

5.1 Ορισμός της στάθμης θάλασσας (sea-level)

Τόσο ο ορισμός όσο και ο καθορισμός της θαλάσσιας στάθμης (sea-level) είναι πολύ δύσκολος διότι η επιφάνεια των θαλασσών και των ωκεανών δεν είναι επίπεδη αφού επηρεάζεται σε σημαντικό βαθμό από πολλές διεργασίες τόσο μικρής όσο και μεγάλης περιόδου. Η θαλάσσια στάθμη ορίζεται σαν το μέσο ύψος της επιφάνειας της θάλασσας. Δημιουργείται όμως το ερώτημα για ποια χρονική περίοδο θα πρέπει να εκτιμηθεί η μέση τιμή. Υπάρχουν διεργασίες πολύ μικρής περιόδου που μεταβάλλουν την επιφάνεια της θάλασσας, όπως είναι ο κυματισμός του οποίου η περίοδος φθάνει τα 15 sec. Υπάρχουν όμως και διακυμάνσεις του επιπέδου της επιφάνειας της θάλασσας, όπως για παράδειγμα αυτές που οφείλονται στις αστρονομικές παλίρροιες, που διαρκούν περισσότερο (από 4 ή 6 ώρες μέχρι 15 ημέρες, 3 μήνες ακόμη και 18,3 έτη). Οι διακυμάνσεις αυτές θα πρέπει να ληφθούν υπόψη στον καθορισμό της θαλάσσιας στάθμης. Επίσης θα πρέπει να ληφθούν υπόψη διακυμάνσεις που οφείλονται σε φαινόμενα όπως η είσοδος μεγάλης ποσότητας νερού των ποταμών στη θάλασσα που σε ορισμένες περιπτώσεις μεταβάλλει σημαντικά το επίπεδο της θαλάσσιας επιφάνειας. Για παράδειγμα ο ποταμός Γάγγης (Ganges) κατά τη διάρκεια των θερινών μουσώνων, που οι βροχοπτώσεις είναι ιδιαίτερα αυξημένες στη νοτιοανατολική Ασία, προκαλεί μια αύξηση της στάθμης της θάλασσας κατά 1 m στον κόλπο της Βεγγάλης όπου εκβάλλει. Άλλοι μηχανισμοί μικρής περιόδου που προκαλούν διακυμάνσεις της θαλάσσιας επιφάνειας είναι τα ρεύματα άντλησης (upwelling), τα ρεύματα μεγάλου βάθους καθώς και τοπικές διαφοροποιήσεις της αλατότητας του θαλάσσιου νερού. Όλες αυτές οι μεταβολές του επιπέδου της θαλάσσιας επιφάνειας δημιουργούν πρόβλημα στον ακριβή καθορισμό της θαλάσσιας στάθμης. Τα αίτια των μικρής χρονικής κλίμακας μεταβολών αναφέρθηκαν σε προηγούμενα κεφάλαια. Το κεφάλαιο αυτό ασχολείται με τις μεταβολές που αφορούν μεγάλες χρονικές περιόδους. Όταν γίνεται αναφορά σε μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης σε μεγάλες χρονικές περιόδους εννοούνται οι μακράς διάρκειας (της τάξης των χιλιάδων ετών) διακυμάνσεις του επιπέδου της θαλάσσιας επιφάνειας, που όπως θα αναλυθεί στη συνέχεια, οφείλονται κυρίως σε ευστατικά και τοπικά αίτια (όπως είναι ο τεκτονισμός και η ισοστασία).

Ο όρος σχετική στάθμη θάλασσας (relative sea-level) αναφέρεται στο επίπεδο της θαλάσσιας επιφάνειας σε

σχέση με την ξηρά. Η άνοδος της θαλάσσιας στάθμης ή η βύθιση της ξηράς έχει σαν αποτέλεσμα μια θετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης δηλαδή την κατάκλυση τμήματος της ξηράς από τη θάλασσα. Αυτή η θετική μεταβολή ονομάζεται επίκλυση (transgression). Αντίθετα απόσυρση (regression) ονομάζεται η αρνητική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης που είναι αποτέλεσμα της πτώσης του επιπέδου της θάλασσας ή της τεκτονικής ή ισοστατικής ανύψωσης της ξηράς. Αποτέλεσμα της απόσυρσης είναι η ανάδυση μιας περιοχής.

5.2 Αίτια μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης

Κατά καιρούς έχουν διατυπωθεί αρκετές απόψεις για την ερμηνεία των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης. Μια από αυτές θεωρεί υπεύθυνη την ανύψωση του θαλάσσιου πυθμένα εξαιτίας της ιζηματογένεσης (της απόθεσης δηλαδή ιζημάτων στον βυθό των ωκεανών) που έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταβολή των διαστάσεων και συνεπώς του όγκου των ωκεάνιων και θαλάσσιων λεκανών. Ερμηνείες αυτού του είδους δεν μπορούν από μόνες τους να εξηγήσουν ικανοποιητικά τις μεγάλης κλίμακας μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης που συνέβησαν κατά το παρελθόν και που αποδεικνύονται σήμερα από τα ίχνη που έχουν αφήσει (απολιθωμένες ακτογραμμές π.χ. με τη μορφή θαλάσσιων αναβαθμίδων (marine terraces) ή διαβρωσιγενών γεωμορφών) σε διάφορες παράκτιες περιοχές της γης.

Σήμερα θεωρείται ότι η αιτία που ευθύνεται σχεδόν αποκλειστικά για τις μεγάλης κλίμακας παγκόσμιες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης είναι η αυξομειώση του όγκου του θαλάσσιου νερού εξαιτίας των αλλαγών που σημειώθηκαν στις κλιματολογικές συνθήκες του πλανήτη. Έχει αποδειχθεί ότι η ιστορία της γης χαρακτηρίζεται από εναλλαγές παγετωδών (glacial) και μεσοπαγετωδών (interglacial) περιόδων. Κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων μεγάλη ποσότητα του νερού των ωκεανών συσσωρεύεται και δεσμεύεται με τη μορφή πάγου στην επιφάνεια της ξηράς προκαλώντας παγκοσμίως την πτώση της θαλάσσιας στάθμης. Αντίστροφα κατά τη διάρκεια των μεσοπαγετωδών περιόδων, που χαρακτηρίζονται από μια αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα σε παγκόσμια κλίμακα, οι πάγοι λιώνουν με αποτέλεσμα μεγάλη ποσότητα νερού να επιστρέφει από την ξηρά στη θάλασσα ανεβάζοντας τη στάθμη. Η διεργασία αυτή ονομάζεται παγετο-ευστατισμός (glacio-eustatism) ή ευστατισμός (eustatism). Οι



(α)



(β)

Φωτο 5.1 Το ξενοδοχείο Limón στην Costa Rica (α) πριν και (β) μετά από μια σεισμική δόνηση μεγάλης έντασης. Ο σεισμός είχε σαν αποτέλεσμα την κατά 2 m τεκτονική ανύψωση της κοραλλιογενούς ακτής πάνω στην οποία ήταν θεμελιωμένο το ξενοδοχείο. (φωτογραφίες: Richard Kesel)

μεταβολές του επίπεδου της θαλάσσιας στάθμης που παρατηρούνται παγκοσμίως και οφείλονται στις διακυμάνσεις της ποσότητας του νερού των ωκεανών ονομάζονται ευστατικές μεταβολές.

Σε τοπική κλίμακα οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης μπορεί εκτός από τον ευστατισμό να οφείλονται και σε τοπικά αίτια που έχουν σαν αποτέλεσμα τη μεταβολή (ανύψωση ή βύθιση) της ξηράς (φωτο 5.1α, 5.1β). Οι μεταβολές που οφείλονται στην ανύψωση ή βύθιση της ξηράς εξαιτίας τεκτονικών ή ισοστατικών ανοδικών ή καθοδικών κινήσεων θεωρούνται τοπικές. Ο όρος παγετο-ισοστασία (glacio-isostasy) αφορά τις ανοδικές και καθοδικές κινήσεις της ξηράς που οφείλονται στην αυξομείωση του βάρους των πάγων που την καλύπτουν κατά τις παγετώδεις και μεσοπαγετώδεις περιόδους. Η μεταφορά νερού από τους ωκεανούς στην επιφάνεια της ξηράς με τη μορφή πάγου έχει σαν αποτέλεσμα (εκτός από την πτώση της θαλάσσιας στάθμης παγκοσμίως) την ταπείνωση της επιφάνειας της ξηράς λόγω του μεγάλου βάρους των καλυμμάτων πάγου. Έχει διαπιστωθεί ότι η ταπείνωση αυτή ισούται με το ένα τρίτο του μέγιστου πάχους του πάγου που δημιουργείται. Αντίστροφα κατά την τήξη των πάγων σημειώνεται μια ανύψωση της ξηράς λόγω της μείωσης του βάρους των πάγων που την καλύπτουν.

Στις περισσότερες περιπτώσεις είναι δύσκολο να διευκρινιστεί αν οι παρατηρούμενες σε μια παράκτια περιοχή μεταβολές οφείλονται σε ευστατικά ή σε τοπικά αίτια. Συνήθως το τελικό αποτέλεσμα είναι συνδυασμός των δύο διεργασιών και δύσκολα απομονώνονται τα αποτελέσματα του ευστατισμού ή του τεκτονισμού και της ισοστασίας αντίστοιχα. Πρόσφατα η έρευνα έχει καταλήξει στη σχεδίαση καμπυλών που απεικονίζουν την παγκόσμια μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης συναρτήσει του χρόνου λόγω του ευστατισμού (eustatic sea-level curves) για την περίοδο του Τεταρτογενούς.

5.2.1 Η αστρονομική θεωρία (περί των παγετώνων)

Τα αίτια των αλλαγών των κλιματολογικών συνθηκών του πλανήτη που είχαν σαν αποτέλεσμα την εναλλαγή παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων είναι αστρονομικά και ερμηνεύονται με την "αστρονομική θεωρία (περί των παγετώνων)". Η θεωρία αυτή πρωτοδιατυπώθηκε το 1864 από το Σκωτσέζο James Croll. Σήμερα είναι γνωστή ως "το μοντέλο του Milankovic" από το όνομα του Γιουγκοσλάβου αστρονόμου που βελτίωσε τη θεωρία αυτή, τη δεκαετία του 1930. Στη δεκαετία του 1980, αποδείχθηκε ότι οι ρυθμοί των εποχών των παγετώνων, συνδέονται με μεταβολές του προσανατολισμού της γης κατά την κίνησή της γύρω από τον ήλιο.

Η μεταβολή στη διεύθυνση του γήινου άξονα είναι ένας πολύπλοκος συνδυασμός τριών κινήσεων. Συνδυάζοντας τις τρεις αυτές κινήσεις μπορεί να βρεθεί σε ποιες περιόδους συγκεκριμένα τμήματα της γης δέχονταν μικρότερα ποσά ηλιακής ενέργειας οπότε είναι πιθανό να υπήρχε μια υπερανάπτυξη παγετώνων.

■ **1η κίνηση:** Η κλόνιση της γης, κατά την οποία ο άξονάς της διαγράφει σε κάτοψη έναν κύκλο με περίοδο 19.000 ως 23.000 έτη. Οφείλεται στη βαρυτική έλξη που ασκεί ο ήλιος και η σελήνη πάνω στο ισημερινό εξόγκωμα της γης. Δεν επηρεάζει σημαντικά τις εποχιακές εναλλαγές σε διάστημα ενός αιώνα, όμως η επιρροή γίνεται σημαντική σε διάστημα χιλιάδων ετών.

■ **2η κίνηση:** Μεταβολή της κλίσης του γήινου άξονα. Η γωνία μεταξύ του άξονα της γης και της κάθετης στο επίπεδο της γήινης τροχιάς, (επίπεδο της εκλειπτικής), μειώνεται ελαφρά και στη συνέχεια αυξάνει σε διάστημα 41.000 ετών. Η διαφορά μεταξύ των δύο ακραίων θέσεων, είναι μόνο 3° περίπου, (από 21,8° ως 24,4°), αρκεί όμως για να μεταβάλλει το ποσό της

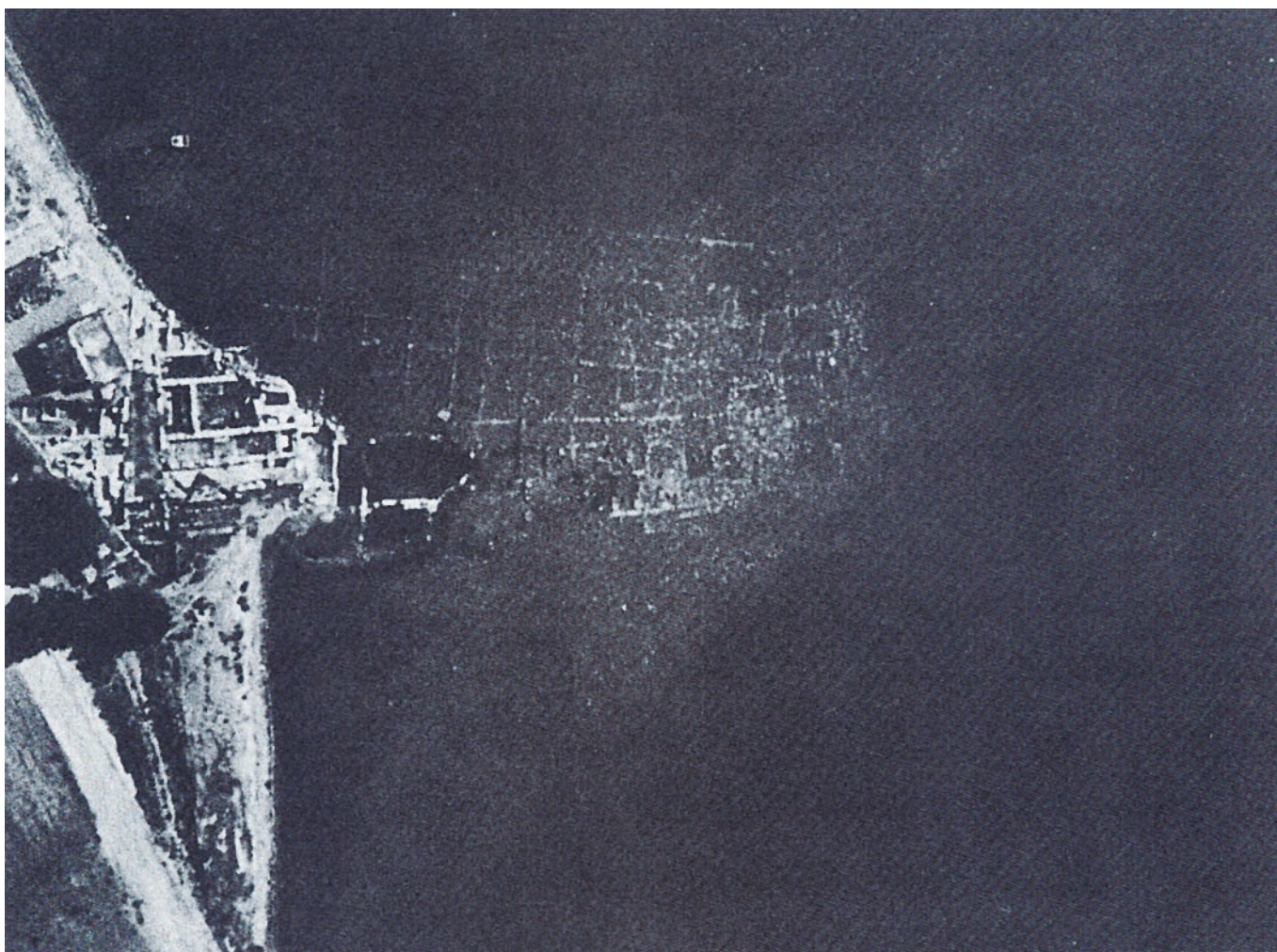
ηλιακής ενέργειας που φτάνει σε τμήματα της γήινης επιφάνειας. Όσο μεγαλύτερη είναι η κλίση, τόσο περισσότερο έντονη είναι η διαφορά μεταξύ των χαρακτηριστικών των εποχών. Σήμερα βρισκόμαστε στο μέσο περίπου, ($23,4^\circ$), και ελαττώνεται, γι' αυτό οι κλιματικές διαφορές μεταξύ χειμώνα και καλοκαιριού είναι μικρότερες.

