

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΦΥΣΙΚΗΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ
ΥΠΕΥΘΥΝΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ: Σ. ΠΑΥΛΙΔΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΤΩΝ ΦΟΙΤΗΤΩΝ

ΝΙΚΟΥ ΒΕΡΓΕΤΗ ΚΑΙ ΑΝΤΩΝΗ ΒΟΤΣΗ

**ΔΙΑΚΛΑΣΕΙΣ ΚΑΙ ΡΗΓΜΑΤΑ
(ΜΙΚΡΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΔΟΜΕΣ ΣΕ ΔΙΑΚΟΣΜΗΤΙΚΑ
ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΚΤΙΡΙΩΝ ΤΟΥ Α.Π.Θ.)**



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, ΜΑΡΤΙΟΣ 2008

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	ΣΕΛ.
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	2
ΡΗΓΜΑΤΑ	3
ΟΡΙΣΜΟΣ	3
ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ	3
ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ	9
ΟΡΙΣΜΟΙ	9
ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ	10
ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΑΠΟ	
ΑΕΡΟΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ	10
ΖΩΝΕΣ ΔΙΑΤΜΗΣΗΣ	12
ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ – ΟΡΙΣΜΟΙ – ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ	12
ΚΑΠΟΙΑ ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΤΩΝ ΖΩΝΩΝ	
ΔΙΑΤΜΗΣΗΣ ΣΤΗΝ ΥΠΑΙΘΡΟ	17
ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΟΙ ΔΕΙΚΤΕΣ ΖΩΝΩΝ ΔΙΑΤΜΗΣΗΣ	18
ΜΙΚΡΟΔΟΜΕΣ ΠΛΑΣΤΙΚΗΣ ΚΑΙ	
ΡΗΞΙΓΕΝΟΥΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ	20
ΓΕΝΙΚΑ	20
ΘΡΑΥΣΙΓΕΝΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ	
(BRITTLE TECTONICS)	20
ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ (DUCTILE TECTONICS) – ΜΙΚΡΟΔΟΜΕΣ	
ΡΗΞΙΓΕΝΟΥΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ	24
ΠΤΕΡΟΕΙΔΕΙΣ ΡΩΓΜΩΣΕΙΣ Η' ΔΙΑΚΛΑΣΕΙΣ	
(FEATHER JOINTS, FENTES)	25
ΤΕΚΤΟΝΙΚΟΙ ΣΤΥΛΟΛΙΘΟΙ (STYLOLITES)	32
ΓΡΑΜΜΩΣΕΙΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ	
(STRIATIONS, STRIES)	34
ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΑΥΛΑΚΩΣΕΙΣ (CANELLURES)	36
ΤΕΚΤΟΓΛΥΦΕΣ	36
ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΡΗΞΙΓΕΝΩΝ ΖΩΝΩΝ	38
ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ – ΕΠΕΞΗΓΗΣΕΙΣ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ:	42
ΔΕΙΓΜΑΤΑ Α,Β	43
ΔΕΙΓΜΑ Γ	51
ΔΕΙΓΜΑ Δ	55
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	59

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα διπλωματική εργασία πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του υποχρεωτικού μαθήματος του προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας και επιλέχθηκε από λίστα θεμάτων του τομέα Γεωλογίας και Φυσικής Γεωγραφίας.

Στο πρώτο σκέλος της εργασίας παραθέτονται κάποια θεωρητικά στοιχεία για τα ρήγματα, τις ζώνες διάτμησης, τις μικροδομές πλαστικής και ρηξιγενούς παραμόρφωσης, καθώς και για τα πετρώματα των ρηξιγενών ζωνών και κυρίως τους κατακλασίτες, ενώ στο δεύτερο σκέλος μελετούνται, βάση των παραπάνω θεωρητικών στοιχείων, δείγματα που αποτυπώθηκαν σε κλίμακα 1:1 (επί τόπου) από τα διακοσμητικά πετρώματα του δαπέδου της βιβλιοθήκης του Α.Π.Θ. (Τμήμα Εκδόσεων) και του Κτιρίου Διοίκησης «Κωνσταντίνος Καραθεοδωρή». Τα δείγματα αυτά φωτογραφήθηκαν και κατασκευάστηκαν με μορφή σκίτσων υπό κλίμακα με σκοπό την έρευνα και εξαγωγή συμπερασμάτων.

Ευχαριστούμε τον κύριο Σπύρο Παυλίδη, καθηγητή του τομέα Γεωλογίας και Φυσικής Γεωγραφίας του Α.Π.Θ. για την ανάθεση του συγκεκριμένου θέματος, την επίβλεψη, τη βοήθεια και το χρόνο που μας διέθεσε, όπως και την Αναστασία Μιχαηλίδου για τη βοήθεια και την καθοδήγησή της.

ΡΗΓΜΑΤΑ

ΟΡΙΣΜΟΣ

Ρήγμα στην τεκτονική ονομάζουμε κάθε ρηξιγενή δομή(θραύση πετρωμάτων) εκατέρωθεν της οποίας παρατηρούνται μετακινήσεις των επί μέρους τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού που παραμορφώνεται. Οι μετατοπίσεις αυτές μπορεί να είναι της τάξης μεγέθους χιλιοστών μέχρι και πάνω από 1000 m.

ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Ανάλογα με τον τρόπο κίνησης των επί μέρους τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού εκατέρωθεν του ρήγματος, τα ρήγματα διακρίνονται σε τέσσερις κατηγορίες (Κίλιας, 1997):

A) Ρήγματα σμίκρυνσης ή ανάστροφα ρήγματα (κάθετα στην παράταξη)

Στα ανάστροφα ρήγματα(Σχ.1) το τμήμα του γεωλογικού σχηματισμού που βρίσκεται πάνω από τη ρηξιγενή επιφάνεια κινείται προς τα πάνω, ενώ αυτό που βρίσκεται κάτω από τη ρηξιγενή επιφάνεια κινείται αντίθετα προς τα κάτω. Συχνά παρατηρείται μόνο η κίνηση του πάνω τμήματος ή αντίστοιχα η κίνηση μόνο του κάτω τμήματος. Στην περίπτωση που έχει εξακριβωθεί ότι κινήθηκε μόνο το κάτω τμήμα προς τα κάτω, τότε το ανάστροφο ρήγμα προκαλεί το φαινόμενο της υπόθησης και το ρήγμα χαρακτηρίζεται ως υποθητικό ρήγμα. Αντίθετα, στην περίπτωση που θα κινηθεί μόνο το πάνω τμήμα ή και τα δυο συγχρόνως σύμφωνα με τις κινήσεις που αναφέρθηκαν παραπάνω, τότε μιλάμε γενικά για φαινόμενα εφώπτευσης ή επώθησης, ανάλογα αν η γωνία κλίσης της ρηξιγενούς επιφάνειας έχει κλίση $> 45^\circ$ ή $< 45^\circ$ αντίστοιχα. Στην προκειμένη



Σχ.1 Φωτογραφία ανάστροφου ρήγματος
στην ύπαιθρο

B) Ρήγματα απομάκρυνσης ή ρήγματα εκτάσεως ή κανονικά ρήγματα (κάθετα στην παράταξη)

Η κατηγορία αυτή, αντίθετα με την κατηγορία των ανάστροφων ρηγματών, προκαλείται από εφελκυστικές τάσεις, ενώ τα ρήγματα αυτού του τύπου συνδέονται συνήθως με μια επιμήκυνση ή έκταση του γεωλογικού σχηματισμού κατά το οριζόντιο επίπεδο. Στο αρχικό στάδιο της δημιουργίας των ρηγματών αυτών, προτού δηλαδή να επέλθει η τελική ρήξη, είναι δυνατόν να συμβεί μια μονοκλινής κάμψη του γεωλογικού σχηματισμού.

Τα κανονικά ρήγματα(Σχ.2) προκαλούν τις μεταπτώσεις των τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού, που βρίσκονται εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας, με τρόπο ώστε, το τμήμα που βρίσκεται πάνω από

τη ρηξιγενή επιφάνεια κινείται αντίθετα προς τα πάνω. Η γωνία κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών των κανονικών ρηγμάτων είναι συνήθως μεγάλη και κυμαίνεται από 50° έως 75° . Όσο μεγαλύτερη γωνία κλίσης έχει η ρηξιγενής επιφάνεια του κανονικού ρήγματος, τόσο μικρότερη θα είναι και η αντίστοιχη επιμήκυνση του γεωλογικού σχηματισμού που παραμορφώνεται.

Η παρουσία πολλών κανονικών ρηγμάτων σε μια περιοχή, έχει ως αποτέλεσμα, ανάλογα με τις διευθύνσεις κλίσεων των αντίστοιχων ρηγμάτων, τη δημιουργία χαρακτηριστικών τεκτονικών δομών, που ονομάζονται τεκτονικά κέρατα και τεκτονικές τάφροι ή τεκτονικά βυθίσματα. Όταν ένα τέμαχος του γεωλογικού σχηματισμού ανυψώνεται από τη δράση μιας ομάδας κανονικών ρηγμάτων με αντίθετες διευθύνσεις κλίσεων, τότε μιλάμε για τεκτονικό κέρασ. Στην αντίθετη περίπτωση, βύθισης ενός τμήματος του γεωλογικού σχηματισμού, μιλάμε για τεκτονική τάφρο.

Στην περίπτωση που ένα πλήθος μεταπτωτικών ρηγμάτων με την ίδια διεύθυνση κλίσης προκαλεί σταδιακή ταπείνωση μιας περιοχής προς τη μία κατεύθυνση, τότε μιλάμε για κλιμακωτή εμφάνιση των ρηγμάτων αυτών.



Σχ. 2 Φωτογραφία κανονικού ρήγματος στην ύπαιθρο

Γ) Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (παράλληλα στην παράταξη)

Τα ρήγματα αυτά προκαλούν οριζόντια μετατόπιση των τμημάτων του γεωλογικού σχηματισμού, που βρίσκονται εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας, ενώ συγχρόνως δεν παρατηρείται καμία αξιόλογη μεταβολή των διαστάσεων του γεωλογικού σχηματισμού. Μεγάλων διαστάσεων ρήγματα τέτοιου είδους ονομάζονται παραφορές. Τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Σχ.3) προκαλούνται κυρίως από συμπιεστικές τάσεις, ενώ η γωνία κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών των ρηγμάτων αυτών είναι συνήθως μεγάλη, έως και 90° , έτσι ώστε τα ρήγματα αυτά τις περισσότερες φορές να χαρακτηρίζονται ως κατακόρυφα. Αναλόγως των σχετικών κινήσεων που λαμβάνουν χώρα στα τμήματα του γεωλογικού σώματος εκατέρωθεν του ρήγματος, διακρίνουμε δεξιόστροφα ή αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιων μετατοπίσεων.

Τα ρήγματα μετασχηματισμού ανήκουν στην κατηγορία των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, διαφέρουν όμως από αυτά ως προς τον τρόπο γένεσης, ενώ εμφανίζονται κατά κύριο λόγο στις περιοχές μέσο – ωκεάνιων ράχων.



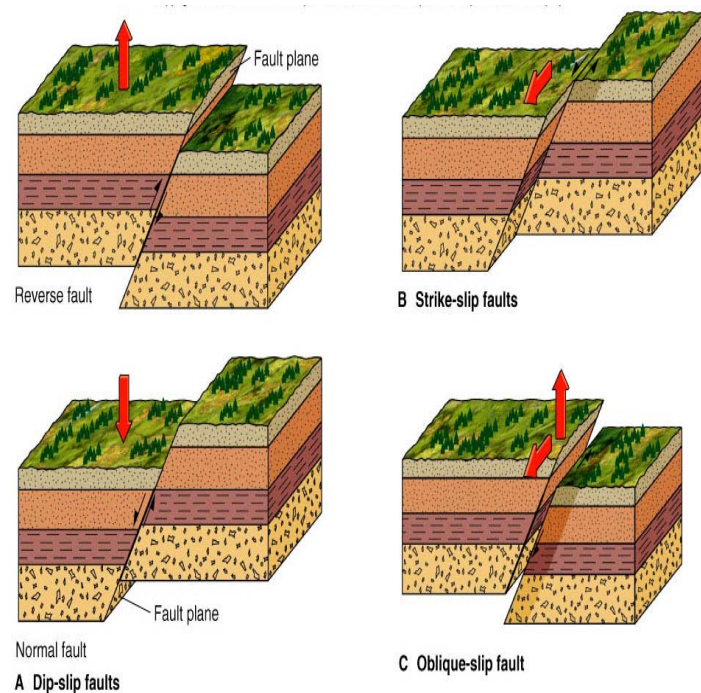
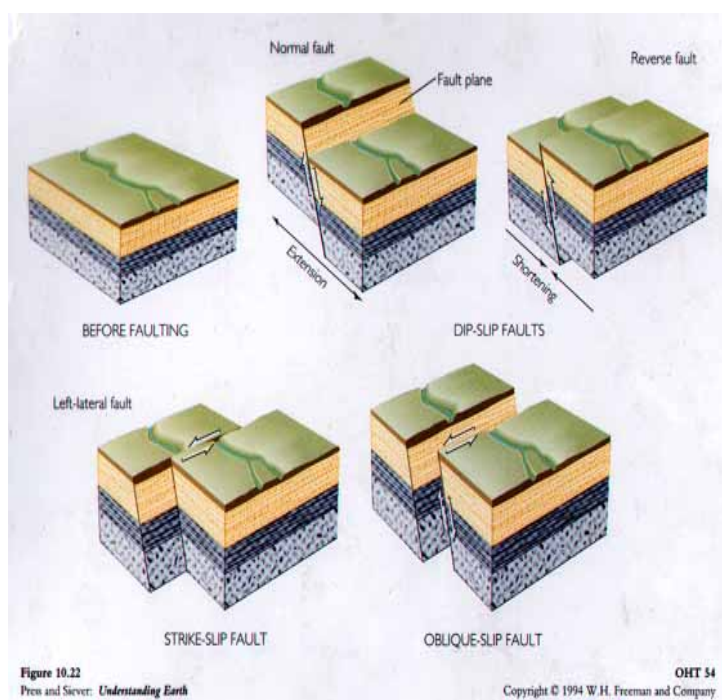
Σχ. 3 Φωτογραφία ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης Αγίου Ανδρέα στην ύπαιθρο

Δ) Πλάγια ρήγματα (πλάγια στην παράταξη)

Συχνά παρατηρούνται κινήσεις των δύο τμημάτων εκατέρωθεν του ρήγματος, πλάγια στην παράταξή του. Σε τέτοια ρήγματα οι μετατοπίσεις γίνονται κατά τη συνισταμένη μιας κάθετης και μιας παράλληλης προς την παράταξή τους κίνηση. Στις περιπτώσεις αυτές μιλάμε για πλάγια κανονικά ή πλάγια ανάστροφα ρήγματα, ανάλογα με τις κινήσεις των δύο τεμαχών εκατέρωθεν της ρηξιγενούς επιφάνειας.

