



ΚΕΦΑΛΑΙΟ

# 3

## Εισαγωγή στην Τεκτονική των Λιθοσφαιρικών Πλακών

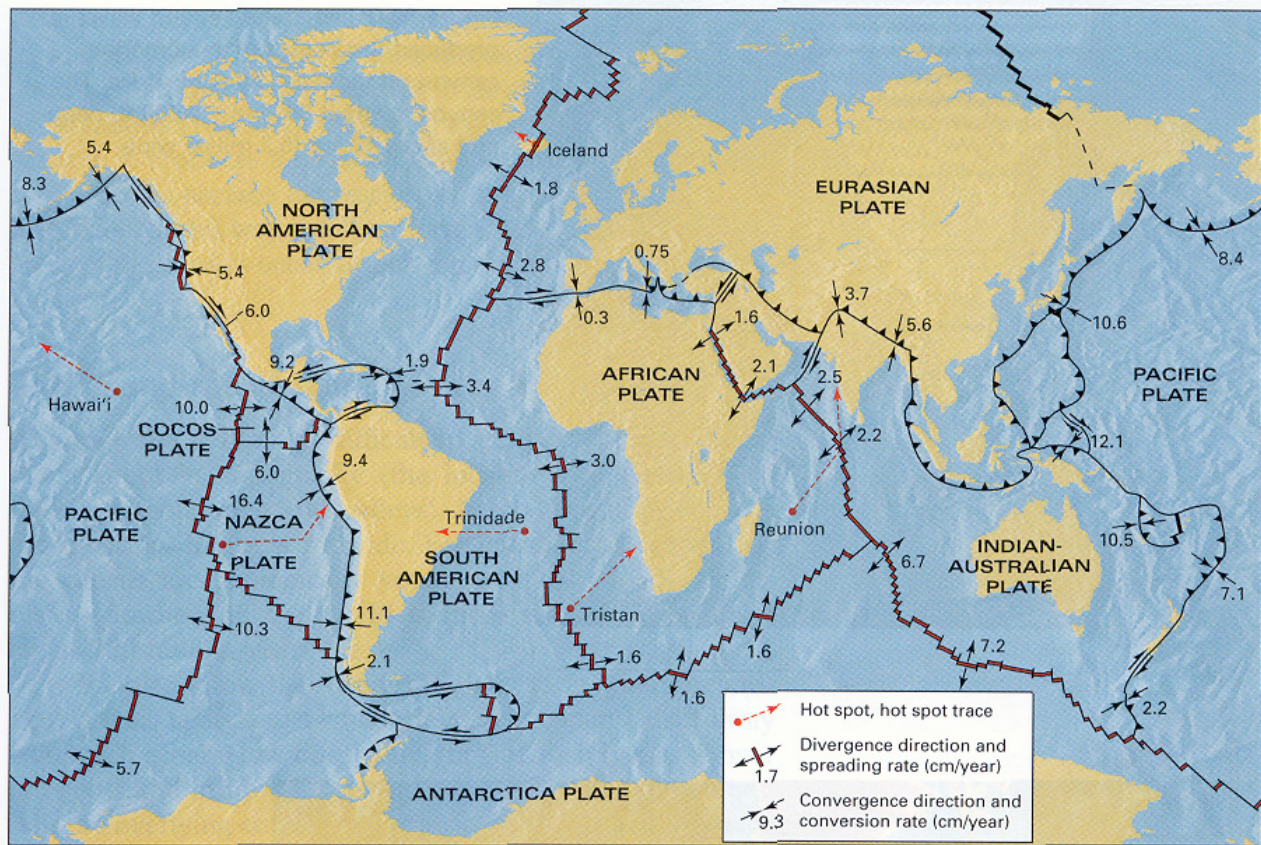
### 3.1 Εισαγωγή

Στα προηγούμενα κεφάλαια αναφέρθηκαν τα βασικά στοιχεία της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών. Στο κεφάλαιο αυτό θα περιγραφεί η γεωμετρία και κινηματική της τεκτονικής των πλακών με περισσότερες λεπτομέρειες, δηλαδή η σχετική κίνηση δύο ή περισσότερων πλακών στην επιφάνεια της Γης, που αποτελεί μια σφαίρα. Θα δοθούν ορισμένα στοιχεία για την πιθανότητα υπολογισμού της απόλυτης κίνησης των πλακών, καθώς και για τον τρόπο υπολογισμού της κίνησης των πλακών στη διάρκεια της γεωλογικής εξέλιξης της Γης. Ολοκληρώνοντας το κεφάλαιο αυτό θα παρουσιασθούν τα πιο πρόσφατα μοντέλα για τα αίτια της κίνησης των πλακών και για τις δυνάμεις που υπεισέρχονται στην κινηματική τους.

Στην Εικόνα 3.1 παρουσιάζονται οι επτά κύριες και οι πέντε μικτότερες πλάκες της Γης, καθώς και οι σχετικές κινήσεις μεταξύ τους, όπως αυτές καταγράφονται σήμερα. Οι περισσότερες ενδείξεις και τα περισσότερα στοιχεία που υποστηρίζουν τα μοντέλα της κίνησης των πλακών, προέρχονται από γεωφυσικά δεδομένα. Τα πρότυπα των μαγνητικών ανωμαλιών κατά μήκος των μεσοωκεάνιων ράχε-

ων, είναι συμμετρικά, οδηγώντας στο συμπέρασμα ότι και η διάνοιξη στα αποκλίνοντα περιθώρια είναι, επίσης, συμμετρική. Οι εστίες των σεισμών συγκεντρώνονται στα περιθώρια των πλακών, όπου εκδηλώνεται και η κίνηση μεταξύ τους. Οι μελέτη των μηχανισμών γένεσης προσδιορίζει τον προσανατολισμό των ρηγμάτων, παράλληλα με τα οποία γίνεται η κίνηση, καθώς και τη φορά της σχετικής αυτής κίνησης. Η υψηλή θερμική ροή στα αποκλίνοντα περιθώρια και η χαμηλή θερμική ροή στα συγκλίνοντα (καταναλισκόμενα), περιθώρια, αντανακλά τα ανοδικά και καθοδικά θερμικά ρεύματα και τη ροή της ύλης στο μανδύα.

Στην περίπτωση που η κίνηση κάθε μίας πλάκας αντιπροσωπεύεται από την κίνηση ενός άκαμπτου σώματος, δηλαδή όταν δεν υπάρχει παραμόρφωση στο εσωτερικό της, τότε όλα τα επακόλουθα της αλληλεπίδρασης μεταξύ τους και άρα και η παραμόρφωση, περιορίζονται κατά μήκος των περιθωρίων τους. Αυτό το μοντέλο κινηματικής, αποτελεί μια καλή πρώτη προσέγγιση, για τις κινήσεις των περισσότερων τεκτονικών πλακών, στη μεγάλη κλίμακα παρατήρησης. Σημειώνεται ότι οι γειτονικές περιοχές στα όρια των πλακών δεν συμπεριφέρονται ως άκαμπτα σώματα, γεγονός



**Εικόνα 3.1** Οι επτά κύριες και οι πέντε μικτότερες πλάκες της Γης, καθώς και οι σχετικές κινήσεις μεταξύ τους, όπως αυτές καταγράφονται σήμερα στους διάφορους τύπους περιθωρίων (αποκλίνοντα, συγκλίνοντα και οριζόντιας ολίσθησης).

που αποδεικνύεται από την εκτεταμένη ρηγμάτωση και πύκωση στις περιοχές αυτές, που καταγράφει την παραμόρφωση από την αλληλεπίδραση των δύο πλακών

### 3.2 Σχετική Κίνηση Δύο Πλακών σε ένα Σφαιρικό Σώμα

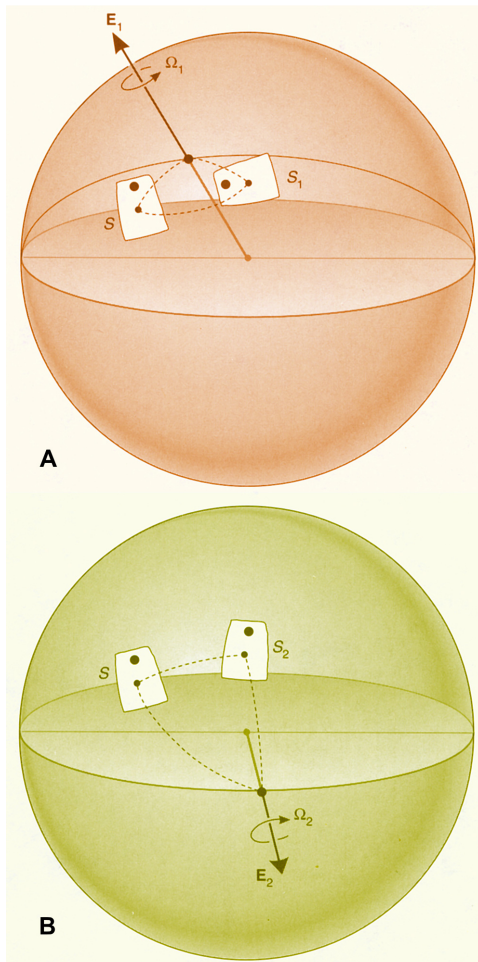
Θεωρώντας ότι οι πλάκες (ή τα κελύφη), μιας σφαίρας κινούνται ως άκαμπτα σώματα, είναι δυνατόν να εφαρμοσθεί ένα θεώρημα από τις αρχές της γεωμετρίας της σφαίρας, που εφαρμόστηκε από τον Ελβετό μαθηματικό Euler το 1776 και το οποίο μπορεί να περιγράψει τη σχετική κίνησή τους. Το θεώρημα λέει ότι οποιαδήποτε κίνηση μιας σφαιρικής πλάκας, πάνω σε μία σφαιρική επιφάνεια, από ένα σημείο σε ένα άλλο, μπορεί να περιγραφεί από έναν άξονα περιστροφής  $E$ , που διέρχεται από το κέντρο της σφαίρας και μια γωνία περιστροφής  $\Omega$ .

Για παράδειγμα, στο σχήμα της Εικόνας 3.2Α, η κίνηση από τη αρχική θέση  $S$  στην τελική  $S_1$ , περιγράφεται από τον άξονα περιστροφής  $E_1$  και τη γωνία περιστροφής  $\Omega_1$ . Αντίθετα, ένας άλλος άξο-

νας  $E_2$  και μια άλλη γωνία περιστροφής  $\Omega_2$ , θα οδηγήσουν από την αρχική θέση  $S$  σε μια άλλη τελική θέση  $S_2$  (Εικ. 3.2Β). Η διατομή του άξονα περιστροφής με την επιφάνεια της σφαίρας, αντιπροσωπεύεται από ένα σημείο που ονομάζεται πόλος Euler και το οποίο μπορεί να καθορισθεί απόλυτα από γεωγραφικές συντεταγμένες (γεωγραφικό πλάτος  $\lambda$  και μήκος  $\varphi$ ). Θεωρώντας ότι ο άξονας έχει το μοναδιαίο μήκος, τότε περιγράφεται απόλυτα από τον πόλο Euler. Συνονομίζοντας, λοιπόν, μια περιστροφή (ROT) μιας πλάκας  $A$ , περιγράφεται από τη σχέση  $ROT_A = (E_A, \Omega_A)$ , ή, πιο συγκεκριμένα, από τη σχέση:

$$ROT_A = (\lambda_A, \varphi_A, \Omega_A) \quad (3.1)$$

Η σχετική κίνηση ανάμεσα σε δύο πλάκες, συμβολίζεται ως  ${}_A ROT_B$ , όπου  $A$  η θεωρούμενη ως πλάκα αναφοράς (θεωρείται ως σταθερή πλάκα, δηλαδή με σταθερά  $\lambda$  και  $\varphi$ ) και  $B$  η πλάκα της οποίας περιγράφεται η κίνηση, δηλαδή η περιστροφή της από αυτές τις σταθερές συντεταγμένες. Η ίδια γεωμετρία μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την περιγραφή της στιγμιαίας κίνησης (instantaneous motion), της πλάκας  $B$  σε σχέση με την  $A$ , αναφορικά με το ά-



**Εικόνα 3.2** Κίνηση μιας μικρής πλάκας σε μία σφαιρική επιφάνεια. **A.** Η πλάκα μετακινείται από τη θέση  $S$  στη θέση  $S_1$ , μεταβάλλοντας τον προσανατολισμό της. Η κίνηση γίνεται με περιστροφή  $\Omega_1$  μοίρες γύρω από τον πόλο Euler  $E_1$ . Το ίχνος περιστροφής οποιουδήποτε σημείου αντιπροσωπεύει ένα μικρό κύκλο γύρω από τον πόλο. **B.** Η πλάκα μετακινείται σε μια αντίστοιχη θέση  $S_2$ , αλλά με διαφορετικό προσανατολισμό. Η περιστροφή τώρα είναι  $\Omega_2$  μοίρες γύρω από ένα διαφορετικό πόλο Euler  $E_2$ .

νυσμα της σχετικής γωνιακής ταχύτητας  ${}^A\omega_B$ . Το άνυσμα της γωνιακής ταχύτητας είναι παράλληλο στον πόλο Euler  ${}^A E_B = ({}^A\lambda_B, {}^A\phi_B)$  και ο ρυθμός περιστροφής γύρω από τον πόλο Euler είναι  ${}^A\omega_B$ , μετρημένος σε μονάδες γωνίας στη μονάδα του χρόνου (συνήθως σε μοίρες ή βαθμούς ανά έτος ή εκ. έτη, Εικ. 3.3). Άρα το άνυσμα της σχετικής γωνιακής ταχύτητας περιγράφεται από την εξίσωση:

$${}^A\omega_B = ({}^A\lambda_B, {}^A\phi_B, {}^A\omega_B) \quad (3.2)$$

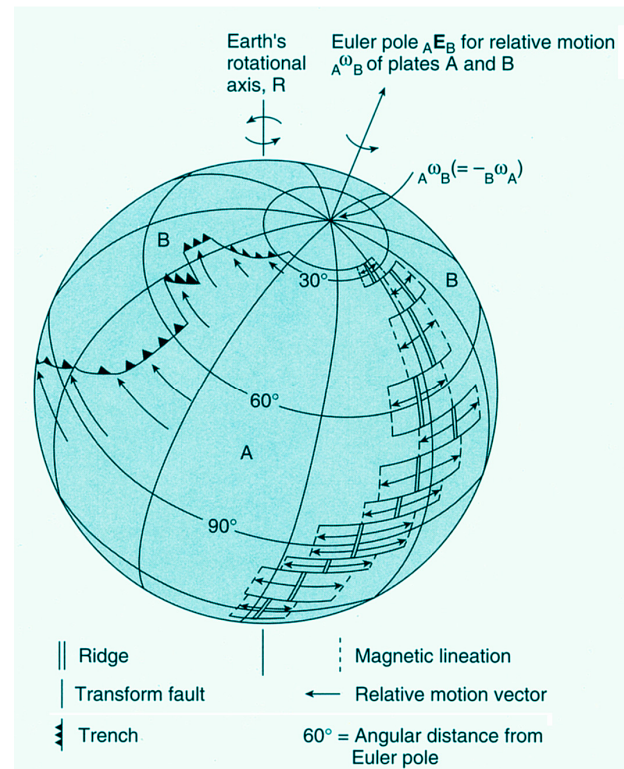
όπου το  ${}^A\omega_B$  αντιπροσωπεύει το μέγεθος του άνυσματος  ${}^A\omega_B$ . Το άνυσμα  ${}^A\omega_B$  πρέπει να είναι ίσο σε μέγεθος, αλλά αντίθετης φοράς, με το άνυσμα  ${}^B\omega_A$ , δηλαδή:

$${}^A\omega_B = -{}^B\omega_A \quad (3.3)$$

Η σχετική γωνιακή ταχύτητα ανάμεσα σε δύο πλάκες είναι η ίδια κατά μήκος όλου του κοινού τους ορίου. Η σχετική γραμμική ταχύτητα ανάμεσα στις πλάκες μετριέται ως απόσταση στη μονάδα του χρόνου και διαφέρει κατά μήκος του κοινού τους ορίου, σύμφωνα με τη σχέση:

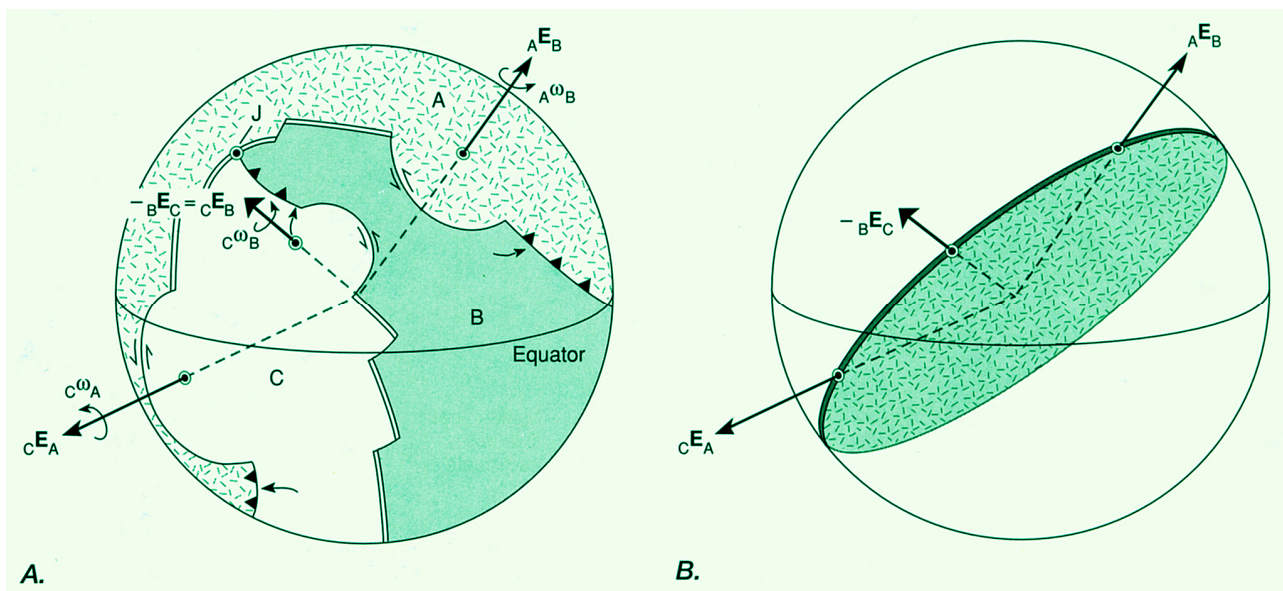
$${}^A V_B = R \sin \theta {}^A\omega_B \quad (3.4)$$

όπου  ${}^A V_B$  είναι η σχετική γραμμική ταχύτητα σε δεδομένο σημείο ενός ορίου,  $R$  η ακτίνα της σφαίρας,  $\theta$  η γωνία ανάμεσα στον πόλο Euler και το σημείο του περιθωρίου και  ${}^A\omega_B$  η σχετική γωνιακή ταχύτητα των δύο πλακών (Εικ. 3.3). Το μέγιστο της σχετικής γραμμικής ταχύτητας δίνεται όταν για δεδομένο σημείο η  $\theta = 90^\circ$  από τον πόλο Euler και μηδενίζεται όταν ταυτίζεται με αυτόν, δηλαδή  $\theta = 0^\circ$ . Για τη γήινη σφαίρα, η εξίσωση αυτή γίνεται:



**Εικόνα 3.3** Η σχετική κίνηση της πλάκας  $B$  ως προς την  $A$  γύρω από ένα πόλο Euler. Οι γραμμικές ταχύτητες κατά μήκος του αποκλίνοντος και συγκλίνοντος περιθωρίου μεταβάλλονται σύμφωνα με τη γωνιακή απόσταση από τον πόλο Euler. Σημειώνεται ότι ο πόλος σχετικής περιστροφής  ${}^A E_B$  ανάμεσα στις δύο πλάκες, δεν αντιστοιχεί στον πόλο περιστροφής της Γης.

$$\begin{aligned} V [\text{mm/year}] &= V [\text{km/Ma}] \\ &= 6380 [\text{km/radian}] \sin \theta \omega [\text{radians/Ma}] \\ &= 111 [\text{km/degree}] \sin \theta \omega [\text{degrees/Ma}] \end{aligned} \quad (3.5)$$



**Εικόνα 3.4** Σφαίρα με τρεις πλάκες  $A$ ,  $B$  και  $C$ . **A.** Παρουσιάζονται τα όρια των πλακών, οι πόλοι περιστροφής  ${}_A\mathbf{E}_B$ ,  ${}_B\mathbf{E}_C = {}_C\mathbf{E}_B$  και  ${}_C\mathbf{E}_A$  και οι γωνιακές ταχύτητες  ${}_A\boldsymbol{\omega}_B$ ,  ${}_B\boldsymbol{\omega}_C$  και  ${}_C\boldsymbol{\omega}_A$ . **B.** Στο διάγραμμα αυτό φαίνεται ότι οι τρεις πόλοι περιστροφής είναι ομοεπίπεδοι.

Ο προσανατολισμός των ορίων των πλακών, σε σχέση με τη σχετική ταχύτητα, αλλά και τη θέση του πόλου Euler, εξαρτάται, εν μέρει, από τον τύπο των ορίων. Τα ρήγματα μετασχηματισμού συνήθως είναι τμήματα μικρών κύκλων, συμμετρικών γύρω από τον πόλο Euler και ως εκ τούτου είναι παράλληλα με τα ανύσματα της σχετικής γραμμικής ταχύτητας. Τα αποκλίνοντα όρια (μεσοωκεάνιες ράχες), συνήθως κείνται κατά μήκος τμημάτων μεγίστων κύκλων, που τέμνονται στον πόλο Euler και είναι κάθετοι στα ρήγματα μετασχηματισμού, άρα και στη σχετική γραμμική ταχύτητα. Τα συγκλίνοντα (αναλίσκόμενα), περιθώρια δεν έχουν συγκεκριμένη διεύθυνση, τόσο σχετικά με τη σχετική ταχύτητα των πλακών, όσο και τη θέση του πόλου Euler, αν και αυτά δεν μπορεί να είναι εντελώς παράλληλα με τη σχετική κίνηση των πλακών.