- **3η κίνηση:** Κάθε 100.000 χρόνια η τροχιά της γης γύρω από τον ήλιο μεταβάλλεται από ελλειπτική σε σχεδόν κυκλική, και στη συνέχεια ξαναγίνεται ελλειπτική, εξαιτίας της επιρροής που ασκούν οι γύρω πλανήτες. Όταν η τροχιά είναι κυκλική η γη δέχεται όλες τις ημέρες του έτους το ίδιο ποσό ηλιακής θερμότητας. Όταν όμως είναι ελλειπτική κάποιες ημέρες του έτους ο πλανήτης δέχεται περισσότερη θερμότητα. Σήμερα η γη βρίσκεται πιο κοντά στον ήλιο όταν το βόρειο ημισφαίριο έχει χειμώνα και το νότιο καλοκαίρι ενώ βρίσκεται πιο μακριά από τον ήλιο όταν το βόρειο ημισφαίριο έχει καλοκαίρι. Πριν από 50.000 χρόνια συνέβαινε το αντίστροφο.

5.3 Ενδείξεις μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης

Όπως έχει ήδη αναφερθεί οι μεταβολές της στάθμης της θάλασσας διαμέσου του χρόνου μπορούν να αποτυπωθούν με διάφορους τρόπους στις παράκτιες περιοχές. Οι δείκτες που αποτελούν ενδείξεις του ύψους στο οποίο βρισκόταν η στάθμη της θάλασσας στο παρελθόν μπορούν να έχουν τις ακόλουθες μορφές:

- **Γεωμορφές διάβρωσης**, όπως είναι οι θαλάσσιες εγκοπές (marine notches) που αναπτύσσονται στη βάση του μετώπου των παράκτιων κρημνών και έχουν δημιουργηθεί από τη συνδυασμένη δράση του κυματισμού και της βιολογικής δραστηριότητας οργανισμών, θαλάσσια σπήλαια (sea caves) και αψίδες (arches), παράκτιοι διαβρωσιγενείς πάγκοι (shore platforms) και θαλάσσιες αναβαθμίδες (marine terraces). Όταν οι διαβρωσιγενείς αυτές μορφές είναι ανενεργές (απολιθωμένες), εμφανίζονται δηλαδή πάνω ή κάτω από το επίπεδο στο οποίο ανάλογες γεωμορφές σχηματίζονται σήμερα, αποτελούν ένδειξη μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης από την περίοδο σχηματισμού τους.



Φωτο 5.2 Αεροφωτογραφία του αρχαιολογικού χώρου των Κεχραιών που αποτελούσε το ανατολικό (στον Σαρωνικό κόλπο) λιμάνι της αρχαίας Κορίνθου. Φαίνονται τα βυθισμένα ερείπια του νότιου μώλου του λιμανιού σε βάθος από -1,9 έως -4,0 m. (πηγή: Maroukian et al., 2005)

- **Γεωμορφές απόθεσης**, όπως είναι οι ψηφιδωπαγείς αιγιαλοί ή ακτόλιθοι (beachrocks), οι παραλιακές ράχες (beach ridges), τα παλιρροιακά πεδία (tidal flats) ή οι κοραλλιογενείς σχηματισμοί που όπως και οι γεωμορφές διάβρωσης, που αναφέρθηκαν πριν, βρίσκονται πάνω ή κάτω από τη σημερινή θάλασσα στάθμη.
- **Βιολογικοί δείκτες**, όπως είναι διάφοροι οργανισμοί ή υπολείμματα οργανισμών (κοράλλια, διάφορα είδη οστράκων, κελύφη μαλακίων, σκώληκες) ή βιοδηλωτικά ίχνη οργανισμών, που όταν είναι ζωντανοί ζουν σε γνωστά παλιρροιακά επίπεδα και σήμερα βρίσκονται απολιθωμένοι σε διαφορετικό ύψος, λόγω των μεταβολών της θάλασσας στάθμης που συνέβησαν μετά το θάνατό τους. Η εμφάνιση στη σημερινή τους θέση σαν απολιθώματα είναι ένδειξη της θέσης της παλαιάς ακτογραμμής, όταν δηλαδή οι οργανισμοί ήταν εν ζωή.
- **Αρχαιολογικά ευρήματα**, πολλές φορές μπορεί να είναι σημαντικές ενδείξεις μεταβολών της θάλασσας στάθμης. Για παράδειγμα αρχαίες πόλεις ή αρχαίες λιμενικές εγκαταστάσεις (φωτο 5.2), που έχουν ανυψωθεί και βρίσκονται πάνω από τη σημερινή στάθμη ή αντίστροφα βρίσκονται υποθαλάσσια ή είναι καλυμμένες από ιζήματα, μαρτυρούν ότι κατά την περίοδο που βρίσκονταν σε ακμή, η επιφάνεια της θάλασσας βρισκόταν σε διαφορετικό από το σημερινό της επίπεδο.
- **Ιστορικά στοιχεία και καταγραφές**, που συνήθως αποτελούν δείκτες πιο πρόσφατων μεταβολών. Περιλαμβάνουν παλαιές καταγραφές μετρήσεων παλιρροιογράφων που αφορούν μια χρονική περίοδο διάρκειας μεγαλύτερης των 100 ετών και είναι διαθέσιμες για μερικές μόνο περιοχές της γης (όπως για παράδειγμα η βορειοδυτική Γαλλία).

5.3.1 Απόλυτη και σχετική χρονολόγηση των ενδείξεων (σημείων – δεικτών) θαλάσσιας στάθμης του παρελθόντος

Κατά τη μελέτη των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας σε μια παράκτια περιοχή δεν αρκεί μόνο η αναγνώριση και χαρτογράφηση των ενδείξεων – δεικτών. Η σχεδίαση της τοπικής καμπύλης των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης συναρτήσει του χρόνου προϋποθέτει την ακριβή γνώση της απόλυτης ηλικίας του δείκτη καθώς και του ακριβούς υψόμετρου στο οποίο βρίσκεται σήμερα.

Στην περίπτωση που οι δείκτες της στάθμης θάλασσας του παρελθόντος είναι αρχαιολογικά ευρήματα ή ιστορικά στοιχεία η χρονολόγησή τους είναι ακριβής και βασίζεται στην περίοδο από την οποία προέρχονται. Για τον προσδιορισμό όμως της ηλικίας των "φυσικών" δεικτών θαλάσσιας στάθμης πρέπει να χρησιμοποιηθούν εργαστηριακές μέθοδοι χρονολόγησης. Η μέθοδος που θα επιλεγεί για τη χρονολόγηση ενός σημείου - δείκτη θαλάσσιας στάθμης εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τη

φύση και το είδος (αν δηλαδή πρόκειται για γεωμορφή διάβρωσης ή απόθεσης, οργανικό υλικό, συνδετικό υλικό ή ιζημα) του δείκτη στάθμης θάλασσας που μελετάται σε κάθε περίπτωση.

Συνήθως οι γεωμορφές θαλάσσιας διάβρωσης είναι δύσκολο να χρονολογηθούν σε απόλυτες τιμές, δηλαδή να προσδιορισθεί μια ακριβής ηλικία σε έτη πριν από σήμερα. Σε αρκετές περιπτώσεις επιχειρείται ο προσδιορισμός των σχετικών ηλικιών (Haslett & Curr, 1998). Σχετική ηλικία είναι ο καθορισμός σε μια σειρά γεωμορφών του ποια από αυτές είναι παλαιότερη και ποια νεότερη, χωρίς να προσδιορισθούν οι πραγματικές τους ηλικίες. Κάτι τέτοιο έχει επιχειρηθεί σε θαλάσσιες διαβρωσιγενείς αναβαθμίδες (erosional shore platforms) του Τεταρτογενούς στη Γαλλία. Το κριτήριο για τη σχετική τους χρονολόγηση ήταν ο βαθμός και τα χαρακτηριστικά της αποσάθρωσης της επιφάνειάς τους, δεδομένου ότι όλες αναπτύσσονται στα ίδια γρανιτικά πετρώματα. Γίνεται δηλαδή αποδεκτό ότι οι ηλικιακά παλαιότερες επιφάνειες, επειδή ήταν εκτεθειμένες στη δράση των εξωγενών διεργασιών για μεγαλύτερο χρονικό διάστημα, θα πρέπει να έχουν υποστεί μεγαλύτερη διάβρωση απ' ό,τι οι επιφάνειες που δημιουργήθηκαν από μεταγενέστερες στάθμες θάλασσας. Οι γεωμορφές διάβρωσης μπορούν να χρονολογηθούν εύκολα αν υπάρχουν βιολογικά κατάλοιπα που σχετίζονται με αυτές, όπως είναι για παράδειγμα απολιθωμένα όστρακα που βρίσκονται πάνω στις διαβρωσιγενείς επιφάνειες.

5.3.1.1 Μέθοδοι χρονολόγησης

5.3.1.1.1 Χρονολόγηση με ραδιενεργό ^{14}C

Για μεταβολές στη στάθμη της θάλασσας που συνέβησαν στο Ανώτερο Τεταρτογενές η μέθοδος απόλυτης χρονολόγησης που χρησιμοποιείται συχνότερα είναι η μέθοδος της χρονολόγησης με ραδιενεργό ^{14}C . Το ραδιενεργό ισότοπο ^{14}C στη φύση υπάρχει στην ατμόσφαιρα και ενσωματώνεται σε όλους τους ζωντανούς οργανισμούς στην ίδια συγκέντρωση με την οποία υπάρχει στον ατμοσφαιρικό αέρα. Μετά το θάνατο του οργανισμού σταματά η επικοινωνία του με την ατμόσφαιρα οπότε ο ^{14}C υπόκειται σε ραδιενεργό αποσύνθεση - διάσπαση. Η μέθοδος της χρονολόγησης με ^{14}C βασίζεται στη διάσπαση αυτού του ραδιενεργού ισότοπου του άνθρακα και χρονολογεί ανθρακικά υλικά που έχουν διατηρηθεί όπως είναι ξύλα, κάρβουνα, οστά, τύρφες, φυτικά υπολείμματα και κελύφη οργανισμών. Το χρονικό διάστημα που απαιτείται ώστε να διασπαστεί η μισή ποσότητα του ^{14}C ονομάζεται χρόνος ημιζωής ή χρόνος ημίσειας ζωής. Ο χρόνος ημιζωής του άνθρακα μετρήθηκε το 1940 και βρέθηκε να είναι 5.568 έτη. Οπότε μετρώντας το ποσό του ^{14}C που έχει απομείνει σε ένα δείγμα μπορεί να εκτιμηθεί το χρονικό διάστημα που πέρασε από τον θάνατό του. Σήμερα είναι γνωστό ότι ο χρόνος ημίσειας ζωής του ^{14}C είναι στην πραγματικότητα 5.730 ± 40 έτη

(Berger, 1970). Εντούτοις η αρχική εκτίμηση χρησιμοποιείται ακόμη έτσι ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση με ηλικίες που έχουν προκύψει από την εφαρμογή της μεθόδου πριν τη νέα εκτίμηση.

Υπάρχουν δύο τρόποι μέτρησης του ^{14}C σε ένα δείγμα. Ένας τρόπος είναι η τεχνική "conventional" όπου μετρώνται ραδιενεργά σωματίδια (particles) που εκπέμπτηκαν από το δείγμα. Ο άλλος τρόπος είναι η απευθείας μέτρηση των ατόμων ^{14}C σε ένα δείγμα χρησιμοποιώντας μια τεχνική που ονομάζεται A.M.S. (A.M.S. = Accelerator Mass Spectrometry) (Mannion, 1999). Η τεχνική A.M.S. είναι περισσότερο ακριβής διότι η μέτρηση γίνεται άμεσα και δε βασίζεται σε εκπομπές ραδιενεργών σωματιδίων ενώ επιπλέον έχει το πλεονέκτημα ότι μπορεί να εφαρμοσθεί σε δείγματα πολύ μικρού βάρους.

Παρότι οι τεχνικές χρονολόγησης με ραδιενεργό ^{14}C έχουν χρησιμοποιηθεί εκτεταμένα κατά το παρελθόν και χρησιμοποιούνται αρκετά και σήμερα, τα αποτελέσματά τους έχουν κάποιο βαθμό αβεβαιότητας. Μελέτες δενδροχρονολόγησης των αυξητικών δακτυλίων δένδρων έδειξαν ότι τα έτη ραδιοχρονολόγησης δεν είναι ισοδύναμα με τα ημερολογιακά έτη. Πέραν των 2.000 ετών πριν από σήμερα φαίνεται ότι η ραδιοχρονολόγηση με άνθρακα δίνει νεότερες ηλικίες από τις πραγματικές. Για παράδειγμα μια ηλικία 6.000 έτη πριν από σήμερα, που έχει προκύψει από ραδιοχρονολόγηση με άνθρακα, στην πραγματικότητα βρίσκεται πλησιέστερα στα 7.000 ημερολογιακά έτη πριν από σήμερα. Για το λόγο αυτό τα έτη ραδιοχρονολόγησης με άνθρακα έχουν βαθμονομηθεί (calibrated) και δίνονται σαν ημερολογιακά έτη πριν από σήμερα (cal. Yrs B.P.). Η ένδειξη cal. σημαίνει ότι η ηλικία είναι βαθμονομημένη. Απαιτείται λοιπόν ιδιαίτερη προσοχή όταν επιχειρείται η σύγκριση μεταξύ ηλικιών που έχουν προκύψει από την εφαρμογή της ραδιοχρονολόγησης με άνθρακα και έχουν δημοσιευθεί σε παλαιότερες έρευνες και ηλικιών που είναι αποτέλεσμα της πρόσφατης εφαρμογής της μεθόδου. Επίσης όλες οι ηλικίες ραδιοχρονολόγησης με άνθρακα έχουν ένα περιθώριο σφάλματος και πάντα δίνονται με ένα περιθώριο ($\pm$) κάποιων ετών.

Ιδιαίτερη προσοχή απαιτεί αρχικά η συλλογή ενός δείγματος για ραδιοχρονολόγηση με ^{14}C και στη συνέχεια η επιλογή του ποια δείγματα από αυτά που συλλέχθηκαν στο ύπαιθρο θα σταλούν στο εργαστήριο για να προσδιορισθεί η ηλικία τους. Ένα από τα σημαντικά προβλήματα στη ραδιοχρονολόγηση με ^{14}C είναι η πιθανότητα μόλυνσης του δείγματος. Η μόλυνση αφορά την ανάμειξη του δείγματος με υλικά των οποίων η ηλικία είναι μεταγενέστερη ή παλαιότερη της απόθεσης από την οποία γίνεται η δειγματοληψία και της οποίας επιχειρείται η χρονολόγηση. Για παράδειγμα μπορεί οι ρίζες νεότερων ή ακόμη και σύγχρονων φυτών να φθάνουν μέχρι το βάθος στο οποίο βρίσκονται οι οργανικές αποθέσεις τύρφης από τις οποίες λαμβάνεται το δείγμα για χρονολόγηση, ουσιαστικά μολύνοντάς το. Επιπλέον

είναι πιθανό σε περιοχές που επικρατούν ανθρακικά πετρώματα να υπάρχουν στο νερό διαλυμένα ανθρακικά στοιχεία που μπορεί να αποτεθούν με τη μορφή ανθρακικού ασβεστίου στους πόρους (κενά) του ιζήματος που θα χρονολογηθεί. Στην περίπτωση αυτή ο σταθερός άνθρακας που είναι πολύ παλαιός και προέρχεται από τα ανθρακικά πετρώματα εμπλουτίζει το δείγμα προκαλώντας σφάλμα στη χρονολόγηση, που ονομάζεται "σφάλμα σκληρού νερού".