Στα πλάγια ρήγματα, όσο μεγαλώνει η συνιστώσα της οριζόντιας κίνησης, τόσο αυτά πλησιάζουν να μετατραπούν σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Αντίθετα, όσο ελαττώνεται η συνιστώσα της οριζόντιας κίνησης, τα πλάγια ρήγματα τείνουν να μετατραπούν σε κανονικά ή ανάστροφα ρήγματα.

Ακολουθεί σχηματική απεικόνιση όλων των κατηγοριών (Σχ.4-5)



Σχ. 4 – 5 Κατηγορίες ρηγμάτων (www.geo.wvu.edu)

ΟΡΙΣΜΟΙ

Νεότερης γεωλογικής ηλικίας ρήγματα του γήινου φλοιού – για τους γεωλόγους μερικών χιλιάδων ή εκατοντάδων χιλιάδων ετών – επαναδραστηριοποιούνται κατά ορισμένα χρονικά διαστήματα και προκαλούν τους σεισμούς. Τα ρήγματα αυτά ονομάζονται **ενεργά**. (Παυλίδης, 2003)

Σύμφωνα με τον ορισμό ενεργών ρηγμάτων των Η.Π.Α. (U.S. Nuclear Regulatory Commission), ένα ρήγμα είναι ενεργό όταν παρουσιάζει κίνηση (σεισμική ή ασεισμική ολίσθηση) στα τελευταία 35.000 χρόνια και περισσότερο από μία φορά στα τελευταία 500.000 χρόνια ή είναι συνδεδεμένο με ένα άλλο γνωστό ενεργό ρήγμα ή συνδέεται με δύο και περισσότερα σεισμικά συμβάντα καταγραφμένα με σειсмоγράφους έντασης III MM και μεγαλύτερης.

Σύμφωνα με τη Διεθνή Επιτροπή Ατομικής Ενέργειας (International Atomic Energy Commission), ένα ρήγμα θεωρείται ενεργό αν παρουσιάζει τεκμήρια κίνησης στο ανώτερο Τεταρτογενές, παρουσιάζει τοπογραφικές γεωμορφικές αποδείξεις για πρόσφατη επιφανειακή διάρρηξη, αν συνδέεται άμεσα με σεισμούς καταγραφμένους με σεισμολογικά όργανα, αν παρουσιάζει ασεισμική ολίσθηση ή έχει μια αποδεδειγμένα δομική σχέση με ένα γνωστό ενεργό ρήγμα, έτσι ώστε η κίνηση του ενός, μπορεί να προκαλέσει την κίνηση του άλλου.

Τέλος, ένας γενικός ιαπωνικός ορισμός για τα ενεργά ρήγματα διατυπώνεται ως εξής: Τα ενεργά ρήγματα καθορίζονται σύμφωνα με το ποσό της μετατόπισής τους ανά μονάδα χρόνου, την ολίσθησή τους, τις τεταρτογενείς κινήσεις τους και την αναμενόμενη μελλοντική τους κίνηση.

ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Τα ενεργά ρήγματα σύμφωνα με τον Παυλίδη (2003) έχουν ταξινομηθεί σε τέσσερις κατηγορίες:

A) Ενεργά ρήγματα (συνδέονται άμεσα με ισχυρούς σεισμούς ή σεισμικές ακολουθίες)

B) Πιθανά ενεργά ρήγματα (συνδέονται με μικρό βαθμό συσχέτισης με μεγάλους σεισμούς ή συνηθέστερα μόνο με μικροσεισμούς)

Γ) Ρήγματα αβέβαια ενεργά (είναι τα ρήγματα για τα οποία τα παραπάνω κριτήρια δε δίνουν ικανοποιητικό βαθμό αξιοπιστίας)

Δ) Αδρανή ή ανενεργά ρήγματα (είναι αυτά για τα οποία δεν υπάρχουν σεισμολογικές, ιστορικές και γεωλογικές ενδείξεις για επαναδραστηριοποίησή τους στο πρόσφατο γεωλογικό παρελθόν)

ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΑΕΡΟΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ (Χατζηδημητριάδης, 1995)

Τα είδη των ρηγμάτων εκφράζονται καθαρά στις αεροφωτογραφίες. Αναγνωρίζονται εύκολα με τη βοήθεια του υδρογραφικού δικτύου, της βλάστησης, του φωτογραφικού τόνου και της μορφολογίας.

Γενικά, ρήγματα με μεγάλη κλίση ξεχωρίζουν εύκολα στην αεροφωτογραφία σε σχέση με εκείνα που έχουν μικρή κλίση. Η χαρτογράφηση ρηγμάτων γίνεται με κάποια σχετική άνεση σε καθαρές μορφολογίες ή όταν έχουμε μεταβολές στην κλίση και στην παράταξη των στρωμάτων. Τα συνεκτικά στρώματα παρουσιάζουν καλύτερα από κάθε

άλλο στρώμα στην αεροφωτογραφία τη ρηγμάτωσή τους. Σε μη συνεκτικά και ευκολοδιάβρωτα πετρώματα αναγνωρίζονται τα ρήγματα σε γραμμική ανάπτυξη της βλάστησης που έχει και ανάλογο φωτογραφικό τόνο.

Η διεύθυνση μικρών ή μεγάλων ποτάμιων συστημάτων ακολουθεί πολλές φορές τη διεύθυνση των ρηγμάτων. Οι ποταμοί παρουσιάζουν τότε ευθύγραμμα τμήματα ή και τμήματα με πολλές γωνίες. Τα ρήγματα που έχουν ίδια παράταξη δημιουργούν υδρογραφικό δίκτυο με παράλληλες γραμμές (ποταμούς).

Όταν τα πετρώματα ή στρώματα δοκιμάζονται τεκτονικά, σπάζουν, μετακινούνται, τρίβονται μεταξύ τους και δημιουργούν μολωνικά φαινόμενα. Στις περιπτώσεις αυτές παρατηρούμαι πάντα κάποια εκλεκτική βλάστηση σε σχήμα ευθείας γραμμής. Μία σχετικά απότομη μείωση του υψόμετρου στη μορφολογία του ίδιου του πετρώματος ή στρώματος και σε αρκετό μήκος παράταξης, σημαίνει σχεδόν πάντα ότι έχουμε ρήγμα.

ΖΩΝΕΣ ΔΙΑΤΜΗΣΗΣ

ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ- ΟΡΙΣΜΟΙ- ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ

Η παραμόρφωση των πετρωμάτων είναι ανομοιογενώς κατανεμημένη στα πετρώματα αφού συχνά αυτή περιορίζεται σε στενές ζώνες (διαμελισμός της παραμόρφωσης). Οι ζώνες αυτές χωρίζουν κινούμενα, εσωτερικώς απαραμόρφωτα τεμάχια. Αυτού του είδους οι ζώνες χαρακτηρίζονται από μία συνιστώσα στροφής η οποία αντιστοιχεί σε κίνηση του ενός τοιχώματος της ζώνης σε σχέση με το άλλο. Ζώνες αυτής της γεωμετρίας και κινηματικής, σύμφωνα με τον Κουκουβέλα (1998), ονομάζονται **ζώνες διάτμησης** (*shear zones*)(Σχ.6-7). Δηλαδή, ζώνη διάτμησης ονομάζεται μια ζώνη με υποπαράλληλα τοιχώματα μέσα στα οποία το πέτρωμα παραμορφώνεται εντονότερα σε σχέση με το λιγότερο παραμορφωμένο ή απαραμόρφωτο περιβάλλον πέτρωμα.

Σχήμα 6 – 7 (www.geo.auth.gr)

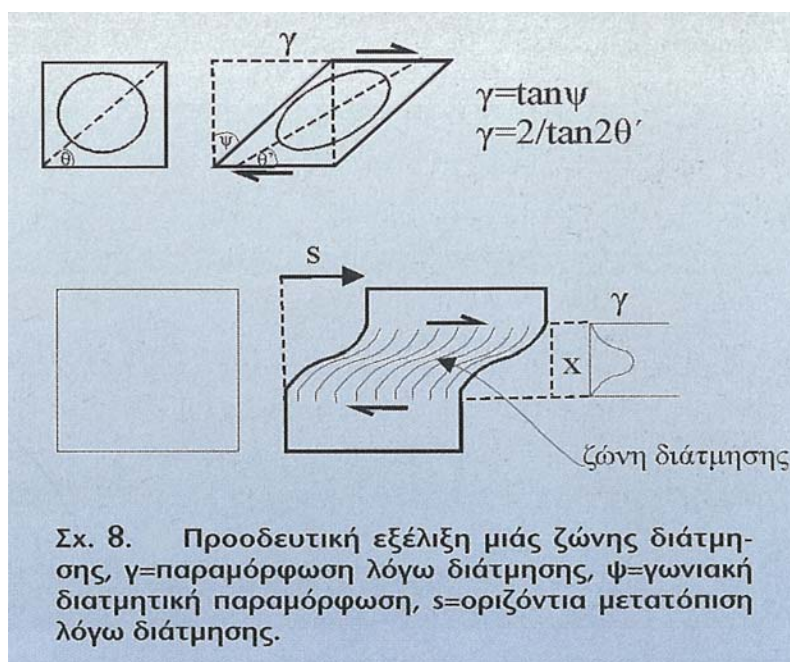


Υπερ-κατακλαστίτης σε ζώνη διάτμησης. Κανονικό ρήγμα διαφυγής των τεκτονικών καλύμμάτων των Αλπουχαρίδων με συνέπεια την ανάπτυξη του τεκτονικού παράθυρου των Βετίδων. Νότια Ισπανία, Ανδαλουσία.



Μικρής γωνίας, εφελκυστική ζώνη διάτμησης με τις συνοδές δομές αποτέλεσμα της ολίσθησης. Οφιόλιθοι, του Βούρινου στο όριο τους με τα μολασσικά ιζήματα της Μεσοελληνικής Αύλακας.,

Η παραμόρφωση αυτής της ζώνης μπορεί να περιγραφεί απ' τη στροφή ευθύγραμμων ιστολογικών στοιχείων του περιβάλλοντος πετρώματος μέσα στη ζώνη διάτμησης, έτσι ώστε σε οριακές περιπτώσεις αυτά να παραλληλισθούν με τα τοιχώματα της ζώνης. Κατά συνέπεια, η παραμόρφωση μπορεί να εκφρασθεί από μια γωνία ψ . (Σχ.8) (Κουκουβέλας, 1998)



Αν για απλούστευση θεωρήσουμε τη ζώνη ως επίπεδο, τότε διακρίνονται διαφορετικοί τρόποι παραμόρφωσης στις ζώνες αυτές. Ο τρόπος με τον οποίο εμφανίζεται η παραμόρφωση, ανάμεσα στα δύο απαραμόρφωτα τμήματα του πετρώματος και τη ζώνη διάτμησης, βοηθά στο διαχωρισμό των ζωνών αυτών σε **τρεις κατηγορίες**:

A) **Η πρώτη κατηγορία** χαρακτηρίζεται από σταδιακή παραμόρφωση από τοίχωμα σε τοίχωμα και περιλαμβάνει πλαστικού τύπου ζώνες διάτμησης που ευνοούνται σε συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας.

B) **Η δεύτερη κατηγορία** χαρακτηρίζεται από ασυνεχή παραμόρφωση του πετρώματος από το ένα τοίχωμα της ζώνης στο άλλο και περιλαμβάνει εύθραυστου τύπου ζώνες διάτμησης που ευνοούνται σε συνθήκες χαμηλής θερμοκρασίας.

