ΚΕΦΑΛΑΙΟ

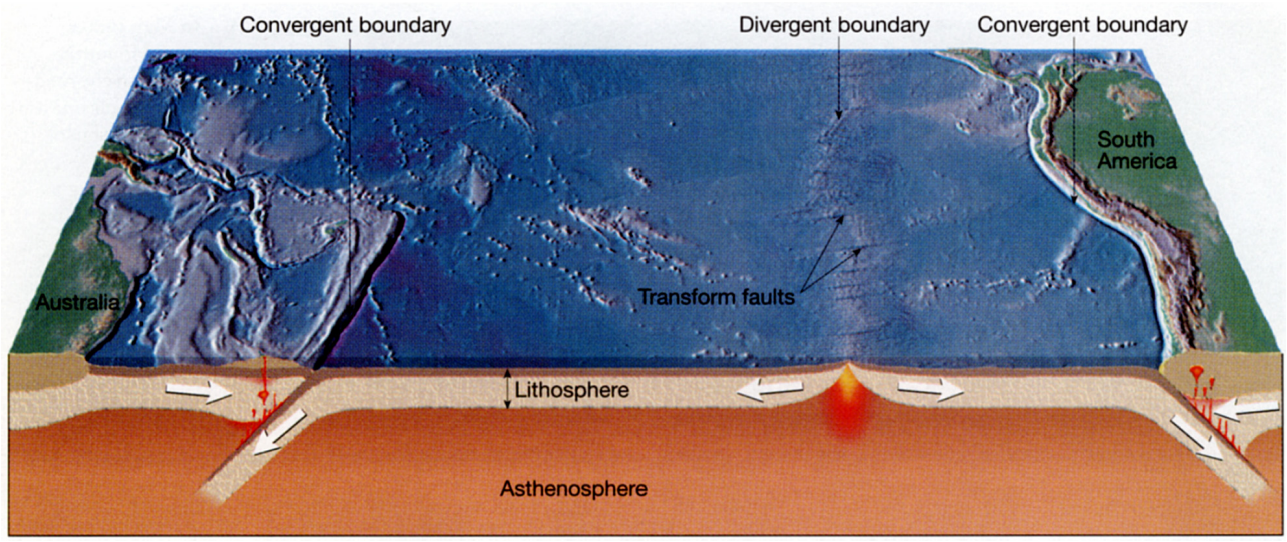
6 Περιθώρια Σύγκλισης των Λιθοσφαιρικών Πλακών

6.1 Εισαγωγή

Είδαμε ότι στα όρια της απόκλισης των πλακών στις ενεργές ράχεις, δημιουργείται συνεχώς λιθόσφαιρα. Αν δεν υπήρχε ένας αντίθετος μηχανισμός που να καταστρέφει τη λιθόσφαιρα, τότε η επιφάνεια της γης όφειλε να αυξάνεται. Η σύγκλιση όμως των πλακών που είναι μια αντίθετη κίνηση της απόκλισης και πραγματοποιείται στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια, έχει ως αποτέλεσμα την καταστροφή της λιθόσφαιρας και έτσι υπάρχει μια αντιστάθμιση. Φαίνεται λοιπόν ότι ο όγκος του πλανήτη μας δε μεταβάλλεται πρακτικά. Στην επιφάνεια της σφαίρας τα όρια των πλακών που συγκλίνουν σχηματίζουν γενικά τόξα, που το κοίλο μέρος βρίσκεται προς την πλευρά της εφιππεύουσας πλάκας.

Τα συγκλίνοντα ή αναλισκόμενα περιθώρια των πλακών (convergent or consuming plate margins), εντοπίζονται εκεί όπου γειτονικές πλάκες κινούνται η μία προς την άλλη και η κίνηση αυτή συνοδεύεται από την επώθηση της μιας πάνω στην άλλη, που βυθίζεται από κάτω της. Το αίτιο της βύθισης, όπως έχει ήδη αναφερθεί (βλπ. Κεφ. 4.9), είναι η μεγαλύτερη πυκνότητα που έχει ο ωκεάνιος φλοιός από την ασθενόσφαιρα και οφείλεται στην ψύξη του ωκεάνιου φλοιού (αύξηση της πυκνότητας) και στην πλαστικότητα της ασθενόσφαιρας. Τα περιθώρια αυτά καλούνται επίσης και ζώνες υποβύθισης (subduction zones), οι οποίες ταξινομούνται σε ωκεάνιες και υπο-ηπειρωτικές (subcontinental), ανάλογα με το αν ο φλοιός της εφιππεύουσας πλάκας, αμέσως πάνω από το όριο σύγκλισης είναι ωκεανικός ή ηπειρωτικός (Εικ. 6.1). Ο φλοιός της εφιππεύουσας ή της υποβυθιζόμενης πλάκας είναι σχεδόν πάντα ωκεανικός, διότι στις περιπτώσεις που αυτός είναι ηπειρωτικός αναπτύσσεται μια ζώνη σύγκρουσης (collision zone), που οδηγεί στη δημιουργία μιας ορογενετικής ζώνης, και η υποβύθιση, σε γενικές γραμμές, δεν μπορεί να συνεχίσει να λειτουργεί για μακρό χρονικό διάστημα (επειδή ο ηπειρωτικός φλοιός είναι λιγότερο πυκνός και έτσι δεν μπορεί να συμμετέχει στη βύθιση). Οι ζώνες σύγκρουσης αναπτύσσονται με λεπτομέρεια στο επόμενο κεφάλαιο (Κεφάλαιο 7).

Οι ωκεανικές ζώνες υποβύθισης οριοθετούνται από μια τάφρο, δηλαδή από μια γραμμική μορφολογική ταπείνωση στον ωκεάνιο πυθμένα, εκεί όπου η υποβυθιζόμενη πλάκα κάμπτεται και κατέρχεται προς τον μανδύα, καθώς και από μια τοξοειδή αλυσίδα ηφαιστείων στην εφιππεύουσα πλάκα, που

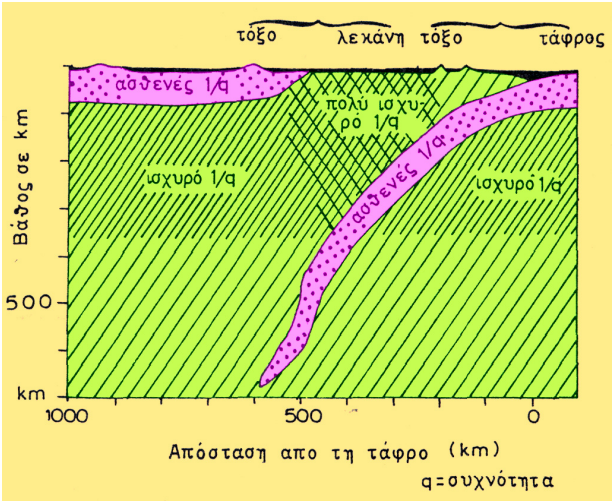


Εικόνα 6.1 *Τα συγκλίνοντα ή αναλισκόμενα περιθώρια των λιθοσφαιρικών πλακών (ή ζώνες υποβύθισης), αποτελούν τον αντίθετο μηχανισμό των αποκλινόντων ορίων, ώστε η επιφάνεια της Γης να παραμένει σταθερή. Ανάλογα με τον τύπο του φλοιού της εφιππεύουσας πλάκας (ωκεάνιος ή ηπειρωτικός), διακρίνονται δύο τύποι ζωνών υποβύθισης. Οι ωκεανικές (αριστερό τμήμα εικόνας) και οι υπο-ηπειρωτικές (δεξιό τμήμα εικόνας).*

αποκαλείται ως ηφαιστειακό τόξο (volcanic arc), νησιωτικό τόξο (island arc), ή ωκεανικό νησιωτικό τόξο (oceanic island arc). Τα υπο-ηπειρωτικά συγκλίνοντα περιθώρια οριοθετούνται επίσης από μια ωκεάνια τάφρο και από μια τοξοειδή αλυσίδα ηφαιστείων, που αναπτύσσονται στον επωθούμενο ηπειρωτικό φλοιό. Τα περιθώρια αυτά αποκαλούνται ηπειρωτικά τόξα (continental arcs), ή ηπειρωτικά περιθώρια τύπου Άνδεων (Andean-style continental margins), από το σημερινό αντίστοιχο γεωτεκτονικό πλαίσιο της οροσειράς των Άνδεων. Συχνά, επίσης, χρησιμοποιούνται οι όροι τάφρος, νησιωτικό τόξο και ηπειρωτικό τόξο για τα χαρακτηριστικά αυτά των συγκλινόντων περιθωρίων. Τόσο τα ωκεανικά όσο και τα υπο-ηπειρωτικά αναλισκόμενα περιθώρια έχουν πολλά ευκρινή ομοειδή χαρακτηριστικά, που αντικατοπτρίζουν την κοινή γεωτεκτονική τους τοποθέτηση. Υπάρχουν όμως και διαφορές μεταξύ τους, που εν μέρει σχετίζονται με τον τύπο του φλοιού της εφιππεύουσας πλάκας.

Τα όρια των πλακών όπου πραγματοποιείται μια σύγκλιση καθορίζονται και αυτά πάνω στην επιφάνεια του πλανήτη μας από μια σεισμική ζώνη πολύ διαφορετική από αυτή που καθορίζει τα όρια της απόκλισης. Η ενέργεια που απελευθερώνεται στην ζώνη σύγκλισης (ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια), είναι κατά πολύ μεγαλύτερη αυτής που απελευθερώνεται στην απόκλιση. Οι σεισμοί δεν είναι μόνο επιφανειακοί (0-100 km) όπως στα όρια απόκλισης, αλλά και ενδιάμεσοι και βάθους (100-700 km). Ο γεωμετρικός τόπος των σεισμικών εστιών καθορίζει μια κεκλιμένη ζώνη ως προς το οριζόντιο επίπεδο που η τομή της με την επιφάνεια της γήινης σφαίρας συμπίπτει με τις ωκεάνιες τάφρους των ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων. Η ζώνη αυτή ονομάζεται "ζώνη "Wadati-Benioff" (λεπτομέρειες στα επόμενα, βλπ. και Κεφ. 3.7).

Τα σεισμικά δεδομένα μας δίνουν πληροφορίες για τις φυσικές ιδιότητες του μέσου που διασχίζουν και έτσι οι γεωλόγοι και γεωφυσικοί μπόρεσαν να καθορίσουν τη γεωμετρία των λιθοσφαιρικών πλακών κάτω από τα ενεργά περιθώρια και τα νησιωτικά τόξα και να δείξουν ότι σε αυτές τις περιοχές η λιθόσφαιρα βυθίζεται πολύ βαθειά μέσα στην ασθενόσφαιρα (Εικ. 6.2). Αυτή η ανακάλυψη επιτρέπει να γίνει κατανοητό το που και με ποιούς



Εικόνα 6.2 *Σχηματική τομή της λιθόσφαιρας και της ασθενόσφαιρας στις νήσους Tonga.*

μηχανισμούς αναλίσκεται η λιθόσφαιρα, που δημιουργείται στον άξονα των ενεργών μεσοωκεάνιων ράχεων, καθώς και να μελετήσουμε τις σχετικές κινήσεις των πλακών ώστε να ερμηνεύσουμε τα γεωδυναμικά φαινόμενα που δημιουργούνται στα όρια τους.

6.2 Γεωγραφία των Αναλισκόμενων Περιθωρίων: Το Περι–Ειρηνικό Σύστημα

Τα περισσότερα αναλισκόμενα περιθώρια πλακών βρίσκονται γύρω από τον Ειρηνικό Ωκεανό (Εικ. 6.3). Σχηματίζουν τον γνωστό "δακτύλιο της φωτιάς" ("ring of fire"), που πήρε το όνομά του από τα ενεργά ηφαιστειακά τόξα που βρίσκονται πάνω από όλα αυτά τα αναλισκόμενα περιθώρια (βλπ. και Κεφ. 3.8). Ακολουθεί στη συνέχεια μια σύντομη περιγραφή της γεωγραφίας των συγκλινόντων περιθωρίων, ξεκινώντας από τον Κόλπο της Αλάσκα και προχωρώντας αριστερόστροφα γύρω από το σύστημα υποβύθισης που περιβάλλει τον Ειρηνικό Ωκεανό (Εικ. 6.3).

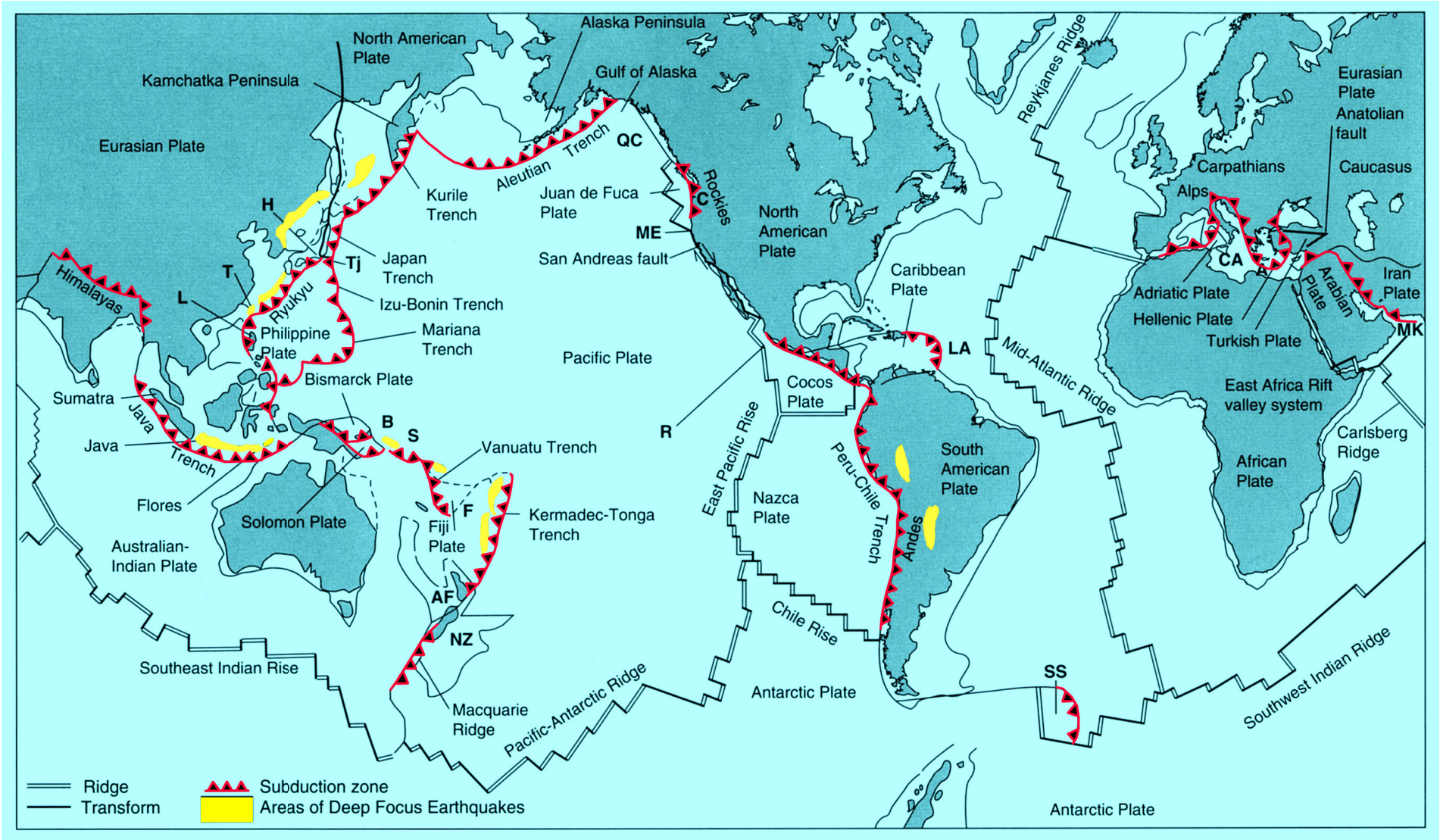
Νοτιοδυτικά από τον Κόλπο της Αλάσκα, κατά μήκος της τάφρου των Αλεούτιων (Aleutian trench), η πλάκα του Ειρηνικού κατέρχεται προς τα ΒΔ, κάτω από την πλάκα της Βόρειας Αμερικής. Πέρα από τη χερσόνησο της Δυτικής Αλάσκα, το περιθώριο είναι ένα νησιωτικό τόξο, που εκτείνεται μέχρι το σημείο συμβολής με το τόξο της Καμτσάτκα (Kamchatka). Το συγκλίνον περιθώριο Ειρηνικού – Βόρειας Αμερικής συνεχίζεται στα ΝΔ ως σύστημα νησιωτικού τόξου Kurile-Kamchatka στις βόρειες Ιαπωνικές νήσους, μέχρι τα δύο σημεία τριπλής συμβολής (triple junctions), τύπου trench-trench-trench (TTT, βλπ. Κεφ. 3.3), γύρω από το κεντρικό Honshu (σημείο Η στο χάρτη της Εικόνας 6.3). Από το σημείο αυτό και μετά τα νησιωτικά τόξα Izu-Bonin-Mariana και Ryukyu, εκτείνονται προς τα νότια και νοτιοδυτικά, σχηματίζοντας αντίστοιχα τα ανατολικά και δυτικά όρια της πλάκας των Φιλιππίνων. Στο συγκλίνον περιθώριο Izu-Bonin-Mariana, η πλάκα του Ειρηνικού βυθίζετασι κάτω από την πλάκα των Φιλιππίνων. Στο συγκλίνον περιθώριο Ryukyu, η πλάκα των φιλιππίνων βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική πλάκα. Το νησιωτικό τόξο Ryukyu τελειώνει στο Ασιατικό ηπειρωτικό περιθώριο στη νήσο της Ταϊβάν (σημείο Τ στο χάρτη της Εικόνας 6.3).

Νότια της Ταϊβάν, η γεωμετρία της ζώνης υποβύθισης γίνεται πιο περίπλοκη. Πρώτα απ' όλα αντιστρέφεται η πολικότητα, με αποτέλεσμα να μετατρέπεται σε μια ζώνη που κλίνει προς τα ανατολικά και εκτείνεται από από την Ταϊβάν μέχρι το δυτικό τμήμα της Luzon (σημείο L στο χάρτη της Εικόνας 6.3). Η ζώνη αυτή συνδέεται, μέσω ενός ρήγματος μετασχηματισμού, με την προς τα δυτικά κλίνουσα ζώνη υποβύθισης των Φιλιππίνων, στη δυτική πλευρά της νήσου των Φιλιππίνων. Η ζώνη αυτή των Φιλιππίνων εκτείνεται προς την Ινδονησία σε μια περιοχή που παρουσιάζει μεγάλη πολυπλοκότητα, δεδομένου ότι εκεί αλληλεπιδρούν μεταξύ τους τα όρια τεσσάρων μεγάλων πλακών: της πλάκας των Φιλιππίνων, της πλάκας του Ειρηνικού, της Αυστραλο-Ινδικής πλάκας και της Ευρασιατικής.

Ανατολικά από αυτή την πολύπλοκη περιοχή, μια ζώνη υποβύθισης που κλίνει προς τα ΒΑ, εκτείνεται, μέσω του Αρχιπελάγους Bismarck (σημείο Β στο χάρτη της Εικόνας 6.3), των νήσων του Σολωμόντος (σημείο S στο χάρτη της Εικόνας 6.3) και των νήσων Vanuatu, σε ένα πολύπλοκο σύστημα μικρών πλακών που τα όριά τους περνούν, μέσω του πλατό των Fiji (σημείο F στο χάρτη της Εικόνας 6.3), στη βόρεια απόληξη της ζώνης υποβύθισης Tonga-Kermadec, που κλίνει προς τα δυτικά. Η ζώνη αυτή συνδέεται στη νότια απόληξή της με το σύστημα υποβύθισης της ράχης Macquarie, μέσω του Alpine fault της Νέας Ζηλανδίας, που αντιπροσωπεύει ένα ρήγμα μετασχηματισμού που συνδέει δύο τάφρους (βλπ. και Κεφ. 5.3). Η ράχη Mcquarie καταλήγει σε ένα σημείο τριπλής συμβολής, μαζί με τη ράχη του ΝΑ Ινδικού και τη ράχη Ειρηνικού-Ανταρκτικής.

Στην ανατολική πλευρά του Ειρηνικού, το συγκλίνον περιθώριο της Αλάσκα συνδέεται, μέσω του ρήγματος μετασχηματισμού των νήσων Queen Charlotte (σημείο QC στο χάρτη της Εικόνας 6.3), με ένα μικρού μήκους συγκλίνον περιθώριο, κάτω από την περιοχή των Cascades των Η.Π.Α. (σημείο C στο χάρτη της Εικόνας 6.3). Αυτό το συγκλίνον περιθώριο σταματά στο σημείο τριπλής συμβολής (triple junction), του Mendocino (σημείο ΜΕ στο χάρτη της Εικόνας 6.3). Το ρήγμα του San Andreas εκτείνεται προς τα ΝΑ, ανάμεσα στο προηγούμενο σημείο τριπλής συμβολής και το σημείο τριπλής συμβολής της Riviera (σημείο R στο χάρτη της Εικόνας 6.3), δυτικά από το Μεξικό. Από το σημείο αυτό μια υπο-ηπειρωτική ζώνη υποβύθισης εκτείνεται κατά μήκος των δυτικών ορίων της Κεντρικής και Νότιας Αμερικής. Εντοπίζονται όμως και δύο μικρού μήκους αναλισκόμενα περιθώρια, που εκτείνονται προς τον Ατλαντικό ωκεανό: i) το περιθώριο των Μικρών Αντιλλών (σημείο LA στο χάρτη της Εικόνας 6.3), ανατολικά της πλάκας της Καραϊβικής και ii) η πλάκα των South Sandwich (σημείο SS στο χάρτη της Εικόνας 6.3), στο Νότιο Ατλαντικό.

Τρία μικρά τμήματα των συγκλινόντων ορίων πλακών του συστήματος "Άλπεων-Ιμαλαΐων" (βλπ.



Εικόνα 6.3 *Γενικευμένος χάρτης που παρουσιάζει τα όρια των πλακών σε παγκόσμια κλίμακα, με έμφαση στις ζώνες υποβύθισης. Επεξήγηση συμβόλων: A = Τόξο Αιγαίου, AF = Alpine fault, B = Αρχιπέλαγος Bismarck, C = Cascades, CA = Καλαβρία, F = Πλατό Fiji, H = Honshu, L = Luzon, LA = Lesser Antilles, ME = Σημείο τριπλής συμβολής Mendocino, MK = Makran, NZ = Νέα Ζηλανδία, R = Σημείο τριπλής συμβολής Riviera, S = Νήσοι Σολομώντα, SS = Πλάκα των South Sandwich, T = Ταϊβάν, Tj = Σημείο τριπλής συμβολής Boso.*

και Κεφ. 7.3), προϋποθέτουν την υποβύθιση ωκεανικής λιθόσφαιρας. Τα τμήματα αυτά είναι τα όρια της Καλαβρίας (σημείο CA στο χάρτη της Εικόνας 6.3) και του Αιγαίου (σημείο Α στο χάρτη της Εικόνας 6.3), στη Μεσόγειο Θάλασσα και το όριο του Makran (σημείο MK στο χάρτη της Εικόνας 6.3), κατά μήκος της ΝΔ απόληξης της πλάκας του Ιράν.

6.3 Φυσιογραφία των Ζωνών Υποβύθισης

Όλα τα συγκλίνοντα περιθώρια, άσχετα από το μήκος, την ηλικία και το στάδιο εξέλιξης που βρίσκεται το καθένα, παρουσιάζουν μια γενική ομοιότητα στην τοπογραφία και τη γενικότερη μορφοτεκτονική τους δομή, που μας επιτρέπει να προσδιορίσουμε μια σειρά από καλά διακριτές φυσιογραφικές ζώνες. Στην Εικόνα 6.4Α παρουσιάζεται ένας σχηματικός χάρτης και μια τομή ενός ωκεανικού συγκλίνοντος περιθωρίου, ενώ στην Εικόνα 6.4Β, παρουσιάζονται τα ίδια στοιχεία για ένα υποηπειρωτικό συγκλίνον περιθώριο. Στην Εικόνα 6.4C παρουσιάζεται ένας απλοποιημένος χάρτης από τα νησιωτικά τόξα που περιβάλλουν την πλάκα των Φιλιππίνων (ωκεανικά συγκλίνοντα περιθώρια) και στην Εικόνα 6.4D, ένας απλοποιημένος χάρτης των Άνδεων (υπο-ηπειρωτικό συγκλίνον περιθώριο). Στην Εικόνα 6.5 παρουσιάζεται ένα πιο αναλυτικό και συνθετικό σχήμα των φυσιογραφικών ζωνών που καλύπτει και τις δύο περιπτώσεις των ζωνών υποβύθισης. Ακολουθεί μια σύντομη περιγραφή των φυσιογραφικών ζωνών (με την ορολογία που συνήθως επικρατεί στη διεθνή βιβλιογραφία), σε τομή εγκάρσια στο περιθώριο, ξεκινώντας από την υποβυθιζόμενη πλάκα και προχωρώντας προς την εφιππεύουσα.

Η **εξωτερική κυρτότητα** (**outer swell**), είναι ένα χαμηλό τοπογραφικό εξόγκωμα στην κατερχόμενη πλάκα, που αναπτύσσεται εξωτερικότερα από το σημείο που η πλάκα αρχίζει να βυθίζεται στο μανδύα. Η εξωτερική κυρτότητα οφείλεται πιθανόν σε μια παραμόρφωση μεγάλης ακτίνας καμπυλότητας της βυθιζόμενης πλάκας. Δημιουργείται δηλαδή μια εκτεταμένη ανύψωση σε σχήμα αψίδας με μέσο πλάτος 200 χιλιόμ. περίπου και ένα σχετικό ύψος 200-400 μέτρων σε σχέση με τον προσκείμενο ωκεανικό πυθμένα. Η μορφολογική αυτή δομή πιθανόν να οφείλεται στην κυρτότητα της βυθιζόμενης πλάκας λόγω φόρτισης που προκαλεί η εφιππεύουσα πλάκα.

Η περιοχή που βρίσκεται στην κυρτή πλευρά της βυθιζόμενης πλάκας, υφίσταται, ένα εφελκυσμό του οποίου η επιφανειακή εκδήλωση είναι η εμφάνιση κανονικών ρηγμάτων με συνέπεια την δημιουργία τεκτονικών τάφρων. Αυτή η παραμόρφωση προκαλεί μια επιφανειακή σεισμική δραστηριότητα και τοπικά μια ηφαιστειακή δραστηριότητα.

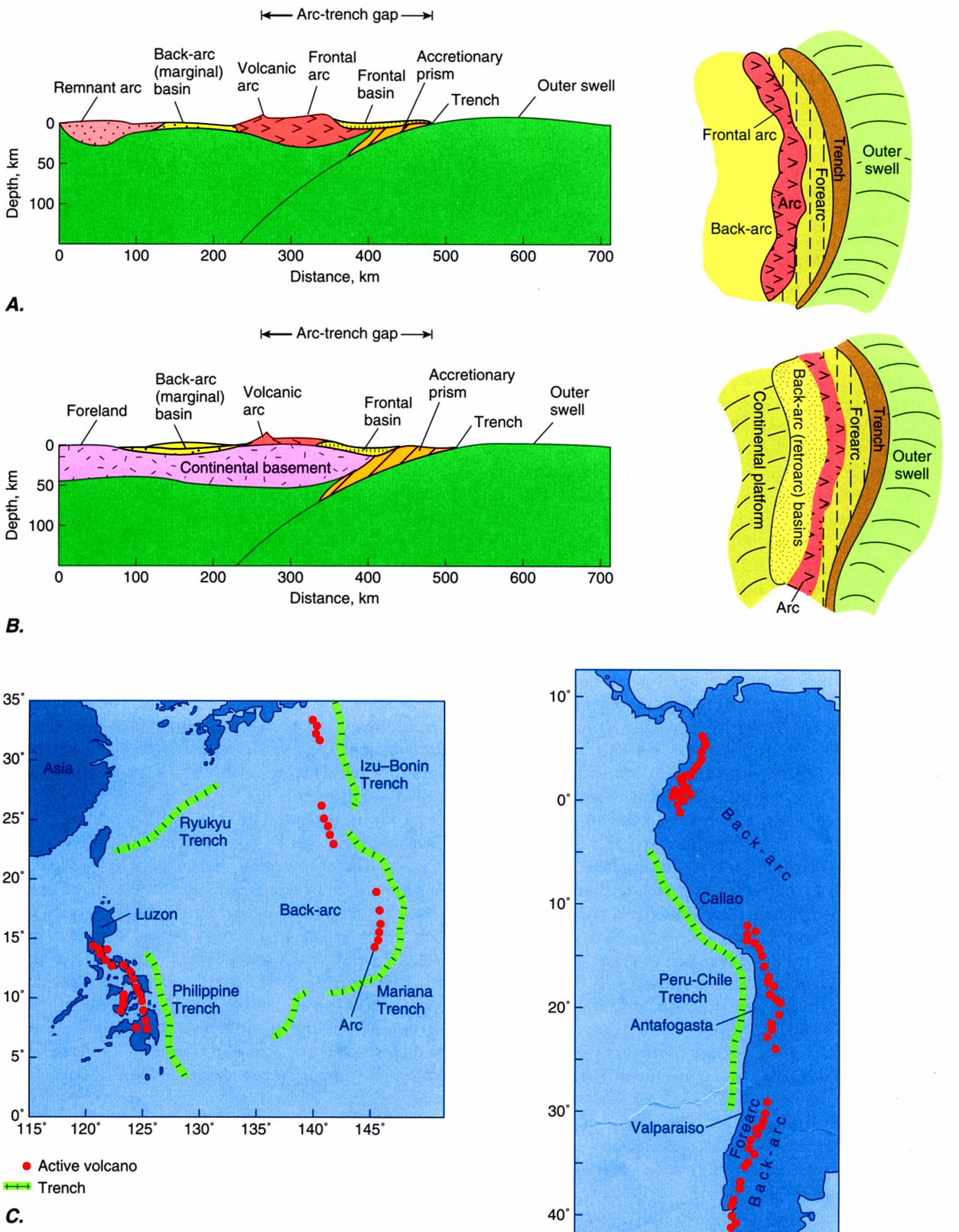
Από την κορυφή της εξωτερικής κυρτότητας, ο ωκεάνιος πυθμένας κλίνει προς την μεριά του ορίου ανάμεσα στην υποβυθιζόμενη και την εφιππεύουσα πλάκα, δηλαδή προς την μεριά της τάφρου, σχηματίζοντας έτσι την **εξωτερική πλευρά της ωκεανικής τάφρου** (**outer trench wall**). Η εξωτερική πλευρά της ωκεανικής τάφρου έχει σχετικά μικρή κλίση (2^0-5^0) και παρουσιάζει τις ίδιες εφελκυστικές δομές και την ίδια ηφαιστειακή και σεισμική δραστηριότητα, όπως η εξωτερική κυρτότητα. Η ίδια η **τάφρος** (**trench**), αντιπροσωπεύει μια βαθειά υποθαλάσσια κοιλάδα, που ο άξονάς της (**άξονας ωκεανικής τάφρου**), ταυτίζεται με το όριο ανάμεσα στις δύο πλάκες. Η γεωμετρία των τάφρων δείχνει ότι αυτές τείνουν να είναι ασυμμετρικές. Η εξωτερική πλευρά τους, όπως αναφέρθηκε, παρουσιάζει μικρές κλίσεις, σε αντίθεση με την εσωτερική πλευρά τους (**εσωτερική πλευρά ωκεανικής τάφρου – inner trench wall** ή **lower trench slope**), που παρουσιάζει γενικά μεγάλες κλίσεις 10^0-20^0 και ανυψώνεται πολύ περισσότερο, έτσι ώστε μερικές φορές να φτάνει μέχρι την επιφάνεια της θάλασσας.

Τα τυπικά βάθη στις τάφρους φθάνουν και ξεπερνούν τα 10 km (11 km στην τάφρο των Μαριάννων νήσων), ενώ η ίδια η τάφρος είναι συνεχής για εκατοντάδες ή χιλιάδες χιλιόμετρα, αν και μπορεί να χωρίζεται σε επιμέρους τμήματα από εγκάρσιες τοπογραφικές εξάρσεις. Το πλάτος των ωκεανικών τάφρων είναι της τάξης των 100 km. Ορισμένες φορές η τάφρος είναι πληρωμένη από πρόσφατα ιζήματα παρουσιάζοντας έτσι ένα ομαλό πυθμένα.

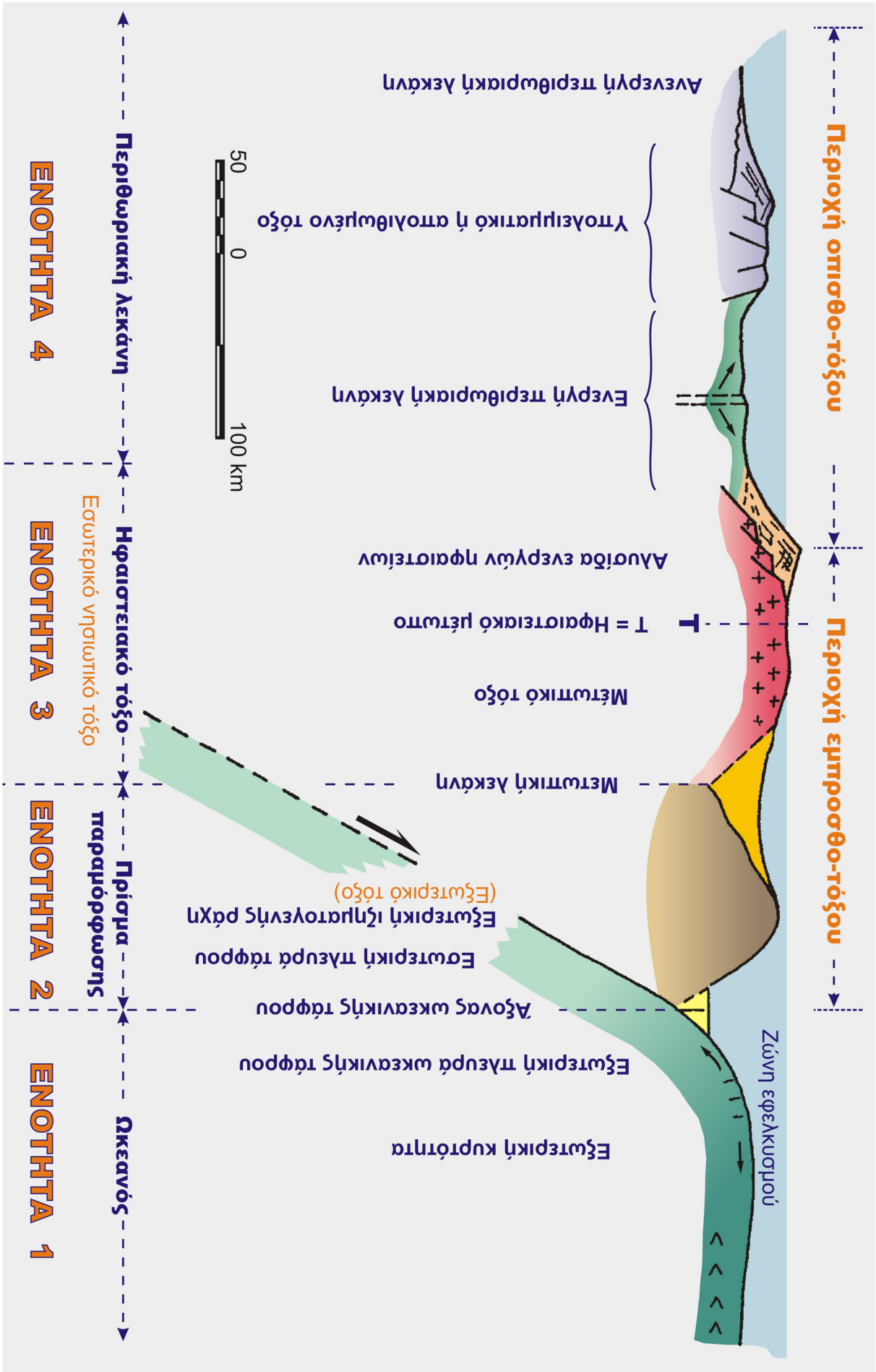
Στην περίπτωση των ενεργών περιθωρίων ο άξονας της τάφρου παίρνει κατά προσέγγιση το ίδιο σχήμα με την αρκετά μεταβλητή μορφή του άκρου της ηπείρου (π.χ. τάφρος Περού - Χιλής). Αντίθετα η γεωμετρία των τάφρων που συμμετέχουν στα νησιωτικά τόξα, καθορίζεται από την πρόσφατη λιθοσφαιρική κίνηση. Η εφιππεύουσα πλάκα είναι πάντα από την κοίλη πλευρά του τόξου, που καθορίζεται από τα νησιά και την τάφρο και η βυθιζόμενη πλάκα από την κυρτή πλευρά.

Το όριο μεταξύ των συγκλινουσών πλακών είναι ο κυρτός άξονας της τάφρου που σπάνια είναι κάθετος στην διεύθυνση της σχετικής κίνησης. Στα άκρα του τόξου η γωνία που σχηματίζεται από τη διεύθυνση της σχετικής κίνησης και τον άξονα της τάφρου μπορεί να μηδενίζεται και το όριο μεταξύ των δύο πλακών γίνεται τότε ένα ρήγμα μετασχηματισμού.

Η εσωτερική πλευρά της τάφρου αντιστοιχεί



Εικόνα 6.4 *Φυσιογραφία συγκλινόντων περιθωρίων.* ***Α.*** *Σχηματικός χάρτης και τομή ενός ωκεανικού συγκλίνοντος περιθωρίου.* ***Β.*** *Σχηματικός χάρτης και τομή ενός ηπειρωτικού συγκλίνοντος περιθωρίου.* ***C.*** *Χάρτης της περιοχής Μαριάννων – Φιλιππίνων του δυτικού Ειρηνικού.* ***D.*** *Χάρτης του σύγχρονου ηπειρωτικού τόξου των Άνδεων.*



Εικόνα 6.5 *Οι φυσιογραφικές ζώνες των περιθωρίων σύγκλισης σε μια τομή κάθετη σε αυτά. Καλύπτει και τις ωκεανικές αλλά και τις υπο-ηπειρωτικές ζώνες υποβύθισης.*

σε ένα από τα σκέλη του πρίσματος παραμόρφωσης (βλπ. για λεπτομέρειες στη συνέχεια). Στην περιοχή αυτή τα ωκεανικά ιζήματα, που μεταφέρουν η βυθιζόμενη πλάκα και οι τουρβιδίτες της τάφρου, παραμορφώνονται και μερικώς ενσωματώνονται στην εφιππεύουσα πλάκα. Η ανάπτυξη του πρίσματος παραμόρφωσης προκαλεί την δημιουργία μιας **εξωτερικής ιζηματογενούς ράχης** (**outer sedimentary ridge** ή **outer ridge**), που μερικές φορές αναδύεται τοπικά, ή αντίθετα δημιουργεί μόνο μια απότομη κλίση της κλιτύος από την εσωτερική πλευρά της τάφρου. Από ορισμένους αναφέρεται και ως **εξωτερικό τόξο** (**outer arc**).

Πολλές φορές στη βιβλιογραφία χρησιμοποιείται ο όρος **forearc** (**εμπροσθο-τόξο**), ή **arc-trench gap** (**διάκενο τόξου-τάφρου**), που περιγράφει το σύνολο της περιοχής ανάμεσα στην τάφρο και το ηφαιστειακό τόξο (συμπεριλαμβανομένου και αυτού). Η περιοχή αυτή (το εμπροσθο-τόξο), περιλαμβάνει την εσωτερική πλευρά της ωκεανικής τάφρου, που προαναφέρθηκε προηγουμένως και την **εμπροσθο-λεκάνη** ή **μετωπική λεκάνη** (**forearc basin** ή **frontal basin** ή **upper trench slope**), που αποτελεί μια περιοχή με πολύ ήπιες τοπογραφικές κλίσεις. Οι δύο αυτές περιοχές διαχωρίζονται από την εξωτερική ιζηματογενή ράχη, που αναφέρθηκε προηγουμένως και η οποία δεν πρέπει να συγχέεται με την εξωτερική κυρτότητα, που αναπτύσσεται στην κατερχόμενη πλάκα.

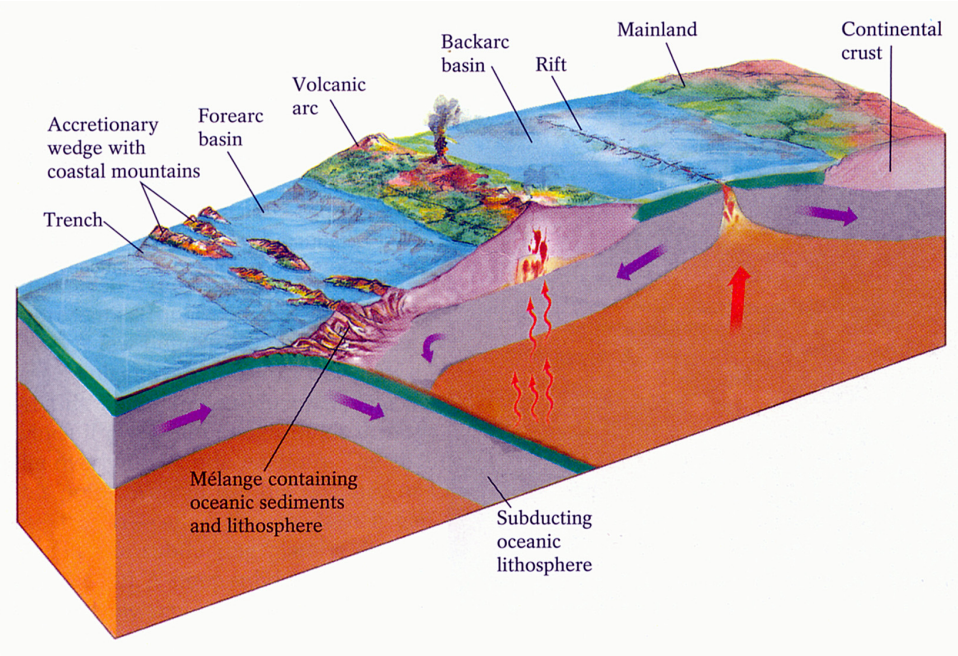
Στην ουσία η εξωτερική ιζηματογενής ράχη μπορεί να αποτελέσει ένα είδος φράγματος πίσω από το οποίο σχηματίζεται η μετωπική λεκάνη. Μέσα στην λεκάνη αυτή συσσωρεύονται ιζήματα, κυρίως τουρβιδίτες, που προέρχονται από το ηφαιστειακό τόξο και δεν είναι παραμορφωμένα ούτε μεταμορφωμένα και κάθονται ασύμφωνα πάνω στα παραμορφωμένα και μεταμορφωμένα ιζήματα του πρίσματος παραμόρφωσης.