Πρέπει επίσης να ληφθεί υπόψη σοβαρά ο τρόπος σχηματισμού του ανθρακικού υλικού που θα ληφθεί σαν δείγμα για χρονολόγηση. Για παράδειγμα ένας ορίζοντας τύρφης (οργανικό υλικό που έχει προκύψει από την αποσύνθεση φυτών σε αναγωγικό, συνήθως ελώδες, περιβάλλον) μπορεί να θεωρηθεί αυτόχθονος δηλαδή εμφανίζεται σήμερα στη θέση που σχηματίστηκε και παρέχει μια ακριβή χρονολόγηση για την απόθεση. Αντίθετα τα κελύφη οργανισμών ή θραύσματα οργανικών υλικών, που βρίσκονται μέσα σε μία απόθεση άμμου, υπάρχει μεγάλη πιθανότητα να είναι αλλόχθονα υλικά. Να αποτελούν δηλαδή υλικά που έχουν μεταφερθεί με διάφορους τρόπους, όπως με το νερό ή τον άνεμο, και στη συνέχεια αποτέθηκαν στη θέση που τα βρίσκουμε σήμερα, οπότε το κελύφος του οργανισμού και συνεπώς ο άνθρακας μπορεί να είναι κατά πολύ παλαιότερος από την απόθεση μέσα στην οποία τελικά έχει ενσωματωθεί. Δεδομένου ότι το οικονομικό κόστος της χρονολόγησης με ραδιενεργό ^{14}C είναι σχετικά υψηλό, πρέπει να λαμβάνονται υπόψη σοβαρά όλα τα παραπάνω ζητήματα κατά την επιλογή των τελικών δειγμάτων που θα αποσταλούν στο εργαστήριο ώστε τα αποτελέσματα να είναι όσο γίνεται περισσότερο αξιόπιστα.

Η διάσπαση του ραδιενεργού ισότοπου του ^{14}C , όπως αναφέρθηκε παραπάνω, είναι σχετικά γρήγορη οπότε η μέθοδος ραδιοχρονολόγησης με ^{14}C δεν μπορεί να εφαρμοσθεί σε υλικά παλαιότερα των περίπου 60.000 ετών. Ουσιαστικά ακόμη και υλικά παλαιότερα των 20.000 ετών είναι πολύ πιθανό να δώσουν λανθασμένες ηλικίες με την εφαρμογή της μεθόδου αυτής.

5.3.1.1.2 Άλλες μέθοδοι χρονολόγησης

Για αποθέσεις ηλικίας μεγαλύτερης των 60.000 ετών απαιτείται η χρήση εναλλακτικών μεθόδων χρονολόγησης. Για παράδειγμα η χρονολόγηση των παλαιών ακτογραμμών του Πλειστόκαινου απαιτεί μεθόδους ραδιοχρονολόγησης που να μπορούν να προσδιορίζουν ηλικίες παλαιότερες των 40.000 ετών. Μία από τις μεθόδους που χρησιμοποιείται ευρύτατα είναι αυτή του θορίου - ουρανίου ($^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$). Η λογική της μεθόδου χρονολόγησης με ουράνιο είναι παρόμοια με αυτή της μεθόδου ραδιοχρονολόγησης με άνθρακα. Δηλαδή και αυτή η μέθοδος βασίζεται στη ραδιενεργό διάσπαση των ισότοπων όμως του ουρανίου, του θορίου και του ραδονίου σε ένα σταθερό ισότοπο του μολύβδου. Η διεργασία διάσπασης είναι πολύ μεγαλύτερης διάρκειας, οπότε με

την τεχνική αυτή μπορούν να χρονολογηθούν αρκετά παλαιότερες αποθέσεις που σχετίζονται με ουράνιο, συμπεριλαμβανομένων και ανθρακικών υλικών όπως κοράλλια και αποθέσεις θαλάσσιων σπηλαίων (Mannion, 1999). Η μέθοδος του θορίου - ουρανίου ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) επιτρέπει τη χρονολόγηση θραυσμάτων κοραλλιών ηλικίας μέχρι και 500.000 ετών B.P. (πριν από σήμερα). Η αρχή της μεθόδου είναι η σύγκριση των σχετικών ποσοτήτων του ραδιενεργού ισότοπου ^{230}Th και εκείνου του ^{234}U . Το ^{230}Th αυξάνεται στα ανθρακικά κοράλλια από 0 κατά το θάνατο του οργανισμού μέχρι να βρεθεί σε μια ισορροπία με το ισότοπο του ^{234}U στα 500.000 έτη μετά το θάνατό του.

Μια συνηθισμένη σήμερα μέθοδος για τη σχετική χρονολόγηση παλαιότερων Τεταρτογενών παράκτιων ιζημάτων είναι αυτή του επιμερισμού αμινοξέων (Amino Acid Racemisation) (A.A.R.) (Lowe & Walker, 1997). Για την εφαρμογή αυτής της μεθόδου απαιτείται υλικό από απολιθωμένα κελύφη μαλακίων, συνήθως αυτών που απαντώνται σε αποθέσεις απολιθωμένων αιγιαλών, όπως μύδια, κυδώνια και θαλάσσια σαλιγκάρια στα οποία μπορούν να βρεθούν αμινοξέα. Τα αμινοξέα εξακολουθούν να υπάρχουν στα κελύφη αρκετό καιρό μετά το θάνατο των οργανισμών αλλά με την πάροδο του χρόνου μετατρέπονται από L-μορφές (L-isoleucine) σε D-μορφές (D-alloisoleucine) που δεν είναι πρωτεϊνικές. Έτσι η αναλογία L/D δείχνει το χρονικό διάστημα που έχει περάσει από το θάνατο του οργανισμού. Αυτή η μέθοδος χρονολόγησης έχει εφαρμοσθεί στη χερσόνησο Gower στην Ουαλία (Davies, 1983) και διακρίθηκαν υπολείμματα αιγιαλών που αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια διαφορετικών μεσοπαγετωδών περιόδων του Τεταρτογενούς. Πρέπει να τονισθεί ότι η τεχνική αυτή αποτελεί μια μέθοδο σχετικής και όχι απόλυτης χρονολόγησης.

Σήμερα με την εφαρμογή κατάλληλων τεχνικών είναι εφικτή η χρονολόγηση δειγμάτων ακόμη και όταν απουσιάζουν οργανικά υπολείμματα. Η περισσότερο διαδεδομένη και συχνότερα χρησιμοποιούμενη σε παράκτιες μελέτες μέθοδος είναι η χρονολόγηση με θερμοφωταύγεια (ThermoLuminiscence (TL)) (Bryant et al., 1997). Η μέθοδος αυτή βασίζεται στη διαπίστωση ότι κρυσταλλικά τεμαχίδια - κόκκοι ιζήματος, όπως οι κόκκοι άμμου από χαλαζία, απελευθερώνουν ενέργεια θερμοφωταύγειας (thermoluminescent) όταν εκτίθεται στο ηλιακό φως (όπως για παράδειγμα όταν κείτονται σε έναν αιγιαλό ή στην επιφάνεια παράκτιων αμμοδών θινών). Όταν όμως τα κρυσταλλικά αυτά τεμαχίδια θάβονται, καλύπτονται δηλαδή από άλλες αποθέσεις, αρχίζουν να αποθηκεύουν την ενέργεια αυτή. Έτσι μετρώντας το ποσό της ενέργειας που έχει συσσωρευτεί σε ένα θαμμένο ιζημα μπορεί να εκτιμηθεί πότε ήταν για τελευταία φορά εκτεθειμένο στο ηλιακό φως. Υπάρχουν βέβαια πιθανά σφάλματα στην εκτίμηση της ηλικίας με τη μέθοδο αυτή αλλά σε γενικές γραμμές θεωρείται μια αξιόπιστη τεχνική. Σε αρκετές περιπτώσεις οι ηλικίες που έχουν προκύ-

ψει από την εφαρμογή της μεθόδου αυτής ήταν παρόμοιες με αντίστοιχες που προέκυψαν με τη μέθοδο χρονολόγησης με ραδιενεργό ^{14}C (Bryant & Price, 1997).

5.3.2 Προσδιορισμός του υψόμετρου των σημείων - δεικτών θαλάσσιας στάθμης του παρελθόντος

Ο προσδιορισμός του υψόμετρου ενός σημείου που αποτελεί δείκτη παλαιάς σταθμής θάλασσας απαιτεί μεγάλη ακρίβεια ώστε η σύγκριση της θέσης του με τη σημερινή θαλάσσια στάθμη να οδηγήσει σε χρήσιμα συμπεράσματα για την εξέλιξη της εκάστοτε παράκτιας περιοχής που μελετάται. Αυτό επιτυγχάνεται με τη χρήση ειδικών οργάνων προσδιορισμού του υψόμετρου όπως είναι ο θεοδόλιχος. Η ακρίβεια του προσδιορισμού του απόλυτου υψόμετρου των γεωμορφών διάβρωσης εξαρτάται από το πόσο καλά προσδιορισμένη - καθορισμένη είναι η συγκεκριμένη γεωμορφή, όπως για παράδειγμα μια θαλάσσια εγκοπή (marine notch), που έχει δημιουργηθεί σε έναν παράκτιο κρημνό από τη δράση του κύματος, ή μια θαλάσσια αναβαθμίδα (marine terrace), που ουσιαστικά αποτελεί έναν ανυψωμένο διαβρωσιγενή παράκτιο πάγκο (shore platform). Θα πρέπει να προσδιορισθεί το υψομετρικό εύρος της γεωμορφής ουσιαστικά δηλαδή το υψόμετρο της κορυφής και της βάσης της. Ορισμένες φορές οι κατακόρυφες γεωμορφές, όπως είναι οι παράκτιοι κρημνοί, τα θαλάσσια σπήλαια και οι αψίδες, έχουν σχετικά μεγάλο εύρος υψόμετρου μεταξύ της κορυφής και της βάσης τους με αποτέλεσμα να έχουν μικρότερη χρησιμότητα στην ακριβή αναπαράσταση των σταθμών θάλασσας του παρελθόντος. Επιμέρους ζητήματα που απαιτούν ιδιαίτερη προσοχή και αφορούν τον ακριβή προσδιορισμό της θέσης της παλαιο-ακτογραμμής σε περιπτώσεις θαλάσσιων εγκοπών ή θαλάσσιων αναβαθμίδων αναφέρονται εκτενώς στα κεφάλαια που περιγράφονται οι αντίστοιχες γεωμορφές.

Σε αντίθεση με τις μορφές διάβρωσης, τα σημεία - δείκτες στάθμης θάλασσας που σχετίζονται με απόθεση αφενός είναι περισσότερο εύκολο να χρονολογηθούν, αφετέρου τα επίπεδα εντός των αποθέσεων που εξετάζονται συχνά είναι πολύ περιορισμένα και το υψομετρικό τους εύρος πολύ μικρό. Για παράδειγμα τα στρωματογραφικά όρια (δηλαδή οι επαφές) μεταξύ θαλάσσιων και χερσαίων αποθέσεων συνήθως αποτελούν πολύ καλά σημεία - δείκτες στάθμης θάλασσας διότι οι επαφές αυτές είναι ακριβείς, ευδιάκριτες και προσδιορίζονται εύκολα έτσι που μπορούν να μελετηθούν ακόμη και με ακρίβεια χιλιοστού, αν κριθεί απαραίτητο. Σε υψομετρικά χαμηλές παράκτιες περιοχές για τη μελέτη της στρωματογραφίας των ιζημάτων που βρίσκονται κάτω από την επιφάνεια συνήθως πραγματοποιούνται γεωτρήσεις ή διανοίγονται τάφροι. Στις περιπτώσεις αυτές είναι απαραίτητο να προσδιορισθεί με μεγάλη ακρίβεια το απόλυτο υψόμετρο του σημείου που πραγματοποιείται η γεώτρηση ή διανοίγεται η τάφρος. Γνωρίζοντας το υψόμετρο αυτό και αφαι-

ρώντας το βάθος στο οποίο βρέθηκε η επαφή των ιζημάτων που ενδιαφέρει γνωρίζουμε το απόλυτο υψόμετρο του σημείου - δείκτη θαλάσσιας στάθμης.

Ένα πρόβλημα που μπορεί να προκαλέσει σφάλματα κατά τον υπολογισμό του υψόμετρου σημείων - δεικτών στάθμης θάλασσας που έχουν τη μορφή στρωματογραφικής επαφής είναι η συμπίεση των ιζημάτων. Όταν τα χαλαρά ιζήματα αποτίθενται και στη συνέχεια καλύπτονται από μεταγενέστερες ιζηματογενείς αποθέσεις, το βάρος των υπερκείμενων στρωμάτων ιζημάτων προκαλεί τη συμπίεση και συμπίκνωση των βαθύτερων. Η συμπίεση αυτή προκαλεί τη μείωση του απόλυτου υψόμετρου του ιζήματος σε σχέση με το υψόμετρο στο οποίο αποτέθηκε αρχικά (Allen, 1999). Εάν δε ληφθεί υπόψη η συμπίκνωση των ιζημάτων μετά την απόθεσή τους, μπορεί να προκληθούν σημαντικά σφάλματα κατά τον υπολογισμό του υψόμετρου των σημείων που θα χρησιμοποιηθούν για τη σχεδίαση μιας καμπύλης μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης. Για το λόγο αυτό πρέπει να γίνονται μετρήσεις για την εκτίμηση του βαθμού της συμπίκνωσης που μπορεί να υπέστησαν οι αποθέσεις. Ο βαθμός συμπίκνωσης δεν είναι ο ίδιος για όλους τους τύπους ιζημάτων. Ο Allen (1999) υποστηρίζει ότι οι αποθέσεις αργίλου, ιλύος και άμμου υφίστανται μικρή συμπίκνωση μετά την απόθεσή τους. Αποθέσεις όμως που περιλαμβάνουν πολύ οργανικό υλικό, όπως η τύρφη, μπορεί να υποστούν σημαντική συμπίκνωση.

5.3.3 Τάση της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης

Ο όρος τάση της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης αφορά τον προσδιορισμό του αν η θαλάσσια στάθμη ανέβαινε ή έπεφτε σε ένα σημείο - δείκτη στάθμης θάλασσας του παρελθόντος. Ο καθορισμός αυτός είναι εύκολος στην περίπτωση που το σημείο - δείκτης είναι μια στρωματογραφική επαφή μεταξύ δύο διαφορετικών ιζηματογενών αποθέσεων. Η τάση προσδιορίζεται από την περιγραφή και την αναγνώριση του ιζήματος που βρίσκεται ακριβώς κάτω από το σημείο - δείκτη. Η αναγνώριση αφορά το αν πρόκειται για ιζημα που έχει αποτεθεί σε θαλάσσιο ή σε χερσαίο περιβάλλον. Για παράδειγμα μια μετάβαση από απόθεση τύρφης γλυκού νερού σε θαλάσσια άργιλο οδηγεί στη διαπίστωση μιας θετικής τάσης της θαλάσσιας στάθμης δηλαδή ανόδου της. Αντίθετα μια αρνητική τάση διαπιστώνεται όταν παρατηρείται μια μετάβαση από θαλάσσιες αργίλους σε αποθέσεις τύρφης γλυκού νερού.