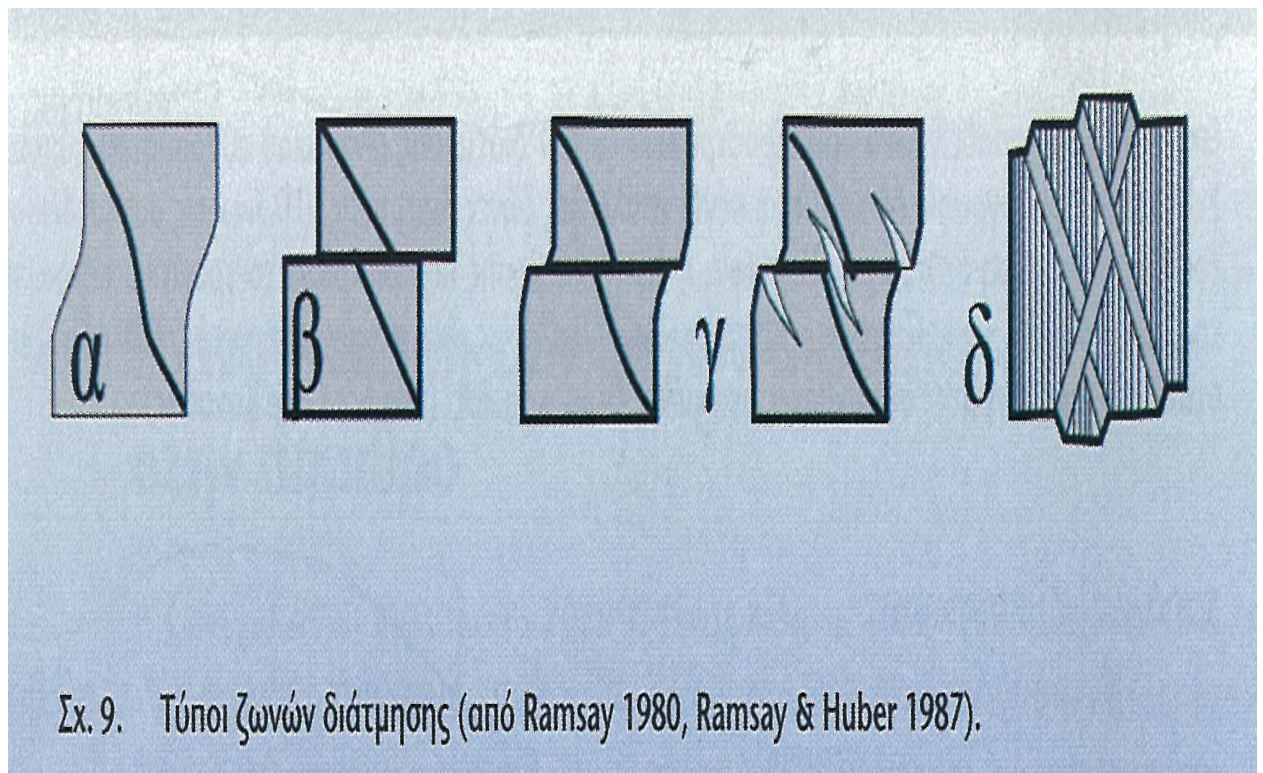
Γ) **Η τρίτη και τελευταία κατηγορία** χαρακτηρίζεται από ενδιάμεσα χαρακτηριστικά των δύο άλλων ζωνών και περιλαμβάνει εύθραυστου – πλαστικού τύπου ζώνες διάτμησης. Στην περίπτωση αυτή, δεν είναι απαραίτητο η ζώνη να δημιουργείται την ίδια χρονική στιγμή, αλλά μπορεί να χαρακτηρίζει την προοδευτική παραμόρφωση της ίδιας ζώνης. Μία ζώνη πλαστικού τύπου μπορεί να εξελιχθεί σε ζώνη εύθραυστου τύπου υπό συνθήκες συνεχούς πτώσης της θερμοκρασίας παραμόρφωσης.

Εκτός όμως απ' τις γεωμετρικά απλές ζώνες διάτμησης, συχνά συναντώνται και σύνθετες μορφές ζωνών διάτμησης.

Δ) **Οι σύνθετες ζώνες** χαρακτηρίζονται από συζυγείς ζώνες διάτμησης οι οποίες ορίζονται από αντιθετικά ζεύγη ζωνών διάτμησης. Στην περίπτωση αυτή, οι συζυγείς ζώνες διάτμησης δείχνουν τη διεύθυνση συστολής (διχοτόμος της αμβλείας γωνίας του ζεύγους) ή τη διεύθυνση μήκυνσης (διχοτόμος της οξείας γωνίας του ζεύγους) του σώματος που παραμορφώνεται. Άλλη κατηγορία σύνθετων ζωνών διάτμησης είναι οι

ζώνες με αποκλίνοντα ή συγκλίνοντα τοιχώματα. Στις ζώνες αυτές τα δύο τοιχώματα δεν είναι παράλληλα μεταξύ τους.

Ακολουθεί σχηματική απεικόνιση των παραπάνω κατηγοριών(Σχ.9)



Συνοψίζοντας, τα κυριότερα χαρακτηριστικά των ζωνών διάτμησης τα οποία χρησιμοποιούνται στην αναγνώρισή τους είναι, κατά τους Ramsay & Graham (1970), Ramsay (1980) και Carreras & White (1980), τα ακόλουθα:

- Οι ζώνες διάτμησης σε όλες τις κλίμακες εντοπίζονται σε περιοχές όπου τα πετρώματα έχουν υποστεί μεγαλύτερη παραμόρφωση σε σχέση με τα γειτονικά τους πετρώματα.

- Οι ζώνες διάτμησης χαρακτηρίζονται συχνά από την ύπαρξη μολωνιτών στο κέντρο τους.

- Οι μολωνιτικές ζώνες συχνά φέρουν υπερπλαστικές θηκόσχημες πτυχές (*sheath folds*)

- Συχνά υπάρχουν ενδείξεις για θέρμανση λόγω τριβής, η ιδιότητα όμως αυτή δεν είναι κοινή για όλες τις ζώνες διάτμησης.

- Οι ζώνες διάτμησης μπορούν να λειτουργούν τόσο ως κλειστά όσο και ως ανοιχτά γεωχημικά συστήματα. Στην πρώτη περίπτωση το πέτρωμα διατηρεί την αρχική του σύσταση, ενώ στη δεύτερη η σύσταση του πετρώματος αλλάζει.

- Η τομή της παραμόρφωσης στην ίδια ζώνη διάτμησης παραμένει σταθερή. Η κίνηση στις ζώνες διάτμησης γίνεται με βάση τρεις τρόπους: α. απλή διάτμηση (*simple shear*), β. ετερογενές χάσιμο όγκου με ταυτόχρονη ανάπτυξη σχισμού διάλυσης και γ. συνδυασμός των δύο παραπάνω διεργασιών.

Οι ζώνες διάτμησης μπορούν να αναπτυχθούν σε όλες τις κατηγορίες πετρωμάτων και σε όλες τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας. Παρά την ποικιλότητα των συνθηκών σχηματισμού, οι δομές που αναγνωρίζονται κάθε φορά εξαρτώνται από τη λιθολογία και από τις συνθήκες πίεσης – θερμοκρασίας.

ΚΑΠΟΙΑ ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΤΩΝ
ΖΩΝΩΝ ΔΙΑΤΜΗΣΗΣ ΣΤΗΝ ΥΠΑΙΘΡΟ

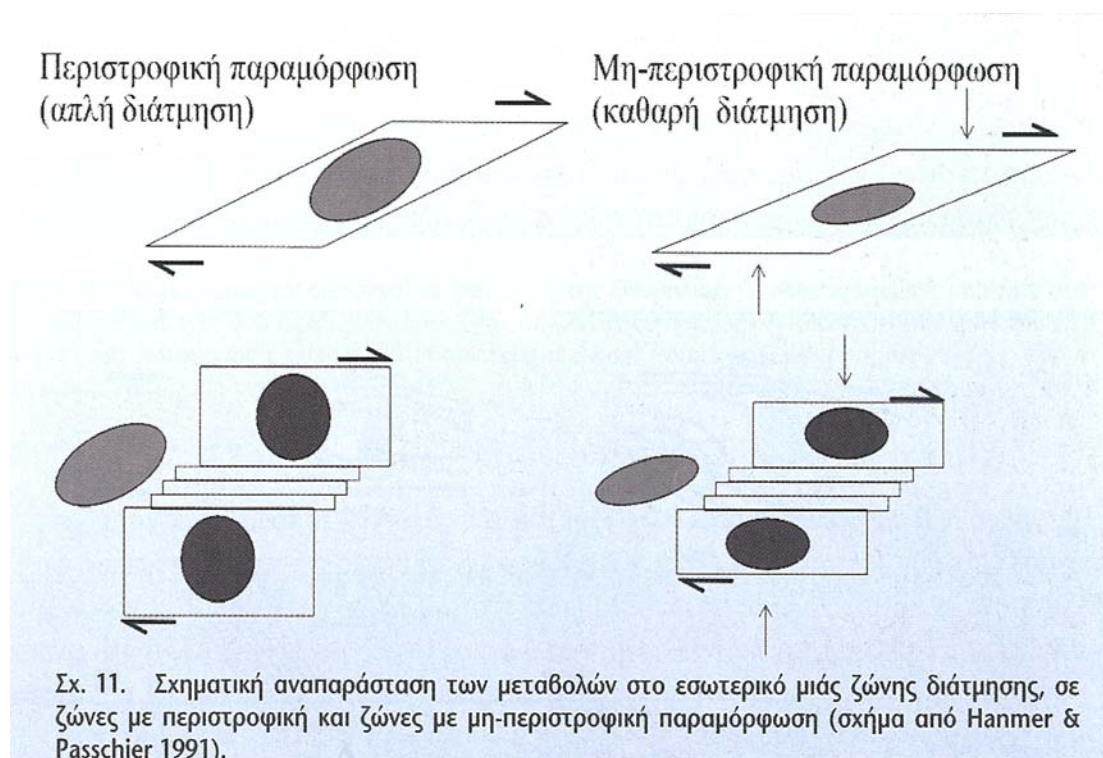
Στην ύπαιθρο, οι ζώνες διάτμησης(Σχ.10) μικρού πάχους είναι πλήρως αναγνωρίσιμες αφού μπορούμε να διακρίνουμε τα δύο τοιχώματα που τις ορίζουν καθώς και την περιοχή μεγάλης παραμόρφωσης. Αυτός ο τρόπος αναγνώρισης αποτελεί πιστή εφαρμογή του ορισμού και μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε πετρώματα που περιέχουν στον ιστό τους ένα επίπεδο ιστολογικό στοιχείο, όπως π.χ. η πρωτογενής φολίωση στους γρανίτες.

Σε περίπτωση όμως που οι ζώνες αυτές είναι μεγάλου πάχους τότε είναι πολύ δύσκολο να έχουμε πλήρη αποκάλυψη της ζώνης διάτμησης. Για να ξεπερασθεί αυτή η δυσκολία συλλέγονται μια σειρά από ιστολογικά στοιχεία. Το γενικότερο χαρακτηριστικό των ζωνών διάτμησης μεγάλου πάχους είναι η ύπαρξη μιας περιοχής με μεγάλη παραμόρφωση που διαχωρίζεται από το απαραμόρφωτο πέτρωμα με μια μεταβατική περιοχή ενδιάμεσης παραμόρφωσης.(Κουκουβέλας, 1998)



Σχ. 10 Ρηξιγενής ζώνη
διάτμησης σε συηνιτικό
πέτρωμα (περιοχή
Diana, U.S.A.)
(www.geo.umn.edu)

Σύμφωνα με τον Κουκουβέλα (1998), οι κινηματικοί δείκτες, οι οποίοι αποτελούν δομές που δημιουργούνται από την προοδευτική παραμόρφωση των πετρωμάτων και δείχνουν τη διεύθυνση και φορά κίνησης μέσα στις ζώνες διάτμησης, είναι χρήσιμο να αναλύονται ιδιαίτερα σε ζώνες διάτμησης μεγάλου πάχους επειδή μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την περιγραφή κινήσεων μεγάλων τεμαχών του φλοιού. Επίσης, οι δείκτες αυτή είναι χρήσιμοι γιατί ως ιστολογικά δεδομένα έχουν αναπτυχθεί λόγω της ιδιαίτερης γεωμετρίας της παραμόρφωσης και ο εσωτερικός τους ιστός είναι ενδεικτικός της προοδευτικής στροφής των αξόνων της παραμόρφωσης σε σχέση με την αρχική κατάσταση της τάσης ή με το επίπεδο της ιζώδους ροής. Αυτός ο ορισμός προϋποθέτει ότι αν μια δομή, η οποία αναπτύσσεται κατά την προοδευτική παραμόρφωση αναλυθεί γεωμετρικά, θα δείξει και τη ροπή της μέσης γωνιακής ταχύτητας των υλικών γραμμών στο πεδίο ιζώδους ροής της διατμητικής ζώνης (Σχ. 11).



Για την επιλογή αξιόπιστου δείκτη πάνω στον οποίο έχει αποτυπωθεί η παραμόρφωση αντιμετωπίζονται ορισμένες δυσκολίες, οι οποίες οφείλονται στους ακόλουθους λόγους:

- α) οι δείκτες αυτοί είναι μικροί σε μέγεθος
- β) πολλές φορές ένας κινηματικός δείκτης χαρακτηρίζεται από αμφιλεγόμενη φορά κίνησης και τότε πρέπει να βρεθεί και δεύτερη κατηγορία δεικτών, και
- γ) η δυνατότητα για να βρεθεί ο κατάλληλος δείκτης έχει άμεση σχέση με την αρχική σύσταση του πετρώματος. Αυτό πρακτικά σημαίνει ότι σε μερικές περιπτώσεις δεν είναι δυνατό να βρεθούν αξιόπιστοι κινηματικοί δείκτες.

