

ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ

Φύλλο ΦΙΛΙΑΤΡΑ

Κλίμακα 1/100.000

Από
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ
ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

Δρ. ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Η. Καθηγητής Επιστημονικός Υπεύθυνος
Δρ. ΣΑΜΠΩ Β. Αναπλ. Καθηγητής
Δρ. ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ Ι. Λέκτορας
Δρ. ΜΑΡΚΟΠΟΛΟΥ ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ Α. Αναπλ. Καθηγήτρια
Δρ. ΜΙΡΚΟΥ Μ.Ρ. Λέκτορας

ΑΘΗΝΑ 1996

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1	ΙΣΤΟΡΙΚΟ ΑΝΑΘΕΣΗΣ	1
1.2	ΣΤΟΧΟΣ ΤΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	1
1.3	ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ	2
1.4	ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	3

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ

2.1	ΓΕΝΙΚΑ	4
2.2	ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ	5
2.3	ΜΕΤΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ	7

3. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

3.1	ΓΕΝΙΚΑ	16
3.2	ΜΟΡΦΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ	
3.2.1	ΓΕΝΙΚΑ	17
3.2.2	ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ	18
3.2.3	ΟΙ ΔΙΕΥΘΥΝΣΕΙΣ ΤΩΝ ΚΛΑΔΩΝ ΤΟΥ ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ ..	19
3.3	ΜΟΡΦΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΩΝ ΙΣΟΠΕΔΩΣΗΣ	
3.3.1	ΓΕΝΙΚΑ	19
3.3.2	ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΩΝ ΙΣΟΠΕΔΩΣΗΣ	21
3.3.3	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΩΝ ΙΣΟΠΕΔΩΣΗΣ	22

4. ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

4.1	ΓΕΝΙΚΑ	24
4.2	ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ	25
4.3	ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΠΑΡΟΝΤΑ ΑΙΩΝΑ	25
4.4	ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΑΠΟ ΜΕΓΑΛΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΥΣ ΤΟΥ ΠΑΡΟΝΤΑ ΑΙΩΝΑ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΣΣΗΝΙΑΣ	26
4.5	Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ	28
4.6	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΑ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	29

5. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ

5.1	ΓΕΝΙΚΑ	31
5.2	Η ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΧΑΡΤΗ	32
5.3	ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΜΑΚΡΟΔΟΜΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΧΑΡΤΗ	33
5.3.1.	ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ ΖΑΧΑΡΩΣ	
5.3.2.	ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΕΡΑΣ ΟΡΕΩΝ ΜΙΝΘΗΣ	
5.3.3.	ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ ΝΕΔΑ	
5.3.4.	ΤΟ ΚΕΡΑΣ ΤΟΥ ΤΕΤΡΑΖΙΟΥ	
5.3.5.	ΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ Κ. ΝΕΡΟΥ - ΔΩΡΙΟΥ - Α. ΜΕΣΣΗΝΙΑΣ	
5.3.6.	ΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ ΦΙΛΙΑΤΡΩΝ	

6. ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ - ΔΕΥΤΕ- ΡΟΓΕΝΗ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ

6.1. ΓΕΝΙΚΑ

6.1.1. ΑΛΛΟΥΒΙΑ - ΚΟΡΗΜΑΤΑ - ΧΑΛΑΡΕΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ

6.1.2. ΠΛΕΙΟ-ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΚΑΙ
ΑΛΠΙΚΟΙ ΚΛΑΣΤΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

6.1.3. ΑΝΘΡΑΚΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΑΛΠΙΚΗΣ ΗΛΙΚΙΑΣ

6.2. ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ
ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ

6.3. ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΗ

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. ΙΣΤΟΡΙΚΟ ΑΝΑΘΕΣΗΣ

Σύμφωνα με την υπ. αριθμ. 232/29-4-85 απόφαση του Δ.Σ. του ΟΑΣΠ ανατέθηκε στον Τομέα Δυναμικής Τεκτονικής και Εφαρμοσμένης Γεωλογίας και με **Επιστημονικό Υπεύθυνο** τον **Καθηγητή Ηλία Μαριολάκο**, η εκπόνηση του Νεοτεκτονικού χάρτη της Ελλάδας, φύλλο "ΦΙΛΙΑΤΡΑ" σε κλίμακα 1:100.000.

Οι εργασίες άρχισαν την 1-1-86 και ετελείωσαν την 31-12-88. Η γεωλογική - τεκτονική χαρτογράφηση και μελέτη έγινε από τον **Καθηγητή Ηλία Μαριολάκο** και τον **Ιωάννη Γ.Φουντούλη** Γεωλόγο Ειδικό Μεταπτυχιακό Υπότροφο του Πανεπιστημίου Αθηνών. Η γεωμορφολογική μελέτη έγινε από τον **Επικ. Καθηγητή Β. Σαμπώ** και οι παλαιοντολογικοί προσδιορισμοί από την **Επικ. Καθηγ. Αναστασία Μαρκοπούλου - Διακαντώνη** και την **Λέκτορα Ρέα Μίρκου**. Το τμήμα του χάρτη βόρεια της Κυπαρισσίας συμπληρώθηκε από τα νέα στοιχεία που προέκυψαν από την διδακτορική διατριβή του κ. **Ιωάννη Φουντούλη (1994)**.

1.2. ΣΤΟΧΟΣ ΤΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Το ερευνητικό πρόγραμμα του Νεοτεκτονικού χάρτη της Ελλάδας αποτελεί έργο άμεσης προτεραιότητας, λόγω της ανυπαρξίας επιστημονικής υποδομής σε πανελλαδική

κλίμακα, σε θέματα ενεργών σεισμογόνων ρηγμάτων και ζωνών καταστροφικών φαινομένων που συνδέονται με τους σεισμούς.

Η γνώση των νεοτεκτονικών συνθηκών κάθε περιοχής, έχει μεγάλη σημασία τόσο για τον μακροπρόθεσμο χωροταξικό σχεδιασμό όλων των ανθρώπινων δραστηριοτήτων μιας περιοχής (μεγάλα δημόσια έργα, βιομηχανικές ζώνες, ίδρυση επέκταση ή μεταφορά νέων οικισμών, κ.λ.π.), όσο και στην άμεση και έγκαιρη επιστημονική πληροφόρηση πάνω στις ειδικές γεωτεκτονικές συνθήκες μιας περιοχής αμέσως μετά από ένα σεισμό. Εξάλλου οι νεοτεκτονικοί χάρτες είναι απαραίτητο συμπλήρωμα των αστικο-γεωλογικών χαρτών που εκπονούνται στα πλαίσια του στρατηγικού σχεδιασμού της αειφόρου ανάπτυξης.

Άμεσος στόχος είναι ο εντοπισμός ενεργών ρηγμάτων και γενικά περιοχών οι οποίες έχουν αυξημένο βαθμό σεισμικής επικινδυνότητας και περιοχών με μικρότερο ή μηδενικό βαθμό σεισμικής επικινδυνότητας. Μέσα σ' αυτό το πλαίσιο γίνεται προσπάθεια να διαπιστωθεί ένα προκαταρκτικό πρότυπο παραμόρφωσης της περιοχής του χάρτη που βασίζεται στη γεωλογική χαρτογράφηση και στην ανάλυση των τεκτονικών στοιχείων.

Απώτερος στόχος είναι να βρεθούν τα γεωλογικά, τεκτονικά, γεωμορφολογικά, κ.λ.π. χαρακτηριστικά που θα επιτρέψουν μέσα σε μία ευρύτερη περιοχή έντονα διαρρηγμένη και σεισμόπληκτη, να εντοπιστεί μία μικρότερη σε έκταση περιοχή που παρουσιάζεται σχετικά πιο "σταθερή" και βέβαια να διαπιστωθούν οι λόγοι για τους οποίους μία περιοχή υφίσταται καταστροφές ενώ μια διπλανή παραμένει σχεδόν ανέπαφη, όταν και οι δύο περιοχές έχουν το ίδιο έδαφος θεμελίωσης και γενικά παρουσιάζουν τις ίδιες σεισμογεωλογικές συνθήκες.

1.3. ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Έχοντας υπόψη:

- 1) ότι η νεοτεκτονική και κατά συνέπεια η σύγχρονη παραμόρφωση του ελλαδικού χώρου παρουσιάζει μία ιδιομορφία, που δεν επιτρέπει την χωρίς κρίση εφαρμογή των γνωστών μεθόδων και τρόπων προσέγγισης του προβλήματος που εφαρμόστηκαν σε άλλες χώρες ή περιοχές και
- 2) ότι δεν υπάρχει διεθνώς καθιερωμένη και γενικά αποδεκτή μεθοδολογία για την εκπόνηση νεοτεκτονικών χαρτών, ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία για την εκπόνηση του νεοτεκτονικού χάρτη :
 - α) Συγκεντρώθηκαν όλα τα διαθέσιμα στοιχεία και πληροφορίες που αφορούσαν την υπό μελέτη περιοχή από γεωλογική, σεισμολογική, τεχνικογεωλογική και υδρογεωλογική άποψη, όπως επιστημονικές ανακοινώσεις, μελέτες, γεωλογικοί χάρτες και τομές, αεροφωτογραφίες, δορυφορικές εικόνες κ.λ.π..
 - β) Έγινε μια πρώτη αξιολόγηση των στοιχείων αυτών και διαχωρίστηκαν αυτά που έδιναν χρήσιμες πληροφορίες για το νεοτεκτονικό χάρτη.
 - γ) Μελετήθηκαν προσεκτικά οι αεροφωτογραφίες (κλ. 1:33.000 περίπου) και σε συνδυασμό με τα υπάρχοντα στοιχεία κατασκευάστηκε ένας πρώτος χάρτης.
 - δ) Κατασκευάστηκε ο τεκτονικός χάρτης της περιοχής σε κλ. 1:50.000.

ε) Κατασκευάστηκε ένας γεωμορφολογικός - μορφοτεκτονικός χάρτης σε κλ. 1:100.000.

στ) Με την εργασία υπαίθρου βελτιώθηκαν, τροποποιήθηκαν ή προστέθηκαν νέα στοιχεία γεωλογικά, τεκτονικά, γεωμορφολογικά.

Έτσι μέσα απ' αυτή τη διαδικασία συγκέντρωσης αξιολόγησης και επεξεργασίας στοιχείων προέκυψε ο νεοτεκτονικός χάρτης, φύλλο ΦΙΛΙΑΤΡΑ κλ. 1:100.000.

1.4. ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ - ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η περιοχή μελέτης φύλλο "ΦΙΛΙΑΤΡΑ" κλίμακας 1:100.000, βρίσκεται στο δυτικό - νοτιοδυτικό τμήμα της Πελοποννήσου (Εικ. 1.1). Βρίσκεται επομένως στο νοτιοδυτικό άκρο του ελληνικού τόξου και σε σχετικά μικρή απόσταση από την Τάφρο του Ιονίου. Πιο συγκεκριμένα η περιοχή μελέτης οριοθετείται βόρεια από το βουνό Λάπιθας, ανατολικά από το Λύκαιο όρος και τις λεκάνες Ανω και Κάτω Μεσσηνίας, νότια από την μορφολογική ταπείνωση Πύλου - Βελίκας και δυτικά βρέχεται από το Ιόνιο πέλαγος.

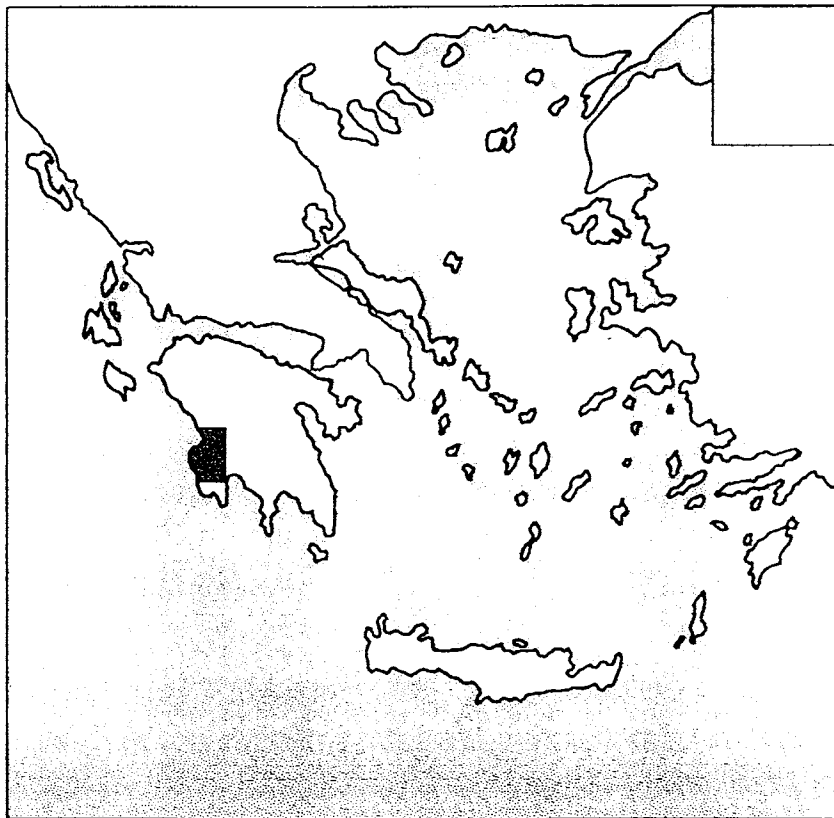
Η νεοτεκτονική μακροδομή της Πελοποννήσου χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη μεγάλων τεκτονικών ρηξιγενών πολυτεμαχών (τεκτονικά βυθίσματα και κέρατα) που οριοθετούνται από μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες, με κύριες διευθύνσεις Α-Δ και ΒΒΔ-ΝΝΑ. Στη δυτική και βόρεια Πελοπόννησο κυριαρχούν οι ρηξιγενείς ζώνες με διεύθυνση Α-Δ, ενώ στην κεντρική και ανατολική Πελοπόννησο αυτές με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ. Η περιοχή του νεοτεκτονικού χάρτη φύλλο "ΦΙΛΙΑΤΡΑ" βρίσκεται στη περιοχή διασταύρωσης των διευθύνσεων των ρηξιγενών ζωνών. Η μελέτη αυτών των ρηξιγενών ζωνών σε συνδυασμό με άλλα μορφοτεκτονικά στοιχεία έχει αποδείξει ότι (ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ & ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ 1987):

- Από κινηματική άποψη παρατηρούνται περιστροφές μεγαλύτερων ή μικρότερων ρηξιτεμαχών με αποτέλεσμα την δημιουργία τεκτονικών διπλών.
- Τα ρήγματα συχνά παρουσιάζουν σημαντική οριζόντια συνιστώσα κίνησης (ιδίως αυτά με διεύθυνση Α-Δ), κάτι που σε συνδυασμό με τα προαναφερθέντα, φανερώνει την ύπαρξη σύνθετου εντατικού πεδίου (διάτμηση και στρέψη).
- Τα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ είναι αυτά που παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα.

Από νεοτεκτονική άποψη η περιοχή δομείται από μία σειρά νεοτεκτονικών δομών, δηλαδή τεκτονικά κέρατα και βυθίσματα, τα οποία διαμορφώθηκαν και εξελίχθηκαν κατά τη νεοτεκτονική περίοδο και κυρίως κατά το Πλειο-Τεταρτογενές.

Η σύνθετη γεωμετρία των πολλών ρηξιγενών αλλά και η σύνθετη κινηματική τους είναι δυνατόν να ερμηνευθεί με την παραδοχή:

- ί. ότι το εντατικό πεδίο με το οποίο συνδέεται η νεοτεκτονική παραμόρφωση δεν συνδέεται ούτε με απλή διάτμηση ούτε με αξονικό εφελκυσμό, αλλά με εντατικό πεδίο περιστροφικού χαρακτήρα ζεύγους αντιρρόπων δυνάμεων, εντός του οποίου δευτερογενώς, δημιουργούνται ζώνες διάθληψης (transpression) και διεφελκυσμού (transtension), όπως φαίνεται στην εικόνα 1.1α.



Εικ. 1.1 Η θέση της περιοχής μελέτης.
Fig. 1.1 Location map.

- ii. ότι η νεοτεκτονική παραμόρφωση δεν είναι αποκλειστικά θραυσιγενούς τύπου αλλά και πλαστικού με αποτέλεσμα να δημιουργούνται μεγάλες κάμψεις υπό μορφή πτυχών πολύ μεγάλης ακτίνας καμπυλότητας. Τέτοιες κάμψεις έχουν δημιουργηθεί και έχουν παρατηρηθεί ακόμη και σε παραμορφώσεις που έχουν εξελιχθεί από το Μ. Πλειστόκαινο μέχρι σήμερα.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ

2.1. ΓΕΝΙΚΑ

Για την κατασκευή του αλπικού υπόβαθρου του νεοτεκτονικού χάρτη ελήφθη υπόψη το υπόμνημα του ΟΑΣΠ καθώς και τα γεωλογικά φύλλα κλ. 1:50.000, ΚΥΠΑΡΙΣΣΙΑ, Ν. ΦΙΓΑΛΕΙΑ, ΦΙΛΙΑΤΡΑ και ΜΕΛΙΓΑΛΑΣ (έκδοση ΙΓΜΕ). Έγινε ομαδοποίηση των αλπικών σχηματισμών σύμφωνα με το υπόμνημα του ΟΑΣΠ.

Για τους μεταλπικούς σχηματισμούς ελήφθησαν υπόψη οι παραπάνω χάρτες του ΙΓΜΕ αλλά επειδή τα στοιχεία που έδιναν και οι διαχωρισμοί που υπήρχαν δεν επαρκούσαν για τις ανάγκες του νεοτεκτονικού χάρτη, δόθηκε μεγάλη βαρύτητα στη χαρτογράφηση και το διαχωρισμό τους τόσο από άποψη ηλικίας, όσο και από άποψη φάσεων.

Οι αλπικοί σχηματισμοί κυρίως της ενότητας Πίνδου καλύπτουν το μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής του χάρτη, ενώ ο φλύσχης και τα ανθρακικά της ενότητας Γαβρόβου - Τρίπολης καλύπτουν σημαντικό χώρο στο νοτιοδυτικό και ανατολικό τμήμα του χάρτη.

Οι μεταλπικές αποθέσεις που απαντούν στην περιοχή είναι κυρίως θαλάσσιες μικρού βάθους αποθέσεις συνήθως κατωπλειστοκαινικής ηλικίας (ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ-ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ et al., 1989, 1991, ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, 1994). Βεβαίως, τοπικά απαντούν και άλλοι αρχαιότεροι μεταλπικοί σχηματισμοί, οι οποίοι θα περιγραφούν ιδιαιτέρως.

Με βάση τα προαναφερθέντα έγινε η ακόλουθη διάκριση στους αλπικούς και τους μεταλπικούς σχηματισμούς:

ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

1. Ενότητα Πίνδου

- i. Κλαστικά ιζήματα
- ii. Ανθρακικά πελαγικά ιζήματα
- iii. Ραδιολαρίτες s.l.

2. Ενότητα Γαβρόβου - Τρίπολης

- i. Κλαστικά ιζήματα (Φλύσσης)
- ii. Ανθρακικά νηριτικά ιζήματα

ΜΕΤΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

- **Ολόκαινο**
 - 1. Ολοκαινικές αποθέσεις
- **Πλειστόκαινο**
 - 2. Ερυθροπυριτικός κλαστικός σχηματισμός
 - 3. Σχηματισμός Κυπαρισσίας - Καλού Νερού
 - 4. Σχηματισμός Μουριατάδας - Κάκκαβα
 - 5. Σχηματισμός Νέδα
 - 6. Σχηματισμός Φιλιατρών
- **Άνω Πλειόκαινο (?)**
 - 7. Σχηματισμός Περιστεράς - Σιδηροκάστρου
- **Κάτω Πλειόκαινο**
 - 8. Σχηματισμός Ψηλής Ράχης
- **Άνω Μειόκαινο**
 - 9. Σχηματισμός Ραχών
 - 10. Κροκαλοπαγή Μεσσηνίας

2.2. ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

1. Ενότητα Πίνδου

Για τις ανάγκες του νεοτεκτονικού χάρτη και σύμφωνα με το υπόμνημα του ΟΑΣΠ αλλά και την κλίμακα του χάρτη, έγιναν κάποιες ενοποιήσεις των σχηματισμών της ενότητας.

Επειδή η Πίνδος στο χώρο του χάρτη εμφανίζεται με αλληπάλληλα λείπια δεν ήταν δυνατόν να εμφανιστούν οι μικρού εύρους εμφανίσεις στη συγκεκριμένη κλίμακα του χάρτη. Έτσι από τα λείπια έχουν τοποθετηθεί (σημειωθεί) εκείνα που το εύρος εμφάνισής

τους μετά την ενοποίηση των σχηματισμών σύμφωνα με το υπόμνημα του ΟΑΣΠ το επιτρέπει.

Έχοντας τα προηγούμενα υπόψη έγινε ο παρακάτω διαχωρισμός.

- i. Κλαστικά ιζήματα
- ii. Ανθρακικά πελαγικά ιζήματα
- iii. Ραδιολαρίτες s.l.

i. Κλαστικά ιζήματα

Στα κλαστικά ιζήματα περιλαμβάνονται :

- α) ο φλύσχος
- β) τα μεταβατικά προς το φλύσχη και
- γ) το κλαστικό Τριαδικό.

α) Φλύσχος

Πρόκειται για εναλλαγές ψαμμιτών, λεπτόκοκκων έως μεσόκοκκων (με καλή διαβάθμιση) πηλιτών, ιλυούχων και αργιλικών μαργών και ψαμμούχων ασβεστολίθων, κύρια στα κατώτερα μέλη. Το φαινόμενο πάχος λόγω πτυχών ποικίλλει. Έτσι, στην περιοχή του Σελλά το πάχος είναι λίγες εκατοντάδες μέτρα, ενώ στις υπόλοιπες θέσεις είναι μικρότερο.

β) Στρώματα μετάβασης προς το φλύσχη

Πρόκειται για εναλλαγές πελαγικών ασβεστολίθων, κλαστικών ασβεστολίθων, ψαμμιτών, ελαιπράσινων έως καστανέρυθρων φυλλωδών ασβεστολιθικών μαργών, ψαμμούχων μαργών και αργιλομαργαϊκών υλικών. Το πάχος των επιμέρους στρωμάτων κυμαίνεται μεταξύ 5-10 cm και φθάνει μέχρι 3-4 μ. Το σύνηθες πάχος τους είναι 20-25 μ. με μέγιστο πάχος 250 μ..

γ) Κλαστικό Τριαδικό

Πρόκειται για εναλλαγές ψαμμιτών, πηλιτών και ασβεστολίθων με εν-διαστρώσεις πυριτιολίθων, κερατολίθων και παρεμβολές κροκαλοατυποπαγών. Το πάχος του είναι μέχρι 100 μ..

ii. Ανθρακικά πελαγικά ιζήματα

Στα ανθρακικά περιλαμβάνονται οι ασβεστόλιθοι του Αν. Κρητιδικού και του Ιουρασικού. Το Άνω Κρητιδικό αποτελείται από πλακώδεις έως στρωματώδεις λευκούς, ερυθρούς, τεφρούς, κοκκώδεις ασβεστολίθους. Μέσα σ' αυτά τα στρώματα παρεμβάλλονται σκληρές μάργες, ψαμμίτες και κερατόλιθοι. Πάχος 150-400 μ. Οι Ιουρασικοί ασβεστόλιθοι είναι μικριτικοί με φακούς πυριτιολίθων και με ενδιαστρώσεις πηλιτών και ιάσπιδων. Κατά θέσεις, στα ανώτερα μέλη παρεμβάλλονται ασβεστόλιθοι κλαστικοί - βιοκλαστικοί με τους οποίους πολλές φορές εναλλάσσονται, μεταβαίνοντας βαθμιαία στον υπερκείμενο κερατολιθικό ορίζοντα. Πάχος έως 150 μ..

iii. Ραδιολαρίτες s.l.

Στον σχηματισμό αυτό περιλαμβάνονται ραδιολαρίτες - πηλίτες και ο "πρώτος φλύσχος". Οι ραδιολαρίτες είναι κόκκινου, μαύρου ή υποπράσινου χρώματος με παρεμβολές κατά

θέσεις κλαστικών και μικριτικών ασβεστολίθων. Επίσης απαντούν ενδιαστρώσεις πηλιτών. Συνολικό πάχος από μερικά μέτρα έως 350 μ..

"Πρώτος φλύσχος": Πρόκειται για ασβεσιτικούς ψαμμίτες, υποπράσινους μέσο- έως παχυστρωματώδεις και κατά θέσεις άστρωτους, με συμπαγή άστρωτη υφή και σποραδικές παρεμβολές πηλιτών. Σπάνια βρίσκονται μικρού πάχους διαστρώσεις ψαμμούχων μικρολατυτοπαγών ασβεστολίθων. Πάχος 0-200 μ.