Πιο πέρα από την περιοχή του εμπροσθοτόξου, βρίσκεται το ενεργό **ηφαιστειακό τόξο** (**volcanic arc**), που από πολλούς αποκαλείται και **εσωτερικό νησιωτικό τόξο** (**inner island arc**). Συνήθως έχει δημιουργηθεί πάνω σε μια υψηλότερη, από τοπογραφική άποψη, περιοχή, που αποτελείται από παλαιότερα πετρώματα και αποκαλείται **υπόβαθρο του τόξου** (**arc basement**), ή **μετωπικό τόξο** (**frontal arc**). Το μετωπικό τόξο δεν χαρακτηρίζεται από σημερινή ή πρόσφατη ηφαιστειακή δραστηριότητα σε αντίθεση με το ενεργό ηφαιστειακό τόξο που αντιπροσωπεύει μια αλυσίδα ηφαιστείων από ενεργά ηφαίστεια. Σε μερικά τόξα, όπως π.χ. στο αρχιπέλαγος των Νέων Εβρίδων ή των νήσων Tonga, μεταξύ των δύο περιοχών υπάρχει μια νέα ιζηματογενής λεκάνη. Στα νησιωτικά τόξα το υπόβαθρο του τόξου είναι συνήθως μια ρηχή θαλάσσια πλατφόρμα ή μια αναδυμένη περιοχή από παλαιότερα πετρώματα. Στα ηπειρωτικά τόξα είναι μια ηπειρωτική πλατφόρμα από παλαιότερα πετρώματα, που βρίσκεται 1-5 km πάνω από τη στάθμη της θάλασσας. Τα περισσότερα νησιωτικά τόξα αποτελούνται από ηφαίστεια που παρουσιάζουν ένα υψόμετρο που κυμαίνεται γύρω στα 1-2 km πάνω από τη στάθμη της θάλασσας, άσχετα με το υψόμετρο του υπόβαθρου του τόξου. Αντίθετα, το υψόμετρο των ηφαιστείων των ηπειρωτικών τόξων εξαρτάται από το υψόμετρο του υποβάθρου. Συνήθως υψώνονται 3 km πάνω από το υπόβαθρο.

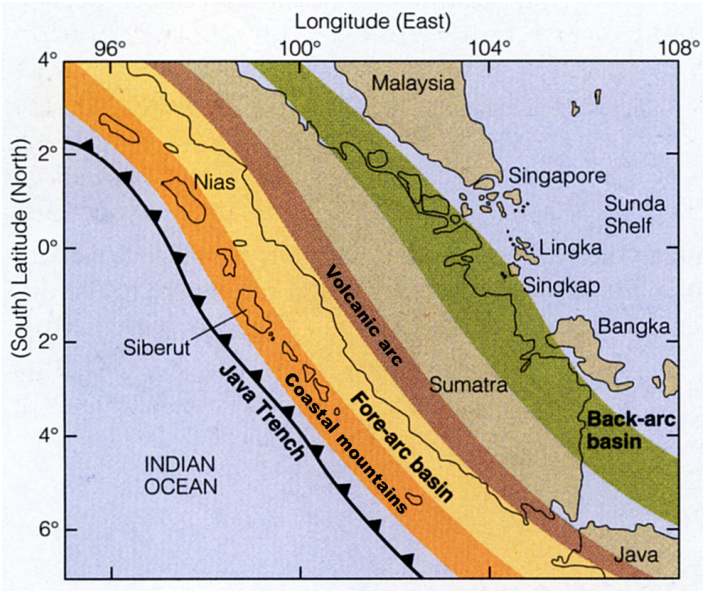
Το όριο της ζώνης των ενεργών ηφαιστείων προς την πλευρά της τάφρου ονομάζεται **ηφαιστειακό μέτωπο** (**volcanic front**), ενώ από παλαιότερους συγγραφείς ονομαζόταν **ανδεσιτική γραμμή** (**andesitic line**). Η ηφαιστειότητα ανδεσιτικού τύπου είναι μια από τις πιο θεαματικές εκδηλώσεις της σύγκλισης των πλακών και ο δακτύλιος της φωτιάς του Ειρηνικού, όπως αναφέρθηκε, αποτελεί το πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα.

Η περιοχή πίσω από το ηφαιστειακό τόξο αποκαλείται συνήθως **περιοχή του οπισθο-τόξου (back-arc region)**. Στα νησιωτικά τόξα αποτελείται από λεκάνες (**λεκάνη οπισθο-τόξου**, **back-arc basin**), με πυθμένα από ωκεάνιο φλοιό και αβυσσσικά βάθη. Οι λεκάνες αυτές, μπορεί να οριοθετούνται, από την εξωτερική πλευρά, από **υπολειμματικά** ή **απολιθωμένα τόξα** (**remnant arcs**), που, από τοπογραφική άποψη, αποτελούν γραμμικής διάταξης ράχες που συνίστανται από παχύτερο φλοιό, συγκρίσιμο με αυτόν των νησιωτικών τόξων. Στα ηπειρωτικά τόξα, η περιοχή του οπισθοτόξου είναι μια ηπειρωτική πλατφόρμα, που βρίσκεται είτε λίγο πάνω από την θάλασσα είτε σχηματίζει μια ρηχή θαλάσσια λεκάνη.

Στη βιβλιογραφία, η περιοχή πίσω από το ηφαιστειακό τόξο, συχνά αποκαλείται και **περιθωριακή λεκάνη** (**marginal basin**), που αποτελείται συνήθως από δύο τομείς: την **ενεργή περιθωριακή λεκάνη** (**active marginal basin**) και την **αδρανή** ή **απολιθωμένη** (**inactive** ή **fossil**). Η ενεργή περιθωριακή λεκάνη βρίσκεται αμέσως πίσω από το νησιωτικό τόξο και αντιστοιχεί στη λεκάνη του οπισθο-τόξου (back-arc basin) που αναφέρθηκε προηγουμένως. Δηλαδή είναι μια λεκάνη ωκεανικής διάνοιξης που παράγεται λιθόσφαιρα, με ένα τρόπο συγκρίσιμο με αυτό που ενεργεί στον άξονα των μεσοωκεάνιων ράχεων. Η αρχική αιτία του μηχανισμού και της ανάπτυξης της περιθωριακής λεκάνης δεν είναι ακόμα αρκετά γνωστή (συμβολή ασθενοσφαιρικών ρευμάτων;), αλλά αυτή η διαδικασία συνδέεται με την βύθιση. Η σύγκλιση της βυθιζόμενης πλάκας και του νησιωτικού τόξου συνδέεται με μια συγκεκριμένη απόκλιση του νησιωτικού τόξου στην κατεύθυνση του ανοικτού ωκεανού. Επομένως σύμφωνα με αυτή τη λογική



Εικόνα 6.6 *Τα κύρια μορφοδομικά χαρακτηριστικά των ζωνών υποβύθισης. Τα χαρακτηριστικά αυτά αντιστοιχούν τόσο στις ζώνες υποβύθισης ωκεανικού φλοιού κάτω από ωκεανικό φλοιό, όσο και στις ζώνες υποβύθισης ωκεανικού φλοιού κάτω από ηπειρωτικό.*



Εικόνα 6.7 *Χάρτης ενός τμήματος της Σουμάτρα όπου διακρίνονται τα κύρια φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής όπου σήμερα λαμβάνει χώρα σύγκλιση των πλακών (σύγκριση με την Εικ. 6.6). Η ιζηματογενής ράχη, που συχνά αναφέρεται και ως coastal mountains ή fore-arc ridge, βρίσκεται πάνω από το πρίσμα παραμόρφωσης και το τεκτονικό μίγμα (mélange). Οι λεκάνες του εμπροσθο-τόξου (fore-arc) και οπισθο-τόξου (back-arc), συνήθως πληρώνονται με ιζήματα που προέρχονται από το ηφαιστειακό τόξο.*

μπορούμε να χαράξουμε ένα όριο της πλάκας μέσα στον άξονα της ενεργής περιθωριακής λεκάνης, δηλαδή εκεί που παράγεται η ωκεανική λιθόσφαιρα.

Στην αδρανή ή απολιθωμένη περιθωριακή λεκάνη, που είναι αντίστοιχη με τα υπολειμματικά ή απολιθωμένα τόξα που αναφέρθηκαν στα προηγούμενα, η ωκεάνια διάνοιξη έχει σταματήσει. Συχνά υπάρχουν μεγάλες ανυψώσεις που η γεωλογική τους δομή είναι ανάλογη με αυτή των νησιωτικών τόξων, αλλά εκεί δεν παρατηρείται καμία ηφαιστειακή δραστηριότητα γι' αυτό και αποκαλούνται απολιθωμένα τόξα. Αυτή τη διάταξη την εξηγούν παραδεχόμενοι ότι η λιθοσφαιρική απόκλιση που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή της περιθωριακής λεκάνης προκάλεσε το χωρισμό του ηφαιστειακού τόξου σε δύο μέρη. Το ένα προς την πλευρά του ωκεανού, που είναι στη θέση του ενεργού τόξου, ενώ το άλλο απομακρύνεται από το νησιωτικό τόξο, ψύχεται και κάμπτεται. Ο άξονας της απόκλισης της περιθωριακής λεκάνης πολλές φορές μεταναστεύει και το φαινόμενο αυτό επαναλαμβάνεται.

Σύμφωνα με τη διάκριση αυτή ο όρος λεκάνη του οπισθο-τόξου (back-arc basin), χρησιμοποιείται μόνο για τα ηπειρωτικά τόξα (δηλαδή τύπου Κορδιλιέρας), που δεν έχουν περιθωριακή λεκάνη. Πίσω από το μετωπικό τόξο και την ηφαιστειακή οροσειρά, δημιουργείται μια λεκάνη που ονομάζεται λεκάνη οπισθο-τόξου. Μέσα στη λεκάνη αυτή συσσωρεύονται ηφαιστειοϊζηματογενείς ακολουθίες, όπως π.χ. στη λεκάνη των Άνδεων του Περού, της Χιλής.

Ολοκληρώνοντας το κεφάλαιο για τη φυσιογραφία των ζωνών σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών και δεδομένου ότι υπάρχει μια πληθώρα όρων και εννοιών που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή των επιμέρους τμημάτων, δίνεται ένα τρισδιάστατο απλοποιημένο σχήμα (Εικ. 6.6 στην προηγούμενη σελίδα), όπου παρουσιάζονται μόνο τα κύρια μορφοδομικά χαρακτηριστικά των ζωνών υποβύθισης και τα οποία μπορεί να χαρακτηρίζουν τόσο ζώνες υποβύθισης ανάμεσα σε ωκεανική και ηπειρωτική λιθόσφαιρα, όσο και ζώνες υποβύθισης ανάμεσα σε πλάκες με ωκεανική λιθόσφαιρα. Ταυτόχρονα, στην Εικόνα 6.7 της προηγούμενης σελίδας, παρουσιάζεται ένας χάρτης των κύριων φυσιογραφικών ζωνών σε κάτοψη, που αντιστοιχεί στο απλοποιημένο σχήμα της προηγούμενης εικόνας (Εικ. 6.6). Το παράδειγμα είναι υπαρκτό, δεδομένου ότι αντιπροσωπεύει το όριο σύγκλισης πλακών στην περιοχή της Σουμάτρα (Ινδικός Ωκεανός).

6.4 Γεωφυσικά Χαρακτηριστικά των Αναλισκόμενων Περιθωρίων των Πλακών

Τα γεωφυσικά δεδομένα μας βοηθούν να κατανοήσουμε τη δομή των αναλισκόμενων περιθωρίων των πλακών και τις τεκτονικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στις περιοχές αυτές. Η σεισμικότητα, η σεισμική δομή, η ροή της θερμότητας και οι ανωμαλίες της βαρύτητας αποτελούν αντικείμενα που τα χαρακτηριστικά τους συνδέονται άμεσα με τα αναλισκόμενα περιθώρια.

Σεισμικότητα

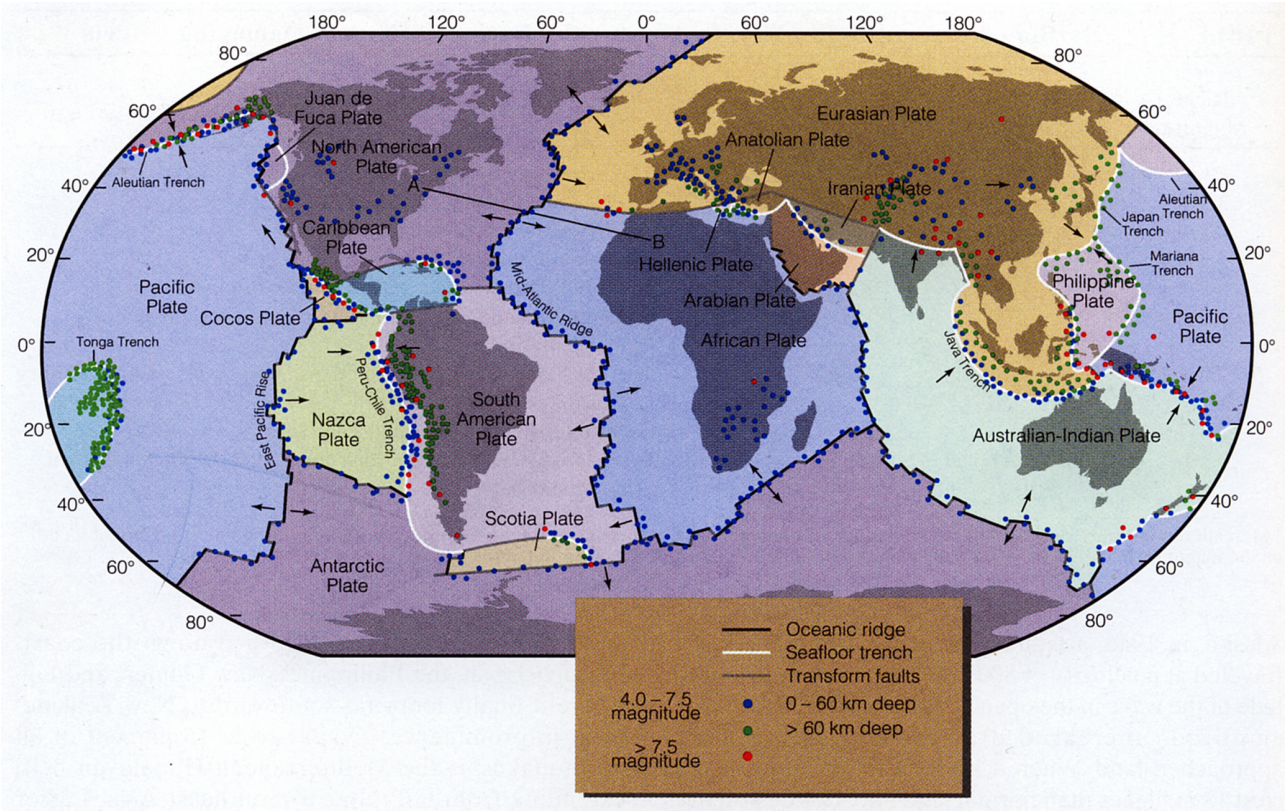
Όπως έχει ήδη αναφερθεί (βλπ. Κεφ. 3.7), οι σεισμοί δεν είναι τυχαία κατανεμημένοι πάνω στην υδρόγειο, αλλά στη συντριπτική τους πλειοψηφία ακολουθούν δύο ζώνες. Η πρώτη από αυτές συμπίπτει με τα όρια των αποκλινουσών πλακών και παρουσιάζει επιφανειακούς σεισμούς (0-100 km κάτω από την επιφάνεια του φλοιού). Η δεύτερη συμπίπτει με τα όρια των συγκλινουσών πλακών (περιθώρια τύπου Κορδιλιέρας ή ενεργά νησιωτικά τόξα) και δίνει σεισμούς επιφάνειας, ενδιάμεσους και βάθους. Στη δεύτερη αυτή ζώνη καταναλίσκεται σεισμική ενέργεια περισσότερη από τα 3/4 της σεισμικής ενέργειας της υδρογείου (Εικ. 6.8). Επειδή μάλιστα τα μεγέθη των σεισμών που συνδέονται με τα συγκλίνοντα όρια των πλακών και τις ζώνες υποβύθισης είναι συνήθως μεγάλα (> 7.0), παρουσιάζει πολύ μεγάλο ενδιαφέρον και η μακράς διάρκειας πρόγνωση, για τα αναμενόμενα μεγέθη στις ζώνες αυτές (Εικ. 6.9).

Οι σεισμικές εστίες στις ζώνες υποβύθισης βρίσκονται (Εικ. 6.10): i) μέσα στην λιθόσφαιρα της εφιππεύουσας πλάκας και ακριβέστερα μέσα στο πρίσμα παραμόρφωσης και κάτω από το ηφαιστειακό τόξο, ii) μέσα στη ζώνη επαφής των δύο πλακών και iii) μέσα στο επιφανειακό στρώμα της βυθιζόμενης πλάκας, από την ωκεανική τάφρο μέχρι το μέγιστο βάθος των 700 χιλιομέτρων. Ο γεωμετρικός τόπος των προηγούμενων οικογενειών των σεισμικών εστιών, σχηματίζει έναν όγκο πολύ πεπλατυσμένο (πάχος 20-30 km) που ονομάζεται "ζώνη Wadati-Benioff". Η ζώνη αυτή έχει μικρή κλίση κοντά στην ωκεανική τάφρο, αλλά βαθύτερα η κλίση αυξάνει και κυμαίνεται από 15^0-19^0 (Εικ. 6.11).

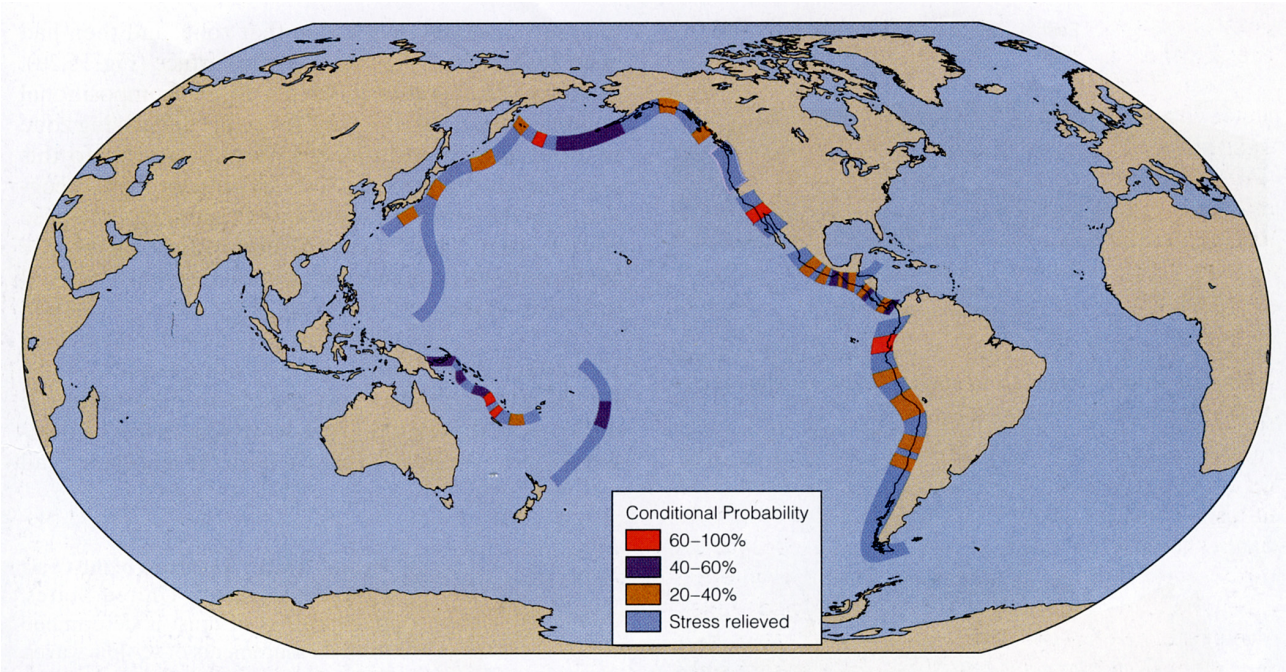
Οι σεισμοί στη ζώνη Wadati-Benioff προέρχονται από την κατερχόμενη λιθοσφαιρική πλάκα, αν και η ακριβής θέση των σεισμικών εστιών μέσα σε αυτή εξαρτάται από το βάθος (Εικ. 6.10). Η κατερχόμενη πλάκα είναι αρκετά ψυχρότερη από τον περιβάλλοντα μανδύα και ως εκ τούτου παρουσιάζει υψηλότερες σεισμικές ταχύτητες απ' ότι αυτός. Άρα λοιπόν η ακριβής θέση της με το βάθος μπορεί να καθορισθεί από τα ίχνη των σεισμικών ακτίνων που παρουσιάζουν ανώμαλα υψηλή ταχύτητα. Συγκρίνοντας τη θέση της κατερχόμενης πλάκας με τη θέση των εστιών των σεισμών, παρατηρούμε ότι σε ρηχούς τεκτονικούς ορόφους η σεισμική ζώνη βρίσκεται στην κορυφή της κατερχόμενης πλάκας, εκεί όπου η εφιππεύουσα και η κατερχόμενη πλάκα βρίσκονται σε διάτμηση η μία προς την άλλη (Εικ. 6.10D). Σε μεγαλύτερα βάθη, η σεισμική ζώνη βρίσκεται μέσα στην κατερχόμενη πλάκα. Σε ορισμένες περιπτώσεις, όπως κάτω από τη ΒΑ Ιαπωνία, η κατανομή των εστιών γίνεται σε δύο χωριστές ζώνες, μία στο κάτω μέρος και μία στο εσωτερικό της κατερχόμενης πλάκας (Εικ. 6.10D).

Η κλίση των σεισμικών ζωνών κυμαίνεται σε γενικές γραμμές ανάμεσα στις 40^0 και 60^0, αν και παρατηρούνται και σημαντικές διαφοροποιήσεις. Στην Εικόνα 6.11 παρουσιάζεται μια σειρά από σεισμικές τομές ζωνών υποβύθισης από διάφορα μέρη του κόσμου, όπου σημειώνεται επίσης και η επίλυση της πρώτης κίνησης για τους σεισμούς κατά μήκος της ζώνης. Ορισμένες ζώνες παρουσιάζουν μικρή κλίση και άλλες αρκετά έντονη. Ορισμένες παρουσιάζουν μικρές κλίσεις κοντά στην επιφάνεια η οποία όμως αυξάνεται με το βάθος (π.χ. η ζώνη των Μαριάνων). Άλλες πάλι παρουσιάζουν ακριβώς αντίθετη γεωμετρία (π.χ. η ζώνη των νήσων Tonga), ή συνδυασμό και των δύο (π.χ. ζώνη Izu-Bonin). Σε ορισμένες περιπτώσεις παρατηρούνται και διακοπές στη συνέχεια της σεισμικής ζώνης (π.χ. ζώνες Περού, Βόρειας Χιλής, Vanuatu, Ιάβας).

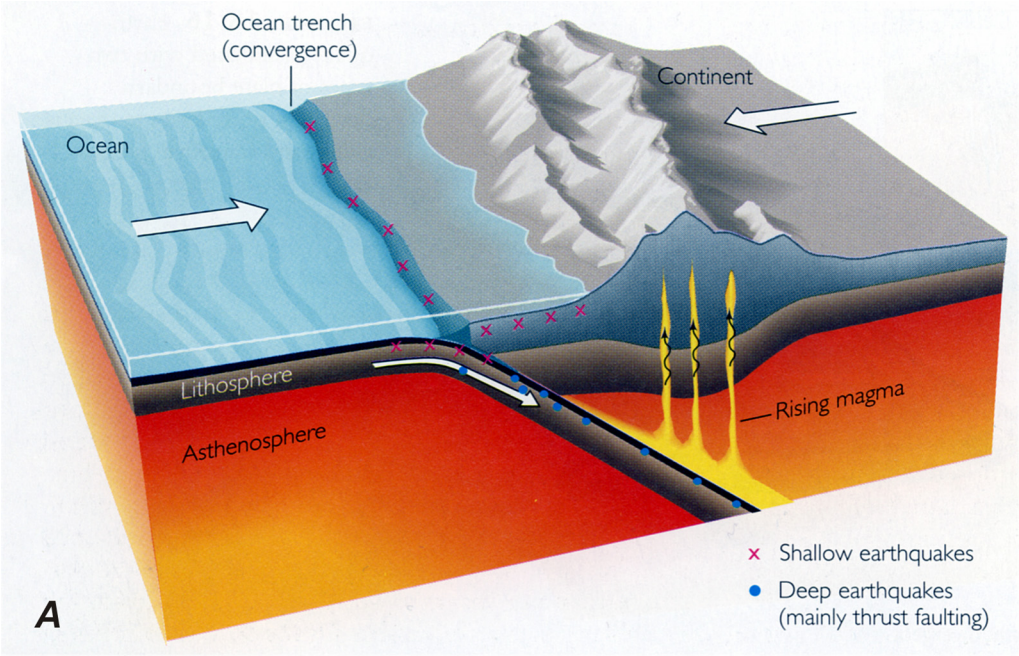
Ο λόγος για τις διαφορές αυτές στην κλίση δεν

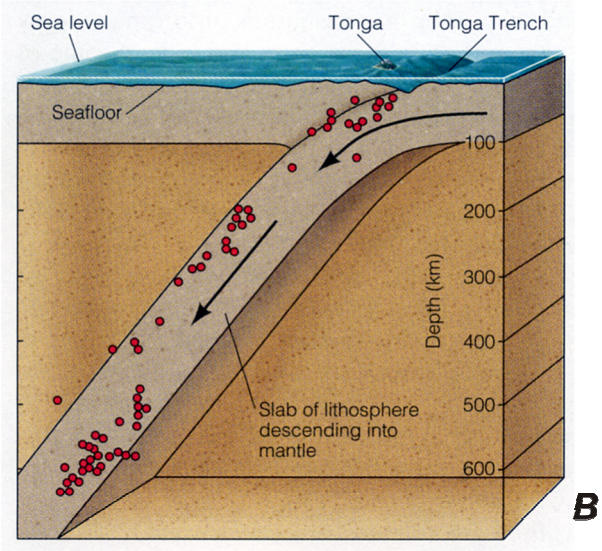


Εικόνα 6.8 *Η κατανομή των σεισμών στα όρια σύγκλισης και απόκλισης των πλακών. Στα όρια σύγκλισης καταναλίσκεται περισσότερο από τα ¾ της σεισμικής ενέργειας ολόκληρου του πλανήτη, ενώ οι σεισμοί είναι και ρηχοί, ενδιαμέσου αλλά και μεγάλου βάθους.*

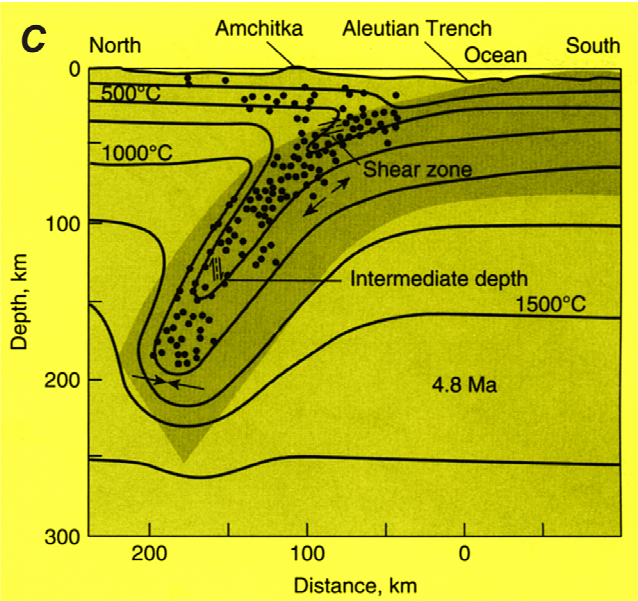


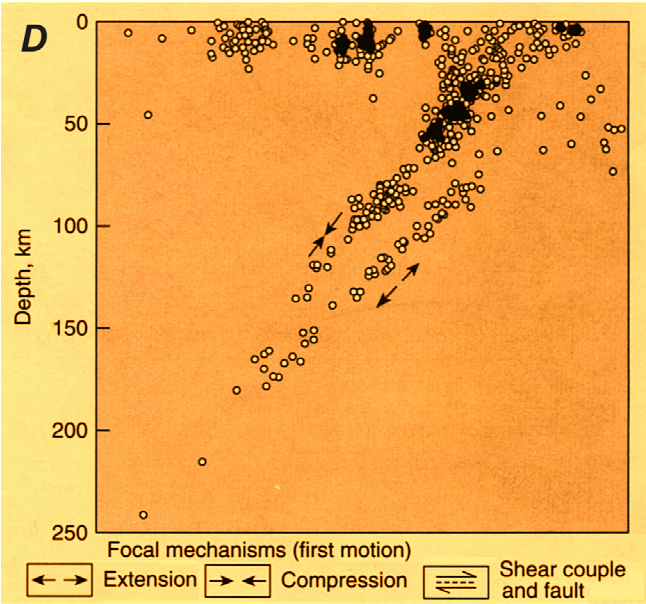
Εικόνα 6.9 *Σεισμικά κενά στις ζώνες υποβύθισης που περιβάλλουν τον Ειρηνικό Ωκεανό. Έχει βαθμονομηθεί η πιθανότητα να συμβεί σύντομα σεισμός με μέγεθος ≥ 7.0.*

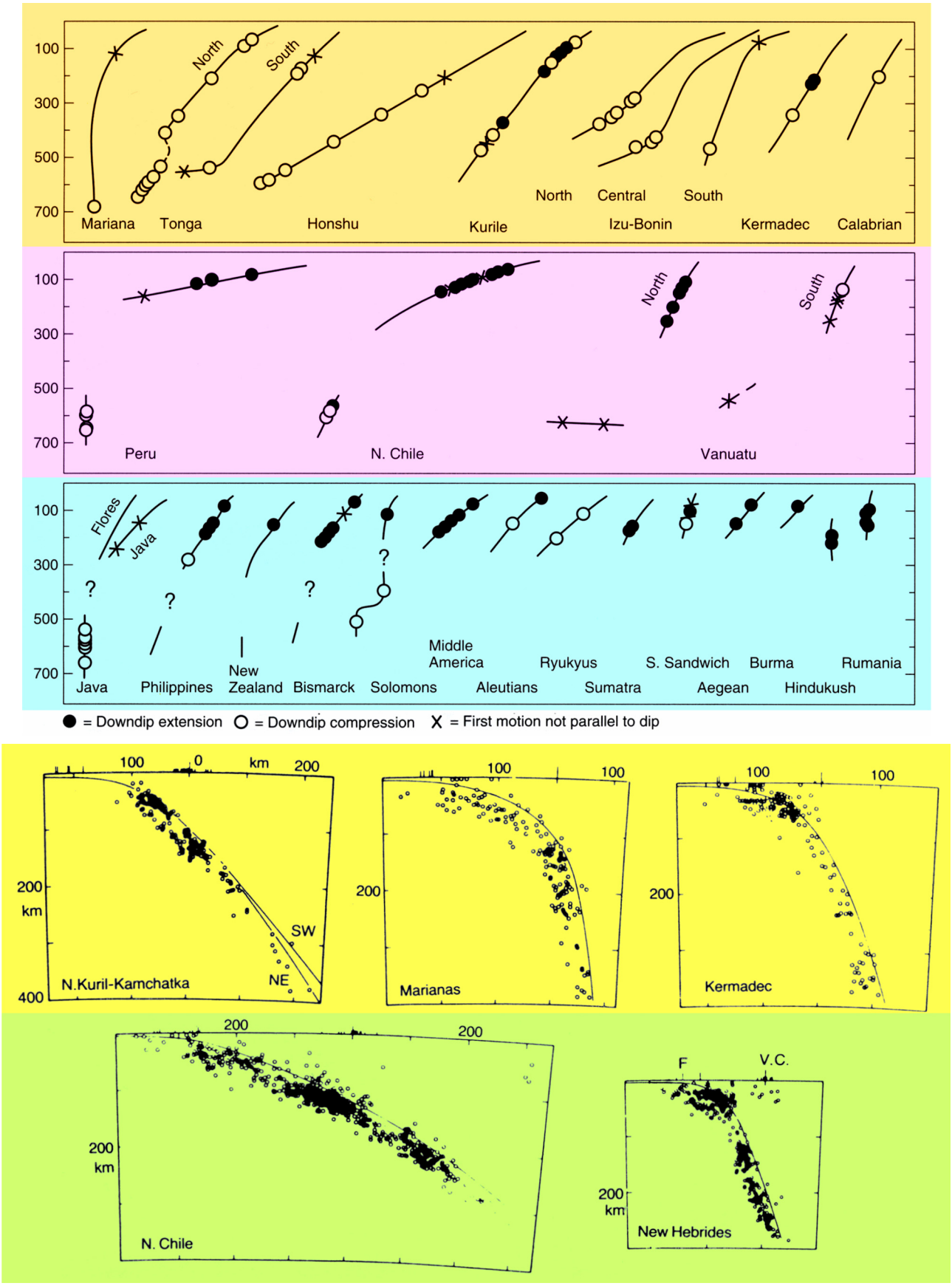




Εικόνα 6.10 *Κατανομή της σεισμικότητας στις ζώνες υποβύθισης.* ***A.*** *Γενικό σχήμα με την κατανομή των σεισμών, όπου διακρίνεται ότι οι σεισμοί είναι τόσο επιφανειακοί όσο και ενδιαμέσου ή μεγάλου βάθους.* ***B.*** *Κατανομή των σεισμών του έτους 1965 στη ζώνη υποβύθισης των νήσων Tonga στον Ειρηνικό Ωκεανό, που προσδιορίζουν τη ζώνη Wadati-Benioff.* ***C.*** *Διάγραμμα του τόξου των Αλεούτιων νήσων σε πραγματική κλίμακα. Διακρίνεται η υποβυθιζόμενη πλάκα, η θέση των εστιών μέσα σε αυτή, οι μηχανισμοί γένεσης και η πιθανή κατανομή των ισοθέρμων.* ***D.*** *Τομή της σεισμικής ζώνης της ΒΑ Ιαπωνίας, όπου φαίνεται η κατανομή των εστιών σε δύο επίπεδα μέσα στην κατερχόμενη πλάκα. Τα βέλη δείχνουν τους μηχανισμούς γένεσης για τα κατώτερα τμήματα κάθε επιπέδου.*







Εικόνα 6.11 *Χαρακτηριστικές τομές των σεισμικών ζωνών στα αναλισκόμενα περιθώρια των πλακών (ενεργά περιθώρια και νησιωτικά τόξα). Οι γραμμές αντιστοιχούν κατά προσέγγιση στα επίπεδα των ζωνών, που καθορίζουν τη ζώνη Wadati-Benioff.*

είναι ακόμα απόλυτα εξακριβωμένος. Για ορισμένους ερευνητές υπάρχει ο προβληματισμός ότι οι διαφορές αυτές προέρχονται πιθανώς από την οριζόντια μετακίνηση της οροφής της πλάκας, σε σχέση με το δάπεδο, κατά τη διάρκεια της υποβύθισης. Άλλοι υποστηρίζουν ότι η διακοπές στη συνέχεια της πλάκας μπορεί να σχετίζονται με διακοπές στην υποβύθιση της πλάκας λόγω σύγκρουσης και αλλαγής ή αντιστροφής της πολικότητας (βλπ. Κεφ. 7).

Σχετικά με τους μηχανισμούς γένεσης και την επίλυση της πρώτης κίνησης των σεισμών στις ζώνες υποβύθισης, έχει παρατηρηθεί ότι σε ρηχούς τεκτονικούς ορόφους, στο επάνω τμήμα της κατερχόμενης πλάκας ή στη γειτονική εφιππεύουσα πλάκα οι μηχανισμοί γένεσης δείχνουν ότι κυριαρχούν τα επωθητικά ρήγματα (Εικ. 6.10C). Οι σεισμοί που λαμβάνουν χώρα μέσα στην πλάκα και για βάθη όχι μεγαλύτερα από 400 km, χαρακτηρίζονται από εφελκυσμό παράλληλο με την πλάκα (Εικ. 6.11). Στις πλάκες που εκτείνονται σε μεγαλύτερα βάθη (π.χ. Honshu), οι σεισμοί μέσα στην πλάκα δείχνουν εφελκυσμό παράλληλο με την κλίση της πλάκας, στα ανώτερα τμήματά της και συμπίεση, παράλληλη με την κλίση της πλάκας, στα βαθύτερα τμήματα. Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών στις υποβυθιζόμενες πλάκες που κατέρχονται στα μέγιστα βάθη, μπορεί να δείχνουν συμπίεση παράλληλη με την κλίση της πλάκας σε όλο το μήκος της πλάκας (Εικ. 6.11). Στη διπλή σεισμική ζώνη κάτω από τη ΒΑ Ιαπωνία, η πάνω ζώνη χαρακτηρίζεται από συμπίεση παράλληλη με την πλάκα (όπως και οι πιο βαθιές ζώνες), σε αντίθεση με την κάτω ζώνη που χαρακτηρίζεται από εφελκυσμό παράλληλο με την πλάκα.

Οι διαφορετικοί μηχανισμοί γένεσης που παρατηρούνται στις ζώνες υποβύθισης φανερώνουν ότι αρκετές τεκτονικές διαδικασίες πρέπει να είναι ενεργές. Η προέλευση των ρηχών σεισμών με επωθητικό μηχανισμό γένεσης, μπορεί να ερμηνευθεί δεδομένου ότι στην περιοχή αυτή κυριαρχούν οι επωθήσεις ανάμεσα στην εφιππεύουσα και την υποβυθιζόμενη πλάκα. Αν η λιθόσφαιρα έλκεται προς το μανδύα από το βάρος του κατερχόμενου τμήματος της πλάκας, τότε μπορεί να βρίσκεται σε εφελκυσμό παράλληλα με την κλίση της πλάκας. Αν η αντίσταση στη βύθιση αυξάνεται με το βάθος, τότε τα βαθύτερα τμήματα της πλάκας θα σταματήσουν να ωθούνται προς τα κάτω από το βάρος των υπερκείμενων τμημάτων της πλάκας και έτσι θα δημιουργηθεί μια συρρίκνωση (και άρα συμπίεση), παράλληλα με την κλίση της πλάκας, είτε μόνο στο κάτω τμήμα της πλάκας είτε στο σύνολό της. Οι μηχανισμοί γένεσης της διπλής σεισμικής ζώνης της Ιαπωνίας πρέπει να σχετίζονται με την μείωση της κάμψης της πλάκας καθώς αυτή κατέρχεται στο βάθος. Τώρα το γιατί αντίστοιχου μηχανισμού σεισμοί δεν παρατηρούνται στην περιοχή της τάφρου όπου η πλάκα κάμπτεται για να υποβυθισθεί, δεν έχει ακόμα διευκρινισθεί.

Συνοψίζοντας τα δεδομένα από τις σεισμικές μελέτες και από γεωλογική, κυρίως σκοπιά, τα σημαντικότερα σημεία είναι τα εξής:

- Η εφιππεύουσα πλάκα είναι παραμορφωμένη στην περιοχή που βρίσκεται μεταξύ του ηφαιστειακού τόξου και της ωκεανικής τάφρου, όπου παράγονται κατακόρυφες ή διατμητικές κινήσεις.
- Η επιφάνεια της βυθιζόμενης πλάκας, από την εξωτερική κυρτότητα μέχρι πολλές εκατοντάδες χιλιόμετρα βάθους, υφίσταται συνήθως έναν εφελκυσμό.
- Υπάρχει μία ζώνη, που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια επαφής των δύο πλακών, όπου προκαλείται συμπίεση.

Η Φύση και η Δομή του Φλοιού

Ο φλοιός των ενεργών περιθωρίων και των νησιωτικών τόξων παρουσιάζει διαφορές που ακλουθούν μία ζωνώδη διάταξη:

- Η πλάκα που βυθίζεται αποτελείται από ένα τυπικό ωκεανικό φλοιό. Η βύθιση θεωρητικά είναι δυνατή μόνο σε αυτή την περίπτωση, γιατί ο ωκεανικός φλοιός εξαιτίας της θερμοκρασίας του (ψυχρός), έχει πυκνότητα μεγαλύτερη από την ασθενόσφαιρα και έτσι λόγω του βάρους του μπορεί να βυθιστεί. Αντίθετα η πλάκα που φέρει ηπειρωτικό φλοιό αντιτίθεται αρχικά στη βύθιση μέσα στην ασθενόσφαιρα.
- Μερικά ηφαιστειακά τόξα αποτελούνται από τυπικό ηπειρωτικό φλοιό. Αυτό συμβαίνει κυρίως όταν τα ηφαιστειακά τόξα βρίσκονται στην άκρη μιας ηπείρου (ενεργά περιθώρια τύπου Κορδιλιέρας) ή πάνω σε ένα κομμάτι από ηπειρωτικό φλοιό που έχει αποχωριστεί από την ήπειρο με το άνοιγμα μιας περιθωριακής λεκάνης όπως π.χ. στην Ιαπωνία. Ο φλοιός γίνεται παχύτερος, επειδή εμπλουτίζεται από την πλουτωνο-ηφαιστειακή δραστηριότητα που είναι συνδεδεμένη με τη βύθιση.
- Ο φλοιός σε μερικά ηφαιστειακά τόξα έχει χαρακτήρες ενδιάμεσους. Αυτό συμβαίνει στα νεαρά τόξα (όμοια με εκείνο των Νέων Εβρίδων) που σχηματίζονται στην περίπτωση που η βυθιζόμενη και η εφιππεύουσα πλάκα αποτελούνται από ωκεανικό φλοιό. Η πλουτώνια και η ηφαιστειακή δράση προκαλεί τότε μια προοδευτική πάχυνση του αρχικού φλοιού, ο οποίος έχασε τον ωκεανικό του χαρακτήρα χωρίς να αποκτήσει την τυπική δομή ενός η-

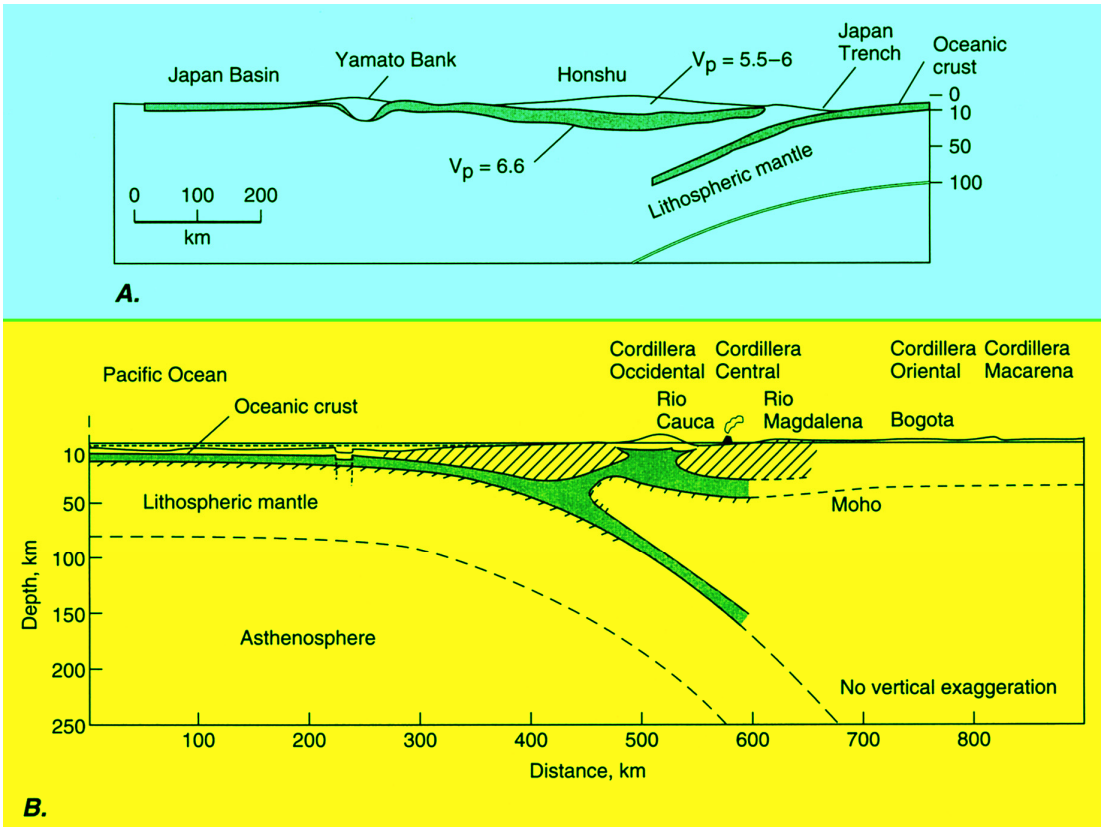
πειρωτικού φλοιού· Ο φλοιός αυτός σε βάθος 10-30 km παρουσιάζει σεισμικές ταχύτητες με πολύ μικρή διαφορά από αυτές του μανδύα και έτσι είναι δύσκολο να καθοριστούν τα όρια της επιφάνειας του Moho. Το στάδιο αυτό φαίνεται να είναι προσωρινό, γιατί συνεχιζόμενης της βύθισης θα αποκτήσουν σταδιακά όλους τους χαρακτήρες του ηπειρωτικού φλοιού. Εξάλλου η ζώνη σύγκλισης των πλακών είναι ένας τόπος που δημιουργείται ηπειρωτικός φλοιός.