### 3.3 Σημεία Τριπλής Συμβολής (Triple Junctions) και η Σχετική Κίνηση των Πλακών

Η σημερινή εικόνα των τεκτονικών λιθοσφαιρικών πλακών παρουσιάζεται σαν ένα μωσαϊκό, με αποτέλεσμα να υπάρχουν αρκετές περιοχές, γνωστές ως σημεία τριπλής συμβολής (triple junctions), όπου τρεις πλάκες έρχονται σε επαφή. Στην Εικόνα 3.4A παρουσιάζεται η γεωμετρία τριών πλακών ( $A$ ,  $B$  και  $C$ ), που έρχονται σε επαφή και βρίσκονται σε σχετική κίνηση η μία με την άλλη. Η σχετική κίνηση κάθε ζεύγους από τις πλάκες αυτές ( $A/B$ ,  $B/C$ ,

$C/A$ ), χαρακτηρίζεται από το δικό της πόλο Euler που συμβολίζεται ως  ${}_A\mathbf{E}_B$ ,  ${}_B\mathbf{E}_C = {}_C\mathbf{E}_B$  και  ${}_C\mathbf{E}_A$ , και τη δική της σχετική γωνιακή ταχύτητα  ${}_A\boldsymbol{\omega}_B$ ,  ${}_B\boldsymbol{\omega}_C$  και  ${}_C\boldsymbol{\omega}_A$ . Κάθε κυκλική διαδρομή γύρω από ένα σημείο τριπλής συμβολής, διατέμνει τρία όρια πλακών. Το άθροισμα των σχετικών ταχυτήτων αυτών των τριών ορίων πρέπει να είναι μηδενικό, διότι στην ουσία το άθροισμα αυτό εκφράζει τη σχετική ταχύτητα μιας πλάκας σε σχέση με τον εαυτό της. Ως εκ τούτου λοιπόν, για τις σχετικές γωνιακές ταχύτητες:

$${}_A\boldsymbol{\omega}_B + {}_B\boldsymbol{\omega}_C + {}_C\boldsymbol{\omega}_A = 0 \quad (3.6)$$

και για τις σχετικές γραμμικές ταχύτητες:

$${}_A\mathbf{V}_B + {}_B\mathbf{V}_C + {}_C\mathbf{V}_A = 0 \quad (3.7)$$

Για να ικανοποιηθούν αυτές οι σχέσεις, τα τρία ανύσματα των γωνιακών ταχυτήτων και άρα οι πόλοι Euler, πρέπει να είναι ομοεπίπεδα (Εικ. 3.4B). Άρα λοιπόν, σε οποιοδήποτε γεωμετρικό σχήμα τριών πλακών είναι γνωστές οι δύο γωνιακές ταχύτητες, είναι εύκολο να υπολογισθεί και η τρίτη, με απλή πρόσθεση ανυσμάτων.

Οι τύποι των σημείων τριπλής συμβολής εξαρτώνται από τους διάφορους συνδυασμούς των τριών βασικών τύπων των ορίων των πλακών, δηλαδή σύγκλισης, απόκλισης και οριζόντιας ολίσθησης (μετασχηματισμού). Ένα όριο σύγκλισης μπορεί να έχει δύο πολικότητες, ανάλογα με τον προσανατολισμό της επιπεδούσας πλάκας και ένα όριο οριζόντιας ολίσθησης (μετασχηματισμού)

| Type   | Geometry | Velocity triangle | Stability                                                                                              | Examples                                                      | Type   | Geometry | Velocity triangle | Stability                                                                                                          | Examples                                                                                   |
|--------|----------|-------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|--------|----------|-------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|
| RRR    |          |                   | All Orientations stable                                                                                | East Pacific, Galapagos Triple Junction, Great Magnetic Bight | TTR(c) |          |                   | Stable if the angles between $ab$ and $ac$ , $bc$ , respectively, are equal or if $ac$ , $bc$ form a straight line |                                                                                            |
| TTT(a) |          |                   | Stable if $ab$ , $ac$ form a straight line, or if $bc$ is parallel to the slip vector $CA$             | Boso Triple Junction, Japan                                   | TTF(a) |          |                   | Stable if $ac$ , $bc$ form a straight line, or if $C$ lies on $ab$                                                 | Intersection of the Peru-Chile trench and the West Chile Ridge                             |
| TTT(b) |          |                   | Stable if the complicated general condition for $ab$ , $bc$ , and $ac$ to meet at a point is satisfied |                                                               | TTF(b) |          |                   | Stable if $bc$ , $ab$ form a straight line, or if $ac$ goes through $B$                                            |                                                                                            |
| FFF    |          |                   | Unstable                                                                                               |                                                               | TTF(c) |          |                   | Stable if $ab$ , $ac$ form a straight line, or if $ab$ , $bc$ do so                                                |                                                                                            |
| RRT    |          |                   | $ab$ , must go through centroid of $ABC$                                                               |                                                               | FFR    |          |                   | Stable if $C$ lies on $ab$ , or if $ac$ , $bc$ form a straight line                                                | Owen fracture zone and the Carlsberg Ridge, Chile Triple Junction, Bouvet Triple Junction. |
| RRF    |          |                   | Unstable; evolves to $FFR$                                                                             |                                                               | FFT    |          |                   | Stable if $ab$ , $bc$ form a straight line, or if $ac$ , $bc$ do so                                                | Mendocino Triple Junction                                                                  |
| TTR(a) |          |                   | Stable if $ab$ goes through $C$ , or if $ac$ , $bc$ form a straight line                               |                                                               | RTF(a) |          |                   | Stable if $ab$ , goes through $C$ , or if $ac$ , $bc$ form a straight line                                         | Rivera Triple Junction                                                                     |
| TTR(b) |          |                   | Stable if complicated general conditions are satisfied                                                 |                                                               | RTF(b) |          |                   | Stable if $ac$ , $ab$ cross on $bc$                                                                                |                                                                                            |

**Εικόνα 3.5** Γεωμετρία και συνθήκες σταθερότητας όλων των δυνατών τύπων σημείων τριπλής συμβολής. Οι διακεκομμένες γραμμές  $ab$ ,  $bc$  και  $ca$  αποτελούν το πλαίσιο (ή άξονες) αναφοράς των ταχυτήτων στο οποίο τα αντίστοιχα όρια  $AB$ ,  $BC$  και  $CA$  είναι σταθερά. Οι γραμμές αυτές πρέπει να συναντώνται σε ένα σημείο, αν το σημείο τριπλής συμβολής είναι σταθερό. Η συνθήκη αυτή ικανοποιείται σε όλες τις περιπτώσεις των τύπου RRR (Ράχη-Ράχη-Ράχη), σημείων τριπλής συμβολής. Σε άλλες περιπτώσεις πρέπει να υπάρχουν ειδικά χαρακτηριστικά ώστε οι γραμμές  $ab$ ,  $bc$  και  $ca$  να συναντώνται στο ίδιο σημείο. Άλλες περιπτώσεις, όπως τα τύπου FFF (Ρήγμα μετασχηματισμού-Ρήγμα μετασχηματισμού-Ρήγμα μετασχηματισμού), σημεία τριπλής συμβολής, είναι πάντα ασταθή.

μπορεί να έχει δύο φορές διάτμησης. Άρα, λοιπόν, υπάρχουν στην πραγματικότητα 5 διαφορετικοί γεωμετρικοί τύποι ορίων πλακών. Σε ένα σημείο τριπλής συμβολής συναντώνται 3 όρια πλακών, άρα οι πιθανοί τύποι των σημείων αυτών, δυνητικά μπορεί να είναι  $(5 \times 5 \times 5) = 125$  διαφορετικοί τύποι. Από αυτούς τους συνδυασμούς μόνο οι 16 είναι

κινηματικά εφικτοί, ή πραγματικά διαφορετικοί μεταξύ τους, και μόνο 14 μπορούν να υπάρχουν για σημαντικό χρονικό διάστημα (από γεωλογική άποψη). Αυτοί οι 14 τύποι καλούνται σταθερά σημεία τριπλής συμβολής (stable triple junctions). Επισημαίνεται ότι αν συμπεριληφθούν και τα σημεία τριπλής συμβολής για τα οποία τα όρια τους πρέπει να

προσανατολίζονται σε συγκεκριμένες γωνίες το ένα σχετικά με το άλλο, τότε οι τύποι των σταθερών σημείων τριπλής συμβολής ανέρχονται στους 19. Τα κριτήρια για την σταθερότητα των σημείων τριπλής συμβολής, προϋποθέτουν μια λεπτή ισορροπία ανάμεσα στις σχετικές ταχύτητες των πλακών και τον προσανατολισμό των ορίων των πλακών, όπως φαίνεται στην Εικόνα 3.5 της προηγούμενης σελίδας.

Η αρχή του μηδενικού αθροίσματος της κίνησης των πλακών γύρω από ένα σημείο τριπλής συμβολής, μπορεί να επεκταθεί στην αρχή του μηδενικού αθροίσματος των σχετικών γωνιακών ταχυτήτων όλων των ορίων των πλακών που τέμνονται από μια συνεχή, κλειστή κυκλική διαδρομή στην επιφάνεια της Γης, δηλαδή:

$${}_A\omega_B + {}_B\omega_C + \dots + {}_X\omega_A = 0 \quad (3.8)$$

όπου το  $x$  συμβολίζει τον αριθμό ( $\geq 3$ ) των πλακών κατά μήκος της κυκλικής διαδρομής. Η σχέση αυτή είναι σωστή, γιατί σε τελευταία ανάλυση κάθε τέτοιο άθροισμα εκφράζει τη γωνιακή ταχύτητα της πλάκας  $A$  σε σχέση με τον εαυτό της.

### 3.4 Πεπερασμένες Κινήσεις των Τεκτονικών Πλακών

Μέχρι στιγμής αναλύθηκε η κινηματική της τεκτονικής των πλακών, υπό το πρίσμα των σχετικών ταχυτήτων μεταξύ τους. Στην πράξη αυτές οι κινήσεις είναι στιγμιαίες (instantaneous) ή απειροστές (infinitesimal) και προσδιορίζονται με τη μέτρηση των μετατοπίσεων που συμβαίνουν σε μικρά (από γεωλογική άποψη), χρονικά διαστήματα της τάξης των  $10^7$  ετών ή και λιγότερο. Όμως το ενδιαφέρον είναι μεγάλο και για την αναπαράσταση και επανασύνθεση των ηπειρών σε διάφορους γεωλογικούς χρόνους. Οι αναπαραστάσεις αυτές χρειάζονται μεγάλης κλίμακας περιστροφές, όσο πίσω πάμε στο χρόνο, δηλαδή πολύ περισσότερο από τα  $10^7$  έτη.

Σε αυτές τις περιπτώσεις, που η αναφορά γίνεται σε πολύ μεγάλα χρονικά διαστήματα, έχει αποδειχθεί ότι ένας πόλος Euler  ${}_A E_B$  της γωνιακής ταχύτητας της πλάκας  $B$  σε σχέση με την πλάκα  $A$ , μπορεί να μετατοπισθεί και να αλλάξει θέση και ως προς τις δύο πλάκες. Έτσι, ένα απλοποιημένο μοντέλο για την κίνηση των πλακών, με απλή περιστροφή γύρω από ένα μόνο άξονα, όπως περιγράφηκε στα προηγούμενα, δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να περιγράψει την πεπερασμένη (τη συνολική δηλαδή), περιστροφή, που έχει πραγματοποιηθεί σε μια μεγάλη, χρονικά, γεωλογική περίοδο. Η διαδικασία στην περίπτωση αυτή είναι σχετικά πο-

λύπλοκη και δεν κρίνεται απαραίτητο να αναφερθεί στα πλαίσια των στόχων του βιβλίου αυτού.

### 3.5 Προσδιορισμός της Απόλυτης Κίνησης των Τεκτονικών Πλακών

Οι σχετικές κινήσεις των πλακών, που αναλύθηκαν μέχρι τώρα, αφορούσαν στη μελέτη της σχετικής κίνησης μιας πλάκας σχετικά με ένα σύστημα προβολής σταθερό ως προς μια άλλη πλάκα. Τίθεται όμως το ζήτημα του προσδιορισμού της απόλυτης γωνιακής ταχύτητας κάθε μιας πλάκας, σχετικά με ένα απόλυτο σύστημα αναφοράς  $R$ , του οποίου ο προσανατολισμός δεν εξαρτάται από την κίνηση καμίας πλάκας. Στην περίπτωση αυτή, η γωνιακή ταχύτητα μιας δεδομένης πλάκας  $A$ , μπορεί να εκφρασθεί σχετικά με το πλαίσιο αναφοράς  $R$ , ως  $R\omega_A$ . Η σχετική γωνιακή ταχύτητα της πλάκας  $B$  σε σχέση με την  $A$ , μπορεί να υπολογισθεί με απλή πρόσθεση ανυσμάτων. Εφαρμόζοντας την εξίσωση 3.6 και τη σχέση  ${}_R\omega_B = -{}_B\omega_R$ :

$${}_A\omega_B + {}_B\omega_R + {}_R\omega_A = 0$$

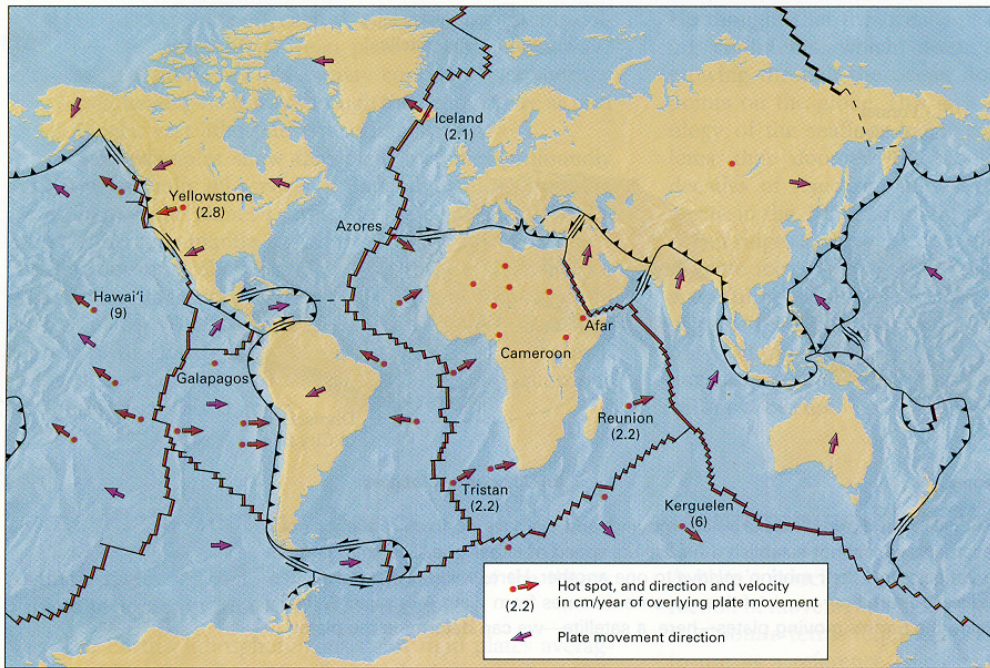
$${}_A\omega_B = {}_R\omega_B + {}_R\omega_A \quad (3.9)$$

Χρησιμοποιώντας τέτοια συστήματα αναφοράς, μπορούν να παρακαμφθούν ορισμένες από τις περιπλοκές που σχετίζονται με τις σχετικές κινήσεις και την απλοποίηση της ανάπτυξης μοντέλων για τις δυνάμεις που προκαλούν την κίνηση των πλακών. Το θέμα αυτό δεν είναι απλό γιατί πρέπει αφενός μεν να προσδιορισθεί ένα τέτοιο απόλυτο σύστημα συντεταγμένων, αφετέρου δε να βρεθεί ο τρόπος προσανατολισμού του σε σχέση με μία δεδομένη λιθοσφαιρική πλάκα.

### Θερμές Κηλίδες (Hot Spots)

Ο άξονας της Γης, δεδομένου ότι ο προσανατολισμός του πίσω στο γεωλογικό χρόνο μπορεί να υπολογισθεί από τις παλαιομαγνητικές μελέτες, αποτελεί ένα πιθανό άξονα αναφοράς. Δεν αρκεί όμως για τον προσδιορισμό της απόλυτης κίνησης των πλακών. Στο σημείο αυτό έρχεται η βοήθεια από την μελέτη των θερμών κηλίδων (hot spots), που σχετίζονται με τον κατώτερο μανδύα και έτσι μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως απόλυτο σύστημα αναφοράς, δεδομένου ότι δεν καθορίζονται από τις κινήσεις του φλοιού και ότι η απόσταση μεταξύ τους παραμένει σταθερή, αφού δεν υπάρχει σχετική μετακίνηση μεταξύ τους.

Ως θερμές κηλίδες (hot spots), χαρακτηρίζο-



**Εικόνα 3.6** Θερμές κηλίδες και απόλυτες κινήσεις των πλακών. Οι θερμές κηλίδες εντοπίζονται, συνήθως, στα αποκλίνοντα όρια, βρίσκονται όμως και στο εσωτερικό των πλακών. Δεδομένου ότι η κίνησή τους είναι πολύ αργή, μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως σημεία αναφοράς για τον προσδιορισμό της απόλυτης ταχύτητας κίνησης των πλακών.

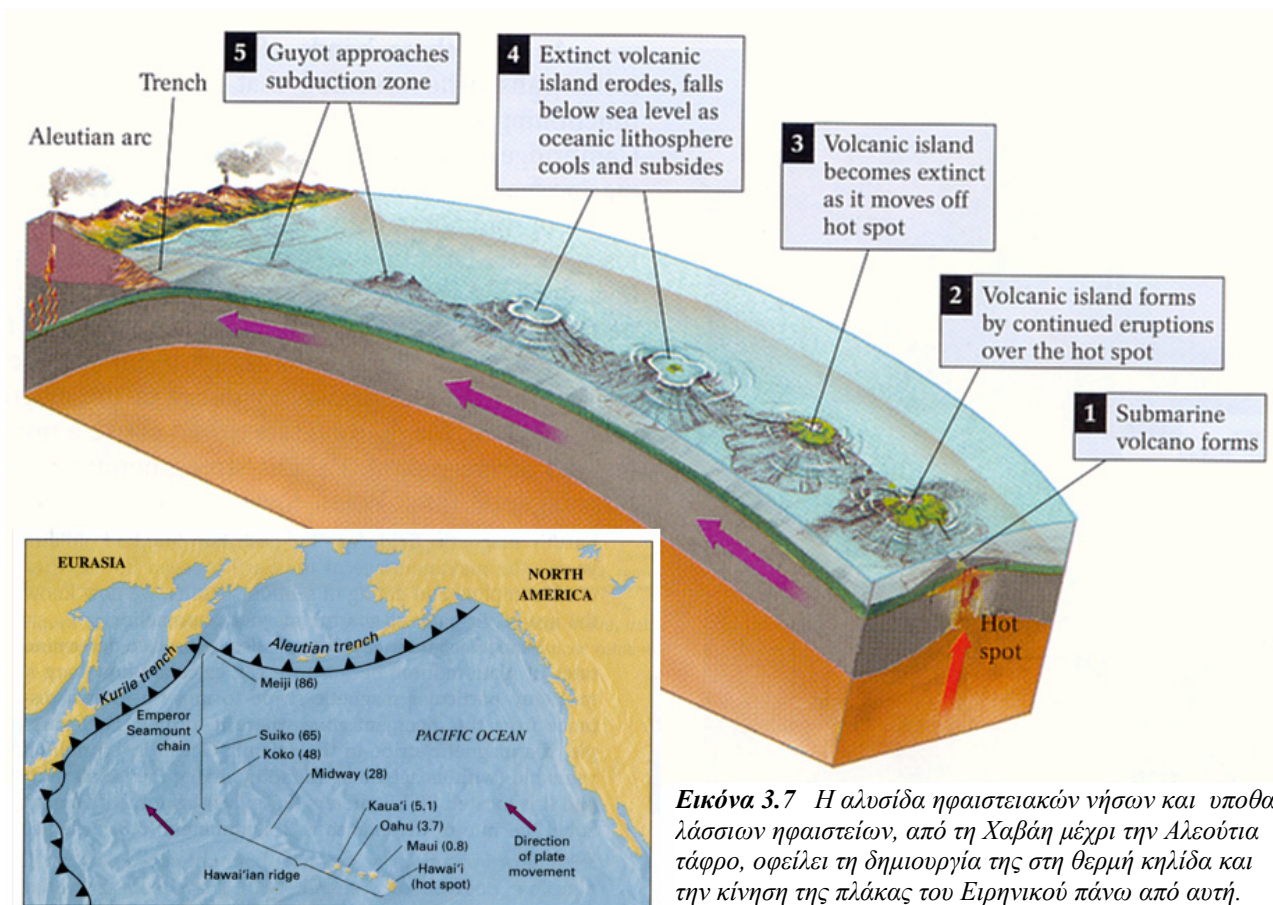
νται συγκεκριμένες περιοχές όπου στήλες θερμού υλικού από τον κατώτερο μανδύα (ονομάζονται *plumes* γιατί έχουν τη μορφή λοφίου), πιθανά από βάθη όσο το όριο πυρήνα/μανδύα, ανέρχονται μέσω των θερμικών ρευμάτων μεταφοράς (*convection currents*), στη βάση της λιθόσφαιρας. Αν και οι στήλες αυτές του θερμού υλικού κινούνται, η κίνηση αυτή είναι πολύ αργή, σε σχέση με το ρυθμό κίνησης των υπερκείμενων λιθοσφαιρικών πλακών. Άρα λοιπόν, όταν προσδιοριστεί ο αργός ρυθμός κίνησής τους, μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως σταθερό σύστημα αναφοράς, για τον προσδιορισμό της ταχύτητας και της διεύθυνσης κίνησης των υπερκείμενων τεκτονικών πλακών. Σήμερα έχει προσδιοριστεί ότι σε παγκόσμιο επίπεδο, υφίστανται γύρω στις 40 τέτοιες ενεργές θερμές κηλίδες (Εικ. 3.6), ενώ περίπου 100 υπολογίζεται ότι ήταν ενεργές τα τελευταία 10 εκ. έτη. Ορισμένες εντοπίζονται επάνω ή πλησίον των αποκλινόντων ορίων πλακών, άλλες όμως εντοπίζονται στο εσωτερικό των πλακών, είτε των ωκεάνιων (π.χ. νήσοι Χαβάης), είτε των ηπειρωτικών (π.χ. εθνικό πάρκο Yellowstone στις ΗΠΑ), τροφοδοτώντας την ηφαιστειότητα στο εσωτερικό των πλακών (Εικ. 3.6).