2. Ενότητα Γαβρόβου - Τρίπολης (Πύλου)

i. Κλαστικά ιζήματα (Φλύσχος)

Αποτελούνται από εναλλαγές αργιλομαργαϊκών, ψαμμιτομαργαϊκών και πηλιτικών στρωμάτων, με διάσπαρτες κροκάλες, ενώ στα ανώτερα στρώματά του εμφανίζονται και κροκαλοπαγή, οι κροκάλες των οποίων προέρχονται από πετρώματα της ενότητας Πίνδου. Ο φλύσχος έχει αποτεθεί ασύμφωνα πάνω στο παλαιοανάγλυφο των ηωκαινικών ασβεστολίθων ή έρχεται σε επαφή με τα ανθρακικά με ρήγμα. Το πάχος του φλύσχη δεν είναι γνωστό οπωσδήποτε όμως ξεπερνά τα 400 μ. στην περιοχή.

ii. Ανθρακικά νηριτικά ιζήματα

Πρόκειται για λευκούς έως τεφρούς, παχυστρωματώδεις έως άστρωτους, βιτου-μενιούχους, νηριτικούς ασβεστόλιθους. Οι ασβεστόλιθοι αυτοί παρουσιάζουν έντονη καρστικοποίηση, τόσο επιφανειακά όσο και σε βάθος. Τα καρστικά φαινόμενα παρουσιάζονται κύρια κατά μήκος των ρηγμάτων ή των διακλάσεων που υπάρχουν στους ασβεστόλιθους. Η ηλικία των ασβεστολίθων έχει προσδιοριστεί ως ηωκαινική (PERIER, 1969).

2.3. ΜΕΤΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

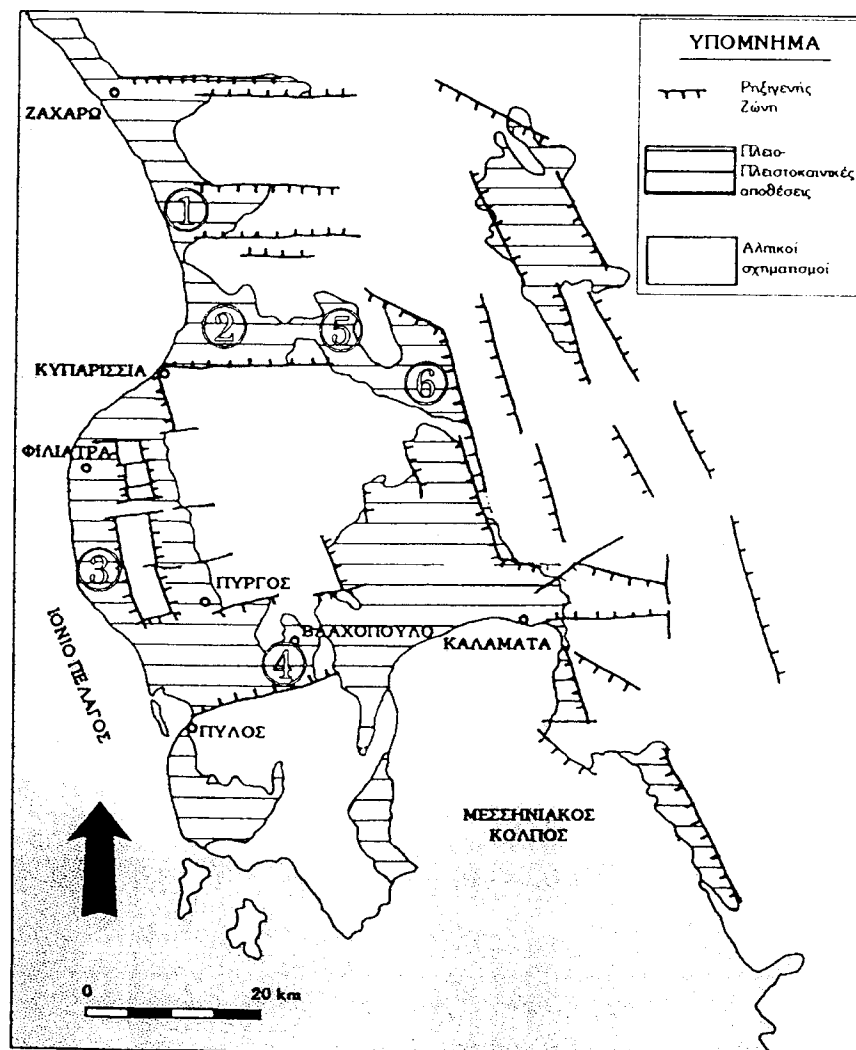
Οι μεταλπικοί σχηματισμοί καταλαμβάνουν σχεδόν όλο το δυτικό τμήμα του φύλλου "ΦΙΛΙΑΤΡΑ" και τμήμα του κεντροανατολικού. Έχουν αποτεθεί σε μια σειρά λεκανών (τεκτονικών βυθισμάτων), που οριοθετούνται από ρηξιγενείς ζώνες. Η κάθε μία λεκάνη έχει την δική της στρωματογραφική διάρθρωση και ως εκ τούτου την δική της παλαιογεωγραφική εξέλιξη.

Έτσι, από βορρά προς νότο έχουμε τις λεκάνες (Εικ. 2.1):

1. Νέδα
2. Καλού Νερού - Κυπαρισσίας
3. Φιλιατρών
4. Βλαχόπουλου
5. Δωρίου
6. Άνω Μεσσηνίας

Η λεκάνη **Νέδα** έχει διεύθυνση Α-Δ, χαρακτηρίζεται από την παρουσία αποκλειστικά θαλάσσιων σχηματισμών Κάτω έως Μέσο-Πλειστοκαινικής ηλικίας, το πάχος των οποίων είναι μεγαλύτερο από 400 μ.

Η λεκάνη **Κ. Νερού - Κυπαρισσίας** έχει κι αυτή διεύθυνση Α-Δ, χαρακτηρίζεται όμως από την παρουσία χερσαίων, λιμναίων και λίγων θαλάσσιων αποθέσεων. Η απόθεση



Εικ. 2.1 Σχηματικός χάρτης κατανομής των μεταλπικών λεκανών στην περιοχή μελέτης. 1: Νέδα, 2: Καλού Νερού - Κυπαρισσίας, 3: Φιλιατρών, 4: Βλαχόπουλου, 5: Δώριου, 6: Ανω Μεσσηνίας.

Fig. 2.1 Schematic map of the geographical distribution of the post-alpine basins at the study area. 1: Neda, 2: Kalo Nero - Kyparissia, 3: Filiatra, 4: Vlahopoulo, 5: Dorion, 6: Ano Messinia

των ιζημάτων αυτών έχει γίνει από το Μειόκαινο μέχρι σήμερα κατά περιόδους και με διακοπές (ασυμφωνίες). Το πάχος των ιζημάτων για το στρωματογραφικό εύρος που αντιπροσωπεύουν είναι σχετικά μικρό, και δεν ξεπερνά τα 400 μ. Η λεκάνη αυτή παρουσιάζει μια σύνθετη παλαιογεωγραφική εξέλιξη από το Μειόκαινο μέχρι σήμερα.

Η **λεκάνη Φιλιατρών** έχει διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ και χαρακτηρίζεται από την παρουσία θαλάσσιων κυρίως σχηματισμών Πλειστοκαινικής ηλικίας, το πάχος των οποίων είναι μεγαλύτερο από 110 μ.

Η **λεκάνη Βλαχόπουλου** έχει διεύθυνση περίπου Α-Δ και χαρακτηρίζεται από την παρουσία σχηματισμών που έχουν αποθεθεί σε χερσαίο ή θαλάσσιο περιβάλλον. Στον χάρτη εμφανίζεται τμήμα της λεκάνης.

Η **λεκάνη Δωρίου** βρίσκεται μεταξύ των λεκανών Κ. Νερού - Κυπαρισσίας και Άνω Μεσσηνίας, και χαρακτηρίζεται από την παρουσία αποκλειστικά χερσαίων αποθέσεων κυρίως Πλειο-Πλειστοκαινικής ηλικίας. Το πάχος των αποθέσεων είναι σχετικά μικρό, μερικές δεκάδες μέτρα (ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, 1979).

Η **λεκάνη Άνω Μεσσηνίας** βρίσκεται ανατολικά της λεκάνης Δωρίου και χαρακτηρίζεται από την παρουσία αποκλειστικά χερσαίων αποθέσεων κυρίως Πλειο-Πλειστοκαινικής ηλικίας, το πάχος των οποίων είναι μεγαλύτερο από 100 μέτρα (ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, 1979), ενώ στο κέντρο περίπου της λεκάνης υπερβαίνει τα 250 μέτρα.

Ακολουθώς δίνεται μία κατά το δυνατόν λεπτομερής περιγραφή των μεταλτικών σχηματισμών, όπως αυτοί έχουν διακριθεί σύμφωνα με τις ανάγκες του νεοτεκτονικού χάρτη.

ΟΛΟΚΑΙΝΟ

1. Ολοκαινικές αποθέσεις

α) Θίνες

Πρόκειται για φυσικά αμμοφράγματα που αναπτύσσονται κύρια στη παραλία, βόρεια της Κυπαρισσίας μέχρι και τη Ζαχάρω. Διακρίνονται μέχρι 3 συστήματα θινών. Αποτελούνται από άμμο, το δε εύρος εμφάνισης των θινών ποικίλει από 10 έως 300 μ.

β) Αλλούβιες αποθέσεις

Πρόκειται για χαλαρές αποθέσεις που αποτελούνται από άμμους, χαλίκια, κροκάλες, και πηλούς.

γ) Πλευρικά κορήματα

Πρόκειται για χαλαρές αποθέσεις που αποτελούνται από λατύπες ποικίλου μεγέθους, λατυποπαγή μικρού βαθμού συνεκτικότητας, που κατά θέσεις είναι αναμεμιγμένα με ερυθρές αργίλους.

δ) Κώνοι κορημάτων

Είναι λατυποκροκαλοπαγείς αποθέσεις με κροκάλες και λατύπες ποικίλου μεγέθους που εναλλάσσονται με άμμους και είναι τελείως ασύνδετες.

ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ

2. Ερυθροπυριτικός κλαστικός σχηματισμός

Πρόκειται για χερσαίο σχηματισμό που βρίσκεται ασύμφωνα τοποθετημένος πάνω στις Πλειοκαινικές και τις Κάτω- Μεσο-Πλειστοκαινικές αποθέσεις συνήθως. Αποτελείται από μικρά γωνιώδη πυριτικά στοιχεία, που προέρχονται κύρια από ραδιολαρίτες ή πυριτιωμένους ασβεστόλιθους. Κύριο χαρακτηριστικό γνώρισμα του εν λόγω σχηματισμού δεν είναι ο πετρολογικός τύπος των επί μέρους πυριτικών στοιχείων, αλλά η παντελής απουσία ανθρακικών. Το πάχος του σχηματισμού δεν παραμένει σταθερό, αλλά μεταβάλλεται από θέση σε θέση, μιας και έχει αποτεθεί στο παλαιοανάγλυφο κυρίως των Κατω- Μεσο-Πλειστοκαινικών αποθέσεων.

Η απουσία των ανθρακικών στοιχείων από τον σχηματισμό αυτό συνδέεται άμεσα με παλαιοκλιματολογικές και γενικότερα με τις παλαιογεωγραφικές συνθήκες που επικρατούσαν από το Μ. Πλειστόκαινο μέχρι σήμερα.

Μετά το τέλος του Κάτω Πλειστόκαινου, στην κύρια πηγή τροφοδοσίας του εν λόγω σχηματισμού προστέθηκε και το υλικό αποσάθρωσης των Πλειο-Πλειστοκαινικών αποθέσεων και κύρια οι ψαμμίτες. Στις διαδικασίες διάλυσης και αποσάθρωσης που ελάμβαναν χώρα, τα ανθρακικά στοιχεία, κάτω από ορισμένες παλαιοκλιματικές συνθήκες, ήταν πολύ λιγότερο ανθεκτικά από ότι τα πυριτικά. Για τον λόγο αυτό διαλύθηκαν και δεν παρατηρούνται ανθρακικά στοιχεία στο σχηματισμό αυτό. Έτσι σε άλλες περιπτώσεις η αποσάθρωση και κατά συνέπεια η διάλυση των Πλειο-Πλειστοκαινικών σχηματισμών έγιναν *in situ*, ενώ σε άλλες περιπτώσεις το υλικό που προήλθε από τη διάλυση μεταφέρθηκε σε πολύ μικρή απόσταση.

Η ηλικία του σχηματισμού αυτού πρέπει να είναι νεώτερη του σχηματισμού Κυπαρισσίας - Κ. Νερού που περιγράφεται ακολούθως, η δε έναρξη δημιουργίας του σχετίζεται έμμεσα με τις ανοδικές κινήσεις που είχαν σαν αποτέλεσμα την χέρσωση της περιοχής.

3. Σχηματισμός Κυπαρισσίας - Καλού Νερού

Στην παραλία του Καλού Νερού, αλλά και σχεδόν σε όλη την παράκτια περιοχή από το Καλό Νερό μέχρι την Κυπαρισσία εμφανίζονται συμπαγείς ασβεστιτικοί ψαμμίτες, κροκαλολατυποπαγή και κροκαλοπαγή που καλύπτουν το παλαιοανάγλυφο των πετρωμάτων της ενότητας Πίνδου ή των κροκαλο-λατυποπαγών του σχηματισμού Ραχών, καλύπτονται δε από τον ερυθροπυριτικό κλαστικό σχηματισμό (Εικ. 2.1). Οι συμπαγείς ασβεστιτικοί ψαμμίτες περιέχουν θαλάσσια απολιθώματα όπως **ακτινόζωα**, **βενθονικά τρηματοφόρα** (*Asterinagerata planorbis*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, *Elphidium* sp. *Rosalina globularis*), **βελόνες σπόγγων**, **άκανθες εχίνων** (*Cidaris* sp.), **φύκη** (*Melobesies*), θραύσματα από **δίθυρα** και **γαστερόποδα**, **ωογόνια χαροφύτων** (*Chara* sp.) και **βρυόζωα** (*Crisia denticulata*, *Crisia fistulosa*, *Diaperacia major*, *Frontipora verrucosa*).

Τα προαναφερθέντα απολιθώματα υποδηλώνουν ότι η απόθεση των ιζημάτων πραγματοποιήθηκε σε ρηχό, θερμό, θαλάσσιο περιβάλλον. Έτσι οι συμπαγείς αυτοί ασβεστιτικοί ψαμμίτες μοιάζουν πολύ με τους συνεκτικούς ασβεστιτικούς ψαμμίτες που απαντώνται στην Κυλλήνη και το Κατάκωλο και των οποίων η ηλικία έχει προσδιοριστεί ως Τυρρήνιο. Στην προκειμένη περίπτωση δεν προσδιορίστηκε κάποιο χαρακτηριστικό απολιθώμα, πρέπει όμως να σημειωθεί ότι οι ίδιοι ασβεστιτικοί ψαμμίτες υπέρκεινται ψαμμιτών και μαργών με *Hyalinea balthica*, και *Globorotalia truncatulinoides*, δηλαδή

16
σχηματισμών Κατω-Πλειστοκαινικής ηλικίας (ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ - ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ et al., 1991).

Επομένως πρέπει να δεχθούμε ότι η ηλικία του σχηματισμού Κυπαρισσίας - Καλού Νερού είναι νεώτερη του Κάτω Πλειστοκαίνου και δεν μπορεί να αποκλειστεί και η περίπτωση της Τυρρηνίας ηλικίας.

4. Σχηματισμός Μουριατάδας - Κάκκαβα

Εμφανίζεται μόνο στη λεκάνη Κυπαρισσίας - Καλού Νερού, αποτελείται από σχετικά χαλαρά, χερσαία πολύμικτα κροκαλοπαγή, οι κροκάλες των οποίων προέρχονται κυρίως από τα πετρώματα της ενότητας Πίνδου, δημιουργούν δε χαρακτηριστικό ανάγλυφο στους λόφους κοντά στο ποταμό Σελλά (περιοχές Μουριατάδας, Κάκκαβα, Αλιμακίου, Μύρου, Αρτικίου). Επίκειται του **σχηματισμού Φιλιατρών** (θαλάσσια ιζηματα κατωπλειστοκαινικής ηλικίας), το δε πάχος του σε ορισμένες θέσεις είναι μεγαλύτερο από 150 μέτρα.

Τα κροκαλοπαγή αυτά δεν παρουσιάζουν σαφή στρώση, παρά μόνο σε ορισμένες θέσεις, όπως για παράδειγμα κοντά στη Μουριατάδα, που εμφανίζονται κάποιοι ψαμμιτικοί πάγκοι, τα στρώματα κλίνουν με 10° προς τα ΒΔ. Η ηλικία του σχηματισμού δεν προσδιορίζεται άμεσα αλλά έμμεσα και σύμφωνα με τον ΦΟΥΝΤΟΥΛΗ 1994 πρέπει να είναι νεώτερη του Κάτω Πλειστοκαίνου (βιοζώνη NN-19), αφού επίκειται του σχηματισμού Φιλιατρών.

5. Σχηματισμός Νέδα

Ο **σχηματισμός Νέδα** εμφανίζεται κυρίως στο ομώνυμο τεκτονικό βύθισμα και αποτελείται από μάργες, ψαμμούχες μάργες, ψαμμίτες και πολύμικτα κροκαλοπαγή, τα οποία καλύπτουν ασύμφωνα το καλά διαμορφωμένο παλαιοανάγλυφο που έχει σχηματισθεί πάνω στα πετρώματα της ενότητας Πίνδου και τα κροκαλοπαγή του **σχηματισμού Περιστεράς - Σιδηροκάστρου**.

Τα πολύμικτα κροκαλοπαγή απαντώνται σε όλο τον σχηματισμό Νέδα, αλλά κυρίως στα ανώτερα τμήματά του, που αποτελούνται σχεδόν αποκλειστικά από τα πολύμικτα κροκαλοπαγή, οι κροκάλες των οποίων προέρχονται από τα πετρώματα της Πίνδου (ανθρακικά, κλαστικά, ραδιολαρίτες), από τα ανθρακικά της ενότητας Γαβρόβου - Τρίπολης και από φυλλίτες - χαλαζίτες πιθανώτατα της ενότητας Άρνας. Πρέπει να σημειωθεί ότι στο σημερινό υδροκρίτη της λεκάνης απαντούν αποκλειστικά μόνο τα πετρώματα της ενότητας Πίνδου, ενώ οι άλλες ενότητες απαντούν ανατολικά του σημερινού υδροκρίτη στον ευρύτερο χώρο της λεκάνης της Μεγαλόπολης.

Στις μάργες κυρίως βρέθηκαν απολιθώματα όπως θραύσματα **γαστεροπόδων**, **άκανθες εχίνων** (*Brissus* sp.), **ροδοφύκη** (*Lithophyllum racemus*), **βρυόζωα** (*Crisia* sp.), **τρηματοφόρα** (*Ammonia beccarii*, *Bolivina spathulata*, *Bulimina costata*, *Cibicides lobatulus*, *Cibicides ungerianus*, *Dorothia gibbosa*, *Elphidium crispum*, κ.λ.π.), τα οποία όμως δεν ήταν χαρακτηριστικά για την ηλικία των ιζημάτων.

Η ηλικία των ιζημάτων προσδιορίστηκε από τα ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα που βρέθηκαν και προσδιορίστηκαν τόσο στα κατώτερα στρώματα όσο και στα ανώτερα (ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ 1994). Πιο συγκεκριμένα στα κατώτερα στρώματα προσδιορίστηκαν τα ακόλουθα **ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα**:

Ceratolithus cristatus KAMPTNER, 1954
Coccolithus pelagicus (WALLICH) SCHILLER, 1930
Gephyrocapsa aperta KAMPTNER, 1963
Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER, 1943
Pseudoemiliana lacunosa (KAMPTNER) GARTNER, 1969
Rhabdosphaera clavigera MURRAY & BLACKMAN, 1898

Επομένως πρόκειται για την Ζώνη *Pseudoemiliana lacunosa*, δηλαδή την βιοζώνη NN-19 (κατά MARTINI, 1971, BUKRY, 1978), ή 0.92 - 0.44 m.y. (κατά GARTNER, 1977).

Στα ανώτερα στρώματα προσδιορίστηκαν τα ακόλουθα **ασβεστολιθικά ναννο-απολιθώματα**:

Coccolithus abisectus MULLER, 1970
Cyclococcolithus floridanus (ROTH & HAY), MULLER, 1970
Gephyrocapsa aperta KAMPTNER, 1963
Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER, 1943
Sphenolithus abies DEFLANDRE, 1954
Syracosphaera pulchra LOHMANN, 1902

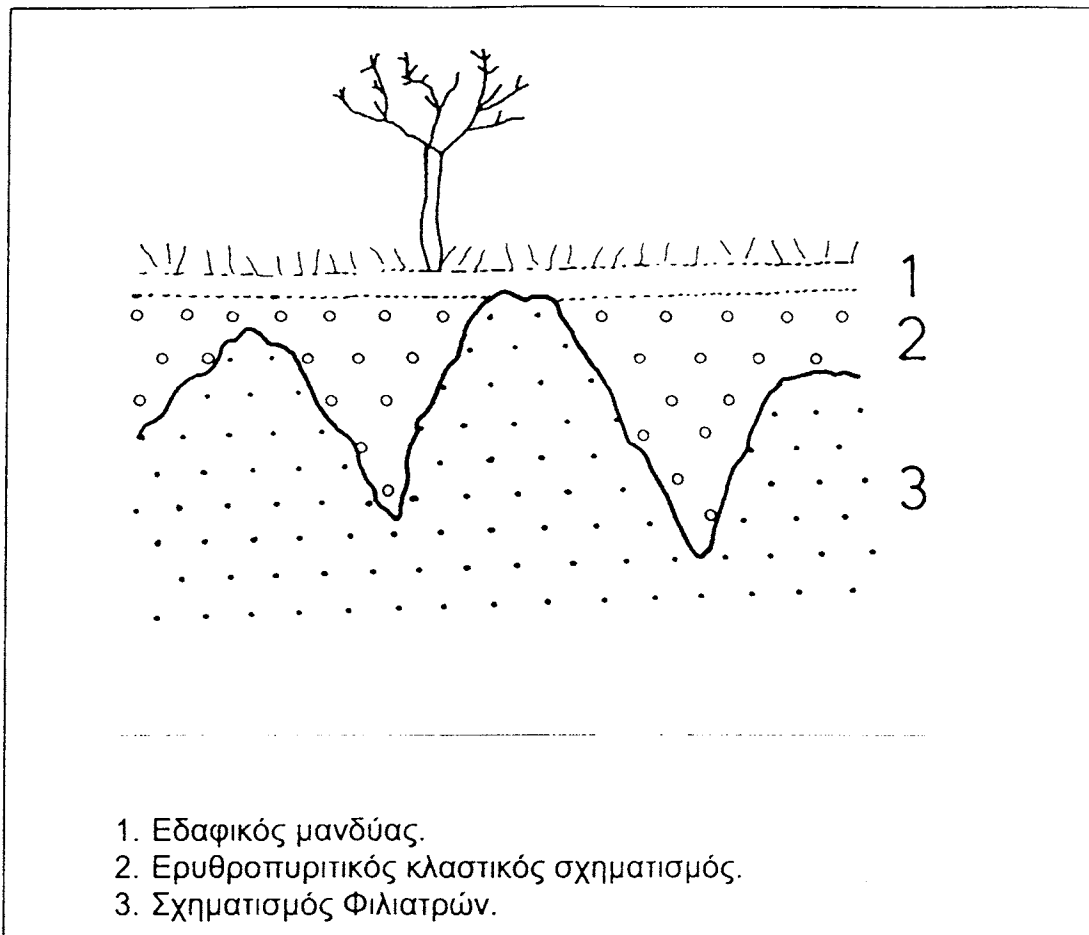
Σύμφωνα με τον πίνακα MARTINI, 1971, η ταυτόχρονη παρουσία των *Gephyrocapsa aperta* και *Gephyrocapsa oceanica* σε συνδυασμό με ταυτόχρονη απουσία της *Pseudoemiliana lacunosa* τεκμηριώνει την άποψη ότι πρόκειται για την Ζώνη ***Gephyrocapsa oceanica***, δηλαδή την **βιοζώνη NN-20** (κατά MARTINI, 1971, BUKRY, 1978), ή 0.44 - 0.27 m.y. (κατά GARTNER, 1977). Το ορατό πάχος του σχηματισμού είναι μεγαλύτερο από 400 μέτρα.

