5. Πετρώματα Ρηξιγενών Ζωνών (Fault Rocks) και Ζώνες Διάτμησης (Shear Zones)

5.1 Εισαγωγή

Γενικά, η παραμόρφωση στα πετρώματα δεν κατανέμεται ομοιογενώς μέσα στη μάζα τους. Συνήθως δημιουργούνται επίπεδες ζώνες, μέσα από τις οποίες εκτονώνεται η κίνηση σχετικά άκαμπτων ρηξιτεμαχών και στις οποίες εντοπίζεται ένα υψηλό ποσοστό παραμόρφωσης με κύριο χαρακτηριστικό τον πιο γρήγορο ρυθμό της παραμόρφωσης απ' ότι το γύρω πέτρωμα. Η παραμόρφωση στις ζώνες αυτές, που χαρακτηρίζονται από υψηλή καταπόνηση (high strain), συνήθως περιλαμβάνει μια συνιστώσα περίστρεψης, σαν επακόλουθο της πλευρικής (πλάγιας? lateral) σχετικής μετατόπισης των ρηξιτεμαχών. Αυτός ο τύπος των ζωνών υψηλής καταπόνησης είναι γνωστός σαν ζώνες διάτμησης (shear zones).

Οι ζώνες διάτμησης έχουν συνήθως επίπεδα όρια, μεγάλο μήκος ως προς πλάτος (μεγαλύτερο από 5:1) και η εσωτερική τους παραμόρφωση είναι σε μεγάλο ποσοστό απλή διάτμηση (± ποσοστό συμπίεσης η εφελκυσμού) και έχει πολύ μεγάλες τιμές σε σχέση με το γύρω πέτρωμα. Η παραμόρφωση στις ζώνες διάτμησης προξενεί την ανάπτυξη ενός χαρακτηριστικού τεκτονικού ιστού αλλά και ορυκτολογικών αθροισμάτων που αντικατοπτρίζουν τις συνθήκες P-T, τον τύπο της ροής, τη φορά της κίνησης και την ιστορία της παραμόρφωσης στη ζώνη διάτμησης. Γίνεται λοιπόν αντιληπτό ότι οι ζώνες διάτμησης είναι μια σημαντική πηγή "γεωλογικής" πληροφορίας.

Οι ζώνες διάτμησης (Εικ. 5.1) χωρίζονται σε θραυσιγενείς (brittle) ζώνες (ή ρηξιγενείς ζώνες – ρήγματα) και σε όλκιμες (ductile) ζώνες, ανάλογα με το τύπο της παραμόρφωσης που τις χαρακτηρίζει (θραυσιγενής ή όλκιμη). Συχνά στη βιβλιογραφία αναφέρεται και ένας ενδιάμεσος τύπος (brittle-ductile shear zones), που αποτελεί μια ενδιάμεση κατάσταση ανάμεσα στις δύο προηγούμενες. Οι όλκιμες ζώνες διάτμησης συνήθως είναι ενεργές σε υψηλότερες συνθήκες μεταμόρφωσης απ' ότι οι θραυσιγενείς.

Μεγάλης κλίμακας ζώνες διάτμησης που κόβουν όλο το φλοιό ή και τον ανώτερο μανδύα παρουσιάζουν ένα ανώτερο τμήμα που χαρακτηρίζεται από θραυσιγενή παραμόρφωση και ένα κατώτερο από όλκιμη (Εικ. 5.1). Το βάθος της μετάβασης από το ένα τμήμα στο άλλο εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως το μέγεθος του ρυθμού καταπόνησης (bulk strain rate), η γεωθερμική βαθμίδα, το μέγεθος των κόκκων, ο λιθότυπος (lithotype, λιθολογία?), η πίεση των ρευστών, ο προσανατολισμός του εντατικού πεδίου και ο προϋπάρ-χων ιστός. Π.χ. όλκιμες διατμητικές ζώνες μπορούν να αναπτυχθούν σε μάρμαρα σε συν-

θήκες μεταμόρφωσης τέτοιες που ένα άλλο πέτρωμα όπως π.χ. οι χαλαζίτες θα παραμορφωνόντουσαν θραυσιγενώς. Επίσης διαφορετικά ορυκτά σε ένα πέτρωμα μπορούν να παραμορφώνονται ταυτόχρονα τα ένα όλκιμα και το άλλο θραυσιγενώς.



Εικ. 5.1. Κατανομή των κύριων τύπων πετρωμάτων ρηζιγενών ζωνών σε μια μεγάλης κλίμακας ζώνη διάτμησης.

Μεγάλης κλίμακας ζώνες διάτμησης μπορεί να είναι ενεργές για σημαντικές χρονικές περιόδους και υλικό της ζώνης διάτμησης μπορεί να μεταφέρεται σε υψηλότερα ή χαμηλότερα σημεία της ζώνης στο φλοιό. Ως εκ τούτου λοιπόν τα πετρώματα στις μεγάλης κλίμακας ζώνες διάτμησης παρουσιάζουν συνήθως ενδείξεις για αρκετά επικαλυπτόμενα στάδια δραστηριότητας σε διαφορετικές μεταμορφικές συνθήκες. Το ίδιο μπορεί να συμβεί και για μικρότερης κλίμακας ζώνες δεδομένου ότι μια ζώνη διάτμησης από τη στιγμή που θα δημιουργηθεί μπορεί πολύ εύκολα να επαναδραστηριοποιηθεί.

Για τα πετρώματα που έχουν παραμορφωθεί σε μια ζώνη διάτμησης χρησιμοποιείται συνήθως μια ειδική ορολογία, που εν μέρει εξαρτάται από την λιθολογία τους. Συνήθως αναφέρονται με τον όρο "fault rocks" ή "fault related rocks", δηλαδή "πετρώματα ρηζιγενών ζωνών", αν και περιλαμβάνουν και αυτά που έχουν δημιουργηθεί σε όλκιμες ζώνες. Οι πιο συνήθεις τύποι είναι τα θραυσιγενή πετρώματα (brittle fault rocks), οι μυλονίτες (mylonites) και οι ταινιωτοί γνεύσιοι (striped gneisses).

Στην Εικ. 5.1 παρουσιάζεται η κατανομή των κύριων τύπων των πετρωμάτων αυτών σε μία σχηματική τομή διαμέσου μιας μεγάλης κλίμακας ζώνης διάτμησης. Η ζώνη αυτή μεταβάλλεται τόσο ως προς το πλάτος, όσο και ως προς τη γεωμετρία και τον τύπο των πετρωμάτων που δημιουργούνται, ανάλογα με το βάθος και το βαθμό μεταμόρφωσης. Στη στήλη b παρουσιάζεται μια σχηματική αναπαράσταση των τεσσάρων κύριων τύπων των πετρωμάτων σε ρηξιγενείς ζώνες και της γεωμετρίας της ζώνης διάτμησης, με την προϋπόθεση ότι το αρχικό πέτρωμα είναι ένας γρανίτης με καλά αναπτυγμένους φαινοκρυστάλλους. Το συγκεκριμένο παράδειγμα της Εικ. 5.1 αναφέρεται σε μια κατακόρυφη, οριζόντιας ολίσθησης ζώνη διάτμησης. Κεκλιμένες (κανονικές ή ανάστροφες) ζώνες διάτμησης εμφανίζουν μια όμοια κατανομή στα πετρώματα και τη γεωμετρία της διάτμησης με το βάθος.