Η παρουσία των θερμών κηλίδων κάτω από τις ωκεάνιες πλάκες, δημιουργεί ηφαίστεια στον πυθμένα των θαλασσών, ακριβώς πάνω από αυτές. Καθώς η πλάκα κινείται, δημιουργείται μια αλυσίδα υποθαλάσσιων ηφαιστείων, τα οποία όταν αναπτυχθούν αρκετά και αναδυθούν από την επιφάνεια της θάλασσας, δημιουργούν νήσους. Μόλις η νήσος που έχει σχηματισθεί απομακρυνθεί από τη θερμή κηλίδα (λόγω της κίνησης των πλακών), δημιουργείται ένα νέο ηφαίστεια στον πυθμένα του ωκεανού, με αποτέλεσμα να σχηματίζεται μια αλυ-

σίδα ηφαιστείων, με διαφορά στην ηλικία. Η κατεύθυνση της κίνησης της πλάκας μπορεί να προσδιοριστεί από τη θέση των διαδοχικών ηφαιστείων, ενώ η ταχύτητά της μπορεί να προσδιοριστεί από την ηλικία των ηφαιστείων και την απόστασή τους από τη θερμή κηλίδα (Εικ. 3.7).

Τα ηφαίστεια που δεν έχουν αναδυθεί πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, σχηματίζουν κωνικά υποθαλάσσια ηφαίστεια που καλούνται *seamounts*. Άλλα ηφαιστειακά νησιά, που πρωτογενώς έχουν σχηματισθεί πάνω από θερμές κηλίδες και έχουν αναπτυχθεί τόσο ώστε να βρίσκονται πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, μπορεί να έχουν στη συνέχεια ισοπεδωθεί από τη διάβρωση και τη δράση των θαλασσιών κυμάτων. Αυτές οι ισοπεδωμένες μορφές καλούνται *guyots* και συνήθως βρίσκονται κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, γιατί η ωκεάνια λιθόσφαιρα που τα σχημάτισε ψύχθηκε και έγινε πυκνότερη, με αποτέλεσμα την καταβύθισή της.

Όλοι οι ωκεανοί περιλαμβάνουν αρκετές θερμές κηλίδες, *seamounts* και *guyots*, που σχηματίζουν μακριές αλυσίδες που ξεκινούν από τη θερμή κηλίδα με την οποία συνδέονται. Το πιο χαρακτηριστικό τέτοιο παράδειγμα αποτελεί το σύστημα της αλυσίδας των υποθαλάσσιων ηφαιστείων και ηφαιστειακών νήσων της Χαβάης, στον Ειρηνικό Ωκεανό (Εικ. 3.7), που συνεχίζει να είναι ενεργό ακόμα και σήμερα. Η αλυσίδα εκτείνεται αρχικά προς τα βορειοδυτικά και στη συνέχεια προς τα βόρεια, καλύπτοντας ένα μήκος περισσότερο από 6.000 km, μέχρι να τερματισθεί στην τάφρο των Αλεούτιων νήσων. Από ραδιοχρονολογήσεις των βασαλτών, με τη μέθοδο κάλιο/αργό, στο σύνολο των ηφαιστείων της αλυσίδας, έχει αποδειχθεί ότι η



**Εικόνα 3.7** Η αλυσίδα ηφαιστειακών νήσων και υποθαλάσσιων ηφαιστείων, από τη Χαβάη μέχρι την Αλεούτια τάφρο, οφείλει τη δημιουργία της στη θερμή κηλίδα και την κίνηση της πλάκας του Ειρηνικού πάνω από αυτή.

ηφαιστειακή δραστηριότητα έχει μια ηλικία τουλάχιστον 75 εκ. έτη, φανερώνοντας ότι η διάρκεια της συγκεκριμένης θερμής κηλίδας είναι αρκετά μεγάλη.

Οι θερμές κηλίδες που βρίσκονται κάτω από ηπειρωτικές πλάκες, δεν σχηματίζουν τόσο εμφανείς αλυσίδες ηφαιστείων, κυρίως λόγω του ότι αρκετό από το μάγμα στερεοποιείται μέσα στον παχύ ηπειρωτικό φλοιό και δεν φθάνει στην επιφάνεια. Σε ορισμένες περιοχές όμως έχει παρατηρηθεί ο σχηματισμός μιας τέτοιας αλυσίδας, από ηφαιστειακά πετρώματα και διεισδύσεις που σχετίζονται με αυτά, που δημιουργείται καθώς η ήπειρος κινείται πάνω από τη θερμή κηλίδα. Για παράδειγμα, είναι γνωστό ότι κάτω από το εθνικό πάρκο του Yellowstone υπάρχει μια ενεργή θερμή κηλίδα και ότι τα πετρώματα της περιοχής έχουν σχηματισθεί τα τελευταία 1 εκ. έτη. Δυτικά του πάρκου, εκτείνεται μια αλυσίδα από ηφαιστειακά πετρώματα με ηλικία από 1 έως 5 εκ. έτη, που πρέπει να αντιπροσωπεύουν το ίχνος της θερμής κηλίδας, καθώς η πλάκα της Βόρειας Αμερικής κινείται πάνω από αυτή.

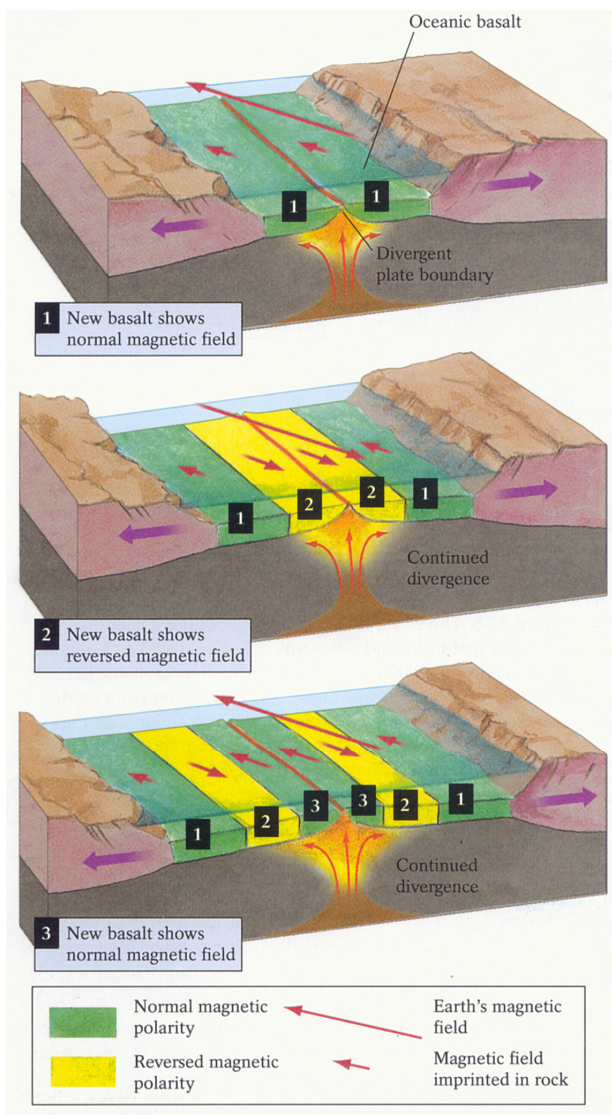
Σημειώνεται ότι για τον προσδιορισμό της απόλυτης κίνησης των πλακών, αξιόπιστα αποτελέσματα λαμβάνονται όταν μπορούν να χρησιμοποιηθούν περισσότερες από μία θερμές κηλίδες. Ο συσχετισμός με άλλες μεθοδολογίες, όπως οι μα-

γνητικές ανωμαλίες από τις ηπείρους και τους ωκεανούς κρίνεται απαραίτητος για τη λήψη αξιόπιστων αποτελεσμάτων.

### Αναστροφές Γήινου Μαγνητικού Πεδίου

Οι αναστροφές του γήινου μαγνητικού πεδίου μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό του ρυθμού κίνησης των τεκτονικών πλακών. Κατά τη διάρκεια του Β' Παγκοσμίου Πολέμου, πολεμικά πλοία που αναζητούσαν βυθισμένα σκάφη υποβρυχίων, κατέγραψαν στους πυθμένες του Ατλαντικού και Ειρηνικού Ωκεανού επαναλαμβανόμενες ζώνες με διαφορετικό μαγνητισμό, με διάταξη παράλληλη στις μεσοωκεάνιες ράχες.

Αρχικά, η διαπίστωση αυτή θεωρήθηκε ότι αποτελεί σφάλμα των οργάνων. Αργότερα, το 1960, ένας φοιτητής του Cambridge ονόμασε τις ζώνες αυτές "θαλάσσιες μαγνητικές ανωμαλίες", θεωρώντας ότι αποτελούν δείκτες της διάνοιξης του ωκεανού στα όρια απόκλισης των τεκτονικών πλακών. Εξήγησε, μάλιστα, ότι καθώς οι βασालτικές λάβες ψύχονται, μαγνητίζονται σύμφωνα με τη διεύθυνση του γήινου μαγνητικού πεδίου κατά τη στιγμή της έκρηξης του ηφαιστείου. Οι λάβες, λοιπόν, που μαγνητίζονται κατά τη διάρκεια της ανα-



**Εικόνα 3.8** Οι θαλάσσιες μαγνητικές ανωμαλίες, που παρουσιάζουν τις αναστροφές του γήινου μαγνητικού πεδίου. Τα βασάλτικα πετρώματα των ωκεάνιων πυθμένων καταγράφουν την πολικότητα και διεύθυνση του γήινου μαγνητικού πεδίου τη στιγμή που εκχύνονται και ψύχονται, στις ζώνες απομάκρυνσης των πλακών.

στροφής του γήινου μαγνητικού πεδίου, καταγράφουν αυτή τη μεταβολή (Εικ. 3.8). Ταυτόχρονα, τα μαγνητόμετρα όταν βρίσκονται πάνω από μια κανονικά μαγνητισμένη ζώνη καταγράφουν μια ελαφριά μείωση (της τάξης του 1%), του μαγνητικού πεδίου, ενώ όταν βρίσκονται πάνω από μια ζώνη που μαγνητίστηκε από ανεστραμμένο μαγνητικό πεδίο, καταγράφουν μια ελαφριά αύξηση του μαγνητικού πεδίου.

Μέσα στην ίδια ζώνη μαγνητικών ανωμαλιών του θαλάσσιου πυθμένα, όλοι οι βασάλτες έχουν την ίδια ηλικία. Χρονολογώντας, λοιπόν, μερικά δείγματα βασαλτών, γνωρίζουμε την ηλικία για όλο το μήκος της ζώνης. Δεδομένου ότι η διάνοιξη των ωκεανών είναι ένα συνεχές φαινόμενο, οι βασάλτες

των ωκεανών έχουν καταγράψει την πολικότητα και την ένταση του γήινου μαγνητικού πεδίου για τις τελευταίες εκατοντάδες εκ. έτη, όσο δηλαδή είναι και η παλαιότερη ηλικία του σημερινού ωκεάνιου πυθμένα. Σήμερα, μετά από χρόνια ερευνών, είναι στην ουσία γνωστή η ηλικία όλων των ζωνών μαγνητικών ανωμαλιών στους ωκεανούς.

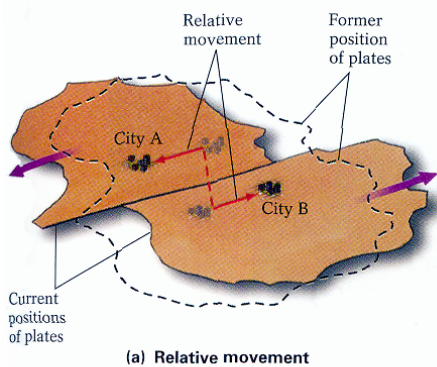
Οι καταγραφές των μαγνητικών ανωμαλιών, όπως αναφέρθηκε, μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό του ρυθμού κίνησης των τεκτονικών πλακών, δεδομένου ότι μπορεί να προσδιορισθεί ο χρόνος που χρειάζεται κάθε ζώνη μαγνητικής ανωμαλίας για μετακινηθεί από τη μεσοωκεάνια ράχη που σχηματίστηκε, μέχρι το σημείο που βρίσκεται σήμερα. Για παράδειγμα, αν μια ζώνη μαγνητικής ανωμαλίας στον Ατλαντικό Ωκεανό, έχει ηλικία 4,5 εκ. έτη (σύμφωνα με τη χρονολόγηση των βασαλτών) και βρίσκεται σε απόσταση 90 km από τη μεσοωκεάνια ράχη, ο ρυθμός κίνησης (απόκλισης), είναι 2 cm/year.

### Δορυφορικά Συστήματα

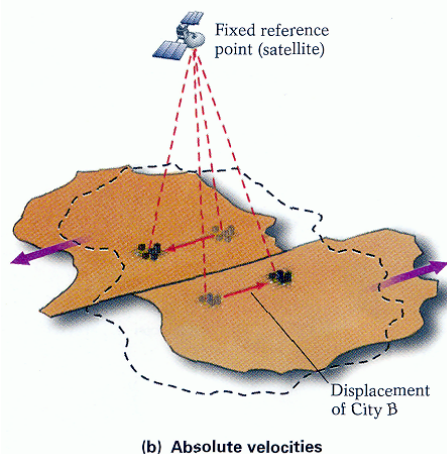
Όπως αναφέρθηκε, για τον υπολογισμό της απόλυτης κίνησης των πλακών χρειάζεται ένα σταθερό σημείο, το οποίο χρησιμοποιείται ως σημείο αναφοράς. Δεδομένου ότι είναι δύσκολο να μετρηθεί η απόλυτη κίνηση από το έδαφος, καθώς όλες οι περιοχές του γήινου φλοιού βρίσκονται σε κίνηση, ένα σταθερό σημείο πάνω από την επιφάνεια της Γης, όπως ένα σταθερό άστρο ή ένας δορυφόρος, θα έδινε λύση στο πρόβλημα (Εικ. 3.9). Σε αντίθετη περίπτωση, όταν το σημείο αυτό δεν υπάρχει, όπως άλλωστε αναφέρθηκε στα προηγούμενα, μόνο η σχετική κίνηση ανάμεσα σε δύο ή περισσότερες πλάκες μπορεί να υπολογισθεί (Εικ. 3.9).

Δορυφορικά συστήματα, όπως το LAGEOS (Laser Geodynamics Satellite) και το GPS (Global Positioning System), που έχουν αναπτυχθεί ιδιαίτερα την τελευταία δεκαετία, δίνουν πολύ σημαντική βοήθεια και στο θέμα του προσδιορισμού της απόλυτης κίνησης των λοθοσφαιρικών πλακών. Με τις πληροφορίες από το LAGEOS οι γεωλόγοι μπορούν να υπολογίσουν την ακριβή απόσταση ανάμεσα στο δορυφόρο και το σταθμό εδάφους. Καθώς οι δορυφόροι του LAGEOS κινούνται με την ίδια ταχύτητα της περιστροφής της Γης, η θέση τους σε σχέση με τον πλανήτη παραμένει σταθερή και καθορισμένη. Ως εκ τούτου λοιπόν, οποιαδήποτε μεταβολή στο χρόνο άφιξης της καταγραφής από το σταθμό του εδάφους, οφείλεται σε μεταβολή της γεωγραφικής θέσης του εδάφους που βρίσκεται εγκατεστημένος ο σταθμός.

Με αντίστοιχο τρόπο, το δίκτυο των 24 δορυφόρων του συστήματος GPS, μπορεί να προσδιορίσει την ακριβή θέση συγκεκριμένων σημείων των

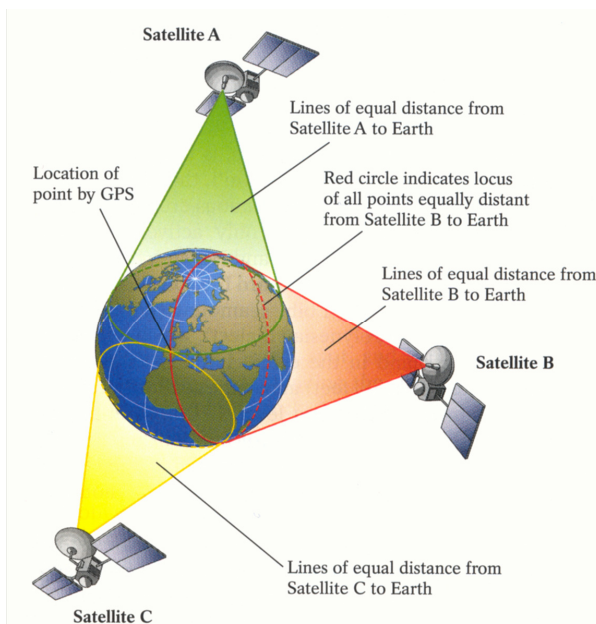


(a) Relative movement



(b) Absolute velocities

**Εικόνα 3.9** Η χρήση των δορυφόρων, ως σταθερών σημείων αναφοράς εκτός της επιφάνειας της Γης, δίνουν τη δυνατότητα του προσδιορισμού της απόλυτης κίνησης των πλακών, και όχι μόνο της σχετικής.



**Εικόνα 3.10** Το Global Positioning System (GPS), επιτρέπει τον ακριβή υπολογισμό της μεταβολής των γεωγραφικών συντεταγμένων συγκεκριμένων σημείων της γήινης επιφάνειας, συνεισφέροντας έτσι στον απόλυτο προσδιορισμό της κίνησης των πλακών.

κινούμενων τεκτονικών πλακών της γης. Με τη χρήση τριγωνομετρικών μεθόδων, το σήμα από τρεις δορυφόρους του συστήματος, αρκεί για να προσδιορίσει ακριβώς τη θέση ενός σημείου στη γήινη επιφάνεια (Εικ. 3.10). Με τον τρόπο αυτό μπορεί να υπολογισθεί η κίνηση μιας πλάκας που περιλαμβάνει αυτό το σημείο. Η δορυφορική τεχνολογία, λοιπόν, έχει βοηθήσει στο να εξακριβωθεί ότι, πραγματικά οι πλάκες κινούνται και δεν κινούνται όλες με τον ίδιο ρυθμό.

### 3.6 Τα Αίτια και οι Δυνάμεις που Κινούν τις Τεκτονικές Πλάκες

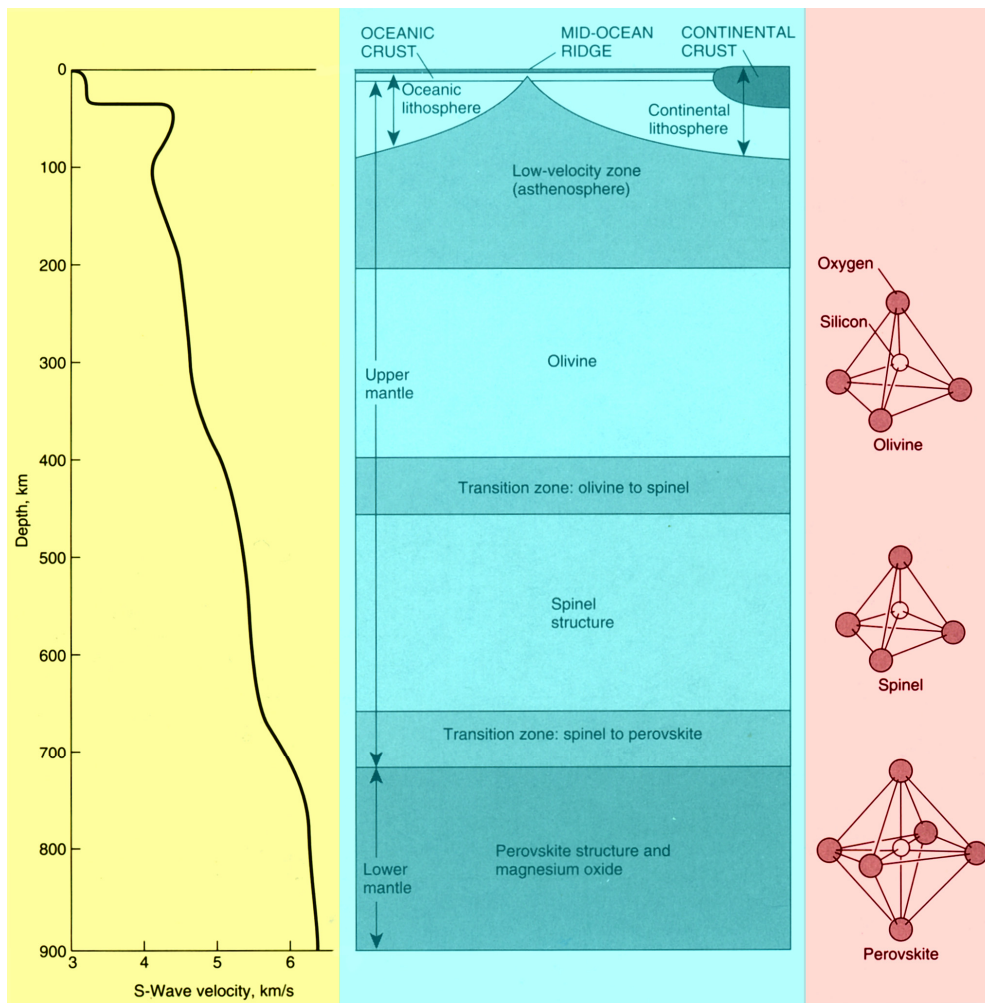
Μελετώντας την κίνηση των τεκτονικών πλακών στην ουσία αναλύεται η κινηματική της τεκτονικής των πλακών, καθώς και οι δυνάμεις που τις κινούν, εξετάζεται, δηλαδή, η μηχανική της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών, που βρίσκεται σε άμεση συνάρτηση με τις φυσικοχημικές ιδιότητες του μανδύα.

