάγων αλλά και στην προώθηση της κατανόησης της σχέσης μεταξύ του πάγου και του κλίματος του πλανήτη. Στις 20 Νοεμβρίου του 2009 ολοκληρώθηκαν οι δοκιμές αποδοχής του Cryosat γεγονός που επιβεβαίωσε ότι όλα είναι έτοιμα για την εκτόξευσή του, η οποία πραγματοποιήθηκε στις 8 Απριλίου του 2010.

Προκειμένου να εξασφαλιστεί η συνέχεια του πλήθους παρατηρήσεων που συνέλλεξαν οι ERM αποστολές των δορυφόρων TOPEX/Poseidon, Jason-1 και Jason-2, οι οργανισμοί Eumetsat, NOAA και CNES εκτόξευσαν στις 17 Ιανουαρίου 2016 το δορυφόρο Jason-3. Προκειμένου να επιτευχθεί ελαχιστοποίηση του κόστους και του τεχνολογικού ρίσκου, επιλέχθηκε η κατά το δυνατό υιοθέτηση των χαρακτηριστικών του Jason-2. Έτσι, η αποστολή αυτή δεν επιφύλαξε κάτι το καινοτόμο πέρα από την παράλληλη περιστροφή των δυο δορυφόρων, υλοποιώντας κατά αυτό τον τρόπο τον πρώτο αστερισμό αλτιμετρικών δορυφόρων. Η μακρόχρονη παρουσία της εν λόγω σειράς δορυφόρων, η οποία ξεκίνησε στις αρχές της δεκαετίας του 1990, σύντομα θα έχει αποδώσει μια σειρά συνεχών αλτιμετρικών

παρατηρήσεων επί των ίδιων ιχνών στην επιφάνεια της θάλασσας για μια περίοδο μεγαλύτερη των τριών δεκαετιών.

Ο δορυφόρος SARAL (Satellite with ARGos and ALtika) αποτελεί μια προσπάθεια του Ινδικού Οργανισμού ISRO (Indian Space Research Organization) και ενσωματώνει το νέο αλτίμετρο AltiKa κατασκευής της CNES και εξοπλισμό για το σύστημα DORIS και ανακλαστήρα Laser (LRA). Εκτοξεύτηκε στις 25 Φεβρουαρίου του 2013 και είναι ο πρώτος αλτιμετρικός δορυφόρος που αξιοποιεί αλτίμετρο στην Ka μπάντα (35.75 GHz) το οποίο επιτρέπει την καλύτερη παρατήρηση του παγοκαλύμματος, παράκτιων περιοχών, εσωτερικά ύδατα και του ύψους των κυμάτων. Εξαιτίας τεχνικών προβλημάτων από τον Μάρτιο του 2015 ο δορυφόρος δεν διατήρησε την προβλεπόμενη τροχιά του οπότε και πέρασε σε μια φάση λειτουργίας με συνεχή ολίσθηση της τροχιάς ονομαζόμενη ως “SARAL-DP” (SARAL-Drifting Orbit).

Η αποστολή του Sentinel-3 Ocean αποτελεί μια κοινή προσπάθεια μεταξύ της ESA και της Ευρωπαϊκής Ένωσης και είναι αφιερωμένη στην παροχή υπηρεσιών επιχειρησιακής ωκεανογραφίας. Ο δορυφόρος εκτοξεύτηκε στις 16 Φεβρουαρίου 2016 με σκοπό να συνεισφέρει, μαζί με τη συνεχιζόμενη αποστολή του Jason-3, σε ένα παγκόσμιο σύστημα παρακολούθησης των ωκεανών. Λαμβάνοντας υπόψη τις παγκόσμιες και ιδιαίτερα τις Ευρωπαϊκές ανάγκες, ικανότητες και σχέδια, η αποστολή του Sentinel-3 πρέπει να συνεχίσει τα στοιχεία που προσέφερε ο ENVIsat σε σχεδόν επιχειρησιακή βάση.

Τέλος η αποστολή του δορυφόρου HY-2 είναι μια Κινεζική προσπάθεια στην παρακολούθηση των ωκεανών που υλοποιείται μέσα από τη σειρά δορυφόρων HY (HaiYang μεταφράζεται σε ωκεανός). Σκοπός της αποστολής είναι η παρακολούθηση των δυναμικών ωκεάνιων χαρακτηριστικών με μικροκυματικούς αισθητήρες εντοπίζοντας το ανεμογενές πεδίο της θάλασσας, την θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας και της ΣΣΘ. Στον εξοπλισμό του περιλαμβάνεται ένα αλτίμετρο διπλής συχνότητας στην Ku και C μπάντα, ένα φασματομέτρο και ένα δέκτη εικόνας στη μικροκυματική περιοχή. Ο δορυφόρος εκτοξεύτηκε στις 15 Αυγούστου 2011 εκτελώντας την ERM αποστολή του, με κύκλους διάρκειας 14 ημερών, έως τις 23 Μαρτίου 2016 οπότε και άλλαξε τροχιά περνώντας σε γεωδαιτική φάση.

Μια αποστολή πολλά υποσχόμενη για το μέλλον της δορυφορικής αλτιμετρίας είναι η SWOT (Surface Water Ocean Topography) η οποία αποτελεί κοινή προσπάθεια μεταξύ της NASA και της CNES. Η συγκεκριμένη αποστολή μπορεί να θεωρηθεί πρωτοποριακή, καθώς ο δορυφόρος SWOT στοχεύει να εξυπηρετήσει δύο ευρείες επιστημονικές κοινότητες, των γεωδαιτών και ωκεανογράφων και των υδρολόγων Μηχανικών, με έμφαση στην καλύτερη κατανόηση των ωκεανών του πλανήτη και των χερσαίων επιφανειακών υδάτων του. Αμερικανοί και Γάλλοι ωκεανογράφοι και υδρολόγοι ένωσαν τις δυνάμεις τους για να αναπτυχθεί αυτή τη νέα διαστημική αποστολή και να κάνει την πρώτη παγκόσμια έρευνα των επιφανειακών υδάτων της Γης παρατηρώντας τις μικρές λεπτομέρειες της τοπογραφίας της θάλασσας και καταγράφοντας το ισοζύγιο υδάτινων μαζών στην πάροδο του χρόνου. Παρότι το μεγαλύτερο μέρος της κινητικής ενέργειας των ωκεανών και η διάχυση της λαμβάνει χώρα

σε κλίμακες μικρότερες των 100km, η κατανόηση και η πλήρης καταγραφή των ωκεάνιων ρευμάτων παραμένει φτωχή. Η κυκλοφορία αυτών των κλιμάκων είναι υπεύθυνη για τη μεταφορά του μισού ισοζυγίου της θερμότητας και του άνθρακα από την επιφάνεια του ωκεανού στο βαθύ ωκεανό. Το να παρατηρήσουμε περισσότερα σχετικά με αυτή τη διαδικασία είναι κρίσιμο για την κατανόηση της αλλαγής του κλίματος. Ο SWOT θα παρέχει υψηλής χωρικής ευκρίνειας, παγκόσμιες μετρήσεις της τοπογραφίας της θάλασσας. Οι μετρήσεις αυτές θα βελτιώσουν τα μοντέλα σχετικά με τα ωκεάνια ρεύματα, οδηγώντας σε καλύτερη πρόγνωση του καιρού και του κλίματος, καθώς και στις διακυμάνσεις των ωκεάνιων ρευμάτων που αποτελούν σημαντικούς παράγοντες για τη ναυσιπλοΐα, την αλιεία, και τις υπεράκτιες εμπορικές δραστηριότητες. Η τεχνολογική καινοτομία που επιτρέπει στο SWOT να επιτύχει παρατηρήσεις υψηλής ευκρίνειας και ακρίβειας βασίζεται σε ραντάρ τεχνολογίας αλτιμέτρων συμβολομετρίας. Η αποστολή του SWOT ήταν μία από τις 15 αποστολές που αναφέρονται στο 2007 από το Εθνικό Συμβούλιο Ερευνών για το πρόγραμμα δεκαετούς παρακολούθησης της Γης (National Research Council's Study for the Decadal Survey of Earth) που πρότεινε ότι θα πρέπει να εφαρμόσει η NASA κατά την επόμενη δεκαετία. Ο δορυφόρος αναμένεται να εκτοξευτεί στις 16 Σεπτεμβρίου 2021.

3.3 Διακρίβωση/αξιολόγηση (Calval) οργάνων και διάθεση αλτιμετρικών δεδομένων

Προκειμένου να διασφαλιστεί η υψηλή ποιότητα και η συμμόρφωση των αλτιμετρικών προϊόντων με τις απαιτούμενες προδιαγραφές, απαιτείται η ύπαρξη ενός συστήματος διακρίβωσης και αξιολόγησης (Calibration / Validation ή Calval για συντομία). Τα συστήματα αυτά διασφαλίζουν, μέσα από μια σειρά ποιοτικών ελέγχων που πραγματοποιούνται από εξειδικευμένες ομάδες και εγκαταστάσεις, τη συνεχή παροχή αξιόπιστων δεδομένων για την κάθε αποστολή. Οι ομάδες αυτές είναι υπεύθυνες για τη βαθμονόμηση των οργάνων του δορυφόρου, καθορίζοντας τις παραμέτρους και τις διορθώσεις που αναλύθηκαν σε προηγούμενες παραγράφους και πρέπει να εφαρμοστούν στις αλτιμετρικές παρατηρήσεις. Οι ποιοτικοί αυτοί έλεγχοι είναι περιοδικοί, γίνονται σε όλη τη διάρκεια της κάθε αποστολής και περιλαμβάνουν στατιστική επεξεργασία των δεδομένων, ανάλυση των παρατηρήσεων σε σημεία διασταυρώσεων των τροχιών και συγκρίσεις μεταξύ διαφορετικών κύκλων. Οι συγκρίσεις αυτές είναι τόσο εσωτερικές (μεταξύ δεδομένων της ίδιας αποστολής) όσο και εξωτερικές (με άλλες αλτιμετρικές αποστολές και δίκτυα επίγειων παρατηρήσεων).

Το σύστημα ελέγχου κάθε αλτιμετρικής αποστολής μπορεί να διαφέρει σε υλοποίηση αλλά γενικά έχει μια δομή όπως παρουσιάζεται παρακάτω:

- **Συστηματικές αξιολογήσεις.** Μέρος του συστήματος αξιολόγησης είναι η συστηματική στατιστική παρακολούθηση των αλτιμετρικών δεδομένων. Αυτό γίνεται με εκθέσεις που συντάσσονται έπειτα από αξιολογήσεις για τα δεδομένα του κάθε δορυφόρου, είτε για τον κάθε ένα κύκλο του χωριστά, είτε με συνεχείς συγκρίσεις κύκλο προς κύκλο, είτε ακόμα και με την από κοινού σύγκριση με τα δεδομένα

άλλων δορυφόρων. Οι ετήσιες εκθέσεις (οι οποίες περιλαμβάνουν δεδομένα πλήθους κύκλων) αποδίδουν μια πιο σύνθετη εικόνα του ισοζυγίου σφαλμάτων και των πιθανών βελτιώσεων που θα πρέπει να εφαρμοστούν στην αλτιμετρική αποστολή και τις διαδικασίες της.

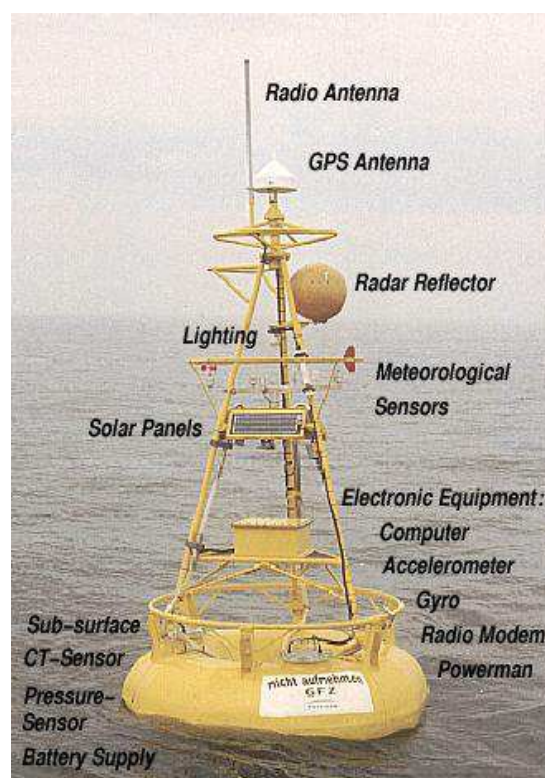
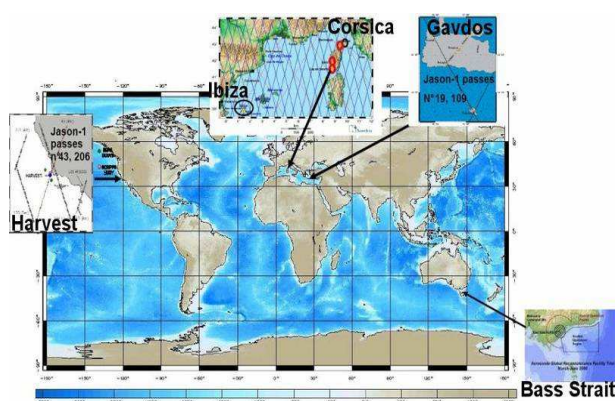
- **Επιτόπιες συγκρίσεις.** Κατά τις επιτόπιες συγκρίσεις ο αντικειμενικός στόχος είναι η συλλογή παρατηρήσεων από παλιρροιογράφους και άλλους αισθητήρες (όπως ταχύτητας διεύθυνσης ανέμου, βαρόμετρα, κυματογράφους, κυματογράφους) απευθείας πάνω σε αλτιμετρικές τροχιές, ή το δυνατόν εγγύτερα, και η σύγκριση με τις αλτιμετρικές παρατηρήσεις προκειμένου να πραγματοποιηθούν οι απαραίτητες βαθμονομήσεις. Για να συλλεχθούν οι παραπάνω επιτόπιες παρατηρήσεις, υπάρχουν τόσο μόνιμες εγκαταστάσεις, οι οποίες εξασφαλίζουν συνεχείς αλλά σημειακές παρατηρήσεις, όπως αυτές της Γαύδου νότια της Κρήτης, των στενών Bass (Αυστραλία), της Κορσικής (Γαλλία), του Harvest (ΗΠΑ) της Ίμπιθα και του L'Estartit (Ισπανία), όσο και ερευνητικοί πλόες όπως των στενών Drake (S.Melachroinos et al, 2009). Συνήθως οι μόνιμες εγκαταστάσεις συμπληρώνονται από ένα δίκτυο παλιρροιογράφων στους ωκεανούς οι οποίοι παρέχουν κατά το δυνατόν παγκόσμια κάλυψη με πολυτεείς παρατηρήσεις οι οποίες είναι ανεξάρτητες των αλτιμετρικών παρατηρήσεων.
- **Άλλες διαδικασίες βαθμονόμησης-αξιολόγησης** περιλαμβάνουν την αξιοποίηση των δεδομένων ανέμου και κυματικού πεδίου των αλτιμετρικών παρατηρήσεων. Αυτά τα δεδομένα αξιολογούνται μέσα από συγκρίσεις είτε με επί τόπου αντίστοιχες παρατηρήσεις που συλλέγονται από εξοπλισμένους σταθερούς ή ελεύθερα παρασυρόμενους θαλάσσιους σημαντήρες (buoys, drifting buoys), είτε με παρατηρήσεις άλλων δορυφόρων και αποτελεσμάτων μοντέλων εξομοίωσης.

Οι συστηματικές αυτές αξιολογήσεις είναι πολλές φορές χρονοβόρες, οπότε και τα διαθέσιμα αλτιμετρικά προϊόντα έχουν αντίστοιχα διαφορετικές διαβαθμίσεις αξιοπιστίας, ανάλογα με το πλήθος των σταδίων ελέγχου που έχει εφαρμοστεί σε αυτά. Εδώ θα πρέπει να αποσαφηνιστεί η ύπαρξη πολλών διαφορετικών διαθέσιμων προϊόντων ανάλογα με τις ανάγκες του τελικού χρήστη. Έτσι, υπάρχει η πρωταρχική αλτιμετρική πληροφορία, η οποία είναι η κυματομορφή του παλμού του αλτιμέτρου με τις αντίστοιχες πληροφορίες που αφορούν τη θέση και τη δυναμική συμπεριφορά του δορυφόρου. Η συγκεκριμένη κατηγορία προϊόντος, που θα μπορούσε να ονομαστεί ιεραρχικά σαν κατηγορία 1, αφορά πολύ εξειδικευμένες εφαρμογές (πχ ανάκτηση σήματος, retracking) οι οποίες εκτελούνται στα πλαίσια ερευνητικών οργανισμών.

Στην επόμενη ιεραρχικά κατηγορία 2, διατίθεται μια κατηγορία αλτιμετρικών προϊόντων η οποία δίνει την ελευθερία στο χρήστη να επέμβει σε κρίσιμες παραμέτρους, όπως τον καθορισμό και υπολογισμό των διορθώσεων, την επιλογή κάποιων κριτηρίων (πχ. land/sea mask map flag) και την ενσωμάτωση ή μη επιπλέον πληροφοριών (πχ τιμές της παλίρροιας ή του γεωειδούς από μοντέλα). Τα δεδομένα αυτά παρέχονται στα λεγόμενα αρχεία γεωφυσικών δεδομένων (Geophysical Data Records, GDR) τα οποία χωρίζονται σε δύο κατηγορίες με βάση το χρόνο διάθεσή τους. Έτσι έχουμε τα προσωρινά αρχεία γεωφυσικών

δεδομένων (I-GDR, Interim-Geophysical Data Records), τα οποία είναι διαθέσιμα το δυνατόν αμεσότερα (σε διάστημα μερικών ωρών) και τα αρχεία γεωφυσικών δεδομένων με ακριβή τροχιά (Geophysical Data Records accurate orbit) τα οποία χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή και διατίθενται με καθυστέρηση αρκετών ημερών προκειμένου να ενσωματωθούν στα δεδομένα οι ακριβείς δορυφορικές τροχιές (πιν.3.3 & 3.4).

Στην τελευταία κατηγορία 3, υπάρχουν διαθέσιμα προϊόντα, που απευθύνονται σε περισσότερους χρήστες, αποκλειστικά με σημειακές και κατά το μήκος των τροχιών τιμές σημαντικού ύψους κύματος ή ανέμου ή ακόμα και διορθωμένων τιμών ΣΣΘ (Corrected Sea Surface Heights, CORSSH's). Επίσης, οι περισσότεροι Οργανισμοί διάθεσης αλιμετρικών προϊόντων διαθέτουν και συνδυασμένες λύσεις με άλλα επιτόπου δεδομένα και αλιμετρικές αποστολές, παρέχοντας τιμές σε μορφή γεωγραφικού κανάβου (gridded) της στάθμης της θάλασσας, της ΔΩΤ, της θαλάσσιας κυκλοφορίας και του κυματικού πεδίου ανά περιόδους (ημερήσιες, εβδομαδιαίες, μηνιαίες κλπ λύσεις), όπως και με τιμές, έπειτα από μακροχρόνιες παρατηρήσεις, της ΜΣΘ και της ΜΔΩΤ. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι τα τελικά αλιμετρικά προϊόντα δεν είναι πάντα απαλλαγμένα από σφάλματα, ειδικά τα άμεσα διαθέσιμα προσωρινά αρχεία γεωφυσικών δεδομένων, τα οποία όμως πρέπει να διατεθούν άμεσα καθώς υποστηρίζουν κρίσιμες λειτουργίες κυρίως οργανισμών επιχειρησιακής ωκεανογραφίας.



Εικ.3.18 Αριστερά πάνω, τοποθεσίες με εγκαταστάσεις εξοπλισμού διακρίβωσης/αξιολόγησης. Αριστερά κάτω, εξοπλισμός τηλεμετρίας σε εγκατάσταση. Δεξιά, εξοπλισμένος σημαντήρας (AVISO).

Field number	Offset	Total bytes	Format	Keyword	Content	Separator	Value Format	Units	Semicolon	NewLine
1	0	20	Char*20	CCSD3ZF0000100000001	"none"	"none"	Char*0:/	n	n	
2	20	21	Char*20	CCSD3VS00006PRODUCER	"none"	"none"	Char*0:/	n	y	
3	41	62	Char*20	Product_File_Name	" = "	Char*40	Char*0:/	y	y	
4	103	29	Char*23	Producer_Agency_Name	" = "	Char*4	Char*0:/	y	y	
5	132	28	Char*20	Processing_Center	" = "	Char*6	Char*0:/	y	y	
6	160	23	Char*17	File_Data_Type	" = "	Char*4	Char*0:/	y	y	
7	183	73	Char*21	Reference_Document	" = "	Char*50	Char*0:/	y	y	
8	256	43	Char*21	Reference_Software	" = "	Char*20	Char*0:/	y	y	
9	299	41	Char*19	Operating_System	" = "	Char*20	Char*0:/	y	y	
10	340	52	Char*24	Product_Creation_Time	" = "	Char*26	Char*0:/	y	y	
11	392	20	Char*20	CCSD3\$MARKERPRODUCER	"none"	"none"	Char*0:/	n	n	
12	412	21	Char*20	CCSD3KS00006PASSFILE	"none"	"none"	Char*0:/	n	y	
13	433	24	Char*15	Mission_Name	" = "	Char*7	Char*0:/	y	y	
14	457	36	Char*24	Altimeter_Sensor_Name	" = "	Char*10	Char*0:/	y	y	
15	493	30	Char*25	Radiometer_Sensor_Name	" = "	Char*3	Char*0:/	y	y	
16	523	32	Char*20	DORIS_Sensor_Name	" = "	Char*10	Char*0:/	y	y	
17	555	49	Char*27	Acquisition_Station_Name	" = "	Char*20	Char*0:/	y	y	
18	604	22	Char*15	Cycle_Number	" = "	Char*5	Char*0:/	y	y	
19	626	36	Char*29	Absolute_Revolution_Number	" = "	Char*5	Char*0:/	y	y	
20	662	19	Char*14	Pass_Number	" = "	Char*3	Char*0:/	y	y	
21	681	30	Char*23	Absolute_Pass_Number	" = "	Char*5	Char*0:/	y	y	
22	711	43	Char*15	Equator_Time	" = "	Char*26	Char*0:/	y	y	
23	754	34	Char*20	Equator_Longitude	" = "	Char*7	Char*5 : <deg>	y	y	
24	788	53	Char*25	First_Measurement_Time	" = "	Char*26	Char*0:/	y	y	
25	841	52	Char*24	Last_Measurement_Time	" = "	Char*26	Char*0:/	y	y	
26	893	42	Char*29	First_Measurement_Latitude	" = "	Char*6	Char*5 : <deg>	y	y	
27	935	41	Char*28	Last_Measurement_Latitude	" = "	Char*6	Char*5 : <deg>	y	y	
28	976	44	Char*30	First_Measurement_Longitude	" = "	Char*7	Char*5 : <deg>	y	y	
29	1020	43	Char*29	Last_Measurement_Longitude	" = "	Char*7	Char*5 : <deg>	y	y	
30	1063	25	Char*18	Pass_Data_Count	" = "	Char*5	Char*0:/	y	y	
31	1088	31	Char*24	Ocean_Pass_Data_Count	" = "	Char*5	Char*0:/	y	y	
32	1119	20	Char*12	Ocean_PCD	" = "	Char*3	Char*3 : <%>	y	y	
33	1139	41	Char*13	Time_Epoch	" = "	Char*26	Char*0:/	y	y	
34	1180	27	Char*21	TAI_UTC_Difference	" = "	Char*4	Char*0:/	y	y	
35	1207	50	Char*22	Time_Of_Leap_Second	" = "	Char*26	Char*0:/	y	y	
36	1257	39	Char*23	Time_Shift_Mid_Frame	" = "	Char*10	Char*4 : <us>	y	y	
37	1296	38	Char*22	Time_Shift_Interval	" = "	Char*10	Char*4 : <us>	y	y	
38	1334	25	Char*15	Range_Offset	" = "	Char*4	Char*4 : <km>	y	y	
39	1359	32	Char*19	Average_Pressure	" = "	Char*5	Char*6 : <daPa>	y	y	

Field number	Offset	Total bytes	Format	Keyword	Content	Separator	Value Format	Units	Semicolon	NewLine
40	1391	205	Char*17	Header_Padding	" = "	Char*186	Char*0:/	y	y	
41	1596	20	Char*20	CCSD3\$MARKERPASSFILE	"none"	"none"	Char*0:/	n	n	
42	1616	21	Char*20	CCSD3SS00006MEASFILE	"none"	"none"	Char*0:/	n	y	
43	1637	61	Char*19	Altimeter_Level1	" = "	Char*40	Char*0:/	y	y	
44	1698	62	Char*20	Radiometer_Level1	" = "	Char*40	Char*0:/	y	y	
45	1760	20	Char*20	CCSD3\$MARKERMEASFILE	"none"	"none"	Char*0:/	n	n	
46	1780	21	Char*20	CCSD3SS00006AUXFILES	"none"	"none"	Char*0:/	n	y	
47	1801	93	Char*30	POSEIDON-2_Characterization	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
48	1894	80	Char*17	POSEIDON-2_LTM	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
49	1974	79	Char*16	JMR_Main_Beam	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
50	2053	82	Char*19	JMR_BT_Averaging	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
51	2135	79	Char*16	DORIS_TEC_Map	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
52	2214	75	Char*12	DORIS_USO	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
53	2289	76	Char*13	Orbit_Data	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
54	2365	80	Char*17	PF_Corrections	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
55	2445	79	Char*16	Pole_Location	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
56	2524	35	Char*13	MTO_Fields	" = "	Char*20	Char*0:/	y	y	
57	2559	74	Char*11	ORF_Data	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
58	2633	101	Char*38	POSEIDON-2_OB_RET_Correction_Tables	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
59	2734	80	Char*17	POSEIDON-2_SSB	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
60	2814	90	Char*27	POSEIDON-2_Composite_SSB	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
61	2904	92	Char*29	JMR_Retrieval_Coefficients	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
62	2996	83	Char*20	LAND_SEA_Mask_Map	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
63	3079	41	Char*19	Ocean_Tide_Sol_1	" = "	Char*20	Char*0:/	y	y	
64	3120	41	Char*19	Ocean_Tide_Sol_2	" = "	Char*20	Char*0:/	y	y	
65	3161	44	Char*22	Tidal_loading_Sol_1	" = "	Char*20	Char*0:/	y	y	
66	3205	44	Char*22	Tidal_loading_Sol_2	" = "	Char*20	Char*0:/	y	y	
67	3249	82	Char*19	Solid_Earth_Tide	" = "	Char*61	Char*0:/	y	y	
68	3331	33	Char*11	NEQ_Tide	" = "	Char*20	Char*0:/	y	y	
69	3364	34	Char*12	Geoid_Map	" = "	Char*20	Char*0:/	y	y	
70	3398	32	Char*10	MSS_Map	" = "	Char*20	Char*0:/	y	y	
71	3430	50	Char*17	Bathymetry_Topography_Map	" = "	Char*28	Char*0:/	y	y	
72	3480	20	Char*20	CCSD3\$MARKERAUXFILES	"none"	"none"	Char*0:/	n	n	
73	3500	20	char*20	FCST3IF0011400000001	"none"	"none"	Char*0:/	n	n	
Total		3520	*							

Πίν.3.3. Η δομή της κεφαλίδας του αρχείου γεωφυσικών δεδομένων με ακριβή τροχιά (Geophysical Data Records accurate orbit) της δορυφορικής αποστολής του Jason-1 με τη ψηφιακή (δυναμική) δομή του και την ενσωματωμένη πληροφορία, (AVISO and PODAAC user handbook, IGDR and GDR Jason product).

Πίνακας 3.4

Field Number	Record Location	Mnemonic	Content	Type	Dim.	Size	Units
Time Tag							
1	1	time_day	time stamp 1 (number of days from reference date)	I	1	4	Day
2	5	time_sec	time stamp 2 (seconds within the day)	I	1	4	s
3	9	time_microsec	time stamp 3 (microseconds)	I	1	4	μs
Location and Surface Type							
4	13	latitude	Latitude	SI	1	4	μdeg
5	17	longitude	Longitude	I	1	4	μdeg
6	21	surface_type	surface type	I	1	1	/
7	22	alt_echo_type	altimeter echo type (0 = ocean-like , 1 = non ocean-like)	BF	1	1	/
8	23	rad_surf_type	radiometer surface type (0 = ocean , 1 = land)	BF	1	1	/
Quality information and sensors status							
9	24	qual_1hz_alt_data	quality flag for 1 Hz altimeter data	BF	1	1	/
10	25	qual_1hz_alt_instr_corr	quality flag for 1 Hz altimeter instrumental corrections	BF	1	1	/
11	26	qual_1hz_rad_data	quality flag for 1 Hz radiometer data	BF	1	1	/
12	27	alt_state_flag	Altimeter state flag	BF	1	1	/
13	28	rad_state_flag	Radiometer state flag	BF	1	1	/
14	29	orb_state_flag	orbit state flag	I	1	1	/
15	30	qual_spare	spare (to be aligned)	BF	3	1	/
Orbit							
16	33	altitude	1 Hz altitude of satellite	I	1	4	10 ⁴ m
17	37	alt_hi_rate	Differences between altitudes corresponding to the elementary measurements to that of the averaged measurements	SI	20	4	10 ⁴ m
18	117	orb_alt_rate	orbital altitude rate	SI	1	2	cm/s
19	119	orb_spare	spare (to be aligned)	I	2	1	/
Altimeter Range							
20	121	range_ku	1 Hz Ku band range	I	1	4	10 ⁴ m
21	125	range_hi_rate_ku	20Hz Ku band range	SI	20	4	10 ⁴ m
22	205	range_c	1 Hz C band range	I	1	4	10 ⁴ m
23	209	range_hi_rate_c	20Hz C band range	SI	20	4	10 ⁴ m
24	289	range_rms_ku	RMS of the Ku band range	I	1	2	10 ⁴ m
25	291	range_rms_c	RMS of the C band range	I	1	2	10 ⁴ m
26	293	range_numval_ku	number of valid points for Ku band range	I	1	1	/
27	294	range_numval_c	number of valid points for C band range	I	1	1	/
28	295	range_spare	spare (to be aligned)	I	2	1	/
29	297	range_mapvalpts_ku	map of valid points used to compute Ku band range	BF	1	4	/
30	301	range_mapvalpts_c	map of valid points used to compute C band range	BF	1	4	/
Altimeter Range corrections							
31	305	net_instr_corr_ku	net instrumental correction on Ku band range	SI	1	4	10 ⁴ m
32	309	net_instr_corr_c	net instrumental correction on C band range	SI	1	4	10 ⁴ m
33	313	model_dry_tropo_corr	model dry tropospheric correction	SI	1	2	10 ⁴ m
34	315	model_wet_tropo_corr	model wet tropospheric correction	SI	1	2	10 ⁴ m

Field Number	Record Location	Mnemonic	Content	Type	Dim.	Size	Units
35	317	rad_wet_tropo_corr	radiometer wet tropospheric correction	SI	1	2	10 ⁴ m
36	319	iono_corr_alt_ku	altimeter ionospheric correction on Ku band	SI	1	2	10 ⁴ m
37	321	iono_corr_doris_ku	Doris iono correction on Ku band	SI	1	2	10 ⁴ m
38	323	sea_state_bias_ku	sea state bias correction in Ku-band	SI	1	2	10 ⁴ m
39	325	sea_state_bias_c	sea state bias correction in C-band	SI	1	2	10 ⁴ m
40	327	sea_state_bias_comp	composite sea state bias correction	SI	1	2	10 ⁴ m
Significant Waveheight							
41	329	sw_h_ku	Ku band significant waveheight	I	1	2	10 ³ m
42	331	sw_h_c	C band significant waveheight	I	1	2	10 ³ m
43	333	sw_rms_ku	RMS of the Ku band significant waveheight	I	1	2	10 ³ m
44	335	sw_rms_c	RMS of the C band significant waveheight	I	1	2	10 ³ m
45	337	sw_numval_ku	number of valid points used to compute Ku significant waveheight	I	1	1	/
46	338	sw_numval_c	number of valid points used to compute C significant waveheight	I	1	1	/
Significant Waveheight corrections							
47	339	net_instr_corr_sw_h_ku	net instrumental correction on Ku band significant waveheight	SI	1	2	10 ³ m
48	341	net_instr_corr_sw_h_c	net instrumental correction on C band significant waveheight	SI	1	2	10 ³ m
Backscatter coefficient							
49	343	sig0_ku	Ku band backscatter coefficient	I	1	2	10 ² dB
50	345	sig0_c	C band backscatter coefficient	I	1	2	10 ² dB
51	347	sig0_rms_ku	RMS of the Ku band backscatter coefficient	I	1	2	10 ² dB
52	349	sig0_rms_c	RMS of the C band backscatter coefficient	I	1	2	10 ² dB
53	351	sig0_numval_ku	number of valid points used to compute Ku backscatter coefficient	I	1	1	/
54	352	sig0_numval_c	number of valid points used to compute C backscatter coefficient	I	1	1	/
55	353	agc_ku	Ku band AGC	I	1	2	10 ² dB
56	355	agc_c	C band AGC	I	1	2	10 ² dB
57	357	agc_rms_ku	RMS of the Ku band AGC	I	1	2	10 ² dB
58	359	agc_rms_c	RMS of the C band AGC	I	1	2	10 ² dB
59	361	agc_numval_ku	number of valid points used to compute Ku band AGC	I	1	1	/
60	362	agc_numval_c	number of valid points used to compute C band AGC	I	1	1	/
Backscatter coefficient corrections							
61	363	net_instr_sig0_corr_ku	net instrumental correction on Ku band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ² dB
62	365	net_instr_sig0_corr_c	net instrumental correction on C band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ² dB
63	367	atmos_sig0_corr_ku	Atmospheric attenuation correction on Ku band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ² dB
64	369	atmos_sig0_corr_c	Atmospheric attenuation correction on C band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ² dB

Field Number	Record Location	Mnemonic	Content	Type	Dim.	Size	Units
Off nadir angle							
65	371	off_nadir_angle_ku_wvf	Square of the off nadir angle computed from Ku waveforms	SI	1	2	10 ⁻⁴ deg ²
66	373	off_nadir_angle_ptf	Square of the off nadir angle computed from platform data	SI	1	2	10 ⁻⁴ deg ²
Brightness Temperatures							
67	375	tb_187	18,7 GHz brightness temperature	I	1	2	10 ⁻² K
68	377	tb_238	23,8 GHz brightness temperature	I	1	2	10 ⁻² K
69	379	tb_340	34 GHz brightness temperature	I	1	2	10 ⁻² K
Geophysical parameters							
70	381	mss	mean sea surface height	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
71	385	mss_tp_along_trk	TP along-track mean sea surface	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
72	389	geoid	geoid height	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
73	393	bathymetry	ocean depth/land elevation	SI	1	2	m
74	395	inv_bar_corr	inverted barometer height correction	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
75	397	hf_fluctuations_corr	High frequency fluctuations of the sea surface topography	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
76	399	geo_spare	spare (to be aligned)	BF	2	1	/
77	401	ocean_tide_sol1	geocentric ocean tide height (solution 1)	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
78	405	ocean_tide_sol2	geocentric ocean tide height (solution 2)	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
79	409	ocean_tide_eq_lp	equilibrium long-period ocean tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
80	411	ocean_tide_neq_lp	non-equilibrium long-period ocean tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
81	413	load_tide_sol1	loading tide height for geocentric ocean tide solution 1	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
82	415	load_tide_sol2	loading tide height for geocentric ocean tide solution 2	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
83	417	solid_earth_tide	solid earth tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
84	419	pole_tide	geocentric pole tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
Environmental parameters							
85	421	wind_speed_model_u	U component of the model wind vector	SI	1	2	cm/s
86	423	wind_speed_model_v	V component of the model wind vector	SI	1	2	cm/s
87	425	wind_speed_alt	altimeter wind speed	I	1	2	cm/s
88	427	wind_speed_rad	radiometer wind speed	I	1	2	cm/s
89	429	rad_water_vapor	radiometer water vapour content	SI	1	2	10 ⁻² g/cm ²
90	431	rad_liquid_water	radiometer liquid water	SI	1	2	10 ⁻² kg/cm ²
Flags							
91	433	ecmwf_meteo_map_avail	ECMWF meteorological map availability	BF	1	1	/
92	434	tb_interp_flag	radiometer brightness temperatures interpolation flag	I	1	1	/
93	435	rain_flag	rain flag (0 : OK, 1 : rain)	BF	1	1	/
94	436	ice_flag	ice flag (0 : OK, 1 : ice)	BF	1	1	/
95	437	interp_flag	interpolation flag	BF	1	1	/
96	438	flag_spare	spare (to be aligned)	BF	3	1	/

Πίν.3.4 Η δομή της πληροφορίας για κάθε καταγραφή του αρχείου γεωφυσικών δεδομένων με ακριβή τροχιά (Geophysical Data Records accurate orbit) της δορυφορικής αποστολής του Jason-1. Για κάθε σημείο παρέχονται πλήθος τιμών παρατηρήσεων, παραμέτρων περιβαλλοντικών & γεωφυσικών, διακοπών, συνιστωσών και διορθώσεων.

(AVISO and PODAAC user handbook, IGDR and GDR Jason product).

3.4 Επεξεργασία αλτιμετρικών παρατηρήσεων

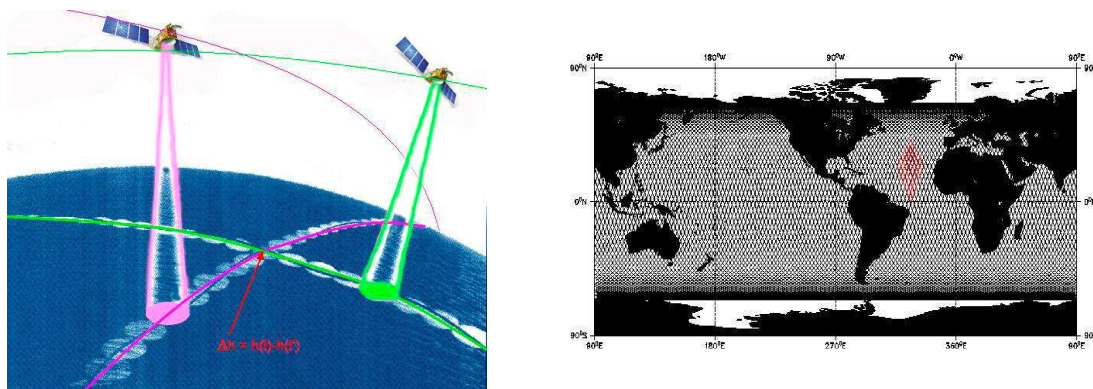
Η παραπάνω διαδικασία εφαρμόζεται από εξειδικευμένους φορείς διαχείρισης αλτιμετρικών δεδομένων, ώστε το τελικό αποτέλεσμα προς διάθεση στους χρήστες αλτιμετρικών παρατηρήσεων να είναι απαλλαγμένο από πιθανά συστηματικά ή και χονδροειδή σφάλματα. Οι παραπάνω διαδικασίες είναι επικεντρωμένες σε ένα σύστημα ελέγχου που λαμβάνει υπόψη του τόσο τη συνολική συμπεριφορά της αλτιμετρικής αποστολής σε όλο το εύρος της κάλυψης της, η οποία είναι σχεδόν παγκόσμια, όσο και το εύρος των επιστημών τις οποίες εξυπηρετεί η αποστολή.

Προκειμένου να αξιοποιηθούν τα αλτιμετρικά δεδομένα για τοπικές και εξειδικευμένες εφαρμογές, όπως τη μελέτη του θαλάσσιου γεωειδούς μιας περιοχής, θα πρέπει οι αλτιμετρικές παρατηρήσεις να υποστούν επιπλέον επεξεργασία. Η επεξεργασία αυτή, και ειδικά για γεωδαιτικούς σκοπούς, λαμβάνει υπόψη τις παρατηρήσεις πλήθους αλτιμετρικών αποστολών και αποσκοπεί, από τη μια στην μελέτη της συμπεριφοράς των αλτιμετρικών αποστολών, και από την άλλη στην επιλογή της κατάλληλης στρατηγικής, που λαμβάνει υπόψη της τις ιδιαιτερότητες που επιβάλλει η περιοχή της μελέτης. Στις πρώτες αλτιμετρικές αποστολές, οι οποίες διακρίνονταν από μεγάλη αβεβαιότητα στην γνώση της ακριβούς τροχιάς, οι τεχνικές που αναπτύχθηκαν αποσκοπούσαν κατά κύριο λόγο στην ελαχιστοποίηση του τροχιακού σφάλματος. Τα μαθηματικά μοντέλα των τεχνικών αυτών βασίζονται, στην πλειονότητά τους στη συνόρθωση ελαχίστων τετραγώνων μέσα από μια συνάρτηση περιγραφής του σφάλματος, προσδιορισμού και ελαχιστοποίησής του. Διαχρονικά, όπως περιγράφηκε στα προηγούμενα κεφάλαια, η ακρίβεια στη γνώση της τροχιάς έφτασε στα επίπεδα των μερικών εκατοστών σε παγκόσμιο επίπεδο, μέγεθος το οποίο είναι στο επίπεδο της υψομετρικής ακρίβειας της αλτιμετρικής παρατήρησης και μικρότερο από το υψομετρικό εύρος των περισσότερων φυσικών φαινομένων που επιδρούν στη μεταβολή του ύψους της στάθμης της θάλασσας. Επιπλέον, η χρήση των αλτιμετρικών παρατηρήσεων για γεωδαιτικές μελέτες αποσκοπεί στον προσδιορισμό της ΜΣΘ και η όποια τεχνική και ακολουθούμενη στρατηγική αποβλέπει στην εξομάλυνση, ή το δυνατόν απαλοιφή, των χρονικών διακυμάνσεων της στάθμης της θάλασσας και όχι στον ακριβή προσδιορισμό τους, καθώς αυτό δεν αποτελεί κύριο στόχο μιας γεωδαιτικής μελέτης αλλά μιας ωκεανογραφικής.

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, θα πρέπει να επισημανθεί ότι η αξιοποίηση τεχνικών που αναπτύχθηκαν στο παρελθόν για την ελαχιστοποίηση του τροχιακού σφάλματος μπορούν να αξιοποιηθούν και σε μελέτες σύγχρονων αλτιμετρικών αποστολών, υψηλής ακρίβειας στη γνώση της τροχιάς, επιτυγχάνοντας μια εξομάλυνση του μεταβαλλόμενου χρονικά σήματος της στάθμης της θάλασσας παρά το μικρό πλέον τροχιακό σφάλμα. Η κύρια διαφορά, η οποία περιγράφεται στα παρακάτω κεφάλαια, είναι ότι επιτυγχάνουν μια συνόρθωση που ελαχιστοποιεί τις παρατηρούμενες διαφορές μέσα από μοντέλα που είναι προσανατολισμένα στην περιγραφή του τροχιακού σφάλματος και όχι των χρονικών διακυμάνσεων στη στάθμη της θάλασσας. Προκειμένου να υπάρχει μια πληρέστερη εικόνα, ακολουθεί η περιγραφή των κυριότερων τεχνικών επεξεργασίας των αλτιμετρικών παρατηρήσεων που εφαρμόζονται και η παρουσίαση των πλεονεκτημάτων αλλά και των περιορισμών τους.

3.4.1 Συνόρθωση των αλτιμετρικών παρατηρήσεων στις διασταυρώσεις των τροχιακών ιχνών

Η συνόρθωση των αλτιμετρικών παρατηρήσεων στις διασταυρώσεις των τροχιακών ιχνών, ή για συντομία συνόρθωση διασταυρώσεων (cross-over adjustment), στοχεύει στην ελαχιστοποίηση του ακτινικού τροχιακού σφάλματος. Η συνόρθωση διασταυρώσεων βασίζεται στον προσδιορισμό των παρατηρούμενων διαφορών στα ύψη της ΣΣΘ των αλτιμετρικών παρατηρήσεων στα σημεία τομής-διασταυρώσεων των τροχιακών ιχνών (εικ.3.19,α). Η συνηθέστερη προσέγγιση της μεθοδολογίας για εφαρμογή σε τοπικό επίπεδο (regional cross-over adjustment) έχει παρουσιαστεί αναλυτικά στο παρελθόν (R.Rummel, 1993) και περιγράφεται παρακάτω. Κατά την εφαρμογή της μεθόδου είναι ενδεδειγμένο να επιλεγεί μια περιοχή, που να περικλείει τον τομέα μελέτης, σε σχήμα ρόμβου (εικ.3.19,δ) όπως αυτή ορίζεται από δύο ανερχόμενες και δύο κατερχόμενες διαβάσεις. Η επιλογή αυτή έχει το πλεονέκτημα του ίδιου μήκους για όλα τα τροχιακά τόξα και θεωρητικά τον ίδιο αριθμό τομών, επομένως και εξισώσεων παρατηρήσεων, για κάθε ένα από αυτά.



Εικ.3.19 Αριστερά, η παρατηρούμενη διαφορά από διαδοχικές παρατηρήσεις στη ΣΣΘ ενός αλτιμετρικού δορυφόρου σε μια ανερχόμενη και μια κατερχόμενη διάβαση. Δεξιά, τα τροχιακά ίχνη μιας μόνο δορυφορικής αποστολής με τις διασταυρώσεις τους και η επιλογή μιας ρομβοειδούς περιοχής (κόκκινο χρώμα) για εφαρμογή τοπικής συνόρθωσης διασταυρώσεων στον Β. Ατλαντικό Ωκεανό.

Το μοντέλο της συνόρθωσης περιγράφεται ως εξής:

$$\hat{\Delta h}_{ad} = \Delta r_a - \Delta r_d + \Delta \hat{\zeta} + \hat{\nu} \quad (3.3)$$

Όπου το σύμβολο (^) δηλώνει στοχαστικές παραμέτρους, Δr_a και Δr_d είναι το ακτινικό σφάλμα της ανερχόμενης και κατερχόμενης διάβασης αντίστοιχα, $\Delta \hat{\zeta}$ η μεταβολή της στάθμης της θάλασσας μεταξύ των χρονικών στιγμών t_a και t_d και $\hat{\nu}$ το σφάλμα του αλτιμέτρου το οποίο είναι χονδρικά $\sqrt{2}$ φορές αυτού της κάθε διακριτής παρατήρησης. Οι παράγοντες οι οποίοι οδηγούν σε ένα κατάλληλο μοντέλο των στοχαστικών παραμέτρων $\Delta \hat{\zeta}$ και $\hat{\nu}$ έχουν ήδη αναλυθεί σε προηγούμενα τμήματα σχετικά με τη θαλάσσια στάθμη και τα σφάλματα του αλτιμέτρου. Συγκεκριμένα, η αλλαγή στη μορφή της $\Delta \hat{\zeta}$ και η πιθανή

συσχέτισή της χωρικά και χρονικά με το $\hat{\nu}$ είναι ένας παράγοντας ο οποίος πρέπει να λαμβάνεται υπόψη κατά το σχεδιασμό των αλτιμετρικών αποστολών. Στο πλαίσιο όμως της συνόρθωσης διασταυρώσεων, το άθροισμα αυτών των δύο στοχαστικών παραμέτρων μπορεί να θεωρηθεί ως μια τυχαία, ασυσχέτιστη μεταβλητή:

$$\hat{e} = \Delta \hat{\zeta} + \hat{\nu} \quad (3.4)$$

με μηδενική προσδοκία, $E\{\hat{e}\} = 0$ και πίνακα συμμεταβλητοτήτων της μορφής:

$$D_y = E\{\hat{e}\hat{e}^T\} = \sigma_0^2 I \quad \text{όπου } I \text{ ο μοναδιαίος πίνακας} \quad (3.5)$$

Το μοντέλο του τροχιακού σφάλματος θεωρείται ότι δεν έχει στοχαστικό χαρακτήρα και τουλάχιστον για μικρά τόξα η δορυφορική τροχιά μπορεί να περιγραφεί με τους νόμους του Kepler, οπότε και η ακτινική απόστασή του r_s από το γεώκεντρο είναι:

$$r_s = a(1 - e \cdot \cos E) \quad (3.6)$$

όπου a ο μεγάλος ημιάξονας της έλλειψης, e η εκκεντρότητα η οποία για τη σχεδόν κυκλική δορυφορική τροχιά είναι κοντά στο 0, και E η έκκεντρη ανωμαλία. Μετά τη γραμμικοποίηση, η ακτινική διόρθωση γίνεται:

$$\Delta r = \Delta a + e \Delta M a \cdot \sin M - \Delta e a \cdot \cos M \quad (3.6)$$

όπου, M είναι η μέση ανωμαλία και για την περίπτωση αυτή μπορεί να θεωρηθεί ίση με την έκκεντρη ανωμαλία ($M=E$). Στην περίπτωση της αλτιμετρίας το μοντέλο αυτό περιγράφεται αναλυτικά (Colombo 1984, Wagner 1985) με τη μέση ανωμαλία να μεταβάλλεται σύμφωνα με τη σχέση (Rummel 1993):

$$M = M_0 + M_t \quad (3.7)$$

όπου:

$$M \approx \bar{n} = \frac{2\pi}{T} \quad (3.8)$$

με \bar{n} η μέση γωνιακή ταχύτητα του δορυφόρου και T η περίοδος της τροχιάς. Από τη σχέση (3.6) φαίνεται ότι το ακτινικό τροχιακό σφάλμα περιγράφεται ως συνάρτηση της τροχιακής περιόδου. Τουλάχιστον για διαστήματα έως και μία περιστροφή οι διαταραχές Δa , ΔM και Δe μπορούν να θεωρηθούν σταθερές.

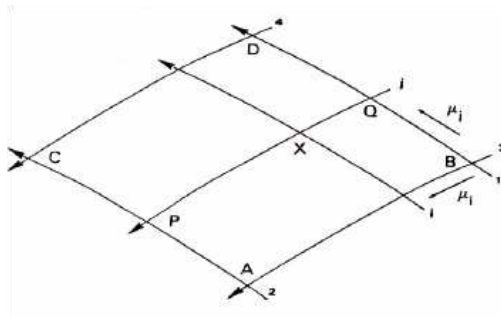
Έτσι, ένα μαθηματικό μοντέλο για την περιγραφή του ακτινικού τροχιακού σφάλματος είναι διαθέσιμο:

με χρονική στιγμή (time tag) $\mu = \frac{2\pi}{T}(t - t_0)$ και t_0 αρχικό χρόνο αναφοράς η σχέση (3.6)

μπορεί να γραφεί κατά περίπτωση:

- για μεγάλα τροχιακά τόξα $\Delta r = x_0 + x_1 \sin \mu + x_2 \cos \mu$ (3.7α)
- για μεσαία τροχιακά τόξα $\Delta r = x_0 + x_1 \mu$ (3.7β)
- για μικρά τροχιακά τόξα $\Delta r = x_0$ (3.7γ)

Στην εικόνα 3.20 φαίνεται μια ρομβοειδής, όπως προαναφέρθηκε, περιοχή οριοθετημένη από τα τόξα των ανερχόμενων διαβάσεων 1 και 2, και των κατερχόμενων 3 και 4. Επιπλέον υπάρχει ένα τμήμα τόξου ανερχόμενης διάβασης i και ένα αντίστοιχο κατερχόμενης j , τα οποία και διασταυρώνονται με σημείο τομής το X . Ο χρόνος αναφοράς t_0 , που αντιστοιχεί στο αδιάστατο μέγεθος μ επιλέγεται ώστε η τιμή του μ να είναι μηδενική κατά την είσοδο των ιχνών των τροχιών στην εν λόγω περιοχή (διασταύρωση όλων των τόξων των ανερχόμενων διαβάσεων με το τόξο 3 της κατερχόμενης διάβασης και όλων των τόξων κατερχόμενων διαβάσεων με το τόξο 1 της ανερχόμενης διάβασης).



Εικ.3.20 Η μορφή προτεινόμενου σχεδιασμού για μια τοπική συνόρθωση διασταυρώσεων

Ως εκ τούτου η χρονική στιγμή της τομής στο σημείο Q της ανερχόμενης διάβασης 1 με την κατερχόμενη j μπορεί να μετασχηματιστεί στην αδιάστατη ποσότητα:

$$\mu_{1j} = \frac{t_{1j} - t_{13}}{t_{14} - t_{13}} \quad (3.8)$$

Αντίστοιχα, ορίζονται οι ποσότητες μ_{ij} και μ_{2j} για τις χρονικές στιγμές των τομών στα σημεία X και P αντίστοιχα

$$\mu_{ij} = \frac{t_{ij} - t_{i3}}{t_{i4} - t_{i3}} \quad \text{και} \quad \mu_{2j} = \frac{t_{2j} - t_{23}}{t_{24} - t_{23}}$$

Αυτές οι αδιάστατες ποσότητες χαρακτηρίζουν τις τομές των τροχιακών ιχνών και υπολογίζονται για όλα τα τόξα της περιοχής, οπότε και εισάγονται στη διαδικασία της

συνόρθωσης. Η μέση τιμή των ποσοτήτων μ_{oj} για όλες τις τομές κατά μήκος του τόξου j μπορεί να θεωρηθεί αντιπροσωπευτική και χαρακτηρίζεται με τη μορφή μ_j με την οποία και θα μπει στον πίνακα σχεδιασμού A . Όλη αυτή η διαδικασία γίνεται προκειμένου να ξεπεραστεί η αδυναμία βαθμού του πίνακα σχεδιασμού, η οποία, όπως αποδείχθηκε (Schrama, 1989), είναι ίση με p^2 αν θεωρηθεί ότι το ακτινικό τροχιακό σφάλμα περιγράφεται από ένα μοντέλο με p παραμέτρους για κάθε ίχνος τροχιάς. Αυτή η αδυναμία βαθμού αντιστοιχεί σε μια 'ελεύθερη' επιφάνεια, η οποία περιγράφεται από ένα άγνωστο σταθερό ύψος (Knudsen, Barzaghi, 1992a). Ουσιαστικά αυτή η αδυναμία, η οποία αναφέρεται και ως αδυναμία προσδιορισμού Datum (Datum defect), λύνεται θεωρώντας γνωστές-σταθερές τις p παραμέτρους για p μη τεμνόμενα τόξα τροχιακών ιχνών. Εάν επιλεγεί ένα μοντέλο δύο παραμέτρων, μετάθεση και κλίση (bias & tilt) στη διαδικασία της συνόρθωσης διασταυρώσεων, τότε η αδυναμία βαθμού θα είναι τέσσερα και η 'ελεύθερη' επιφάνεια περιγράφεται από μια διγραμμική (bilinear) συνάρτηση (Barzaghi, Brovelli and Sanso, 1990). Έτσι, θα πρέπει να ορίσουμε εξ αρχής τουλάχιστον ένα τροχιακό τόξο σταθερό για την περίπτωση μιας παραμέτρου, δύο τροχιακά τόξα για την περίπτωση δύο παραμέτρων και ούτω καθ' εξής. Η εξίσωση παρατήρησης των διαφορών στην παρατηρούμενη στάθμη Δh στις τομές για την περίπτωση της τοπικής συνόρθωσης διασταυρώσεων δύο παραμέτρων, για μεσαίου μήκους τόξα (Σχ.3.7β) μπορεί να γραφεί ως εξής εφόσον ορίσουμε τις δύο παραμέτρους ως εξής:

μια κατακόρυφη μετατόπιση (shift)

$$x_0 = s$$

μια γραμμική τάση (drift)

$$x_1 = d$$

$$\Delta h_{ij} = \Delta r_i(\mu_i) - \Delta r_j(\mu_j) + \hat{\varepsilon} \Rightarrow \Delta h_{ij} = (s_i + d_i \mu_i) - (s_j + d_j \mu_j) + \hat{\varepsilon} \quad (3.9)$$

Η μορφή του συστήματος των κανονικών εξισώσεων παρατηρήσεων, είναι η γνωστή:

$$\hat{y} = A \hat{x} + \hat{\varepsilon} \quad (3.10)$$

όπου \hat{y} είναι το διάνυσμα που περιέχει τις παρατηρούμενες διαφορές της ΣΣΘ στις τομές των τροχιακών ιχνών, A είναι ο πίνακας σχεδιασμού του συστήματος των κανονικών εξισώσεων, \hat{x} είναι το διάνυσμα των αγνώστων όρων και $\hat{\varepsilon}$ είναι το διάνυσμα των σφαλμάτων. Η λύση, σύμφωνα με τη θεωρία συνορθώσεων ελαχίστων τετραγώνων και κριτήριο βελτιστοποίησης $\sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 = \min$ είναι:

$$\hat{x} = (A^T P A)^{-1} A^T P b = N^{-1} u \quad (3.11)$$

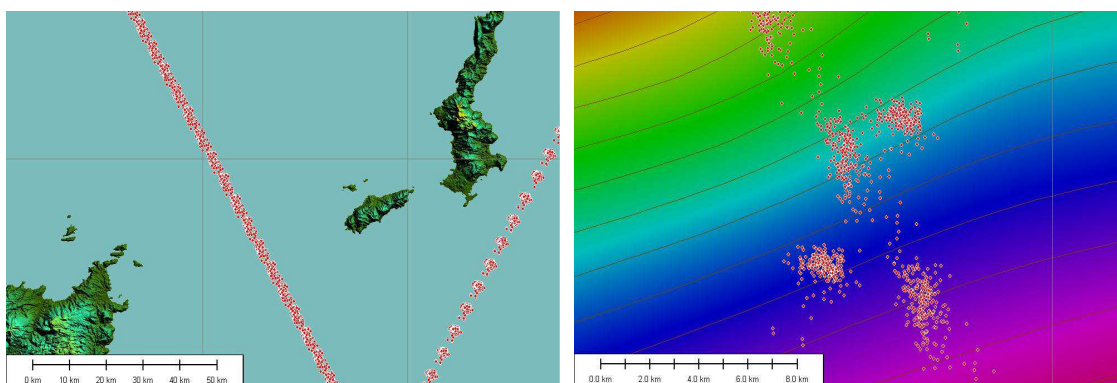
Σημεία που χρήζουν ιδιαίτερης προσοχής στην περίπτωση της συνόρθωσης διασταυρώσεων:

- Θα πρέπει να τονιστεί ότι κατά την εφαρμογή της συνόρθωσης διασταυρώσεων στην πράξη, όπου υπάρχουν κενά παρατηρήσεων εξαιτίας παρεμβολής νησιών, κακής ποιότητας δεδομένων κοντά στις ακτογραμμές, και ειδικά στην περίπτωση όπου επιλέγεται διαφορετικός αριθμός παραμέτρων p , πρέπει να έχει προηγηθεί προσεκτική ανάλυση του απαιτούμενου βαθμού του πίνακα σχεδιασμού ώστε να μην υπάρξει αδυναμία επίλυσης του συστήματος.
- Συνίσταται η περιοχή μελέτης να περικλείεται από δύο τόξα ανερχόμενων και δύο κατερχόμενων διαβάσεων, με ιδεατή περίπτωση τα υπόλοιπα τόξα να τέμνουν τα κύρια όπως στην εικ.3.21.
- Το γραμμικό σύστημα έχει αδυναμία βαθμού p^2 (datum defect) και αντιμετωπίζεται όπως προαναφέρθηκε. Σε αυτή την περίπτωση ο σχεδιασμός και η επιλογή των σταθερών (fixed) τόξων πρέπει να γίνει πολύ προσεκτικά και ειδικά ως προς το κριτήριο των διασταυρώσεων με τα υπόλοιπα (free) τόξα.
- Τα συνήθη εφαρμοζόμενα στοχαστικά μοντέλα είναι σπάνια επαρκή. Η εσωτερική και η εξωτερική ακρίβεια πρέπει να ελέγχονται σε όρους ακρίβειας και αξιοπιστίας.
- Η εκτιμώμενη θαλάσσια επιφάνεια εξαρτάται από τη μορφολογία της υπό μελέτη περιοχής (νησιά, ακτές, μέγεθος, σχήμα) και το επιλεγμένο παραμετρικό μοντέλο.
- Ουσιαστικά, όπως προαναφέρθηκε, τα συνήθη περιγραφόμενα μοντέλα δεν εξαλείφουν το τροχιακό σφάλμα αλλά απαλείφουν τις υψίσυχνες διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας. Αυτό γίνεται με παραμετρικά μοντέλα που στοχεύουν στην περιγραφή του τροχιακού σφάλματος και όχι στις τοπικές διακυμάνσεις της θαλάσσιας τοπογραφίας. Η τελευταία συνήθως δεν μπορεί να περιγραφεί από ένα μοντέλο μιας, δύο ή τριών παραμέτρων.

3.4.2 Στιχοποίηση (stacking) και συγγραμμική (collinear) επεξεργασία αλτιμετρικών παρατηρήσεων

Η μεθοδολογία της στιχοποίησης και συγγραμμικής επεξεργασίας έχει παρουσιαστεί στο παρελθόν (Knudsen, Brovelli, 1992 & Knudsen, 1992) και συνίσταται στην προσέγγιση της ΜΣΘ από μακρόχρονες παρατηρήσεις ΣΣΘ κατά μήκος επαναλαμβανόμενων τροχιακών ιχνών. Από τον ορισμό της γίνεται αντιληπτό ότι η μέθοδος αυτή έχει δυνατότητα εφαρμογής μόνο στις ακριβώς επαναλαμβανόμενες αποστολές (ERM). Η ΜΣΘ σε κάποιο σημείο μπορεί να υπολογιστεί από το μέσο όρων μακροχρόνιων (θεωρητικά διάρκειας 18.613 ετών αν αγνοήσουμε την παγκόσμια άνοδο της στάθμης της θάλασσας) καταγραφών της ΣΣΘ. Η παρατήρηση του σήματος της ΣΣΘ, όπως είδαμε στα προηγούμενα κεφάλαια, αναλύεται σε ένα σταθερό μέρος που αντιστοιχεί στο γεωειδές, σε ένα σχεδόν σταθερό το οποίο είναι η ΜΔΩΤ, σε ένα μεταβαλλόμενο, την ΔΩΤ, στο ακτινικό τροχιακό σφάλμα και το σφάλμα του αλτιμέτρου. Εδώ θα πρέπει να αναφερθεί ότι στις ακριβώς επαναληπτικές αποστολές οι παρατηρήσεις ΣΣΘ δεν αναφέρονται πάντα στο ίδιο σημείο αλλά είναι συγκεντρωμένες σε μια ευρύτερη περιοχή, για την ακρίβεια σε μια ζώνη εύρους μερικών χιλιομέτρων πέρα από το θεωρητικά σταθερό ίχνος μιας τροχιάς ERM (εικ.3.21α). Κατά τη στιχοποίηση υπολογίζεται η τιμή της ΜΣΘ από τις παρατηρήσεις ΣΣΘ που αναφέρονται στον αντίστοιχο

χρόνο. Όπου ο αντίστοιχος χρόνος είναι ακέραιο πολλαπλάσιο της περιόδου επανάληψης της τροχιάς ή αλλιώς η διάρκεια του κύκλου της ERM αποστολής. Οι παρατηρήσεις της ΣΣΘ που αναφέρονται στον αντίστοιχο χρόνο φαίνεται να σχηματίζουν ένα νέφος σημείων (εικ.3.21δ).



Εικ.3.21 Αριστερά, η διασπορά των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ της ERM αποστολής του δορυφόρου Jason-1 σε μια ζώνη εύρους περίπου 2 km. Δεξιά, επικέντρωση της εικόνας διασποράς (σχηματισμοί νεφών παρατηρήσεων) κοντά σε σημείο διασταύρωσης σε σχέση με τη μεταβολή των υψομέτρων της ΜΣΘ σε περιοχή έντονης κλίσης της (ισοδιάσταση καμπύλων 0.2 m).

Προκειμένου να υπολογιστεί, με τη μέθοδο της στιχοποίησης, η μέση τιμή από το νέφος παρατηρήσεων ΣΣΘ θα πρέπει να ληφθεί υπόψη η κλίση του γεωειδούς στην περιοχή. Αυτό είναι απαραίτητο, καθώς η διασπορά αυτή είναι σχετικά ακανόνιστη και οι μεταβολές του ύψους του γεωειδούς, ακόμα και για τόσο μικρές περιοχές μπορούν να φτάσουν τα αρκετά εκατοστά (για το παράδειγμα της Εικ.3.21δ, 0.2m μέσα σε ένα νέφος εύρους 2km ή κλίση 10^{-4} m/km). Έτσι, το πρώτο βήμα της εφαρμογής της διαδικασίας είναι η αφαίρεση, από την αλτιμετρική παρατήρηση του ύψους ΣΣΘ, της συνεισφοράς του ύψους του γεωειδούς από κάποιο γεωδυναμικό μοντέλο, συνεισφορά η οποία προστίθεται πάλι στο πέρας της διαδικασίας.

Στη συνέχεια, η αλτιμετρική παρατήρηση της ΣΣΘ, h^a , μπορεί να περιγραφεί από μία εξίσωση της μορφής:

$$h^a = \Delta N + \zeta^p + \zeta^t + \varepsilon^a + n \quad (3.12)$$

όπου, ΔN το υπολειπόμενο ύψους του γεωειδούς από κάποιο μοντέλο, ζ^p η ΜΔΩΤ, ζ^t η ΔΩΤ, ε^a το σφάλμα της αλτιμετρικής παρατήρησης και n ο θόρυβος της αλτιμετρικής μέτρησης. Δυστυχώς το σήμα της ΜΔΩΤ και τα συσχετισμένα (correlated) χρονικά σήματα της ΔΩΤ παραμένουν μέσα στα σήματα των αλτιμετρικών παρατηρήσεων.

Παρόλα αυτά το σήμα της ΜΔΩΤ και τα σχετιζόμενα μέρη του σήματος της ΔΩΤ καθώς και τα σφάλματα, ειδικά το τροχιακό, παραμένουν μέσα στις παρατηρήσεις.

Τα βήματα που ακολουθούνται κατά τη διαδικασία της στιχοποίησης αλτιμετρικών παρατηρήσεων με συγγραμμική ανάλυση και για κάθε σετ συγγραμμικών ιχνών είναι τα παρακάτω (Cheney et al.1983):

1. Επιλέγεται ένας χρόνος αναφοράς για κάθε ένα από τα συγγραμμικά ίχνη ώστε η κάθε παρατήρηση που πραγματοποιείται στον ίδιο σχετικό χρόνο να αναφέρεται στο ίδιο γεωγραφικό σημείο μέσα στα πλαίσια της ακρίβειας επαναληπτικότητας της τροχιάς.
2. Οι αλτιμετρικές παρατηρήσεις ΣΣΘ, γεωγραφικού μήκους και πλάτους παρεμβάλλονται στους ίδιους σχετικούς χρόνους, επομένως και σημεία.
3. Τα συγγραμμικά ίχνη ενοποιούνται με μία συνόρθωση, κατά την οποία κριτήριο είναι η ελαχιστοποίηση των παρατηρούμενων διαφορών ΣΣΘ μεταξύ των διαφορετικών ιχνών, με την εκτίμηση ενός συνημιτονοειδούς και ενός ημιτονοειδούς όρου για κάθε ίχνος.
4. Υπολογίζονται οι μέσες τιμές των παρατηρήσεων ΣΣΘ, του γεωγραφικού μήκους και πλάτους για κάθε σημείο που αναφέρεται στον ίδιο σχετικό χρόνο.

Το σημαντικότερο βήμα από τα παραπάνω είναι το τρίτο, καθώς μέσω αυτού απαλείφονται οι παρατηρούμενες διαφορές στη ΣΣΘ μεταξύ των διαφορετικών ιχνών. Η σημαντικότητα αυτή έγκειται στο γεγονός ότι, καθώς η επιφάνεια κάλυψης της κάθε τροχιάς μπορεί να είναι διαφορετική, κατά συνέπεια και ο υπολογισμός της μέσης τιμής του υψομέτρου της στάθμης της θάλασσας ενδέχεται να περιέχει διαφορές στάθμης και κλίσης από την προηγούμενη τροχιά (Knudsen 1992).