5.2 Πετρώματα Ρηξιγενών Ζωνών (Fault Related Rocks)

5.2.1 ГENIKA

Και οι τρεις βασικές κατηγορίες πετρωμάτων (ιζηματογενή, πυριγενή και μεταμορφωμένα) αν βρεθούν κάτω από ιδιαίτερες συνθήκες παραμόρφωσης (ζώνες διάτμησης) μεταβάλουν χαρακτηριστικά τον τεκτονικό ιστό τους, αλλά συχνά και την ορυκτολογική σύνθεσή τους, με αποτέλεσμα να διαφέρουν ριζικά από την αρχική μορφή τους και άρα και από τα διπλανά τους πετρώματα, δημιουργώντας μια ιδιαίτερη κατηγορία πετρωμάτων. Τα πετρώματα ρηξιγενών ζωνών (fault rocks)^{*}. Στην προκειμένη περίπτωση πρέπει να τονισθεί ότι η αρχική λιθολογία αλλά και το βάθος στο οποίο βρίσκεται και λειτουργεί η τεκτονική ζώνη (οι συνθήκες δηλαδή πίεσης και θερμοκρασίας) είναι οι κύριοι παράγοντες που μας καθορίζουν το είδος του τεκτονικού πετρώματος.

Το μέγεθος της τεκτονικής ζώνης, αν αυτή δηλαδή είναι ένα μικρό ρήγμα κλίμακας μερικών δεκάδων ή εκατοντάδων μέτρων ή μια μεγάλη τεκτονική ζώνη σε επίπεδο φλοιού, καθώς και το χρονικό διάστημα κατά το οποίο αυτή λειτουργεί, είναι οι βασικοί παράγοντες που καθορίζουν την έκταση (και το είδος βέβαια) που θα έχουν τα τεκτονικά πετρώματα, δεδομένου ότι αυτά μπορεί να δημιουργούν ζώνες της τάξης του μέτρου ή και λιγότερο αλλά και ζώνες της τάξης αρκετών εκατοντάδων μέτρων, σε κλίμακα γεωτεκτονικής ενότητας.

Στην Εικ. 5.2 παρουσιάζεται ένα γενικό σχήμα που έδωσε ο Sibson (1977) για τα λέπη των Εβρίδων νήσων αλλά καθιερώθηκε γενικότερα στη βιβλιογραφία, για τη μεταβολή της δομής των τεκτονικών πετρωμάτων ανάλογα με το βάθος. Το μοντέλο αυτό μπορεί να έχει εφαρμογή σε όλα τα γεωδυναμικά περιβάλλοντα αρκεί να δίνεται πάντα προσοχή στις ιδιαιτερότητες που επικρατούν. Π.χ. σε συνθήκες ζώνης καταβύθισης (subtraction) το βάθος στο οποίο περνάμε από τη θραυσιγενή παραμόρφωση στην πλαστική (όλκιμη) είναι πολύ μεγαλύτερο (λόγω τις παραμόρφωσης των ισόθερμων καμπυλών εξ' αιτίας της κίνησης των πλακών) απ' ότι αν βρισκόμαστε στο εσωτερικό μιας πλάκας.

Σύμφωνα με το σχήμα αυτό όσο η τεκτονική ζώνη λειτουργεί σε επιφανειακούς τεκτονικούς ορόφους (η συμπεριφορά του φλοιού στα βάθη αυτά στη βιβλιογραφία αναφέρεται σαν elasticofrictional regim), τα πετρώματα που δημιουργούνται είναι της γενικής κατηγορίας των θραυσιγενών πετρωμάτων (λατυποπαγή κλπ.), ασύνδετα ή συνεκτικά ανάλογα με το βάθος, ενώ συνήθως δεν δημιουργείται τεκτονικός ιστός με διαμπερείς δομές.

^{*} Χρησιμοποιείται ο όρος "πετρώματα ρηξιγενών ζωνών" και όχι "πετρώματα ρηγμάτων", δεδομένου ότι αναφέρονται κυρίως σε μεγάλης κλίμακας ρήγματα στο φλοιό. Παλαιότερα είχε προταθεί και ο όρος "τεκτονικά πετρώματα" (Παπανικολάου 1986), ο οποίος θεωρείται επιτυχής, δεδομένου ότι τα πετρώματα αυτά έχουν καθαρά τεκτονική προέλευση. Αποφεύγεται όμως η χρησιμοποίησή του γιατί ο όρος αυτός δεν εμφανίζεται πουθενά στην υπάρχουσα διεθνή βιβλιογραφία.

Αυτά ισχύουν μέχρι ένα βάθος 10-15 Km, όπου η θερμοκρασία έχει φθάσει τους 250^{0} - 350^{0} C και μέσα από μια ζώνη μετάβασης (το σημείο που στην ουσία σταματάμε να έχουμε θραύση και σεισμούς) περνάμε σε βαθύτερους τεκτονικούς ορόφους και σε πετρώματα με φύλλωση, με διαμπερείς δομές, με τεκτονικό ιστό και μεταμόρφωση, σε καθεστώς παραμόρφωσης που στη βιβλιογραφία αναφέρεται ως quasiplastic regime.



Εικ. 5.2. Το κλασσικό σχήμα του Sibson (1977) για τη μεταβολή της δομής των πετρωμάτων ρηζιγενών ζωνών ανάλογα με το βάθος.

Ο Lapworth's (1885) περιέγραψε πρώτος πετρώματα τύπου μυλονιτών στο Moine Thrust στη ΒΔ Σκωτία, ενώ ο Higgins (1971) είναι αυτός που πρώτος έδωσε μια λεπτομερή ταξινόμηση των πετρωμάτων αυτών, η οποία παρουσιάζεται στο σχήμα της Εικ. 5.3. Τους έδωσε τη γενική ονομασία κατακλαστικά πετρώματα (cataclastic rocks), που θεωρούσε ότι αντιπροσωπεύει το γενικό όρο για όλα τα πετρώματα που έχουν προέλθει από κατάκλαση (σε οποιεσδήποτε συνθήκες και με οποιονδήποτε τρόπο έγινε αυτή, δηλαδή όχι μόνο από θραύση).

Βασικά στοιχεία για το διαχωρισμό τους απετέλεσαν το βάθος στο οποίο δημιουργήθηκαν, το μέγεθος και το % ποσοστό των πορφυροκλαστών^{*} ή θραυσμάτων (που χαρακτηρίζουν τα πετρώματα αυτά), η συνοχή τους και το αν δημιουργούν φύλλωση ή όχι.

Αρχικά διακρίνονται δύο βασικές κατηγορίες. Αυτά με πρωτογενή συνοχή και αυτά χωρίς πρωτογενή συνοχή. Αυτά με πρωτογενή συνοχή αποτελούν στην ουσία μεταμορφωμένα

^{*} Ο όρος πορφυρο**κλάστης**, όπως και ο όρος πορφυρο**βλάστης** υποδηλώνουν μεγάλου μεγέθους κρυστάλλους σε μια λεπτοκρυσταλλική κύρια μάζα. Η διαφορά βρίσκεται στο ότι ο πορφυροκλάστης δηλώνει μείωση του μεγέθους του κρυστάλλου, και άρα είναι συνήθεις στα μυλονιτικά πετρώματα, ενώ ο πορφυροβλάστης αναφέρεται σε κρυστάλλους που αναπτύσσονται πολύ περισσότερο από τους υπόλοιπους της κύριας μάζας, συνήθως σε φυλλίτες και σχιστολίθους (δηλαδή σε μη-μυλονιτικά πετρώματα). Πολλοί πορφυροβλάστες γίνονται πορφυροκλάστες όταν το πέτρωμα υποστεί μυλονιτιοποίηση.