5.3.4 Η χρησιμότητα των τρηματοφόρων στη μελέτη των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης

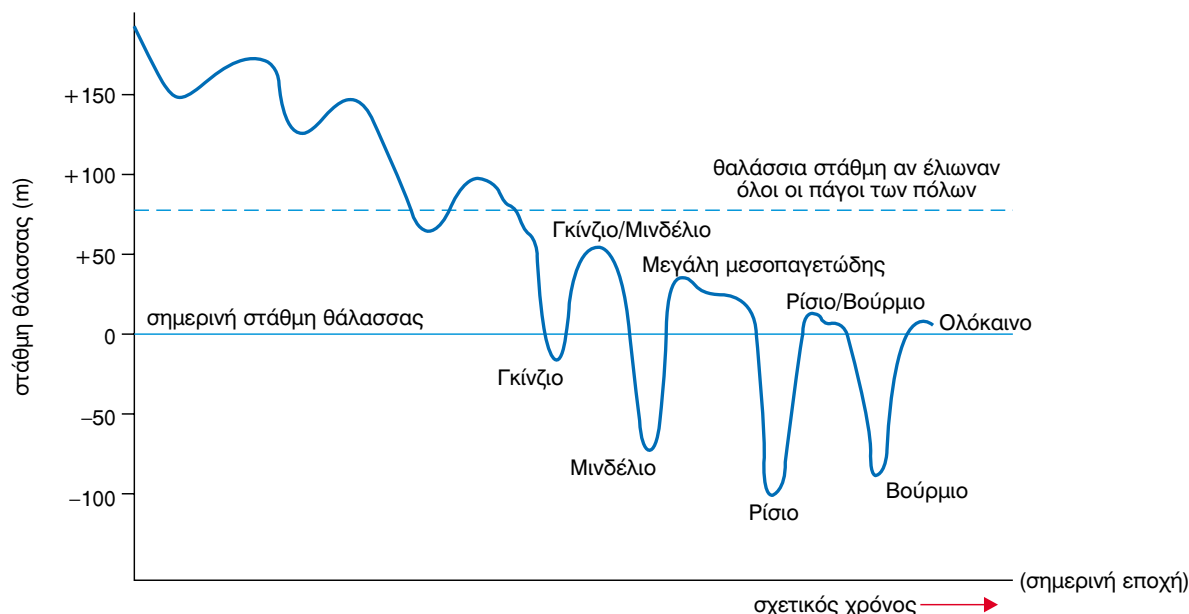
Τα τρηματοφόρα είναι θαλάσσιοι μικροοργανισμοί με κέλυφος από ανθρακικό ασβέστιο. Η μελέτη τους βοηθά πολύ στην έρευνα που σχετίζεται με τις μεταβολές της

στάθμης θάλασσας (Scott & Medioli, 1978; 1986). Τα διάφορα είδη τρηματοφόρων που ζουν σε αλμυρά έλη φαίνεται ότι βρίσκονται εντός πολύ καλά καθορισμένων κατακόρυφων ζωνών. Αυτό προέκυψε από μελέτες σε σύγχρονα αλμυρά έλη των ανατολικών ακτών της Βόρειας Αμερικής (Gehrels, 1994). Οι κατακόρυφες αυτές ζώνες μπορούν να συσχετισθούν με τα επίπεδα - στάθμες παλίρροιας, οπότε η μελέτη των τρηματοφόρων σε ιζήματα παλαιών αλμυρών ελών μπορούν να αποτελέσουν ακριβείς δείκτες του επιπέδου της παλίρροιας (tidal level). Ιδιαίτερα σημαντική είναι η διαπίστωση ότι στα μικρο- και μεσο-παλίρροιακά (micro and meso-tidal) αλμυρά έλη των ανατολικών ακτών της Βόρειας Αμερικής τα τρηματοφόρα εκτείνονται μέχρι την υψηλότερη στάθμη πλημμυρίδας (highest high water), με την υψηλότερη ζώνη να χαρακτηρίζεται από τη συγκέντρωση ενός μόνο είδους του *Jadammina macrescens*, που προς τα κάτω εκτείνεται μέχρι τη μέση υψηλότερη στάθμη πλημμυρίδας (mean highest high water). Έτσι η αναγνώριση της ζώνης αυτής σε ιζήματα αλμυρών παλαιοελών είναι ένας πολύ χρήσιμος δείκτης του παλαιοπαλίρροιακού επιπέδου. Αρκετοί ερευνητές (Haslett et al., 1998b; Horton et al., 1999) μελέτησαν σύγχρονα αλμυρά έλη στη Μεγάλη Βρετανία και προσδιόρισαν τις ζώνες ανάπτυξης των διαφόρων ειδών τρηματοφόρων και κατέληξαν στη διαπίστωση ότι διαφέρουν πολύ λίγο από τις αντίστοιχες ζώνες που προσδιορίστηκαν σε αλμυρά έλη της Βόρειας Αμερικής.

Η χρησιμότητα των τρηματοφόρων δεν περιορίζεται μόνο στην έρευνα των σταθμών θάλασσας του παρελθόντος αλλά και στην ευρύτερη μελέτη του παράκτιου χώρου. Για παράδειγμα τα τρηματοφόρα αποτελούν δείκτες παράκτιας μόλυνσης (Alve, 1995) και μεταφοράς ιζήματος (Haslett et al., 2000).

5.4 Μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης κατά το Ανώτερο Πλειστόκαινο

Τα βασικά ερωτήματα που απασχολούν τους ερευνητές σε ό,τι αφορά την ευστατισμό είναι πόσες φορές συνέβη η μεταφορά νερού από τους ωκεανούς στην ξηρά και το αντίστροφο και πόση ποσότητα νερού συμμετείχε στη μετακίνηση αυτή. Κατά τη διάρκεια της γεωλογικής ιστορίας της γης υπήρξαν πολλές παγετώδεις και μεσοπαγετώδεις περιόδους. Για τη μελέτη της γεωμορφολογίας των παράκτιων περιοχών το ενδιαφέρον εστιάζεται στο πολύ πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν δηλαδή στα παγετώδη και μεσοπαγετώδη επεισόδια που συνέβησαν κατά τη διάρκεια της περιόδου του Τεταρτογενούς. Υπάρχουν αρκετές διαφωνίες για το χρονικό όριο μεταξύ του Τεταρτογενούς και της προηγούμενης περιόδου που είναι το Τριτογενές. Η μετάβαση από το Τριτογενές στο Τεταρτογενές χαρακτηρίστηκε από μια παγκόσμια βαθμιαία επιδείνωση του κλίματος που αποδεικνύεται τόσο ιζημα-



Σχήμα 5.1 Οι πρώτες εκτιμήσεις για τις διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης κατά τα διάφορα παγετώδη και μεσοπαγετώδη επεισόδια του Ανώτερου Πλειστόκαινου.

τολογικά όσο και παλυνολογικά (από τη μελέτη δηλαδή γυρεοκόκκων). Μερικοί επιστήμονες τοποθετούν το όριο αυτό στα 2,5 εκατομμύρια έτη B.P. (πριν από σήμερα) (West, 1977) ενώ κατά άλλους χρονολογείται στα 1,8 εκατομμύρια έτη B.P. (Goudie, 1983). Πρόσφατα, έχει προταθεί από τη Διεθνή Επιτροπή Στρωματογραφίας (International Commission on Stratigraphy) η επέκταση του Τεταρτογενούς στα 2,588 εκατομμύρια έτη πριν από σήμερα. Κατά τα τελευταία 1-2 εκατομμύρια έτη παρατηρήθηκε μια ακολουθία παγετωδών και μεσοπαγετωδών επεισοδίων - περιόδων που εναλλάσσονταν σε τακτά χρονικά διαστήματα των 100.000 ετών περίπου. Το τελευταίο από τα παγετώδη διαστήματα τελείωσε περίπου 10.000

έτη B.P. Το χρονικό αυτό διάστημα από την αρχή του Τεταρτογενούς έως το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου αποτελεί την περίοδο του Πλειστόκαινου. Το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου σηματοδοτεί την αρχή της περιόδου του Ολόκαινου που φθάνει μέχρι σήμερα και θεωρείται ότι είναι μια μεσοπαγετώδης περίοδος. Υπάρχουν διαφωνίες μεταξύ των επιστημόνων για τον ακριβή αριθμό των παγετωδών επεισοδίων που συνέβησαν κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου. Έχουν πιστοποιηθεί 17 - 20 επεισόδια (Emiliani, 1968; Shackleton & Opdyke, 1976).

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τη γεωμορφολογία των παράκτιων περιοχών εμφανίζουν οι τρεις τελευταίες

Πίνακας 5.1 Ονομασίες και ηλικίες - διάρκεια που είχαν αποδοθεί παλαιότερα στις κυριότερες παγετωδείς και μεσοπαγετωδείς περιόδους του Ανώτερου Πλειστόκαινου.

Βρετανία	Δ. Ευρώπη	Άλπεις	Β. Αμερική	Κατά προσέγγιση ηλικία (χιλιάδες έτη B.P.)
Devensian Παγετώδης περίοδος	Weichselian	Würm (Βούρμιο)	Winsconsin	70-10
Ipswichian Μεσοπαγετώδης περίοδος	Eemian	Riss/Würm (Ρίσιο/Βούρμιο)	Sangoman	90-70
Wolstonian Παγετώδης περίοδος	Saalian	Riss (Ρίσιο)	Illinoian	200-90
Hoxnian Μεσοπαγετώδης περίοδος	Holsteinian	Great Interglacial (Μεγάλη μεσοπαγετώδης)	Yarmouth	200-220
Anglian Παγετώδης περίοδος	Elsterian	Mindel (Μινδέλιο)	Kansan	320-220
Cromerian Μεσοπαγετώδης περίοδος	Cromerian	Günz/Mindel (Γκίνζιο/Μινδέλιο)	Aftonian	380-320
Beestonian Παγετώδης περίοδος	Menapian	Günz (Γκίνζιο)	Nebraskan	?-380

παγετώδεις και τέσσερις τελευταίες μεσοπαγετώδεις περιόδους (συμπεριλαμβανομένου και του Ολόκαινου) και αυτό γιατί όσο παλαιότερα γυρίζουμε στο χρόνο, τόσο περισσότερο δυσδιάκριτα γίνονται τα ίχνη από τις παλαιές στάθμες θάλασσας που μένουν αποτυπωμένα στις παράκτιες περιοχές.

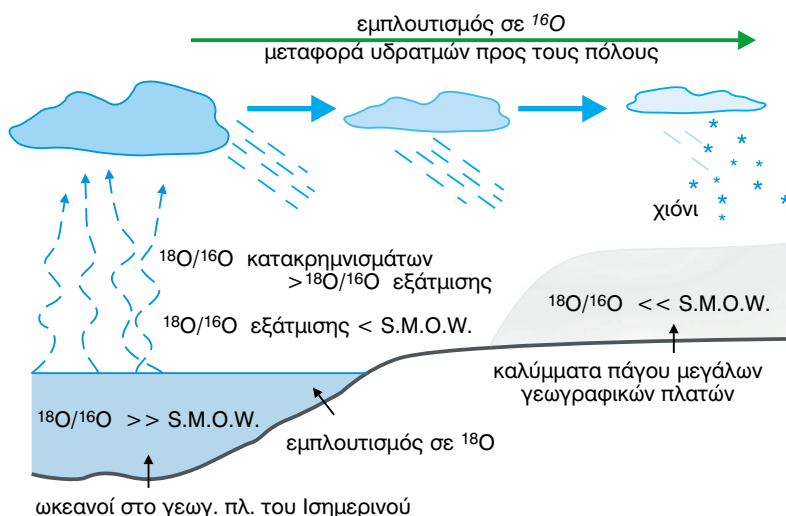
Τα πιο πρόσφατα επεισόδια έχουν χρονολογηθεί με σχετική ακρίβεια. Παλαιότερα τους είχαν δοθεί διάφορες ονομασίες ανάλογα με την περιοχή που έχουν αναγνωρισθεί και μελετηθεί. Ο Πίνακας 5.1 περιλαμβάνει τις ηλικίες, τη διάρκεια και τα παλαιά ονόματα αυτών των παγετωδών και μεσοπαγετωδών επεισοδίων ενώ στο διάγραμμα του σχήματος 5.1 φαίνονται οι αντίστοιχες διακυμάνσεις της θαλάσσιας στάθμης. Οι ονομασίες των παγετωδών περιόδων προέρχονταν από περιοχές εμφάνισης των παγετώνων. Έτσι αλλιώς ονομάζονταν οι παγετώνες στην Αμερική και αλλιώς στην Ευρώπη που χωρίζεται στη Βόρεια και την Κεντρική. Για παράδειγμα στους παγετώνες της Κεντρικής Ευρώπης δόθηκαν ονόματα ποταμών των Άλπεων αφού ο κυρίως όγκος τους εμφανίζεται στις Άλπεις. Τόσο το διάγραμμα του σχήματος 5.1, όσο και ο πίνακας 2 έχουν περισσότερη ιστορική σημασία.

5.4.1 Πρόσφατες μελέτες ακριβέστερου προσδιορισμού των σταθμών θάλασσας της περιόδου του Πλειστόκαινου

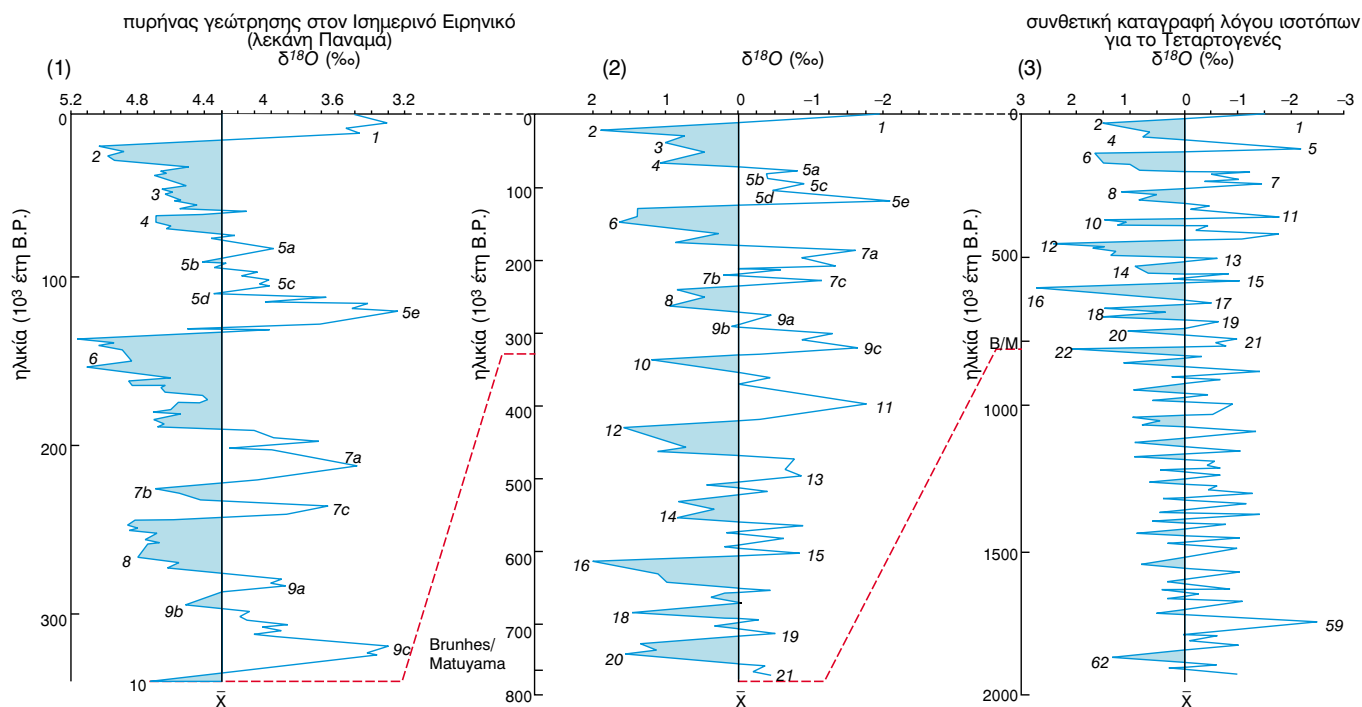
Τις τελευταίες δεκαετίες η ευστατική ιστορία της στάθμης της θάλασσας κατά την περίοδο του Τεταρτογενούς έχει αποσαφηνιστεί με σχετικά μεγάλη ακρίβεια (Bloom et al., 1974; Chappell, 1974; Chappell et al., 1996). Σε αυτό βοήθησε η πιο λεπτομερής αναπαράσταση της ανάπτυξης και υποχώρησης των στρωμάτων πάγου που έχει προκύψει από τις διαφορές στη σύσταση των ισότοπων οξυγόνου στο θαλάσσιο νερό.