– Ο πυθμένας των περιθωριακών λεκανών μεγάλων διαστάσεων (1000 km και περισσότερο), αποτελείται γενικά από τυπικό ωκεάνιο φλοιό. Οι οφιόλιθοι των πτυχωμένων οροσειρών που οι περισσότεροι συγγραφείς τους θεωρούν παλαιό ωκεάνιο φλοιό, μπορεί να προέρχονται είτε από ένα μεγάλο ωκεανό, είτε από μια περιθωριακή λεκάνη. Έτσι η γεωτεκτονική τους και παλαιογεωγραφική τους σημασία θα είναι πολύ διαφορετική στις δύο περιπτώσεις.

Η δημιουργία και η εξέλιξη μιας περιθωριακής λεκάνης και ενός ωκεανού είναι συγκρίσιμες και ο λεπτός ηπειρωτικός φλοιός, που απαντά στους πρόποδες των σταθερών περιθωρίων, υπάρχει ομοίως στις περιθωριακές λεκάνες και κυρίως προς την πλευρά την απέναντι από την ηφαιστειακή οροσειρά. Ολοκληρώνοντας βλέπουμε ότι το σύστημα τάφρος - τόξο - περιθωριακή λεκάνη, αποτελείται από ζώνες με διαφορετική φύση του φλοιού:

– Η βυθιζόμενη πλάκα φέρει στην επιφάνεια ένα τυπικό ωκεανικό φλοιό.
– Το ηφαιστειακό τόξο μπορεί να αποτελείται από ένα παλαιό ηπειρωτικό φλοιό εμπλουτισμένο με την πλουτωνο-ηφαιστειακή δραστηριότητα ή ομοίως από ένα ωκεανικό υπόστρωμα το οποίο προοδευτικά με την τοποθέτηση των πλουτωνίων και ηφαιστειακών πετρωμάτων παίρνει ενδιάμεσους χαρακτήρες.
– Ο πυθμένας των περιθωριακών λεκανών αποτελείται συνήθως από ωκεανικό φλοιό αλλά υπάρχουν ενδείξεις και από ηπειρωτικό ή ενδιάμεσο φλοιό.

Οι μελέτες σεισμικής διάθλασης καταδεικνύουν ότι τα περισσότερα ώριμα ωκεανικά νησιωτικά τόξα έχουν ένα φλοιό πάχους 20 - 30 km κάτω από το κύριο τόξο (Εικ. 6.12Α). Στην περιοχή του εμπροσθο-τόξου το πάχος του φλοιού έχει μια ενδιάμεση τιμή ανάμεσα στο πάχος του κύριου τόξου



Εικόνα 6.12 *Δομή των σεισμικών ταχυτήτων στα συγκλίνοντα περιθώρια.* ***Α.*** *Η δομή του φλοιού της Ιαπωνίας σε μια τυπική τομή.* ***Β.*** *Η δομή του φλοιού σε τομή εγκάρσια στο συγκλίνον περιθώριο της Κολομβίας (βόρεια Νότια Αμερική).*

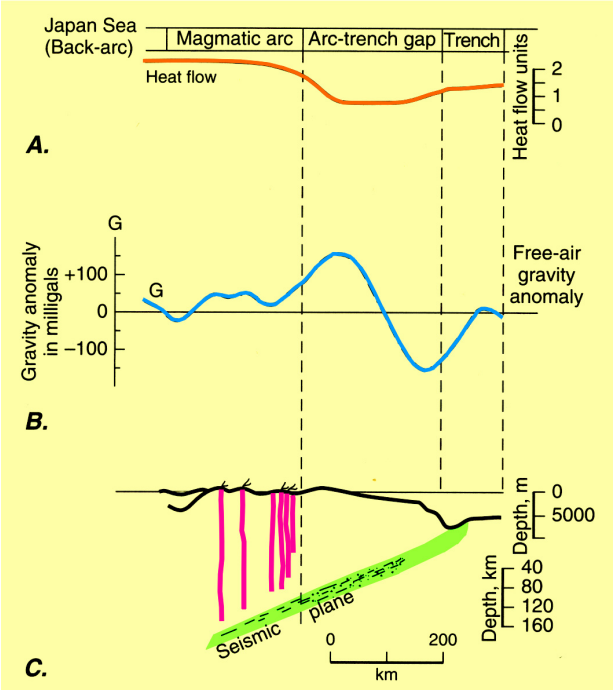
και αυτό του τυπικού ωκεανικού φλοιού. Στις λεκάνες του οπισθο-τόξου το πάχος του φλοιού είναι συγκρίσιμο με αυτό του τυπικού ωκεάνιου φλοιού. Τα περισσότερα ηπειρωτικά τόξα παρουσιάζουν ένα μέσο πάχος του φλοιού από 25 έως 40 km (Εικ. 6.12B), συμπεριλαμβανομένου του τόξου. Σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί ο φλοιός να είναι σημαντικά παχύτερος, όπως π.χ. στις κεντρικές Άνδεις (αρκετές εκατοντάδες km νότια από το σημείο της τομής της Εικ. 6.12B), όπου το πάχος κυμαίνεται από 50 έως 70 km.

Θερμική Ροή, Βαρυτικές Ανωμαλίες και Ισοστατικές Επανορθώσεις

Οι μετρήσεις της ροής της θερμότητας, τόσο στα ωκεανικά όσο και στα ηπειρωτικά τόξα, παρουσιάζουν μια αρνητική ανωμαλία στις τάφρους αλλά και στο διάκενο τόξου-τάφρου (arc-trench gap, βλπ. Εικ. 6.4) και μια θετική ανωμαλία στο ενεργό ηφαιστειακό τόξο και την περιοχή του οπισθοτόξου (Εικ. 6.13A). Οι μετρήσεις αυτές είναι λογικές, λόγω της υποβύθισης της κρύας λιθόσφαιρας στην τάφρο και των θερμών διεισδύσεων στο ηφαιστειακό τόξο.

Και το βαρυτικό πεδίο γύρω από τα νησιωτικά τόξα παρουσιάζει διακυμάνσεις, που οφείλονται στην ιδιαίτερη τεκτονική δομή τους. Ο άξονας της τάφρου χαρακτηρίζεται από μια έντονη αρνητική τιμή στις μετρήσεις ελεύθερου αέρα ή στις ισοστατικές ανωμαλίες (Εικ. 6.13B). Στα τόξα που χαρακτηρίζονται από μεγάλου πάχους πρίσμα παραμόρφωσης, οι χαμηλές βαρυτικές τιμές μετατοπίζονται από τον άξονα της τάφρου προς το ηφαιστειακό τόξο. Οι ανωμαλίες καταδεικνύουν ότι εκεί παρατηρείται μια έλλειψη μάζας στο βάθος μέσα στην τάφρο και το πρίσμα παραμόρφωσης και ότι ο φλοιός καταβυθίζεται δυναμικά, πέρα από τις ισοστατικές επανορθώσεις.

Μια πιο λεπτομερής προσέγγιση στο θέμα των βαρυτικών ανωμαλιών, που εξηγούν και ερμηνεύουν σημαντικές ισοστατικές ανισορροπίες, μας δίνει τα ακόλουθα στοιχεία. Μια μικρή θετική ανωμαλία (50 Milligals), που παρατηρείται στην εξωτερική κυρτότητα της πλάκας, εξηγείται από την τοπική άνοδο του θαλάσσιου πυθμένα και της Moho λόγω της επίδρασης της λιθοσφαιρικής καμπυλότητας. Όπως αναφέρθηκε, παρατηρείται μια πολύ μεγάλη αρνητική ανωμαλία πάνω στην ωκεανική τάφρο και πάνω στο εξωτερικό ιζηματογενές τόξο (πρίσμα παραμόρφωσης), που η τιμή της, μετά από τις τοπογραφικές διορθώσεις, ξεπερνά τα 200 Milligals. Αυτή η σημαντική ελάττωση της βαρύτητας σχετίζεται άμεσα με το φαινόμενο της υποβύθισης (subduction). Το τμήμα της βυθιζόμενης πλάκας απομακρύνει τοπικά την επιφάνεια



Εικόνα 6.13 *Θερμική ροή και βαρυτικές ανωμαλίες εγκάρσια στο νησιωτικό τόξο της Ιαπωνίας, σε σύγκριση με τη θέση του σεισμικού επιπέδου και τις φυσιογραφικές υποδιαιρέσεις της ζώνης υποβύθισης.* ***A.*** *Ανωμαλίες θερμικής ροής.* ***B.*** *Βαρυτικές ανωμαλίες ελεύθερου αέρα.* ***C.*** *Τοπογραφία και θέση της ζώνης Wadati-Benioff.*

Moho και τον μανδύα, που αποτελείται από πετρώματα με μεγάλη πυκνότητα, ενώ αντίθετα το νερό μέσα στην τάφρο ή τα ιζήματα στο πρίσμα παραμόρφωσης έχουν μεγάλο πάχος. Τα δύο αυτά φαινόμενα προκαλούν ένα έλλειμμα μάζας και είναι η αιτία της παρατηρούμενης βαρυτομετρικής ανωμαλίας. Όσο διαρκεί η υποβύθιση οι δυνάμεις που προκαλούνται από τη σύγκλιση των πλακών αντιτίθενται στην ισοστατική επανόρθωση. Αλλά αν η βύθιση σταθεροποιηθεί, ή επιβραδυνθεί, μπορεί να παρατηρηθούν κατακόρυφες κινήσεις μεγάλου εύρους, με συνέπεια την ανύψωση των περιοχών της ωκεανικής τάφρου και του πρίσματος παραμόρφωσης. Όταν σταματήσει η λιθοσφαιρική σύγκλιση, τότε το πρίσμα αναδύεται και διαβρώνεται σε μεγάλο βάθος. Αυτές οι διαδικασίες προκαλούν ένα αποχωρισμό του πρίσματος και του ηφαιστειακού τόξου με μεγάλα συστήματα ρηγμάτων.

Η θετική βαρυτομετρική ανωμαλία που χαρακτηρίζει το ηφαιστειακό τόξο, έχει τιμή της τάξεως των 100-200 Milligals και έτσι η αντίθεση της βαρύτητας μεταξύ της τάφρου και του τόξου, ορισμένες φορές, ξεπερνάει τα 400 Milligals. Η θετική ανωμαλία του ηφαιστειακού τόξου, όπως αναφέρθηκε, οφείλεται στην τοποθέτηση των πλουτωνικών και των ηφαιστειακών πετρωμάτων των ο-

ποίων τα υλικά προέρχονται από το μανδύα. Αν η βύθιση επιβραδυνθεί ή σταματήσει, το ηφαιστειακό τόξο βυθίζεται.

Σε κλίμακα μεγάλης περιοχής (regional scale), οι παρατηρήσεις από δορυφόρους έχουν καταγράψει μια περιορισμένη θετική ανωμαλία γύρω από τα νησιωτικά τόξα. Η θετική αυτή ανωμαλία πρέπει να προέρχεται από την περίσσεια μάζας, που με τη σειρά της οφείλεται στην κρύα και βαριά πλάκα κάτω από το τόξο.

Ολοκληρώνοντας, από τα δεδομένα της βαρυτομετρίας βλέπουμε ότι οι ζώνες της σύγκλισης των πλακών δείχνουν μια μεγάλη ισοστατική ανισορροπία. Μια επιβράδυνση ή ένα σταμάτημα της υποβύθισης προκαλεί μια επιστροφή στην ισοστατική ισορροπία που συνοδεύεται από μεγάλες κατακόρυφες κινήσεις. Οι αλλαγές στο ποσοστό της βύθισης σχετίζονται σε πολλές περιπτώσεις με ανακατατάξεις στην παγκόσμια κινητική των πλακών. Έτσι μπορεί να εξηγηθεί ο συγχρονισμός των τεκτονικών φάσεων (εφελκυσμός και συμπίεση), των οποίων τα αποτελέσματα παρατηρούνται ταυτόχρονα μέσα σε περιοχές που μερικές φορές είναι πολύ απομακρυσμένες.

6.5 Τεκτονική Δομή και Παραμόρφωση

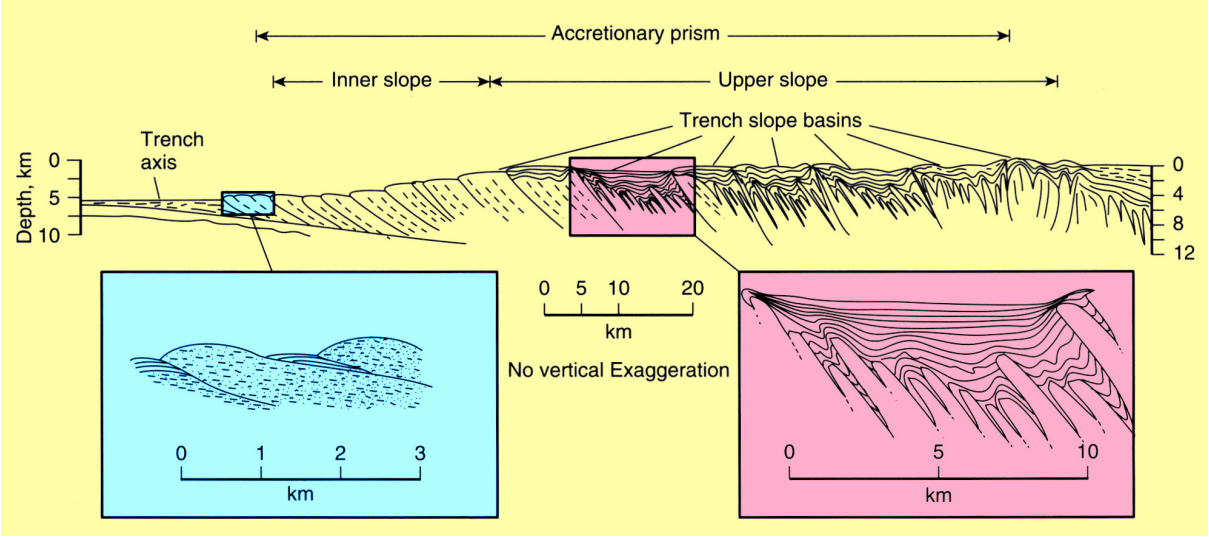
Κάθε μία από τις φυσιογραφικές ζώνες που περιγράφησαν στα προηγούμενα (βλπ. Κεφ. 6.3), παρουσιάζει τις δικές της χαρακτηριστικές γεωλογικές και τεκτονικές δομές, που περιγράφονται στα επόμενα, ξεκινώντας από τη ζώνη της εξωτερικής κυρτότητας και προχωρώντας προς το ηφαιστειακό τόξο (βλπ. Εικ. 6.4, Εικ. 6.5 και Εικ. 6.6).

Η Τάφρος και η Περιοχή του Εμπροσθο-Τόξου

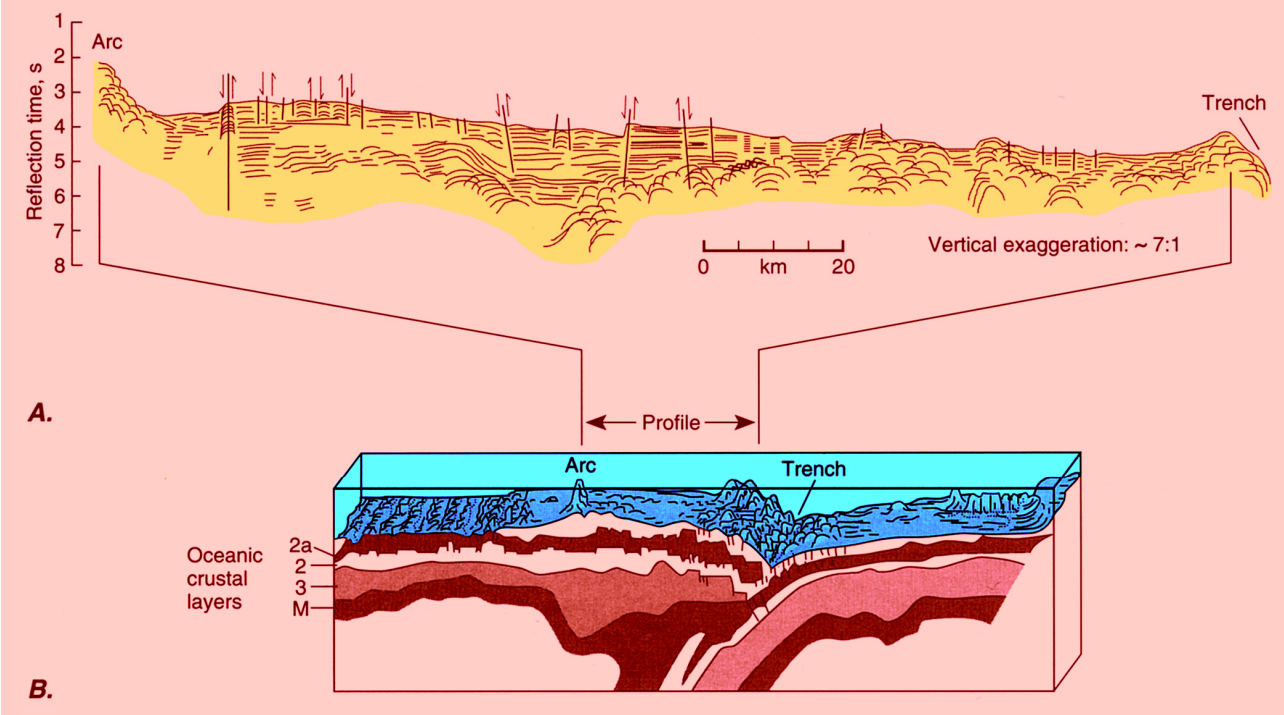
Η εξωτερική κυρτότητα (outer swell), προκαλείται πιθανώς από την ελαστική κάμψη της πλάκας, καθώς αυτή κάμπτεται για να βυθιστεί μέσα στο μανδύα. Σε γενικές γραμμές χαρακτηρίζεται από μερικά κανονικά ρήγματα, ορισμένα από τα οποία μπορεί να αποτελούν υπολειμματικές δομές από την παλαιότερη εξέλιξη του θαλάσσιου πυθμένα. Τα ρήγματα που σχετίζονται με την υποβύθιση της λιθόσφαιρας είναι παράλληλα στην τάφρο, σε αντίθεση με τα προϋπάρχοντα ρήγματα που δεν έχουν ξεκάθαρη σχέση με τη διεύθυνση της τάφρου. Οι λίγοι σεισμοί που εκδηλώνονται κατά μήκος της εξωτερικής κυρτότητας συνήθως δείχνουν τυπικό εφελκυσμό με διεύθυνση κάθετη στον άξονα της κυρτότητας της κατερχόμενης πλάκας.

Οι περισσότερες τάφροι είναι πληρωμένες με ιζήματα, που περιλαμβάνουν και τουρβιδίτες που έχουν αποτεθεί από ρεύματα, είτε από την εφιππεύουσα πλάκα προς την τάφρο, είτε κατά μήκος του άξονα της τάφρου.

Η περιοχή του εμπροσθο-τόξου μπορεί να έχει ως υπόβαθρο, είτε μια παχιά σφήνα από πρόσφατα παραμορφωμένα ιζήματα, γνωστή με το όνομα **πρίσμα συσσώρευσης** (**accretionary prism**), ή **πρίσμα παραμόρφωσης** (Εικ. 6.14), είτε παρα-



Εικόνα 6.14 *Δομή του πρίσματος συσσώρευσης (accretionary prism), του τόξου Sunda. Κάτω από την εσωτερική πλευρά της τάφρου και την περιοχή της εμπροσθο-λεκάνης αναπτύσσεται το πρίσμα συσσώρευσης με τεκτονικά λέπη και τεκτονικές σφήνες. Τα ιζήματα του πρίσματος επωθούνται πάνω στα ιζήματα της εμπροσθο-λεκάνης. Σε σύγκριση με την περιοχή της εσωτερικής πλευράς της τάφρου, οι επωθήσεις των λεπών είναι πιο κεκλιμένες κάτω από την εμπροσθο-λεκάνη και επηρεάζουν παλαιότερα ιζήματα.*



Εικόνα 6.15 *Δομή του τόξου των νήσων Μαριάνα. Κάτω από την εσωτερική πλευρά της τάφρου και την περιοχή της εμπροσθο-λεκάνης αναπτύσσονται τα παραμορφωμένα πετρώματα του υποβάθρου του τόξου. Τα ιζήματα της τάφρου είναι ελάχιστα, ενώ δεν αναπτύσσεται (ή αναπτύσσεται ελάχιστα) και πρίσμα συσσώρευσης.* ***Α.*** *Απόδοση του σεισμικού προφίλ για ένα τμήμα της περιοχής του εμπροσθο-τόξου.* ***Β.*** *Οι φυσιογραφικές περιοχές και μοντέλο του φλοιού για τη ζώνη υποβύθισης και το τόξο.*

μορφωμένα πετρώματα του υποβάθρου του τόξου, που κατά θέσεις καλύπτονται από ένα λεπτό στρώμα ιζημάτων (Εικ. 6.15).

Το πρίσμα συσσώρευσης, ή παραμόρφωσης, είναι προφανώς ο κύριος χώρος που παραμορφώνεται ο φλοιός, σε μια ζώνη υποβύθισης. Η παραμόρφωση ξεκινά από τον πόδα της εσωτερικής πλευράς της τάφρου (inner trench wall), και έτσι το φυσιογραφικό αυτό όριο σηματοδοτεί το μέτωπο της παραμόρφωσης (βλπ. Εικ. 6.4 και Εικ. 6.5). Τα πετρώματα στο πρίσμα συσσώρευσης τέμνονται από έναν αριθμό λεπιώσεων και διαδοχικών επωθήσεων (imbricate thrust faults), που είναι σύμφωνες με τη ζώνη υποβύθισης, δηλαδή έχουν την ίδια φορά κλίσης (βλπ. Εικ. 6.14). Στα περισσότερα πρίσματα επίσης, πετρώματα υψηλής παραμόρφωσης φθάνουν μέχρι την επιφάνεια (βλπ. και Εικ. 6.6). Σε ορισμένες περιπτώσεις εντοπίζονται και αντιθετικά ρήγματα, δηλαδή ρήγματα με κλίση αντίθετη από την κλίση της ζώνης υποβύθισης.

Οι περισσότεροι από τους σεισμούς που καταγράφονται στο πρίσμα συσσώρευσης έχουν μηχανισμούς γένεσης που δείχνουν επωθητικά ρήγματα. Οι περισσότερες ζώνες υποβύθισης είναι κεκαμμένες, οπότε η σχετική κίνηση των πλακών δεν είναι παντού κάθετη στην τάφρο. Εκεί όπου η σχετική κίνηση των πλακών είναι πλάγια ως προς τη διεύθυνση της τάφρου, τα ρήγματα στο πρίσμα συσσώρευσης μπορεί να περιλαμβάνουν και μια συνιστώσα οριζόντιας ολίσθησης, εκτός από τη συνιστώσα της ανάστροφης κίνησης. Σε ορισμένες περιπτώσεις η πλάγια ολίσθηση φαίνεται ότι διαχωρίζεται σε δύο συστήματα ρηγμάτων. Ένα σύστημα με κυρίαρχη οριζόντια ολίσθηση και ένα με κυρίαρχη ανάστροφη ολίσθηση.

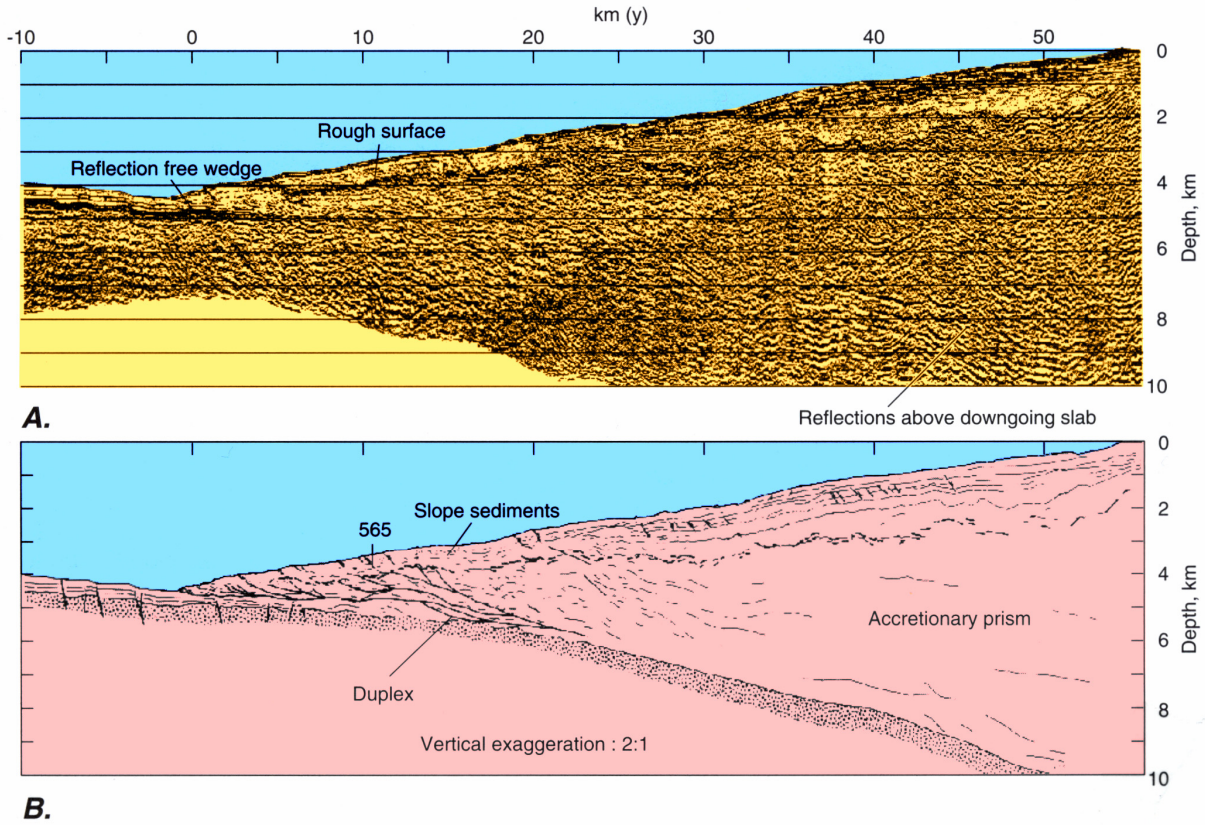
Τα πρίσματα συσσώρευσης σε γενικές γραμμές, παρουσιάζουν, σε τομή, ένα απολεπτυσμένο σχήμα, που η ακριβής γεωμετρία του εξαρτάται από τις μηχανικές ιδιότητες του πρίσματος, αλλά και από τις δυνάμεις που επιδρούν πάνω σε αυτό. Σημειώνεται ότι η μηχανική συμπεριφορά των πρισμάτων συσσώρευσης έχει πολλά κοινά γνωρίσματα και ομοιότητες με τις ζώνες πτυχών και επωθήσεων (fold and thrust belts), των ορογενών, οι οποίες φυσικά έχουν μελετηθεί πολύ καλύτερα (βλπ. και Κεφ. 9.3).

Τα παραμορφωμένα πετρώματα στα πρίσματα συσσώρευσης αντιπροσωπεύονται κυρίως από ιζήματα που προέρχονται, τόσο από την εφιππεύουσα όσο και από την υποβυθιζόμενη πλάκα. Σε ορισμένες περιοχές, υποθαλάσσια όρη που χαρακτηρίζουν τον θαλάσσιο πυθμένα της κατερχόμενης πλάκας, ενσωματώνονται στο πρίσμα συσσώρευσης. Ιζήματα από την περιοχή του τόξου προστίθενται στα

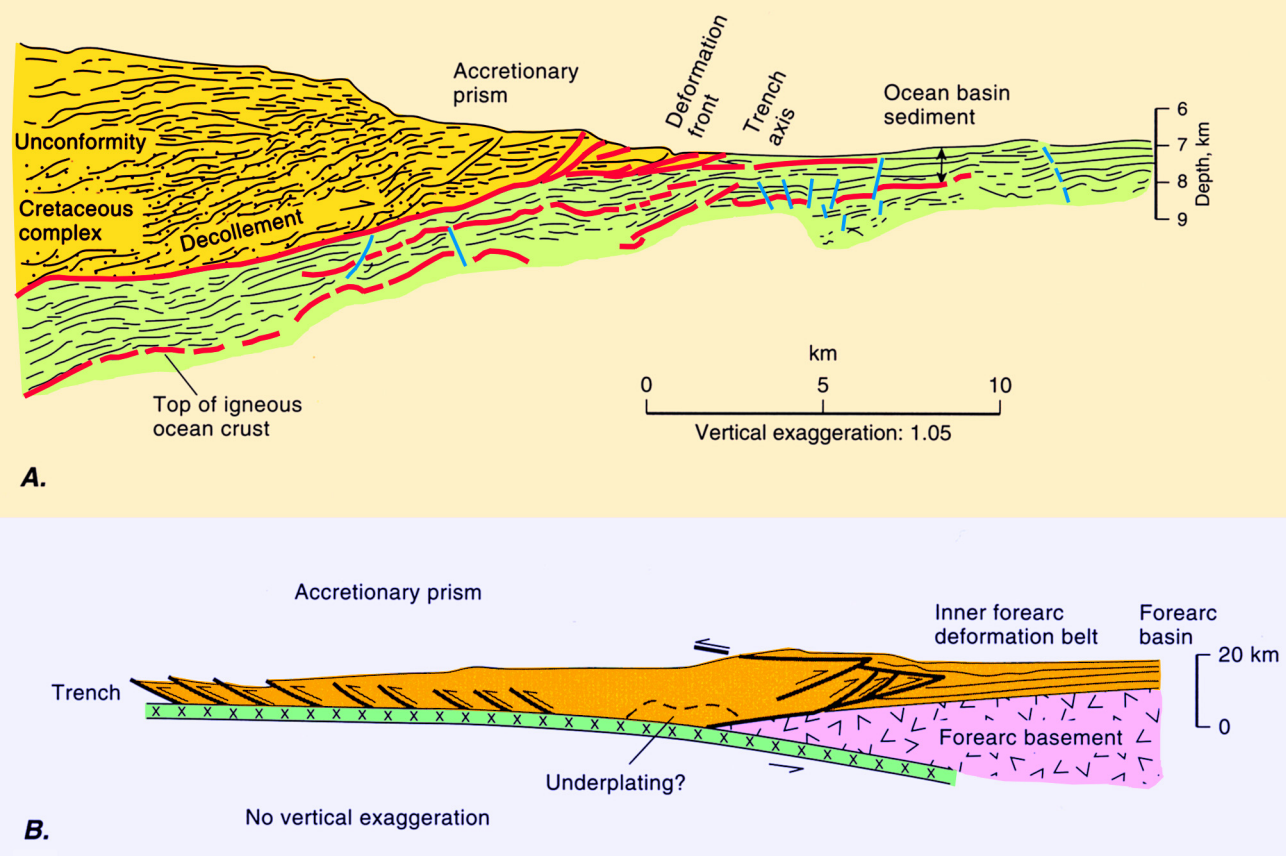
κορυφαία τμήματα του πρίσματος συσσώρευσης, όταν αυτά αποτίθενται σε λεκάνες στην περιοχή του εμπροσθο-τόξου (Εικ. 6.14). Τα ιζήματα αυτά μεταφέρονται, επίσης, από τα τουρβιδιτικά ρεύματα στον πυθμένα της τάφρου. Στη συνέχεια προστίθενται στο πρίσμα συσσώρευσης καθώς η υποβύθιση τα μεταφέρει ξανά προς τα πίσω, προς τη μεριά του τόξου και οι επωθήσεις της βάσης του πρίσματος (basal thrust faults), εξαπλώνονται προς τα απαραμόρφωτα ιζήματα. Η διαδικασία αυτή είναι γνωστή ως **απόξεση** (**offscraping**). Οι λεπιώσεις και διαδοχικές επωθήσεις που παρουσιάζονται στην Εικόνα 6.14, σχηματίζονται με αυτόν τον τρόπο. Τα ιζήματα βαθειάς θάλασσας που συγκεντρώνονται στην κατερχόμενη πλάκα, μπορεί επίσης να ενσωματωθούν στο πρίσμα συσσώρευσης μέσα από τις ίδιες διαδικασίες. Η συνεχιζόμενη διαδικασία της απόξεσης (offscraping), έχει ως αποτέλεσμα την προοδευτική διεύρυνση του πρίσματος συσσώρευσης και πιθανά τη μείωση της κλίσης της ζώνης υποβύθισης, καθώς το τόξο γίνεται πιο ώριμο.

Σε ορισμένες ζώνες υποβύθισης, παλαιά πετρώματα από το νησιωτικό τόξο ή το ηπειρωτικό υπόβαθρο, μπορεί να μετακινούνται προς την εσωτερική πλευρά της τάφρου (inner trench wall ή lower trench slope, βλπ. Εικ. 6.4 και Εικ. 6.5). Τότε είτε δεν σχηματίζεται καθόλου πρίσμα συσσώρευσης, είτε σχηματίζεται ένα μικρών διαστάσεων πρίσμα και μόνο μικρού πάχους ιζήματα συγκεντρώνονται στις λεκάνες που δημιουργούνται πάνω στα παλαιά αυτά πετρώματα του υποβάθρου, ενώ ελάχιστα, ή και καθόλου, ιζήματα δεν αποτίθενται στην τάφρο. Το υπόβαθρο του τόξου τέμνεται συνήθως από κανονικά ρήγματα, με κλιμακωτή διάταξη προς τη μεριά της τάφρου (βλπ. Εικ. 6.15) και αν και επωθητικά ρήγματα μπορεί να είναι παρόντα στο βάθος, δεν απαντώνται στην επιφάνεια.

Πολλές τάφροι παρουσιάζουν σχετικά απαραμόρφωτα ιζήματα στην κατερχόμενη πλάκα, που εκτείνονται για αρκετά χιλιόμετρα κάτω από τα παραμορφωμένα πετρώματα της εσωτερικής πλευράς της τάφρου (inner trench wall, βλπ. Εικ. 6.4 και Εικ. 6.5). Σε ορισμένες περιπτώσεις (π.χ. νότια της Ιάβα), τα ιζήματα της κατερχόμενης πλάκας προστίθενται στο πρίσμα συσσώρευσης όταν η επώθηση της βάσης του πρίσματος εξαπλώνεται στα κατερχόμενα ιζήματα, σχηματίζοντας μια διπλή (ή δίδυμη) επωθητική δομή (duplex structure) και προσθέτοντας τα ιζήματα στη βάση του πρίσματος συσσώρευσης (Εικ. 6.16), διαδικασία που αποκαλείται **underplating**, δηλαδή, σε ελεύθερη μετάφραση, **προσάρτηση στη βάση της πλάκας**.



Εικόνα 6.16 *Σεισμική τομή (**A**) και η απόδοσή της (**B**), για το πρίσμα συσσώρευσης της Costa Rica. Στην περίπτωση αυτή τα ιζήματα της κατερχόμενης πλάκας προστίθενται στη βάση του πρίσματος συσσώρευσης με την ανάπτυξη δίδυμων επωθητικών δομών (duplex structures), διαδικασία γνωστή ως underplating.*



Εικόνα 6.17 *Τύποι παραμόρφωσης στα πρίσματα συσσώρευσης.* ***Α.*** *Απόδοση σεισμικής τομής εγκάρσια στην τάφρο της Ιαπωνίας, στην περιοχή του ΝΑ Honshu. Διακρίνονται χαρακτηριστικά τα απαραμόρφωτα ιζήματα κάτω από την κύρια ζώνη αποκόλλησης (decollement).* ***Β.*** *Σχηματική τομή ενός πρίσματος συσσώρευσης με δύο τμήματα (two-sided accretionary complex). Η σφήνα του πρίσματος έχει αποκολληθεί τόσο από την κατερχόμενη πλάκα, όσο και από τον φλοιό (υπόβαθρο), του εμπροσθο-τόξου.*

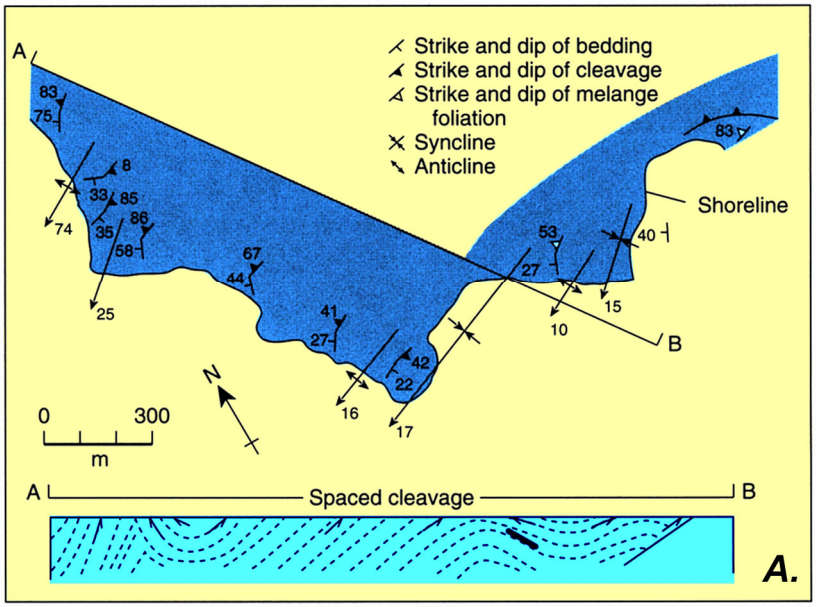
Σε άλλες περιπτώσεις, λίγα πράγματα μπορούν να επιβεβαιωθούν για την πορεία και κατάληξη των ιζημάτων της κατερχόμενης πλάκας (Εικ. 6.17Α). Μπορεί να βυθίζονται στο μανδύα και να συμμετέχουν στη δημιουργία του μάγματος του τόξου, ή μπορεί να μεταφέρονται ακόμα πιο βαθειά. Η ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων στην εσωτερική πλευρά της τάφρου (inner trench wall, βλπ. Εικ. 6.15) και ρηγμάτων στο πρίσμα συσσώρευσης, όπου τα ιζήματα πάνω από την κύρια επώθηση που τα έχει αποκολλήσει από τη βάση τους (decollement), δείχνουν ότι είναι αποκομμένα, μπορεί να είναι ενδείξεις για την ύπαρξη μιας διαδικασίας που αποκαλείται **subduction erosion** (σε ελεύθερη μετάφραση **"διάβρωση" λόγω υποβύθισης**), μιας διαδικασίας δηλαδή κατά την οποία τόσο τα ιζήματα της κατερχόμενης πλάκας όσο και οι τεμαχισμένες από τα ρήγματα παρυφές της εφιππεύουσας πλάκας, υποβυθίζονται προοδευτικά. Δηλαδή η διαδικασία της υποβύθισης είναι αυτή που προκαλεί την απομάκρυνση και κάθοδο στο μανδύα (άρα "διάβρωση") τόσο των ιζημάτων της υποκείμενης πλάκας όσο και των κερματισμένων τεμαχών των παρυφών της εφιππεύουσας πλάκας.

Σε ορισμένες ζώνες υποβύθισης, που είναι πλούσιες σε ιζήματα, το πρίσμα συσσώρευσης έχει δύο τμήματα (Εικ. 6.17Β), και οι επωθήσεις είναι τόσο σύμφωνες όσο και αντίθετες ως προς τη ζώνη υποβύθισης. Στις περιπτώσεις αυτές το πρίσμα συσσώρευσης αποκολλάται τόσο από την κατερχόμενη πλάκα όσο και από το υπόβαθρο του εμπροσθο-τόξου (εφιππεύουσα πλάκα).

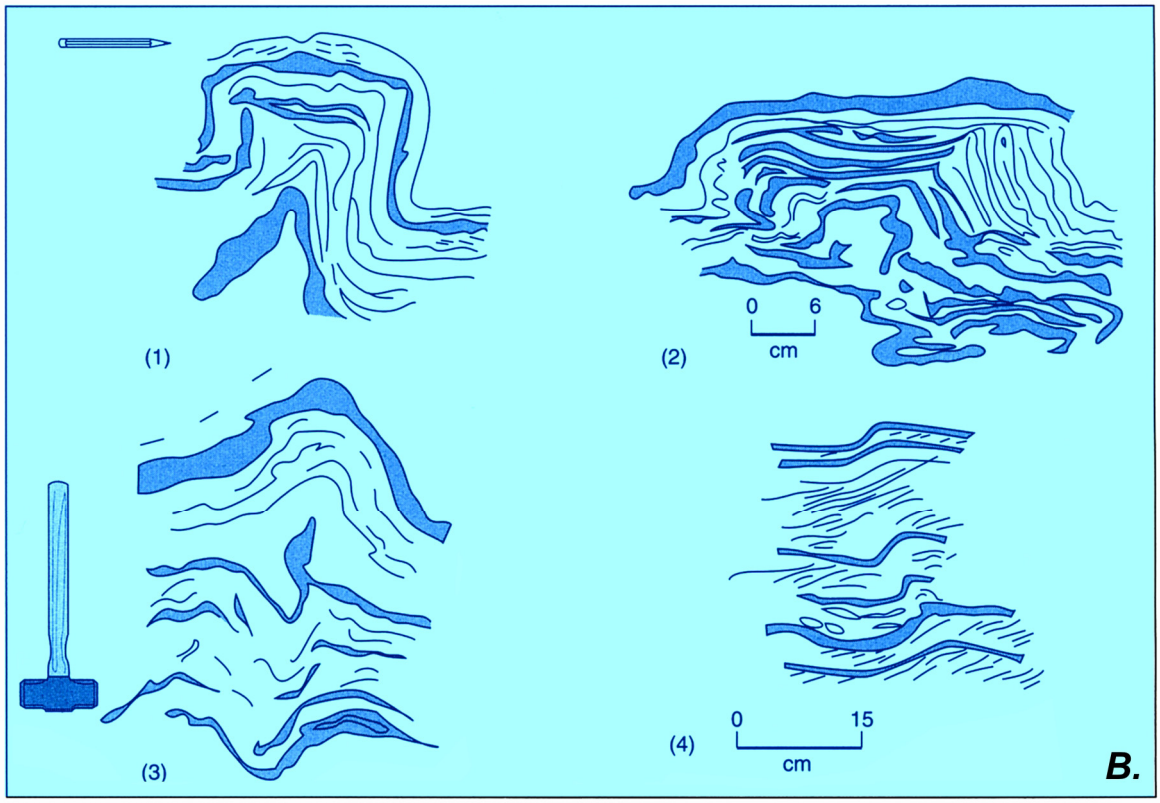
Οι τεκτονικές δομές που δημιουργούνται από την παραμόρφωση των πρισμάτων συσσώρευσης, έχουν μελετηθεί από την εξέταση δειγμάτων γεωτρήσεων που έχουν γίνει σε ενεργά πρίσματα, καθώς και από τη μελέτη αναδυμένων τμημάτων ορισμένων συστημάτων υποβύθισης αλλά και παλαιών απολιθωμένων πρισμάτων συσσώρευσης. Όλες οι έρευνες έχουν αποδείξει ότι η παραμόρφωση των πρισμάτων συσσώρευσης χαρακτηρίζεται από αφθονία τεκτονικών δομών που κατανέμονται χρονικά σε διαφορετικές γενιές και περιλαμβάνουν οπωσδήποτε μια φύλλωση, συνήθως slaty cleavage, μικρής κλίμακας πτυχές και boudinage.