6. Σχηματισμός Φιλιατρών

Πρόκειται για θαλάσσιες αποθέσεις παράκτιας φάσης, οι οποίες καταλαμβάνουν το δυτικό και νότιο τμήμα του χάρτη. Αποτελούνται από άμμους, ασβεστιτικούς ψαμμίτες, ψαμμούχες μάργες, μάργες και κροκαλοπαγή. Επιφανειακά όμως επικρατούν οι ασβεστιτικοί ψαμμίτες. Ο σχηματισμός αυτός έχει αποτεθεί ασύμφωνα πάνω σ' ένα παλαιοανάγλυφο που έχει διαμορφωθεί, άλλοτε πάνω στα κροκαλοπαγή της Μεσσηνίας και άλλοτε πάνω στους σχηματισμούς των ενοτήτων Γαβρόβου - Τρίπολης και της Πίνδου. Στην παραλία οι ασβεστιτικοί ψαμμίτες διασχίζονται από διακλάσεις οι οποίες σε ορισμένες περιπτώσεις έχουν πληρωθεί δευτερογενώς με ασβεστιτικό υλικό. Το πάχος του σχηματισμού ποικίλει και σύμφωνα με στοιχεία γεωτρήσεων σε ορισμένες θέσεις είναι μεγαλύτερο από 110 μ.

Η παλαιοντολογική ανάλυση δειγμάτων από τον εν λόγω σχηματισμό για την περιοχή Φιλιατρών - Γαργαλιάνων, έδειξε ότι η ηλικία του είναι τουλάχιστον Κ. Πλειστόκαινο αν όχι νεώτερη και τούτο γιατί ανάμεσα στα άλλα απολιθώματα προσδιορίστηκαν και τα απολιθώματα *Hyalinea balthica* και *Globorotalia truncatulinoides*. Το στοιχείο αυτό είναι ενδιαφέρον γιατί επιτρέπει τον προσδιορισμό της ηλικίας των ρηγμάτων που κόβουν τον σχηματισμό Φιλιατρών και κατά συνέπεια τον χαρακτηρισμό τους σαν ενεργών ή όχι.

Για την λεκάνη Κ. Νερού - Κυπαρισσίας, ο ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, 1994, δέχεται ότι τα αντίστοιχα ιζήματα ανήκουν στη Ζώνη *Pseudoemiliana lacunosa* ή βιοζώνη NN-19.



Εικ.2.2 Σχηματική τομή στην επαφή του ερυθροπυριτικού σχηματισμού με το σχηματισμό Φιλιατρών, στο Φιλιατρινό ρέμα.

Fig.2.2 Schematic cross section at the contact between the red siliceous clastic formation and the Filiatra formation at Filiatrino rema.

7. Σχηματισμός Περιστεράς - Σιδηροκάστρου

Πρόκειται για συνεκτικά πολύμικτα κροκαλοπαγή, που παρουσιάζουν μεγάλο βαθμό ετερομετρίας. Το μέγεθος των κροκαλών ποικίλει από 5 έως και 50 εκατοστά. Το μέγιστο πάχος τους υπερβαίνει τα 150 μέτρα και παρατηρείται στην περιοχή μεταξύ Αλιμακίου και Αρτικίου με βάση τα στοιχεία ερευνητικής γεώτρησης (ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ 1979). Στην προαναφερθείσα περιοχή, η τροφοδοσία έχει γίνει από Νότο προς Βορρά, αφού οι μεγαλύτερες σε μέγεθος κροκάλες βρίσκονται στα νότια και οι μικρότερες στα βόρεια. Οι κροκάλες προέρχονται αποκλειστικά από τους σχηματισμούς της ενότητας Πίνδου (κύρια ασβεστόλιθοι, ραδιολαρίτες και σε μικρότερο ποσοστό φλύσχης), είναι δε ποταμοχειμάρριες αποθέσεις.

Στα κροκαλοπαγή, κάτω από τον αρχαιολογικό χώρο των Τάφων του Νέστορα (αρχαιολογικός χώρος Περιστεριάς), δεν υπάρχουν κροκάλες από το φλύσχη της Πίνδου, στα ανώτερα σημεία υπάρχουν ογκόλιθοι μεγάλης διαμέτρου μέχρι και 50 cm, το συνδετικό υλικό είναι ψαμμιτικό και δεν παρατηρούνται διαρρήξεις όπως στα κροκαλοπαγή των Ραχών. Σαφή στρώση βέβαια δεν παρουσιάζουν αλλά σε ορισμένες θέσεις φαίνονται ότι κλίνουν προς τα νότια-νοτιοδυτικά.

Στην ευρύτερη περιοχή Σιδηροκάστρου, και συγκεκριμένα βόρεια του ποταμού Περιστερά και μεταξύ των χωριών Άνω Καλού Νερού - Αγαλιανής - Σιδηροκάστρου, υπάρχουν μεγάλες εμφανίσεις κροκαλοπαγών, οι οποίες υπάγονται στον ίδιο σχηματισμό. Σε ορισμένες θέσεις, μέσα στα κροκαλοπαγή παρατηρούνται ενδιαστρώσεις ψαμμιτών, με μία κανονικότητα στη μετάβαση από χονδρόκοκκα σε λεπτόκοκκα, παρουσιάζουν δηλαδή μία κοκκομετρική ταξινόμηση ανάλογη με αυτή που παρατηρείται σε τουρβιδιτικές ακολουθίες. Οι κλίσεις των ψαμμιτικών πάγκων είναι σταθερές προς νότο (10-20°). Επίσης, παρατηρείται μια συστηματική αύξηση του μεγέθους των κροκαλών από τον ποταμό Περιστερά (5-10 cm) προς το Σιδηρόκαστρο (ογκόλιθοι μεγάλης διαμέτρου 80 cm), το οποίο υποδηλώνει ότι η τροφοδοσία είναι από Βορρά προς Νότο.

Από τους ψαμμιτικούς πάγκους πάρθηκαν δείγματα για τον προσδιορισμό της ηλικίας του σχηματισμού, η οποία δεν κατέσται δυνατόν να προσδιορισθεί άμεσα, αφού δεν ευρέθησαν απολιθώματα. Η ηλικία προσδιορίστηκε έμμεσα, συσχετίζοντας τον σχηματισμό αυτό με τον υπερκείμενο σχηματισμό μαργών Φιλιατρών, του οποίου η ηλικία είναι Κάτω Πλειστόκαινο. Επομένως, η ηλικία των κροκαλοπαγών του σχηματισμού Περιστεράς - Σιδηροκάστρου είναι παλαιότερη του Κάτω Πλειστόκαινου και μάλλον είναι Ανώτερο Πλειόκαινο.

Στρωματογραφικά, τα κροκαλοπαγή αυτά θεωρούνται νεώτερα των κροκαλοπαγών του **σχηματισμού Ραχών**, ο οποίος θα περιγραφεί παρακάτω, διότι: **(α) ο σχηματισμός Ραχών** αποτελείται από εναλλαγές ψαμμιτών, πηλιτών και κροκαλοπαγών, τα στρώματα των οποίων κλίνουν σταθερά προς τα ανατολικά, ενώ ο **σχηματισμός Περιστεράς - Σιδηροκάστρου** αποτελείται μόνο από κροκαλοπαγή, τα οποία δεν έχουν σαφή στρώση, όπου όμως διακρίνεται αυτή κλίνει προς τα νότια, **(β) οι κροκάλες των κροκαλοπαγών του σχηματισμού Περιστεράς - Σιδηροκάστρου** προέρχονται από τα πετρώματα της Πίνδου, παρουσιάζουν δε μεγάλη ποικιλία ως προς το μέγεθός τους από 5 έως 80 cm μεγάλη διάμετρο, ενώ οι κροκάλες των κροκαλοπαγών του **σχηματισμού Ραχών** προέρχονται κι αυτές από τα πετρώματα της Πίνδου, δεν παρουσιάζουν όμως τόσο μεγάλη ετερομετρία και **(γ) ο σχηματισμός Ραχών** είναι θαλάσσιας φάσης, ενώ ο **σχηματισμός Περιστεράς - Σιδηροκάστρου** είναι χερσαίας φάσης. Η σχέση τους όμως είναι πολύ δύσκολο να διαπιστωθεί στην ύπαιθρο, διότι στη θέση που έρχονται σε επαφή

είναι ρεματιά με πάρα πολύ πυκνή βλάστηση, στον υπόλοιπο δε χώρο η επαφή έχει καλυφθεί από νεώτερες αποθέσεις. Πάντως από τα γεωλογικά (δυτικά της επαφής εμφανίζεται το αλπικό υπόβαθρο, πάνω στο οποίο βρίσκεται ο σχηματισμός κροκαλοπαγών των Ραχών) και μορφολογικά χαρακτηριστικά της γύρω περιοχής, φαίνεται ότι στη ρεματιά η επαφή είναι μάλλον τεκτονική.

ΚΑΤΩ ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ

8. Σχηματισμός Ψηλής Ράχης

Στο χωριό Ράχες, πάνω από τον μόλις περιγραφέντα σχηματισμό Ραχών, απαντά ένας σχηματισμός μικρού πάχους, που αποτελείται αποκλειστικά από λεπτομερές υλικό (ιλυόλιθοι - πηλίτες) κιτρινοπράσινου χρώματος. Στη συγκεκριμένη θέση δεν είναι εύκολο να παρατηρήσει κανείς στρώση, σε άλλες όμως κοντινές θέσεις η στρώση που παρατηρείται είναι εντελώς διαφορετική, αντίθετη, (10°-20° προς τα δυτικά - νοτιοδυτικά), από τη στρώση των υποκείμενων.

Ο ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ (1994) αναφέρει τα ακόλουθα **ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα**:

Coccolithus pelagicus (WALLICH) SCHILLER, 1930
Ceratolithus rugosus BAKRY & BRAMLETTE, 1968
Ceratolithus tricornulatus BRAMLETTE & WILCOXON, 1969
Cyclococcolithus leptoporus (MURRAY & BLACKMAN), KAMPTNER
 1954, ex 1956
Dictyococcites dictyodus (DEFLANDRE & FERT) MARTINI, 1969
Discoaster surculus MARTINI & BRAMLETTE, 1963
Reticulofenestra umbilica (LEVIN) MARTINI & RITZKOWSKI, 1968
Sphenolithus abies DEFLANDRE, 1954
Syracosphaera pulchra LOHMANN, 1902
Watznauena barnesae (BLACK) PERCH-NIELSEN, 1968

Από τα προσδιορισμένα ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα, πολλά (π.χ. *Dictyococcites dictyodus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Syracosphaera pulchra*, *Watznauena barnesae*) είναι μεταφερμένα αλλά καλοδιατηρημένα. Αυτό σημαίνει απότομη ανύψωση της περιοχής τροφοδοσίας και μικρή απόσταση μεταφοράς.

Από τα υπόλοιπα ασβεστολιθικά ναννοαπολιθώματα συνάγεται ότι πρόκειται για τη **Ζώνη *Ceratolithus rugosus* NN-13** (κατά MARTINI, 1971, BUKRY, 1978), και επομένως τα ιζήματα είναι **κατωπλειοκαινικής ηλικίας**.

Συνεπώς, η ηλικία των στρωμάτων της τομής που έχουν ανατολικές στρώσεις (Σχηματισμός Ραχών) και υπόκεινται των στρωμάτων του σχηματισμού Ψηλής Ράχης, πρέπει να είναι τουλάχιστον Ανώτερο Μειόκαινο. Πάντως σίγουρα είναι παλαιότερα των στρωμάτων του σχηματισμού Ψηλής Ράχης που έχουν δυτικές κλίσεις, και είναι κατωπλειοκαινικής ηλικίας (ζώνη NN-13), και ως εκ τούτου πρόκειται για ασυμφωνία.

ΛΙΓΝΙΤΕΣ ΚΥΠΑΡΙΣΣΙΑΣ : Πρέπει να σημειωθεί ότι βορειοανατολικά της Κυπαρισσίας και νοτιοδυτικά της θέσης Παλιοχώρι γίνονται ανοικτές εκμεταλλεύσεις λιγνιτικών κοιτασμάτων, τα οποία εμφανίζονται πάνω από τα στρώματα του σχηματισμού Ραχών και κάτω από τα στρώματα του σχηματισμού Ψηλής Ράχης. Οι λιγνίτες, που έχουν υψηλή θερμαντική ικανότητα, απαντούν κατά θύλακες, δεν έχουν σταθερή στρώση και

είναι πτυχωμένοι, οι δε άξονες βυθίζονται προς βορρά με τιμές 25-35°. Τα στρώματα του σχηματισμού Ψηλής Ράχης που καλύπτουν τους λιγνίτες, δεν είναι τόσο πτυχωμένα όπως οι λιγνίτες και κλίνουν σταθερά προς τα δυτικά με κλίσεις που τοπικά φθάνουν μέχρι και 65°.

ΑΝΩ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ

9. Σχηματισμός Ραχών

Ο σχηματισμός Ραχών μελετήθηκε λεπτομερώς σε δύο θέσεις, και συγκεκριμένα στο νότιο περιθώριο της λεκάνης, κοντά στη ρηξιγενή ζώνη Κυπαρισσίας - Αετού στο χωριό Βρύσες και στο κέντρο της λεκάνης, κοντά στο χωριό Ράχες.

Στο ανατολικό πρηνές του λόφου, νότια του χωριού Βρύσες, στην επαφή των κροκαλολατυποπαγών με τους ανωκρητιδικούς ασβεστολίθους της Πίνδου, κυριαρχούν μονόμικτα λατυποκροκαλοπαγή, τα οποία προέρχονται από τους ανωκρητιδικούς ασβεστολίθους του υποβάθρου. Παρουσιάζουν ακατάστατη διάταξη, είναι κυρίως γωνιώδη και εν πάσει περιπτώσει όχι καλά αποστρογγυλεμένα, γεγονός που οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το υλικό δεν έχει μεταφερθεί. Το συνδετικό υλικό είναι ψαμμικό και αποτελείται από μικρά γωνιώδη στοιχεία μεγέθους μέχρι 5 χιλιοστά που έχουν συγκολληθεί με ασβεστιτικό υλικό. Το χρώμα των κροκαλολατυποπαγών και του συνδετικού υλικού είναι συνήθως τεφρό ανοικτό. Στις θέσεις όμως που κυριαρχούν οι κροκάλες οι προερχόμενες από τους ραδιολαρίτες τότε το χρώμα τους είναι ερυθρό.

Προς το εσωτερικό της λεκάνης τα λατυποκροκαλοπαγή εξελίσσονται σε πολύμικτα συνεκτικά κροκαλοπαγή, με ορισμένους ορίζοντες συνιστάμενους από ευμεγέθεις κροκάλες, διαμέτρου μέχρι και 40 cm, που αποτελούνται από λευκούς ημικρυσταλλικούς στρωματώδεις ασβεστόλιθους, ραδιολαρίτες, κύρια ερυθρούς αλλά και μαύρους, ερυθροιώδεις πλακώδεις ασβεστόλιθους, μπεζ πλακώδεις ασβεστόλιθους, καθώς και κροκάλες προερχόμενες από το φλύσχη της ενότητας Πίνδου.

Το μέγεθος των κροκαλών ποικίλλει πολύ και γενικότερα οι ραδιολαριτικές κροκάλες είναι μικρότερες σε μέγεθος από τις ασβεστολιθικές. Οι προερχόμενες από το φλύσχη κροκάλες υπολείπονται, ενώ στις επιφάνειες διάβρωσης και αποσάθρωσης κυριαρχούν οι ραδιολαριτικές λατύπες και κροκάλες, λόγω μιας εκλεκτικής διάβρωσης και αποσάθρωσης του ασβεστολιθικού υλικού. Παρουσιάζουν μία υποτυπώδη στρώση εκεί όπου διακρίνονται εναλλαγές πάγκων με αδρομερέστερο και λεπτομερέστερο υλικό (ψαμμίτες - ψηφιδοπαγή). Επειδή τα εν λόγω κροκαλολατυποπαγή είναι έντονα τεκτονισμένα και διαβρωμένα, έχουν δε αποτεθεί στο παλαιοανάγλυφο που είχε δημιουργηθεί πάνω στους σχηματισμούς της ενότητας της Πίνδου, είναι πολύ δύσκολο να υπολογιστεί το πάχος τους.

Από τα προαναφερθέντα προκύπτει ότι, το παλαιοανάγλυφο πάνω στο οποίο αποτέθηκαν τα κροκαλολατυποπαγή, πρέπει να ήταν απόκρυμνη ακτή που είχε δημιουργηθεί λόγω της δραστηριότητας της ρηξιγενούς ζώνης Κυπαρισσίας - Αετού. Απολιθώματα δεν ήταν δυνατόν να βρεθούν σε τέτοιου τύπου αποθέσεις υψηλής ενέργειας και ως εκ τούτου δεν κατέσται δυνατόν να προσδιοριστεί άμεσα η ηλικία τους.

Κοντά στο χωριό Ράχες, πάνω στο παλαιοανάγλυφο των σχηματισμών της ενότητας Πίνδου, έχουν αποτεθεί πολύμικτα κροκαλοπαγή, ψαμμίτες και πηλίτες σε εναλλαγές. Σε τομή, κατά μήκος των βόρειων πρηνών της Ψηλής Ράχης, δυτικά του χωριού Ράχες, καθώς και στη νοτιοδυτική όχθη του ποταμού Περιστερά, εμφανίζονται εναλλαγές

λεπτόκοκκων καστανοκίτρινων ψαμμιτών, πηλιτών και κροκαλοπαγών. Οι ψαμμίτες είναι κατακερματισμένοι από μικρά ρήγματα και πολλές διακλάσεις, αρκετές από τις οποίες έχουν πληρωθεί από ένα λεπτό ασβεστίτικο υμένιο.

Τα κροκαλοπαγή είναι πολύμικτα με αποστρογγυλεμένες και πεπλατυσμένες κροκάλες ποικίλου μεγέθους με μεγάλη διάμετρο μέχρι και 10 cm (σε ορισμένες περιπτώσεις ο μεγάλος άξονας είναι 20 cm και στο δυτικό τμήμα κοντά στην επαφή με το υπόβαθρο 40 cm), προέρχονται δε αποκλειστικά από τους σχηματισμούς της Πίνδου, δηλαδή από μαύρους ή ερυθρούς ραδιολαρίτες ή πυριτιόλιθους, ασβεστόλιθους, και κροκάλες από το φλύσχη που σε ορισμένες περιπτώσεις δίδουν την εντύπωση ότι υπερτερούν (30-40% των κροκαλών). Το συνδετικό υλικό των κροκαλοπαγών, που είναι ψαμμιτικό, πολύμικτου χαρακτήρα, γενικά μοιάζει με το συνδετικό υλικό των κροκαλολατυποπαγών των Βρυσών.

Στα κροκαλοπαγή παρατηρούνται επιφανειακές διαρρήξεις με γραμμές προστριβής (ρήγματα), οι οποίες έχουν καλυφθεί με ένα λεπτό ασβεστίτικο υμένιο, είναι δε ανάστροφου χαρακτήρα. Πολλά απ' αυτά τα ρήγματα έχουν θραύσει δευτερογενώς τις κροκάλες. Κύριο χαρακτηριστικό του σχηματισμού είναι ότι οι κλίσεις των στρωμάτων είναι 25-65° σταθερά προς τα ανατολικά.

Η ηλικία των στρωμάτων του σχηματισμού που εμφανίζονται κοντά στο χωριό Ράχες, τα οποία υπόκεινται των στρωμάτων του σχηματισμού Ψηλής Ράχης, πρέπει να είναι παλαιότερα του Κάτω Πλειοκαίνου, αφού ο σχηματισμός Ψηλής Ράχης έχει ηλικία Κάτω Πλειόκαινο (NN-13).

10. Κροκαλοπαγή Μεσσηνίας

Πρόκειται για πολύ συνεκτικά, πολύμικτα κροκαλοπαγή που κάθονται ασύμφωνα στο φλύσχη της ενότητας Τρίπολης (Γαβρόβου - Πύλου) και στους σχηματισμούς της ενότητας Πίνδου. Από αυτά τα κροκαλοπαγή δομούνται και οι ορεινοί όγκοι Αιγάλεω, το βουνό Πάγκλαβος, ενώ εμφανίζονται κατά τόπους και σε άλλα σημεία (π.χ. βαθειά κοιλάδα ανατολικά από το ανάκτορο του Νέστορα, βορειοδυτικά της Χώρας κ.λ.π.).

Οι κροκάλες είναι αποστρογγυλεμένες και πεπλατυσμένες, με μέγεθος που ποικίλλει μέχρι και 30 cm μεγάλη διάμετρο. Οι κροκάλες προέρχονται αποκλειστικά από τους σχηματισμούς της ενότητας Πίνδου, δηλαδή από μαύρους και ερυθρούς ραδιολαρίτες, από ασβεστόλιθους και από φλύσχη. Τα κροκαλοπαγή σε πολλές περιπτώσεις εμφανίζουν στρώση (κλίνουν προς τα ανατολικά).

Βόρεια της Κυπαρισσίας, στο χωριό Ράχες εμφανίζονται μαζί με τα κροκαλοπαγή και ψαμμίτες καστανοκίτρινου χρώματος, κατακερματισμένοι που εναλλάσσονται με τεφροπράσινους ιλυόλιθους και πηλίτες. Οι ψαμμίτες, το λεπτομερές υλικό και τα κροκαλοπαγή είναι κατακερματισμένα, από διαρρήξεις και ρήγματα στα οποία υπάρχουν γραμμές προστριβής, στις δε επιφάνειες των ρηγμάτων υπάρχει ασβεστίτικο υμένιο. Αρκετά δε από τα ρήγματα αυτά είναι ανάστροφου χαρακτήρα. Το ορατό πάχος τους είναι περίπου 600 μ.

3. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

3.1. ΓΕΝΙΚΑ

Είναι γνωστό ότι, η Γεωμορφολογία μελετάει την επιφάνεια επαφής μεταξύ της Λιθόσφαιρας και της Ατμόσφαιρας, ή μεταξύ της Λιθόσφαιρας και της Υδρόσφαιρας (υποθαλάσσια Γεωμορφολογία). Σ' αυτή λοιπόν την επιφάνεια, εκφράζεται σε κάθε γεωλογική "στιγμή" η σχέση ισορροπίας μεταξύ ανταγωνιστικών δυνάμεων, που έχουν διαφορετική φύση και προέλευση, οι οποίες εξασκούνται από τη μία και την άλλη πλευρά της και που στην προκείμενη περίπτωση, είναι οι **Ενδογενείς** και οι **Εξωγενείς δυνάμεις**. Ενδογενείς είναι οι δυνάμεις που προέρχονται από τις διεργασίες στο εσωτερικό της Γής (τεκτονισμός, ηφαιστειότητα, διαπείρισμός κλπ.). **Εξωγενείς δυνάμεις** είναι αυτές που δεν προέρχονται από το εσωτερικό της Γής (επίδραση νερού, αέρα, κλπ.). Οι Εξωγενείς δυνάμεις τείνουν να ισοπεδώσουν την επιφάνεια της Γής μέσα από τη διαδικασία αποσάθρωση - διάβρωση - απόθεση, ενώ οι Ενδογενείς δυνάμεις συνεχώς τείνουν να δημιουργούν νέες μορφές.

Σκοπός λοιπόν της Γεωμορφολογίας είναι να μελετήσει τον τρόπο με τον οποίο εκφράζεται αυτός ο ανταγωνισμός των Ενδογενών και Εξωγενών δυνάμεων στην επιφάνεια επαφής της Λιθόσφαιρας με την Ατμόσφαιρα, καθώς επίσης τους μηχανισμούς και τις διεργασίες εξέλιξής της, όταν διαταράσσεται η μεταξύ τους ισορροπία.

Ο κλάδος της Γεωμορφολογίας που μελετάει την επίδραση των Ενδογενών δυνάμεων (Τεκτονικών δυνάμεων) στη διαμόρφωση του γήινου αναγλύφου, είναι η Μορφοτεκτονική.

Ο όρος μορφοτεκτονική χρησιμοποιήθηκε πρώτα από τον COBER (1928) και αναφέρεται στο κλάδο των γεωεπιστημών που ασχολείται με την ανάλυση του αναγλύφου και τη σχέση αναγλύφου - παραμόρφωσης.

Πιο συγκεκριμένα η Μορφοτεκτονική μελετά:

- i. τη μορφή του αναγλύφου
- ii. τη μορφή του υδρογραφικού δικτύου
- iii. τη συμμετρία του υδρογραφικού δικτύου
- iv. τη κατά βάθος διάβρωση
- v. τις επιφάνειες ισοπέδωσης και
- vi. τις αναβαθμίδες χερσαίες ή θαλάσσιες

Η χρησιμοποίηση της μορφοτεκτονικής στη νεοτεκτονική ανάλυση και κυρίως στη κινηματική νεοτεκτονική ανάλυση είναι απαραίτητη, επειδή η νεοτεκτονική παραμόρφωση έχει αποτυπωθεί πάνω στις γεωμορφές, από τη μελέτη των οποίων παίρνουμε στοιχεία για τον τρόπο με τον οποίο έχει δεχθεί τη παραμόρφωση το γεωλογικό σώμα.