Η σημαντικότερη καταγραφή των μεταβολών του όγκου των παγετώνων διαμέσου του χρόνου και άρα της εναλλαγής παγετωδών – μεσοπαγετωδών περιόδων,

προέρχεται από τη διαχρονική καταγραφή των ισότοπων του οξυγόνου στους ωκεανούς. Στο νερό, σε όλες του τις φάσεις, υπάρχουν τα εξής τρία ισότοπα οξυγόνου ^{16}O , ^{17}O και ^{18}O (τα 8/9 του όγκου του νερού είναι οξυγόνο). Το ποσοστό του ^{17}O είναι τόσο αμελητέο που μπορεί να αγνοηθεί. Κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων το νερό που εξατμίζεται από τους ωκεανούς αποθηκεύεται στα στρώματα πάγου των παγετώνων. Η αναλογία των δυο ισότοπων του οξυγόνου (δηλαδή του ^{16}O και του ^{18}O) είναι διαφορετική στο νερό των ωκεανών απ' ό,τι στους πάγους εξαιτίας μιας διεργασίας κλασματοποίησης (σχήμα 5.2). Όταν το νερό εξατμίζεται (κυρίως σε γεωγραφικά πλάτη κοντά στον ισημερινό) το πιο ελαφρύ ισότοπο (^{16}O) εξατμίζεται ευκολότερα με αποτέλεσμα οι ωκεανοί να παραμένουν πλουσιότεροι στο πιο βαρύ ισότοπο ^{18}O . Συνεπώς, κατά τη διάρκεια της συμπύκνωσης των υδρατμών και του σχηματισμού των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων το ^{18}O απομακρύνεται επιλεκτικά στους υδρατμούς έτσι ώστε κατά τη διάρκεια της μεταφοράς τους προς τους πόλους οι εναπομείναντες υδρατμοί να εμπλουτίζονται όλο και περισσότερο στο ισότοπο ^{16}O . Για το λόγο αυτό το νερό των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων των μεγάλων γεωγραφικών πλατών είναι πολύ μειωμένο σε ^{18}O . Η σύσταση των ισότοπων οξυγόνου μπορεί να εκφραστεί ως η τοις χιλίοις (‰) διαφορά του σε σχέση με ένα παγκόσμιο πρότυπο που ονομάζεται πρότυπο μέσο ωκεάνιο νερό (Standard Mean Ocean Water) (S.M.O.W.). Εξαιτίας της μειωμένης τιμής σε ^{18}O των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων των μεγάλων γεωγραφικών πλατών, τα καλύμματα πάγου είναι ισοτοπικά ελαφρύτερα σε σχέση με το πρότυπο μέσο ωκεάνιο νερό (S.M.O.W.) (δηλαδή μικρότερος λόγος $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) ενώ αντίστροφα οι ωκεανοί γίνονται ισοτοπικά βαρύτεροι (μεγαλύτερος λόγος $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$). Ο κύριος καθοριστικός παράγοντας των αναλογιών των δύο αυτών ισότοπων στο θαλάσσιο νερό είναι η θερμοκρασία του νερού. Συνεπώς η απομάκρυνση του νερού από τον ωκεανό μέσω της εξάτμισης και η δέσμευση του ισοτοπικά ελαφρύτερου (μικρότερος



Σχήμα 5.2 Η διεργασία κλασματοποίησης μέσω της οποίας, κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων, τα καλύμματα πάγου εμπλουτίζονται σε ^{16}O ενώ το νερό των ωκεανών γίνεται πλουσιότερο στο ισότοπο ^{18}O .



Σχήμα 5.3 Διακυμάνσεις των ισότοπων οξυγόνου των ωκεανών κατά τη διάρκεια της περιόδου του Πλειστόκαινου σε τρεις διαφορετικές κλίμακες χρόνου. (1) για το διάστημα 0-350 ka (χιλιάδες έτη). (2) 0-800 ka (χιλιάδες έτη) και (3) για την περίοδο 0-2 Ma (εκατομμύρια έτη). Οι βαρύτερες ισότοπικές συγκεντρώσεις (η καμπύλη μετατοπίζεται προς τα αριστερά) σχετίζονται με μεγαλύτερη ανάπτυξη των παγετώνων και συνεπώς με χαμηλότερες μέσες στάθμες θάλασσας ενώ οι μεσοπαγετώδεις περίοδοι αντιστοιχούν στις υψηλές στάθμες θάλασσας. Φαίνεται πως υπάρχει μια περιοδικότητα περίπου 100 kyr (χιλιάδων ετών) κατά τα τελευταία 800 kyr (χιλιάδες έτη). Πριν από αυτή την περίοδο οι περιοδικότητες κυριαρχούνται από έναν κύκλο 40 kyr. Μικρότεροι κύκλοι των 20 kyr χαρακτηρίζουν τόσο τους 100 kyr όσο και τους 40 kyr κύκλους. Οι ενδείξεις (5a, 5c, 5e, 7a, 7c, κ.α.) που αντιστοιχούν στις κορυφές (peak) και τα χαμηλότερα σημεία κάμψης της καμπύλης (2, 3, 4, 5b, 5d κ.α.) αναφέρονται ως ισότοπικά στάδια και αντιστοιχούν στα μέγιστα των μεσοπαγετωδών και παγετωδών περιόδων αντίστοιχα. Για παράδειγμα το ισότοπικό στάδιο 5e αντιπροσωπεύει το μέγιστο της τελευταίας μεσοπαγετωδούς περιόδου. (τροποποιημένο από Porter, 1989)

λόγος $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) νερού στα στρώματα πάγου είχε σαν αποτέλεσμα οι ωκεανοί να γίνονται ισότοπικά βαρύτεροι (υψηλότερος λόγος $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων.

Η ισότοπική σύσταση του θαλάσσιου νερού καταγράφεται στα κελύφη των τρηματοφόρων που, όπως έχει αναφερθεί, είναι θαλάσσιοι μικροοργανισμοί (πρωτόζωα) με ανθρακικό κέλυφος.

Περισσότερο λεπτομερή και ακριβή στοιχεία για τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης λόγω ευστατισμού προέκυψαν τη δεκαετία του 1970, από τα δεδομένα πυρήνων γεωτρήσεων που πραγματοποιήθηκαν στον πυθμένα βαθιών θαλασσών (Shackleton & Opdyke, 1976). Δείγματα ιζημάτων, που ελήφθησαν από τις γεωτρήσεις αυτές, χρονολογήθηκαν με παλαιομαγνητικές μεθόδους, αναλύθηκαν και υπολογίστηκε η σχετική αναλογία των δύο ισότοπων του οξυγόνου (^{16}O και ^{18}O) στα κελύφη τρηματοφόρων. Η σχετική αναλογία των δύο αυτών ισότοπων στα κελύφη των τρηματοφόρων καθορίζει και την αναλογία τους στο θαλάσσιο νερό κατά την περίοδο που έζησαν. Συνεπώς, η στρωματογραφική καταγραφή των αλλαγών στα ισότοπα, που αποτυπώνεται στα τρηματοφόρα κατά τη διάρκεια της περιόδου του Τεταρτογενούς, μπορεί να ερμηνευτεί σαν μια καταγραφή

των μεταβολών του κλίματος (των όγκων του πάγου) παγκοσμίως και άρα της στάθμης της θάλασσας. Οι διακυμάνσεις του λόγου αυτού, σε διαφορετικές κλίμακες χρόνου, φαίνονται στο σχήμα 5.3.

5.4.2 Συσχέτιση των διακυμάνσεων των ισότοπων οξυγόνου με τη στάθμη της θάλασσας και διαχωρισμός ευστατικών - τοπικών μεταβολών

Όπως ήδη αναφέρθηκε, η απομάκρυνση του θαλάσσιου νερού από τους ωκεανούς και η δέσμευσή του με τη μορφή πάγου κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων άφηγε το νερό των ωκεανών περισσότερο πλούσιο στο ισότοπο ^{18}O . Έτσι η συγκέντρωση των ισότοπων ^{18}O αποτελεί έναν άμεσο δείκτη της έκτασης της παγοκάλυψης της γήινης επιφάνειας και της ποσότητας του νερού που απομακρύνθηκε από τους ωκεανούς κατά τη διάρκεια των παγετωδών περιόδων. Έχει διαπιστωθεί ότι μια διαφορά 0,1‰ του ^{18}O ισοδυναμεί με όγκο νερού που οδηγεί σε μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης κατά 10 m. Οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης σε παγκόσμιο επίπεδο κατά την ακολουθία παγετωδών -

μεσοπαγετωδών επεισοδίων ήταν περίπου 100 m ή ελαφρώς μεγαλύτερες.

Κατά τη διάρκεια των συνθηκών της μέγιστης ανάπτυξης των παγετώνων ο όγκος του νερού που αποθηκευόταν στα στρώματα πάγου στην ξηρά προκαλούσε την πτώση της μέσης στάθμης θάλασσας κατά πάνω από 100 m (από 105 έως 123 m), σε σχέση με τη σημερινή, ενώ κατά τη διάρκεια του μέγιστου (peak) της προηγούμενης μεσοπαγετώδους περιόδου, περίπου 125 kyr (χιλιάδες έτη πριν), υπήρχε προφανώς λιγότερος πάγος στη γη απ' ό,τι σήμερα και η μέση στάθμη θάλασσας βρέθηκε περίπου 6 m υψηλότερα από τη σημερινή.

Στην πραγματικότητα δεν υπάρχει πλήρης αντιστοιχία μεταξύ των μεταβολών του λόγου των ισότοπων οξυγόνου και των μεταβολών της στάθμης της θάλασσας. Για παράδειγμα σε αρκετές περιοχές τα γεωμορφολογικά στοιχεία, που αποτελούν ενδείξεις για παλαιές ακτογραμμές (όπως οι θαλάσσιες αναβαθμίδες), δε φαίνεται να συμφωνούν εντελώς με τις παραπάνω διαπιστώσεις που προέκυψαν από τη μελέτη των ισότοπων του οξυγόνου. Αυτό οφείλεται σε πολλούς λόγους ένας από τους οποίους είναι ότι οι ωκεανοί δεν αποτελούν δεξαμενές με σταθερή χωρητικότητα. Αυτό σημαίνει ότι μια αύξηση του όγκου του θαλάσσιου νερού κατά μία ποσότητα δε μεταφράζεται σε μια αντίστοιχα ισοδύναμη αύξηση της στάθμης διότι καθώς η στάθμη της θάλασσας ανεβαίνει, η έκταση της επιφάνειας του ωκεανού επίσης αυξάνεται. Επιπλέον, η απομάκρυνση του νερού από τον ωκεανό και η δέσμευσή του στην ξηρά με τη μορφή πάγου αναδιανέμει το υδάτινο φορτίο στην επιφάνεια της γης και προκαλεί τη διευθέτηση των υλικών του κατώτερου φλοιού και του μανδύα (φαινόμενο ισοστασίας). Το φαινόμενο της ισοστασίας δεν έχει την ίδια ένταση παντού αλλά διαφέρει από περιοχή σε περιοχή. Ένα άλλο τοπικό αίτιο για τη μη πλήρη αντιστοιχία μεταξύ των διακυμάνσεων του λόγου των ισότοπων οξυγόνου και των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης είναι ο τεκτονισμός. Σε τεκτονικά ενεργές παράκτιες περιοχές, όπως είναι ο ευρύτερος χώρος της Μεσογείου, σημαντικό ρόλο στις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης παίζει ο ενεργός τεκτονισμός που εκφράζεται άλλοτε με την ανύψωση και άλλοτε με τη βύθιση της ξηράς.

Για τους λόγους που αναφέρθηκαν ο ορθός υπολογισμός των μεταβολών της στάθμης θάλασσας του παρελθόντος απαιτεί βαθμονόμηση (calibration). Οι μελέτες για τον ακριβή προσδιορισμό των σταθμών θάλασσας του Πλειστόκαινου επικεντρώθηκαν σε παράκτιες περιοχές τεκτονικής ανύψωσης με εμφανείς παλαιές ακτογραμμές (γεωμορφολογικές ενδείξεις), που τα τοπικά αίτια περιορίζονται μόνο στη δράση του τεκτονισμού και όχι της ισοστασίας και όπου η τεκτονική ιστορία της περιοχής (δηλαδή οι ρυθμοί της τεκτονικής ανόδου) κατά τη διάρκεια των τελευταίων εκατομμυρίων ετών είναι γνωστή. Για παρόμοιες μελέτες δεν ενδείκνυνται περιοχές που επηρεάζονται έντονα από το φαινόμενο της ισοστασίας διότι οι ισοστατικές κινήσεις κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου

υπήρξαν ιδιαίτερα πολύπλοκες, εξαιτίας των πολλών παγετωδών και μεσοπαγετωδών επεισοδίων, οπότε είναι δύσκολο να εκτιμηθούν με ακρίβεια.

Οι βασικές μελέτες βαθμονόμησης πραγματοποιήθηκαν και έδωσαν ικανοποιητικά αποτελέσματα σε περιοχές όπως η χερσόνησος Huon στη New Guinea και τα νησιά Barbados όπου έχουν αναπτυχθεί σειρές κοραλλιογενών αναβαθμίδων όπου έχουν χρονολογηθεί επακριβώς με μεθόδους ραδιοχρονολόγησης (Broecker et al., 1968; Chappell 1974; Bloom et al., 1974; Chappell et al., 1996). Συγκεκριμένα η χερσόνησος Huon υπόκειται σε τεκτονική ανύψωση καθώς έχει επηρεαστεί τεκτονικά από τη σύγκλιση δύο λιθοσφαιρικών πλακών ενώ κατά μήκος της ακτογραμμής της έχει αναπτυχθεί μια σειρά κοραλλιογενών αναβαθμίδων με σταδιακά μεγαλύτερες ηλικίες από τη χαμηλότερη προς την υψηλότερη. Οι αναβαθμίδες αυτές καταγράφουν τη σχετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης διαμέσω του χρόνου. Αυτή η σχετική μεταβολή είναι το αποτέλεσμα του αθροίσματος των πραγματικών μεταβολών και των φαινόμενων μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης.

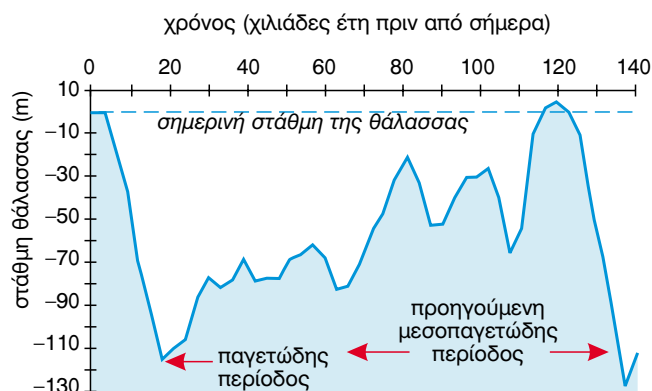
$$\text{Σχετική} = \text{Πραγματική} + \text{Φαινόμενη}$$

Οι πραγματικές μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης είναι οι απόλυτες κατακόρυφες μεταβολές της επιφάνειας του ωκεανού που οφείλονται στο φαινόμενο του ευστατισμού και είναι παγκόσμιες.