Μετά το παραπάνω στάδιο οι αλτιμετρικές παρατηρήσεις υψομέτρων ΜΣΘ, h , κατά μήκος του αύξοντος ίχνους i μπορούν να περιγραφούν αναλυτικά από τα ΔN , ζ^p , τους όρους των συνημιτονοειδών και ημιτονοειδών παραμέτρων του ίχνους i ΔA_i , ΔB_i , και ένα σφάλμα v :

$$h^a = \Delta N + \zeta^p + \Delta A_i \cos(\omega t_i) + \Delta B_i \sin(\omega t_i) + v \quad (3.13)$$

Όπου το ω είναι η συχνότητα του κύκλου προς την περιστροφή (1cy/rev frequency), και ο χρόνος t_i είναι ο σχετικός χρόνος στο μέσο του τροχιακού ίχνους.

Κύριες επισημάνσεις:

- Με τη διαδικασία της στιχοποίησης και ενοποίησης δημιουργείται ένα πεδίο μέσων τιμών του ύψους της θάλασσας, για τη χρονική περίοδο που γίνεται η μελέτη, οι οποίες όμως δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την μελέτη των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας, καθώς στόχος της διαδικασίας είναι η απομάκρυνση των όποιων χρονικών μεταβολών. Ο στόχος αυτός επιτυγχάνεται σε μεγάλο βαθμό, αφήνοντας ανέπαφο το περιεχόμενο σήμα του γεωειδούς και της ΜΔΩΤ και επιτρέποντας τη χρήση του τελικού πεδίου τιμών για την μελέτη του θαλάσσιου γεωειδούς.
- Κύριο μειονέκτημα των αποστολών ERM είναι η πολύ μεγάλη απόσταση διαχωρισμού μεταξύ των γειτονικών τροχιακών ιχνών, που ποικίλλει από δεκάδες χιλιόμετρα και μπορεί να φτάνει μέχρι τα 320 km για την οικογένεια αλτιμετρικών

δορυφόρων Torex/Poseidon-Jason. Για το λόγο αυτό κρίνεται αναγκαίο να συνδυαστούν δεδομένα πολλών αποστολών ERM σε συνδυασμό με δεδομένα γεωδαιτικών αποστολών/φάσεων GM ώστε να υπάρχει η πληρέστερη δυνατή γεωγραφική κάλυψη και να επιτευχθεί λύση μεγαλύτερης διακριτικής ικανότητας.

- Η ενοποίηση των αλτιμετρικών δεδομένων δεν μπορεί να αποτελέσει μέθοδο ελαχιστοποίησης ή απομάκρυνσης του τροχιακού σφάλματος, το οποίο πρέπει να αντιμετωπιστεί με συνόρθωση στις διασταυρώσεις των τροχιακών ιχνών (Γ.Βέργος, 2006).

Κεφάλαιο 4

Η τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων

4 Εισαγωγή

Κατά την επεξεργασία των αλτιμετρικών παρατηρήσεων της Στιγμαϊάς Στάθμης της Θάλασσας (ΣΣΘ) με σκοπό τη μοντελοποίηση της επιφάνειας της Μέσης Στάθμης της Θάλασσας (ΜΣΘ) σε παράκτια περιβάλλοντα πρέπει να αντιμετωπιστούν πολλά προβλήματα. Η σταδιακή υποβάθμιση της ακρίβειας των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ όσο αυτές προσεγγίζουν τις ακτές, το συνήθως ακανόνιστο σχήμα των ακτογραμμών μιας περιοχής, και η περιπλοκότητα στις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας είναι τα κυρίαρχα στοιχεία που πρέπει να ληφθούν υπόψη από μια στρατηγική μοντελοποίησης της επιφάνειας της ΜΣΘ.

Έτσι, προκειμένου να αναπτυχθεί μια εξειδικευμένη στα παραπάνω θέματα στρατηγική, μελετάται η στατιστική συμπεριφορά των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ σε σχέση με την απόσταση από την ακτογραμμή για πολλές αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας προκειμένου να μοντελοποιηθεί η ακρίβεια των παρατηρήσεων ΣΣΘ σε συνάρτηση με την απόσταση από την ακτή για κάθε δορυφορικό αλτίμετρο. Επίσης, μελετάται η επίδραση διαφορετικών πολυωνύμων που εφαρμόζονται (για την ελαχιστοποίηση της συνδυασμένης επίδρασης των τροχιακών σφαλμάτων και της μεταβλητότητας της Δυναμικής Ωκεάνιας Τοπογραφίας, ΔΩΤ) κατά την προσαρμογή των τόξων με τις παρατηρήσεις της ΣΣΘ από αλτιμετρικούς δορυφόρους. Αξιοποιώντας τα ευρήματα των παραπάνω μελετών, αναπτύσσεται η τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων για την ομογενοποίηση των παρατηρήσεων ΣΣΘ πολλαπλών αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας. Η τεχνική αξιοποιεί σταθμισμένες (με βάρη) αλτιμετρικές παρατηρήσεις ΣΣΘ και εφαρμόζει πολυώνυμα υψηλού βαθμού για την προσαρμογή των τόξων που τις περιλαμβάνουν και την ενοποίηση τους σε μια κοινή εποχή.

Ως χώρος εφαρμογής της τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων έχει επιλεγεί ο Ελλαδικός θαλάσσιος χώρος για τον οποίο και υπολογίζεται η επιφάνεια της ΜΣΘ (καθώς και το θαλάσσιο γεωειδές και το πεδίο τιμών των ανωμαλιών ελευθέρου αέρα της βαρύτητας). Τα σχετικά μοντέλα επιφανειών παρουσιάζονται σε επόμενο κεφάλαιο και αξιολογούνται με εκτεταμένες συγκρίσεις προκειμένου να διαπιστωθεί η αποτελεσματικότητα της τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων.

4.1 Σκοπός της έρευνας

Κατά την τελευταία δεκαετία μια μεγάλη προσπάθεια βρίσκεται σε εξέλιξη από την κοινότητα των Γεωεπιστημών προκειμένου να επεκταθεί η χρήση της δορυφορικής αλτιμετρίας στις παράκτιες περιοχές (Fernandes et al., 2002). Η προσπάθεια αυτή καθοδηγείται από την ανάγκη για την επίλυση μιας σειράς ζητημάτων όπως η ενοποίηση των υψομετρικών συστημάτων αναφοράς (Local Vertical Datum, LVD), ο υπολογισμός του θαλάσσιου γεωειδούς με ακρίβεια κοντά στις ακτές για την ομαλή μετάβαση από την ξηρά στη θάλασσα, και η αφομοίωση των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ σε ωκεανογραφικά μοντέλα σε παράκτια περιβάλλοντα. Προκειμένου να επιτευχθεί πρόοδος, τα κύρια προβλήματα που πρέπει να αντιμετωπιστούν είναι η υποβάθμιση της ποιότητας των δεδομένων της δορυφορικής αλτιμετρίας εξαιτίας των αδυναμιών των αλτιμέτρων στην διαδικασία καθορισμού της απόστασης κοντά στις ακτές, και η πολυπλοκότητα των παλιρροιακών σημάτων στα παράκτια τα οποία δεν μοντελοποιούνται με επάρκεια στα προϊόντα των αλτιμετρικών αρχείων γεωφυσικών καταγραφών (GDR, Geophysical Data Records). Σχετικά με τις αδυναμίες των αλτιμέτρων στην διαδικασία καθορισμού της απόστασης κοντά στις ακτές υπάρχει διαρκής σχετική έρευνα σχετικά με την βελτίωση των σχετικών (retracking) αλγορίθμων (Sandwell and Smith, 2005; Andersen et al., 2010; Garcia et al. 2014), καθώς και η ανάπτυξη εξειδικευμένων ερευνητικών προγραμμάτων και προϊόντων όπως τα αλτιμετρικά προϊόντα PISTACH¹¹ που αναπτύσσονται στα πλαίσια του προγράμματος Coastalt (Cipollini et al., 2008), του προγράμματος ALTICORE¹² (Vignudelli et al., 2006), ενώ έχουν αναπτυχθεί και εργαλεία σε δικτυακό περιβάλλον όπως το X-track (Roblou et al., 2007).

Από τη στιγμή που απαιτούνται πολλαπλές αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας για να επιτευχθεί πυκνότερη χωρική ανάλυση και εκτενέστερη χρονική κάλυψη, ένα επιπλέον πρόβλημα που ανακύπτει είναι οι τεχνικές οι οποίες ακολουθούνται για την επεξεργασία και την ομογενοποίηση των παρατηρήσεων που προέρχονται από αυτές τις διαφορετικές αποστολές. Οι βασικές στρατηγικές είναι i) η τεχνική της στιχοποίησης (stacking technique), η οποία εφαρμόζεται μόνο στις συγγραμμικές παρατηρήσεις που προέρχονται από τις ακριβώς επαναληπτικές αποστολές ERM, ii) η τεχνική της συνόρθωσης των διαφορών στις διασταυρώσεις (Tai and Fu, 1986; Rummel, 1993), και iii) η μετατροπή των κλίσεων της επιφάνειας της θάλασσας, όπως προκύπτει από τις παρατηρήσεις ΣΣΘ κατά μήκος των ιχνών των τροχιών των αλτιμετρικών δορυφόρων, σε αποκλίσεις της κατακόρυφου (Sandwell, 1992) η οποία όμως έχει εφαρμογή μόνο για τον υπολογισμό των ανωμαλιών ελευθέρου αέρα

¹¹ PISTACH: Processing for Coastal and Hydrology products

¹² ALTICORE: ALTImetry for COastal REgions

της βαρύτητας από αλτιμετρικές παρατηρήσεις. Όπως αναφέρθηκε και στο 3^ο κεφάλαιο, η κάθε μια από τις παραπάνω τεχνικές παρουσιάζει τα δικά της πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα. Γενικά, έχει φανεί ότι υπάρχει μια πολύ καλή συμφωνία των διαφορετικών¹³ και μεταξύ τους σύγχρονων¹⁴ μοντέλων τόσο της επιφάνειας της ΜΣΘ, όσο και των πεδίων των ανωμαλιών ελευθέρου αέρα της βαρύτητας, όταν οι συγκρίσεις πραγματοποιούνται στον ανοιχτό ωκεανό, αλλά εντοπίζονται αξιοσημείωτες διαφορές μεταξύ των μοντέλων αυτών όταν οι συγκρίσεις πραγματοποιούνται κοντά στην ακτή (Claessens, 2012; Mintourakis, 2014). Οι διαφορές αυτές, εφόσον εντοπίζονται μεταξύ μοντέλων που κάνουν χρήση των ίδιων δεδομένων εισόδου, θα πρέπει να αποδοθούν στις διαφορετικές στρατηγικές επεξεργασίας, συνόρθωσης και ομογενοποίησης των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ που εφαρμόζει το κάθε μοντέλο. Οι κύριες προκλήσεις στην επεξεργασία των παρατηρήσεων της ΣΣΘ, για τη δημιουργία μοντέλων της επιφάνειας της ΜΣΘ, είναι η διαχείριση (εξάλειψη, φιλτράρισμα, μοντελοποίηση) του θορύβου στις παρατηρήσεις του αλτιμέτρου (σφάλματα στην επεξεργασία του επιστρεφόμενου ΗΜ παλμού του αλτιμέτρου, σφάλματα των ραδιομετρικών διορθώσεων στα GDR δεδομένα, σφάλματα στον προσδιορισμό της τροχιάς του δορυφόρου) και η ελαχιστοποίηση της κατά το μήκος του τόξου ανωμαλίας της στάθμης της θάλασσας (Sea Level Anomaly, SLA).

Στο πλαίσιο αυτό αναπτύχθηκε η τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων, ή *iterative subarc-levelling technique*, και εφαρμόστηκε στον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο (Mintourakis, 2014). Η τεχνική αυτή αποτελεί μια μεθοδολογία για την ομογενοποίηση των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ που προέρχονται από πολλαπλές αλτιμετρικές αποστολές (διαφορετικών προδιαγραφών και εποχών) ώστε αυτές να αναχθούν σε σημειακές τιμές ΜΣΘ. Όσον αφορά την ομογενοποίηση των αλτιμετρικών παρατηρήσεων, αυτή αναφέρεται στην ενοποίηση των παρατηρήσεων ΣΣΘ από διαφορετικές αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας σε μια κοινή εποχή και σε ένα κοινό σύστημα αναφοράς-datum. Στην περίπτωση της τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων, η ομογενοποίηση επιτυγχάνεται με την βέλτιστη προσαρμογή του καθενός προφίλ (του κάθε ξεχωριστού τμήματος τροχιακού τόξου και της κάθε μιας δορυφορικής αποστολής ξεχωριστά) των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ σε μια αρχική προσεγγιστική επιφάνεια της ΜΣΘ. Η προσαρμογή αυτή επιτυγχάνεται με την εφαρμογή πολυωνυμικών μοντέλων και με κριτήριο βελτιστοποίησης την ελαχιστοποίηση των τετραγώνων των διαφορών μεταξύ των παρατηρήσεων ΣΣΘ και των τιμών της προσεγγιστικής επιφάνειας της ΜΣΘ που υπολογίζονται για το κάθε σημείο της παρατήρησης της ΣΣΘ. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται σε ένα σχήμα διαδοχικών

¹³ Ως διαφορετικό μοντέλο εννοείται αυτό που εφαρμόζει διαφορετική στρατηγική για τον υπολογισμό της επιφάνειας της ΜΣΘ και του πεδίου τιμών των ανωμαλιών ελευθέρου αέρα της βαρύτητας.

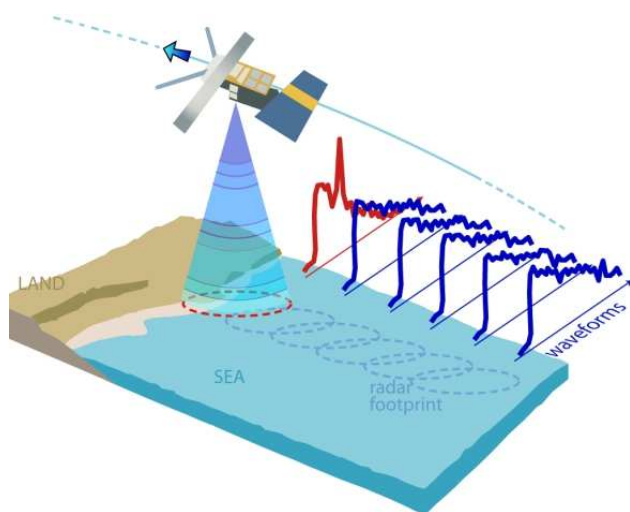
¹⁴ Ως μεταξύ τους σύγχρονα εννοούνται τα μοντέλα τα οποία κάνουν χρήση των ίδιων αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας και αναφέρονται στις ίδιες περίπου εποχές υπολογισμού.

προσεγγίσεων κατά το οποίο οι ομογενοποιημένες παρατηρήσεις του προηγούμενου βήματος δημιουργούν την προσεγγιστική επιφάνεια της ΜΣΘ του επόμενου βήματος και η διαδικασία της ομογενοποίησης επαναλαμβάνεται εκ νέου αυξάνοντας τους όρους του πολυωνυμικού μοντέλου προσαρμογής. Κατά την παραπάνω προσαρμογή είναι δυνατή η υιοθέτηση του βάρους της κάθε αλτιμετρικής παρατήρησης της ΣΣΘ.

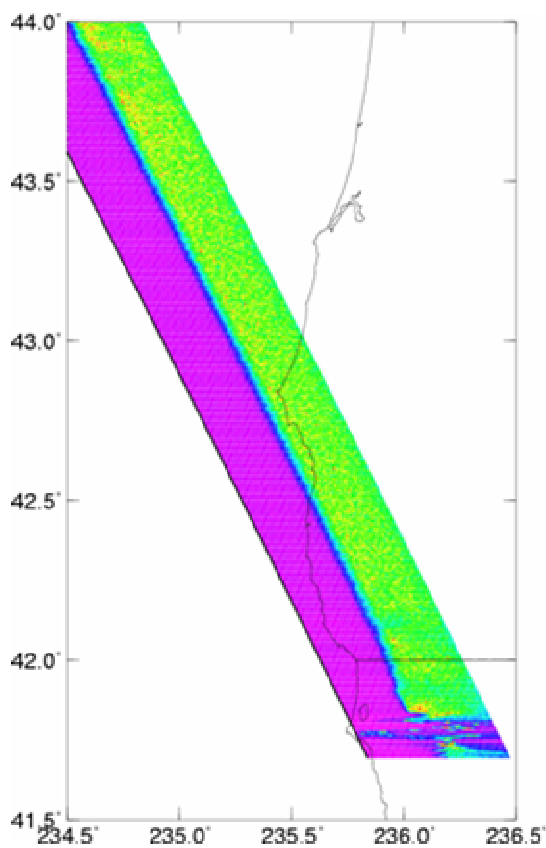
4.2 Έρευνα σχετικά με την επεξεργασία των παρατηρήσεων ΣΣΘ

4.2.1 Στατιστική περιγραφή της συμπεριφοράς των παρατηρήσεων ΣΣΘ από αλτιμετρικούς δορυφόρους κοντά στην ακτογραμμή

Είναι γνωστό ότι όλες οι αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας που πραγματοποιούν παρατηρήσεις με τη χρήση RADAR αλτιμέτρου, παρουσιάζουν θόρυβο στις παρατηρήσεις τους κοντά στις ακτές με αποτέλεσμα την υποβάθμιση των επιδόσεών τους. Αυτό οφείλεται, κατά βάση, σε αδυναμία του αλγορίθμου υπολογισμού της απόστασης, ο οποίος χρησιμοποιείται από την υπολογιστική μονάδα του αλτιμέτρου (on-board tracker), στο να καθορίσει την ακριβή χρονική στιγμή της πρώτης ανάκλασης στην επιφάνεια της θάλασσας του εκπεμπόμενου ηλεκτρομαγνητικού (ΗΜ) παλμού. Για το λόγο αυτό, στο κέντρο επίγεια επεξεργασίας δεδομένων της δορυφορικής αποστολής, μετά τη λήψη των καταγραφών του RADAR αλτιμέτρου, ακολουθείται μια διαδικασία επανυπολογισμού της απόστασης κατά την οποία εφαρμόζονται διαφορετικοί αλγόριθμοι προσαρμογής στις κυματομορφές των ΗΜ παλμών με σκοπό να βελτιωθεί η εκτίμηση της απόστασης σε σχέση με την αρχική εκτίμηση που προερχόταν από την υπολογιστική μονάδα του αλτιμέτρου. Παρόλα αυτά, τόσο η εκτίμηση της απόστασης από την υπολογιστική μονάδα του αλτιμέτρου, όσο και η εκτίμηση της απόστασης που προήλθε από την διαδικασία επανυπολογισμού της, πάσχουν στις παράκτιες περιοχές καθώς οι καταγραφές των κυματομορφών των ΗΜ παλμών του αλτιμέτρου περιέχουν, πέρα από το ανακλώμενο στην επιφάνεια της θάλασσας τμήμα του σήματος του ΗΜ παλμού που εκπέμφθηκε, 'θόρυβο' από τις ανακλάσεις που προέρχονται από τη στεριά και από άλλες ανομοιογένειες που εντοπίζονται στην πορεία των ΗΜ παλμών (εικ.4.1).



Εικ.4.1 Πάνω: Η μεταβολή της κυματομορφής των ΗΜ παλμών που επιστρέφουν στο αλτίμετρο του δορυφόρου κατά τη μετάβαση των παρατηρήσεων από τον ωκεανό (μπλε χρώμα) προς την ακτή (κόκκινο χρώμα). Ο εκπεμπόμενος ΗΜ παλμός έρχεται σε επαφή με τη στεριά και οι αντανάκλασεις του από το έδαφος επιστρέφουν στον δέκτη του αλτιμέτρου στο δορυφόρο "μολύνοντας" με θόρυβο την κυματομορφή που πρέπει να επεξεργαστεί ο υπολογιστής του αλτιμέτρου προκειμένου να υπολογίσει την απόστασή του από την επιφάνεια της θάλασσας. (Coastal Altimetry community / COASTALT¹⁵)



Κάτω: Κυματομορφές των 10 Hz από το αλτίμετρο της γεωδαιτικής αποστολής GM του δορυφόρου Geosat. Με μαύρο χρώμα απεικονίζεται το ίχνος της ανερχόμενης διάβασης το οποίο απομακρύνεται από την ακτή κοντά στο Crescent City της Καλιφόρνια στη δυτική ακτή των Η.Π.Α. Το χρώμα απεικονίζει την ισχύ του επιστρεφόμενου ΗΜ παλμού του RADAR: Χαμηλής ισχύος θόρυβος πριν την επιστροφή ισχυρής ανάκλασης από την επιφάνεια της θάλασσας (μωβ), σημείο ιχνηλάτησης πρώτου ανακλώμενου παλμού (μπλε), υψηλής ισχύος ανάκλαση υπόλοιπου τμήματος του παλμού (κίτρινο/πράσινο). (J.Lillibridge, 2005)

¹⁵ <http://www.coastalt.eu/>

Στο παρόν κεφάλαιο αξιολογείται η στατιστική συμπεριφορά των παρατηρήσεων ΣΣΘ σε σχέση με την απόσταση από την ακτή τόσο για τις ERM όσο και για τις GM/GP αποστολές αρκετών αλτιμετρικών δορυφόρων. Συγκεκριμένα, στην αξιολόγηση συμμετέχουν παρατηρήσεις ΣΣΘ από την ERM αποστολή του Jason-1 που έγιναν σε χρονικό διάστημα δέκα ετών (Ιαν.2001 – Δεκ.2011), από την ERM αποστολή του Envisat που έγιναν σε διάστημα επτά ετών (Οκτ.2002 – Αυγ.2009), από την GM αποστολή του Geosat (30 Μαρ.1985 – 30 Σεπ.1986) της νεότερης έκδοσης που κάνει χρήση βελτιωμένων τροχιακών μοντέλων και αλγόριθμων επανυπολογισμού της απόστασης (Lillibridge et al, 2006), από την GM αποστολή του ERS-1 (10 Απρ.1994 – 21 Μαρ.1995), από το σύνολο των κύκλων της αποστολής του ICESat με το LASER αλτίμετρο (20 Φεβ.2003 – 11 Οκτ.2009), και μερικούς από τους πρώτους διαθέσιμους κύκλους της αποστολής του Cryosat-2 (10 Ιαν.2012 – 31 Δεκ.2012). Οι παραπάνω παρατηρήσεις ΣΣΘ υπολογίστηκαν λαμβάνοντας υπόψη όλες τις διορθώσεις που βρίσκονται διαθέσιμες στα αρχεία των γεωφυσικών καταγραφών GDR και δεν έχουν χρησιμοποιηθεί τοπικά μοντέλα για την παλίρροια ή την ατμόσφαιρα.

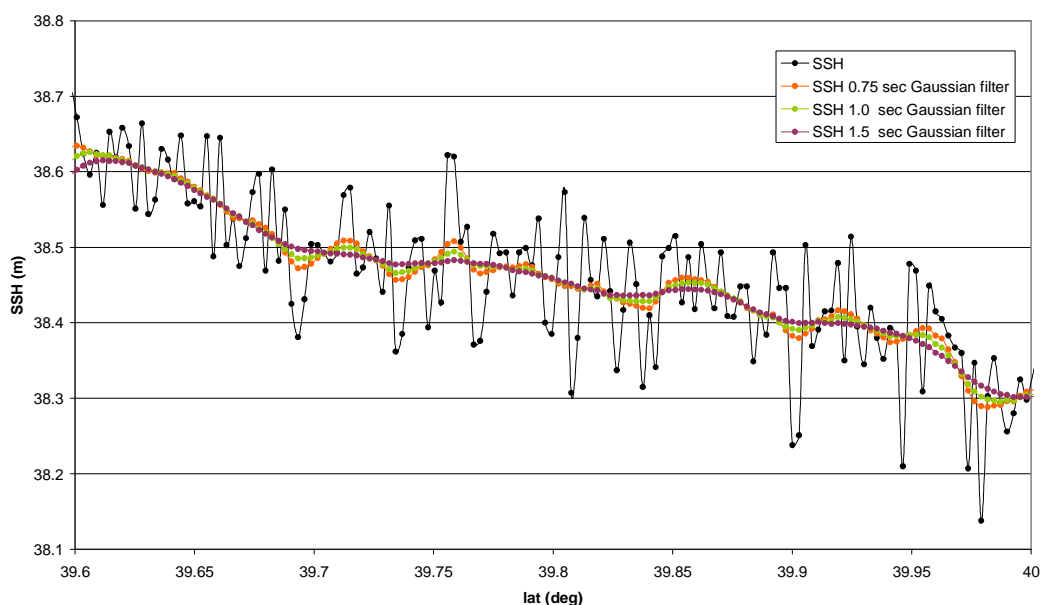
Πριν από οποιοδήποτε υπολογισμό, προκειμένου να εξαλειφθεί ο θόρυβος από τις παρατηρήσεις της ΣΣΘ και να εξομαλυνθούν οι καταγραφές τους, εφαρμόστηκε ένα Gaussian φίλτρο¹⁶ πλάτους 1.5 sec κατά μήκος των προφίλ των αλτιμετρικών παρατηρήσεων για τις διαβάσεις όλων των δορυφορικών αποστολών (εικ.4.2). Καθώς η ταχύτητα με την οποία κινείται το ίχνος των δορυφόρων επί του προφίλ τους είναι της τάξης των $6.5 \text{ km}\cdot\text{sec}^{-1}$ (με μικρές διαφορές μεταξύ των διαφορετικών αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας) το φίλτρο του 1.5 sec αντιστοιχεί σε μήκος 10 km. Προκειμένου να πραγματοποιηθεί η ανάλυση της ακρίβειας της παρατήρησης ΣΣΘ του κάθε αλτιμέτρου σε σχέση με την απόσταση της παρατήρησης από την ακτή, θα πρέπει οι αλτιμετρικές παρατηρήσεις της ΣΣΘ, από τη μια, να αναφερθούν σε μια κοινή εποχή και υψομετρικό Datum, και από την άλλη, να είναι κατά το δυνατόν απαλλαγμένες από τροχιακά σφάλματα και την ωκεάνια μεταβλητότητα στα μεγάλα μήκη κύματος. Για το λόγο αυτό, προσαρμόστηκε το κάθε ένα προφίλ (του κάθε ξεχωριστού τμήματος τροχιακού τόξου και της κάθε μιας δορυφορικής αποστολής ξεχωριστά) των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ σε μια προγενέστερη τοπική επιφάνεια της $M\Sigma\Theta_{reg}$ ¹⁷ με τη χρήση ενός απλού γραμμικού μοντέλου. Τα προφίλ αυτά των αλτιμετρικών παρατηρήσεων

¹⁶ τα βάρη του φίλτρου ακολουθούν την κανονική κατανομή του Gauss

¹⁷ Η προγενέστερη αυτή έκδοση της τοπικής επιφάνειας της ΜΣΘ υλοποιήθηκε με την προσαρμογή των τόξων της γεωδαιτικής αποστολής του δορυφόρου Geosat και της γεωδαιτικής φάσης της αποστολής του δορυφόρου ERS-1 στο πλέγμα που δημιουργήθηκε από τις επαναληπτικές αποστολές ERM των δορυφόρων Jason-1 και Envisat. Για την προσαρμογή υπολογίζεται η διαφορά μεταξύ της παρατήρησης της ΣΣΘ του τόξου και της τιμής της ΜΣΘ του πλέγματος σε κάθε διασταύρωση του τόξου με το πλέγμα. Με κριτήριο την ελαχιστοποίηση του αθροίσματος του τετραγώνου των διαφορών υπολογίζονται οι συντελεστές του γραμμικού μοντέλου προσαρμογής του κάθε τόξου παρατηρήσεων ΣΣΘ στο πλέγμα της ΜΣΘ. Από το σύνολο αυτών των ανηγμένων παρατηρήσεων υπολογίζονται σε ορθογώνιο κানাβο τιμών οι τιμές της επιφάνειας της ΜΣΘ.

ΣΣΘ μπορούν να θεωρηθούν πλέον ως ανηγμένα στη ΜΣΘ και απαλλαγμένα από τροχιακά σφάλματα μεγάλου μήκους. Οι διαφορές που απομένουν μεταξύ των ανηγμένων παρατηρήσεων $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}$ και της επιφάνειας της $M\Sigma\Theta_{reg}$ μπορούν να αποδοθούν σε δυο παράγοντες, i) στον θόρυβο της αλτιμετρικής παρατήρησης, και ii) στις, κατά το μήκος του προφίλ του τόξου, ανωμαλίες της στάθμης της θάλασσας στα μικρά μήκη κύματος που παραμένουν στις παρατηρήσεις. Όσον αφορά τον θόρυβο της αλτιμετρικής παρατήρησης, αυτός μπορεί να διαχωριστεί σε δύο μέρη. Το ένα μέρος είναι σταθερό και είναι ο λεγόμενος και λευκός, θόρυβος ο οποίος αντιστοιχεί στην ακρίβεια του αλτιμέτρου κάτω από ιδανικές συνθήκες. Το άλλο μέρος είναι μεταβαλλόμενο, εξαρτάται από παράγοντες που σχετίζονται με το περιβάλλον της παρατήρησης, και χαρακτηρίζεται ως θόρυβος περιβάλλοντος. Αρκετά κοντά στην ακτογραμμή (πχ σε μια απόσταση της τάξης των 20km) το δεύτερο μέρος, ο θόρυβος περιβάλλοντος, επηρεάζεται περισσότερο από το φαινόμενο της ‘μόλυνσης’ με εδαφικές ανακλάσεις της κυματομορφής του ΗΜ παλμού του αλτιμέτρου.

Εφαρμογή φίλτρου κατά μήκος του προφίλ παρατηρήσεων ΣΣΘ



Εικ.4.2 Οι κατά μήκος του προφίλ υψίσυχνες (20Hz) παρατηρήσεις της ΣΣΘ του αλτιμετρικού δορυφόρου Cryosat-2 και το αποτέλεσμα της εφαρμογής σε αυτές φίλτρου πλάτους 0.75-1.5sec.

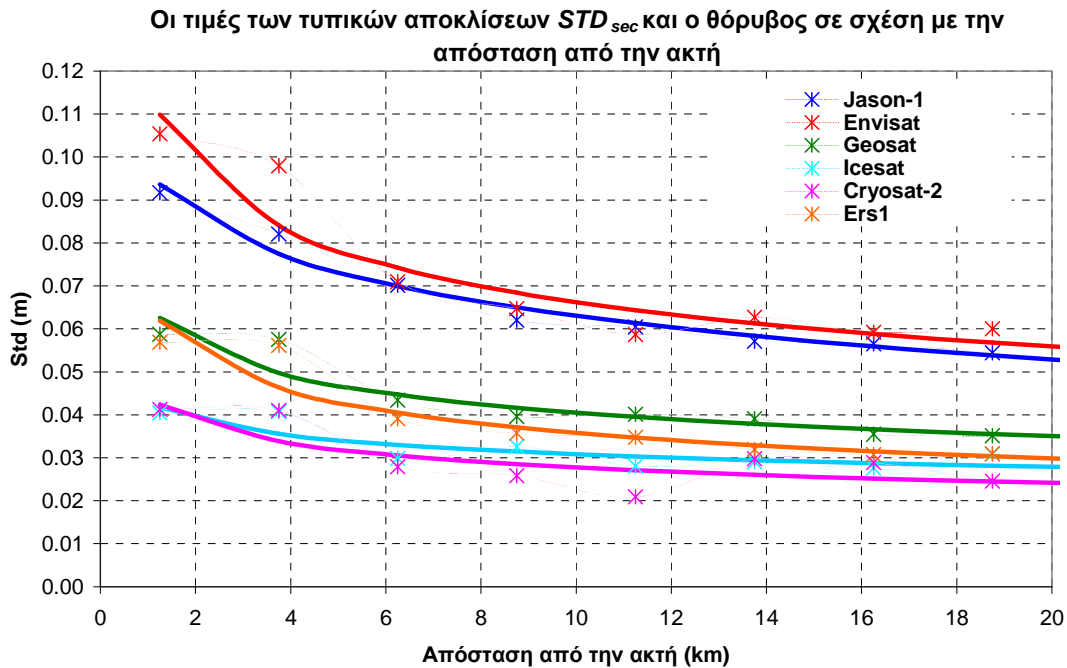
Ως προς τις ΑΣΘ (Ανωμαλία στη Στάθμη της Θάλασσας), γίνεται η παραδοχή, για τους σκοπούς της μελέτης της στατιστικής συμπεριφοράς του θορύβου των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ κοντά στην ακτογραμμή, ότι αυτές έχουν μικρή διακύμανση στα μικρά μήκη κύματος¹⁸, επομένως και μικρή συνεισφορά στις διαφορές που απομένουν μετά την προσαρμογή, συγκρινόμενες με την αντίστοιχη διακύμανση του θορύβου. Με βάση αυτή την

¹⁸ Κάτω των 20km που είναι το εύρος της ζώνης από την ακτή που αφορά η μελέτη.

παραδοχή, οι διαφορές $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}-M\Sigma\Theta_{reg}$ αποδίδονται αποκλειστικά στον θόρυβο της αλτιμετρικής παρατήρησης και έτσι είναι δυνατό να σχετιστούν με την απόσταση της παρατήρησης από την ακτή με σκοπό, να εκτιμηθεί η συμπεριφορά του αλτιμέτρου της κάθε μιας αποστολής δορυφορικής αλτιμετρίας. Προκειμένου να μελετηθεί η ακρίβεια του αλτιμέτρου της κάθε δορυφορικής αποστολής, οι παράκτιες περιοχές χωρίστηκαν σε οκτώ τομείς, που αντιστοιχούν σε ζώνες πλάτους 2.5km καλύπτοντας το εύρος από την ακτή μέχρι και σε απόσταση 20km μακριά από αυτήν. Σε κάθε ένα από τους παραπάνω τομείς εξετάστηκε η τυπική απόκλιση των διαφορών $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}-M\Sigma\Theta_{reg}$. Σε αυτό το σημείο πρέπει να επισημανθεί ότι η παρουσία σφαλμάτων στα μεγάλα και στα μεσαία μήκη κύματος στην επιφάνεια της ΜΣΘ εισαγάγουν ασάφειες στην στάθμη των παραπάνω διαφορών. Αποτέλεσμα αυτών των ασαφειών είναι ότι η υπολογισμένη τυπική απόκλιση των διαφορών $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}-M\Sigma\Theta_{reg}$ που παρατηρούνται σε έναν τομέα θα πρέπει πιθανόν να αποδοθούν περισσότερο στα σφάλματα της επιφάνειας της ΜΣΘ παρά στον θόρυβο της αλτιμετρικής παρατήρησης. Προκειμένου να παρακαμφθεί το πρόβλημα της εισαγωγής των ασαφειών αυτών, οι αρχικοί τομείς διαιρούνται σε μικρότερα τοπικά κελιά (τμήματα ζωνών πλάτους 2.5km και μήκους λίγων χιλιομέτρων) και υπολογίζεται η τυπική απόκλιση των διαφορών $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}-M\Sigma\Theta_{reg}$ εντός αυτών των κελιών. Κατόπιν, υπολογίζεται η μέση τιμή των τιμών των τυπικών αποκλίσεων που υπολογίστηκαν για το κάθε ένα από το σύνολο των κελιών ενός τομέα, η οποία είναι η εκτίμηση της τυπικής απόκλισης των διαφορών $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}-M\Sigma\Theta_{reg}$ στον συγκεκριμένο τομέα απόσταση από την ακτή αναφερόμενη ως STD_{sec} . Βάσει αυτών των εκτιμήσεων εισάγεται ένα μοντέλο εκτίμησης του θορύβου της παρατήρησης $\Sigma\Sigma\Theta$ του αλτιμέτρου, σε σχέση με την απόσταση της παρατήρησης από την ακτή, της μορφής $y=f(x)$ όπου, y είναι η STD_{sec} του τομέα, και x είναι η απόσταση από την ακτή του τομέα¹⁹. Ως μοντέλο εκτίμησης του θορύβου της παρατήρησης $\Sigma\Sigma\Theta$ του αλτιμέτρου επιλέχθηκε μια εκθετική συνάρτηση $a \cdot x^b$, όπου $b < 0$ και x η απόσταση από την ακτή σε km. Έτσι, για κάθε αποστολή δορυφορικής αλτιμετρίας υπολογίζονται οι παράμετροι a και b και με χρήση αυτού του εμπειρικού μοντέλου είναι πλέον δυνατή η εκτίμηση του θορύβου της αλτιμετρικής παρατήρησης της $\Sigma\Sigma\Theta$ σε σχέση με την απόσταση της παρατήρησης από την ακτή για το αλτίμετρο της κάθε δορυφορικής αποστολής (εικ.4.3).

Τα αποτελέσματα που απεικονίζονται στην εικ.4.3 φαίνονται λογικά καθώς είναι φανερό η υποβάθμιση της ακρίβειας των αλτιμετρικών παρατηρήσεων $\Sigma\Sigma\Theta$ όσο αυτές πλησιάζουν προς την ακτή, και είναι διακριτές οι διαφορές μεταξύ διαφορετικών αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας και μπορούν να αιτιολογηθούν.

¹⁹ Η απόσταση του τομέα από την ακτή είναι η απόσταση του μέσου της ζώνης εύρους 2.5km από την ακτογραμμή.



Εικ.4.3 Οι υπολογισμένες τιμές των τυπικών αποκλίσεων STD_{sec} των διαφορών $\Sigma\Sigma\Theta_{adj} - M\Sigma\Theta_{reg}$ για κάθε τομέα απόστασης από την ακτή (αχνές γραμμές & σημεία), και ο θόρυβος της αλτιμετρικής παρατήρησης της $\Sigma\Sigma\Theta$ με τη χρήση του εμπειρικού μοντέλου σε σχέση με την απόσταση από την ακτή (έντονες γραμμές) για τις έξι αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας.

Αναλυτικά, οι εκτιμώμενες από το μοντέλο τιμές στην απόσταση των 20km από την ακτή (στην απόσταση αυτή το φαινόμενο της ‘μόλυνσης’ με εδαφικές ανακλάσεις του ΗΜ παλμού είναι σχεδόν απόν και οι εκτιμώμενες αυτές τιμές αντιστοιχούν ουσιαστικά στο λευκό θόρυβο) για τις ERM αποστολές των δορυφόρων Jason-1 και Envisat είναι στο επίπεδο των 5.2cm και 5.5cm. Οι τιμές αυτές είναι πολύ κοντά στις τιμές των τυπικών αποκλίσεων (που υπολογίστηκαν από τις διαφορές στις παρατηρήσεις $\Sigma\Sigma\Theta$ στα σημεία των διασταυρώσεων των ιχνών μεταξύ των ανερχόμενων και των κατερχόμενων διαβάσεων) των 5.7cm και 6cm για τις αντίστοιχες δορυφορικές αλτιμετρίας Jason-1 και Envisat και δημοσιεύτηκαν στην έκθεση βαθμονόμησης/αξιολόγησης CLS.DOS/NT/12.021 από τον φορέα διαχείρισης των δεδομένων τους (υπηρεσία CLS του ερευνητικού κέντρου CNES) για το έτος 2011. Επίσης, οι αποστολές Jason-1 και Envisat παρουσιάζουν παρόμοια συμπεριφορά μεταξύ τους, όπως και η γεωδαιτική αποστολή Geosat με την γεωδαιτική φάση του ERS-1. Οι αποστολές Geosat και ERS-1 αν και είναι προγενέστερες χρονικά των Jason-1 και Envisat, παρουσιάζουν αισθητά καλύτερα αποτελέσματα. Καθώς και οι τέσσερις αποστολές χρησιμοποιούν παρόμοια τεχνολογία (όλες αναφέρονται ως κλασικά παλμικά RADAR αλτίμετρα) και τις ίδιες αρχές λειτουργίας στα RADAR αλτίμετρά τους, η βελτιωμένη απόδοση που παρουσιάζουν οι αποστολές Geosat και ERS-1 θα πρέπει να αποδοθεί στο γεγονός ότι στην

παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκαν τα προϊόντα με το βελτιωμένο αλγόριθμο επανυπολογισμού της απόστασης²⁰ που μειώνει σημαντικά τον θόρυβο περιβάλλοντος κοντά στις ακτές. Όσον αφορά την αποστολή δορυφορικής αλτιμετρίας Icesat, η εκτιμώμενη από το μοντέλο τιμή, στην απόσταση των 20km από την ακτή, των 2.7cm, είναι πολύ κοντά στην εργαστηριακή τιμή της ακρίβειας των 3cm που δίνεται για ομαλές υδάτινες επιφάνειες (Schutz and Zwally, 2008) για το LASER αλτίμετρο του δορυφόρου. Γίνεται φανερό ότι οι δυο νεότερες αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας, οι οποίες δεν χρησιμοποιούν την τεχνολογία του κλασσικού παλμικού RADAR αλτίμετρου, παρουσιάζουν σχεδόν ταυτόσημη συμπεριφορά και φαίνεται να επηρεάζονται λιγότερο από το φαινόμενο της 'μόλυνσης' με εδαφικές ανακλάσεις²¹. Αυτό είναι αναμενόμενο για την αποστολή δορυφορικής αλτιμετρίας Icesat, καθώς ο παλμός του συστήματος του LASER αλτιμέτρου GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) έχει ένα πολύ μικρό αποτύπωμα (footprint) στην επιφάνεια της Γης, της τάξης των 70m σε διάμετρο και είναι δυνατό να αποδίδει παρατηρήσεις πάνω σε υδάτινες επιφάνειες, στον πάγο, στο χιόνι αλλά και στη στεριά. Στην περίπτωση της αποστολής δορυφορικής αλτιμετρίας Cryosat-2 χρησιμοποιήθηκαν παρατηρήσεις οι οποίες έγιναν στη λεγόμενη λειτουργία χαμηλής ανάλυσης LRM (Low Resolution Mode). Παρόλο που αυτό σημαίνει ότι λειτουργεί ως κλασσικό παλμικό RADAR αλτίμετρο, το αλτίμετρο του δορυφόρου Cryosat-2 στη λειτουργία LRM είναι αρκετά εξελιγμένο ώστε να μεταβάλει το αποτύπωμα του παλμού στη γη, από έναν κύκλο ακτίνας 2km για συνθήκες απολύτως ήρεμης θαλάσσιας επιφάνειας σε έναν κύκλο ακτίνας 7km, ή και περισσότερο, για συνθήκες έντονα ταραγμένης θαλάσσιας επιφάνειας (Stenseng and Andersen, 2012) και χρησιμοποιεί πολύ εξελιγμένους αλγόριθμους εντοπισμού του επιστρεφόμενου HM παλμού.

4.2.2 Απαλοιφή των τροχιακών σφαλμάτων και ελαχιστοποίηση των ανωμαλιών της στάθμης της θάλασσας

Κατά το παρελθόν, ο βασικός σκοπός των διαφόρων τεχνικών επεξεργασίας των δεδομένων από αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας ήταν η απαλοιφή-ελαχιστοποίηση του τροχιακού σφάλματος καθώς αυτό ήταν αρκετά μεγάλο και είχε τη μεγαλύτερη συνεισφορά στο σύνολο των σφαλμάτων στις παρατηρήσεις ΣΣΘ. Το πρόβλημα στη μοντελοποίηση της τροχιάς ήταν η ασάφεια στο αρχικό διάνυσμα της θέσης του δορυφόρου η οποία εκδηλώνεται ως ένα σφάλμα κυρίαρχο στη μοναδιαία συχνότητα (μια φορά ανά περιστροφή) και επομένως στα πολύ μεγάλα μήκη κύματος (10.000km - 40.000km). Για την ελαχιστοποίηση αυτού του

²⁰ Στην διεθνή ορολογία αποδίδεται στα Αγγλικά ως: 'retracking' algorithm.

²¹ Η εκτίμηση ότι επηρεάζονται λιγότερο από φαινόμενο της 'μόλυνσης' με εδαφικές ανακλάσεις στηρίζεται στην μικρότερη κλίση που παρουσιάζουν οι γραμμές του μοντέλου $a \cdot x^b$ (ουσιαστικά ο μικρότερος όρος b). Η αύξηση της κλίσης της γραμμής πλησιάζοντας την ακτή εκφράζει την αύξηση του θορύβου εξαιτίας των εδαφικών ανακλάσεων.

τροχιακού σφάλματος, και για τοπικές εφαρμογές, η υιοθέτηση ενός ημιτονοειδούς ή ενός γραμμικού μοντέλου θεωρούνταν επαρκής για την μοντελοποίηση της γεωμετρικής μορφής του. Πλέον, αυτό το ανά περιστροφή τροχιακό σφάλμα είναι πολύ μικρό και τα σφάλματα προσδιορισμού των εφημερίδων της τροχιάς²² είναι πιο ακανόνιστα και οφείλονται κυρίως των δυνάμεων που ασκούνται πάνω στον δορυφόρο, ειδικά όταν εισέρχεται και όταν εξέρχεται από τη σκιά της Γης. Τα σφάλματα των τροχιών και των έξι αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας που εξετάστηκαν παραπάνω είναι αρκετά κάτω από το επίπεδο των 10cm ακόμα και για την παλαιότερη εξ' αυτών, την γεωδαιτική αποστολή του Geosat. Σε ότι αφορά τη συγκεκριμένη αποστολή, οι τροχιές έχουν υπολογιστεί εκ νέου με τη χρήση του μοντέλου βαρύτητας GGM02C (Tapley et al, 2005), βάσει των δεδομένων της αποστολής δορυφορικής βαθμιδομετρίας GRACE, και το σφάλμα τους εκτιμήθηκε στο επίπεδο των 5cm (Lillibridge et al, 2006). Αυτό το μέγεθος των τροχιακών σφαλμάτων είναι στις περισσότερες των περιπτώσεων αρκετά μικρότερο των διακυμάνσεων στις ΑΣΘ που υπάρχουν στις παρατηρήσεις ΣΣΘ κατά μήκος του προφίλ του τόξου ενός αλτιμετρικού δορυφόρου κατά τη διάβασή του από μια ευρεία περιοχή²³.

Οι παραπάνω διακυμάνσεις στις ΑΣΘ και τα σφάλματα της τροχιάς δεν έχουν απλή μορφή ώστε να εξαλειφθούν ή να ελαχιστοποιηθούν με την εφαρμογή ενός γραμμικού ή ενός απλού ημιτονοειδούς μοντέλου. Για το λόγο αυτό εξετάζονται τα αποτελέσματα στην προσαρμογή των τόξων, που δίνονται από την εφαρμογή ενός γραμμικού μοντέλου σε σχέση με τα αποτελέσματα που δίνονται από την εφαρμογή ενός πολωνυμικού μοντέλου υψηλού βαθμού. Στις παραπάνω περιπτώσεις εξετάζεται και η συνεισφορά της εισαγωγής βαρών στις παρατηρήσεις ΣΣΘ βάσει του εμπειρικού μοντέλου που εκτιμά την ακρίβειά της σε σχέση με την απόστασή της από την ακτή (όπως υπολογίστηκε στην προηγούμενη ενότητα 4.2.1.). Το πείραμα αυτό γίνεται προσαρμόζοντας τα τμήματα των τόξων που διέρχονται από την περιοχή στην προγενέστερη έκδοση της επιφάνειας της ΜΣΘ. Ως πολώνυμο υψηλού βαθμού χρησιμοποιείται μια τριγωνομετρική σειρά εννέα όρων:

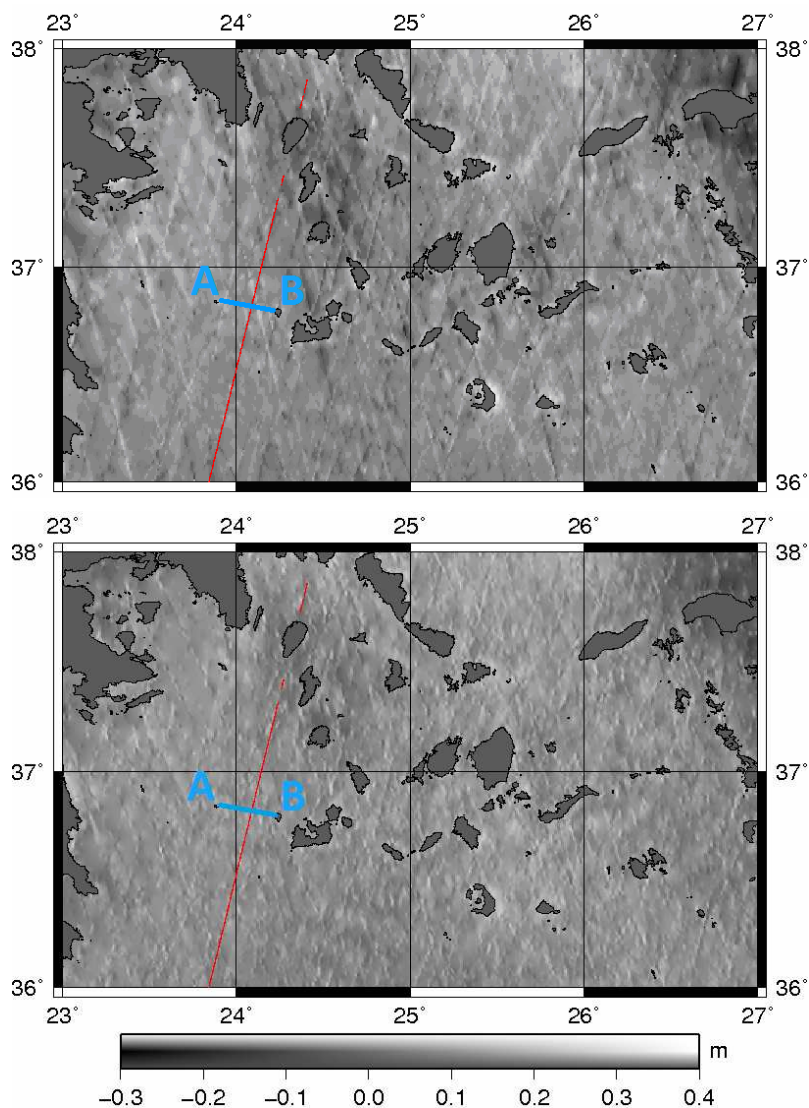
$$a_0 + \left(\sum_{k=1}^4 (a_k \cos(kx) + b_k \sin(kx)) \right) \quad (\text{Σχ.4.1})$$

Η ιδέα του αριθμού των χρησιμοποιούμενων τριγωνομετρικών όρων παρουσιάζεται σε επόμενο στάδιο, στην περιγραφή της στρατηγικής της ομογενοποίησης των παρατηρήσεων

²² Στην διεθνή ορολογία αποδίδεται στα Αγγλικά ως: *the orbital ephemeris errors*

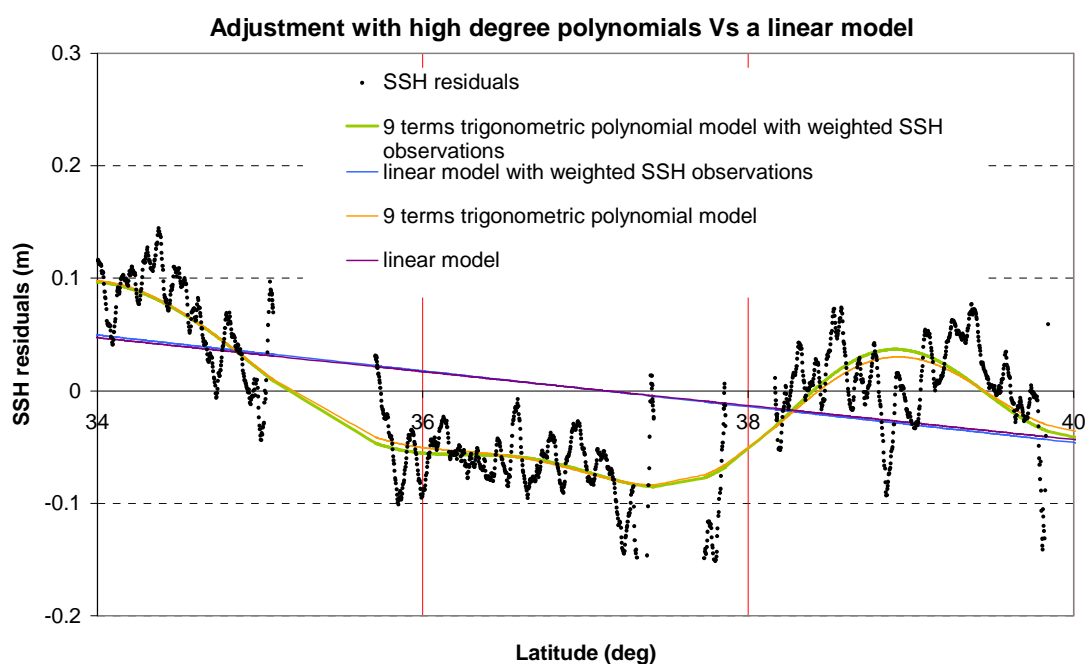
²³ Σε αντίθεση, με την περίπτωση της μελέτης που προηγήθηκε σχετικά με την μοντελοποίηση του θορύβου περιβάλλοντος στις παράκτιες ζώνες όπου το μήκος του προφίλ του τόξου ενός αλτιμετρικού δορυφόρου κατά τη διάβασή του είναι της τάξης των 20km, στην περίπτωση του υπολογισμού της επιφάνειας της ΜΣΘ (ακόμα και σε μια τοπική εφαρμογή όπως για τον Ελλαδικό χώρο) τα αντίστοιχα μήκη είναι της τάξης των 100km – 1000km. Οι διακυμάνσεις της ΑΣΘ στα μήκη 100km-1000km είναι σημαντικά μεγαλύτερες από ότι στα μήκη 0km-20km και κατά βάση μεγαλύτερες των τροχιακών σφαλμάτων που δεν ξεπερνούν τα 5cm.

ΣΣΘ (ενότητα 4.3.1). Η προσαρμογή ουσιαστικά αποσκοπεί στην ομογενοποίηση των παρατηρήσεων ΣΣΘ που προέρχονται από διαφορετικές αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας και σε διαφορετικές χρονικές στιγμές. Κατόπιν της προσαρμογής τους, με την εφαρμογή των επιλογών που περιγράφηκαν πριν (γραμμικό και πολυωνυμικό μοντέλο, με ή χωρίς απόδοση βάρους στις παρατηρήσεις), υπολογίζονται σε ορθογώνιο κανάβο οι τιμές των διαφορών $\Sigma\Sigma\theta_{adj}-M\Sigma\theta_{reg}$, οι οποίες και απεικονίζονται στη μορφή επιφανειών (εικ.4.4).



Εικ.4.4 Το σκιασμένο ανάγλυφο της επιφάνειας του ορθογώνιου κανάβου των διαφορών $\Sigma\Sigma\theta_{adj}-M\Sigma\theta_{reg}$ όταν η προσαρμογή των τόξων γίνεται (i) με την εφαρμογή ενός γραμμικού μοντέλου (πάνω), και (ii) με την τριγωνομετρική σειρά εννέα όρων (κάτω). Στην περίπτωση της προσαρμογής με την εφαρμογή του γραμμικού μοντέλου είναι εμφανής η παρουσία πολλών περιπτώσεων έντονων φαινομένων ‘εμφανών ιχνών’. Η κόκκινη γραμμή είναι το ίχνος του τόξου μιας διάβασης της γεωδαιτικής φάσης της αλτιμετρικής αποστολής του δορυφόρου ERS-1 για το οποίο απεικονίζεται το προφίλ των διαφορών $\Sigma\Sigma\theta_{adj}-M\Sigma\theta_{reg}$ στη συνέχεια (εικ.4.5). Επί του μπλε τόξου A-B, σχεδιάζεται εγκάρσια στο κόκκινο τροχιακό ίχνος τομή επί της οποίας παρουσιάζονται οι αντίστοιχες υψομετρικές ανωμαλίες $\Sigma\Sigma\theta_{adj}-M\Sigma\theta_{reg}$ (εικ.4.6).

Στις σχετικές εικόνες είναι εμφανής η ύπαρξη σχηματισμών γραμμικής μορφής οι οποίες συνδέονται ιδιαίτερα με τα ίχνη των τροχιών των δορυφόρων. Οι σχηματισμοί αυτοί είναι εντονότεροι για τα τμήματα των τόξων στα οποία η προσαρμογή δεν είναι τόσο επιτυχής, οπότε και οι τιμές των διαφορών $\Sigma\Sigma\theta_{adj}-M\Sigma\theta_{reg}$ είναι μεγαλύτερες, και αποτελούν το λεγόμενο ως φαινόμενο ‘εμφανούς ίχνους’²⁴. Προκειμένου να εξεταστεί εκτενέστερα η φύση αυτών των φαινομένων ‘εμφανών ίχνων’ εξετάζονται αναλυτικά οι εικόνες από τα προφίλ των διαφορών $\Sigma\Sigma\theta_{adj}-M\Sigma\theta_{reg}$ όπως αυτό που παρουσιάζεται στη συνέχεια και αφορά προφίλ κατά το μήκος του ίχνους μιας διάβασης της γεωδαιτικής φάσης της αλτιμετρικής αποστολής του δορυφόρου ERS-1 (εικ.4.5).



Εικ.4.5 Το προφίλ των διαφορών $\Sigma\Sigma\theta_{adj}-M\Sigma\theta_{reg}$ που δημιουργούν το φαινόμενο του ‘ορατού ίχνους’, επί του ίχνους της τροχιάς (που απεικονίζεται με κόκκινο χρώμα στην εικ.4.4) κατά τη διάβαση του δορυφόρου ERS-1. Είναι φανερές οι μεγάλες διαφορές στην περιοχή μεταξύ του 36^{ου} και του 38^{ου} παραλλήλου, που απεικονίζεται και στην εικ.4.4. Οι διαφορές στην προσαρμογή μεταξύ του γραμμικού μοντέλου και του τριγωνομετρικού μοντέλου 9 όρων φτάνουν μέχρι και τα 8cm. Σχετικά με την απόδοση βαρών στις παρατηρήσεις $\Sigma\Sigma\theta$ κατά την προσαρμογή φαίνεται ότι η συνεισφορά τους είναι σχετικά μικρή. Παρόλα αυτά, στην περίπτωση της προσαρμογής του τόξου με τη χρήση του τριγωνομετρικού μοντέλου 9 όρων είναι ορατές οι διαφορές μεταξύ της απόδοσης και της μη απόδοσης βαρών στις παρατηρήσεις, οι οποίες φτάνουν μέχρι και το 1.5cm.

Από την εξέταση αυτών των εικόνων είναι ορατή η ύπαρξη πολλών περιπτώσεων φαινομένων ‘εμφανών ίχνων’ μεσαίου μήκους κύματος. Σε ποιο βαθμό αυτά τα φαινόμενα μπορούν να αποδοθούν σε $\Delta\Sigma\theta$ ή και σε σφάλματα των καταγραφών των γεωφυσικών

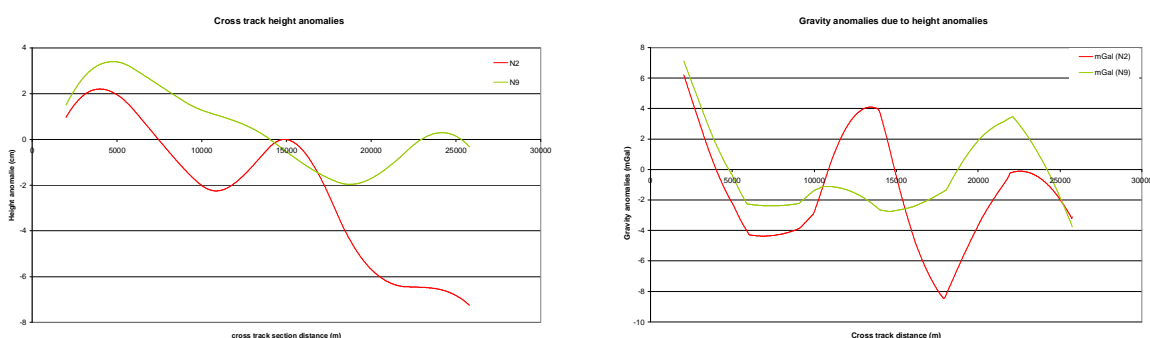
²⁴ Στην διεθνή ορολογία αποδίδεται στα Αγγλικά ως: ‘trackiness’ effect

δεδομένων GDR (σφάλματα τροχιάς και σφάλματα ραδιομετρικών διορθώσεων) είναι αντικείμενο παραπέρα ειδικής έρευνας κατά την οποία θα πρέπει να εξεταστούν συνδυαστικά με άλλες πηγές δεδομένων (πχ. σε σχέση με τα αποτελέσματα θαλάσσιας κυκλοφορίας και ΑΣΘ που προέρχονται από εξειδικευμένα ωκεανογραφικά μοντέλα). Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, γίνεται η παραδοχή ότι οι διαφορές αυτές είναι αποτέλεσμα των ΑΣΘ μεσαίου μήκους κύματος που υπάρχουν κατά το μήκος των προφίλ και θα πρέπει να ελαχιστοποιηθούν κατά την εφαρμογή της διαδικασίας της προσαρμογής των τόξων. Το πρόβλημα με το φαινόμενο των ‘εμφανών ιχνών’ είναι ότι κατά την μοντελοποίηση των επιφανειών της ΜΣΘ και του θαλάσσιου γεωειδούς εμφανίζεται και στις επιφάνειες αυτές αν δεν αντιμετωπιστεί κατάλληλα. Προκειμένου να εξαλειφθούν τα ψευδή χαρακτηριστικά που δημιουργούνται στις επιφάνειες της ΜΣΘ και του θαλάσσιου γεωειδούς, θα πρέπει οι επιφάνειες αυτές να περάσουν από ένα φίλτρο αποκοπής των μηκών κύματος που είναι ανάλογα με το μέγεθος του φαινομένου των ‘εμφανών ιχνών’. Από το παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι χρησιμοποιώντας ένα γραμμικό μοντέλο για την προσαρμογή των τόξων δημιουργείται η ανάγκη για την εφαρμογή ενός φίλτρου μεγαλύτερου εύρους, σε σχέση με το εύρος του φίλτρου που θα απαιτηθεί στην περίπτωση της υλοποίησης της προσαρμογής των τόξων με τη χρήση πολωνύμων υψηλού βαθμού, προκειμένου να εξαλειφθούν τα ψευδή χαρακτηριστικά που οφείλονται στο φαινόμενο των ‘εμφανών ιχνών’. Αντίθετα, η επιλογή ενός πολωνύμου υψηλού βαθμού στην διαδικασία της προσαρμογής επιτρέπει την διατήρηση σημαντικού μέρους του σήματος της επιφάνειας της ΜΣΘ και του θαλάσσιου γεωειδούς στα μικρότερα μήκη κύματος καθώς απαιτεί την εφαρμογή φίλτρου μικρότερου εύρους.

Σε αυτό το σημείο θα πρέπει να τονιστούν τα ακόλουθα σημεία (τα οποία παρουσιάζονται εκτενώς από τους Sandwell, 1992; Olgiaiti et al, 1995) σχετικά με το φαινόμενο των ‘εμφανών ιχνών’ και την καίρια σημασία του στον υπολογισμό του πεδίου τιμών των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα. Όπως ακριβώς παρουσιάζεται, όταν ο διαχωρισμός των ιχνών μεταξύ των διαδοχικών διαβάσεων των αλτιμετρικών δορυφόρων ελαττώνεται (στις γεωδαιτικές αποστολές ο διαχωρισμός αυτός είναι της τάξης των λίγων χιλιομέτρων), αυξάνεται η δυσκολία να πραγματοποιηθεί η προσαρμογή των προφίλ δίχως να παρουσιαστούν μεγάλες εγκάρσιες επί των ιχνών των τροχιών κλίσεις²⁵ στην υπολογιζόμενη επιφάνεια της ΜΣΘ. Αυτές οι εγκάρσιες επί των ιχνών των τροχιών κλίσεις της επιφάνειας της ΜΣΘ υποδηλώνουν το φαινόμενο των ‘εμφανών ιχνών’. Είναι γνωστό ότι η κλίση της επιφάνειας του γεωειδούς συνδέεται με το διάνυσμα της βαρύτητας και με την απόκλιση της κατακορύφου. Καθώς είναι γνωστή η σχέση που συνδέει την απόκλιση της κατακορύφου με την κατακόρυφη συνιστώσα της βαρύτητας μέσα από τον τύπο του Laplace, σημειώνεται ότι

²⁵ Στην διεθνή ορολογία αποδίδεται στα Αγγλικά ως: *cross-track gradients*

σφάλμα 1 μrad στην απόκλιση της κατακορύφου οδηγεί σε σφάλμα περίπου 1 mGal στον υπολογισμό της ανωμαλίας της βαρύτητας. Καθώς, στην κλίμακα των αποστάσεων των εγκάρσιων στα ίχνη κλίσεων, μπορεί να θεωρηθεί ότι η επιφάνεια της ΜΣΘ παρουσιάζει τις ίδιες κλίσεις με την επιφάνεια του θαλάσσιου γεωειδούς, ένα φαινόμενο ‘ορατού ίχνους’, το οποίο αντιστοιχεί σε ένα υψομετρικό σφάλμα στην επιφάνεια της ΜΣΘ της τάξης των 5cm σε εγκάρσια στο ίχνος της τροχιάς απόσταση 5km, θα δημιουργήσει ένα σφάλμα της τάξης των 10 μrad στις κλίσεις της επιφάνειας του θαλάσσιου γεωειδούς επί του αναπτύγματος του ‘εμφανούς ίχνους’ (εικ.4.4 & 4.6). Αυτό σημαίνει ότι η κακή προσαρμογή ενός τόξου, που δημιουργεί το εν λόγω ‘ορατό ίχνος’ στην επιφάνεια της ΜΣΘ, εισαγάγει ένα σφάλμα της τάξης των 9.8mGal επί του ‘εμφανούς ίχνους’.



Εικ.4.6 Αριστερά, η επί του μπλε τόξου A-B (εικ.4.4) εγκάρσια τομή της επιφάνειας του ορθογώνιου κανάβου των διαφορών $\Sigma\Sigma\theta_{adj}-M\Sigma\theta_{reg}$ όταν η προσαρμογή των τόξων γίνεται (i) με την εφαρμογή ενός γραμμικού μοντέλου (N2, κόκκινο χρώμα), και (ii) με την τριγωνομετρική σειρά εννέα όρων (N9, πράσινο χρώμα). Δεξιά, το διάγραμμα των αντίστοιχων εγκάρσιων τομών για τις τιμές των ανωμαλιών της βαρύτητας που θα προκληθούν κατά περίπτωση προσαρμογής των τόξων με το γραμμικό μοντέλο ή με την τριγωνομετρική σειρά εννέα όρων. Από τα διαγράμματα, γίνεται αντιληπτή η συνεισφορά της προσαρμογής των τόξων με πολυώνυμα πολλών όρων στην ελαχιστοποίηση του φαινομένου των ‘εμφανών ίχνων’ ειδικά στο πεδίο των τιμών ανωμαλιών ελευθέρου αέρα που υπολογίζεται.