Οι γνώσεις μας για τον μανδύα προέρχονται από τις μελέτες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, από την πειραματική εξέταση της συμπεριφοράς των ορυκτών σε πολύ υψηλές πιέσεις και από τις μετρήσεις της θερμικής ροής.

Σε παγκόσμιο επίπεδο, εντοπίζονται δύο μεγάλες ασυνέχειες στις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων. Μία στα 400 περίπου km και μια στα 700 km. Η πρώτη σηματοδοτεί το όριο της ασθενόσφαιρας και η δεύτερη το όριο ανάμεσα στον ανώτερο και κατώτερο μανδύα. Για το τμήμα του μανδύα που βρίσκεται πάνω από τα 400 km, πολλά στοιχεία εντοπίζονται στις ορογενετικές ζώνες, όπου οι τεκτονικές διαδικασίες έχουν συντελέσει στην άνοδο και αποκάλυψη πετρωμάτων του ανώτερου μανδύα στην επιφάνεια. Αντίστοιχα στοιχεία εντοπίζονται και στις ζώνες των ηφαιστειακών εκρήξεων, από τη μελέτη του υλικού που εκχύνεται ή εκτινάσσεται με την ηφαιστειακή δράση από τον μανδύα. Στο σχήμα της Εικόνας 3.11 παρουσιάζεται η σύσταση του μανδύα και οι ζώνες μετάβασης των 400 km και 700 km, όπως αυτές συνάγονται από τις διαφορές στην ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων και άλλα δεδομένα.

#### Θερμικά Ρεύματα Μεταφοράς

Οι μελέτες για την κινηματική των πλακών υποστηρίζουν ότι υλικό κατέρχεται βαθειά στο μανδύα στις ζώνες σύγκλισης και, αντίθετα, υλικό ανέρχεται στα κέντρα διάνοιξης των ωκεανών. Αυτές οι κινήσεις πρέπει να είναι μέρος μικρής ή μεγάλης κλίμακας θερμικών ρευμάτων μεταφοράς (convec-

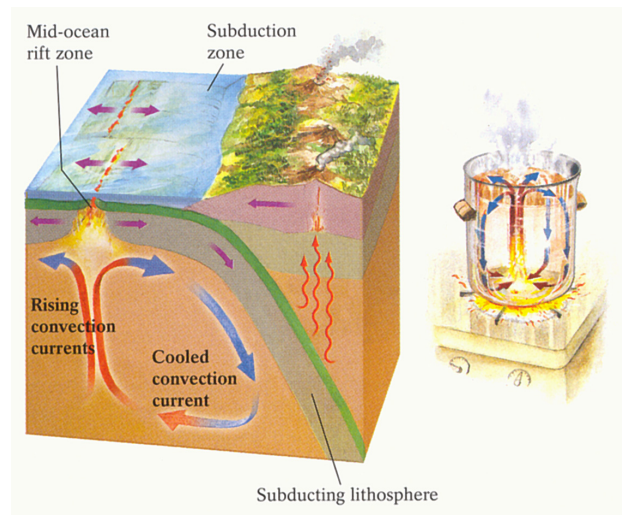


**Εικόνα 3.11** Γράφημα όπου παρουσιάζεται η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων (Ps) στη γήινη σφαίρα. Διακρίνονται η ζώνη υψηλών ταχυτήτων, στη βάση του μανδύα, η ζώνη χαμηλών ταχυτήτων, καθώς και οι ζώνες μετάβασης στα 400 km και 700 km. Οι μεταβολές αυτές είναι αποτέλεσμα της διαφοροποίησης της σύστασης του μανδύα, που από τη δομή χαμηλών πιέσεων του ολιβίνη περνάει στη δομή του σπινέλιου και στη συνέχεια στη δομή του περοβσκίτη.

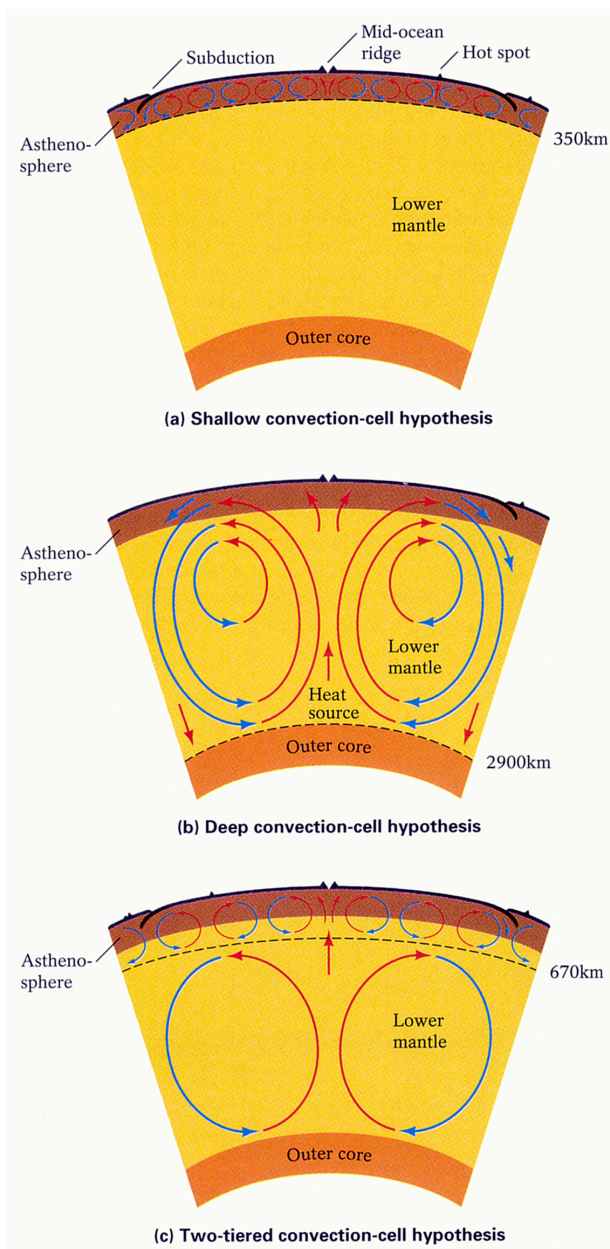
tion currents ή convection cells), στον μανδύα (Εικ. 3.12). Πόσο βαθιά πάνε τα ρεύματα αυτά; Περνάνε την ασυνέχεια των 700 km; Πολλές, αντικρουόμενες, απόψεις υπάρχουν για το θέμα αυτό. Γενικά έχει παρατηρηθεί ότι σε ορισμένες περιοχές οι σεισμοί συμβαίνουν μέχρι τα βάθη των 700 km. Οι γεωφυσικές έρευνες, όμως, έχουν δείξει ότι σε ορισμένες περιπτώσεις η υποβυθιζόμενη πλάκα φθάνει μέχρι και 1.200 km βάθος. Φαίνεται, λοιπόν, ότι σε ορισμένες περιοχές τα ρεύματα θερμικής μεταφοράς περνούν το όριο του ανώτερου με τον κατώτερο μανδύα (τα, περίπου, 700 km δηλαδή).

Με σύγχρονες τεχνικές έχουν εντοπισθεί μεγάλης κλίμακας οριζόντιες μεταβολές στην ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων, σε βάθη έως και 2.300 km. Π.χ. οι ταχύτητες του κατώτερου μανδύα φαίνεται να είναι ανώμαλα υψηλές, κάτω από τα περιθώρια του Ειρηνικού, στην προβολή των υποβυθιζόμενων πλακών. Άρα οι πλάκες διαπερνούν σεισμικά τον κατώτερο μανδύα και τα ρεύματα θερμικής μεταφοράς εκτείνονται από την ασθενόσφαιρα μέχρι τη βάση του μανδύα.

Στην Εικόνα 3.13 παρουσιάζονται συνοπτικά όλες οι υποθέσεις που έχουν προταθεί για τα θερμικά ρεύματα μεταφοράς και κυρίως σε ότι αφορά



**Εικόνα 3.12** Υλικό κατέρχεται βαθιά στο μανδύα στις ζώνες σύγκλισης και, αντίθετα, υλικό ανέρχεται στα κέντρα διάνοιξης των ωκεανών. Αυτές οι κινήσεις είναι μέρος μικρής ή μεγάλης κλίμακας θερμικών ρευμάτων μεταφοράς (convection currents ή convection cells), στο μανδύα, όπως ακριβώς συμβαίνει με ένα ποτήρι νερό, που είναι τοποθετημένο σε μία εστία θερμότητας και αναβράζει.



**Εικόνα 3.13** Διάφορα μοντέλα και υποθέσεις που έχουν προταθεί για την ερμηνεία των θερμικών ρευμάτων μεταφοράς στο μανδύα. Σύμφωνα με το πρώτο μοντέλο τα ρεύματα αυτά περιορίζονται σε μικρά βάθη, σύμφωνα με το δεύτερο εκτείνονται μέχρι το όριο με τον πυρήνα και σύμφωνα με το τρίτο λειτουργούν δύο συστήματα, που συναντώνται στο βάθος των 700 περίπου km.

στο μέγεθος και τη δομή τους. Σύμφωνα με την πρώτη άποψη τα ρεύματα αυτά περιορίζονται σε μικρά βάθη, μέσα στην αθενόσφαιρα. Η δεύτερη άποψη υποστηρίζει ότι εκτείνονται σε ολόκληρο το μανδύα, μέχρι το όριο του εξωτερικού πυρήνα, ενώ δεν λείπουν και οι απόψεις που θεωρούν δύο συστήματα ρευμάτων θερμικής μεταφοράς, ένα ρηχό και ένα βαθύ, που συναντώνται στο βάθος των 670 km περίπου, δηλαδή στο όριο ανώτερου και κατώ-

τερου μανδύα, όπου παρατηρούνται, όπως αναφέρθηκε, μεταβολές στην ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, που αντικατοπτρίζουν μεταβολές στη χημική σύσταση και δομή των υλικών του μανδύα.

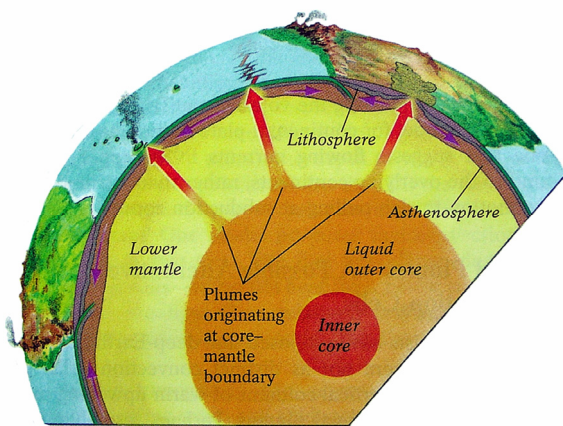
Ο μηχανισμός των θερμικών ρευμάτων μεταφοράς (convection), είναι αυτός που μεταφέρει θερμότητα από το εσωτερικό της Γης προς τα έξω (βλπ. και Εικ. 3.12). Άρα, το θερμικό δυναμικό της Γης είναι ο πρωτογενής παράγοντας της ύπαρξης της τεκτονικής των πλακών και της μακράς ιστορίας της κίνησης και των μεταβολών του στερεού φλοιού του Πλανήτη. Η μελέτη, λοιπόν, αυτού του θερμικού δυναμικού, του τρόπου με τον οποίο αυτό κατανέμεται και μεταβάλλεται στο χρόνο, δίνει τα απαραίτητα στοιχεία για την κατανόηση της τεκτονικής δραστηριότητας.

Σε όλες τις ηπείρους, η θερμική ροή υπολογίζεται ότι είναι περίπου  $56,5 \text{ mW/m}^2$ , που η μισή, όμως, προέρχεται από τα ραδιενεργά στοιχεία. Στους ωκεανούς είναι αρκετά μεγαλύτερη,  $78,2 \text{ mW/m}^2$ , όπου όμως μόνο το 0,5 % προέρχεται από ραδιενεργά στοιχεία. Άρα, λοιπόν, ο μανδύας κάτω από τις ηπείρους είναι σημαντικά ψυχρότερος απ' ότι κάτω από τους ωκεανούς.

Μέσα στον ηπειρωτικό φλοιό, η θερμική ροή εξαρτάται από το τεκτονικό περιβάλλον. Μεγάλη θερμική ροή παρατηρείται στα ενεργά ηφαιστειακά τόξα και στις περιοχές με ενεργό εφελκυσμό (π.χ. περιοχή Basin and Range στις Η.Π.Α.). Αντίθετα, χαμηλή θερμική ροή χαρακτηρίζει τις παλαιές, σταθερές ηπειρωτικές ασπίδες. Γενικά, όσο πιο παλιά είναι τα πετρώματα, τόσο πιο μικρή είναι η θερμική ροή, που καθορίζεται, κυρίως, από τα ραδιενεργά ορυκτά των επιφανειακών πετρωμάτων.

Σύμφωνα με τη γεωθερμική βαθμίδα, το σημείο τήξης των πετρωμάτων βρίσκεται στα 100 km περίπου. Από την άλλη μεριά όμως, είναι γνωστό ότι ο μανδύας έχει συμπεριφορά στερεού σώματος. Άρα, λοιπόν, η γεωθερμική βαθμίδα μειώνεται στο μανδύα; Πολλές μελέτες έχουν γίνει για να κατασκευασθεί ένα ικανοποιητικό προφίλ θερμοκρασιών για το φλοιό και το μανδύα, τόσο για τη σημερινή εποχή, όσο και για παλαιότερες, γεωλογικά, εποχές. Πολλοί προβληματισμοί έχουν αναπτυχθεί για την αδιαβατική αύξηση της θερμοκρασίας με την αύξηση της πίεσης, αλλά και για τη συνεισφορά των ραδιενεργών ορυκτών, που ήταν πολύ μεγαλύτερη στο παρελθόν, απ' ότι είναι σήμερα. Υπολογίζεται, ότι 3 δισ. έτη πριν ήταν διπλάσια απ' ότι σήμερα. Άρα, λοιπόν, στο παρελθόν στην ιστορία της Γης, η ραδιενεργός θέρμανση μπορεί να έφθανε μέχρι το σημείο τήξης.

Τα θερμικά ρεύματα μεταφοράς του μανδύα κατά το παρελθόν, πρέπει να είχαν και μεγαλύτερη ταχύτητα και μεγαλύτερο δυναμικό, ακριβώς επει-



**Εικόνα 3.14** Το μοντέλο θερμικής στήλης του μανδύα (*thermal plume* ή *mantle plume*), που ονομάζεται έτσι γιατί το σχήμα της στήλης θυμίζει λοφίο ή δέσμη πτερών. Η πλευρική διαφυγή της ύλης παράγει ακτινωτής μορφής διατμητικές τάσεις στη βάση της υπερκείμενης λιθόσφαιρας, που κινούν τις πλάκες.

δή η παραγωγή θερμότητας, και άρα και η απώλειά της, πρέπει να ήταν μεγαλύτερες απ' ό,τι σήμερα. Άρα οι θερμοκρασίες στη λιθόσφαιρα ήταν μεγαλύτερες απ' ό,τι σήμερα. Πως λειτουργούσαν οι τεκτονικές διαδικασίες σε ένα θερμότερο και άρα πιο πλαστικό, φλοιό, σε μια λεπτότερη και θερμότερη λιθόσφαιρα και με τα θερμικά ρεύματα μεταφοράς να λειτουργούν με πιο γρήγορους ρυθμούς; Πόσο διαφέρουν αυτές οι διαδικασίες από τις σημερινές; Η απάντηση, στο θεωρητικό επίπεδο, είναι δύσκολη. Ίσως οι διαφορές στο τεκτονικό "στυλ" των αρχαϊκών πετρωμάτων, να μπορούν να δώσουν διαφορετικά μοντέλα παραμόρφωσης, που φυσικά δεν είναι σήμερα εφαρμόσιμα.

### Οι Δυνάμεις που είναι Υπεύθυνες για την Κίνηση των Πλακών

Ο ρυθμός κίνησης των πλακών δεν είναι σταθερός μέσα στο χρόνο. Ποιες δυνάμεις κινούν τις πλάκες και πως αυτές μεταβάλλονται ώστε να μεταβάλλεται και ο ρυθμός κίνησής τους; Με βάση τα όσα ειπώθηκαν για τα χαρακτηριστικά του μανδύα, υπάρχουν δύο βασικές κατηγορίες μοντέλων για τις δυνάμεις που κινούν τις πλάκες. Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει το μοντέλο θερμικής στήλης του μανδύα (*thermal plume* ή *mantle plume*, που ονομάζεται έτσι γιατί το σχήμα της στήλης θυμίζει λοφίο ή δέσμη πτερών), ενώ η δεύτερη περιλαμβάνει τα μοντέλα που βασίζονται στην εξισορρόπηση των δυνάμεων (*force balance models*).

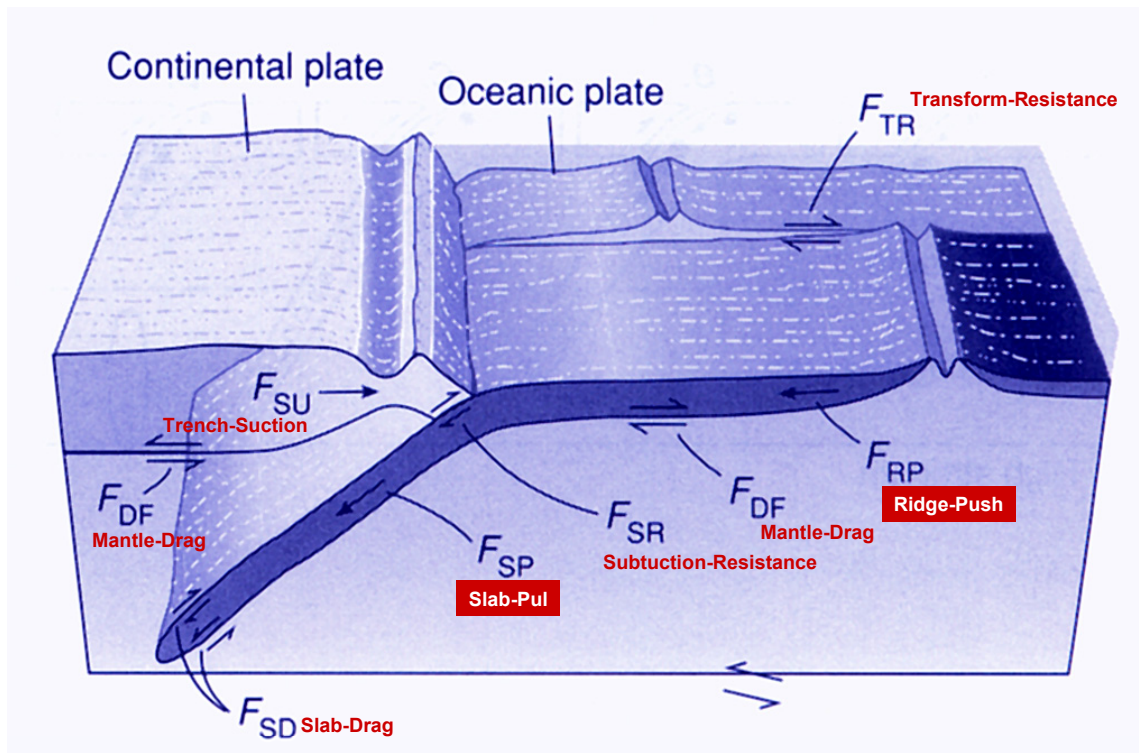
Το πρώτο μοντέλο υποστηρίζει ότι μια σημαντική πηγή, για τη μεταφορά μέσω θερμικών ρευμάτων, αποτελούν οι θερμικές στήλες (ή θερμικά λοφία;), που αντιπροσωπεύουν ανυψούμενες στή-

λες θερμού υλικού, με διάμετρο μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων, που απλώνεται και διασκορπίζεται στην ασθενόσφαιρα, κάτω από τις λιθόσφαιρικές πλάκες (Εικ. 3.14). Τα όλο πρότυπο της ροής μέσα από αυτό το μοντέλο, προϋποθέτει μια ομοιόμορφη καταβύθιση όλου του μανδύα κάτω από την ασθενόσφαιρα, σε αντίθεση με την, τοπικού χαρακτήρα, κατερχόμενη ροή, που συνδέεται με τις ζώνες υποβύθισης. Η πλευρική διαφυγή της ύλης στην ασθενόσφαιρα, μακριά από τις θερμικές στήλες, παράγει ακτινωτής μορφής, διατμητικές τάσεις στη βάση της υπερκείμενης λιθόσφαιρας. Όταν ένας αριθμός θερμικών στήλων ευθυγραμμισθεί, οι διατμητικές τάσεις που αναπτύσσονται κατά μήκος της γραμμής αυτής, έλκουν τη λιθόσφαιρα σε διαφορετικές κατευθύνσεις και έτσι δημιουργείται μια ζώνη διάνοιξης. Όπως φαίνεται και στην Εικόνα 3.6, πολλές θερμικές στήλες (που σχετίζονται με τις θερμές κηλίδες), βρίσκονται πάνω ή πλησίον κέντρων διάνοιξης, με εξαιρέσεις τις περιπτώσεις τύπου Χαβάης και Yellowstone.