Σε γενικές γραμμές οι κινηματικοί δείκτες χαρακτηρίζουν το τελευταίο πλαστικού τύπου κινηματικό επεισόδιο και μόνο σπάνια είναι δυνατόν να μας αποκαλύψουν ένα παλαιότερο επεισόδιο κίνησης. Στις ελάχιστες περιπτώσεις που μπορούν να αναγνωρισθούν δύο πλαστικού τύπου φάσεις παραμόρφωσης, το παλαιότερο επεισόδιο αναγνωρίζεται με υπολειμματικό χαρακτήρα. Σε μερικές περιπτώσεις είναι δυνατό να συγκεντρωθούν εκτός από τους κινηματικούς δείκτες ιδιαίτερα χαρακτηριστικά που αφορούν την ταχύτητα στροφής και την ταχύτητα κρυστάλλωσης.

Ως κινηματικοί δείκτες μπορούν να χρησιμοποιηθούν α) οι κρύσταλλοι, β) τα εγκλείσματα, γ) οι boudinages, δ) οι ουρές των μεγακρυστάλλων, ε) οι ασύμμετρες σκιές διάλυσης, ζ) τα τοπικά στραμμένα επίπεδα φολίωσης, οι φλέβες και οι ασύμμετρες πτυχές και η) οι σύνθετες φολιώσεις σε ζώνες διάτμησης.

ΜΙΚΡΟΔΟΜΕΣ ΠΛΑΣΤΙΚΗΣ ΚΑΙ ΡΗΞΙΓΕΝΟΥΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ

ΓΕΝΙΚΑ

Σύμφωνα με τον Παυλίδη (2003), οι όροι **ρηξιγενής** (*brittle*) και **πλαστική** (*ductile*) παραμόρφωση αντίστοιχα, χρησιμοποιούνται για να διαχωρίσουν το είδος της παραμόρφωσης υλικών που σπάζουν εύκολα, από εκείνα που παραμορφώνονται μόνιμα.

Στο φλοιό της Γης τέτοιο εύθραυστο στρώμα αποτελεί το ανώτατό του τμήμα (μέχρι βάθος 10 – 15 km), ενώ βαθύτερα ακολουθεί μια μεταβατική ζώνη και σε ακόμα μεγαλύτερα βάθη επικρατούν συνθήκες (υψηλές πιέσεις και θερμοκρασίες) πλαστικής παραμόρφωσης.

Οι τεκτονικοί σεισμοί συμβαίνουν κατά κανόνα στο θραυσιγενές στρώμα (*brittle* ή *schizosphere* -κατά Scholz 1990-) ή στο αντίστοιχο μεταβατικό του ανώτατου φλοιού. Αυτό είναι ένα ιδιαίτερο στρώμα του φλοιού που ονομάζεται σεισμογενές ή σεισμογενετικό στρώμα, στο οποίο εδράζεται η πλειοψηφία των υποκέντρων των επιφανειακών σεισμών και σχεδόν το σύνολο των μεγάλων (ισχυρών) επιφανειακών σεισμών. Το στρώμα αυτό για τον ελληνικό χώρο (Αιγαίο), υπολογίζεται στα 8 – 15 km βάθος.

ΘΡΑΥΣΙΓΕΝΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ (BRITTLE TECTONICS)

ΓΕΝΙΚΑ

Όταν τα στερεά σώματα υποβάλλονται σε διαρκώς αυξανόμενη καταπόνηση, τότε ορισμένα από αυτά, που στη μηχανική των πετρωμάτων

ονομάζονται *όλκιμα*, παρουσιάζουν μεγάλες πλαστικές παραμορφώσεις. Αντίθετα, άλλα πετρώματα γνωστά σαν *άκαμπτα*, θραύονται *απότομα*.

Τα περισσότερα πετρώματα εξεταζόμενα σαν μονάδες, όπως επίσης και τα ανώτερα στρώματα της λιθόσφαιρας στο σύνολό τους, συμπεριφέρονται σαν *άκαμπτα υλικά*. Δηλαδή, κάτω από συνθήκες εντατικής κατάστασης και όταν ξεπεραστεί το όριο ελαστικότητάς τους, θραύονται χωρίς να υποστούν σημαντικές παραμορφώσεις.

Στη φύση γενικά, η αντοχή των πετρωμάτων είναι μικρότερη σε σχέση προς εκείνη των άρρηκτων πετρωμάτων, λόγω της απουσίας ασυνεχειών, και για το λόγο αυτό η θραύση συμβαίνει συνήθως πριν ξεπεραστεί το όριο αντοχής τους (ή ελαστικότητας) (Παυλίδης – Μουντράκης, 1986).

ΘΕΩΡΙΕΣ ΘΡΑΥΣΗΣ

Για τα *άκαμπτα* πολυκρυσταλλικά υλικά, όπως είναι τα πετρώματα, έχουν διατυπωθεί διάφορες απόψεις για τον τρόπο θραύσης τους, οι οποίες είναι γνωστές σαν *θεωρίες θραύσης*. Οι πιο σημαντικές είναι των *Coulomb – Navier*, του *Mohr* και του *Griffith*. Στις θεωρίες αυτές γίνονται δεκτές δυο παραδοχές: α) ότι τα πετρώματα συμπεριφέρονται σαν γραμμικά ελαστικά σώματα (μέχρι το όριο θραύσης) και β) ότι η θραύση τους είναι το αποτέλεσμα μόνο των τάσεων που αναπτύσσονται σ' αυτά σαν συνέπεια της δράσης εξωτερικών δυνάμεων.

Η θεωρία των *Coulomb – Navier* είναι η περισσότερο εφαρμόσιμη στην πράξη, αφού για τις περισσότερες περιπτώσεις γίνεται δεκτό ότι η σχέση σ_1 και σ_3 είναι ευθύγραμμη. Η θεωρία αυτή, η οποία είναι γνωστή ως θεωρία της διατμητικής θραύσης, τονίζει ότι η θραύση ενός υλικού που βρίσκεται σε συνθήκες συμπίεσης, συμβαίνει σαν συνέπεια των

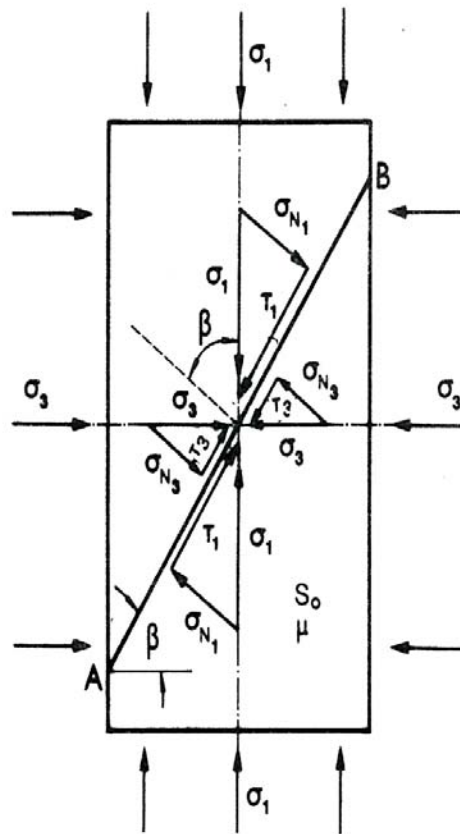
διατμητικών τάσεων κατά μήκος ενός επιπέδου, στο οποίο τη στιγμή της θραύσης ισχύει η σχέση:

$$\sigma_{\tau} = s_0 + \mu \sigma_N, \text{ όπου}$$

σ_{τ} : η μέγιστη διατμητική συνιστώσα τάσης

σ_N : η κάθετη στο επίπεδο θραύσης συνιστώσα τάσης

s_0 και μ : σταθερές του υλικού (s_0 : συνοχή του υλικού ή διατμητική αντοχή του και μ : συντελεστής εσωτερικής τριβής του υλικού, για το οποίο ισχύει $\mu = \tan \phi$, όπου ϕ η γωνία εσωτερικής τριβής του υλικού)(Σχ.12)



Σχ. 12. Ανάλυση της εντατικής κατάστασης, που επικρατεί στο επίπεδο διάρρηξης AB υπό την επίδραση των κύριων τάσεων σ_1 και σ_3 . (Κατά Τσουντρέλη 1985).

Σαν γωνία θραύσης β ορίζεται η γωνία που σχηματίζει η κάθετος στο επίπεδο θραύσης με τη διεύθυνση της μέγιστης συμπίεστικής τάσης σ_1 .

Η γωνία θραύσης β και η γωνία εσωτερικής τριβής φ συνδέονται με τη σχέση:

$$\beta = \pi / 4 + \varphi / 2$$

Η γωνία θραύσης β είναι ανεξάρτητη από τις αναπτυσσόμενες στο πέτρωμα τάσεις και η τιμή της κυμαίνεται μεταξύ 45° και 90° .

Σύμφωνα με τη θεωρία θραύσης του Mohr, η συνάρτηση διατμητικής και κάθετης συνιστώσα τάσης δεν είναι ευθεία, όπως ορίζεται από τους Coulomb – Navier, αλλά καμπύλη (παραβολή).

$$\sigma_\tau = f(\sigma_N)$$

Τέλος, η θεωρία θραύσης του Griffith κάνει ακόμα μια παραδοχή για τα άκαμπτα υλικά, αφού δέχεται την ύπαρξη τυχαία προσανατολισμένων μικρορωγμών στην καταπονούμενη μάζα του άκαμπτου πετρώματος. Η θραύση συμβαίνει, σύμφωνα με την άποψη αυτή, όταν στα άκρα των μικρορωγμών αυτών συγκεντρώνονται ισχυρές εφελκυστικές τάσεις, οι οποίες προκαλούν συνεχή επέκταση των ρωγμών με τελικό αποτέλεσμα τη θραύση του πετρώματος. Οι ρωγμές κατά μήκος των οποίων συμβαίνει η θραύση είναι οι μεγαλύτερες σε μήκος μέσα στη μάζα του υλικού και έχουν τον πιο επικίνδυνο προσανατολισμό σε σχέση με τις εξασκούμενες τάσεις (γωνίας θραύσης σύμφωνα με το είδος του υλικού).

ΓΕΝΙΚΑ

Ανάλογα με την κλίμακα παρατήρησης και τις διαστάσεις των τεκτονικών δομών που μελετώνται, διακρίνουμε, σύμφωνα με τον Κίλια (1997), 4 μεγάλες υποδιαιρέσεις της Τεκτονικής:

- A) Γεωτεκτονική
- B) Μακροτεκτονική
- Γ) Μικροτεκτονική
- Δ) Λεπτοτεκτονική

Οι έννοιες της Μικρο – και Λέπτοτεκτονικής αναφέρονται από πολλούς ερευνητές ως ένα και το αυτό πράγμα, με τον όρο Μικροτεκτονική (π.χ. Engels, 1959). Μελετούν δομές της τάξεως μεγέθους μερικών m μέχρι και μικρότερου από mm. Ως εκ τούτου συνεισφέρουν σε κάποια μικρότερη κλίμακα από τη Μακροτεκτονική, στην κατασκευή της γεωλογικής δομής μιας περιοχής.

ΜΙΚΡΟΔΟΜΕΣ ΡΗΞΙΓΕΝΟΥΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ

Ορισμένες μικροδομές που παρατηρούνται σε ρήγματα ή ζώνες ρηγματών, και που κυρίως είναι τα χαρακτηριστικά αποτυπώματα πάνω στις ρηξιγενείς επιφάνειες, δείχνουν τη διεύθυνση και τη σχετική φορά της κίνησης των διαχωρισθέντων τεμαχών. Τα στοιχεία αυτά είναι ιδιαίτερα χρήσιμα γιατί μπορούν να αξιοποιηθούν ποσοτικά για τον υπολογισμό του είδους και της φοράς των τεκτονικών τάσεων. Στη συνέχεια περιγράφονται οι κυριότερες από τις μικροδομές αυτές, που χρησιμοποιούνται ευρύτατα στις νεοτεκτονικές μελέτες (Παυλίδης – Μουντράκης, 1986).

Α) ΠΤΕΡΟΕΙΔΗΣ ΡΩΓΜΩΣΕΙΣ Ή ΔΙΑΚΛΑΣΕΙΣ (FEATHER JOINTS, FENTES)

Είναι μικρές ρωγμές φακοειδούς ή σιγμοειδούς μορφής, έχουν μήκος εκατοστών του μέτρου μέχρι δεκάδων εκατοστών και πλάτος χιλιοστών έως λίγων εκατοστών. Προκύπτουν από διατμητικές τάσεις, αποτέλεσμα συμπιεστικών ή εφελκιστικών κύριων δυνάμεων και παρατηρούνται στις περιοχές των ορίων των δύο μετακινούμενων τεμαχών (ζώνες ρηγμάτων).

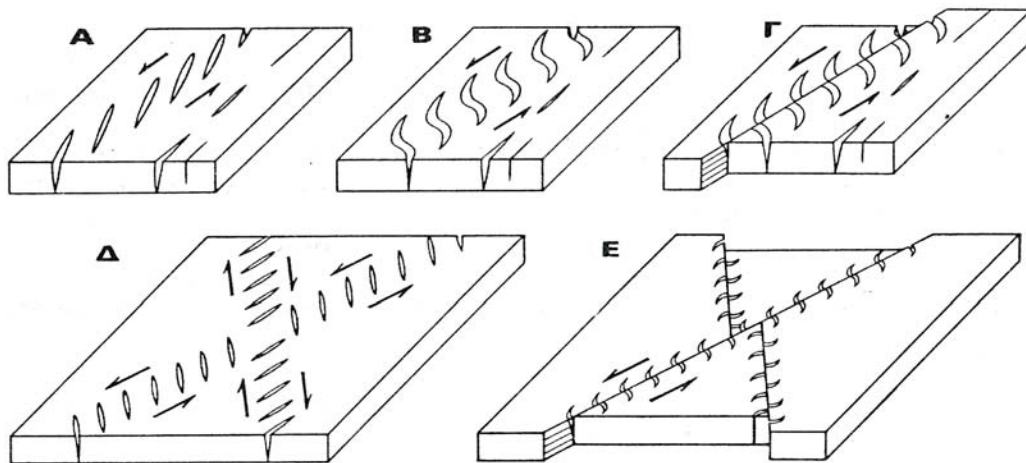
Οι περοειδείς ρωγμώσεις (Σχ.13, Κουκούβελας 1998) μπορεί να παραμένουν κενές, αλλά συνήθως γεμίζουν με κρυστάλλους ασβεστίτη, χαλαζία ή άλλων ορυκτών ύστερα από ανακρυστάλλωση του φιλοξενούντος τις ρωγμώσεις πετρώματος ή άλλου γειτονικού.