4.2.3 Απόδοση βαρών στις παρατηρήσεις $\Sigma\Sigma\theta$ από αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας

Μέχρι αυτό το σημείο έχει περιγραφεί η διαδικασία με την οποία αποδίδονται βάρη στις παρατηρήσεις $\Sigma\Sigma\theta$ των αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας με βάση την απόσταση της παρατήρησης από την ακτογραμμή, περιγράφοντας ουσιαστικά την ευαισθησία του κάθε αλτιμέτρου στις εδαφικές αντανάκλασεις. Επίσης, επισημάνθηκε ότι κατά την διαδικασία της προσαρμογής των τόξων η χρήση ενός πολυωνυμικού μοντέλου υψηλού βαθμού αποδίδει καλύτερα από ένα γραμμικό μοντέλο στην μείωση του τροχιακού σφάλματος και των κατά το μήκος του ίχνους $\Delta\Sigma\theta$, και επομένως στην μείωση της επίδρασής τους στο φαινόμενο των

‘ορατών ίχνών’. Παρόλα αυτά, μετά την προσαρμογή η τιμή της τυπικής απόκλισης των υπολειπόμενων διαφορών $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}$ - $M\Sigma\Theta_{reg}$ μπορεί να διαφέρει ακόμα και κατά δυο με τρεις φορές για δυο διαδοχικά παράλληλα τμήματα τόξου (με διαχωρισμό ελάχιστων μόνο χιλιομέτρων) της ίδιας αποστολής δορυφορικής αλτιμετρίας. Αυτές οι διαφορές στις τιμές των τυπικών αποκλίσεων μεταξύ των δυο διαδοχικών, παράλληλων και σχεδόν πανομοιότυπων (εφόσον προέρχονται από την ίδια δορυφορική αποστολή) τμημάτων τόξου δεν μπορούν να αποδοθούν στο φαινόμενο της ‘μόλυνσης’ του ΗΜ παλμού με εδαφικές αντανάκλασεις καθώς οι παρατηρήσεις των σχεδόν πανομοιότυπων τμημάτων τόξων πρέπει να εμφανίζουν παρόμοια ποσά θορύβου. Από τη στιγμή που θεωρείται ότι οι κατά το μήκος του ίχνους ΑΣΘ έχουν απομακρυνθεί σε ικανοποιητικό βαθμό με τη χρήση του πολυωνυμικού μοντέλου, οι υπολειπόμενες διαφορές δεν μπορούν να σχετιστούν με κάποιον από τους παράγοντες που έχουν εξεταστεί έως τώρα. Για το λόγο αυτό μπορούν να θεωρηθούν ως εναπομένον μη μοντελοποιημένος θόρυβος στις παρατηρήσεις των προσαρμοσμένων τμημάτων τόξων. Αυτός ο θόρυβος πιθανόν να μπορεί να συσχετιστεί με τις διαφορές στην κατάσταση της επιφάνειας της θάλασσας (διαφορές στο σημαντικό ύψος κύματος, στον άνεμο, στο ποσοστό υγρασίας κατά τις διαβάσεις που πραγματοποιήθηκαν σε διαφορετικό χρόνο) και σε μη μοντελοποιημένες παλίρροιες.

Όταν υλοποιείται η παρεμβολή σε ορθογώνιο κάναβο τιμών αυτών των παρατηρήσεων $\Sigma\Sigma\Theta_{adj}$, με σκοπό τη μοντελοποίηση της επιφάνειας της ΜΣΘ, είναι χρήσιμο να έχει αποδοθεί βάρος σε κάθε παρατήρηση καθώς αυτό θα βοηθήσει την μοντελοποίηση της επιφάνειας της ΜΣΘ με βάση τις πιο αξιόπιστες παρατηρήσεις (που περιέχουν τον λιγότερο θόρυβο). Αυτό βοηθά τον αλγόριθμο παρεμβολής σε ορθογώνιο κάναβο να είναι λιγότερο ευπαθής τόσο σε άστοχες παρατηρήσεις όσο και σε παρατηρήσεις κακής ποιότητας. Έχοντας διαθέσιμο το μοντέλο που περιγράφει την τυπική απόκλιση της παρατήρησης std_R σε σχέση με την απόσταση από την ακτή για το αλτίμετρο k της κάθε δορυφορικής αποστολής, και την χαρακτηριστική τιμή της τυπικής απόκλισης του εναπομένοντος μη μοντελοποιημένου θορύβου των παρατηρήσεων κάθε τμήματος τόξου j , std_{arc} , το βάρος w_i της κάθε μιας παρατήρησης $\Sigma\Sigma\Theta_i$ δίνεται από τη σχέση:

$$w_i = \frac{1}{\sqrt{std_R^2 + std_{arc}^2}} = \frac{1}{\sqrt{(a \cdot x^{r(i)})_k^2 + std_{arc(j)}^2}} \quad (\Sigma\chi.4.2)$$

Όπου $(a \cdot x^{r(i)})_k$ είναι ο θόρυβος του k αλτιμέτρου στην παρατήρηση $\Sigma\Sigma\Theta_i$ σε σχέση με την απόστασή $r(i)$ του σημείου i της παρατήρησης από την ακτή.

4.3 Μοντελοποίηση της επιφάνειας της ΜΣΘ

Η αξιοποίηση δεδομένων από πολλαπλές αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας, και ειδικά ο συνδυασμός αποστολών ακριβούς επαναληπτικής τροχιάς ERM με γεωδαιτικές αποστολές/φάσεις GM/GP, παρέχει ένα μεγάλο πλεονέκτημα καθώς προσφέρει υψηλότερη χωρική ανάλυση και μεγαλύτερη κάλυψη από ότι η χρήση δεδομένων από μια μόνο αποστολή. Αυτό το πλεονέκτημα είναι κρίσιμο για τον υπολογισμό της επιφάνειας της ΜΣΘ και του θαλάσσιου γεωειδούς αλλά η αξιοποίηση δεδομένων από πολλαπλές αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας εισαγάγει μια σειρά προβλημάτων εξαιτίας των διαφορετικών προδιαγραφών και χαρακτηριστικών της κάθε αποστολής. Αν αγνοηθεί η ύπαρξη του θορύβου (περιβάλλοντος και λευκού) στις παρατηρήσεις ΣΣΘ, οι διαφορές που παρατηρούνται στα σημεία των διασταυρώσεων, αντιστοιχούν σε τροχιακά σφάλματα, τα οποία εμπεριέχουν τα σφάλματα των μοντέλων του πεδίου βαρύτητας της Γης που χρησιμοποιήθηκαν στον υπολογισμό των τροχιών, καθώς και σε μεταβολές της στάθμης της θάλασσας στις διαφορετικές χρονικές στιγμές των παρατηρήσεων ΣΣΘ. Οι διαφορές στις διασταυρώσεις πολλαπλών αποστολών ελαχιστοποιούνται με τον προσδιορισμό των σφαλμάτων των τροχιών μεταξύ όλων των αποστολών (πχ με από κοινού συνόρθωση διασταυρώσεων όλων των αποστολών) ή προσαρμόζοντας τις αποστολές με τις λιγότερο ακριβείς τροχιές χρησιμοποιώντας την αποστολή με την υψηλότερη ακρίβεια ως αποστολή αναφοράς. Αυτό γίνεται για αποστολές που δεν έχουν αρκετή ακρίβεια στον καθορισμό της τροχιάς καθώς και για την αφαίρεση ψευδών τάσεων και διαφορών που υπάρχουν μέσα στην αποστολή αναφοράς. Επιπλέον, κάθε αποστολή αλτιμετρίας έχει διαφορετική χρονική κάλυψη και αναφέρεται σε διαφορετική χρονική περίοδο ή εποχή²⁶. Εξαιτίας της ύπαρξης αποκλίσεων στη στάθμη της θάλασσας μεταξύ διαφορετικών εποχών, οι παρατηρήσεις όλων των αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας θα πρέπει να ενοποιηθούν σε μια κοινή εποχή. Αυτό είναι δυνατό με τη εύρεση και την αφαίρεση των διαφορών στη στάθμη των παρατηρήσεων ΣΣΘ της κάθε δορυφορικής αποστολής σε σχέση με την δορυφορική αποστολή αναφοράς που έχει επιλεγεί και καθορίζει και την εποχή. Σε μια τέτοια περίπτωση, η αποστολή ERM, η οποία έχει την μεγαλύτερη χρονική κάλυψη, προτιμάται να οριστεί ως αποστολή αναφοράς, καθώς προσφέρει την καλύτερη εκτίμηση στον υπολογισμό της ΜΣΘ λόγω του μεγαλύτερου χρονικού εύρους και της επαναληπτικότητας των παρατηρήσεων ΣΣΘ κατά το μήκος των ιχνών των επαναληπτικών διαβάσεων της. Η επιφάνεια της ΜΣΘ που προκύπτει με αυτό τον τρόπο αναφέρεται στην ίδια χρονική περίοδο (ή εποχή) με αυτή της δορυφορικής αποστολής αναφοράς και είναι αντιπροσωπευτική για αυτή την περίοδο.

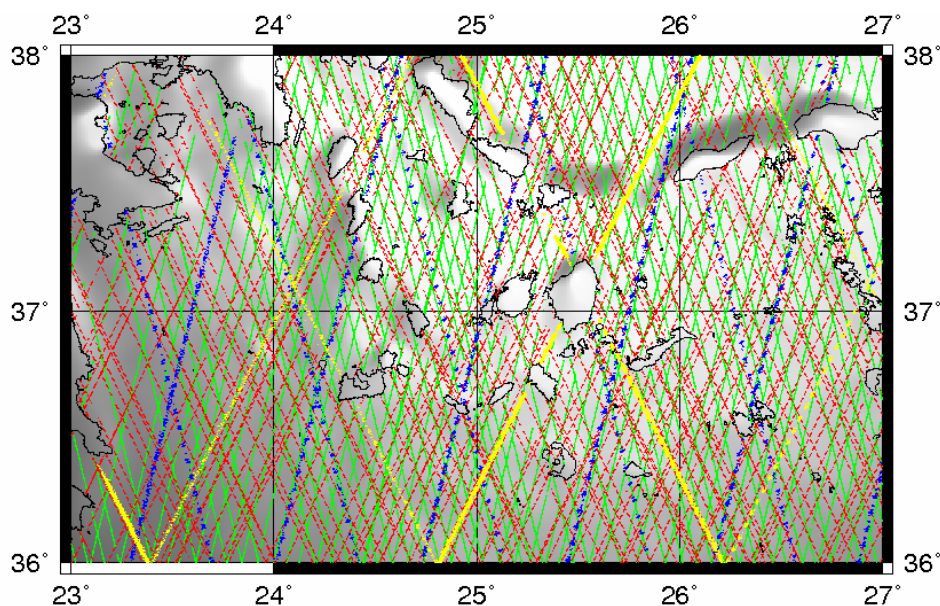
²⁶ Με τον όρο εποχή αποδίδεται ο όρος epoch που στην διεθνή ορολογία στα Αγγλικά αντιστοιχεί στη χρονική περίοδο αναφοράς.

4.3.1 Η στρατηγική της ομογενοποίησης των παρατηρήσεων ΣΣΘ με τη χρήση της τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής τόξων

Στο τρίτο κεφάλαιο, παρουσιάστηκε αναλυτικά η συνόρθωση των αλτιμετρικών παρατηρήσεων στις διασταυρώσεις των τροχιακών ιχνών και η μεθοδολογία της στιχοποίησης και συγγραμμικής επεξεργασίας. Αυτές είναι οι πιο κοινές τεχνικές που χρησιμοποιούνται για την ελαχιστοποίηση των διαφορών που εντοπίζονται στις αλτιμετρικές παρατηρήσεις ΣΣΘ εξαιτίας των σφαλμάτων στις τροχιές, των μεταβολών στη στάθμη της θάλασσας και, σε ένα μικρότερο βαθμό, εξαιτίας της επίδρασης σφαλμάτων που προκλήθηκαν από τις γεωφυσικές παραμέτρους που εφαρμόστηκαν στο στάδιο της προεπεξεργασίας των δεδομένων (Rummel, 1993; Knudsen, 1992). Κατά την εφαρμογή της τεχνικής της συνόρθωσης στις διασταυρώσεις για τοπικές μελέτες, είναι επιθυμητό να επιλέγεται μια περιοχή σε σχήμα ρόμβου, η οποία οριοθετείται μεταξύ των ιχνών δυο ανερχόμενων και δυο κατερχόμενων διαβάσεων του δορυφόρου (Rummel, 1993). Η ύπαρξη μιας τέτοιας περιοχής σε σχήμα ρόμβου δεν είναι πάντα εφικτή ειδικά σε περιοχές με περίπλοκες ακτογραμμές. Επιπλέον, κατά τη συνόρθωση του τμήματος ενός τόξου, στην περίπτωση κατά την οποία η πλειονότητα των σημείων διασταύρωσης συγκεντρώνεται στο ένα άκρο του τμήματος του τόξου, η διαδικασία της συνόρθωσης βάσει των παρατηρούμενων διαφορών στις διασταυρώσεις μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένη εκτίμηση των παραμέτρων (πολωμένων στην πλευρά του τμήματος του τόξου που συγκεντρώνονται οι διασταυρώσεις) και συνεπώς σε μια κακή προσαρμογή στο μέρος του τμήματος τόξου που έχει τη μικρότερη πυκνότητα σε σημεία διασταυρώσεων. Από την άλλη, η τεχνική της στιχοποίησης δεν έχει αντίστοιχα προβλήματα, καθώς επεξεργάζεται συγγραμμικά τις παρατηρήσεις ΣΣΘ σχεδόν αλληλεπικαλυπτόμενων τμημάτων τόξων και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του μέσου προφίλ παρατηρήσεων στάθμης θάλασσας επί του μέσου τμήματος του τόξου. Παρά το μεγάλο αυτό πλεονέκτημα, η εφαρμογή της τεχνικής της στιχοποίησης είναι εφικτή μόνο για τις αποστολές ERM, οι οποίες ωστόσο δεν προσφέρουν πυκνή χωρική κάλυψη. Στην παρούσα διατριβή υπολογίστηκε μια νέα τοπική επιφάνεια της ΜΣΘ βάσει μιας στρατηγικής που αναπτύχθηκε για την ομογενοποίηση των παρατηρήσεων ΣΣΘ με τη χρήση της λεγόμενης ‘τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων’. Η στρατηγική αυτή λαμβάνει υπόψη της την έρευνα που παρουσιάστηκε στις προηγούμενες ενότητες σχετικά με την επεξεργασία των παρατηρήσεων ΣΣΘ, καθώς και τους παραπάνω προβληματισμούς σχετικά με την περίπλοκη γεωμετρία και την πολυπλοκότητα της θαλάσσιας κυκλοφορίας στο Αιγαίο Πέλαγος.

Κατά την υλοποίηση της τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων αξιοποιούνται οι μακροχρόνιες συνεχείς παρατηρήσεις των αλτιμετρικών αποστολών ERM των δορυφόρων

Jason-1 και Envisat για την ανάπτυξη ενός πλαισίου αναφοράς, και οι παρατηρήσεις υψηλής χωρικής πυκνότητας της γεωδαιτικής αποστολής του δορυφόρου Geosat και της γεωδαιτικής φάσης του δορυφόρου ERS-1 για την ενίσχυση της χωρικής ανάλυσης της υπολογιζόμενης επιφάνειας της ΜΣΘ (εικ.4.7).



Εικ.4.7 Η κατανομή των παρατηρήσεων ΣΣΘ των αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της τοπικής επιφάνειας της ΜΣΘ σε τμήμα της περιοχής της μελέτης. Οι αποστολές ERM του αλτιμετρικού δορυφόρου Jason-1 (κίτρινο χρώμα) και του δορυφόρου Envisat (μπλε χρώμα) υλοποιούν το πλαίσιο αναφοράς της επιφάνειας της ΜΣΘ, ενώ η γεωδαιτική αποστολή του αλτιμετρικού δορυφόρου Geosat (κόκκινο χρώμα) και η γεωδαιτική φάση του αλτιμετρικού δορυφόρου ERS-1 (πράσινο χρώμα) ενισχύουν την χωρική ανάλυση της επιφάνειας της ΜΣΘ.

Ως αποστολή αναφοράς επιλέχθηκε η αποστολή ERM του δορυφόρου Jason-1 καθώς προσφέρει από τη μια υψηλή ακρίβεια στον προσδιορισμό της τροχιάς, και από την άλλη τη μεγαλύτερη περίοδο συνεχών παρατηρήσεων. Επιπλέον, τόσο η προγενέστερη αποστολή ERM του δορυφόρου TOPEX/Poseidon, όσο και η μεταγενέστερη αποστολή ERM του δορυφόρου Jason-2, έχουν παρόμοια χαρακτηριστικά και ακολουθούν τις ίδιες ακριβώς τροχιές. Το γεγονός αυτό είναι κρίσιμο καθώς επιτρέπει μελλοντικά την ευκολότερη χρονική επέκταση των λύσεων, τόσο με προγενέστερα όσο και με μεταγενέστερα δεδομένα, υλοποιώντας ένα πλαίσιο αναφοράς συνεχών παρατηρήσεων ΣΣΘ επί των ίδιων διαβάσεων από το 1992. Σε ότι αφορά τις αποστολές ERM των δορυφόρων Jason-1 και Envisat, υλοποιείται χωριστά για κάθε αποστολή ένα δίκτυο από αλτιμετρικά προφίλ της ΜΣΘ. Κάθε αλτιμετρικό προφίλ της ΜΣΘ υπολογίζεται σε σημεία της επιφάνειας της θάλασσας επί του ίχνους της κάθε ανερχόμενης ή της κάθε κατερχόμενης διάβασης του δορυφόρου. Στο κάθε σημείο αντιστοιχεί η τιμή του μέσου όρου των κοντινότερων, επαναλαμβανόμενων και

σχεδόν αλληλεπικαλυπτόμενων παρατηρήσεων ΣΣΘ του συνόλου των τμημάτων των τόξων που αντιστοιχούν στην εν λόγω διάβαση. Ο υπολογισμός γίνεται με την παραδοχή ότι όλες οι παρατηρήσεις ΣΣΘ έχουν το ίδιο βάρος, καθώς δεν έχει ιδιαίτερο νόημα η χρήση βαρών στην διαδικασία υπολογισμού της τιμής του μέσου όρου από επαναληπτικές και αλληλεπικαλυπτόμενες (σχεδόν επί των ίδιων σημείων) παρατηρήσεις του ίδιου αλτιμέτρου.

Η διαδικασία υπολογισμού του μέσου όρου ουσιαστικά χρησιμοποιείται προκειμένου να εξαιρεθούν (i) οι επιδράσεις στη μεταβολή της στάθμης της θάλασσας από τα περισσότερα περιοδικά φαινόμενα, των οποίων η περίοδος είναι μικρότερη από το χρονικό διάστημα που καλύπτουν οι διαθέσιμες παρατηρήσεις ΣΣΘ, και (ii) τα τροχιακά σφάλματα. Έτσι, το δίκτυο των αλτιμετρικών προφίλ της ΜΣΘ που σχηματίζεται για την κάθε δορυφορική αποστολή, αντιπροσωπεύει την τοπική ΜΣΘ για τη χρονική περίοδο κατά την οποία πραγματοποιήθηκαν οι παρατηρήσεις κατά τις επαναληπτικές διαβάσεις της κάθε αποστολής ERM. Από τη στιγμή που η αποστολή δορυφορικής αλτιμετρίας Jason-1 ορίζεται ως η αποστολή αναφοράς, το δίκτυο από τα αλτιμετρικά προφίλ της ΜΣΘ της αποστολής ERM του δορυφόρου Envisat προσαρμόζεται στο αντίστοιχο δίκτυο της αποστολής ERM του δορυφόρου Jason-1. Η προσαρμογή υλοποιείται για το κάθε αλτιμετρικό προφίλ ΜΣΘ του δικτύου του Envisat με μια απλή μετατόπιση (shift), έπειτα από την αφαίρεση της μέσης τιμής των διαφορών που υπολογίζονται στα σημεία της διασταύρωσής του με τα αλτιμετρικά προφίλ ΜΣΘ του δικτύου του Jason-1. Με αυτόν τον τρόπο τα δίκτυα από αλτιμετρικά προφίλ της ΜΣΘ των δυο αποστολών ομογενοποιούνται, δημιουργώντας ένα κοινό δίκτυο από συμβατά αλτιμετρικά προφίλ ΜΣΘ το οποίο παρέχει πυκνότερη χωρική κάλυψη στην περιοχή της μελέτης από την κάλυψη που θα πρόσφερε μόνο μια από τις αποστολές ERM. Αυτό το ομογενοποιημένο κοινό δίκτυο αλτιμετρικών προφίλ ΜΣΘ ορίζει το πλαίσιο αναφοράς²⁷ πάνω στο οποίο ανάγονται όλα τα άλλα αλτιμετρικά προφίλ της γεωδαιτικής αποστολής του Geosat και της γεωδαιτικής φάσης της αποστολής του ERS-1. Η αναγωγή πραγματοποιείται για το αλτιμετρικό προφίλ του κάθε τμήματος τόξου με μια απλή μετατόπιση (shift), έπειτα από την αφαίρεση της μέσης τιμής των διαφορών που υπολογίζονται στα σημεία της διασταύρωσής του με τα ομογενοποιημένα προφίλ ΜΣΘ του πλαισίου αναφοράς. Ουσιαστικά, η διαδικασία αυτή έχει ως αποτέλεσμα μια υπολογιστικά γρήγορη ομογενοποίηση των αλτιμετρικών δεδομένων των διαθέσιμων δορυφορικών αποστολών, αποφεύγοντας την εκτέλεση μιας μεγάλης συνόρθωσης διασταυρώσεων

²⁷ Το πλαίσιο αναφοράς ουσιαστικά είναι το 'datum' του μοντέλου της τοπικής επιφάνειας της ΜΣΘ καθώς ορίζει την εποχή (περίοδο παρατηρήσεων) και τα ύψη της ΜΣΘ επί ενός βασικού δικτύου. Τα δε ύψη αναφέρονται ως προς το Ε.Ε.Π. που χρησιμοποιεί η αποστολή δορυφορικής αλτιμετρίας Jason-1 η οποία ορίστηκε ως η βασική αποστολή αναφοράς. Βάση της αποστολής αυτής ορίζεται άλλη μια κρίσιμη παράμετρος που αφορά το πλαίσιο αναφοράς της επιφάνειας της ΜΣΘ, η τιμή της παγκόσμιας ατμοσφαιρικής πίεσης αναφοράς της (στην τιμή αυτής της ατμοσφαιρικής πίεσης ανάγονται οι αλτιμετρικές παρατηρήσεις όλων των αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας - inverse barometer effect).

πολλαπλών αποστολών με περίπλοκα σχήματα συνδυασμού διασταυρώσεων μεταξύ τμημάτων τόξων ανερχόμενων και κατερχόμενων διαβάσεων και μεταξύ ζευγαριών διαφορετικών δορυφορικών αποστολών.

Στο επόμενο βήμα, το σύνολο των δεδομένων των ομογενοποιημένων αλτιμετρικών προφίλ ΜΣΘ όλων των δορυφορικών αποστολών χρησιμοποιείται προκειμένου να δημιουργηθεί μια ενδιάμεση επιφάνεια της ΜΣΘ. Η ενδιάμεση επιφάνεια ΜΣΘ υπολογίζεται σε δυο σκέλη. Στο πρώτο σκέλος υπολογίζεται το αποτέλεσμα της παρεμβολής των δεδομένων των ομογενοποιημένων τιμών ΜΣΘ σε ορθογώνιο κάναβο τιμών κάνοντας χρήση ενός αλγόριθμου προσαρμογής μιας καμπύλης επιφάνειας υπό τάση (Smith and Wessel, 1990). Στο δεύτερο σκέλος, καθώς η επιφάνεια που παράχθηκε περιέχει αρκετό θόρυβο στα μικρά και στα μεσαία μήκη κύματος, εφαρμόζεται σε αυτή ένα Gaussian φίλτρο πλήρους πλάτους 120km χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο *grdfilter* της συλλογής αλγορίθμων GMT (Generic Mapping Tools, Wessel & Smith, 2012). Ο θόρυβος που εξαλείφεται με το φίλτρο ουσιαστικά θα μπορούσε να αποδοθεί σε εναπομείναντα αλτιμετρικό θόρυβο, σε ΑΣΘ στα μεσαία και στα μεγάλα μήκη κύματος και σε περιπτώσεις τμημάτων των τόξων που η προσαρμογή τους ήταν ανεπαρκής. Η διαδικασία αυτή αποδίδει μια ομαλή επιφάνεια αναφοράς της ΜΣΘ, MSS_{ref} , η οποία μπορεί να θεωρηθεί ως μια υλοποίηση χαμηλής ανάλυσης της τοπικής επιφάνειας της ΜΣΘ. Η επιφάνεια αναφοράς MSS_{ref} χρησιμοποιείται για την προσαρμογή των προφίλ παρατηρήσεων ΣΣΘ των τμημάτων των τόξων των αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας σε ένα σχήμα επαναληπτικών προσεγγίσεων της τοπικής ΜΣΘ. Για κάθε ένα τμήμα τόξου j υπολογίζονται οι διαφορές:

$$\Delta_{t,j} = SSH_{t,j} - MSS_{ref} \quad (\Sigma\chi.4.3)$$

όπου $SSH_{t,j}$ είναι η σημειακή τιμή της ΣΣΘ η οποία παρατηρείται από το αλτίμετρο τη χρονική στιγμή t κατά τη διάβαση του δορυφόρου από το τμήμα του τόξου j , και MSS_{ref} είναι η τιμή του ύψους της επιφάνειας αναφοράς της ΜΣΘ όπως υπολογίζεται με παρεμβολή στο σημείο της παρατήρησης. Με βάση τις τιμές των στατιστικών παραμέτρων της μέσης τιμής $mean_j$ και της τυπικής απόκλισης std_j των διαφορών $\Delta_{t,j}$ που υπολογίζονται για κάθε j τμήμα τόξου, απορρίπτονται ως ‘ψευδείς’ όσες από τις κατά το μήκος του τμήματος του τόξου j

παρατηρήσεις $SSH_{t,j}$ δεν πληρούν το ακόλουθο κριτήριο ορίων:

$$mean_j - a \cdot std_j \leq \Delta_{t,j} \leq mean_j + a \cdot std_j \quad (\Sigma\chi.4.4)$$

όπου a μια τιμή που καθορίζει το εύρος των ορίων και λαμβάνεται συνήθως ίση με δυο.

Επίσης, είναι δυνατόν να απορριφθεί ένα τμήμα τόξου j εάν η τιμή της τυπικής απόκλισης std_j των διαφορών $\Delta_{t,j}$ του είναι μεγαλύτερη από μια μέγιστη αποδεκτή τιμή ως προβληματικό για να συμμετάσχουν οι παρατηρήσεις του στην διαδικασία υπολογισμού της ΜΣΘ. Οι διαφορές $\Delta_{t,j}$ που υπολογίζονται για κάθε τμήμα τόξου j μπορούν να προσεγγιστούν από ένα μοντέλο παλινδρόμησης:

$$y = f(x) + e \quad (\text{Σχ.4.5})$$

σε ένα σχήμα προσαρμογής με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων με βάρη στις παρατηρήσεις (εφόσον αυτά είναι διαθέσιμα), όπου $f(x)$ μπορεί να είναι ένα απλό γραμμικό μοντέλο ή πιο σύνθετη συνάρτηση. Ως μοντέλο $f(x)$ για την προσαρμογή στην περίπτωση της παρούσας διατριβής επιλέχθηκε ένα τριγωνομετρικό πολυώνυμο (Fourier) με τρεις όρους κάνοντας χρήση του αλγορίθμου trend1d από τη συλλογή αλγορίθμων GMT (Huber, 1964; Menke, 1989; Wessel & Smith, 2012). Οι παρατηρήσεις ΣΣΘ που προσαρμόστηκαν στην επιφάνεια MSS_{ref} με αυτό τον τρόπο σχηματίζουν μια νέα βάση δεδομένων ομογενοποιημένων αλτιμετρικών προφίλ ΜΣΘ, από την οποία υπολογίζεται μια νέα επιφάνεια αναφοράς MSS_{ref} υψηλότερης ανάλυσης από την προηγούμενη. Η υψηλότερη ανάλυση της νέας επιφάνειας αναφοράς επιτυγχάνεται καθώς η ομογενοποίηση της βάσης δεδομένων είναι καλύτερη (κάτι που επιτρέπει την εφαρμογή ενός φίλτρου μικρότερου εύρους) λόγω της προσαρμογής των τμημάτων των τόξων με τη χρήση του πολυωνύμου τριών όρων έναντι του ενός όρου (απλή αφαίρεση της διαφοράς) που χρησιμοποιήθηκε στην ομογενοποίηση της βάσης δεδομένων της πρώτης επιφάνειας αναφοράς. Κατά την εφαρμογή αυτού του σχήματος επαναληπτικών προσεγγίσεων της τοπικής ΜΣΘ, η ανάλυση κάθε νέας επιφάνειας αναφοράς MSS_{ref} αυξάνεται, όπως και το πλήθος των όρων του μοντέλου παλινδρόμησης που χρησιμοποιείται για την προσαρμογή των τμημάτων των τόξων, έως ότου δυο διαδοχικές λύσεις της επιφάνειας αναφοράς MSS_{ref} είναι πρακτικά οι ίδιες (πχ η τυπική απόκλιση των μεταξύ τους διαφορών είναι μικρότερη ενός επιθυμητού μεγέθους).

Θα πρέπει να επισημανθεί ένα σημείο, το οποίο απαιτεί προσοχή κατά την εφαρμογή του σχήματος των επαναληπτικών προσεγγίσεων: καθώς το μήκος των τμημάτων των τόξων που διατρέχουν μια περιοχή δεν είναι το ίδιο, θα πρέπει να ληφθεί υπόψη ότι η εφαρμογή ενός πολυωνύμου πολλών όρων σε ένα τμήμα τόξου μικρού μήκους θα οδηγήσει σε παραποίηση και αφαίρεση πραγματικού σήματος από τις παρατηρήσεις του. Αυτό γίνεται καθώς οι διακυμάνσεις των διαφορών $\Delta_{t,j}$, εκτός από το σήμα των τροχιακών σφαλμάτων και των ΑΣΘ που επιθυμούμε να αφαιρέσουμε με την προσαρμογή του πολυωνύμου, περιέχουν και σήμα της ΜΣΘ στα μήκη κύματος που παραμένουν μετά από την αφαίρεση του σήματος της επιφάνειας MSS_{ref} (υπολειπόμενα μήκη κύματος). Έτσι, οι πολλοί όροι του μοντέλου

παλινδρόμησης θα εξομαλύνουν πλήρως τις λίγες διακυμάνσεις που περιέχονται σε ένα μικρού μήκους τμήμα τόξου, εξαναγκάζοντας έτσι τις προσαρμοσμένες παρατηρήσεις $SSH_{i,j}$ να υιοθετήσουν τις τιμές της επιφάνειας MSS_{ref} και οδηγώντας σε απώλεια πραγματικού σήματος στα υπολειπόμενα μήκη κύματος. Για τον λόγο αυτό, το μικρότερο μήκος κύματος που εξομαλύνεται από το μοντέλο θα πρέπει να είναι αρκετά μεγαλύτερο από το ελάχιστο μήκος του σήματος της ΜΣΘ που περιέχει η επιφάνεια MSS_{ref} . Επομένως, προκειμένου να αποφευχθούν τέτοια φαινόμενα παραποίησης, θα πρέπει να είναι γνωστό ποια είναι τα μήκη κύματος που εξομαλύνονται από το μοντέλο και ποιο είναι το ελάχιστο μήκος κύματος που χρειάζεται να προσαρμοστεί κατά την επανάληψη (loop). Σε αυτό το σημείο το (τριγωνομετρικό) μοντέλο παλινδρόμησης Fourier είναι καταλληλότερο, από ένα απλό πολυωνυμικό μοντέλο, καθώς ο υψηλότερος τριγωνομετρικός όρος (υψηλότερη συχνότητα) που το συνθέτει συνδέεται άμεσα με το ελάχιστο μήκος κύματος που μπορεί να εξομαλύνει για τμήμα τόξου δεδομένου μήκους. Ένας πρακτικός κανόνας που μπορεί να ακολουθηθεί για τον υπολογισμό του μέγιστου πλήθους n των όρων του τριγωνομετρικού μοντέλου που μπορούν να εφαρμοστούν σε ένα τμήμα τόξου μήκους l κατά την προσαρμογή σε επιφάνεια MSS_{ref} με ελάχιστο μήκος κύματος w (ίσο με το πλάτος του Gaussian φίλτρου που εφαρμόστηκε για την εξομάλυνσή της) είναι:

$$n \leq \frac{l}{w} \quad (\Sigma\chi.4.6)$$

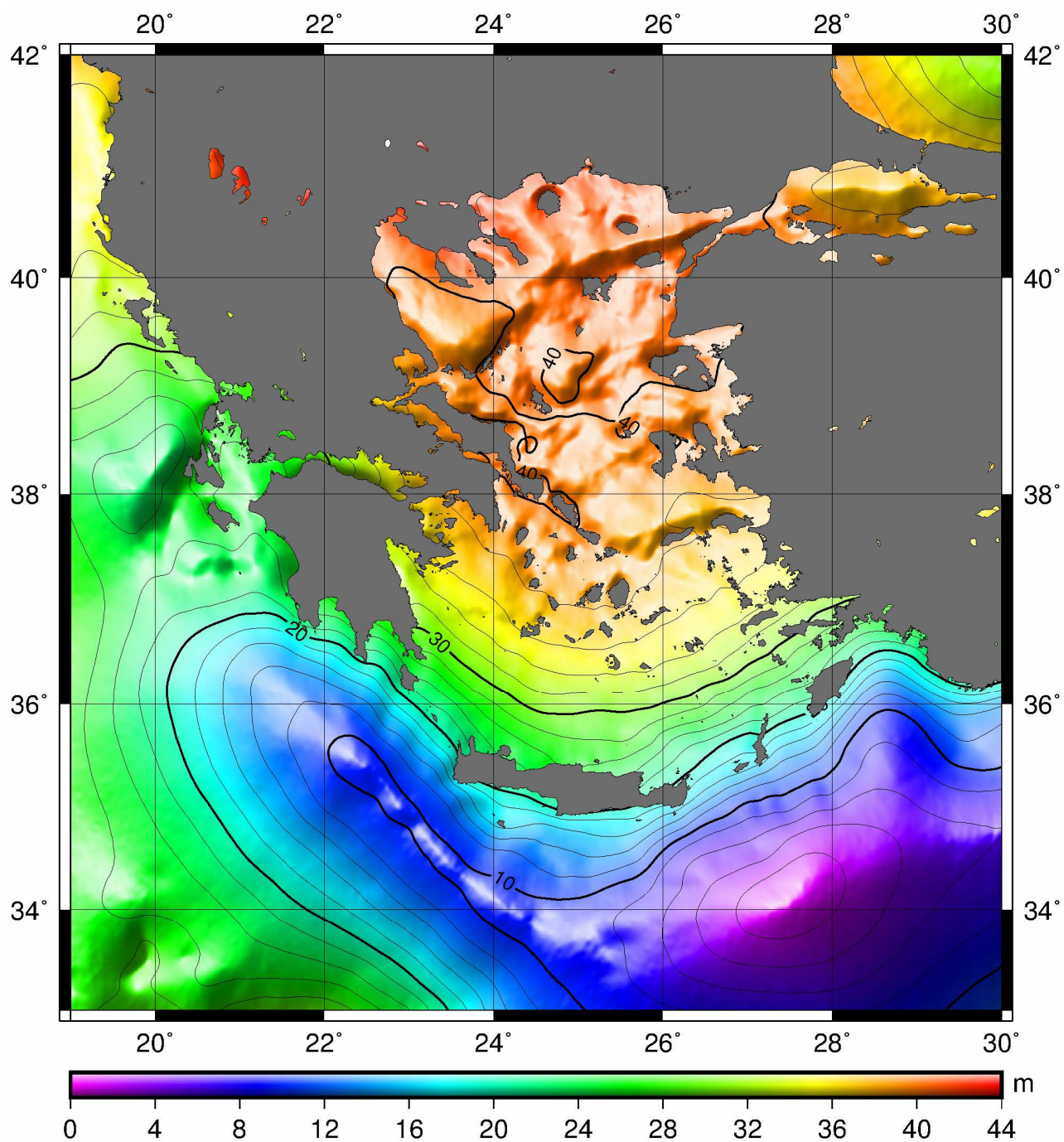
4.3.2 Η τοπική επιφάνεια της ΜΣΘ

Όλα τα παραπάνω σημεία συνθέτουν την στρατηγική που ακολουθήθηκε στον υπολογισμό του μοντέλου National Technical University of Athens MSS Version 1 (NTUAMSSv1) της τοπικής επιφάνειας της ΜΣΘ για τον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο (εικ.4.8). Κατά την υλοποίηση της τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων, η τελική επιφάνεια της ΜΣΘ υπολογίστηκε έπειτα από τέσσερις διαδοχικές επαναλήψεις. Κατά την τελευταία επανάληψη, το μοντέλο παλινδρόμησης που χρησιμοποιήθηκε είναι ένα πολυώνυμο τριγωνομετρικών όρων, το πλήθος των οποίων είναι αντίστοιχο του μήκους το τμήματος του τόξου. Έτσι, το πλήθος των όρων είναι 7 για τα βραχέα μήκη (μικρότερο των 300km), 9 για τα μεσαία μήκη (από 300km έως τα 600km), και 13 για τα μεγάλα μήκη (μεγαλύτερο των 600km) (πίν.4.1).

α/α επανάληψης	ανάλυση MSS_{ref} (km)	πλήθος όρων
1	120	3
2	60	5
3	40	7
4	20	9

Πίν.4.1 Η ανάλυση της ενδιάμεσης εξομαλυμένης επιφάνειας προσαρμογής MSS_{ref} (βάσει του πλήρους πλάτους του Gaussian φίλτρου που εφαρμόστηκε στην εξομάλυνση) σε σχέση με το πλήθος των όρων που χρησιμοποιούνται στο τριγωνομετρικό πολυώνυμο από το μοντέλο παλινδρόμησης, σε κάθε επανάληψη της διαδικασίας προσαρμογής. Το πλήθος των όρων είναι για τα τμήματα τόξων μεσαίου μήκους, από 300km έως 600km.

Σε αυτό το σημείο οι προσαρμοσμένες και με βάρη (όπως προκύπτουν από τη διαδικασία που περιγράφεται στην ενότητα 4.2.3), παρατηρήσεις ΣΣΘ μπορούν να χρησιμοποιηθούν στον αλγόριθμο σημειακής προσαρμογής Least Squares Collocation / LSC (Krarup, 1969; Moritz, 1972) με ελάχιστα τετράγωνα του Gravity Software / GRAVSOFIT (Tscherning et al, 1992; Nielsen et al, 2009) προκειμένου να υπολογιστεί η τοπική επιφάνεια της ΜΣΘ του μοντέλου NTUAMSSv1. Εναλλακτικά, για τον υπολογισμό της τοπικής επιφάνειας της ΜΣΘ του μοντέλου NTUAMSSv1 μπορεί να εφαρμοστεί ο αλγόριθμος προσαρμογής μιας καμπύλης επιφάνειας υπό τάση, surface, της συλλογής αλγορίθμων του GMT και η εφαρμογή ενός Gaussian φίλτρου πλήρους πλάτους 14km. Μεταξύ των δυο αλγορίθμων δεν παρατηρούνται διαφορές στις αποδιδόμενες επιφάνειες παρά μόνο στο χρόνο υπολογισμού, όπου ο αλγόριθμος της καμπύλης επιφάνειας υπό τάση αποδεικνύεται αρκετά ταχύτερος κατά την εκτέλεση σε HY.



Εικ.4.8 Τα υψόμετρα σε σχέση με το Ε.Ε.Π. GRS80 της τελικής επιφάνειας της ΜΣΘ NTUAMSSv1 για τον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο όπως υπολογίστηκε με την τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων. Η ισοδιάσταση των ισοϋψών καμπύλων της επιφάνειας της ΜΣΘ είναι 2m.

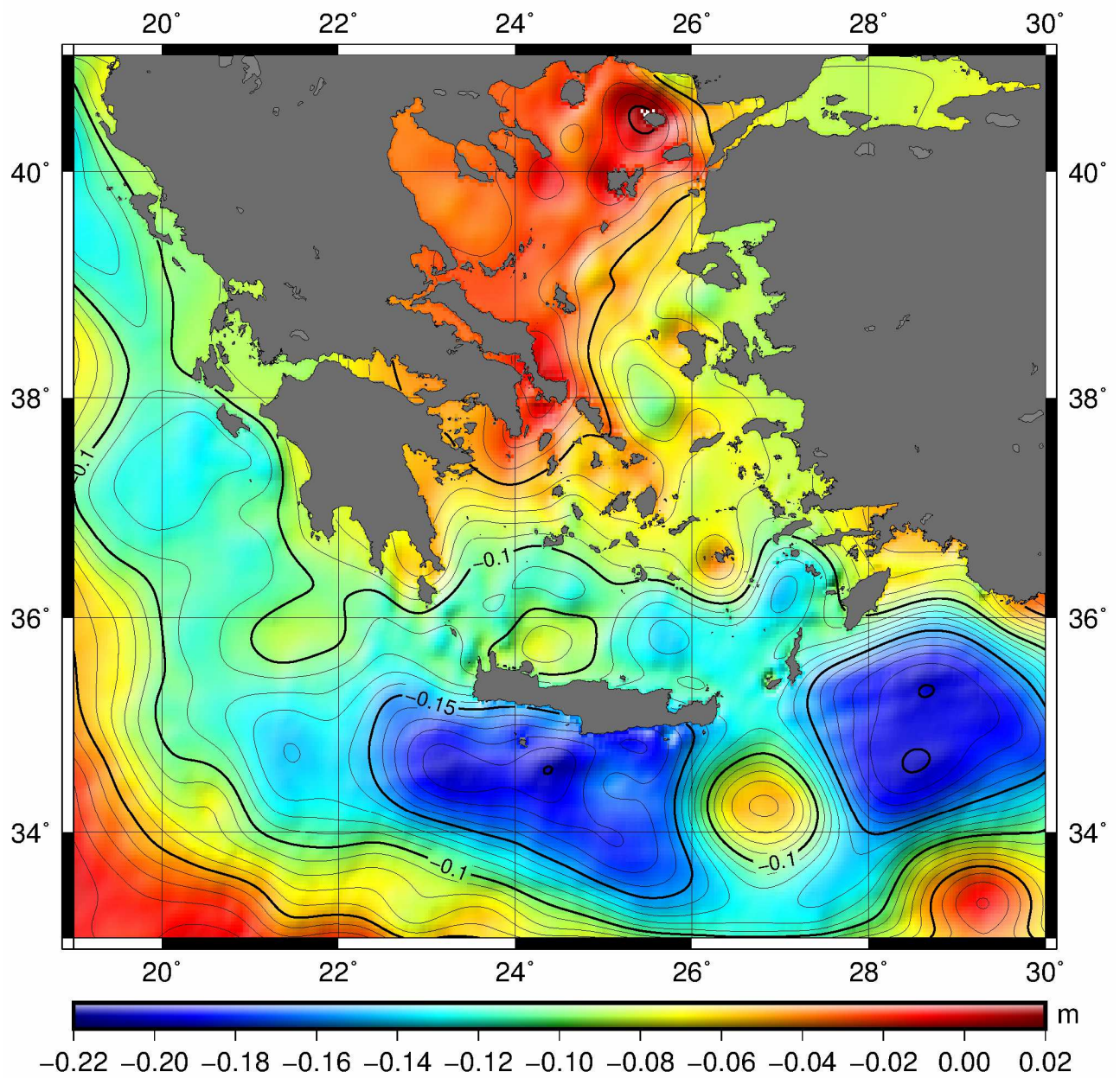
Ο υπολογισμός της τοπικής επιφάνειας ΜΣΘ με τον αλγόριθμο της σημειακής προσαρμογής LSC ή με τον αλγόριθμο της καμπύλης επιφάνειας υπό τάση (Smith and Wessel, 1990), γίνεται σε ένα σχήμα αφαίρεσης-υπολογισμού-επαναφοράς, ώστε ο υπολογισμός του ορθογώνιου κανάβου τιμών της επιφάνειας της ΜΣΘ να πραγματοποιηθεί σε ένα εξομαλυμένο πεδίο με μικρές διακυμάνσεις στις τιμές των υψομέτρων. Η εξομάλυνση επιτυγχάνεται με την αφαίρεση της συνεισφοράς του γεωειδούς και της ΜΔΩΤ στις σημειακές τιμές των προσαρμοσμένων παρατηρήσεων ΣΣΘ πριν την εφαρμογή του εκάστοτε αλγορίθμου (LSC ή surface). Τέλος, η συνεισφορά των υψών του γεωειδούς και της ΜΔΩΤ, που αφαιρούνται από τις σημειακές τιμές, επαναφέρεται, με την πρόσθεση της συνεισφοράς των υψών του γεωειδούς και της ΜΔΩΤ στα σημεία του κανάβου που υπολογίζεται από τον αλγόριθμο LSC ή surface. Τα υψόμετρα του γεωειδούς υπολογίστηκαν από το μοντέλο σφαιρικών αρμονικών EGM2008 (Pavlis et al., 2008), αναπτυγμένο σε βαθμό και τάξη μέχρι 2106 και υλοποιημένο στο σύστημα της μέσης παλίρροιας, και τα υψόμετρα της ΜΔΩΤ λήφθηκαν από το μοντέλο Synthetic Mean Dynamic Topography for the Mediterranean 2014 (SMDTMed2014, Rio et al, 2014) που έχει υπολογιστεί για τη Μεσόγειο Θάλασσα.

Εάν κατά τη διάρκεια της επαναφοράς δεν ληφθεί υπόψη η συνεισφορά των τιμών της ΜΔΩΤ από το μοντέλο SMDTMed2014 (εικ.4.9), τότε η επιφάνεια που προκύπτει είναι αυτή του θαλάσσιου γεωειδούς κατά την ωκεανογραφική προσέγγιση (η ωκεανογραφική προσέγγιση του θαλάσσιου γεωειδούς εξετάζεται αναλυτικά στο επόμενο κεφάλαιο). Με βάση αυτή την ωκεανογραφική προσέγγιση υπολογίζεται η επιφάνεια του θαλάσσιου γεωειδούς στον Ελλαδικό χώρο η οποία αναφέρεται ως μοντέλο NTUA Marine Geoid Version 1 (NTUAMGv1) και το αντίστοιχο πεδίο τιμών των ανωμαλιών ελευθέρου αέρα η οποία αναφέρεται ως μοντέλο NTUA FAA Version 1 (NTUAFAAv1). Σχετικά με το πεδίο τιμών των ανωμαλιών ελευθέρου αέρα αυτό υπολογίζεται επίσης με τη διαδικασία αφαίρεσης-υπολογισμού-επαναφοράς, κατά την οποία αφαιρείται η συνεισφορά ενός γεωδυναμικού μοντέλου από τα ύψη του γεωειδούς και στη συνέχεια εφαρμόζεται το αντίστροφο ολοκλήρωμα του Stokes με τη χρήση του ταχέως μετασχηματισμού Fourier (Fast Fourier Transform / FFT) στις υπολειπόμενες τιμές των υψών του γεωειδούς ώστε να υπολογιστεί το υπολειπόμενο πεδίο τιμών των ανωμαλιών ελευθέρου αέρα. Το υπολειπόμενο πεδίο τιμών των ανωμαλιών ελευθέρου αέρα εξομαλύνεται με το ίδιο Gaussian φίλτρο πλήρους πλάτους 14km και στο τέλος επαναφέρεται η συνεισφορά του γεωδυναμικού μοντέλου στο υπολειπόμενο πεδίο τιμών των ανωμαλιών βαρύτητας, αποδίδοντας το τελικό μοντέλο NTUAFAAv1 (εικ.4.10). Σε αυτή τη διαδικασία υπολογισμού με την τεχνική RCR

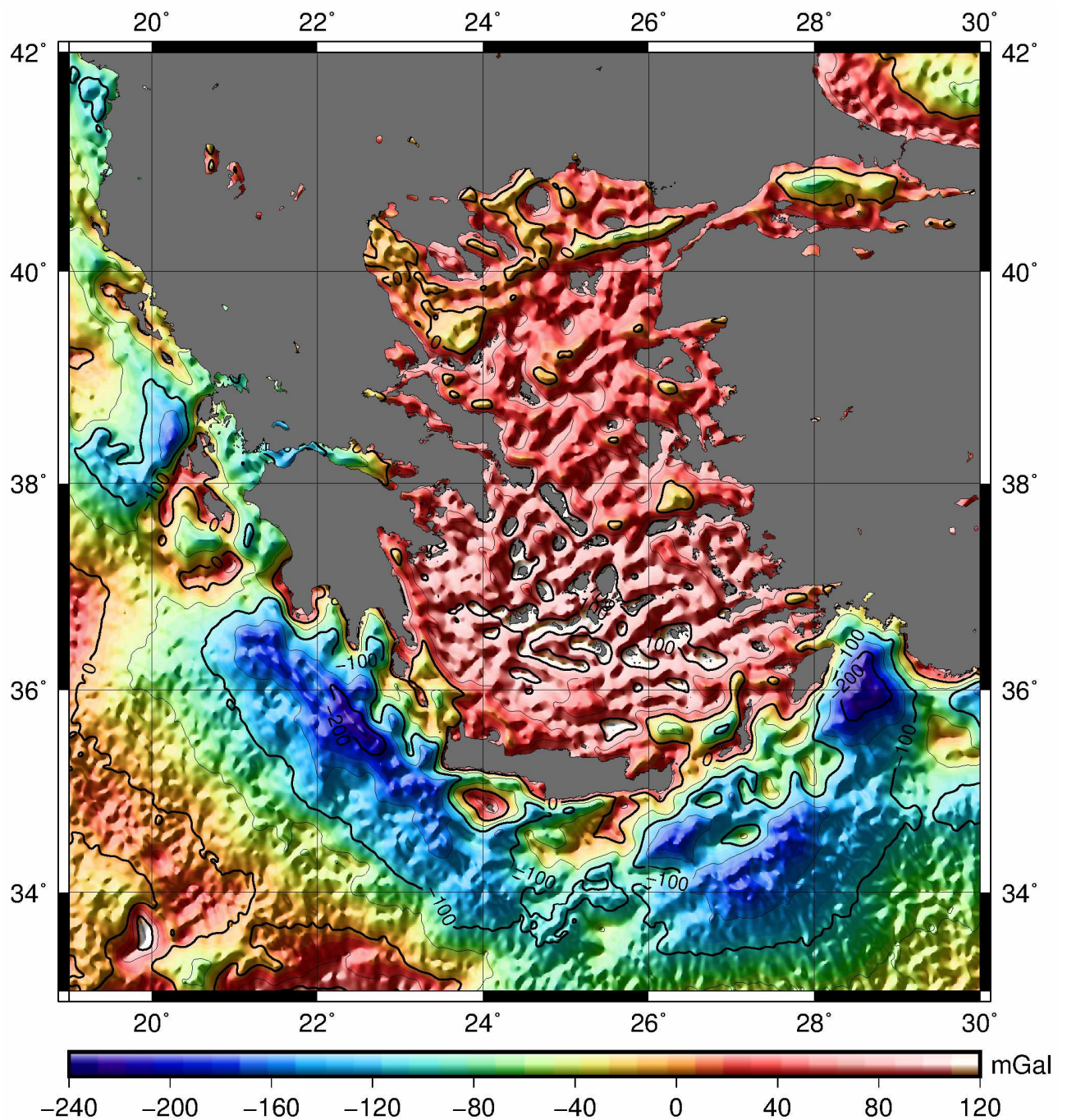
χρησιμοποιείται και πάλι ως γεωδυναμικό μοντέλο αναφοράς το EGM2008 αναπτυγμένο σε πλήρη βαθμό και τάξη.

Σχετικά με το Gaussian φίλτρο πλήρους πλάτους 14km, το οποίο εφαρμόζεται τόσο στην τελική επιφάνεια της ΜΣΘ όσο και στο υπολειπόμενο πεδίο τιμών των ανωμαλιών ελευθέρου αέρα, θα πρέπει να σημειωθεί ότι αυτό επιλέχθηκε έπειτα από εκτενείς συγκρίσεις. Οι συγκρίσεις αυτές έγιναν μεταξύ επίγειων δεδομένων και των επιφανειών της ΜΣΘ, του γεωειδούς και του πεδίου τιμών των ανωμαλιών της βαρύτητας που υπολογίστηκαν για διάφορους συνδυασμούς από τύπους φίλτρων (Gaussian και Boxcar) και πλάτη (από 9km έως και 20km πλήρες πλάτος). Κατά τη διάρκεια αυτής της διαδικασίας λήφθηκαν υπόψη: i) το Gaussian φίλτρο πλάτους 1.5 sec κατά μήκος των προφίλ των αλτιμετρικών παρατηρήσεων που αναφέρθηκε στην ενότητα 4.2.1, και ii) η απόσταση διαχωρισμού της τάξης 4km-8km μεταξύ των ιχνών των τμημάτων των τόξων των αποστολών των δορυφόρων Geosat και ERS-1. Αυτοί οι δυο παράγοντες καθορίζουν το ελάχιστο δυνατό πλάτος του τελικού φίλτρου που θα επιλεγεί, καθώς δεν έχει νόημα να χρησιμοποιηθεί ένα φίλτρο με μικρότερο πλάτος από (i) αυτό που εφαρμόστηκε κατά μήκος των προφίλ των αλτιμετρικών παρατηρήσεων, ή ii) το διπλάσιο²⁸ της μέσης απόστασης διαχωρισμού.

²⁸ εφόσον αναφερόμαστε σε πλήρες πλάτος



Εικ.4.9 Τα υψόμετρα της ΜΔΩΤ σύμφωνα με το μοντέλο SMDTMed2014 για τον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο. Η ισοδιάσταση των ισοϋψών καμπύλων της επιφάνειας της ΜΣΘ είναι 2 cm.



Εικ.4.10 Το πεδίο τιμών των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα NTUAFAAv1 για τον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο. Η ισοδιάσταση των ισότιμων καμπύλων ανωμαλιών ελευθέρου αέρα είναι 100mGal.

4.4 Συμπεράσματα

Τα πλεονεκτήματα της στρατηγικής της ομογενοποίησης των παρατηρήσεων ΣΣΘ με τη χρήση της τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής τόξων είναι αρκετά καθώς:

- Επιτρέπει την απόρριψη ‘ψευδών’ παρατηρήσεων κατά το μήκος του τμήματος του τόξου j πριν από την προσαρμογή του τμήματος του τόξου.
- Επιτρέπει την εξ ολοκλήρου απόρριψη ενός τμήματος τόξου (εάν η τιμή της τυπικής απόκλισης std_j των διαφορών $\Delta_{i,j}$ του είναι μεγαλύτερη από μια μέγιστη αποδεκτή τιμή).
- Μπορεί να χρησιμοποιήσει βάρη κατά την διαδικασία της προσαρμογής (όπως τον θόρυβο της αλτιμετρικής παρατήρησης ΣΣΘ σε σχέση με την απόστασή της από την ακτή, καθώς και τον εναπομένοντα μη μοντελοποιημένο θόρυβο των παρατηρήσεων κάθε τμήματος τόξου j).
- Μπορεί να εκτιμήσει την τυπική απόκλιση std_{arc} των διαφορών που απομένουν μετά την προσαρμογή του τμήματος τόξου, επομένως και την ποιότητα της προσαρμογής του.
- Το μοντέλο της προσαρμογής εφαρμόζεται με βάση τις διαφορές $\Delta_{i,j}$ όλων των παρατηρήσεων του τμήματος του τόξου και όχι μόνο των διαφορών σε σημεία διασταυρώσεων (όπως στην περίπτωση της συνόρθωσης των αλτιμετρικών παρατηρήσεων στις διασταυρώσεις των τροχιακών ιχνών). Με αυτό τον τρόπο επωφελείται από τον μεγαλύτερο αριθμό πυκνών παρατηρήσεων.
- Μπορεί να ενσωματώσει ένα επιπλέον μοντέλο το οποίο να έχει φυσική σημασία στο στάδιο της παλινδρόμησης. Πχ ένα μοντέλο το οποίο προσαρμόζει τη θέση του Ήλιου ή της Σελήνης με σκοπό την ανάπτυξη ή τη βελτίωση των τοπικών μοντέλων των παλιρροιών.
- Μπορεί χρησιμοποιηθεί σε ένα σχήμα επαναληπτικών προσεγγίσεων, όπου τα προσαρμοσμένα και ομογενοποιημένα δεδομένα σχηματίζουν μια νέα επιφάνεια αναφοράς της ΜΣΘ και εκτελείται μια νέα προσαρμογή και ομογενοποίηση, μέχρι να επιτευχθεί ένα κριτήριο σύγκλισης μεταξύ δυο διαδοχικών επιλύσεων της επιφάνειας της ΜΣΘ.
- Έχει μικρές απαιτήσεις σε υπολογιστική ισχύ, καθώς επεξεργάζεται τμήμα τόξου προς τμήμα τόξου δίχως να χρειάζεται να σχηματίσει έναν τεράστιο πίνακα εξισώσεων παρατηρήσεων, όπως απαιτείται στην περίπτωση της συνόρθωσης των αλτιμετρικών παρατηρήσεων στις διασταυρώσεις των τροχιακών ιχνών.

Ιδιαίτερη προσοχή πρέπει να δοθεί στην επιλογή του πλήθους των όρων του πολυωνύμου που χρησιμοποιείται κατά την προσαρμογή των τμημάτων των τόξων στην εκάστοτε επιφάνεια αναφοράς. Θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη το μήκος του τμήματος του τόξου σε σχέση με το μήκος κύματος του φίλτρου που χρησιμοποιήθηκε κατά την υλοποίηση της επιφάνειας αναφοράς στην οποία προσαρμόζεται το τμήμα του τόξου.

Το μοντέλο NTUAMSSv1 της τοπικής επιφάνειας της ΜΣΘ υπολογίστηκε με βάση την παραπάνω στρατηγική περιλαμβάνοντας τις παρατηρήσεις ΣΣΘ των αλτιμέτρων RADAR των δορυφορικών αποστολών Jason-1 (ERM), Envisat (ERM), Geosat (GM) και ERS-1 (GP). Ως αποστολή αναφοράς επιλέχθηκε η αποστολή δορυφορικής αλτιμετρίας Jason-1. Το μοντέλο διατίθεται σε ορθογώνιο γεωγραφικό κανάβο με βήμα κανάβου το 1' της μοίρας και ανάλυση που θεωρητικά περιλαμβάνει σήματα ελάχιστου μήκους κύματος τα 14km. Στο 6ο κεφάλαιο της διατριβής παρουσιάζεται εκτεταμένη αξιολόγηση της αποτελεσματικότητας του μοντέλου.

Κεφάλαιο 5

Αξιολόγηση μοντέλων επιχειρησιακής ωκεανογραφίας για τον υπολογισμό της ΜΔΩΤ για γεωδαιτικούς σκοπούς

5 Εισαγωγή

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζεται μια εκτεταμένη αξιολόγηση δυο μοντέλων επιχειρησιακής ωκεανογραφίας ως προς τη δυνατότητά τους να αποδώσουν λύσεις της Μέσης Δυναμικής Ωκεάνιας Τοπογραφίας (ΜΔΩΤ) (Mean Dynamic Topography, MDT). Τα μοντέλα επιχειρησιακής ωκεανογραφίας που αξιολογούνται είναι το i) ωκεανογραφικό μοντέλο κυκλοφορίας (Ocean Circulation Model / OCM) που χρησιμοποιείται στο Mediterranean Forecasting System physical reanalysis (Simoncelli et al., 2014) και το ii) Princeton Ocean Model (POM) (Blumberg and Mellor, 1987) που είναι το ωκεανογραφικό μοντέλο κυκλοφορίας που χρησιμοποιείται στο σύστημα πρόγνωσης θαλασσών POSEIDON του ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε (Nittis et al., 2006 ; Korres et al., 2002). Τα μοντέλα αυτά προσφέρουν περιοδικές λύσεις της επιφάνειας της Δυναμικής Ωκεάνιας Τοπογραφίας (ΔΩΤ) σε μορφή γεωγραφικού κάρταβου των τιμών του ύψους της. Προκειμένου να αξιολογηθούν οι λύσεις της ΔΩΤ αυτών των μοντέλων πραγματοποιήθηκαν συγκρίσεις με ανεξάρτητα δεδομένα στάθμης θάλασσας που προέρχονται από i) παλιρροιογράφους, και ii) δορυφορική αλτιμετρία (τόσο ως Ανωμαλίες της Στάθμης της Θάλασσας, ΑΣΘ, σε μορφή μηνιαίων multi mission gridded SLA's²⁹, όσο και σε μορφή στιγμιαίων along track GDR SLA's³⁰). Έπειτα από τις παραπάνω συγκρίσεις παρουσιάζονται τα μοντέλα ΜΔΩΤ που προκύπτουν από τις περιοδικές λύσεις ΔΩΤ των παραπάνω μοντέλων και πραγματοποιούνται παραπέρα συγκρίσεις με άλλα διαθέσιμα μοντέλα ΜΔΩΤ.

5.1 Σκοπός της έρευνας

Η ΔΩΤ αποτελεί το στιγμιαίο αποτύπωμα της δυναμικής κατάστασης της θάλασσας στο υψόμετρο της θαλάσσιας στάθμης. Συγκεκριμένα, είναι η μεταβολή στο ύψος της θαλάσσιας στάθμης που σχετίζεται με τις φυσικές διεργασίες και μεταβολές στις υδάτινες αλλά και στις αέριες μάζες. Η ΜΔΩΤ μπορεί να οριστεί ως η μέση τιμή της επιφάνειας της ΔΩΤ για μεγάλο

²⁹ Ορθογώνιοι κάρταβοι των μέσων μηνιαίων τιμών της ΑΣΘ υπολογισμένοι από πολλές αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας. Το SLA είναι η σύντμηση του Sea Level Anomalies.

³⁰ Δεδομένα των τιμών της ΑΣΘ (και των συναφών γεωφυσικών παραμέτρων) κατά μήκος του ίχνους της τροχιάς ενός αλτιμετρικού δορυφόρου

χρονικό διάστημα (αρκετών ετών) και απεικονίζει τη μέση δυναμική κατάσταση της θαλάσσιας κυκλοφορίας.

Πρακτικά, για κάθε δεδομένο σημείο $p_{i,j}$ της επιφάνειας της θάλασσας ισχύει:

$$M\Delta\Omega T_{i,j} = M\Sigma\Theta_{i,j} - N_{i,j} \quad (\Sigma\chi.5.1)$$

όπου $M\Sigma\Theta$ είναι το ύψος της Μέσης Στάθμης της Θάλασσας ως προς κάποιο Ε.Ε.Π., και N η αποχή του γεωειδούς ως προς το ίδιο Ε.Ε.Π. Από την παραπάνω σχέση είναι φανερό ότι αν είναι γνωστές οι τιμές των δύο εκ των τριών παραμέτρων τότε μπορεί να υπολογιστεί και η τρίτη.

Η $M\Delta\Omega T$ είναι κρίσιμη σε μια σειρά γεωδαιτικών εφαρμογών, όπως στην ενοποίηση κατακόρυφων datum και στον υπολογισμό του θαλάσσιου γεωειδούς. Ειδικά για τον υπολογισμό του γεωειδούς στη θάλασσα i) η έλλειψη παρατηρήσεων βαρύτητας (από αέρος ή από θάλασσα) που να καλύπτουν τον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο (ειδικά βόρεια του 36ου παραλλήλου), και ii) η ανεπάρκεια των διαστημικών αποστολών παρατήρησης της βαρύτητας/βαθμιδομετρίας να αποτυπώσουν τα μεσαία και τα μικρά μήκη κύματος (ουσιαστικά κάτω από τα 100km) του πεδίου βαρύτητας της γης, αποκλείουν τον απευθείας υπολογισμό του θαλάσσιου γεωειδούς με γεωδαιτικές μεθόδους με υψηλή και κατά το δυνατόν ενιαία ακρίβεια σε όλη την περιοχή. Καθώς η επιφάνεια της $M\Sigma\Theta$ έχει υπολογιστεί με υψηλή ακρίβεια για τον Ελλαδικό χώρο στα πλαίσια της διατριβής (Mintourakis, 2014), και λαμβάνοντας υπόψη τις παραπάνω αδυναμίες του υπολογισμού του θαλάσσιου γεωειδούς με γεωδαιτικές μεθόδους, στην διδακτορική διατριβή επιλέχθηκε να υπολογιστεί η επιφάνεια του θαλάσσιου γεωειδούς με την αφαίρεση ενός μοντέλου της επιφάνειας της $M\Delta\Omega T$ από το μοντέλο της επιφάνειας της $M\Sigma\Theta$ που υπολογίστηκε.

Στο πλαίσιο αυτό απαιτείται η διερεύνηση της ακρίβειας του προσδιορισμού της $M\Delta\Omega T$, ώστε, σε συνδυασμό με την αντίστοιχη έρευνα που έχει ολοκληρωθεί (και έχει δημοσιευτεί) σχετικά με τη $M\Sigma\Theta$ στα πλαίσια της διατριβής, να μπορεί να γίνει εκτίμηση της ακρίβειας του υπολογισμού του θαλάσσιου γεωειδούς και να τεκμηριωθεί η επιλογή που ακολουθήθηκε για τον υπολογισμό του.

5.2 Σύντομη περιγραφή των ωκεανογραφικών μοντέλων

Στο παρόν κεφάλαιο αξιολογούνται δύο επιχειρησιακά ωκεανογραφικά μοντέλα τα οποία αποδίδουν περιοδικές λύσεις των τιμών i) του ύψους της ΔΩΤ για το μοντέλο OCM του Mediterranean Forecasting System physical reanalysis (MFS-OCM) ή ii) ύψος της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (free sea surface height) για το μοντέλο POM του συστήματος πρόγνωσης POSEIDON (POS-POM). Για το δεύτερο μοντέλο το αναφερόμενο ως ύψος της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας είναι πρακτικά τιμές του δυναμικού ύψους της επιφάνειας της θάλασσας σε σχέση με μια ισοδυναμική επιφάνεια στην οποία θα ισορροπούσε η επιφάνεια της θάλασσας αν αυτή ήταν ομογενής (σε κάποια δεδομένη θερμοκρασία, πίεση και αλατότητα αναφοράς), υπό σταθερή ατμοσφαιρική πίεση, δίχως την ύπαρξη της επίδρασης του ανέμου και σε κατάσταση ηρεμίας (δίχως την επίδραση κάποιας δύναμης σε αυτή).

Πριν την παραπέρα παρουσίαση των μοντέλων πρέπει να τονιστεί ότι πρακτικά και τα δυο μοντέλα παρέχουν τις αποχές της στάθμης της επιφάνειας της θάλασσας ως προς κάποια ισοδυναμική επιφάνεια (γεωειδές). Επίσης, θα πρέπει να σημειωθεί ότι δεν έχει διερευνηθεί για τα ωκεανογραφικά μοντέλα: i) η τιμή του g την οποία λαμβάνουν υπόψη τους, ii) τη μεταβολή της τιμής του g συναρτήσει του γεωγραφικού πλάτους, iii) οι τιμές αναφοράς για τη πίεση, την αλατότητα, τη θερμοκρασία, την ατμοσφαιρική πίεση και iv) οι διαφορές των τιμών αυτών αναφοράς σε σχέση με αυτές που αντιστοιχούν στην αντίστοιχη ιδεατή επιφάνεια της στάθμης της θάλασσας που ταυτίζεται με αυτή του γεωειδούς W_0 . Στην παρούσα διατριβή το εν λόγω θέμα δεν διερευνάται οπότε και σημειώνεται ότι οι επιφάνειες ΜΔΩΤ που παρουσιάζονται δεν αναφέρονται απαραίτητα σε υψόμετρα της επιφάνειας της ΜΣΘ ως προς το γεωειδές που αντιστοιχεί στο W_0 . Αυτό δεν αποτελεί πρόβλημα καθώς όλες οι συγκρίσεις πραγματοποιούνται μεταξύ ανωμαλιών στάθμης και όχι μεταξύ απόλυτων τιμών. Όμως, πρακτικά η υιοθέτηση ενός τέτοιου μοντέλου επιφάνειας της ΜΔΩΤ κατά την αναγωγή της επιφάνειας της ΜΣΘ σε αυτή του γεωειδούς εισαγάγει ένα σταθερό δυναμικό υψομετρικό σφάλμα, καθώς το γεωειδές που θα έχει προκύψει είναι αυτό μια ισοδυναμική επιφάνεια με τιμή δυναμικού $W_x \neq W_0$.