Οι φαινόμενες μεταβολές είναι αποτέλεσμα τοπικών αιτιών, όπως είναι η τεκτονική ανύψωση ή βύθιση, και συνεπώς αντιπροσωπεύουν την κατακόρυφη μετατόπιση της ξηράς. Για παράδειγμα, αν στέκεται κάποιος στο επίπεδο της σημερινής στάθμης θάλασσας και βλέπει έναν παλαιό παράκτιο πάγκο σε υψόμετρο πάνω από τη στάθμη, αυτό σημαίνει ότι είτε το επίπεδο της θάλασσας έχει πέσει από το υψόμετρο στο οποίο βρίσκεται σήμερα ο πάγκος στη σημερινή του θέση, είτε η αναβαθμίδα (παλαιο-πάγκος) ανυψώθηκε τεκτονικά πάνω από τη θέση στην οποία σχηματίστηκε (προκαλώντας τη φαινόμενη πτώση της θαλάσσιας στάθμης). Τέτοιου είδους παραμορφώσεις είναι τοπικής κλίμακας. Εάν οι ρυθμοί της τεκτονικής ανύψωσης θεωρηθούν σταθεροί κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος που μεσολαβεί για το σχηματισμό μιας σειράς αναβαθμίδων, τότε η τοπική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης λόγω τεκτονικών αιτιών (η φαινόμενη δηλαδή μεταβολή) θα είναι γραμμική. Σε κάθε περίπτωση η φαινόμενη στάθμη αντιπροσωπεύει τη διαφορά μεταξύ της σχετικής και της πραγματικής μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης.

$$\text{Φαινόμενη} = \text{Σχετική} - \text{Πραγματική}$$

Ο παραπάνω υπολογισμός δίνει τη δυνατότητα διαχωρισμού των ευστατικών από τα τεκτονικά αποτελέσματα, εάν σε μια περιοχή υπάρχει μια ακολουθία κοραλλιογενών αναβαθμίδων και είναι γνωστή η ηλικία τους, το υψόμετρο στο οποίο βρίσκονται και η τεκτονική ιστορία της περιοχής αφού όπως ήδη αναφέρθηκε:



Σχήμα 5.4 Διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας βασισμένες κυρίως σε χρονολογημένες αναβαθμίδες στη χερσόνησο Huon, New Guinea. (τροποποιημένο από Chappell et al., 1996)

Φαινόμενη = το ποσό της ανύψωσης που οφείλεται σε τοπικά αίτια (τεκτονισμός και/ή ισοστασία),

Σχετική = η συνολική μετατόπιση της ακτογραμμής από τη δημιουργία της μέχρι σήμερα (δηλαδή το σημερινό υψόμετρο της παλαιο-ακτογραμμής - θαλάσσιας αναβαθμίδας) και

Πραγματική = το ποσό της μετατόπισης της ακτογραμμής που οφείλεται στον ευστατισμό.

Πώς όμως οι σχέσεις αυτές μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό των πραγματικών (ευστατικών) μεταβολών της στάθμης θάλασσας του παρελθόντος; Για την εκτίμηση των ευστατικών σταθμών θάλασσας που συνέβησαν κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου απαιτείται ο διαχωρισμός των παγκόσμιας κλίμακας ευστατικών μεταβολών από τις επιδράσεις τοπικής κλίμακας (λόγω τεκτονισμού και/ή ισοστασίας). Ας υποθέσουμε μια παράκτια περιοχή όπου έχει αναπτυχθεί μια σειρά από ανυψωμένες θαλάσσιες αναβαθμίδες για κάθε μια από τις οποίες είναι γνωστή η ηλικία και το υψόμετρο στο οποίο βρίσκεται πάνω από τη σημερινή στάθμη θάλασσας. Αυτές οι διαδοχικά υψηλότερες αναβαθμίδες αντιπροσωπεύουν την σχετική μεταβολή της στάθμης της θάλασσας διαμέσω του χρόνου. Για τον προσδιορισμό της φαινόμενης μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης πρέπει να προσδιοριστεί ο ρυθμός της τεκτονικής ανύψωσης. Εάν το επίπεδο της στάθμης της θάλασσας (σε σχέση με τη σημερινή) κατά την περίοδο σχηματισμού μιας αναβαθμίδας είναι γνωστό από δεδομένα άλλων περιοχών και εάν μια αναβαθμίδα της ηλικίας αυτής υπάρχει στην σειρά των θαλάσσιων αναβαθμίδων που μελετώνται, τότε η διαφορά μεταξύ του σημερινού υψόμετρου, στο οποίο βρίσκεται η αναβαθμίδα, και του υψόμετρου της στάθμης της θάλασσας την περίοδο σχηματισμού της καθορίζει το ποσό της τεκτονικής ανύψωσης. Για παράδειγμα εάν μια αναβαθμίδα ηλικίας 125 χιλιάδων ετών βρίσκεται σήμερα σε υψόμετρο 131 μέτρων πάνω από τη στάθμη της θάλασσας (αυτή είναι η

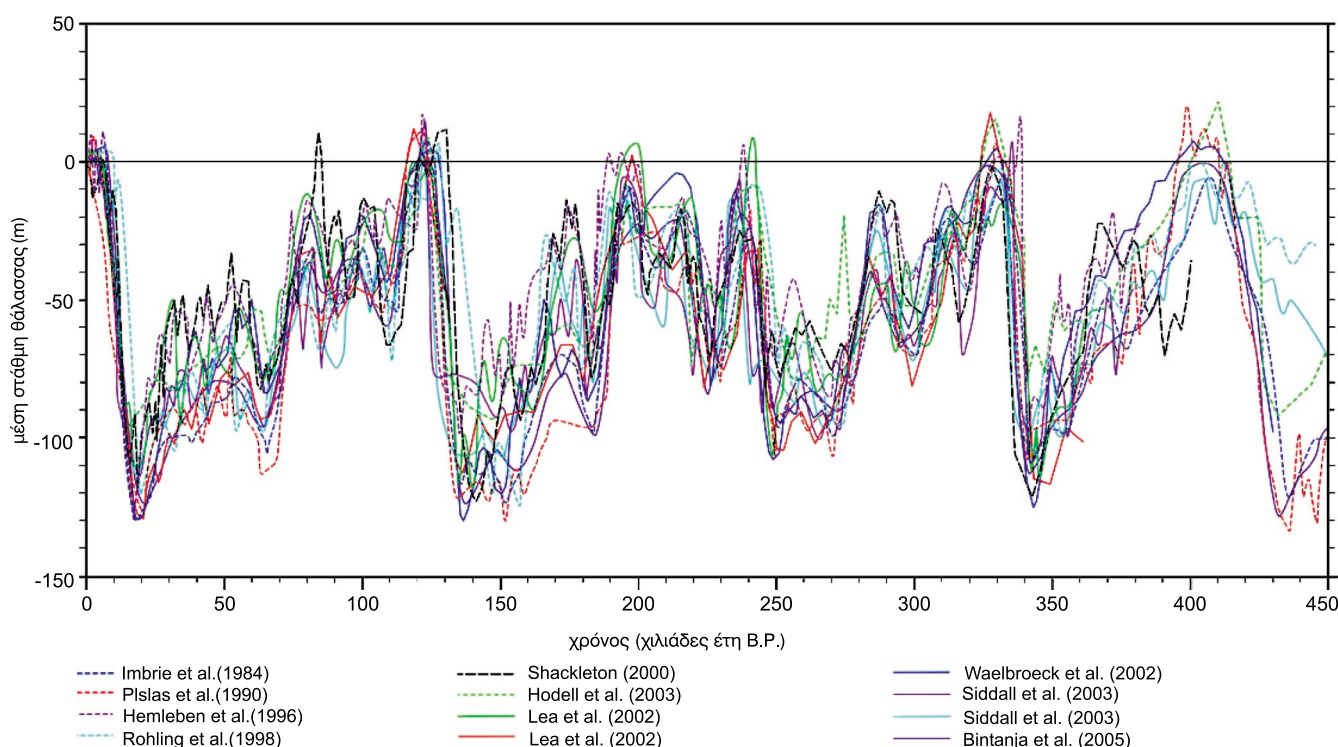
σχετική θέση της στάθμης της θάλασσας) μπορεί να υποθεθεί ότι έχει σχηματισθεί κατά τη διάρκεια της τελευταίας μεσοπαγετώδους περιόδου όπου η στάθμη θάλασσας βρισκόταν +6 m πάνω από τη σημερινή. Συνεπώς η τεκτονική ανύψωση είναι 125 m (δηλαδή 131m-6m), και ο μέσος ρυθμός ανύψωσης είναι 1 m/1kyr (125 m/125 kyr). Ο ρυθμός μεταβολής της φαινόμενης θαλάσσιας στάθμης είναι -1m/kyr. Η γραφική ή η αριθμητική αφαίρεση της φαινόμενης στάθμης θάλασσας από το υψόμετρο της συσχετισμένης χρονολογημένης αναβαθμίδας δίνει την πραγματική (ευστατική) μεταβολή της στάθμης της θάλασσας διαμέσου του χρόνου.

$$\text{Πραγματική} = \text{Σχετική} - \text{Φαινόμενη}$$

Με τον τρόπο αυτό προκύπτουν οι καμπύλες που αναπαριστούν τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης λόγω ευστατισμού.

Η καμπύλη της πραγματικής μεταβολής της στάθμης της θάλασσας (ευστατική καμπύλη) που έχει προκύψει από μελέτες κοραλλιογενών αναβαθμίδων είναι γνωστή με μεγάλη ακρίβεια για τα τελευταία 135 ka και κυρίως για τις μεσοπαγετώδεις περιόδους που η στάθμη βρισκόταν ψηλά (σχήμα 5.4). Για την περίοδο πριν τα 135 ka η καμπύλη αυτή είναι λιγότερο αξιόπιστη. Η έλλειψη αξιοπιστίας για την περίοδο αυτή οφείλεται τόσο στο ότι οι ηλικίες των παλαιότερων αναβαθμίδων δεν είναι γνωστές με ακρίβεια, όσο και στην έλλειψη αξιόπιστων βαθμονομημένων σημείων στάθμης θάλασσας που να είναι παλαιότερα των 135 kyr. Είναι αμφισβητήσιμο εάν οι ρυθμοί τεκτονικής ανύψωσης που έχουν προσδιορισθεί για πρόσφατες χρονικές περιόδους μπορούν αξιόπιστα να αναχθούν στο παρελθόν. Συνεπώς οι φαινόμενες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης (που οφείλονται στον τεκτονισμό) είναι δύσκολο να προσδιοριστούν για μεγαλύτερες κλίμακες χρόνου. Αποτέλεσμα αυτού είναι η καμπύλη στάθμης θάλασσας πριν από τα 135 ka να προκύπτει μόνο από τις καταγραφές των διακυμάνσεων των ισότοπων οξυγόνου στα κελύφη των τρηματοφόρων. Η σύγκριση της ευστατικής (πραγματικής) καμπύλης στάθμης θάλασσας για τα τελευταία 135 ka (σχήμα 5.4) με την καμπύλη των διακυμάνσεων των ισότοπων οξυγόνου (σχήμα 5.3) δείχνει ότι, αν και έχουν παρόμοια μορφή, διαφέρουν σημαντικά στα διαδοχικά μέγιστα (peak). Γι' αυτό η γνώση των διακυμάνσεων της στάθμης της θάλασσας πριν τα 135 ka πρέπει να θεωρείται κατά προσέγγιση.

Αλλά και για το πιο πρόσφατο παρελθόν όλες οι ευστατικές καμπύλες, που έχουν κατά καιρούς προταθεί, παρουσιάζουν διαφορές μεταξύ τους. Στο σχήμα 5.5 παρουσιάζονται δώδεκα καμπύλες μεταβολής της στάθμης της θάλασσας που έχουν δημοσιευθεί από διάφορες ερευνητικές ομάδες για την περίοδο των τελευταίων 450 ka (χιλιάδων ετών) και έχουν τοποθετηθεί από τον Caputo (2007) στην ίδια κλίμακα ώστε να είναι συγκρίσιμες. Οι καμπύλες αυτές έχουν προκύψει με διαφορετικές μεθοδολογίες και από δεδομένα διαφόρων περιοχών της γης. Από τη συγκριτική παρατήρηση των καμπυλών αυτών



Σχήμα 5.5 Δώδεκα καμπύλες μεταβολής της στάθμης θάλασσας σε συνάρτηση με το χρόνο για την περίοδο των τελευταίων 450 ka (χιλιάδων ετών) του χρονικού δηλαδή διαστήματος που περιλαμβάνει τους τέσσερις πρόσφατους κύκλους παγετωδών - μεσοπαγετωδών περιόδων. Αν και όλες οι καμπύλες μοιάζουν μεταξύ τους στη γενική τους μορφή, υπάρχουν σημαντικές διαφορές τόσο στο ύψος που έφτασε η στάθμη της θάλασσας, για κάθε μέγιστο κάθε αντίστοιχης περιόδου (μεσοπαγετωδούς ή παγετωδούς), όσο και στο χρόνο που το ύψος αυτό επετεύχθη. (πηγή: Caruto, 2007)

γίνεται φανερό ότι, αν και η γενική τους μορφή είναι παρόμοια, υπάρχουν πολλές και σε ορισμένες περιπτώσεις σημαντικές αποκλίσεις τόσο ως προς τη θέση που βρισκόταν η στάθμη κατά τα μέγιστα των παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων του Τεταρτογενούς, όσο και ως προς το χρόνο που αυτά σημειώθηκαν. Οι διαφορές αυτές οφείλονται τόσο στη φύση των δεδομένων (όπως είναι οι γεωμορφές ή γενικότερα οι καταγραφές που αποτελούν ενδείξεις της θέσης της στάθμης κατά το παρελθόν, ή οι διακυμάνσεις του λόγου των ισότοπων οξυγόνου), όσο και στις διαφορετικές μεθοδολογικές προσεγγίσεις που ακολουθήθηκαν για τη σχεδίαση των καμπυλών.

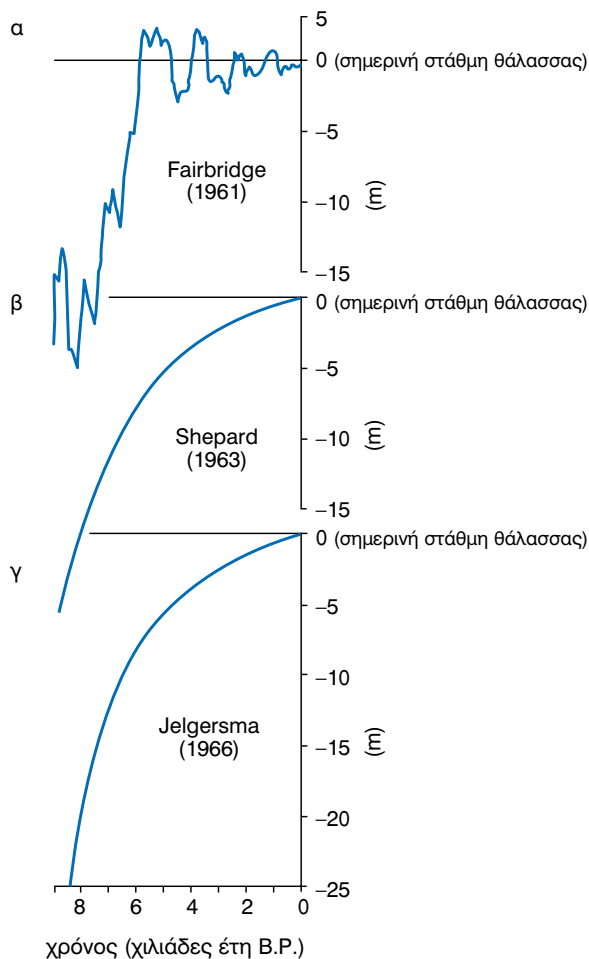
Αν και η αξιοπιστία της καταγραφής της θαλάσσιας στάθμης μειώνεται καθώς μελετώνται όλο και διαδοχικά παλαιότερες θαλάσσιες αναβαθμίδες, η αναγνώριση, η χαρτογράφηση και η χρονολόγηση σειρών θαλάσσιων αναβαθμίδων κατά μήκος πολλών τεκτονικά ενεργών παράκτιων περιοχών, αποτελεί ένα πολύ καλό τρόπο για την εκτίμηση της απόλυτης και της διαφορικής τεκτονικής ανύψωσης και στρέψης κατά μήκος των ακτογραμμών.