πετρώματα και οφείλουν τη συνεκτικότητά τους σε τις κρυσταλλοβλαστικές και κατακλαστικές διαδικασίες που έλαβαν χώρα. Χωρίζονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες, ανάλογα με το αν κυρίαρχη διαδικασία είναι η κατάκλαση (όχι μόνο με την έννοια της θραύσης) ή η νεοκρυστάλλωση και ανακρυστάλλωση (δηλαδή οι κρυσταλλοβλαστικές διαδικασίες). Τα πετρώματα στα οποία κυριαρχεί η κατάκλαση μπορούν να διακριθούν σε δύο επίσης κατηγορίες, ανάλογα με το αν εμφανίζουν κάποια κατακλαστική φύλλωση ή όχι.



Εικ. 5.3. Η ταξινόμηση των κατακλαστικών πετρωμάτων κατά Higgins (1971).

Με τα πετρώματα αυτά ασχολήθηκαν και ασχολούνται πολλοί ερευνητές, οι οποίοι έδωσαν τη δική τους εκδοχή για την ταξινόμησή τους, χωρίς όμως ουσιαστικές διαφορές, αλλά δίνοντας απλά έμφαση σε συγκεκριμένα χαρακτηριστικά. Πιο ουσιαστικές είναι αυτές των Sibson (1977), Hatcher (1978), White (1982) και Wise et al. (1984). Ο Sibson (1977) τα ονομάζει *fault rocks (πετρώματα ρηξιγενών ζωνών)* και δίνει μια ταξινόμηση που διακρίνει δύο βασικές κατηγορίες. Πετρώματα με τυχαίο ιστό και πετρώματα με φύλλωση. Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει τόσο μη συνεκτικά (*fault breccia, fault gouge* and *pseudotachylyte*) όσο και συνεκτικά πετρώματα (*crush breccia, fine sruch breccia, crush microbreccia, protoclasite, cataclasite* and *ultraclasite*). Η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει μόνο συνεκτικά πετρώματα, την κατηγορία των μυλονιτών (*protomylonite, mylonite, ultramylonite* and *blastomylonite*).

Η εργασία των Wise et al. (1984) για την ορολογία των fault related rocks αποτελεί τα συμπεράσματα και τις προτάσεις ενός συνεδρίου για τους μυλονίτες που έγινε στο Penrose των Η.Π.Α. και βασίζει τη διάκριση των πετρωμάτων αυτών (Εικ. 5.4), σε δύο παραμέτρους. Στο ρυθμό καταπόνησης (strain rate) και στο ρυθμό ανάκτησης (rate of recovery). Ο τεκτονικός ιστός των πετρωμάτων που παραμορφώνονται είναι το αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης δύο βασικών λειτουργιών. Της καταπόνησης και της ανάκτησης. Η καταπόνη

ση εκδηλώνεται ως θραυσιγενής διάρρηξη που προξενεί μείωση στο μέγεθος των κόκκων, ή σαν όλκιμη παραμόρφωση που αλλάζει το σχήμα των κρυστάλλων που κατορθώνουν να "επιβιώσουν" και αποθηκεύει την ενέργεια της καταπόνησης με δομές όπως οι διδυμίες ή άλλες κρυσταλλογραφικές εκτοπίσεις (dislocations, βλπ. κεφάλαιο 3).

Από την άλλη μεριά οι διαδικασίες ανάκτησης προσβλέπουν στη μείωση της ενέργειας της καταπόνησης, που έχει συγκεντρωθεί στο κρυσταλλικό πλέγμα, με διαδικασίες όπως η συντεκτονική ανακρυστάλλωση, η μείωση των ορίων των κόκκων κλπ. (βλπ. κεφάλαιο 3), ή γενικότερα με διαδικασίες που προϋποθέτουν πλήρη ανακρυστάλλωση των κόκκων, μετανάστευση των εκτοπίσεων στα όρια των κόκκων, δημιουργία λιγότερο καταπονημένων υποκόκκων (subgrains) με μικρές κρυσταλλογραφικές αποκλίσεις από τον αρχικό κρύσταλλο.



Εικ. 5.4. Η ταξινόμηση των πετρωμάτων που σχετίζονται με ρηξιγενείς ζώνες κατά Wise et al. (1984).

Ο ανταγωνισμός ανάμεσα στο ρυθμό καταπόνησης και το ρυθμό ανάκτησης/ανακρυστάλλωσης αποτελεί την κυρίαρχη διαδικασία που καθορίζει τον τεκτονικό ιστό των πετρωμάτων αυτών. Ο ρυθμός που αυτά εξελίσσονται εξαρτάται από παράγοντες όπως η σύσταση, το μέγεθος των κόκκων, η θερμοκρασία, τα ρευστά των πόρων και το εντατικό πεδίο. Στη μία ακραία περίπτωση, όλα τα πετρώματα που υφίστανται μια ταχύτατη καταπόνηση σε χαμηλές θερμοκρασίες με μέτρια ή καθόλου ανάκτηση θα μετατραπούν σε κατακλαστικά πετρώματα (Εικ. 5.4). Στην άλλη ακραία περίπτωση, όπου οι διαδικασίες ανάκτησης/ανακρυστάλλωσης κυριαρχούν, το αποτέλεσμα θα είναι ένα σύνηθες μεταμορφωμένο πέτρωμα, ακόμα και αν το ολικό μέγεθος της καταπόνησης είναι αρκετά μεγάλο και προϋποθέτει



Εικ. 5.5. Η υποθετική ιστορία ενός τυπικού πετρώματος που σχετίζεται με ρηζιγενείς ζώνες και "διατρέχει" το σύνολο των κατηγοριών της προηγούμενης εικόνας.

Η τεκτονο-μεταμορφική ιστορία των πετρωμάτων σε πολλές περιπτώσεις είναι εξαιρετικά πολύπλοκη και προϋποθέτει αρκετά στάδια παραμόρφωσης και καταπόνησης που λαμβάνουν χώρα με διαφορετικούς ρυθμούς και σε διαφορετικές συνθήκες. Το αποτέλεσμα μπορεί να είναι ένα σύνθετο σύνολο επικαλυπτόμενων διαδικασιών καταπόνησης και ανάκτησης, δηλαδή ένα σύνθετο σύνολο δομών και ιστών, όλκιμων ή θραυσιγενών.

Στην Εικ. 5.5 παρουσιάζεται η σύνθετη εξέλιξη ενός πετρώματος που βρίσκεται δίπλα σε μια μεγάλη ρηξιγενή ζώνη. Η κύρια μάζα του πετρώματος υφίσταται μια σειρά παραμορφωτικών φάσεων, που προϋποθέτουν σε γενικές γραμμές χαμηλούς ρυθμούς καταπόνησης, στην πορεία προς τις συνθήκες υψηλής μεταμόρφωσης και της επιστροφής στην επιφάνεια. Πάνω στο γενικό αυτό πρότυπο μπορεί να επιτίθεται ένα σύνολο από μικρής διάρκειας γεγονότα που χαρακτηρίζονται από υψηλούς ρυθμούς καταπόνησης. Κατά το ξεκίνημα της πορείας σχηματίζονται τεκτονικά λατυποπαγή (breccia) και θραυσματοπαγή (fault gouge), (A) και στη συνέχεια μυλονίτες (B), που ομογενοποιούνται ή παραλλάσσονται από τη μεταμόρφωση και την όλκιμη τεκτονική ροή που ακολουθούν.



Εικ. 5.6. Συνεκτικό τεκτονικό λατυποπαγές σε χαλαζίτη. Παρατηρούνται γωνιώδη θραύσματα διαφόρων μεγεθών.



Εικ. 5.7. Ψευδοταχυλίτης σε αμφιβολίτη που τέμνει τη φύλλωση του πετρώματος. Διακρίνεται μια επιφάνεια γένεσης (generation surface, πάνω αριστερά – κάτω δεξιά) και μια φλέβα ψεκασμού? (injection vein, στα αριστερά).



Εικ. 5.8. Μυλονίτης που έχει δημιουργηθεί σε πηλιτικό γνεύσιο. Η τομή είναι κάθετη στη σχιστότητα και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.