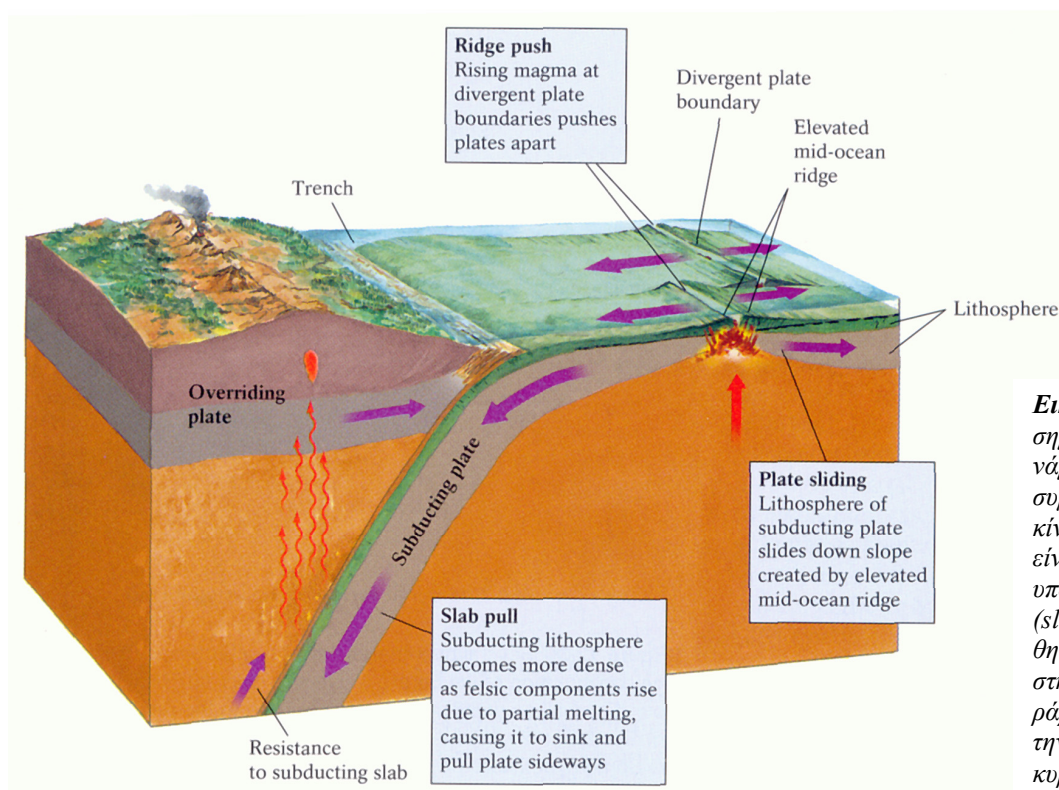
Αν και το μοντέλο αυτό υπολογίζει ένα ποσοστό των δυνάμεων που κινούν τις πλάκες, δεν μπορεί να δώσει μια ολοκληρωμένη εικόνα για το σύνολο των δυνάμεων που υπεισέρχονται στην κινηματική των πλακών. Αυτό επιτυγχάνεται με τα μοντέλα εξισορρόπησης των δυνάμεων, τα οποία λαμβάνουν υπόψη τους τις ακόλουθες δυνάμεις (Εικ. 3.15):

1. η δύναμη  $F_{RP}$ , που οφείλεται στην ώθηση από τη διάνοιξη (**ridge-push force**).
2. η δύναμη  $F_{DF}$ , που οφείλεται στην αντίσταση της λιθόσφαιρας στην κίνηση του υποκείμενου μανδύα (**mantle-drag force**).
3. η δύναμη  $F_{SP}$ , που οφείλεται στην έλξη της υποβυθιζόμενης πλάκας (**slab-pull force**).
4. η δύναμη  $F_{SD}$ , που οφείλεται στην αντίσταση του μανδύα στην βύθιση της πλάκας (**slab-drag force**).
5. η δύναμη  $F_{TR}$ , που οφείλεται στην αντίδραση στην οριζόντια ολίσθηση στα ρήγματα μετασχηματισμού (**transform-resistance force**).
6. η δύναμη  $F_{SR}$ , που οφείλεται στη διάτμηση ανάμεσα στην επωθούμενη και την υποβυθιζόμενη πλάκα (**subduction-resistance force**).
7. η δύναμη  $F_{SU}$ , που ωθεί την επωθούμενη πλάκα να πλησιάσει προς την τάφρο (**trench-suction force**).

Οι τιμές των δυνάμεων αυτών εξαρτώνται από πολλούς παράγοντες, που δεν είναι οι ίδιοι τόσο για όλες τις πλάκες, όσο και για όλες τις δυνάμεις. Οι παράγοντες αυτοί περιλαμβάνουν: i) την κλίση της



**Εικόνα 3.15** Σχηματικό διάγραμμα όπου παρουσιάζονται οι τύποι των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών (διάνοιξη, υποβύθιση, οριζόντια ολίσθηση) και οι δυνάμεις που λαμβάνονται υπ' όψη στα μοντέλα εξισορρόπησης των δυνάμεων (force balance models).



**Εικόνα 3.16** Οι σημαντικότερες δυνάμεις, από όσες συμμετέχουν στην κίνηση των πλακών, είναι η έλξη από την υποβυθιζόμενη πλάκα (slab-pull) και η ώθηση από τη διάνοιξη στη μεσοωκεάνια ράχη (ridge-push), με την πρώτη να είναι κυρίαρχη.

επιφάνειας της πλάκας, ii) την ταχύτητα της πλάκας σε σχέση με τον κατώτερο μανδύα, iii) την έκταση της πλάκας, iv) το μήκος και την πυκνότητα του υποβυθιζόμενου τμήματος της πλάκας, v) το ιξώδες του μανδύα και vi) την αντίσταση της τριβής στην ολίσθηση.

Διάφορες θεωρίες και μοντέλα έχουν προταθεί για τον υπολογισμό των δυνάμεων αυτών, χωρίς να είναι πάντα δυνατόν να υπολογισθούν όλες από αυτές. Τα περισσότερα μοντέλα υποστηρίζουν ότι οι σημαντικότερες δυνάμεις είναι η έλξη από την υποβυθιζόμενη πλάκα (slab-pull) και η ώθηση από τη διάνοξη στη μεσοωκεάνια ράχη (ridge-push), με την πρώτη να είναι κυρίαρχη (Εικ. 3.16). Η δύναμη που οφείλεται στην αντίσταση της λιθόσφαιρας στην κίνηση του υποκείμενου μανδύα (mantle-drag), μπορεί να είναι σημαντική μόνο τοπικά, κυρίως ως αντίδραση στην κίνηση του μανδύα κάτω από τις ηπείρους. Η δύναμη, επίσης, που οφείλεται στις θερμικές στήλες είναι σχετικά μικρή. Άλλες δυνάμεις, όπως αυτή της αντίδρασης στην υποβύθιση (subduction-resistance), είναι σημαντική σε τοπικό επίπεδο και όχι σε επίπεδο γήινης σφαίρας.

Οι τάσεις και οι δυνάμεις που δρουν στα περιθώρια και τη βάση των τεκτονικών πλακών, πρέπει να προσδιορίζουν και την κατανομή των τάσεων στο εσωτερικό των λιθοσφαιρικών πλακών. Άρα, λοιπόν, αν υπάρχουν μετρήσεις των τάσεων από το εσωτερικό των πλακών, υπάρχει ένα ακόμα στοιχείο που πρέπει να ληφθεί υπ' όψη στα μοντέλα εξισορρόπησης των δυνάμεων. Ο συσχετισμός αυτός δεν είναι πάντα εύκολος και χρειάζεται πολύ συστηματική εργασία, ώστε να αποσαφηνισθούν όλες οι αντικρουόμενες απόψεις και να προσεγγισθεί η πραγματικότητα, που, όσο προστίθενται νέα στοιχεία και δεδομένα, μπορεί να είναι εντελώς διαφορετική, από αυτή που σήμερα θεωρείται ως η πλέον πιθανή.

### 3.7 Κατανομή της Σεισμικότητας στο Τεκτονικό Πλαίσιο των Λιθοσφαιρικών Πλακών

Όπως είναι γνωστό, η ξαφνική απελευθέρωση ενέργειας, που είναι συγκεντρωμένη σε παραμορφωμένα πετρώματα, προξενεί σεισμικές δονήσεις. Οι κύριες ζώνες, όμως, σε πλανητική κλίμακα, που τα πετρώματα παραμορφώνονται, εντοπίζονται στα όρια των τεκτονικών πλακών. Για το λόγο αυτό λοιπόν, η συντριπτική πλειοψηφία των σεισμών συγκεντρώνεται στα όρια των πλακών (Εικ 3.17), σε αντίθεση με το εσωτερικό των πλακών που, συνήθως, παρουσιάζεται σεισμικά ανενεργό. Αυτό, βέβαια δεν σημαίνει ότι δεν λαμβάνουν χώρα με-

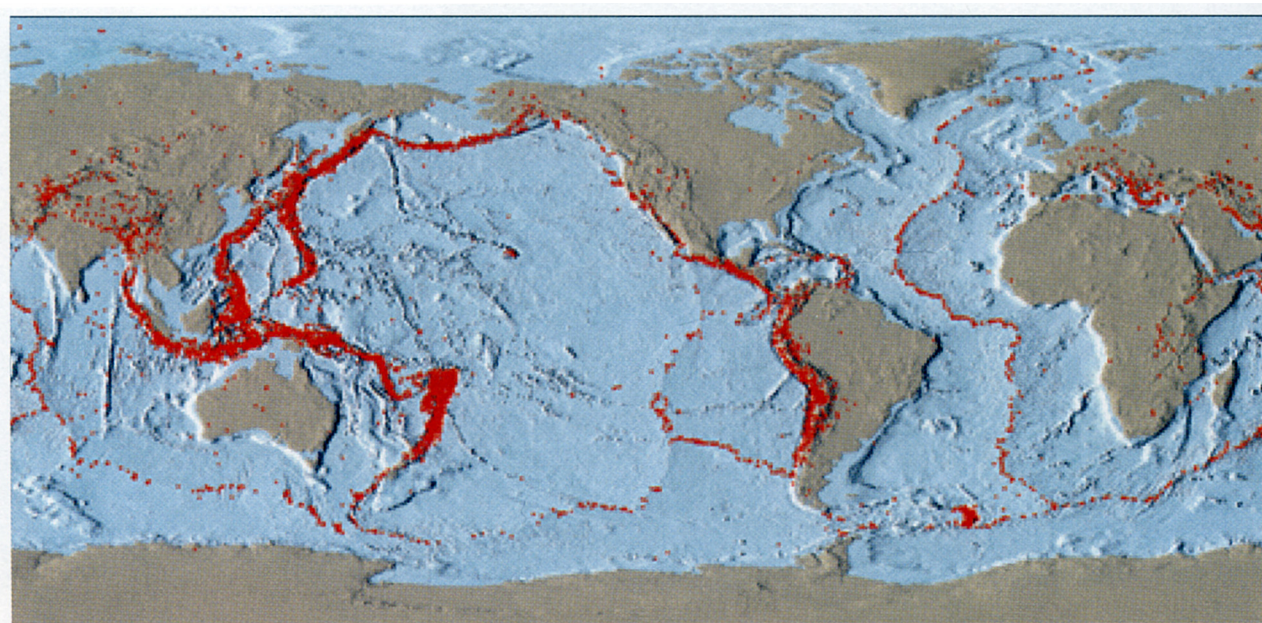
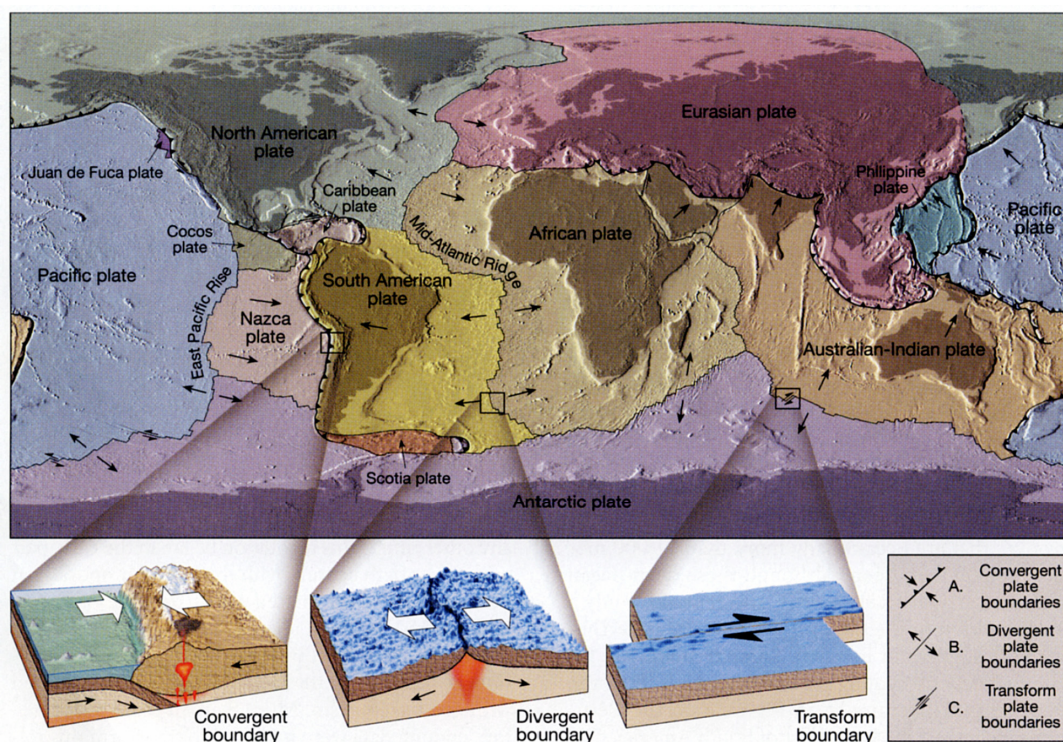
γάλοι σεισμοί, στο εσωτερικό των ηπείρων, σε συγκεκριμένες ζώνες με ιδιαίτερη γεωτεκτονική σημασία. Στα επόμενα, θα περιγραφούν συνοπτικά οι σημαντικότερες από τις ενεργές σεισμικές ζώνες του πλανήτη.

#### *Σεισμικές Ζώνες στα Όρια των Πλακών*

Το βάθος των σεισμών είναι το πρώτο στοιχείο που διαφοροποιείται σημαντικά, ανάλογα με το τύπο του ορίου ανάμεσα στις λιθοσφαιρικές πλάκες. Όπως στην Εικόνα 3.18 παρουσιάζεται, σε γενικές γραμμές οι εστίες γένεσης των σεισμών παρουσιάζουν μικρό βάθος στις ζώνες ηπειρωτικής διάνοξης και ταφρογένεσης (rifting), στα αποκλίνοντα όρια στις ζώνες ωκεανικής διάνοξης και στα όρια που καθορίζονται από ρήγματα μετασχηματισμού. Αντίθετα, το βάθος των σεισμών είναι σημαντικά μεγαλύτερο στις ζώνες υποβύθισης. Στις ωκεανικές ζώνες απόκλισης (μεσο-ωκεάνιες ράχες και ρήγματα μετασχηματισμού), οι περισσότεροι σεισμοί παρουσιάζουν πολύ μικρό βάθος, συνήθως μικρότερο από 20 km, καθώς η παραμόρφωση που οδηγεί σε σεισμό, λαμβάνει χώρα στο ανώτερο θραυσιγενές τμήμα της ωκεανικής πλάκας. Οι σεισμοί βάθους είναι ουσιαστικά ανύπαρκτοι στις ζώνες αυτές, καθώς η ασθενόσφαιρα, που βρίσκεται περίπου 100 km κάτω από την ωκεανική λιθόσφαιρα, αποτελείται από θερμό, μερικώς τετηγμένο και "μαλακό" υλικό, το οποίο παραμορφώνεται πλαστικά και ως εκ τούτου δεν παράγει σεισμούς. Τα ίδια περίπου χαρακτηριστικά, σε σχέση με το βάθος των σεισμών, απαντώνται και στις ηπειρωτικές ζώνες ταφρογένεσης, στις ζώνες ηπειρωτικής σύγκρουσης και στις ζώνες των ηπειρωτικών ρηγμάτων μετασχηματισμού. Οι σεισμοί σε αυτές τις ζώνες σπάνια υπερβαίνουν τα βάθη των 50 έως 80 km, δηλαδή σπάνια υπερβαίνουν το μέγιστο πάχος του θραυσιγενούς τμήματος της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας.

Στις ζώνες υποβύθισης όμως, σταδιακά βαθύτεροι σεισμοί λαμβάνουν χώρα μέσα στην κατερχόμενη πλάκα, σε βάθη μέχρι και 700 km περίπου. Η περιοχή μέσα στην οποία εκδηλώνονται σεισμοί στα υποβυθιζόμενα ωκεανικά όρια, ονομάζεται ζώνη Benioff-Wadati, προς τιμή του Αμερικανού σεισμολόγου Hugo Benioff, που πρώτος παρατήρησε ότι οι σεισμοί γίνονται προοδευτικά βαθύτεροι από τις τάφρους προς το εσωτερικό της ηπείρου και του Ιάπωνα σεισμολόγου Kiyoo Wadati, που ασχολήθηκε με την έρευνα για τις μεθόδους σύγκρισης των μεγεθών των σεισμών.

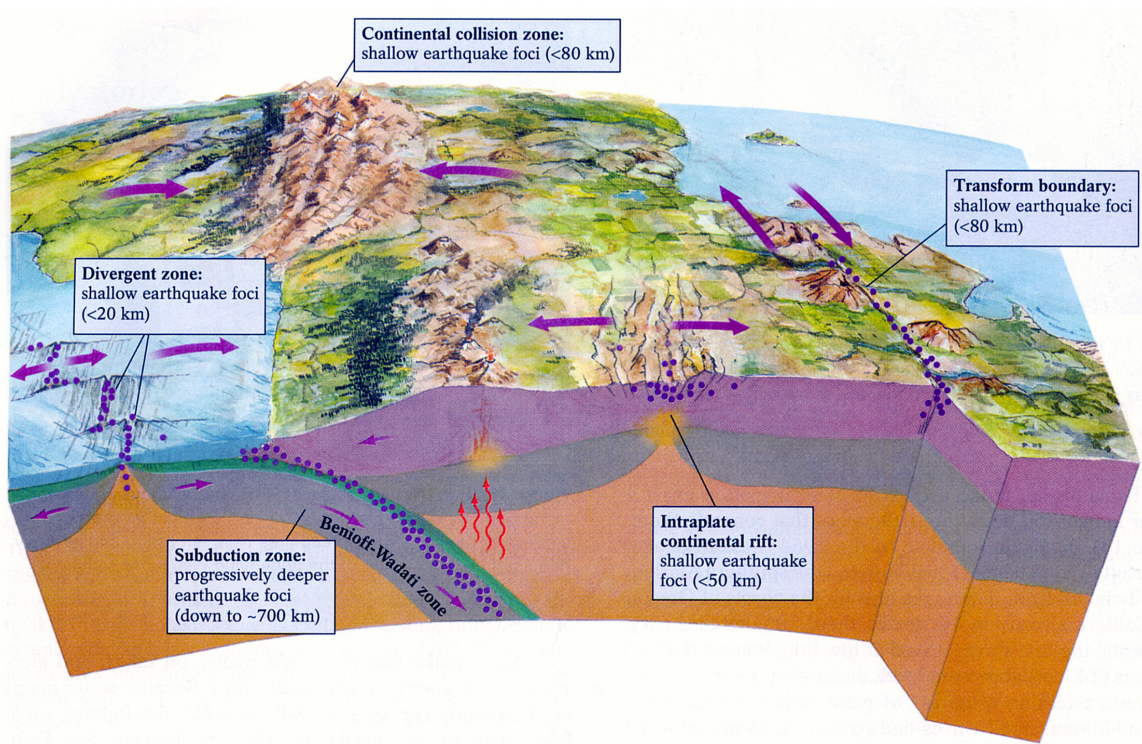
Από την απαρχή της ζώνης υποβύθισης στην ωκεανική τάφρο, μέχρι το βάθος περίπου των 300 km, η έντονη τριβή ανάμεσα στην κατερχόμενη και την επιπεύουσα πλάκα, προξενεί διαρρηξεις κατά



**Εικόνα 3.17** Στην επάνω εικόνα παρουσιάζονται οι κύριες λιθοσφαιρικές πλάκες και οι τύποι των ορίων τους, ενώ στην κάτω εικόνα παρουσιάζεται η κατανομή της σεισμικότητας για σεισμούς με μέγεθος  $\geq 5.0$  για τη χρονική περίοδο 1980-1990. Είναι εμφανές ότι το συντριπτικό ποσοστό των σεισμών εντοπίζεται στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών, που αποτελούν και τις κύριες ζώνες παραμόρφωσης των πετρωμάτων.