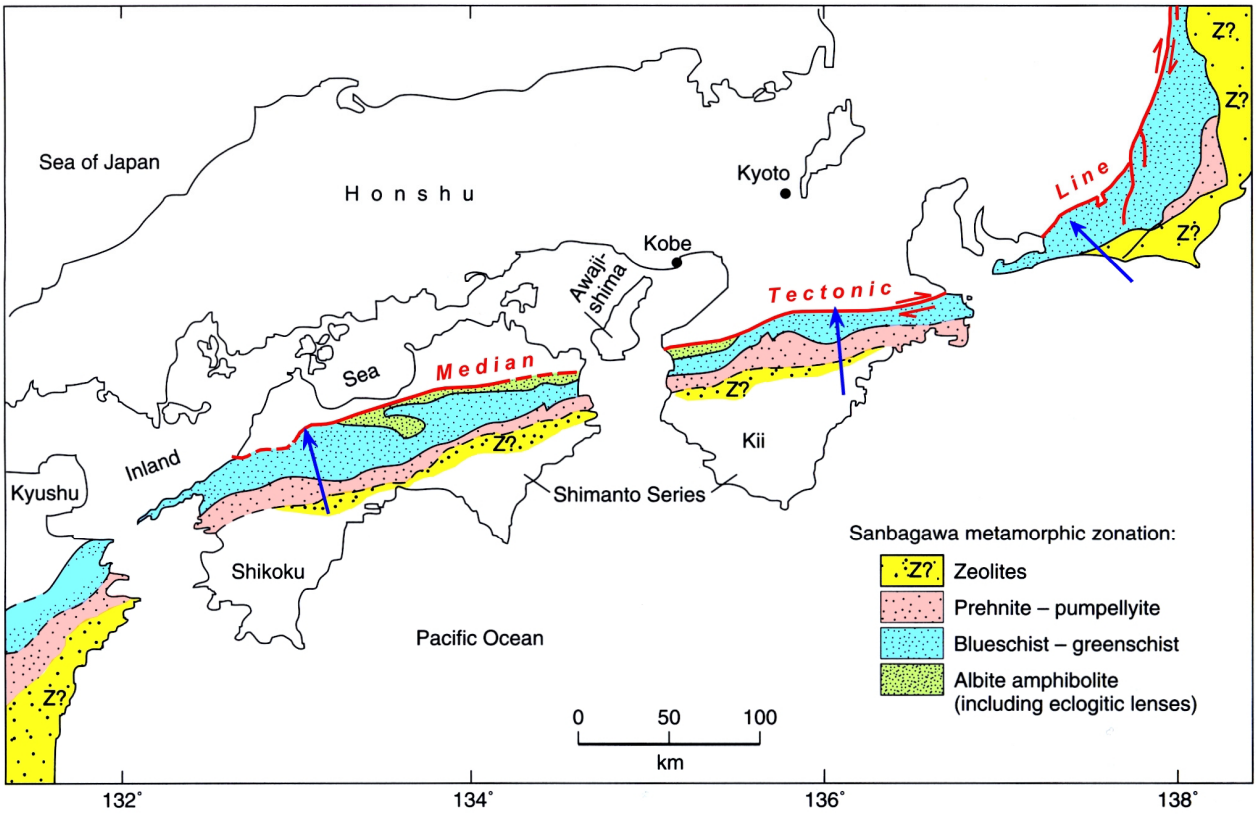
Οι πτυχές είναι παρούσες τόσο στη μεγάλη,

όσο και στη μικρή κλίμακα παρατήρησης (Εικ. 6.18). Ορισμένες από τις πτυχώσεις αυτές αποκαλύπτονται σε πολλά σεισμικά προφίλ και κυρίως αντιπροσωπεύουν πτυχές με υπο-οριζόντιους άξονες και αξονικά επίπεδα, με διεύθυνση παράλληλη με το όριο των πλακών και μέσες ή έντονες κλίσεις, σύμφωνες με την κλίση της ζώνης υποβύθισης. Οι δομές που πιστοποιούν παραμόρφωση χαλαρών ιζημάτων (soft-sediment deformation), είναι πάρα πολλές. Σε ορισμένες περιπτώσεις, μάλιστα, η παραμόρφωση του πρίσματος συσσώρευσης είναι τόσο έντονη, ώστε οποιαδήποτε προϋπάρχουσα στρωματογραφική συνέχεια καταστρέφεται. Έτσι, δημιουργούνται με αυτό τον τρόπο χαοτικές αποθέσεις (chaotic deposits), που διεθνώς αποκαλούνται **mélange** (**τεκτονικά μίγματα**), τα οποία περιγράφονται και αναλύονται με λεπτομέρειες στα επόμενα κεφάλαια.



Εικόνα 6.18 *Οι τύποι των πτυχώσεων, στη μικρή και μεγάλη κλίμακα παρατήρησης, της περιοχής του εμπροσθο-τόξου των Αλεούτιων νήσων της Αλάσκα.* ***Α.*** *Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης και τομή.* ***Β.*** *Χαρακτηριστικοί τύποι μικροπτυχών σε ψαμμιτο-πηλιτικά πετρώματα. Στο διάγραμμα (4) φαίνεται ένας σχισμός κατά διαστήματα (spaced cleavage), που τέμνει παλαιότερες πτυχώσεις. Οι σκουρόχρωμες περιοχές αντιπροσωπεύουν ψαμμιτικές ενδιαστρώσεις.*





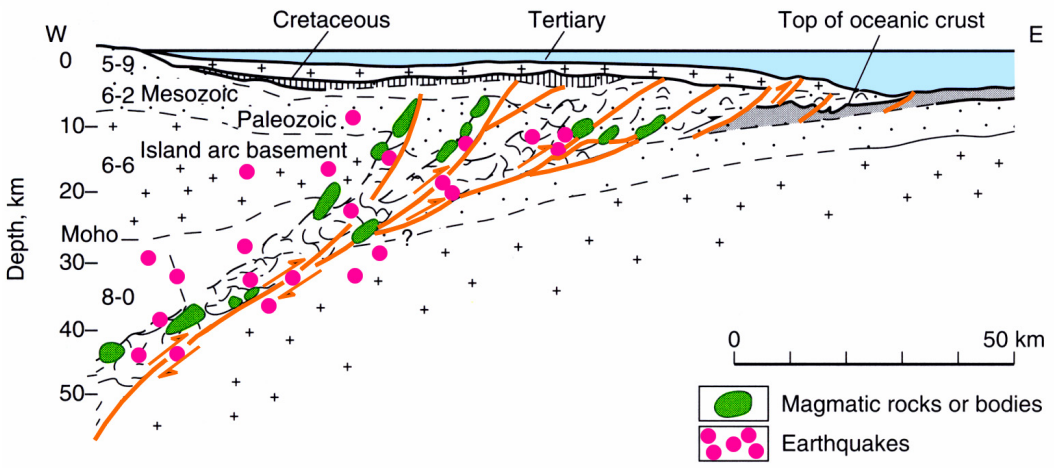
Εικόνα 6.19 *Η μεταμόρφωση στις ζώνες υποβύθισης χαρακτηρίζεται από μια ζώνωση με προοδευτική αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης από την τάφρο και εξωτερικότερα, δηλαδή με φορά ίδια με τη φορά κλίσης της ζώνης υποβύθισης. Το παράδειγμα είναι από την εξωτερική μεταμορφική ζώνη της ΝΔ Ιαπωνίας.*

Στην περιοχή του εμπροσθο-τόξου, που αποτελεί μια περιοχή με ήπιες κλίσεις, αναπτύσσεται συνήθως μια πλατειά ιζηματογενής λεκάνη, που πατάει πάνω σε ένα σύνθετο υπόβαθρο. Τα ιζήματά της προέρχονται κυρίως από το ενεργό τόξο αλλά και από το μετωπικό τόξο. Η απόθεσή τους γίνεται μέσω τουρβιδιτικών ρευμάτων, με διεύθυνση είτε παράλληλη με τον άξονα της λεκάνης και το τόξο, είτε εγκάρσια προς αυτά, από τα υψηλότερα προς τα χαμηλότερα τμήματα των κλιτύων. Επιπρόσθετα, απομονωμένες ιζηματογενείς λεκάνες εντοπίζονται και στην εσωτερική πλευρά της τάφρου.

Οι κατακόρυφες κινήσεις είναι αυτές που επικρατούν στη λεκάνη του εμπροσθο-τόξου, εκτός από τις περιοχές όπου λαμβάνει χώρα η δημιουργία της σφήνας του πρίσματος συσσώρευσης. Σε ορισμένες ζώνες υποβύθισης, το εσωτερικό τμήμα της λεκάνης του εμπροσθο-τόξου βυθίζεται χαρακτηριστικά, ενόσω το εξωτερικό τμήμα αναδύεται, καθώς υλικό συσσωρεύεται κάτω από την εσωτερική πλευρά της τάφρου. Σε αντίθεση, γεωτρήσεις που έγιναν σε εμπροσθο-τόξα, όπως της Ιαπωνίας, της Κεντρικής Αμερικής και των Μαριάνων, που δεν χαρακτηρίζονται από τη σημαντική ανάπτυξη πρίσματος συσσώρευσης, καταδεικνύουν ότι η υποβύθιση κυριαρχεί σε ολόκληρη την περιοχή του εμπροσθο-τόξου.

Επισημαίνεται ότι δεν είναι ακόμα γνωστά πολλά πράγματα γι' αυτές τις διαδικασίες ανάδυσης και υποβύθισης στα πρίσματα συσσώρευσης, δηλαδή ποια από τις δύο επικρατεί και κάτω από ποιες συνθήκες. Αν διαδοχικές επωθήσεις και τεκτονικά λέπη χαρακτηρίζουν μια περιοχή εμπροσθο-τόξου, το αποτέλεσμα πρέπει να είναι πάχυνση και βράχυνση και ως εκ τούτου ανάδυση του πρίσματος συσσώρευσης. Στις περιοχές που χαρακτηρίζονται από εμπροσθο-τόξα όπου κυριαρχεί ο εφελκυσμός, ή η διαδικασία subduction erosion, όπως στο τόξο των Μαριάνων, η υποβύθιση πρέπει να είναι ο κανόνας.

Τα μεταμορφωμένα ιζήματα από τις περιοχές των εμπροσθο-τόξων, χαρακτηρίζονται από την τυπική παρουσία του μπλε αμφίβολου γλαυκοφανή, όπως επίσης και από την παρουσία του λοζωνίτη και του πουμπελυίτη. Τα ορυκτά αυτά χαρακτηρίζουν HP/LT φάσεις μεταμόρφωσης (υψηλών πιέσεων / χαμηλών θερμοκρασιών) και ως εκ τούτου υποδηλώνουν μια γεωθερμική βαθμίδα χαμηλότερη απ' ότι η κανονική. Η χαμηλή γεωθερμική βαθμίδα είναι απόλυτα σύμφωνη με τη χαμηλή θερμική ροή που έχει παρατηρηθεί σε αυτές τις περιοχές (βλπ. Εικ. 6.13Α), κάτι που είναι απόλυτα αναμενόμενο,



Εικόνα 6.20
Σχηματική τομή της περιοχής του εμπροσθο-τόξου της Ιαπωνίας, όπου διακρίνονται τα κρητιδικά και τριτογενή ιζήματα, τα τεκτονικά λέπη, τα πυριγενή πετρώματα του εμπροσθο-τόξου και οι θέσεις των επικέντρων των σεισμών.

δεδομένου ότι μια ψυχρή λιθοσφαιρική πλάκα εισέρχεται σε ένα θερμότερο μανδύα. Παλαιά ιζήματα εμπροσθο-τόξων παρουσιάζουν μια αύξηση στο βαθμό μεταμόρφωσης από τα εξωτερικότερα προς τα εσωτερικότερα τμήματα του τόξου. Στην Εικόνα 6.19 παρουσιάζεται ένα τέτοιο παράδειγμα από την Ιαπωνία. Η μεταμορφική ζώνωση παρουσιάζει χαμηλή μεταμόρφωση (ζεολιθική φάση) στην εξωτερική ζώνη, που προοδευτικά μεταβαίνει στην υψηλότερης μεταμόρφωσης ζώνη του πρενίτη-πουμπελυίτη και τελικά στη ζώνη που ο βαθμός μεταμόρφωσής της είναι στα όρια κυανοσχιστολιθικής-πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Η φορά της υποβύθισης ταυτίζεται με τη φορά αύξησης του βαθμού μεταμόρφωσης, δηλαδή με τη φορά που έχουν τα βέλη της Εικόνας 6.19.

Τα πυριγενή πετρώματα είναι σπάνια στις περιοχές των εμπροσθο-τόξων, εκτός και αν αυτά εμπεριέχονται με την μορφή τεκτονικών ολισθήσεων στο πρίσμα συσσώρευσης. Παρ' όλα αυτά, ορισμένες περιοχές εμπροσθο-τόξων παρέχουν ενδείξεις για μαγματική δραστηριότητα. Τα πετρώματα σε αυτές τις περιπτώσεις είναι κυρίως βασαλτικά ως προς τη σύσταση. Η περιοχή του εμπροσθο-τόξου της Ιαπωνίας (Εικ. 6.20), αποτελεί μια τέτοια περίπτωση, δεδομένου ότι χαρακτηρίζεται από την παρουσία βασαλτικών πετρωμάτων. Η προέλευση αυτού του μάγματος δεν έχει γίνει ακόμα απόλυτα κατανοητή. Μια πιθανή ερμηνεία υποστηρίζει ότι το μάγμα, από την περιοχή όπου δημιουργείται κατά μήκος της υποβυθιζόμενης πλάκας, ανέρχεται προς την περιοχή αυτή, ακολουθώντας διαδρομές κατά μήκος προϋπαρχόντων επωθητικών ρηγμάτων. Μια άλλη άποψη υποστηρίζει ότι τα βασαλτικά αυτά μάγματα προέρχονται από τήξη στην περιοχή του εμπροσθο-τόξου, λόγω της υποβύθισης ενός κέντρου διάνοιξης. Η Ιαπωνία, η νότια Αλάσκα και οι δυτικές Η.Π.Α., αποτελούν χαρακτηριστικά παραδείγματα περιοχών όπου η υποβύθιση μιας ράχης ή μιας θερμής νέας πλάκας, έλαβε προφανώς χώρα μερικές δεκάδες εκατομμύρια έτη πριν.

Το Υπόβαθρο του Τόξου και το Ηφαιστειακό Τόξο

Το υπόβαθρο του τόξου ή μετωπικό τόξο, αποτελείται από παλαιότερα, πιο παραμορφωμένα και, πιθανώς, πιο μεταμορφωμένα πετρώματα, πάνω στα οποία δομείται το ενεργό ηφαιστειακό τόξο. Ο χαρακτήρας αυτού του υποβάθρου διαφέρει αρκετά από περίπτωση σε περίπτωση. Σε τόξα όπως τα Tonga-Kermadec και Mariana, οι διεσπαρμένες εμφανίσεις του μετωπικού τόξου αποτελούνται από μεταμορφωμένα και παραμορφωμένα ωκεανικά πετρώματα. Αντίθετα, στην Ιαπωνία, το υπόβαθρο αντιπροσωπεύεται από ένα σύμπλεγμα παλαιότερων πυριγενών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων, με ηλικίες Κάτω Παλαιοζωϊκό ή ακόμα και Προκάμβριο. Τα ηπειρωτικά τόξα, όπως αυτό των Άνδεων, δομούνται συνήθως πάνω σε ένα σύνθετο ηπειρωτικό υπόβαθρο. Από τεκτονική άποψη τα μετωπικά τόξα φαίνεται ότι είναι σχετικά ανενεργά, εκτός από μερικά διεσπαρμένα κανονικά ρήγματα. Παρ' όλα αυτά, φαίνεται ότι αποτελούν περιοχές όπου λαμβάνουν χώρα πυριγενείς και μεταμορφικές διαδικασίες, οι οποίες όμως δεν συνοδεύονται από ξεκάθαρα τεκτονικά γεγονότα. Το τόξο Kohistan στο Πακιστάν (βλπ. και Κεφ. 7.3 και Κεφ. 7.4), αποτελεί ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα για τη μελέτη της εσωτερικής τεκτονικής δομής ενός τυπικού μετωπικού τόξου.

Το ηφαιστειακό τόξο είναι η περιοχή όπου εκδηλώνεται η ενεργή ηφαιστειακή και πλουτώνια δραστηριότητα, που στην επιφάνεια σηματοδοτείται από μια αλυσίδα ηφαιστείων. Τα περισσότερα

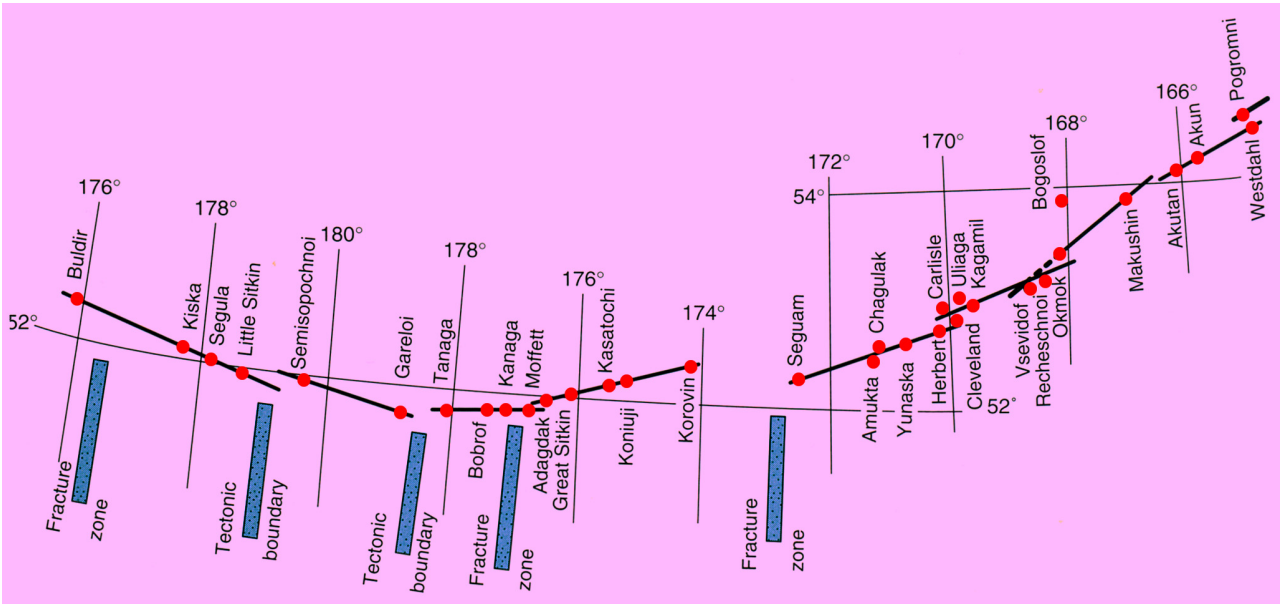
από αυτά τα ηφαίστεια είναι μεγάλα ανδεσιτικά στρωματοηφαίστεια, αν και απαντώνται επίσης και βασαλτικά ή δακιτικά ηφαιστειακά κέντρα. Τα ηφαίστεια αυτά αναπτύσσονται σε μια γραμμική διάταξη παράλληλα με το τόξο, σε μια απόσταση 70 περίπου km το ένα από το άλλο (Εικ. 6.21, βλπ. και Εικ. 6.4C και 6.4D). Σε πολλά τόξα τα ηφαίστεια ευθυγραμμίζονται σε ομάδες των 2 έως 12 ηφαιστείων, κατά μήκος γραμμικών τμημάτων που παρουσιάζουν μια ελαφρά πλάγια μετάθεση το ένα σε σχέση με το άλλο (βλπ. Εικ. 6.21B). Οι διακοπές αυτές της συνέχειας ανάμεσα στα γραμμικά τμήματα σχετίζονται με ασυνέχειες της κατερχόμενης πλάκας.

Το τοπικό εντατικό πεδίο για τα περισσότερα ηφαιστειακά τόξα είναι εφελκυστικό. Τα χαρτογραφημένα ρήγματα και οι μηχανισμοί γένεσης μικρών σεισμών, που λαμβάνουν χώρα στις περιοχές με ενεργή ηφαιστειακή δραστηριότητα, δείχνουν κυρίως κανονικά ρήγματα, με τη συμμετοχή μιας μικρής οριζόντιας συνιστώσας ολίσθησης σε ορισμένες περιπτώσεις. Δομές συμπιεστικού χαρακτήρα ή σεισμοί με μηχανισμό γένεσης αντίστοιχου χαρακτήρα, δεν παρατηρούνται ποτέ σε αυτό το γεωτεκτονικό περιβάλλον, εκτός από ορισμένα σεισμικά γεγονότα στις κεντρικές Άνδεις. Τα ίδια τα ηφαίστεια, που δομούν το ηφαιστειακό τόξο, αναπτύσσονται συνήθως σε τεκτονικές λεκάνες, που ονομάζονται **ηφαιστειακές ταπεινώσεις** (**volcanic depressions**), από ορισμένους ερευνητές.

Στα σύγχρονα ηφαιστειακά τόξα, είτε είναι ηπειρωτικά, είτε ωκεανικά, μόνο υποθέσεις μπορούν να γίνουν για το αν στο βάθος υπάρχει ένας πλουτωνίτης που να συνδέεται με τα ηφαίστεια. Σε παλαιά ηπειρωτικά ή νησιωτικά τόξα, που σήμερα βρίσκονται στην ξηρά, η τεκτονική παραμόρφωση και η διάβρωση έχουν αποκαλύψει στην επιφάνεια τα βαθύτερα τμήματα του τόξου, άρα μπορεί να πιστοποιήσει κάποιος την ύπαρξη ή όχι του πλουτωνίτη. Στα παλαιά συμπλέγματα ωκεανικών τόξων πλουτώνια σώματα βαθολιθικών διαστάσεων είναι σπάνια. Αντίθετα είναι πολύ συνήθη στα παλαιά ηπειρωτικά τόξα.

Η μεταμόρφωση στα ενεργά τόξα, αλλά και στα μετωπικά τόξα, είναι το αποτέλεσμα της υψηλής θερμικής ροής που παρατηρείται σε αυτά τα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα. Ο προσδιορισμός της γεωθερμικής βαθμίδας στις περιοχές αυτές δείχνει ότι το κατώτερο τμήμα του φλοιού στα ηπειρωτικά τόξα, πρέπει να βρίσκεται στην ελάχιστη θερμοκρασία (ή λίγο πάνω από αυτή), τήξης του γρανίτη. Το γεγονός αυτό από μόνο του μπορεί να ερμηνεύσει την πληθώρα των γρανιτικών βαθολίθων στις περιοχές των ηπειρωτικών τόξων.

Η μελέτη της μεταμόρφωσης στις περιοχές υποβύθισης καταδεικνύει μια υψηλή γεωθερμική βαθμίδα στα τόξα και στα μετωπικά τόξα ταυτόχρονα με μια χαμηλή γεωθερμική βαθμίδα στις περιοχές του εμπροσθο-τόξου (βλπ. Εικ. 6.13). Η διαπίστωση αυτή οδήγησε στη σύλληψη της ιδέας των **διπλών μεταμορφικών ζωνών** ή **μεταμορφικών ζωνών κατά ζεύγη** (**paired metamorphic belt**, βλπ. και Εικ. 9.22, Κεφ. 9.4, και Εικ. 3.25, Κεφ. 3.9). Η μεταμορφική ζώνη HP/LT (υψηλών-



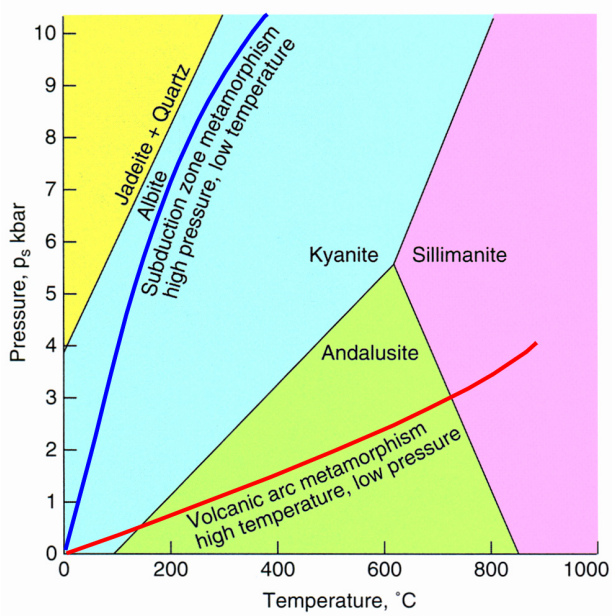
Εικόνα 6.21 *Η κατανομή των ηφαιστείων στο τόξο των Αλεούτιων νήσων γίνεται κατά μήκος γραμμικών τμημάτων, που παρουσιάζουν μια μετάθεση το ένα σε σχέση με το άλλο και χωρίζονται μεταξύ τους με τεκτονικές ασυνέχειες.*

πιέσεων / χαμηλών-θερμοκρασιών) αναπτύσσεται κοντά στην τάφρο, όπου η κρύα κατερχόμενη πλάκα κατεβάζει τη γεωθερμική βαθμίδα. Αρκετά πιο πίσω, κάτω από το ηφαιστειακό τόξο, αναπτύσσεται η μεταμορφική ζώνη HT/LP (υψηλών-θερμοκρασιών/χαμηλών-πιέσεων), όπου η διείσδυση του μάγματος ανεβάζει τη γεωθερμική βαθμίδα. Στην Εικ. 6.22 παρουσιάζεται η κατανομή πιέσεων-θερμοκρασιών, που σχετίζεται με αυτές τις δύο ζώνες μεταμόρφωσης.

Τόσο στα ηπειρωτικά όσο και στα ωκεανικά τόξα, η σύσταση των πυριγενών πετρωμάτων βρίσκεται σε άμεση συσχέτιση με το βάθος της σεισμικής ζώνης ή της οροφής της κατερχόμενης πλάκας. Η αύξηση της περιεκτικότητας σε Al, Na και K για δεδομένο τύπο πετρώματος, έχει αποδειχθεί ότι σχετίζεται άμεσα με το βάθος της ζώνης Benioff, για έναν αριθμό τόξων. Αυτές οι διαφοροποιήσεις στη σύσταση αποτελούν σημαντικούς δείκτες που μπορούν να μας αποκαλύψουν τη φορά βύθισης παλαιών ζωνών υποβύθισης.

Επισημαίνεται όμως, ότι αυτοί οι πιθανοί δείκτες για τις παλιές ζώνες υποβύθισης πρέπει να χρησιμοποιούνται με πολύ μεγάλη προσοχή για πολλούς λόγους. Πρώτον, η ίδια αύξηση στα συγκεκριμένα αυτά στοιχεία μπορεί να παρατηρηθεί και σε ένα μονό μαγματικό σύστημα, καθώς αυτό κρυσταλλώνεται και διαφοροποιείται. Δεύτερον, η ίδια χημική διαφοροποίηση μπορεί να παρατηρηθεί στην ίδια θέση σαν διαχρονική μεταβολή, καθώς η ζώνη υποβύθισης μπορεί να αλλάζει την κλίση ή το βάθος της, ή μπορεί να μεταναστεύει σε σχέση με το μαγματικό κέντρο. Τρίτον, τα ποσοστά συμμετοχής πολλών κύριων και δευτερευόντων στοιχείων στα πετρώματα επηρεάζονται πολύ από την εξαλλοίωση κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσης αλλά και από τη διάβρωση. Τέταρτον, ορισμένα τόξα δεν παρουσιάζουν μεταβολή στη σύσταση σε σχέση με το βάθος της σεισμικής ζώνης. Πέμπτον και σημαντικότερον, η αιτία αυτών των χημικών διαφοροποιήσεων με το βάθος της σεισμικής ζώνης δεν έχει ακόμα κατανοηθεί, όπως και η ακριβής προέλευση του μάγματος στα αναλισκόμενα περιθώρια. Για παράδειγμα αναφέρεται ότι για ορισμένους ερευνητές η μόλυνση του ανερχόμενου μάγματος, καθώς αυτό διέρχεται από το μανδύα και το φλοιό, είναι πολύ καθοριστικός παράγοντας για τη χημική σύστασή του, ενώ για άλλους είναι πολύ υποδεέστερος. Η ουσία είναι ότι όλες αυτές οι αβεβαιότητες κάνουν άσκοπη τη χρήση αυτών των χημικών διαφοροποιήσεων για την απάντηση συγκεκριμένων γεωτεκτονικών προβλημάτων στα περιβάλλοντα των αναλισκόμενων περιθωρίων.

Τα ιζήματα που σχετίζονται με τα νησιωτικά τόξα είναι κυρίως δύο τύπων: κλαστικά και ανθρακικά. Το υλικό των κλαστικών ιζημάτων προέρχεται από τα ενεργά ηφαίστεια. Αδρομερή κροκαλοπαγή και λατυποπαγή εντοπίζονται κοντά στις πηγές προέλευσης του κλαστικού υλικού, ενώ σε μακρινές αποστάσεις κυριαρχούν τα λεπτομερή τουρβιδιτικά ιζήματα. Η θηραϊκή γη (ελαφρόπετρα), είναι ένα σύνηθες συστατικό αυτών των ιζημάτων. Στα ηπειρωτικά τόξα τα ιζήματα είναι κυρίως ηπειρωτικού χαρακτήρα και δευτερευόντως θαλάσσια. Τα ιζήματα των περισσότερων νησιωτικών τόξων είναι θαλάσσια, διαπίστωση που πιθανά αντανακλά την απόθεση σε βαθιές θάλασσες με τη μορφή ριπιδίων που προέρχονται από τα νησιά που σχηματίζουν τα ενεργά ηφαίστεια.



Εικόνα 6.22 *Διάγραμμα πίεσης-θερμοκρασίας όπου παρουσιάζεται η γεωθερμική βαθμίδα που οδηγεί σε μεταμόρφωση υψηλών πιέσεων, χαμηλών θερμοκρασιών, χαρακτηριστική της μεταμορφικής ζώνης του εμπροσθο-τόξου ή της ζώνης υποβύθισης και σε μεταμόρφωση υψηλών θερμοκρασιών, χαμηλών πιέσεων, χαρακτηριστική της μεταμορφικής ζώνης του ηφαιστειακού τόξου.*

Στις τροπικές περιοχές, ενεργά νησιωτικά τόξα σχηματίζονται σε ανθρακικούς υφάλους. Τα ανθρακικά αυτά ιζήματα κατακλύζονται περιοδικά από ηφαιστειακής προέλευσης κλαστικό υλικό. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα ανθρακικές και ηφαιστειακές αποθέσεις να εναλλάσσονται τόσο κατακόρυφα όσο και πλευρικά.

Η Περιοχή του Οπισθο-Τόξου

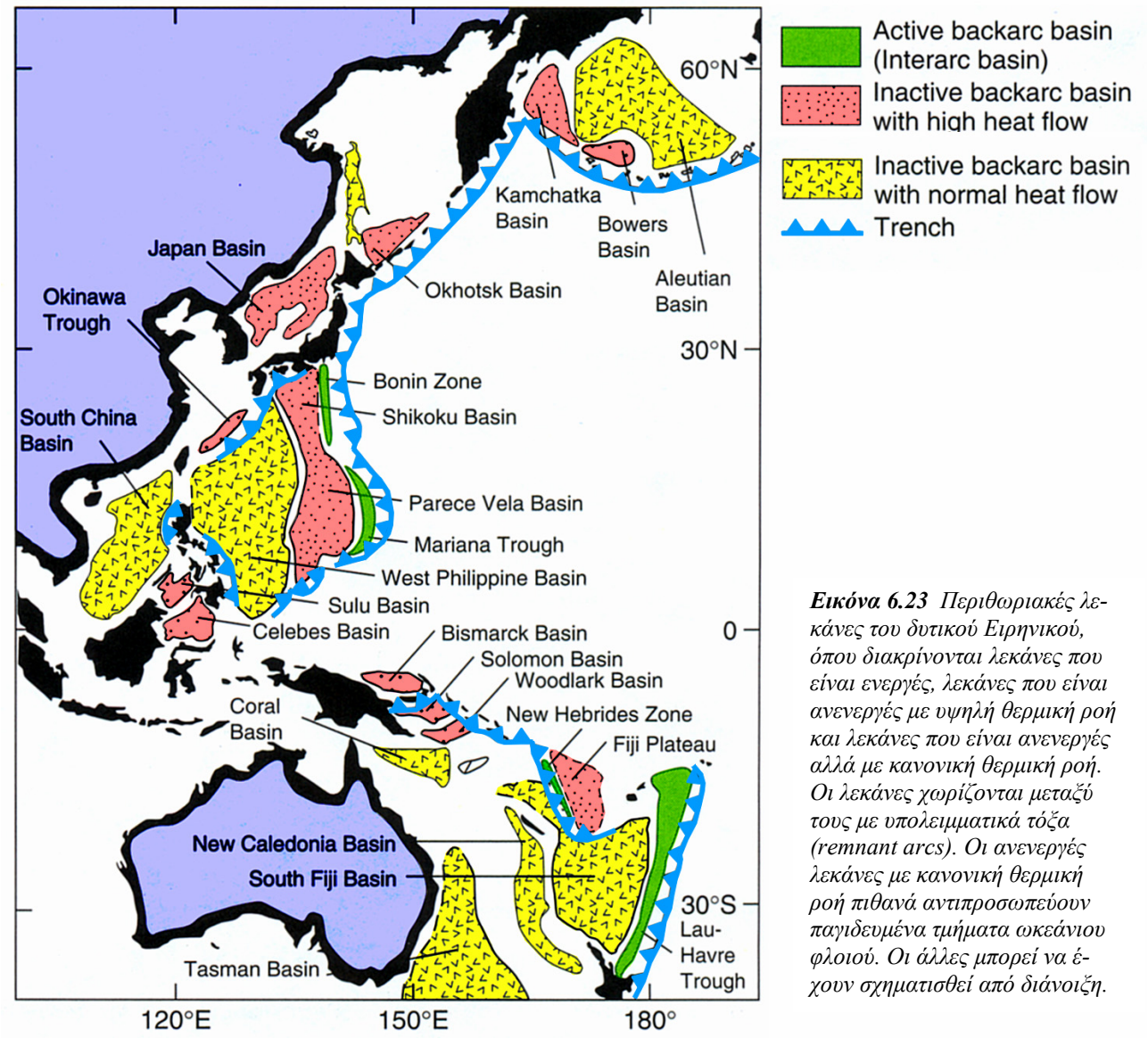
Στα περισσότερα ηπειρωτικά και ωκεανικά τόξα οι περιοχές του οπισθο-τόξου χαρακτηρίζονται από εφελκυστική τεκτονική και καταβύθιση σε σχέση με αυτό καθ' αυτό το τόξο. Στα ωκεανικά νησιωτικά τόξα, ιζήματα που προέρχονται από το τόξο α-

ποτίθενται σε μια ωκεάνια λεκάνη πίσω από το νησιωτικό τόξο, που, όπως αναφέρθηκε ονομάζεται λεκάνη οπισθο-τόξου (back-arc basin), Στις ηπειρωτικές περιοχές, τα ιζήματα αυτά αποτίθενται σε λεκάνες που σχηματίζονται στην κορυφή της πλατφόρμας προς το εσωτερικό της ηπείρου. Αυτές οι επιηπειρωτικές λεκάνες καλούνται **λεκάνες προχώρας (foreland basins)** ή **οπισθο-τοξικές λεκάνες (retro-arc basins)**.

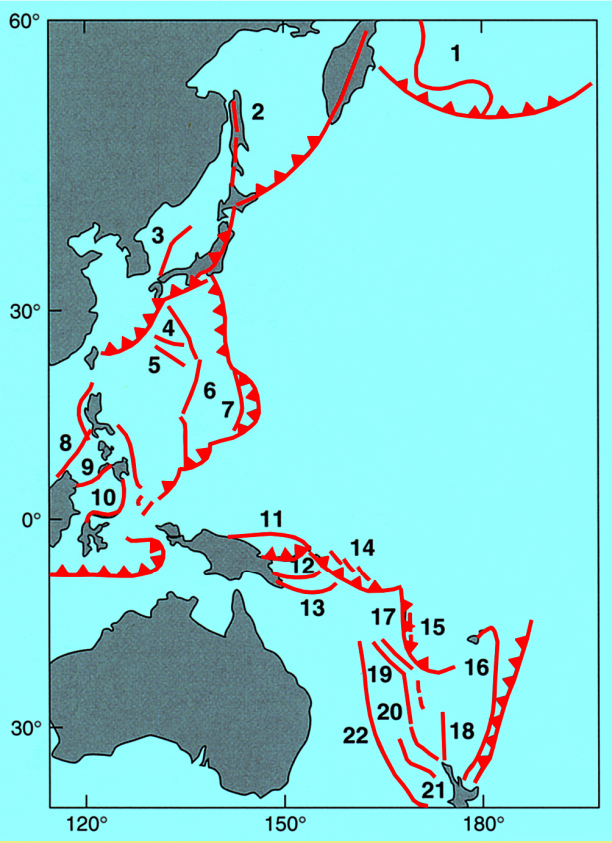
Αν και ο εφελκυσμός και η καταβύθιση φαίνεται ότι χαρακτηρίζουν πολλά ηπειρωτικά τόξα, υπάρχουν ορισμένες σημαντικές εξαιρέσεις, με τις κεντρικές Άνδεις να αποτελούν την πιο αξιομνημόνευτη από αυτές. Στην περίπτωση αυτή, εντοπίζονται ενεργές συμπιεστικές δομές στην περιοχή του οπισθο-τόξου, που περιλαμβάνουν πτυχές και επωθήσεις του τόξου προς το εσωτερικό της ηπείρου.

Οι οπισθο-τοξικές λεκάνες των ωκεανικών νησιωτικών τόξων ομαδοποιούνται σε δύο κύριους τύπους. Ορισμένες αποτελούνται από παγιδευμένο παλαιό ωκεάνιο φλοιό. Άλλες αποτελούνται από νέα λιθόσφαιρα. Στη δεύτερη περίπτωση παρατηρείται και χαρακτηριστική σεισμική δραστηριότητα, καθώς και υψηλή θερμική ροή και διάνοιξη του ωκεάνιου πυθμένα (Εικ. 6.23). Πολλές σύγχρονες ενεργές λεκάνες οπισθο-τόξων, όμως, δεν παρουσιάζουν τις αναμενόμενες στα κέντρα διάνοιξης, κλασσικές συμμετρικές μαγνητικές ανωμαλίες. Στην πραγματικότητα, σε πολλές περιπτώσεις είναι δύσκολο να προσδιορισθεί ένα συγκεκριμένο κέντρο διάνοιξης.

Η σύσταση των ηφαιστειακών πετρωμάτων στις σύγχρονες οπισθο-τοξικές λεκάνες διαφέρει κατά περίπτωση, κυρίως ανάλογα με την απόσταση που αυτά βρίσκονται από το τόξο. Τα πετρώματα, που δημιουργούνται μακριά από το τόξο, έχουν



Εικόνα 6.23 *Περιθωριακές λεκάνες του δυτικού Ειρηνικού, όπου διακρίνονται λεκάνες που είναι ενεργές, λεκάνες που είναι ανενεργές με υψηλή θερμική ροή και λεκάνες που είναι ανενεργές αλλά με κανονική θερμική ροή. Οι λεκάνες χωρίζονται μεταξύ τους με υπολειμματικά τόξα (remnant arcs). Οι ανενεργές λεκάνες με κανονική θερμική ροή πιθανά αντιπροσωπεύουν παγιδευμένα τμήματα ωκεάνιου φλοιού. Οι άλλες μπορεί να έχουν σχηματισθεί από διάνοιξη.*



1	Bowers-Shirshov	**12**	Woodlark
2	Sakhalin	**13**	Pocklington
3	Yamato	**14**	Solomon (North chain)
4	Daito	**15**	Vanuatu (East chain)
5	Oki Daito	**16**	Lau-Colville
6	Palau-Kyushu	**17**	Loyalty
7	West Mariana	**18**	Three Kings
8	Palawan	**19**	New Caledonia
9	Sulu	**20**	Norfolk
10	Sangihe	**21**	West Norfolk
11	West Melanesia	**22**	Lord Howe

Εικόνα 6.24 *Η θέση των υπολειμματικών τόξων (remnant arcs), του δυτικού Ειρηνικού. Κάθε ένα από τα τόξα αυτά διαχωρίζει λεκάνες με διαφορετικά χαρακτηριστικά, όπως καταδεικνύεται στην Εικόνα 6.23.*

αντίστοιχη σύσταση με αυτά που δημιουργούνται στις μεσο-ωκεάνιες ράχεις. Αντίθετα, αυτά που βρίσκονται σε γειτονικές περιοχές του τόξου, όπου μόλις έχει αρχίσει η διαδικασία διάνοιξης, θυμίζουν περισσότερο τις λιθολογίες των ηφαιστειακών τόξων.

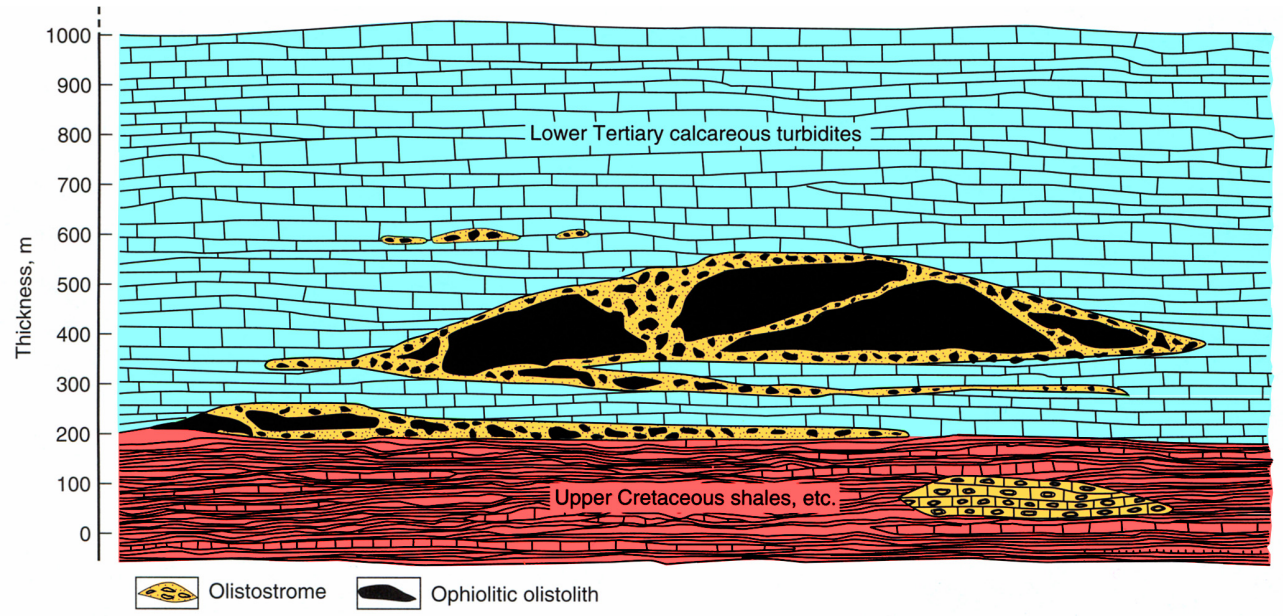
Ορισμένες οπισθο-τοξικές λεκάνες φαίνεται ότι χαρακτηρίζονται από πιο σύνθετη τεκτονική δομή, με περισσότερα ενεργά ρήγματα και πιο σύνθετα κέντρα διάνοιξης, απ' ότι αυτά των μεσο-ωκεάνιων ράχεων. Αρκετές τέτοιες λεκάνες παρουσιάζουν σαφώς το φαινόμενο των εξαπλονόμενων ράχεων (propagating rifts, βλπ. και Κεφ. 4.5). Αυτές οι τεκτονικές ιδιαιτερότητες αντανακλώνται και στις μεγάλες διαφοροποιήσεις που παρουσιάζουν οι ιζηματογενείς αποθέσεις των λεκανών. Λάβες και πελαγικά ιζήματα εναλλάσσονται με αδρομερή ή λεπτομερή κλαστικά ιζήματα, που προέρχονται είτε από την περιοχή του τόξου, είτε από μικρότερης τάξης τεκτονικά κέρατα, που αναπτύσσονται μέσα στην ίδια τη λεκάνη.