5.2.1 Το μοντέλο MFS-OCM

Το μοντέλο MFS-OCM αποτελεί τμήμα της Φυσικής Ανάλυσης του Συστήματος Πρόγνωσης της Μεσογείου (Mediterranean Forecasting System physical reanalysis component, Simoncelli et al., 2014). Είναι ένα ωκεανογραφικό μοντέλο γενικής κυκλοφορίας (Ocean General Circulation Model, OCGM) με τους κώδικές του να προέρχονται από το δίκτυο του

NEMO (Nucleous for European Modelling of the Ocean, NEMO, Madec et al 1998, <https://www.nemo-ocean.eu/>), με ένα μεταβλητό μηχανισμό αφομοίωσης δεδομένων (OceanVAR) για κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας και αλατότητας καθώς και για δεδομένα ΑΣΘ δορυφορικής αλτιμετρίας κατά μήκος των τροχιών. Το μοντέλο χρησιμοποιεί τις πρωταρχικές εξισώσεις (primitive equations) σε σφαιρικές συντεταγμένες και υλοποιείται στη Μεσόγειο θάλασσα με οριζόντια ανάλυση $1/16^\circ$ και σε 72 ανομοιόμορφα καταναμεμένα επίπεδα (Oddo et al., 2009). Το μοντέλο εκτείνεται μέσα στον Ατλαντικό Ωκεανό προκειμένου να επιλυθεί καλύτερα η μεταφορά μέσα από τα στενά του Γιβραλτάρ ενώ λαμβάνει υπόψη και την εισερχόμενη ροή από τα στενά των Δαρδανελίων. Τα δεδομένα που αφομοιώνονται από το μοντέλο περιλαμβάνουν: ΑΣΘ, θερμοκρασία της θαλάσσιας επιφάνειας (Sea Surface Temperature, SST), επί τόπου παρατηρήσεις από θερμοκρασιακά προφίλ που πραγματοποιούνται στα πλαίσια ωκεανογραφικών πλόων που συνδράμουν εθελοντικά και ευκαιριακά τα δεδομένα (VOS XBTs, Voluntary Observing Ship-eXpandable Bathythermograph), επί τόπου παρατηρήσεις προφίλ θερμοκρασίας και αλατότητας που συλλέγονται από πλωτήρες ARGO ([https://en.wikipedia.org/wiki/Argo_\(oceanography\)](https://en.wikipedia.org/wiki/Argo_(oceanography))) και από ποντιζόμενους καταγραφείς CTD (Conductivity-Temperature-Depth). Το μοντέλο παρέχει με μέσες ημερήσιες και μέσες μηνιαίες λύσεις της ΔΩΤ (ADT, Absolute Dynamic Topography) για την περίοδο από 1 Ιαν. 1987 έως και 31 Δεκ. 2016.

5.2.2 Το μοντέλο POS-POM

Το μοντέλο ωκεάνιας κυκλοφορίας του συστήματος πρόγνωσης POSEIDON βασίζεται στο μοντέλο ωκεάνιας κυκλοφορίας POM (Princeton Ocean Model) του Πανεπιστημίου του Princeton (Blumberg and Mellor, 1987) το οποίο αναπτύχθηκε και προσαρμόστηκε για το Αιγαίο στο σύστημα του Poseidon (Nittis et al., 2006 ; Korres et al., 2002). Το μοντέλο προσφέρει λύσεις της θαλάσσιας κυκλοφορίας σε έναν ορθογώνιο κάναβο με όρια 19°E - 30°E και 30°N - 41°N και ανάλυση ανά $1/30^\circ$, ενώ είναι αναπτυγμένο σε 24 σ-επίπεδα. Το μοντέλο λαμβάνει υπόψη του την εισροή γλυκού νερού των μεγάλων Ελληνικών ποταμών, ενώ η μεταφορά μέσα από τα στενά των Δαρδανελίων προσεγγίζεται στο πνεύμα των ανοιχτών συνοριακών συνθηκών. Το μοντέλο κυκλοφορίας λαμβάνει ως επιφανειακές οριακές συνθήκες, προκειμένου να υπολογίσει την απόκριση της θαλάσσιας επιφάνειας στην επίδραση της ατμόσφαιρας, ένα ατμοσφαιρικό μοντέλο υψηλής ανάλυσης $1/20^\circ$ το οποίο υπάρχει παράλληλα στο σύστημα πρόγνωσης Poseidon. Το μοντέλο παρέχει με μέσες εξάωρες λύσεις του ύψους της ελεύθερης επιφάνειας της θάλασσας (free sea surface height) με ή χωρίς την αφομοίωση λοιπών δεδομένων (assimilation).

5.3 Συγκριτικές αξιολογήσεις

Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι συγκρίσεις των λύσεων της $\Delta\Omega T$ των παραπάνω μοντέλων, σε σχέση με ανεξάρτητα δεδομένα, ώστε να αξιολογηθεί η ακρίβεια που επιτυγχάνεται. Σκοπός των συγκρίσεων αυτών είναι να υπάρξει μια εκτίμηση της τάξης της ακρίβειας με την οποία μπορεί να προσδιοριστεί η $M\Delta\Omega T$ για τον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο εφαρμόζοντας την ωκεανογραφική προσέγγιση. Έχοντας ένα μέτρο αυτής της ακρίβειας, και αντίστοιχα έχοντας μελετήσει την ακρίβεια της επιφάνειας της $M\Sigma\Theta$, μπορεί να εκτιμηθεί και το επίπεδο της ακρίβειας που επιτυγχάνει η προτεινόμενη (Κεφάλαιο 4) στρατηγική υπολογισμού του θαλάσσιου γεωειδούς στον Ελλαδικό χώρο. Σε αυτό το πλαίσιο οι συγκρίσεις που πραγματοποιούνται στον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο είναι: i) σε μεμονωμένα σημεία όπου υπάρχουν χρονοσειρές μέσω μηνιαίων τιμών της στάθμης της θάλασσας από παλιρροιογράφους, ii) κατά μήκος προφίλ τροχιών αλτιμετρικών δορυφόρων όπου υπάρχουν παρατηρήσεις της στιγμιαίας στάθμης της θάλασσας, iii) σε όλη την επιφάνεια της περιοχής όπου υπάρχουν αλτιμετρικά δεδομένα μέσω μηνιαίων τιμών της ανωμαλίας της στάθμης της θάλασσας.

5.3.1 Σημειακές συγκρίσεις

Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι δεν είναι δυνατή η άμεση σύγκριση των τιμών $\Delta\Omega T$ των ωκεανογραφικών μοντέλων με τις μέσες μηνιαίες τιμές της στάθμης της θάλασσας των παλιρροιογράφων καθώς θα πρέπει να αναφερθούν σε κοινή υψομετρική κλίμακα. Πρακτικά, τα ωκεανογραφικά μοντέλα αποδίδουν με σταθερή συχνότητα μια τιμή της $\Delta\Omega T$ για κάθε δεδομένο σημείο p της επιφάνειας της θάλασσας. Εάν στο σημείο p υπάρχει παλιρροιογράφος TG (Tide Gauge) και εφόσον είναι διαθέσιμες οι σχετικές τιμές της $\Delta\Omega T_p$ για μεγάλο χρονικό διάστημα (όπως στην παρούσα περίπτωση το διάστημα 1993-2012 για το μοντέλο MFS-OCM) μπορούν να υπολογιστούν οι μηνιαίες τιμές της $\Delta\Sigma\Theta$ από το ωκεανογραφικό μοντέλο, $\Delta\Sigma\Theta_{MOD}$, στο σημείο p στον παλιρροιογράφο για κάθε μήνα m ως:

$$\Delta\Sigma\Theta_{MOD_{p,m}} = \Delta\Omega T_{p,m} - M\Delta\Omega T_p \quad (\Sigma\chi.5.2)$$

όπου $M\Delta\Omega T_p$ είναι η μέση τιμή όλων των τιμών της $\Delta\Omega T$ του ωκεανογραφικού μοντέλου για την περίοδο αναφοράς (1993-2012) στο σημείο p ενώ $\Delta\Omega T_{p,m}$ είναι η τιμή της $\Delta\Omega T$ του ωκεανογραφικού μοντέλου στο σημείο p για το μήνα ενδιαφέροντος m ³¹. Επίσης, οι μηνιαίες

³¹ Η τιμή της $\Delta\Omega T$ στο σημείο p του παλιρροιογράφου προκύπτει από παρεμβολή των τιμών των πλησιέστερων κελιών του ορθογώνιου κανάβου των λύσεων της $\Delta\Omega T$ από το ωκεανογραφικό μοντέλο.

τιμές της ΑΣΘ στον παλιρροιογράφο μπορούν να υπολογιστούν και από τη χρονοσειρά των μέσων μηνιαίων τιμών της στάθμης της θάλασσας του παλιρροιογράφου για κάθε μήνα m ως:

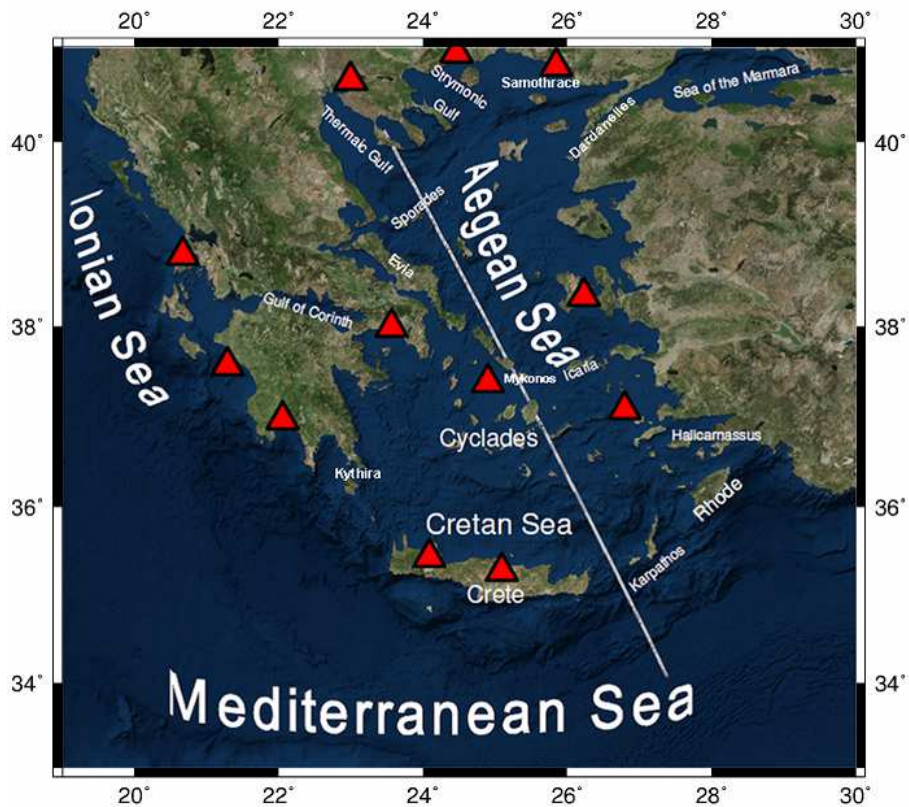
$$ΑΣΘ_{TG,m} = \Sigma\Theta_{TG,m} - M\Sigma\Theta_{TG} \quad (\Sigma\chi.5.3)$$

όπου $M\Sigma\Theta_{TG}$ είναι η μέση τιμή του συνόλου των καταγραφών μηνιαίας στάθμης του παλιρροιογράφου για την περίοδο αναφοράς (1993-2012), ενώ $\Sigma\Theta_{TG,m}$ είναι η μηνιαία τιμή της στάθμης της θάλασσας στον παλιρροιογράφο κατά το μήνα m . Με αυτό τον τρόπο δημιουργούνται δυο χρονοσειρές μηνιαίων τιμών ανωμαλίας στη στάθμη της θάλασσας για κάθε παλιρροιογράφο, η $ΑΣΘ_{MOD}$ που προκύπτει από το ωκεανογραφικό μοντέλο (με παρεμβολή των τιμών ΑΣΘ που προέρχονται από το μοντέλο στη θέση του παλιρροιογράφου), και η $ΑΣΘ_{TG}$ που προκύπτει από τον παλιρροιογράφο. Με τη σύγκριση αυτών των χρονοσειρών αξιολογείται η δυνατότητα του μοντέλου να αποδώσει σημειακά τις μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι η αξιολόγηση αυτή είναι απαιτητική καθώς αξιολογεί τη δυνατότητα του μοντέλου στην επίλυση της μεταβλητότητας της στάθμης της θάλασσας πάνω στο όριο της ακτής. Επίσης, η εν λόγω σύγκριση είναι εξαιρετικά χρήσιμη καθώς αφορά μια πρώτη αξιολόγηση της δυνατότητας των ωκεανογραφικών μοντέλων να αποδώσουν την τιμή της ΜΔΩΤ σε θέσεις παλιρροιογράφων³² (εικ.5.1).

Παρακάτω παρουσιάζονται οι σχετικές συγκρίσεις για ένα σύνολο 12 παλιρροιογράφων στον Ελλαδικό χώρο. Καθώς οι εν λόγω συγκρίσεις αφορούν μεγάλο χρονικό διάστημα (~19 χρόνια) υπεισέρχεται σε αυτές το θέμα της ασάφειας που εισάγουν οι κατακόρυφες μετακινήσεις της έδρας του κάθε παλιρροιογράφου τόσο λόγω γεωδυναμικών φαινομένων, όσο και λόγω τοπικών φαινομένων (καθιζήσεις του προβλήτα έδρασης του παλιρροιογράφου, ατυχήματα κλπ.). Σε μια προσπάθεια να ελεγχθεί τουλάχιστον η επίδραση των γεωδυναμικών φαινομένων παρατίθενται στις συγκρίσεις και εκτιμήσεις κατακόρυφων ταχυτήτων από κοντινούς σταθμούς GNSS όταν αυτό είναι δυνατό. Κατά αυτό τον τρόπο, πέρα από τη σύγκριση των χρονοσειρών $ΑΣΘ_{MOD}$ και $ΑΣΘ_{TG}$ μεταξύ τους, γίνεται και μια επιπλέον σύγκριση μεταξύ της κατακόρυφης ταχύτητας που προκύπτει από τις υπολειπόμενες ποσότητες της διαφοράς $ΑΣΘ_{MOD} - ΑΣΘ_{TG}$ και αυτής που προκύπτει από τη χρονοσειρά του

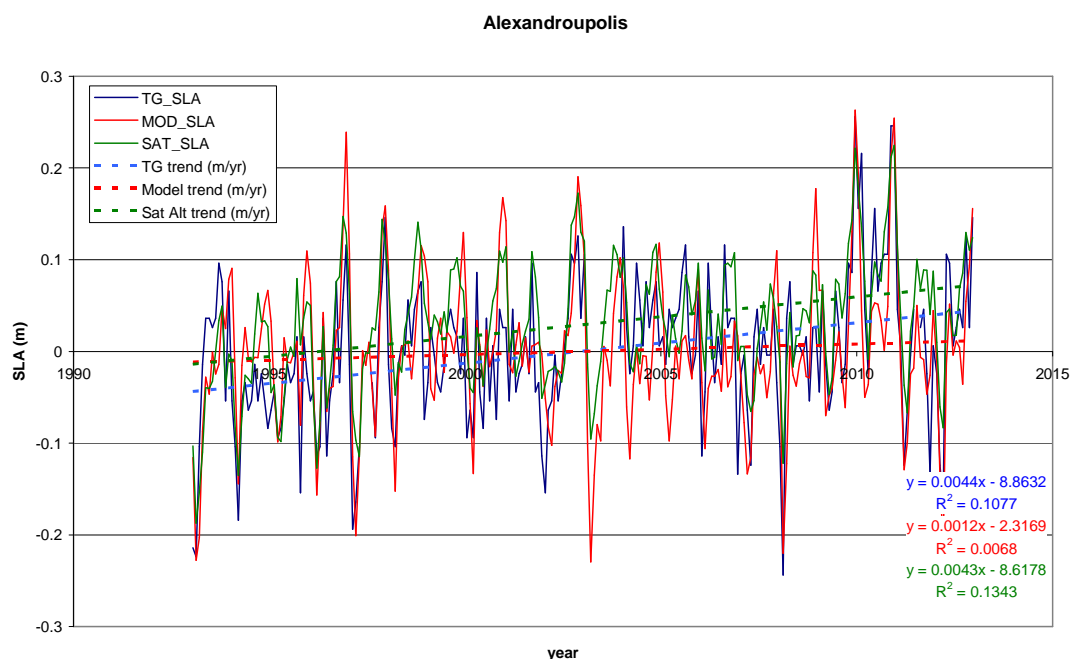
³² Η δυνατότητα αυτή είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για θέματα που αφορούν την υλοποίηση ενός σύγχρονου κατακόρυφου datum για τον Ελλαδικό χώρο (το οποίο θα μπορεί να λάβει υπόψη του και τη διαχρονική μεταβολή της ΜΣΘ λόγω κλιματικής αλλαγής, αλλά και την επίδραση γεωδυναμικών φαινομένων στα υψόμετρα) και την υψομετρική σύνδεση των παλιρροιογράφων του ηπειρωτικού χώρου με αυτούς του νησιωτικού χώρου (ή και την υψομετρική ζεύξη έναντι ακτών του ηπειρωτικού χώρου για επιπλέον έλεγχο όπως για παράδειγμα των έναντι ακτών του Κορινθιακού κόλπου).

κοντινότερου σταθμού GNSS που τυχόν υπάρχει. Επίσης, προκειμένου να υπάρχει δυνατότητα περαιτέρω διερεύνησης των ασυμφωνιών μεταξύ των χρονοσειρών που υπολογίστηκαν από το μοντέλο με τις χρονοσειρές των παλιρροιογράφων παρουσιάζεται και η αντίστοιχη χρονοσειρά των μηνιαίων ανωμαλιών στάθμης θάλασσας που προέρχεται από παρατηρήσεις δορυφορικής αλτιμετρίας $AS\theta_{Sat}$ μαζί με τις αντίστοιχα υπολογιζόμενες ταχύτητες που προκύπτουν από τις διαφορές των χρονοσειρών $AS\theta_{Sat} - AS\theta_{TG}$ στη θέση του κάθε παλιρροιογράφου.



Εικ.5.1 Η χωρική κατανομή των δεδομένων αξιολόγησης. Τα κόκκινα τρίγωνα αντιστοιχούν στις θέσεις των παλιρροιογράφων στην περιοχή μελέτης που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση του ωκεανογραφικού μοντέλου. Το λευκό ευθύγραμμο τμήμα αντιστοιχεί σε τμήμα του ίχνους της τροχιάς της κατερχόμενης διάβασης με αριθμό 94 του αλτιμετρικού δορυφόρου Jason-2 επί του οποίου πραγματοποιήθηκαν επιπλέον αξιολογήσεις (Κεφ.5.3.3).

5.3.1.1 Αλεξανδρούπολη



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου³³:

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}} = 4.3 - 4.4 = -0.1 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}} = 1.2 - 4.4 = -3.2 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

Δεν διατίθεται σταθμός GNSS σε αρκετά κοντινή απόσταση

(m)	TG-MOD ³⁴	TG-Sat ³⁵	Sat-MOD ³⁶
mean	-0.002	-0.030	0.029
stdev	0.067	0.050	0.052
min	-0.178	-0.174	-0.110
max	0.172	0.096	0.135
range	0.350	0.270	0.245
Correlation ³⁷	0.640	0.739	0.775

Παρατηρείται οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους καθώς και ικανοποιητικές τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών. Η διαφορά $3.1 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου από αλτιμετρία και από το ωκεανογραφικό μοντέλο είναι μεγάλη³⁸.

³³ Οπου, ταχύτητα έδρας παλιρροιογράφου V_{plate} , τάση μεταβολής στάθμης από χρονοσειρά:

i) παλιρροιογράφου V_{TG} , ii) δορυφορικής αλτιμετρίας V_{Sat} και iii) ωκεανογραφικού μοντέλου V_{MOD} .

³⁴ Στατιστικές παράμετροι για τις διαφορές της χρονοσειράς του παλιρροιογράφου TG μείον της χρονοσειράς του ωκεανογραφικού μοντέλου MOD .

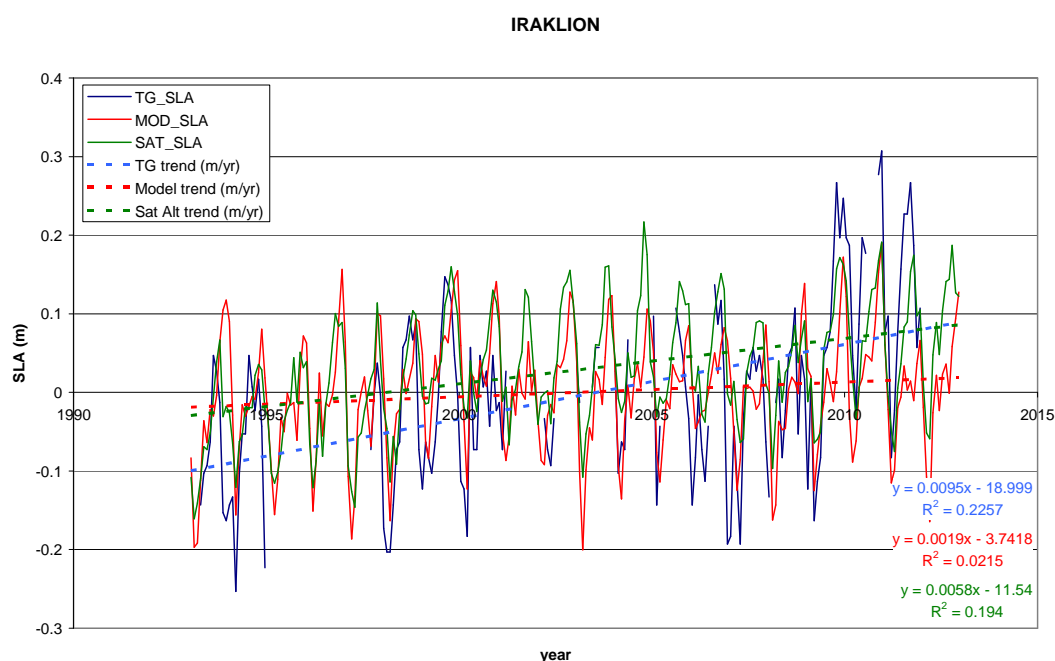
³⁵ Στατιστικές παράμετροι για τις διαφορές της χρονοσειράς του παλιρροιογράφου TG μείον της χρονοσειράς δορυφορικής αλτιμετρίας Sat .

³⁶ Στατιστικές παράμετροι για τις διαφορές της χρονοσειράς της δορυφορικής αλτιμετρίας Sat μείον της χρονοσειράς του παλιρροιογράφου TG .

³⁷ Συντελεστής συσχέτισης μεταξύ των ανωτέρω συγκρινόμενων χρονοσειρών.

³⁸ Η διαφορά υπολογίζεται ως $(V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}}) - (V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}}) = -0.1 - (-3.2) = 3.1 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

5.3.1.2 Ηράκλειο



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου:

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}} = 5.8 - 9.5 = -3.7 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}} = 1.9 - 9.5 = -7.6 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

HERA³⁹ βάσει ανάλυσης των δεδομένων του NGL⁴⁰ Jun.2010-May.2016: -0.8

mm·year⁻¹

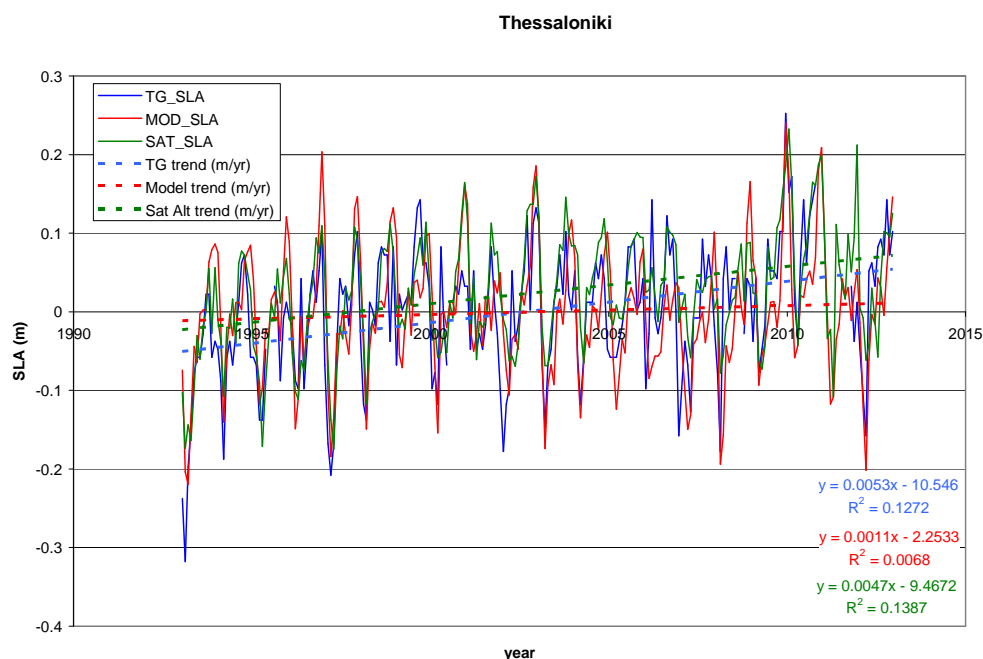
(m)	TG-MOD	TG-Sat	Sat-MOD
mean	-0.005	-0.031	0.028
stdev	0.102	0.073	0.052
min	-0.280	-0.201	-0.136
max	0.253	0.144	0.185
range	0.533	0.345	0.321
Correlation	0.454	0.763	0.784

Παρατηρείται οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους. Η σύγκριση των χρονοσειρών SLA του παλιρροιογράφου με του ωκεανογραφικού μοντέλου εμφανίζεται προβληματική καθώς το εύρος των υπολογιζόμενων διαφορών και η τυπική απόκλιση είναι στα επίπεδα των αντίστοιχων τιμών του καθατού σήματος της SLA. Η διαφορά $3.9\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου από αλτιμετρία και από το ωκεανογραφικό μοντέλο είναι μεγάλη. Η υπολογιζόμενη ταχύτητα από τις καταγραφές 6 ετών του σταθμού GNSS στο Ηράκλειο αποκλίνει και αυτή σημαντικά από τις άλλες δυο ιδιαίτερα με την ταχύτητα που προκύπτει από το συνδυασμό παλιρροιογράφου και ωκεανογραφικού μοντέλου.

³⁹ Το όνομα του εκάστοτε σταθμού GNSS σύμφωνα με τον φορέα υπολογισμού των παρατηρήσεών του.

⁴⁰ NGL: Nevada Geodetic Laboratory (<http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/stations/NOA1.sta>) Blewitt, G., W.C. Hammond, C. Kreemer, 2018, Harnessing the GPS Data Explosion for Interdisciplinary Science, *Eos*, 99, <https://doi.org/10.1029/2018EO104623>.

5.3.1.3 Θεσσαλονίκη



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου:

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}} = 4.7 - 5.3 = -0.6 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}} = 1.1 - 5.3 = -4.2 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

AUT1 βάσει ανάλυσης του EPN Apr.2005- Oct.2018 : $-1.4 \pm 0.04 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

AUT1 βάσει ανάλυσης του SONEL⁴¹ Apr.2005-Dec.2013 : $-1.2 \pm 0.31 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

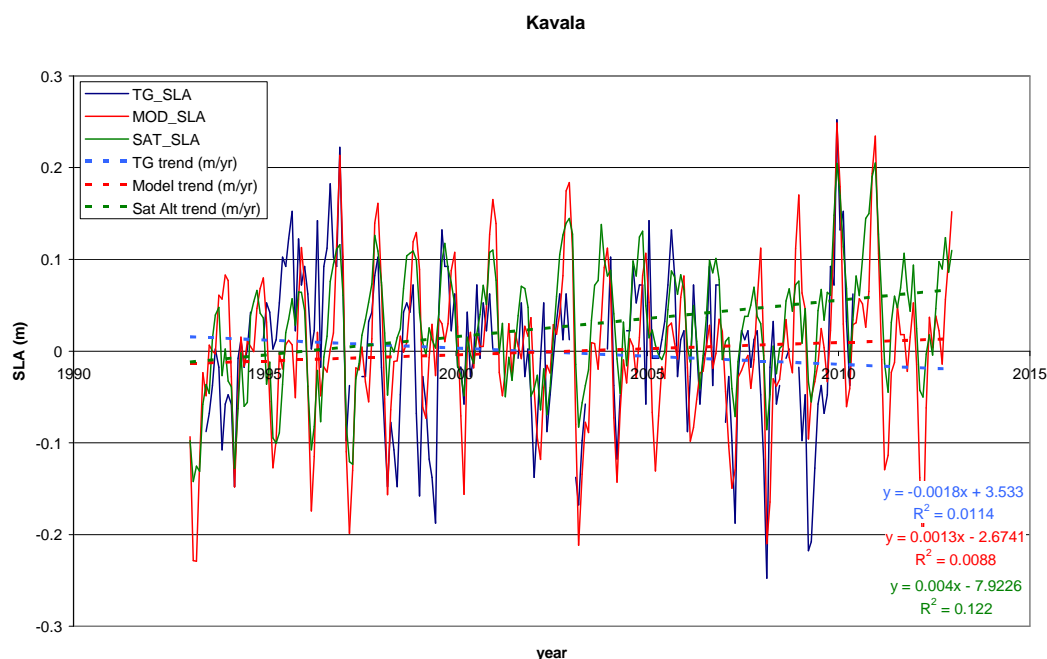
AUT1 βάσει ανάλυσης των δεδομένων του NGL Mar.2005-Dec.2015: $-1.6 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

(m)	TG-MOD	TG-Sat	Sat-MOD
mean	0.002	-0.023	0.025
stdev	0.070	0.055	0.055
min	-0.188	-0.200	-0.106
max	0.212	0.140	0.158
range	0.400	0.340	0.264
Correlation	0.667	0.777	0.779

Παρατηρείται οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους και κρίνονται σχετικά ικανοποιητικές οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών. Επίσης, η διαφορά $3.6 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου είναι μεγάλη. Η ταχύτητα που προκύπτει από τη χρονοσειρά του σταθμού GNSS (AUT1) του Α.Π.Θ. στα ΝΑ της Θεσσαλονίκης συμφωνεί με την ταχύτητα που προκύπτει από το συνδυασμό της χρονοσειράς του παλιρροιογράφου με την χρονοσειρά από την αλτιμετρία.

⁴¹ SONEL: Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales, Wöppelmann G. (2004). SONEL. In: actes de l'Atelier Expérimentation et Instrumentation IFREMER, INSU, Météo-France, Paris, 23-24 mars 2004

5.3.1.4 Καβάλα



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου:

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}} = 0.4 - (-1.8) = 2.2 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

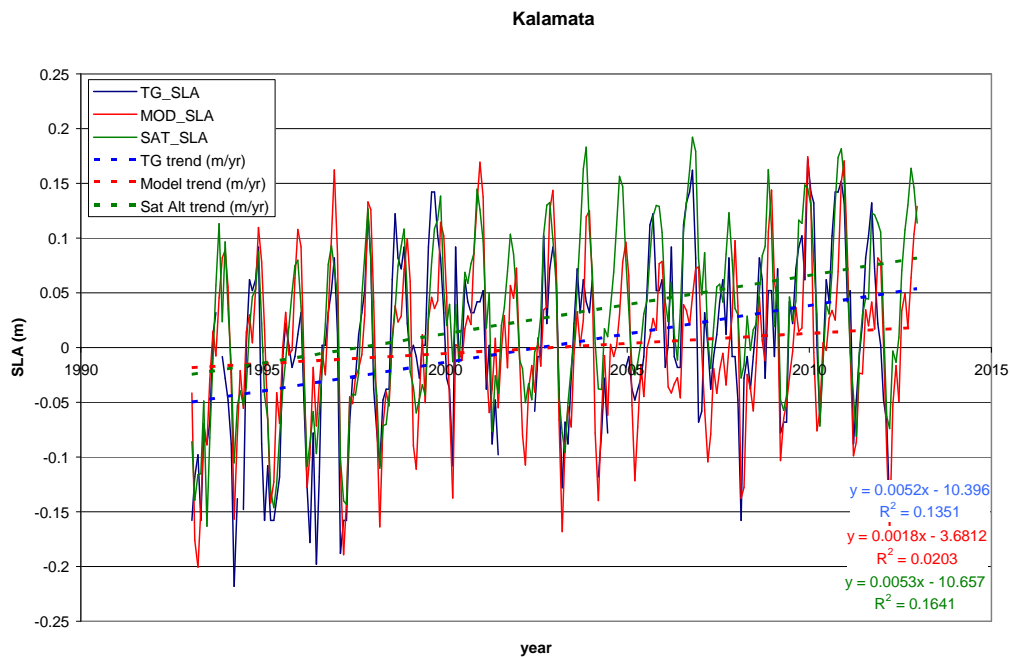
$$V_{\text{plate}} = V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}} = 1.3 - (-1.8) = 3.1 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

KAV1 βάσει ανάλυσης των δεδομένων του NGL Oct.2010-Feb.2016: $1.1 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

(m)	TG-MOD	TG-Sat	Sat-MOD
mean	0.001	-0.024	0.028
stdev	0.083	0.070	0.053
min	-0.247	-0.200	-0.110
max	0.180	0.163	0.168
range	0.427	0.363	0.277
Correlation	0.436	0.501	0.772

Παρατηρείται οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους. Φαινόμενη ασυμφωνία καταγραφών του παλιρροιογράφου τόσο με το μοντέλο όσο και με τα αλτιμετρικά δεδομένα. Επίσης, η διαφορά $0.9 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου από αλτιμετρία και από το ωκεανογραφικό μοντέλο είναι σχετικά μικρή. Η ταχύτητα που προκύπτει από τη χρονοσειρά 5.5 ετών του σταθμού GNSS στην Καβάλα είναι πλησιέστερα στην ταχύτητα που προκύπτει από το συνδυασμό του παλιρροιογράφου με τη δορυφορική αλτιμετρία και δείχνει και αυτή ανύψωση της έδρας του παλιρροιογράφου. Ίσως υπάρχει πιθανό πρόβλημα στις καταγραφές του παλιρροιογράφου ή τοπική αδυναμία (λόγω ιδιαιτεροτήτων στο παλιρροιακό σήμα στο κόλπο της Καβάλας) τόσο του μοντέλου όσο και της αλτιμετρίας παρά την μεταξύ τους ικανοποιητική συμφωνία.

5.3.1.5 Καλαμάτα



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου:

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}} = 5.3 - 5.2 = 0.1 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$$

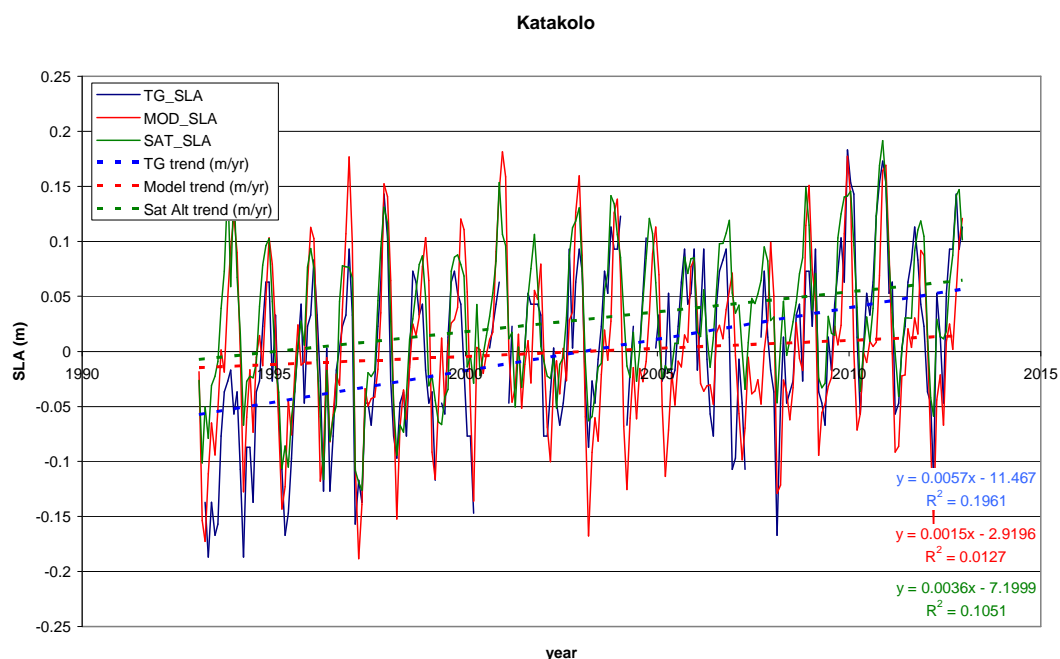
$$V_{\text{plate}} = V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}} = 1.8 - 5.2 = -3.4 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$$

KALM βάσει ανάλυσης των δεδομένων NGL Nov.2010-May.2016: $0.2 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$

(m)	TG-MOD	TG-Sat	Sat-MOD
mean	0.000	-0.028	0.029
stdev	0.061	0.049	0.050
min	-0.174	-0.164	-0.090
max	0.136	0.087	0.146
range	0.311	0.251	0.235
Correlation	0.746	0.826	0.815

Παρατηρείται οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους και ικανοποιητικές τιμές των στατιστικών παραμέτρων. Επίσης, η διαφορά $3.5 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου από αλτιμετρία και από το ωκεανογραφικό μοντέλο είναι σχετικά μεγάλη. Η υπολογιζόμενη ταχύτητα από τις καταγραφές 5.5 ετών του σταθμού GNSS στην Καλαμάτα συμφωνεί ικανοποιητικά με την ταχύτητα που προκύπτει από τις διαφορές του παλιρροιογράφου με την αλτιμετρία οπότε και αναδεικνύει πιθανή αδυναμία του ωκεανογραφικού μοντέλου.

5.3.1.6 Κατάκολο



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου:

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}} = 3.6 - 5.7 = -2.1 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}} = 1.5 - 5.7 = -4.2 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

PYRG βάσει ανάλυσης των δεδομένων NGL Aug.2011-May.2016: $1.1 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

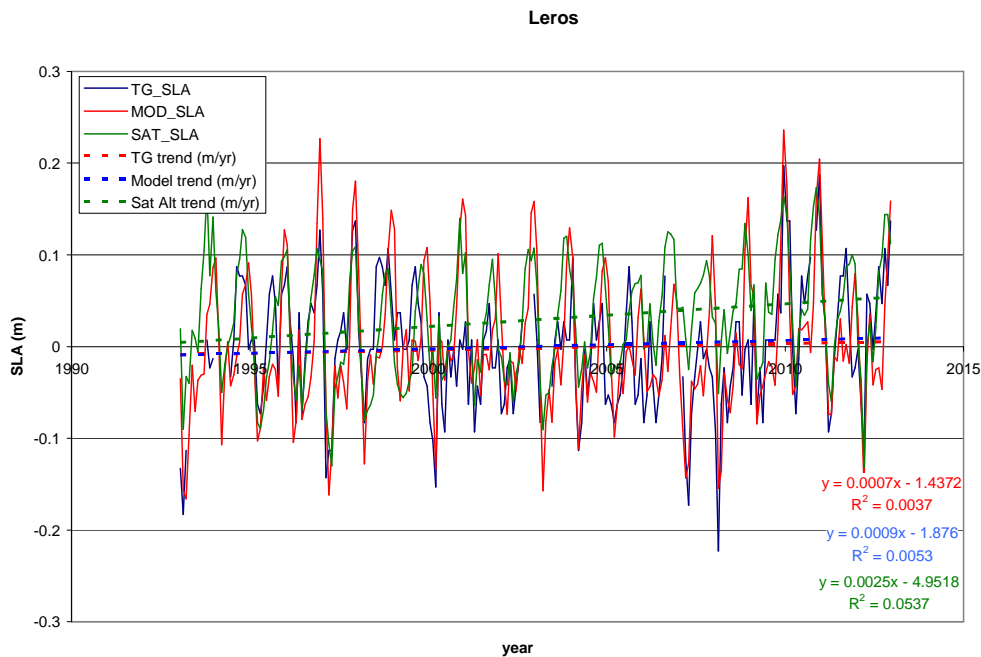
PYRG βάσει ανάλυσης των δεδομένων NGL Aug.2011-May.2016⁴²: $0.3 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

(m)	TG-MOD	TG-Sat	Sat-MOD
mean	0.000	-0.030	0.029
stdev	0.061	0.047	0.046
min	-0.189	-0.209	-0.100
max	0.144	0.072	0.129
range	0.332	0.281	0.229
Correlation	0.707	0.770	0.816

Παρατηρείται οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους και ικανοποιητικές τιμές των στατιστικών παραμέτρων. Επίσης, η διαφορά $2.1 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου από αλτιμετρία και από το ωκεανογραφικό μοντέλο είναι σχετικά μεγάλη. Η διαφορά αυτή στις ταχύτητες δεν μπορεί να διακριβωθεί από την ταχύτητα που προκύπτει από τη χρονοσειρά του σταθμού GNSS στον Πύργο καθώς και αυτή αποκλίνει σημαντικά από τις άλλες δυο, ενώ και η ύπαρξη της προβληματικής περιόδου καταγραφής κάνει την όποια σύγκριση για εξαγωγή συμπεράσματος παρακινδυνευμένη.

⁴² αφαιρώντας προβληματική καταγραφή περιόδου Nov.2011-7th Jun.2012

5.3.1.7 Λέρος



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου:

$$V_{plate} = V_{Sat} - V_{TG} = 2.5 - 0.9 = 1.6 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$$

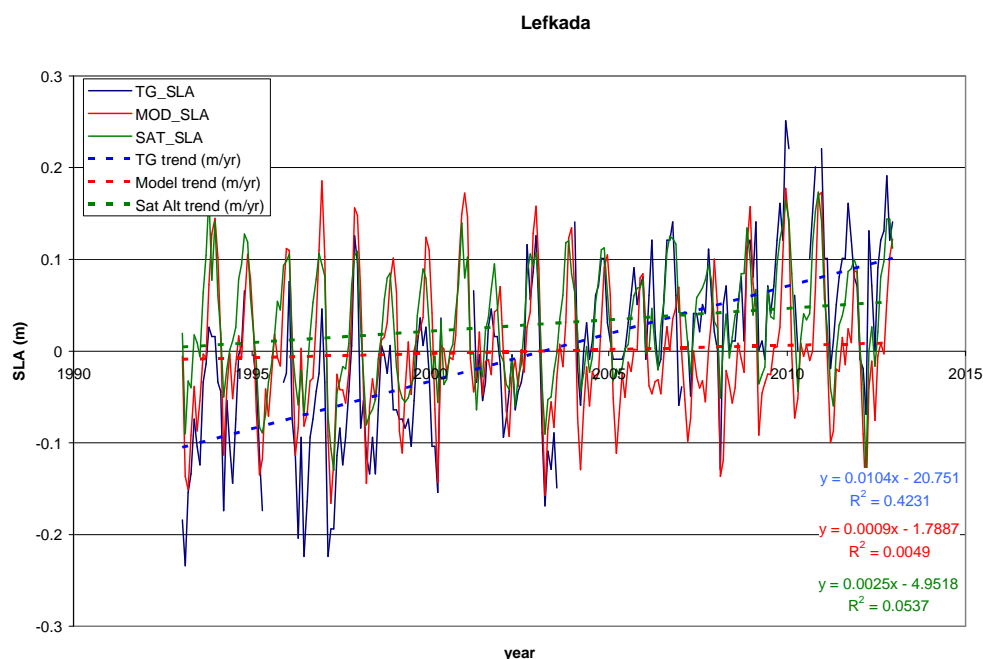
$$V_{plate} = V_{MOD} - V_{TG} = 0.7 - 0.9 = -0.2 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$$

KALY βάσει ανάλυσης των δεδομένων του NGL Dec.2013-May.2016: $1.8 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$

(m)	TG-MOD	TG-Sat	Sat-MOD
mean	-0.003	-0.030	0.029
stdev	0.063	0.055	0.056
min	-0.164	-0.172	-0.146
max	0.110	0.096	0.152
range	0.274	0.267	0.298
Correlation	0.575	0.611	0.710

Παρατηρείται οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους και ικανοποιητικές οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών. Επίσης, η διαφορά $1.8 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου είναι σχετικά μικρή. Η χρονοσειρά του σταθμού GNSS στην Κάλυμνο συμφωνεί ικανοποιητικά με την υπολογιζόμενη με τάση από τη διαφορά $A\Sigma\theta_{TG} - A\Sigma\theta_{Sat}$ αλλά είναι πολύ μικρή για να την επιβεβαιώσει έναντι της υπολογιζόμενης τάσης από τη διαφοράς $A\Sigma\theta_{TG} - A\Sigma\theta_{Mod}$.

5.3.1.8 Λευκάδα



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου:

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}} = 2.5 - 10.4 = -7.9 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

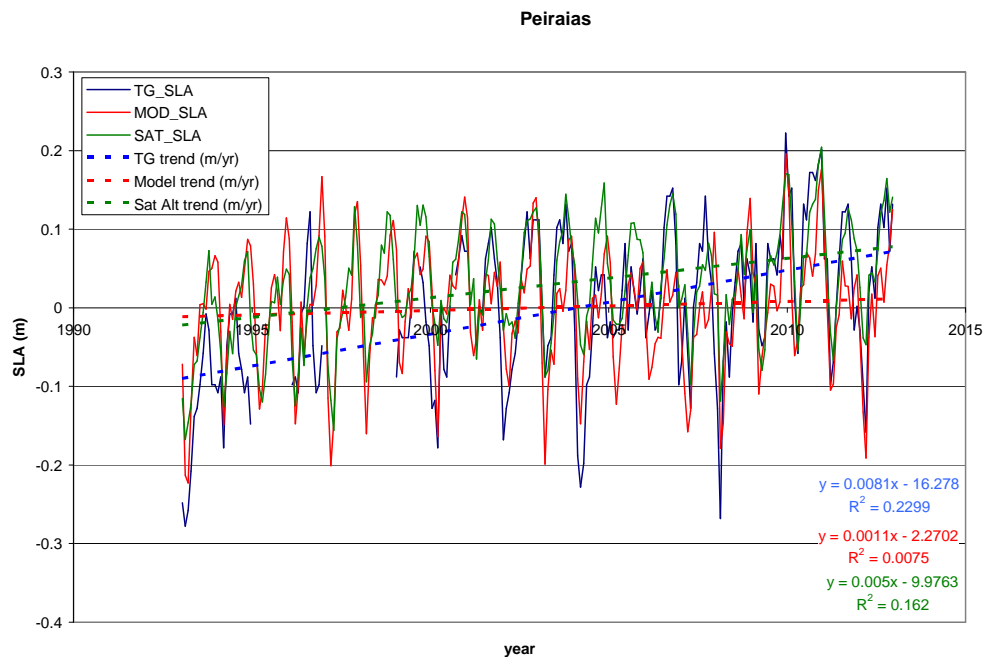
$$V_{\text{plate}} = V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}} = 0.9 - 10.4 = -9.5 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

SPAN βάσει ανάλυσης των δεδομένων του NGL May.2007-Dec.2011: $-1.3 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

(m)	TG-MOD	TG-Sat	Sat-MOD
mean	0.005	-0.027	0.029
stdev	0.077	0.060	0.047
min	-0.179	-0.203	-0.092
max	0.171	0.132	0.133
range	0.350	0.335	0.225
Correlation	0.696	0.772	0.808

Παρατηρείται οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους και ικανοποιητικές οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών. Επίσης, η διαφορά $1.6 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου από αλιμετρία και από το ωκεανογραφικό μοντέλο είναι σχετικά μικρή παρουσιάζοντας μια ικανοποιητική μεταξύ τους συμφωνία. Αντίθετα, η ταχύτητα που προκύπτει από τη χρονοσειρά 4.5 ετών του σταθμού GNSS στο Σπανοχώρι δεν συμφωνεί με καμία από τις δυο άλλες ταχύτητες οι οποίες δείχνουν αρκετά ψηλότερη ταχύτητα καταβύθισης της έδρας του παλιρροιογράφου ($-9.5 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ & $-7.9 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ έναντι $-1.3 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$)

5.3.1.9 Πειραιάς



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου:

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}} = 5.0 - 8.1 = -3.1 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}} = 1.1 - 8.1 = -7.0 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

DYNG βάσει ανάλυσης του EPN⁴³ Jun.2011-Oct.2018 : $0.8 \pm 0.10 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

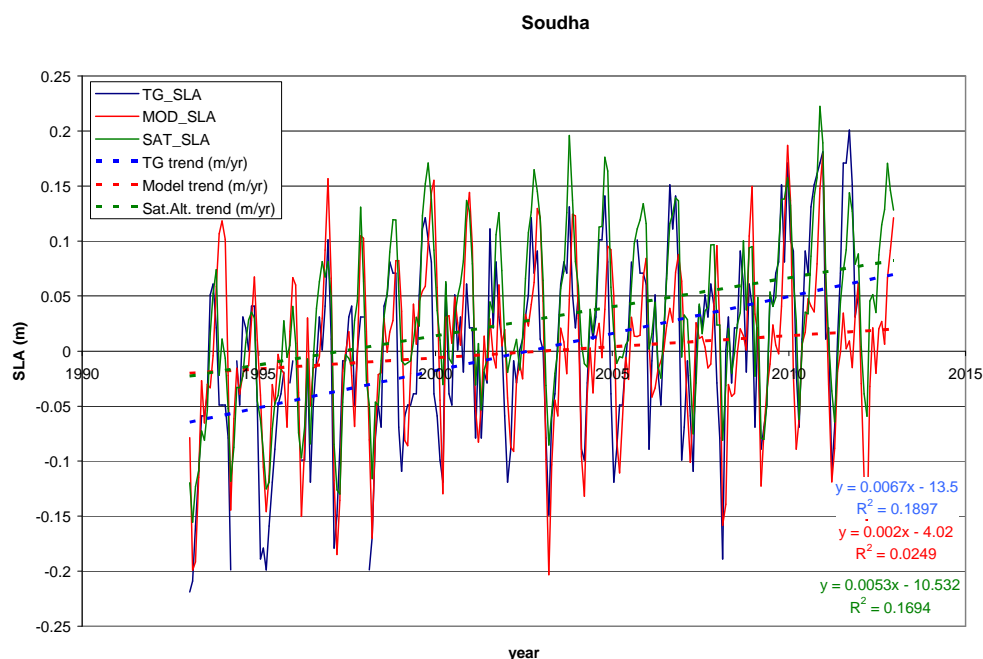
NOA1 βάσει ανάλυσης των δεδομένων του NGL Mar.2006-Sep.2018: $0.6 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

(m)	TG-MOD	TG-Sat	Sat-MOD
mean	0.000	-0.032	0.028
stdev	0.078	0.058	0.049
min	-0.227	-0.198	-0.096
max	0.168	0.094	0.144
range	0.395	0.292	0.240
Correlation	0.596	0.746	0.789

Παρατηρείται οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους και σχετικά ικανοποιητικές οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών. Επίσης, η διαφορά $3.9 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου είναι μεγάλη. Η χρονοσειρά των σταθμών GNSS του Ε.Μ.Π. (DYNG) και του Ε.Α.Α. (NOA1) στην Αν.Αττική συμφωνούν ικανοποιητικά μεταξύ τους και καταδεικνύουν ταχύτητες στα υψόμετρα πολύ μικρότερες από αυτές που προκύπτουν από τους συνδυασμούς των χρονοσειρών του παλιρροιογράφου με την χρονοσειρά από την αλτιμετρία και, ειδικά, με την χρονοσειρά από το ωκεανογραφικό μοντέλο.

⁴³ EPN: EUREF Permanent Network

5.3.1.10 Σούδα



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου:

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}} = 5.3 - 6.7 = -1.4 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}} = 2.0 - 6.7 = -4.7 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$$

TUC2 βάσει ανάλυσης του EPN Oct.2004-Oct.2018: $-0.1 \pm 0.06 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

TUC2 βάσει ανάλυσης των δεδομένων του NGL Dec.2013-May.2016: $0.9 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

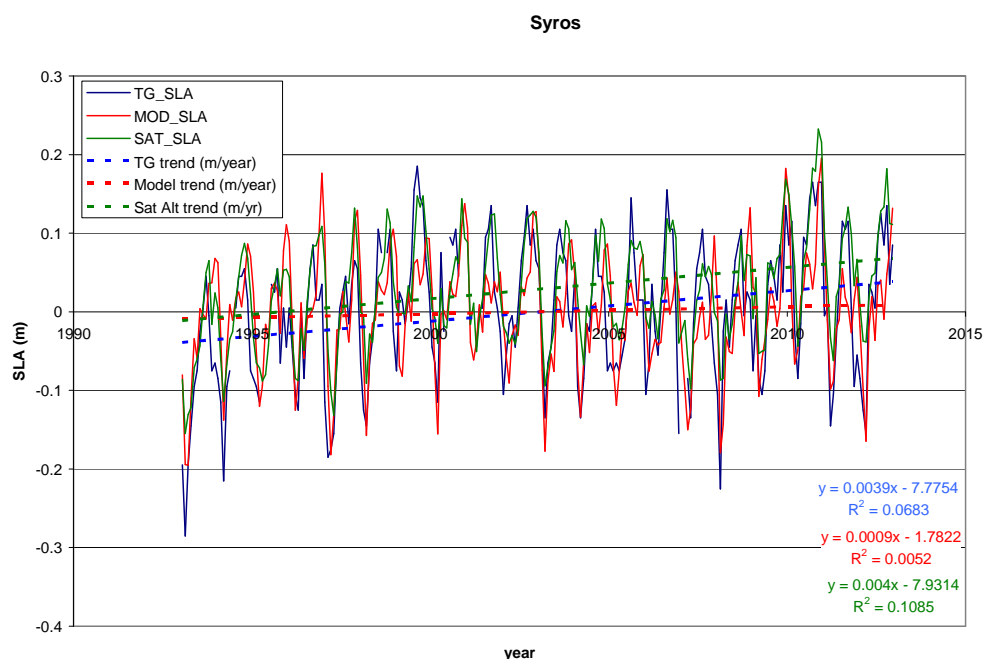
TUC2 βάσει ανάλυσης των δεδομένων του NGL Dec.2013-May.2016⁴⁴: $-0.3 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$

(m)	TG-MOD	TG-Sat	Sat-MOD
mean	0.000	-0.029	0.030
stdev	0.068	0.044	0.051
min	-0.194	-0.150	-0.129
max	0.192	0.098	0.149
range	0.386	0.248	0.278
Correlation	0.683	0.855	0.771

Παρατηρείται, οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους και ικανοποιητικές οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών. Επίσης, η διαφορά $3.3 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου είναι μεγάλη. Η ταχύτητα που προκύπτει από τη χρονοσειρά του σταθμού GNSS (TUC2) στη Σούδα είναι πλησιέστερα στην ταχύτητα που προκύπτει από το συνδυασμό της χρονοσειράς του παλιρροιογράφου με την χρονοσειρά από την αλτιμετρία.

⁴⁴ Διορθώθηκε πιθανό shift από λάθος στην καταγραφή της υψομετρικής διαφοράς όταν εγκαταστάθηκε νέα κεραία στο σταθμό.

5.3.1.11 Σύρος



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου:

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}} = 4.0 - 3.9 = 0.1 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$$

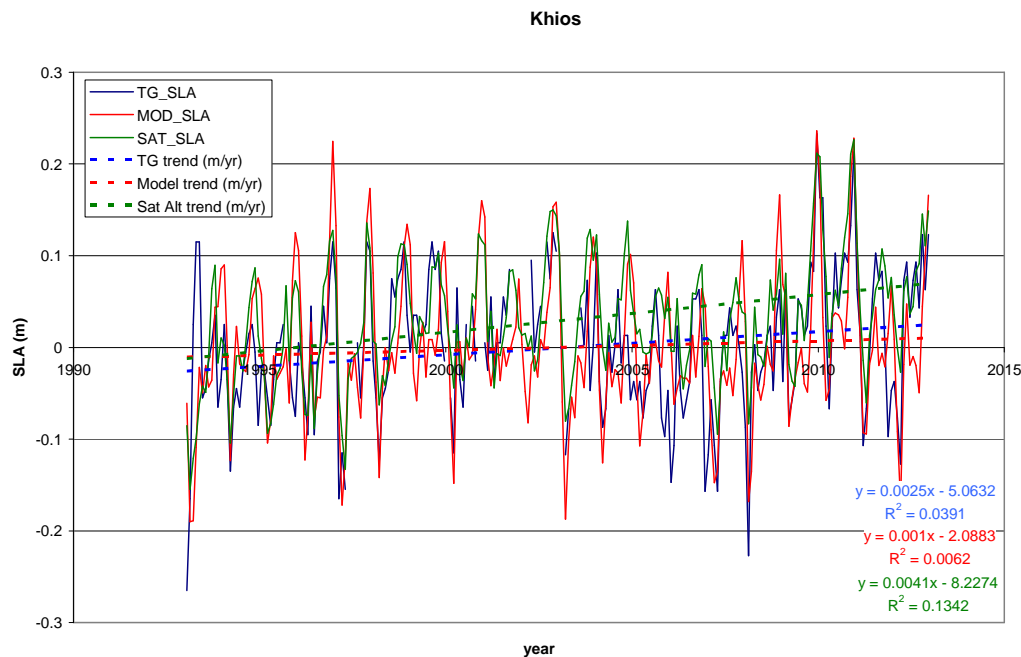
$$V_{\text{plate}} = V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}} = 0.9 - 3.9 = -3.0 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$$

SYRO βάσει ανάλυσης των δεδομένων του NGL Dec.2013-May.2016: $0.9 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$

(m)	TG-MOD	TG-Sat	Sat-MOD
mean	0.000	-0.029	0.029
stdev	0.069	0.047	0.048
min	-0.212	-0.175	-0.097
max	0.136	0.073	0.153
range	0.348	0.248	0.251
Correlation	0.636	0.841	0.793

Παρατηρείται οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους και ικανοποιητικές οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών. Επίσης, η διαφορά $3.1 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου είναι μεγάλη. Η ταχύτητα που προκύπτει από τη χρονοσειρά του σταθμού GNSS στη Σύρο συμφωνεί ικανοποιητικά με την ταχύτητα που προκύπτει από το συνδυασμό της χρονοσειράς του παλιρροιογράφου με την χρονοσειρά από την αλτιμετρία.

5.3.1.12 Χίος



Υπολογισμός τάσεων/ταχυτήτων κατακόρυφης μετατόπισης της έδρας του παλιρροιογράφου:

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{Sat}} - V_{\text{TG}} = 4.1 - 2.5 = 1.6 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$$

$$V_{\text{plate}} = V_{\text{MOD}} - V_{\text{TG}} = 1.0 - 2.5 = -1.5 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$$

XIOS βάσει ανάλυσης των δεδομένων NGL Dec.2013-May.2016: $0.1 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$

CESM βάσει ανάλυσης των δεδομένων NGL Jan.2009-Oct.2015: $-1.1 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$

(m)	TG-MOD	TG-Sat	Sat-MOD
mean	0.001	-0.029	0.029
stdev	0.071	0.053	0.050
min	-0.204	-0.180	-0.097
max	0.224	0.214	0.143
range	0.428	0.394	0.240
Correlation	0.505	0.654	0.775

Παρατηρείται οπτικά καλή συμφωνία των φάσεων όλων των χρονοσειρών ως προς τα πλάτη και τις περιόδους και ικανοποιητικές τιμές των στατιστικών παραμέτρων. Επίσης, η διαφορά $3.1 \text{ mm} \cdot \text{year}^{-1}$ μεταξύ των υπολογιζόμενων ταχυτήτων της έδρας του παλιρροιογράφου από αλτιμετρία και από το ωκεανογραφικό μοντέλο είναι σχετικά μεγάλη. Η διαφορά αυτή στις ταχύτητες δεν μπορεί να διακριβωθεί από την ταχύτητα που προκύπτει από τη χρονοσειρά του σταθμού GNSS της Χίου καθώς αυτή είναι στο μέσο των δύο τιμών των ταχυτήτων και είναι πολύ μικρή μόλις 2.5 ετών. Η υπολογιζόμενη ταχύτητα από τις καταγραφές 6.5+ ετών του σταθμού GNSS στο Τσεσμέ συμφωνεί ικανοποιητικά με την ταχύτητα που προκύπτει από τις διαφορές του παλιρροιογράφου με το ωκεανογραφικό μοντέλο αλλά καθώς μπορεί να εδράζεται σε διαφορετική πλάκα από τον παλιρροιογράφο της Χίου η σύγκριση για εξαγωγή συμπεράσματος είναι παρακινδυνευμένη.

5.3.1.13 Συμπεράσματα σημειακών συγκρίσεων

Γενικά, είναι εμφανές ότι το ωκεανογραφικό μοντέλο είναι σε θέση να αποτυπώσει με ικανοποιητική ακρίβεια τις σημειακές και πάνω στις ακτές μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας τόσο ως προς την περίοδό τους όσο και ως προς το εύρος τους. Επίσης, οι στατιστικές παράμετροι των διαφορών από τις συγκρίσεις των αποτελεσμάτων του μοντέλου με τα δεδομένα των παλιρροιογράφων και της δορυφορικής αλτιμετρίας κρίνονται ικανοποιητικές, ενώ είναι φανερή η μεγαλύτερη συμφωνία του μοντέλου με τις αλτιμετρικές παρατηρήσεις. Ως εκ τούτου, οι παραπάνω σημειακές συγκρίσεις του ωκεανογραφικού μοντέλου με τους παλιρροιογράφους και με τα αλτιμετρικά δεδομένα καταδεικνύουν τις δυνατότητες του ωκεανογραφικού μοντέλου να εκτιμήσει με μια ακρίβεια της τάξης των 4-8cm τις μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας σε βάθος χρόνου 20ετίας. Αυτό συνεπάγεται και μια αντίστοιχη ακρίβεια στον υπολογισμό της τιμής της $M\Delta\Omega T$ στα παράκτια αυτά σημεία που πραγματοποιήθηκαν οι συγκρίσεις. Αν και το πλήθος των συγκρίσεων (12 παλιρροιογράφοι) στις ακτές είναι μικρό, ώστε να υποστηριχθεί με σημαντική εμπιστοσύνη ότι η ακρίβεια θα είναι η ίδια σε όλο το μήκος των ακτών της περιοχής της παρούσας μελέτης, το γεγονός ότι το δείγμα των συγκρίσεων καταλαμβάνει όλη την έκταση της περιοχής και οι ακρίβειες των επί μέρους συγκρίσεων δεν αποκλίνουν σημαντικά μεταξύ τους, είναι ενδεικτικά του ότι η ακρίβεια σε όλο το μήκος των ακτών θα πρέπει να κυμαίνεται περίπου σε αυτό το επίπεδο.

Από τα γραφήματα των συγκρίσεων είναι φανερό ότι, αν εξαλειφθούν οι τάσεις από τις χρονοσειρές των παλιρροιογράφων, του μοντέλου και της αλτιμετρίας, η συμφωνία μεταξύ τους θα είναι μεγαλύτερη. Το γεγονός αυτό καταδεικνύει πιθανές αδυναμίες της κάθε μεθοδολογίας να αποκαλύψει με ακρίβεια, στα παραπάνω επί των ακτών σημεία, τις μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας που αντιστοιχούν στις πολύ μεγάλες περιόδους ή στη τάση της μεταβολής (λόγω κλιματικής αλλαγής). Για τους παλιρροιογράφους, το πρόβλημα του διαχωρισμού του σήματος της κατακόρυφης γεωδυναμικής μετακίνησης της έδρας τους από την καταγραφή της στάθμης της θάλασσας είναι γνωστό και έχει μελετηθεί εκτενώς (Cazenave et al, 1999; Bevis et al, 2002; Gill et al, 2015) με προτεινόμενη μεθοδολογία για τη θεραπεία του την αξιοποίηση χρονοσειρών παραπλήσιων σταθμών GNSS ή την πραγματοποίηση περιοδικών ελέγχων των υψομετρικών μεταβολών με καμπάνιες GNSS ή με εκτεταμένες χωροσταθμίσεις. Δυστυχώς, i) οι χρονοσειρές που διατίθενται δεν καλύπτουν τις εποχές πριν από το 2005 καθώς δεν υπήρχαν διαθέσιμοι μόνιμοι σταθμοί GNSS πλησίον παλιρροιογράφων, και ii) δεν πραγματοποιούνταν περιοδικές καμπάνιες καταγραφής των υψομετρικών μεταβολών της έδρας των παλιρροιογράφων. Η αλτιμετρία έχει γνωστές αδυναμίες σε νησιωτικά περιβάλλοντα, σε πολύ κλειστές θάλασσες και πολύ κοντά σε ακτές

ειδικά σε ότι αφορά τις παλαιότερες δορυφορικές αποστολές. Παρόλα αυτά έχει την ικανότητα να αποδίδει με ικανοποιητική ακρίβεια τις ανωμαλίες στη στάθμη της θάλασσας τόσο στις μικρότερες περιόδους (ειδικά σε μέσες μηνιαίες τιμές) όσο και σε μεγαλύτερες περιόδους (ετήσιες) και ειδικά στην υπολογιζόμενη διαχρονικά τάση μεταβολής της στάθμης της θάλασσας λόγω κλιματικής αλλαγής. Ως προς το ωκεανογραφικό μοντέλο, θα πρέπει να διερευνηθεί παραπέρα η ακρίβεια με την οποία μπορεί να αποδώσει την τάση της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας σε μεγάλες χρονικές περιόδους. Οι συγκρίσεις του επόμενου σκέλους (σε εκτεταμένη περιοχή) φαίνεται να καταδεικνύουν παραπέρα την ανάγκη μελέτης τόσο της περιοδικότητας όσο και της τάσης στην υπολογιζόμενη στάθμη της θάλασσας που αποδίδει το μοντέλο.

5.3.2 Συγκρίσεις σε εκτεταμένη περιοχή

Προκειμένου να ελεγχθεί εκτενέστερα η ακρίβεια του ωκεανογραφικού μοντέλου στην απόδοση των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας στην περιοχή ενδιαφέροντος πραγματοποιήθηκαν συγκρίσεις με δεδομένα από αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας. Τα δεδομένα αυτά αφορούν κανάβους μέσω μηνιαίων τιμών ανωμαλιών της στάθμης της θάλασσας (*Delayed Time - Maps of Sea Level Anomalies DT-MSLA*) που δημιουργήθηκαν από μετεπεξεργασία συνδυαστικών παρατηρήσεων πολλαπλών αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας στα πλαίσια της δομής επεξεργασίας αλτιμετρικών προϊόντων Ssalto/Duacs τα οποία παράγονται και διανέμονται για τη Μεσόγειο Θάλασσα από τον οργανισμό Copernicus Marine and Environment Monitoring Service (CMEMS)⁴⁵. Τα δεδομένα *DT-MSLA* καλύπτουν όλη την περιοχή της μελέτης από τον Ιανουάριο του 1993 οπότε και οι συγκρίσεις με το ωκεανογραφικό μοντέλο MFS-OCM πραγματοποιούνται για την εποχή Ιαν. 1993 έως και Δεκ. 2012.