μήκος του ανώτερου θραυσσιγενούς τμήματος της πλάκας, που δίνουν σεισμούς μικρού ή ενδιάμεσου βάθους. Αυτά τα σεισμικά γεγονότα αντιπροσωπεύουν σε γενικές γραμμές, τις πιο σημαντικές σεισμικές ζώνες στις ζώνες υποβύθισης. Καθώς η διαδικασία της υποβύθισης συνεχίζεται, η σεισμική δραστηριότητα συνεχίζει στο εσωτερικό θραυσσιγενές τμήμα της κατερχόμενης πλάκας, καθώς δεν

έχει παραμείνει για αρκετό χρονικό διάστημα στο εσωτερικό της Γης, ώστε να θερμανθεί και να "μαλακώσει". Με το χρόνο, η πλάκα φθάνει περίπου τα 700 km κάτω από την επιφάνεια, και έχει πλέον θερμανθεί αρκετά ώστε στο σύνολό της να παραμορφώνεται πλαστικά, με αποτέλεσμα σεισμοί σε βάθη μεγαλύτερα από τα 700 km να παρατηρούνται σπανιότατα.



**Εικόνα 3.18** Το βάθος των σεισμών βρίσκεται σε άμεση συσχέτιση με το τεκτονικό πλαίσιο των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών. Μικρού βάθους σεισμοί πραγματοποιούνται στις περιοχές όπου οι πλάκες αποκλίνουν (ηπειρωτική ταφρογένεση ή ωκεανική διάνοιξη), ή η κίνησή τους γίνεται μέσα από ρήγματα μετασχηματισμού. Μεγάλου βάθους σεισμοί λαμβάνουν χώρα αποκλειστικά στις ζώνες υποβύθισης, στο θραυστιγενές τμήμα της κατερχόμενης πλάκας. Η ψυχρή κατερχόμενη πλάκα παραμένει ανέπαφη και θραυστιγενής, καθώς διέρχεται από τη ζώνη μερικής τήξης, με αποτέλεσμα η παραμόρφωσή της να συνεχίζει να δημιουργεί σεισμούς, μέχρι το βάθος των 700 km περίπου, όπου έχει πλέον θερμανθεί αρκετά για να παραμορφώνεται πλαστικά.

Το μέγεθος των σεισμών διαφοροποιείται σημαντικά, ανάλογα με τον τύπο των ορίων που τους παράγουν. Σχεδόν όλοι οι μεγάλοι σεισμοί λαμβάνουν χώρα κατά μήκος των ορίων σύγκλισης ή των ορίων μετασχηματισμού. Οι σεισμοί στα όρια απόκλισης των πλακών, τυπικά παρουσιάζουν μικρά μεγέθη, επειδή τα πετρώματα που βρίσκονται υπό τάση, τείνουν να διαρραγούν πριν συγκεντρωθεί υψηλή ενέργεια παραμόρφωσης. Κάθε χρόνο, το 80 % περίπου της παγκόσμια εκλυόμενης σεισμικής ενέργειας, απελευθερώνεται στις παρυφές του Ειρηνικού, όπου οι ωκεανικές πλάκες της λεκάνης του Ειρηνικού Ωκεανού, υποβυθίζονται κάτω από τις γειτονικές τους πλάκες, κατά μήκος σχεδόν όλης της περιμέτρου του Ειρηνικού (Εικ. 3.17). Το περισσότερο από το απομένον 20 % της παγκόσμιας σεισμικής ενέργειας, απελευθερώνεται κατά μήκος της ζώνης σύγκρουσης του συστήματος Άλπεων-Ιμαλαΐων, δηλαδή κυρίως στην Ελλάδα, την Τουρκία, το Ιράν, την Ινδία και το Πακιστάν στη ζώνη των Ιμαλαΐων, τη νότια Κίνα και το Μιανμάρ (Μπούρμα).

Σε ότι αφορά στους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, αλλά και το κινηματικό και δυναμικό κα-

θεστώς των ρηγμάτων με τα οποία συνδέονται, είναι προφανές ότι σχετίζονται άμεσα με τον τύπο των ορίων. Κανονική κίνηση στα αποκλίνοντα όρια (ζώνες ωκεανικής διάνοιξης και ηπειρωτικής ταφρογένεσης), οριζόντια ολίσθηση στα ωκεανικά και ηπειρωτικά όρια μετασχηματισμού και ανάστροφη, κυρίως, κίνηση στις ζώνες σύγκρουσης και καταβύθισης. Επειδή το γενικότερο καθεστώς στις ζώνες σύγκρουσης και καταβύθισης είναι αρκετά πιο σύνθετο, γεγονός που έχει αντίκτυπο και στον τύπο και την κατανομή της σεισμικότητας, λεπτομέρειες αναφέρονται στα αντίστοιχα κεφάλαια (Κεφάλαιο 6 και Κεφάλαιο 7).

### Η Σεισμικότητα του Εσωτερικού των Πλακών

Η ύπαρξη μεγάλου μεγέθους σεισμών στο εσωτερικό των πλακών, αποτελεί σπάνιο αλλά υπαρκτό φαινόμενο, όπως π.χ. αποδεικνύει ο ισχυρός σεισμός της 25<sup>ης</sup> Μαρτίου του 1998, που έλαβε χώρα στον ωκεάνιο πυθμένα ανάμεσα στην Αυστραλία και την Ανταρκτική. Το μέγεθός του, 8.2, δεν συμβαδίζει με τη μέχρι στιγμής γεωλογική γνώση, που

λέει ότι τέτοιου μεγέθους σεισμοί, λαμβάνουν χώρα μόνο στα όρια των πλακών. Στην περίπτωση αυτή, όμως, το επίκεντρο του σεισμού βρισκόταν στο εσωτερικό της πλάκας της Ανταρκτικής, 350 km μακριά από το κοντινότερο όριο πλακών. Ο σεισμός αυτός αποτελεί τον μεγαλύτερο σεισμό που έχει καταγραφεί σε ωκεάνιο πυθμένα στο εσωτερικό μιας πλάκας.

Μικρότερου μεγέθους και μικρού βάθους. σεισμοί (γύρω στο 5.0) παρατηρούνται επίσης στο εσωτερικό των πλακών. Σε γενικές γραμμές έχει παρατηρηθεί ότι οι μικρού βάθους σεισμοί στο εσωτερικό των πλακών, τείνουν να έχουν μικρότερο μέγεθος, σε σχέση με τους αντίστοιχου βάθους σεισμούς, που εκδηλώνονται στα ενεργά όρια των πλακών. Αυτό συμβαίνει πιθανά γιατί, όπως είναι φυσικό, στο εσωτερικό των πλακών συσσωρεύεται μικρότερη ενέργεια. Από την άλλη μεριά όμως, τα παλαιότερα, ψυχρότερα (και άρα πιο θραυσίγενή) και έντονα διερρηγμένα πετρώματα του εσωτερικού των πλακών, μεταδίδουν πολύ καλύτερα τα σεισμικά κύματα, απ' ότι τα νέα και θερμότερα πετρώματα στα ενεργά περιθώρια. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα οι σεισμοί στο εσωτερικό των πλακών να επηρεάζουν αρκετά μεγαλύτερη περιοχή, σε σχέση με αυτούς που λαμβάνουν χώρα στις περιοχές των ορίων των πλακών.

Οι ακριβείς αιτίες που προκαλούν τους σεισμούς στο εσωτερικό των πλακών, παραμένουν ακόμα ένα "μυστήριο". Ορισμένες απόψεις θεωρούν ότι οι διαδικασίες αυτές δεν σχετίζονται με τις κινήσεις των τεκτονικών πλακών. Μία από αυτές, για παράδειγμα, προτείνει ότι μετά από μια μεγάλη διάρκεια διάβρωση του αναγλύφου, όπου έχουν μετακινηθεί τεράστιες ποσότητες υλικών, παρατηρείται μια ανύψωση του φλοιού, που δημιουργεί αρκετές τάσεις ώστε να επαναδραστηριοποιηθούν παλαιά ρήγματα. Άλλη υποστηρίζει ότι η φόρτιση από την απόθεση ιζημάτων στο εσωτερικό των ηπείρων, πιέζει το φλοιό και επαναδραστηριοποιεί τα ρήγματα που τον τέμνουν. Μια τρίτη υπόθεση υποστηρίζει ότι τέτοιου τύπου σεισμοί μπορεί να "πυροδοτούνται" από υπερβολικές βροχοπτώσεις, που διεισδύουν και εμποτίζουν τα συστήματα των διαρρήξεων, μειώνοντας την τριβή ανάμεσα στα γειτονικά ρηξιτεμάχια και επαναδραστηριοποιώντας έτσι παλαιά ανενεργά ρήγματα.

Μια άλλη άποψη θεωρεί την σεισμικότητα στο εσωτερικό των πλακών ως ένα πολύ πρώιμο στάδιο ηπειρωτικής ταφρογένεσης. Το σενάριο αυτό ενισχύεται στην περίπτωση που η σεισμικότητα συνδέεται με την ύπαρξη στο βάθος νέας ηλικίας πλουτώνιων σωμάτων, που επίσης αποτελούν πιθανή ένδειξη για μελλοντική ταφρογένεση.

Ένα απλούστερο μοντέλο θεωρεί ότι οι κινήσεις των πλακών ασκούν τάσεις στον εξασθενημέ-

νο και ρηγματωμένο φλοιό, σε ορισμένες περιοχές των εσωτερικών τους τμημάτων, με αποτέλεσμα να εκδηλώνονται όχι συχνοί, αλλά ορισμένες φορές ισχυροί, σεισμοί.

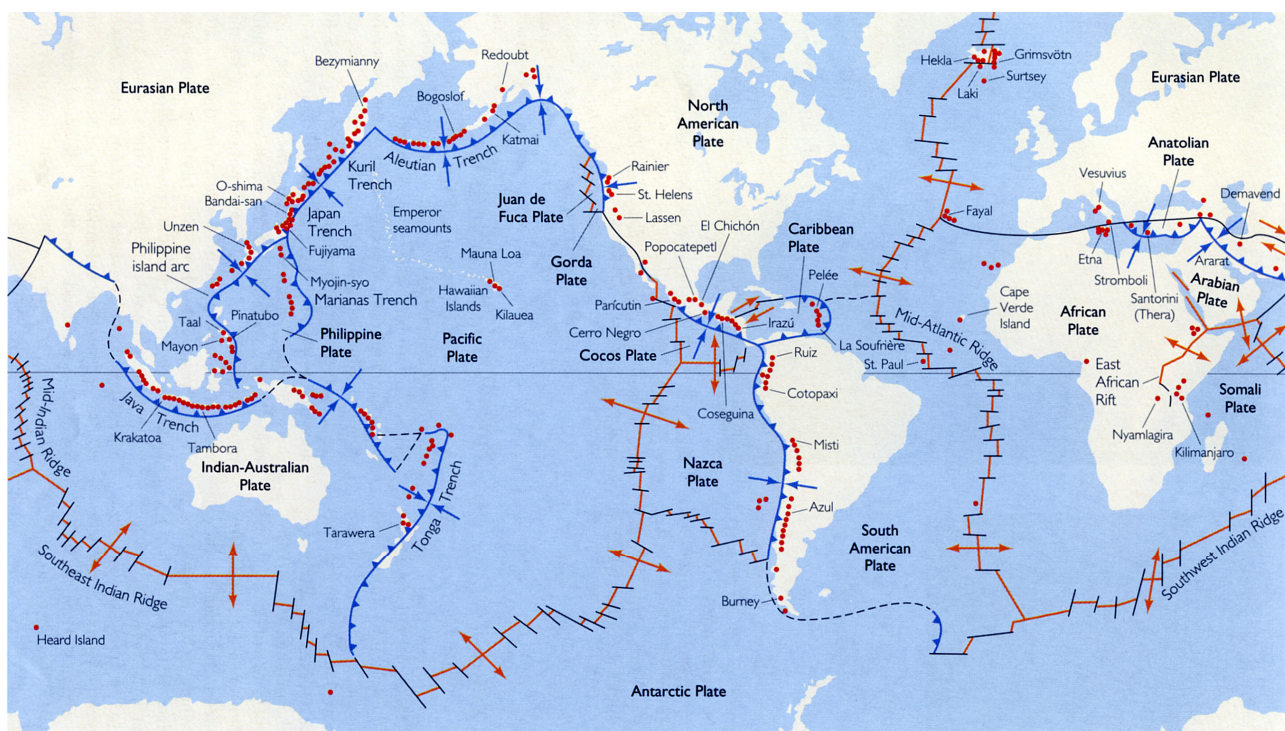
### 3.8 Πυριγενή Πετρώματα και Ηφαιστειότητα στο Πλαίσιο των Λιθοσφαιρικών Πλακών

Η παγκόσμια κατανομή των πυριγενών πετρωμάτων και των δομών που σχετίζονται με αυτά (ηφαίστεια, πλουτωνίτες κλπ.), δεν είναι τυχαία (Εικ. 3.19). Συγκεκριμένες δομές και τύποι πυριγενών πετρωμάτων εμφανίζονται σε συγκεκριμένα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα. Για παράδειγμα οι δομές που σχετίζονται με τα πλουτώνια πυριγενή πετρώματα, τείνουν να σχηματίζονται στα όρια (ή πλησίον σε αυτά), όπου οι λιθοσφαιρικές πλάκες συγκλίνουν ή αποκλίνουν. Αυτό συμβαίνει γιατί οι κινήσεις των πλακών συνοδεύονται από "ανοίγματα" στο φλοιό, δίνοντας τη δυνατότητα στο μάγμα να διεισδύσει σε παλαιότερα πετρώματα. Μικρότερης κλίμακας πλουτώνιες δομές, όπως οι φλέβες και οι κοίτες, σε γενικές γραμμές εντοπίζονται στις ζώνες απόκλισης ή ταφρογένεσης, όπου βασικής σύστασης μάγμα κινείται μέσα στις διαρρήξεις που δημιουργούνται στα εξωτερικότερα θραυσίγενή τμήματα του φλοιού. Στις ζώνες όπου οι ωκεανικές πλάκες υποβυθίζονται, σχηματίζονται βαθόλιθοι γρανιτικής ή ενδιάμεσης σύστασης, σηματοδοτώντας σύγχρονα ή παλαιότερα όρια πλακών.

#### *Η Προέλευση των Βασαλτών και των Γάββρων*

Οι βασάλτες και οι γάββροι (τα ομόλογα πλουτώνια πετρώματα των βασαλτών), είναι στην πραγματικότητα τα μοναδικά πυριγενή πετρώματα του ωκεάνιου φλοιού. Επειδή ο λεπτός ωκεανικός φλοιός βρίσκεται απ' ευθείας πάνω από τον μανδύα, η πηγή του μάγματος πρέπει να είναι ο υπερβασικής σύστασης μανδύας. Το υλικό του μανδύα όμως δεν είναι ομοιογενές ως προς τη σύστασή του και ως εκ τούτου, ούτε οι βασάλτες και οι γάββροι δεν παρουσιάζουν ομοιογενή σύσταση. Η διαφορά αυτή φαίνεται να είναι άμεσα συσχετίσιμη με το αν τα πετρώματα αυτά προέρχονται από μια βαθιά ή ρηχή μαγματική πηγή μέσα στο μανδύα.

Κατά τη διάρκεια των αρχικών σταδίων εξέλιξης της Γης, το ανώτερο τμήμα του μανδύα υπέστη μερική τήξη και τα ελαφρύτερα συστατικά του σχημάτισαν το αρχέγονο φλοιό. Η διαδικασία αυτή είχε ως αποτέλεσμα τη σημαντική μείωση αυτών των ελαφρών στοιχείων στον ανώτερο μανδύα, ό-



**Εικόνα 3.19** Η κατανομή των ενεργών ηφαιστειών (κόκκινες τελείες), δεν είναι τυχαία στον πλανήτη, αλλά σχετίζεται άμεσα με τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών. Το 80 % περίπου εντοπίζεται στις ζώνες σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών, το 15 % στα όρια απόκλισης των πλακών (συμπεριλαμβάνεται και η ηπειρωτική ταφρογένεση – continental rifting) και το υπόλοιπο ποσοστό στο εσωτερικό των πλακών (ωκεάνιων ή ηπειρωτικών), συνήθως πάνω από θερμές κηλίδες (hot spots). Τα συγκλίνοντα όρια παρουσιάζονται με κυανή γραμμή και τα αποκλίνοντα όρια με πορτοκαλί γραμμή. Οι μαύρες γραμμές αντιπροσωπεύουν τα ρήγματα μετασχηματισμού.

πως το νάτριο το κάλιο και το αργίλιο. Μικρές ποσότητες από αυτά τα στοιχεία όμως, παραμένουν στα βαθύτερα στρώματα του μανδύα. Άρα λοιπόν ένας βασάλτης ή ένας γάββρος, που περιέχει στη σύστασή του αυτά τα στοιχεία, προέρχεται, πιθανά, από τα βαθύτερα στρώματα του μανδύα, σε αντίθεση με ένα πέτρωμα που παρουσιάζει έλλειψη αυτών των στοιχείων και άρα μπορεί να κρυσταλλώθηκε από μάγμα που προέρχεται από τα ανώτερα στρώματα του μανδύα, που χαρακτηρίζονται, όπως αναφέρθηκε, από την έλλειψη των στοιχείων αυτών.

Το μικρό ιξώδες του βασικής σύστασης μάγματος, επιτρέπει σε ένα μεγάλο τμήμα από αυτό να ρέει στην επιφάνεια της Γης και να εκχύεται ως βασαλτικές λάβες. Οι γάββροι είναι σχετικά σπάνιοι και τα περισσότερα στοιχεία και δεδομένα που είναι γνωστά για την προέλευση των βασικών πετρωμάτων προέρχονται από τους βασάλτες. Τα πετρώματα αυτά (οι βασάλτες), έχουν ομαδοποιηθεί σε δύο βασικές κατηγορίες, ωκεανικής και ηπειρωτικής προέλευσης, ανάλογα με το γεωτεκτονικό περιβάλλον στο οποίο σχηματίστηκαν (Εικ. 3.20). Επιμέρους κατηγοριοποίηση των πετρωμάτων αυτών μπορεί να γίνει με βάση διάφορα χαρακτηρι-

στικά τους, όπως τη σύστασή τους, την προέλευση του μάγματος και τη γεωτεκτονική τους τοποθέτηση στο πλαίσιο των λιθοσφαιρικών πλακών.

### Ωκεανικοί Βασάλτες

Οι βασάλτες των μεσο-ωκεάνιων ραχών, αποκαλούμενοι και MORBs (Mid-Ocean Ridge Basalts), αποτελούν τα ηφαιστειακά πετρώματα με τη μεγαλύτερη εξάπλωση, δεδομένου ότι καταλαμβάνουν το 65 % της γήινης επιφάνειας. Δημιουργούνται ως έκχυτα πετρώματα στις μεσο-ωκεάνιες ράχες, που αναπτύσσονται στα αποκλίνοντα όρια των πλακών. Λόγω της χαμηλής περιεκτικότητάς τους σε νάτριο, κάλιο και αργίλιο, σχηματίζονται, πιθανώς, από μερική τήξη του ανώτερου μανδύα.