Όταν πίσω από το ίδιο τόξο αναπτύσσονται περισσότερες από μία οπισθο-τοξικές λεκάνες, αυτές χωρίζονται μεταξύ τους από υπολειμματικά τόξα (remnant arcs, βλπ. Εικ. 6.4 και Εικ. 6.5). Η πιο χαρακτηριστική περιοχή με αυτά τα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά των λεκανών των οπισθοτόξων, είναι αυτή του Ειρηνικού (Εικ. 6.24 σε σύγκριση με την Εικ. 6.4C). Τα υπολειμματικά τόξα παρουσιάζουν τα ίδια ηφαιστειακά και ιζηματογενή πετρώματα που χαρακτηρίζουν τα ενεργά ηφαιστειακά τόξα, με μια όμως ουσιαστική διαφορά: είναι παλαιότερα τόσο από το σχετιζόμενο με αυτά ενεργό νησιωτικό τόξο, όσο και από την περιθωριακή λεκάνη. Τα υπολειμματικά τόξα ονομάζονται έτσι γιατί φαίνεται ότι αποτελούν υπολείμματα προϋπαρχόντων τόξων που διαχωρίσθηκαν στα δύο, σχηματίζοντας τις πλευρές μιας αναπτυσσόμενης περιθωριακής λεκάνης. Ως εκ τούτου, λοιπόν, η προέλευση των υπολειμματικών τόξων είναι άμεσα συνδεδεμένη με την προέλευση των ίδιων των οπισθο-τοξικών λεκανών, όπως αναλυτικά περιγράφεται στα επόμενα κεφάλαια.

6.6 Χαοτικές Αποθέσεις

Πολλά σύγχρονα, αλλά και παλαιά γεωτεκτονικά περιβάλλοντα εμπροσθο-τόξων περιλαμβάνουν χαοτικά ιζήματα (chaotic deposits), από, κατά κύριο λόγο, ιζηματογενή πετρώματα, στα οποία οι κανονική στρωματογραφική ακολουθία έχει διακοπεί ή καταστραφεί. Τα χαοτικά ιζήματα έχουν αναγνωρισθεί και περιγραφεί εδώ και πολλά χρόνια με διαφορετικούς γεωλογικούς όρους, κάθε ένας από τους οποίους παρουσιάζει μια δυσδιάκριτη, συνήθως, διαφορά σε αυτό που περιγράφει και ως εκ τούτου και στην τεκτονική ερμηνεία. Σε γενικές γραμμές τα χαοτικά ιζήματα είναι το αποτέλεσμα είτε της ισχυρής παραμόρφωσης, όπως αυτή που χαρακτηρίζει ορισμένα τμήματα των πρισμάτων συσσώρευσης στις ζώνες υποβύθισης, είτε υποθαλάσσιων κατολισθήσεων.

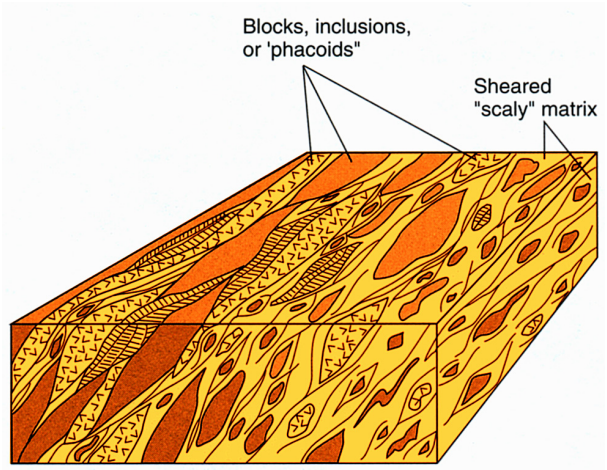
Χαοτικά ιζήματα ιζηματογενούς προέλευσης μπορεί να χαρακτηρίζουν και τμήματα μιας, κατά τα άλλα, κανονικής στρωματογραφικής ακολουθίας, που τυπικά αποτελείται από αργιλικούς σχίστες και/ή ψαμμίτες. Τα χαοτικά αυτά ιζήματα καλούνται **ολισθοστρώματα** (**olistostromes**), και αποτελούν ένα χαρακτηριστικό σχηματισμό που περιλαμβάνει τεμάχη από πετρώματα μιας λιθολογίας,



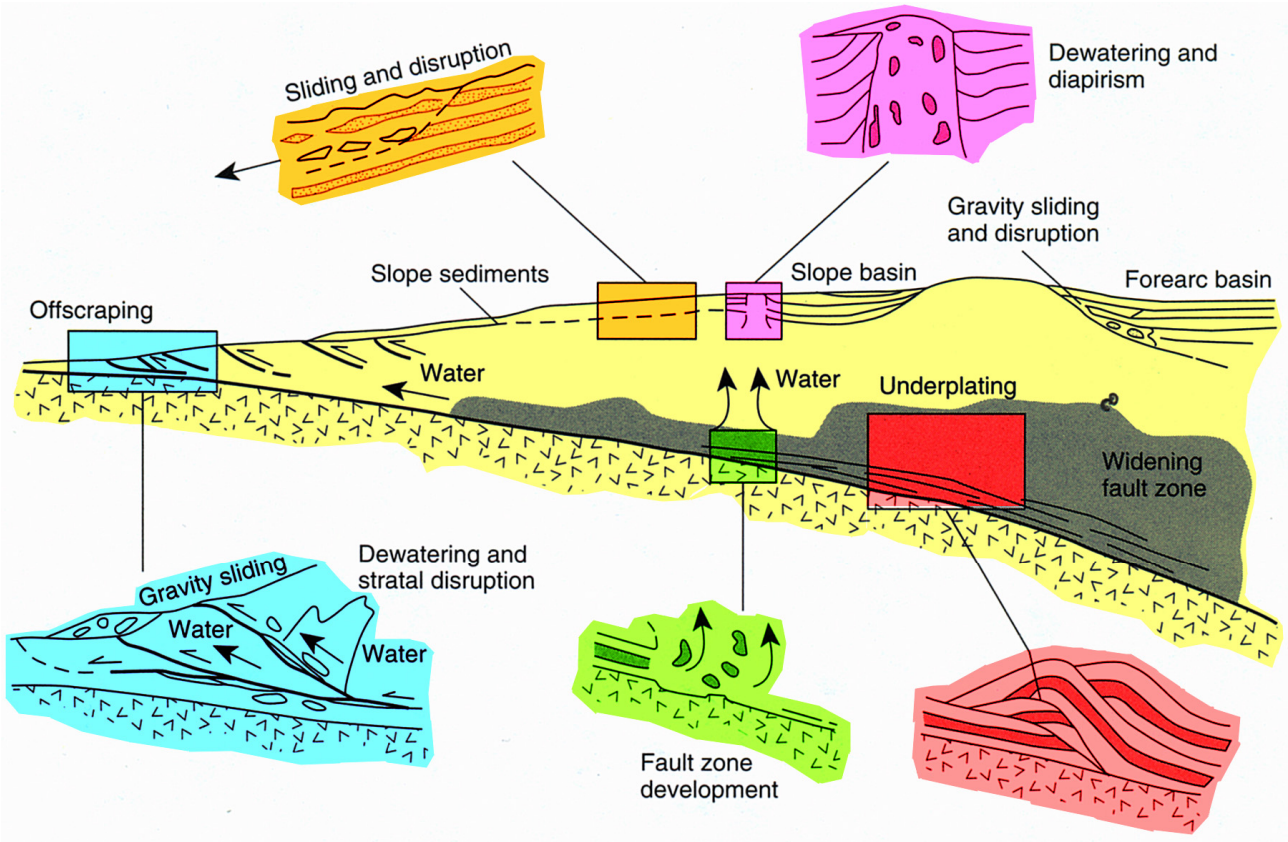
Εικόνα 6.25 *Σχηματική τομή όπου παρουσιάζονται ολισθοστρώματα στα βόρεια Απέννινα στην Ιταλία. Οφιολιθικά θραύσματα μέσα σε μια πηλιτική μάζα ενδιαστρώνονται με αργιλικούς σχίστες και ανθρακικούς τουρβιδίτες, ηλικίας Άνω Κρητιδικό – Κάτω Τριτογενές. Τα μεγαλύτερα ολισθοστρώματα περιλαμβάνουν αρκετούς ολισθολίθους με λιθολογίες από οφιολιθικά πετρώματα.*

χωρίς συγκεκριμένη διευθέτηση, μέσα σε μια κύρια μάζα διαφορετικής λιθολογίας (Εικ. 6.25). Πολλά ολισθοστρώματα περιλαμβάνουν μεγάλων διαστάσεων, χαρτογραφήσιμα τεμάχη μιας συγκεκριμένης λιθολογίας (Εικ. 6.25), που καλούνται **ολισθόλιθοι** (**olistoliths**). Οι χαρακτηριστικοί αυτοί σχηματισμοί σχηματίζονται πιθανά από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις ενός υπερυψωμένου, από τοπογραφική άποψη, τμήματος του ωκεάνιου φλοιού, όπως π.χ.: i) μια ωκεανική ράχη κατά μήκος μιας ρηξιγενούς ζώνης, ii) οι πλευρές ωκεανικών τάφρων με μεγάλη κλίση, iii) οι κλιτείς ηφαιστειακών νήσων στο εσωτερικό των πλακών όπως τα νησιά της Χαβάης, iv) τα μορφολογικά δόντια κατά μήκος των παθητικών περιθωρίων κλπ.

Πολλά χαοτικά ιζήματα έχουν καθαρά τεκτονική προέλευση, ή η σημερινή εμφάνισή τους είναι τέτοια που δεν επιτρέπει τον προσδιορισμό της προέλευσής τους από τα στοιχεία υπαίθρου. Για τις περιπτώσεις αυτές έχει καθιερωθεί ο όρος **mélange** (**τεκτονικό μίγμα**). Πολλά τεκτονικά μίγματα χαρακτηρίζονται από τη χαοτική ανάμιξη τεμαχών διαφόρων πετρολογικών λιθολογιών που βρίσκονται μέσα σε μια κύρια μάζα με ακανόνιστη φύλλωση (Εικ. 6.26). Το μέγεθος των τεμαχών αυτών κυμαίνεται από λίγα mm μέχρι αρκετά km. Τεμάχη από λιθολογίες οφιολιθικών συμπλεγμάτων, όπως περιδοτίτες, ηφαιστειακά πετρώματα, γάββροι και συνοδά ιζήματα, όπως κερατόλιθοι και πελαγικοί ασβεστόλιθοι, χαρακτηρίζουν πολλά mélange. Μεταμορφωμένα πετρώματα και βαθειάς ή ρηχής θάλασσας χερσογενούς προέλευσης ιζήματα, είναι επίσης συνήθη. Η κύρια μάζα αντιπροσωπεύεται κυρίως από παραμορφωμένους αργιλικούς σχίστες ή σερπεντινίτη με χαρακτηριστικό τεκτονικό ιστό από μια αναστομούμενη φύλλωση συνήθως με τη μορφή του ρηξισχισμού (fractured ή disjunctive



Εικόνα 6.26 *Μπλόκ-διάγραμμα ενός τυπικού τεκτονικού μίγματος, όπου παρουσιάζονται τα διάφορα επιμηκυσμένα τεμάχη και η κύρια μάζα με την ακανόνιστη φύλλωση. Η κλίμακα μπορεί να είναι από cm μέχρι km. Η κύρια μάζα μπορεί να είναι αργιλική, αργιλο-ψαμμιτική ή σερπεντινίτης. Τα τεμάχη μπορεί να είναι ιζηματογενή ή μεταμορφωμένα πετρώματα ή οφιόλιθοι.*



Εικόνα 6.27 *Σχηματική τομή όπου παρουσιάζονται οι πιθανές θέσεις προέλευσης χαοτικών ιζημάτων, στο γεωτεκτονικό περιβάλλον μιας ζώνης υποβύθισης. Βαρυτικές ολισθήσεις μπορεί να λαμβάνουν χώρα κατά μήκος των κλιτύων των τάφρων ή των περιθωρίων των λεκανών. Η απομάκρυνση του ύδατος από τις περιοχές όπου λαμβάνουν χώρα οι διαδικασίες της απόξεσης (offscarping) και της τοποθέτησης στη βάση της πλάκας (underplating, βλπ. Κεφ. 6.4), μπορεί να προκαλέσει τη θραύση των πετρωμάτων που στη συνέχεια μεταφέρονται προς τα πάνω με το νερό που απομακρύνεται. Τεκτονικά μίγματα μπορεί, επίσης, να δημιουργηθούν κατά τη διαδικασία της διαπλάτυνσης των ρηξιγενών ζωνών.*

cleavage), κατά μήκος του οποίου το πέτρωμα σπάει σχηματίζοντας κλιμακωτής μορφής (scalelike), μικροτεμάχη. Η παραμορφωμένη αυτή κύρια μάζα των αργιλικών σχιστών είναι γνωστή με τα ονόματα scaly clay, scaly argillite, ή με το Ιταλικό ισοδύναμο **argile scagliose**. Όλα αυτά ισοδύναμα με το mélange.

Τα τεκτονικά μίγματα απαντώνται σε όλες τις ορογενετικές αλυσίδες, ακόμα και σε αυτές με προκάμβρια ηλικία (π.χ. Anglesey στη βόρεια Ουαλία, Damaran belt στη Ναμίμπια κλπ.). Σε ορισμένες περιοχές, όπως στο Coast Ranges στην Καλιφόρνια, στην Τουρκία και το Ιράν, καταλαμβάνουν αχανή πεδία χιλιάδων τετραγωνικών χιλιομέτρων σε έκταση. Σε άλλες περιπτώσεις έχουν πολύ πιο περιορισμένη έκταση. Mélanges έχουν επίσης εντοπισθεί και σε ένα μεγάλο αριθμό σύγχρονων πρισμάτων συσσώρευσης. Πυρήνες γεωτρήσεων στις ωκεάνιες περιοχές των Αλεούτιων νήσων και της Κεντρικής Αμερικής, έχουν πιστοποιήσει σχηματισμούς scaly clay (δηλαδή mélange), σε πρίσματα συσσώρευσης, με κοινή προέλευση για όλο το υλικό του mélange.

Ο χαοτικός χαρακτήρας των πετρωμάτων στα τεκτονικά μίγματα και η, σε γενικές γραμμές, έλλειψη στρωματογραφικής συνέχειας, κάνει δύσκολη τη χαρτογράφηση και την ερμηνεία τους. Απολιθώματα και ραδιοχρονολογήσεις που προέρχονται από τα τεμάχη του mélange, δεν δίνουν παρά την πιθανή μέγιστη ηλικία της ενσωμάτωσης του τεμάχους στο τεκτονικό μίγμα, δεδομένου ότι το τέμαχος πρέπει να σχηματίσθηκε πριν την ενσωμάτωσή του. Η δημιουργία του mélange όμως, μπορεί να έχει αρχίσει πριν το σχηματισμό του πετρώματος αλλά και πολύ μετά.

Στην Εικόνα 6.27 παρουσιάζονται όλες οι πιθανές θέσεις δημιουργίας τεκτονικών μιγμάτων στο γεωτεκτονικό περιβάλλον μιας ζώνης υποβύθισης. Ιζηματογενή mélange μπορούν να σχηματισθούν κατά μήκος των περιθωρίων των εμπροσθο-τόξων ή των περιθωρίων των εμπροσθο-λεκανών, αλλά και κατά μήκος της εσωτερικής πλευράς των τά-

φρων, ως το αποτέλεσμα ολισθήσεων βαρύτητας που προκαλούν διακοπή και "ανακάτεμα" της στρωματογραφικής συνέχειας. Τεκτονικά mélange μπορούν να σχηματισθούν από διακοπή της συνέχειας των σχηματισμών λόγω αποβολής ύδατος (dewatering). Η διαδικασία αυτή, που λαμβάνει χώρα στα πετρώματα της κατερχόμενης πλάκας, μπορεί να έχει επίσης ως αποτέλεσμα τη διαπειρική άνοδο των απελευθερωνόμενων υγρών και των λιθολογιών που παρασύρουν μαζί τους, με αποτέλεσμα να φθάνουν στην επιφάνεια δίνοντας μια χαοτική μορφή. Η διαπλάτυνση των ρηξιγενών ζωνών στην περιοχή όπου τα πετρώματα προσαρτώνται στη βάση της εφιππεύουσας πλάκας (underplating, βλπ. Κεφ. 6.5, Εικ. 6.16), μπορεί επίσης να οδηγήσει στη δημιουργία mélange. Από τη στιγμή που θα δημιουργηθεί ένα τεκτονικό μίγμα μπορεί πολύ εύκολα να ξαναπαραμορφωθεί, λόγω της μειωμένης μηχανικής αντοχής που παρουσιάζει ένας τέτοιος μη συνεκτικός σχηματισμός. Ως εκ τούτου λοιπόν, περιοχές όπου παρατηρούνται εκτεταμένες εμφανίσεις σχηματισμών mélange, όπως η περιοχή Coast Ranges στην Καλιφόρνια και τα Απέννινα στην Ιταλία, φαίνεται ότι είναι το αποτέλεσμα δευτερογενούς παραμόρφωσης από εκτεταμένες κατολισθήσεις. Επισημαίνεται ότι πολύ συχνά είναι πολύ δύσκολο να προσδιορισθεί ο ρόλος της πρωτογενούς (δηλαδή από ενεργό τεκτονική), ή δευτερογενούς (κυρίως παθητικής, π.χ. από κατολισθήσεις), παραμόρφωσης στη σημερινή εμφάνιση ενός τεκτονικού μίγματος.

6.7 Μοντέλα για τις Διαδικασίες στις Ζώνες Υποβύθισης

Πολλοί ερευνητές έχουν προτείνει μοντέλα για την ερμηνεία διαφόρων διαδικασιών που σχετίζονται με τα συγκλίνοντα περιθώρια. Σε γενικές γραμμές, τα μοντέλα αυτά συμφωνούν και ερμηνεύουν μόνο μέρος των φαινομένων που σχετίζονται με το όλο σύστημα της σύγκλισης. Το σκεπτικό που κρύβεται πίσω από το γεγονός αυτό είναι η διαπίστωση ότι χωρίζοντας ένα μεγάλο, σύνθετο και πολύπλοκο πρόβλημα σε μικρότερα χωριστά προβλήματα, είναι ο μοναδικός τρόπος που μπορεί κάποιος να προσεγγίσει την ερμηνεία τού, έτσι και αλλιώς, δυσεπίλυτου προβλήματος. Τα μοντέλα που σχολιάζονται στη συνέχεια αναφέρονται: i) στο σχήμα των πλακών και των ηφαιστειακών τόξων, ii) στις διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στα πρίσματα συσσώρευσης, iii) στις διαδικασίες του σχηματισμού του μάγματος, iv) στις διαδικασίες της μεταμόρφωσης και v) στην ανάπτυξη των λεκανών του οπισθο-τόξου.

Το Σχήμα των Πλακών και των Ηφαιστειακών Τόξων

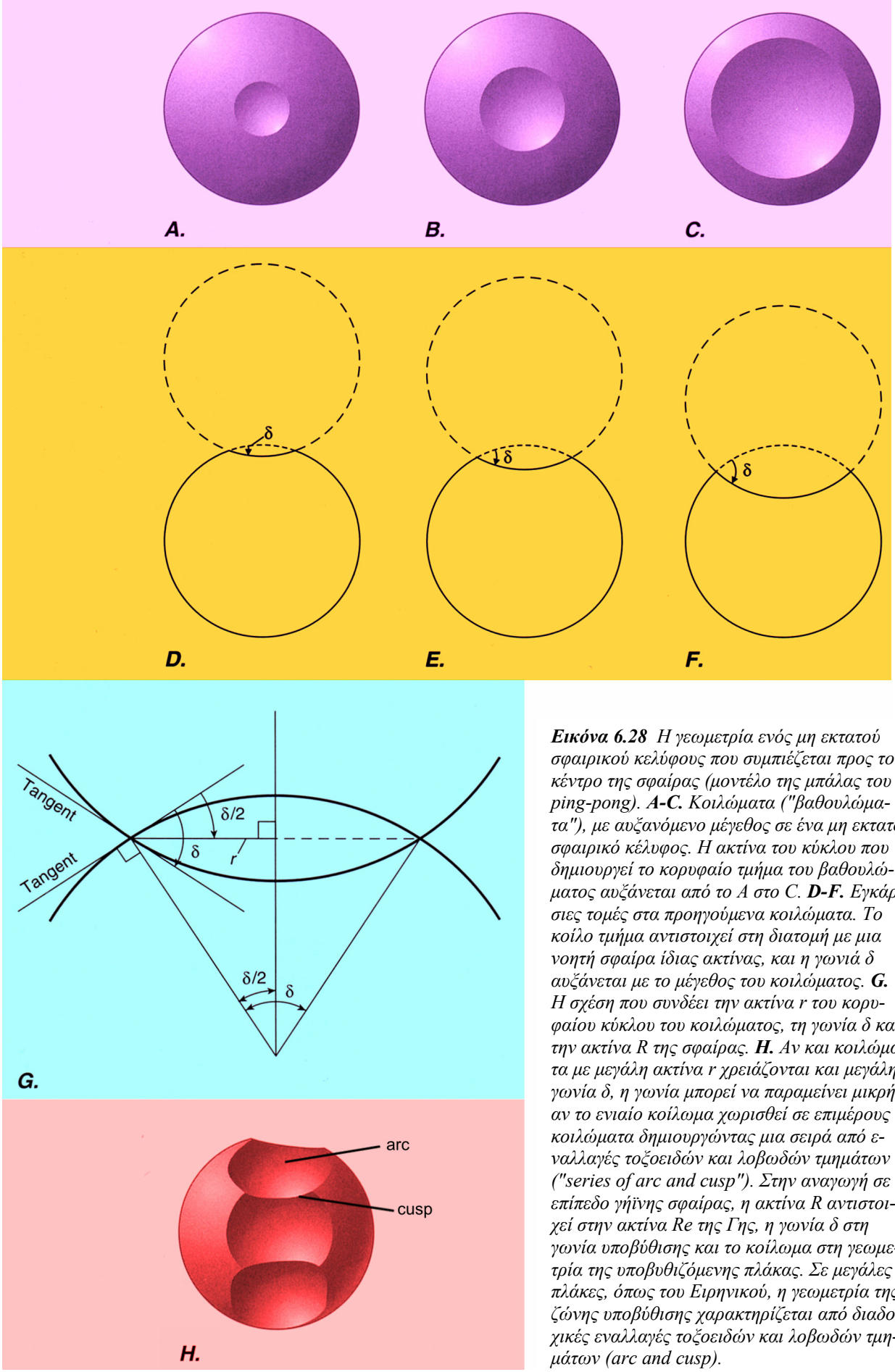
Τα μοντέλα αυτής της κατηγορίας περιλαμβάνουν τα πρότυπα που προκύπτουν από τη χαρτογράφηση των ηφαιστειακών τόξων, τα αντιστοιχούντα σχήματα των πλακών στο βάθος και την προέλευση της εξωτερικής κυρτότητας.

Μοντελοποιώντας τη λιθόσφαιρα ως ένα μη εκτατό σφαιρικό κέλυφος, μπορεί να ερμηνευθεί η τοξοειδής και λοβώδης γεωμετρία των ζωνών υποβύθισης. Ένα τέτοιο κέλυφος, αν πιεσθεί προς τα κάτω, προς το εσωτερικό της σφαίρας, δεν υφίσταται αλλαγή της έκτασης της επιφάνειάς του. Το κοίλωμα (ή "βαθούλωμα"), που δημιουργείται πρέπει να έχει ένα σφαιρικό σχήμα, μόνο που η καμπυλότητά του είναι αντίθετη με αυτή της σφαίρας. Η γεωμετρία είναι αντίστοιχη με ένα βαθούλωμα που δημιουργείται σε μια μπάλα του ping-pong (Εικ. 6.28A–C), όπου το βαθουλωμένο τμήμα αντιστοιχεί στη διατομή με μια ιδεατή σφαίρα που έχει την ίδια ακτίνα με την μπάλα (Εικ. 6.28D–F). Το κορυφαίο τμήμα του κοιλώματος αντιστοιχεί σε ένα μικρό κύκλο που βρίσκεται πάνω στη σφαίρα (δηλαδή τη μπάλα). Αν $\boldsymbol{r}$ είναι η ακτίνα του μικρού κύκλου, $\boldsymbol{R}$ η ακτίνα της σφαίρας και $\boldsymbol{\delta}$ η γωνία της διατομής των δύο σφαιρών, η σχέση που συνδέει τα μεγέθη αυτά μεταξύ τους είναι (Εικ. 6.28G):

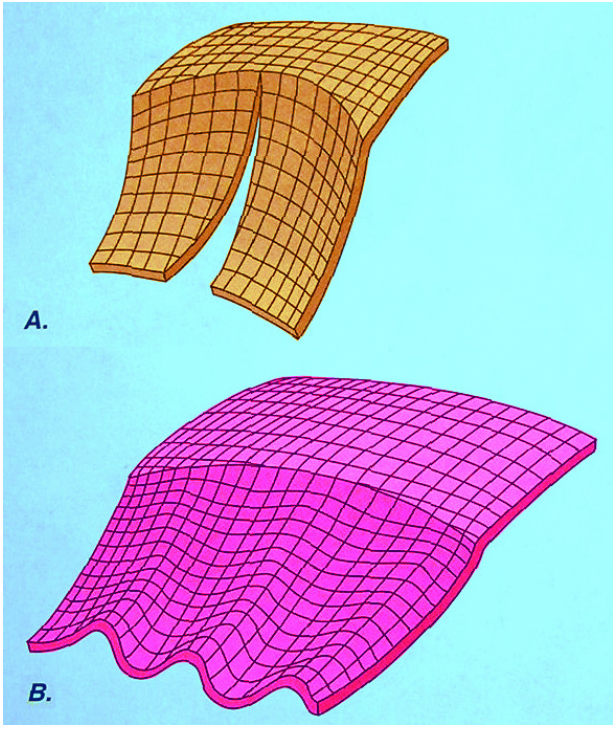
$$\boldsymbol{r} = \boldsymbol{R} \cdot \text{ημ}\,\frac{\boldsymbol{\delta}}{2} \qquad (6.1)$$

Αν θεωρήσουμε ότι ο μικρός κύκλος που δημιουργεί το κορυφαίο του κοιλώματος έχει μεγάλη ακτίνα r, τότε το κέλυφος της σφαίρας θα βυθίζεται προς το κέντρο της σφαίρας με μικρή γωνία (δηλαδή η γωνία δ/2 της Εικ. 6.28G θα είναι μικρή), αν το βαθουλωμένο τμήμα διαχωρισθεί σε επιμέρους μικρότερα κοιλώματα (Εικ. 6.28H).

Αν το παράδειγμα αυτό το ανάγουμε σε επίπεδο γήϊνης σφαίρας (η ακτίνα της μπάλας R θα αντιστοιχεί στην ακτίνα της Γης Re), γίνεται αντιληπτό ότι το δυναμικό καθεστώς της υποβύθισης καθορίζει τη γωνία της βύθισης της κατερχόμενης πλάκας (αντιστοιχεί στη γωνία δ) και συνεπώς προσδιορίζει την ακτίνα r του κορυφαίου τμήματος του κοιλώματος (που αντιστοιχεί στην κατερχόμενη πλάκα). Αν το μέγεθος της πλάκας είναι πολύ μεγάλο, όπως η πλάκα του Ειρηνικού, τότε αυτή προσαρμόζει το σχήμα της σε μια σειρά από επιμέρους μικρότερα κοιλώματα (Εικ. 6.28H), που οι γωνίες δ του καθενός από αυτά είναι ισοδύναμες με τη γωνία της υποβύθισης. Το αποτέλεσμα είναι η δημιουργία μιας γεωμετρίας της ζώνης υποβύθισης που χαρακτηρίζεται από διαδοχικές εναλλαγές τοξοειδών και λοβωδών τμημάτων ("series of arcs and cusps", Εικ. 6.28H), γεωμετρία που είναι πολύ χαρακτηριστική



Εικόνα 6.28 *Η γεωμετρία ενός μη εκτατού σφαιρικού κελύφους που συμπιέζεται προς το κέντρο της σφαίρας (μοντέλο της μπάλας του ping-pong).* ***A-C.*** *Κοιλώματα ("βαθουλώματα"), με αυξανόμενο μέγεθος σε ένα μη εκτατο σφαιρικό κέλυφος. Η ακτίνα του κύκλου που δημιουργεί το κορυφαίο τμήμα του βαθουλώματος αυξάνεται από το A στο C.* ***D-F.*** *Εγκάρσιες τομές στα προηγούμενα κοιλώματα. Το κοίλο τμήμα αντιστοιχεί στη διατομή με μια νοητή σφαίρα ίδιας ακτίνας, και η γωνιά δ αυξάνεται με το μέγεθος του κοιλώματος.* ***G.*** *Η σχέση που συνδέει την ακτίνα r του κορυφαίου κύκλου του κοιλώματος, τη γωνία δ και την ακτίνα R της σφαίρας.* ***H.*** *Αν και κοιλώματα με μεγάλη ακτίνα r χρειάζονται και μεγάλη γωνία δ, η γωνία μπορεί να παραμείνει μικρή αν το ενιαίο κοίλωμα χωρισθεί σε επιμέρους κοιλώματα δημιουργώντας μια σειρά από εναλλαγές τοξοειδών και λοβωδών τμημάτων ("series of arc and cusp"). Στην αναγωγή σε επίπεδο γήϊνης σφαίρας, η ακτίνα R αντιστοιχεί στην ακτίνα Re της Γης, η γωνία δ στη γωνία υποβύθισης και το κοίλωμα στη γεωμετρία της υποβυθιζόμενης πλάκας. Σε μεγάλες πλάκες, όπως του Ειρηνικού, η γεωμετρία της ζώνης υποβύθισης χαρακτηρίζεται από διαδοχικές εναλλαγές τοξοειδών και λοβωδών τμημάτων (arc and cusp).*



Εικόνα 6.29 *Η παραμόρφωση στις ζώνες υποβύθισης όπου δεν ισχύει το κλασσικό μοντέλο του μη εκτατού σφαιρικού κελύφους και άρα και η σχέση (6.1) που συνδέει τα μεγέθη r, R και δ.* ***Α.*** *Αν η γωνία βύθισης δ είναι πολύ μεγαλύτερη, από αυτή που αντιστοιχεί στην ακτίνα r, τότε η παραμόρφωση χαρακτηρίζεται από εφελκυσμό και διάρρηξη (tearing).* ***Β.*** *Αν η γωνία είναι πολύ μικρότερη, τότε η παραμόρφωση χαρακτηρίζεται από συμπίεση και πτύχωση (buckling).*

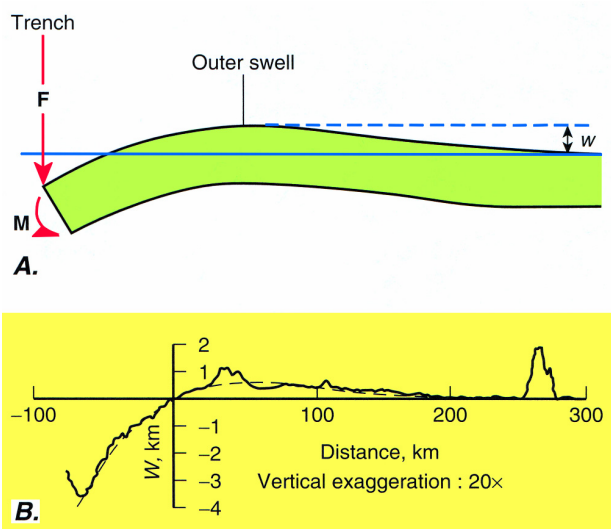
για τη ζώνη υποβύθισης του δυτικού Ειρηνικού.

Στις περιπτώσεις όπου η υποβυθιζόμενη πλάκα δεν συμμορφώνεται με την απαιτούμενη από το μοντέλο γεωμετρία, τότε αν η γωνία βύθισης είναι πολύ μεγάλη θα παραμορφώνεται εφελκυστικά και θα ρηγματώνεται ("σχίζεται", tearing, Εικ. 6.29Α), ενώ αν η γωνία βύθισης είναι πολύ μικρή θα παραμορφώνεται συμπιεστικά και θα κάμπτεται ("τσαλακώνεται", buckling, Εικ. 6.29Β).

Οι μεγάλες ζώνες Wadati-Benioff της Γης φαίνεται ότι συμφωνούν πολύ ικανοποιητικά με το μη εκτατό μοντέλο του σφαιρικού κελύφους, που περιγράφηκε ανωτέρω. Άλλωστε ο εντοπισμός κάμψεων στην κατερχόμενη πλάκα (buckling), αλλά και σεισμικών κενών που αντιστοιχούν στις διαρρήξεις της πλάκας (tearing), προβλέπονται από το μοντέλο αυτό.

Μοντέλα για την Εξωτερική Κυρτότητα

Ορισμένα από τα χαρακτηριστικά της εξωτερικής κυρτότητας μπορούν να μοντελοποιηθούν ικανοποιητικά με την θεώρηση της κάμψης (κύρτωσης), μιας ελαστικής πλάκας. Στην Εικόνα 6.30Α παρουσιάζεται μια κατερχόμενη πλάκα στην οποία ασκείται ένα φορτίο **F** και μία ροπή κάμψης **M**. Το F αντιπροσωπεύει την κατακόρυφη δύναμη που ασκείται από το επωθούμενο νησιωτικό τόξο και το M την επίδραση του βαθύτερου τμήματος της υποβυθιζόμενης πλάκας (δεν παρουσιάζεται στο σχήμα), στο ανώτερο τμήμα της πλάκας. Η ροπή οδηγεί σε μια κατακόρυφη ανύψωση *w* της πλάκας πιο πέρα από την τάφρο, που δημιουργεί τη γεωμετρία της εξωτερικής κυρτότητας. Το μοντέλο αυτό εφαρμόζεται πολύ ικανοποιητικά στην τάφρο των Μαριάνων, όπως φαίνεται στην Εικόνα 6.30Β.



Εικόνα 6.30 *Ένα μοντέλο για την εξωτερική κυρτότητα αναφορικά με την κάμψη (ή κύρτωση) μιας ελαστικής πλάκας.* ***Α.*** *Στο σημείο όπου η λιθοσφαιρική πλάκα κάμπτεται και υποβυθίζεται, το επωθούμενο νησιωτικό τόξο ασκεί μια δύναμη F και το βαθύτερο τμήμα της πλάκας μια ροπή M. Η επίλυση των εξισώσεων για την κάμψη μιας ελαστικής πλάκας κάτω από αυτές τις συνθήκες, δείχνει ότι αναπτύσσεται ένα εξόγκωμα (κύρτωμα), που αντιστοιχεί στην εξωτερική κυρτότητα της πλάκας.* ***Β.*** *Επίλυση για την ελαστική κάμψη μιας πλάκας (διακεκομμένη γραμμή), που αντιστοιχεί στην τοπογραφία της ζώνης υποβύθισης των Μαριάνων νήσων.*

Επισημαίνεται όμως, ότι επίλυση με τη χρήση του μοντέλου της ελαστικής πλάκας δεν φαίνεται πολύ πιθανή γιατί προβλέπει τάσεις του μεγέθους των 900 MPa στο εσωτερικό της πλάκας, τιμές πολύ υψηλές. Άλλα μοντέλα που χρησιμοποιούν ένα ελαστικο-ιξώδες ή ένα ελαστικο-πλαστικό μηχανικό πρότυπο για την λιθόσφαιρα, προβλέπουν μια αντίστοιχη γεωμετρία για την εξωτερική κυρτότητα, αλλά με μικρότερες τάσεις.

Οι Διαδικασίες στο Πρίσμα Συσσώρευσης

Όπως αναφέρθηκε, η πλάκα που βυθίζεται αποτελείται από ωκεάνιο φλοιό, ο οποίος καλύπτεται από ένα ιζηματογενές στρώμα, που αποτελείται από πελαγικά ιζήματα (άργιλοι, ραδιολαρίτες, διατομίτες, ανάλογα με τις περιοχές και τις γεωλογικές εποχές) και σπάνια από τουρβιδίτες. Τα ιζήματα αυτά μεταφέρονται μαζί με τη βυθιζόμενη πλάκα μέχρι τη ζώνη υποβύθισης, εξαιτίας της κίνησης της πλάκας. Η συσσώρευση των ιζημάτων στο πρίσμα παραμόρφωσης μπορεί επίσης να προκύψει από την προοδευτική κίνηση της εφιππεύουσας πλάκας η οποία ξύνει και σπρώχνει τις αποθέσεις πάνω στον ωκεάνιο φλοιό (Εικ. 6.31).

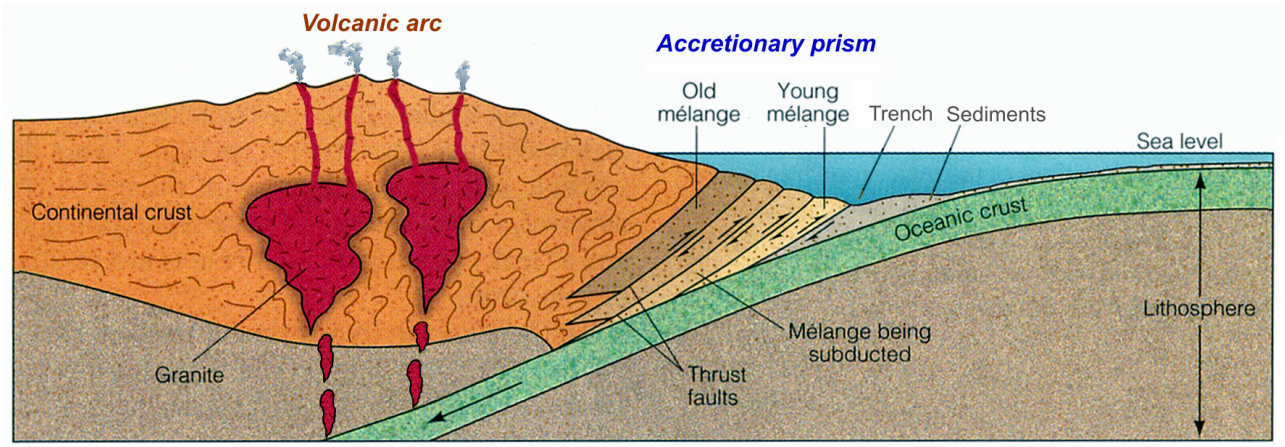
Τα ιζήματα αυτά είναι δυνατόν να εισχωρούν μέσα στη ζώνη Benioff και να τροφοδοτούν στο βάθος την ηφαιστειότητα και τον ασβεσταλκαλικό πλουτωνισμό (Εικ. 6.31). Αλλά είναι επίσης δυνατόν, το μεγαλύτερο μέρος των ιζημάτων να μην κατεβαίνει στο βάθος και να συσσωρεύεται πίσω από την τάφρο. Οι γνώμες των διαφόρων ειδικών σε αυτό το θέμα διίστανται. Ότι και να συμβαίνει, αυτό που είναι σίγουρο είναι ότι ένα μεγάλο ποσοστό των ιζημάτων συμμετέχει στην κατασκευή του πρίσματος συσσώρευσης, που βρίσκεται μπροστά από το ηφαιστειακό τόξο.

Η δομή του πρίσματος παρουσιάζεται πολύπλοκη σύμφωνα με τα σεισμικά δεδομένα και αποτελείται από διαδοχικά λέπη που χωρίζονται με τεκτονικές επαφές, σχεδόν ορίζοντες στη βάση του πρίσματος (δηλαδή στους πρόποδες της εσωτερικής κλιτύος της τάφρου) και με μεγαλύτερη κλίση στην κορυφή (Εικ. 6.31).

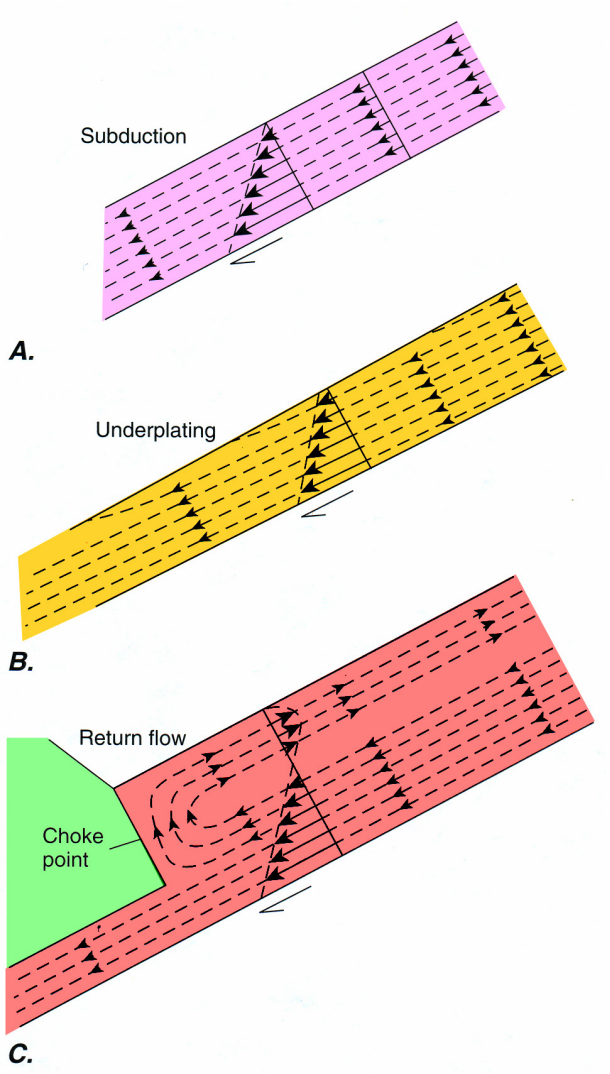
Η μοντελοποίηση των διαδικασιών στα πρίσματα συσσώρευσης περιλαμβάνει την παραμόρφωση και την υποβύθιση των ιζημάτων που μεταφέρονται από την υποβυθιζόμενη πλάκα, τα τεκτονικά χαρακτηριστικά των δομών που προκύπτουν στο πρίσμα συσσώρευσης καθώς και τον τρόπο με τον οποίο τα υψηλών πιέσεων μεταμορφωμένα πετρώματα μεταφέρονται και αποκαλύπτονται πίσω στην επιφάνεια. Στη συνέχεια αναλύονται δύο βασικά μοντέλα γι' αυτές τις διαδικασίες.

Η παραμόρφωση των ιζημάτων που παγιδεύονται σε μια ζώνη υποβύθισης μπορεί να θεωρηθεί σε μια πρώτη προσέγγιση, ανάλογη με τη ροή ενός υλικού λίπανσης (γράσο), ανάμεσα σε δύο μεταλλικές ράγες. Η υποβύθιση, διαφέρει βέβαια από την αντιστοιχία αυτή σε τρία βασικά ζητήματα: i) τα ιζήματα μπορεί να έχουν επικολληθεί στη βάση του επικρεμάμμενου τοιχώματος της ζώνης υποβύθισης, ii) η μικρή πυκνότητα των κορεσμένων από ύδωρ ιζημάτων τα κάνει να "επιπλέουν" σε σχέση με τα γειτονικά τους πετρώματα, γεγονός που επειρεάζει τη συμπεριφορά τους και iii) το επωθούμενο τέμαχος μπορεί να παραμορφώνεται κατά τη διαδικασία της υποβύθισης.