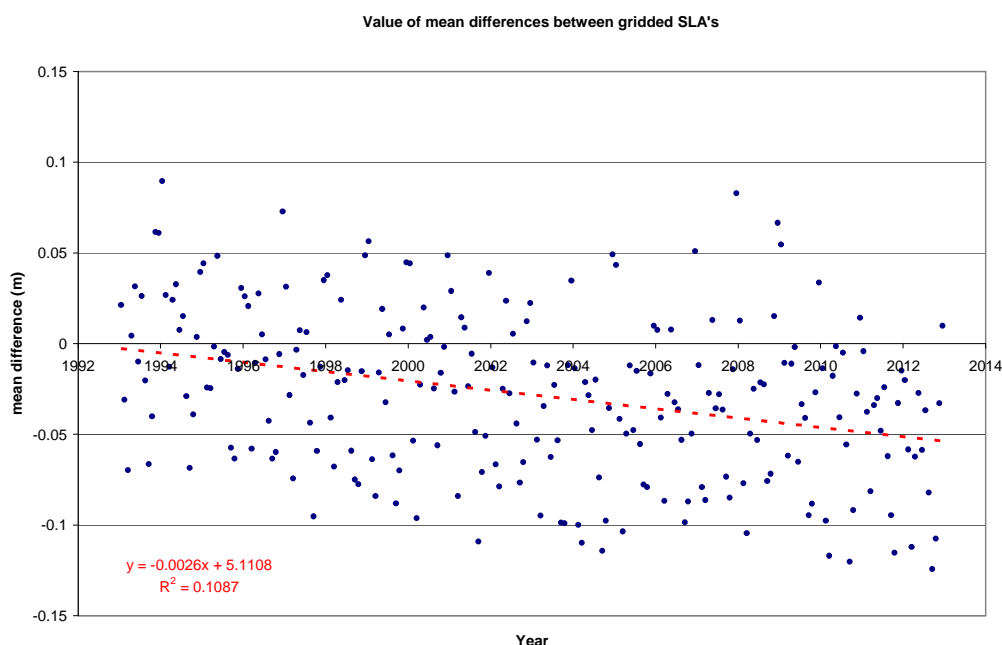
Όμοια με την λογική που ακολουθήθηκε στην περίπτωση των σημειακών συγκρίσεων, από τις μηνιαίες τιμές $\Delta\Omega T$ του ωκεανογραφικού μοντέλου MFS-OCM μπορεί να υπολογιστεί ο κανάβος με τις τιμές της ανωμαλίας στη στάθμη της θάλασσας $A\Sigma\Theta_{MOD}$ σε κάθε σημείο γεωγραφικού μήκους i και γεωγραφικού πλάτους j και για κάθε μήνα m ως:

$$A\Sigma\Theta_{MOD,i,j} = \Delta\Omega T_{i,j} - M\Delta\Omega T_{i,j} \quad (\Sigma\chi.5.4)$$

όπου $M\Delta\Omega T_{i,j}$ είναι η μέση τιμή όλων των μηνιαίων τιμών της $\Delta\Omega T$ του ωκεανογραφικού μοντέλου για την περίοδο αναφοράς (1993-2012) στο σημείο i,j ενώ $\Delta\Omega T_{i,j}$ είναι η τιμή της $\Delta\Omega T$ του ωκεανογραφικού μοντέλου στο σημείο i,j για το μήνα ενδιαφέροντος m . Επίσης, τα

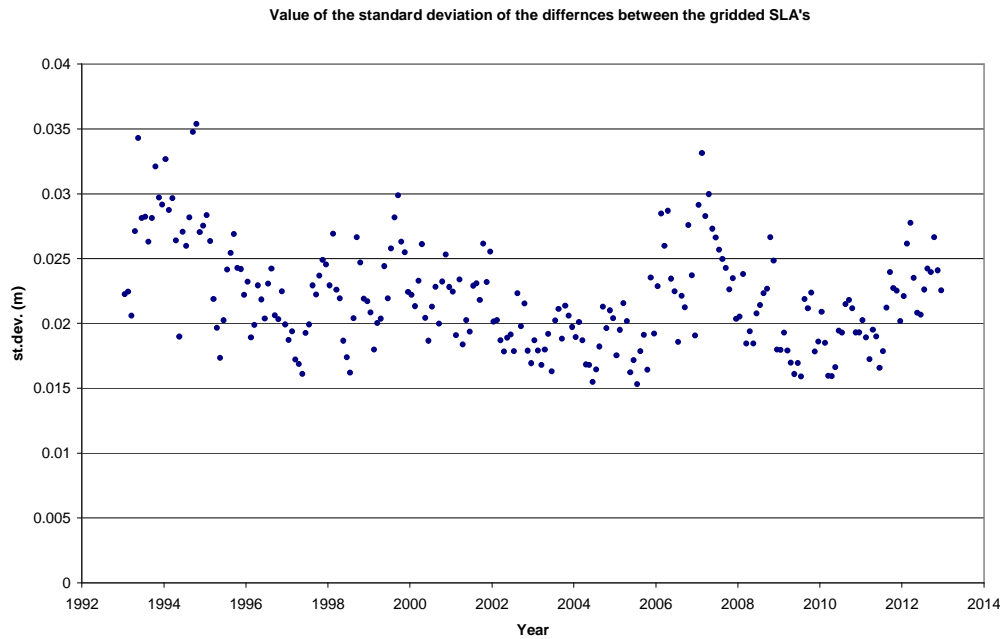
⁴⁵ <http://www.marine.copernicus.eu>

δεδομένα DT-MSLA αποδίδουν τις μηνιαίες τιμές της ΑΣΘ, $ΑΣΘ_{Sat}$, για κάθε σημείο i,j της περιοχής ενδιαφέροντος και για κάθε μήνα για την περίοδο αναφοράς (1993-2012). Κατά αυτό τον τρόπο υπάρχουν διαθέσιμοι δυο κানাβοι μηνιαίων τιμών ανωμαλίας στη στάθμη της θάλασσας για κάθε μήνα i) ο κানাβος $ΑΣΘ_{MOD}$ που προκύπτει από το ωκεανογραφικό μοντέλο, και ii) ο κানাβος $ΑΣΘ_{Sat}$ από τα δεδομένα DT-MSLA. Συγκρίνοντας τους δυο κανάβους που αντιστοιχούν για κάθε μήνα και για όλη την περίοδο αναφοράς αξιολογείται η ακρίβεια του μοντέλου να αποδώσει τις μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας για μεγάλο χρονικό διάστημα και σε όλη την έκταση της περιοχής ενδιαφέροντος. Η σύγκριση πραγματοποιείται υπολογίζοντας τη διαφορά $ΑΣΘ_{MOD} - ΑΣΘ_{Sat}$ των κανάβων των τιμών της ΑΣΘ που διατίθενται για κάθε μήνα της περιόδου 1993-2012. Στην συνέχεια παρουσιάζονται οι στατιστικές παράμετροι i) της μέσης τιμής και ii) της τυπικής απόκλισης για τις διαφορές των κανάβων $ΑΣΘ_{MOD} - ΑΣΘ_{Sat}$ για κάθε μήνα.



Εικ.5.2 Η διακύμανση της μέσης τιμής των διαφορών των κανάβων $ΑΣΘ_{MOD} - ΑΣΘ_{Sat}$ για κάθε μήνα της περιόδου Ιαν. 1993 - Δεκ. 2012.

Παρατηρείται ότι η μέση τιμή των διαφορών $ΑΣΘ_{MOD} - ΑΣΘ_{Sat}$ του υπολειπόμενου κανάβου παρουσιάζει μια μικρή τιμή κοντά στο -2.8 cm με μια σχετικά μικρή διακύμανση της τάξης ± 4.5 cm. Η γραμμική τάση που παρατηρείται είναι της τάξης του $-2.6 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$ και είναι ενισχυτική των ευρημάτων που βρέθηκαν στις σημειακές συγκρίσεις με τους παλιρροιογράφους.



Εικ.5.3 Η διακύμανση της τιμής της τυπικής απόκλισης των διαφορών των κανάβων $A\Sigma\Theta_{MOD} - A\Sigma\Theta_{Sat}$ για κάθε μήνα της περιόδου Ιαν. 1993 - Δεκ. 2012.

Παρατηρείται ότι η τυπική απόκλιση των διαφορών $A\Sigma\Theta_{MOD} - A\Sigma\Theta_{Sat}$ του υπολειπόμενου κανάβου παρουσιάζει μια αρκετά μικρή τιμή κοντά στο 2.2 cm με μια επίσης μικρή διακύμανση της τάξης ± 4 mm. Παρατηρείται μια περιοδικότητα στη διακύμανση της τιμής της τυπικής απόκλισης (των διαφορών $A\Sigma\Theta_{MOD} - A\Sigma\Theta_{Sat}$ του υπολειπόμενου κανάβου) η οποία έχει περίοδο της τάξης των 6-7 ετών και εύρος της τάξης του 1-1.5 cm η οποία θα πρέπει να διερευνηθεί. Η παρατήρηση αυτή υποδηλώνει περιόδους καλύτερης συμφωνίας (τυπική απόκλιση των διαφορών ~1.8 cm έναντι ~2.5 cm) μεταξύ των υπολογιζόμενων $A\Sigma\Theta$ από το ωκεανογραφικό μοντέλο και των $A\Sigma\Theta$ δεδομένων από τις αποστολές των αλτιμετρικών δορυφόρων. Μια πιθανή αιτία προς διερεύνηση είναι η ύπαρξη κάποιου σχετικά περιοδικού φαινομένου, όπως η ταλάντευση μεταξύ κυκλωνικής και αντικυκλωνικής κυκλοφορίας στη λεκάνη του Ιονίου Πελάγους (Bessieres et al, 2012), το οποίο δεν 'περιγράφεται' επαρκώς από το μοντέλο και το οδηγεί σε λύσεις χαμηλότερης ακρίβειας κατά τις περιόδους αυτές.

5.3.2.1 Συμπεράσματα συγκρίσεων σε εκτεταμένη περιοχή

Στις συγκρίσεις των ζευγών των μηνιαίων κανάβων ανωμαλιών της στάθμης της θάλασσας, μεταξύ αυτών που υπολογίστηκαν από το ωκεανογραφικό μοντέλο MFS-OCM και των δεδομένων $DT-MSLA$, παρουσιάζεται μια πολύ καλή συμφωνία. Αναλυτικά, η μέση τιμή των διαφορών $A\Sigma\Theta_{MOD} - A\Sigma\Theta_{Sat}$ είναι στο επίπεδο των -2.8 cm με μια διακύμανση της τάξης ± 4.5 cm. Επίσης, η τυπική απόκλιση των εν λόγω διαφορών παρουσιάζει μια αρκετά μικρή

τιμή η οποία είναι της τάξης των 2.2 cm με μια μικρή διακύμανση της τάξης των 4 mm. Οι τιμές αυτές είναι ενδεικτικές της ακρίβειας με την οποία το μοντέλο μπορεί να εκτιμήσει τις μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας σε σχέση με κάποια ισοδυναμική επιφάνεια για όλη την έκταση της περιοχής της μελέτης και σε βάθος χρόνου 20ετίας. Επομένως, οι τιμές αυτές αντιστοιχούν στην ακρίβεια με την οποία το μοντέλο μπορεί να προσεγγίσει την αποχή της ΜΣΘ σε σχέση με την επιφάνεια ίσου δυναμικού της βαρύτητας που αντιστοιχεί στην τιμή της επιτάχυνσης της βαρύτητας που χρησιμοποιεί για τους υπολογισμούς του. Οι ακρίβειες αυτές είναι αρκετά υψηλές και σε παραπλήσιο επίπεδο με τις ακρίβειες που εμφανίζονται στις συγκρίσεις του μοντέλου της επιφάνειας της ΜΣΘ που αναπτύχθηκε για την περιοχή ενδιαφέροντος NTUAMSSv1 με τη χρήση της δορυφορικής αλτιμετρίας σε σχέση με παγκόσμια μοντέλα ΜΣΘ (Mintourakis, 2014).

Από την άλλη, η γραμμική τάση που παρατηρείται στις διαφορές $\Delta\Sigma\Theta_{MOD} - \Delta\Sigma\Theta_{Sat}$ είναι της τάξης του $-2.6\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$ και είναι ενισχυτική των αντίστοιχων ευρημάτων που βρέθηκαν στις σημειακές συγκρίσεις με τους παλιρροιογράφους. Συγκεκριμένα, είναι φανερό και σε αυτή τη σύγκριση ότι το ωκεανογραφικό μοντέλο τείνει να αποδίδει μικρότερη ταχύτητα μεταβολής της στάθμης της θάλασσας σε σχέση τόσο με την αλτιμετρία, όσο και με το συνδυασμό παλιρροιογράφων με GNSS. Καθώς οι ταχύτητες που προκύπτουν από την αλτιμετρία είναι σε υψηλή συμφωνία με τις ταχύτητες του συνδυασμού παλιρροιογράφων με GNSS, το γεγονός ότι το ωκεανογραφικό μοντέλο αποδίδει μικρότερη ταχύτητα μεταβολής (συγκεκριμένα μικρότερη τάση αύξησης της στάθμης της θάλασσας) θα πρέπει πιθανόν να αποδοθεί ως αδυναμία του. Το γεγονός αυτό θα πρέπει να διερευνηθεί εκτενέστερα ώστε να εντοπιστεί η αιτία που το μοντέλο υποτιμά συστηματικά την ταχύτητα της μεταβολής στη στάθμη της θάλασσας. Σε αυτό το πλαίσιο θα μπορούσε να γίνει έρευνα η οποία θα πρέπει μεταξύ άλλων να εξετάσει αν οι διαφορές αυτές στις τάσεις/ταχύτητες της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας είναι παρόμοιες σε όλη την περιοχή της μελέτης ή διαφέρουν κατά περιοχή. Παρόλο που οι ότι οι διαφορές αυτές είναι υπαρκτές και υπολογίσιμες για γεωδυναμικές εφαρμογές (όπου απαιτείται γνώση των κατακόρυφων ταχυτήτων στο επίπεδο του $0.2\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$), δεν κρίνονται απαγορευτικές για την αξιοποίηση των λύσεων της ΔΩΤ που παρέχονται από το ωκεανογραφικό μοντέλο i) ως παρατηρήσεις για την αντιμετώπιση του προβλήματος της υψομετρικής σύνδεσης των παλιρροιογράφων της χώρας και των κατακόρυφων datum γειτονικών από θάλασσα χωρών, ii) για τον προσδιορισμό της επιφάνειας της ΜΔΩΤ στην περιοχή ενδιαφέροντος για την αναγωγή της επιφάνειας της ΜΣΘ μιας περιοχή σε αυτή του γεωειδούς, και iii) για την αναγωγή παρατηρήσεων Στιγμιαίας Στάθμης Θάλασσας (ΣΣΘ) στην επιφάνεια του γεωειδούς.

5.3.3 Συγκρίσεις προφίλ ΔΩΤ κατά μήκος του ίχνους τροχιών αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ

Οι μέχρι τώρα συγκρίσεις που παρουσιάστηκαν, ουσιαστικά αξιολογούν τη δυνατότητα των ωκεανογραφικών μοντέλων να προσφέρουν ικανοποιητικές λύσεις της μηνιαίας μέσης τιμής της ΔΩΤ για μια σειρά γεωδαιτικών προβλημάτων. Σε προβλήματα όπως αυτό της υψομετρικής σύνδεσης των παλιρροιογράφων μιας χώρας με την χρήση παρατηρήσεων ΣΣΘ ναυτικής (Mintourakis, 2010), από αέρος ή δορυφορικής αλτιμετρίας (μη επαναληπτικών αποστολών, non Exact Repeat Mission) είναι χρήσιμη η γνώση της ΔΩΤ με ικανοποιητική ακρίβεια σε δεδομένη χρονική στιγμή ώστε να πραγματοποιηθεί η αναγωγή των παρατηρήσεων ΣΣΘ που συλλέχθηκαν (σε μικρό χρονικό διάστημα που κυμαίνεται από μερικά δευτερόλεπτα μέχρι μερικές ώρες) στην επιφάνεια του γεωειδούς. Το μοντέλο θαλάσσιας κυκλοφορίας POS-POM, αν και δεν είναι σε λειτουργία εδώ και αρκετό διάστημα, επιλέχθηκε για τις σχετικές συγκρίσεις, καθώς προσφέρει λύσεις της επιφάνειας της ΔΩΤ σε υψηλή (εξάωρη) συχνότητα, σε αντίθεση με τα άλλα διαθέσιμα ωκεανογραφικά μοντέλα θαλάσσιας κυκλοφορίας, που προσφέρουν για την περιοχή ενδιαφέροντος λύσεις μέχρι και ημερήσιας ΔΩΤ.

Η αξιολόγηση των υψίσυχνων λύσεων του μοντέλου POS-POM πραγματοποιήθηκε σε σύγκριση με παρατηρήσεις ΣΣΘ που προέρχονται από τα βελτιστοποιημένα σε παράκτια περιβάλλοντα προϊόντα PISTACH της δορυφορικής αποστολής αλτιμετρίας Jason-2 (Mercier et al., 2008). Οι συγκρίσεις πραγματοποιήθηκαν χρησιμοποιώντας τα προφίλ παρατηρήσεων ΣΣΘ που συλλέχθηκαν από τον αλτιμετρικό δορυφόρο κατά τις 36 συνολικά κατερχόμενες διαβάσεις του στην τροχιά με αριθμό 94 (εικ.5.1) για τους κύκλους 18 έως και 54 που καλύπτουν όλο το έτος 2009. Οι τιμές ΣΣΘ αναφέρονται σε αποχές της επιφάνειας της θάλασσας από το Ελλειψοειδές Εκ Περιστροφής του συστήματος TOPEX/Poseidon. Η σύγκριση γίνεται αφού πρώτα έγινε η αναγωγή όλων των προφίλ των αλτιμετρικών παρατηρήσεων της ΣΣΘ σε προφίλ με τιμές της ΔΩΤ έπειτα από την αφαίρεση των αποχών του μοντέλου του γεωειδούς NTUAMGv1 (Mintourakis, 2010), που υπολογίστηκαν με παρεμβολή για κάθε σημείο παρατήρησης ΣΣΘ, κατά μήκος του προφίλ. Έτσι, για κάθε ένα για κάθε σημείο p του καθενός από τα 36 προφίλ με παρατηρήσεις ΣΣΘ υπολογίστηκε η διαφορά:

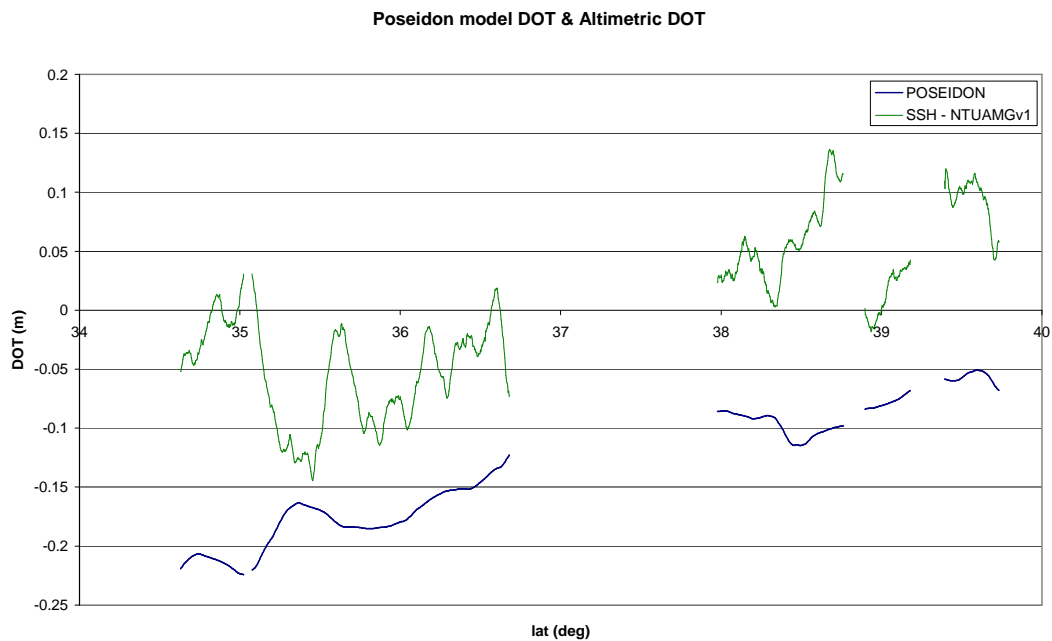
$$\Delta\Omega T_{Sat\ p} = (\Sigma\Sigma\Theta_{Sat} - N)_p \quad (\Sigma\chi.5.5)$$

Στη συνέχεια υπολογίστηκε με παρεμβολή σε κάθε σημείο του προφίλ η λύση της ΔΩΤ που παρέχει το μοντέλο POS-POM. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι κάθε φορά επιλέγεται η

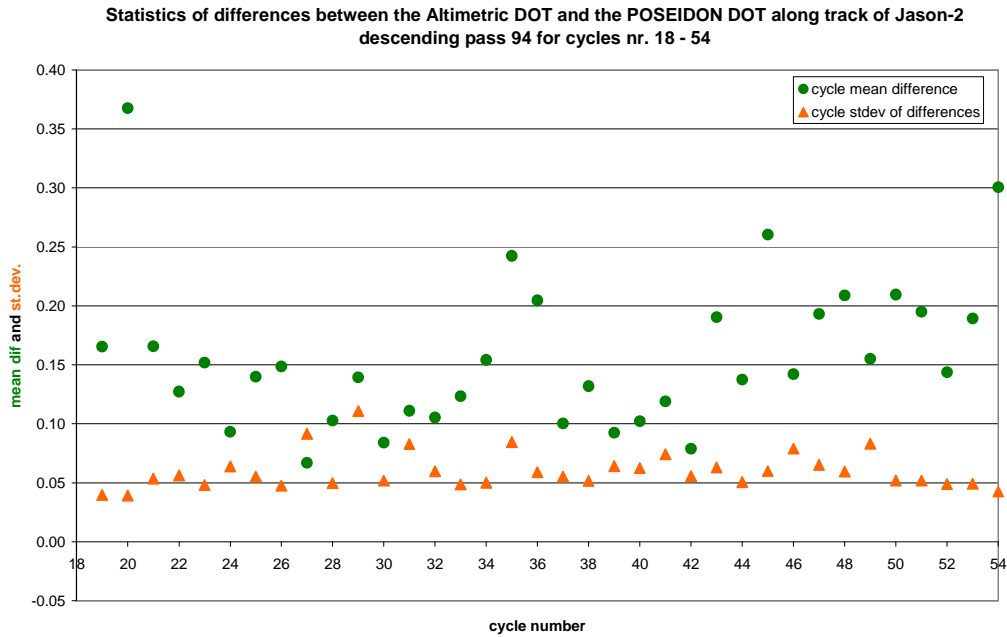
περιοδική λύση του μοντέλου που βρίσκεται εγγύτερα χρονικά στη στιγμή της διέλευσης του δορυφόρου (εικ.5.4). Κατά αυτό τον τρόπο υπολογίστηκαν για το κάθε σημείο p του καθενός από τα 36 προφίλ οι διαφορές:

$$\Delta_p = (\Delta\Omega T_{Mod} - \Delta\Omega T_{Sat})_p \quad (\Sigma\chi.5.6)$$

Όπου $\Delta\Omega T_{Mod}$ η τιμή της $\Delta\Omega T$ από το μοντέλο POS-POM. Έτσι, από τις τιμές των διαφορών σε κάθε σημείο υπολογίστηκε η μέση τιμή και η τυπική απόκλιση των διαφορών Δ_p για το προφίλ της κάθε μιας διάβασης χωριστά (εικ.5.5).



Εικ.5.4 Τα προφίλ της $\Delta\Omega T$ από το μοντέλο POS-POM και από την αλτιμετρική προσέγγιση ($\Sigma\Sigma\Theta - N$) της $\Delta\Omega T$ κατά το ίχνος της διέλευσης του αλτιμετρικού δορυφόρου Jason-2 επί της κατερχόμενης διάβασης με αρ. 94 κατά τον κύκλο με αρ. 44.



Εικ.5.5 Η διακύμανση της μέσης τιμής και της τυπικής απόκλισης των διαφορών Δ_p για το σύνολο των 36 προφίλ διελεύσεων επί της κατερχόμενης διάβασης αρ.94 κατά τους κύκλους 18 έως και 36 (έτος 2009).

Παρατηρείται ότι η τυπική απόκλιση των διαφορών $\Delta\Omega T_{Mod} - \Delta\Omega T_{Sat}$ κυμαίνεται στο επίπεδο των 0.04m με 0.08m δεν κρίνεται ικανοποιητική. Παρόλα αυτά εκτιμώ ότι είναι αποτέλεσμα του υψηλού θορύβου στις αλτιμετρικές παρατηρήσεις, ο οποίος είναι ιδιαίτερα υψηλός σε σχέση με το εύρος του παρατηρούμενο σήματος της $\Delta\Omega T$ στην περιοχή ενδιαφέροντος (για την περίπτωση της διάβασης με αρ. 94 κατά τον κύκλο με αρ. 44 από τα δεδομένα εκτιμάται ένας λόγος σήματος/θόρυβο~0.95), και όχι αποτέλεσμα ανεπάρκειας του μοντέλου POS-POM στην επίλυση της $\Delta\Omega T$.

5.3.3.1 Συμπεράσματα συγκρίσεων κατά μήκος των προφίλ

Από τις συγκρίσεις των προφίλ $\Delta\Omega T$, κατά μήκος των ιχνών των τροχιών των αλτιμετρικών δορυφόρων, δεν μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα σχετικά με την ακρίβεια της λύσης της $\Delta\Omega T$ που παρέχει το ωκεανογραφικό μοντέλο κυκλοφορίας POS-POM. Η τυπική απόκλιση των διαφορών $\Delta\Omega T_{Mod} - \Delta\Omega T_{Sat}$ κυμαίνεται στο επίπεδο των 4cm με 8cm η οποία είναι στα εκτιμώμενα επίπεδα του θορύβου των αλτιμετρικών παρατηρήσεων στην περιοχή μελέτης. Αυτό, σε συνδυασμό με το γεγονός ότι το υπολογιζόμενο από το ωκεανογραφικό μοντέλο κυκλοφορίας POS-POM σήμα της $\Delta\Omega T$ επί ενός προφίλ βρίσκεται σε αντίστοιχο επίπεδο, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι οι αλτιμετρικές παρατηρήσεις ΣΣΘ δεν έχουν την απαιτούμενη ακρίβεια για να ελέγξουν την ακρίβεια της λύσης του μοντέλου POS-POM στην επίλυση της εξώρης $\Delta\Omega T$ στην περιοχή της μελέτης.

5.4 Παρουσίαση των νέων επιφανειών της ΜΔΩΤ και σύγκριση με προϋπάρχουσες επιφάνειες

Μετά τον υπολογισμό της μέσης τιμής των λύσεων της ΔΩΤ από το ωκεανογραφικό μοντέλο MFS-OCM για την περίοδο 1993-2012 δημιουργήθηκε, για την περιοχή της μελέτης, η επιφάνεια της ΜΔΩΤ για την περίοδο αυτή, η οποία ονομάστηκε MSprMDT (Mediterranean System physical reanalysis Mean Dynamic Topography). Στη συνέχεια, από την παραπάνω επιφάνεια της ΜΔΩΤ υπολογίστηκε η γεωστροφική κυκλοφορία στην περιοχή της μελέτης (εικ.5.6). Παρόμοια, και για την περίοδο 2008-2011 που υπήρχαν διαθέσιμες οι εξάωρες λύσεις της ΔΩΤ από το ωκεανογραφικό μοντέλο POS-POM, δημιουργήθηκε η επιφάνεια της ΜΔΩΤ η οποία ονομάστηκε POSnaMDT (POSEIDON non assimilated solutions Mean Dynamic Topography) καθώς και η υπολογιζόμενη από αυτή γεωστροφική κυκλοφορία (εικ.5.7).

Οι παραπάνω επιφάνειες αντιπροσωπεύουν τις λύσεις της ΜΔΩΤ και της γεωστροφικής κυκλοφορίας για την περιοχή μελέτης όπως προσδιορίζονται από δυο διαφορετικά συστήματα ωκεανογραφικών μοντέλων. Προκειμένου να υπάρχει μια πληρέστερη αξιολόγηση αυτών των λύσεων ακολουθεί και η παρουσίαση των λύσεων της ΜΔΩΤ με την αντίστοιχη γεωστροφική κυκλοφορία όπως έχει υπολογιστεί από διαφορετικές μεθοδολογίες

υπολογισμού της. Κατά αυτό τον τρόπο παρουσιάζονται:

A) η επιφάνεια SMDTMed2014 (Synthetic Mean Dynamic Topography for the Mediterranean 2014, Rio et al, 2014^a) που δίνεται σε κλίμακα τιμών με ανάλυση 1/16 της μοίρας, αναφέρεται στην περίοδο 1993-2012 και έχει λάβει υπόψη τη διόρθωση του μέσου σφάλματος στην προσαρμογή της παγκόσμιας λύσης της ΜΔΩΤ που χρησιμοποιεί στη Μεσόγειο (εικ.5.8). Πρόκειται για υλοποίηση η οποία ακολουθεί μια καθαρά ωκεανογραφική προσέγγιση στον υπολογισμό της ΜΔΩΤ, χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα ενός ωκεανογραφικού μοντέλου κυκλοφορίας σε συνδυασμό με παρατηρήσεις ΑΣΘ από δορυφορική αλτιμετρία και επιτόπια ωκεανογραφικά δεδομένα.

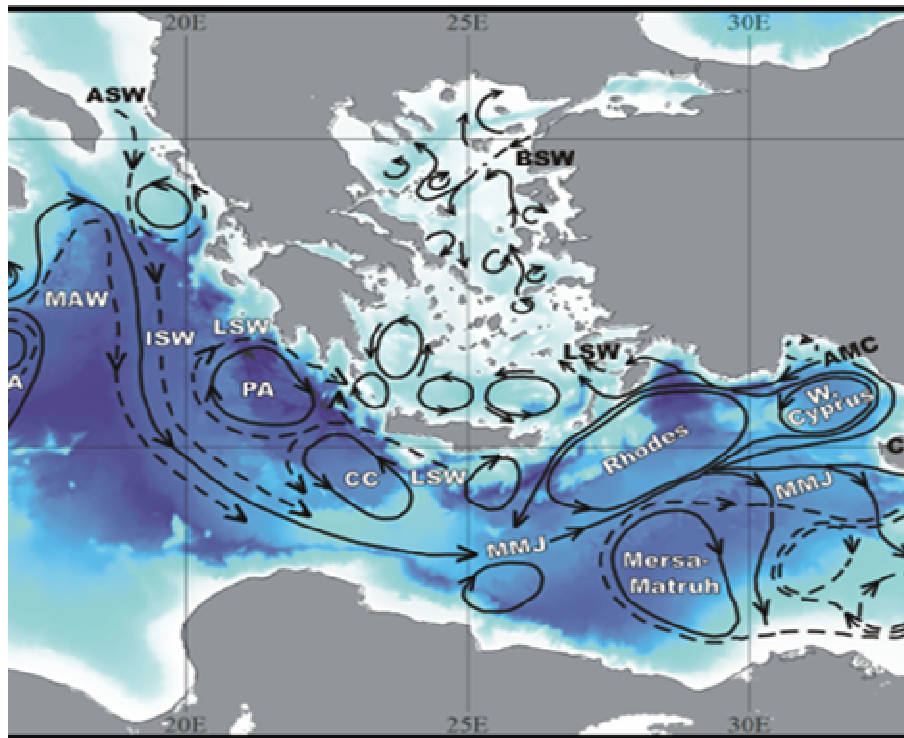
B) η επιφάνεια MDT_CNES-CLS13 (Mean Dynamic Topography estimated by the Centre National d'Etudes Spatiales - Collecte Localisation Satellites 2013, Rio, M.H., S. Mulet, and N. Picot, 2014) και αναφέρεται στην περίοδο 1993-2012 (εικ.5.9). Βασίζεται σε μια συνδυαστική γεωδαιτική-ωκεανογραφική προσέγγιση της ΜΔΩΤ. Κατά την προσέγγιση αυτή οι αρχικές τιμές στο μοντέλο εισόδου (first guess) προέρχονται από το συνδυασμό του μοντέλου γεωειδούς EGM-DIR-R4, το οποίο βασίζεται μόνο σε δορυφορικά δεδομένα 2

χρόνων της δορυφορικής αποστολής GOCE και 7 χρόνων της δορυφορικής αποστολής GRACE, με το μοντέλο ΜΣΘ CNES-CLS11 Mean Sea Surface, το οποίο βασίζεται σε αλτιμετρικές παρατηρήσεις 20 χρόνων. Στη συνέχεια, το μοντέλο εμπλουτίζεται από επιτόπιες παρατηρήσεις ωκεανογραφικών παραμέτρων και καταλόγων δεδομένων όπως: i) ενημερωμένο κατάλογο ταχυτήτων από παρασυρόμενους πλωτούς καταγραφείς (drifting buoy) περιόδου 1993-2012, ii) βελτιωμένο μοντέλο Ekman για τον υπολογισμό της γεωστροφικής συνιστώσας της ταχύτητας των πλωτών καταγραφών και iii) ενημερωμένο κατάλογο δεδομένων δυναμικών υψών περιόδου 1993-2012 που υπολογίστηκαν από προφίλ θερμοκρασίας/αλατότητας υπολογισμένα στο λογισμικό CORA3.4.

Γ) Η επιφάνεια DTU10MDT (Danish Technical University 2010 Mean Dynamic Topography, Andersen και Knudsen, 2010; Knudsen και Andersen, 2013) η οποία αποτελεί μια καθαρά γεωδαιτική προσέγγιση της ΜΔΩΤ (εικ.5.10). Για τον υπολογισμό της χρησιμοποιείται η επιφάνεια της ΜΣΘ DTU10MSS σε συνδυασμό με το μοντέλο γεωειδούς EIGEN-6C (Förste et al, 2011). Για την επιφάνεια ΜΣΘ DTU10MSS χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα δορυφορικής αλτιμετρίας διάφορων αποστολών τα οποία καλύπτουν μια περίοδο 12 με 17 έτη, έχουν εφαρμοστεί οι κατάλληλες τεχνικές φιλτραρίσματος ώστε να διατηρηθούν τα χαρακτηριστικά στα μικρά μήκη κύματος, και έχει εισαχθεί στον υπολογισμό της διόρθωση για τις παράκτιες ζώνες. Για το μοντέλο γεωειδούς EIGEN-6C χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα των δορυφορικών αποστολών βαρύτητας GOCE και GRACE σε συνδυασμό με δεδομένα βαρύτητας στην γήινη επιφάνεια και βαρύτητα προερχόμενη από δορυφορική αλτιμετρία. Κατά τον υπολογισμό της επιφάνειας DTU10MDT εφαρμόστηκε ένα ισοτροπικό Gaussian φίλτρο αποκοπής με το μέσο πλάτος (στη μέση ισχύ) του ορισμένο στις 0.75 μοίρες.

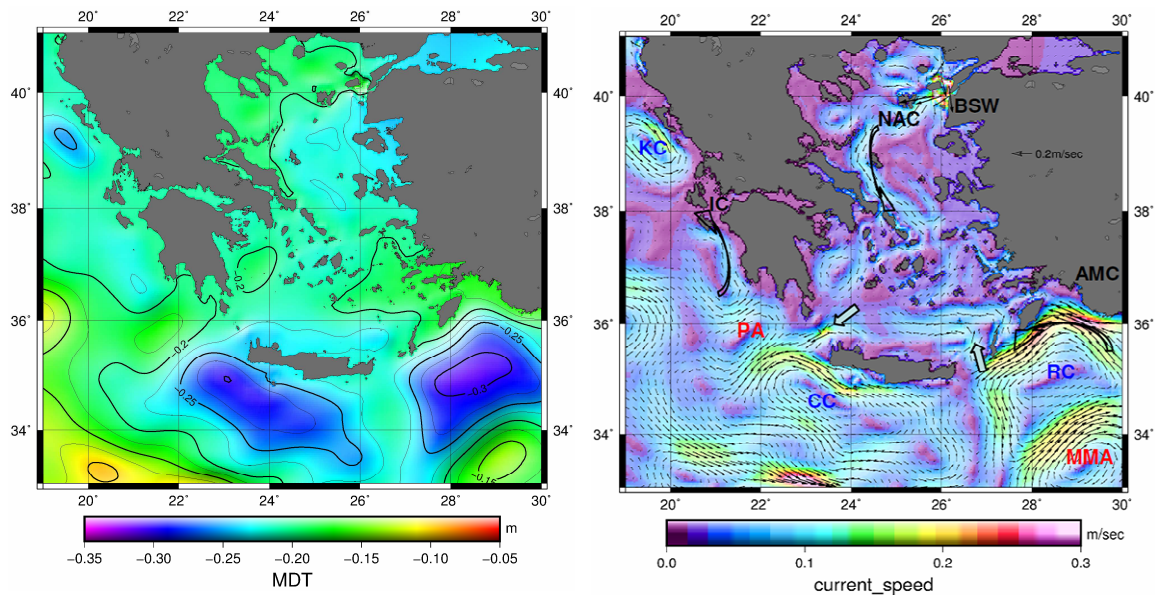
Προς αξιολόγηση της γεωστροφικής κυκλοφορίας που προκύπτει από τις λύσεις της ΜΔΩΤ των παραπάνω μοντέλων παρουσιάζεται προς σύγκριση η γενικότερη κυκλοφορία της περιοχής της μελέτης (εικ.5.11). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι, παρόλο που η σύγκριση αυτή δεν είναι ποσοτική (δεν συγκρίνει τιμές παραμέτρων) αλλά ποιοτική (αναγνωρίζει την ύπαρξη ή μη γνωστών χαρακτηριστικών), παραμένει κρίσιμη, καθώς η εμφάνιση ψευδών χαρακτηριστικών ή η αδυναμία εμφάνισης ευρέως γνωστών χαρακτηριστικών της κυκλοφορίας της περιοχής αποτελεί σαφή αδυναμία του εκάστοτε μοντέλου να αποδώσει ορθά τη ΜΔΩΤ στην περιοχή. Επίσης, αν και η σύγκριση αυτή γίνεται με ωκεανογραφικά κριτήρια, δεν είναι μόνο ωκεανογραφικού ενδιαφέροντος αλλά έχει σαφείς προεκτάσεις και στις γεωδαιτικές εφαρμογές που απαιτούν τη γνώση της ΜΔΩΤ. Θα πρέπει να υπενθυμιστεί ότι η ισχύς-ταχύτητα των γεωστροφικών ρευμάτων είναι ανάλογη της κλίσης της επιφάνειας της ΜΔΩΤ και αντίστροφα (Κεφάλαιο 2). Για παράδειγμα, η εμφάνιση μιας γεωστροφικής

κυκλοφορίας κάθετης προς μια ακτή, ή η εμφάνιση ενός ψευδούς ισχυρού ρεύματος κοντά σε αυτήν θα συνεπάγεται και εσφαλμένη τιμή της ΜΔΩΤ και κατά συνέπεια της τιμής της αποχής της επιφάνειας της ΜΣΘ από αυτή του γεωειδούς στην ακτή αυτή.



Εικ.5.11 Η γενική κυκλοφορία της Μεσογείου.

Karageorgis et al., 2008



Εικ.5.6 Αριστερά, η επιφάνεια MSprMDT με τη γενική κυκλοφορία και το πεδίο ταχυτήτων των ρευμάτων στην περιοχή της μελέτης στα δεξιά.

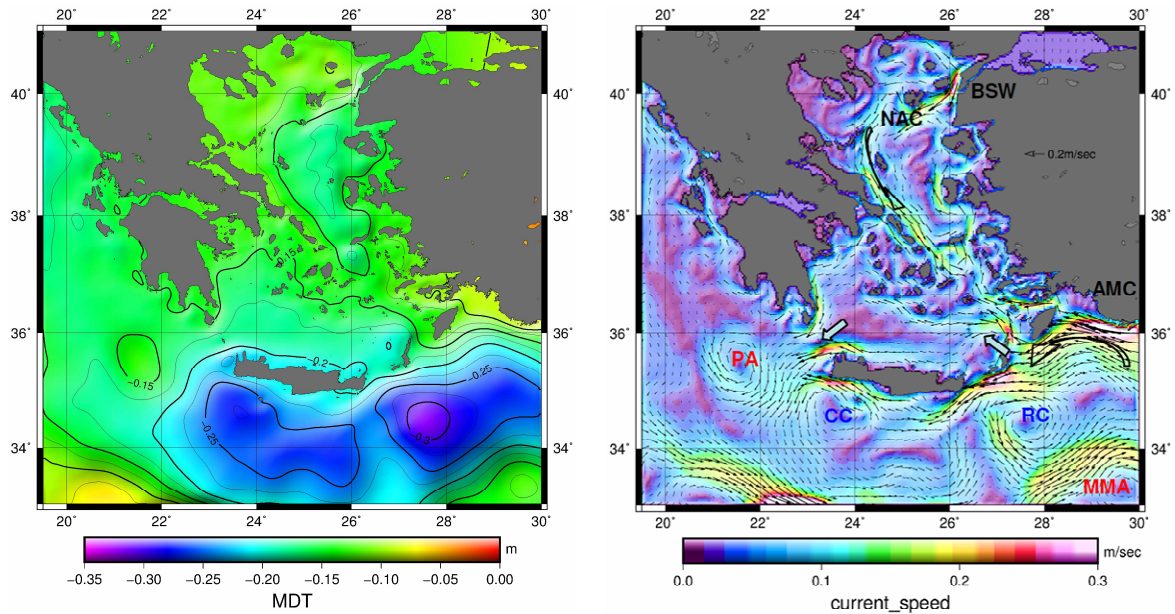
MSprMDT					
(m)	min	max	range	mean	std
MDT	-0.313	-0.094	0.219	-0.212	0.038

MSprMDT circulation					
(m·sec ⁻¹)	min	max	range	mean	std
U	-0.493	0.384	0.877	0.007	0.065
V	-0.336	0.413	0.749	-0.007	0.046
current	0.000	0.594	0.594	0.063	0.050

Πίν.5.1 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της ΜΔΩΤ της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο MSprMDT.

Πίν.5.2 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της γεωστροφικής κυκλοφορίας της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο MSprMDT.

Είναι εμφανή το ισχυρό ρεύμα της Μικράς Ασίας AMC το οποίο διέρχεται νότια των ακτών της Ρόδου, η εκβολή των στενών των Δαρδανελίων, το ισχυρό ρεύμα του Β.Αιγαίου μεταξύ των Σποράδων και των ανατολικών ακτών της Ευβοίας. Επίσης, είναι εμφανής η ύπαρξη του κυκλώνα της Ρόδου NA του νησιού, του αντικυκλώνα του Πέλοπα N του Ταινάρου, του Κρητικού Κυκλώνα N της Κρήτης, και του αντικυκλώνα του Mersa-Matruh στο NA όριο της περιοχής. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι είναι εμφανής η ύπαρξη της κυκλοφορίας μεταξύ των στενών Καρπάθου-Κρήτης και Κυθήρων-Κρήτης η οποία και υποδηλώνει την ανταλλαγή νερών μεταξύ της λεκάνης της Μεσογείου με τη λεκάνη βόρεια της Κρήτης. Παρόμοια στενά μέσω των οποίων διέρχονται ρεύματα με τα οποία παρατηρείται σημαντική ανταλλαγή νερών μεταξύ του Β.Αιγαίου και του Ν.Αιγαίου φαίνεται να είναι αυτά μεταξύ της Ικαρίας και των νησιών των Κυκλάδων.



Εικ.5.7 Αριστερά, η επιφάνεια POSnaMDT με τη γενική κυκλοφορία και το πεδίο ταχυτήτων των ρευμάτων στην περιοχή της μελέτης στα δεξιά.

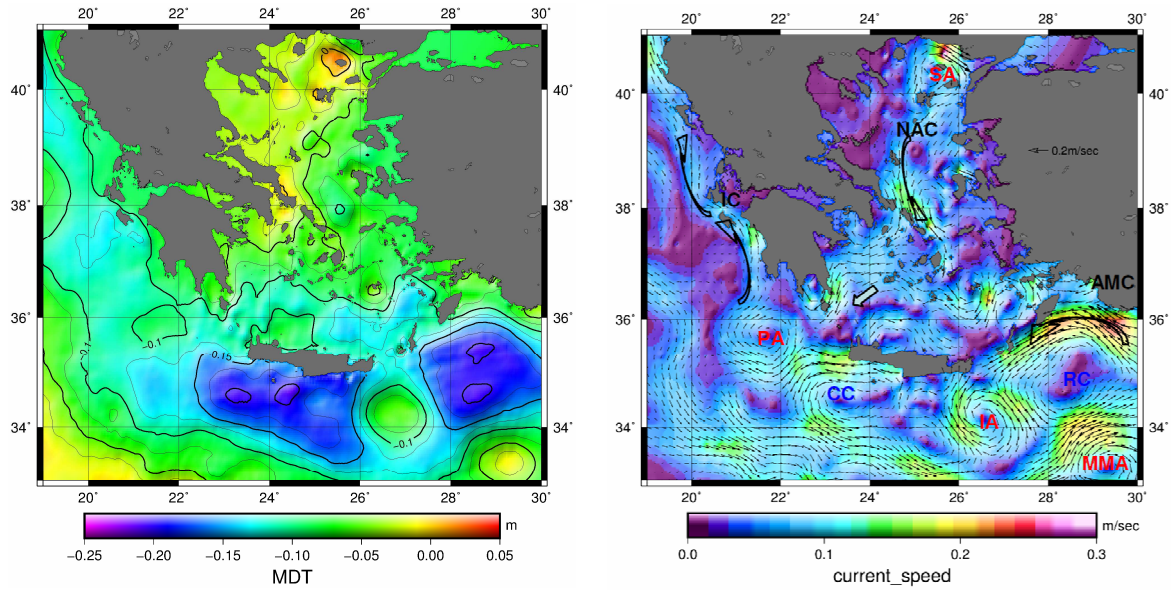
		POSnaMDT			
(m)	min	max	range	mean	std
MDT	-0.318	-0.064	0.254	-0.176	0.050

Πίν.5.3 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της ΜΔΩΤ της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο POSnaMDT.

POSnaMDT circulation					
(m·sec ⁻¹)	min	max	range	mean	std
U	-0.356	0.401	0.757	-0.003	0.073
V	-0.309	0.281	0.590	-0.001	0.050
current	0.000	0.392	0.392	0.069	0.054

Πίν.5.4 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της γεωστροφικής κυκλοφορίας της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο POSnaMDT.

Και σε αυτή την περίπτωση είναι εμφανές το ισχυρό ρεύμα της Μικράς Ασίας AMC το οποίο ρέει δυναμικά περίξ της Ρόδου στις νότιες ακτές της Καρπάθου και πιθανόν και της Κρήτης. Επίσης, είναι εμφανής η εκβολή των στενών των Δαρδανελίων, το ισχυρό ρεύμα του Β.Αιγαίου μεταξύ των Σποράδων και των ανατολικών ακτών της Ευβοίας το οποίο διερχόμενο από βόρεια των Κυκλάδων εκβάλλει προς το Ν.Αιγαίο. μέσα από το στενό της Ικαρίας-Μυκόνου. Όπως πριν, είναι εμφανής η ύπαρξη των κυκλώνων και αντικυκλώνων που προαναφέρθηκαν, καθώς και η ανταλλαγή νερών μεταξύ της λεκάνης της Μεσογείου με τη λεκάνη βόρεια της Κρήτης μέσω της κυκλοφορίας που παρατηρείται στα στενά μεταξύ των Καρπάθου-Ρόδου και Κυθήρων-Κρήτης.



Εικ.5.8 Αριστερά, η επιφάνεια SMDTMed2014 με τη γενική κυκλοφορία και το πεδίο ταχυτήτων των ρευμάτων στην περιοχή της μελέτης στα δεξιά.

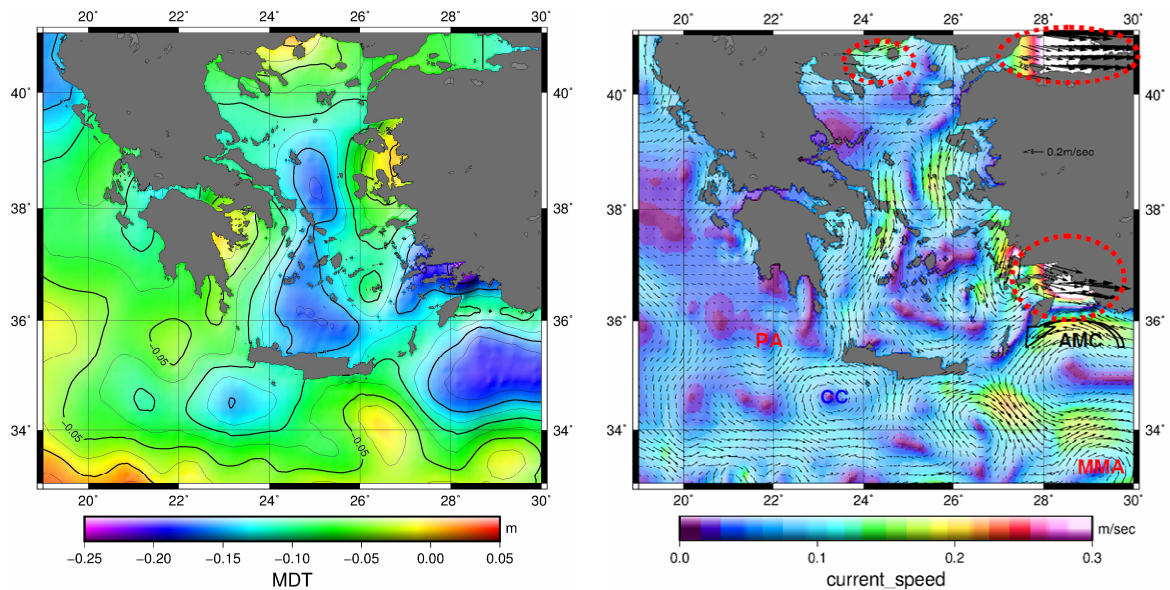
SMDTMed2014					
(m)	min	max	range	mean	std
MDT	-0.213	0.021	0.234	-0.098	0.047

Πίν.5.5 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της ΜΔΩΤ της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο SMDTMed2014.

SMDTMed2014 circulation					
(m·sec ⁻¹)	min	max	range	mean	std
U	-0.213	0.255	0.468	0.005	0.065
V	-0.206	0.161	0.368	-0.006	0.050
current	0.000	0.306	0.306	0.069	0.045

Πίν.5.6 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της γεωστροφικής κυκλοφορίας της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο SMDTMed2014.

Και σε αυτή την περίπτωση είναι εμφανές το ισχυρό ρεύμα της Μικράς Ασίας AMC, το οποίο ρέει στις νότιες ακτές της Ρόδου και της Καρπάθου. Επίσης, είναι εμφανές το ρεύμα του Β.Αιγαίου, όμως αυτή τη φορά ρέει στις ανατολικές ακτές της Σκύρου και διερχόμενο από τα βόρεια των Κυκλάδων εκβάλλει προς το Ν.Αιγαίο. μέσα από το στενό της Ικαρίας-Μυκόνου. Σε σχέση με τις εικόνες της κυκλοφορίας από τα προηγούμενα μοντέλα, είναι εμφανής η ύπαρξη των κυκλώνων και αντικυκλώνων που προαναφέρθηκαν με την προσθήκη του αντικυκλώνα της Ιεράπετρας στο ΝΑ άκρο της Κρήτης ενώ φαίνεται και η ύπαρξη ενός ακόμα αντικυκλώνα περίξ της Σαμοθράκης. Τέλος, χαρακτηριστική είναι η εικόνα ύπαρξης ρεύματος κατά μήκος των δυτικών ακτών της Ελλάδας στο Ιόνιο Πέλαγος καθώς και η ύπαρξη της κυκλοφορίας από το Αιγαίο προς τη Μεσόγειο μέσω των στενών Κυθήρων-Κρήτης.



Εικ.5.9 Αριστερά, η επιφάνεια MDT CLS13 με τη γενική κυκλοφορία και το πεδίο ταχυτήτων των ρευμάτων στην περιοχή της μελέτης στα δεξιά.

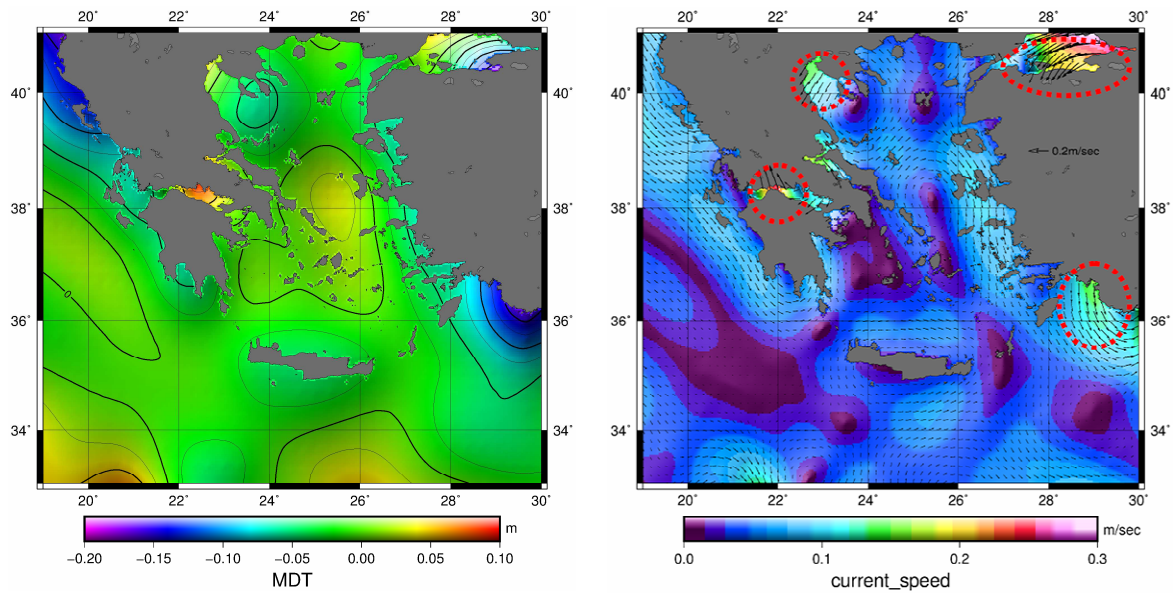
MDT CLS13					
(m)	min	max	range	mean	std
MDT	-0.232	0.033	0.265	-0.089	0.046

Πίν.5.7 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της ΜΔΩΤ της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο MDT CLS13.

MDT CLS13 circulation					
(m·sec ⁻¹)	min	max	range	mean	std
U	-0.199	0.868	1.067	0.021	0.085
V	-0.299	0.173	0.473	-0.013	0.054
current	0.000	0.868	0.867	0.080	0.065

Πίν.5.8 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της γεωστροφικής κυκλοφορίας της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο MDT CLS13.

Στην περίπτωση της επιφάνειας ΜΔΩΤ του μοντέλου MDT CLS13, η κυκλοφορία που υπολογίζεται από αυτήν φαίνεται να απεικονίζει το ισχυρό ρεύμα της Μικράς Ασίας AMC το οποίο ρέει στις νότιες ακτές της Ρόδου και της Καρπάθου. Γενικά, αναγνωρίζεται η γενική εικόνα των μεγάλων κυκλώνων και αντικυκλώνων που προαναφέρθηκαν αλλά όχι με την ίδια ευκολία που παρατηρείται στις εικόνες που προέρχονται από τα τρία προηγούμενα μοντέλα. Επίσης, παρατηρούνται ρεύματα τα οποία μπορούν να χαρακτηριστούν ως ψευδή αποτελέσματα του μοντέλου (artifact). Για παράδειγμα, βορειότερα, παράλληλα και με ισχυρή αντίθετη διεύθυνση ως προς το AMC, φαίνεται να κινείται ρεύμα στις ΝΔ ακτές της Τουρκίας πέριξ της χερσονήσου της Αλικαρνασού. Το ρεύμα αυτό χαρακτηρίζεται ψευδές καθώς δεν φαίνεται να τροφοδοτείται από την υπόλοιπη επιφανειακή κυκλοφορία. Αντίστοιχα, ισχυρό ψευδές ρεύμα υπολογίζεται εντός της θάλασσας του Μαρμαρά, της οποίας η επιφάνεια φαίνεται να κινείται σχεδόν ομοιόμορφα προς τα ανατολικά με μεγάλη ταχύτητα. Παρόμοια εικόνα ψευδών ρευμάτων παράγεται κοντά στις ακτές του Αργολικού και του Στρυμωνικού κόλπου.



Εικ.5.10 Αριστερά, η επιφάνεια DTU10MDT με τη γενική κυκλοφορία και το πεδίο ταχυτήτων των ρευμάτων στην περιοχή της μελέτης στα δεξιά.

DTU10MDT					
(m)	min	max	range	mean	std
MDT	-0.177	0.086	0.263	-0.017	0.034

Πίν.5.9 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της ΜΔΩΤ της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο DTU10MDT.

DTU10MDT circulation					
(m·sec ⁻¹)	min	max	range	mean	std
U	-0.293	0.127	0.419	0.012	0.040
V	-0.186	0.235	0.421	-0.014	0.038
current	0.000	0.294	0.294	0.047	0.033

Πίν.5.10 Οι στατιστικές παράμετροι των τιμών της γεωστροφικής κυκλοφορίας της περιοχής της μελέτης σύμφωνα με το μοντέλο DTU10MDT.

Στην περίπτωση της επιφάνειας ΜΔΩΤ του μοντέλου DTU10MDT, η κυκλοφορία που υπολογίζεται από αυτήν δεν φαίνεται να αναπαράγει κανένα γνωστό χαρακτηριστικό της κυκλοφορίας της περιοχής. Αντιθέτως, η όλη εικόνα της κυκλοφορίας που παρατηρείται μπορεί να χαρακτηριστεί ως ψευδές αποτέλεσμα του μοντέλου (artifact). Καθώς το μοντέλο DTU10MDT υπολογίζει τη ΜΔΩΤ με τη γεωδαιτική προσέγγιση ως διαφορά μεταξύ των επιφανειών της ΜΣΘ και του γεωειδούς, το ψευδές αυτό αποτέλεσμα θα πρέπει να αποδοθεί σε σφάλματα της μιας ή και των δυο παραπάνω επιφανειών. Καθώς η ακρίβεια της επιφάνειας ΜΣΘ DTU10MSS είναι αρκετά υψηλή, και ειδικά μακριά από τις ακτές⁴⁶, τα σφάλματα στην επιφάνεια της ΜΔΩΤ του DTU10MDT είναι πιθανότερο να αντιστοιχούν στα σφάλματα τύπου omission - commission του γεωειδούς EIGEN-6C που χρησιμοποιήθηκε ή και στα σφάλματα που προέκυψαν κατά την εφαρμογή του ισοτροπικού Gaussian φίλτρου αποκοπής.

⁴⁶ Σύμφωνα με τις συγκρίσεις (κεφάλαιο 6) παρουσιάζει συμφωνία στο επίπεδο των 2.2cm με την επιφάνεια NTUAMSSv1 σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 50km από τις ακτές.

5.4.1 Συμπεράσματα συγκρίσεων με άλλα μοντέλα ΜΔΩΤ και με τη γνωστή κυκλοφορία της περιοχής

Από την ανάλυση των τιμών των στατιστικών παραμέτρων των επιφανειών ΜΔΩΤ και των γεωστροφικών ρευμάτων που υπολογίστηκαν από τα διαφορετικά μοντέλα αξίζει να αναφερθούν τα ακόλουθα ευρήματα:

Η μέση τιμή της ΜΔΩΤ διαφέρει αρκετά από μοντέλο σε μοντέλο. Αναλυτικά, η μέση τιμή της ΜΔΩΤ κυμαίνεται από -0.017m για το μοντέλο DTU0MDT έως -0.212m για το MSprMDT, ενώ τα μοντέλα SMDTMed2014 και MDT CLS13 με μέσες τιμές για τη ΜΔΩΤ -0.098m και -0.089m αντίστοιχα, παρουσιάζουν ικανοποιητική συμφωνία. Η ασυμφωνία μεταξύ των μοντέλων στον προσδιορισμό της μέσης τιμής της ΜΔΩΤ της περιοχής είναι ουσιώδης, εφόσον επηρεάζει αντίστοιχα την μέση τιμή των υψών του γεωειδούς της περιοχής. Το εύρος των τιμών της ΜΔΩΤ παρουσιάζει ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ όλων των μοντέλων (από 0.219m έως και 0.265m) όπως και η διακύμανση των τιμών (από 0.034m έως και 0.050m). Παρόλα αυτά, παρατηρούνται διαφορές στη μορφολογία των σχετικών επιφανειών. Αναλυτικά, τα τρία πρώτα μοντέλα, που βασίζονται στην καθαρά ωκεανογραφική προσέγγιση, συμφωνούν μεταξύ τους, παρουσιάζοντας μια παρόμοια μορφολογία και μια γενικά θετική κλίση της επιφάνειας της ΜΔΩΤ από τις νότιες ακτές της Κρήτης μέχρι τις βόρειες ακτές της χώρας. Αντίθετα, τα άλλα δυο μοντέλα που ακολουθούν είτε τη γεωδαιτική προσέγγιση (DTU10MDT) είτε μια μικτή προσέγγιση (MDT CLS13) παρουσιάζουν διαφορετική μορφολογία, τόσο με τις ωκεανογραφικές προσεγγίσεις όσο και μεταξύ τους. Όμοια με πριν γεννάται μια ασάφεια ως προς την πραγματική μορφή της ΜΔΩΤ ανάλογα με την επιλογή του μοντέλου.

Τα παραπάνω ευρήματα δεν αρκούν ώστε να αναδείξουν με ασφάλεια κάποια από τις διαφορετικές προσεγγίσεις της ΜΔΩΤ έναντι των άλλων. Μάλιστα, έχοντας κατά νου τις γεωδαιτικές προεκτάσεις των παραπάνω ευρημάτων (καθώς η επιλογή διαφορετικής προσέγγισης της ΜΔΩΤ της περιοχής γεννά διαφορετικό αποτέλεσμα σε ένα πρόβλημα σύνδεσης παλιρροιογράφων ή υπολογισμού του θαλάσσιου γεωειδούς), η σύγκριση των διαφορετικών λύσεων της ΜΔΩΤ που προσφέρουν τα μοντέλα έπρεπε να επεκταθεί και σε αξιολογήσεις με βάση την γεωστροφική κυκλοφορία που παράγει το κάθε διαφορετικό μοντέλο. Καθώς οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων για την ταχύτητα των ρευμάτων συμφωνούν μεταξύ των διαφορετικών προσεγγίσεων, καθιστούν σημαντική την ερμηνεία της γεωστροφικής κυκλοφορίας που παράγει το κάθε μοντέλο και την αναγνώριση σε αυτήν των τυχών γνωστών χαρακτηριστικών της κυκλοφορίας της περιοχής. Έτσι, οι τρεις πρώτες λύσεις της ΜΔΩΤ παρουσιάζουν επιφάνειες με μεγάλες ομοιότητες και απεικονίζουν

παραπλήσια εικόνα της γενικότερης θαλάσσιας κυκλοφορίας. Απεικονίζουν τα κυριότερα μεγάλης κλίμακας θαλάσσια ρεύματα της περιοχής αλλά και αρκετά μικρότερης κλίμακας με μεγάλες ομοιότητες. Αντίθετα, η τέταρτη λύση της ΜΔΩΤ φαίνεται να απεικονίζει τα κύρια μεγάλης κλίμακας θαλάσσια ρεύματα νότια της Κρήτης και της Ρόδου και ίσως την ανταλλαγή μεταξύ Αιγαίου Πελάγους και της λεκάνης της Μεσογείου. Παρόλα αυτά αδυνατεί να απεικονίσει ρεύματα μικρότερης κλίμακας ενώ εμφανίζει αλλοπρόσαλλη κυκλοφορία κοντά στις ακτές και ειδικά στην εμφάνιση ρευμάτων με πολύ υψηλή την 'οριζόντια' συνιστώσα⁴⁷ στον Βόσπορο στην χερσόνησο της Αλικαρνασσοῦ και στο κόλπο του Στρυμόνα. Τέλος, η πέμπτη λύση της ΜΔΩΤ δεν φαίνεται να είναι σε θέση να απεικονίσει κανένα από τα χαρακτηριστικά της γενικότερης κυκλοφορίας στην περιοχή της μελέτης.

⁴⁷ 'οριζόντια' συνιστώσα: η συνιστώσα του ρεύματος κατά τη διεύθυνση Ανατολής-Δύσης και η οποία εξισορροπείται από τη 'δύναμη' Coriolis.

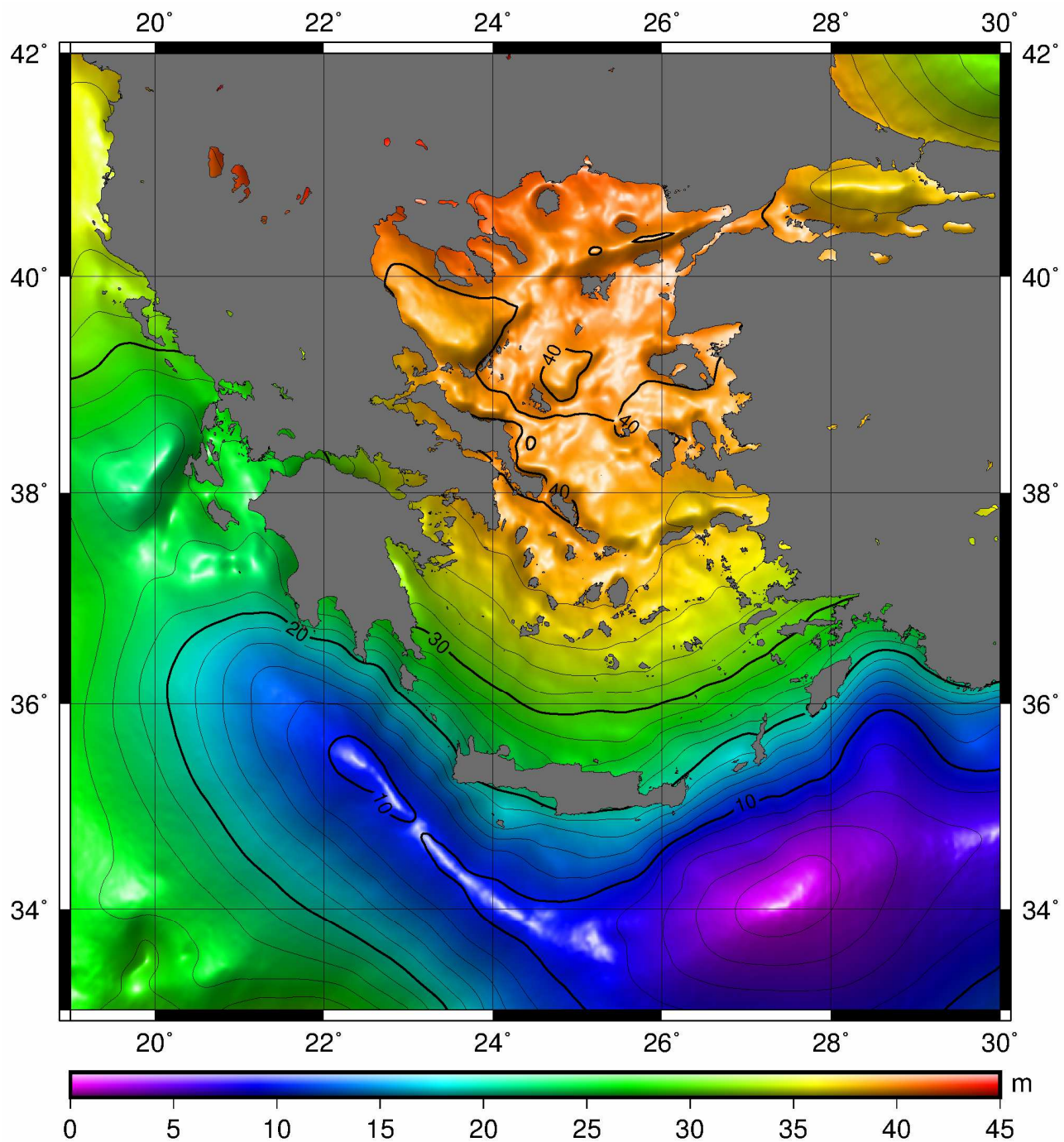
Κεφάλαιο 6

Συγκριτικές αξιολογήσεις των νέων μοντέλων

6 Εισαγωγή

Στο τέταρτο κεφάλαιο υπολογίστηκαν τα νέα τοπικά μοντέλα της επιφάνειας της ΜΣΘ, του θαλάσσιου γεωειδούς (εικ.6.1) και του πεδίου τιμών ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα για το θαλάσσιο χώρο γύρω από την Ελληνική χερσόνησο. Στο παρόν κεφάλαιο αξιολογείται η ακρίβεια των παραπάνω τοπικών μοντέλων έπειτα από συγκρίσεις με τα κορυφαία παγκόσμια μοντέλα, τα οποία κάνουν χρήση των δεδομένων των ίδιων δορυφορικών αποστολών. Επίσης, όλα τα μοντέλα (τοπικά και παγκόσμια) συγκρίνονται με πλήθος ανεξάρτητων συνόλων δεδομένων προκειμένου να εξετασθεί η πρόοδος που τυχόν έχει επιτευχθεί στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Τα δεδομένα αυτά βασίζονται σε παρατηρήσεις GPS σε βάθρα με γνωστό ορθομετρικό υψόμετρο (Anagnostou et al., 2007), σε παρατηρήσεις ναυτικής αλτιμετρίας (Mintourakis, 2010), σε παρατηρήσεις από αέρος αλτιμετρίας (Limpach et al., 2006, Limpach, 2010), σε καμπάνιες θαλάσσιας βαρύτητας ελεύθερα διαθέσιμες από το SISMER (Systèmes d'Informations Scientifiques pour la Mer) του Γαλλικού Ινστιτούτου Θαλασσιών Ερευνών (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer / IFREMER) και στην καμπάνια από αέρος βαρύτητας Co-ordinated Access to Aircraft for Transnational Environmental Research / CAATER (Tziavos et al., 2005).