Η πλήρωση των περοειδών ρωγμώσεων γίνεται συγχρόνως με τη δημιουργία τους και δεν συγχέεται με την πλήρωση τυχαίων οπών των πετρωμάτων που γίνεται μεταγενέστερα στατικά.

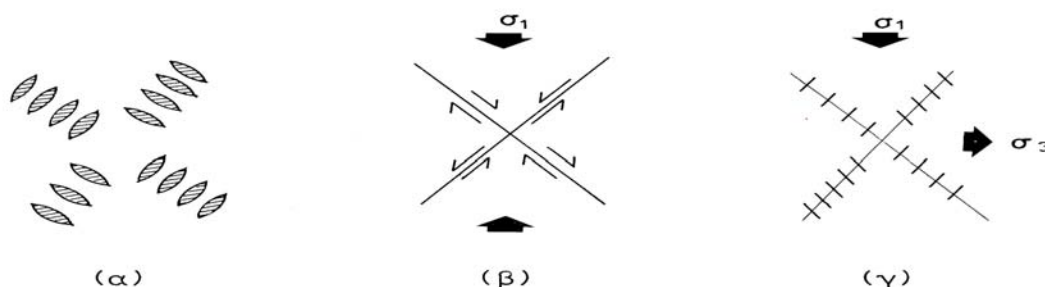


Σχ. 13. Ανάπτυξη διακλάσεων. Στην πρώτη περίπτωση (α) εμφανίζονται περοειδείς διακλάσεις κενές ορυκτών, (μεταφλύσχης Καλλιπεύκης-Θεσσαλίας). Τα βέλη δείχνουν την κατεύθυνση διεύρυνσης των διακλάσεων. Στην δεύτερη περίπτωση (β) οι διακλάσεις έχουν πληρωθεί με μικρού μήκους φλέβες ασβεστίτη, (φυλλίτες Αλεξανδρούπολης).

Οι πτεροειδείς ρωγμώσεις συγκροτούν μικρές ή μεγάλες ομάδες. Τις περισσότερες φορές είναι παράλληλες και ομοιομεγέθεις μεταξύ τους και διατάσσονται σε σειρές με τη χαρακτηριστική κλιμακωτή διάταξη, γνωστή ως «en echelon» (Σχ.14). Καμιά φορά επίσης παρουσιάζονται παραμορφωμένες (Σχ.14B) ή διερρηγμένες (Σχ.14Γ) από μεταγενέστερη τεκτονική δράση. Συχνά, δύο σειρές en echelon πτεροειδών ρωγμών εμφανίζονται συνδεδεμένες (Σχ.14Δ – 15α) (αποτέλεσμα των διατμητικών τάσεων που αναπτύσσονται σύμφωνα με το μοντέλο του Anderson) (Σχ.15β). Ίδια διάταξη έχουν σύμφωνα με το ίδιο γεωμετρικό σχήμα του μοντέλου αυτού και οι κοινές διακλάσεις (Σχ.15γ).



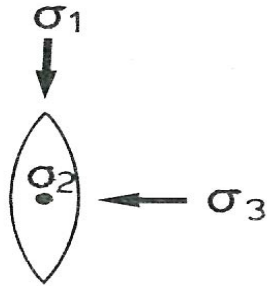
Σχ. 14. Διάφορες μορφές εμφάνισης των πτεροειδών ρωγμών σε διάταξη en échelon. A: μη παραμορφωμένες, B: σιγμοειδείς, Γ: μεταγενέστερα διερρηγμένες, Δ: συνδεδεμένες - συζυγείς, Ε: συζυγείς μεταγενέστερα μετατοπισμένες. (Κατά Mattauer 1973).



Σχ. 15.

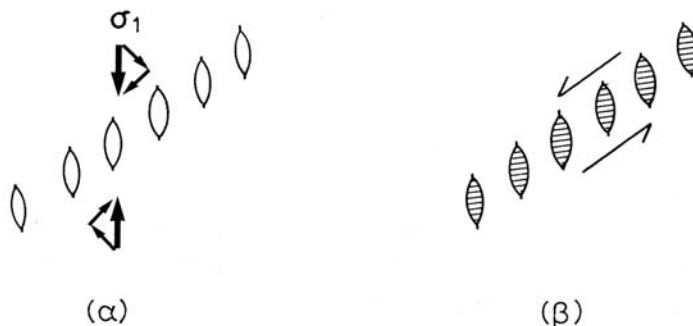
Σχ.15 (Παυλίδης - Μουντράκης, 1986)

Οι προσανατολισμοί των κύριων αξόνων τάσης ως προς το σχήμα μιας περοειδούς ρώγμωσης, κατά Παυλίδη – Μουντράκη (1986), αποδίδονται σχηματικά παρακάτω (Σχ.16).



Σχ. 16.

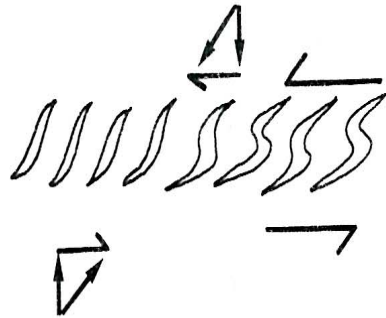
Σύμφωνα με τον προσανατολισμό αυτό και μετά την ανάλυση της τάσης σ_1 σε δύο συνιστώσες (Σχ.17α), είναι δυνατόν να προσδιοριστεί η διάταξη του πιθανού διατμητικού συστήματος σε μια κλιμακωτή – en echelon – σειρά περοειδών διακλάσεων (Σχ.17β).



Σχ. 17.

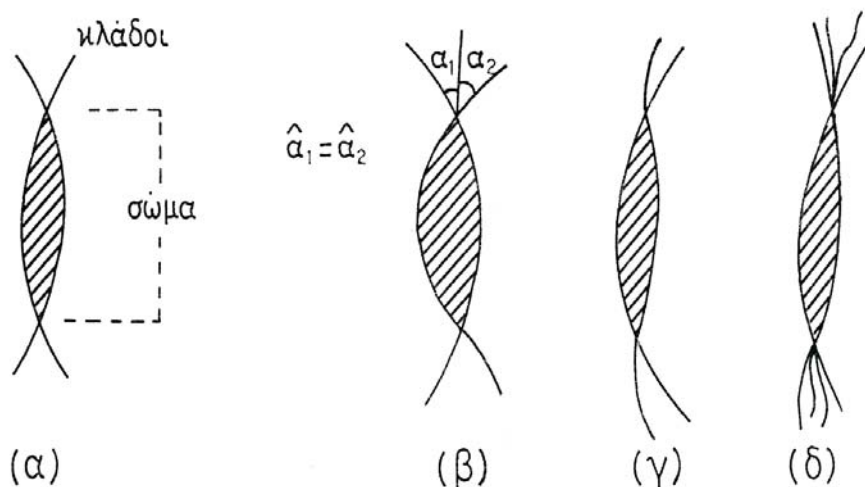
Από Παυλίδη – Μουντράκη (1986)

Ισχυρότερο διατμητικό σύστημα τάσεων μπορεί να προκαλέσει παραμόρφωση των διακλάσεων υπό μορφή σιγμοειδών πτεροειδών ρωγμών (Σχ.18, από Παυλίδη – Μουντράκη 1986)



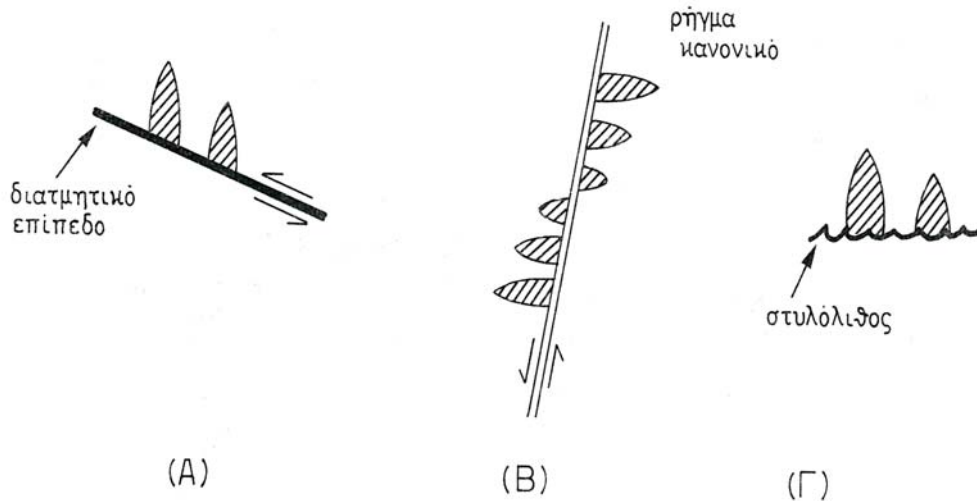
Σχ. 18. Σιγμοειδείς ρωγμές.

Στο ακόλουθο σχήμα (Σχ.19 από Παυλίδη – Μουντράκη 1986) απεικονίζεται το σχήμα και η μορφή εμφάνισης μιας πτεροειδούς ρώγμωσης. Διακρίνονται το σώμα και οι κλάδοι της ρώγμωσης, οι οποίοι είναι συμμετρικοί όταν η γωνία τους διχοτομείται συμμετρικά, ή ασύμμετροι, ή και διακλαδιζόμενοι.



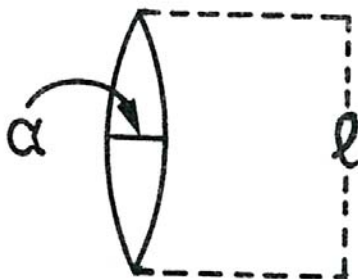
Σχ. 19. Μορφές πτεροειδών ρωγμών.

Οι μισές – πτεροειδείς ρωγμώσεις αποτελούν ενδιαφέρουσες μορφές που το σχήμα της αρχικής – πλήρους πτεροειδούς ρωγμής αποκόπηκε είτε από την επίδραση μιας μεταγενέστερης διάτμησης(Σχ.20Α), είτε από τη δράση ενός μεταγενέστερου ρήγματος εφελκυστικής τεκτονικής(Σχ.20Β), είτε από κάποια συμπίεση, οπότε καταλήγει σε τεκτονικό στυλόλιθο(Σχ.20Γ). (Παυλίδης – Μουντράκης, 1986)



Σχ. 20.

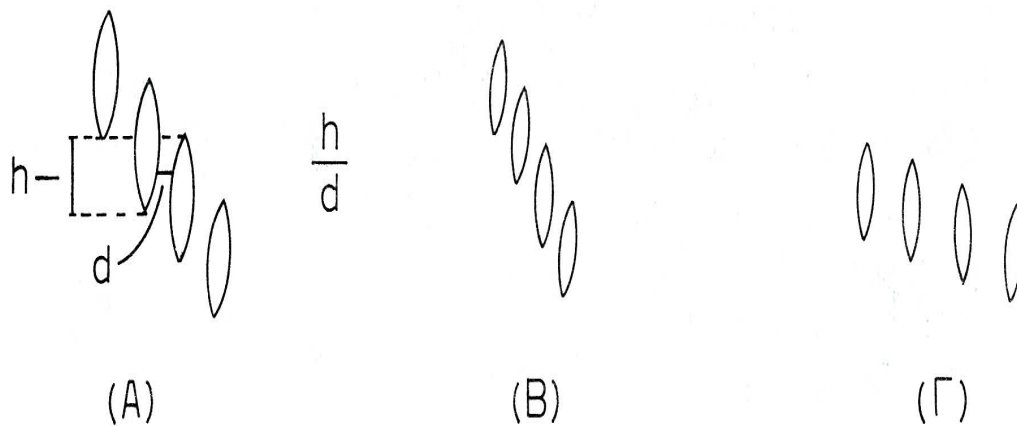
Τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά μιας πτεροειδούς διάκλασης δίνονται με το λόγο του μήκους προς το μέγιστο πλάτος (l/a)(Σχ.21).



Σχ. 21.

(Παυλίδης – Μουντράκης, 1986)

Τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά μιας σειράς *en echelon* των πτεροειδών διακλάσεων δίνονται από τη σχέση h / d , τα μεγέθη της οποίας απεικονίζονται στο ακόλουθο σχήμα(Σχ.22Α).