Ακολουθως περιγράφονται και μελετώνται:

- i. το υδρογραφικό δίκτυο
- ii. οι επιφάνειες ισοπέδωσης και
- iii. η κατά βάθος διάβρωση

3.2 ΜΟΡΦΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ

3.2.1 ΓΕΝΙΚΑ

Από τις παραμέτρους που συνθέτουν την μορφολογική εικόνα του αναγλύφου μιας περιοχής, το υδρογραφικό δίκτυο είναι εκείνο που αντιδρά ταχύτερα σε κάθε μεταβολή, κύρια τεκτονική. Αυτή ακριβώς η "ευαισθησία" του υδρογραφικού δικτύου, το καθιστά έναν πολύτιμο δείκτη που συμβάλλει πολύ στην μελέτη της τεκτονικής παραμόρφωσης μιας περιοχής. Πράγματι, οι κλάδοι ενός υδρογραφικού δικτύου επηρεάζονται σαφώς από τις τεκτονικές γραμμές, κυρίως τα ρήγματα, ή τα συστήματα διακλάσεων, τις οποίες τείνουν να ακολουθήσουν αφού η θραύση των πετρωμάτων δημιουργεί ζώνες μειωμένης αντοχής στη διάβρωση.

Προεκτείνοντας αυτό το γεγονός και αντιστρέφοντάς το, βλέπουμε ότι η μελέτη και κύρια η ποσοτική γεωμορφολογική ανάλυση ενός υδρογραφικού δικτύου, μπορεί να οδηγήσει στην επισημάνση τεκτονικών γραμμών που δεν είναι ορατές από την υπαίθρεια παρατήρηση και την χαρτογράφηση.

Θεωρώντας λοιπόν ότι η μορφοτεκτονική μελέτη του υδρογραφικού δικτύου πρέπει να αποτελεί αναπόσπαστο μέρος της εκπόνησης ενός νεοτεκτονικού χάρτη, πολύ περισσότερο για περιοχές όπως αυτή που αποτελεί το αντικείμενο αυτής της μελέτης και που χαρακτηρίζονται από εντονότατη τεκτονική δραστηριότητα, κύρια νεοτεκτονική, προχωρήσαμε σ' αυτήν και μπορούμε να δώσουμε μερικά πρώτα συμπεράσματα.

Για τις ανάγκες της μελέτης χρησιμοποιήθηκαν οι τοπογραφικοί χάρτες της Γ.Υ.Σ. με κλίμακα 1:50.000.

3.2.2. ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ

Το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής μελέτης έχει γενικά **δενδριτική μορφή**, ενώ σε μερικά σημεία θα μπορούσε να θεωρηθεί ότι ανήκει σε ορθογώνιο τύπο. Οι μεγαλύτεροι ποταμοί της περιοχής είναι η Νέδα και ο Αρκαδικός (Σελλάς), που η ανάπτυξη των υδρογραφικών δικτύων τους παρουσιάζει αρκετές ιδιαιτερότητες.

Η **λεκάνη της Νέδα**, που έχει γενική διεύθυνση Α-Δ, έχει πολύ μεγάλο πλάτος σε σχέση με το μήκος της. Επίσης παρουσιάζει μια πολύ μεγάλη ασυμμετρία, που οφείλεται στο μικρό μέγεθος των υπολεκανών του νοτίου τμήματος και στο πολύ μεγάλο εκείνων του βορείου. Πράγματι η κεντρική κοίτη του Νέδα βρίσκεται πλησιέστερα στο νότιο υδροκρίτη απ' ότι στον βόρειο, με μια σχέση περίπου 1:2.

Εξάλλου, στο βόρειο τμήμα της λεκάνης του Νέδα, παρατηρούνται υπολεκάνες με εξαιρετικά μεγάλη επιμήκυνση. Οι κλάδοι που τις διαρρέουν έχουν, (από τα ανάντη προς τα κατόντη), ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση, εν συνεχεία κάμπτονται εκ νέου προς τα ΝΝΔ για να συμβάλλουν στην κεντρική κοίτη. Αυτές οι αλλαγές διεύθυνσης παρατηρούνται και σε πολλούς κλάδους αυτών των παραποτάμων, ακόμα και σε κλάδους 1ης τάξης.

Το υδρογραφικό δίκτυο του **Αρκαδικού (Σελλά)**, παρουσιάζει ακόμα μεγαλύτερες ιδιομορφίες. Ο κεντρικός κλάδος, (5ης τάξης), έχει αρχικά διεύθυνση περίπου Ν-Β, μετά κάμπτεται σχεδόν κατά ορθή γωνία και με διεύθυνση περίπου ΔΒΔ εκβάλλει στον Κυπαρισσιακό κόλπο. Εντύπωση προκαλούν πολλοί κλάδοι διαφόρων τάξεων που συμβάλλουν με την κεντρική κοίτη σχεδόν κατά ορθή γωνία.

Αξίζει να σημειωθεί η ύπαρξη πολλών υπολεκανών, ως και 4ης τάξης, στο βόρειο τμήμα της λεκάνης που παρουσιάζουν, όπως και στην περίπτωση της Νέδα μεγάλη επιμήκυνση. Οι κλάδοι που τις διαρρέουν έχουν γενική διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ.

Οι υπολεκάνες του νότιου τμήματος του Αρκαδικού, παρουσιάζουν μια ακτινωτή διάταξη, γύρω από το σημείο σχηματισμού της κεντρικής κοίτης.

Τέλος, είναι πραγματικά εντυπωσιακή η περίπτωση της υπολεκάνης 4ης τάξης που καταλαμβάνει σχεδόν ολόκληρο το δυτικό τμήμα της λεκάνης του Αρκαδικού. Ο κλάδος 4ης τάξης, μέσα σ' αυτήν, είναι σχετικά μικρός, ενώ αντίθετα υπάρχουν κλάδοι κύρια 2ης και 1ης τάξης που παρουσιάζουν πολύ μεγάλο μήκος σε σχέση με τους αντίστοιχους κλάδους όχι μόνο του υδρογραφικού δικτύου του Αρκαδικού αλλά και εκείνου της ευρύτερης περιοχής. Αυτοί οι κλάδοι έχουν γενική διεύθυνση περίπου Β-Ν.

Όσον αφορά τις υπόλοιπες λεκάνες του υδρογραφικού δικτύου της περιοχής, που αναπτύσσονται νότια του Αρκαδικού, παρουσιάζουν δύο κύρια χαρακτηριστικά:

- i. την πολύ μεγάλη επιμήκυνση
- ii. μια εξαιρετικά εντυπωσιακή μεταβολή της διεύθυνσης τους από ΒΔ-ΝΑ γύρω από το ΝΔ και Ν τμήμα του υδροκρίτη της λεκάνης του Αρκαδικού.

Πράγματι αυτές οι λεκάνες μοιάζουν να στρέφονται από ΒΔ-ΝΑ, γύρω από ένα άξονα που τοποθετείται περίπου στο σημείο σχηματισμού του κεντρικού κλάδου του Αρκαδικού ποταμού.

3.2.3. ΟΙ ΔΙΕΥΘΥΝΣΕΙΣ ΤΩΝ ΚΛΑΔΩΝ ΤΟΥ ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ

Μια πρώτη ποιοτική ανάλυση του υδρογραφικού δικτύου της ευρύτερης περιοχής, δείχνει ότι πολλοί από τους κλάδους που το αποτελούν, ακολουθούν εκλεκτικά κάποιες καθορισμένες διευθύνσεις.

Με βάση αυτήν την παρατήρηση, η ευρύτερη περιοχή μπορεί να χωριστεί σε 4 επιμέρους περιοχές :

- Μια **βόρεια περιοχή** που περιλαμβάνει τη λεκάνη του ποταμού Νέδα και το βόρειο τμήμα της λεκάνης του Αρκαδικού ποταμού. Οι διευθύνσεις των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου, που επικρατούν είναι οι BBA-NNΔ και σε μικρότερο βαθμό οι BA-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ.
- Σε μια **κεντρική περιοχή** που αντιστοιχεί περίπου με το νότιο τμήμα της λεκάνης του Αρκαδικού ποταμού. Οι επικρατούσες διευθύνσεις των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου είναι B-N και BBA-NNΑ, ενώ εμφανίζονται και μερικοί κλάδοι με διευθύνσεις BA-ΝΔ ως και Α-Δ.
- Σε μία **νότια περιοχή** που αντιστοιχεί περίπου με το νότιο νοτιοανατολικό τμήμα του χάρτη. Οι επικρατούσες διευθύνσεις των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου είναι BBA-NNΑ, ενώ υπάρχουν και μερικοί κλάδοι με διευθύνσεις Α-Δ ως και ΑBA-ΔΝΔ.
- Τέλος σε μία **δυτική περιοχή** που αντιστοιχεί με το δυτικό τμήμα του χάρτη (ευρύτερος χώρος Φιλιατρών - Γαργαλιάνων), στην οποία οι κλάδοι του υδρογραφικού δικτύου παρουσιάζουν μία ακτινωτή διάταξη μεταβάλλοντας την διεύθυνσή τους από ΒΔ-ΝΑ σε Α-Δ και ακολούθως σε BA-ΝΔ.

3.3. ΜΟΡΦΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΩΝ ΙΣΟΠΕΔΩΣΗΣ

3.3.1. ΓΕΝΙΚΑ

Οι **επιφάνειες ισοπέδωσης** αντιπροσωπεύουν μέσα σε κάθε γεωμορφολογικό κύκλο, φάσεις σταθερότητας και ισοπέδωσης του αναγλύφου, ενώ χρησιμεύουν και σαν σημείο εκκίνησης για νέους κύκλους διάβρωσης. Αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο η επισήμανσή τους, στα πλαίσια μιας γεωμορφολογικής μελέτης, έχει πολύ μεγάλη σημασία. Εξάλλου, στα πλαίσια μιας νεοτεκτονικής μελέτης, όπου διερευνάται η τεκτονική παραμόρφωση κύρια κατά την πρόσφατη (νεοτεκτονική) περίοδο, η επισήμανση και χαρτογράφηση των επιφανειών ισοπέδωσης, ή τουλάχιστον των υπολειμμάτων τους, έχει επίσης πολύ μεγάλη σημασία. Πράγματι, οι επιφάνειες ισοπέδωσης αποτελούν μια γεωμορφολογική παράμετρο, απ' αυτές που συνθέτουν το ανάγλυφο μιας περιοχής, που επηρεάζεται από την τεκτονική παραμόρφωση, αλλά και που, κύρια, διατηρεί τα ίχνη αυτής της επίδρασης.

Επειδή δε, όπως προαναφέρθηκε, οι επιφάνειες ισοπέδωσης χρησιμεύουν σαν σημείο εκκίνησης νέων κύκλων διάβρωσης, οι οποίοι με τη σειρά τους συνδέονται με τις δράσεις των διαφόρων τεκτονικών φάσεων, είναι εύκολο να αντιληφθεί κανείς την σημασία της ένταξης τους μέσα στα πλαίσια μιας νεοτεκτονικής μελέτης, υπό την προϋπόθεση βέβαια ότι είναι δυνατή η χρονολόγησή τους, πράγμα που δεν είναι πάντοτε εύκολο.

Αλλά, όπως θα δούμε παρακάτω, και μόνο η μελέτη της διάταξής τους στο χώρο, καθώς και διάφορα μορφολογικά τους στοιχεία, όπως π.χ. το σχήμα, το μέγεθος και η κλίση τους, μπορούν να δώσουν χρήσιμες πληροφορίες, σχετικά με την κινηματική του ευρύτερου χώρου, κατά την περίοδο της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης.

Όπως είναι γνωστό, ο σχηματισμός μορφολογικών επιφανειών ισοπέδωσης οφείλεται :

- σε μορφογενετικές διεργασίες που εξελίσσονται στην ξηρά
- σε μορφογενετικές διεργασίες που προκαλούνται από την ενέργεια της θάλασσας και
- σε πρωτογενείς παράγοντες, που οι εξωγενούς προέλευσης μορφογενετικές διεργασίες δεν έχουν προφθάσει να επηρεάσουν καθοριστικά.

Στην περιοχή της μελέτης απαντούν και οι τρεις κατηγορίες επιφανειών ισοπέδωσης, αν και από τους προηγούμενους τρεις παράγοντες αυτοί που είναι οι πιο σημαντικοί είναι οι δύο πρώτοι.

Οι επιφάνειες ισοπέδωσης που δημιουργούνται από διεργασίες που γίνονται στην ξηρά, (πρώτη κατηγορία), είναι βασικά δύο ειδών:

- δημιουργούνται από την κατ'επιφάνεια αποσάθρωση, διάβρωση και οπισθοχώρηση των κλιτύων
- από κατ' επιφάνεια απόθεση του υλικού διάβρωσης.

Από τις μορφογενετικές διεργασίες που προκαλούνται από τη θάλασσα, (δεύτερη κατηγορία), οι σημαντικότερες είναι εκείνες που οδηγούν στην δημιουργία των θαλάσσιων αναβαθμίδων δημιουργικού ή καταστρεπτικού χαρακτήρα.

Άλλοτε σύγχρονα και άλλοτε με μεγάλη ή μικρή καθυστέρηση, σε σχέση με τις διεργασίες ισοπέδωσης ακολουθεί η κοιλαδογένεση.

Συχνά υποτίθεται ότι η ανάπτυξη του αναγλύφου είναι το αποτέλεσμα μιας γενικής πτώσης του επιπέδου βάσης της διάβρωσης, που συνήθως ακολουθείται από μια σειρά ήρεμων περιόδων. Κατά τη διάρκεια αυτών των περιόδων ηρεμίας η αποκομιδή θεωρείται ότι δημιουργεί αναγνωρίσιμα μορφολογικά στοιχεία, που μπορούν να διαπιστωθούν αν χρησιμοποιηθούν ορισμένα κριτήρια.

Έτσι για μεγάλες εκτάσεις, υπάρχουν ενδείξεις παρελθουσών φάσεων ανάπτυξης αναγλύφου που σχετίζονται με το επίπεδο βάσης που βρίσκονται σε ορισμένο υψόμετρο πάνω από τη θάλασσα.

Το πρόβλημα της χρονολόγησης της αποκομιδής, είναι να αναγνωριστούν αυτά τα στοιχεία του αναγλύφου που είχαν προσαρμοσθεί στο επίπεδο βάσης κατά την περίοδο του σχηματισμού τους, να καθοριστεί το υψόμετρό τους σε σχέση με το επίπεδο βάσης και να βρεθεί η σχετική τους ηλικία.

Για το σκοπό αυτό έγινε χαρτογράφηση των υπολειμμάτων των παλαιών αυτών επιφανειών ισοπέδωσης και ακολούθως ταξινομήθηκαν ανάλογα με το σημερινό τους υψόμετρο.

Σαν τέτοια υπολείμματα επιφανειών ισοπέδωσης θεωρήσαμε τις επιφάνειες που περικλείονται από κλειστές ισοϋψείς σ' ένα τοπογραφικό χάρτη 1:50.000. Η εφαρμογή αυτής της μεθόδου στην περιοχή της μελέτης, κρίθηκε απαραίτητη γιατί δίνει ορισμένα στοιχεία χρήσιμα όσο αφορά την φορά κίνησης ή περιστροφής των πολυτεμαχών που είτε επιβεβαιώνουν τα συμπεράσματα που εξαγονται από την χρήση άλλων μεθόδων, είτε μας οδηγούν σε συμπεράσματα που δεν είναι δυνατόν να εξαχθούν με άλλες μεθόδους εργασίας.

3.3.2. ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΩΝ ΙΣΟΠΕΔΩΣΗΣ

Μέγεθος

Το πρώτο πράγμα που παρατηρεί κανείς από την εξέταση του χάρτη των επιφανειών ισοπέδωσης της περιοχής μελέτης, είναι μια ανισότητα στο μέγεθος των υπολειμμάτων αυτών των επιφανειών. Πράγματι, ενώ οι επιφάνειες από 200-400 μ. και 400-600 μ. καταλαμβάνουν αρκετά μεγάλες εκτάσεις, οι επιφάνειες με μεγαλύτερα υψόμετρα έχουν πολύ μικρότερη έκταση, ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις πρόκειται απλώς για "ίχνη" επιφανειών.

Τούτο φαίνεται, κατ' αρχήν, λογικό μιας και οι υψηλότερες επιφάνειες είναι πιο παλιές χρονολογικά και άρα έχουν υποστεί επί μεγαλύτερο χρονικό διάστημα τις διαβρωτικές διεργασίες.

Δεν έχει διευκρινιστεί πάντως ακόμη αν ορισμένα απ' αυτά τα μικρά υπολείμματα επιφανειών δεν αποτελούσαν τμήμα μιας ενιαίας επιφάνειας με άλλα, που αυτή τη στιγμή έχουν μεγαλύτερο απόλυτο υψόμετρο και που ίσως να έχουν αποκοπεί απ' αυτά, σαν συνέπεια της δράσης κάποιων φάσεων ρηγματογόνου τεκτονισμού. Πρόκειται για ένα κλασικό πρόβλημα που μπαίνει πάντα στην ανάλυση των επιφανειών ισοπέδωσης.

Πάντως, αυτή η κατάσταση είναι εμφανής κύρια στο νότιο τμήμα της περιοχής και φαίνεται να σταματά κατά μήκος μιας γραμμής με διεύθυνση Α-Δ, μεταξύ Λάμπαινας και Φιλιατρών. Βόρεια αυτής της γραμμής και μέχρι το ύψος Δωρίου - Καλού Νερού παρατηρούμε μια περιοχή στην οποία οι προηγούμενες μεγάλες επιφάνειες περιορίζονται σε πολύ μικρά υπολείμματα, ενώ αυτές που έχουν μεγαλύτερο απόλυτο υψόμετρο διατηρούνται στα ίδια μεγέθη.

Βορειότερα ακόμη και μέχρι την κοιλάδα του ποταμού Νέδα, έχουμε πάλι επιφάνειες 200-400 μ. με αρκετά μεγάλη έκταση.

Βόρεια όμως της κοιλάδας του ποταμού Νέδα και κύρια σε μια περιοχή που βρίσκεται μεταξύ Γιαννιτσοχωρίου - Φιγαλείας - Ανδρίτσαινας - Ζαχάρως, παρατηρείται ακριβώς το αντίθετο, αν και σε μικρότερη κλίμακα, αυτού που συμβαίνει στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης. Πράγματι, στην περιοχή αυτή ενώ οι επιφάνειες 200-400 μ. και 400-600 μ. αντιπροσωπεύονται από πολύ μικρά υπολείμματα, οι υψηλότερες απ' αυτές, δηλαδή των 600-800 μ. και των 800-1000 μ., ακόμα και εκείνη των 1000-1299 μ. παρουσιάζουν μεγάλη εξάπλωση, πάντα βέβαια σε σχέση με το νότιο τμήμα. Είναι εντυπωσιακή η παρουσία μιας μεγάλης επιφάνειας 800-1000 μ. ανατολικά της Ζαχάρως, καθώς και αρκετά εκτεταμένων επιφανειών 600-800 μ. βόρεια της Φιγαλείας και βορειοδυτικά της Νέας Φιγαλείας. Αξιοσημείωτα είναι επίσης δυο υπολείμματα επιφανειών των 1000-1200 μ. βόρεια του χωριού Πετράλωνα.

Σχήμα και διάταξη στο χώρο

Ξεκινώντας και πάλι από το νότιο τμήμα της περιοχής παρατηρούμε ότι οι εκτεταμένες επιφάνειες των 200-400 μ. και των 400-600 μ. έχουν μια εντυπωσιακή διάταξη. Και οι δύο διατάσσονται κατά μήκος μιας γραμμής που ξεκινά περίπου από το Χριστιάνο και διευθύνεται προς τα ΝΝΑ μέχρι περίπου ΒΑ της Χώρας. Εκεί κάμπτεται απότομα και ακολουθεί μια γενική ΒΑ κατεύθυνση. Η γραμμή αυτή μοιάζει σαν να περιβάλλει τα όρη της Κυπαρισσίας.

Όσον αφορά το επίμηκες σχήμα πολλών απ' αυτές τις επιφάνειες, αυτό οφείλεται στα υδάτινα ρεύματα που τις έχουν διαβρώσει.

Οι διευθύνσεις των μέσων κλίσεων αυτών των επιφανειών είναι γενικά κάθετες προς την γραμμή που προαναφέρεται, διευθύνονται δηλαδή από τα ΝΔ προς τα ΝΑ, ακολουθώντας κι αυτές την περιστροφή των διευθύνσεων των κοιλάδων που περιγράφεται στην παράγραφο περί υδρογραφικού δικτύου.

Οι επιφάνειες της ίδιας περιοχής με μεγαλύτερο απόλυτο υψόμετρο, κύρια αυτές που εμφανίζονται πάνω στο **όρος Αιγάλεω** και που έχουν υψόμετρα από 600-1200 μ., παρουσιάζουν μια μεγάλη επιμήκυνση και μια σαφή ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση.

Τέτοιες διατάξεις στο χώρο δεν είναι δυνατόν να παρατηρηθούν στην υπόλοιπη περιοχή, εκτός από το βόρειο και βορειοδυτικό τμήμα, όπου όλα τα υπολείμματα επιφανειών ισοπέδωσης φαίνονται να διατάσσονται, κατά κατηγορία υψομέτρου, σε μια γενική ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση.

Τέλος, μια ομάδα επιφανειών 200-400 μ. στην περιοχή των εκβολών του ποταμού Νέδα παρουσιάζει μέση κλίση με γενική διεύθυνση προς ΒΔ.

3.3.3. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΩΝ ΙΣΟΠΕΔΩΣΗΣ

Στην παράγραφο αυτή επιχειρείται μια εξέταση της γεωγραφικής, όσο και της καθ' ύψος κατανομής των επιφανειών ισοπέδωσης στην περιοχή που εκτείνεται από τον ποταμό Νέδα, μέχρι νοτίως του Αρκαδικού (Σελλά) ποταμού.

Η περιοχή αυτή από άποψη γεωγραφικής κατανομής των επιφανειών ισοπέδωσης, μπορεί να διακριθεί βασικά σε τρεις μεγάλες περιοχές :

- στο νότιο τμήμα
- στο βόρειο τμήμα
- στο ανατολικό τμήμα.

Κατανομή επιφανειών ισοπέδωσης στο νότιο τμήμα

Λέγοντας νότιο τμήμα εννοούμε την περιοχή νότια του Αρκαδικού (Σελλά) ποταμού καθώς και το ανατολικό ήμισυ που εκτείνεται νότια του Μαυροζούμainer. Σ' ολόκληρη την περιοχή αυτή, παρατηρείται μια βαθμιαία και γενική ελάττωση του απόλυτου υψομέτρου των διαφόρων επιφανειών ισοπέδωσης προς τα ΝΑ.

Πρέπει να σημειωθεί ότι στο ΒΔ τμήμα της περιοχής αυτής, δηλαδή στην περιοχή νότια της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης Κυπαρισσίας - Αετού, απαντούν επιφάνειες ισοπέδωσης με μεγάλο απόλυτο υψόμετρο.

Αξιοσημείωτο επίσης είναι το γεγονός ότι ενώ προς τα ΝΑ η ελάττωση του απόλυτου υψόμετρου των επιφανειών ισοπέδωσης είναι βαθμιαία, αντίθετα προς τα βόρεια αυτής οι επιφάνειες ισοπέδωσης έχουν πολύ μικρό υψόμετρο, χωρίς να παρεμβάλλονται επιφάνειες ενδιάμεσου υψόμετρου.

Αυτό σημαίνει ότι ολόκληρη η περιγραφόμενη περιοχή αποτελεί ένα διπολικό πολυτέμαχος που έχει περιστραφεί γύρω από ένα άξονα διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ και που είχε σαν αποτέλεσμα την ανύψωση του βορειοδυτικού τμήματος και τη βύθιση του ΝΑ.

Κατανομή επιφανειών ισοπέδωσης στο βόρειο τμήμα

Στην περιοχή αυτή που εκτείνεται μεταξύ του Αρκαδικού ποταμού και του Νέδα, παρατηρείται παρόμοια διάταξη των επιφανειών ισοπέδωσης με εκείνη που παρατηρείται στα όρη της Κυπαρισσίας. Έτσι και στην περιοχή αυτή οι επιφάνειες ισοπέδωσης με το μεγαλύτερο απόλυτο υψόμετρο παρατηρούνται στο βόρειο τμήμα, δηλαδή στην περιοχή μεταξύ Αυλώνας και Ελαίας, ενώ όσο προχωρούμε προς νότο οι επιφάνειες ισοπέδωσης, έχουν διαδοχικά μικρότερο απόλυτο υψόμετρο. Και στην περίπτωση αυτή οι επιφάνειες ισοπέδωσης προς βορρά μεταπίπτουν σε πολύ μικρά απόλυτα υψόμετρα, χωρίς την παρεμβολή επιφανειών ισοπέδωσης με διαδοχικά μικρότερα υψόμετρα.