Εικ. 5.9. Μυλονίτης που έχει δημιουργηθεί σε χλαζο-αστριούχο πέτρωμα. Η τομή είναι κάθετη στη σχιστότητα και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.



Εικ. 5.10. Ζώνη υπερμυλονίτη που έχει δημιουργηθεί σε χλαζο-αστριούχο πέτρωμα. Η τομή είναι κάθετη στη σχιστότητα και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.



Εικ. 5.11. Ταινιωτός γνεύσιος που αποτελείται από εναλλαγές ανακρυσταλλωμένων αστρίων και ταινιών χαλαζία. Η τομή είναι κάθετη στη σχιστότητα και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.

μια αλληλουχία από διαμπερείς δομές. Μεταξύ αυτών των δύο ακραίων καταστάσεων τοποθετείται το φάσμα των πετρωμάτων που συνδέονται με ρήγματα που χαρακτηρίζονται από θραυσιγενή-όλκιμη (brittle-ductile) παραμόρφωση.

Τα μυλονιτικά και κατακλαστικά πετρώματα που δημιουργούνται μετά το μέγιστο της μεταμόρφωσης, έχουν φυσικά πολύ περισσότερες πιθανότητες να διατηρηθούν και έτσι να είναι αναγνωρίσιμα. Πιθανώς ορισμένοι από τους μυλονίτες που σχηματίζονται στο στάδιο (D) να επικαλύπτονται από νεότερες δομές όπως φυλλώσεις, λοξοζωνικές πτυχές, ανοικτές πτυχές ή να λατυποποιούνται και να τέμνονται από τις νεότερες κινήσεις της ρηξιγενούς ζώνης. Με τον τρόπο αυτό λοιπόν ένα τυπικό μυλονιτικό δείγμα μπορεί να θεωρηθεί το τελικό αποτέλεσμα μιας μακριάς και σύνθετης ιστορίας παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης κάτω από διαφορετικές συνθήκες θερμοκρασίας, πίεσης και καταπόνησης.

5.3 Ζώνες Διάτμησης

5.3.1 ΕΣΩΤΕΡΙΚΗ ΔΟΜΗ ΖΩΝΩΝ ΔΙΑΤΜΗΣΗΣ ΜΕ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΙΣΤΟ

Όπως προαναφέρθηκε σε ζώνες διάτμησης με τεκτονική ροή, η κίνηση δεν εκτονώνεται όλη σε μία επιφάνεια ασυνέχειας αλλά η ζώνη διάτμησης έχει ένα εύρος και η κίνηση γίνεται μέσα από ένα δίκτυο ασυνεχειών που προσδίδουν στο πέτρωμα έναν τεκτονικό ιστό. Η διερεύνηση της γεωμετρίας του τεκτονικού ιστού που αναπτύσσεται έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την εξαγωγή κριτηρίων που δείχνουν τη φορά της διάτμησης, έτσι ώστε παρατηρώντας τον τεκτονικό ιστό στο ύπαιθρο η το μικροσκόπιο να μπορούμε να βγάλουμε συμπεράσματα για την κινηματική της ζώνης διάτμησης.

5.3.1.1 Riedel Shears

Πρώτοι οι Cloos (1928) και Riedel (1929) προσπάθησαν να αναπαραστήσουν πειραματικά την παραμόρφωση κατά τη δημιουργία ζωνών διάτμησης και μάλιστα με οριζόντια ολίσθηση. Η πειραματική διάταξη στο πείραμα Riedel αποτελείται από δύο σανίδες που στο πείραμα εξαναγκάζονται σε ολίσθηση κατά μήκος της επιφάνειας ασυνέχειας τους. Προσκολλημένο στην οριζόντια επιφάνεια των σανίδων υπάρχει ένα στρώμα πηλού (η πειραματική διάταξη μιμείται την επίδραση σε ένα ιζηματογενές κάλυμμα αναζωπύρωσης με οριζόντια ολίσθηση ρηγμάτων του υποβάθρου) στο οποίο κατά την ολίσθηση των σανίδων αναπτύσσεται ένα εντατικό πεδίο που τελικά οδηγεί σε θραύση του πηλού και δημιουργία συζυγούς ζεύγους κλιμακωτά διατεταγμένων διαρρήξεων (Riedel shears (R) και συζυγή Rtedel shears (R').

Ο προσανατολισμός των Riedel shears είναι τέτοιος που εάν θεωρηθούν ως αποτέλεσμα θραύσεως υπό διάτμηση και εφαρμόζοντας το κριτήριο Mohr-Coulomb, η μέγιστη κύρια τάση του εντατικού πεδίου που αναπτύσσεται στο στρώμα πηλού από την ολίσθηση του υποβάθρου κατά μήκος της επιφάνειας ασυνέχειας, θα πρέπει να σχηματίζει γωνία 45^0 με την επιφάνεια ολίσθησης. Στην πραγματικότητα στο πείραμα Riedel δημιουργείται προοδευτικά, μετά την εμφάνιση των Riedel Shears, ένα ολόκληρο δίκτυο από επιφάνειες ασυνέχειας που εκτονώνουν όλο και μεγαλύτερη μετατόπιση. Πολλοί άλλοι ερευνητές επανέλαβαν το πείραμα Riedel (π.χ. Tchalenko 1970, Wilcox et al 1973, Naylor et al 1986).



Εικ. 5.12. Σχηματικό διάγραμμα που δείχνει τη γεωμετρία και τη φορά διάτμησης των συνηθέστερων τύπων Riedel shears (R, R', P και Y), σε θραυσιγενούς τύπου ζώνη διάρρηζης.

0 Tchalenko (1970) παρατήρησε ότι η γεωμετρία του συστήματος διαρρήξεων που σχηματίζονται στο πείραμα Riedel και σε μικρότερη ακόμη κλίμακα στο κιβώτιο διάτμησης (και που μπορούν να παρατηρηθούν σε πολύ μικρή κλίμακα μέχρι το όριο διακρικότητας του οπτικού μικροσκοπίου) μοιάζουν με συστήματα σεισμικών διαρρήξεων με κυρίαρχη την οριζόντια ολίσθηση που αναπτύχθηκαν σε πολύ μεγαλύτερη κλίμακα σε τεταρτογενή ιζήματα κατά τη διάρκεια σεισμού το 1967 στο Ιράν.

Κατά τη διάρκεια του πειράματος Riedel, ο Tchalenko (1970) έκανε μετρήσεις της διατμητικής τάσης που εφαρμοζόταν για την ολίσθηση των σανίδων καθώς και της συνολικής μετατόπισης λόγω δημιουργίας μικροδιαρρήξεων (μετρούμενη από την παραμόρφωση γραμμών "δεικτών" επάνω στην επιφάνεια του πηλού). Η αντίσταση στην ολίσθηση αυξάνεται μέχρις ότου σχηματισθούν τα πρώτα Riedel shears ενώ μετά μειώνεται σε μία υπολειμματική τιμή καθώς όλο και μεγαλύτερη μετατόπιση εκτονώνεται μέσα από το σύστημα μικροδιαρρήξεων που δημιουργείται, καθώς δηλαδή αναπτύσσεται στον πηλό μία ζώνη διάτμησης με τεκτονική ροή. Η ακολουθία του συστήματος μικροδιαρρήξεων που αναπτύσσεται καθώς και ιστογράμματα της γωνίας που σχηματίζουν με τα όρια της επιφάνειας ασυνέχειας του υποβάθρου ακολουθούν τα εξής στάδια:

—στάδιο a—

Τα πρώτα Riedel shears (R) σχηματίζονται λίγο πριν την μέγιστη αντίσταση σε ολίσθηση με μία μέση γωνία 12 ως προς τα όρια της ζώνης ενώ το ποσοστό μετατόπισης που εκτονώνουν αυξάνει απότομα σε 50%.