Ο τύπος της ροής των ιζημάτων ανάμεσα στην κατερχόμενη και την επωθούμενη πλάκα, μπορεί να εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τους σχετικούς ρυθμούς, αφενός της τροφοδοσίας της ζώνης με ιζήματα, αφετέρου της απομάκρυνσης των ιζημάτων με τη διαδικασία του underplating (προσάρτηση στη βάση της επωθούμενης πλάκας, βλπ. και Κεφ. 6.5). Αν η τροφοδοσία με ιζήματα είναι μικρότερη ή ισοδύναμη με τη χωρητικότητα της ζώνης υποβύθισης, τότε η υποβύθιση των ιζημάτων είναι μια διαδικασία σταθερής κατάστασης (steady-state process, Εικ. 6.32A). Στην περίπτωση που η διατμητική τάση στο επικρεμάμμενο τοίχωμα δεν υπερβαίνει ένα κρίσιμο σημείο, τότε κάποια ιζήματα μπορεί να απομακρύνονται από τη ζώνη υποβύ-



Εικόνα 6.31 *Σχηματική τομή όπου παρουσιάζεται η δομή ενός πρίσματος συσσώρευσης, με την προσάρτηση των ιζημάτων της υποβυθιζόμενης πλάκας και την χαρακτηριστική εσωτερική παραμόρφωση με διαδοχικές λεπιώσεις και εφιππεύσεις, που συχνά έχουν το χαρακτήρα ενός τεκτονικού μίγματος (mélange).*



Εικόνα 6.32 *Μοντέλα για τη ροή των ιζημάτων σε μια ζώνη υποβύθισης. Οι διακεκομμένες γραμμές με τα βέλη αντιπροσωπεύουν τις γραμμές ροής (streamlines) και οι συνεχείς γραμμές με τα βέλη το προφίλ των ταχυτήτων.* ***A.*** *Ροή σταθερής κατάστασης (steady-state flow), όπου η τροφοδοσία με ιζήματα είναι μικρότερη ή ίση με τη χωρητικότητα της ζώνης υποβύθισης.* ***B.*** *Προσάρτηση ιζημάτων στη βάση της επωθούμενης πλάκας (underplating), όπου τα ιζήματα που απομακρύνονται από τη ζώνη υποβύθισης προσαρτώνται στο υπερκείμενο πρίσμα συσσώρευσης.* ***C.*** *Αντίθετη ροή παρατηρείται όταν η τροφοδοσία με ιζήματα, π.χ. σε κάποια στένωση της ζώνης λόγω ενός δοντιού (choke point), είναι μεγαλύτερη από τη χωρητικότητα της ζώνης.*

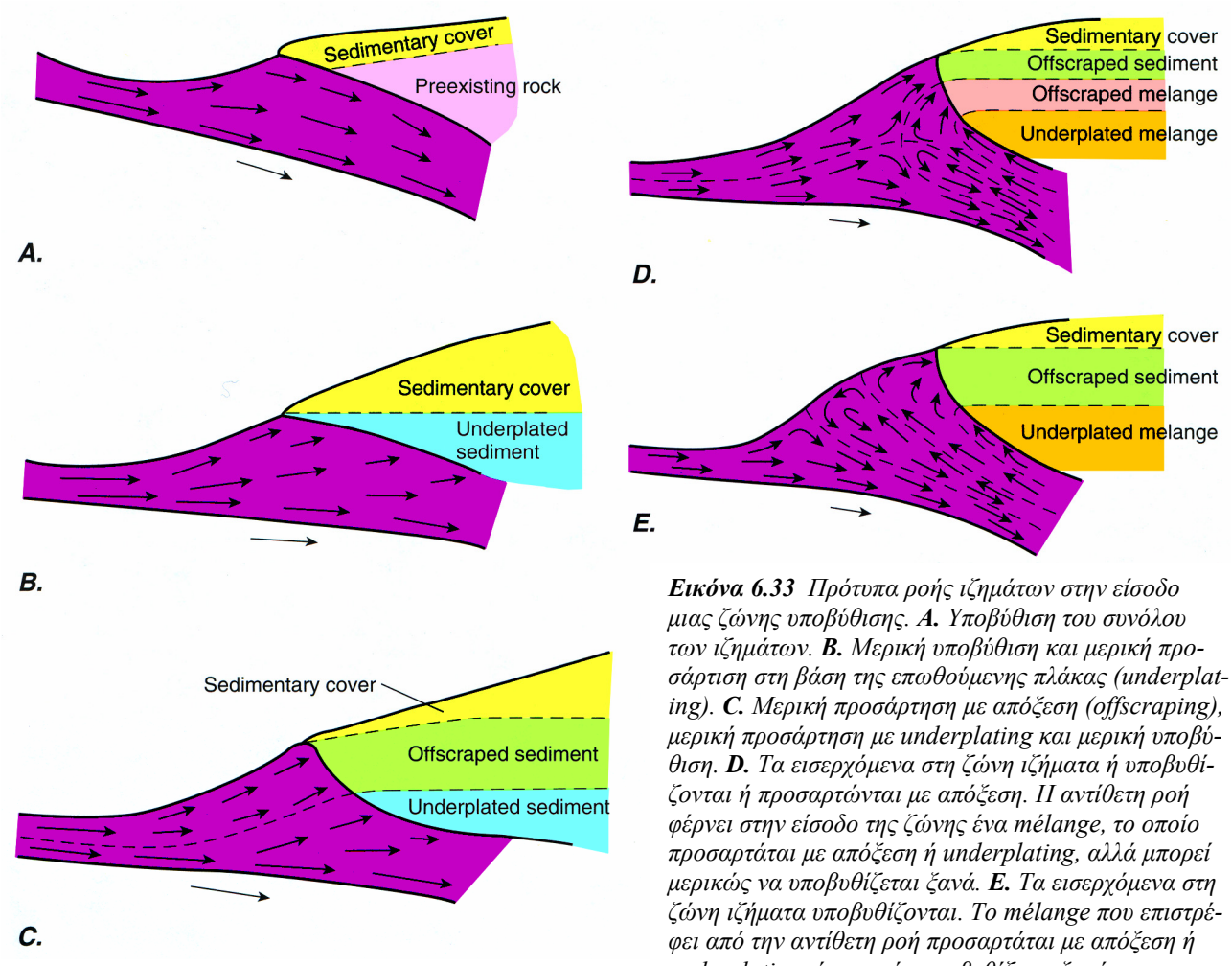
θισης με την προσάρτηση στη βάση της επωθούμενης πλάκας (underplating, Εικ. 6.32B). Αντίθετα, αν η διατμητική τάση κατά μήκος του επικρεμάμμενου τοιχώματος υπερβαίνει το κρίσιμο σημείο και το πάχος των ιζημάτων είναι μικρό, τότε λαμβάνει χώρα διάβρωση του επικρεμάμμενου τοιχώματος. Η προσάρτηση ιζημάτων στο επικρεμάμμενο τοίχωμα οδηγεί σε πάχυνση και άνοδο του πρίσματος συσσώρευσης, ενώ η διάβρωση του επικρεμάμμενου τοιχώματος οδηγεί σε λέπτυνση και καταβύθιση.

Αν η τροφοδοσία με ιζήματα υπερβαίνει τη μέγιστη χωρητικότητα της ζώνης υποβύθισης, όπως π.χ. σε κάποιο σημείο κατά μήκος της ζώνης που δημιουργείται ένα δόντι και εμποδίζει την ομαλή ροή (choke point), τότε το τμήμα των ιζημάτων που φθάνει σε αυτό το δόντι θα επιστρέφει προς τα πίσω με αντίθετη ροή, δηλαδή προς το επάνω τμήμα της ζώνης (Εικ. 6.32C). Η ροή αυτή μπορεί να φθάσει μέχρι την επιφάνεια, με αποτέλεσμα να μεταφέρει και να αποκαλύψει υψηλών πιέσεων μεταμορφωμένα πετρώματα. Στην περίπτωση όμως που αρκετά από τα ιζήματα αυτά απομακρυνθούν με τη διαδικασία του underplating, τότε η αντίθετη αυτή ροή μπορεί να σταματήσει πριν φθάσει στην επιφάνεια.

Αν η παραμόρφωση των ιζημάτων που εμπλέκονται σε αυτή τη διαδικασία της επιστροφής είναι πολύ μεγάλη, τότε μπορεί να δημιουργηθεί ένα τεκτονικό μίγμα (tectonic mélange). Η διαδικασία αυτή, μπορεί να ερμηνεύει την παρουσία τεκτονικών τεμαχών από υπερυψηλής πίεσης και χαμηλής θερμοκρασίας μεταμορφωμένα πετρώματα σε ένα, χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης, mélange.

Το πρότυπο της ροής των ιζημάτων στην είσοδο της ζώνης υποβύθισης, επηρεάζει σημαντικά την εξέλιξη του πρίσματος συσσώρευσης (Εικ. 6.33). Καθώς τα ιζήματα σύρονται προς την είσοδο στη ζώνη υποβύθισης, υφίστανται την αντίσταση και διάτμηση που επιβάλει η επωθούμενη πλάκα, με αποτέλεσμα τη βράχυνση και την πάχυνσή τους, κυρίως μέσω της δημιουργίας επωθητικών ρηγμάτων (βλπ. και Εικ. 6.17).

Τα διαφορετικά μοντέλα για το πρότυπο της ροής εξαρτώνται από την τροφοδοσία των ιζημάτων σε σχέση με τη χωρητικότητα της ζώνης υποβύθισης αλλά και από τα πρότυπα για τις διαδικασίες της απόξεσης (offscraping) και της προσάρτισης στη βάση της επωθούμενης πλάκας (underplating). Τα ιζήματα που εισέρχονται στη ζώνη υποβύθισης μπορεί: i) να υποβυθίζονται στο σύνολό τους (Εικ. 6.33A), ii) να υποβυθίζονται και να προσαρτώνται στη βάση της επωθούμενης πλάκας (Εικ. 6.33B), ή iii) μερικώς να αποξέονται, μερικώς να υποβυθίζονται και μερικώς να προσαρτώνται στη βάση της επωθούμενης πλάκας (Εικ. 6.33C). Στην περίπτωση που δημιουργείται αντίθετη ροή που φθάνει μέχρι την επιφάνεια, τότε τα ανερχόμενα ιζήματα σχηματίζουν ένα mélange στην είσοδο της ζώνης υποβύθισης. Το mélange αυτό μπορεί να προστεθεί στο πρίσμα συσσώρευσης με τις διαδικασίες του offscraping και underplating, ενώ ένα τμήμα αυτού μπορεί να υποβυθισθεί ξανά (Εικ. 6.33D και 6.33E).

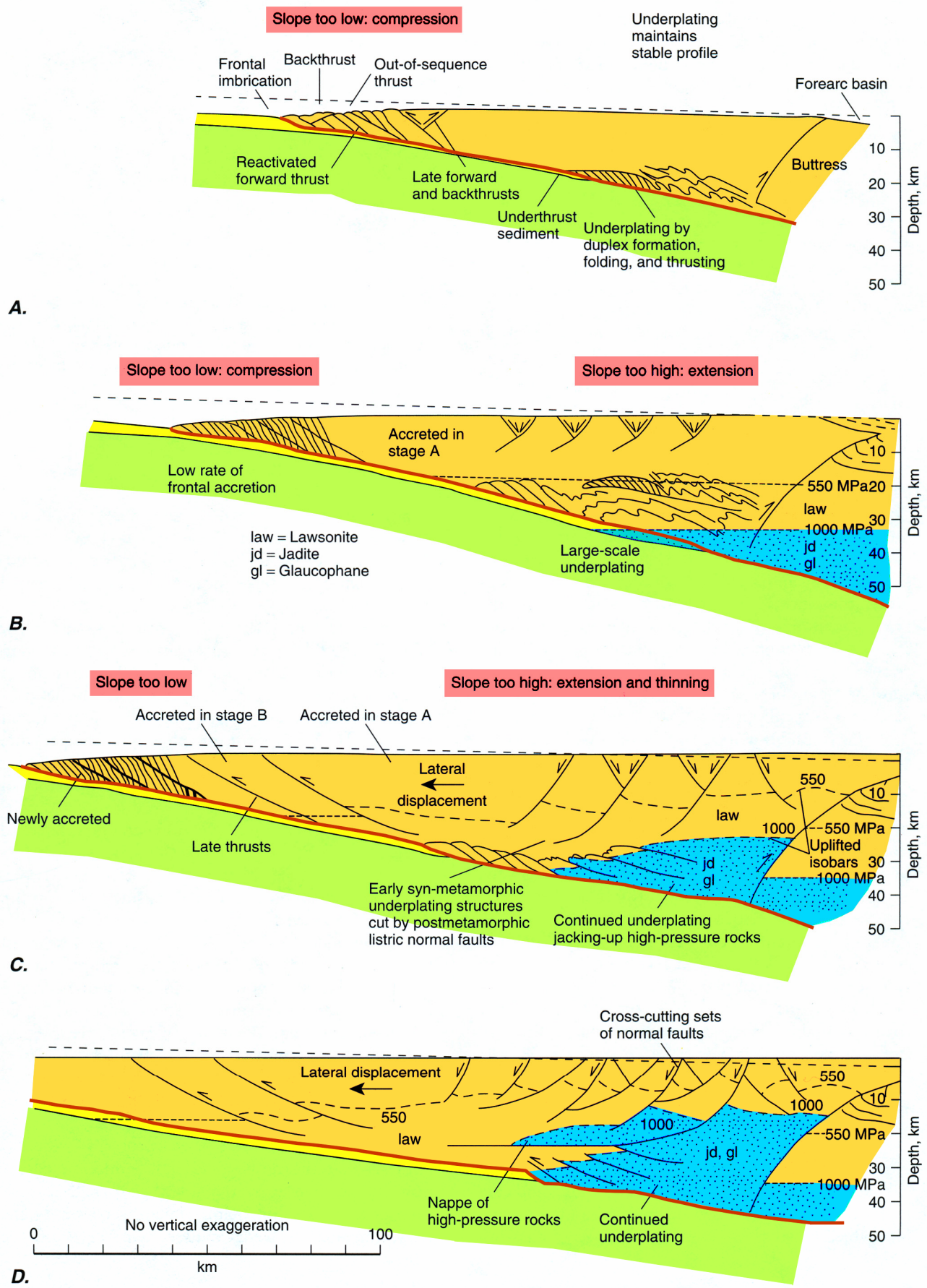


Εικόνα 6.33 *Πρότυπα ροής ιζημάτων στην είσοδο μιας ζώνης υποβύθισης.* ***A.*** *Υποβύθιση του συνόλου των ιζημάτων.* ***B.*** *Μερική υποβύθιση και μερική προσάρτιση στη βάση της επωθούμενης πλάκας (underplating).* ***C.*** *Μερική προσάρτηση με απόξεση (offscraping), μερική προσάρτηση με underplating και μερική υποβύθιση.* ***D.*** *Τα εισερχόμενα στη ζώνη ιζήματα ή υποβυθίζονται ή προσαρτώνται με απόξεση. Η αντίθετη ροή φέρνει στην είσοδο της ζώνης ένα mélange, το οποίο προσαρτάται με απόξεση ή underplating, αλλά μπορεί μερικώς να υποβυθίζεται ξανά.* ***E.*** *Τα εισερχόμενα στη ζώνη ιζήματα υποβυθίζονται. Το mélange που επιστρέφει από την αντίθετη ροή προσαρτάται με απόξεση ή underplating, ή μερικώς υποβυθίζεται ξανά.*

Μια ιδεατή δομή ενός πρίσματος συσσώρευσης (Εικ. 6.33), μπορεί να χαρακτηρίζεται από ένα στρώμα ιζηματογενών αποθέσεων, που καλύπτουν με τη σειρά ένα στρώμα από αποξυμένα ιζήματα, ένα στρώμα από αποξυμένο mélange, ένα στρώμα από ιζήματα που τοποθετήθηκαν με underplating και ένα στρώμα mélange, που επίσης τοποθετήθηκε με underplating. Σε πρακτικό επίπεδο, στην είσοδο της ζώνης υποβύθισης είναι πολύ δύσκολη η διάκριση ανάμεσα στις δύο αυτές διαδικασίες (offscraping και underplating). Το μοντέλο αυτό για το πρίσμα συσσώρευσης, αγνοεί την εσωτερική παραμόρφωση που λαμβάνει χώρα μέσα στο ίδιο το πρίσμα. Το υλικό που προστίθεται στο πρίσμα συσσώρευσης, με τις διαδικασίες που περιγράφησαν προηγουμένως, οδηγούν σε πάχυνση και ανύψωση του πρίσματος και αύξησή του προς την μεριά της τάφρου. Η διαδικασία αυτή τροποποιεί τη χωρητικότητα της εισόδου της ζώνης υποβύθισης, με αποτέλεσμα να επηρεάζεται η γεωμετρία της ροής των ιζημάτων. Διάβρωση κατά μήκος του επικρεμάμενου τοιχώματος, έχει ακριβώς το αντίθετο αποτέλεσμα.

Το πρίσμα συσσώρευσης μπορεί να είναι ανάλογο με ένα μεγάλο επωθητικό κάλυμμα, το οποίο σε τομή παρουσιάζει ένα σχήμα σφήνας. Η δυναμική ανάλυση ενός τέτοιου καλύμματος-σφήνας, μπορεί να ερμηνεύει ορισμένες από τις παρατηρούμενες τεκτονικές δομές στο σύνθετο γεωτεκτονικό περιβάλλον μιας ζώνης υποβύθισης. Η μείωση της κλίσης από τη μύτη της σφήνας (δηλαδή την εσωτερική πλευρά της τάφρου), προς τα πίσω (δηλαδή τη λεκάνη του εμπροσθο-τόξου), μπορεί να ερμηνευθεί είτε με μία, είτε με ένα συνδυασμό διαδικασιών, που περιλαμβάνουν: i) προοδευτική λιθοποίηση και αύξηση της αντοχής των ιζημάτων με την αύξηση του πάχους της σφήνας, ii) αύξηση της πίεσης των ρευστών των πόρων κατά μήκος της αποκόλλησης, με την αύξηση του βάθους της ρηξιγενούς επιφάνειας και iii) μετάβαση από τη θραυσιγενή ολίσθηση στην πλαστική παραμόρφωση με την αύξηση του βάθους κατά μήκος της αποκόλλησης.

Οποιασδήποτε διαδικασία απόξεσης (offscraping) στο μέτωπο της σφήνας, τείνει να αυξήσει το μήκος της και να μειώσει τη γωνία της κλίσης του


Slope too low: compression
Underplating maintains stable profile
Frontal imbrication
Backthrust
Out-of-sequence thrust
Forearc basin
Reactivated forward thrust
Late forward and backthrusts
Buttress
Underthrust sediment
Underplating by duplex formation, folding, and thrusting
10
20
30
40
50
Depth, km
A.
Slope too low: compression
Slope too high: extension
Accreted in stage A
Low rate of frontal accretion
550 MPa
law
1000 MPa
jd
gl
law = Lawsonite
jd = Jadite
gl = Glaucophane
Large-scale underplating
B.
Slope too low
Slope too high: extension and thinning
Accreted in stage B
Accreted in stage A
Lateral displacement
Newly accreted
Late thrusts
550
law
1000
550 MPa
Uplifted isobars
1000 MPa
jd
gl
Early syn-metamorphic underplating structures cut by postmetamorphic listric normal faults
Continued underplating jacking-up high-pressure rocks
C.
Cross-cutting sets of normal faults
Lateral displacement
550
law
1000
jd, gl
550 MPa
1000 MPa
Nappe of high-pressure rocks
Continued underplating
No vertical exaggeration
0
100
km
D.

Εικόνα 6.34 *(διπλανή σελίδα). Δυναμικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κατά το σχηματισμό ενός πρίσματος συσσώρευσης.* ***A.*** *Στη μύτη της σφήνας του πρίσματος συσσώρευσης, αν η κλίση είναι πολύ μικρή, λαμβάνει χώρα βράχυνση και πάχυνση με το σχηματισμό διαδοχικών εφιππεύσεων και λεπιώσεων, συνθετικών ως προς τη ζώνη υποβύθισης, αλλά και μερικών αντιθετικών. Διαδικασίες προσάρτησης στη βάση της εφιππεύουσας πλάκας (underplating), λαμβάνουν επίσης χώρα, μέσα από το σχηματισμό διπλών (ή δίδυμων) επωθητικών δομών (duplex formation) και πτυχώσεων σε βαθύτερους τεκτονικούς ορόφους.* ***B.*** *Η διαδικασία της προσάρτησης στη βάση της επωθούμενης πλάκας (underplating), συνεχίζει να προκαλεί άνοδο των παλαιότερων πετρωμάτων και αύξηση της κλίσης στο πίσω τμήμα της σφήνας. Αν η αύξηση αυτή είναι πολύ μεγάλη, τότε εκδηλώνεται βαρυτική κατάρρευση (gravitational collapse), με το σχηματισμό λιστρικών κανονικών ρηγμάτων. Το κυανό χρώμα στη διπλανή εικόνα καταδεικνύει τα πετρώματα που έχουν υποστεί πιέσεις μεγαλύτερες από 1000 MPa.* ***C.*** *Ανάπτυξη του πρίσματος συσσώρευσης μέσα από τη συνεχιζόμενη άνοδο λόγω του underplating στα βαθύτερα τμήματα, που εξισορροπείται από βαρυτική κατάρρευση με λιστρικά ρήγματα στα ανώτερα τμήματα. Τα βαθύτερα πετρώματα ανέρχονται προς τα πάνω και το πρίσμα συσσώρευσης υπεραυξάνεται πάνω από τη ζώνη υποβύθισης.* ***D.*** *Η συνέχιση όλων αυτών των διαδικασιών δημιουργεί μια πολύπλοκη γεωμετρία από κανονικά ρήγματα κοντά στην επιφάνεια, καλύμματα από πετρώματα υψηλών πιέσεων με ολίσθηση σε λιστρικά κανονικά ρήγματα στο βάθος, και έκταση της μύτης του πρίσματος συσσώρευσης με νεότερα επωθητικά ρήγματα.*

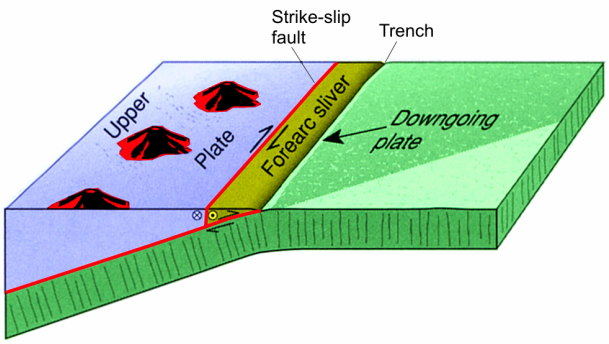
◄

μετώπου της (Εικ. 6.34A). Η σταθερής κατάστασης τιμή της κλίσης της επιφάνειας διατηρείται λόγω εσωτερικών εφιππεύσεων και πτυχώσεων, που επιφέρουν βράχυνση και πάχυνση της σφήνας ή/και λόγω της διαδικασίας του underplating, που επιφέρει πάχυνση της σφήνας και άνοδο προς την επιφάνεια, χωρίς να είναι απαραίτητο να λαμβάνει χώρα και σημαντική εσωτερική παραμόρφωση. Η γεωμετρία και η κινηματική των δομών χαρακτηρίζει τόσο συνθετικές εφιππεύσεις και επωθήσεις, παράλληλες δηλαδή με τη ζώνη υποβύθισης, όσο και αντιθετικές (buckthrusting,. Εικ. 6.34A).

Με την υπέρμετρη προσάρτηση στη βάση του πίσω τμήματος της σφήνας (διαδικασία underplating), η κλίση της επιφάνειας γίνεται πάρα πολύ απότομη (Εικ. 6.34B και 6.34C), με αποτέλεσμα να εκδηλώνεται βαρυτική κατάρρευση (gravitational collapse). Ο εφελκυσμός και η εκλέπτυνση της σφήνας εκδηλώνονται με τη δημιουργία λιστρικών κανονικών ρηγμάτων στο ανώτερο τμήμα της σφήνας. Το τελικό αποτέλεσμα όλης αυτής της διαδικασίας είναι η άνοδος πετρωμάτων του βαθύτερου τεκτονικού ορόφου στην επιφάνεια (Εικ. 6.34C και 6.34D). Γι' αυτό και παρατηρούνται μεγάλης έκτασης περιοχές από HP/LT (υψηλών πιέσεων – χαμηλών θερμοκρασιών), μεταμορφωμένα πετρώματα (κυανοσχιστόλιθοι), στο οπίσθιο τμήμα των πρισμάτων συσσώρευσης (βλπ. Εικ. 6.19). Άλλα μοντέλα που να ερμηνεύουν την εμφάνιση εκτεταμένων πεδίων από κυανοσχιστολιθικά πετρώματα προϋποθέτουν κινήσεις με σημαντική οριζόντια συνιστώσα παράλληλα με την τάφρο, εφελκυσμό παράλληλα με την τάφρο ή διαδικασίες σύγκρουσης.

Οι ηλικίες των κυανοσχιστολιθικών πεδίων, σε περιοχές όπως η Ιαπωνία και η Καλιφόρνια, συγκεντρώνονται, μάλλον, σε διακριτές ομάδες, χωρίς δηλαδή να παρουσιάζουν μια συνεχή κατανομή στο χρόνο, όπως θα αναμενόταν από μια συνεχή διαδικασία όπως είναι η υποβύθιση. Ως εκ τούτου λοιπόν, τα μοντέλα για τα πρίσματα συσσώρευσης για να είναι αποδεκτά, πρέπει να ερμηνεύουν και να προβλέπουν συγκεκριμένα επεισόδια μεταμόρφωσης. Επισημαίνεται ότι μέχρι σήμερα δεν υπάρχει κοινά αποδεκτή ερμηνεία για το χαρακτήρα αυτό της επεισοδιακής μεταμόρφωσης.

Ένα μοντέλο, για το συνήθη συσχετισμό ανάμεσα στην πλάγια υποβύθιση και τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης στην περιοχή του εμπροσθοτόξου, παρουσιάζεται στην Εικόνα 6.35. Το μοντέλο υποστηρίζει ότι η μετατόπιση στην περιοχή του εμπροσθο-τόξου αναλύεται σε δύο συνιστώσες, μία οριζόντιας ολίσθησης παράλληλη στο όριο της πλάκας και μία με ολίσθηση κατά κλίση, παράλληλη με τη ζώνη υποβύθισης. Με τον τρόπο αυτό, μια ζώνη υποβύθισης μπορεί να παρουσιάζει τόσο ε-



Εικόνα 6.35 *Απλοποιημένο μπλοκ-διάγραμμα όπου παρουσιάζεται ένα μοντέλο για τις διαδικασίες στις ζώνες με πλάγια υποβύθιση. Η πλάγια κίνηση αναλύεται σε δύο συνιστώσες, μία οριζόντιας ολίσθησης και μία κατά κλίση. Με τον τρόπο αυτό δημιουργείται ένα μικρό τεκτονικό τέμαχος ανάμεσα στο ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης και την τάφρο, που συνήθως αποκαλείται σκλήθρα του εμπροσθοτόξου (forearc sliver).*

πωθητικές δομές και τεκτονικά μίγματα, όπως περιγράφησαν στα ανωτέρω, όσο και ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης. Στην περιοχή του εμπροσθοτόξου, ανάμεσα στη ζώνη υποβύθισης και το ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης, δημιουργείται ένα τεκτονικό τέμαχος (συνήθως αποκαλείται σκλήθρα του εμπροσθο-τόξου, forearc sliver), που ορισμένες φορές θεωρείται ως μικρή λιθοσφαιρική πλάκα. Τώρα, το τι συμβαίνει σε μεγαλύτερα βάθη, όπου η πλαστική παραμόρφωση γίνεται κυρίαρχη και οι σεισμοί υποδηλώνουν παραμόρφωση μέσα στην ίδια την πλάκα, δεν έχει ακόμα ξεκαθαρισθεί.

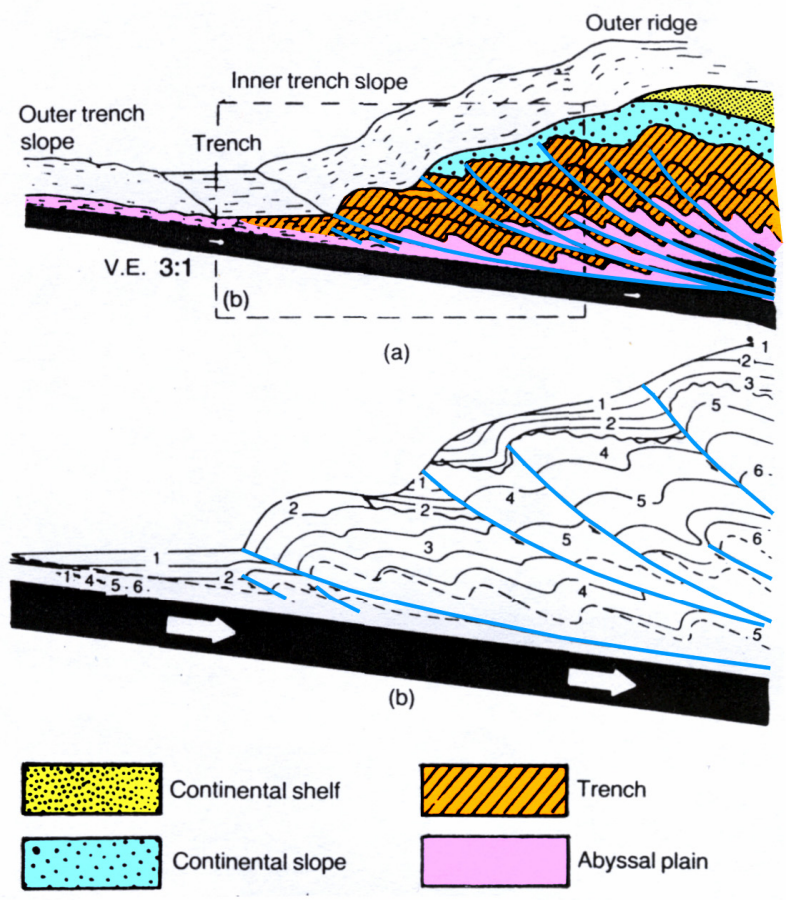
Μηχανισμός Δημιουργίας του Πρίσματος Συσσώρευσης

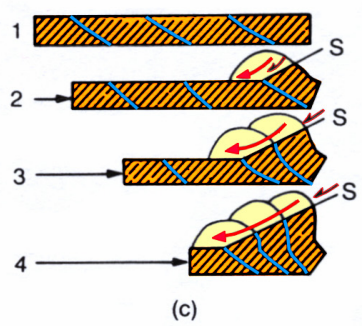
Μερικές γεωλογικές δομές θεωρούνται ότι αντιστοιχούν σε απολιθωμένα πρίσματα παραμόρφωσης έχουν κομμάτια και λέπη οφιολιθικά τα οποία θεωρούνται ότι ανήκουν στον ωκεάνιο φλοιό και τα οποία συντελούν όπως και τα ιζήματα στην δημιουργία του πρίσματος από τη βυθιζόμενη πλάκα (Εικ. 6.36).

Κατά το πρότυπο της Εικόνας 6.36Α, τα ιζήματα, που αποτελούν στην ουσία το πρίσμα, είναι δύο ειδών: αυτά που προέρχονται από τα ιζήματα που καλύπτουν το ωκεανικό υπόβαθρο και βρίσκονται μακριά από την τάφρο (πελαγικές αποθέσεις και σπάνια τουρβιδίτες) και από τουρβιδίτες που συσσωρεύονται στην ωκεανική τάφρο, συνήθως από καταπτώσεις της εσωτερικής κλιτύος, της οποίας η κλίση είναι μεγάλη. Σ' αυτή την περίπτωση πρόκειται είτε για ιζήματα που προέρχονται από το ίδιο το πρίσμα (που υφίσταται ένα είδος υποθαλάσσιας διάβρωσης ενώ σχηματίζεται), είτε για ιζήματα που αρχικά είχαν τοποθετηθεί επάνω στο πρίσμα και μετά μεταφέρθηκαν από καταπτώσεις στο βάθος της τάφρου.

Η προσέγγιση των δύο πλακών δημιουργεί στους πρόποδες της εσωτερικής κλιτύος της τάφρου μια σφήνα ιζημάτων, στη συνέχεια μια δεύτερη, τρίτη κλπ. Έτσι δημιουργούνται τα λέπη σχηματίζοντας ένα είδος βεντάλιας, ώστε κάθε λέπος να ανορθώνεται βαθμιαία με την προσθήκη νέων τεκτονικών ενοτήτων. Τα νεότερα επίπεδα εφίππευσης είναι σχεδόν οριζόντια, ενώ όσο ανερχόμαστε την εσωτερική κλιτύ της τάφρου, η κλίση μεγαλώνει και τα λέπη είναι αρχαιότερα. Ομοίως τα παραμορφωμένα πετρώματα είναι τόσο πιο νέα όσο βρίσκονται κοντύτερα προς τις περιοχές που τοποθετούνται τα νέα τεκτονικά λέπη (Εικ. 6.36Β).

Πάνω στην εσωτερική κλιτύ της τάφρου αποτίθενται ασύμφωνα ιζήματα τα οποία μπορεί τοπικά να είναι παραμορφωμένα, επειδή επαναδραστηριο-





Εικόνα 6.36 *Πρότυπο της τεκτονικής συσσώρευσης των ιζημάτων στο πρίσμα.* ***(a).*** *Κατανομή των φάσεων.* ***(b).*** *Κατανομή των στρωματογραφικών ισόχρονων καμπυλών. Η αρίθμηση των ακολουθιών πηγαίνει από τα νεότερα προς τα παλαιότερα στρώματα. Η διακεκομμένη γραμμή αντιπροσωπεύει το όριο ανάμεσα στους τουρβιδίτες της τάφρου και τα ιζήματα της αβυσσικής πεδιάδας κατερχόμενη πλάκα).* ***(c).*** *Επεξηγηματικό διάγραμμα. S: επιφάνειες ολίσθησης των ιζημάτων προς την εσωτερική πλευρά της τάφρου, που τροφοδοτούν και τους τουρβιδίτες της τάφρου. 1 έως 4: διαδοχικά στάδια τεκτονικής εξέλιξης του πρίσματος, που καθορίζονται από τη σύγκλιση των πλακών.*

ποιούνται τα λέπη του πρίσματος (στην Εικ. 6.36Β, η επιφάνεια ασυμφωνίας συμβολίζεται με κυματοειδή γραμμή).

Όταν σχηματίζεται το πρίσμα τείνει να δημιουργήσει ένα φράγμα (το εσωτερικό ιζηματογενετικό ύψωμα), στο ψηλότερο μέρος του οποίου συσσωρεύονται αποθέσεις της μετωπικής λεκάνης (συνήθως κλαστικά ιζήματα πλούσια σε ηφαιστειακά υλικά). Τα ιζήματα της μετωπικής λεκάνης, καθώς επίσης και εκείνα που καλύπτουν την εσωτερική κλιτύ, είναι ασύμφωνα πάνω στο πρίσμα.

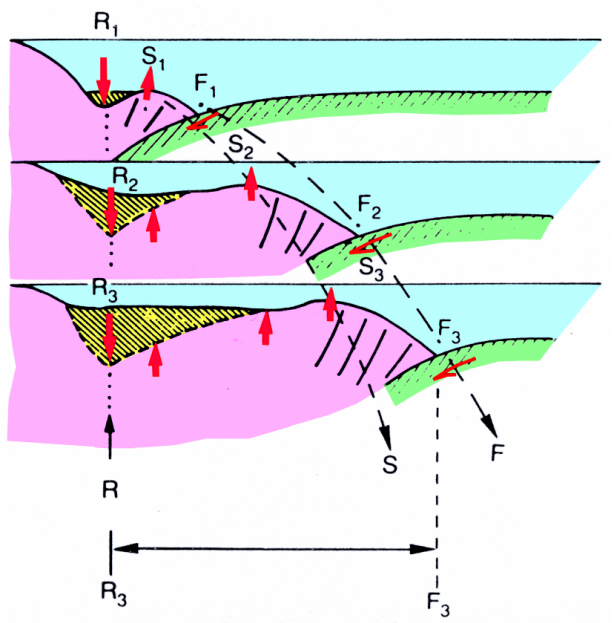
Το πρότυπο που περιγράφτηκε εξηγεί τις δομές που παίρνουμε από τα γεωφυσικά δεδομένα, αλλά τελευταία αμφισβητείται από μερικούς συγγραφείς, γιατί, όπως αναφέρθηκε, πρόσφατες βαθιές γεωτρήσεις δεν διαπίστωσαν πρίσματα σε περιοχές που σύμφωνα με τα γεωφυσικά δεδομένα έπρεπε να υπάρχουν.

Η Μετανάστευση της Τάφρου

Όπως αναφέρθηκε, η αύξηση του πρίσματος εξαρτάται από τρεις τουλάχιστον παράγοντες: i) από το ποσοστό ιζηματογένεσης (κυρίως τη συχνότητα των τουρβιδιτών), στην τάφρο, ii) από την ταχύτητα και τη διάρκεια της βύθισης και iii) από την ποσότητα των ιζημάτων που παρασύρονται στη ζώνη υποβύθισης. Επισημαίνεται ότι, όπως αναφέρθηκε, υπάρχουν περιοχές στις Άνδεις του Περού και της Χιλής, που η σύγκλιση των πλακών, αν και είναι μεγάλης διάρκειας, δεν δημιούργησε από ότι φαίνεται κανένα πρίσμα.

Η Εικόνα 6.37 παρουσιάζει το μοντέλο κατά το οποίο μια συνεχής τεκτονική αύξηση του πρίσματος προκαλεί τη μετανάστευση της τάφρου προς τον ωκεανό, μεγαλώνοντας έτσι την απόσταση μεταξύ της τάφρου και του ηφαιστειακού τόξου, με συνέπεια την πλάτυνση της μετωπικής λεκάνης.

Το συνεχώς αυξανόμενο βάρος του πρίσματος προκαλεί ένα τοπικό κοίλωμα της λιθόσφαιρας, όπως σε κάθε φόρτιση. Στην περίπτωση αυτή, η τάφρος παριστάνει μόνο το μέτωπο της κίνησης του πρίσματος πάνω στη βυθιζόμενη πλάκα και όχι πλέον το ίχνος πάνω στη γήινη σφαίρα της ζώνης που κάμπτεται η πλάκα για να εισχωρήσει μέσα στην ασθενόσφαιρα. Η κάμψη στην περίπτωση αυτή καλύπτεται από το πρίσμα.



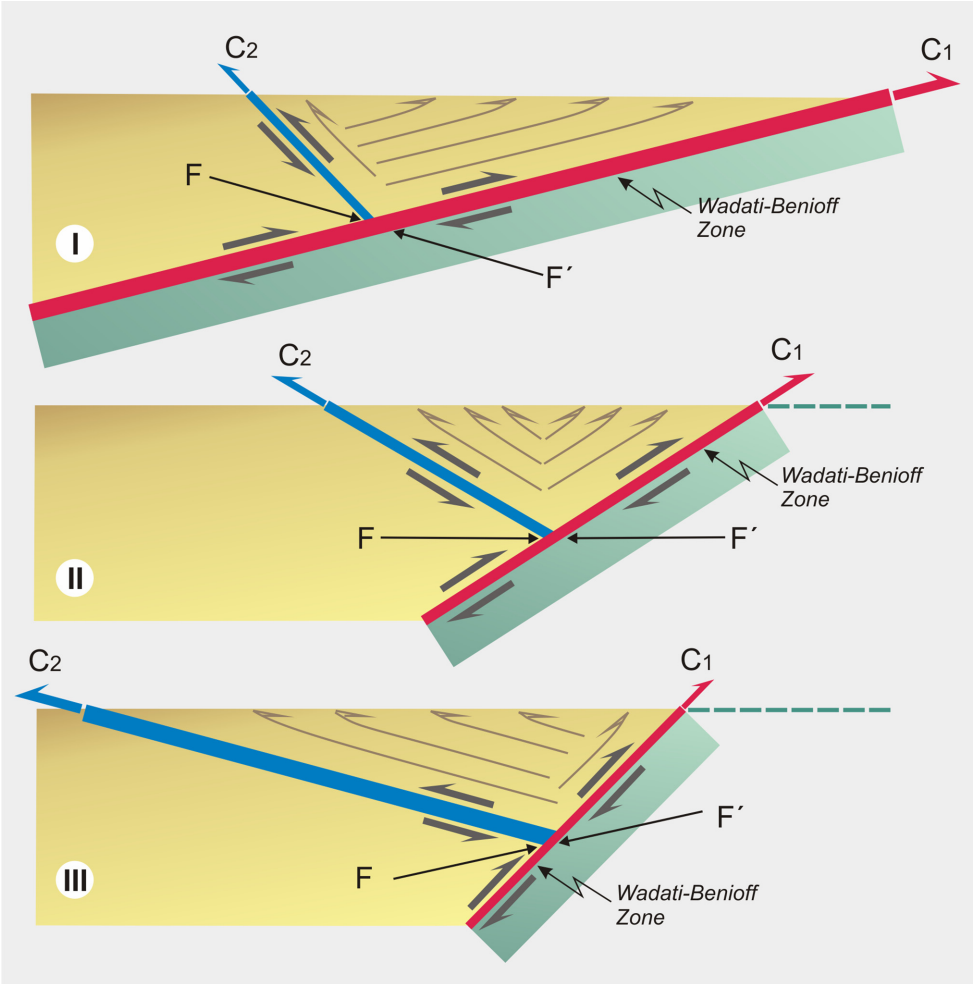
Εικόνα 6.37 *Η μετανάστευση της τάφρου λόγω της τεκτονικής επαύξησης του πρίσματος συσσώρευσης. F1,2,3: οι διαδοχικές θέσεις της τάφρου. R1,2,3: σταθερός δείκτης που σηματοδοτεί τη θέση του πυθμένα της τάφρου κατά την έναρξη της υποβύθισης (π.χ. ο πόδας της ηπειρωτικής κατωφέρειας του σταθερού περιθωρίου, πριν αυτό μετατραπεί σε ενεργό). S1,2,3: διαδοχικές θέσεις της εξωτερικής πλευράς της μετωπικής λεκάνης. Με κίτρινο χρώμα συμβολίζονται τα ιζήματα της εμπροσθο-λεκάνης (ή μετωπικής λεκάνης) και με πράσινο ο ωκεάνιος φλοιός της υποβυθιζόμενης πλάκας. Η μετανάστευση της τάφρου ισοδυναμεί με την απόσταση R3–F3.*

Οι Παραμορφώσεις στην Εφιππεύουσα Πλάκα

Όπως αναφέρθηκε, μια αλλαγή της ταχύτητας των συγκλινουσών πλακών προκαλεί μια ισοστατική ανισορροπία στα ενεργά περιθώρια και τα νησιωτικά τόξα, που συνοδεύεται από μεγάλες κατακόρυφες κινήσεις. Η νεοσχηματισμένη λιθόσφαιρα στην περιθωριακή θάλασσα ψύχεται με την πάροδο του χρόνου και καταβυθίζεται, όπως και στους ωκεανούς. Ομοίως τα απολιθωμένα τόξα κάμπτονται λόγω της ψύξης τους. Επί πλέον η εφιππεύουσα πλάκα υφίσταται μια παραμόρφωση που προκαλείται από εφαπτομενικές δυνάμεις.