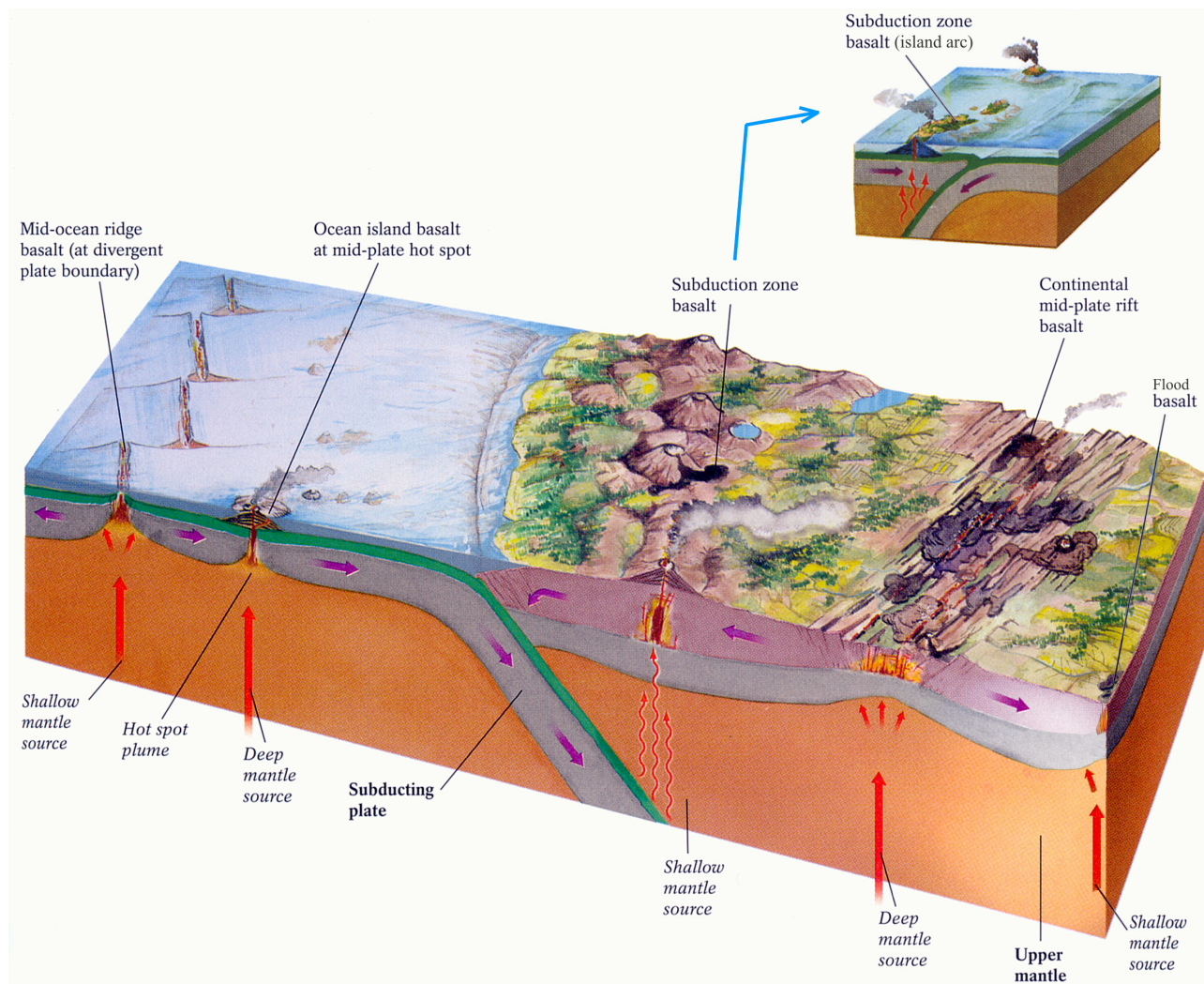
Οι βασάλτες των νήσων των ωκεανών, γνωστοί και ως OIBs (Ocean Island Basalts), δεν σχετίζονται με τα αποκλίνοντα όρια των πλακών, αλλά συνήθως σχηματίζονται στο εσωτερικό των πλακών, δημιουργώντας ηφαιστειακές ζώνες πάνω από θερμές κηλίδες (hot spots), που σχετίζονται με πηγές θερμότητας του κατώτερου μανδύα. Δεδομένου ότι στη σύστασή τους συμμετέχουν μικρές, αλλά σημαντικές, ποσότητες νατρίου, καλίου και αργιλίου

ου, οι OIBs πιθανά προέρχονται από τα βαθύτερα τμήματα του μανδύα. Συνήθως δημιουργούν υποθαλάσσιες εκχύσεις σε βάθη αρκετών εκατοντάδων μέτρων, πολλές φορές όμως δημιουργούν και νήσους μέσα στους ωκεανούς, με πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα τα νησιά της Χαβάης.

### Ηπειρωτικοί Βασάλτες

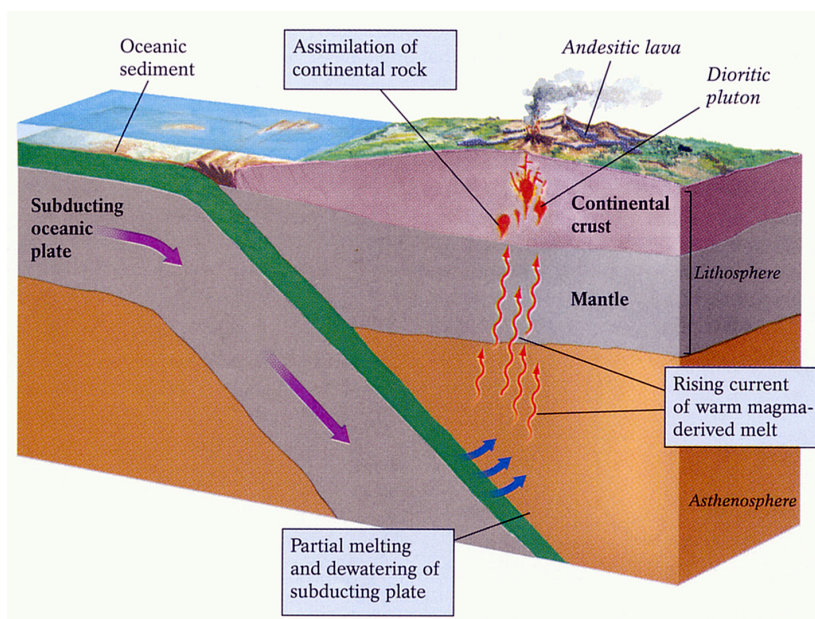
Οι βασάλτες στις ηπειρωτικές περιοχές παρουσιάζουν πιο μεγάλη ποικιλία από αυτούς των ωκεάνιων περιοχών. Σχηματίζονται τόσο στις ζώνες που λαμβάνει χώρα ηπειρωτική ταφρογένεση, όσο και στις περιοχές υποβύθισης μιας ωκεάνιας πλάκας, είτε κάτω από ηπειρωτικό φλοιό (π.χ. Άνδεις, βλπ. Κεφ. 6), είτε κάτω από ωκεάνιο φλοιό (δημιουργία νησιωτικού ή ηφαιστειακού τόξου, π.χ. Ιαπωνία, βλπ. Κεφ. 6). Στους ηπειρωτικούς βασάλτες ανήκει

και η κατηγορία των ονομαζόμενων flood basalts (βασάλτες κατάκλυσης), που αντιπροσωπεύουν εκτεταμένα ηφαιστειακά πλατώ, που σχετίζονται με εφελκυστικό εντατικό πεδίο (βλπ. και κεφ. 4.2). Η σύσταση των βασαλτών που σχετίζονται με την ηπειρωτική ταφρογένεση (continental rifting), φανερώνει ότι η πηγή προέλευσής τους είναι τα κατώτερα στρώματα του μανδύα, σε αντίθεση με τους βασάλτες που σχετίζονται με ζώνες υποβύθισης, όπου η πηγή του μάγματος είναι από τον ανώτερο μανδύα. Προέλευση από τον ανώτερο μανδύα φαίνεται ότι έχουν και οι βασάλτες επίκλυσης (flood basalts). Σε όλες τις περιπτώσεις, όμως, το βασαλτικό μάγμα, μέχρι να φθάσει στην επιφάνεια, διασχίζει δεκάδες χιλιόμετρα ηπειρωτικού φλοιού. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να ενσωματώνει πολλά από τα συστατικά που συναντά στη διαδρομή του. Ως εκ τούτου λοιπόν, η διακύμανση στη σύσταση



**Εικόνα 3.20** Οι διάφοροι τύποι βασαλτών στο γεωτεκτονικό πλαίσιο των λιθосφαιρικών πλακών. Οι βασάλτες σχηματίζονται στα αποκλίνοντα όρια των λιθосφαιρικών πλακών, στο εσωτερικό των πλακών πάνω από θερμές κηλίδες, πάνω από ζώνες υποβύθισης και στις ζώνες ηπειρωτικού εφελκυσμού. Η διαφορετική σύσταση αυτών των βασαλτών βρίσκεται σε άμεση συνάρτηση με την προέλευση του μάγματος από διαφορετικά βάθη του μανδύα.

**Εικόνα 3.21** Οι παράγοντες που υπεισέρχονται στη δημιουργία των ανδεσιτών και διοριτών. Η υποβύθιση εξωθεί το νερό έξω από την κατερχόμενη ωκεανική πλάκα και τα ιζήματα που τη συνοδεύουν. Το νερό εισέρχεται στα πετρώματα του μανδύα, κατεβάζει το σημείο τήξης τους και έτσι δημιουργείται βασαλτικό μάγμα από μερική τήξη. Η βασική αρχική σύσταση του μάγματος αυτού γίνεται ενδιάμεση με την ανάμιξη υλικού από τη μερική τήξη των όξινης σύστασης ωκεάνιων ιζημάτων αλλά και του ωκεανικού φλοιού της υποβυθιζόμενης πλάκας, καθώς και από την ενσωμάτωση όξινων πετρωμάτων κατά τη διάρκεια της ανόδου του μάγματος μέσω του ηπειρωτικού φλοιού.



των ηπειρωτικών βασαλτών είναι το αποτέλεσμα τόσο της προέλευσης από τη μερική τήξη πετρωμάτων του ανώτερου ή του κατώτερου τμήματος του μανδύα, όσο και της σύστασης των πετρωμάτων του ηπειρωτικού φλοιού που τήκονται και ενσωματώνονται στο μάγμα.

## Η Προέλευση των Ανδεσιτών και των Διοριτών

Όπως οι βασάλτες και οι γάββροι αποτελούν τα πιο συνήθη πυριγενή πετρώματα των ζωνών απόκλισης και των θερμών κηλίδων στο εσωτερικό των ωκεάνιων λεκανών, έτσι και οι, λιγότερο βασικοί, ανδεσίτες και διορίτες αποτελούν τα τυπικά πετρώματα που σχετίζονται με τις ζώνες υποβύθισης των ωκεανικών πλακών. Τα μέχρι στιγμής δεδομένα υποστηρίζουν ότι ένας αριθμός διαδικασιών συνδυάζεται ώστε να παραχθούν πετρώματα ενδιάμεσης σύστασης από μια υποβυθιζόμενη ωκεανική πλάκα. Ένας πολύ βασικός παράγοντας είναι το νερό, που απορροφάται από τα ένυδρα ορυκτά των πετρωμάτων της υποβυθιζόμενης ωκεανικής λιθόσφαιρας. Νερό, επίσης, παγιδεύεται στα διάκενα των ιζημάτων που καλύπτουν την κατερχόμενη πλάκα, στην κρυσταλλική δομή των ορυκτών των ιζηματογενών ιλύων και μέσα στις διαρρήξεις των ωκεανικών βασαλτών. Καθώς μια ωκεανική πλάκα υποβυθίζεται, το νερό που περιέχει εξωθείται προς τον τεκτονικά υπερκείμενο μανδύα (Εικ. 3.21), ο οποίος, αν και αρκετά θερμός, παραμένει σε στερεά κατάσταση, λόγω της επικρατούσας πίεσης. Υπενθυμίζεται ότι το νερό μειώνει το σημείο τήξης των πετρωμάτων που βρίσκονται κάτω από πίεση. Ως εκ τούτου λοιπόν, το νερό που εξωθείται λόγω της υποβύθισης, εισέρχεται στο θερμό μανδύα, μειώνοντας το

σημείο τήξης του, και προκαλώντας έτσι τη μερική του τήξη. Επειδή η μερική τήξη των υπερβασικών πετρωμάτων παράγει, σε γενικές γραμμές, βασικής σύστασης μάγμα, μια ποσότητα νέου βασαλτικού μάγματος σχηματίζεται πάνω από την υποβυθιζόμενη ωκεανική πλάκα.

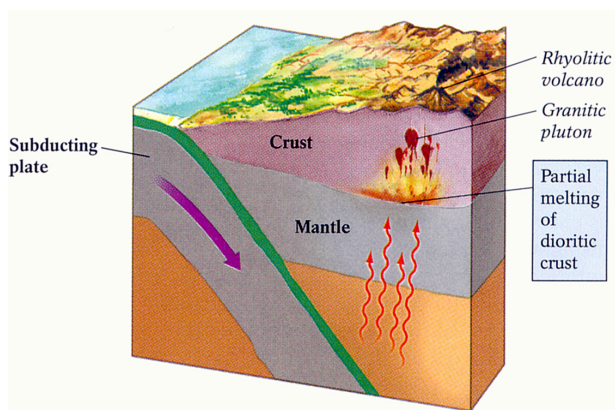
Τότε τίθεται το ερώτημα, γιατί οι λάβες των ηφαιστειών, που σχετίζονται με τις ζώνες υποβύθισης, είναι κυρίως ανδεσιτικές παρά βασαλτικές; Κάποιες άλλες διαδικασίες πρέπει λοιπόν να προσθέτουν όξινα υλικά στα βασαλτικά μάγματα, ούτως ώστε να παράγονται τελικά οι, ενδιάμεσης σύστασης, ανδεσίτες. Για παράδειγμα, καθώς το μάγμα ανέρχεται προς την επιφάνεια, μπορεί να ενσωματώνει υλικά από τα περιβάλλοντα, όξινης ή ενδιάμεσης σύστασης, πετρώματα. Η διαδικασία αυτή, σε συνδυασμό με τη διαφοροποίηση του μάγματος, μεταβάλλει τη σύσταση του ανερχόμενου μάγματος. Επιπρόσθετα, κάποιο μέρος από τα ιζήματα που καλύπτουν τις ωκεανικές πλάκες (με πάχος συνήθως της τάξης των 200 m), μπορεί να τήκεται και να συμμετέχει στη δημιουργία του μάγματος.

Τα ωκεανικά ιζήματα προέρχονται κυρίως από τα αερομεταφερόμενα θραύσματα της ηπειρωτικής ηφαιστειότητας (κυρίως ενδιάμεσης ή όξινης σύστασης), τα όξινα ορυκτά που μεταφέρονται στους ωκεανούς από τα ποτάμια και τα πυριτικά κελύφη των θαλάσσιων μικροοργανισμών. Καθώς τα όξινης σύστασης αυτά υλικά μεταφέρονται από τις υποβυθιζόμενες πλάκες στο θερμό μανδύα, κάποιο τμήμα τους μπορεί να τήκεται και να αναμειγνύεται με τους μανδυακής προέλευσης βασάλτες, παράγοντας έτσι ένα ενδιάμεσης σύστασης μάγμα, που ψύχεται σχηματίζοντας ανδεσίτες και διορίτες. Η διαδικασία αυτή αποτελεί ένα αντικείμενο με πολ-

λές επιστημονικές διαμάχες και βρίσκεται ακόμα υπό έρευνα. Στην Εικόνα 3.21 παρουσιάζονται σχηματικά οι διάφοροι παράγοντες που συνεισφέρουν στη δημιουργία αυτών των πετρωμάτων.

### *Η Προέλευση των Ρυολίθων και των Γρανιτών*

Σχεδόν όλα τα ρυολιθικά και γρανιτικά πετρώματα απαντώνται στις ηπείρους. Αρκετοί γεωλόγοι πιστεύουν ότι τα πετρώματα αυτά προέρχονται, κυρίως, από τη μερική τήξη πετρωμάτων του κατώτερου ηπειρωτικού φλοιού και υπάρχουν πειστικά εργαστηριακά δεδομένα που υποστηρίζουν αυτή την υπόθεση. Όταν πιέσεις και θερμοκρασίες, αντίστοιχες με αυτές του κατώτερου φλοιού σε βάθος 35 με 40 km, εφαρμόζονται σε στεγνά πετρώματα με την τυπική σύσταση του ηπειρωτικού φλοιού, τα πετρώματα αυτά τήκονται μερικώς και σχηματίζουν όξινης σύστασης ρυολιθικά και γρανιτικά μάγματα.



**Εικόνα 3.22** Η προέλευση των όξινων πετρωμάτων στα συγκλίνοντα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών. Το θερμό, βασικής ή ενδιάμεσης σύστασης, ανερχόμενο μάγμα, προκαλεί μερική τήξη των διοριτικών πετρωμάτων του κατώτερου ηπειρωτικού φλοιού, δημιουργώντας γρανιτικούς πλουτωνίτες καθώς και τα αντίστοιχης σύστασης ηφαιστειακά, τους ρυολίθους.

Οι περισσότερες γρανιτικές διεισδύσεις εμφανίζονται στα περιθώρια (ή κοντά σε αυτά), σύγχρονων ή παλαιών υποβυθιζόμενων πλακών. Προφανώς η άνοδος θερμού, βασικής ή ενδιάμεσης σύστασης, μάγματος, προξενεί τη μερική τήξη των γαββροϊκής ή διοριτικής σύστασης πετρωμάτων του φλοιού, που βρίσκονται στη βάση των ορογενετικών αλυσίδων που αναπτύσσονται στις παρυφές των πλακών. Η μερική τήξη βασικής και ενδιάμεσης σύστασης πετρωμάτων, παράγει ένα νέο μάγμα το οποίο έχει, κατά κύριο λόγο όξινη σύσταση. Επειδή αυτά τα μάγματα είναι αρκετά ιξώ-

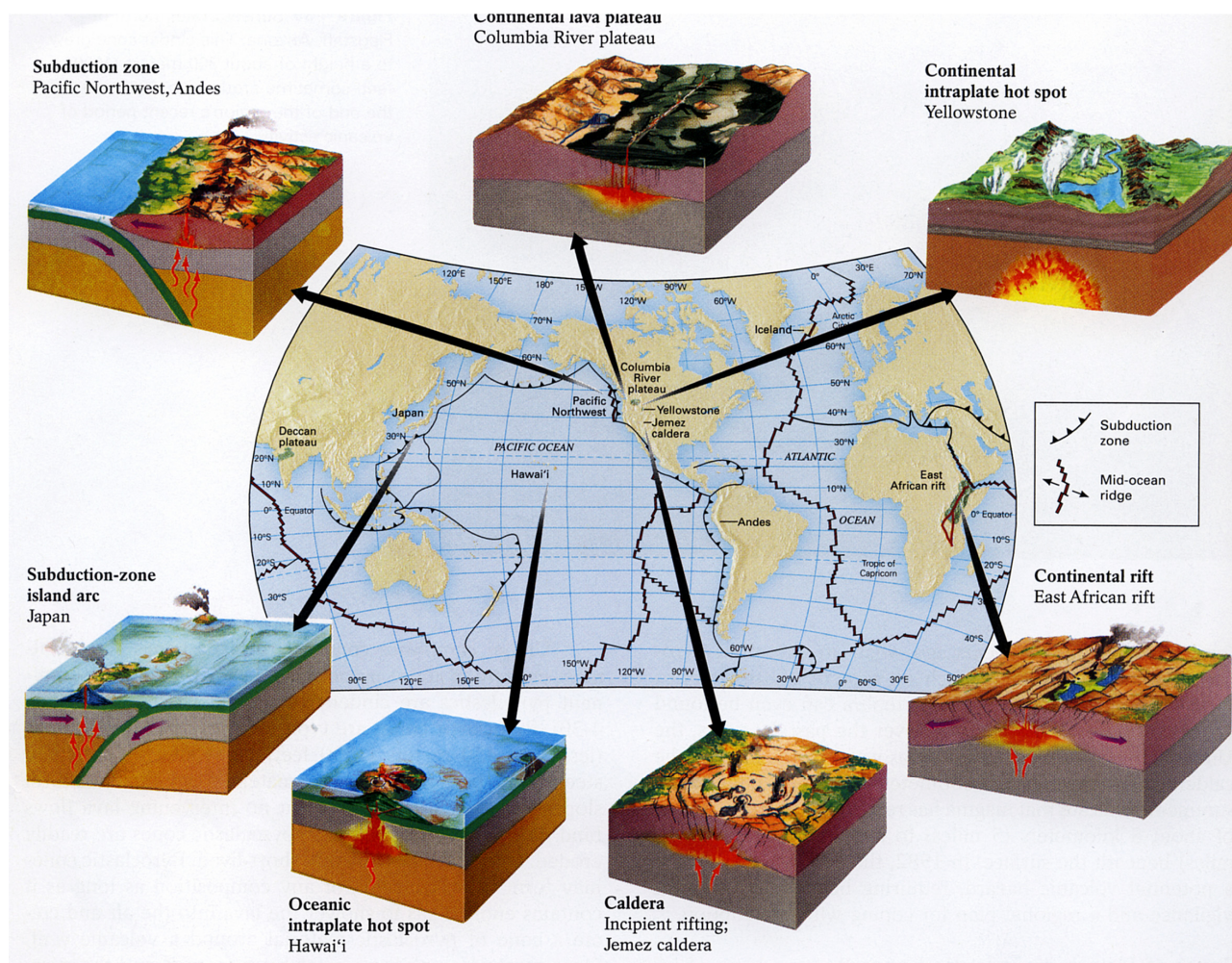
δη, ανέρχονται με αργό ρυθμό με αποτέλεσμα να ψύχονται στο βάθος. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με τη διαδικασία της διαφοροποίησης, οδηγεί στη δημιουργία των γρανιτών (όξινα πλουτώνια πετρώματα). Όταν τέτοιου τύπου μάγματα φθάνουν στην επιφάνεια, κυρίως στις περιπτώσεις που η περριεκτικότητά τους σε νερό είναι υψηλή, σχηματίζουν ρυολιθικές λάβες (Εικ. 3.22)

### *Η Ηφαιστειότητα στο Πλαίσιο της Τεκτονικής των Λιθοσφαιρικών Πλακών*

Τα όρια των πλακών και οι θερμές κηλίδες (hot spots), συχνά συμπίπτουν με την ηφαιστειακή δραστηριότητα. Περίπου το 80 % των ηφαιστειών της Γης περιβάλλει τον Ειρηνικό Ωκεανό, όπου αρκετές ωκεανικές πλάκες υποβυθίζονται κάτω από τις γειτονικές τους ηπειρωτικές περιοχές. Ένα άλλο 15 % των ηφαιστειών βρίσκονται ομοίως πάνω από ζώνες υποβύθισης στις θάλασσες της Μεσογείου και της Καραϊβικής. Το υπόλοιπο ποσοστό των ηφαιστειών είναι διασκορπισμένο κατά μήκος των μεσο-ωκεάνιων ραχών των αποκλινόντων περιθωρίων των πλακών (όπως για παράδειγμα στην περίπτωση της Ισλανδίας όπου αναδύεται η μεσο-ωκεάνια ράχη του Ατλαντικού και απαντώνται 22 ενεργά ηφαίστεια), καθώς και υπεράνω θερμών κηλίδων που βρίσκονται στο εσωτερικό ωκεανικών ή ηπειρωτικών πλακών (π.χ. ηφαίστεια Χαβάης και Εθνικού Πάρκου Yellowstone αντίστοιχα). Κάθε τύπος ηφαιστείου, ανάλογα με τη γεωτεκτονική τοποθέτησή του στα πλαίσια της τεκτονικής των πλακών (Εικ. 3.23), παρουσιάζει τα δικά του ιδιαίτερα χαρακτηριστικά (τύπος έκρηξης, μορφολογικά χαρακτηριστικά κλπ.).