—στάδιο b—

Μερικά Riedel shears επεκτείνονται σε μία διεύθυνση υποπαράλληλη με τα όρια της ζώνης ενώ νέο σύστημα μικροδιαρρήξεων δημιουργείται που σχηματίζει γωνία 8⁰ με τα όρια της ζώνης. Σε αυτό το στάδιο το ποσοστό της μετατόπισης που εκτονώνεται μέσα από το σύστημα μικροδιαρρήξεων είναι 75%.

—-στάδιο c—

Νέο σύστημα μικροδιαρρήξεων που αναφέρονται ως p shears δημιουργούνται σχηματίζοντας μέση γωνία 10⁰ με τα όρια της ζώνης αλλά έχοντας φορά μέγιστης κλίσης αντιθετική ως προς τη φορά της διάτμησης, περίπου συμμετρικά με τα Riedel shears. Σε αυτό το στάδιο οι περισσότερες μικροδιαρρήξεις σχηματίζουν γωνία 4⁰ με τα όρια της ζώνης ενώ η μετατόπιση εκτονώνεται εξ' ολοκλήρου μέσα από το σύστημα των μικροδιαρρήξεων.

—στάδιο d—

Σχηματίζονται τα y shears που είναι παράλληλα στα όρια της ζώνης (γι' αυτό εκτονώνουν μεγάλες μετατοπίσεις), είναι συνεχή, δηλ. δεν διακόπτονται από άλλες μικροδιαρρήξεις αλλά αντίθετα "κόβουν" τα άλλα συστήματα μικροδιαρρήξεων ώστε δημιουργούνται φακοί από απαραμόρφωτο υλικό που περιβάλλονται από μικροδιαρρήξεις. Σε αυτό το στάδιο οι περισσότερες μικροδιαρρήξεις σχηματίζουν γωνία 0-4⁰ με τα όρια της ζώνης.

—στάδιο e—

Σε αυτό το στάδιο η αντίσταση στην ολίσθηση έχει λάβει την υπολειμματική σταθερή τιμή της και η γεωμετρία του συστήματος των μικροδιαρρήξεων την τελική μορφή της. Σχεδόν όλη η μετατόπιση εκτονώνεται από τα y shears που υπερτίθενται στις προηγούμενες δομές κυρίως στην περιοχή του πηλού που υπέρκειται της επιφάνειας ασυνέχειας ανάμεσα στις δύο σανίδες.

Σε άλλα πειράματα που έγιναν (όπως αναφέρονται από τον Tchalenko, 1970) χρησιμοποιώντας καολίνη η άλλους πηλούς με χαμηλότερη περιεκτικότητα σε νερό, δημιουργείται στο στάδιο a, συγχρόνως η αμέσως πριν τα Riedel shears (R), η δεύτερη οικογένεια συζυγών προς τα Riedel μικροδιαρρήξεων, τα συζυγή Riedel Shears (R'). Επειδή αυτά σχηματίζουν μεγάλη γωνία ως προς τη διεύθυνση της διάτμησης παραμορφώνονται παθητικά από τη διατμητική παραμόρφωση και αποκτούν σιγμοειδές σχήμα.

Οι Naylor et al (1986) επανέλαβαν το πείραμα Riedel χρησιμοποιώντας άμμο αντί για πηλό και μία πειραματική διάταξη όπου μπορούσαν να εφαρμόσουν συμπίεση η εφελκυσμό κάθετα στην διεύθυνση οριζόντιας ολίσθησης της επιφάνειας ασυνέχειας των δυο σανίδων κάτω από το στρώμα άμμου που ήταν τοποθετημένο σε ένα φύλλο από λάστιχο. Έτσι μπόρεσαν να αναπαραστήσουν τη γεωμετρία της εσωτερικής δομής ζωνών διάτμησης οριζόντιας ολίσθησης με συστατικά εσωτερικής παραμόρφωσης όχι μόνο απλή διάτμηση, αλλά απλή διάτμηση και εφελκυσμό (transtension) και απλή διάτμηση και συμπίεση (transpression). Θεωρητική διερεύνηση του ίδιου προβλήματος με μαθηματική ανάλυση του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης στα επί μέρους συστατικά του είχαν κάνει οι Sanderson & Marchini (1984).

Στα πειράματα των Naylor et al (1986) δημιουργήθηκε όλο το δίκτυο των κλιμακωτά διατεταγμένων μικροδιαρρήξεων όπως και στο πείραμα Riedel (riedel shears (R, R'), splay faults (προεκτάσεις στις άκρες των Riedel shears με μικρότερη γωνία ως προς τα όρια της ζώνης), υποπαράλληλες στα όρια της ζώνης μικροδιαρρήξεις, p shears). Επιπλέον οι Naylor et al (1986) μπόρεσαν να αναπαραστήσουν την τρισδιάστατη γεωμετρία των διαρρήξεων από τη γεωμετρία τους σε μία σειρά κατά μήκος της διεύθυνσης ολίσθησης οριζόντιων και κατακόρυφων εγκάρσιων τομών. Έτσι βρήκαν ότι τα Riedel shears δεν είναι επίπεδες επιφάνειες αλλά ελικοειδείς, με κοίλες προς τα επάνω επιφάνειες ενώ στο βάθος ενώνονται με το ρήγμα του υποβάθρου.

Αντίθετα κατά την υπέρθεση απλής διάτμησης και συμπίεσης τα Riedel shears έχουν κυρτές προς τα επάνω επιφάνειες έτσι ώστε στην .επιφάνεια μπορεί να μοιάζουν με λέπη που όμως ενώνονται σε κατακόρυφα ρήγματα στο βάθος. Αυτή η γεωμετρία ρηγμάτων είναι γνωστή με το όνομα "flower structures" η "palm tree structures" και έχουν περιγραφεί από πολλές περιοχές με πλάγια οριζόντια ολίσθηση -transpression- (π.χ. όρη San Gabriel στο ρήγμα San Andreas στην Καλιφόρνια). Ακόμη τα Riedel shears σχηματίζουν πολύ μεγαλύτερη γωνία με τα όρια της ζώνης και δημιουργείται ένα πλήρες δίκτυο από διαρρήξεις με υψηλή έως χαμηλή γωνιακή σχέση με τα όρια της ζώνης.

Αντίθετα κατά την υπέρθεση απλής διάτμησης και εφελκιισμού το σύστημα διαρρήξεων που δημιουργείται έχει πολύ μικρότερη ανάπτυξη ενώ μεγάλο ποσοστό μετακίνησης εκτονώνεται κατά μήκος λίγων υποπαράλληλων στα όρια της ζώνης διαρρήξεων.

Οι Naylor et al (1986) προσπάθησαν να εξηγήσουν την δημιουργία όχι μόνο των Riedel shears αλλά και των μεταγενέστερα σχηματιζόμενων ρηγμάτων με βάση το κριτήριο θραύσης υπό διάτμηση Mohr-Coulomb θεωρώντας ότι το αρχικά ομογενές εντατικό πεδίο μεταβάλλεται τοπικά λόγω της ανομοιογένειας στο μέσο που εισάγουν οι σχηματιζόμενες διαρρήξεις. Ακόμη προσπάθησαν να εξηγήσουν τη γεωμετρία των δομών της πλάγιας ολίσθησης θεωρώντας ότι το τελικό εντατικό πεδίο που θα διαμορφωθεί θα είναι μία συνισταμένη του επιβαλλόμενου εντατικού πεδίου (κατά τη συμπίεση η εφελκυσμό κάθετα στη διεύθυνση ολίσθησης) και στο εντατικό πεδίο που αναπτύσσεται στο "κάλυμμα" κατά την ολίσθηση κατά μήκος του ρήγματος του υποβάθρου.