Σημειώτεον ότι και στην περιοχή αυτή μεταξύ της περιοχής που παρατηρούνται οι επιφάνειες ισοπέδωσης και της βορειότερα κειμένης, όπου παρατηρούνται οι επιφάνειες ισοπέδωσης με πολύ μικρά σχετικά απόλυτα υψόμετρα, παρεμβάλλεται μια σχετικά μεγάλη ρηξιγενής ζώνη παράλληλα προς την κοιλάδα του Νέδα.

Η περιοχή επομένως που εκτείνεται μεταξύ του Νέδα και του Αρκαδικού αποτελεί ένα άλλο διπολικό πολυτέμαχος που έχει περιστραφεί γύρω από ένα άξονα διεύθυνσης περίπου Α-Δ.

Κατανομή επιφανειών ισοπέδωσης στο ανατολικό τμήμα

Στο ανατολικό τμήμα της περιοχής, η κατανομή των επιφανειών ισοπέδωσης είναι τέτοια ώστε δεν είναι δυνατόν να μας δώσει στοιχεία που θα διευκόλυναν την εξήγηση των τεκτονικών κινήσεων.

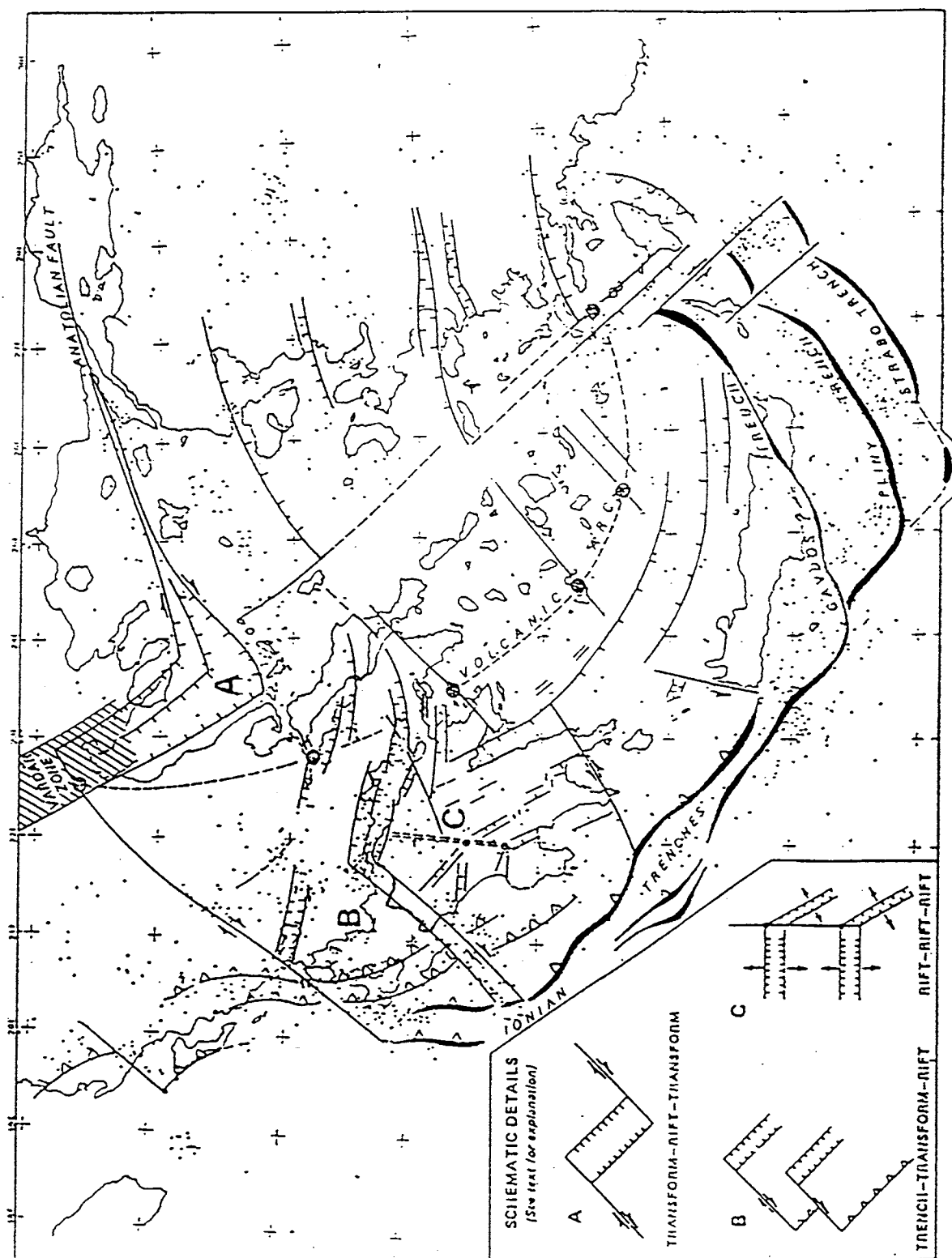
4. ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

4.1. ΓΕΝΙΚΑ

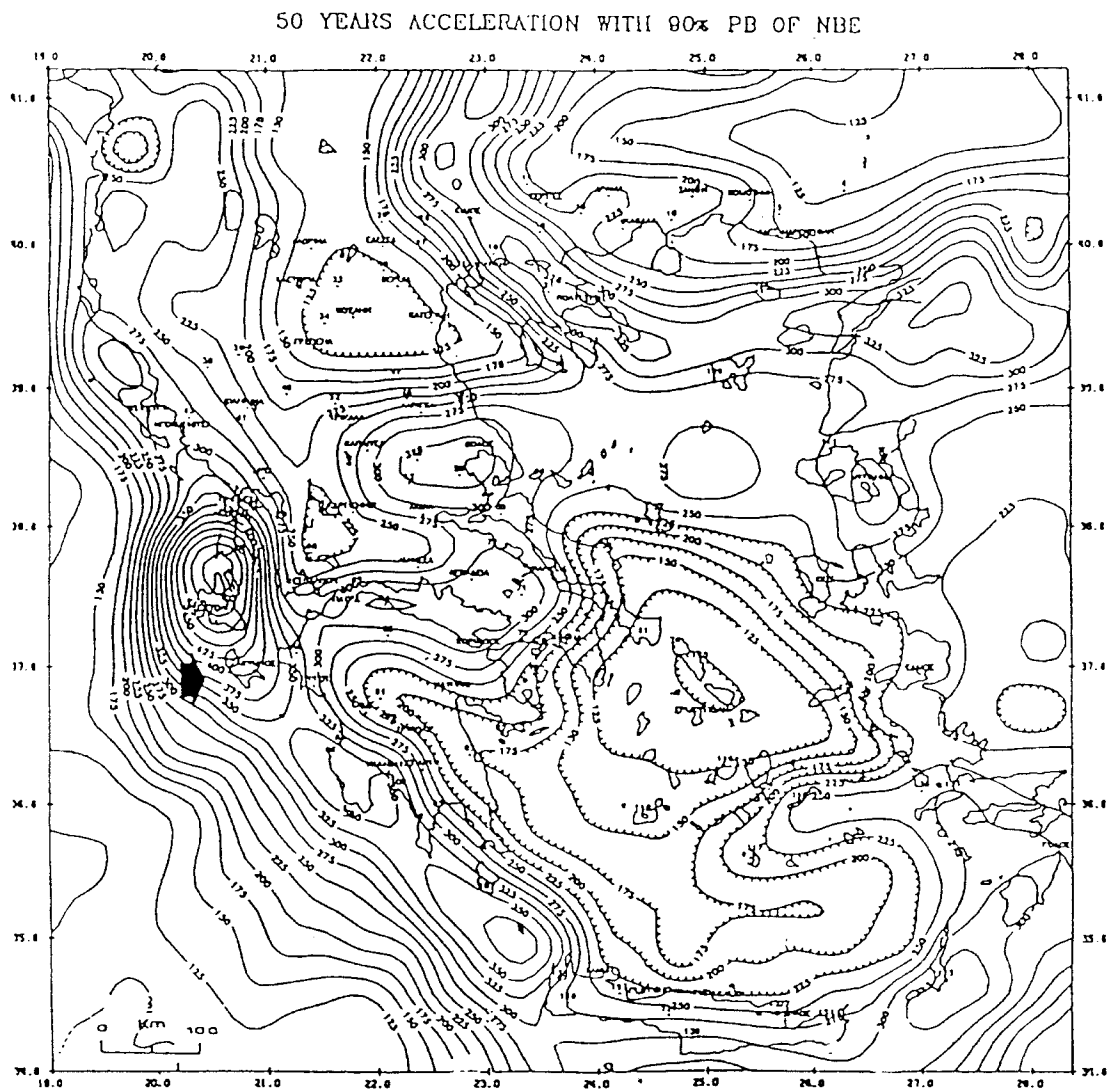
Ο σεισμός είναι ένα καθαρά γεωλογικό φαινόμενο με το οποίο συνδέεται η "στιγμιαία" εκτόνωση των τάσεων με θραύση τμημάτων της λιθόσφαιρας. Σεισμοί υπήρξαν στο γεωλογικό παρελθόν, υπάρχουν σήμερα και θα υπάρχουν στο μέλλον, ιδίως σε περιοχές που περιλαμβάνονται σε ενεργά ορογενετικά συστήματα. Επομένως, η γνώση του σεισμικού καθεστώτος μιας περιοχής σε συνδυασμό με την τεκτονική εξέλιξή της, συμβάλλει αποτελεσματικά στην κατανόηση της θραυσιγενούς τύπου παραμόρφωσης της λιθόσφαιρας που επικρατεί στην εν λόγω περιοχή, όχι μόνο σήμερα αλλά και στις παλαιότερες γεωλογικές εποχές.

Το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικής δραστηριότητας στην Ευρώπη και τη Μεσόγειο εκλύεται στον Ελλαδικό χώρο και οφείλεται κύρια στη σύγκρουση της Ευρωπαϊκής με την Αφρικανική πλάκα (Εικ. 4.1). Από μελέτες που έχουν γίνει (ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ, 1955.) προέκυψε ότι ο ευρύτερος ελληνικός χώρος περιλαμβάνει το 50% της σεισμικότητας της Ευρώπης και το 2% σε παγκόσμια κλίμακα. Ο ευρύτερος χώρος της Δυτικής Πελοποννήσου παρουσιάζει έντονη σεισμική δραστηριότητα, αφού απέχει μερικές δεκάδες χιλιόμετρα από τη τάφρο του Ιονίου. Αυτός είναι και ο κύριος λόγος για τον οποίο έχουν εκπονηθεί πάρα πολλές μελέτες για την σεισμική επικινδυνότητα γενικότερα στον ελληνικό χώρο και ειδικότερα στο χώρο της Δυτικής Πελοποννήσου όπου σημειώνεται ότι, η σεισμική επικινδυνότητα (υψηλές σεισμικές επιταχύνσεις) της περιοχής οφείλεται, τόσο στο μικρό εστιακό βάθος των σεισμών, όσο και στο αναμενόμενο μέγεθος αυτών.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν κατά την εκπόνηση του χάρτη σεισμικής

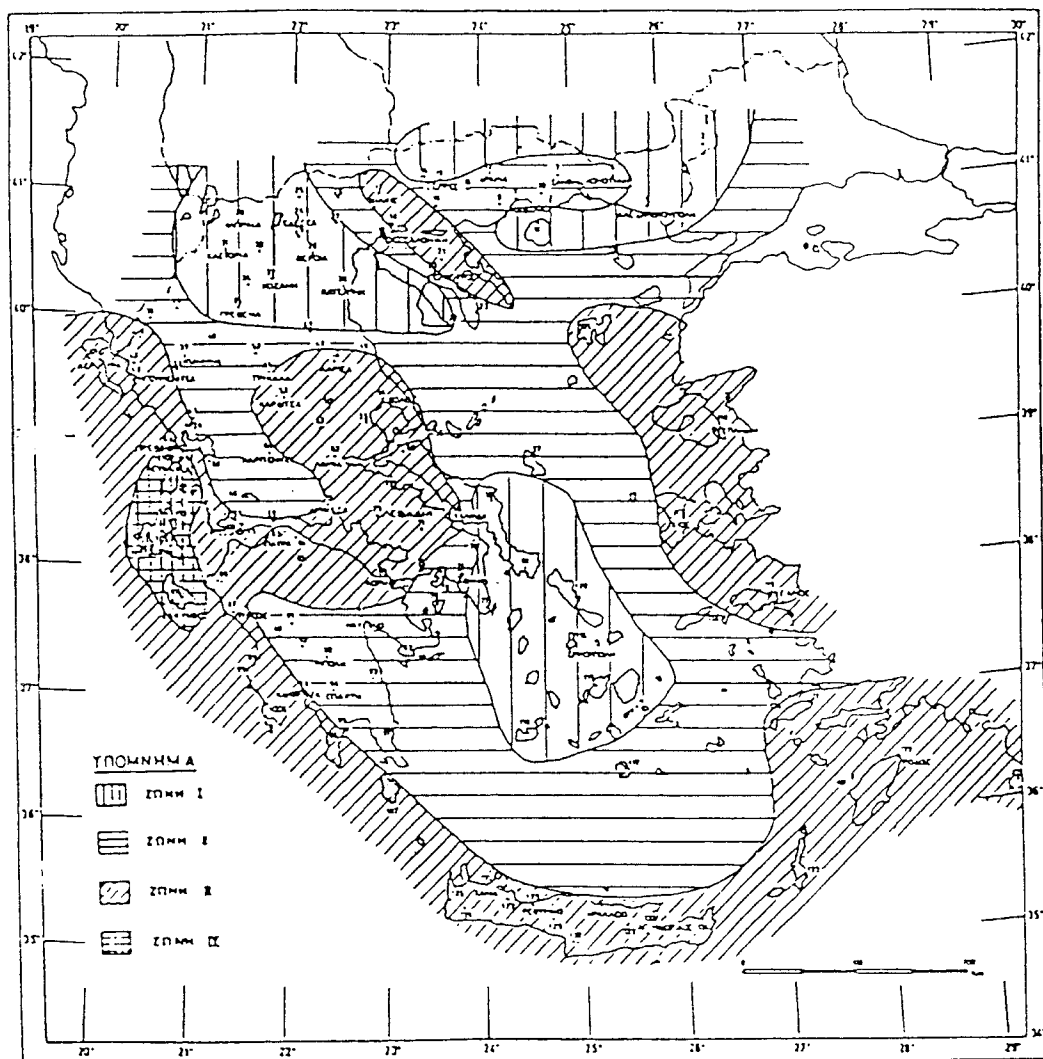


ΕΙΚ. 4.1 Χάρτης του ελληνικού τόξου (από EBASCO, 1979).
Fig. 4.1 Map of the Hellenic Arc (after EBASCO, 1979).



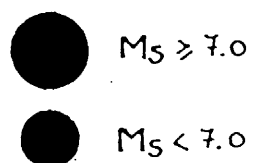
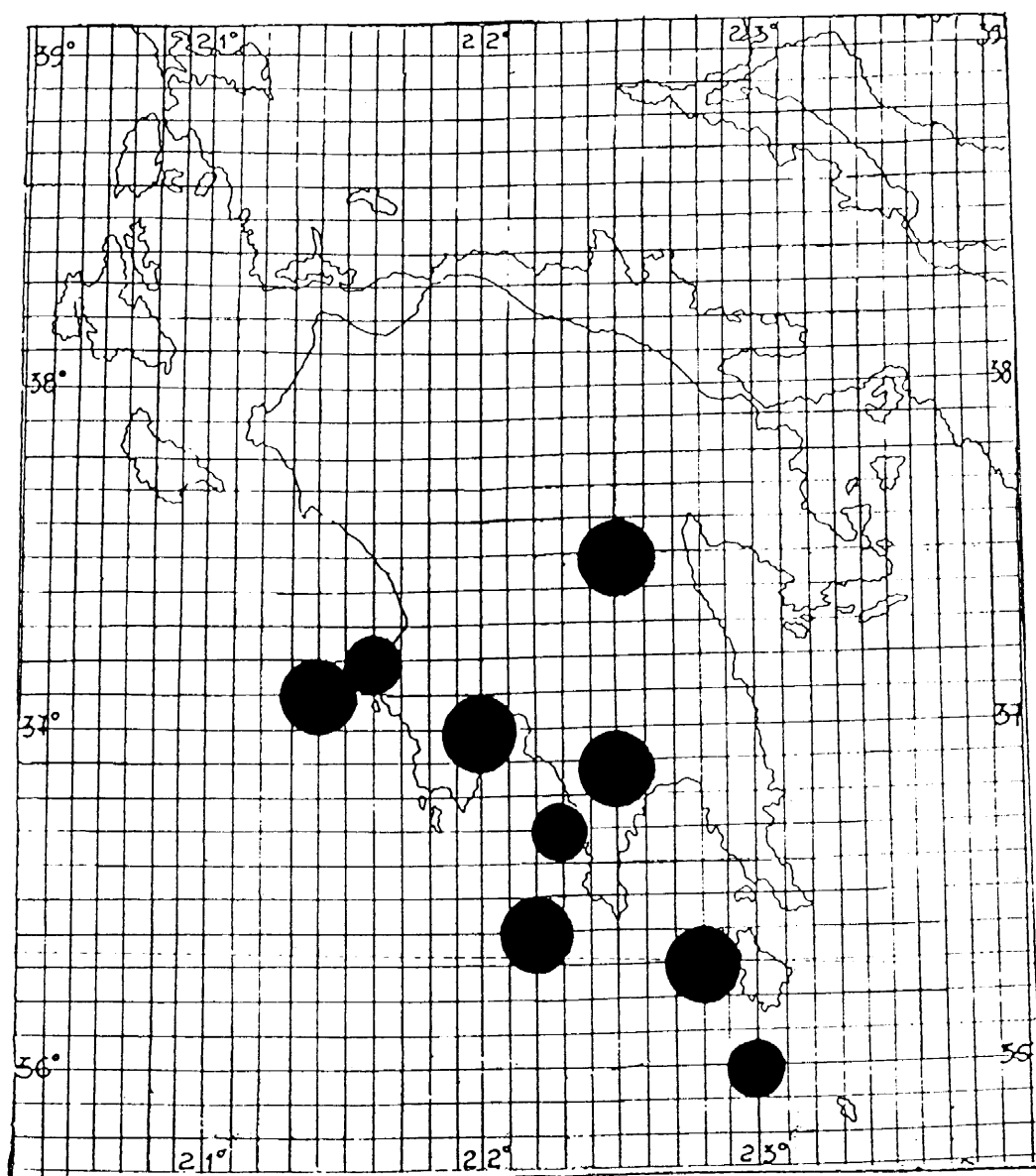
Εικ. 4.2 Χάρτης μέγιστης αναμενόμενης οριζόντιας εδαφικής επιτάχυνσης στον ελληνικό χώρο, με 90% πιθανότητα μη υπέρβασης κατά τα επόμενα 50 έτη (Εκπόνηση χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας, ΟΑΣΠ, 1989).

Fig. 4.2 Schematic map of the biggest expected horizontal ground acceleration at the hellenic region, with 90% propabnlity of no passage during the next 50 years (after map of seismic risk of Greece, EPPO, 1989).

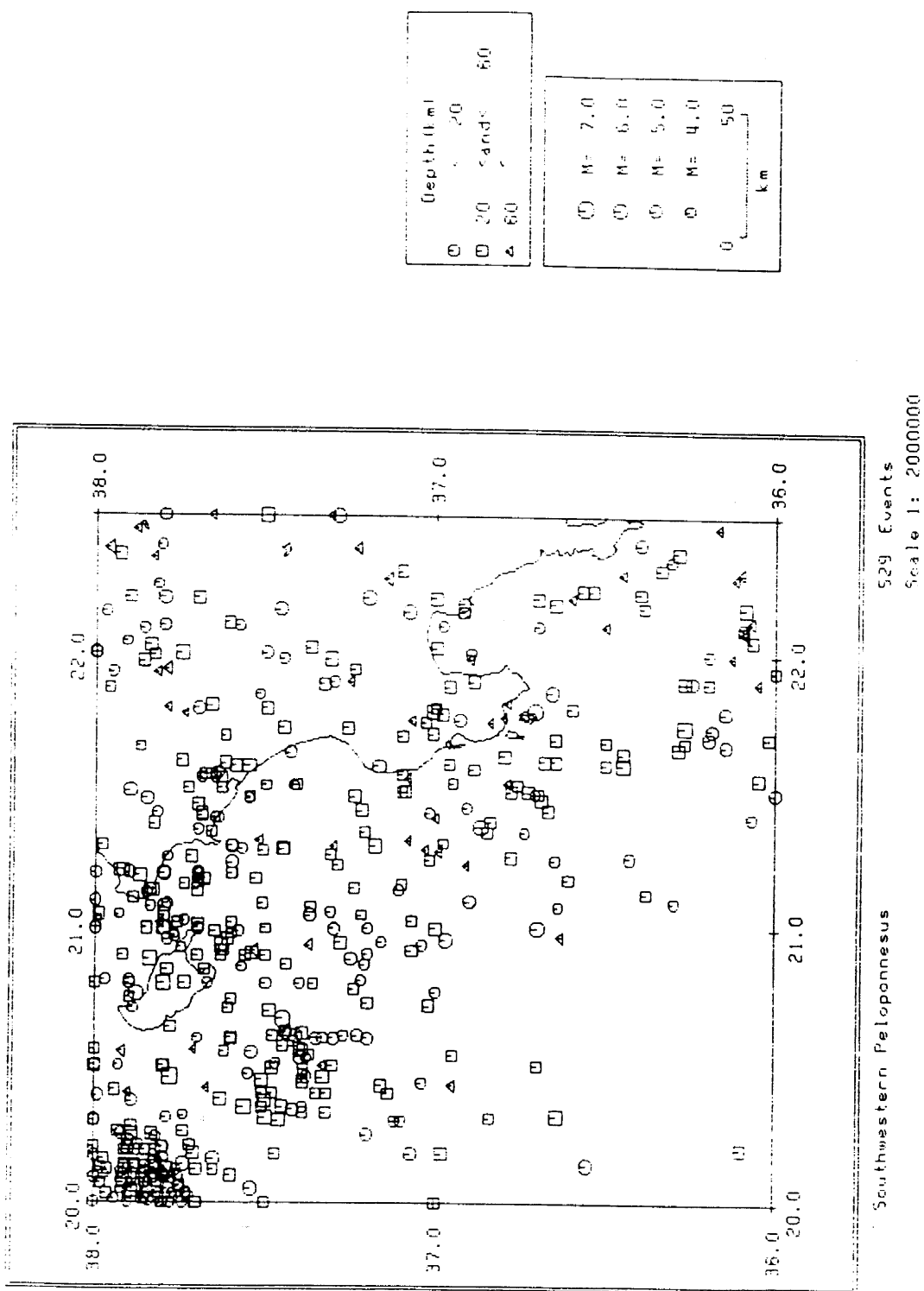


Εικ. 4.3 Χάρτης ζωνών ίσης σεισμικής επικινδυνότητας του ελληνικού χώρου (εκπόνηση χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας, ΟΑΣΠ, 1989).

Fig. 4.3 Map of zones of equal seismic risk of the hellenic territory (Map of seismic risk of Greece, EPPO, 1989).



Εικ. 4.4 Επίκεντρα ιστορικών σεισμών ευρύτερης περιοχής Μεσσηνίας - ΝΔ Πελοποννήσου.
 Fig. 4.4 The earthquake epicenters during the historic times at the major area of Messinia - SW Peloponnissos.



Εικ. 4.5 Χάρτης σεισμικών επιπικών της Δυτικής Πελοποννήσου (από κατάλογο σεισμών ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΥ 1989).
Fig. 4.5 Map of earthquake epicenters at western Peloponnissos (after ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ earthquake catalog, 1989).

επικινδυνότητας του Ελλαδικού χώρου (ΟΑΣΠ, 1989), δείχνουν ότι στην συγκεκριμένη περιοχή αναμένονται μεγάλες τιμές οριζόντιας εδαφικής επιτάχυνσης (Εικ. 4.2), ενώ στο χάρτη ζωνών σεισμικής επικινδυνότητας (Εικ. 4.3) η περιοχή κατατάσσεται στη ζώνη III.

Στα πλαίσια της παρούσας μελέτης, γίνεται προσπάθεια να συνδυασθούν τα τεκτονικά-νεοτεκτονικά και γεωλογικά στοιχεία που προέκυψαν από την εργασία υπαίθρου, με τα υπάρχοντα σεισμολογικά δεδομένα. Για το σκοπό αυτό, εξετάζεται η σεισμικότητα της περιοχής κατά τους ιστορικούς χρόνους και κατά τον παρόντα αιώνα έως το 1987. Ο συνδυασμός αυτός μαζί και με στοιχεία που αναφέρονται σε άλλα κεφάλαια μπορεί να:

- οδηγήσει στον εντοπισμό ενεργών ρηγμάτων
- στην κατανόηση του τρόπου παραμόρφωσης και συνεπώς του εντατικού πεδίου που είναι υπεύθυνο για την νεοτεκτονική παραμόρφωση της περιοχής.