Πρέπει να τονιστεί ότι η περιοχή των Ελληνικών θαλασσών είναι εξαιρετικά απαιτητική για τη δορυφορική αλτιμετρία εξαιτίας της περίπλοκης ακτογραμμής, της ύπαρξης εκατοντάδων νησίδων και νησιών και της περιπλοκότητας της θαλάσσιας κυκλοφορίας της περιοχής κυρίως στην ημίκλειστη θάλασσα του Αιγαίου πελάγους. Η περιοχή εφαρμογής έχει i) γεωφυσικό ενδιαφέρον, εξαιτίας της βύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την πλάκα της νοτιοανατολικής Ευρώπης και της μορφολογίας του βυθού με το πλήθος των ρηγμάτων, των πλατώ και των λεκανών, ii) γεωδαιτικό ενδιαφέρον, εξαιτίας των ασύνδετων ανεξάρτητων υψομετρικών datum των νησιών, και iii) ωκεανογραφικό ενδιαφέρον, εξαιτίας της πολύπλοκης ωκεάνιας κυκλοφορίας.



Εικ.6.1 Τα υψόμετρα σε σχέση με το E.E.P. GRS80 της τελικής επιφάνειας του θαλάσσιου γεοειδούς NTUAMGv1 για τον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο. Η ισοδιάσταση των ισοϋψών καμπύλων της επιφάνειας του θαλάσσιου γεοειδούς είναι 2m.

6.1 Συγκριτικές αξιολογήσεις

Όπως παρουσιάστηκε στο τέταρτο κεφάλαιο, εφαρμόζοντας την τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων με τη χρήση πολυωνύμων υψηλού βαθμού και αναθέτοντας βάρη στις παρατηρήσεις ΣΣΘ των αλιμέτρων διαφορετικών δορυφορικών αποστολών, υπολογίστηκε το νέο τοπικό μοντέλο της επιφάνειας της ΜΣΘ NTUAMSSv1. Στη συνέχεια, με την αφαίρεση του σήματος της ΜΔΩΤ από την επιφάνεια της ΜΣΘ, υπολογίστηκαν τα υψόμετρα του τοπικού μοντέλου του θαλάσσιου γεωειδούς NTUAMGv1, ενώ από αυτό υπολογίστηκε και το πεδίο τιμών των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα NTUAFAAv1. Ως προς την τεκμηρίωση της επιλογής της ωκεανογραφικής προσέγγισης της ΜΔΩΤ για τον υπολογισμό του θαλάσσιου γεωειδούς, στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάστηκε εκτεταμένη έρευνα σχετικά με την αξιολόγηση των διαφορετικών προσεγγίσεων της ΜΔΩΤ, καθώς και της ακρίβειας των ωκεανογραφικών μοντέλων στα οποία βασίζονται οι ωκεανογραφικές επιλύσεις της ΜΔΩΤ. Οι συγκρίσεις που παρουσιάζονται στο παρόν κεφάλαιο αφορούν τα νέα τοπικά μοντέλα NTUAMSSv1, NTUAMGv1 και NTUAFAAv1. Καθώς για τον υπολογισμό των δυο τελευταίων τοπικών μοντέλων έχει ακολουθηθεί η προαναφερόμενη ωκεανογραφική προσέγγιση, μέσα από την επιλογή ενός καθαρά ωκεανογραφικού μοντέλου της ΜΔΩΤ, τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τις σχετικές συγκρίσεις αποτελούν μια παραπέρα έμμεση αξιολόγηση της παραπάνω επιλογής.

Σε ότι αφορά τη δομή των συγκρίσεων, τα νέα μοντέλα συγκρίνονται πρώτα με τα αντίστοιχα σύγχρονα παγκόσμια μοντέλα που αντιπροσωπεύουν τις κορυφαίες υλοποιήσεις της επιφάνειας της ΜΣΘ, του γεωειδούς και των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα. Στη συνέχεια όλα τα παραπάνω μοντέλα συγκρίνονται με ανεξάρτητα δεδομένα ώστε να διαπιστωθεί η όποια πρόοδος έχει επιτευχθεί στον υπολογισμό της επιφάνειας της ΜΣΘ, του γεωειδούς και των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα από τα νέα τοπικά μοντέλα. Ουσιαστικά, οι συγκρίσεις αυτές, από τη στιγμή που το σύνολο των συγκρινόμενων μοντέλων υπολογίστηκαν κάνοντας χρήση των ίδιων δεδομένων για τις θαλάσσιες περιοχές, συνιστούν μια αξιολόγηση:

- i) της νέας στρατηγικής που αναπτύχθηκε για την ομογενοποίηση των αλιμετρικών παρατηρήσεων και τον υπολογισμό της επιφάνειας της ΜΣΘ
- ii) της ωκεανογραφικής προσέγγισης που ακολουθήθηκε για την υλοποίηση του θαλάσσιου γεωειδούς.

Τα αποτελέσματα των παραπάνω αξιολογήσεων κρίνουν το κατά πόσο η νέα στρατηγική υπολογισμού της επιφάνειας της ΜΣΘ, καθώς και η επιλεγμένη ωκεανογραφική προσέγγιση

για την υλοποίηση του θαλάσσιου γεωειδούς, είναι ικανές από τη μια να αντιμετωπίσουν τις ιδιαιτερότητες της δορυφορικής αλτιμετρίας σε περίπλοκα παράκτια θαλάσσια περιβάλλοντα, και από την άλλη να θεραπεύσουν την απουσία δεδομένων βαρύτητας ικανοποιητικής ακρίβειας και ανάλυσης.

6.1.1 Συγκρίσεις των νέων τοπικών μοντέλων με τα αντίστοιχα σύγχρονα παγκόσμια μοντέλα

Όπως προαναφέρθηκε, στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάστηκε η στρατηγική ομογενοποίησης των παρατηρήσεων ΣΣΘ από πολλαπλές αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας η οποία βασίζεται στην τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων με τη χρήση πολυωνύμων υψηλού βαθμού και την απόδοση βαρών στις παρατηρήσεις. Προκειμένου να εξεταστεί η πιθανή πρόοδος που επιτυγχάνει η στρατηγική αυτή στην μοντελοποίηση της επιφάνειας της ΜΣΘ και του θαλάσσιου γεωειδούς, συγκρίνουμε τα νέα τοπικά μοντέλα με αντίστοιχα παγκόσμια μοντέλα που έχουν χρησιμοποιήσει τις παρατηρήσεις των ίδιων αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας. Έτσι, πραγματοποιούνται συγκρίσεις με τα αντίστοιχα παγκόσμια μοντέλα αιχμής, τα οποία είναι, για την επιφάνεια της ΜΣΘ, το μοντέλο Danish Technical University 2010 MSS (Andersen, 2010), αναφερόμενο ως DTU10MSS, για το θαλάσσιο γεωειδές το μοντέλο σφαιρικών αρμονικών Earth Geopotential Model 2008 (Pavlis et al, 2008), αναφερόμενο ως EGM2008 και για το πεδίο τιμών των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα τα μοντέλα Sandwell and Smith Satellite global Free Air Gravity V20 (Sandwell and Smith, 2009), αναφερόμενο ως SSv20, το Danish Technical University 2010 global gravity field (Andersen, 2010), αναφερόμενο ως DTU10grav, και το μοντέλο του EGM2008. Τα παραπάνω μοντέλα EGM2008, DTU10MSS, DTU10grav και SSv20 χρησιμοποιούν για τον υπολογισμό των μικρότερων μηκών κύματος της επιφάνειας της ΜΣΘ και του θαλάσσιου πεδίου βαρύτητας, τις παρατηρήσεις ΣΣΘ της γεωδαιτικής αποστολής (GM) του αλτιμετρικού δορυφόρου Geosat και της γεωδαιτικής φάσης (GP) του αλτιμετρικού δορυφόρου ERS-1. Για το λόγο αυτό, στα νέα τοπικά μοντέλα χρησιμοποιήθηκαν μόνο οι παραπάνω αποστολές, ώστε οι όποιες διαφορές προκύψουν από τις συγκρίσεις να μπορούν να αποδοθούν στις διαφορετικές μεθοδολογίες υλοποίησης των μοντέλων και όχι στη χρήση διαφορετικών δεδομένων. Οι επόμενες υλοποιήσεις των τοπικών μοντέλων, στην επικαιροποιημένη δεύτερη έκδοση (Version 2), θα περιλαμβάνουν τις ποιοτικά ανώτερες παρατηρήσεις των δορυφορικών αποστολών αλτιμετρίας Cryosat-2 και της γεωδαιτικής φάσης (GP) του Jason-1, οι οποίες αναμένεται να ενισχύσουν σημαντικά την ισχύ του σήματος στα μικρότερα μήκη κύματος και να βελτιώσουν την ακρίβεια κοντά στις ακτογραμμές.

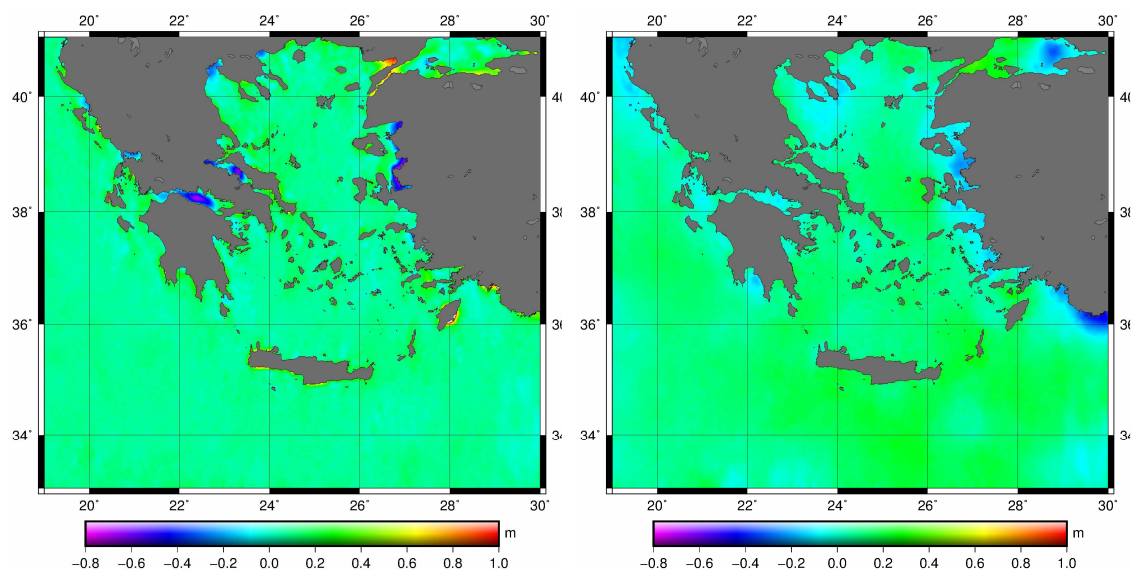
Από τα παραπάνω παγκόσμια μοντέλα, το μοντέλο βαρύτητας της γης EGM2008 περιγράφεται αναλυτικά στο πρώτο κεφάλαιο. Τα μοντέλα της επιφάνειας της ΜΣΘ DTU10MSS και του πεδίου των ανωμαλιών βαρύτητας DTU10grav είναι ελεύθερα προσβάσιμα και διαθέσιμα στο αποθετήριο του Ινστιτούτου Διαστήματος της Δανίας (National Space Institute)⁴⁸. Έχουν υπολογιστεί κάνοντας χρήση των παρατηρήσεων ΣΣΘ της γεωδαιτικής αποστολής (GM) του αλτιμετρικού δορυφόρου Geosat και της γεωδαιτικής φάσης (GP) του αλτιμετρικού δορυφόρου ERS-1, οι οποίες ομογενοποιήθηκαν από κοινού με την τεχνική της συνόρθωσης των διασταυρώσεων. Οι τιμές του μοντέλου υπολογίζονται σε κানাβο ανάλυσης ενός πρώτου της μοίρας, χρησιμοποιώντας την τεχνική της σημειακής προσαρμογής (Least Squares Collocation). Σαν εποχή αναφοράς λαμβάνεται το διάστημα 1993-2009, το οποίο αντιστοιχεί στην χρονική περίοδο συνεχών παρατηρήσεων των αποστολών ERM που ορίζουν το πλαίσιο του μοντέλου. Για τη διόρθωση της ατμοσφαιρικής πίεσης στη στάθμη της θάλασσας (Inverse Barometer effect) χρησιμοποιείται το μοντέλο MOG-2D_IB (Carrère and Lyard, 2003) ενώ για την αναγωγή του σήματος της παλίρροιας χρησιμοποιείται το μοντέλο Goddard Ocean Tide 4.7 / GOT4.7 (Ray, 1999). Σε ότι αφορά το μοντέλο SSV20, αυτό είναι ελεύθερα προσβάσιμο και διαθέσιμο στο αποθετήριο του Ωκεανογραφικού Ινστιτούτου Scripps του Πανεπιστημίου της Καλιφόρνια των Η.Π.Α.⁴⁹. Και αυτό το μοντέλο έχει υπολογιστεί κάνοντας χρήση των παρατηρήσεων ΣΣΘ της γεωδαιτικής αποστολής (GM) του αλτιμετρικού δορυφόρου Geosat και της γεωδαιτικής φάσης (GP) του αλτιμετρικού δορυφόρου ERS-1. Ο υπολογισμός του πεδίου τιμών των ανωμαλιών της βαρύτητας ελευθέρου αέρα πραγματοποιείται έπειτα από την μετατροπή των κλίσεων της επιφάνειας της θάλασσας, όπως προκύπτει από τις παρατηρήσεις ΣΣΘ κατά μήκος των ιχνών των τροχιών των αλτιμετρικών δορυφόρων, σε αποκλίσεις της κατακορύφου (Sandwell, 1992). Η εν λόγω τεχνική έχει το πλεονέκτημα, ότι θεωρητικά, δεν απαιτεί την ομογενοποίηση των αποστολών σε ένα κοινό datum αλλά έχει εφαρμογή μόνο στον υπολογισμό των ανωμαλιών ελευθέρου αέρα της βαρύτητας από αλτιμετρικές παρατηρήσεις. Για την αναγωγή του σήματος της παλίρροιας χρησιμοποιεί το μοντέλο UT CSR 4.0 tide model (Bettadpur and Eanes, 1994). Το μοντέλο υπολογίζεται σε γεωγραφικό κানাβο ανάλυσης ενός πρώτου της μοίρας με την παρεμβολή των υπολογισμένων τιμών να γίνεται με τη μέθοδο biharmonic spline (Sandwell, 1987).

Κατά τη σύγκριση του νέου τοπικού μοντέλου ΜΣΘ NTUAMSSv1 με το μοντέλο DTU10MSS (εικ.6.2, αρ.) και του νέου τοπικού μοντέλου των υψών του θαλάσσιου γεωειδούς NTUAMGv1 με το μοντέλο EGM2008 (εικ.6.2, δεξ.) παρατηρείται ότι τα μοντέλα συμφωνούν μεταξύ τους για την ανοιχτή θάλασσα, σε μια απόσταση της τάξης των 50km

⁴⁸ https://www.space.dtu.dk/english/research/scientific_data_and_models/global_mean_sea_surface

⁴⁹ <https://topex.ucsd.edu/>

μακριά από τις ακτές, και ότι οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται κοντά στις ακτές (πίν.6.1).



Εικ.6.2 Αριστερά, οι διαφορές μεταξύ του νέου τοπικού μοντέλου ΜΣΘ NTUAMSSv1 με το μοντέλο DTU10MSS. Οι περιοχές με τις μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται σε πολύ κλειστούς κόλπους όπως ο Αμβρακικός, ο Κορινθιακός, ο Β. Ευβοϊκός, ο Θερμαϊκός, ο Στρυμωνικός, του Ξηρού, του Αδραμυτίου, της Σμύρνης, καθώς και σε κάποια παράκτια σημεία, όπως οι νότιες ακτές της Ρόδου και οι νότιες ακτές της Κρήτης (στους νομούς Χανίων και Ηρακλείου). Δεξιά, οι διαφορές μεταξύ του νέου τοπικού μοντέλου των υψών του θαλάσσιου γεωειδούς NTUAMGv1 με το μοντέλο EGM2008.

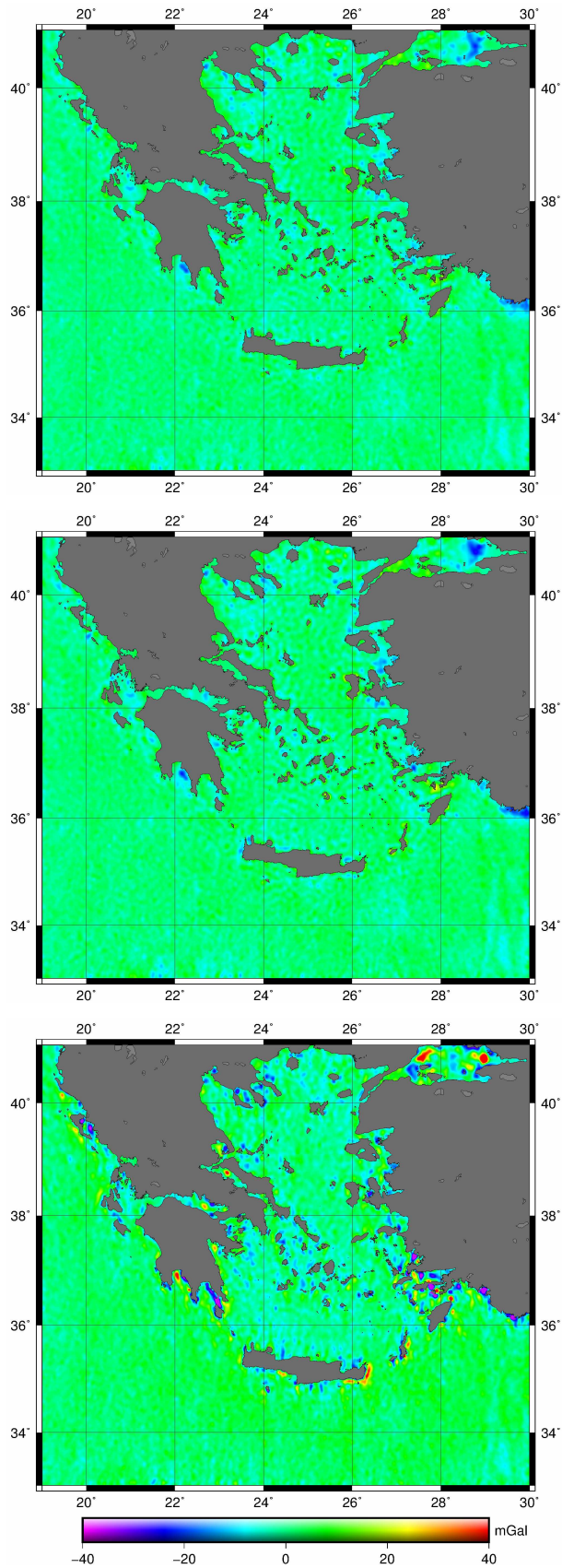
	open ocean		coastal regions	
(m)	DTU	EGM	DTU	EGM
mean	0.065	0.108	0.076	0.072
st.dev.	0.022	0.060	0.082	0.102
min	-0.046	-0.082	-0.763	-0.456
max	0.221	0.407	1.337	0.632
range	0.267	0.489	2.100	1.088

Πίν.6.1 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών στα ύψη της ΜΣΘ μεταξύ των επιφανειών NTUAMSSv1 και DTU10MSS και των διαφορών στα ύψη του θαλάσσιου γεωειδούς μεταξύ των μοντέλων NTUAMGv1 και EGM2008. Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών παρουσιάζονται για την ανοιχτή θάλασσα και για τις παράκτιες περιοχές. Ως παράκτια περιοχή ορίζεται η θαλάσσια περιοχή η οποία απέχει απόσταση μικρότερη των 50km από την ακτογραμμή, ενώ ως ανοιχτή θάλασσα ορίζεται η υπόλοιπη περιοχή. Υπάρχουν εμφανείς μεταβολές των στατιστικών τιμών των διαφορών μεταξύ αυτών που υπολογίζονται για την ανοιχτή θάλασσα σε σχέση με αυτές που υπολογίζονται για τις παράκτιες περιοχές. Είναι φανερό ότι οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται στις παράκτιες περιοχές.

Η ίδια εικόνα παρατηρείται και κατά τις συγκρίσεις του νέου τοπικού μοντέλου του πεδίου τιμών ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα NTUAFAAv1 με το μοντέλο DTU10grav (εικ.6.3, πάνω), με το μοντέλο EGM2008 (εικ.6.3, μέσο) και το μοντέλο SSv20 (εικ.6.3, κάτω) με τις μεγαλύτερες διαφορές να εντοπίζονται κοντά στις ακτές (πίν.6.2). Αναλυτικά, με βάση τη διακύμανση των διαφορών μεταξύ της ανοικτής θάλασσας και των παράκτιων περιοχών, διαπιστώνεται ότι όλες οι ακραίες διαφορές στα ύψη και στις τιμές των ανωμαλιών της βαρύτητας είναι συγκεντρωμένες κοντά στις ακτές.

	open ocean		
(mGal)	DTU	EGM	SS
mean	0.291	0.273	1.719
st.dev.	2.173	2.257	2.599
min	-12.304	-13.520	-13.900
max	12.263	12.731	16.279
range	24.567	26.251	30.179
	coastal regions		
(mGal)	DTU	EGM	SS
mean	-0.578	-0.527	0.234
st.dev.	3.850	4.166	6.731
min	-23.908	-26.325	-87.606
max	26.947	27.671	88.285
range	50.855	53.996	175.891

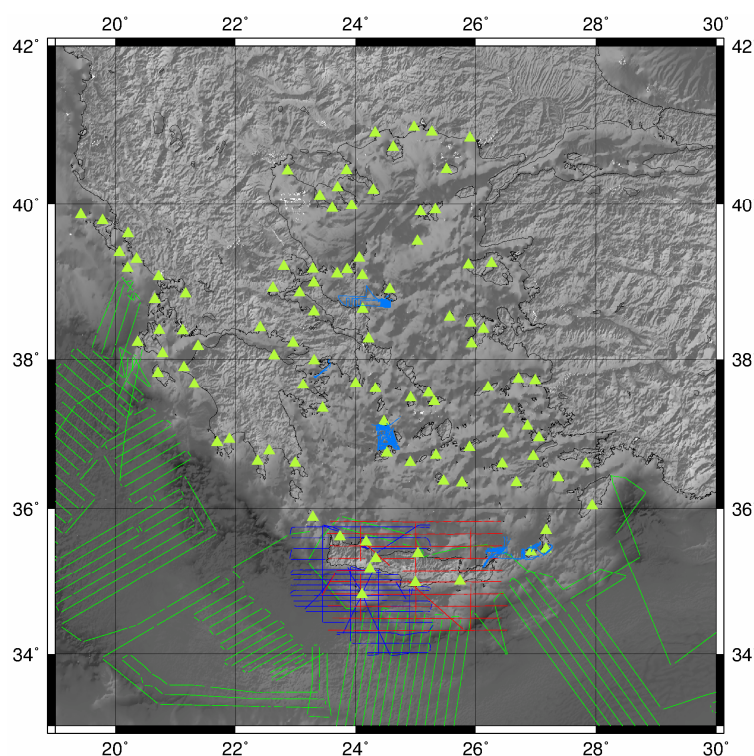
Πίν.6.2 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών στις ανωμαλίες βαρύτητας ελευθέρου αέρα μεταξύ των πεδίων τιμών NTUAFAAv1 με το DTU10grav, με το EGM2008 και με το SSv20. Οι τιμές παρουσιάζονται κατά αντιστοιχία με τον προηγούμενο πίνακα (6.1) για την ανοιχτή θάλασσα και για τις παράκτιες περιοχές. Σε ότι αφορά τις διακυμάνσεις των τιμών των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών είναι εμφανές, όπως και στην περίπτωση των συγκρίσεων των υψών των επιφανειών της ΜΣΘ και του θαλάσσιου γεωειδούς, ότι οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται στις παράκτιες περιοχές.



Εικ.6.3 Πάνω, οι διαφορές μεταξύ του νέου τοπικού μοντέλου NTUAFAAv1 με το μοντέλο DTU10grav. Μέσο, οι διαφορές μεταξύ του νέου τοπικού μοντέλου NTUAFAAv1 με το μοντέλο EGM2008. Κάτω, οι διαφορές μεταξύ του νέου τοπικού μοντέλου NTUAFAAv1 με το μοντέλο SSv20. Σε όλες τις περιπτώσεις οι διαφορές εντοπίζονται κοντά στις ακτές.

6.1.2 Συγκρίσεις των μοντέλων με ανεξάρτητες επίγειες παρατηρήσεις

Καθώς οι παραπάνω εντοπισμένες ασυμφωνίες στις παράκτιες περιοχές είναι εξαιρετικά ενδιαφέρουσες, είναι απαραίτητο να πραγματοποιηθούν περαιτέρω συγκρίσεις, προκειμένου να διαπιστωθεί εάν οι ασυμφωνίες αυτές οφείλονται σε σφάλματα των νέων τοπικών μοντέλων. Για το λόγο αυτό αξιοποιούνται όλα τα διαθέσιμα επίγεια δεδομένα που έγινε δυνατό να συλλεχθούν από διάφορες πηγές για την περιοχή ενδιαφέροντος. Τα δεδομένα αυτά αναφέρονται σε υψόμετρα "γεωειδούς" σε βάθρα, σε παρατηρήσεις υψομέτρων "ΜΣΘ" από τροχιές ναυτικής και από αέρος αλτιμετρίας, καθώς και σε παρατηρήσεις θαλάσσιας και από αέρος βαρύτητας (εικ.6.4). Με τη χρήση των παραπάνω δεδομένων πραγματοποιείται μια εκτεταμένη σειρά συγκρίσεων όλων των μοντέλων που προαναφέρθηκαν, ώστε να αξιολογηθούν οι ακρίβειες του κάθε ενός χωριστά αλλά και να ελεγχθούν οι παρατηρούμενες ασυμφωνίες, ειδικά στις παράκτιες περιοχές.



Εικ.6.4 Τα επίγεια δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση των μοντέλων. Τα τρίγωνα είναι τα σημεία με υψόμετρα του "γεωειδούς" από παρατηρήσεις GPS σε βάθρα με γνωστό ορθομετρικό υψόμετρο. Οι γραμμές με γαλάζιο χρώμα αντιστοιχούν σε τροχιές με παρατηρήσεις ναυτικής αλτιμετρίας. Οι γραμμές με μπλε χρώμα σε τροχιές με παρατηρήσεις από αέρος αλτιμετρίας. Οι γραμμές με πράσινο χρώμα σε παρατηρήσεις θαλάσσιας βαρύτητας. Οι γραμμές με κόκκινο χρώμα σε παρατηρήσεις από αέρος βαρύτητας.

6.1.2.1 Συγκρίσεις με γνωστά υψόμετρα του γεωειδούς σε βάθρα

Στο παρόν σκέλος αξιολογούνται όλα τα μοντέλα με τη χρήση γνωστών υψομέτρων του γεωειδούς σε ένα δίκτυο 100 βάθρων της Γ.Υ.Σ.. Τα σημεία των βάθρων αυτών βρίσκονται πολύ κοντά στις ακτές (σε απόσταση μικρότερη των 5km) και για την σύγκριση αυτή μπορούν να θεωρηθούν ως σημεία επί των ακτών. Τα δεδομένα αυτά αποτελούν υποσύνολο των 202 σημείων στα οποία πραγματοποιήθηκαν παρατηρήσεις GPS στα πλαίσια δημιουργίας του Ελληνικού Δικτύου GPS 2002 (Hellenic GPS Network 2002, HEGNET2002, Anagnostou et al., 2007). Σε κάθε ένα από τα σημεία αυτά πραγματοποιήθηκαν τουλάχιστον 12 ώρες παρατηρήσεων με δέκτη GPS κατά τα έτη 2000 και 2001, με το μόνιμο σταθμό GPS στο Διόνυσο να αποτελεί το σημείο αναφοράς για την επίλυση του σχετικού δικτύου. Οι συντεταγμένες των σημείων αναφέρονται στο ITRF1996 και στην εποχή 2000.0, ενώ η εκτιμώμενη ακρίβεια του δικτύου HEGNET2002 εκτιμήθηκε στο επίπεδο του 1cm. Σε αυτό το σημείο θα πρέπει να σημειωθεί ότι η ακρίβεια των υψομέτρων του γεωειδούς για τα σημεία του δικτύου είναι ουσιαστικά άγνωστη. Το υψόμετρο του γεωειδούς σε κάθε σημείο προκύπτει ως η διαφορά μεταξύ του γεωμετρικού υψομέτρου, που υπολογίστηκε από την επίλυση του δικτύου με τη χρήση GPS, και του ορθομετρικού υψομέτρου, που υπολογίστηκε από γεωμετρική χωροστάθμηση ή τριγωνομετρική υψομετρία. Σε αυτή την περίπτωση, η ακρίβεια των γεωμετρικών υψομέτρων των σημείων του δικτύου HEGNET2002 μπορεί να είναι αρκετά υψηλή (πιθανόν καλύτερη από 4cm) αλλά υπάρχουν αρκετά θέματα σχετικά με την εκτίμηση της ακρίβειας των ορθομετρικών υψομέτρων στα αντίστοιχα σημεία. Αυτό οφείλεται σε διάφορα γεγονότα όπως:

- Τα υψόμετρα των σημείων των νησιών αναφέρονται σε διαφορετικό υψομετρικό datum από αυτό του ηπειρωτικού χώρου δίχως, να έχει πραγματοποιηθεί η υψομετρική σύνδεσή τους.
- Τα ορθομετρικά υψόμετρα των σημείων είναι άγνωστο αν προέρχονται από γεωμετρική χωροστάθμηση ή από τριγωνομετρική υψομετρία. Σε κάθε περίπτωση, η ακρίβεια της δεύτερης μεθόδου είναι αρκετά υποδεέστερη της πρώτης.

Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι τα υψόμετρα των παραπάνω σημείων δεν αποτελούν αυστηρά υψόμετρα γεωειδούς σε κάποιο γνωστό κοινό datum. Παρόλα αυτά, προς χάρη των συγκρίσεων, αντιμετωπίζονται ως ενδεικτικά υψόμετρα του γεωειδούς, με την ακρίβειά τους να εκτιμάται, κατά πάσα πιθανότητα, ως καλύτερη από τα υψόμετρα των μοντέλων που καλούνται να ελέγξουν.

Έχοντας τα παραπάνω υπόψη, τα δεδομένα αυτά χρησιμοποιούνται για την αξιολόγηση της ακρίβειας των παραπάνω μοντέλων στο όριο της ακτογραμμής, μέχρι και για μια μικρή προέκτασή τους εντός της ακτής (μέχρι 5km). Η αξιολόγηση του κάθε μοντέλου πραγματοποιείται με τον υπολογισμό της διαφοράς της τιμής του μοντέλου που προκύπτει, με παρεμβολή (interpolation) ή και προέκταση (extrapolation), για το σημείο του βάρου με το γνωστό υψόμετρο του γεωειδούς. Τα αποτελέσματα των στατιστικών παραμέτρων των υπολογιζόμενων διαφορών για τις συγκρίσεις αυτές παρουσιάζονται στον πίνακα 6.3.

(m)	NTUAMSSv1	NTUAMGv1	DTU10MSS	EGM2008
mean	0.225	0.232	0.035	0.150
st.dev.	0.147	0.152	0.253	0.170
Min	-0.220	-0.202	-1.308	-0.471
Max	0.690	0.645	0.802	0.601
Range	0.910	0.847	2.110	1.072

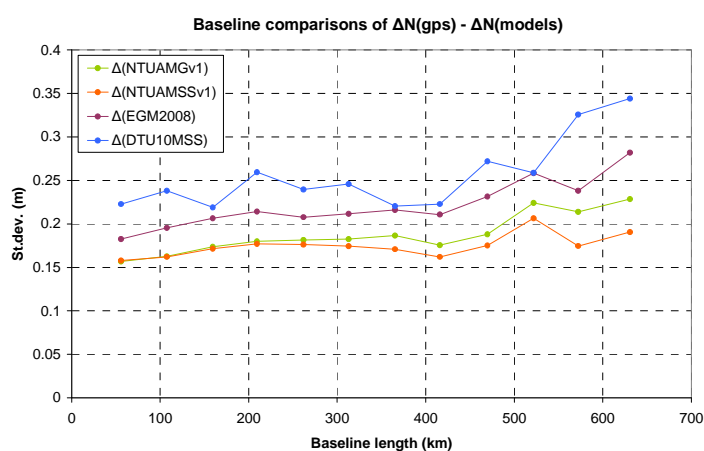
Πίν.6.3 Οι στατιστικές παράμετροι των διαφορών μεταξύ των υψομέτρων του κάθε μοντέλου και των υψομέτρων του γεωειδούς για το σύνολο των 100 βάρων GPS/levelling του HEGNET2002, τα οποία βρίσκονται σε απόσταση μέχρι και 5km από την ακτογραμμή.

Σε ότι αφορά τις συγκρίσεις στα βάθρα GPS/levelling (πίν.6.3) πρέπει να σημειωθεί ότι, παρόλο που τα βάθρα βρίσκονται πολύ κοντά στις ακτογραμμές, στα αποτελέσματα εισέρχονται σφάλματα της προέκτασης των επιφανειών στη στεριά από το θαλάσσιο χώρο όπου υπάρχουν παρατηρήσεις δορυφορικής αλτιμετρίας. Αποφασίστηκε να πραγματοποιηθούν οι παραπάνω συγκρίσεις, καθώς δεν υπήρχαν διαθέσιμες παρατηρήσεις GPS/levelling σε σημεία επί των ακτών (ειδικά με GPS σε παλιρροιογράφους). Επιπλέον, καθώς υπάρχουν πολλά ανεξάρτητα κατακόρυφα datum στον Ελλαδικό χώρο, το σετ των δεδομένων GPS/levelling έχει σφάλματα (bias, λόγω της αδυναμίας προσδιορισμού της κλίμακας του μηδενός σε κοινή αρχή) τα οποία κάνουν επισφαλή την εξαγωγή συμπερασμάτων. Παρόλα αυτά, σημειώνεται ότι τα αποτελέσματα (πίν.6.3) παρουσιάζουν τα τοπικά μοντέλα να προσφέρουν μια μικρή βελτίωση σε σχέση με το EGM2008 κοντά στις ακτές. Αναλυτικά, παρατηρείται μια βελτίωση της τάξης των 2cm ως προς την τιμή της τυπικής απόκλισης των διαφορών (15.2cm έναντι 17cm) και παράλληλα μια μείωση του εύρους των διαφορών κατά 22cm (84.7cm έναντι 107.2cm).

Μια άλλη συγκριτική αξιολόγηση που παρουσιάζεται είναι αντίστοιχη με αυτή που χρησιμοποιήθηκε για την αξιολόγηση του μοντέλου EGM2008 στον Ελλαδικό χώρο (Kotsakis et al, 2009). Σε αυτή την περίπτωση υπολογίζονται οι διαφορές:

$$\Delta = \Delta N_{ij}^{GPS} - \Delta N_{ij}^{model}$$

για κάθε μια βάση μεταξύ του σημείου στο βάθρο i και του σημείου στο βάθρο j . Κατά αυτό τον τρόπο υπολογίζονται οι διαφορές, για το σύνολο των 4950 βάσεων που σχηματίζονται από το συνδυασμό των 100 βάθρων του δικτύου, και παρουσιάζεται η τυπική απόκλιση της διαφοράς τους σε σχέση με τα μήκη των βάσεων (εικ.6.5). Η διαθεσιμότητα μια μεγάλης βάσης δεδομένων με σημεία GPS/levelling, όπως αυτή που χρησιμοποιήθηκε στην αξιολόγηση του EGM2008, θα επέτρεπε την πραγματοποίηση εκτεταμένων συγκρίσεων των τοπικών και των παγκόσμιων μοντέλων, από τις οποίες πιθανόν να εξάγονταν χρήσιμα συμπεράσματα (πχ μελέτη της συμπεριφοράς των ανεξάρτητων κατακόρυφων datum). Μέχρι να γίνει διαθέσιμη μια αντίστοιχη βάση δεδομένων, το μόνο συμπέρασμα που μπορεί να υποστηριχθεί από τις παρούσες αξιολογήσεις με υψόμετρα του 'γεωειδούς' προερχόμενα από παρατηρήσεις GPS/levelling σε βάθρα του δικτύου HEGNET2002, είναι ότι τα τοπικά μοντέλα NTUAMSSv1 & NTUAMGv1 παρουσιάζουν μια ορατή βελτίωση σε σχέση με τα παγκόσμια μοντέλα EGM2008 και DTU10MSS και μάλιστα σε όλο εύρος των μηκών των βάσεων. Επίσης, πρέπει να σημειωθεί ότι το τοπικό μοντέλο της επιφάνειας της ΜΣΘ NTUAMSSv1 παρουσιάζει ελαφρά καλύτερα αποτελέσματα σε σχέση με το μοντέλο των υψών του θαλάσσιου γεωειδούς NTUAMGv1. Μια εξήγηση είναι ότι η βάση δεδομένων των υψών του 'γεωειδούς' (από παρατηρήσεις GPS/levelling σε βάθρα του δικτύου HEGNET2002) δεν έχει διορθωθεί ως προς την τιμή της ΜΔΩΤ και δεν αναφέρεται σε ορθομετρικά υψόμετρα σε κάποιο κοινό υψομετρικό datum αλλά σε τοπικές τιμές της ΜΣΘ του κάθε ανεξάρτητου υψομετρικού datum.



Εικ.6.5 Η τυπική απόκλιση των διαφορών:

$$\Delta N_{ij}^{GPS} - \Delta N_{ij}^{model}$$

στα σημεία των 100 βάθρων με παρατηρήσεις υψομέτρων GPS/levelling, σε σχέση με τα μήκη των 4950 σχηματιζόμενων βάσεων.

6.1.2.2 Συγκρίσεις με παρατηρήσεις υψομέτρων ΜΣΘ από αποστολές ναυτικής αλτιμετρίας

Προκειμένου να διερευνηθεί παραπέρα η συμβολή των νέων μοντέλων της επιφάνειας της ΜΣΘ και του θαλάσσιου γεωειδούς και να αξιολογηθεί η ακρίβειά τους σε σχέση με τα παγκόσμια μοντέλα, πραγματοποιήθηκαν συγκρίσεις με παρατηρήσεις υψομέτρων ΜΣΘ από τροχιές ναυτικής αλτιμετρίας (Mintourakis, 2010). Η μεθοδολογία της ναυτικής αλτιμετρίας (marine GPS altimetry) συνίσταται στην καταγραφή υψομέτρων ΣΣΘ με τη χρήση ενός δέκτη GNSS εγκατεστημένου σε κάποιο πλωτό μέσο. Οι γενικές αρχές της ναυτικής αλτιμετρίας μπορούν να θεωρηθούν λίγο έως πολύ αντίστοιχες με αυτές της δορυφορικής και της εναέριας αλτιμετρίας, με τη διαφορά ότι δεν είναι αναγκαία η ύπαρξη διάταξης αλτιμέτρου, καθώς το υψόμετρο του δέκτη από την επιφάνεια της στάθμης της θάλασσας μπορεί να θεωρηθεί σταθερό. Στα πλαίσια του παρόντος διδακτορικού, συλλέχθηκαν παρατηρήσεις με τη χρήση δέκτη GPS επί Υδρογραφικών/Ωκεανογραφικών (ΥΓ/ΩΚ) Πλοίων της Υδρογραφικής Υπηρεσίας του Πολεμικού Ναυτικού (ΥΥΠΝ) κατά τη διάρκεια διαφόρων αποστολών τα έτη 2006 και 2007 για τις περιοχές των Κυκλάδων (Σέριφος, Σίφνος, Μήλος), των στενών Κρήτης-Κάσου-Καρπάθου, του στενού Εύβοιας-Σκύρου και των βόρειων ακτών της Αίγινας. Οι παραπάνω παρατηρήσεις ΣΣΘ, έπειτα από τις κατάλληλες αναγωγές, θεωρούνται ως παρατηρήσεις υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ επί των τροχιών του πλωτού και χρησιμοποιούνται για την αξιολόγηση των μοντέλων.

Έτσι, για κάθε σημείο με συντεταγμένες i,j όπου υπάρχει παρατήρηση υψομέτρου της επιφάνειας της ΜΣΘ από ναυτική αλτιμετρία $MSL_{i,j}^{ALT}$ υπολογίζεται η διαφορά $\Delta h_{i,j}$:

$$\Delta h_{i,j} = MSL_{i,j}^{ALT} - MSL_{i,j}^{model}$$

όπου $MSL_{i,j}^{model}$ το υψόμετρο της επιφάνειας της ΜΣΘ (ή του γεωειδούς) όπως υπολογίζεται από το διαθέσιμο μοντέλο με παρεμβολή στο σημείο αυτό. Η αξιολόγηση των μοντέλων γίνεται υπολογίζοντας τις στατιστικές παραμέτρους των διαφορών αυτών για κάθε περιοχή ενδιαφέροντος (πίν.6.4).

(m)	NTUAMSSv1	DTU10MSS	NTUAMGv1	EGM2008
Κυκλάδες				
mean	0.140	0.018	0.141	0.054
st.dev.	0.031	0.039	0.028	0.054
min	0.022	-0.069	0.018	-0.062
max	0.237	0.123	0.232	0.195
range	0.215	0.192	0.214	0.257
στενά Κρήτης-Κάσου-Καρπάθου				
mean	-0.016	0.111	-0.117	0.077
st.dev.	0.044	0.062	0.048	0.073
min	-0.188	-0.083	-0.270	-0.121
max	0.205	0.279	0.104	0.313
range	0.393	0.362	0.374	0.434
στενό Εύβοιας-Σκύρου				
mean	-0.109	0.017	-0.093	0.004
st.dev.	0.092	0.098	0.087	0.090
min	-0.449	-0.343	-0.411	-0.295
max	0.195	0.448	0.226	0.344
range	0.644	0.791	0.637	0.639
Αίγινα				
mean	-0.103	0.005	-0.091	-0.026
st.dev.	0.045	0.070	0.044	0.036
min	-0.224	-0.181	-0.21	-0.124
max	0.009	0.190	0.021	0.068
range	0.233	0.371	0.231	0.192

Πίν.6.4 Οι στατιστικές παράμετροι των διαφορών μεταξύ των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ (ή του γεωειδούς) του κάθε μοντέλου και των παρατηρούμενων υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από τη ναυτική αλτιμετρία για κάθε περιοχή.

Γενικά, η μόνη διαφορά που εντοπίζεται είναι στη μέση τιμή της διαφοράς αλλά αυτή ουσιαστικά είναι μη αξιολογήσιμη, καθώς στις αποστολές κατά τις οποίες συλλέχθηκαν οι παρατηρήσεις ΣΣΘ υπήρχαν αδυναμίες προσδιορισμού του ύψους του κέντρου φάσης της κεραίας του εγκατεστημένου δέκτη GPS από την ισάλο γραμμή του πλοίου. Επίσης, θέματα μεταβολής του φορτίου των πλοίων, και κατά συνέπεια μεταβολής της ισάλου γραμμής τους κατά τη διάρκεια της αποστολής ή μεταξύ διαφορετικών αποστολών, οδήγησαν στην επιλογή του μοντέλου της ΜΣΘ KSMSS04⁵⁰ (Knudsen et al., 2005) για την αναγωγή των παραπάνω παρατηρήσεων στο ύψος της στάθμης της θάλασσας. Σημειώνεται ότι το μοντέλο της ΜΣΘ KSMSS04 αποτελεί μια προγενέστερη εκδοχή του DTU10MSS. Έτσι, ενώ το σετ αυτών των δεδομένων από παρατηρήσεις ναυτικής αλτιμετρίας έχει σχετικά υψηλή εσωτερική ακρίβεια και ανάλυση, πάσχει σε εξωτερική ακρίβεια και δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν σύνολο ενιαίων παρατηρήσεων. Για το λόγο αυτό και οι αξιολογήσεις παρουσιάζονται μόνο κατά

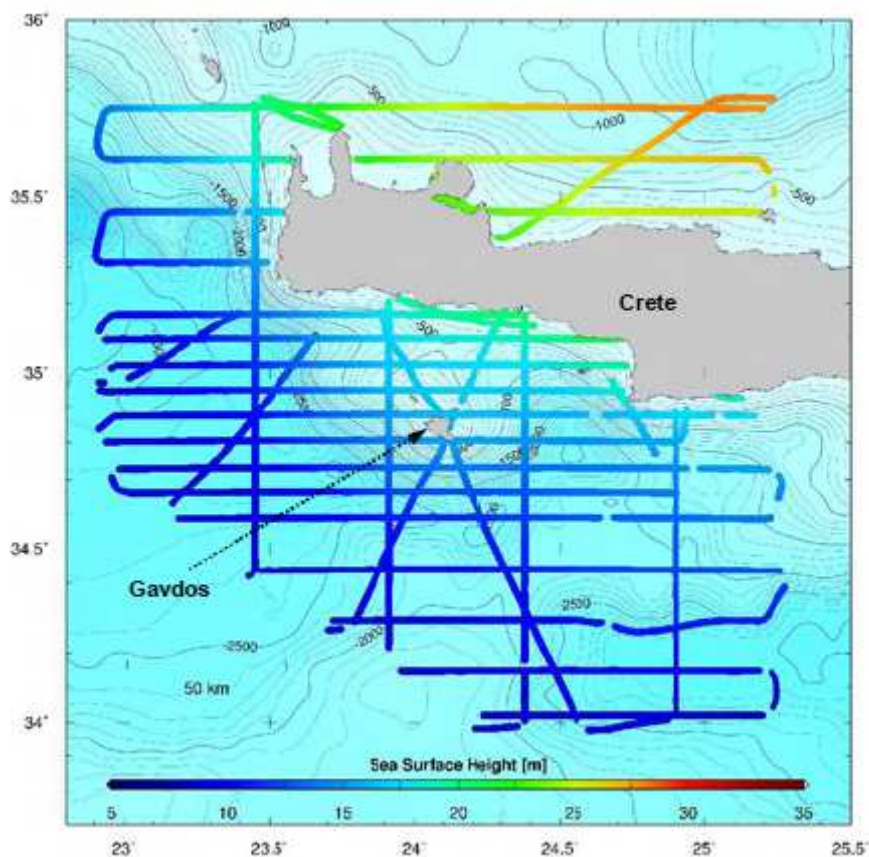
⁵⁰ Danish National Space Center (2004). KMS04 global Mean Sea Surface Model, available on the web at <http://www.spacecenter.dk/data/global-mean-sea-surface-model-1> (last accessed on 18 June, 2008)

περιοχές (ουσιαστικά κατά αποστολή). Επίσης, θα πρέπει να ληφθεί υπόψη ότι η κάθε περιοχή αξιολόγησης έχει πολύ μικρή έκταση, με διαστάσεις που ξεπερνούν οριακά την διακριτική ικανότητα των αξιολογούμενων μοντέλων. Για τους λόγους αυτούς τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στον πίνακα δεν μπορούν να οδηγήσουν σε συμπεράσματα σχετικά με το αν κάποιο μοντέλο της επιφάνειας της ΜΣΘ ή των υψών του θαλάσσιου γεωειδούς παρουσιάζει καλύτερη συμπεριφορά. Για να γίνει αυτό, οι καμπάνιες αυτές ναυτικής αλτιμετρίας θα πρέπει να συνδεθούν υψομετρικά μεταξύ τους, πιθανόν με την πραγματοποίηση μιας νέας καμπάνιας (η οποία θα έχει επιλύσει τα θέματα της αναγωγής του υψομέτρου του κέντρου φάσης του δέκτη από την ίσαλο γραμμή του πλοίου) που οι τροχιές της θα διασταυρώνουν όλες τις προγενέστερες.

6.1.2.3 Συγκρίσεις με παρατηρήσεις υψομέτρων ΜΣΘ από αποστολή από αέρος αλτιμετρίας

Οι παραπάνω συγκρίσεις των μοντέλων με παρατηρήσεις υψομέτρων ΜΣΘ από τροχιές ναυτικής αλτιμετρίας δεν μπόρεσαν να προσφέρουν ασφαλή συμπεράσματα για την αξιολόγησή τους. Για το λόγο αυτό, πραγματοποιήθηκαν παραπέρα εκτεταμένες συγκρίσεις με παρατηρήσεις υψομέτρων ΜΣΘ που προήλθαν από αποστολή από αέρος αλτιμετρίας (Limpach et al., 2006, Limpach, 2010). Τα δεδομένα αυτά, τα οποία διατέθηκαν έπειτα από επικοινωνία (Limpach, 2015), αναφέρονται σε αποστολή από αέρος LASER αλτιμετρίας που είχε πραγματοποιηθεί γύρω από την Κρήτη τον Ιανουάριο του 2003 στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος GAVDOS (Pavlis et al., 2004). Ο σκοπός της αποστολής ήταν η ίδρυση ενός Ευρωπαϊκού σταθμού παρακολούθησης της στάθμης της θάλασσας και βαθμονόμησης των radar αλτιμέτρων των δορυφορικών αποστολών Jason-1 και Envisat (Pavlis et al. 2004). Ο σταθμός ελέγχου και βαθμονόμησης βρίσκεται στο νησί της Γαύδου, κοντά στη διασταύρωση μιας ανερχόμενης και μιας κατερχόμενης τροχιάς της δορυφορικής αποστολής του Jason-1. Κατά τη διάρκεια της αποστολής της από αέρος αλτιμετρίας καλύφθηκε μια έκταση περίπου 200 x 200km (εικ.6.6) με ένα πλήθος 24 σκελών πτήσης των οποίων το επίπεδο πτήσης ήταν στα 700ft (210m) από την επιφάνεια της θάλασσας και το αλτίμετρο LASER λειτουργούσε με ρυθμό δειγματοληψίας παρατηρήσεων ΣΣΘ 1kHz. Προκειμένου από τις υψίσυχνες αυτές παρατηρήσεις ΣΣΘ να υπολογιστούν τα αντίστοιχα ύψη της ΜΣΘ κατά το ίχνος των σκελών πτήσης, πραγματοποιήθηκαν μια σειρά αναγωγών και διορθώσεων, ειδικά σε ότι αφορά την επίδραση της παλίρροιας και της ατμόσφαιρας (inverse barometer effect) στη ΣΣΘ. Στην περίπτωση της επίδρασης της παλίρροιας χρησιμοποιήθηκαν οι διορθώσεις από το μοντέλο GOT00.2, ενώ για την επίδραση της ατμοσφαιρικής πίεσης στην στάθμη της επιφάνεια της θάλασσας οι διορθώσεις υπολογίστηκαν για την περιοχή με τη χρήση των δεδομένων ατμοσφαιρικής πίεσης του

Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσο-Πρόθεσμης Καιρικής Πρόγνωσης (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF). Έπειτα από τις παραπάνω διορθώσεις, τα κατά το μήκος των σκελών πτήσης υψόμετρα θεωρείται ότι αντιστοιχούν σε υψόμετρα της επιφάνειας της ΜΣΘ.



Εικ.6.6 Η περιοχή που καλύφθηκε από την αποστολή της από αέρος αλιμετρίας, με τα 24 σκέλη πτήσης επί των ιχνών των οποίων συλλέχθηκαν παρατηρήσεις ΣΣΘ με το αλτίμετρο LASER (Limpach et al., 2006).

Για κάθε σημείο με συντεταγμένες i,j όπου υπάρχει παρατήρηση υψόμετρου της επιφάνειας της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER $MSL_{i,j}^{ALT}$ υπολογίζεται η διαφορά $\Delta h_{i,j}$:

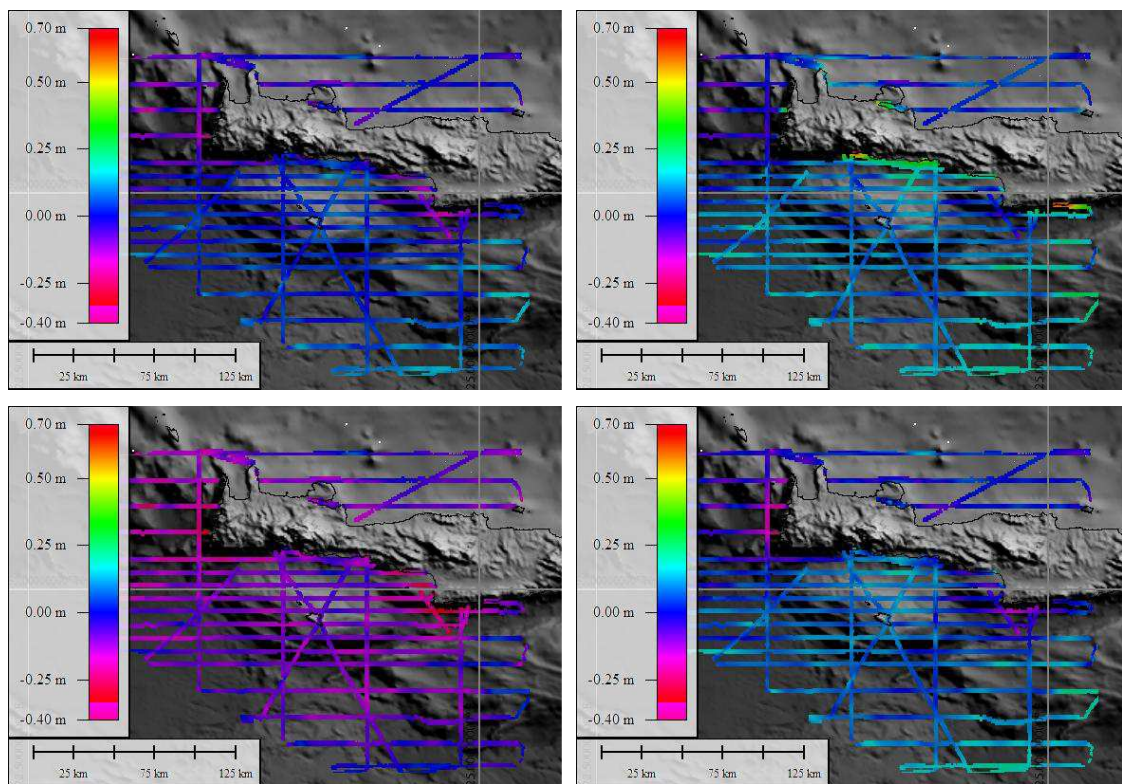
$$\Delta h_{i,j} = MSL_{i,j}^{ALT} - MSL_{i,j}^{model}$$

όπου $MSL_{i,j}^{model}$ το υψόμετρο της επιφάνειας της ΜΣΘ (ή του γεωειδούς) όπως υπολογίζεται από το διαθέσιμο μοντέλο με παρεμβολή στο σημείο αυτό. Έτσι, η αξιολόγηση των μοντέλων γίνεται υπολογίζοντας τις στατιστικές παραμέτρους των διαφορών αυτών για το σύνολο της περιοχής ενδιαφέροντος (πίν.6.5).

(m)	NTUAMSSv1	DTU10MSS	NTUAMGv1	EGM2008
mean	-0.009	-0.093	0.104	-0.052
st.dev.	0.065	0.081	0.059	0.077
min	-0.188	-0.667	-0.085	-0.233
max	0.223	0.145	0.335	0.252
range	0.412	0.811	0.420	0.485

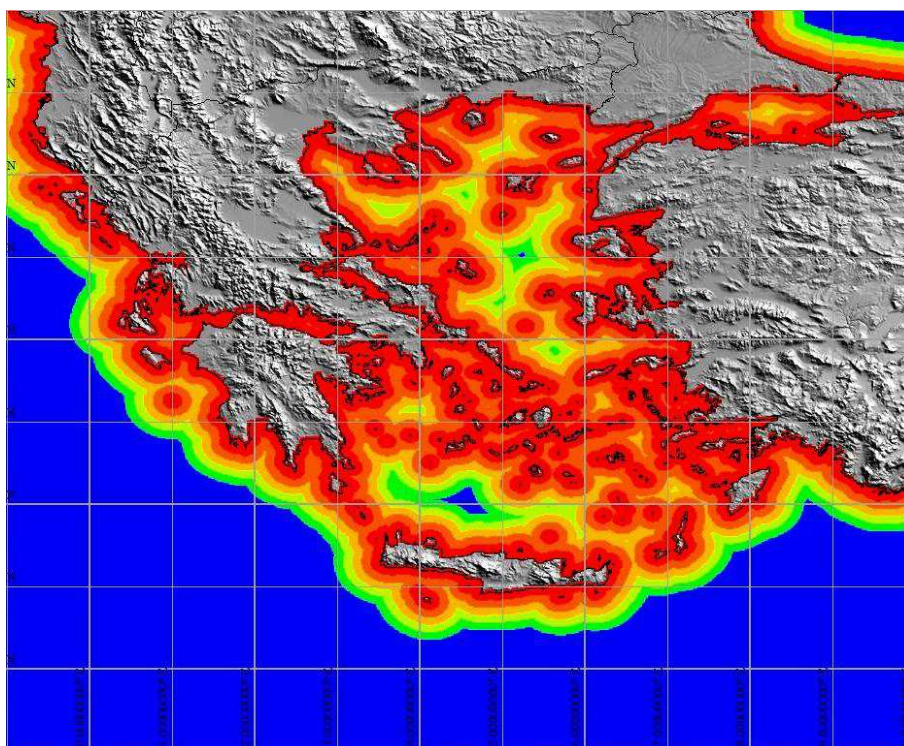
Πίν.6.5 Οι στατιστικές παράμετροι των διαφορών μεταξύ των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ (ή του γεωειδούς) του κάθε μοντέλου και των παρατηρούμενων υψομέτρων της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER.

Παρατηρείται από τις εικόνες των υπολογιζόμενων διαφορών (εικ.6.7) ότι οι μεγαλύτερες διαφορές στα υψόμετρα εντοπίζονται κυρίως κοντά στις ακτές.



Εικ.6.7 Οι υπολογιζόμενες διαφορές μεταξύ των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ (ή του γεωειδούς) όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο και των παρατηρούμενων υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER. Οι διαφορές ως προς τα μοντέλα παρουσιάζονται κατά την ακόλουθη σειρά: i) πάνω αριστερά, NTUAMSSv1 ii) πάνω δεξιά, DTU10MSS, iii) κάτω αριστερά, NTUAMGv1 & iv) κάτω δεξιά, EGM2008

Με βάση την παραπάνω παρατήρηση, και την έμφαση που πρέπει να δοθεί στην αξιολόγηση των μοντέλων κοντά στις ακτές, οι συγκρίσεις εξειδικεύτηκαν παραπέρα. Έτσι, η περιοχή ενδιαφέροντος χωρίστηκε σε 5 ζώνες πλάτους 10km, ξεκινώντας από την ακτογραμμή μέχρι και σε απόσταση 50km από αυτή, και σε μια ευρύτερη περιοχή που καλύπτει τον υπόλοιπο θαλάσσιο χώρο και αντιπροσωπεύει τον ανοιχτό ωκεανό (εικ.6.8). Από την εικόνα αυτή γίνεται αντιληπτό ότι ο θαλάσσιος Ελλαδικός χώρος είναι μια ιδιαίτερα κλειστή θάλασσα στην οποία τα μοντέλα της επιφάνειας της ΜΣΘ και του θαλάσσιου γεωειδούς είναι κρίσιμο να αξιολογούνται όσο το δυνατόν εγγύτερα στις ακτογραμμές.

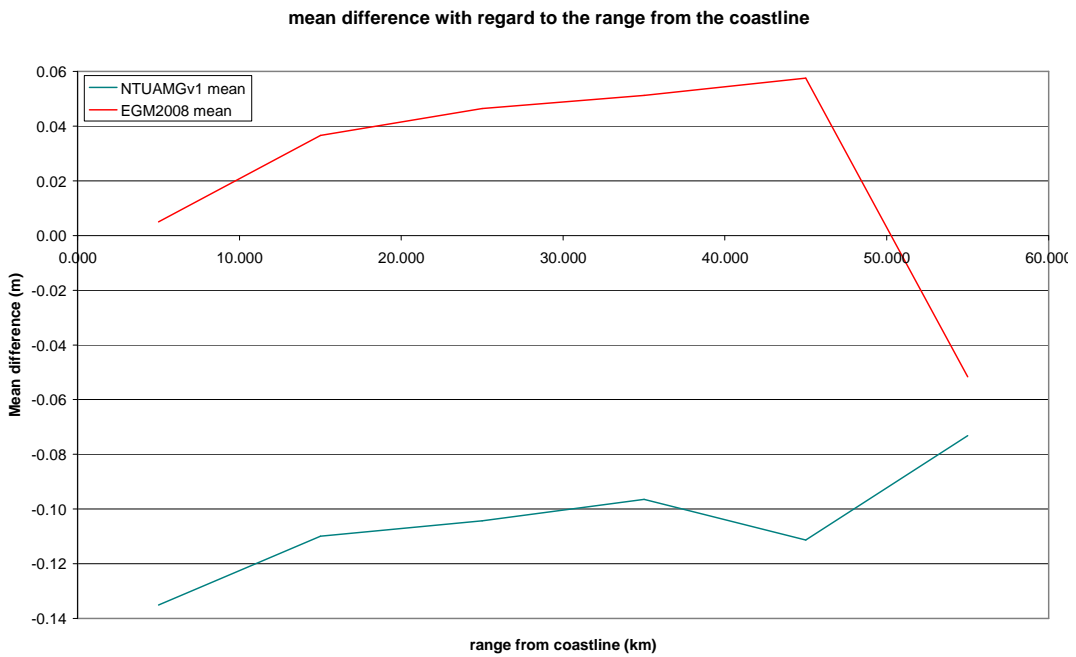
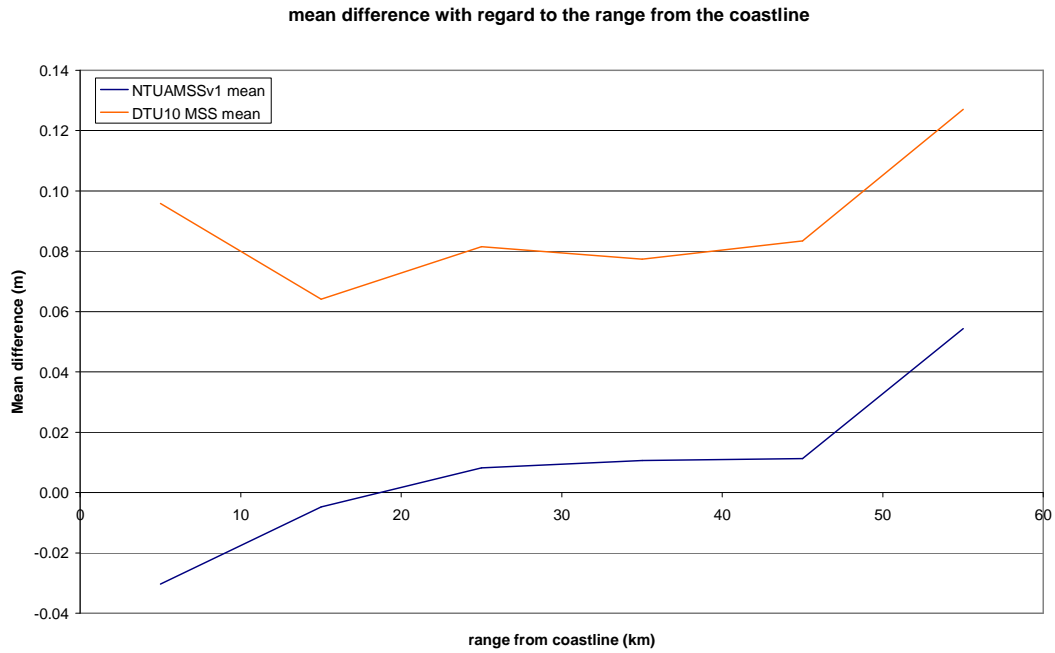


Εικ.6.8 Η περιοχή του Ελλαδικού χώρου χωρισμένη σε ζώνες πλάτους 10km. Ξεκινώντας από την ακτογραμμή η χρωματική αντιστοιχία με το εύρος της ζώνης είναι όπως ακόλουθα: κόκκινο (0-10km), καφέ (10-20km), πορτοκαλί (20-30km), κίτρινο (30-40km), πράσινο (40-50km). Ο θαλάσσιος χώρος όπου οι αποστάσεις του είναι μεγαλύτερες από 50km από την πλησιέστερη ακτογραμμή αντιπροσωπεύει τον ανοιχτό ωκεανό και παρουσιάζεται με μπλε χρώμα.