Γνωρίζουμε από την πειραματική τεκτονική τη θεωρία της διάτμησης, που λέει ότι όταν εξασκηθεί μια δύναμη με καθορισμένη ένταση και φορά σε ένα στερεό σώμα και ξεπεραστεί το όριο θραύσης, τότε καθορίζονται δύο επίπεδα διάρρηξης, κάθετα μεταξύ τους (αν το υλικό είναι ομογενές), έτσι ώστε η μέγιστη συνιστώσα να είναι προσανατολισμένη παράλληλα προς το επίπεδο που διχοτομεί τα δύο αυτά συστήματα διαρρήξεων (Εικ. 6.38).

Στην Εικόνα 6.38 προτείνεται ένα θεωρητικό μοντέλο της παραμόρφωσης, που γίνεται στο άκρο της εφιππεύουσας πλάκας. Στη θεωρούμενη περίπτωση της βύθισης το επίπεδο της διάρρηξης C_1, ταυτίζεται με τη ζώνη Benioff, ενώ σχηματίζεται ένα άλλο επίπεδο διάρρηξης C_2 συζυγές. Η συμπιεστική δύναμη F, καθορίζεται από τη διχοτόμο της οξείας γωνίας των δύο διαρρήξεων C_1 και C_2.



Εικόνα 6.38 *Μοντέλο για τη δημιουργία των επωθήσεων στην εφιππεύουσα πλάκα σε σχέση με τη γωνία κλίσης της ζώνης Wadati-Benioff. C_1: συνθετικές επωθήσεις, C_2: αντιθετικές επωθήσεις.* ***I.*** *Αν η κλίση της ζώνης είναι μικρή τότε κυριαρχούν οι συνθετικές επωθήσεις.* ***II.*** *Αν οι δυνάμεις που είναι υπεύθυνες για τη δημιουργία των επωθήσεων είναι παράλληλες με την επιφάνεια του φλοιού, τότε συνθετικές και αντιθετικές επωθήσεις είναι ισοδύναμες.* ***III.*** *Αν η κλίση της ζώνης είναι μεγάλη, κυριαρχούν οι αντιθετικές επωθήσεις.*

Βλέπουμε λοιπόν ότι έχουμε επωθήσεις με φορά παράλληλη προς το επίπεδο Benioff και τις συζυγείς ως προς αυτές.

Αν η ζώνη Benioff έχει μικρή κλίση (Εικ. 6.38I), που είναι και η πιο συνηθισμένη περίπτωση, οι επωθήσεις, οι παράλληλες προς τη ζώνη, είναι πιο εύκολες, ενώ οι αντίθετες επωθήσεις C_2 είναι περιορισμένες και προκαλούν μόνο μια τοπική ανύψωση. Το καλύτερο παράδειγμα καλυμμάτων παράλληλων στη ζώνη Benioff, το έχουμε στο πρίσμα παραμόρφωσης, όπου η τοποθέτηση γίνεται προς την πλευρά της τάφρου και η φορά προώθησης είναι προς τον ωκεανό. Στη βυθιζόμενη λιθόσφαιρα μπορεί, θεωρητικά, να συμβεί απόσπαση τεμαχών, που θα συμμετέχουν έτσι στο σχηματισμό των τεκτονικών ενοτήτων και θα αποτελούνται από πετρώματα του ωκεάνιου φλοιού.

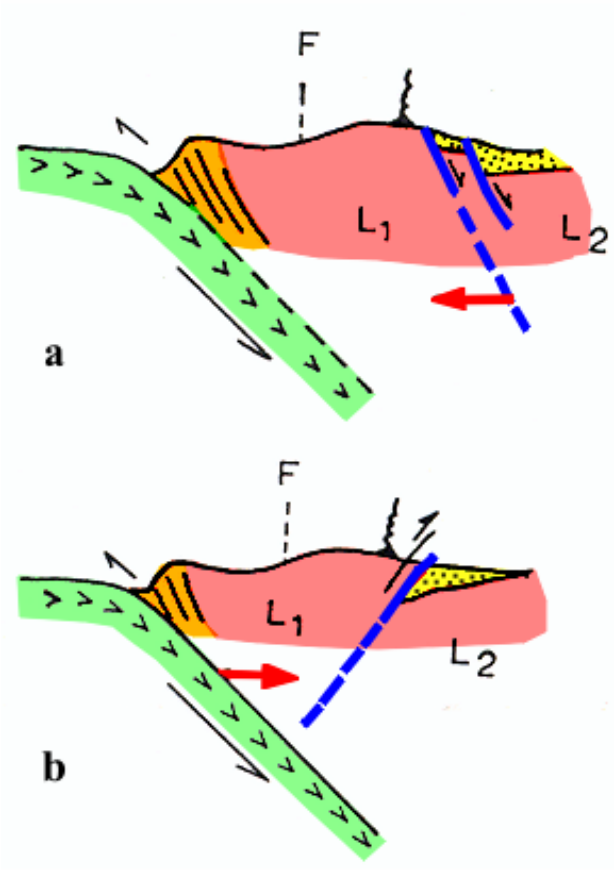
Αν η ζώνη Benioff έχει μεγάλη κλίση (Εικ. 6.38III), το επίπεδο των επωθήσεων C_1 ορθώνεται με συνέπεια το C_2 να έχει μικρή κλίση και τότε εκεί θα λάβουν χώρα οι πιο σημαντικές επωθήσεις.

Τέλος, αν οι δυνάμεις F, που είναι υπεύθυνες για τη δημιουργία των επωθήσεων C_1 και C_2, είναι προσανατολισμένες παράλληλα προς την επιφάνεια του φλοιού (Εικ. 6.38II), τότε οι επωθήσεις που γίνονται κατά μήκος των C_1 και C_2 είναι του ίδιου εύρους, δίνοντας έτσι δομές με διαφορετική φορά προώθησης. Με όλα όσα αναφέρθηκαν γίνεται αντιληπτό ότι η κλίση του επιπέδου Benioff παίζει καθοριστικό ρόλο στις τεκτονικές δομές των καλυμμάτων.

Σε ότι αφορά στις κινήσεις του ηφαιστειακού τόξου σε σχέση με την οπισθο-τοξική λεκάνη (back-arc basin), στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια τύπου Κορδιλιέρας, η άνοδος του μάγματος στην ηφαιστειακή οροσειρά έχει ως αποτέλεσμα το σπάσιμο της λιθόσφαιρας. Έτσι το ηφαιστειακό τόξο μπορεί θεωρητικά να διαχωρίζει τη λιθόσφαιρα σε δύο μέρη L_1 και L_2 (Εικ. 6.39), που μπορούν να θεωρηθούν και ως μικροπλάκες (sub-plates), και οι οποίες μπορεί να συγκλίνουν ή να αποκλίνουν.

Αν επικρατούν εφελκυστικές δυνάμεις η ηφαιστειακή οροσειρά χωρίζεται από τη λεκάνη που βρίσκεται πίσω από το τόξο με κανονικά ρήγματα (Εικ 6.39a). Το φαινόμενο αυτό μπορεί να θεωρηθεί ένα προστάδιο μιας περιθωριακής λεκάνης όπως ακριβώς μια ηπειρωτική τάφρος που προηγείται ενός ωκεανού.

Αν αντίθετα επικρατούν δυνάμεις θλίψεως (Εικ. 6.39b), το ηφαιστειακό τόξο εφιππεύει στη



Εικόνα 6.39 *Τεκτονικό πρότυπο για την παραμόρφωση ανάμεσα στο ηφαιστειακό τόξο και τη λεκάνη του οπισθο-τόξου (back-arc basin).* ***(a).*** *Εφελκυσμός ανάμεσα στο ηφαιστειακό τόξο και την οπισθο-τοξική λεκάνη. Οι "μικροπλάκες" L_1 και L_2 "αποκλίνουν". F: ηφαιστειακό μέτωπο (volcanic front).* ***(b).*** *Το ηφαιστειακό τόξο εφιππεύει τη λεκάνη του οπισθο-τόξου. Οι "μικροπλάκες" L_1 και L_2 "συγκλίνουν".*

λεκάνη που βρίσκεται πίσω από το τόξο.

Το μέγεθος αυτών των κινήσεων, είτε αφορά στην "απόκλιση" είτε στη "σύγκλιση" των δύο επιμέρους τμημάτων του ηφαιστειακού τόξου, δηλαδή των μικροπλακών, δεν είναι σε καμία περίπτωση της ίδιας κλίμακας με την υποβύθιση στο μέτωπο του ηφαιστειακού τόξου και το πρίσμα συσσώρευσης. Στο σημείο αυτό επισημαίνεται ότι για το μοντέλο της Εικ. 6.39b, οι μεν γεωφυσικοί περιγράφουν μια δεύτερη μικρότερη "υποβύθιση" κάτω από το ηφαιστειακό τόξο στο όριο με την οπισθο-τοξική λεκάνη, ενώ οι γεωλόγοι μιλούν για αντιθετικές επωθήσεις (buck-thrusts ή antithetic thrusts). Στην πραγματικότητα δηλαδή περιγράφεται η ίδια δομή, αλλά με διαφορετική ορολογία.

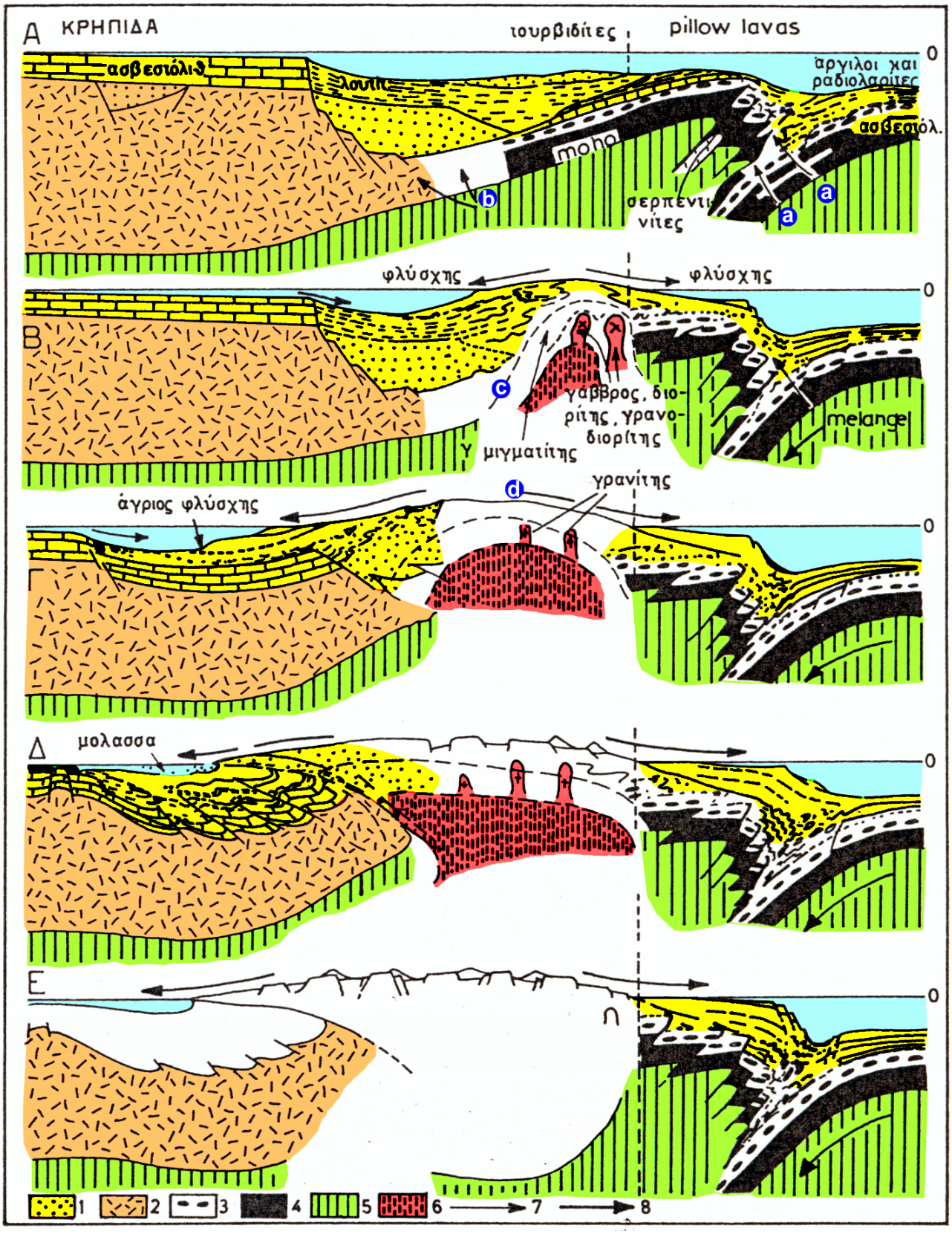
Τέλος, στην Εικόνα 6.40 παρουσιάζει ένα εξελικτικό πρότυπο σε ένα ενεργό περιθώριο τύπου Κορδιλιέρας. Στο μοντέλο αυτό οι αντιθετικές επωθήσεις (δηλαδή η εφίππευση του ηφαιστειακού τόξου πάνω στην οπισθο-τοξική λεκάνη), λαμβάνουν χώρα αργότερα απ' ότι ο εφελκυσμός πίσω από το τόξο (δηλαδή το γέμισμα της οπισθο-τοξικής λεκάνης με μεγάλου πάχους ηφαιστειοϊζηματογενείς ακολουθίες). Το πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα για το μοντέλο αυτό αποτελεί η κορδιλιέρα των Άνδεων, όπου οι φάσεις της συμπίεσης, όταν λαμβάνουν χώρα, ακολουθούν πάντα μεγάλες περιόδους που χαρακτηρίζονται από καταβύθιση (δηλαδή εφελκυσμό).

Σε ότι αφορά τώρα στον εφελκυσμό των νησιωτικών τόξων, η μετανάστευση του νησιωτικού τόξου κατά τη διάρκεια της ανάπτυξης της περιθωριακής λεκάνης (βλπ. Κεφ. 6.3), καθορίζει και την ανάπτυξη δύο ομάδων τεκτονικών λεκανών (Εικ. 6.41). Ο ακτινωτός εφελκυσμός δημιουργεί λεκάνες με διεύθυνση παράλληλη στην ηφαιστειακή αλυσίδα. Η καμπυλότητα του ορίου ανάμεσα στις δύο συγκλίνουσες πλάκες και η κύρτωση του τόξου προς τη μεριά του ωκεανού, υποδηλώνουν ότι η εμπρόσθια παρυφή της εφιππεύουσας πλάκας υφίσταται διαμήκη έκταση, που οδηγεί στην ανάπτυξη τεκτονικών λεκανών με εγκάρσια γεωμετρία ως προς τις προηγούμενες (δηλαδή λεκάνες εγκάρσιες στο τόξο). Άσχετα με τον προσανατολισμό των λεκανών, η καταβύθισή τους και η πλήρωσή τους με ιζήματα καταδεικνύουν τα διαδοχικά στάδια εφελκυσμού και ως εκ τούτου και το βαθμιαίο άνοιγμα της περιθωριακής λεκάνης πίσω από το νησιωτικό τόξο.

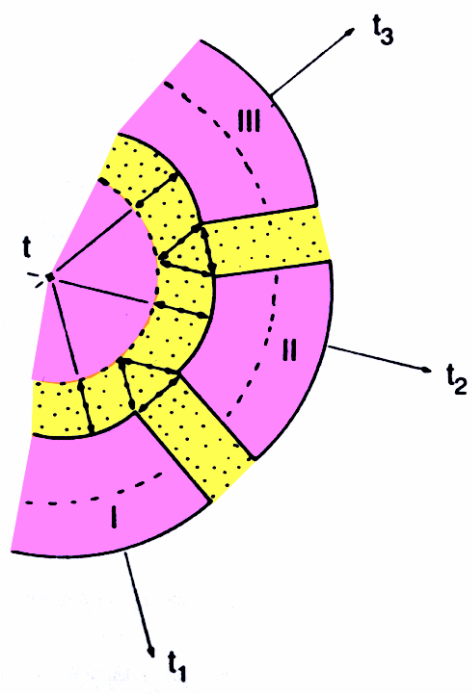
Οι Εγκάρσιες Δομές των Ενεργών Περιθωρίων

Τα ενεργά περιθώρια δεν παρουσιάζουν καθ' όλο το μήκος τους (παράλληλα δηλαδή προς την τάφρο), τις ίδιες δομές. Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, οι εγκάρσιες δομές στην εφιππεύουσα πλάκα είναι κυρίως δέσμες από διαρρήξεις που χωρίζουν το ηφαιστειακό τόξο και τη λεκάνη που βρίσκεται πίσω από το τόξο, σε επιμέρους τμήματα που τα γεωλογικά και τα γεωφυσικά δεδομένα είναι διαφορετικά, όπως η κλίση της ζώνης Benioff, η περιοδικότητα των σεισμών, η ένταση και ο χημισμός της ηφαιστειότητας, η μορφολογία των περιθωρίων κλπ. Η διαφορά των γεωλογικών φαινομένων που παρατηρείται στα τμήματα αυτά, δεν είναι εύκολο να εξηγηθεί. Πιστεύεται ότι ο κατακερματισμός των ενεργών περιθωρίων οφείλεται στην παραμόρφωση της βυθιζόμενης πλάκας, η οποία είναι τεμαχισμένη σε τμήματα που βυθίζονται διαφορετικά κατά περιοχές. Ο διαμελισμός που παρατηρείται πάνω στην εφιππεύουσα πλάκα και δημιουργείται κατά τη διάρκεια της βύθισης οφείλεται στις μεταβολές της κλίσης της ζώνης Benioff.

Αυτό το οποίο είναι γεγονός είναι ότι η σύγκλιση των πλακών προκαλεί τη γένεση δύο ειδών



Εικόνα 6.40 *Σχηματικές τομές (Α έως Ε), όπου παρουσιάζεται ένα μοντέλο για την εξέλιξη μιας ορογενετικής αλυσίδας που αναπτύσσεται από την υποβύθιση μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από ένα ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο (π.χ. οροσειρά των Άνδεων). 1: ηφαιστειακά και ιζηματογενή πετρώματα. 2: ηπειρωτικός φλοιός. 3: και 4: ωκεάνιος φλοιός. 5: μανδύας. 6: μαγματικές διεισδύσεις. 7: μεταφορά ιζημάτων. 8: κίνηση των πλακών. α: κυανοσχιστολιθική μεταμόρφωση. b: ενδιάμεσος φλοιός. c: μέτωπο μεταμόρφωσης. d: θερμικός δόμος.*



Εικόνα 6.41 *Θεωρητικό σχήμα όπου παρουσιάζεται το μοντέλο διάρρηξης που παράγεται από ακτινωτό και διαμήκη εφελκυσμό σε ένα ηφαιστειακό τόξο. Οι εστιγμένες, κίτρινου χρώματος περιοχές αντιστοιχούν στις ζώνες εφελκυσμού. Τα βέλη δείχνουν το μέγεθος των κινήσεων t_1, t_2, t_3 ανάμεσα στα διαχωριζόμενα ρηξιτεμάχη I, II και III. Το θεωρητικό αυτό μοντέλο αναπτύχθηκε από τη μελέτη του τόξου του Τυρρηνικού πελάγους στη νότια Ιταλία.*

τεκτονικών δομών, τις εφελκυστικές δομές και τις δομές συμπίεσης. Ο εφελκυσμός προκαλεί δύο ειδών διαρρήξεις: i) παράλληλες προς το ηφαιστειακό τόξο, που συνδέονται με τη δημιουργία της οπισθο-τοξικής λεκάνης και της περιθωριακής λεκάνης και ii) κάθετες προς το τόξο, που συνδέονται με τη δημιουργία ακτινωτών τάφρων.

Η συμπίεση μέσα στο ηφαιστειακό τόξο προκαλεί, αφενός μεν επωθήσεις ή ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης μπροστά από το τόξο και με φορά προς τον ωκεανό, δημιουργώντας το τεκτονικό πρίσμα, αφετέρου δε, στα όρια του τόξου με τη οπισθοτοξική λεκάνη, αντιθετικές επωθήσεις με φορά προς την ήπειρο.

Εκτός από αυτές τις δομές που οφείλονται σε οριζόντιες τάσεις, υπάρχουν και μεγάλες κατακόρυφες κινήσεις που επηρεάζουν το ηφαιστειακό τόξο. Έτσι αυτό, κατά τη διάρκεια της σύγκλισης, ανυψώνεται συνεχώς, δημιουργώντας υψηλά ανάγλυφα που διαβρώνονται.

Πρέπει να σημειωθεί ότι η δυναμική εξέλιξη των ενεργών περιθωρίων και των νησιωτικών τόξων δεν είναι τόσο καλά γνωστή, όσο των σταθερών περιθωρίων και τα προτεινόμενα πρότυπα παραμένουν ακόμα υποθετικά.

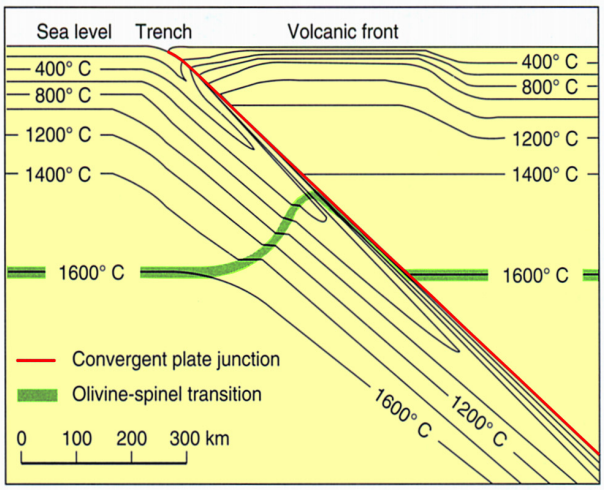
Θερμική Δομή και Διαδικασίες Τήξης στις Ζώνες Υποβύθισης

Είναι γνωστό ότι η θερμοκρασία είναι ο ένας από τους παράγοντες που ελέγχουν την πετρογένεση (ο άλλος είναι η πίεση) και έχει ως αποτέλεσμα το μετασχηματισμό των πετρωμάτων είτε σε στερεό καθεστώς (μεταμορφισμός), είτε σε καθεστώς τήξης (μαγματισμός).

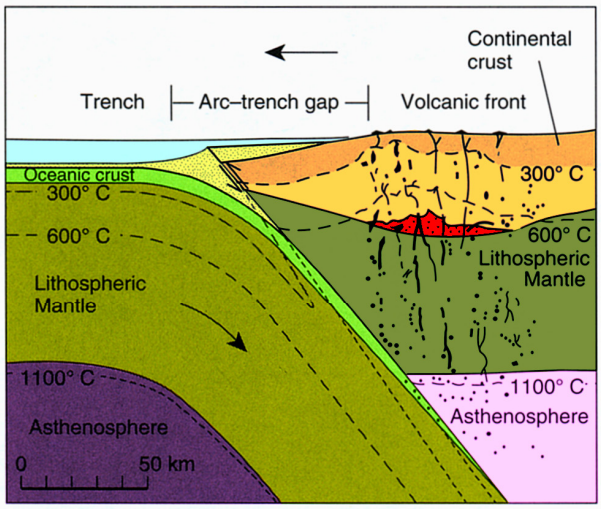
Η θερμική ροή, η οποία γενικά παραμένει σταθερή στην επιφάνεια της γήινης σφαίρας (1,2μ*Cal*m^{-2}*sec^{-1}), παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές μέσα στις ζώνες σύγκλισης των πλακών (Εικ. 6.42Α) και αποτελεί την επιφανειακή εκδήλωση των γεωδυναμικών φαινομένων που συμβαίνουν στο βάθος μέσα σ' αυτές. Η θερμική ροή παρουσιάζεται ελαττωμένη (0,5-0,8μ*Cal*m^{-2}*sec^{-1}) πάνω στο πρίσμα συσσώρευσης και στην μετωπική λεκάνη, ενώ αντίθετα αυξάνεται κατά 2 έως 3 φορές από την κανονική της τιμή στο ηφαιστειακό τόξο. Η θετική θερμική ανωμαλία των ηφαιστειακών τόξων οφείλεται προφανώς στη μαγματική δραστηριότητα που τα χαρακτηρίζει (μάγματα και υδροθερμικά διαλύματα).

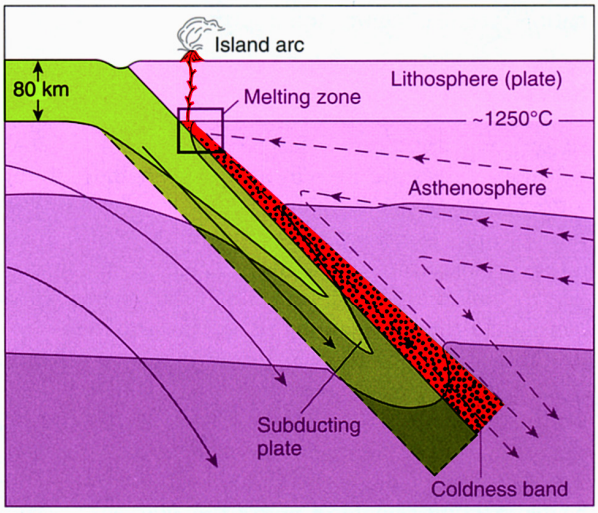
Η αρνητική ανωμαλία που παρουσιάζεται στη ζώνη βύθισης, οφείλεται στη θερμική αδράνεια της λιθόσφαιρας που εισχωρεί μέσα στην ασθενόσφαιρα, γιατί δεν αλλάζει αμέσως η γεωμετρία των ισόθερμων καμπυλών. Οι μετρήσεις της θερμικής ροής και οι υπολογισμοί που βασίζονται στο ρυθμό υποβύθισης και στο ρυθμό της θερμικής διάχυσης, δείχνουν ότι η κατερχόμενη πλάκα θα είναι ψυχρότερη από τον μανδύα, μέσα στον οποίο βυθίζεται. Ένα μοντέλο, για την αναμενόμενη κατανομή των ισοθέρμων, παρουσιάζεται στην Εικόνα 6.42Α, για βάθη μέχρι 600 km περίπου. Η Εικόνα 6.42Β παρουσιάζει μια πιο λεπτομερή άποψη για τη θερμική δομή σε ρηχούς τεκτονικούς ορόφους, που περιλαμβάνει ένα σχηματικό μοντέλο για τη δομή σε ένα ηπειρωτικό τόξο.

Φαίνεται αντιφατικό το γεγονός ότι μπορεί, όντως, να πραγματοποιηθεί τήξη, όταν η λιθόσφαιρα που βυθίζεται στο μανδύα είναι ψυχρή. Και υπάρχουν ακόμα σημαντικές διαμάχες ανάμεσα στους ερευνητές για το που και πως σχηματίζεται το μάγμα. Ένα μοντέλο προτείνει τήξη του κατερχόμενου ωκεάνιου φλοιού, αλλά θεωρητικές μελέτες έχουν δείξει ότι οι θερμοκρασίες στα απαιτούμενα βάθη είναι πολύ χαμηλές, ώστε να προκληθεί τήξη, εκτός και αν υπάρχουν ασυνήθιστα μεγάλες ποσότητες ύδατος. Η θερμότητα που παράγεται από την πλαστική διάτμηση κατά μήκος της οροφής της κατερχόμενης πλάκας, μπορεί να αυξήσει τη θερ-



Εικόνα 6.42 *Μοντέλα για τη θερμική δομή των αναλισκόμενων περιθωρίων. Το κύριο χαρακτηριστικό όλων των μοντέλων είναι η υποβύθιση ψυχρής λιθόσφαιρας που προκαλεί την προς τα κάτω παραμόρφωση των ισοθέρμων στην περιοχή πλάκας-τάφρου και την προς τα πάνω παραμόρφωση στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου.* ***A.*** *Χαρακτηριστική παραμόρφωση των ισοθέρμων. Η μετάβαση ανάμεσα στον ολιβίνη και το σπινέλιο θα πραγματοποιείται σε ρηχότερα επίπεδα στην πλάκα απ' ότι στον μανδύα και στις δύο πλευρές.* ***B****. Το ανώτερο τμήμα ενός συστήματος τόξου-τάφρου. Η δημιουργία του μάγματος γίνεται στη σφήνα του μανδύα που υπέρκειται της ζώνης υποβύθισης. Στο σχήμα φαίνεται και η θέση μερικής τήξης του ηπειρωτικού φλοιού, που πιθανά οδηγεί στη δημιουργία βαθολίθων. Η κατανομή των ισοθέρμων διαφέρει από αυτή στο (Α), λόγω διαφορετικών προϋποθέσεων και υπολογισμών.* ***C.*** *Η κατερχόμενη πλάκα δημιουργεί μια γωνιώδη ροή στην υπερκείμενη μανδυακή σφήνα που φέρνει θερμό μανδυακό υλικό στην κατερχόμενη πλάκα, οδηγώντας στη δημιουργία μάγματος.*





μοκρασία, αλλά αν αυτός ήταν ένας σημαντικός παράγοντας, τότε υψηλότεροι ρυθμοί υποβύθισης θα οδηγούσαν και σε μεγαλύτερα ποσά ηφαιστειότητας, μια σχέση η οποία όμως δεν παρατηρείται.

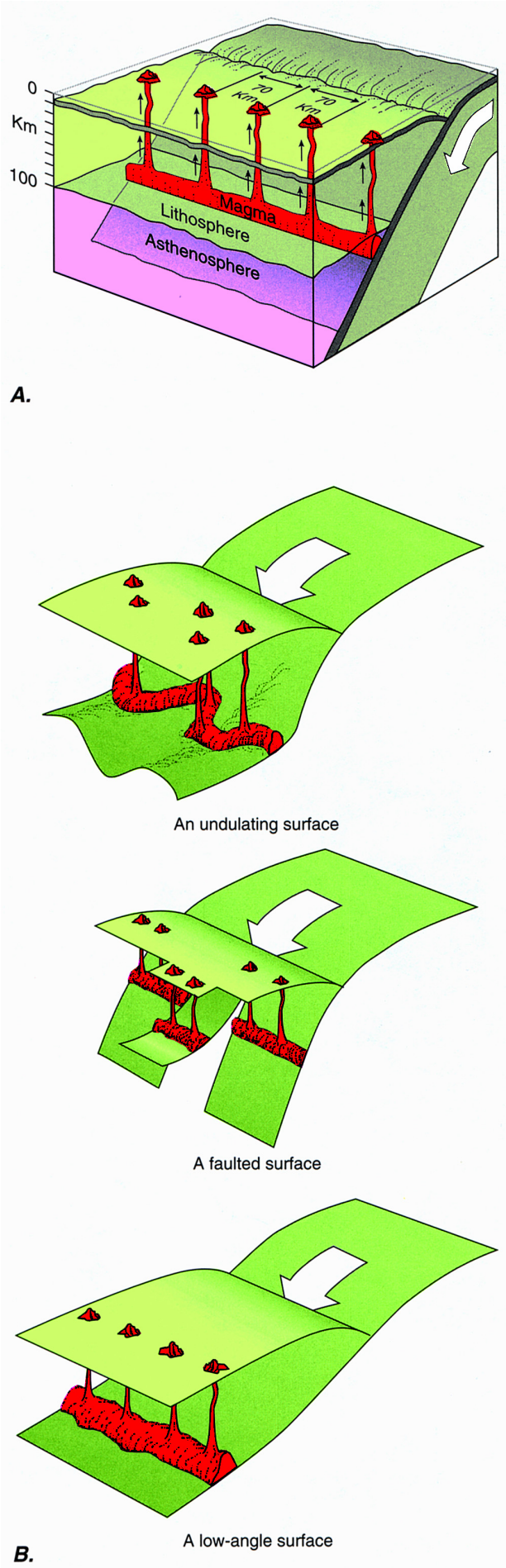
Άλλα μοντέλα βασίζονται στο γεγονός ότι η παρουσία ύδατος μειώνει σημαντικά τη θερμοκρασία τήξης ενός πετρώματος. Άρα λοιπόν, το ύδωρ που περιέχεται στα υποβυθιζόμενα ιζήματα και στον ωκεάνιο φλοιό της κατερχόμενης πλάκας, μπορεί να μεταναστεύσει προς τα πάνω, εισερχόμενο στη σφήνα του μανδύα που σχηματίζεται πάνω από την υποβυθιζόμενη πλάκα και να μειώσει τη θερμοκρασία τήξης (Εικ. 6.42Β). Τα πειραματικά δεδομένα όμως δείχνουν ότι ο μηχανισμός αυτός μπορεί μεν να παράγει μάγμα, αλλά αυτό θα είναι αρκετά πιο πυριτικό απ' ότι το μάγμα που παρατηρείται στα νησιωτικά τόξα.

Μια πιθανή επίλυση του προβλήματος αυτού αποτελεί η υπόθεση ότι η κατερχόμενη πλάκα προκαλεί μια γωνιώδη ροή (corner flow), στο σφηνοειδές τμήμα του μανδύα, που υπέρκειται της κατερχόμενης πλάκας (Εικ. 6.42C). Η ροή αυτή μεταφέρει θερμό μανδυακό υλικό στη γωνία της εφιππεύουσας μανδυακής σφήνας, που επιδρά στην κατερχόμενη πλάκα, προσφέροντας αρκετή θερμότητα ώστε να θερμανθεί η πλάκα και να προκληθεί τοπική τήξη. Αν και στο μοντέλο αυτό φαίνεται ότι υπάρχουν μερικά προβλήματα σχετικά με τη χημική σύσταση των προβλεπομένων μαγμάτων, σε σχέση με αυτά που παρατηρούνται στην πραγματικότητα σε διάφορες περιοχές ηφαιστειακών τόξων στην επιφάνεια, παρόλα αυτά φαίνεται ότι δίνει πιο ικανοποιητικές εξηγήσεις για το φαινόμενο αυτό της ηφαιστειότητας των τόξων.

Η Διάταξη των Ηφαιστείων

Όπως αναφέρθηκε και στο Κεφάλαιο 6.5 (βλπ. Εικ. 6.21 αλλά και Εικ. 6.4), τα ηφαιστειακά κέντρα διατάσσονται κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου, σε μια απόσταση 70 περίπου km το ένα από το άλλο. Μια ερμηνεία για τη διάταξη αυτή, υποθέτει ότι η πηγή του μάγματος σχηματίζει μια, περισσότερο ή λιγότερο, γραμμική ζώνη σε συγκεκριμένο βάθος και πάνω στη ζώνη υποβύθισης. Αν το μάγμα έχει μικρότερη πυκνότητα από το περιβάλλον πέτρωμα, είναι ασταθές από βαρυτική άποψη και τείνει να ανέρχεται προς τα πάνω, σχηματίζοντας διάπειρους (από άντωση), σε ίσα διαστήματα μεταξύ τους. Το μέγεθος των διαστημάτων αυτών, θεωρητικά, εξαρτάται από το λόγο της πυκνότητας του μάγματος προς την πυκνότητα του μανδύα, καθώς και από το πάχος του τετηγμένου στρώματος (Εικ. 6.43Α). Από τη στιγμή που ο διάπειρος φθάνει στην επιφάνεια, αποτελεί ένα θερμασμένο αγωγό, όπου εύκολα μπορούν να ανέρχονται διαδοχικές ποσότητες μάγματος και έτσι μπορεί να ερμηνευθεί η, για μεγάλο διάστημα, λειτουργία των ηφαιστειακών κέντρων. Οι, σε ορισμένες περιπτώσεις, παρατηρούμενες ανωμαλίες στη διάταξη των ηφαιστειακών κέντρων, που δεν ακολουθούν το τυπικό μοντέλο, πρέπει να αντανακλούν ανωμαλίες (κάμψεις ή σπασίματα) της γεωμετρίας της κατερχόμενης πλάκας (Εικ. 6.43Β σε σύγκριση με την Εικ. 6.29).

Το μοντέλο αυτό που βασίζεται στη δυναμική των ρευστών, μπορεί να βοηθά, επίσης, στην ερμηνεία του επεισοδιακού χαρακτήρα της ηφαιστειότητας των τόξων, σε αντίθεση με την, περισσότερο ή λιγότερο, συνεχή ηφαιστειότητα στα μεσο-ωκεάνια κέντρα διάνοιξης. Οι μαγνητικές καταγραφές από τον ωκεάνιο πυθμένα έχουν δείξει ότι η διάνοιξη, αν και είναι ασυνεχής σε κλίμακα χρόνου χιλιάδων ετών, είναι συνεχής σε κλίμακα εκατομμυρίων ετών, δηλαδή σε κλίμακα αναστροφής του γήινου μαγνητικού πεδίου. Σε αντίθεση, η τοποθέτηση του



Εικόνα 6.43 *Η κατανομή των ηφαιστειακών κέντρων κατά μήκος του τόξου ενός αναλισκομένου περιθωρίου.* ***Α.*** *Το μάγμα δημιουργείται σε μια οριοθετημένη ζώνη που αναπτύσσεται σε ένα συγκεκριμένο βάθος στην οροφή της κατερχόμενης πλάκας. Η δυναμική αστάθεια ανάμεσα στο χαμηλής πυκνότητας μάγμα μέσα στο υψηλότερης πυκνότητας μανδυακό υλικό, δημιουργεί διαπειρικές στήλες σε ίσες αποστάσεις μεταξύ τους, από τις οποίες διαρκώς ανέρχεται μάγμα.* ***Β.*** *Η κατανομή των ηφαιστειακών κέντρων στην επιφάνεια καθορίζεται από τη γεωμετρία της πλάκας στο βάθος. Μια κεκαμένη (πτυχωμένη), επιφάνεια της κατερχόμενης πλάκας, ή ένα αποσχισμένο (διαρρηγμένο), τμήμα με διαφορετική κλίση, αλλά και μια απλή αλλαγή της κλίσης στο βάθος, αποτελούν καθοριστικούς παράγοντες που αντανακλώνται στην κατανομή των ηφαιστειακών κέντρων στο τόξο.*

μάγματος στα συγκλίνοντα περιθώρια παρουσιάζει, όπως και η μεταμόρφωση, επεισοδιακό χαρακτήρα.

Γεωχημικοί Χαρακτήρες της Ηφαιστειότητας που Σχετίζεται με τις Ζώνες Υποβύθισης

Όπως αναφέρθηκε, τα ενεργά περιθώρια και τα νησιωτικά τόξα, σχετίζονται με μία έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα που φανερώνει έναν ισχυρό μαγματισμό βάθους· Όπως είδαμε το ηφαιστειακό τόξο είναι μία ζώνη που ανυψώνεται συνεχώς κατά τη διάρκεια της υποβύθισης και η διάβρωση φέρνει στην επιφάνεια τους παλαιότερους πλουτωνίτες. Οι πλουτωνίτες είναι πάντα στενά συνδεδεμένοι με ηφαίστεια της ίδιας ηλικίας και σε ότι αφορά το χημισμό τους και την γεωμετρία τους. Με άλλα λόγια στην ηφαιστειακή ακολουθία βασάλτης (SiO_2<53%) → ενδιάμεσες λάβες → ρυόλιθοι (SiO_2>68%), αναλογεί μία ισοδύναμη πλουτωνική ακολουθία.

Οι λάβες των ηφαιστείων που παρατηρούνται στις ζώνες υποβύθισης των πλακών, ανήκουν στην "ανδεσιτική σειρά" (βασάλτες και ανδεσίτες που επικρατούν πολύ, καθώς και δακίτες και ρυόλιθοι). Αυτός ο τύπος της ηφαιστειότητας παρουσιάζεται συχνά εκρηκτικός, εξαιτίας της πλουσιότητας των λαβών σε αέρια και κυρίως υδρατμούς.

Είναι γνωστό ότι οι γεωχημικοί χαρακτήρες ενός ηφαιστειακού πετρώματος εξαρτώνται τουλάχιστον από δύο παράγοντες: i) από τη σύσταση του αρχικού μάγματος, που καθορίζεται από τη χημική και ορυκτολογική σύσταση των μητρικών πετρωμάτων που το δημιουργούν και τις συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης που προκαλούν τη μερική τήξη και ii) από την διαφοροποίηση αυτού του μάγματος με "κλασματική κρυστάλλωση" των ορυκτών, καθόσον ελαττώνουν την πίεση και τη θερμοκρασία. Διακρίνουμε τρεις σειρές ηφαιστειακών πετρωμάτων με βάση την περιεκτικότητα σε K_2O και FeO.

1) <u>Θολεϊτική σειρά</u>. Η σειρά αυτή, που είναι πτωχή σε K_2O (λιγότερο από 1%) και σε TiO_2, είναι εμπλουτισμένη σε Fe, όπου παρουσιάζεται μια αύξηση του λόγου FeO/MgO. Περιλαμβάνει κυρίως τους βασάλτες (παρόμοια με τα πετρώματα του ωκεανικού υπόβαθρου), τους ισλανδίτες (ανδεσιτική λάβα πτωχή σε κάλιο) και σπανίως δακίτες. Τα ηφαίστεια που δίνουν πετρώματα της θολεϊτικής σειράς είναι τα πιο κοντινά στην ωκεανική τάφρο. Απουσιάζουν μέσα στα περιθώρια ή τα παλαιά ενεργά τόξα (δηλαδή σ' αυτά που λειτουργούν από μεγάλο χρονικό διάστημα), ενώ αντίθετα απαντώνται στα σύγχρονα τόξα (δηλαδή σ' αυτά που βρίσκονται στην αρχή της εξέλιξης τους).

2) <u>Ασβεσταλκαλική σειρά</u>. Η σειρά αυτή είναι η πιο χαρακτηριστική στις ζώνες σύγκλισης των πλακών. Παρουσιάζεται πιο πλούσια σε K_2O και TiO_2 σε σχέση με τη θολεϊτική σειρά, πτωχότερη σε Fe και αντίθετα περιέχει μεγάλη αναλογία σε Al_2O_3. Οι ανδεσίτες των ενεργών νησιωτικών τόξων είναι πτωχότεροι σε κάλιο από εκείνους των ενεργών περιθωρίων. Μέσα στην ασβεστοαλκαλική σειρά απαντώνται βασάλτες πλούσιοι σε Al (SiO_2<53%), ανδεσίτες που βρίσκονται μακρύτερα από τις πρόσφατες λάβες (53%<SiO_2<63%), δακίτες (63%<SiO_2<68%) και ρυόλιθοι (SiO_2 >68%). Μερικές φορές υπάρχουν μεγάλες μάζες από ιγκνιμπρίτες. Η αντίστοιχη πλουτωνική ακολουθία σχηματίζεται από τη σειρά γάββρος → διορίτης → γναδιορίτης → γρανίτης.

3) <u>Καλιούχος σειρά</u>. Η καλιούχος σειρά περιέχει τις σοσονιτικές λάβες, που ο λόγος K_2O/Na_2O είναι μεγαλύτερος ή ίσος με τη μονάδα και τις αλκαλικές λάβες, που ο λόγος είναι μικρότερος της μονάδας. Η σειρά αυτή είναι πλούσια σε αλκάλια και κυρίως K_2O και περιλαμβάνει του βασάλτες, τους χαβαΐτες, τους λατύτες, τους τραχύτες και τους ρυόλιθους. Τα ηφαίστεια που δίνουν τέτοιες λάβες βρίσκονται μακριά από την ωκεανική τάφρο, μερικές φορές 200-300 km, δηλαδή μέσα στις περιοχές που η ζώνη Benioff είναι σε μεγάλο βάθος. Τους τραχύτες και τους αλκαλικούς ρυόλιθους τους συναντάμε σε οποιοδήποτε μέρος της ηφαιστειακής οροσειράς. Μερικοί συγγραφείς υποστηρίζουν ότι η γένεση αυτού του τύπου των μαγμάτων δεν συνδέεται απευθείας με την υποβύθιση (subduction), όπως πιθανόν συνδέονται οι θολεΐτικές και ασβεσταλκαλικές σειρές. Πάντως αυτό το οποίο είναι γεγονός είναι ότι οι λάβες της καλιούχου σειράς (σοσονιτικές και αλκαλικές) είναι άφθονες μόνο πάνω στα περιθώρια και τα παλαιά ενεργά τόξα, που έχουν υποστεί μία μακρόχρονη εξέλιξη.