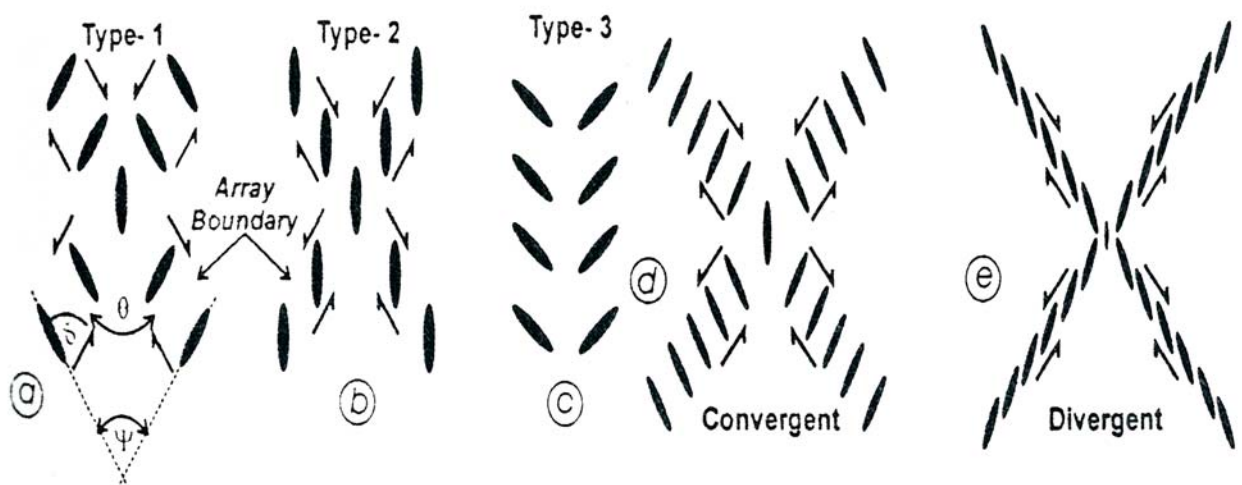


Σχ. 22.

Όταν ο λόγος h / d είναι μεγάλος τότε η μορφή της σειράς απεικονίζεται στο σχήμα 22B, ενώ όταν είναι μικρός στο σχήμα 22Γ.

Διακρίνουμε δύο γεωμετρικούς τύπους συνδεδεμένων – κλιμακωτής διάταξης – πτεροειδών διακλάσεων σύμφωνα με τον A. Beach, τα ζευγάρια τύπου 1 όπου οι διακλάσεις είναι παράλληλες στο όριο της συμπληρωματικής παράταξης(Σχ.23a) και τα ζευγάρια τύπου 2 όπου οι διακλάσεις και στις δύο παρατάξεις είναι παράλληλες μεταξύ τους, χωρίς να παίζουν ρόλο τα όρια των παρατάξεων(Σχ.23b).

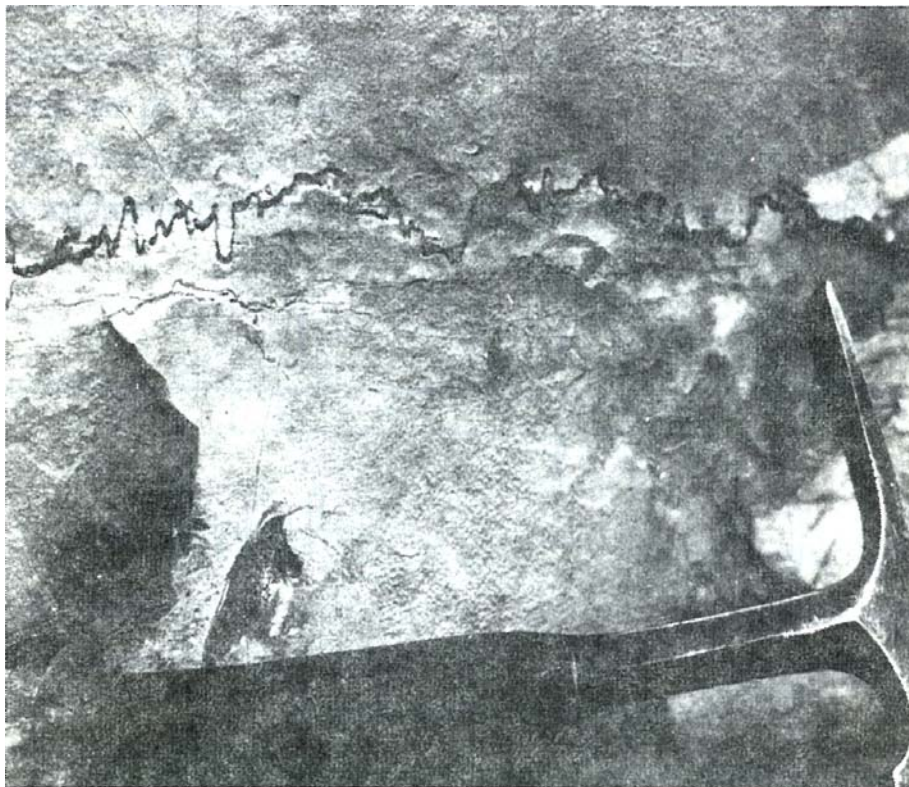
Ένα σύστημα συζυγών διακλάσεων σύμφωνα με το J. Smith, ορίζεται ως αποκλίνων όταν η γεωμετρική συμφωνία των διακλάσεων προσαρμόζεται στο πρότυπο αποκλίνων τύπων (Σχ. 23d), ενώ στην αντίθετη περίπτωση ορίζεται ως συγκλίνων (Σχ. 23e).



Σχ. 23. Ο τύπος-1, ο τύπος-2, ο τύπος-3 καθώς και οι συγκλίνων και αποκλίνων μορφές των διακλάσεων (κατά Smith 1996).

Β) ΤΕΚΤΟΝΙΚΟΙ ΣΤΥΛΟΛΙΘΟΙ (STYLOLITES)

Οι τεκτονικοί στυλόλιθοι είναι μικρές ασυνέχειες που εμφανίζονται στα πετρώματα με τη μορφή «ραφών» (Σχ.24 από Παυλίδη – Μουντράκη, 1986) και δημιουργούνται από τη δράση συμπιεστικών δυνάμεων τόσο κατά τη διάρκεια, αλλά κυρίως μετά την ιζηματογένεση των πετρωμάτων. Παρατηρούνται κατά κύριο λόγο σε ανθρακικά πετρώματα (ασβεστόλιθους, δολομίτες, μάργες, μάρμαρα), εβαπόριτες, καθώς και σε απολιθώματα, στρώσεις ιζημάτων και σε άλλα πρωτογενή ιζηματολογικά στοιχεία.

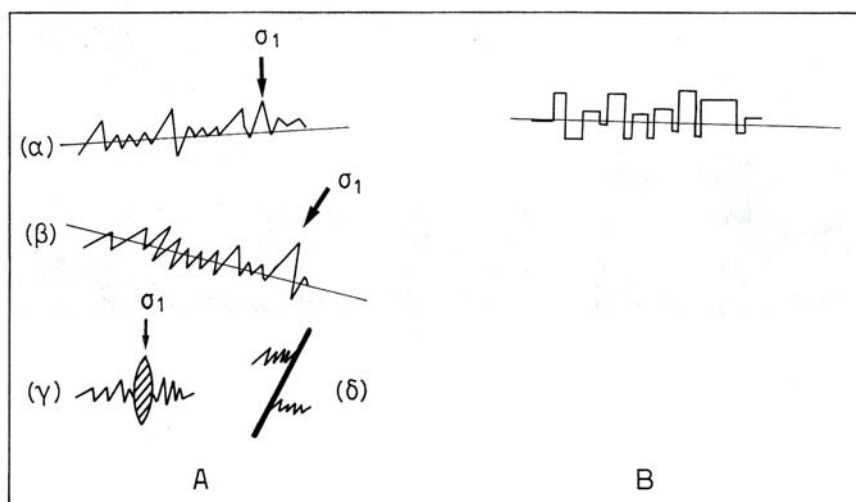


Σχ. 24. Τεκτονικός στυλόλιθος με τη χαρακτηριστική μορφή «ραφής».

Στη φύση παρατηρούνται δύο είδη στυλολίθων:

α) Οι τεκτονικοί στυλόλιθοι(Σχ.25Α) προέρχονται από τη συμπιεστική τεκτονική και ενδιαφέρουν τη νεοτεκτονική. Είναι μικροί (μεγέθους mm), κωνικοί, πλάγιοι (κόβουν τη στρώση) και συνοδεύονται (ή συνοδεύουν) και από άλλα μικροτεκτονικά στοιχεία (π.χ. πτεροειδής ρωγμώσεις, ρήγματα). Κατά τον σχηματισμό των τεκτονικών στυλόλιθων επέρχεται διάλυση υπό πίεση του ασβεστικού υλικού στην επιφάνεια διάρρηξης με αποτέλεσμα το σχηματισμό τεκτονικών επιφανειών ανάλογων με τις διακλάσεις, οι οποίες ονομάζονται στυλολιθικές διακλάσεις. Συνεχόμενοι τεκτονικοί στυλόλιθοι σχηματίζουν πολλές φορές πάνω στις τεκτονικές επιφάνειες μορφές τεκτονικών γραμμώσεων, που ονομάζονται στυλολιθικές τεκτονικές γραμμώσεις.

β) Οι ιζηματολογικοί στυλόλιθοι(Σχ.25Β) σχηματίζονται κατά την απόθεση και διαγένεση των ιζημάτων χωρίς τη μεσολάβηση τεκτονικής δράσης. Είναι μεγάλοι (μεγέθους cm ή /και dcm), κυλινδρικοί και κατακόρυφοι (με επίπεδο οριζόντιο σύμφωνα με τη στρώση των στρωμάτων).

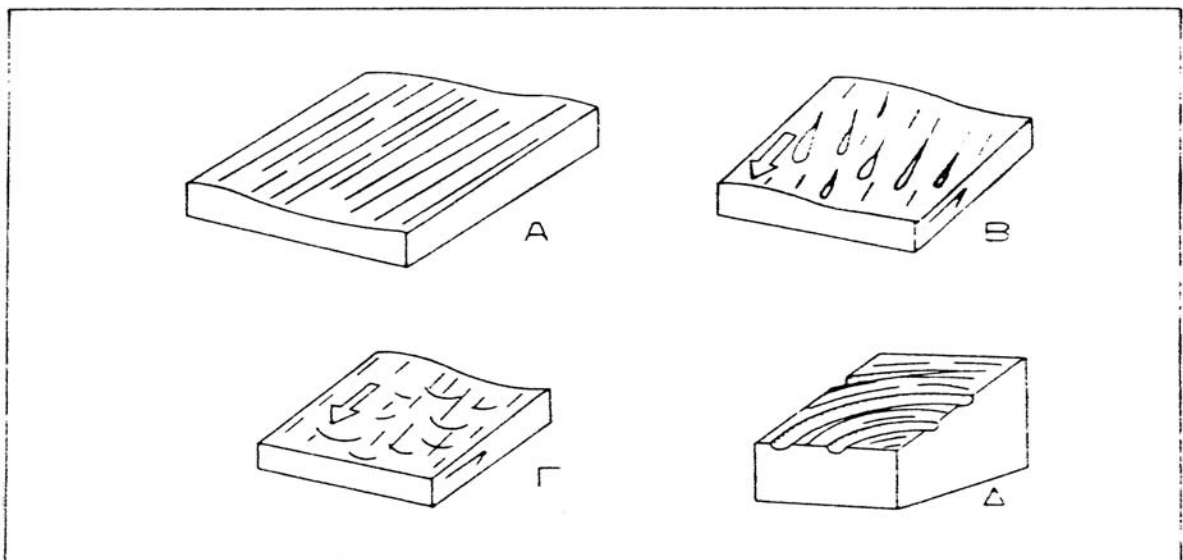


Σχ. 25. Τεκτονικοί (Α) και ιζηματολογικοί στυλόλιθοι (Β).

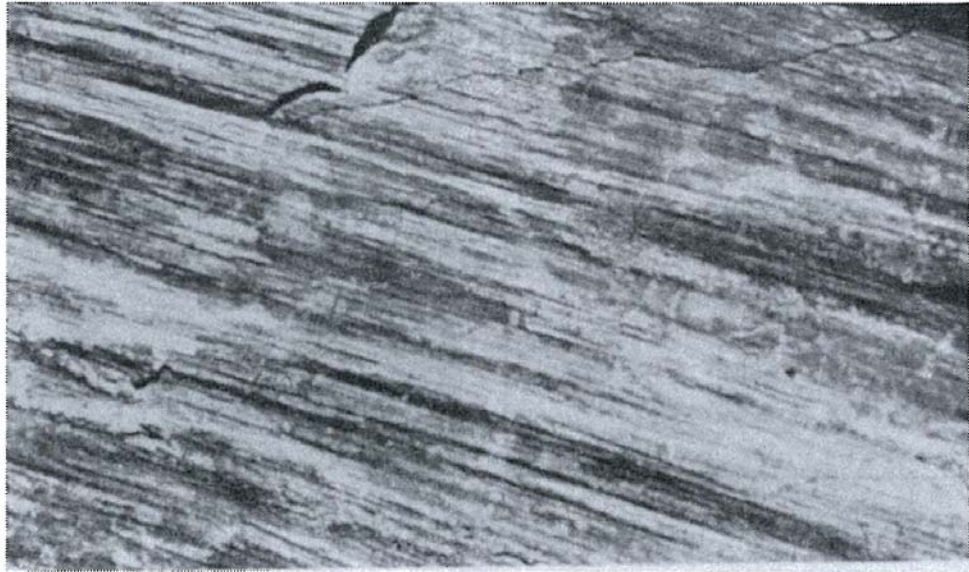
(Παυλίδης – Μουντράκης, 1986)

Γ). ΓΡΑΜΜΩΣΕΙΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ (STRIATIONS, STRIES)

Είναι μικρές (μήκος διακοπτόμενο μερικών cm), πολύ λεπτές χαραγές(Σχ.26Α) πάνω σε λείες κατοπτρικές ρηξιγενείς επιφάνειες(Σχ.27) και σχηματίζονται από την τριβή μικρών κόκκων των πετρωμάτων κατά τη σχετική κίνηση των δύο τεμαχών των ρηγμάτων. Εξ' αιτίας αυτής τους της προέλευσης οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης θεωρούνται μηχανικές γραμμώσεις. Όμως πολλές φορές παρουσιάζουν βαθιές αποστρογγυλεμένες απολήξεις(Σχ.26Β) οι οποίες δείχνουν τη φορά προς την οποία κινήθηκε το τέμαχος που απουσιάζει. Η φορά της κίνησης μπορεί επίσης να διαπιστωθεί όταν οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης είναι κυρτές γραμμές οπότε λέγονται ημισελινοειδείς γραμμώσεις(Σχ.26Γ-Δ). Οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης συνοδεύονται και από άλλες μικροδομές, τις τεκτογλυφές. Η συνδυασμένη παρατήρησή τους βοηθά στον καθορισμό της φοράς της κίνησης.