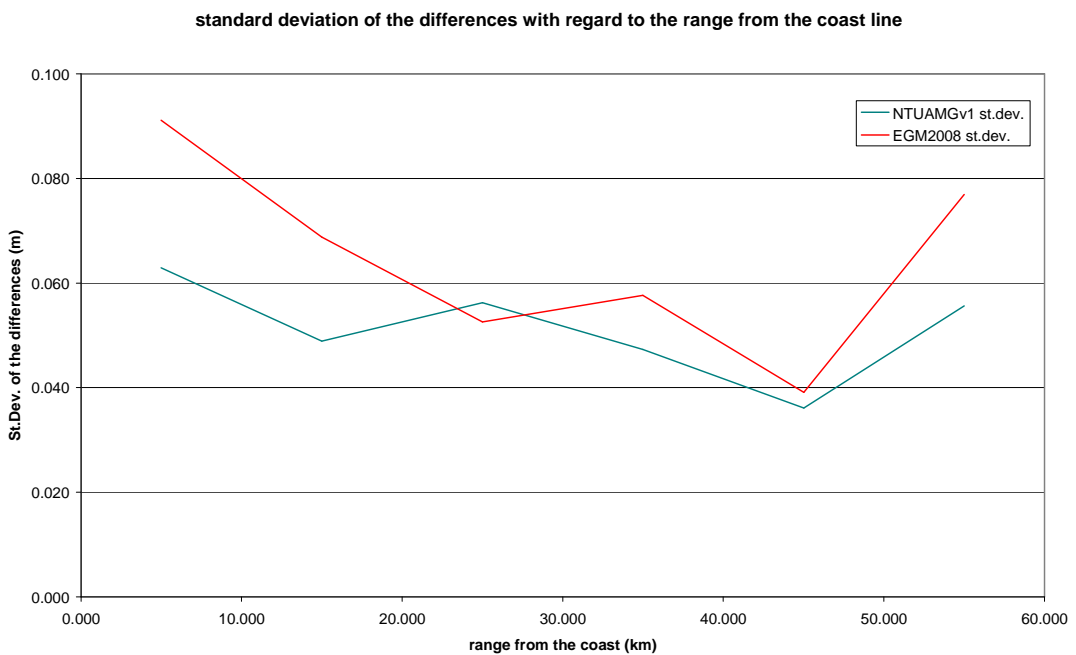
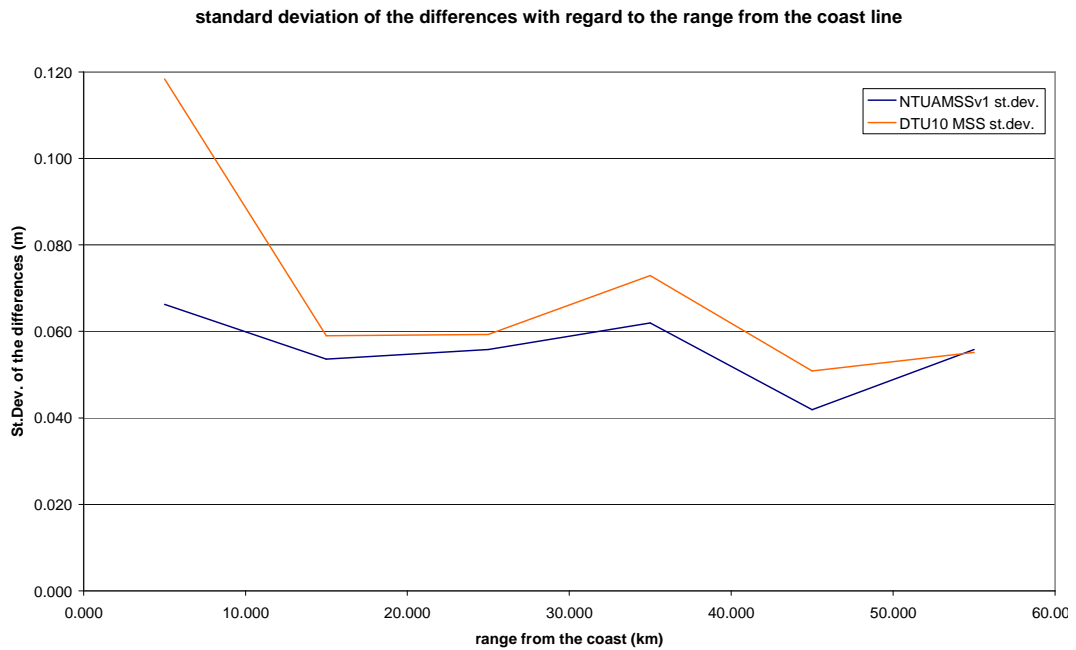
Για κάθε μια από αυτές τις ζώνες παρουσιάζονται οι στατιστικές παράμετροι των υψομετρικών διαφορών $\Delta h_{i,j}$ για κάθε ένα από τα μοντέλα της ΜΣΘ και του γεωειδούς (πίν.6.6). Επίσης, προς διευκόλυνση στην εξαγωγή συμπερασμάτων, τα αποτελέσματα του πίνακα οπτικοποιούνται με τη βοήθεια διαγραμμάτων (εικ.6.9, 6.10 και 6.11).

		Zones with regard to their range (in km) from the coastline and the number of observations in each zone					
		0-10km	10-20km	20-30km	30-40km	40-50km	50+km
(m)		(9577 points)	(7391 points)	(5266 points)	(4894 points)	(3062 points)	(10396 points)
NTUAMSSv1	mean	-0.030	-0.005	0.008	0.011	0.011	0.054
	st.dev.	0.066	0.054	0.056	0.062	0.042	0.056
	min	-0.223	-0.203	-0.190	-0.199	-0.128	-0.130
	max	0.152	0.108	0.160	0.153	0.110	0.188
	range	0.376	0.311	0.350	0.352	0.237	0.318
DTU10MSS	mean	0.096	0.064	0.082	0.077	0.083	0.127
	st.dev.	0.118	0.059	0.059	0.073	0.051	0.055
	min	-0.106	-0.139	-0.125	-0.145	-0.075	-0.077
	max	0.667	0.210	0.234	0.250	0.170	0.267
	range	0.772	0.349	0.359	0.394	0.245	0.344
NTUAMGv1	mean	-0.135	-0.110	-0.104	-0.096	-0.111	-0.073
	st.dev.	0.063	0.049	0.056	0.047	0.036	0.056
	min	-0.335	-0.328	-0.255	-0.276	-0.208	-0.230
	max	0.026	0.068	0.085	0.021	-0.017	0.064
	range	0.361	0.396	0.340	0.297	0.191	0.294
EGM2008	mean	0.005	0.037	0.046	0.051	0.058	-0.052
	st.dev.	0.091	0.069	0.053	0.058	0.039	0.077
	min	-0.252	-0.183	-0.102	-0.122	-0.051	-0.233
	max	0.210	0.175	0.172	0.200	0.146	0.252
	range	0.462	0.359	0.275	0.322	0.197	0.485

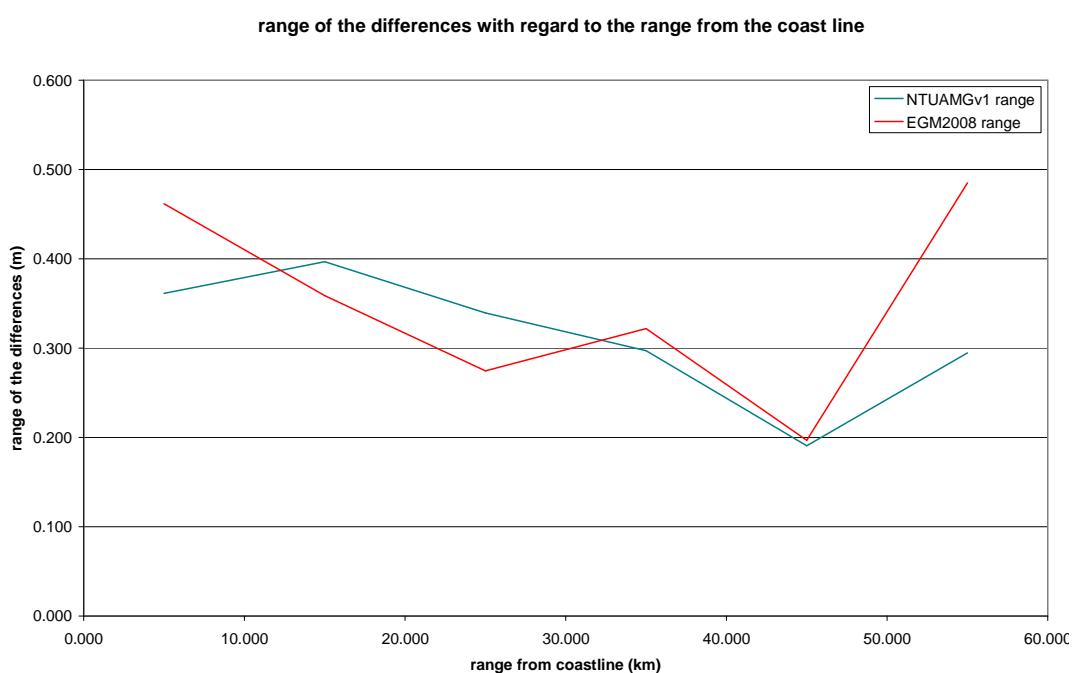
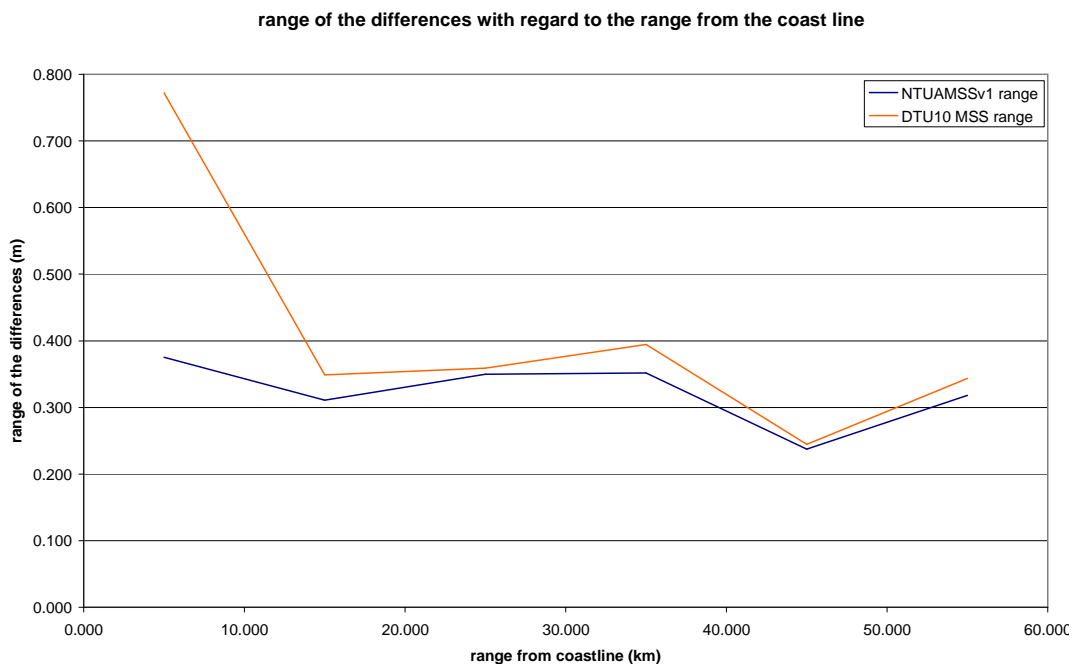
Πίν.6.6 Οι στατιστικές παράμετροι των διαφορών μεταξύ των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ (ή του γεωειδούς) του κάθε μοντέλου και των παρατηρούμενων υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER, για κάθε ζώνη πλάτους 10km και για τον ανοιχτό ωκεανό.



Εικ.6.9 Οι μέσες τιμές των διαφορών μεταξύ των παρατηρήσεων των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER και: (i) των μοντέλων της επιφάνειας της ΜΣΘ (πάνω), (ii) των μοντέλων του θαλάσσιου γεωειδούς (κάτω), για κάθε ζώνη.



Εικ.6.10 Οι τιμές της τυπικής απόκλισης των διαφορών μεταξύ των παρατηρήσεων των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER και: (i) των μοντέλων της επιφάνειας της ΜΣΘ (πάνω), (ii) των μοντέλων του θαλάσσιου γεοειδούς (κάτω), για κάθε ζώνη.



Εικ.6.11 Τα εύρη διαφορών για κάθε ζώνη μεταξύ των παρατηρήσεων των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από το αλτίμετρο LASER και: (i) των μοντέλων της επιφάνειας της ΜΣΘ (πάνω), (ii) των μοντέλων του θαλάσσιου γεωειδούς (κάτω).

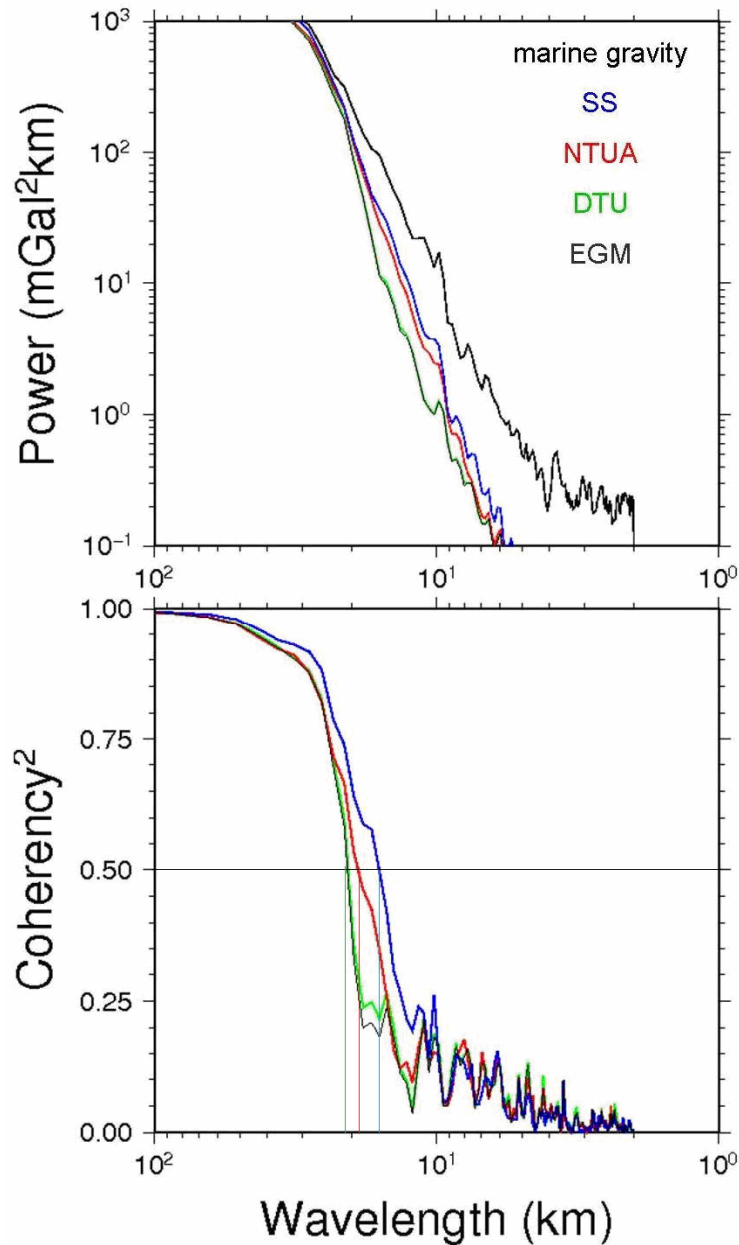
Από τις παραπάνω συγκρίσεις, με τις παρατηρήσεις των υψομέτρων της επιφάνειας της ΜΣΘ από το LASER αλτίμετρο είναι φανερό ότι τα νέα μοντέλα επιτυγχάνουν καλύτερα αποτελέσματα, καθώς γενικά εμφανίζουν καλύτερη ακρίβεια σε όλες τις ζώνες και ειδικά στην παράκτια ζώνη των 0-10km παρουσιάζουν μια αισθητά μεγαλύτερη ακρίβεια. Αναλυτικά, στην παράκτια ζώνη 0-10km, το νέο τοπικό μοντέλο ΜΣΘ NTUAMSSv1

παρουσιάζει μια τυπική απόκλιση στις διαφορές του με τα υψόμετρα της από αέρα αλτιμετρίας της τάξης των 6.6cm, όταν το παγκόσμιο μοντέλο DTU10MSS εμφανίζει μια τυπική απόκλιση στις αντίστοιχες διαφορές στο επίπεδο των 11.8cm. Αντίστοιχα, στην ίδια ζώνη, το νέο τοπικό μοντέλο του θαλάσσιου γεωειδούς NTUAMGv1 παρουσιάζει τιμή της τυπικής απόκλισης των διαφορών του με τις παρατηρήσεις της από αέρα αλτιμετρίας της τάξης των 6.3cm, όταν για το παγκόσμιο μοντέλο EGM2008 η τιμή της τυπικής απόκλισης των διαφορών του είναι στο επίπεδο των 9.1cm. Επίσης, το νέο τοπικό μοντέλο της ΜΣΘ NTUAMSSv1 παρουσιάζει πολύ μικρή μέση τιμή στις διαφορές του με τις παρατηρήσεις ΜΣΘ της από αέρος αλτιμετρίας η οποία, για το σύνολο της έκτασης, είναι στο επίπεδο των 9mm. Συγκεντρωτικά, πρέπει να σημειωθεί ότι τα νέα τοπικά μοντέλα παρουσιάζουν: i) τα μικρότερα εύρη διαφορών (range) σχεδόν σε όλες τις ζώνες (εικ.6.9) και ii) τις μικρότερες τιμές των τυπικών αποκλίσεων των διαφορών, ενώ εμφανίζουν την πιο σταθερή συμπεριφορά ως προς την αναμενόμενη ακρίβειά τους κατά την μετάβαση από τον ανοιχτό ωκεανό προς την ακτογραμμή (εικ.6.10). Όλα τα μοντέλα παρουσιάζουν περίπου αντίστοιχη διακύμανση της μέσης τιμής των διαφορών από ζώνη σε ζώνη (εικ.6.11).

6.1.2.4 Συγκρίσεις με παρατηρήσεις βαρύτητας από ερευνητικά πλοία

Μια επιπλέον αξιολόγηση αφορά τη σύγκριση των μοντέλων με παρατηρήσεις βαρύτητας από ερευνητικά πλοία (θαλάσσια βαρύτητα). Τα δεδομένα προέρχονται από δύο αποστολές του ερευνητικού πλοίου (R/V) Atalante κατά τις οποίες συλλέχθηκαν παρατηρήσεις βαρύτητας στη θάλασσα με τη χρήση του θαλάσσιου βαρυτήμετρου Bodenseewerk KSS30. Η πρώτη αποστολή εκτελέστηκε με απόπλου από το λιμάνι της Κατάνια (Catane) στις 03-07-1995 και κατάπλου στο λιμάνι του Ηρακλείου στις 31-07-1995 και στο αρχείο της οποίας περιλαμβάνονται περίπου 39000 παρατηρήσεις. Η δεύτερη αποστολή εκτελέστηκε με απόπλου από το λιμάνι του Ηρακλείου στις 28-01-1998 και κατάπλου στο ίδιο λιμάνι στις 28-02-1998 και στο αρχείο της οποίας περιλαμβάνονται περίπου 45000 παρατηρήσεις. Τα δεδομένα διατίθενται ελεύθερα από το SISMER (Systèmes d'Informations Scientifiques pour la Mer) του Γαλλικού Ινστιτούτου Θαλασσιών Ερευνών IFREMER.

Με τη χρήση των παραπάνω παρατηρήσεων θαλάσσιας βαρύτητας υπολογίζεται το διάγραμμα ισχύος και συνάφειας (coherency) για όλα τα πεδία τιμών ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα τα οποία προέρχονται από τα μοντέλα με παρατηρήσεις από δορυφορική αλτιμετρία (εικ.6.12). Η ισχύς των μοντέλων σε αυτή την περιοχή παρουσιάζει την ανάλυσή τους (περιεχόμενο σε σήμα), ενώ η συνάφεια (coherency) τους με τα δεδομένα θαλάσσιας βαρύτητας αντιστοιχεί στην ακρίβειά τους στα αντίστοιχα μήκη κύματος.



Εικ.6.12 Πάνω, το διάγραμμα ισχύος των πεδίων τιμών ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα των τεσσάρων μοντέλων σε σχέση με τις παρατηρήσεις θαλάσσιας βαρύτητας. Κάτω, συνάφεια (coherency) των μοντέλων σε σχέση με τις παρατηρήσεις θαλάσσιας βαρύτητας.

Από το διάγραμμα ισχύος γίνεται φανερό ότι οι διαφορές μεταξύ των μοντέλων εντοπίζονται στα μικρότερα μήκη κύματος και συγκεκριμένα στην περιοχή του φάσματος από 10-30km. Η περιοχή αυτή του φάσματος είναι και η πιο απαιτητική για τα μοντέλα που προέρχονται από παρατηρήσεις δορυφορικής αλτιμετρίας καθώς i) η ισχύς του σήματος είναι αντιστρόφως ανάλογη της ισχύος του φίλτρου εξομάλυνσης που εφαρμόστηκε κατά τον υπολογισμό των μοντέλων και ii) είναι στο όριο της ανάλυσης που μπορεί να επιτύχει ο συνδυασμός των αποστολών δορυφορικής αλτιμετρίας που χρησιμοποιούν τα αξιολογούμενα μοντέλα. Από το διάγραμμα φαίνεται ότι τα μοντέλα DTU10grav και EGM2008 παρουσιάζουν σχεδόν

πανομοιότυπη συμπεριφορά σε όλη την περιοχή του φάσματος, τόσο ως προς καμπύλη της ισχύ τους, όσο και ως προς τη συνάφειά τους με τα δεδομένα θαλάσσιας βαρύτητας. Αξιοσημείωτη είναι η απότομη πτώση της καμπύλης της συνάφειας των παραπάνω μοντέλων για τα μήκη κύματος κάτω από τα 25km. Επίσης, οι καμπύλες της ισχύος και της συνάφειάς τους με τα δεδομένα θαλάσσιας βαρύτητας παρουσιάζουν μια αισθητή πτώση σε σχέση με τα άλλα δυο μοντέλα. Το νέο τοπικό μοντέλο NTUAFAAv1 παρουσιάζει σχεδόν την ίδια καμπύλη ισχύος με το παγκόσμιο μοντέλο SSv20 στα μήκη κύματος πάνω από τα 10km. Σε ότι αφορά την καμπύλη συνάφειας του νέου μοντέλου NTUAFAAv1 με τα δεδομένα θαλάσσιας βαρύτητας, αυτή παρουσιάζεται χαμηλότερη από αυτή του μοντέλου SSv20 αλλά με σαφώς μικρότερη πτώση στα μικρότερα μήκη κύματος (15-30km) από τα άλλα δυο μοντέλα DTU10grav & EGM2008. Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι σε κάποιο του φάσματος ο βαθμός της συνάφειας είναι πλέον πολύ μικρός για να αξιολογηθεί η συμπεριφορά ενός μοντέλου σε σχέση με τις παρατηρήσεις θαλάσσιας βαρύτητας. Έτσι, έχοντας ως όριο την τιμή 0.5 για τον βαθμό συνάφειας, παρατηρείται ότι το μοντέλο το μοντέλο DTU10grav φτάνει σε αυτό το όριο σε ένα μήκος κύματος 21-22km, το μοντέλο NTUAFAAv1 σε μήκος κύματος 19km, και το μοντέλο SSv20 σε μήκος κύματος 16km.

Τα παραπάνω ευρήματα αντικατοπτρίζουν τα πλεονεκτήματα της τεχνικής που χρησιμοποιεί το μοντέλο SSv20 για τον υπολογισμό του πεδίου τιμών ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα. Η τεχνική αυτή επιτρέπει την μετατροπή των κλίσεων της ΣΣΘ/γεωειδούς κατά το μήκος των τροχιών σε αποκλίσεις της κατακορύφου χωρίς την ανάγκη να υπολογιστεί η επιφάνεια του γεωειδούς και επομένως δίχως την ανάγκη να εφαρμοστούν φίλτρα για την ομαλοποίηση τυχόν αστοχιών στην συνόρθωση/ομογενοποίηση των παρατηρήσεων ΣΣΘ της δορυφορικής αλτιμετρίας. Το πρόβλημα αυτό είναι περισσότερο εμφανές στο φάσμα ισχύος του μοντέλου DTU10grav καθώς και στην καμπύλη της συνάφειάς του με τα δεδομένα θαλάσσιας βαρύτητας. Από την άλλη, ενώ το νέο μοντέλο NTUAFAAv1 ακολουθεί την ίδια προσέγγιση με το μοντέλο DTU10grav (ο υπολογισμός του πεδίου τιμών των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα γίνεται με την εφαρμογή του ολοκληρώματος του Stokes στην υπολογισμένη από πριν επιφάνεια του γεωειδούς), παρουσιάζει μια καμπύλη ισχύος αρκετά κοντινή σε αυτή του μοντέλου SSv20. Επιπλέον, η καμπύλη της συνάφειας του NTUAFAAv1 με τα δεδομένα θαλάσσιας βαρύτητας παρουσιάζει μια πτώση στα μήκη κύματος κάτω από τα 30km, η οποία όμως είναι ομαλότερη από αυτή των μοντέλων DTU10grav και EGM2008. Οι παραπάνω συγκρίσεις, μεταξύ του νέου μοντέλου NTUAFAAv1 και του μοντέλου DTU10grav, αναδεικνύουν ότι η παρουσιαζόμενη τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων (με την εφαρμογή πολυωνύμων υψηλού βαθμού και τη χρήση βαρών στις αλτιμετρικές παρατηρήσεις της ΣΣΘ) οδηγεί σε μια βελτίωση στην ανάλυση και στην ακρίβεια του πεδίου τιμών των ανωμαλιών της βαρύτητας ελευθέρου αέρα

στα μικρότερα μήκη κύματος, επομένως και στα αντίστοιχα μήκη κύματος του θαλάσσιου γεωειδούς από το οποίο προήλθαν οι ανωμαλίες βαρύτητας.

Στη συνέχεια, για κάθε σημείο με συντεταγμένες i,j όπου υπάρχει τιμή ανωμαλίας βαρύτητας ελευθέρου αέρα από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο του ερευνητικού πλοίου $\delta g_{i,j}^{RV}$ υπολογίζεται η διαφορά $\Delta \delta g_{i,j}$:

$$\Delta \delta g_{i,j} = \delta g_{ij}^{RV} - \delta g_{ij}^{model}$$

όπου $\delta g_{i,j}^{model}$ η τιμή της ανωμαλίας βαρύτητας ελευθέρου αέρα όπως υπολογίζεται από το διαθέσιμο μοντέλο με παρεμβολή στο σημείο αυτό. Για τις διαφορές αυτές υπολογίζονται για κάθε μοντέλο, οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων της μέσης τιμής, της τυπικής απόκλισης και του εύρους των διαφορών (πίν.6.7). Τα αποτελέσματα παρουσιάζουν σχεδόν ίδιες τιμές των στατιστικών παραμέτρων και για τα τέσσερα μοντέλα. Σημειώνονται μια ελαφρά μικρότερη τιμή της τυπικής απόκλισης των διαφορών που παρουσιάζει το μοντέλο SSv20 και μια ελαφρά μικρότερη τιμή του εύρους των διαφορών για το μοντέλο NTUAFAAv1.

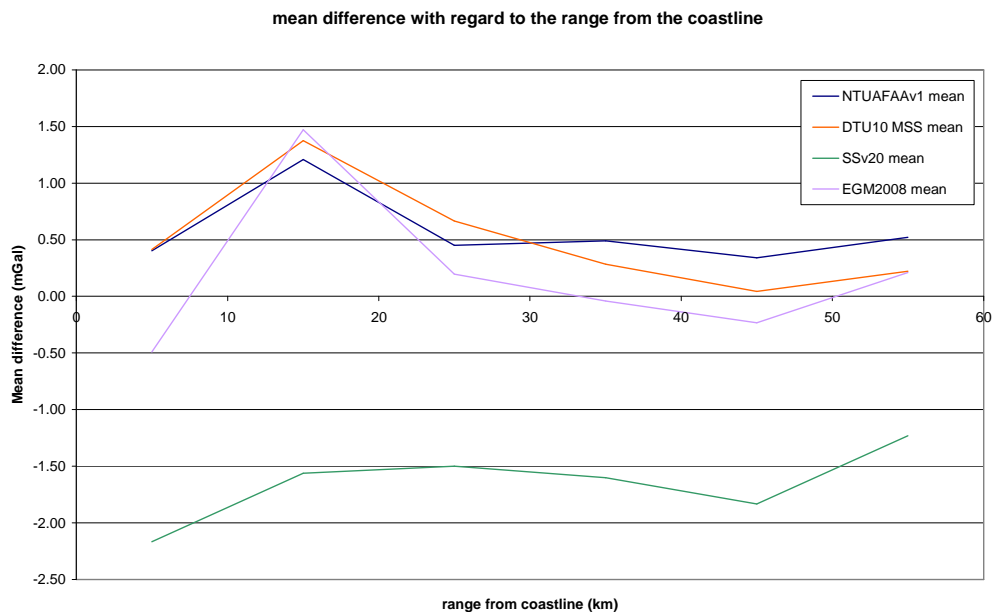
(mGal)	NTUAFAAv1	EGM2008	DTU10grav	SSv20
mean	0.532	0.217	0.279	-1.310
st.dev.	3.156	3.236	3.134	2.961
min	-19.324	-24.012	-23.197	-22.933
max	15.227	16.850	17.080	15.280
range	34.552	40.862	40.277	38.213

Πίν.6.7 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα του κάθε μοντέλου και των υπολογιζόμενων τιμών τους από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο του ερευνητικού πλοίου.

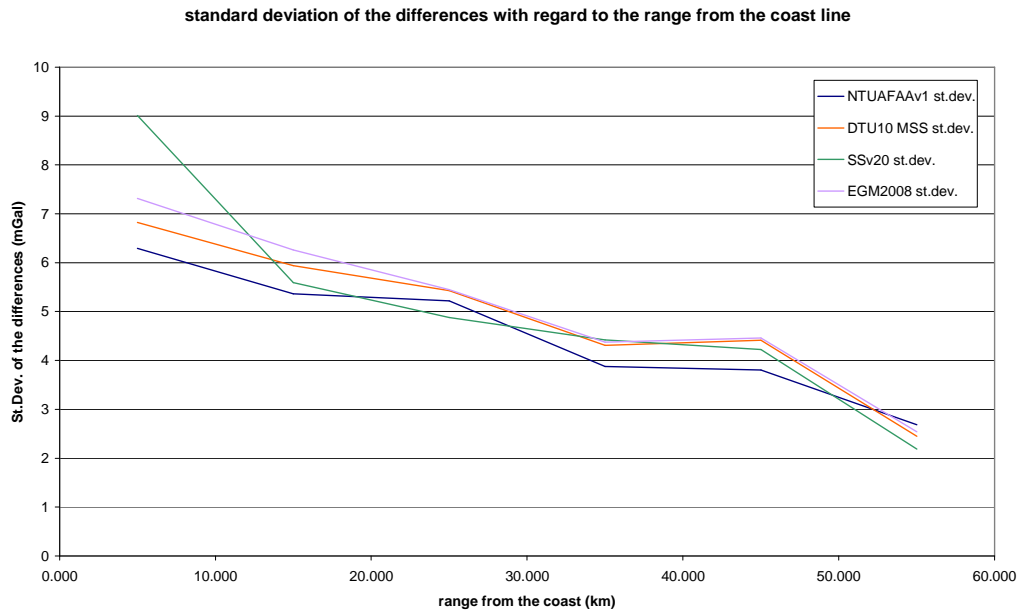
Όπως έχει αναφερθεί, οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται κυρίως κοντά στις παράκτιες περιοχές. Για το λόγο αυτό, καθώς χρειάζεται να ερευνηθούν οι αποκλίσεις του τοπικού μοντέλου με τα παγκόσμια μοντέλα κοντά στις ακτογραμμές, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των συγκρίσεων στις ίδιες ζώνες εύρους 10km με αυτές που χρησιμοποιήθηκαν στην προηγούμενη ενότητα (πίν.6.8). Επίσης, προς διευκόλυνση στην εξαγωγή συμπερασμάτων τα αποτελέσματα του πίνακα οπτικοποιούνται με τη βοήθεια διαγραμμάτων (εικ.6.13, 6.14 και 6.15).

Model	Zones with regard to their range (in km) from the coastline and the number of observations in each zone					
	0-10km (507 points)	10-20km (1502 points)	20-30km (1878 points) mean (mGal)	30-40km (1572 points)	40-50km (1972 points)	50+km (33380 points)
NTUAFAAv1	0.403	1.208	0.449	0.490	0.341	0.522
EGM2008	-0.491	1.472	0.197	-0.040	-0.234	0.211
DTU10grav	0.413	1.376	0.666	0.283	0.044	0.221
SSv20	-2.167	-1.560	-1.499	-1.601	-1.832	-1.232
	st.dev. (mGal)					
NTUA	6.295	5.365	5.215	3.873	3.804	2.685
EGM	7.318	6.265	5.450	4.375	4.458	2.539
DTU	6.823	5.940	5.427	4.310	4.415	2.453
SSv20	9.011	5.591	4.878	4.420	4.221	2.188
	range of differences (mGal)					
NTUA	28.575	32.297	33.024	28.334	32.684	32.475
EGM	40.596	35.248	38.949	26.136	38.276	32.704
DTU	39.379	34.803	38.319	25.588	37.180	31.508
SSv20	38.213	32.489	30.080	24.171	29.916	24.017

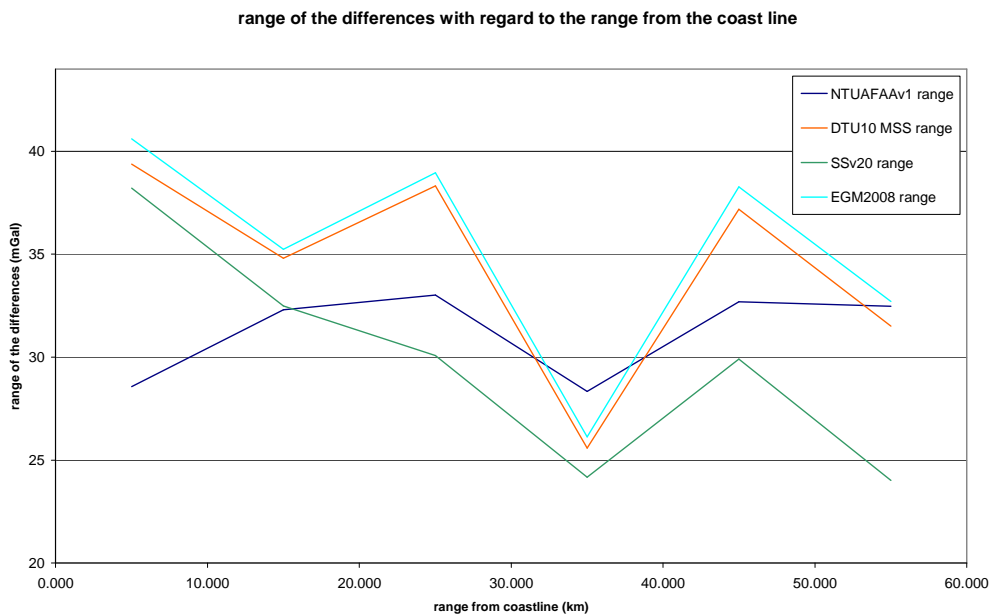
Πίν.6.8 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα του κάθε μοντέλου και των υπολογιζόμενων τιμών τους από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο του ερευνητικού πλοίου, για κάθε ζώνη πλάτους 10km και για τον ανοιχτό ωκεανό.



Εικ.6.13 Οι μέσες τιμές των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο του ερευνητικού πλοίου.



Εικ.6.14 Οι τιμές της τυπικής απόκλισης των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελεύθερου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο του ερευνητικού πλοίου.



Εικ.6.15 Τα εύρη διαφορών για κάθε ζώνη μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελεύθερου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο του ερευνητικού πλοίου.

Βάσει των παρουσιαζόμενων αποτελεσμάτων (πίν.6.8 και Εικ.6.13, Εικ.6.14 & Εικ.6.15) το νέο μοντέλο NTUAFAAv1 παρουσιάζει σχεδόν συστηματικά την μικρότερη τιμή στην τυπική απόκλιση των διαφορών με τις παρατηρήσεις θαλάσσιας βαρύτητας. Ειδικά στις παράκτιες ζώνες των 0-10km και των 0-20km, οι τιμές αυτές κυμαίνονται στο επίπεδο των

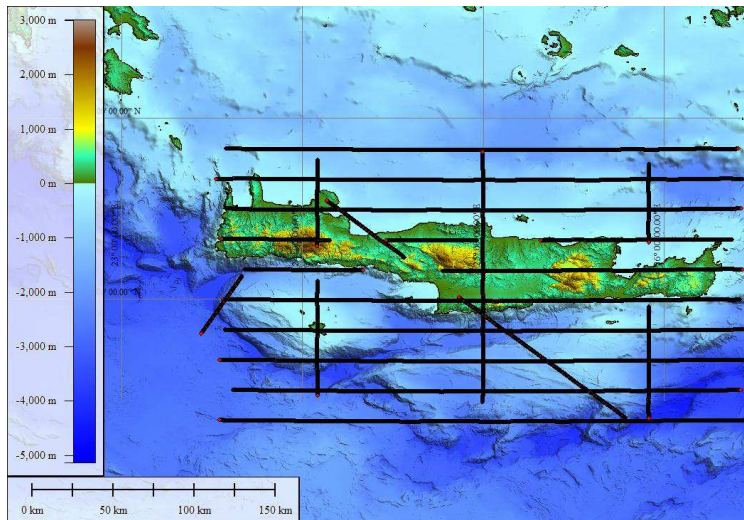
6.3 mGal και 5.4mGal αντίστοιχα και είναι μικρότερες κατά 0.5 με 1mGal σε σχέση με τα άλλα μοντέλα (το μοντέλο SSv20 παρουσιάζει ακόμα χειρότερη συμπεριφορά στη ζώνη 0-10km). Επίσης, το νέο μοντέλο φαίνεται να παρουσιάζει αντίστοιχη εικόνα και σε ότι αφορά τα εύρη των διαφορών του με τις παρατηρήσεις θαλάσσιας βαρύτητας. Έτσι, ειδικά στην παράκτια ζώνη των 0-10km, παρουσιάζει αισθητά μικρότερη τιμή του εύρους των διαφορών του με τις παρατηρήσεις θαλάσσιας βαρύτητας, η οποία βρίσκεται στο επίπεδο των 28.6mGal και είναι κατά 10mGal μικρότερη από τα άλλα μοντέλα. Τέλος, σε ότι αφορά τις μέσες τιμές των σχετικών διαφορών, το νέο μοντέλο NTUAFAAv1 παρουσιάζει τη μικρότερη διακύμανση, με τις τιμές αυτές να κυμαίνονται από 0.3 μέχρι 1.2 mGal (εύρος 0.9mGal), έναντι i) 0 μέχρι 1.4 mGal (εύρος 1.4mGal) για το μοντέλο DTU10grav, ii) -2.2 μέχρι -1.2 mGal (εύρος 1mGal) για το μοντέλο SSv20, και iii) -0.5 μέχρι 1.5 mGal (εύρος 2mGal) για το μοντέλο EGM2008. Συμπερασματικά, το νέο μοντέλο, σε σχέση με τα υπόλοιπα παγκόσμια μοντέλα, παρουσιάζει την καλύτερη απόδοση στις παράκτιες ζώνες και την ομαλότερη μετάβαση από τον ανοιχτό ωκεανό προς την ακτογραμμή.

6.1.2.5 Συγκρίσεις με παρατηρήσεις από αέρος βαρύτητας

Προκειμένου το νέο μοντέλο NTUAFAAv1 να αξιολογηθεί ενδελεχέστερα και να διερευνηθούν περισσότερο οι διαφορές κοντά στις ακτές σε σχέση με τα παγκόσμια μοντέλα με τη χρήση επιπλέον ανεξάρτητων πηγών, αναζητήθηκαν επιπλέον δεδομένα βαρύτητας. Για το σκοπό αυτό παραχωρήθηκαν (Η.Τζιαβός, 2015) τα δεδομένα της καμπάνιας από αέρος βαρύτητας CAATER51 (Tziavos et al., 2005). Η καμπάνια περιλαμβάνει παρατηρήσεις από αέρα βαρύτητας, με τις πτήσεις να πραγματοποιούνται από δικινητήριο στροβιλοελικοφόρο αεροπλάνο τύπου Fokker F27 εξοπλισμένο για αυτή την αποστολή με βαρυτήμετρο LaCoste & Romberg, ολοκληρωμένο σε ένα σύστημα συλλογής δεδομένων σε συνδυασμό με ένα αδρανειακό σύστημα ναυτιλίας INS και δυο δέκτες GPS. Τα δεδομένα συλλέχθηκαν σε τρεις πτήσεις κατά τις ημερομηνίες 14, 15 και 16 Φεβρουαρίου του 2001, κατά τις οποίες ακολουθήθηκαν πολλαπλά σκέλη πτήσεων (εικ.6.16) με μέσο ύψος πτήσης πάνω από την στάθμη της θάλασσας τα 11000ft (3380m). Η ακρίβεια των παραπάνω δεδομένων ελέγχθηκε με τον υπολογισμό των διαφορών των παρατηρήσεων στις διασταυρώσεις των τροχιών των σκελών της πτήσης. Μετά την εφαρμογή ενός γραμμικού μοντέλου για τη ελαχιστοποίηση των παραπάνω διαφορών (συνόρθωση διασταυρώσεων για τις τρεις διαφορετικές πτήσεις) η ακρίβεια των παρατηρήσεων βαρύτητας εκτιμάται στο επίπεδο των 3.5-5.2 mGal (διαφορές των παρατηρήσεων στις εσωτερικές και στις εξωτερικές διασταυρώσεις⁵²).

⁵¹ Coordinated Access to Aircraft for Transnational Environmental Research

⁵² Εσωτερική διασταύρωση ορίζεται αυτή η οποία σχηματίζεται από τη διασταύρωση σκελών της ίδιας πτήσης, ενώ εξωτερική διασταύρωση ορίζεται αυτή η οποία σχηματίζεται από τη διασταύρωση σκελών διαφορετικών πτήσεων.



Εικ.6.16 Τα σκέλη πτήσεων για τις τρεις ημέρες κατά τις οποίες εκτελέστηκαν παρατηρήσεις βαρύτητας από το βαρυτήμετρο του αεροπλάνου.

Παρουσιάζονται μόνο οι παρατηρήσεις πάνω από τη θάλασσα, καθώς οι συγκρίσεις περιορίζονται μόνο σε αυτές.

Για κάθε σημείο με συντεταγμένες i,j όπου υπάρχει τιμή ανωμαλίας βαρύτητας ελευθέρου αέρα από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου $\delta g_{i,j}^{RV}$ υπολογίζεται η διαφορά $\Delta \delta g_{i,j}$:

$$\Delta \delta g_{i,j} = \delta g_{ij}^{RV} - \delta g_{ij}^{model}$$

όπου $\delta g_{i,j}^{model}$ η τιμή της ανωμαλίας βαρύτητας ελευθέρου αέρα όπως υπολογίζεται από το διαθέσιμο μοντέλο με παρεμβολή στο σημείο αυτό. Για τις διαφορές αυτές υπολογίζονται για κάθε μοντέλο οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων της μέσης τιμής, της τυπικής απόκλισης και του εύρους των διαφορών (πίν.6.9).

(mGal)	NTUAFAAv1	DTU10grav	SSv20
mean	-1.14	-1.11	-0.70
st.dev.	4.49	4.39	4.81
min	-18.13	-18.81	-19.51
max	35.56	34.52	34.79
range	53.69	53.34	54.30

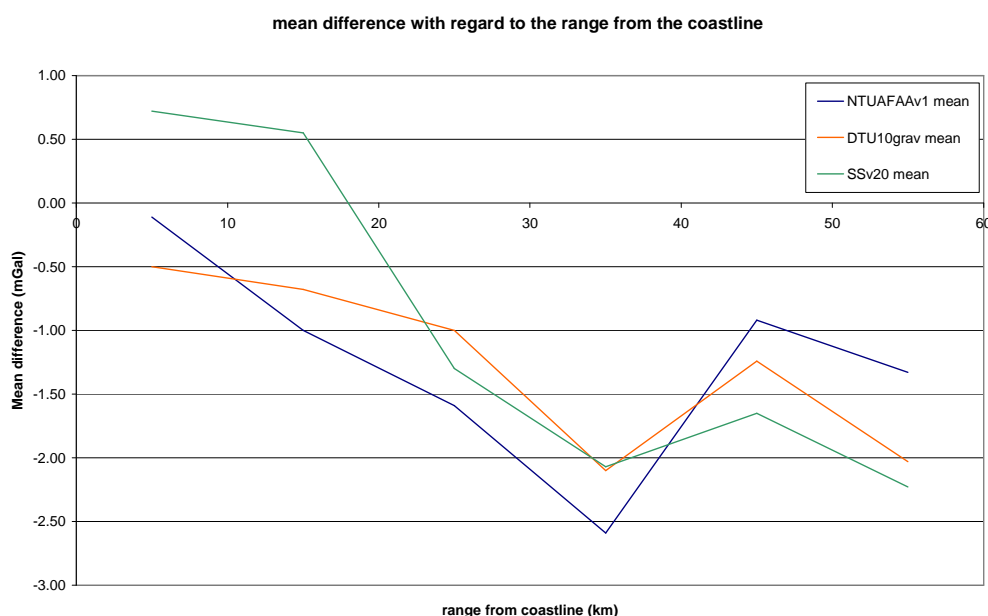
Πίν.6.9 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα του κάθε μοντέλου και των υπολογιζόμενων τιμών τους από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου.

Από τις παραπάνω συγκρίσεις φαίνεται ότι οι διαφορές των τιμών των στατιστικών παραμέτρων από τις συγκρίσεις των μοντέλων με τις παρατηρήσεις της καμπάνιας CAATER στις θαλάσσιες περιοχές είναι αρκετά μικρές. Έτσι, η παραπάνω σύγκριση δεν μπορεί να στοιχειοθετήσει ότι κάποιο από τα μοντέλα παρουσιάζει καλύτερη συμφωνία με τις από αέρα παρατηρήσεις της βαρύτητας.

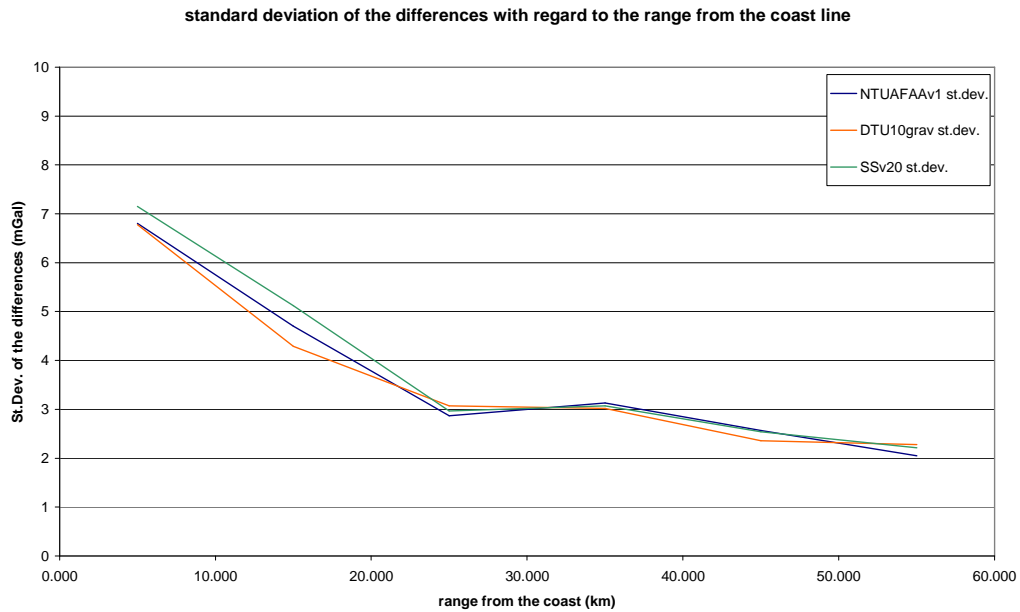
Προκειμένου να αξιολογηθούν τα μοντέλα κοντά στις ακτογραμμές, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των συγκρίσεων στις ίδιες ζώνες εύρους 10km με αυτές που χρησιμοποιήθηκαν στις προηγούμενες ενότητες (πίν.6.10). Επίσης, προς διευκόλυνση στην εξαγωγή συμπερασμάτων, τα αποτελέσματα του πίνακα οπτικοποιούνται με τη βοήθεια διαγραμμάτων (εικ.6.17, 6.18 και 6.19).

Model	Zones with regard to their range (in km) from the coastline and the number of observations in each zone					
	0-10km (326 points)	10-20km (277 points)	20-30km (268 points) mean (mGal)	30-40km (170 points)	40-50km (150 points)	50+km (182 points)
NTUAFAAv1	-0.11	-1.00	-1.59	-2.59	-0.92	-1.33
DTU10grav	-0.50	-0.68	-1.00	-2.10	-1.24	-2.03
SSv20	0.72	0.55	-1.30	-2.07	-1.65	-2.23
	st.dev. (mGal)					
NTUAFAAv1	6.80	4.70	2.87	3.13	2.57	2.05
DTU10grav	6.78	4.29	3.07	3.02	2.36	2.28
SSv20	7.15	5.12	2.97	3.07	2.54	2.21
	range of differences (mGal)					
NTUAFAAv1	53.69	43.11	20.16	14.18	13.36	9.51
DTU10grav	54.30	43.31	20.29	13.57	12.04	11.82
SSv20	53.34	44.92	17.55	13.92	11.80	11.05

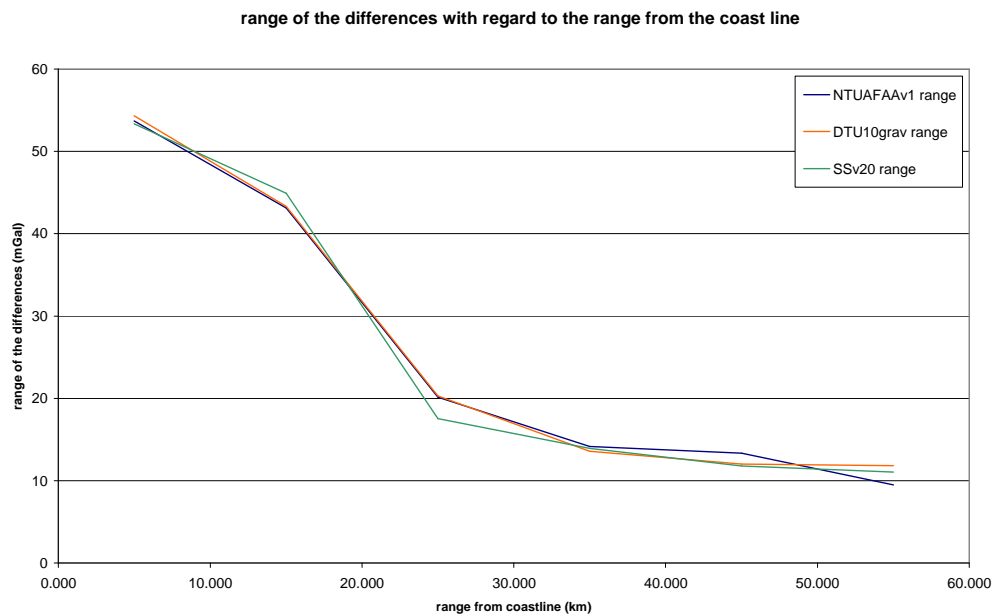
Πίν.6.10 Οι τιμές των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα του κάθε μοντέλου και των υπολογιζόμενων τιμών τους από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου, για κάθε ζώνη πλάτους 10km και για τον ανοιχτό ωκεανό.



Εικ.6.17 Οι μέσες τιμές των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου.



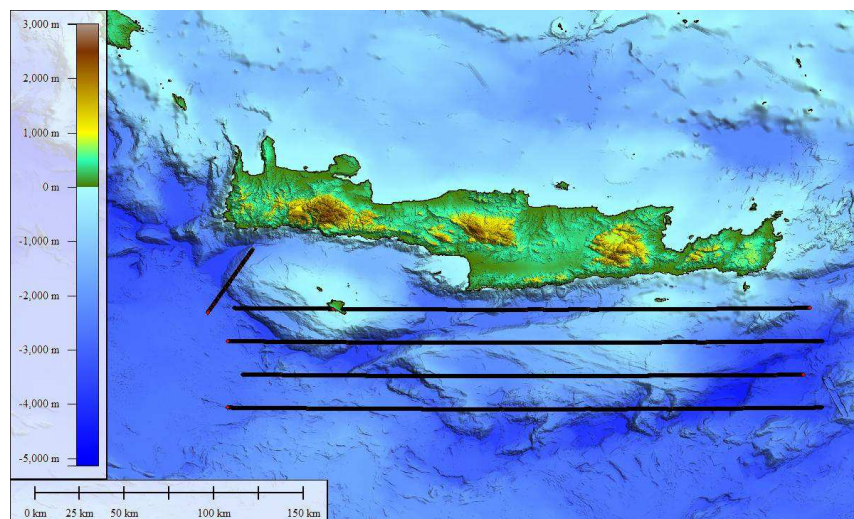
Εικ.6.18 Οι τιμές της τυπικής απόκλισης των διαφορών μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου.



Εικ.6.19 Τα εύρη διαφορών για κάθε ζώνη μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, όπως υπολογίζονται από το κάθε μοντέλο, και των παρατηρούμενων τιμών της από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου.

Από τις συγκρίσεις των αποτελεσμάτων των στατιστικών παραμέτρων των διαφορών, μεταξύ των ανωμαλιών βαρύτητας των μοντέλων και αυτών που υπολογίστηκαν από το βαρυτήμετρο επί του αεροπλάνου, δεν προκύπτει κάποια ένδειξη ότι κάποιο από τα μοντέλα παρουσιάζει συστηματικά καλύτερη συμπεριφορά σε όλες τις ζώνες ή ότι παρουσιάζει ξεκάθαρα καλύτερα αποτελέσματα σε κάποια συγκεκριμένη ζώνη.

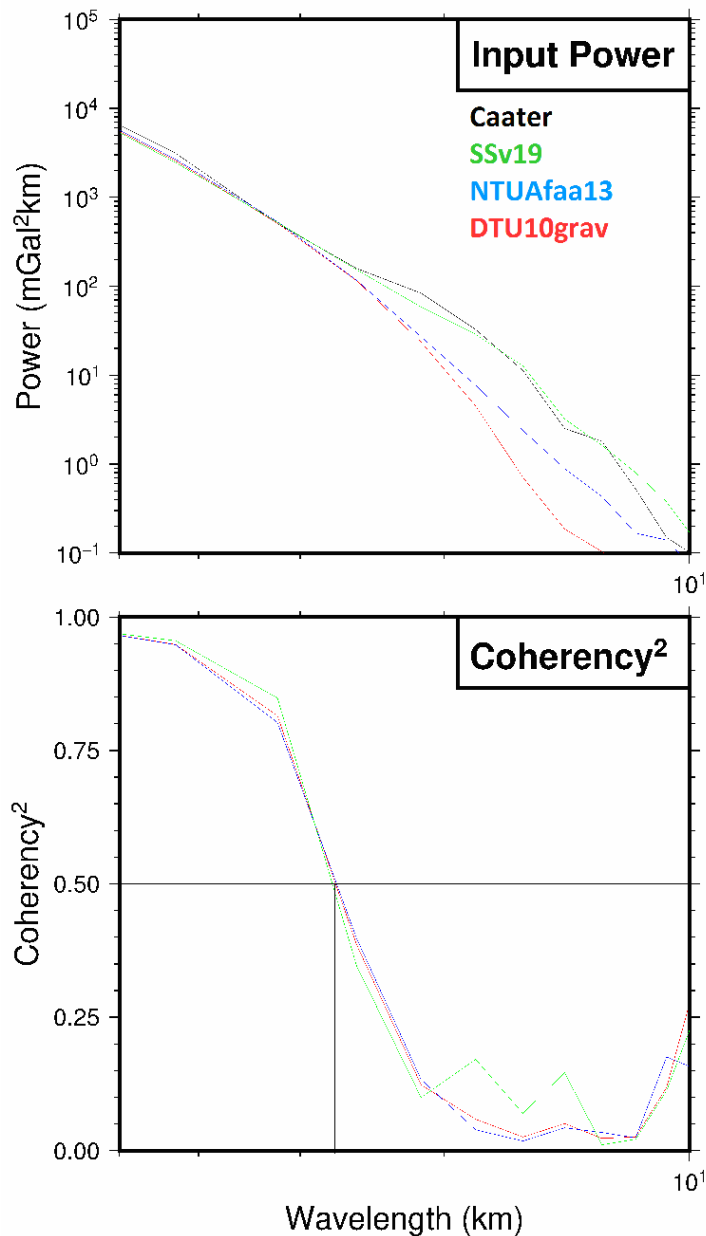
Όμοια με την περίπτωση των συγκρίσεων με τα δεδομένα θαλάσσιας βαρύτητας, κρίθηκε σκόπιμο να επεκταθούν οι αντίστοιχες συγκρίσεις με τα δεδομένα της από αέρος βαρύτητας και στο πεδίο των συχνοτήτων. Κατά αυτό τον τρόπο παρουσιάζεται η συμπεριφορά στο πεδίο των συχνοτήτων (στα μήκη κύματος 10-50 km) της ισχύος του κάθε μοντέλου και της συνάφειάς του τόσο σε σχέση με τα δεδομένα βαρύτητας της καμπάνιας CAATER αλλά και σε σχέση με τη βαθυμετρία της περιοχής. Προκειμένου να πραγματοποιηθεί η σχετική φασματική σύγκριση σε σχέση με τα δεδομένα της καμπάνιας CAATER επιλέχθηκαν οι παρατηρήσεις που συλλέχθηκαν κατά τη 2η ημέρα της καμπάνιας (15 Φεβ. 2001) ως οι καταλληλότερες (εικ.6.20). Η επιλογή αυτή έγινε καθώς τα σκέλη των πτήσεων κατά τη συλλογή παρατηρήσεων βαρύτητας εκείνη τη μέρα i) είναι μακριά από τις ακτές, ii) βρίσκονται στο ανοικτότερο τμήμα της Μεσογείου Νότια της Κρήτης, και iii) αποτελούν τη λιγότερο προβληματική περιοχή για την εφαρμογή της δορυφορικής αλτιμετρίας στον Ελλαδικό χώρο.



Εικ.6.20 Τα σκέλη των πτήσεων για την δεύτερη ημέρα, κατά την οποία εκτελέστηκαν παρατηρήσεις βαρύτητας από το βαρυτήμετρο του αεροπλάνου. Παρουσιάζονται μόνο οι παρατηρήσεις πάνω από τη θάλασσα καθώς οι συγκρίσεις περιορίζονται μόνο σε αυτές.

Έτσι, στην αξιολόγηση αυτή (εικ.6.21) απεικονίζεται η βέλτιστη φασματική συμπεριφορά των αλτιμετρικών μοντέλων, όπως αυτή προκύπτει από συγκρίσεις που, στην πλειονότητά τους, είναι μακριά από την επίδραση των ακτών.

Airborne and Satellite Gravity



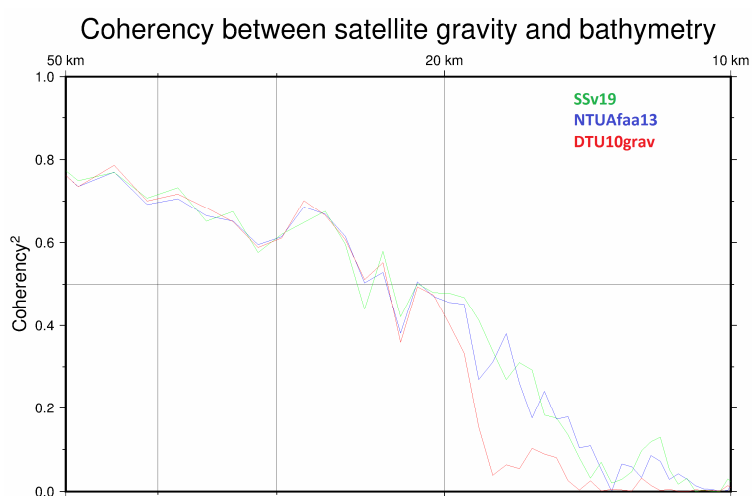
Εικ.6.21 Πάνω, διάγραμμα ισχύος-μήκους κύματος για τα δεδομένα της καμπάνιας CAATER (μαύρη γραμμή) και για τα αλτιμετρικά μοντέλα SSv20 (πράσινη γραμμή), NTUAFAAv1 (μπλε γραμμή) και DTU10grav (κόκκινη γραμμή).

Κάτω, διάγραμμα συνάφειας-μήκους κύματος των αλτιμετρικών μοντέλων με τις παρατηρήσεις βαρύτητας από το βαρυτήμετρο του αεροπλάνου της καμπάνιας CAATER.

Από τη φασματική ανάλυση της ισχύος των μοντέλων και των παρατηρήσεων βαρύτητας της καμπάνιας CAATER προκύπτει πλήρης ταύτιση όλων των καμπύλων ισχύος για τα μήκη κύματος που είναι μεγαλύτερα των 30km. Στα μήκη κύματος από 10km έως και 30km το μοντέλο SSv20 παρουσιάζει μια καμπύλη ισχύος που σχεδόν ταυτίζεται με την αντίστοιχη καμπύλη ισχύος των παρατηρήσεων της από αέρα βαρύτητας της καμπάνιας CAATER. Στην αντίστοιχη περιοχή του φάσματος το μοντέλο DTU10grav φαίνεται να χάνει σταδιακά την ισχύ του, και ειδικά για τα μήκη κύματος κάτω από τα 18 με 20km, ενώ η καμπύλη ισχύος

του μοντέλου NTUAFAAν1 βρίσκεται ανάμεσα στις καμπύλες των άλλων δύο μοντέλων. Από την άλλη, σε ότι αφορά τις καμπύλες συνάφειας των μοντέλων (με τις παρατηρήσεις βαρύτητας της καμπάνιας CAATER) παρατηρείται σχεδόν πλήρης σύμπτωσή τους για τα μήκη κύματος που είναι μεγαλύτερα των 22-24km. Από εκεί και πέρα, στα μικρότερα μήκη κύματος (στην περιοχή του φάσματος περίπου 14 έως 24km) παρατηρείται μια καλύτερη συμπεριφορά του μοντέλου SSν19 έναντι των άλλων δύο μοντέλων ενώ, για την ίδια περιοχή του φάσματος, το μοντέλο NTUAFAAν1 εμφανίζει αντίστοιχη συμπεριφορά με το μοντέλο DTU10grav. Σε αυτό το σημείο όμως θα πρέπει να σημειωθεί ότι ο βαθμός της συνάφειας είναι πολύ μικρός (0.5) για τα μήκη κύματος κάτω από τα 27-28km, οπότε και δεν έχει κάποιο νόημα η αξιολόγηση σε μικρότερα μήκη κύματος. Μέχρι και αυτό το σημείο και τα τρία μοντέλα εμφανίζουν ουσιαστικά την ίδια φασματική συμπεριφορά.

Σε ότι αφορά τις αντίστοιχες συγκρίσεις συνάφειας των αλτιμετρικών μοντέλων με την υποκείμενη βαθυμετρία, θα πρέπει να σημειωθεί ότι επιλέχθηκε μια περιοχή η οποία διαθέτει υψηλής ακρίβειας και χωρικής ανάλυσης δεδομένα βαθυμετρίας προερχόμενα από πολυδεδμικά ηχοβολιστικά σάρωσης βαθυμετρίας (multibeam swath bathymetry sonar). Έτσι από το σχετικό διάγραμμα συνάφειας (εικ.6.22) προκύπτει μια πλήρη σύμπτωση των καμπύλων των αλτιμετρικών μοντέλων για τα μήκη κύματος που είναι μεγαλύτερα των 20-22km. Στα μικρότερα μήκη κύματος φαίνεται μια σημαντική πτώση της καμπύλης του μοντέλου DTU10grav σε σχέση με τις καμπύλες των άλλων δύο μοντέλων οι οποίες συνεχίζουν να βρίσκονται σε σχεδόν πλήρη σύμπτωση. Παρόλα αυτά ο βαθμός της συνάφειας είναι πολύ μικρός (0.5) για τα μήκη κύματος κάτω από τα 25km οπότε και δεν έχει κάποιο νόημα η αξιολόγηση σε μικρότερα μήκος κύματος.



Εικ.6.22 Διάγραμμα συνάφειας-μήκους κύματος των αλτιμετρικών μοντέλων βαρύτητας SSν20 (πράσινη γραμμή), NTUAFAAν1 (μπλε γραμμή) και DTU10grav (κόκκινη γραμμή) σε σχέση με τη βαθυμετρία της περιοχής.

Κεφάλαιο 7

Συμπεράσματα και προτάσεις

7.1 Συμπεράσματα από τις πειραματικές αξιολογήσεις

7.1.1 Η αξιολόγηση στην προσέγγιση της Μέσης Δυναμικής Ωκεάνιας Τοπογραφίας

Στο κεφάλαιο 5 πραγματοποιήθηκε μια εκτεταμένη αξιολόγηση των ωκεανογραφικών μοντέλων POS-POM και MFS-OCM στον προσδιορισμό της ΔΩΤ και της δυνατότητας αξιοποίησής τους σε γεωδαιτικές εφαρμογές. Κατά τις αξιολογήσεις σε σημεία όπου υπάρχουν καταγραφές της στάθμης της θάλασσας από παλιρροιογράφους καταδείχθηκε η δυνατότητα του ωκεανογραφικού μοντέλου MFS-OCM να προσδιορίσει τις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας πάνω στην ακτή με ακρίβεια 4cm με 8cm σε βάθος χρόνου 20ετίας. Η ακρίβεια αυτή είναι ενδεικτική της αναμενόμενης ακρίβειας προσδιορισμού της ΔΩΤ από το ωκεανογραφικό μοντέλο MFS-OCM κατά μήκος της ακτογραμμής. Επίσης, από τη σύγκριση αυτή διαφαίνεται η εξαιρετικά χρήσιμη δυνατότητα να αξιοποιηθούν οι λύσεις της ΔΩΤ ως παρατηρήσεις σε ένα πρόβλημα υψομετρικής σύνδεσης παλιρροιογράφων και ορισμού ενός κατακόρυφου datum. Παρόλα αυτά, και όπως φάνηκε και από τις συγκρίσεις που πραγματοποιήθηκαν σε όλο το εύρος της περιοχής σε σύγκριση με δεδομένα μηνιαίων ΑΣΘ προερχόμενα από δορυφορική αλτιμετρία, θα πρέπει να διερευνηθεί η αιτία για την οποία το ωκεανογραφικό μοντέλο MFS-OCM φαίνεται να υποτιμά την τάση μεταβολής της στάθμης της θάλασσας. Σε αυτό το πλαίσιο, και μέχρι την διερεύνηση της αιτίας που προξενεί αυτή την υποτίμηση που παρουσιάζει το μοντέλο, τα αποτελέσματα του μοντέλου θα μπορούσαν να διορθωθούν υιοθετώντας μια επιφάνεια διόρθωσης των ταχυτήτων που μπορεί να προκύψει από τη σύγκριση με τα αλτιμετρικά δεδομένα ΑΣΘ. Παρόλα αυτά, σε αυτές τις συγκρίσεις αναδείχθηκε η πολύ υψηλή συμφωνία (στο επίπεδο των 2.2cm) μεταξύ των μηνιαίων λύσεων που προσφέρει το ωκεανογραφικό μοντέλο MFS-OCM στις διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας και αυτών που προσφέρουν τα αλτιμετρικά δεδομένα. Οι υψηλές αυτές συμφωνίες είναι ενδεικτικές του ότι η ακρίβεια στον προσδιορισμό της επιφάνειας της ΜΔΩΤ για την περιοχή της μελέτης με τη χρήση ενός ωκεανογραφικού μοντέλου, όπως το MFS-OCM, μπορεί να είναι αρκετά υψηλή ειδικά αν αντιμετωπιστεί και το πρόβλημα της υποτίμησης της τάσης της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας.