Συνεπώς κατά την αναζήτηση των διαχρονικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης σε μια περιοχή πρέπει να συνεκτιμάται τόσο ο ευστατισμός, που αποτελεί ένα παγκόσμιο φαινόμενο που έχει την ίδια ένταση σε κάθε περιοχή της γης, όσο και τα τοπικά αίτια, όπως είναι ο τεκτονισμός και η ισοστασία, η ένταση των οποίων ποικίλει σημαντικά από περιοχή σε περιοχή.

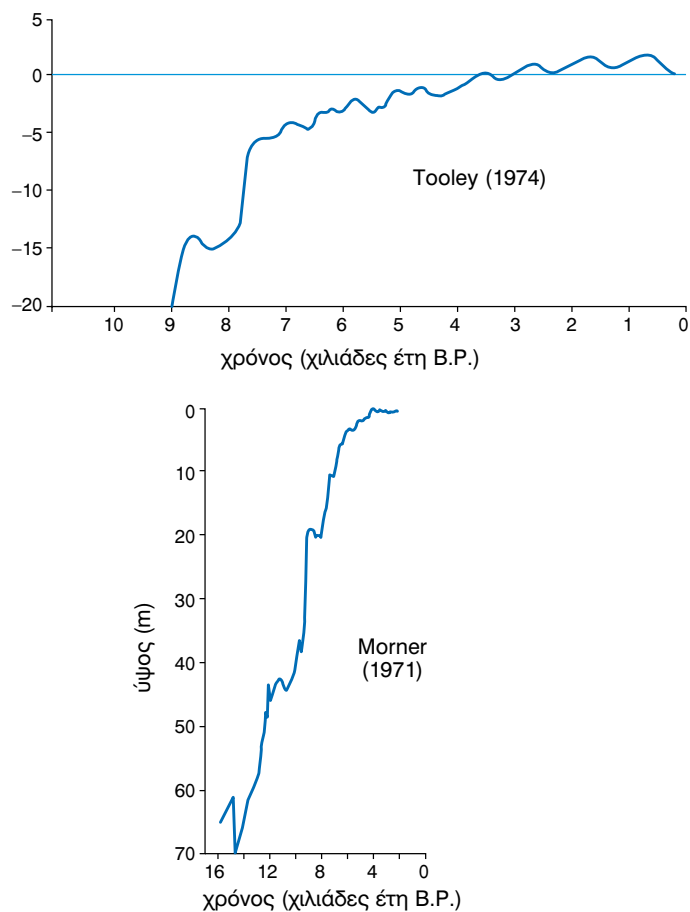
5.5 Μεταβολές θαλάσσιας στάθμης κατά το Ολόκαινο

Έχουν γίνει πολλές προσπάθειες σχεδίασης μιας ευστατικής καμπύλης για το Ολόκαινο. Όλες οι καμπύλες στάθμης θάλασσας, που έχουν προταθεί από έρευνες που έχουν διεξαχθεί σε διαφορετικές περιοχές της γης για την περίοδο αυτή, έχουν παρόμοια μορφή. Κάποιες μικροδιαφορές σε λεπτομέρειες οφείλονται στις δυσκολίες διαχωρισμού των ευστατικών από τα τοπικά αίτια στις περιοχές που πραγματοποιήθηκαν οι μελέτες για τη συλλογή των στοιχείων που οδήγησαν στη σχεδίαση της κάθε καμπύλης. Η γενική μορφή της καμπύλης χρόνου - στάθμης θάλασσας δείχνει ότι κατά το μέγιστο της τελευταίας παγετωδούς περιόδου, που τοποθετείται στα 18.000 έτη B.P. (πριν από σήμερα), η στάθμη της θάλασσας βρισκόταν περίπου 120 m χαμηλότερα από τη σημερινή. Το τέλος της περιόδου αυτής συνοδεύτηκε από μια γρήγορη άνοδο της παγκόσμιας θαλάσσιας στάθμης με ρυθμό περίπου 1 m/100 έτη μέχρι τα 7.000-5.000 έτη B.P. και στη συνέχεια ο ρυθμός ανόδου ελαττώθηκε στα 2-3 cm/100 έτη περίπου. Η άνοδος αυτή ονομάστηκε Φλάνδρια επίκλυση.

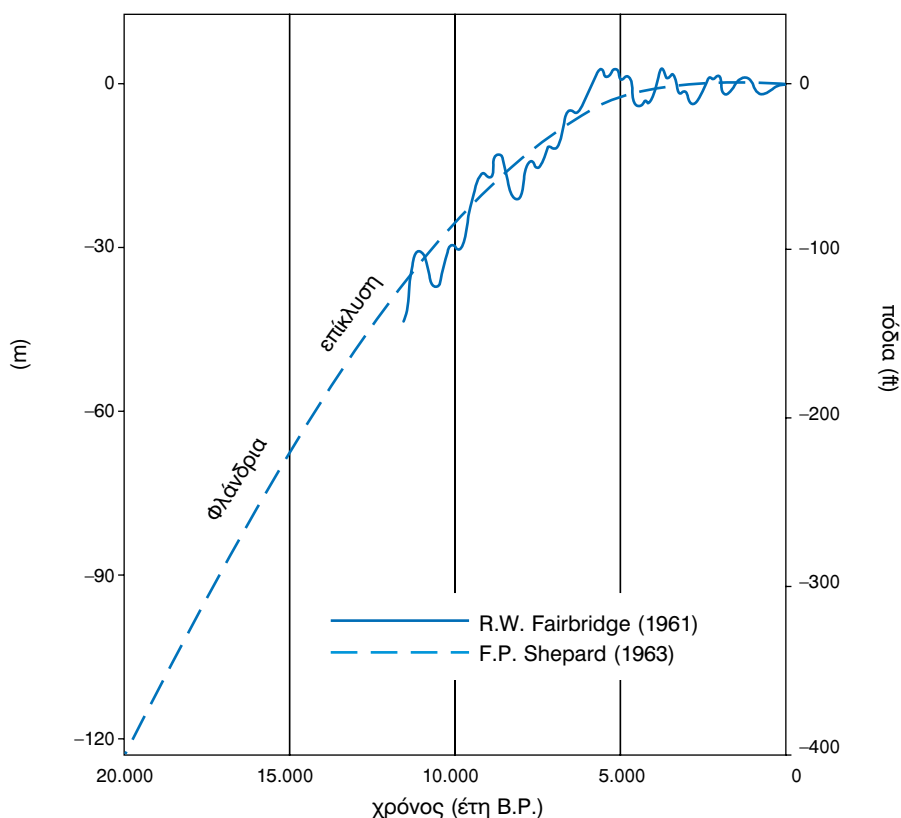
Στα σχήματα 5.6, 5.7 και 5.8 παρατίθενται διάφορες καμπύλες μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης του Ολόκαινου που έχουν παρουσιασθεί από διάφορους ερευνητές προσπαθώντας να απομονώσουν τις ευστατικές



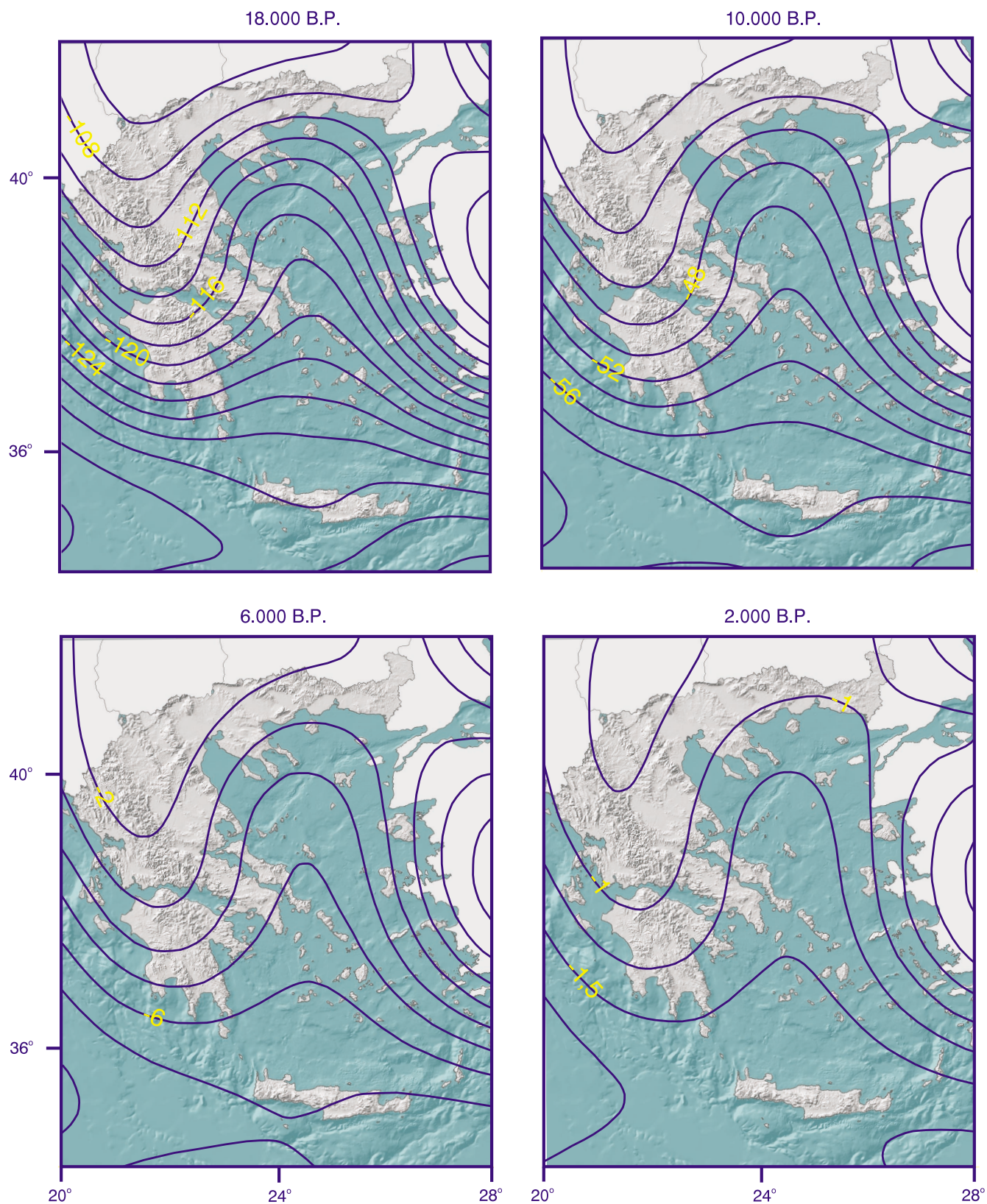
Σχήμα 5.6 Καμπύλες μεταβολής στάθμης θάλασσας (sea-level curves) για το Ολόκαινο.



Σχήμα 5.7 Καμπύλες μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης (sea-level curves) για την περίοδο του Ολόκαινου.



Σχήμα 5.8 Σύγκριση των καμπυλών μεταβολής στάθμης θάλασσας των Fairbridge (1961) και Shepard (1963) για την περίοδο του Ολόκαινου. Οι αποκλίσεις της καμπύλης του Fairbridge οφείλονται στην αδυναμία αποδέσμευσης του ευστατισμού από τα τοπικά αίτια.



από τις τεκτονικές ή/και ισοστατικές επιδράσεις και να αποδοθεί μια καμπύλη οφειλόμενη κυρίως στις ευστατικές μεταβολές (Fairbridge, 1961; Shepard, 1963; Jelgersma, 1966; Morner, 1971; Tooley, 1974 κ.α.).

Ο Fairbridge (1961) συλλέγοντας δεδομένα από διάφορες περιοχές του κόσμου πρότεινε την καμπύλη του σχήματος 5.6 για τις μεταβολές της στάθμης κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου. Στην καμπύλη αυτή ασκήθηκε έντονη κριτική γιατί τα τοπικά αίτια ουσιαστικά δεν έχουν ληφθεί υπόψη.

Ο Shepard (1963) πρότεινε την καμπύλη στάθμης θάλασσας του σχήματος 5.6 χρησιμοποιώντας σημεία - δεδομένα που συλλέχθηκαν από εννέα σχετικά σταθερές (τόσο τεκτονικά, όσο και ισοστατικά) περιοχές.

Ο Jelgersma (1966) πρότεινε την καμπύλη του σχήματος 5.6 που βασίστηκε σε στοιχεία από την Ολλανδία. Είναι εμφανής η ομοιότητα της καμπύλης αυτής με εκείνη του Shepard (1963).

Ο Morner (1971) βασιζόμενος σε δεδομένα από τη Νότια Σουηδία, που αποτελεί μια περιοχή που η τοπική ισοστατική της ιστορία είναι γνωστή, σχεδίασε την καμπύλη του σχήματος 5.7 που αποτελεί την περισσότερη αποδεκτή παγκοσμίως καμπύλη για το Ολόκαινο.

Σύμφωνα με όλες τις καμπύλες του Ολόκαινου κατά τα τελευταία 6.000 έτη οι διακυμάνσεις στη θάλασσα στάθμη υπήρξαν μικρές. Ο Shepard (1963) ισχυρίζεται ότι έλαβε χώρα μια μικρή αλλά σταθερή άνοδος της στάθμης από τότε μέχρι σήμερα ενώ άλλοι ερευνητές πιστεύουν ότι η θάλασσα στάθμη έφτασε στα σημερινά της επίπεδα κάποιο χρονικό διάστημα πριν και έχει διατηρηθεί από τότε σχεδόν σταθερή. Για παράδειγμα οι Godwin et al. (1958) ισχυρίζονται ότι η σταθεροποίηση αυτή σημειώθηκε 3.600 έτη B.P.

Ο Morner (1973) χρησιμοποιώντας τα δεδομένα τριών παλιροιογράφων από το 1680 A.D. (μ.Χ.) διαπίστωσε ότι μεταξύ 1780 και 1850 A.D. (μ.Χ.) σημειώθηκε μια μείωση της στάθμης της θάλασσας οφειλόμενη στην εκ νέου εξάπλωση των παγετώνων (Neoglaciation).