4.2. ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

Η περιοχή Μεσσηνίας - νοτιοδυτικής Πελοποννήσου παρουσιάζει από αρχαιοτάτων χρόνων έντονη σεισμική δράση, (Γαλανόπουλος, 1962). Στο Πίνακα I αναφέρονται οι μεγαλύτεροι ιστορικοί σεισμοί σ' αυτή. Σημειώνεται ότι σύμφωνα με τα ιστορικά δεδομένα μέχρι το 1899, στην ευρύτερη περιοχή Μεσσηνίας παρουσιάστηκε Tsunami τρεις φορές :

- Ιούλιος 21. Σύμφωνα με μαρτυρία του Αμμιανού Μαρκελλίνου, περνώντας από την Πελοπόννησο είδε λακωνικό πλοίο, που είχε μεταφερθεί από tsunami στη στεριά, κοντά στη Μεθώνη.
- Ο σεισμός της 20-9-1867 συνοδεύτηκε από tsunami, που έπληξε τη χερσόνησο της Μάνης.
- Τέλος, ο σεισμός του 1947 προξένησε tsunami, που προχώρησε στη στεριά, περίπου 15 μ.

Στην Εικ. 4.4 φαίνεται η κατανομή των επικέντρων των ιστορικών σεισμών της ευρύτερης περιοχής Μεσσηνίας - νοτιοδυτικής Πελοποννήσου.

4.3. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΠΑΡΟΝΤΑ ΑΙΩΝΑ

Η ευρύτερη περιοχή Μεσσηνίας, αποτελεί τμήμα του συστήματος του Ελληνικού τόξου και παρουσιάζει υψηλή σεισμικότητα. Στην Εικ. 4.5 παρουσιάζεται η διασπορά των επικέντρων των σεισμών για την περίοδο 1900-1987 στον ευρύτερο χώρο της Δυτικής Πελοποννήσου, όπου εμφανίζονται 529 σεισμικά γεγονότα με μέγεθος >4.0 .

Η απόσβεση των μακροσεισμικών εντάσεων φαίνεται να είναι μικρότερη κατά την ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, ενώ κάθετα σ' αυτή είναι μεγαλύτερη. Αυτό είναι χαρακτηριστικό όλων των σεισμών του δυτικού τμήματος του Ελληνικού τόξου (Δρακόπουλος 1978, Σταμέλου 1986).

Εξάλλου, χαρακτηριστικό της περιοχής είναι ότι όλοι οι ισχυροί σεισμοί σ' αυτή είναι μικρού βάθους, (<10 Km). Αυτός είναι ίσως από τους σημαντικότερους λόγους για την εμφάνιση μεγάλων μακροσεισμικών εντάσεων.

ΠΙΝΑΚΑΣ Ι

ΙΣΤΟΡΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΣΣΗΝΙΑΣ - ΝΔ. ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ

ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ		B	M	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ max. ΕΝΤΑΣΗ
	Φ°N	Λ°E			
464 π.Χ.	36.9	22.5	n	7.0	Εδαφικά ρήγματα και καταρεύσεις βράχων XI Σπάρτη
750 Ιούνιος 7	36.30	22.30	n	7.0	Περισσότεροι από 2.000 νεκροί X Κύθηρα
1798 Ιούνιος	36.00	23.00	n	6.7	IX Κύθηρα
1842 Απρίλιος 18	36.70	22.30	n	6.7	IX Μάνη
1846 Ιούνιος 11	37.00	22.00	n	7.0	XI Μεσσήνη
1866 Φεβρουάριος 6	36.00	23.00	n		VII Κύθηρα
1867 Σεπτέμβριος 20	36.40	22.20	n	7.1	X Μάνη
1885 Μάρτιος 28	37.20	22.20	n		IX Μεσσήνη
1886 Αύγουστος 27	37.10	21.40	n	7.5	XI Φιλιατρά
1896 Δεκέμβριος 28	37.00	22.25	n		VII Γιαννιτσά
1897 Μάιος 28	37.50	22.50	n	7.5	VI Τρίπολη
1897 Νοέμβριος 9	37.20	21.70	n		VIII Κυπαρισσία
1899 Ιανουάριος 22	37.20	21.60	n	6.6	IX Κυπαρισσία

M = Μέγεθος

B = Βάθος

n = normal, (h<70 Km)

4.4. ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΑΠΟ ΜΕΓΑΛΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΥΣ ΤΟΥ ΠΑΡΟΝΤΑ ΑΙΩΝΑ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΣΣΗΝΙΑΣ

1926, Αύγουστος 30. Πολύ ισχυρή σεισμική δόνηση, μεγέθους $M_s=7.2$, που προερχόταν από βάθος 100 Km, σημειώθηκε ανατολικά της Λακωνίας (36.8 N, 23.2 E), προξενώντας σημαντικές καταστροφές σε ολόκληρη την κεντρική - νότια Πελοπόννησο. Οι μεγαλύτερες σεισμικές εντάσεις, της τάξης των VII με VIII (MM), παρατηρήθηκαν στις περιοχές Μολάων, Σπάρτης και Λεωνιδίου Λακωνίας. Στο Γύθειο, Κορώνη, Καλαμάτα, Μεσσήνη και Μελιγαλά, σημειώθηκαν σεισμικές εντάσεις VI μέχρι VII (MM), στη Μεθώνη, Κυπαρισσία και Μεγαλόπολη V (MM), ενώ στα Φιλιατρά και στην Πύλο VI (MM). Από τον σεισμό προκλήθηκαν καταστροφές στα Κύθηρα και στην Ύδρα.

1947, Οκτώβριος 6. Ισχυρή σεισμική δόνηση, μεγέθους $M_s=6.7$, με επίκεντρο 36.7 N, 21.8 E, έπληξε τη νοτιοδυτική Πελοπόννησο, προξενώντας σημαντικές καταστροφές

κύρια στην Πυλία. Η δόνηση έγινε αισθητή μέχρι τα Κύθηρα. Τρεις άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους και είκοσι τραυματίστηκαν, από τους οποίους τέσσερις σοβαρά. Στην επαρχία Πυλίας 297 κτίρια, από ένα σύνολο 4888, από 54 οικισμούς, καταστράφηκαν εντελώς, (ποσοστό 6%), 841 κτίρια υπέστησαν σοβαρές βλάβες (17%), ενώ σε 468 κτίρια, (ποσοστό 9%) σημειώθηκαν ελαφρές ρωγμές.

Οι μεγαλύτερες σεισμικές εντάσεις, της τάξης VII - VIII (MM) παρατηρήθηκαν κατά τη ΔΒΔ διεύθυνση, ενώ κατά την ΒΑ διεύθυνση γίνεται μεγάλη απόσβεση της σεισμικής ενέργειας.

Αναλυτικότερα, η κατανομή των σεισμικών εντάσεων έχει ως ακολούθως: VIII στο Πεταλίδι, Αγ. Αυγουστίνο, Ανδρινή, Βλαχόπουλο, Πύλο, VII σε Καρδαμύλη, Καλαμάτα, Μεσσήνη, Ραφτόπουλο, Καλλιθέα, VI σε Κορώνη, Μεθώνη, Γαργαλιάνους, Φιλιατρά, Μελιγαλά και V σε Μεγαλόπολη, Σπάρτη, Τρίπολη, Κύθηρα.

Οι μεγάλες σεισμικές εντάσεις οφείλονται κύρια στο μέγεθος του σεισμού, το μικρό εστιακό βάθος, αλλά και το είδος των κατασκευών και τις τοπικές εδαφικές συνθήκες.

1961, Οκτώβριος 2. Σεισμική δόνηση μεγέθους $M_s=5.4$, με επίκεντρο 37.0 N, 22.0 E, προξένησε σημαντικές βλάβες στη νοτιοδυτική Πελοπόννησο. Η κατανομή των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων παρουσιάζει την μεγαλύτερη ένταση δυτικά και νοτιοδυτικά του epicέντρου.

Αναλυτικά, VII σε Μεσσήνη, Αρφαρά, VI σε Καλαμάτα, Καλλιθέα, Κορώνη, Αγ. Ανδρέα, V σε Πύλο, Γαργαλιάνους, Φιλιατρά, Ψάρι, Μεγαλόπολη, Κάμπο, Καρδαμύλη, Σπάρτη, Αρεόπολη και IV σε Γύθειο, Κυπαρισσία.

1983, Φεβρουάριος 19. Ασθενής σεισμική δόνηση, μεγέθους $M_L=4.5$, (Αθήνα) και επίκεντρο 37.17 N, 21.48 E, προξένησε μικρές καταστροφές στην νοτιοδυτική Πελοπόννησο. Η κύρια διεύθυνση της εξάπλωσης των μεγίστων σεισμικών εντάσεων είναι ΒΔ-ΝΑ, ενώ κάθετα σ' αυτή η απόσβεση της σεισμικής ενέργειας είναι μεγάλη.

Αναλυτικά, η κατανομή των σεισμικών εντάσεων είναι : VI στον Χατζή, V+ σε Ανδρινή, Κάμπο, V σε Κυπαρισσία, Φιλιατρά, Γαργαλιάνους, Καλλιθέα, Κορώνη, Πεταλίδι, Μεσσήνη, Μουζάκι, Ελαιοχώρι, IV σε Πύλο, Λόγκα, Εύα, Μελιγαλά και III σε Μεθώνη, Καρδαμύλη.

1984, Οκτώβριος 9. Ισχυρός σεισμός μεγέθους $M_s=5.2$, μικρού εστιακού βάθους, με επίκεντρο 37.1 N, 21.8 E, έγινε αισθητός σε ολόκληρη τη νοτιοδυτική Πελοπόννησο και προξένησε σημαντικές βλάβες, κύρια στη Μεσσηνία.

Στις κοινότητες της Πυλίας, Πελεκανάδα, Κουρτάκη και Μηλιώτη σημειώθηκαν αρκετές καταρρεύσεις τμημάτων κτιρίων, ενώ αρκετές ρωγμές παρουσιάστηκαν σε παλιά κτίσματα στις κοινότητες Μεταμόρφωση, Αμπελόφυτο, Διόδια, Αριστομένη, Χατζή, Βλαχόπουλο, Μουζάκι, Κρεμμύδια κ.ά..

Οι μεγαλύτερες σεισμικές εντάσεις (VI - VII MM) παρουσιάστηκαν δυτικά του epicέντρου και είχαν περιορισμένη εξάπλωση.

Οι σεισμικές βλάβες οφείλονται κύρια στην ύπαρξη παλαιών κατασκευών και στο μικρό πάχος των νεογενών σχηματισμών, που δεν υπερβαίνει τα 40-60 μ. στην πλειοψηφία της περιοχής.

1985, Μάιος 23. Ισχυρή σεισμική δόνηση, μεγέθους $M_s=5.2$ και βάθους 5 Km, με επίκεντρο 36.52 N, 22.22 E προξένησε μικρές ως μέτριες καταστροφές στη νοτιοδυτική Πελοπόννησο. Οι μεγαλύτερες σεισμικές εντάσεις (IV-V MM) παρατηρήθηκαν σε διύθυνση ΒΔ-ΝΑ.

1985, Σεπτέμβριος 7. Ισχυρή σεισμική δόνηση, μεγέθους $M_L=5.2$ (Αθήνα), που προερχόταν από βάθος 5 Km, με επίκεντρο στον κόλπο της Κυπαρισσίας, έπληξε όλη σχεδόν την Πελοπόννησο. Η δόνηση έγινε αισθητή στην Ηλεία, Μεσσηνία, Αχαΐα, Αρκαδία, Λακωνία και Αργολίδα.

Οι μεγαλύτερες σεισμικές εντάσεις, της τάξης των V-VI (MM) παρατηρήθηκαν στις δυτικές ακτές της Πελοποννήσου, στις περιοχές μεταξύ Πύργου και Φιλιατρών.

4.5. Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΚΑΛΑΜΑΤΑΣ

Στις 13-9-1986, ισχυρή σεισμική δόνηση μεγέθους $M_L=5.7$ ($M_s=6.2$) συνέβη στο νοτιοδυτικό τμήμα του ελληνικού τόξου, περίπου 10 Km από την πόλη της Καλαμάτας. Είκοσι άτομα έχασαν τη ζωή τους, εκατοντάδες τραυματίστηκαν ενώ μέσα στην πόλη προκλήθηκαν σοβαρές καταστροφές. Ο κύριος σεισμός ακο-λουθήθηκε από μεγάλο πλήθος μετασεισμικών δονήσεων, η μεγαλύτερη των οποίων σημειώθηκε δύο ημέρες μετά, στις 15-9-1986, με μέγεθος $M_L=4.9$ ($M_s=5.4$) και προξένησε νέες σημαντικές καταστροφές στην Καλαμάτα.

Στην **Εικ. 4.6** φαίνεται η κατανομή των μετασεισμών με μέγεθος μεγαλύτερο του 3.0 για τους τέσσερις πρώτους μήνες μετά τον κύριο σεισμό. Τα δεδομένα πάρθηκαν από τις καταγραφές του δικτύου φορητών σειсмоγράφων του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, που εγκαταστάθηκε στην περιοχή αμέσως μετά τον κύριο σεισμό.

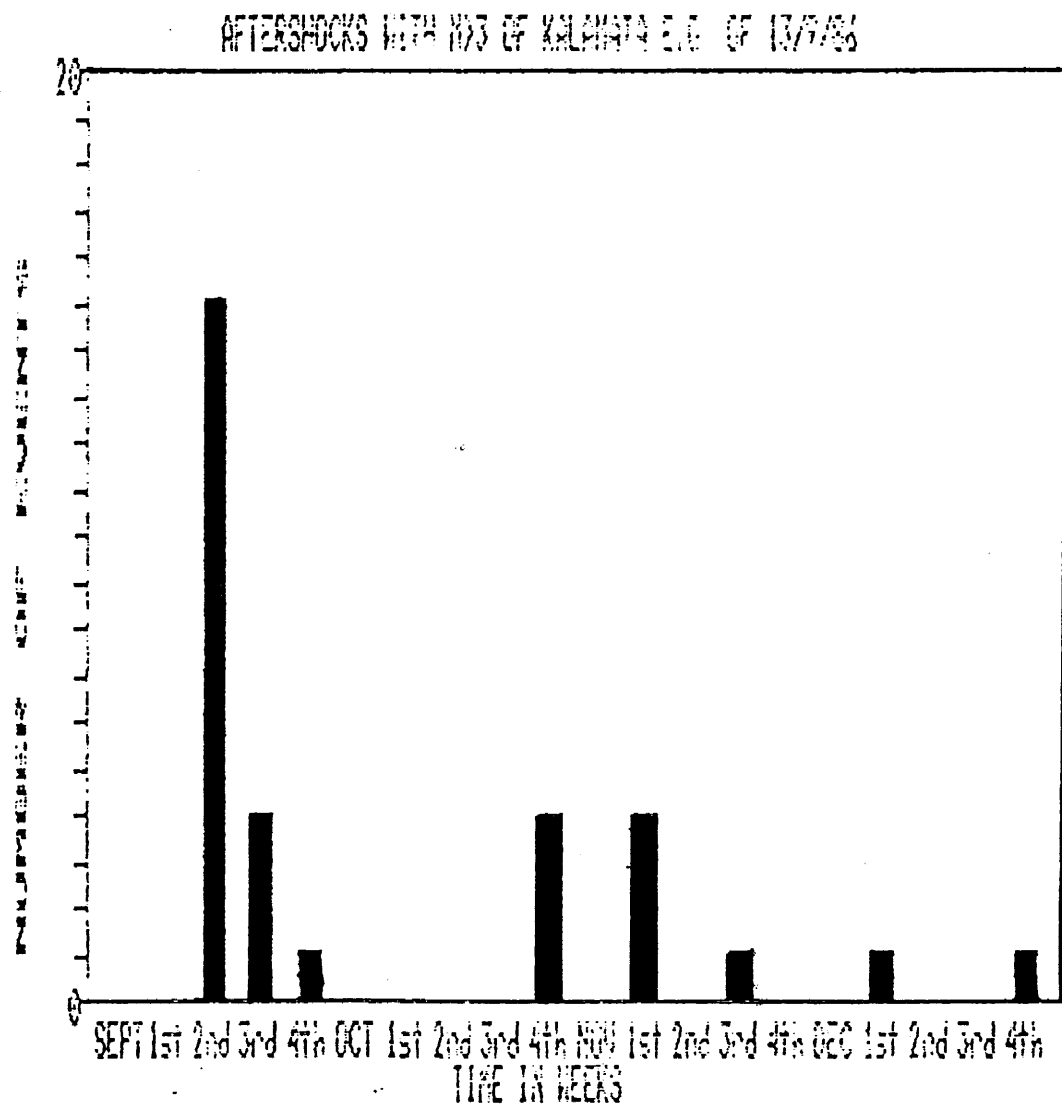
Στην πόλη της Καλαμάτας ο σεισμός προξένησε σεισμικές εντάσεις μέχρι IX βαθμούς της κλίμακας MM (Modified Mercalli). Οι σημαντικότερες βλάβες, παρουσιάστηκαν στο ΒΑ τμήμα της πόλης (Κολυμβητήριο, Κέντρο, παλαιά πόλη), ενώ στο νότιο τμήμα (παραλία) οι βλάβες ήταν πολύ μικρότερες.

Από τον σεισμό σημειώθηκαν σημαντικές καταστροφές στο Ελαιχώρι, 7 Km περίπου ανατολικά της Καλαμάτας, όπου δύο άτομα έχασαν τη ζωή τους, ενώ το 90% των σπιτιών καταστράφηκε ολοσχερώς.

Μεγάλες καταστροφές σημειώθηκαν επίσης στα χωριά Καρβέλι, Λαδάς, Αρτεμισία βορειοανατολικά της Καλαμάτας και Μαυρομάτι, Άμμος, Αλώνια και Ανεμόμυλος βορειοδυτικά της πόλης, ενώ μέτριας έντασης βλάβες παρατηρήθηκαν στα περισ-σότερα χωριά βορειοδυτικά, δυτικά και νοτιοδυτικά της Καλαμάτας.

Οι μεγάλες καταστροφές των σεισμών της Καλαμάτας οφείλονται κύρια, όπως προκύπτει από τα σεισμολογικά δεδομένα :

- 1) στη μεγάλη σεισμική ροπή (της τάξης των 10 dyn/cm)



Εικ. 4.6 Μετασεισμοί με μέγεθος $M > 3$ του σεισμού της Καλαμάτας της 13-9-1986.

Fig. 4.6 The aftershocks of magnitude $M > 3$ of the Kalamata earthquake 13-9-1986.

- 2) στη μικρή επικεντρική απόσταση (<10 χλμ.)
- 3) στο μικρό εστιακό βάθος (~8 χλμ.)
- 4) στις τοπικές εδαφικές συνθήκες
- 5) στη μεγάλη τιμή φασματικής επιτάχυνσης (1.25g σε ιδιοπερίοδο 0.32sec και >0.75g για 0.25 - 0.55sec, διάστημα στο οποίο βρίσκονται οι ιδιοπερίοδοι των κτιρίων με 3 - 6 ορόφους, δηλαδή όλες σχεδόν οι πολυκατοικίες της Καλαμάτας.
- 6) στο μηχανισμό γένεσης.

4.5. ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΑ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Μετά την παράθεση όλων των σεισμολογικών δεδομένων που αφορούν την ευρύ-τερη περιοχή είναι δυνατόν να γίνουν οι ακόλουθες παρατηρήσεις και επισημάνσεις.

Η σεισμική δραστηριότητα της περιοχής είναι αρκετά έντονη από αρχαιοτάτων χρόνων όπως φαίνεται στους σχετικούς πίνακες.

Το κύριο χαρακτηριστικό των σεισμών είναι το μικρό βάθος και οι μεγάλες μακροσεισμικές εντάσεις.

Η κατανομή των επικέντρων των μετασεισμών και η κατανομή των μακρο-σεισμικών εντάσεων, όπως φαίνεται από την περιγραφή των σεισμών στο σχετικό κεφάλαιο, ακολουθεί συνήθως μία διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ ή Α-Δ, που συμπίπτει με το ένα σύστημα από τις μεγάλες τεκτονικές γραμμές που παρατηρούμε στην περιοχή.

Σε αρκετούς σεισμούς έχει παρατηρηθεί ένας μεγάλος αριθμός σεισμικών διαρρήξεων, που η πρόσφατη εμπειρία από την σεισμική δραστηριότητα της Μεσσηνίας, έχει αποδείξει ότι διαδραματίζουν ένα καθοριστικό ρόλο στις καταστροφές (βλέπε Μικροζωνική Καλαμάτας).

Η κλιμακωτή, *en echelon*, διάταξη των σεισμικών αυτών διαρρήξεων, φανερώνει ότι πρόκειται για διατμητικό εντατικό πεδίο ζεύγους αντιρρόπων δυνάμεων και όχι με απλά εντατικά πεδία συμπίεσης ή εφελκυσμού.

Δυστυχώς δεν υπάρχουν αξιοποιημένα και διαθέσιμα στοιχεία για την συμπεριφορά των διαφόρων κατασκευών κατά την διάρκεια των σεισμών.

Η συμπεριφορά των σχηματισμών της στενής περιοχής μελέτης, στις μεταβολές των σεισμικών επιταχύνσεων και στην σεισμική φόρτιση, κρίνεται ικανοποιητική, εκτός από τους ολοκαινικούς σχηματισμούς, οι οποίοι υστερούν σαν έδαφος θεμελίωσης ακόμα και από σεισμολογικής πλευράς. Πρόβλημα επίσης δημιουργείται και στις περιπτώσεις που οι σχηματισμοί της περιοχής διασχίζονται από ρηξιγενείς ζώνες ή είναι έντονα καρστικοποιημένοι.

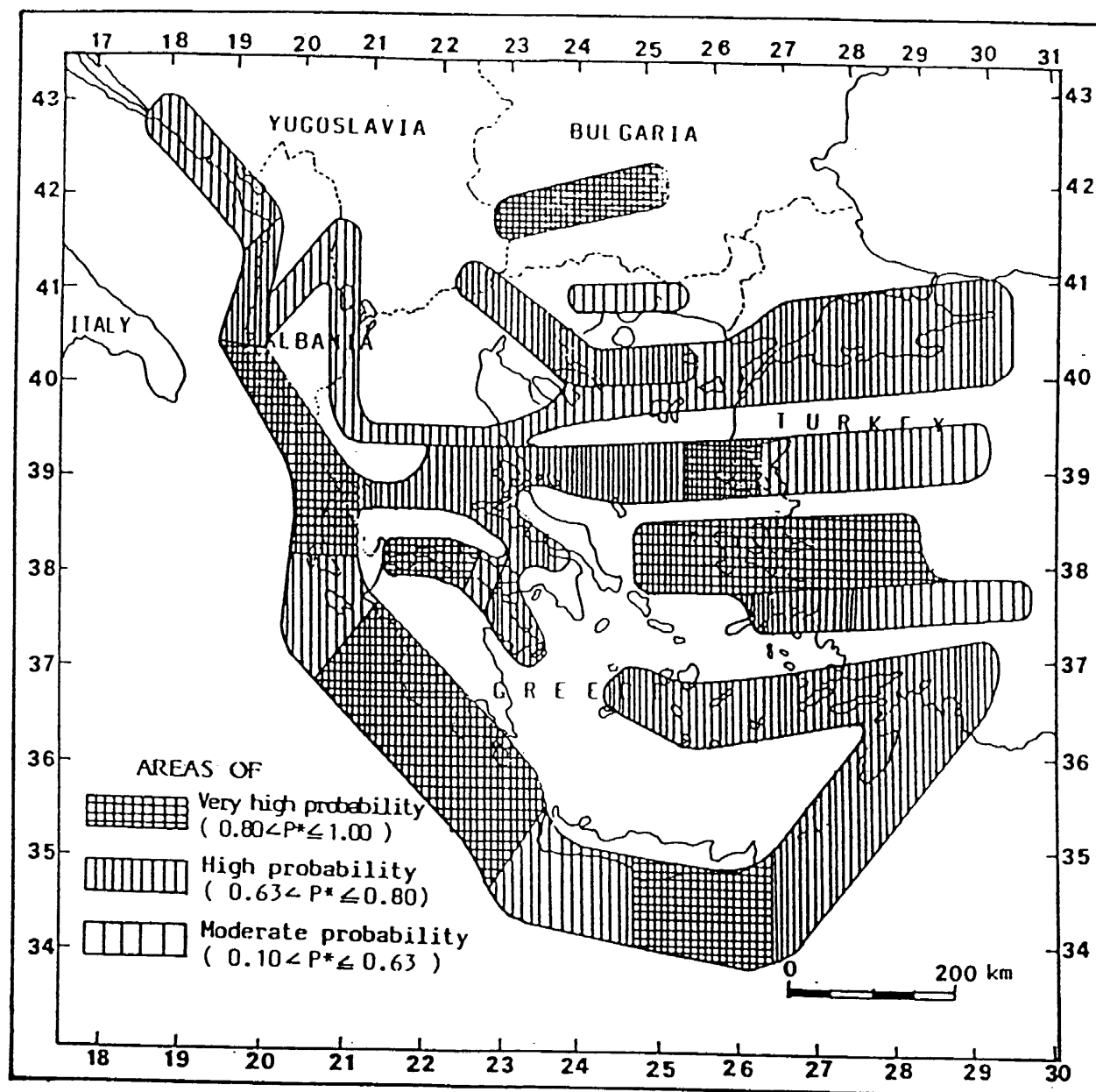
Η διεύθυνση της κατανομής των εντάσεων συμπίπτει με ρηξιγενείς ζώνες ή ρήγματα ενεργά κύριας διεύθυνσης Α-Δ ή ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΒΒΔ-ΝΝΑ.