Έχοντας πλέον εξετάσει το επίπεδο της αναμενόμενης ακρίβειας του υπολογισμού της ΜΔΩΤ στην περιοχή μελέτης με τη χρήση ενός ωκεανογραφικού μοντέλου, το επόμενο

στάδιο ήταν η διερεύνηση της καταλληλότητας αυτής της επιλογής έναντι άλλων επιλογών προσδιορισμού της ΜΔΩΤ. Στο πλαίσιο αυτό πραγματοποιήθηκε η παρουσίαση των επιφανειών της ΜΔΩΤ που δημιουργήθηκαν από τα δεδομένα των δυο ωκεανογραφικών μοντέλων, σε σχέση με τις επιφάνειες της ΜΔΩΤ που προκύπτουν από i) μια ωκεανογραφική υλοποίηση (ανεξάρτητη από τις παρούσες) βάσει του μοντέλου SMDTMed2014, ii) μια μικτού τύπου ωκεανογραφική-γεωδαιτική προσέγγιση βάσει του μοντέλου MDTCNES-CLS13, και iii) μια καθαρά γεωδαιτική υλοποίηση βάσει του μοντέλου DTU10MDT. Από τις παρουσιάσεις αυτές φάνηκε ότι οι ωκεανογραφικές προσεγγίσεις, αν και είναι ανεξάρτητες μεταξύ τους (καθώς χρησιμοποιούν διαφορετικά ωκεανογραφικά υπολογιστικά μοντέλα και εν μέρει διαφορετικές πηγές δεδομένων και τύπων παρατηρήσεων), παρουσιάζουν υψηλές ομοιότητες στις επιφάνειες της ΜΔΩΤ που αποδίδουν για την περιοχή. Επίσης, παρουσιάζουν πολλά κοινά χαρακτηριστικά ως προς την γεωστροφική κυκλοφορία της περιοχής και αποτυπώνουν τα βασικότερα γνωστά χαρακτηριστικά της (όπως περιγράφονται στην εργασία των Karageorgis et al., 2008). Από την άλλη, η μικτή ωκεανογραφική-γεωδαιτική προσέγγιση της ΜΔΩΤ παρουσιάζει κάποιες ομοιότητες με τις καθαρά ωκεανογραφικές προσεγγίσεις, αλλά η γεωστροφική κυκλοφορία που υπολογίζεται από αυτήν δεν καταφέρνει να αποδώσει παρά ελάχιστα γνωστά χαρακτηριστικά της κυκλοφορίας στην περιοχή, ενώ παρουσιάζει αρκετά ψευδή χαρακτηριστικά. Τα ψευδή αυτά χαρακτηριστικά της γεωστροφικής κυκλοφορίας που εμφανίζει ίσως είναι ενδεικτικά της ύπαρξης σφαλμάτων στο μοντέλο γεωειδούς που χρησιμοποιεί στα μικρά-μεσαία μήκη κύματος (έως ~100km). Τέλος, η καθαρά γεωδαιτική υλοποίηση της επιφάνειας της ΜΔΩΤ για την περιοχή δεν παρουσιάζει καμία ομοιότητα με τις άλλες προσεγγίσεις. Η γεωστροφική κυκλοφορία που υπολογίζεται από αυτή φαίνεται παντελώς άστοχη και αδυνατεί να αποτυπώσει οποιοδήποτε από τα χαρακτηριστικά της γεωστροφικής κυκλοφορίας της περιοχής. Η αδυναμία αυτή έγκειται στο γεγονός ότι τα χαρακτηριστικά της κυκλοφορίας της περιοχής είναι μικρότερα των μηκών κύματος που είναι δυνατό να διακρίνει το μοντέλο έπειτα από την εφαρμογή ενός φίλτρου πλάτους 0.75 της μοίρας. Επίσης, σφάλματα στο μοντέλο του γεωειδούς δίνουν παραπέρα ψευδή χαρακτηριστικά στην κυκλοφορία της περιοχής.

Εν κατακλείδι, γίνεται φανερό ότι η γεωδαιτική προσέγγιση και η μικτή ωκεανογραφική προσέγγιση μπορεί να είναι σε θέση να προσφέρουν στην εκτίμηση της ΜΔΩΤ και στον υπολογισμό της γεωστροφικής κυκλοφορίας, αποκαλύπτοντας τα χαρακτηριστικά της κυκλοφορίας σε μεγαλύτερα μήκη κύματος από αυτά που κυριαρχούν στην περιοχή και στη Μεσόγειο θάλασσα γενικά. Ειδικά στις περιπτώσεις των αχανών ωκεανών, όπου από τη μια οι κλίμακες των χαρακτηριστικών της θαλάσσιας κυκλοφορίας είναι πολύ μεγαλύτερες και από την άλλη η μικρή πυκνότητα και επαναληψιμότητα παρατηρήσεων ωκεανογραφικών

παραμέτρων σε πολλές περιοχές, σε συνδυασμό με την ανυπαρξία πυκνών δικτύων αισθητήρων συνεχούς παρατήρησης, είναι ο κανόνας, ίσως προκρίνουν την υιοθέτηση της μικτής ή της καθαρά γεωδαιτικής υλοποίησης της ΜΔΩΤ. Για την ανάγκη όμως του προσδιορισμού της ΜΔΩΤ στην κλίμακα μιας χώρας και για την περιοχή μάλιστα της Μεσογείου Θάλασσας, όπου υπάρχει πλήθος παρατηρήσεων, ωκεανογραφικών δικτύων, ενεργών επιχειρησιακών μοντέλων και ερευνητικών κέντρων φαίνεται ότι υπερισχύει η ωκεανογραφική προσέγγιση.

7.1.2 Η αξιολόγηση της τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων στον υπολογισμό της επιφάνειας της Μέσης Στάθμης της Θάλασσας

Στο κεφάλαιο 6 αξιολογείται η ακρίβεια των νέων τοπικών μοντέλων και τα διαθέσιμα παγκόσμια μοντέλα τα οποία βασίζονται στις ίδιες δορυφορικές αποστολές. Η συμφωνία μεταξύ τους είναι υψηλή για τον ανοικτό ωκεανό αλλά μειώνεται κατά πολύ κοντά στις ακτογραμμές. Προκειμένου να αξιολογηθούν οι διαφορές αυτές, απαιτήθηκαν εκτεταμένες συγκρίσεις με ανεξάρτητα επίγεια δεδομένα. Από τη σύγκρισή όλων των μοντέλων με πλήθος ανεξάρτητων σετ δεδομένων προκύπτει ότι η μεθοδολογία της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων, με τη χρήση πολυωνύμων υψηλού βαθμού και βαρών στις αλτιμετρικές παρατηρήσεις, έχει επιφέρει πρόοδο στην ακρίβεια του υπολογισμού των υψόμετρων της επιφάνειας της ΜΣΘ και του θαλάσσιου γεωειδούς. Επίσης, φαίνεται να επιτυγχάνει μια μικρή πρόοδο, πολύ κοντά στην ακτογραμμή, στον υπολογισμό του πεδίου τιμών των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα.

Αναλυτικά, σε ότι αφορά τα υψόμετρα της ΜΣΘ και τα υψόμετρα του θαλάσσιου γεωειδούς, οι συγκρίσεις με τις διαθέσιμες παρατηρήσεις GPS/levelling σε βάθρα επί των ακτών δείχνουν ότι τα τοπικά μοντέλα οδηγούν σε μια μικρή βελτίωση σε σχέση με το EGM2008. Αναλυτικά, παρατηρείται μια βελτίωση της τάξης των 2cm ως προς την τιμή της τυπικής απόκλισης των διαφορών και παράλληλα μια μείωση του εύρους των διαφορών κατά 22cm. Σε αυτό θα πρέπει να ληφθεί υπόψη, από τη μια το θέμα των πολλών ανεξάρτητων datum που υποβαθμίζουν την αξιοπιστία της βάσης δεδομένων GPS/leveling υψόμετρων του 'γεωειδούς', και από την άλλη ότι το EGM2008 βασίζεται και σε άλλα συμπληρωματικά δεδομένα (όπως βαρύτητα στην ξηρά) που θεωρητικά του προσφέρουν πλεονέκτημα στις συγκρίσεις πάνω στην ξηρά. Η έλλειψη αυτού του πλεονεκτήματος αντανακλά τις χαμηλότερες επιδόσεις που επιτυγχάνει στις συγκεκριμένες συγκρίσεις το μοντέλο της επιφάνειας της ΜΣΘ DTU10MSS. Λαμβάνοντας υπόψη ότι το μοντέλο αυτό αξιοποιεί ακριβώς τις ίδιες αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας με σχεδόν τις ίδιες παρατηρήσεις ΣΣΘ, το γεγονός των καλύτερων επιδόσεων που επιτυγχάνει το νέο μοντέλο της επιφάνειας της

ΜΣΘ NTUAMSSv1 πρέπει να αποδοθεί στην διαφορετική στρατηγική υπολογισμού που υλοποιήθηκε στα πλαίσια της διατριβής. Επίσης, στην συγκριτική αξιολόγηση που παρουσιάζεται με τις υψομετρικές διαφορές μεταξύ των 4950 σχηματιζόμενων βάσεων, από το συνδυασμό των 100 βάθρων με παρατηρήσεις υψομέτρων GPS/levelling και των υψομέτρων των αντίστοιχων υψομετρικών διαφορών που υπολογίζονται από τα μοντέλα, είναι φανερό ότι τα νέα τοπικά μοντέλα επιδεικνύουν συστηματικά βελτιωμένη συμπεριφορά σε όλο το εύρος των μηκών των βάσεων. Η αξιολόγηση αυτή είναι ιδιαίτερα σημαντική, καθώς παρουσιάζει την αναμενόμενη ακρίβεια του αξιολογούμενου μοντέλου σε ένα πρόβλημα υψομετρικής σύνδεσης ανεξάρτητων μεταξύ τους κατακόρυφων υψομετρικών datum σε σχέση με την μεταξύ τους απόσταση.

Οι συγκρίσεις των μοντέλων των υψομέτρων των επιφανειών της ΜΣΘ και του θαλάσσιου γεωειδούς που έγιναν σε σχέση με παρατηρήσεις των υψομέτρων της ΜΣΘ από αποστολές ναυτικής και από αέρος αλτιμετρίας, εμφανίζουν ελαφρά καλύτερες στατιστικές παραμέτρους για τα νέα τοπικά μοντέλα. Η ακρίβειά τους κυμαίνεται, ανάλογα με την αποστολή και την περιοχή αξιολόγησης, από 3 έως 9cm. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός ότι οι μεγαλύτερες διαφορές στα υψόμετρα εντοπίζονται κυρίως κοντά στις ακτές. Για το λόγο αυτό οι συγκρίσεις εξειδικεύτηκαν σε 5 ζώνες πλάτους 10km, ξεκινώντας από την ακτογραμμή μέχρι και σε απόσταση 50km από αυτή, και σε μια ευρύτερη περιοχή που καλύπτει τον υπόλοιπο θαλάσσιο χώρο και αντιπροσωπεύει τον ανοιχτό ωκεανό. Από τις εν λόγω συγκρίσεις προκύπτει ότι τα νέα μοντέλα επιτυγχάνουν καλύτερα αποτελέσματα, καθώς γενικά εμφανίζουν καλύτερη ακρίβεια σε όλες τις ζώνες και ειδικά στην παράκτια ζώνη των 0-10km παρουσιάζουν μια αισθητά καλύτερη ακρίβεια. Αναλυτικά, στην παράκτια ζώνη 0-10km το νέο τοπικό μοντέλο ΜΣΘ NTUAMSSv1 παρουσιάζει μια τυπική απόκλιση στις διαφορές του με τα υψόμετρα της από αέρα αλτιμετρίας 6.6cm, όταν το αντίστοιχο παγκόσμιο μοντέλο DTU10MSS εμφανίζει μια σχεδόν διπλάσια τιμή (11.8cm) στην τυπική απόκλιση των σχετικών διαφορών. Αντίστοιχα, στην ίδια ζώνη το νέο τοπικό μοντέλο του θαλάσσιου γεωειδούς NTUAMGv1 παρουσιάζει τιμή της τυπικής απόκλισης 6.3cm όταν για το παγκόσμιο μοντέλο EGM2008 η αντίστοιχη τιμή είναι 9.1cm.

Σε ότι αφορά τις συγκρίσεις του νέου μοντέλου του πεδίου τιμών ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα NTUAFAAv1 σε σχέση με τα παγκόσμια μοντέλα SSv20 και DTU10grav παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερες διαφορές μεταξύ τους εντοπίζονται και πάλι κοντά στις ακτές. Για το λόγο αυτό πραγματοποιήθηκαν εξειδικευμένες συγκρίσεις, στις ίδιες ζώνες εύρους 10km των προηγούμενων αξιολογήσεων, μεταξύ των τιμών των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα των μοντέλων και των υπολογιζόμενων από βαρυτόμετρα επί ερευνητικού πλοίου και επί αεροπλάνου. Στις συγκρίσεις των τιμών των ανωμαλιών

βαρύτητας των μοντέλων σε σχέση με τις τιμές που προέρχονται από το θαλάσσιο βαρυτήμετρο το νέο μοντέλο NTUAFAAv1 παρουσιάζει σχεδόν συστηματικά την μικρότερη τιμή στην τυπική απόκλιση των μεταξύ τους διαφορών. Ειδικά στις παράκτιες ζώνες των 0-10km και των 0-20km οι τιμές αυτές κυμαίνονται σε επίπεδο (6.3 mGal και 5.4mGal αντίστοιχα) αισθητά μικρότερο (0.5 με 1mGal) από τα υπόλοιπα μοντέλα. Αντίστοιχα, αξιοσημείωτη είναι οι τιμή του εύρους των διαφορών του νέου μοντέλου NTUAFAAv1 με τις παρατηρήσεις θαλάσσιας βαρύτητας στην παράκτια ζώνη των 0-10km όπου και παρουσιάζει αισθητά μικρότερη τιμή σε σχέση με τα υπόλοιπα μοντέλα (συγκεκριμένα 28.6mGal, που είναι κατά 10mGal μικρότερη από τα άλλα μοντέλα). Σε ότι αφορά τα φασματικά χαρακτηριστικά, το τοπικό μοντέλο NTUAFAAv1 παρουσιάζει ελαφρά υποδεέστερη συμπεριφορά σε σχέση με το SSv20 αλλά καλύτερη από το μοντέλο DTU10grav, το οποίο ακολουθεί την ίδια προσέγγιση για τον υπολογισμό του πεδίου τιμών των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα από τα υψόμετρα του γεωειδούς με την εφαρμογή του αντίστροφου του ολοκληρώματος του Stokes. Επίσης, φαίνεται να συμφωνούν σε μεγάλο βαθμό τα αποτελέσματα των αντίστοιχων συγκρίσεων με τα δεδομένα της αποστολής της από αέρος παρατήρησης της βαρύτητας CAATER. Συγκεκριμένα, το τοπικό μοντέλο, και συνεπώς η μεθοδολογία που αναπτύχθηκε κατά την ανάπτυξή του, φαίνεται ότι επιτυγχάνει εξίσου καλά αποτελέσματα με τα δυο παγκόσμια μοντέλα αφού σε όλες τις συγκρίσεις οι τιμές των κρίσιμων στατιστικών παραμέτρων δεν εμφανίζουν ουσιαστικές διαφορές.

Γενικά, από τα αποτελέσματα της φασματικής ανάλυσης (τόσο στις συγκρίσεις με τα δεδομένα της θαλάσσιας όσο και με της από αέρος βαρύτητας) φαίνεται μια καλύτερη συμπεριφορά του μοντέλου SSv20. Αυτή είναι ενδεικτική του πλεονεκτήματος της μεθοδολογίας υπολογισμού των ανωμαλιών βαρύτητας μέσω των κλίσεων του γεωειδούς κατά μήκος της τροχιάς των αλτιμετρικών παρατηρήσεων που το μοντέλο αυτό αξιοποιεί. Για το λόγο αυτό, κάτι που θα πρέπει να ερευνηθεί στο μέλλον είναι ο υπολογισμός του πεδίου τιμών των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα από τις κλίσεις κατά το μήκος των συνορθωμένων/ομογενοποιημένων παρατηρήσεων ΣΣΘ με την τεχνική που χρησιμοποιεί το μοντέλο SSv20. Παρόλα αυτά, είναι εμφανής η καλύτερη φασματική συμπεριφορά που εμφανίζει το μοντέλο NTUAFAAv1 σε σχέση με το μοντέλο DTU10grav κατά τη σύγκρισή τους με τα δεδομένα θαλάσσιας βαρύτητας. Εφόσον και τα δύο μοντέλα κάνουν χρήση ακριβώς των ίδιων (retracked GDR) δεδομένων των αλτιμετρικών αποστολών Geosat GM & ERS-1 GP, η καλύτερη συμπεριφορά του NTUAFAAv1 θα πρέπει να αποδοθεί στη διαφορετική μεθοδολογία για την ομογενοποίηση των παρατηρήσεων ΣΣΘ που εισήγαγε. Κατά την ομογενοποίηση, η μεθοδολογία της συνόρθωσης των τροχιακών τόξων είναι ιδιαίτερα κρίσιμη, καθώς οι αστοχίες κατά τη συνόρθωση οδηγούν στο λεγόμενο φαινόμενο

‘εμφανούς ίχνους’. Όσο εντονότερο είναι το σχετικό φαινόμενο τόσο ισχυρότερο φίλτρο απαιτείται να εφαρμοστεί στην υπολογιζόμενη επιφάνεια της ΜΣΘ ώστε να εξαλειφθούν οι τεχνητές-ψευδείς ανωμαλίες επί τμημάτων των ίχνών των τροχιών των αλτιμετρικών δορυφόρων. Το ισχυρότερο φίλτρο όμως συνεπάγεται και απώλεια πραγματικού σήματος. Αυτό εξηγεί και τη διαφορά που παρουσιάζουν τα δυο μοντέλα στα διαγράμματα ισχύος του φάσματος, με το μοντέλο NTUAFAAv1 να εμφανίζει μεγαλύτερη ισχύ από το μοντέλο DTU10grav στα μικρά μήκη κύματος και ελαφρά χαμηλότερη από αυτήν του μοντέλου SSv20. Αυτό, σε συνδυασμό με το γεγονός ότι η καμπύλη συνάφειας του μοντέλου NTUAFAAv1 με τα δεδομένα θαλάσσιας βαρύτητας παρουσιάζει καλύτερη συμπεριφορά από την αντίστοιχη καμπύλη συνάφειας του μοντέλου DTU10grav, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το νέο μοντέλο περιέχει ισχυρότερο πραγματικό σήμα στα μικρότερα μήκη κύματος.

Ως κατακλείδα, σημειώνεται ότι από το σύνολο των αξιολογήσεων προκύπτει πως τα νέα τοπικά μοντέλα παρουσιάζουν καλύτερη απόδοση στις παράκτιες ζώνες σε σχέση με τα παγκόσμια μοντέλα. Επίσης, φαίνεται να πετυχαίνουν ομαλότερη μετάβαση από τον ανοιχτό ωκεανό προς την ακτογραμμή και ηπιότερη μεταβολή της ακρίβειάς τους για μεγαλύτερα μήκη βάσεων. Τέλος, το νέο τοπικό μοντέλο του πεδίου τιμών βαρύτητας ελευθέρου αέρα NTUAFAAv1 πετυχαίνει παράλληλα να επεκτείνει την ακρίβεια του υπολογισμού του πεδίου βαρύτητας σε λίγο μικρότερα μήκη κύματος από το ομοειδές παγκόσμιο μοντέλο DTU10grav.

7.2 Τελικά συμπεράσματα της διδακτορικής διατριβής

Η γνώση του θαλάσσιου γεωειδούς με υψηλή ακρίβεια είναι κρίσιμη για τις Γεωεπιστήμες της Γεωδαισίας, της Γεωφυσικής και της Ωκεανογραφίας. Οι σύγχρονες δορυφορικές αποστολές βαρύτητας/βαθμιδομετρίας (GOCE, GRACE, CHAMP) προσφέρουν ικανοποιητική ακρίβεια στον υπολογισμό του γήινου πεδίου βαρύτητας αλλά για μήκη κύματος μεγαλύτερα των 110km. Έτσι, απαιτούνται επιπλέον επίγειες παρατηρήσεις βαρύτητας ή δεδομένα βαρύτητας προερχόμενα από την τεχνική της δορυφορικής αλτιμετρίας ώστε να συμπληρωθεί η πληροφορία στα μικρότερα μήκη κύματος. Όπου υπάρχουν, οι σχετικές επίγειες παρατηρήσεις προέρχονται από καμπάνιες παρατηρήσεων θαλάσσιας και από αέρος βαρύτητας, οι οποίες συνήθως είναι διάσπαρτες χρονικά, έχουν διαφορετικές προδιαγραφές, αναφέρονται σε διαφορετικά συστήματα αναφοράς, έχουν ανομοιόμορφη χωρική κατανομή και πολλές φορές η ακρίβειά τους είναι προβληματική (πχ βάση δεδομένων Morelli). Από την άλλη, τα δεδομένα βαρύτητας από παρατηρήσεις δορυφορικής αλτιμετρίας εμπεριέχουν το σήμα της ΜΔΩΤ, καθιστώντας ακατάλληλη την

απευθείας αξιοποίησή τους για τον υπολογισμό του γεωειδούς. Ειδικά για τον Ελλαδικό χώρο, ο υπολογισμός του θαλάσσιου γεωειδούς παρουσιάζει ιδιαιτερότητες, καθώς απουσιάζουν αξιόπιστες παρατηρήσεις θαλάσσιας και από αέρος βαρύτητας στο μεγαλύτερο μέρος της περιοχής (με σχεδόν πλήρη απουσία βόρεια του 38ου παραλλήλου). Επίσης, η αξιοποίηση δεδομένων βαρύτητας προερχόμενων από δορυφορική αλτιμετρία παρουσιάζει προβλήματα σε παράκτια-νησιωτικά περιβάλλοντα όπως αυτό της Ελλάδας.

Η έρευνα που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της διατριβής ανέδειξε τη δυνατότητα υπολογισμού του θαλάσσιου γεωειδούς χωρίς τη χρήση παρατηρήσεων και δεδομένων βαρύτητας, ακολουθώντας για πρώτη φορά τη λεγόμενη ωκεανογραφική προσέγγιση. Κατά αυτή την προσέγγιση υπολογίζεται η επιφάνεια της ΜΣΘ από παρατηρήσεις δορυφορικής αλτιμετρίας και στη συνέχεια αφαιρείται από αυτή το ύψος της ΜΔΩΤ.

Η έρευνα που πραγματοποιήθηκε για τον υπολογισμό της επιφάνειας της ΜΣΘ εισήγαγε την τεχνική της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων ως μια νέα μέθοδο εξειδικευμένη σε παράκτια περιβάλλοντα με περίπλοκη ακτογραμμή και θαλάσσια κυκλοφορία. Η τεχνική χρησιμοποιείται για την ομογενοποίηση-συνόρθωση αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ που προέρχονται από διαφορετικές δορυφορικές αποστολές και αποτελεί μια εναλλακτική μέθοδο της ευρέως χρησιμοποιούμενης τεχνικής της συνόρθωσης στις διασταυρώσεις των τροχιακών ιχνών. Στα πλαίσια της ανάπτυξης της παραπάνω τεχνικής, μελετήθηκε η στατιστική συμπεριφορά των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ σε σχέση με την απόσταση από την ακτογραμμή για πολλές αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας. Βάσει της παραπάνω μελέτης προτάθηκε, για πρώτη φορά, ένα μοντέλο υπολογισμού της ακρίβειας της αλτιμετρικής παρατήρησης της ΣΣΘ σε σχέση με την απόστασή της από την ακτογραμμή και για κάθε αποστολή δορυφορικής αλτιμετρίας. Επίσης, παρουσιάστηκε η επίδραση της εφαρμογής των πολυωνύμων μεγάλου βαθμού, σε σχέση με το συνήθως προτεινόμενο γραμμικό μοντέλο, στην προσαρμογή/συνόρθωση των τόξων των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ και συνακόλουθα στα σφάλματα που προκαλούνται στην τελική επιφάνεια της ΜΣΘ, και στις υπολογιζόμενες από αυτήν τιμές των ανωμαλιών βαρύτητας.

Σε ότι αφορά την έρευνα που πραγματοποιήθηκε σχετικά με τη ΜΔΩΤ, γίνεται για πρώτη φορά στον Ελλαδικό χώρο σύγκριση των μοντέλων της ΜΔΩΤ που προέρχονται από την ωκεανογραφική, τη γεωδαιτική και τη συνδυαστική ωκεανογραφική/γεωδαιτική προσέγγιση. Η σύγκριση αυτή ανέδειξε ως καλύτερη επιλογή για τον υπολογισμό της ΜΔΩΤ στον Ελλαδικό χώρο την εφαρμογή της ωκεανογραφικής προσέγγισης. Επίσης, γίνεται εκτεταμένη αξιολόγηση των λύσεων της ΔΩΤ που υπολογίζονται από τα δυο κύρια μοντέλα επιχειρησιακής ωκεανογραφίας της περιοχής. Η αξιολόγηση πραγματοποιείται μέσω

συγκρίσεων των Ανωμαλιών Στάθμης Θάλασσας (ΑΣΘ), που υπολογίζονται από τα μοντέλα αυτά, σε σχέση με τις ΑΣΘ που υπολογίστηκαν από παρατηρήσεις παλιρροιογράφων και αλτιμετρικών δορυφόρων. Η αξιολόγηση αυτή προσφέρει ένα μέτρο της ακρίβειας του υπολογισμού των λύσεων της ΔΩΤ από ωκεανογραφικά μοντέλα και συνακόλουθα και της ακρίβειας της ΜΔΩΤ που υπολογίζεται από αυτές τις λύσεις. Πρέπει να σημειωθεί ότι, παρόλο που για την περιοχή του Ελλαδικού χώρου υπάρχουν εδώ και χρόνια διαθέσιμα αποτελέσματα της ΔΩΤ από μια σειρά παρόχων δεδομένων επιχειρησιακής ωκεανογραφίας, δεν είχε γίνει μέχρι σήμερα η αξιολόγησή τους για γεωδαιτικούς σκοπούς.

Από τις αξιολογήσεις που πραγματοποιήθηκαν προέκυψε το συμπέρασμα ότι η επιφάνεια της ΜΣΘ που υπολογίζεται με τη νέα μέθοδο της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων παρουσιάζει ακρίβεια αντίστοιχη ή και καλύτερη της επιφάνειας της ΜΣΘ που υπολογίζεται βάσει της κλασσικής τεχνικής της συνόρθωσης των διασταυρώσεων. Επίσης, η επιτυχία της παραπάνω μεθόδου υποστηρίζεται και από τα καλύτερα αποτελέσματα που επιτυγχάνονται κοντά στις ακτές κατά τις συγκριτικές αξιολογήσεις του νέου μοντέλου του θαλάσσιου γεωειδούς και του νέου πεδίου τιμών ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα σε σχέση με τα αντίστοιχα μοντέλα αιχμής. Ακόμα, οι αξιολογήσεις που πραγματοποιήθηκαν αναδεικνύουν την επιλογή της ωκεανογραφικής προσέγγισης της ΜΔΩΤ ως την καταλληλότερη για την περιοχή ενδιαφέροντος. Τέλος, αναδεικνύεται το γεγονός ότι η επιλογή της ωκεανογραφικής προσέγγισης για τον υπολογισμό του θαλάσσιου γεωειδούς αποτελεί μια εναλλακτική επιλογή έναντι του κλασσικού βαρυτημετρικού υπολογισμού του, η οποία μάλιστα έχει το πλεονέκτημα της δυνατότητας συνεχούς επικαιροποίησης των λύσεων με ελεύθερα διαθέσιμα και δωρεάν δεδομένα.

Επιγραμματικά, οι πρωτοτυπίες της διατριβής είναι:

- i) Η μελέτη της στατιστικής συμπεριφοράς των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ σε σχέση με την απόσταση από την ακτογραμμή.
- ii) Η ανάδειξη της επίδρασης των διαφορετικών πολυωνύμων στην προσαρμογή/συνόρθωση των τόξων των αλτιμετρικών παρατηρήσεων ΣΣΘ.
- iii) Η εισαγωγή της τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων.
- iv) Η σύγκριση, για πρώτη φορά στον Ελλαδικό χώρο των επιφανειών της ΜΔΩΤ που προέρχονται από την ωκεανογραφική, τη γεωδαιτική και τη συνδυαστική

γεωδαιτική/ωκεανογραφική προσέγγιση της ΜΔΩΤ και της συναγόμενης γεωστροφικής τους κυκλοφορίας.

- v) Η εκτίμηση της ακρίβειας των λύσεων της ΔΩΤ από ωκεανογραφικά μοντέλα για γεωδαιτικές εφαρμογές στον Ελλαδικό χώρο.
- vi) Ο υπολογισμός του θαλάσσιου γεωειδούς στον Ελλαδικό χώρο χωρίς τη χρήση παρατηρήσεων/δεδομένων βαρύτητας.

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, η διδακτορική διατριβή επιτυγχάνει το στόχο της, εισάγοντας μια σειρά πρωτοτυπιών που επιτρέπουν την αντιμετώπιση κρίσιμων προβλημάτων στον υπολογισμό του θαλάσσιου γεωειδούς στον Ελλαδικό χώρο. Συγκεκριμένα, η θέση της διδακτορικής διατριβής για τον υπολογισμό του θαλάσσιου γεωειδούς για τον Ελλαδικό χώρο μέσω i) της χρήσης της δορυφορικής αλτιμετρίας για την προσέγγιση της επιφάνειας της ΜΣΘ με υψηλή ακρίβεια, και ii) της αξιοποίησης μιας καθαρά ωκεανογραφικής προσέγγισης της ΜΔΩΤ αποδεικνύεται ισχυρή. Επιπλέον, φαίνεται να είναι η βέλτιστη επιλογή για τον υπολογισμό του θαλάσσιου γεωειδούς στον Ελλαδικό χώρο, καθώς ως λύση προσφέρει i) ομοιογένεια πυκνότητας παρατηρήσεων, ii) υψηλή ακρίβεια και διακριτική ικανότητα, iii) δυνατότητα συνεχούς εμπλουτισμού βάσεων δεδομένων και επικαιροποίησης των λύσεων χωρίς κόστος συλλογής παρατηρήσεων (οι παρατηρήσεις της δορυφορικής αλτιμετρίας και οι λύσεις των ωκεανογραφικών μοντέλων είναι αμφότερα συνεχή και προσφέρονται δωρεάν), και iv) αδιαφορία για την ανυπαρξία παρατηρήσεων θαλάσσιας/εναέριας βαρύτητας σε πολλές περιοχές. Τέλος, η ωκεανογραφική προσέγγιση του θαλάσσιου γεωειδούς, που αναδεικνύεται από την διατριβή, μπορεί να αποτελέσει την απαρχή για επίλυση άλλων γεωδαιτικών προβλημάτων (όπως αυτό της υψομετρικής σύνδεσης των παλιρροιογράφων και της ενοποίησης διαφορετικών υψομετρικών συστημάτων), και μπορεί να συνδράμει στη συνέργεια μεταξύ της γεωδαισίας και της ωκεανογραφίας στην θεραπεία κοινών προβλημάτων.

7.3 Προτάσεις εν συνεχεία έρευνας

Οι δράσεις έρευνας που προτείνεται να ακολουθηθούν στο μέλλον ως συνέχεια της παρούσας διατριβής και σε συνέργεια με τα αποτελέσματα άλλων ερευνητών είναι οι ακόλουθες:

- Είναι απαραίτητο να πραγματοποιηθεί μια νέα επίλυση για τον υπολογισμό της επιφάνειας της ΜΣΘ στον Ελλαδικό θαλάσσιο χώρο με τη χρήση της τεχνικής της επαναληπτικής προσαρμογής των τόξων αξιοποιώντας τις νέες αποστολές δορυφορικής αλτιμετρίας. Οι δυνατότητες των νέων αποστολών (Jason-2, HY-2A, SARAL, Sentinel-3, Jason-3) μπορούν να προσφέρουν ακριβέστερη παρατήρηση της ΣΣΘ κοντά στις ακτές. Το πλέγμα αυτών των ERM αποστολών θα πρέπει να συνδυαστεί με τις παρατηρήσεις της γεωδαιτικής φάσης της δορυφορικής αποστολής Jason-1 και του εξαιρετικά πυκνού πλέγματος παρατηρήσεων που προσφέρει η δορυφορική αποστολή Cryosat2. Αυτός ο συνδυασμός θα επιτρέψει την βελτίωση της ακρίβειας στον υπολογισμό της επιφάνειας της ΜΣΘ πολύ κοντά στις ακτές και θα αυξήσει τη διακριτική ικανότητα σε μήκη κύματος αισθητά μικρότερα των 10km. Παράλληλα, θα πρέπει να υπολογιστεί η επιφάνεια της ΜΔΩΤ από τις λύσεις της ΔΩΤ των μοντέλων επιχειρησιακής ωκεανογραφίας για την ίδια εποχή υπολογισμού της νέας επιφάνειας της ΜΣΘ (NTUAMSSv2), ώστε να υλοποιηθεί μια επικαιροποιημένη λύση της επιφάνειας του θαλάσσιου γεωειδούς (NTUAMGv2).
- Είναι σκόπιμο να ερευνηθεί μια παραλλαγή της τεχνικής για τον υπολογισμό του πεδίου των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα από την μετατροπή των κλίσεων της επιφάνειας της θάλασσας, κατά μήκος των ιχνών των τροχιών των αλτιμετρικών δορυφόρων, σε αποκλίσεις της κατακορύφου (Sandwell, 1992). Σε αυτή την παραλλαγή θα πρέπει να αξιοποιηθούν οι ομογενοποιημένες παρατηρήσεις της ΣΣΘ (ουσιαστικά τιμές ΜΣΘ), όπως θα προκύψουν από το προηγούμενο προτεινόμενο ερευνητικό έργο και αφού θα έχει αφαιρεθεί το ύψος της ΜΔΩΤ (όπως θα έχει υπολογιστεί στην επίσης επικαιροποιημένη λύση). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι τα παγκόσμια μοντέλα των Sandwell & , που υπολογίζονται με εφαρμογή της παραπάνω τεχνικής, χρησιμοποιούν απευθείας τις παρατηρήσεις της ΣΣΘ, χωρίς να έχει προηγηθεί ομογενοποίηση/συνόρθωση και χωρίς να έχει αφαιρεθεί το σήμα της ΜΔΩΤ. Για αυτό το λόγο θα πρέπει να ερευνηθεί επιπλέον η συνεισφορά της αξιοποίησης ομογενοποιημένων παρατηρήσεων ΣΣΘ, έναντι της χρήσης των απευθείας παρατηρήσεων της ΣΣΘ, για τον υπολογισμό του πεδίου των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα.
- Κρίνεται απαραίτητη η συνέργεια με τα αποτελέσματα ερευνητών οι οποίοι έχουν αξιοποιήσει δεδομένα επίγειας βαρύτητας για τον υπολογισμό του γεωειδούς στον

Ελλαδικό χώρο. Στα πλαίσια αυτά θα πρέπει να πραγματοποιηθεί μια συνδυαστική επίλυση για τον υπολογισμό του γεωειδούς στον Ελλαδικό χώρο αξιοποιώντας στη ξηρά τις παρατηρήσεις βαρύτητας και στη θάλασσα το πεδίο των ανωμαλιών βαρύτητας ελευθέρου αέρα που θα έχει προκύψει στο προηγούμενο ερευνητικό έργο. Η συνδυαστική λύση θα επιτρέψει τον καλύτερο προσδιορισμό του Ελληνικού κατακόρυφου datum και μπορεί να αποτελέσει την αφετηρία για την ενοποίησή του ηπειρωτικού υψομετρικού συστήματος αναφοράς με τα ανεξάρτητα νησιωτικά υψομετρικά συστήματα.

- Αξιοποίηση των αποτελεσμάτων του παραπάνω ερευνητικού έργου ώστε να μελετηθεί η δυνατότητα συνέργειας του νέου μοντέλου γεωειδούς με παρατηρήσεις δορυφορικής αλτιμετρίας⁵³. Η έρευνα θα έχει σκοπό να μελετήσει την δυνατότητα να αξιοποιήσει τις τιμές της $\Delta\Omega T$ (που θα υπολογίζονται από την παραπάνω συνέργεια γεωειδούς και αλτιμετρικών παρατηρήσεων αλτιμέτρων ευρείας δέσμης) στην αφομοίωσή τους σε ωκεανογραφικά μοντέλα συστημάτων επιχειρησιακής ωκεανογραφίας.

⁵³ αξιοποιώντας ειδικά τις παρατηρήσεις ΣΣΘ της ερχόμενης νέας γενιάς δορυφορικών αποστολών με ευρείας δέσμης SAR αλτίμετρα όπως της αποστολής SWOT.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Andersen, O.B., Vest AL, Knudsen P.: The KMS04 multi-mission mean sea surface, In: P.Knudsen (ed) GOCINA: Improving modelling of ocean transport and climate prediction in the North Atlantic region using GOCE gravimetry. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, vol.25, pp.103-106, 2006.

Adcroft, A., Hallberg, R.: On methods for solving the oceanic equations of motion in generalized vertical coordinates, *Ocean Modelling*, vol.11, is.1-2, pp.224-233, 2006.
doi: 10.1016/j.ocemod.2004.12.007.

Anagnostou E.: National Report of Greece to EUREF, EUREF Symposium Proceedings, London, UK, 6-9 June, 2007.

Andersen, O. B.: The DTU10 Gravity field and Mean sea surface, presented in “Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2)” Symposium, Fairbanks, Alaska, 2010.

Andersen, O.B., Knudsen, P.: The DNSC08 mean sea surface and mean dynamic topography, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol.114, is.C11, 2009.
doi: 10.1029/2008JC005179

Andersen, O.B., Knudsen, P.: The DNSC08MDT Mean Dynamic Topography, EGU Meeting, Austria, Vienna, April, 2008.

Andersen, O.B., P.Knudsen : The DTU10 mean sea surface and mean dynamic topography – Improvements in the Arctic and coastal zone, Ocean Surface Topography Science Team (OSTST) 2010 meeting - Lisbon, Portugal - 18 - 20 October, 2010.

Andersen, O.B., Scharroo. R.: Range and Geophysical Corrections in Coastal Regions: And Implications for Mean Sea Surface Determination, In: S.Vignudelli, A.G.Kostianoy, P.Cipollini, J.Benveniste (editors), *Coastal Altimetry*, Springer Verlag, pp.103-145, 2011.
doi: 10.1007/978-3-642-12796-0_5

Andersen, O.B., Vest A.L., Knudsen P.: The KMS04 multi-mission mean sea surface, In: P.Knudsen (ed) GOCINA: Improving modelling of ocean transport and climate prediction in the North Atlantic region using GOCE gravimetry. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, vol 25, pp 103–106, 2006.

Andersen, O.B.: The DTU10 Global Gravity field and mean sea surface –improvements in the Arctic, Danish National Space Institute, 2011.

AVISO : AVISO and PODAAC user handbook, IGDR and GDR Jason product.

- Barzaghi, R., Brovelli, M., Sanso, F. : Altimetry Rank Deficiency in Crossover Adjustment, in R. H. Rapp and F. Sanso (eds.), *Determination of the Geoid - Present and Future*, IAG Symposia 106, held 11-13 June, 1990 in Milan, Italy, Springer-Verlag. New York, 1990.
- Bessières, L., Rio, M.H., Dufau, C., Boone, C., Pujol, M.I. : Ocean state indicators from MyOcean altimeter products, *Ocean Science Discussions*, Volume 9, Issue 3, pp.2081-2120, 2012.
doi:10.5194/osd-9-2081-2012
- Bettadpur, S. V., Eanes, R. J. : Geographical representation of radial orbit perturbations due to ocean tides: Implications for satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Volume 99, Issue C12, pp. 24,883-24,894, 1994.
doi:10.1029/94JC02080
- Bevis, M., Scherer, W., Merrifield, M. : Technical issues and recommendations related to the installation of continuous GPS stations at tide gauges, *Marine Geodesy*, vol.25, pp.87-99, 2002.
- Blumberg, A.F., Mellor, G.L., A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in *Three Dimensional Coastal Ocean Models*, Vol. 4, by Norman S. Heaps (ed.), pp.208, American Geophysical Union, 1987.
doi: 10.1029/CO004p0001
- Carrère, L., Lyard, F. : Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - Comparisons with observations, *Geophysical Research Letters*, Volume 30, Issue 6, CiteID 1275, 2003.
doi:10.1029/2002GL016473.
- Cazenave, A., Dominh, K., Ponchaut, F., Soudarin, L., Cretaux, J.F., Le Provost, C. : Sea level changes from Topex-Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS. *Geophysical Research Letters*, Volume 26, Issue 14, pp. 2077-2080, 1999.
doi:10.1029/1999GL900472
- Chelton, D.B., Walsh, E.J., MacArthur, J.L. : Pulse Compression and Sea Level Tracking in Satellite Altimetry, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* (ISSN 0739-0572), vol. 6, pp. 407-438, 1989.
doi: 10.1175/1520-0426
- Chelton, D.B.: *WOCE/NASA Altimeter Algorithm Workshop*, U.S. WOCE Technical Report No. 2, 70 pp., U.S. Planning Office for WOCE, College Station, TX, 1988.
- Cheney, R.E., Marsh, J.G., Beckley, B.D. : Global Mesoscale Variability from Repeat Tracks of Seasat Altimeter Data, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, Vol.88, Is.C7, pp.4343-4354, 1983.
doi:10.1029/JC088iC07p04343

Claessens, S.J.: Evaluation of Gravity and Altimetry Data in Australian Coastal Regions, In: Kenyon, S., Pacino, M., Marti, U. (eds) *Geodesy for Planet Earth. International Association of Geodesy Symposia*, vol 136, pp.435-442, 2012.

doi: 10.1007/978-3-642-20338-1_52

CLS: Study on Optimization of Future Altimeter Orbits - WP 5000: Synthesis, CLS-DOS-NT-09-329, Issue: 1 rev. 1, Date: 15 January 2010.

Cocard, M., Geiger, A., Kahle, H., Veis, G.: Airborne LASER altimetry in the Ionian Sea, Greece, *Global and Planetary Change*, vol.34, is.1, pp.87-96, 2002.

doi: 10.1016/S0921-8181(02)00107-8

Colombo, O.L.: *Altimetry, Orbits and Tides*, NASA Technical Memorandum 86180, Greenbelt, 1984.

Cox, R.A., Culkin, F., and Riley, J.P.: The electrical conductivity/chlorinity relationship in natural seawater, *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, vol.14, is.2, pp.203-220, 1967.

doi: 10.1016/0011-7471(67)90006-X

Delikaraoglou, D., Mintourakis, I., Kallianou, F. : Impact of recent Global Digital Bathymetry and Topography Models on geoid modelling: Results from two case studies in Balearic and Aegean Seas, *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vienna, Austria, 2009.

<http://meetings.copernicus.org/egu2009>

Delikaraoglou, D., Mintourakis, I.: On the Merging of Heterogeneous Height Data from SRTM, ICESat and Survey Control Monuments for Establishing Vertical Control in Greece: An Initial Assessment and Validation. Publ. in *Gravity, Geoid and Earth Observation*, (ed. Mertikas, S.), an International Association of Geodesy Symposium, Chania, Crete, Greece, June, 2008.

doi: 10.1007/978-3-642-10634-7_37

Dickey, J., Bentley, C., Bilham, R., Carton, J., Eanes, R., Herring, T., Kaula, W., Lagerloef, G., Rojstaczer, S., Smith, W., Van Den Dool, H.: Gravity and the hydrosphere: new frontier, *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques*, 44(3), pp.407-415, 1999.

doi: 10.1080/02626669909492236

Folley, M.: The Wave Energy Resource. In: Pecher A., Kofoed J. (eds) *Handbook of Ocean Wave Energy*, *Ocean Engineering & Oceanography*, vol 7. pp 43-79, 2017.

doi: 10.1007/978-3-319-39889-1_3

Förste, C., Bruinsma, S., Shako, R., Marty, J-C, Flechtner, F., Abrikosov, O., Dahle, C., Lemoine, J.-M., Neumayer, K.H., Biancale, R., Barthelmes, F., König, R., Balmino, G.; EIGEN-6 - A new combined global gravity field model including GOCE data from the collaboration of GFZ Potsdam and GRGS-Toulouse; *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU2011-3242-2, EGU General Assembly, 2011.

Fu, L.L., Zlotnicki, V., Chelton, D.B.: Satellite Altimetry: Observing Ocean Variability from Space, *Oceanography*, Volume: 1, Issue: 2, pp.4-11, 58, 1988.
doi: 10.5670/oceanog.1988.01

Gill, S., Weston, N., Smith, D. : NOAA Guidance Document for Determination of Vertical Land Motion at Water Level Stations Using GPS Technology. NOAA Technical Report NOS 139, NOAA National Ocean Service, Silver Spring, MD, 2015.
https://tidesandcurrents.noaa.gov/publications/NOS_Tech_report_139.pdf

Gillies, G.: The Newtonian gravitational constant: recent measurements and related studies, *Reports on Progress in Physics*, vol. 60, no.2, pp. 151–225, 1997.
doi: 10.1088/0034-4885/60/2/001

Hájková, J., Mintourakis, I., Delikaraoglou, D.: Spectral Decomposition and Signal Processing Techniques of Airborne Gravity Data for Earth Gravity Field Modelling – a Case Study for Taiwan, 4th International Conference from Scientific Computing to Computational Engineering, Athens, 2010.
http://www.scce.gr/conf_index/abstracts/ic-scce2010_091.pdf

Heiskanen, W., Moritz, H.: *Physical Geodesy*, W.H. Freeman and Company, Publ., 1967.
<https://doi.org/10.1007/BF02525647>

Hernandez, F., Schaeffer, P., Rio, M.H., Tamagnan, D., Le Traon, P.Y.: Mean Dynamic Topography for satellite altimetry: Two approaches, from oceanographic data or satellite gravimetry, JLG-89, CNES, CLS, France, 2001.

Hernandez, F., Schaeffer, P.: Altimetric Mean Sea Surfaces and Gravity Anomaly maps Inter-Comparisons, AVISO Technical report n°: AVI-NT-011-5242-CLS, Preliminary version, 3/05/2000, 2000.

Hollenstein, C., Müller, M., Geiger, A., Kahle, H.: Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003, *Tectonophysics*, vol.449, is.1, pp.17-40., 2008.
doi: 10.1016/j.tecto.2007.12.006

Huber, P.J. : Robust Estimation of a Location Parameter, *The Annals of Mathematical Statistics*, Vol. 35, no. 1, pp.73-101, 1964.
doi:10.1214/aoms/1177703732

Jelesnianski, C. P., Chen, J., Shaffer, W. A. : SLOSH: Sea, lake, and overland surges from hurricanes, NOAA Technical Report NWS 48, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, 1992.
<https://www.hSDL.org/?view&did=779560>

- Karageorgis, A., Gardner, W., Georgopoulos, D., Mishonov, A., Krasakopoulou, E., Anagnostou, C.: Particle dynamics in the Eastern Mediterranean Sea: A synthesis based on light transmission, PMC, and POC archives (1991-2001). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 55. pp.177-202, 2008.
doi:10.1016/j.dsr.2007.11.002.
- Kearsley, A., Ahmad, Z., Chan, A.: *National Height Datums, Levelling, GPS Heights and Geoids*, Australian Journal of Geodesy, Photogrammetry, and Surveying, vol. 59, pp. 53-88, 1993.
- Knudsen, P.: *Altimetry for Geodesy and Oceanography*, In: Kakkuri J (ed), *Geodesy and Geophysics*, Finnish Geodetic Institute, 87-129, 1992.
- Knudsen, P., Brovelli, M.: *Collinear and Cross-Over Adjustment of Geosat ERM and Seasat Altimeter Data in the Mediterranean Sea*, *Surveys in Geophysics*, vol.14, is.4-5, pp.449-459, 1992.
doi: 10.1007/BF00690571
- Knudsen, P., Vest, A.L. and Andersen, O.B.: *Evaluating mean dynamic topography models within the GOCINA project*. ESA SP-572, 2005.
- Knudsen, P., Andersen, O.B., : *The DTU12MDT global mean dynamic topography and ocean circulation model*. In *Proceedings of ESA Living Planet Symposium*. European Space Agency. 2013.
- Korres, G., Lascaratos, A., Hatzia Apostolou E., Katsafados, P. : *Towards an Ocean Forecasting System for the Aegean Sea*. *The Global Atmosphere and Ocean System*, vol.8, no.2-3, pp.191-218, 2002.
doi: 10.1080/1023673029000003534
- Korres, G., Hoteit, I., Triantafyllou, G.: *Data assimilation into a Princeton Ocean Model of the Mediterranean Sea using advanced Kalman filters*, *Journal of Marine Systems*, vol.65, pp.84–104, 2007.
doi: 10.1016/j.jmarsys.2006.09.005
- Korres, G., Nittis, K., Hoteit, I., Triantafyllou, G.: *A high resolution data assimilation system for the Aegean Sea hydrodynamics*, *Journal of Marine Systems*, vol.77, is.3, pp.325-340, 2009.
doi: 10.1016/j.jmarsys.2007.12.014
- Kotsakis, C., Katsambalos, K., Ampatzidis, D. : *Estimation of the zero-height geopotential level in a local vertical datum from inversion of co-located GPS, leveling and geoid heights: a case study in the Hellenic islands*, *Journal of Geodesy*, vol. 86, no. 6, pp. 423-439, 2012.
doi: 10.1007/s00190-011-0530-7
- Kotsakis, C., Katsambalos, D Ampatzidis, K., Gianniou, M. : *Evaluation of EGM08 in Greece using GPS and leveling heights*, publ. in *Gravity, Geoid and Earth Observation*, (ed. Mertikas, S.), an International Association of Geodesy Symposium, Chania, Crete, Greece, 2008.
doi: 10.1007/978-3-642-10634-7_64

- Kotsakis, C., Katsambalos, K., Gianniou, M. : Evaluation of EGM08 based on GPS and orthometric heights over the Hellenic mainland, *Newton's Bulletin - External Quality Evaluation Reports of EGM08*, is.4, pp.144-163, 2009.
- Kotsakis, C., Katsambalos, K., Gianniou, M.: Evaluation of PGM2007A using GPS and leveling data in Greece, October, 2007.
- Krarpup, T. : A Contribution to the Mathematical Foundation of Physical Geodesy, Geodeetisk Institut, No. 44, Kobenhavn, 1969.
- Lambin, J. : Ocean Surface Topography Virtual Constellation, SIT-30 Agenda Item #7b, 30th CEOS SIT Meeting, CNES Headquarters, Paris, France, April 2015.
- Lemoine, F., Kenyon, S., Factor, J., Trimmer, R., Pavlis, N., Chinn, D., Cox, C., Klosko, S., Luthcke, S., Torrence, M., Wang, Y., Williamson, R., Pavlis, E., Rapp, R., Olson, T.: The Development of the Joint NASA GSFC and NIMA Geopotential Model EGM96, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 20771 USA, July, 1998.
- Lillibrige, J. CIOSS Science Review Meeting, presented in Dynamics Working Group, Oregon State University, September 8-9, 2005.
- Lillibrige, J., Smith, W.F.H., Sandwell, D., Scharroo, R., Lemoine, F.G., Zelensky, N.P.: 20 Years of Improvements to GEOSAT Altimetry, presented in “15 Years of Progress in Radar Altimetry” Symposium, Venice, Italy, 2006.
- Luther, G., Towler, W.: Redetermination of the Newtonian Gravitational Constant G, *Phys. Rev. Lett.* vol. 48, p.121, 1982.
doi: 10.1103/PhysRevLett.48.121
- Marotta, A.: Benefits from GOCE within solid earth geophysics, pub. in *Earth Gravity Field from Space – From Sensors to Earth Sciences*, (G.Beutler, M.Drinkwater, R.Rummel, R.Von Steiger, editors), an ISSI Workshop, Bern, Switzerland, 2002.
ISBN 978-94-017-1333-7
- Megann, A.: The hybrid-coordinate ocean model (HYCOM), ECMWF, Seminar on Recent developments in numerical methods for atmospheric and ocean modelling, 6-10 September, Shinfield Park, Reading, 2004.
<https://www.ecmwf.int/node/11096>
- Melachroinos, S., Biancale, R., Crétaux, J.-F., Menard, Y. : Assessment of an “offshore” high frequency kinematic GPS methodology on the ground tracks 104 and 028 of Jason-2 satellite on the Drake Passage, Ocean Sea Surface Science Team meeting, Seattle, USA, 2009.

- Mellor, G.L., Yamada, T.: Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol. 20, no.4, pp.851-875, 1982.
doi: 10.1029/RG020i004p00851
- Menke, W.: *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Revised Edition, Academic Press, San Diego, 1989.
- Mercier et.al., Improved Jason-2 altimetry products for Coastal Zones and Continental Waters (PISTACH Project), OSTST, Nice, November, 2008.
http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/OSTST/2008/Mercier_PISTACH.pdf
- Mertikas, S. P., Pavlis, E. C., Tziavos, I. N., Koutroulis, E., Palamartchouk, K., Papadopoulos, T., Vergos, G. S., Permanent facility for calibration/validation of satellite altimetry: GAVDOS, presented at 11th SPIE International Symposium on Remote Sensing, 2004.
doi: 10.1117/12.566361
- Mintourakis, I., Delikaraoglou, D.: Comparison Between GPS Sea Surface Heights, MSS Models and Satellite Altimetry Data in the Aegean Sea. Implications for Local Geoid Improvement, publ. in *Gravity, Geoid and Earth Observation*, (ed. Mertikas, S.), an International Association of Geodesy Symposium, Chania, Crete, Greece, June, 2008.
doi: 10.1007/978-3-642-10634-7_10
- Mintourakis, I., Adjusting altimetric sea surface height observations in coastal regions. Case study in the Greek Seas, *Journal of Geodetic Science*, vol 4:pp.109-122, September, 2014.
doi: 10.2478/jogs-2014-0012
- Mintourakis, I., Panou, G., Paradissis, D.: Evaluation of ocean circulation models in the computation of the mean dynamic topography for geodetic applications. Case study in the Greek seas, *Journal of Geodetic Science*, vol 9:pp.154-173, December, 2019.
doi: 10.1515/jogs-2019-0015
- Moritz, H. *Advanced Least-Squares Methods*, Report No. 175, Department of Geodetic Science, Ohio State University, Columbus, 1972.
- Moritz, H.: *Advanced physical geodesy*, Herbert Wichmann Verlag, Karlsruhe, 1980.
- Nielsen, J., Tscherning, C.C., Jansson, T.R.N., Forsberg, R. : Development of a Python interface to the GRAVSOF gravity field programs. (International Association of Geodesy Symposia Book 136, S. Kenyon et al. (eds.), *Geodesy for Planet Earth*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2012), 2009.
ISBN: 9783642203381
- Nittis, K., Perivoliotis, L., Korres, G., Tziavos, C., Thanos, I., Operational monitoring and forecasting for marine environmental applications in the Aegean Sea, *Environmental Modelling & Software*, vol.21, is.2, pp.243-257, 2006.
doi: 10.1016/j.envsoft.2004.04.023.

Oddo P., Adani, M., Pinardi, N., Fratianni, C., Tonani, M., Pettenuzzo, D. : A Nested Atlantic-Mediterranean Sea General Circulation Model for Operational Forecasting, *Ocean Science Discussions*, vol.5, is.4, pp.461-473, 2009.

doi: 10.5194/os-5-461-2009

Olesen, A.V., Tziavos, I.N., Forsberg, R. : New Airborne Gravity Data Around Crete - First Results from CAATER Campaign. In *Proceedings of the 3rd Meeting of the International Gravity and Geoid Commission*. IN Tziavos (ed.). Thessaloniki, Aug. 26 – 30, 2002.

Olgiati, A., Balmino, G., Sarrailh, M., Green, C.M.: Gravity anomalies from satellite altimetry comparison between computation via geoid heights and via deflections of the vertical, *Bulletin Geodesique*, vol.69, pp.252-260, 1995.

doi: 10.1007/BF00806737

Pail R., Bruinsma S., Migliaccio F., Foerste C., Goiginger H., Schuh W., Hoeck E, Reguzzoni M., Brockmann J, Abrikosov O., Veicherts M., Fecher T., Mayrhofer R., Krasbutter I., Sanso F., Tscherning C.: First GOCE gravity field models derived by three different approaches, *Journal of Geodesy*, vol. 85, is.11, pp.819-843, 2011.

doi: 10.1007/s00190-011-0467-x

Pavlis, E.C., Mertikas, S.P. : The GAVDOS Mean Sea Level and Altimeter Calibration Facility: Results for Jason1", 3rd Jason special issue, *Marine Geodesy*, Vol. 27, No. 3-4, pp. 631-655, 2004.

doi: 10.1080/01490410490902106

Pavlis, E.C., Evans, K., Milas, P., Paradissis, D., Frantzis, X.: OSTM/JASON-2 Cal/Val Results From the Eastern Mediterranean Altimeter, *Ocean Surface Topography From Space*, Seattle, Washington, USA, June 22-24, 2009.

Pavlis, N., Holmes, S., Kenyon, S., Schmidt, D. Trimmer, R.: A Preliminary Gravitational Model to Degree 2160, in *Gravity, Geoid and Space Missions*, GGSM 2004 IAG International Symposium Porto, Portugal August 30 - September 3, 2004, (Christopher Jekeli, C., Bastos, L., Fernandes, J., editors) p.18 Springer, 2005.

Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K.: An Earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. *General Assembly of the European Geosciences Union*, Vienna, Austria, April, 2008.

Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL), 2018, "Tide Gauge Data", Retrieved 20 Jul. 2018.

<http://www.psmsl.org/data/obtaining/>

Plag, H. P.: The European Sea Level Service (ESEAS) and the ESEAS Research Infrastructure (ESEAS-RI) project: An overview, EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April, 2003.

Poulain, P.M., Menna, M., Mauri, E.: Surface Geostrophic Circulation of the Mediterranean Sea Derived from Drifter and Satellite Altimeter Data, *Journal of Physical Oceanography*, vol.42, is.6, pp.973-990, 2012.

doi: 10.1175/JPO-D-11-0159.1

Ray, R.: A global ocean tide model from Topex/Poseidon altimetry: GOT99.2. NASA Tech Memo 209478, 1999.

<https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/199900089548.pdf>

Rio, M.-H., Poulain, P.-M., Pascual, A., Mauri, E., Larnicol, G., Santoleri, R. : A Mean Dynamic Topography of the Mediterranean Sea computed from altimetric data, in-situ measurements and a general circulation model, *Journal of Marine Systems*, vol.65, is.1-4, pp.484-508, 2007.

doi:10.1016/j.jmarsys.2005.02.006

Rio, M.-H., Pascual, A., Poulain, P. M., Menna, M., Barceló, B., Tintoré, J. : Computation of a new mean dynamic topography for the Mediterranean Sea from model outputs, altimeter measurements and oceanographic in situ data, *Ocean Science*, vol.10, is.4, pp.731-744, 2014a.

doi: 10.5194/os-10-731-2014

Rio, M.H., Mulet, S., Picot, N. : Beyond GOCE for the ocean circulation estimate: Synergetic use of altimetry, gravimetry, and in situ data provides new insight into geostrophic and Ekman currents, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2014b.

doi:10.1002/2014GL061773

Rio, M-H, P. Schaeffer, G. Moreaux, J-M Lemoine, E. Bronner: A new Mean Dynamic Topography computed over the global ocean from GRACE data, altimetry and in-situ measurements, Poster communication at Ocean Obs 09 symposium, Venice, 21-25 September 2009.

Rummel, R.: How to Climb the Gravity Wall, pub. in *Earth Gravity Field from Space – From Sensors to Earth Sciences*, (G.Beutler, M.Drinkwater, R.Rummel, R.Von Steiger, editors), an ISSI Workshop, Bern, Switzerland, 2002.

ISBN 978-94-017-1333-7

Rummel, R. : Principle of satellite altimetry and elimination of radial orbit errors, In: Rummel R., Sansò F. (eds) *Satellite Altimetry in Geodesy and Oceanography*, *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol.50., pp.190-241, Springer, Berlin, Heidelberg, 1993.

doi: 10.1007/BFb0117929

Sandwell, D.T. : Biharmonic spline interpolation of Geos-3 and Seasat altimeter data, *Geophysical Research Letters*, vol.14, is.2, pp.139–142, 1987.

doi:10.1029/GL014i002p00139.

Sandwell, D., Smith, W.: Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, *Journal of Geophysical Research*, vol.114, is.B1, pp.1-18 2009.
doi:10.1029/2008JB006008

Sandwell, D.T.: Antarctic marine gravity field from high-density satellite altimetry, *Geophysical Journal International*, vol.109, no.2, pp.437-448, 1992.
doi: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb00106.x

Schrama, J.O.: The Role of Orbit Errors in Processing of Satellite Altimeter Data, Ph.D. Thesis Technische Univ., Delft (Netherlands), also as: Neth. Geodetic Commission, New Series, vol.33, 1989.

Schutz, B.E., Zwally, H.J. : Overview of the Science Results from ICESat, Proceedings of the 16th International Workshop on Laser Ranging, Poznan, 2008.
<http://cddis.gsfc.nasa.gov/lw16>

Shchepetkin, A.F., McWilliams, J.C.: The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Modelling*, vol.9, is.4, pp.347-404, 2005.
doi: 10.1016/j.ocemod.2004.08.002

Holgate, S.J., Matthews, A., Woodworth, P.L., Rickards, L.J., Tamisiea, M.E., Bradshaw, E., Foden, P.R., Gordon, K.M., Jevrejeva, S., Pugh J., New Data Systems and Products at the Permanent Service for Mean Sea Level, *Journal of Coastal Research*, vol.29, is.3, pp.493-504, 2013.
doi: 10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1.

Simoncelli, S., Fratianni, C., Pinardi, N., Grandi, A., Drudi, M., Oddo, P., Dobricic, S. : Mediterranean Sea physical reanalysis (MEDREA 1987-2015) (Version 1), set. E.U. Copernicus Marine Service Information, 2014.
doi: 10.25423/medsea_reanalysis_phys_006_004

Smith, R.D., Dukowicz, J.K., Malone, R.C.: Parallel ocean general circulation modeling, *Physica D: Nonlinear Phenomena*, vol.60, is.1-4 , pp.38-61, 1992.
doi: 10.1016/0167-2789(92)90225-C

Smith, W., Wessel, P. : Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, vol.55, is.3, pp.293-305, 1990.
doi: 10.1190/1.1442837

Stenseng, L., Andersen, O.B. : Preliminary gravity recovery from CryoSat-2 data in the Baffin Bay, *Advances in Space Research*, vol.50, is.8, pp.1158-1163, 2012.
doi: 10.1016/j.asr.2012.02.029

Stewart, R.H. : Introduction to Physical Oceanography, Texas A & M University, Department of Oceanography, September 2008 Edition, 2008.

https://www.colorado.edu/oelab/sites/default/files/attached-files/stewart_textbook.pdf

Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., Gunter, B., Kang, Z., Nagel, P., Pastor, R., Pekker, T., Poole S., Wang F. : GGM02 - An improved Earth gravity field model from GRACE, *Journal of Geodesy*, vol.79, pp.467-478, 2005.

doi: 10.1007/s00190-005-0480-z

Toggweiler, J.R., Russell, J. : Ocean circulation in a warming climate, *Nature*, vol.451, pp.286-288, 2008.

doi: 10.1038/nature06590

Tscherning, C.C., Forsberg, R., Knudsen, P., The GRAVSOFIT package for geoid determination. In: Holota P, Vermeer M (eds) Proceedings of the first continental workshop on the Geoid in Europe, Prague, pp.327-334, 1992.

Tziavos, I., Andritsanos, V., Forsberg, R., Olesen, A. : Numerical investigation of downward continuation methods for airborne gravity data. In: Jekeli C., Bastos L., Fernandes J. (eds) Gravity, Geoid and Space Missions. International Association of Geodesy Symposia, vol.129. Springer, Berlin, Heidelberg, 2005.

doi: 10.1007/3-540-26932-0_21

Tziavos, I.: Numerical considerations of FFT methods in gravity field modelling, *Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universitat Hannover*, Nr.188, Hannover, 1993.

Van Flandern, T.: Is the gravitational constant changing?, *The Astrophysical Journal*, vol.248, no.2, par.1, pp.813-816, 1981.

Van Flandern, T.: Status of the occultation determination of $G\dot{}$, in *On the measurement of Cosmological variations in gravitational constant* (ed. L. Harpen), University of Florida press, p.21-28, 1978.

Vergos, G., Grigoriadis, V., Kalamoukas, G., Tziavos, I.: Accuracy assessment of the SRTM 90m DTM over Greece and its implications to geoid modelling, In: Tregoning P., Rizos C. (eds) *Dynamic Planet*. International Association of Geodesy Symposia, vol 130. Springer, Berlin, Heidelberg, 2005.

doi: 10.1007/978-3-540-49350-1_46

Wagner, C.A.: Radial Variations of a Satellite Orbit Due to Gravitational Error: Implications for Satellite Altimetry, *Journal of Geophysical Research*, vol.90, is.B4, pp.3027-3036, 1985.

doi: 10.1029/JB090iB04p03027

Wessel, P., Smith, W.H.F. : Free software helps map and display data, EOS Trans. American Geophysical Union, vol.72, is.41, pp.441-446, 1991.

doi: 10.1029/90EO00319

Wessel, P., Smith, W.H.F. : The Generic Mapping Tools (GMT) version 4.5.8 Technical Reference & Cookbook, SOEST/NOAA, 2012.

Zerbini, S., Plag, H., Baker, T., Becker, M., Billiris, H., Biirki, B., Kahle, H., Marson, I., Pezzoli, L., Richter, B., Romagnoli, C., Sztobryn, M., Tomasi, P., Tsimplis, M., Veis, G., Verrone, G.: Sea level in the Mediterranean: a first step towards separating crustal movements and absolute sea-level variations, Global and Planetary Change, vol.14, is.1, pp.1-48, 1996.

doi: 10.1016/0921-8181(96)00003-3

Αλμπανάκης, Κ.: Σημειώσεις διδασκαλίας Φυσικής Ωκεανογραφίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τμήμα Γεωλογίας, 2007.

Αντωνόπουλος, Α.: Πρότυπα υψομετρικών συστημάτων αναφοράς και εφαρμογές τους στον Ελλαδικό χώρο, Διδακτορική Διατριβή, Σχολή Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών, ΕΜΠ, 1999.

Αραμπέλος, Δ., Τζιαβός, Η.: Εισαγωγή στο πεδίο βαρύτητας της Γης, Εκδ. Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Σύγγραμμα για το Τμήμα Αγρ.& Τοπογράφων Μηχανικών του ΑΠΘ, 2007.

Βέης Γ., Μπυλλήρης Χ., Παπαζήση Κ.: Ανώτερη Γεωδαισία, Αθήνα: ΣΑΤΜ ΕΜΠ., Επιφάνειες Αναφοράς, σελ.12-13, 1992.

Βέργος, Γ. : Μελέτη του πεδίου βαρύτητας και της θαλάσσιας τοπογραφίας στον Ελληνικό χώρο με συνδυασμό επίγειων δεδομένων και δεδομένων των νέων δορυφορικών αποστολών CHAMP και GRACE, Διδ.Διατριβή, ΤΑΤΜ, Πολυτεχνική Σχολή ΑΠΘ, 2006.

Γιαννίου, Μ., Μάστορης, Δ.: Το Ελληνικό Σύστημα Εντοπισμού HEPOS, Ενημερωτικό Δελτίο Π.Σ.Α.Τ.Μ., Τεύχος 176, Ιαν.-Φεβρ., 2006.

Γρηγοριάδης, Β.: Γεωδαιτική και γεωφυσική προσέγγιση του πεδίου βαρύτητας της Γης και εφαρμογές στον Ελληνικό χώρο, Διδ.Διατριβή, ΤΑΤΜ, Πολυτεχνική Σχολή ΑΠΘ, 2009.

Ζερβάκης, Β.: Σημειώσεις διδασκαλίας μαθήματος Εισαγωγή στη Δυναμική Ωκεανογραφία, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Τμήμα Επιστημών της Θάλασσας, 2007.

Κατσάμπαλος, Κ., Τζιαβός, Η.: Φυσική Γεωδαισία, Εκδ. Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Σύγγραμμα για το Τμήμα Αγρ.& Τοπογράφων Μηχανικών του ΑΠΘ, 1991.

Νίττης, Κ., Χρόνης, Γ. : Εισαγωγικές Σημειώσεις στην Επιχειρησιακή Ωκεανογραφία, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Τμήμα Επιστημών της Θάλασσας, 2005.

Περιβολιώτης, Λ.: Επικοινωνία με Ελληνικό Κέντρο Θαλασσίων Ερευνών μέσω e-mail, Ε.Κ.Θ.Ε., Αθήνα, 2010.

Σουκισιάν, Τ.: Ωκεάνια κυκλοφορία και το φαινόμενο El Niño, Ε.Κ.Θ.Ε., 2009.

Συλαιός, Γ.: Φυσική Ωκεανογραφία, Δημοκρίτειο Πανεπιστήμιο Θράκης, Πολυτεχνική Σχολή Θράκης, Ξάνθη, 2006.

Τζιαβός, Η., προσωπική επικοινωνία, 2015.

Χουσιανίτης, Κ.: Επικοινωνία μέσω e-mail σχετικά με τους λειτουργούντες μόνιμους σταθμούς GPS σε παλιρροιογράφους του ΓΕ.ΙΝ. του Ε.Α.Α., 2020.

Χουσιανίτης, Κ.: Προσωπική επικοινωνία σχετικά με τους εγκατεστημένους μόνιμους σταθμούς GPS σε παλιρροιογράφους, ΓΕ.ΙΝ., Ε.Α.Α., Αθήνα, 2018.