5.3.1.2 S/C fabrics

Δομές παρόμοιες γεωμετρικά με αυτές που παρατηρούνται σε ζώνες διάτμησης με κατακλαστική τεκτονική ροή και που δημιουργήθηκαν πειραματικά στο πείραμα Riedel, παρατηρούνται σε ζώνες όπου επικρατεί η πλαστική παραμόρφωση κατά την τεκτονική ροή, σε μυλονίτες. Οι μυλονίτες αυτοί (Εικ. 5.13), είναι γνωστοί σαν S/C fabrics (Berthe et al 1979), extensional crenulation cleavages ή ECC structures (Platt & Vissers 1980), και shear bands ή SB structures (White et al 1980).

Οι επιφάνειες S (αντιστοιχούν στα p shears), αποτελούν μία διαμπερή φύλλωση που προσδιορίζεται από τον προτιμητέο προσανατολισμό φυλλοπυριτικών συνήθως ορυκτών, παράλληλα στο επίπεδο xy του τελικού ελειψοειδούς παραμόρφωσης (με κύριες παραμορφώσεις x > y > z).

Οι επιφάνειες C (αντιστοιχούν στα y shears), είναι παράλληλες στη διεύθυνση της διάτμησης. Αποτελούν επιφάνειες ανομοιογενούς εντοπισμού υψηλής διατμητικής παραμόρφωσης σε μικρή κλίμακα και παραμορφώνουν τις επιφάνειες S, δημιουργώντας μία συστηματική φορά διάτμησης.



Εικ. 5.13. Γεωμετρία των S/C fabrics και shear bands.

Η παραμόρφωση αυτή εκφράζεται με μία ασύμμετρη μικροπτύχωση της S φύλλωσης (τύπου πάρελξης) και συνήθως με ανακρυστάλλωση και ελάττωση της κοκκομετρίας ενώ οι επιφάνειες C είναι παράλληλες στη μυλονιτική στρώματωση και στα όρια της ζώνης διάτμησης.

Οι επιφάνειες C', η εφελκυστικό crermlation (ECC) η shear bands (SB), αντιστοιχούν στα R shears και αποτελούν ουσιαστικά επιφάνειες ασύμμετρου εφελκυστικού πτυχοσχισμού που εκφράζει εφελκυσμό παράλληλα στη φύλλωση αλλά -όταν εμφανίζεται μονωμένα, χωρίς το συζυγές του- εκφράζει απλή διάτμηση παράλληλα στη φύλλωση. Παραμορφώνει την S φύλλωση έτσι ώστε δίνει μία συστηματική φορά διάτμησης (η φορά μέγιστης κλίσης είναι συνθετική ως προς τη φορά της διάτμησης). Καμιά φορά όμως συναντάται και η συζυγής της επιφάνεια εφελκυστικού πτυχοσχισμού (η κανονικού kink band) πράγμα πού δυσκολεύει την συναγωγή φοράς διάτμησης (Behrmann 1986) και θεωρείται ότι οφείλεται σε μία συνιστώσα συμπίεσης κάθετα στα όρια της ζώνης διάτμησης (στη διχοτόμο της αμβλείας γωνίας του ζεύγους των κανονικών kink bands (Cobbold et al 1973, Williams & Price 1990).

Η ερμηνεία των δομών αυτών (crenulation, kink bands) βασίζεται σε πειραματική δημιουργία τους κατά την παραμόρφωση ανισότροπων υλικών (Cobbold et al 1973), γιατί ακριβώς οι δομές αυτές σχετίζονται με μία μικροπτύχωση πού συμβαίνει στο εσωτερικό



Εικ. 5.14. C'-type shear band cleavage που τέμνει την κύρια φύλλωση σε μαρμαρυγιακό σχιστόλιθο. Φορά της διάτμησης δεξιόστροφη.



Εικ. 5.15. C'–type shear band cleavage σε μυλονίτη δείχνει δεξιόστροφη φορά διάτμησης. Τομή κάθετη στη φύλλωση και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.



Εικ. 5.16. S/C δομές σε γρανίτη που δείχνουν αριστερόστροφη φορά διάτμησης. Τομή κάθετη στη φύλλωση και παράλληλη στη γράμμωση έκτασης.

στρωμάτων ή και της φύλλωσης (καμιά φορά και σε μονωμένους κρυστάλλους π.χ. μαρμαρυγία), χωρίς δηλ. να υπάρχει ρεολογική διαφορά αντίστασης στην παραμόρφωση (competence) ανάμεσα σε διάφορα στρώματα που κατά την κλασσική ανάλυση (Biot 1961, Ramberg 1960) θεωρείται απαραίτητη για τη δημιουργία πτυχών σε ομογενή και ισότροπα μέσα. Φαίνεται όμως ότι η ύπαρξη ανισοτροπίας είναι αρκετή για την δημιουργία πτυχών, ένα θέμα που διερεύνησε θεωρητικά ο Biot (1965) και επαλήθευσαν πειραματικά οι Cobbold et al. (1973). Οι παραπάνω ερευνητές βρήκαν ότι η μορφή των δομών που δημιουργούνται σε ανισότροπα υλικά με ορθοτροπική ανισοτροπία εξαρτάται από την ένταση της ανισοτροπίας (σε χαμηλές ανισοτροπίες λαμβάνεται πτυχοσχισμός ενώ σε υψηλές ανισοτροπίες kink bands) και τον προσανατολισμό του εντατικού πεδίου που εφαρμόζεται σε σχέση με την φύλλωση που είναι υπεύθυνη για την ανισοτροπία του υλικού.

Έτσι όταν η μέγιστη κύρια τάση (σ₁) εφαρμόζεται παράλληλα στη φύλλωση οι δομές που λαμβάνονται είναι πτυχοσχισμός ή συζυγή ανάστροφα kink bands ανάλογα με την ένταση της ανισοτροπίας. Όταν η σ₁ εφαρμόζεται κάθετα στη φύλλωση δημιουργούνται *pinch & swell structures (αρχούμενο boudinage)* ή συζυγή κανονικά kink bands. Όταν η σ₁ εφαρμόζεται υπό 45^0 ως προς την φύλλωση σχηματίζεται ασύμμετρος πτυχοσχισμός ή ένα μόνο kink band. Η τελευταία περίπτωση είναι αυτή πού αντιστοιχεί στον αναμενόμενο προσανατολισμό του εντατικού πεδίου σε μια ζώνη διάτμησης αλλά και οι δομές που δημιουργούνται έχουν ίδια γεωμετρία με το ασύμμετρο εφελκυστικό crenulation.