Οι ζώνες υποβύθισης ευνοούν την εκρηκτική πυροκλαστική ηφαιστειότητα, λόγω των ενδιάμεσης ή όξινης σύστασης μαγμάτων που δημιουργούνται εκεί, μέσα από τις διαδικασίες που αναφέρθηκαν στα προηγούμενα. Άρα λοιπόν η ηφαιστειότητα που συνδέεται με τις ζώνες υποβύθισης χαρακτηρίζεται από απόκρημνους σύνθετους κώνους, που συνίστανται κυρίως από ανδεσίτες.

Εκρηκτικού τύπου ηφαιστειότητα παρατηρείται και στις περιοχές ενδο-ηπειρωτικών θερμών κηλίδων, καθώς και στις περιοχές ηπειρωτικής ταφρογένεσης. Όπως αναφέρθηκε, και στις δύο αυτές περιπτώσεις όξινης ή ενδιάμεσης σύστασης πετρώματα της βάσης του ηπειρωτικού φλοιού τήκονται λόγω της επαφής με το θερμό, βασικής σύστασης, μάγμα, που ανέρχεται από τον μανδύα. Η έκχυση ιξωδών όξινων μαγμάτων σχηματίζει ηφαιστειακούς δόμους, καλδέρες και αποθέσεις ηφαιστειακής τέφρας, χαρακτηριστικά των ενδο-ηπειρωτικών ζωνών ταφρογένεσης και θερμών κηλίδων (hot spots). Στις ζώνες ηπειρωτικής ταφρογένεσης αλλά



**Εικόνα 3.23** Η κατανομή των ηφαιστειών σε παγκόσμιο επίπεδο, όπου παρουσιάζεται η σχέση ανάμεσα στο γεωτεκτονικό πλαίσιο των λιθοσφαιρικών πλακών και την ενεργό ηφαιστειότητα. Επισημαίνεται η ταύτιση της ηφαιστειακής δραστηριότητας με τα όρια των πλακών, με πιο χαρακτηριστική περίπτωση τα ηφαίστεια που περιβάλλουν τον Ειρηνικό Ωκεανό, που αποκαλούνται και "δακτύλιος της φωτιάς" ("ring of fire").

και στις θερμές κηλίδες εκχέονται και βασικής σύστασης λάβες, όχι απαραίτητα ταυτόχρονα με τις όξινες εκχύσεις. Αυτός ο τύπος της διττής ηφαιστειότητας (bimodal volcanism), απαντάται για παράδειγμα στην περιοχή Basin and Range της νοτιοδυτικής Βόρειας Αμερικής (βλπ. Κεφ. 4.2), όπου όξινης σύστασης τέφρα και θηραϊκή γη εναλλάσσονται με εκχύσεις βασαλτικής λάβας, διαδικασία που επαναλαμβάνεται τα τελευταία 20 εκ. έτη.

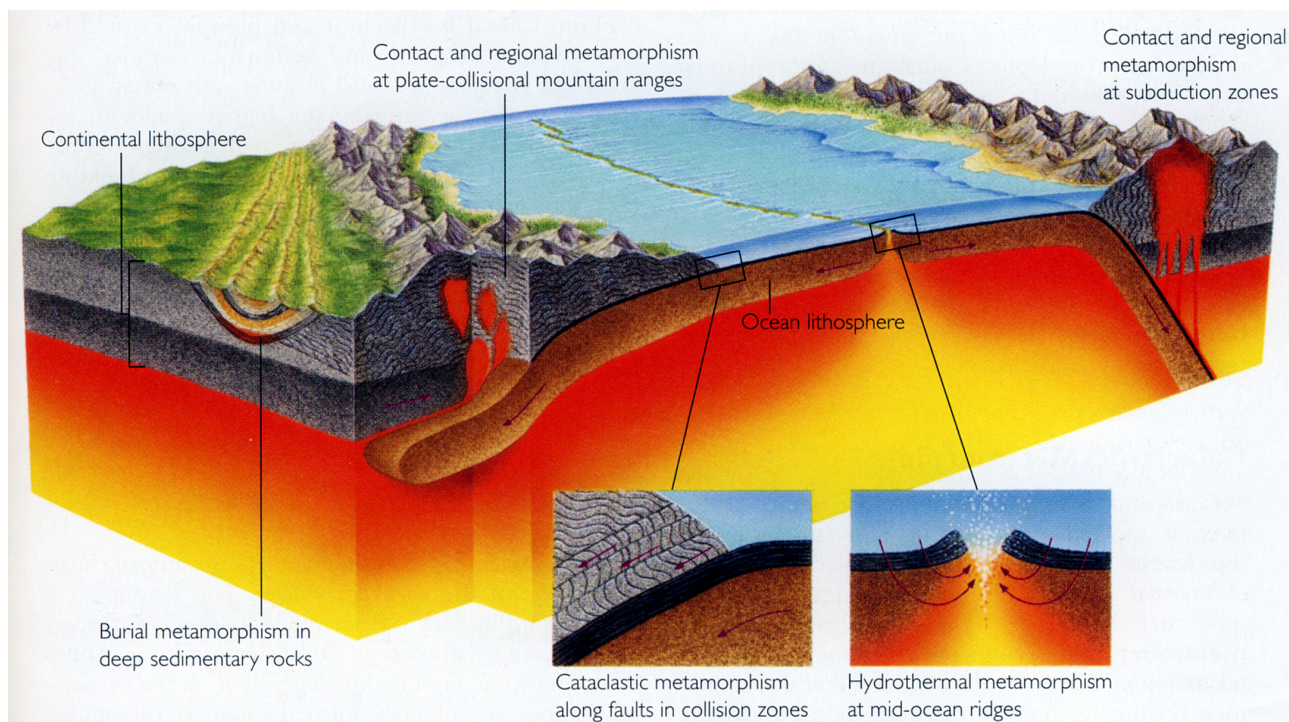
Στις ζώνες απόκλισης των πλακών (όπως π.χ. στην Ισλανδία), στις ζώνες ηπειρωτικής ταφρογένεσης (όπως στην Ανατολική Αφρική), αλλά και στις θερμές κηλίδες που αναπτύσσονται στο εσωτερικό των ωκεάνιων πλακών (όπως π.χ. στη Χαβάη), οι εκχύσεις βασαλτικών λαβών με χαμηλό ιξώδες, δημιουργούν υπο-οριζόντιες τράπεζες (plateaus), λάβας και ηφαίστεια με μικρές μορφολογικές κλίσεις.

Στο γεωτεκτονικό πλαίσιο των λιθοσφαιρικών πλακών, η μόνη περίπτωση που πολύ σπάνια, ή και

καθόλου, δεν παρατηρείται ηφαιστειακή δραστηριότητα, είναι αυτή των ρηγμάτων μετασχηματισμού, όπως για παράδειγμα το ρήγμα του San Andreas (βλπ. Κεφ. 5). Στις περιπτώσεις αυτές ούτε πλάκες υποβυθίζονται για να δώσουν ανδεσιτικές λάβες, αλλά ούτε και απομακρύνονται για να δώσουν διέξοδο στις βασικής σύστασης λάβες από το μανδύα.

### 3.9 Μεταμορφωμένα Πετρώματα και Τεκτονική των Πλακών

Οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών δημιουργούν τα κατάλληλα γεωδυναμικά περιβάλλοντα, από άποψη θερμοκρασίας, πίεσης και κυκλοφορίας ρευστών, για τη δημιουργία των περισσότερων από τα μεταμορφωμένα πετρώματα της Γης. Οι κατευθυνόμενες πιέσεις στα συγκλίνοντα όρια των πλα-



**Εικόνα 3.24** Η δημιουργία μεταμορφωμένων πετρωμάτων στο γεωδυναμικό πλαίσιο της τεκτονικής των λιθосφαιρικών πλακών. Περιφερική δυναμοθερμική μεταμόρφωση (regional dynamothermal metamorphism) λαμβάνει χώρα στις ζώνες υποβύθισης και ζώνες ηπειρωτικής σύγκρουσης, υδροθερμική μεταμόρφωση (hydrothermal metamorphism) στις μεσο-ωκεάνιες ράχες, μεταμόρφωση επαφής κατά την άνοδο του νέου μάγματος στις ζώνες υποβύθισης και σύγκλισης και κατακλαστική μεταμόρφωση (cataclastic metamorphism) κατά μήκος των ρηξιγενών ζωνών διάτμησης στις έντονα παραμορφωμένες ορογενετικές ζώνες.

κών (υποβύθιση και σύγκρουση), είναι στην ουσία υπεύθυνες για όλες τις περιπτώσεις της περιφερικής δυναμοθερμικής μεταμόρφωσης (regional dynamothermal metamorphism) και το νέο μάγμα που δημιουργείται στις ζώνες υποβύθισης και σύγκλισης είναι υπεύθυνο για τις περισσότερες περιπτώσεις της μεταμόρφωσης επαφής (Εικ. 3.24).

Η ύπαρξη μεγάλων περιοχών που αποτελούνται από φυλλώδη πετρώματα, καταδεικνύει ότι οι κατευθυνόμενες πιέσεις παίζουν σημαντικό ρόλο στη μεταμόρφωση των πετρωμάτων, ενώ η γεωμετρία και η διάταξη της φύλλωσης αποκαλύπτει τη διεύθυνση της συμπίεσης (κάθετη στα επίπεδα της φύλλωσης). Ο υψηλός βαθμός μεταμόρφωσης προϋποθέτει ότι κάποια από αυτά τα πετρώματα σχηματίστηκαν σε μεγάλα βάθη, άρα για να εμφανίζονται σήμερα στην επιφάνεια έχουν υποστεί σημαντική ανύψωση και διάβρωση.

Τα κυανοσχιστολιθικά πετρώματα αποτελούν μια ιδιαίτερα χρησιμοποιούμενη ένδειξη για τον προσδιορισμό παλαιών ζωνών υποβύθισης και συγκλινόντων ορίων πλακών. Τα πετρώματα αυτά σχηματίζονται σε συνθήκες υψηλών-πιέσεων, χαμηλών-θερμοκρασιών (HP/LT, high-pressure, low-temperature), που οι γεωλόγοι πιστεύουν ότι λαμβάνουν χώρα μόνο όταν οι λιθосφαιρικές πλάκες

υποβυθίζονται.

Οι ωκεάνιες λεκάνες περιλαμβάνουν μεταμορφωμένα πετρώματα λόγω υδροθερμικής μεταμόρφωσης (Εικ. 3.24), κατά μήκος των μεσο-ωκεάνιων ραχών, εκεί όπου οι λιθосφαιρικές πλάκες αποκλίνουν. Το κρύο θαλασσινό νερό έρχεται σε απ' ευθείας επαφή με το ζεστό μάγμα, θερμαίνεται και εξέρχεται ως θερμό ύδωρ και ατμός, προκαλώντας την υδροθερμική μεταμόρφωση των ωκεάνιων πετρωμάτων.

Μεταμόρφωση, γνωστή με το όνομα κατακλαστική μεταμόρφωση ή μεταμόρφωση ρηξιγενών ζωνών (cataclastic metamorphism or fault-zone metamorphism), παρατηρείται επίσης κατά μήκος ρηγμάτων και ζωνών διάτμησης, όπου οι τεκτονικές κινήσεις προξενούν θραύση και ολίσθηση του φλοιού (Εικ. 3.24). Κατά τη διαδικασία της ολίσθησης αυτής παράγεται ένα σημαντικό ποσό κατευθυνόμενων πιέσεων αλλά και θερμότητας λόγω τριβής. Η πίεση και θερμοκρασίες αυτές, σε μια ζώνη κατά μήκος του ρήγματος, είναι αρκετά έντονες ώστε να προξενήσουν μεταμόρφωση, αν και η επίδρασή τους μειώνεται δραστικά σε μικρή απόσταση από τη ρηξιγενή ζώνη. Τα πετρώματα που δημιουργούνται σε αυτές τις ζώνες διάτμησης είναι γνωστά με το όνομα "πετρώματα ρηξιγενών ζωνών".

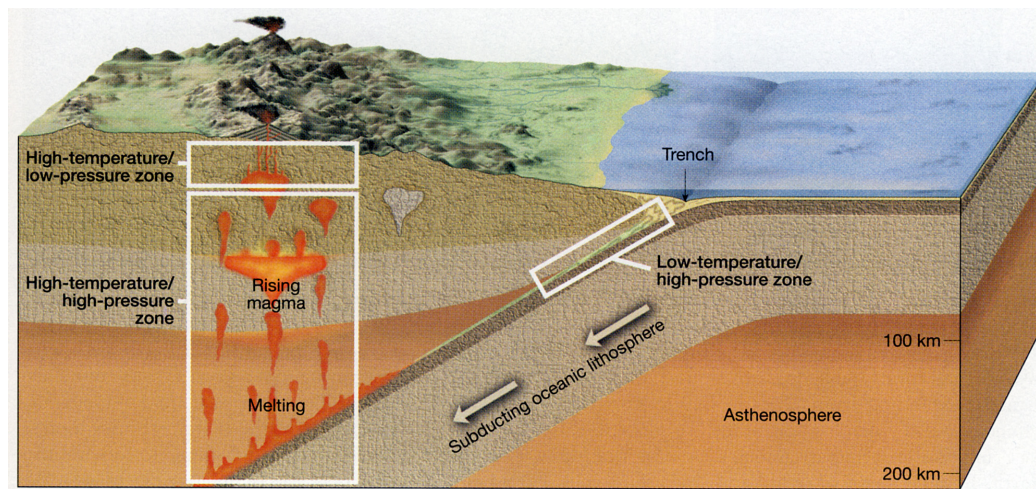
νών" (fault related rocks), ή "κατακλασίτες" (cataclasites), ή "μυλονίτες" (mylonites). Εντοπίζονται κυρίως στις ισχυρά παραμορφωμένες ορογενετικές ζώνες, όπου και η ύπαρξη ρηξιγενών ζωνών διάτμησης είναι εκτεταμένη. Για το λόγο αυτό απαντώνται συνήθως μαζί με τα περιοχικής μεταμόρφωσης πετρώματα.

### Διαδρομές Πίεσης – Θερμοκρασίας (P-T path), και Τεκτονική των Πλακών

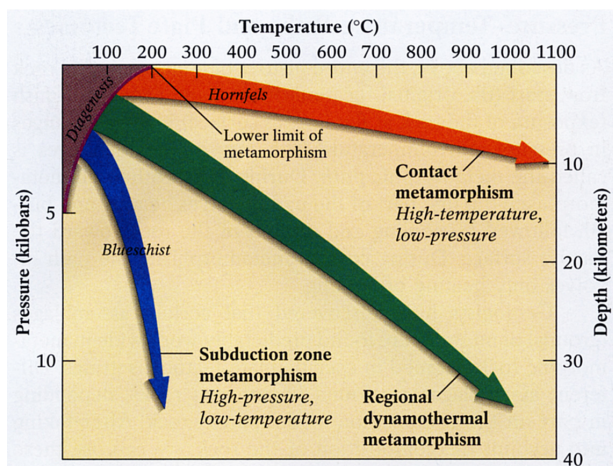
Όπως είναι γνωστό, η εξέλιξη ενός μεταμορφωμένου πετρώματος, από την αρχική θέση δημιουργίας του μητρικού πετρώματος μέχρι την αποκάλυψή του στην επιφάνεια της Γης, προϋποθέτει αλλαγές της πίεσης και της θερμοκρασίας. Το σύνολο αυτών των αλλαγών αποκαλείται διαδρομή μεταμόρφωσης (metamorphic path). Κατά τη δυναμοθερμική μεταμόρφωση, το πρώτο στάδιο της διαδρομής προϋποθέτει θέρμανση και ενταφιασμό των πετρωμάτων και τα επόμενα στάδια ψύξη και μετακίνηση των πετρωμάτων προς την επιφάνεια. Κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσης επαφής τα διάφορα στάδια της διαδρομής προϋποθέτουν μόνο θέρμανση ή ψύξη.

Είναι επίσης γνωστό ότι στα μεταμορφωμένα πετρώματα συγκεκριμένες ορυκτολογικές παραγενέσεις δημιουργούνται σε συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας, δηλαδή σε συγκεκριμένα γεωδυναμικά περιβάλλοντα στα πλαίσια της τεκτονικής των πλακών. Οι παραγενέσεις αυτές είναι διαφορετικές για κάθε είδος πετρώματος και εξαρτώνται εν μέρει από την σύσταση του μητρικού πετρώματος. Λαμβάνοντας, λοιπόν, υπόψη τη σύσταση του πετρώματος, μπορούν να χρησιμοποιηθούν οι διάφορες χαρακτηριστικές παραγενέσεις για να προσδιορισθούν οι συνθήκες πίεσης-θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια της μεταμορφικής ιστορίας του πετρώματος (διαδρομή P-T, P-T path).

Για να διευκρινισθεί ο τρόπος με τον οποίο οι χαρακτηριστικές ορυκτολογικές παραγενέσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την ερμηνεία της μεταμορφικής διαδρομής και της γεωδυναμικής τοποθέτησης στα πλαίσια της τεκτονικής των πλακών, θα αναφερθούν οι διαφορετικοί τρόποι με τους οποίους μπορούν να μεταμορφωθούν τα βασालτικά πετρώματα (Εικ. 3.25). Στις ζώνες υποβύθισης, μια πλάκα από βασαλτικής σύστασης ωκεάνιο φλοιό κατέρχεται προς τον μανδύα και υφίσταται, προοδευτικά, υψηλότερες θερμοκρασίες και πιέσεις. Η αύξηση της θερμοκρασίας με το βάθος στις ζώνες υποβύθισης δεν είναι τόσο μεγάλη όσο σε άλλα γεωδυναμικά περιβάλλοντα, όπως π.χ. στο εσωτερικό του ηπειρωτικού φλοιού, όπου ακολουθείται η κανονική γεωθερμική βαθμίδα, επειδή το υλικό που κατέρχεται είναι ψυχρό (για λεπτομέρειες βλπ. Κεφ. 6). Άρα λοιπόν στο αρχικό τμήμα της καταβύθισης η κατερχόμενη ωκεάνια πλάκα θα υφίσταται συνθήκες μικρής αύξησης της θερμοκρασίας και μεγάλης αύξησης των πιέσεων, συνθήκες που προκαλούν την ονομαζόμενη κυανοσχιστολιθικού τύπου μεταμόρφωση (blueschist metamorphism), χαρακτηριστική για το συγκεκριμένο γεωδυναμικό περιβάλλον της υποβύθισης (Εικ. 3.25). Σε βαθύτερα σημεία της ζώνης υποβύθισης, όπου οι θερμοκρασίες είναι πολύ υψηλότερες (και φυσικά και οι πιέσεις), η κατερχόμενη πλάκα υφίσταται μερική τήξη, νέο μάγμα δημιουργείται και ανέρχεται προς την επιφάνεια. Όλη η ζώνη αυτή, μέχρι και τα βαθύτερα τμήματα του υπερκείμενου ηπειρωτικού φλοιού, χαρακτηρίζεται από μεταμόρφωση υψηλών θερμοκρασιών και υψηλών πιέσεων (Εικ. 3.25). Στα ανώτερα τμήματα του ηπειρωτικού φλοιού οι πιέσεις είναι μικρότερες, οι θερμοκρασίες όμως εξακολουθούν να είναι υψηλές, λόγω του ανερχόμενου μάγματος. Η ζώνη αυτή λοιπόν χαρακτηρίζεται από μεταμόρφωση υψηλών θερμοκρασιών και χαμηλών πιέσεων (Εικ. 3.25).



**Εικόνα 3.25** Τα τρία κύρια περιβάλλοντα μεταμόρφωσης που σχετίζονται με τις ζώνες υποβύθισης: χαμηλές θερμοκρασίες/υψηλές πιέσεις, υψηλές θερμοκρασίες/υψηλές πιέσεις και υψηλές θερμοκρασίες/χαμηλές πιέσεις.



**Εικόνα 3.26** Η σχέση ανάμεσα στο βάθος, την πίεση και τη θερμοκρασία, που χαρακτηρίζει τη δημιουργία των συνήθων μεταμορφωμένων βασαλτικών πετρωμάτων και που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των διάφορων μεταμορφικών φάσεων.

Ο ηπειρωτικός φλοιός πάνω από τις ζώνες υποβύθισης, ή οι ήπειροι που υφίστανται δυναμοθερμική μεταμόρφωση κατά τη διάρκεια σύγκρουσης των πλακών, μεταμορφώνονται ακολουθώντας μια μεταμορφική διαδρομή που χαρακτηρίζεται από μεταβολές και στην πίεση και τη θερμοκρασία. Στην Εικ. 3.26 παρουσιάζεται αυτή η ενδιάμεση διαδρομή που ακολουθείται από πολλά ηπειρωτικά πετρώματα που χαρακτηρίζουν αυτά τα γεωδυναμικά περιβάλλοντα και τα οποία σχηματίζουν τις περισσότερες ορογενετικές ζώνες στον πλανήτη (βλπ. και Κεφ. 9.4).

Η μεταμόρφωση επαφής, η υδροθερμική μεταμόρφωση και η μεταμόρφωση των ανώτερων τμημάτων του φλοιού στα ηφαιστειακά τόξα, χαρακτηρίζεται από υψηλές θερμοκρασίες και χαμηλές πιέσεις. Η Εικόνα 3.26 παρουσιάζει τη μεταμορφική διαδρομή αυτών των πετρωμάτων που προϋποθέτουν αύξηση της θερμοκρασίας και ελάττωση ή καθόλου αύξηση της πίεσης.