Σχ. 26. Από Παυλίδη & Μουντράκη (1986).



Σχ. 27. Γραμμώσεις ολίσθησης, πάνω σε ρηξιγενή επιφάνεια
(Από *Brinkmann II*, 1972).

Όταν οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης είναι οριζόντιες τότε το ρήγμα είναι οριζόντιας μετατόπισης (τα ρήγματα αυτά χαρακτηρίζονται και από την παρουσία κυματοειδών γραμμώσεων), ενώ όταν είναι τελείως κατακόρυφες, τότε η κίνηση του ρήγματος είναι είτε κανονική (το πιθανότερο) είτε ανάστροφη (σπανιότερα). Γενικά οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης που παρατηρούνται σήμερα στα ρήγματα, αντιπροσωπεύουν τις νεότερες τεκτονικές κινήσεις, γιατί οι παλιότερες γραμμώσεις έχουν συνήθως διαβρωθεί. Γι' αυτό τα μικροτεκτονικά αυτά στοιχεία είναι ιδιαίτερα χρήσιμα στη νεοτεκτονική.

Δ) ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΑΥΛΑΚΩΣΕΙΣ (CANNELURES)

Είναι μεγάλης κλίμακας γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης (υποδηλώνουν τεκτονικές κινήσεις μεγάλης σχετικά κλίμακας) που σχηματίζονται σε κατοπτρικές ρηξιγενείς επιφάνειες συνήθως σε ασβεστολιθικά πετρώματα από την τριβή μεγάλων θραυσμάτων πετρωμάτων που αποσπώνται από τα δύο τεμάχια του ρήγματος κατά τη σχετική κίνηση. Έχουν τη μορφή αυλακών μήκους μερικών μέτρων και πλάτους ορισμένων εκατοστών. Οι μεγάλες τεκτονικές αυλακώσεις συνοδεύονται μερικές φορές και από την ανάπτυξη πολύ μικρών ρωγμών που παίρνουν σχήμα *en chevrons*.

Ε) ΤΕΚΤΟΓΛΥΦΕΣ

Είναι προεξοχές και βαθουλώματα που σχηματίζονται όταν οι λειασμένες κατοπτρικές επιφάνειες των ρηγμάτων καλύπτονται κατά θέσεις από βαθουλώματα ή προεξοχές που προέρχονται είτε από την ανακρυστάλλωση ορυκτών (ασβεστίτη, χαλαζία, αργίλου κ.α.) οπότε αποθέτονται πάνω στην κατοπτρική επιφάνεια υπό μορφή επιφλοιώματος – προεξοχής, είτε από την διάλυση των υλικών του πετρώματος οπότε σχηματίζονται τα βαθουλώματα.

Οι τεκτογλυφές βοηθούν στον καθορισμό της διεύθυνσης και φοράς της τεκτονικής κίνησης. Η χαρακτηριστικότερη μορφή που βοηθά στον καθορισμό της φοράς της κίνησης είναι όταν τα κενά από τα τεκτονικά βαθουλώματα γεμίζουν από βελονοειδής κρυστάλλους ανακρυσταλλωμένου ασβεστίτη, οπότε σχηματίζονται τα γεώδη (Σχ.28).

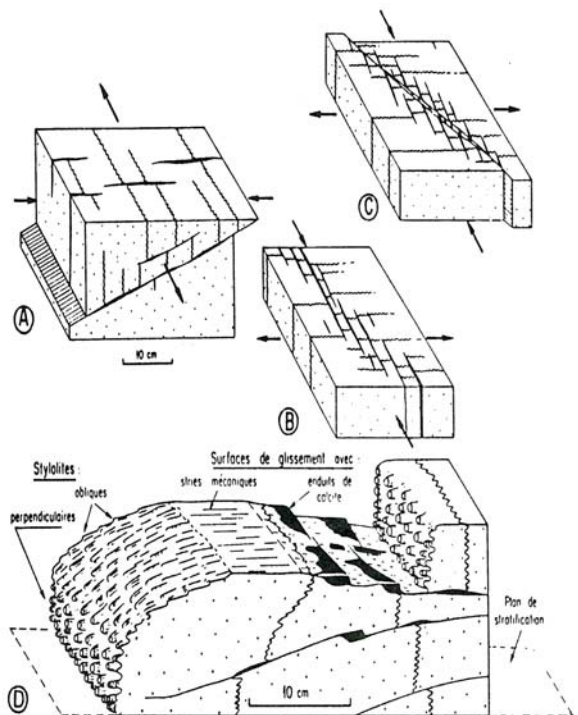
Μία συνηθισμένη μορφή τεκτογλυφών αποτελούν οι τεκτονικές βαθμίδες, οι οποίες είναι μικρές κλιμακωτές δομές μεγέθους χιλιοστών ή

εκατοστών που διακόπτουν τη συνέχεια των λείων κατοπτρικών επιφανειών σαν «σκαλοπάτια» προσανατολισμένα στη φορά της κίνησης.

Στην ύπαιθρο συνήθως οι μικροδομές που αναφέρθηκαν παραπάνω δεν παρατηρούνται ανεξάρτητες, αλλά σε συνδυασμούς. Συναντιούνται δηλαδή κατά θέσεις γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης μαζί με τεκτονικές αυλακώσεις και μαζί με διάφορες τεκτογλυφές, ή πτεροειδής ρωγμώσεις μαζί με τεκτονικούς στυλόλιθους κ.ο.κ.. (Σχ.28 – 29.)



Σχ. 28. Ρηξιγενής επιφάνεια με οριζόντιες γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης που αντιπροσωπεύουν κίνηση δεξιόστροφης οριζόντιας μετατόπισης. Κατά την κίνηση αυτή σχηματίστηκε και ο ανακρυσταλλωμένος ασβεστίτης (calcite en abris). Στην ίδια ρηξιγενή επιφάνεια διακρίνεται και μια άλλη γενεά γραμμώσεων τεκτονικής ολίσθησης πλάγιων (45° γωνία rich) που η διεύθυνσή τους σημειώνεται από το μολύβι και που σχηματίστηκαν σε μια άλλη τεκτονική κίνηση του ίδιου ρήγματος. (Κατά Mattauer 1973).



Σχ. 29. Ανάπτυξη τεκτονικών στυλόλιθων. A, B, C: Σχήματα που δείχνουν τη σχέση των στυλόλιθων με τις πτεροειδείς ρωγμώσεις. A) Στυλόλιθοι συνδεδεμένοι με ρήγμα ανάστροφο, B) στυλόλιθοι σύγχρονοι με πτεροειδείς ρωγμώσεις en échelon, C) σχέση στυλόλιθων - πτεροειδών ρωγμώσεων κατά μήκος ενός ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης. D: Σχήμα που δείχνει την εμφάνιση διάφορων τύπων στυλόλιθων και τη σχέση τους με τα άλλα μικροτεκτονικά στοιχεία. (Κατά Mattauer 1973).

*Η μελέτη πετρωμάτων ρηξιγενών ζωνών αποτελεί πηγή σημαντικών δεδομένων για την ανάλυση των διαδικασιών που συντελούνται στα βαθύτερα τμήματα του φλοιού της γης κατά τη ρηξιγενή παραμόρφωση. Επειδή τα πετρώματα ρηξιγενών ζωνών εξαρτώνται από τις συνθήκες πίεσης (P) και θερμοκρασίας (T) που επικρατούν γύρω από ένα ρήγμα, αναμένεται να σχηματίζονται κατά μήκος του ένα σύνολο πετρωμάτων. Επίσης, στις ζώνες ρηγμάτων επικρατούν ιδιαίτερες συνθήκες που επηρεάζουν το σχηματισμό των πετρωμάτων των ζωνών διάρρηξης. Μερικές από αυτές είναι η ταχύτητα παραμόρφωσης των πετρωμάτων μέσα στη ρηξιγενή ζώνη, η κίνηση ρευστών μέσα από τη ζώνη του ρήγματος και η αύξηση της θερμοκρασίας λόγω της τριβής των δύο τεμαχίων που κινούνται. Σε κάθε θέση επί του ρήγματος τα πετρώματα που δημιουργούνται χαρακτηρίζονται από δύο γενικούς μηχανισμούς παραμόρφωσης, την **ημι – εύθραυστη** και την **εύθραυστη παραμόρφωση**.*

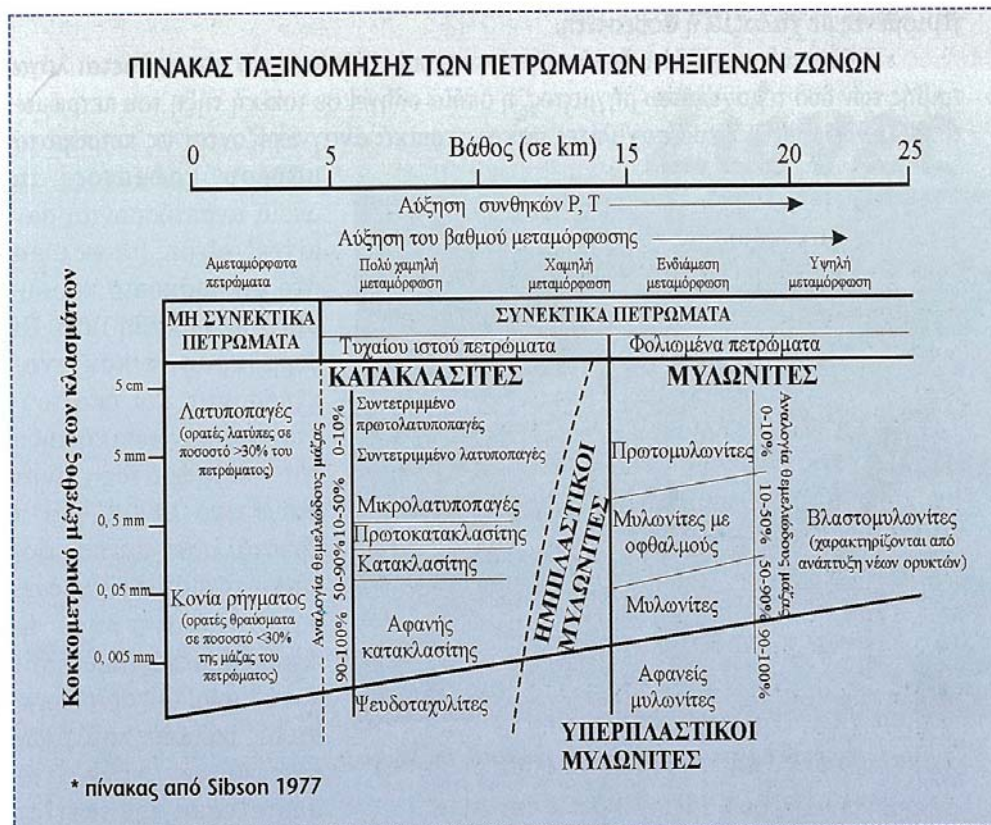
*Στην ημι – εύθραυστη παραμόρφωση όπου επικρατούν υψηλές συνθήκες $P - T$ (όριο πρασινοσχιστολιθικής – αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης $\sim 450^\circ \text{C}$), οι ζώνες παραμόρφωσης τείνουν να έχουν μεγάλο πλάτος και τα πετρογενετικά τους ορυκτά χαλαζίας – άστριοι – φυλλόμορφα – αμφίβολοι παραμορφώνονται με πλαστική ροή. Η ροή αυτή είναι ομογενής στη μικροκλίμακα και προκαλεί το σχηματισμό **μυλωνιτών**. Αυτοί σχηματίζονται μέσα σε ζώνες διάτμησης και το πάχος τους κυμαίνεται από λίγα χιλιοστά έως και ένα χιλιόμετρο. Στην περίπτωση αυτή η ζώνη διάτμησης ονομάζεται μυλωνιτική ζώνη. Οι μυλωνίτες αποτελούν μια ευρεία κατηγορία πετρωμάτων που προέρχεται από όλα τα είδη των πετρωμάτων (Σχ. 30). Επίσης απ' το ίδιο πέτρωμα μπορεί να*

προέρχονται διαφορετικά είδη μυλωνιτών, ανάλογα με τις συνθήκες σχηματισμού τους ή τη σύστασή τους (Κουκουβέλας, 1998).



Σχ. 30 Θρυμματισμένος
μυλωνίτης στην περιοχή Gaunt
Creek (U.S.A.)
(www.otago.ac.nz)

Οι κατηγορίες των μυλωνιτών, αλλά και των κατακλασιτών, σε σχέση με τις συνθήκες $P - T$, το βαθμό μεταμόρφωσης, το βάθος και το κοκκομετρικό μέγεθος των κλασμάτων, παρατίθενται στον πίνακα του Sibson (1977).