Στο σημείο αυτό επισημαίνεται ότι οι όροι εφελκυστικός πτυχοσχισμός (extensional crermlation cleavage –ECC) η shear bands (SB) δόθηκαν για τις δομές που προέρχονται από εφελκυσμό μιας παλαιότερης φύλλωσης, σε αντίθεση με τον πτυχοσχισμό που προέρχεται από βράχυνση (compressional crenulation cleavage, βλπ. κεφάλαιο 4). Επειδή η γεωμετρία των δομών αυτών είναι παραπλήσια πολλές φορές συγχέεται από τους ερευνητές. Οι δομές αυτές όμως παρουσιάζουν διαφορετική μορφολογία αλλά και κινηματική ερμηνεία. Στον πίνακα της Εικ. 5.17 που ακολουθεί παρουσιάζονται ορισμένες μορφολογιοκές και κινηματικές διαφορές:

Συμπιεστικός Πτυχοσχισμός Compressional Crenulation Cleavage (CCC)	Εφελκυστικός Πτυχοσχισμός Extensional Crenulation Cleavage (ECC)
ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΣ	
Η γωνία μεταξύ της παλαιότερης φύλλωσης και του CCC από 45 ⁰ έως 90 ⁰ .	Η γωνία μεταξύ της παλαιότερης φύλλωσης και του ECC λιγότερο από 45 ⁰ .
Οι πτυχές της παλαιότερης φύλλωσης παρουσιάζουν μεγάλο εύρος, σε σχέση με την απόσταση των CCC.	Οι πτυχές της παλαιότερης φύλλωσης παρουσιάζουν μικρό εύρος, σε σχέση με την απόσταση των ECC.
Τα CCC επίπεδα ακανόνιστα αλλά διαμπερή.	Τα ΕСС επίπεδα ομαλά, βραχέα και αναστομούμενα.
Το πέτρωμα συνήθως πτυχωμένος φυλλίτης.	Το πέτρωμα συνήθως μυλονίτης ή φυλλονίτης.
ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΣ	
Οι CCC επιφάνειες σχηματίζουν μεγάλη γωνία με τη διεύθυνση της βράχυνσης (γύρω στις 90 ⁰) και αντι- προσωπεύουν μια φύλλωση που προσεγγίζει τη διεύθυνση του fabric attractor (βλπ. κεφ. 2).	Οι ECC επιφάνειες αναπτύσσονται λοξά ως προς τη διεύθυνση της βράχυνσης και αντιπροσωπεύουν μια ζώνη που χαρακτηρίζεται από έντονη μη-ομοαξονική ροή.
Συνήθως η μία συνιστώσα της βράχυνσης κάθετη στις επιφάνειες CCC.	Συνήθως η μία συνιστώσα του εφελκυσμού κάθετη στις επιφάνειες ECC.

Εικ. 5.17. Διαφορές εφελκυστικού και συμπιεστικού πτυχοσχισμού.

5.3.1.3 Πτυχές

Όπως είδαμε η τεκτονική ροή μέσα σε ζώνες διάτμησης είναι πολύ ανομοιογενής και δημιουργείται ένα ολόκληρο δίκτυο από επιφάνειες ασυνέχειας με υψηλότερη διατμητική παραμόρφωση μέσα στην ευρύτερη ζώνη διάτμησης που περικλείουν φακοειδή σώματα από λιγότερο παραμορφωμένο υλικό. Έτσι μέσα στο τεκτονικό πέτρωμα στη ζώνη διάτμησης δημιουργούνται ρεολογικές αντιθέσεις ακόμη και χωρίς να υπάρχει διαφορά λιθολογίας. Αυτό δημιουργεί προϋποθέσεις για δημιουργία πτυχών που αφθονούν σε ζώνες μυλονίτη και έχει παρατηρηθεί ότι πτυχώνουν και επαναπτυχώνουν τη μυλονιτική φύλλωση (Bell & Ham-mond 1984). Ακόμη είναι σύνηθες οι πτυχές αυτές να παρατηρούνται αποκομμένες, περιβαλλόμενες από τη μυλονιτική φύλλωση (*intrafolial folds*). Τα αξονικά επίπεδα των πτυχών αυτών είναι συνήθως παράλληλα στα όρια της ζώνης (η την κυρίως μυλονιτική φύλλωση, τα C επίπεδα) ενώ η στατιστική κατανομή της βύθισης των αξόνων τους παρουσιάζει μεγάλο εύρος (Evans & White 1984) αλλά συνήθως είναι συμμετρική ως προς την εφελκυστική γράμμωση (Εικ. 5.18).

Παρατηρούνται συχνά έντονα μη κυλινδρικές πτυχές σε μεσοσκοπική κλίμακα και σε τομές κάθετα στην εφελκυστική γράμμωση θα έχουν τη μορφή "ματιού" (eye folds) και θα μοιάζουν με τύπου 1 pattern υπέρθεσης διαφόρων παραμορφωτικών φάσεων (Ramsey, 1967) που όμως θα είναι το αποτέλεσμα της προοδευτικής παραμόρφωσης σε μία παραμορφωτική φάση. Οι πτυχές αυτές έχουν ονομασθεί και sheath folds γιατί μοιάζουν με θήκη σπαθιού (Εικ. 5.19). Οι Cobbold & Quinquis (1980) δημιούργησαν πειραματικά μη κυλινδρικές πτυχές εφαρμόζοντας ομοιογενή απλή διάτμηση παράλληλα στη στρωμάτωση του υλικού με μεγάλη τελική παραμόρφωση (γ>10) κατά την οποία υπήρξε μεγέθυνση όποιων αρχικών άνομοιογενειών στην επιπεδότητα της στρωμάτωσης υπήρχαν στο υλικό.

5.3.2 KINHMATIKH ANA
AYSH ZQNQN $\Delta IATMHSHS$

Το πιο σημαντικό στοιχείο για την κινηματική ανάλυση σε ζώνες διάτμησης με τεκτονική ροή είναι ο προσδιορισμός, αρχικά, της εφελκυστικής γράμμωσης ή γράμμωσης έκτασης (stretching ή extensional lineation) που θα δώσει την διεύθυνση της διάτμησης παράλληλα στην οποία θα πρέπει να παρατηρούνται τα κινηματικά κριτήρια που θα δώσουν τη φορά της διάτμησης (shear sense).



Εικ. 5.18. Η γεωμετρία των κυριότερων δομών που αναπτύσσονται σε μια ζώνη διάτμησης.

Η εφελκυστική γράμμωση είναι καλύτερα αναπτυγμένη σε ζώνες μυλονίτη σαν ορυκτολογική γράμμωση που σε κατακλασίτες και ασύνδετα τεκτονικά πετρώματα συνήθως λείπει. Ακόμη η επιμήκυνση των πορφυροκλαστών που σε μυλονίτες είναι παράλληλη στη διεύθυνση της διάτμησης, σε κατακλασίτες δεν αποτελούν καλό κριτήριο γιατί μπορεί εφελκυστικές ρωγμές σε κλάστες των οποίων τα τεμάχη έχουν αποχωριστεί (δομή *pull-apart*) να δίνουν πορφυροκλάστες με επιμήκυνση πλάγια η κάθετα ακόμη στη διεύθυνση εφελκυσμού. Ακόμη η κίνηση θεωρείται κάθετη στη γραμμή διατομής των διαφόρων επιφανειών ολίσθησης (shears) που περιγράφηκαν στα προηγούμενα (p, R, y σε κατακλασίτες και S, C', C σε μυλονίτες).

Άλλα κριτήρια φοράς διάτμησης σε brittle-ductile ζώνες διάτμησης αποτελούν οι κλιμακωτά διατεταγμένες εφελκυστικές ρωγμές πού η φορά μέγιστης κλίσης τους θα είναι συνθετική με τη φορά της διάτμησης ενώ ο σχισμός διάλυσης υπό πίεση θα κλίνει αντίθετα από τη φορά διάτμησης. Κινηματικά κριτήρια για τη φορά της διάτμησης σε μυλονίτες συνοψίζονται στην Εικ. 5.19 (White et al 1986) και είναι:



Εικ. 5.19. Οι σημαντικότεροι κινηματικοί δείκτες για τον προσδιορισμό της φοράς διάτμησης.