Σχέση Ηφαιστειότητας και Βάθους στη Ζώνη Wadati - Benioff

Το ηφαιστειακό μέτωπο βρίσκεται στα 80-100 km πάνω από τη ζώνη Benioff και τα πιο πολλά ηφαίστεια μεταξύ 100 και 150 km. Υπάρχουν όμως μερικές φορές εκχύσεις αλκαλικών πετρωμάτων πολύ πιο μακριά από το ηφαιστειακό μέτωπο. Ο σχηματισμός των λαβών της θολεϊτικής και ασβεστοαλκαλικής σειράς μοιάζει μερικές φορές να εξαρτάται από την απόσταση από την τάφρο, δηλαδή από το βάθος της ζώνης Benioff κάτω από το ηφαίστειο.

Οι χημικές υποδιαιρέσεις δεν χρησιμεύουν μόνο για να διασαφηνίσουμε το γεωδυναμικό φαινόμενο στην προέλευση του μαγματισμού, αλλά επιτρέπουν να βρούμε την κατεύθυνση μιας παλαιο-υποβύθισης (paleosubduction) μέσα στα απολιθωμένα ηφαιστειακά τόξα, όταν δεν υπάρχει πια

σεισμικότητα που θα μας δώσει τη γεωμετρία της ζώνης Benioff. Έχει προταθεί μια ακριβής ποσοτική σχέση μεταξύ του βάθους της ζώνης Benioff κάτω από το ηφαίστειο και της περιεκτικότητας σε K_2O.

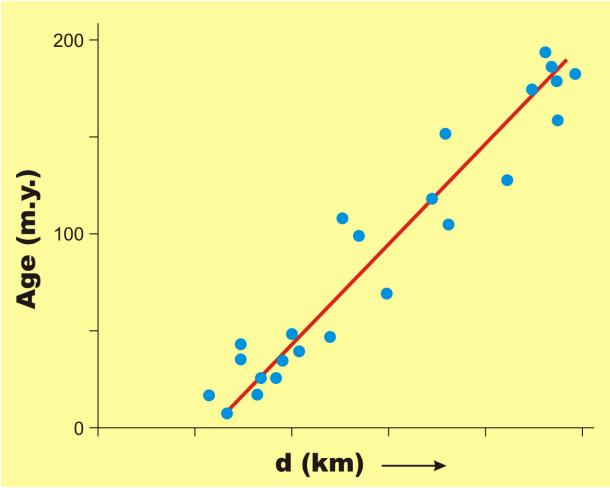
Με την πάροδο του χρόνου όμως ένα τόξο εμπλουτίζεται σε K_2O, έτσι ώστε η περιεκτικότητα σε κάλιο εξαρτάται στην πραγματικότητα από πολλούς παράγοντες. Αν όμως πάρουμε μια σύγχρονη μαγματική ασβεστοαλκαλική σειρά και εξετάσουμε τη μεταβολή της περιεκτικότητας σε K_2O μέσα σε πετρώματα που περιέχουν την ίδια ποσότητα σε πυρίτιο, μπορούμε με αρκετή βεβαιότητα να προσδιορίσουμε την πολικότητα τάφρου - τόξου και τη φορά της βύθισης μιας παλαιάς ζώνης Benioff. Υπάρχουν και άλλα στοιχεία που μεταβάλλονται προς την ίδια κατεύθυνση όπως το κάλιο και δίνουν παρεμφερείς πληροφορίες, όπως είναι οι σπάνιες γαίες Rb, Sr και Ba. Κατά τον ίδιο τρόπο οι λόγοι FeO/MgO και K/Rb ελαττώνονται, ενώ ο λόγος K_2O/Na_2O αυξάνει όσο απομακρυνόμαστε από το ηφαιστειακό τόξο.

Η Πιθανή Μετανάστευση του Ηφαιστειακού Τόξου

Η απόσταση μεταξύ της τάφρου και του ηφαιστειακού τόξου δεν είναι σταθερή, αλλά φαίνεται ότι μεταβάλλεται ανάλογα με την διάρκεια του φαινομένου της βύθισης (Εικ. 6.44). Είναι μεγαλύτερη στα παλαιά ενεργά νησιωτικά τόξα που λειτουργούν από πολύ καιρό (200-300 km) και μικρότερη στις πρόσφατες ζώνες σύγκλισης (100-200 km). Η εξέλιξη αυτή πιθανόν να οφείλεται σε δύο φαινόμενα:

1) Στην τροφοδοσία του πρίσματος συσσώρευσης που προκαλεί τη μετανάστευση της τάφρου προς την κατεύθυνση του ωκεανού (βλπ. Εικ. 6.37) και

2) Στην κίνηση του ηφαιστειακού μετώπου προς την πλευρά της ηπείρου, που παρατηρείται μετά από μια μακρά λειτουργία της βύθισης. Στην περίπτωση αυτή η ζώνη της μερικής τήξης που δημιουργούνται τα μάγματα βαθύνεται μετατοπιζόμενη προς την ήπειρο. Τέτοιο φαινόμενο παρατηρείται στην Κορδιλλιέρα των Άνδεων (περιοχή Περού και Βόρειας Χιλής), όπου η προοδευτική μετατόπιση της ηφαιστειακής σειράς κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού και Καινοζωικού έχει προκαλέσει και μια μετανάστευση προς την ίδια πλευρά της λεκάνης της ευρισκόμενης πίσω από το τόξο.



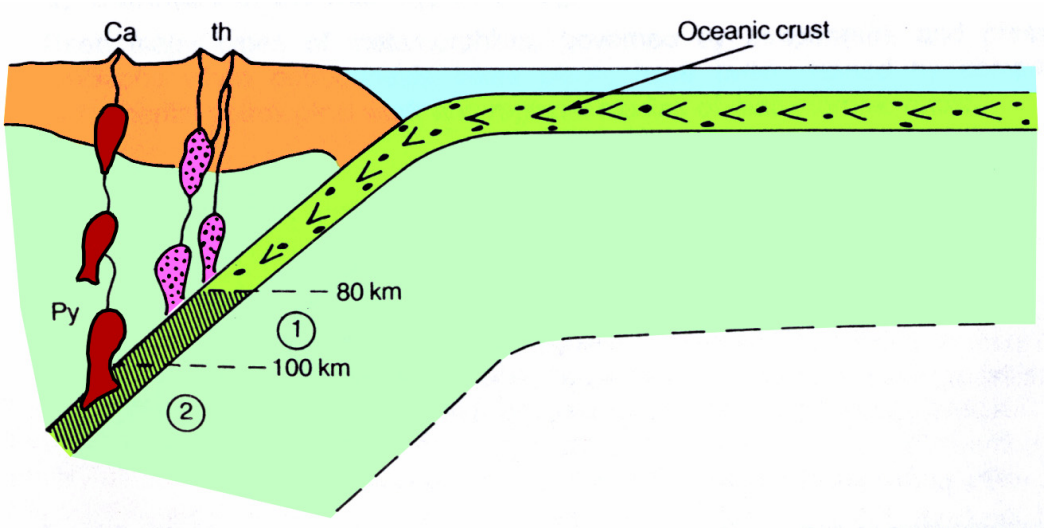
Εικόνα 6.44 *Η απόσταση ανάμεσα στο ηφαιστειακό μέτωπο και τον άξονα της τάφρου, σε σχέση με την ηλικία της παλαιότερης μαγματικής δραστηριότητας. Οι παρατηρήσεις αφορούν περίπου είκοσι ενεργά νησιωτικά τόξα και περιθώρια.*

Ένα Πρότυπο για το Σχηματισμό και την Εξέλιξη των Μαγμάτων στα Ηφαιστειακά Τόξα

Η πειραματική πετρολογία μας δίνει τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας που απαιτούνται για τον προσδιορισμό ενός καθορισμένου μάγματος. Ο υποθετικός υπολογισμός των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας πάνω στη ζώνη Benioff επέτρεψε στους πετρολόγους να προτείνουν επεξηγηματικά πρότυπα του σχηματισμού και της εξέλιξης των μαγμάτων, που τοποθετούνται μέσα στα ηφαιστειακά τόξα. Η εικόνα 6.45 απεικονίζει ένα πρότυπο εξέλιξης.

Στο πρώτο στάδιο στα νεαρά ηφαιστειακά τόξα, που ο μαγματισμός εκδηλώνεται κοντά στο ηφαιστειακό μέτωπο και σε ένα βάθος 80-100 km (θερμοκρασία 650-700° C και πίεση 30-40 Kbar), οι αμφιβολίτες του ωκεάνιου φλοιού μετασχηματίζονται στο καθεστώς στερεάς φάσης σε χαλαζιακούς εκλογίτες και υδρατμούς. Οι απελευθερούμενοι υδρατμοί προκαλούν την μερική τήξη των πετρωμάτων του ανώτερου μανδύα της εφιππεύουσας πλάκας και την άνοδο των μαγμάτων. Η διαφοροποίηση αυτών των μαγμάτων σε μικρότερο βάθος, κυρίως η κλασματική κρυστάλλωση του ολιβίνη, δημιουργεί τη θολεϊτική σειρά που παρατηρείται μέσα στα τόξα και κοντά στο ηφαιστειακό μέτωπο (Εικ. 6.45).

Στο δεύτερο στάδιο (ασβεσταλκαλικός μαγματισμός) πιο βαθιά, όταν η θερμοκρασία ξεπερνάει του 750° C, οι χαλαζιακοί εκλογίτες αρχίζουν τη μερική τήξη, κυρίως μέσα σε ένα βάθος από 100-150 km. Σε μικρότερο βάθος, που ελαττώνεται η θερμοκρασία και η πίεση, αυτά τα μάγματα εμπλουτίζονται σε K_2O και πτωχαίνουν σε Fe, με την κρυστάλλωση του πυρόξενου και του γρανάτη και τελικά δημιουργούν στην επιφάνεια τα πετρώ-



Εικόνα 6.45 *Ένα πρότυπο για το σχηματισμό των μαγμάτων στις ζώνες υποβύθισης. ① και ② τα στάδια του σχηματισμού που περιγράφονται στο κείμενο. th: θολεϊτική σειρά, Ca: ασβεσταλκαλική σειρά.*

ματα της ασβεσταλκαλικής σειράς.

Οι καλιούχες λάβες (αλκαλικά και σοσονιτικά πετρώματα), θεωρούντο σαν μια συνέχεια της ακολουθίας που περιλαμβάνει τη θολεϊτική και την ασβεσταλκαλική σειρά. Σήμερα οι γνώμες των ειδικών διαφέρουν, γιατί ορισμένοι πιστεύουν ότι αυτά τα μάγματα δεν προέρχονται από τις ίδιες πηγές.

Σχηματισμός Ηπειρωτικού Φλοιού

Είδαμε ότι στις ζώνες σύγκλισης των πλακών δημιουργούνται μάγματα (αν και τα φαινόμενα δεν είναι καλά διευκρινισμένα), τα οποία συμμετέχουν στο σχηματισμό του ηπειρωτικού φλοιού σε βάρος του μανδύα, είτε από την μερική τήξη των περιδοτιτών της εφιππεύουσας πλάκας, είτε από την μερική τήξη του ωκεάνιου φλοιού της βυθιζόμενης πλάκας. Εξάλλου τα δύστηκτα πετρώματα που είναι τα υπόλοιπα της μερικής τήξης μπαίνουν μέσα στην ασθενόσφαιρα χωρίς να μπορούν να λειώσουν.

Όλα αυτά τα φαινόμενα προκαλούν μια πάχυνση του ηπειρωτικού φλοιού που πραγματοποιείται στις ζώνες σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών. Συμπερασματικά μπορούμε να πούμε ότι στις ζώνες απόκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών παράγεται ωκεάνιος φλοιός, ενώ στις ζώνες σύγκλισης παράγεται ηπειρωτικός φλοιός.

Η Μεταμόρφωση στις Ζώνες Λιθοσφαιρικής Σύγκλισης

Όπως είναι γνωστό για να μεταμορφωθεί ένα πέτρωμα πρέπει να αλλάξουν οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας. Η πειραματική πετρολογία σε συνδυασμό με τη μελέτη των μεταμορφωμένων πετρωμάτων σε διάφορες περιοχές, επέτρεψε στους πετρολόγους να διακρίνουν τρεις μεγάλους τύπους μεταμορφωμένων πετρωμάτων, που εξαρτώνται από τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας τη στιγμή της πετρογένεσης.

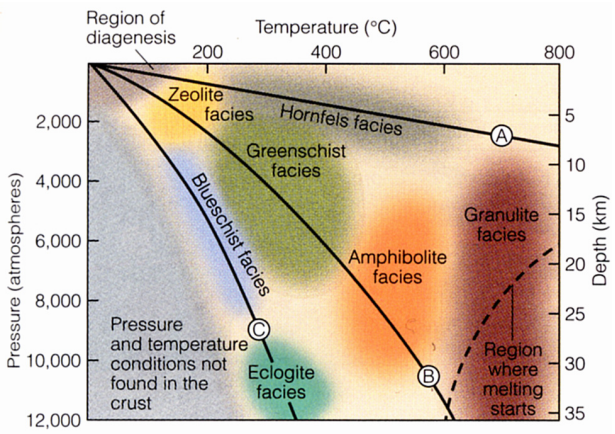
- *Η μεταμόρφωση χαμηλής πίεσης (L.P.)*. Τα πετρώματα που έχουν υποστεί αυτή τη μεταμόρφωση χαρακτηρίζονται από τον ανδαλουσίτη, που είναι ορυκτό ασταθές, όταν η πίεση ξεπερνάει τα 5 Kbar. Αυτός ο τύπος μεταμόρφωσης σε φυσικές συνθήκες πραγματοποιείται όταν η θερμοκρασία ανυψώνεται και τούτο συμβαίνει σε περιοχές που η γεωθερμική βαθμίδα είναι μεγαλύτερη από 25° C/Km. Σε αυτή την περίπτωση μιλάμε για "θερμική μεταμόρφωση" ή καλύτερα για μεταμόρφωση "χαμηλής πίεσης - υψηλής θερμοκρασίας" (LP-HT). Η αναγκαία θερμοκρασία μεταφέρεται από απλή θερμική αγωγιμότητα αλλά πιο συχνά έχει σχέση με τη μετανάστευση των μαγμάτων και των ρευστών. Έτσι τα μεταμορφωμένα πετρώματα αυτού του τύπου σχετίζονται με γρανιτικές ή γρανοδιοριτικές εμφανίσεις,

- *Η μεταμόρφωση υψηλής πίεσης (H.P.)*. Ονομάζεται και μεταμόρφωση των φάσεων των κυανοσχιστολίθων. Τα πετρώματα που έχουν υποστεί αυτή τη μεταμόρφωση χαρακτηρίζονται από το γλαυκοφανή και τον ιαδεΐτη. Τα ορυκτά αυτά είναι ασταθή όταν η θερμοκρασία ανυψώνεται πάνω από 100°-300° C σε συνάρτηση με την πίεση. Η μεταμόρφωση υψηλής πίεσης είναι λοιπόν μια μεταμόρφωση χαμηλής θερμοκρασίας και την ονομάζουμε "μεταμόρφωση υψηλής πίεσης - χαμηλής θερμοκρασίας" (HP-LT). Σε φυσικές συνθήκες πραγματοποιείται μόνο όταν η γεωθερμική βαθμίδα είναι μικρή, της τάξεως των 10° C/Km. Οι προηγούμενοι δύο τύποι της μεταμόρφωσης πραγματοποιούνται σε περιοχές που χωρίζονται ευκρινώς μεταξύ τους μέσα στο πεδίο που καθορίζεται από τις θερμοκρασίες και τις πιέσεις.

- *Η ενδιάμεση μεταμόρφωση*. Η μεταμόρφωση

αυτή χαρακτηρίζεται από το δισθενή ή κυανίτη και από την απουσία ορυκτών HP-LT. Η μεταμόρφωση αυτού του τύπου πραγματοποιείται όταν η γεωθερμική βαθμίδα είναι περίπου 25° C/Km και λαμβάνει χώρα στις ενδιάμεσες περιοχές των δύο προαναφερομένων περιπτώσεων.

Δεν είναι δυνατόν να μετρήσουμε την πίεση και τη θερμοκρασία στις διάφορες περιοχές στη ζώνη σύγκλισης των πλακών. Η πειραματική πετρολογία μας δίνει τα αποτελέσματα για τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας που πρέπει να υπάρχουν για να πραγματοποιηθεί ένας από τους παραπάνω τύπους της μεταμόρφωσης. Γίνεται μια προσπάθεια με διάφορα πρότυπα της μετάθεσης των αποτελεσμάτων της πειραματικής πετρολογίας για να εξηγηθούν τα φυσικά φαινόμενα, αλλά αυτό οπωσδήποτε παραμένει υποθετικό και δεν πρέπει να το λαμβάνουμε αυστηρά υπόψη μας, όπως όλα τα πειραματικά δεδομένα στη γεωλογία. Έτσι καθορίζουμε μέσα στην ζώνη σύγκλισης τα πεδία σταθερότητας της θερμοκρασίας και της πίεσης (Εικ. 6.46), ορίζοντας περιοχές στην βυθιζόμενη και εφιππεύουσα πλάκα, όπου οφείλεται να παράγεται ένας συγκεκριμένος τύπος μεταμόρφωσης (Εικ. 6.47).



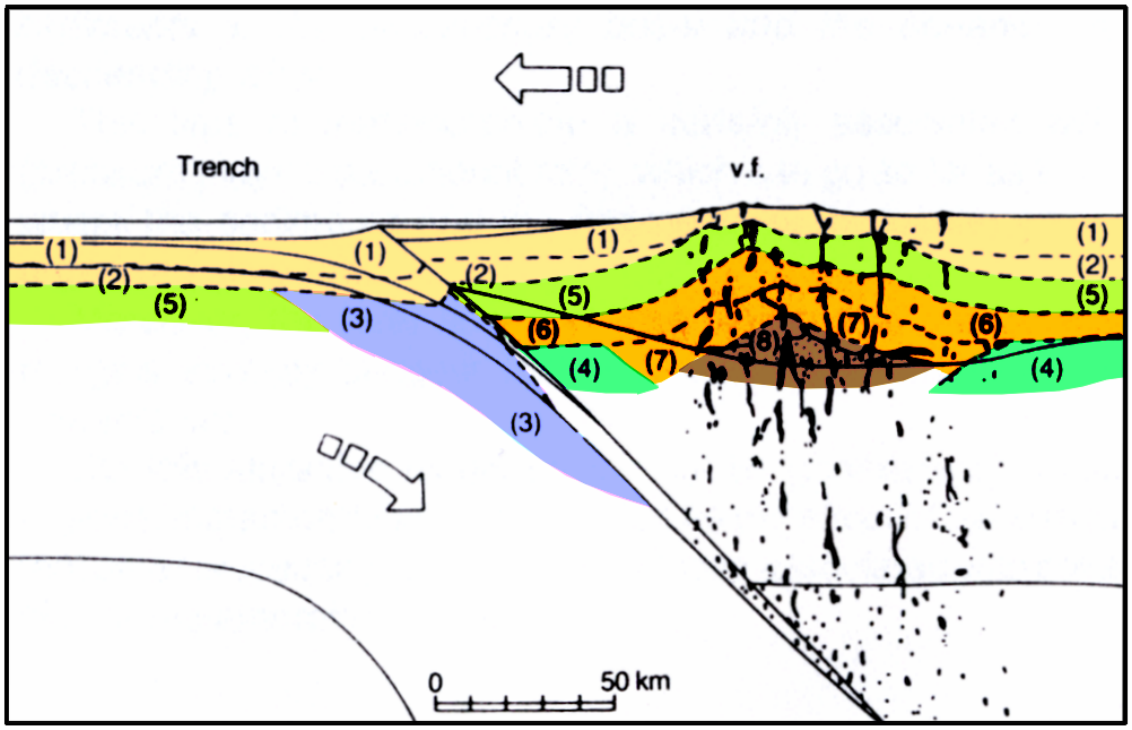
Εικόνα 6.46 *Κατανομή των μεταμορφικών φάσεων σε σχέση με την πίεση και τη θερμοκρασία. Η καμπύλη Α αποτελεί την τυπική γωθερμική βαθμίδα γύρω από ένα διεισδύον πυριγενές πέτρωμα που προκαλεί μεταμόρφωση επαφής. Η καμπύλη Β αντιπροσωπεύει την τυπική ηπειρωτική γεωθερμική βαθμίδα. Η καμπύλη C αντιπροσωπεύει τη γεωθερμική βαθμίδα στις ζώνες υποβύθισης.*

Η θέση της περιοχής που έχουμε μεταμόρφωση υψηλής πίεσης - χαμηλής θερμοκρασίας (φάσεις κυανοσχιστολίθων), τοποθετείται μέσα στη ζώνη βύθισης και σε ένα βάθος 50 ή και περισσοτέρων χιλιομέτρων, ώστε να υφίστανται ισχυρές πιέσεις, αναγκαίες για αυτό τον τύπο της μεταμόρφωσης. Τα πετρώματα που προσβάλλονται από αυτόν τον τύπο της μεταμόρφωσης ανήκουν είτε στον ωκεάνιο φλοιό της βυθιζόμενης πλάκας, είτε στο βαθύτερο τμήμα του πρίσματος συσσώρευσης (ωκεάνια ιζήματα και τουβιδίτες παραμορφωμένα και εμπλουτισμένα από λέπη και τεκτονικές σφήνες πρασινοπετρωμάτων). Σύμφωνα με το πρότυπο της Εικόνας 6.47 για να εμφανιστούν αυτά τα πετρώματα στην επιφάνεια, από όπου και τα παρατηρούμε, πρέπει μετά την μεταμόρφωση να λάβουν χώρα σημαντικές τεκτονικές κινήσεις. Όπως έχουμε προαναφέρει η επιβράδυνση ή το σταμάτημα του φαινομένου της βύθισης, προκαλεί ανυψώσεις της περιοχής για να αποκατασταθεί η ισοστατική ισορροπία, οι οποίες όμως όσο και να είναι μεγάλες δεν μπορούν να φέρουν στην επιφάνεια τα μεταμορφωμένα πετρώματα (διότι πρέπει να είναι μεγαλύτερες από 15 km). Κανονικά οι κυανοσχιστόλιθοι θα έπρεπε να μην παρατηρούνται πάνω στα ενεργά περιθώρια ή τα νησιωτικά τόξα. Βέβαια στο πρότυπο της εικόνας 6.47 δεν έχει ληφθεί υπόψη η πίεση που προκαλείται από τις τεκτονικές τάσεις και όπως θα δούμε στα επόμενα κεφάλαια η μεταμόρφωση των κυανοσχιστολίθων μπορεί να συμβεί σε μικρότερα βάθη.

Η θέση της περιοχής που έχουμε μεταμόρφωση υψηλής θερμοκρασίας (HT, φάσεις πρασινοσχιστολίθων και αμφιβολιτών), βρίσκεται μέσα στο φλοιό του ηφαιστειακού τόξου, σε ένα βάθος περί τα 10 km ή και βαθύτερα (Εικ. 6.47). Όπως και στην περίπτωση της μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης, για να εμφανιστούν τα μεταμορφωμένα πετρώματα αυτού του τύπου στην επιφάνεια, πρέπει να λάβουν χώρα σημαντικές κατακόρυφες κινήσεις και μια μεγάλη διάβρωση του επιφανειακού φλοιού. Συνεπώς μια διάβρωση τέτοιου εύρους (10 km ή και περισσότερο) δύσκολα εξηγείται μόνο από την ανύψωση του ηφαιστειακού τόξου κατά τη διάρκεια της βύθισης.

Στις δύο προαναφερόμενες περιπτώσεις, η σύγκλιση των πλακών εξηγεί τους τύπους της μεταμόρφωσης, αλλά δεν εξηγεί την εμφάνιση τους στην επιφάνεια η οποία πρέπει αναγκαστικά να πραγματοποιείται σε ένα στάδιο μεταγενέστερο από αυτό των ενεργών περιθωρίων και τόξων.

Η θέση της περιοχής που έχουμε ενδιάμεση μεταμόρφωση δεν καθορίζεται με βεβαιότητα μέσα στην εφιππεύουσα πλάκα. Η φύση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων αυτού του τύπου (φλύσχης και προασινοπετρώματα) δείχνει πάντως ότι η θέση της περιοχής συγχέεται μάλλον με εκείνη της μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης (HP), παρά με εκείνη της μεταμόρφωσης υψηλής θερμοκρασίας (HT). Δεχόμαστε ένα βάθος σχηματισμού μικρότερο από εκείνο που πραγματοποιείται μεταμόρφωση υψηλής πίεσης και μια βυθιζόμενη πλάκα σχετικά πρόσφα-



Εικόνα 6.47 *Ένα μοντέλο όπου παρουσιάζεται η πιθανή κατανομή των μεταμορφικών φάσεων σε μια ζώνη σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών (σε σύγκριση με Εικ. 6.42Β). 1: ζεολιθική φάση, 2: πρενιτο-πουμπελυϊτική φάση, 3: κυανοσχιστολιθική φάση, 4: εκλογιτική φάση, 5: πρασινοσχιστολιθική φάση, 6 και 7: αμφιβολιτική φάση, 8: γρανουλιτική φάση.*

της ηλικίας, ώστε ο νεοσχηματισμένος ωκεάνιος φλοιός να μην έχει ακόμα ψυχθεί εντελώς για να μας δώσει τη σχετικά ανυψωμένη αναγκαία θερμοκρασία.

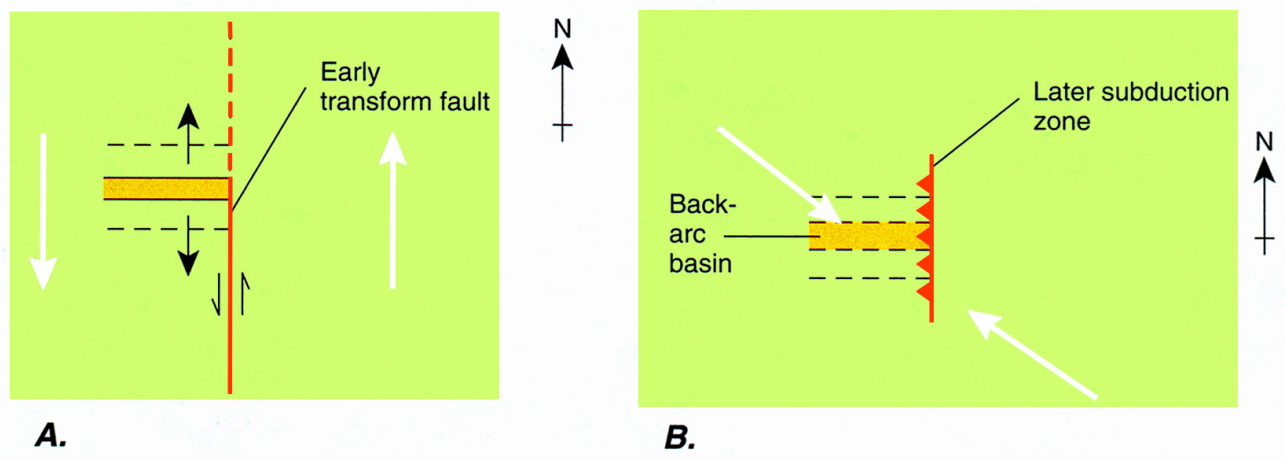
Ολοκληρώνοντας βλέπουμε ότι μια μεταμόρφωση υψηλής πίεσης - χαμηλής θερμοκρασίας (HP-LT) πραγματοποιείται πιθανόν μέσα στη ζώνη της βύθισης αρχικά σε ένα βάθος 15 km περίπου, ίσως και πιο κοντά στην επιφάνεια, μεταμορφώνοντας τα παραμορφωμένα ιζήματα του πρίσματος παραμόρφωσης και τον ωκεάνιο φλοιό (οφιόλιθοι) της βυθιζόμενης πλάκας. Αυτός ο τύπος της μεταμόρφωσης σχετίζεται με μια έντονη παραμόρφωση (όπου ο ρόλος της πίεσης είναι ο πρωταρχικός), η οποία μπορεί να φτάσει μέχρι το σχηματισμό των τεκτονικών melanges, όπου τα ιζήματα και τα κομμάτια του ωκεάνιου φλοιού δεν παρουσιάζουν καμία συγκεκριμένη δομή.

Η μεταμόρφωση υψηλής θερμοκρασίας - χαμηλής πίεσης (HT-LP) πραγματοποιείται κάτω από τη ηφαιστειακό τόξο, που το χαρακτηρίζει η θερμική ροή και ο μαγματισμός.

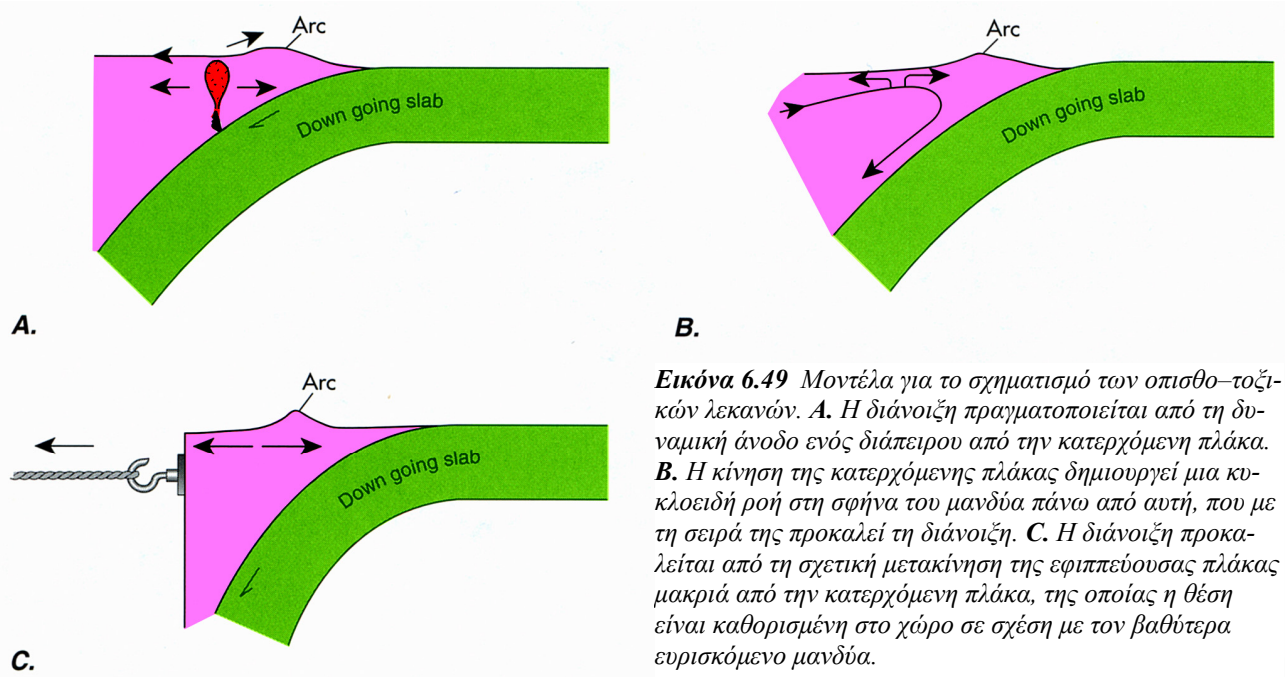
Κάθε φορά που συναντάμε μεταμορφωμένα πετρώματα δε θα πρέπει απαραίτητα να τα εξηγούμε με το πρότυπο που προαναφέραμε, δηλαδή να τα θεωρούμε ότι είναι αποτέλεσμα μιας παλαιοβύθισης (paleosubduction), γιατί είναι πολύ πιθανόν να οφείλονται σε άλλες διαδικασίες και ιδιαίτερα να σχετίζονται με το φαινόμενο της σύγκρουσης που μπορεί να μας δώσει παρόμοια αποτελέσματα σε ότι αφορά τη μεταμόρφωση (βλπ. Κεφ. 7).

Μοντέλα για τις Λεκάνες των Οπισθο-τόξων

Κατά καιρούς, έχουν προταθεί αρκετά μοντέλα για την προέλευση των οπισθο-τοξικών λεκανών. Ορισμένες λεκάνες μπορεί να προέρχονται από την παγίδευση προϋπάρχοντος ωκεάνιου φλοιού, όπως π.χ. συμβαίνει όταν μια μεταβολή στην κινηματική των πλακών έχει ως αποτέλεσμα μια ωκεάνια υποβύθιση να αναπτύσσεται σε μια προϋπάρχουσα ρηξιγενή ζώνη. Στην Εικόνα 6.48 φαίνεται πως μια αλλαγή στην κίνηση των πλακών μπορεί να μετατρέψει ένα ρήγμα μετασχηματισμού (Εικ. 6.48Α), σε ζώνη υποβύθισης, παγιδεύοντας παλαιό ωκεάνιο φλοιό πίσω από το τόξο (Εικ. 6.48Β). Στην περιοχή του Ειρηνικού, οι ανενεργές οπισθο-τοξικές λεκάνες με κανονική θερμική ροή, όπως οι λεκάνες των Αλεούτιων νήσων και των Δυτικών Φιλιππίνων (βλπ. Εικ. 6.23), μπορεί να έχουν σχηματισθεί με αυτό τον τρόπο. Προφανώς, η ρηξιγενής ζώνη της επώθησης σχηματίζεται από νεότερη, μικρότερης πυκνότητας, λιθόσφαιρα, η οποία κινείται πάνω



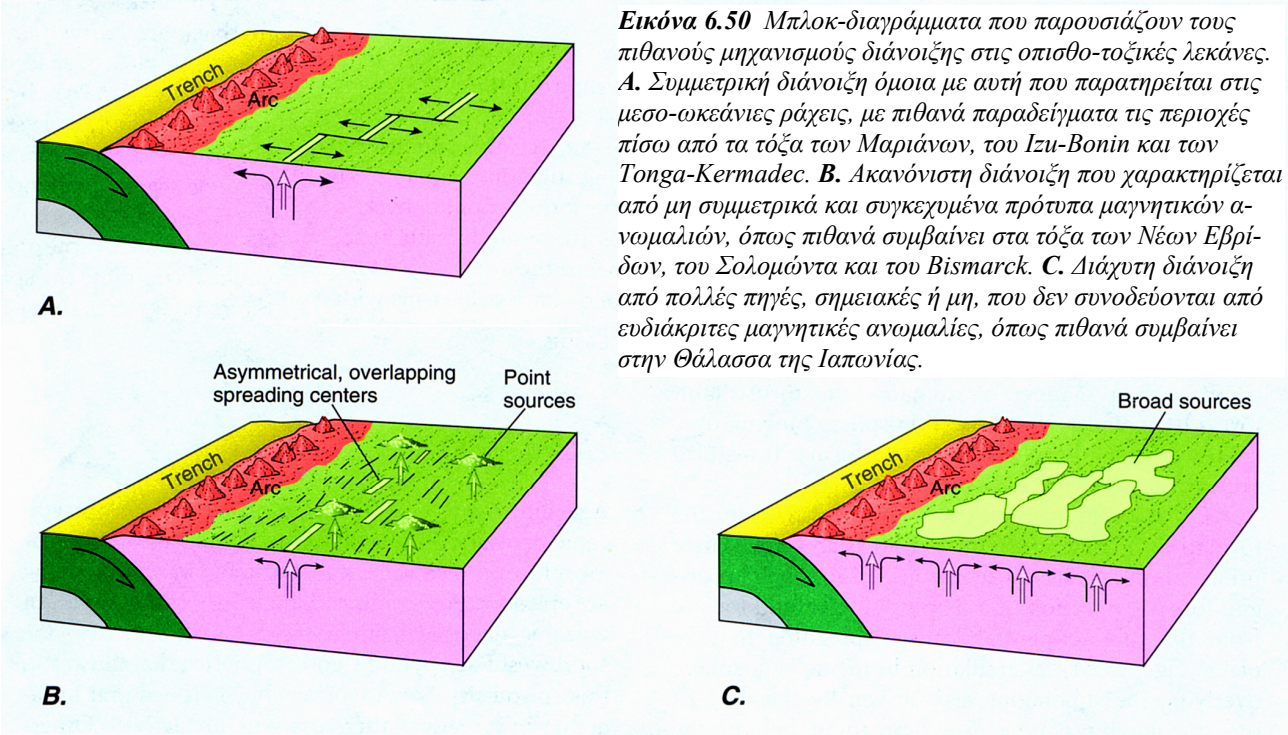
Εικόνα 6.48 *Ένα μοντέλο για το σχηματισμό μιας περιθωριακής λεκάνης από την παγίδευση ωκεάνιου φλοιού λόγω της αλλαγής στη σχετική κίνηση των πλακών.* ***Α.*** *Διατομή ράχης και ρήγματος μετασχηματισμού με σχετική κίνηση στη διεύθυνση Β-Ν.* ***Β.*** *μετατροπή του ρήγματος μετασχηματισμού σε ζώνη υποβύθισης μετά την αλλαγή της σχετικής κίνησης των πλακών στη διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Οι διακεκομμένες γραμμές αντιπροσωπεύουν τις μαγνητικές ανωμαλίες εκατέρωθεν του, ανενεργού πια, κέντρου διάνοιξης.*



Εικόνα 6.49 *Μοντέλα για το σχηματισμό των οπισθο–τοξικών λεκανών.* ***Α.*** *Η διάνοιξη πραγματοποιείται από τη δυναμική άνοδο ενός διάπειρου από την κατερχόμενη πλάκα.* ***Β.*** *Η κίνηση της κατερχόμενης πλάκας δημιουργεί μια κυκλοειδή ροή στη σφήνα του μανδύα πάνω από αυτή, που με τη σειρά της προκαλεί τη διάνοιξη.* ***C.*** *Η διάνοιξη προκαλείται από τη σχετική μετακίνηση της εφιππεύουσας πλάκας μακριά από την κατερχόμενη πλάκα, της οποίας η θέση είναι καθορισμένη στο χώρο σε σχέση με τον βαθύτερα ευρισκόμενο μανδύα.*

από ψυχρότερη και πιο πυκνή λιθόσφαιρα, κατά μήκος του πρώην ρήγματος μετασχηματισμού.

Άλλες λεκάνες του οπισθο-τόξου οφείλουν την ύπαρξή τους στο σχηματισμό νέου φλοιού πίσω από ένα νησιωτικό τόξο. Τρία κύρια μοντέλα έχουν προταθεί για την προέλευση αυτού του τύπου των λεκανών. i) μια δυναμική διείσδυση και άνοδος ενός διάπειρου πίσω από το τόξο (με προέλευση την κατερχόμενη πλάκα), που αποτελεί την αιτία για την εκδήλωση της διάνοιξης (Εικ. 6.49Α), ii) μια κυκλική ροή στο τμήμα της ασθενόσφαιρας που υπέρκειται της υποβυθιζόμενης πλάκας και η οποία προκαλείται από την έλξη της κατερχόμενης πλάκας, προξενώντας διάνοιξη πίσω από το νησιωτικό τόξο (Εικ. 6.49Β) και iii) η οπισθοχώρηση της επωθούμενης πλάκας, λόγω της κίνησης των πλακών σε πλανητικό επίπεδο, που προξενεί διάνοιξη πίσω από το τόξο (Εικ. 6.49C). Η γεωμετρία της κυκλοειδούς ροής πάνω από την κατερχόμενη πλάκα και το αν αυτή μπορεί να ερμηνεύσει, τόσο το μαγματισμό των νησιωτικών τόξων, όσο και την οπισθο-τοξική διάνοιξη, αποτελούν γεωτεκτονικά



Εικόνα 6.50 *Μπλοκ-διαγράμματα που παρουσιάζουν τους πιθανούς μηχανισμούς διάνοιξης στις οπισθο-τοξικές λεκάνες.* ***A.*** *Συμμετρική διάνοιξη όμοια με αυτή που παρατηρείται στις μεσο-ωκεάνιες ράχεις, με πιθανά παραδείγματα τις περιοχές πίσω από τα τόξα των Μαριάνων, του Izu-Bonin και των Tonga-Kermadec.* ***B.*** *Ακανόνιστη διάνοιξη που χαρακτηρίζεται από μη συμμετρικά και συγκεχυμένα πρότυπα μαγνητικών ανωμαλιών, όπως πιθανά συμβαίνει στα τόξα των Νέων Εβρίδων, του Σολομώντα και του Bismarck.* ***C.*** *Διάχυτη διάνοιξη από πολλές πηγές, σημειακές ή μη, που δεν συνοδεύονται από ευδιάκριτες μαγνητικές ανωμαλίες, όπως πιθανά συμβαίνει στην Θάλασσα της Ιαπωνίας.*

θέματα που δεν έχουν ακόμα διασαφηνισθεί.

Η απουσία ξεκάθαρων μαγνητικών ανωμαλιών στη διάνοιξη των οπισθο-τοξικών λεκανών, μπορεί να ερμηνευθεί, εν μέρει, από: i) ένα σημαντικό αριθμό ρηγμάτων, σε κοντινές αποστάσεις μεταξύ τους, που μεταθέτουν το κέντρο διάνοιξης (Εικ. 6.50A), ii) μια μη συμμετρική ή ακανόνιστη διάνοιξη, που περιλαμβάνει μικρές επικαλυπτόμενες ράχεις (Εικ. 6.50B), iii) μια διάχυτη διάνοιξη σε μια ομογενώς εκτεινόμενη περιοχή, χωρίς συγκεκριμένο άξονα (Εικ. 6.50C) και iv) έναν πολύπλοκο συνδυασμό τέτοιου τύπου μαγματικών και τεκτονικών διαδικασιών. Το φαινόμενο της οπισθο-τοξικής διάνοιξης μπορεί να ερμηνεύσει και τη διάσπαση ενός νησιωτικού τόξου και τον επακόλουθο σχηματισμό των υπολειμματικών τόξων, που πολλές φορές εντοπίζονται στις παρυφές των οπισθο-τοξικών λεκανών.

Η Επεισοδικότητα των Αναλισκόμενων Περιθωρίων

Τα χρονολογικά δεδομένα από τα μεταμορφωμένα πετρώματα, τις ηφαιστειακές αποθέσεις των τόξων και τις οπισθο-τοξικές λεκάνες υποστηρίζουν ότι η μεταμόρφωση, η ηφαιστειότητα και η οπισθο-τοξική διάνοιξη έχουν ένα επεισοδιακό και όχι συνεχή χαρακτήρα. Ορισμένοι ερευνητές δέχονται ότι η διάνοιξη στις οπισθο-τοξικές λεκάνες εναλλάσσεται με τη δραστηριότητα στο ηφαιστειακό τόξο. Άλλοι πάλι υποστηρίζουν ακριβώς το αντίθετο, δηλαδή ότι οι περίοδοι της μέγιστης ηφαιστειακής δραστηριότητας ταυτίζονται με τις περιόδους της οπισθο-τοξικής διάνοιξης. Οι διαφορές αυτές φαίνεται ότι προκύπτουν από τα διαφορετικά δεδομένα που έχουν χρησιμοποιηθεί κατά περίπτωση.

Οι ενδείξεις αυτές για τον επεισοδιακό χαρακτήρα της τεκτονικής, μαγματικής και μεταμορφικής δραστηριότητας, φαίνεται ότι έρχονται σε αντίθεση με την σε παγκόσμιο επίπεδο συνεχή διάνοιξη του ωκεάνιου πυθμένα. Βέβαια, και η διάνοιξη αυτή παρουσιάζει κάποιες διακυμάνσεις, χωρίς όμως αυτές κατά το Τριτογενές, να είναι τόσο μεγάλες όσο οι μεταβολές στην ηφαιστειακή δραστηριότητα την ίδια περίοδο. Πιθανά η ηφαιστειακή δραστηριότητα να είναι ένας πιο ευαίσθητος δείκτης της παγκόσμιας τεκτονικής δραστηριότητας, σε σχέση με την ωκεανική διάνοιξη.