Στην εύθραυστη παραμόρφωση, σύμφωνα με τον Κουκουβέλα (1998), όσο μειώνονται οι συνθήκες $P - T$ ($T < 300^\circ \text{C}$), η παραμόρφωση γίνεται με τη βοήθεια ευδιάκριτων ρωγμών. Αυτός ο τύπος παραμόρφωσης είναι χαρακτηριστικός των σεισμικών ρηγμάτων, των οποίων τα ρηξιγενή τεμάχια κινούνται κατά τη διάρκεια του σεισμού με μεγάλες ταχύτητες (mm/sec ή m/sec) ενώ η σεισμική κίνηση επαναλαμβάνεται μετά από ένα μεγάλο ακινησίας ή πολύ αργής ασεισμικής κίνησης. Οι κύριοι τύποι πετρωμάτων που σχηματίζονται από την παραμόρφωση αυτή, είναι οι κατακλασίτες (*cataclasites*) και οι ψευδοταχυλίτες (*pseudotachylites*).

Σύμφωνα με το Δημητριάδη (1988), ως **κατακλασίτες** μπορούν να χαρακτηριστούν τα διάφορα προϊόντα δυναμικής μεταμόρφωσης στα οποία κυριαρχούν τα φαινόμενα του καταθρυμματισμού και της συντριβής προϋπαρχόντων πετρωμάτων. Οι κατακλασίτες σχηματίζονται από τον κερματισμό του πετρώματος που συνήθως συνοδεύεται από κίνηση διαλυμάτων (Σχ. 31, Κουκουβέλας 1998). Κατά τον κερματισμό του πετρώματος σχηματίζονται λατυποπαγή που συνήθως τέμνονται από φλέβες γεμισμένες από χαλαζία ή ασβεστίτη.



Σχ.31 Κατακλαστική ζώνη σε ηφαιστειακά πετρώματα της Μαρώνας, Θράκη. Στην εικόνα φαίνονται κερματισμένα ηφαιστειακά πετρώματα μέσα σε μια ζώνη που έχει αποκτήσει διαφορετικό χρώμα από τα περιβάλλοντα πετρώματα λόγω της κίνησης υδροθερμικών ρευστών.

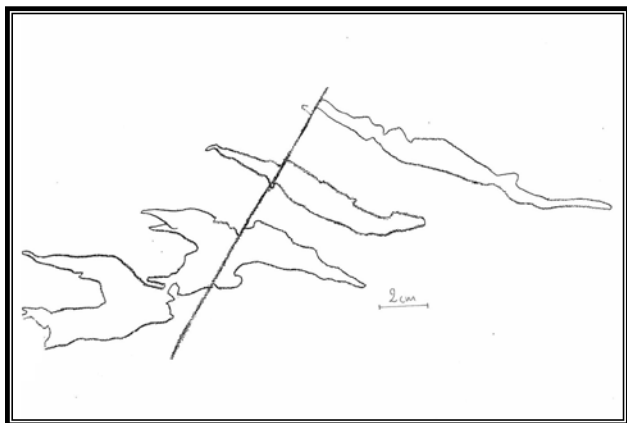


***ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ – ΕΠΕΞΗΓΗΣΕΙΣ ΤΩΝ
ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ ΠΟΥ ΜΕΛΕΤΗΘΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΑ
ΔΙΑΚΟΣΜΗΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΟΥ
ΔΑΠΕΔΟΥ ΤΗΣ ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗΣ ΤΟΥ Α.Π.Θ.
(ΤΜΗΜΑ ΕΚΔΟΣΕΩΝ) ΚΑΙ ΤΟΥ ΚΤΙΡΙΟΥ
ΔΙΟΙΚΗΣΗΣ «ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ
ΚΑΡΑΘΕΟΔΩΡΗ» ΣΥΓΚΡΙΝΟΜΕΝΕΣ ΜΕ ΤΑ
ΠΡΟΑΝΑΦΕΡΘΕΝΤΑ ΘΕΩΡΗΤΙΚΑ
ΣΤΟΙΧΕΙΑ***

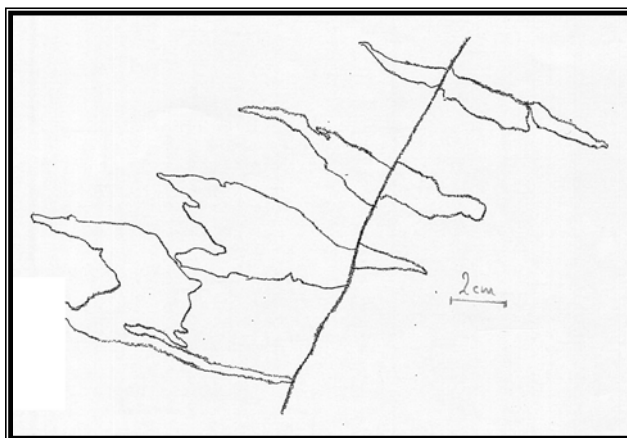
ΔΕΙΓΜΑΤΑ Α, Β

Τα δείγματα Α, Β αποτυπώθηκαν στη Βιβλιοθήκη του Α.Π.Θ. (Τμήμα Εκδόσεων).

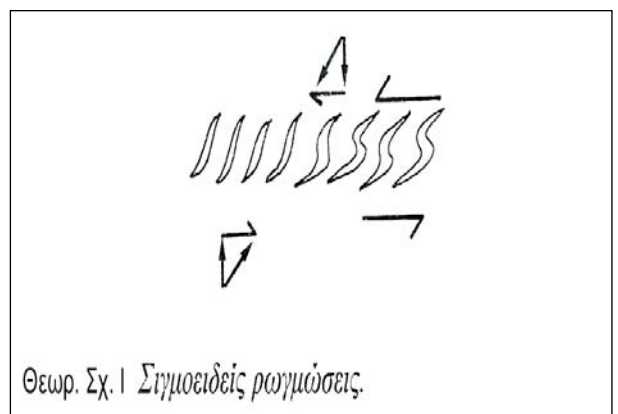
Στα επιλεγμένα σχήματα Α₁, Β₁, απεικονίζονται **σιγμοειδείς πτεροειδείς ρωγμώσεις** (αντίστοιχες του θεωρητικού σχήματος Ι) που προέρχονται από κλιμακωτές – *en echelon* – σειρές πτεροειδών διακλάσεων (αντίστοιχες του θεωρητικού σχήματος ΙΙ), οι οποίες παραμορφώθηκαν εξ' αιτίας του ισχυρού διατμητικού συστήματος τάσεων.



Σχ. Α₁



Σχ. Β₁



Όμως, η παρουσία ρήγματος κόβει τις ρωγμές με αποτέλεσμα αυτές να εμφανίζονται διαρρηγμένες από μεταγενέστερη τεκτονική δράση (αντίστοιχες του θεωρητικού σχήματος III).



Η αρχική αποτύπωση των μικροτεκτονικών δομών έγινε αρχικά σε κλίμακα 1:1 (αντιγραφή επί τόπου) για να αποτυπωθούν όλες οι λεπτομέρειες και να μελετηθούν καλύτερα. Στη συνέχεια σμικρύνθηκαν υπό κλίμακα για να παρουσιαστούν στην παρούσα διπλωματική εργασία.

ΔΕΙΓΜΑ Γ

Το συγκεκριμένο δείγμα αποτυπώθηκε στο Κτίριο Διοίκησης «ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ ΚΑΡΑΘΕΟΔΩΡΗ».

Απεικονίζει τη διείδυση ενός συνόλου πετρωμάτων (κατακλασίτης) σε μια ρηξιγενή ζώνη που δημιουργήθηκε κατά τη δυναμική μεταμόρφωση, από τον κατακερματισμό και τη συντριβή του προϋπάρχοντος πετρώματος, που σε συνδυασμό με την κίνηση διαλυμάτων, σχημάτισαν λατυποπαγή που τέμνονται από φλέβες ασβεστίτη.

Το φαινόμενο αυτό θα πρέπει να δημιουργήθηκε κάτω από συνθήκες χαμηλής θερμοκρασίας ($T < 300^{\circ} \text{C}$) και πίεσης (εύθραυστη παραμόρφωση).

Η αρχική αποτύπωση των μικροτεκτονικών δομών έγινε αρχικά σε κλίμακα 1:1 (αντιγραφή επί τόπου) για να αποτυπωθούν όλες οι λεπτομέρειες και να μελετηθούν καλύτερα. Στη συνέχεια σμικρύνθηκαν υπό κλίμακα για να παρουσιαστούν στην παρούσα διπλωματική εργασία.

ΔΕΙΓΜΑ Δ

Το δείγμα Δ αποτυπώθηκε στο Κτίριο Διοίκησης «ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ ΚΑΡΑΘΕΟΔΩΡΗ».

Απεικονίζει μια ρηξιγενή ζώνη όπου παράλληλα **ρήγματα** δεξιόστροφης κίνησης (βλέπε Σχ. Δ₁) μετατοπίζουν τα τεμάχια του αρχικού σχηματισμού με αποτέλεσμα τη διείσδυση **κατακλασίτη** που δημιουργήθηκε κατά το θρυμματισμό και τη συντριβή του προυπάρχοντος πετρώματος, σχηματίζοντας λατυποπαγή που τέμνονται από φλέβες ασβεστίτη (αποτέλεσμα κίνησης διαλυμάτων).

Το φαινόμενο αυτό δημιουργήθηκε κάτω από συνθήκες χαμηλής θερμοκρασίας ($T < 300^{\circ} \text{C}$) και πίεσης (εύθραυστη παραμόρφωση).



Σχ. Δ₁

Η αρχική αποτύπωση των μικροτεκτονικών δομών έγινε αρχικά σε κλίμακα 1:1 (αντιγραφή επί τόπου) για να αποτυπωθούν όλες οι λεπτομέρειες και να μελετηθούν καλύτερα. Στη συνέχεια μικρύνθηκαν υπό κλίμακα για να παρουσιαστούν στην παρούσα διπλωματική εργασία.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

BEACH A. (1975). "The geometry of en – echelon vein arrays". *Tectonophysics* 28, σελ. 245 – 257.

BERTHE D., Choukroune P. & Jegonzo P. (1979). *J. Struct. Geol.*, σελ. 31 – 42.

CARRERAS J. & WHITE S.H. (1980). *J. Struct. Geol.*, 2., 1.

ΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ Θ. ΣΑΡΑΝΤΗΣ (1988). «ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗΝ ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ» Εκδόσεις ΓΙΑΧΟΥΔΗ – ΓΙΑΠΟΥΛΗ Ο.Ε. σελ. 202 – 205.

DUBA A.G., HEARD H.C. (1990). "The Brittle – Ductile Transitions in Rocks". *The Heard Volume. Editors A.G. Duba, W.B. Durham, J.W. Handin, H.F. Wang*, σελ. 1 – 12, 67 – 68.

HANMER S. & PASSCHIER C.W. (1991). *Shear sense indicators: a review. Geol. Surv. Can. Pap.* 90.

ΚΙΛΙΑΣ Α. ΑΔΑΜΑΝΤΙΟΣ (1997). «ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗΝ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ. σελ. 117 – 137.

ΚΟΥΚΟΥΒΕΛΑΣ Κ. ΙΩΑΝΝΗΣ (1998). «ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ». Εκδόσεις Leader Books, ΠΑΤΡΑ. σελ. 184 – 188, 192 – 207.

MATTAUER M. (1973). "Les deformations des materiaux de l'ecorce terrestre – Hermann". Paris.

ΜΙΧΑΗΛΙΔΟΥ ΑΝΑΣΤΑΣΙΑ (2000). «ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΠΤΕΡΟΕΙΔΩΝ ΔΙΑΚΛΑΣΕΩΝ ΣΤΗ ΒΑΡΒΑΡΑ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ», Διπλωματική Εργασία.

ΠΑΥΛΙΔΗΣ Β. ΣΠΥΡΟΣ (2003). «ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ. Εισαγωγή στη Νεοτεκτονική, Μορφοτεκτονική και Παλαιοσεισμολογία». Εκδόσεις University Studio Press, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ. σελ. 148 – 150, 170 – 179.



ΠΑΥΛΙΔΗΣ Σ. – ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ Δ. (1986). «**NEOTEKTONIKH. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΠΡΟΣΦΑΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΟΜΩΝ**». Εκδόσεις University Studio Press, ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ. σελ. 42 – 65, 101 – 106.

RAMSAY & HUBER (1987). “*The techniques of modern structural geology*”. 2. *Folds and fractures*, Academic Press, London.

SCHOLZ C.H. (1990). “*The mechanics of earthquakes and faulting*”. Cambridge Univ. Press. (Second Ed. 2002).

SIBSON R.H. (1977). *J. Geol. Soc. London*, 133, σελ. 191 – 213

SMITH J. (1996). “*Geometry and kinematics of conjugate vein array systems*”. *Journal of Structural Geology*, Vol. 18, No. 11.

ΤΣΟΥΤΡΕΛΗΣ Χ. (1985). «**ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ**» (Μέρος I). ΑΘΗΝΑ.

ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ Α. ΕΛΕΥΘΕΡΙΟΣ (1995). «**ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΕΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ**». ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ. σελ. 214 – 225.

ΧΑΤΖΗΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ Α. ΕΛΕΥΘΕΡΙΟΣ (1995). «**ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΕΙΣ**». ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

ΔΙΑΔΥΚΤΙΑΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

www.geo.wvu.edu

www.indiana.edu

www.geo.umn.edu

www.geo.auth.gr

www.otago.ac.nz