Η πιθανότητα να συμβεί επιφανειακός σεισμός με μέγεθος $M=6.5$ κατά το χρονικό διάστημα 1986 - 2006 είναι πολύ μεγάλη ($0.80 < P < 1.00$) στον ευρύτερο χώρο της περιοχής μελέτης συμπεριλαμβανομένου και του θαλάσσιου χώρου (Εικ. 4.7).

Οι αναμενόμενες σεισμικές επιταχύνσεις για την περιοχή του χάρτη με πιθανότητα μη υπέρβασης 65% για τα επόμενα 100 χρόνια φαίνονται στην Εικ. 4.8.

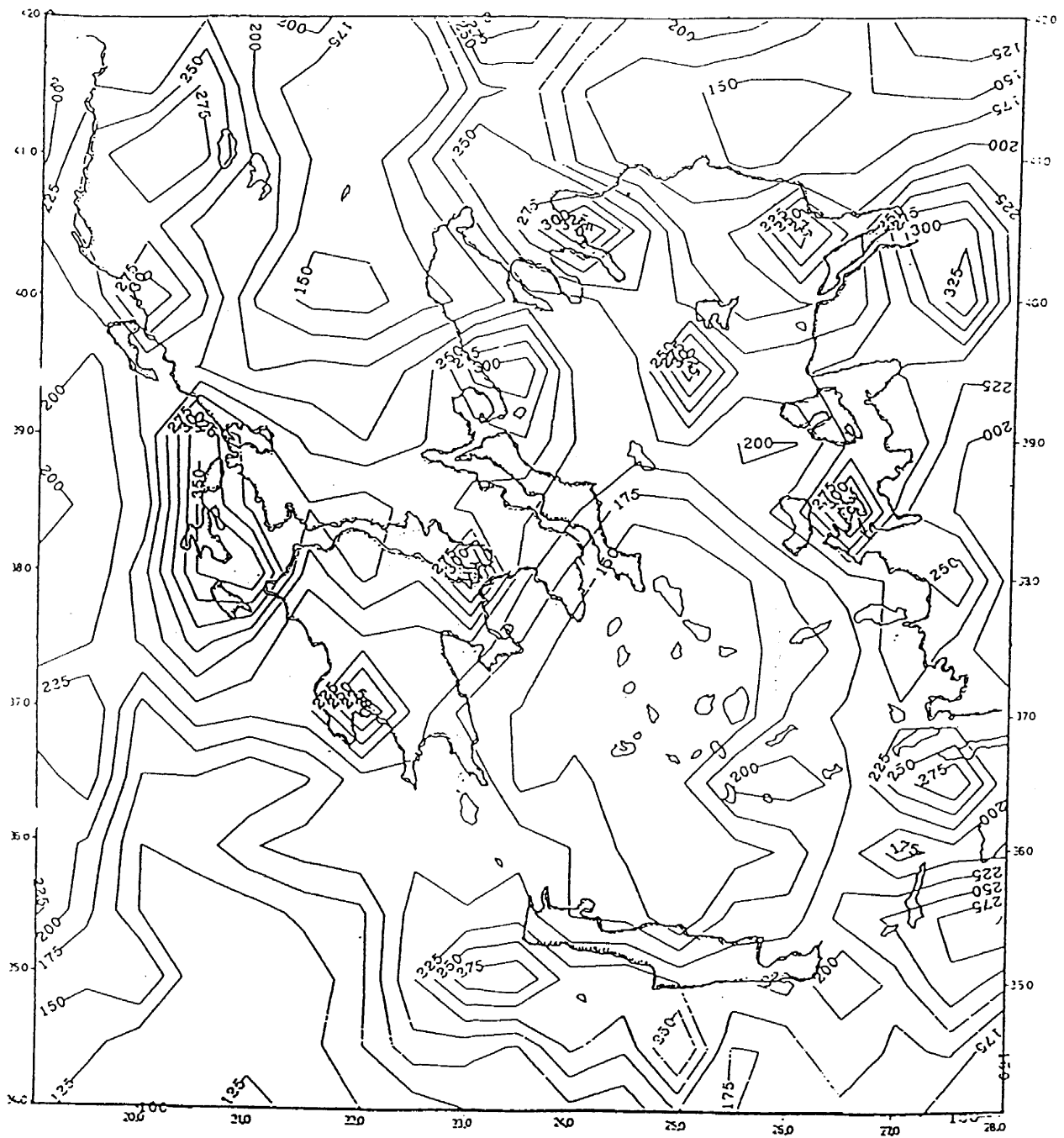
Η αναμενόμενη τιμή μακροσεισμικών εντάσεων και επιταχύνσεων του εδάφους για τα επόμενα 80 χρόνια φαίνεται στην Εικ. 4.9.

Η μέγιστη αναμενόμενη ένταση για διάρκεια 25 έτη με πιθανότητα υπέρβασης 63%, είναι 4.9 (MM). Αντίστοιχα για 50 έτη είναι 5.7 (MM) και για 100 έτη 6.5 (MM), (μέθοδος Mc GUIRE). Με την μέθοδο των ακραίων τιμών είναι 7.1 (MM) για 50 έτη, και με την μέθοδο της μέσης τιμής 8.0 (MM) για 100 έτη. Προτεινόμενη κατηγορία III.



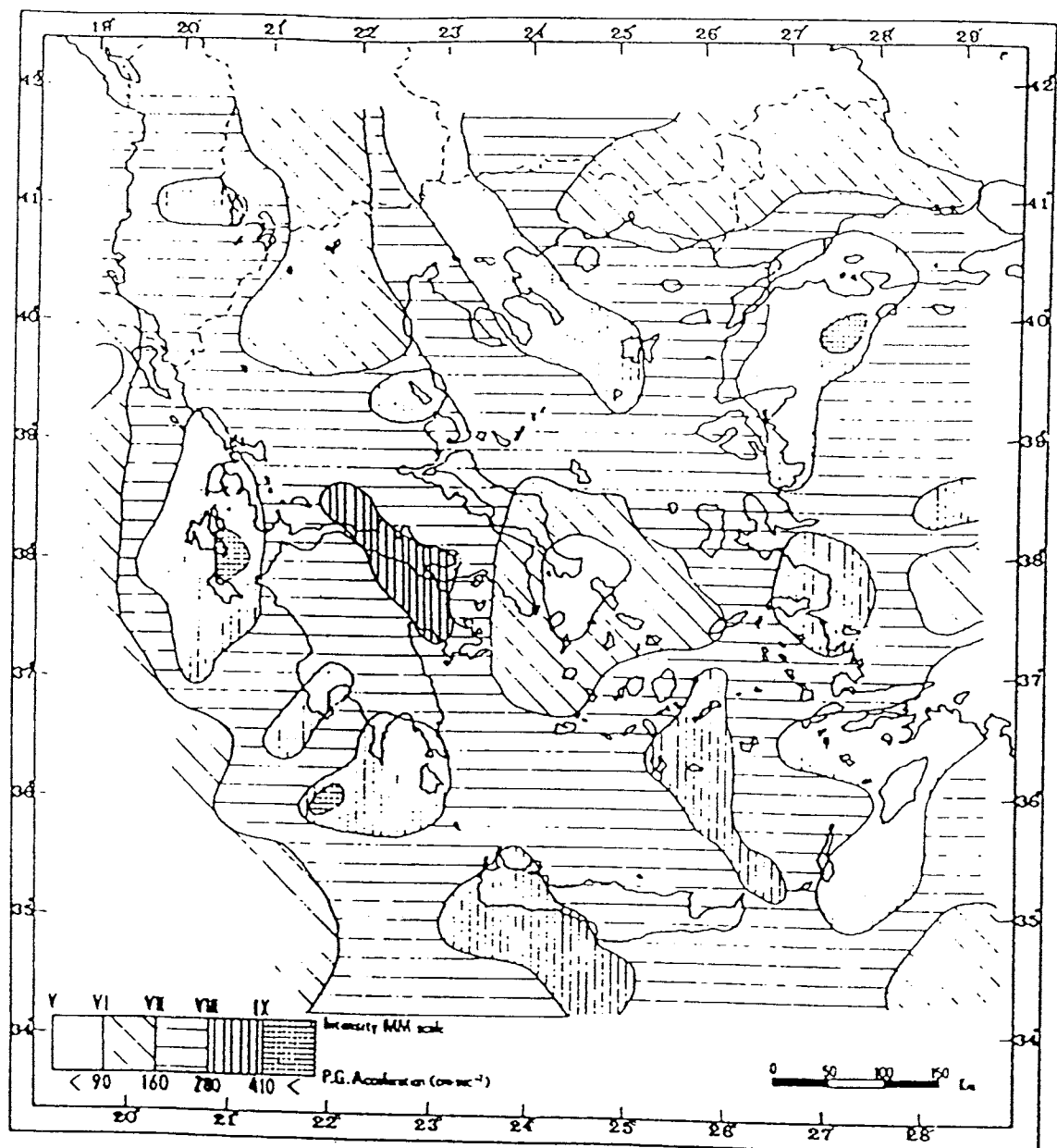
Εικ. 4.7 Χάρτης πιθανολογικής πρόγνωσης επιφανειακών σεισμών με μέγεθος $M > 6.5$ για το χρονικό διάστημα 1986-2006 (ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ et al., 1986)

Fig. 4.7 Iso-probabilistic map for forecasted shallow earthquakes with magnitude $M > 6.5$ for the time period 1986-2006 (after PAPAZHOS et al., 1986).



Εικ. 4.8 Αναμενόμενες επιταχύνσεις με πιθανότητα μη υπέρβασης 63% για τα επόμενα 100 χρόνια (ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ et al., 1986).

Fig. 4.8 Iso-acceleration map for Greece with 63% probability of not exceeding in the next 100 years (ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ et al., 1986).



Εικ. 4.9 Αναμενόμενες μακροσεισμικές εντάσεις και εδαφικές επιταχύνσεις για τα επόμενα 80 χρόνια (ΠΑΠΑΙΩΑΝΝΟΥ, 1986).

Fig. 4.9 Seismic hazard map of Greece depicting the most probable value of macroseismic intensity and peak ground acceleration for a design period of 80 years (PAPAIOANNOU, 1986).

5. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ

5.1. ΓΕΝΙΚΑ

Στο κεφάλαιο αυτό, που είναι και το πιο σημαντικό, γίνεται τεκτονική ανάλυση της παραμόρφωσης της περιοχής μελέτης. Η παραμόρφωση είναι πολύ σύνθετη και μπορεί να διακριθεί σε δύο κύριες φάσεις την αλπική και την μεταλπική ή νεοτεκτονική.

Η μελέτη της παραμόρφωσης κατά τον αλπικό κύκλο, δεν ενδιαφέρει άμεσα, ενδιαφέρει όμως η παραμόρφωση των τεκτονικών δομών του αλπικού κύκλου κατά τη νεοτεκτονική περίοδο. Επίσης ενδιαφέρουν οι αλπικές δομές και κυρίως οι ρηξιγενείς επιφάνειες (αλπικά ρήγματα, επιπτεώσεις, επωθήσεις, αλλά και διακλάσεις) διότι αντιπροσωπεύουν έναν αριθμό επιφανειών ασυνέχειας μέσα στα πετρώματα και ως εκ τούτου παίζουν πολλές φορές καθοριστικό ρόλο στη μηχανική τους συμπεριφορά, που άλλοτε είναι άμεσος και άλλοτε έμμεσος, δεδομένου ότι οι θραυσίγενείς επιφάνειες γενικά ευνοούν την καρστικοποίηση.

Οι νεοτεκτονικές δομές, αντιπροσωπεύονται σχεδόν αποκλειστικά από ρηξιγενείς ζώνες και ρήγματα και λίγες σχετικά διακλάσεις, μας ενδιαφέρουν δε όχι τόσο σαν επιφάνειες ασυνέχειας που μειώνουν την αντοχή του πετρώματος, αλλά σαν επιφάνειες (ρήγματα) που ορισμένες από αυτές έχουν επαναδραστηριοποιηθεί κατά το παρελθόν και που είναι πιθανόν να επαναδραστηριοποιηθούν και στο μέλλον. Αυτός είναι εξάλλου και ο λόγος για τον οποίο παρατηρείται έντονη σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή.

Έτσι, λοιπόν, δόθηκε ιδιαίτερη προσοχή σ' αυτές τις διαρρήξεις (ρήγματα) που μπορούν να χαρακτηριστούν σαν ενεργές. Κατά την αλπική φάση δημιουργήθηκαν οι πτυχές, οι επιπτεώσεις και τα καλύμματα κατά κύριο λόγο, καθώς επίσης και ορισμένα ρήγματα. Τα ρήγματα αυτά παρατηρούνται κύρια στην ενότητα της Πίνδου.

Για τον χαρακτηρισμό των ρηγμάτων ελήφθησαν υπόψη εκτός από τα όσα αναφέρει το υπόμνημα του ΟΑΣΠ και η εμπειρία και τα καινούργια στοιχεία που προέκυψαν από τους σεισμούς της Καλαμάτας το Σεπτέμβριο του 1986. Έτσι τα ρήγματα διακρίνονται σε:

- Ενεργά
- Πιθανά ενεργά
- Ανενεργά

Εκτός από αυτή την ταξινόμηση προτείνεται και άλλη μία, η οποία λαμβάνει υπόψη της το μέγεθος του άλματος και διακρίνει τα ρήγματα σε :

- Κύρια ρήγματα και ρηξιγενείς ζώνες, κυρίως στα περιθώρια των λεκανών με άλμα >100 μέτρων.
- Δευτερεύοντα, μικρότερα ρήγματα με άλμα λίγων δεκάδων μέτρων.

Επιπλέον, λαμβάνοντας υπόψη τις διαρρήξεις που δημιουργήθηκαν σε ορισμένα χωριά (Βλαχόπουλο, Αριστομένης, κ.λ.π.) καταβλήθηκε προσπάθεια σύνδεσης των διαρρήξεων αυτών με επαναδραστηριοποίηση ρηγμάτων που διέρχονται απ' αυτές τις περιοχές. Έτσι αυτά τα ρήγματα χαρακτηρίστηκαν σεισμικά.

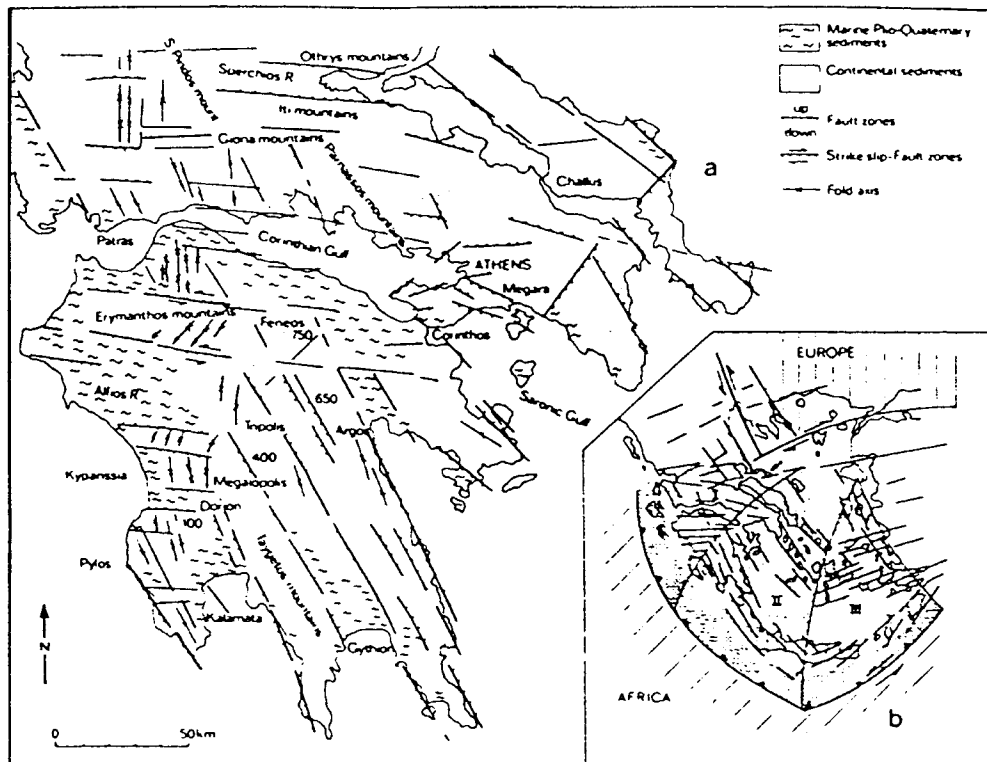
Πρέπει να σημειωθεί ότι όπου υπήρχαν στοιχεία και μπορούσε να υπολογιστεί το άλμα του ρήματος, έχει σημειωθεί στο χάρτη. Τούτο γίνεται κύρια στις μεγάλες περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες. Επίσης, πρέπει να σημειωθεί ότι στο χάρτη απεικονίστηκαν και ρήγματα, τα οποία έχουν διαπιστωθεί με γεωφυσικές μεθόδους.

Τέλος, μελετήθηκαν και οι νεοτεκτονικές μακροπτυχές που παρατηρήθηκαν οι άξονες των οποίων απεικονίστηκαν στον νεοτεκτονικό χάρτη.

5.2. Η ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΧΑΡΤΗ

Η νεοτεκτονική δομή της Πελοποννήσου χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη μεγάλων τεκτονικών βυθισμάτων και κεράτων με διευθύνσεις ΒΒΔ-ΝΝΑ και Α-Δ. Οι νεοτεκτονικές αυτές μακροδομές οριοθετούνται μεταξύ τους με μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες αντίστοιχων διευθύνσεων (Εικ. 5.1).

Στη δυτική και βόρεια Πελοπόννησο κυριαρχούν οι ρηξιγενείς ζώνες με διεύθυνση Α-Δ, ενώ στην κεντρική και ανατολική Πελοπόννησο αυτές με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ. Η περιοχή του νεοτεκτονικού χάρτη φύλλο "ΦΙΛΙΑΤΡΑ" βρίσκεται στη περιοχή διασταύρωσης των διευθύνσεων των ρηξιγενών ζωνών. Η μελέτη αυτών των ρηξιγενών ζωνών σε συνδυασμό με άλλα μορφοτεκτονικά στοιχεία έχει αποδείξει ότι (ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ & ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ 1987) :



Εικ. 5.1 Σχηματικός γεωλογικός χάρτης της Πελοποννήσου στον οποίο φαίνονται: (α) Οι κύριες περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες των νεογενών λεκανών και (β) Η διάταξη των ρηγμάτων στο τόξο του Αιγαίου, το οποίο έχει διακριθεί σε τρεις περιοχές (I, II, III) (από MARIOLAKOS & PAPANIKOLAOU, 1981).

Fig. 5.1 Geological sketch map of Peloponnissos indicating: (a) The main marginal fault zones of the Neogene basins, and (β) The neotectonic fault pattern of the Aegean Arc divided in three parts (I, II, III) (after MARIOLAKOS & PAPANIKOLAOU, 1981).

- Από κινηματική άποψη παρατηρούνται περιστροφές μεγαλύτερων ή μικρότερων ρηξιγενών πολυτεμαχών, με αποτέλεσμα την δημιουργία τεκτονικών διπλόλων.
- Τα ρήγματα συχνά παρουσιάζουν σημαντική οριζόντια συνιστώσα κίνησης (ιδίως αυτά με διεύθυνση Α-Δ), κάτι που σε συνδυασμό με τα προαναφερθέντα φανερώνει την ύπαρξη σύνθετου εντατικού πεδίου (διάτμηση και στρέψη).
- Τα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ είναι αυτά που παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα.

5.3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΜΑΚΡΟΔΟΜΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΧΑΡΤΗ

Όπως προαναφέρθηκε κύριο γνώρισμα της νεοτεκτονικής περιόδου είναι η δημιουργία τεκτονικών βυθισμάτων και κεράτων, δηλαδή δημιουργία μεγάλων ρηξιτεμαχών το καθένα από τα οποία έχει την δική του λογική τουλάχιστον ως προς την κινηματική.

Η νεοτεκτονική δομή της νοτιοδυτικής Πελοποννήσου χαρακτηρίζεται από την παρουσία μεγάλων τεκτονικών βυθισμάτων και κεράτων με διευθύνσεις ΒΒΔ-ΝΝΑ και Α-Δ. Τέτοιες νεοτεκτονικές μακροδομές (1ης τάξης) είναι το **τεκτονικό βύθισμα Καλαμάτας - Κυπαρισσίας**, το **τεκτονικό βύθισμα Βλαχόπουλου**, το **τεκτονικό βύθισμα Φιλιατρών**, το **τεκτονικό κέρασ των ορέων της Κυπαρισσίας**, το **τεκτονικό κέρασ του Τετράζιου όρους**, το **τεκτονικό βύθισμα Νέδα** και το **τεκτονικό κέρασ Μίνθης** (Εικ. 5.2).

Τα όρια των δομών αυτών καθορίζονται από ρηξιγενείς ζώνες με τα εξής γενικά χαρακτηριστικά :

- Οι διευθύνσεις των επιμέρους ρηγμάτων δεν είναι σταθερές σε όλο το μήκος των περιθωρίων.
- Τα ρήγματα δεν είναι συνεχή αλλά διακόπτονται από άλλα ρήγματα που αν και ανήκουν στην ίδια ρηξιγενή ζώνη έχουν άλλη διεύθυνση. Πρόκειται στην ουσία για συζυγή συστήματα ρηγμάτων αφού έχουν δημιουργηθεί κατά την ίδια παραμορφωτική φάση και είναι αποτέλεσμα του ίδιου εντατικού πεδίου.

Γι' αυτούς τους λόγους τα τεκτονικά βυθίσματα δεν έχουν την ίδια διεύθυνση σε όλο το μήκος τους. Η διαπίστωση αυτής της γεωμετρίας, σε συνδυασμό και με άλλες παρατηρήσεις που δεν κρίνεται σκόπιμο να αναφερθούν εδώ, έχει σαν επακόλουθο την αποδοχή μιας διαφορετικής ερμηνείας της κινηματικής και κατ' επέκταση της δυναμικής ερμηνείας της παραμόρφωσης, από εκείνη που έπρεπε να δεχθεί κανείς αν περιοριζόταν στην ανάλυση των επιμέρους ρηγμάτων, που φαινομενικά πρόκειται για κανονικά ρήγματα.

Η κλιμακωτή (*en échelon*) λοιπόν αυτή διάταξη των περιθωριακών ρηγμάτων επιτρέπει να δεχθούμε ότι δεν πρόκειται για απλά κανονικά ρήγματα, αλλά για πλαγιο-κανονικά ρήγματα (*oblique slip normal*), οπότε από άποψη δυναμικής η παραμόρφωση δεν συνδέεται με εντατικό πεδίο αξονικού εφελκυσμού, αλλά με ζεύγος αντιρρόπων δυνάμεων και επομένως τα φαινόμενα στρέψης είναι παρόντα σε όλες τις κλίμακες, όπως αποδεικνύεται και από τη λεπτομερή γεωλογική, γεωμορφολογική και νεοτεκτονική μελέτη (MARIOLAKOS, 1986 και MARIOLAKOS et al., 1989).

Άλλο χαρακτηριστικό της νεοτεκτονικής δομής της περιοχής του χάρτη είναι η ύπαρξη νεοτεκτονικών μακροδομών μικρότερης τάξης (2ης, 3ης, ...). Υπάρχουν δηλαδή μικρότερα τεκτονικά βυθίσματα και κέρατα, τα οποία αναπτύσσονται είτε στο εσωτερικό, είτε στα περιθώρια των μεγαλύτερων δομών και είναι παράλληλα ή εγκάρσια προς αυτές. Όλες αυτές οι μεγαλύτερης τάξης νεοτεκτονικές μακροδομές συνδέονται άμεσα τόσο μεταξύ τους όσο και με τις μικρότερης τάξης μακροδομές από άποψη δυναμική, αφού είναι αποτέλεσμα του ίδιου εντατικού πεδίου. Από κινηματική άποψη όμως διαφέρουν μεταξύ τους και η διαφοροποίηση αυτή παρουσιάζεται είτε από το αρχικό στάδιο της δημιουργίας τους είτε κατά την διάρκεια της εξέλιξής τους (ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ et al., 1987a, 1987b, 1989).