Στο σχήμα 5.9 απεικονίζεται η ιστορία των μεταβολών της θάλασσας στάθμης από την περίοδο της πιο πρόσφατης μέγιστης ανάπτυξης των παγετώνων, που έλαβε χώρα πριν 18.000 έτη, μέχρι σήμερα για την ευρύτερη περιοχή του ελλαδικού χώρου όπως έχει προκύψει από τον Lambeck (1996). Οι καμπύλες δείχνουν πόσα μέτρα χαμηλότερα βρισκόταν η στάθμη της θάλασσας σε σχέση με τη μέση σημερινή της θέση για τέσσερις χρονολογίες και συγκεκριμένα 18.000, 10.000, 6.000 και 2.000 έτη BP (πριν από σήμερα) αντίστοιχα. Για όλες τις περιόδους αυτές φαίνεται η αύξηση των τιμών των καμπυλών όσο μεγαλώνει η απόσταση από την ηπειρωτική χώρα γεγονός που δείχνει μια βύθιση των θαλάσσιων περιοχών του Αιγαίου, του Ιονίου και γενικότερα της Μεσογείου σε σχέση με τις ηπειρωτικές περιοχές. Αυτό μπορεί να θεωρηθεί σαν αποτέλεσμα του συνδυασμού των φαινομένων της παγετο-ισοστασίας και της

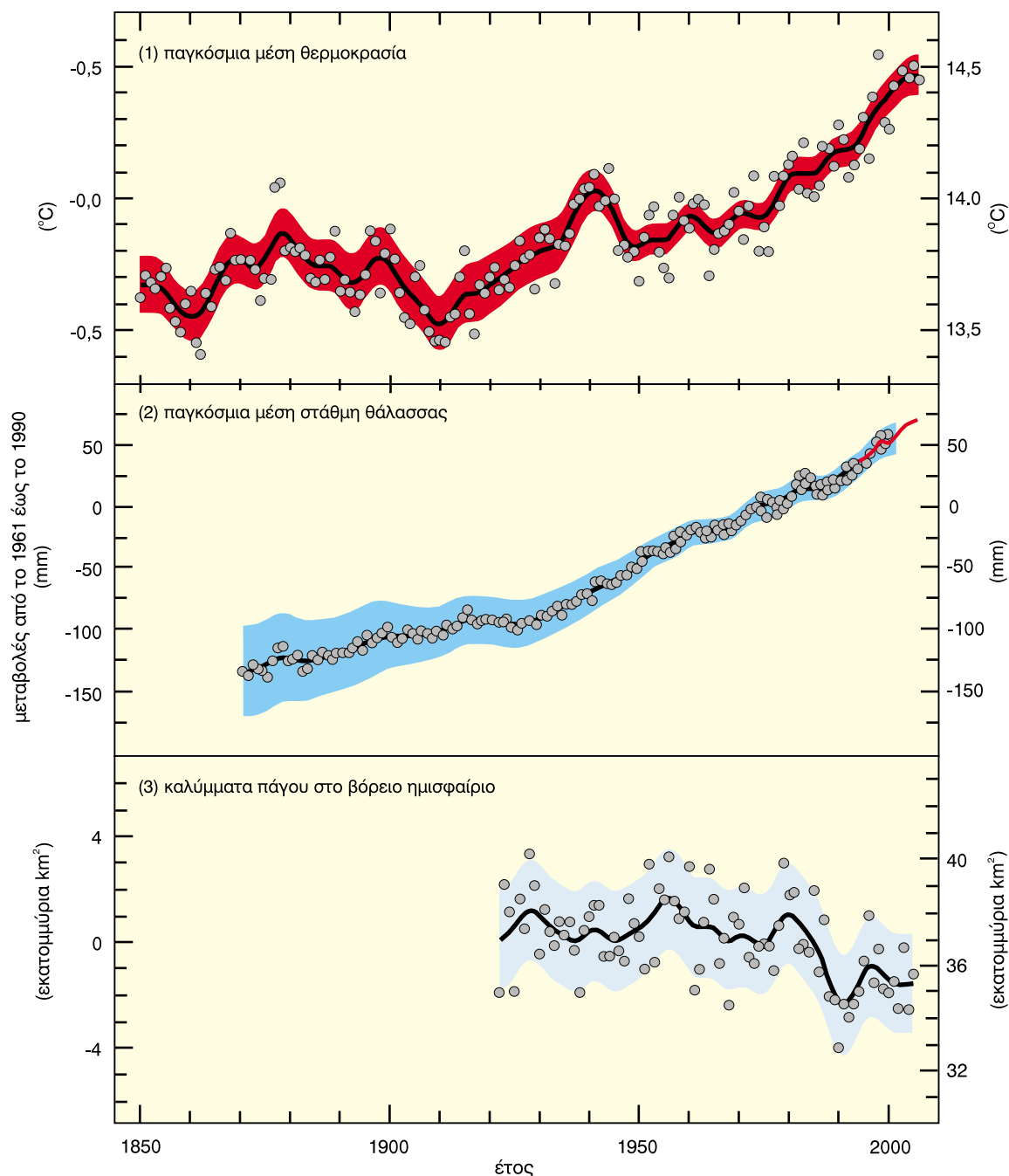
υδρο-ισοστασίας της βύθισης δηλαδή του θαλάσσιου πυθμένα κάτω από το βάρος του νερού και της αντίστοιχης ανύψωσης των χερσαίων περιοχών. Από τη συγκριτική παρατήρηση των χαρτών του σχήματος 5.9 φαίνεται ότι από το μέγιστο της τελευταίας παγετώδους περιόδου μέχρι σήμερα η θάλασσα στάθμη ανεβαίνει διαρκώς με διαφορετικό όμως ρυθμό. Αρχικά η ανύψωση ήταν ταχύτατη ενώ οι ρυθμοί μειώθηκαν σημαντικά κατά τα τελευταία 6.000 έτη.

Οι ρυθμοί μεταβολής της θάλασσας στάθμης που αναφέρθηκαν πριν δεν είναι πάντα της μορφής και της τάξης που περιγράφηκαν, ιδιαίτερα σε τεκτονικά ενεργές περιοχές, όπως είναι ο ευρύτερος χώρος της ανατολικής Μεσογείου στον οποίο ανήκει και η Ελλάδα. Οι κατακόρυφες τεκτονικές κινήσεις σε ορισμένες παράκτιες περιοχές πολλές φορές οδηγούν σε υπερβολικά μεγάλες θετικές ή αρνητικές μεταβολές (Φαλάσαρνα δυτικής Κρήτης +7 m τα τελευταία 2.500 χρόνια, Μάνικα Ευβοίας - 4,5 m τα τελευταία 3.400 χρόνια). Πρόκειται για περιπτώσεις όπου το τοπικό αίτιο του τεκτονισμού κυριαρχεί στις μεταβολές της θάλασσας στάθμης.

5.6 Μελλοντική μεταβολή της θάλασσας στάθμης

Τα παγκόσμια κλιματικά δεδομένα της U.S. Environmental Protection Agency (E.P.A.) (Titus & Narayanan, 1995) και η χρήση μαθηματικών μοντέλων από τη Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (I.P.C.C. "Intergovernmental Panel on Climate Change", 2007) δείχνουν ότι μέχρι το έτος 2050, η μέση θερμοκρασία του αέρα του πλανήτη θα αυξηθεί κατά 1°C ενώ έως το έτος 2100 η θερμοκρασία θα είναι κατά 2°C υψηλότερη από τη σημερινή. Κύριος λόγος της αύξησης αυτής είναι η επιδείνωση του φαινομένου του θερμοκηπίου λόγω των αυξανόμενων συγκεντρώσεων CO₂ στον ατμοσφαιρικό αέρα που οφείλεται κυρίως στις βιομηχανικές εκπομπές.

Η αύξηση αυτή της θερμοκρασίας θα προκαλέσει την τήξη των πάγων των πόλων και των ηπειρωτικών περιοχών του πλανήτη και τη θερμική διαστολή της μάζας του νερού των ωκεανών με αποτέλεσμα την άνοδο της θάλασσας στάθμης σε παγκόσμιο επίπεδο. Βάσει διαφόρων σεναρίων μελλοντικής ανόδου της παγκόσμιας στάθμης, που βασίζονται στην επεξεργασία τόσο στοιχείων του παρελθόντος, όσο και σύγχρονων μετρήσεων, δορυφορικών παρατηρήσεων κ.α., (σχήμα 5.10) εκτιμάται ότι η θάλασσα στάθμη θα είναι κατά 15 cm υψηλότερη μέχρι το έτος 2050 ενώ θα έχει αυξηθεί κατά περίπου 50 cm έως το έτος 2100 (σχήμα 5.11). Έτσι ο ρυθμός ανόδου αναμένεται να φθάσει τα 5,5 mm/έτος μέχρι το 2100.



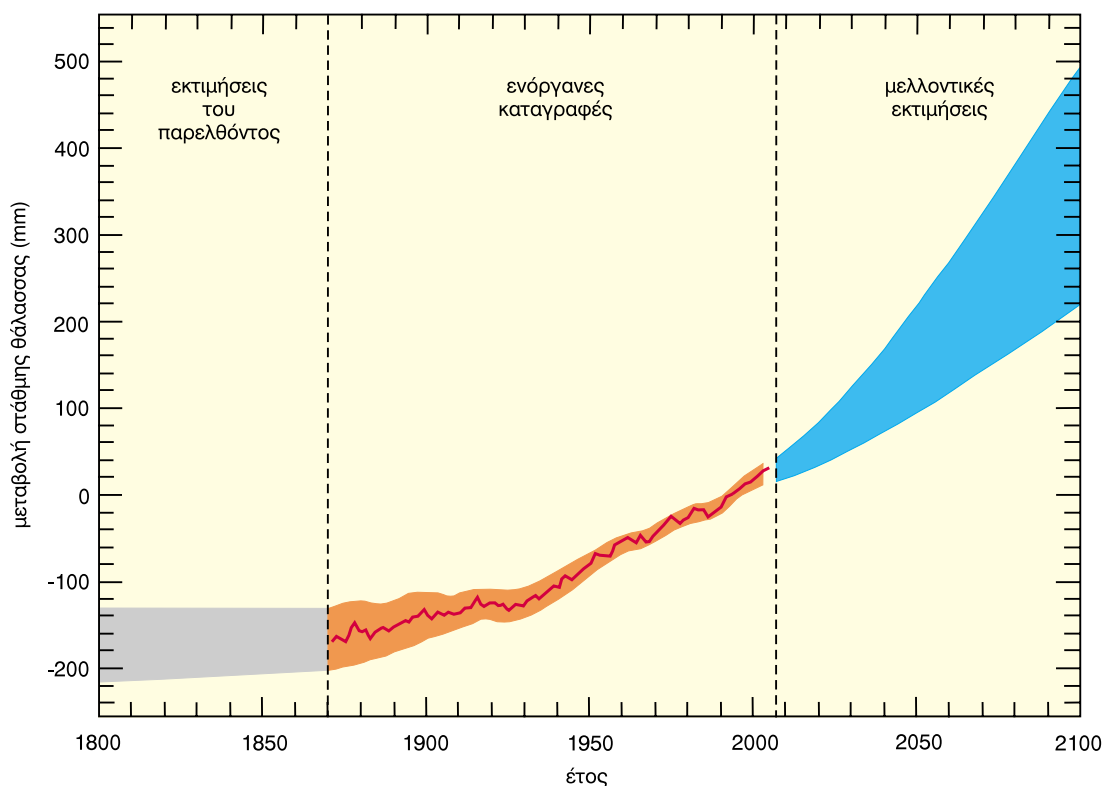
Σχήμα 5.10 Μεταβολές στη (1) μέση παγκόσμια θερμοκρασία επιφανείας του αέρα (2) μέση παγκόσμια στάθμη της θάλασσας και (3) παγοκάλυψη του βόρειου ημισφαιρίου. Οι μεταβολές της στάθμης θάλασσας έχουν προκύψει από μετρήσεις παλιρροιογράφων (με μπλε χρώμα) ενώ οι πολύ πρόσφατες από δορυφορικά δεδομένα (κόκκινη γραμμή). Η παγοκάλυψη αφορά το διάστημα Μαρτίου-Απριλίου. (πηγή: I.P.C.C., 2007)

5.7 Μέθοδοι αναζήτησης των μεταβολών της στάθμης θάλασσας

Από το κεφάλαιο αυτό προκύπτει ότι η αναζήτηση της ιστορίας των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης σε βάθος χρόνου αποτελεί μια ιδιαίτερα δύσκολη διαδικασία που βασίζεται κυρίως στην αναγνώριση δεικτών που αποτελούν ενδείξεις παλαιοακτογραμμών. Όσο περισσότερο εκτείνεται πίσω στο χρόνο η αναζήτηση αυτή, τόσο περισσότερο επίπονη γίνεται, διότι τα ίχνη των

παλαιών ακτογραμμών αλλοιώνονται και εξαφανίζονται από τη δράση των χειρσαίων εξωγενών διεργασιών (αποσάθρωση, διάβρωση). Εξίσου δύσκολη είναι και η πρόβλεψη των μελλοντικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης κυρίως εξαιτίας των πολλών διαφορετικών μεταβλητών που εμπλέκονται.

Η αναζήτηση των διαχρονικών μεταβολών του επιπέδου της θαλάσσιας στάθμης είναι απαραίτητη για την αναπαράσταση της παλαιογεωγραφίας των παράκτιων περιβαλλόντων. Αυτό γίνεται με τη διεξαγωγή μιας σει-



Σχήμα 5.11 Εκτιμήσεις της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας παγκοσμίως από το 1800 έως το έτος 2100 από τη Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (I.P.C.C.). Στο διάγραμμα παρουσιάζονται οι μεταβολές για την περίοδο 1800-1870 που βασίζονται σε εκτιμήσεις, για την περίοδο 1870-2007 η καμπύλη βασίζεται σε ενόργανες παρατηρήσεις και καταγραφές ενώ οι μελλοντικές εκτιμήσεις έχουν προκύψει από διάφορα μαθηματικά μοντέλα. (πηγή: I.P.C.C., 2007)

ράς από ερευνητικές εργασίες μεταξύ των οποίων περιλαμβάνεται η λεπτομερής καταγραφή, απεικόνιση και μελέτη της στρωματογραφίας των παράκτιων ιζημάτων. Η μελέτη αυτή περιλαμβάνει την κοκκομετρική και μικροπαλαιοοντολογική τους ανάλυση, τη μελέτη δηλαδή του μεγέθους των κόκκων και της μικροπανίδας τους αντίστοιχα, με σκοπό τον προσδιορισμό των περιβαλλόντων απόθεσής τους. Η μελέτη των ιζημάτων πρέπει να συνοδεύεται από τη λεπτομερή γεωμορφολογική χαρτογράφηση της υπό μελέτη παράκτιας περιοχής με σκοπό την αναγνώριση και χαρτογραφική αποτύπωση των παράκτιων γεωμορφών και ειδικά αυτών που αποτελούν δείκτες στάθμης θάλασσας του παρελθόντος. Οι εργασίες αυτές συνδυάζονται με την εφαρμογή μεθόδων "απόλυτης" χρονολόγησης σε ιζήματα πλούσια σε οργανικό υλικό, σε κελύφη οργανισμών και αρχαιολογικά ευρήματα εντός των αποθέσεων, στο συγκολλητικό υλικό (τσιμέντο) παράκτιων και υποθαλάσσιων γεωμορφών (όπως είναι οι ψηφιδωπαγείς αιγιαλοί - beachrocks) ώστε να σκιαγραφηθούν τα στάδια της γεωμορφολογι-

κής εξέλιξης και οι ρυθμοί δράσης των γεωμορφολογικών, περιβαλλοντικών και τεκτονικών διεργασιών που οδήγησαν στη διαμόρφωση της σημερινής μορφολογίας.

Για τις μελλοντικές μεταβολές της στάθμης της θάλασσας χρησιμοποιούνται δεδομένα, όπως χρονοσειρές εποχιακών μεταβολών των κλιματικών στοιχείων των τελευταίων δεκαετιών, διαχρονικές μετρήσεις παλιρροιογράφων σε τοπική και παγκόσμια κλίμακα, μαθηματικές προσομοιώσεις που βασίζονται κυρίως σε κλιματικές μεταβολές (αύξηση θερμοκρασίας, εκπομπές CO₂ σε παγκόσμια κλίμακα κ.α.) και δεδομένα τηλεπισκόπησης. Σκοπός είναι η διατύπωση επιστημονικών σεναρίων πρόβλεψης των μελλοντικών μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης, σε τοπική και παγκόσμια κλίμακα, που να ανταποκρίνονται όσο γίνεται στην πραγματικότητα. Η συνδυαστική αυτή πολύ-επιστημονική προσέγγιση αποτελεί πολύτιμο εργαλείο τόσο για τη λήψη αποφάσεων, όσο και για τον σχεδιασμό και την υλοποίηση της ολοκληρωμένης βιώσιμης ανάπτυξης των παράκτιων ζωνών.