- Η περιστροφή στα όρια της ζώνης διάτμησης λόγω αυξανόμενης διατμητικής παραμόρφωσης στο εσωτερικό της ζώνης, προϋπάρχουσας η δημιουργούμενης κατά την διάτμηση φύλλωσης (περίπτωση με αριθμό 1 στην Εικ. 5.19) η παραμορφωμένων προϋπαρχόντων στοιχείων/δεικτών παραμόρφωσης (περίπτωση με αριθμό 2 στην Εικ. 5.19, βλπ. και Εικ. 5.18a).
- Η ασυμμετρία μικροπτυχών που αναπτύσσονται εσωτερικά στη μυλονιτική φύλλωση (intrafolial folds), (περίπτωση με αριθμό 3 στην Εικ. 5.19, βλπ. και Εικ. 5.18i).
- Η ασυμμετρία των S/C fabrics (περίπτωση με αριθμό 4 στην Εικ. 5.19), οι επιφάνειες C κόβουν τις επιφάνειες S, που η φορά μεγίστης κλίσης τους είναι αντίθετη από τη φορά της διάτμησης, με μία συστηματική τύπου s ασυμμετρία (βλπ. και Εικ. 5.18d).
- Η ασυμμετρία των shear bands (περίπτωση με αριθμό 5 στην Εικ. 5.19). Οι επιφάνειες C΄ η εφελκυστικό crenulation (βλπ. και Εικ. 5.18e) έχουν φορά μεγίστης κλίσης συνθετική ως προς τη φορά διάτμησης καί πάντα παραμορφώνουν (πτυχώνουν η "κόβουν" τις επιφάνειες S).
- Η μετακίνηση πορφυροκλαστών που έχουν σπάσει σε μικρότερα κομμάτια λόγω μικροδιαρρήξεων παράλληλων στα όρια της ζώνης (περίπτωση με αριθμό 6 στην Εικ. 5.19), διατμητικών ρωγμών (περίπτωση με αριθμό 7 στην Εικ. 5.19, 5.20 & 5.27) και εφελκυστικών ρωγμών (περίπτωση με αριθμό 8 στην Εικ. 5.19, 5.20 & 5.27). Χρειάζεται ιδιαίτερη προσοχή με τις μικροδιαρρήξεις αυτές (βλπ. και Εικ. 5.20) γιατί με αυξανόμενη διατμητική παραμόρφωση περιστρέφονται αντίθετα με τη φορά διάτμησης ενώ μπορεί οι κλάστες να σπάσουν πάλι και δημιουργείται ένα μπέρδεμα γιατί αρχικά διατμητικές ρωγμές μπορεί να αποκτήσουν μετά προσανατολισμό που θα είχαν εφελκυστικές ρωγμές που όμως συνήθως θα είναι πληρωμένες με περισσότερο υλικό. Η φορά μετακίνησης διατμητικών ρωγμών είναι συνθετική με τη φορά διάτμησης εάν οι διατμητικές ρωγμές έχουν φορά μεγίστης κλίσης ίδια με τη φορά της διάτμησης ενώ θα είναι αντιθετική με τη φορά διάτμησης εάν οι διατμητικές ρωγμές έχουν φορά μέγιστης κλίσης αντίθετη ως προς τη φορά της διάτμησης. Στην Εικ. 5.21 παρουσιάζεται άλλο ένα κριτήριο διάτμησης που βασίζεται στις δομές που δημιουργούνται ανάμεσα σε κλιμακωτά μικρορήγματα οριζόντιας ολίσθησης (stepped faults) που αναπτύσσονται παράλληλα με τη ζώνη διάτμησης. Οι δομές αυτές είναι τύπου pull apart (πλάγιας απομάκρυνσης) σε εφελκυστικό περιβάλλον και τύπου μικροπτύχωσης (crenulation) σε συμπιεστικό.



Εικ. 5.20. Διατμητικές και εφελκυστικές ρωγμές σε πορφυροκλάστες που δείχνουν δεζιόστροφη φορά διάτμησης.

Εικ. 5.21. Κλιμακωτά μικρορήγματα οριζόντιας ολίσθησης (stepped faults) που δείχνουν δεζιόστροφη κίνηση.



Εικ. 5.22. Ταξινόμηση πορφυροκλαστών. Φορά διάτμησης αριστερόστροφη.

- Η ασυμμετρία πορφυροκλαστών σε σχέση με τις δυναμικά ανακρυσταλλωμένες "ουρές" του (περιπτώσεις με αριθμό 9 & 10 στην Εικ. 5.19 και Εικ. 5.22). Οι πορφυροκλάστες είναι συνήθως ορυκτά ανθεκτικά στην παραμόρφωση (π.χ. άστριοι, μαρμαρυγίες, γρανάτες, μεγάλοι κόκκοι χαλαζία όχι πλήρως ανακρυσταλλωμένοι κλπ.) σε μία κύρια μάζα πιο λεπτόκοκκη και πιο παραμορφώσιμη. Οι ουρές των πορφυροκλαστών σε μυλονίτες αποτελούνται συνήθως από υλικό πού έχει προέλθει από δυναμική ανακρυστάλλωση. Δύο κυρίως τύποι πορφυροκλαστών έχουν διακριθεί: σ-τύπου πορφυροκλάστες (Εικ. 5.19 περίπτωση 10 και Εικ. 5.18b) και οι δ-τύπου πορφυροκλάστες (Εικ. 5.19 περίπτωση 9 και Εικ. 5.18b) πού θεωρείται ότι σχηματίζονται όταν ο ρυθμός πρόσθεσης υλικού με δυναμική ανακρυστάλλωση είναι μικρός σε σχέση με το ρυθμό διατμητικής παραμόρφωσης (με βάση πειραματική δημιουργία τους, Passchier & Simpson 1986).
- Η ασυμμετρία παραμορφωμένων κλαστών μαρμαρυγία (περίπτωση με αριθμό 12 στην Εικ. 5.19 και Εικ. 5.23) που έχουν πολύ χαρακτηριστικές μορφές, τους έχει δοθεί το όνομα "mica fish" (βλπ. και Εικ. 5.18c) και αφθονούν σε τύπου S/C μυλονίτες (Lister & Snoke, 1984).







Εικ. 5.24. Μυλονιτικός γρανίτης με σ-τύπου πορφυροκλάστη Κ-αστρίου. Φορά διάτμησης δεζιόστροφη.



Εικ. 5.25. Χαλαζιτικός γρανίτης με δ-τύπου πορφυροκλάστη. Φορά διάτμησης δεξιόστροφη.



Εικ. 5.26a&b. Διαφορετικού τύπου δομές mica fish σε χαλαζιακό μυλονίτη. Φορά διάτμησης δεξιόστροφη.



Εικ. 5.27. Συνθετικά και αντιθετικά μικρορήγματα σε πορφυροκλάστες αστρίων σε γρανιτικό μυλονίτη. Φορά διάτμησης δεξιόστροφη.

- Η ασυμμετρία επιμήκων ανακρυσταλλωμένων κόκκων χαλαζία (περίπτωση με αριθμό 11 στην Εικ. 5.19, βλπ. και Εικ. 5.18f) που "γέρνουν" προς τη φορά της διάτμησης (ribbon quartz).
- Η συμμετρία διαγραμμάτων στατιστικής κατανομής προτιμητέου κρυσταλλογραφικού προσανατολισμού του οπτικού άξονα c του χαλαζία (c- axis fabrics) που "γέρνει" προς τη φορά της διάτμησης (σε διάγραμμα σε προβολή στο επίπεδο xz του ελλειψοειδούς παραμόρφωσης με κύριες παραμορφώσεις x>y>z), (περίπτωση με αριθμό 13 στην Εικ. 5.19, βλπ. και Εικ. 5.18j).

Επισημαίνεται ότι για την εύρεση της φοράς διάτμησης θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί συνδυασμός όσο το δυνατόν περισσοτέρων κριτηρίων και όσο πιο μεγάλη είναι η κλίμακα παρατήρησης, τόσο πιο ασφαλή είναι τα κριτήρια (σε μικρότερη κλίμακα τοπικές ετερογένειες μπορεί να δημιουργούν τοπικά αντίθετα κριτήρια).