Όπως προαναφέρθηκε κύριο γνώρισμα της νεοτεκτονικής περιόδου είναι η δημιουργία τεκτονικών βυθισμάτων και κεράτων, δηλαδή δημιουργία μεγάλων ρηξιγενών πολυτεμαχών το καθένα από τα οποία έχει τη δική του λογική τουλάχιστον ως προς την κινηματική.

Έτσι, η περιοχή μελέτης μπορεί να διακριθεί στα παρακάτω ρηξιγενή πολυτεμάχια :

- Τεκτονικό βύθισμα Ζαχάρως.
- Τεκτονικό κέρασ ορέων Μίνθης.
- Τεκτονικό βύθισμα Νέδα.
- Τεκτονικό κέρασ Τετράζιου.
- Τεκτονικό βύθισμα Καλού Νερού - Δωρίου - Ανω Μεσσηνίας.
- Μορφοτεκτονική δομή των ορέων Κυπαρισσίας.
- Τεκτονικό βύθισμα Φιλιατρών.
- Τεκτονικό βύθισμα Βλαχόπουλου

Οι νεοτεκτονικές αυτές μακροδομές οριοθετούνται συνήθως με μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες.

Οι ρηξιγενείς αυτές ζώνες έχουν ορισμένα κοινά χαρακτηριστικά που είναι τα ακόλουθα:

- α. Οι διευθύνσεις των επί μέρους ρηγματών δεν είναι σταθερές σε όλο το μήκος της ρηξιγενούς ζώνης.
- β. Τα ρήγματα δεν είναι συνεχή αλλά διακόπτονται από άλλα ρήγματα που αν και ανήκουν στην ίδια ρηξιγενή ζώνη εν τούτοις έχουν άλλη διεύθυνση. Έτσι η ρηξιγενής ζώνη μπορεί να διακριθεί σε επί μέρους τομείς. Μέσα στα όρια κάθε τομέα οι διευθύνσεις των ρηγματών που κυριαρχούν είναι περίπου οι ίδιες. Δηλαδή στην ουσία πρόκειται για συζυγή συστήματα ρηγματών αφού έχουν δημιουργηθεί κατά την ίδια παραμορφωτική φάση και είναι αποτέλεσμα του ίδιου εντατικού πεδίου.

Μέσα στις νεοτεκτονικές μακροδομές, εκτός από τις ρηξιγενείς ζώνες και τα ρήγματα παρατηρούνται και νεοτεκτονικές κάμψεις μεγάλης ακτίνας καμπυλότητας (μακροπτυχές). Τούτο κυρίως παρατηρήθηκε και μελετήθηκε στα τεκτονικά βυθίσματα Φιλιατρών και Νέδα που έχουν πληρωθεί κυρίως από κατω-πλειστοκαινικής ηλικίας θαλάσσια ιζήματα.

5.3.1. ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ ΖΑΧΑΡΩΣ

Το τεκτονικό βύθισμα της Ζαχάρως εμφανίζεται στο βορειοδυτικό τμήμα του χάρτη. Οριοθετείται βόρεια και νότια από μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες μέσης διεύθυνσης Α-Δ. Η

περιθωριακή ρηξιγενής ζώνη που οριοθετεί το νότιο τμήμα του βυθίσματος με το κέρασ των ορέων της Μίνθης δεν εμφανίζεται στο νεοτεκτονικό χάρτη.

Στο νοτιοδυτικό πειθώριο της λεκάνης ο σχηματισμός Νέδα (Κάτω - Μέσο Πλειστόκαινο) φθάνει μέχρι τα 200 μ. απόλυτο υψόμετρο.

5.3.2. ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΕΡΑΣ ΟΡΕΩΝ ΜΙΝΘΗΣ

Τα όρη της Μίνθης καταλαμβάνουν το βόρειο τμήμα του χάρτη. Οριοθετούνται από το τεκτονικό βύθισμα της Ζαχάρως με τη ρηξιγενή ζώνη Μηλιάς - Μίνθης που έχει μέση διεύθυνση Α-Δ και δεν εμφανίζεται στο χάρτη. Μόνο ο "απόηχος" της δράσης της ρηξιγενούς ζώνης γίνεται αντιληπτός από την βύθιση των αξόνων των πτυχών της Πίνδου προς βορρά λόγω πάρελξης κοντά στη ρηξιγενή ζώνη, ενώ στον υπόλοιπο χώρο οι άξονες είτε είναι οριζόντιοι είτε βυθίζονται προς νότο. Νότια οριοθετείται από το τεκτονικό βύθισμα της Νέδα με τη ρηξιγενή ζώνη Λέπρεου - Ν. Φιγάλειας (Εικ. 5.2).

Τα ρήγματα που παρατηρούνται μέσα στο κέρασ έχουν χαρακτηριστεί ανενεργά μιας και τα περισσότερα σταματούν σε επιφάνειες εφίππευσεων.

Τα ρήγματα που βρίσκονται στο δυτικό περιθώριο του κέρατος, τα οποία κόβουν εκτός από αλπικούς και μεταλπικούς σχηματισμούς (σχηματισμός Νέδα), έχουν χαρακτηριστεί ενεργά ή πιθανώς ενεργά.

Η μέση διεύθυνση των λεπίων στο εν λόγω κέρασ είναι ΒΑ-ΝΔ. Στα δυτικά περιθώρια του κέρατος λόγω του έντονου ρηγματογόνου τεκτονισμού δεν παρουσιάζεται αυτή η γεωμετρία.

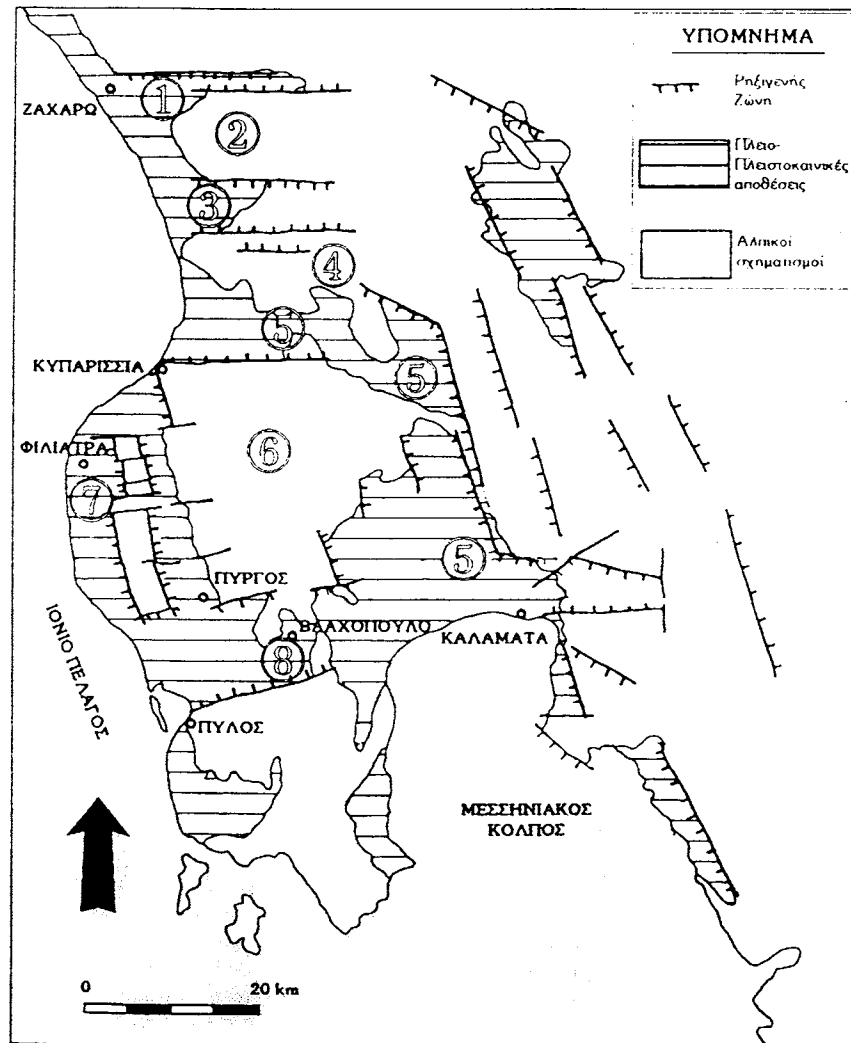
Στο δυτικό περιθώριο του κέρατος παρουσιάζονται τα μεταλπικά ιζήματα (σχηματισμός Νέδα) από τα 200 μ. στα βόρεια μέχρι τα 400 μ. νότια, στη περιοχή Λέπρεου. Τούτο, σε συνδυασμό και με το ότι οι κλίσεις των στρωμάτων του σχηματισμού Νέδα δυτικά της Μίνθης είναι σταθερά προς βορρά, δείχνει ότι το κέρασ από το Μέσο Πλειστόκαινο και μετά πρέπει να περιστρέφεται προς βορρά γύρω από ένα οριζόντιο άξονα με διεύθυνση περίπου Α-Δ.

5.3.3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ ΝΕΔΑ

Το τεκτονικό βύθισμα της Νέδα βρίσκεται μεταξύ των τεκτονικών κεράτων των ορέων της Μίνθης στα βόρεια και του Τετράζιου στα νότια (Εικ. 5.2).

Το βόρειο και το νότιο περιθώριο του βυθίσματος το αποτελούν δύο σχεδόν παράλληλες ρηξιγενείς ζώνες που έχουν διεύθυνση Α-Δ. Βόρεια είναι η ρηξιγενής ζώνη Λέπρεου - Ν. Φιγάλειας, νότια δε η ρηξιγενής ζώνη της Νέδα.

Η ρηξιγενής ζώνη Λέπρεου - Ν. Φιγάλειας αποτελείται από ρήγματα των οποίων οι διευθύνσεις είναι ΒΑ-ΝΔ και Α-Δ με κυριαρχούσα διεύθυνση την Α-Δ. Το άλμα στη ρηξιγενή ζώνη δεν είναι σταθερό αλλά στα ανατολικά της Ν. Φιγάλειας είναι μικρό, σχεδόν μηδενικό, και προς τα δυτικά αυξάνει λαμβάνοντας τη μεγαλύτερη τιμή δυτικά του Λέπρεου. Αυτό πιστοποιείται εκτός από τη μορφολογία και από την γεωλογία. Έτσι στη Ν. Φιγάλεια ο σχηματισμός Νέδα παρουσιάζεται σαν παράκτιας φάσης με κροκαλοπαγή, προς τη Φασκομηλιά σαν λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις και δυτικά του Λέπρεου με θαλάσσιες αποθέσεις μικρού βάθους. Καθρέφτες ρηγμάτων της ρηξιγενούς ζώνης δεν



Εικ. 5.2 Οι 1ης τάξης νεοτεκτονικές μακροδομές της ΝΔ Πελοποννήσου. 1: Τεκτονικό βύθισμα Ζαχάρως, 2: Τεκτονικό κέρας Μίνθης, 3: Τεκτονικό βύθισμα Νέδα, 4: Τεκτονικό κέρας Τετράζιου, 5: Τεκτονικό βύθισμα Καλαμάτας - Κυπαρισσίας, 6: Μορφοτεκτονική δομή ορέων Κυπαρισσίας, 7: Τεκτονικό βύθισμα Φιλιατρών, 8: Τεκτονικό βύθισμα Βλαχόπουλου.

Fig. 5.2 The 1st order neotectonic macrostructures of SW Peloponnissos. 1: Zaharo tectonic graben, 2: Minthi tectonic horst, 3: Neda tectonic graben, 4: Tetrazion tectonic horst, 5: Kalamata - Kyparissia tectonic graben, 6: Morphotectonic structure of Kyparissia Mts, 7: Filiatra tectonic graben, 8: Vlahopoulos tectonic graben.

εμφανίζονται πολλοί, όπου όμως εμφανίζονται έχουν πολύ μικρή κλίση (40° - 45° / 180°). Στην επιφάνεια του ρήγματος υπάρχει μονόμικτο τεκτονικό λατυπποπαγές, πάνω στο οποίο μπορεί να παρατηρήσει κανείς γραμμές προστριβής. Πάνω από αυτό υπάρχει πολύμικτο σχετικά πιο χαλαρό λατυπποπαγές με στοιχεία από το σχηματισμό Νέδα.

Η ρηξιγενής ζώνη Λέπρεου - Ν. Φιγάλειας μπορεί να χαρακτηριστεί ενεργή τουλάχιστον στο κομμάτι που φέρνει σε επαφή τους σχηματισμούς της Πίνδου με τον σχηματισμό Νέδα και τούτο διότι :

- α. Τα μεταλπικά ιζήματα (σχηματισμός Νέδα) έχουν Κάτω - Μέσο-πλειστοκαινική ηλικία.
- β. Πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος παρατηρείται πολύμικτος μυλωνίτης που περιέχει και στοιχεία από το σχηματισμό Νέδα.
- γ. Σε λίγες όμως χαρακτηριστικές θέσεις πάνω από το σχηματισμό Νέδα υπάρχουν κορήματα.
- δ. Παρουσιάζεται έντονη κατά βάθος διάβρωση στο ρέμμα Κορακοφωλιά, τόσο στους αλπικούς σχηματισμούς όσο και στο σχηματισμό Νέδα στην περιοχή κοντά στη ρηξιγενή ζώνη.

Η ρηξιγενής ζώνη της Νέδα έχει κι αυτή διεύθυνση Α-Δ και είναι αυτή που έχει ουσιαστικά διαμορφώσει την κοίτη του ποταμού Νέδα. Οι διευθύνσεις των ρηγμάτων είναι ΒΒΑ-ΝΝΔ και Α-Δ με κυριαρχούσα διεύθυνση την Α-Δ.

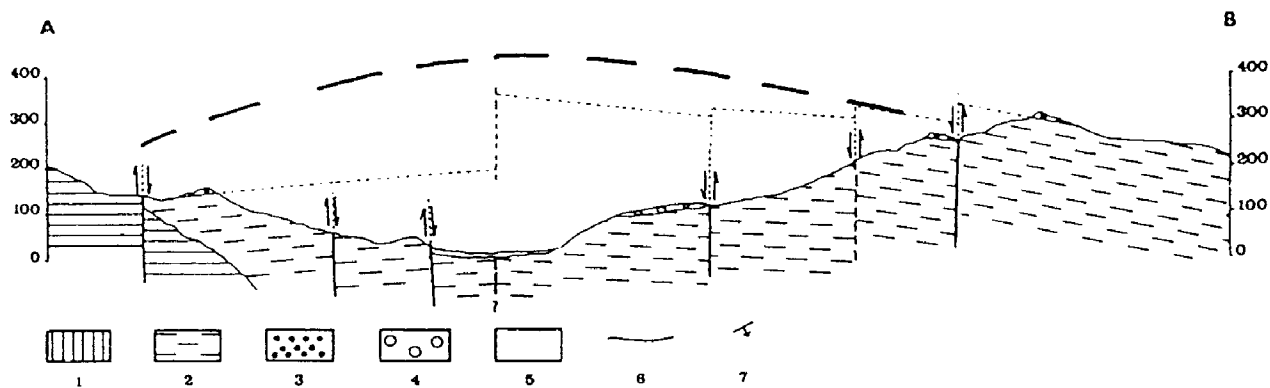
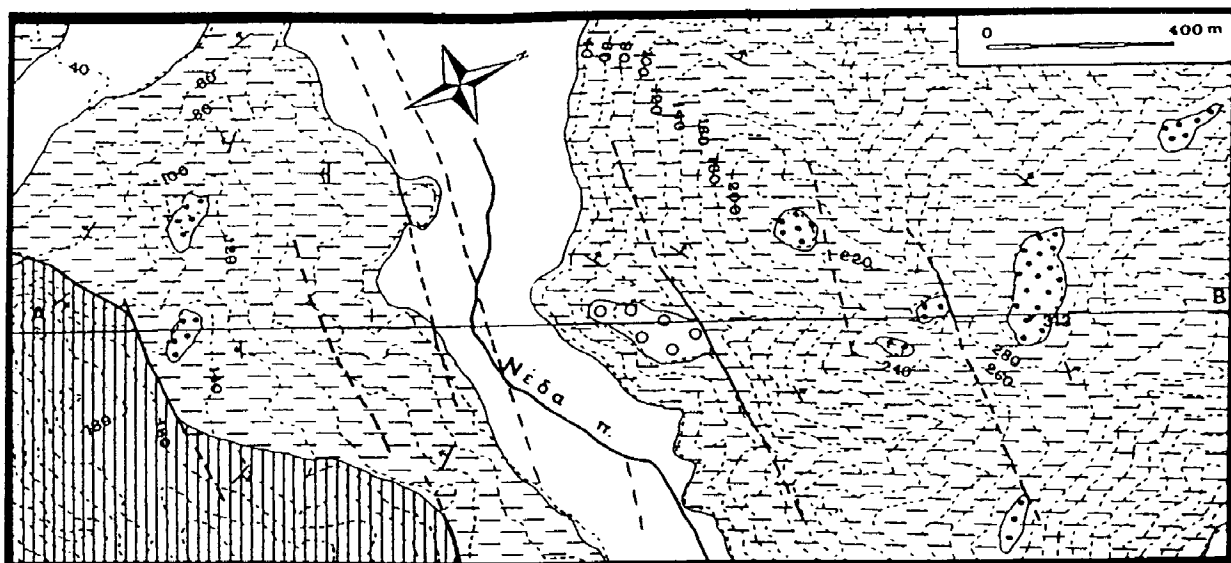
Πρέπει να σημειωθεί ότι ενώ η ρηξιγενής ζώνη παρουσιάζει σημαντικό άλμα, το οποίο διαπιστώνεται τόσο από τη μορφολογία του αναγλύφου όσο και από τη γεωλογία, δεν παρατηρείται κάποιο ρήγμα με μεγάλο άλμα αλλά πολλά ρήγματα με μικρό άλμα, τα οποία λειτουργούν αθροιστικά. Σ' αυτά τα ρήγματα έχουν παρατηρηθεί γραμμές προστριβής οι οποίες δείχνουν ότι υπάρχει σημαντική οριζόντια συνιστώσα στη μετακίνηση. Σήμερα η ρηξιγενής ζώνη είναι "θαμένη" κάτω από την κοίτη της Νέδα, τούτο διαπιστώνεται από τα εξής (Εικ. 5.3) (ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, 1994):

Δυτικά του χωριού Καρυές και ως την Ελαία εμφανίζεται ο σχηματισμός Νέδα ο οποίος φθάνει μέχρι τα 100 μ. απόλυτο υψόμετρο. Βόρεια της σημερινής κοίτης ο ίδιος σχηματισμός εμφανίζεται στα 300 μ. (Πρασιδάκι). Τούτο σημαίνει ότι το άλμα είναι περίπου 200 μ. Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι μέσα στη νεοτεκτονική περίοδο έχει αλλάξει η κινηματική στην εν λόγω ρηξιγενή ζώνη. Έτσι, ενώ αρχικά κατέβαινε το βόρειο τέμαχος και ανέβαινε το νότιο, μετά την απόθεση του σχηματισμού Νέδα το βόρειο τέμαχος ανεβαίνει με μεγαλύτερη ταχύτητα από το νοτιο. Το γεγονός αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το πλέον κινητικό τέμαχος είναι το τεκτονικό βύθισμα της Νέδα.

Γι' αυτούς, λοιπόν, τους λόγους το τέμαχος στο οποίο έχει παρατηρηθεί η αναστροφή της κίνησης χαρακτηρίζεται ενεργό, ενώ η συνέχειά του στο αλπικό χαρακτηρίζεται σαν πιθανώς ενεργό αφού και τα μόνα χαρακτηριστικά που παρουσιάζει είναι :

- η έντονη κατά βάθος διάβρωση σε ορισμένες θέσεις και
- η ύπαρξη κορημάτων κατά θέσεις.

Τέλος, παρατηρούνται αρκετά ρήγματα μέσα στα μεταλπικά ιζήματα του τεκτονικού βυθίσματος τα οποία όμως έχουν ένα κοινό χαρακτηριστικό και συγκεκριμένα μικρό άλμα.



Εικ. 5.3 Λεπτομερής γεωλογικός χάρτης τμήματος του τεκτονικού βυθίσματος Νέδα 1: Ενότητα Πίνδου, 2: Εναλλαγές ψαμμιτών - μαργών, 3: Πολύμικτα κροκαλοπαγή, 4: Μονόμικτα κροκαλοπαγή (αναβαθμιδα), 5: Αλλούβια, 6: Ρήγμα, 7: Παράταξη και κλίση στρωμάτων.

Fig. 5.3 Detail geological map of a part of Neda graben. 1: Pindos unit, 2: Alternations of marls - sandstones, 3: Polymictic conglomerates, 4: Oligomictic conglomerates, 5: Alluvial deposits, 6: Fault, 7: Strike and dip of strata. (After FOUNTOULIS, 1994).

Τα ρήγματα αυτά ομαδοποιούνται σε δύο διευθύνσεις, την Α-Δ και την ΒΒΔ-ΝΝΑ, από τις οποίες η δεύτερη είναι νεώτερη. Τα ρήγματα αυτά έχουν χαρακτηριστεί ενεργά.

5.3.4. ΤΟ ΚΕΡΑΣ ΤΟΥ ΤΕΤΡΑΖΙΟΥ

Το κέρασ του Τετράζιου οριοθετείται βόρεια με τη ρηξιγενή ζώνη του ποταμού Νέδα από το ομώνυμο βύθισμα. Στα νότια του έχει το βύθισμα Κ. Νερού - Δωρίου - Α. Μεσσηνίας.

Το ίδιο το κέρασ χωρίζεται σε δύο επί μέρους ρηξιγενή πολυτεμάχη από την ρηξιγενή ζώνη Αγαλιανής - Βανάδας - Χαλκιά. Το ένα είναι το ρηξιγενές πολυτέμαχος της Αυλώνας και το άλλο το ρηξιγενές πολυτέμαχος του Σιδηροκάστρου.

Εδώ οι διευθύνσεις των λεπίων έχουν αλλάξει και είναι Β-Ν. Τα ρήγματα που υπάρχουν μέσα στο κέρασ έχουν χαρακτηριστεί ανενεργά.

Η ρηξιγενής ζώνη Αγαλιανής - Βανάδας - Χαλκιά έχει διεύθυνση Α-Δ στο μεγαλύτερο μήκος της και χαρακτηρίζεται σαν ενεργή στην περιοχή της Αγαλιανής ενώ το υπόλοιπο κομμάτι χαρακτηρίζεται σαν πιθανά ενεργή.

5.3.5. ΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ Κ. ΝΕΡΟΥ - ΔΩΡΙΟΥ - Α. ΜΕΣΣΗΝΙΑΣ

Το τεκτονικό βύθισμα Κ. Νερού - Δωρίου - Α. Μεσσηνίας αποτελεί τμήμα ενός μεγαλύτερου τεκτονικού βυθίσματος και συγκεκριμένα του **τεκτονικού βυθίσματος Καλαμάτας - Κυπαρισσίας (Εικ. 5.2)**.

Το εν λόγω τεκτονικό βύθισμα αποτελείται από τρεις επί μέρους μικρότερες λεκάνες ήτοι του Κ. Νερού, του Δωρίου και της Α. Μεσσηνίας (**Εικ. 2.1**).

Η λεκάνη της Ανω Μεσσηνίας παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον διότι είναι η περιοχή όπου συναντώνται οι ρηξιγενείς ζώνες των δύο κύριων διευθύνσεων. Έτσι το ανατολικό περιθώριό της καθορίζεται από τη μεγάλη ρηξιγενή ζώνη Καλαμάτας - Κατσαρού που έχει μέση διεύθυνση Β-Ν περίπου και που είναι ενεργή, ενώ το βόρειο περιθώριό της καθορίζεται από την ρηξιγενή ζώνη Κ. Μέλπειας - Δεσύλλα που έχει μέση διεύθυνση ΒΒΔ-ΑΝΑ. Από τις άλλες πλευρές τα περιθώρια της λεκάνης δεν είναι τεκτονικά.

Στην λεκάνη Κ. Νερού αντίθετα, τα νότια περιθώρια καθορίζονται από τη μεγάλη ρηξιγενή ζώνη Κυπαρισσίας - Αετού, ενώ από τις άλλες πλευρές, τα περιθώρια της λεκάνης αποτελούν παλαιές επιφάνειες διάβρωσης.

Και ενώ τα περιθώρια των δύο λεκανών κατά τη μία πλευρά τους καθορίζονται από ρηξιγενείς ζώνες, η μεταξύ τους παρεμβλλόμενη μικρή λεκάνη του Δωρίου, δεν ελέγχεται από ρήγματα. Πρόκειται στην ουσία για μία καθαρά διαβρωσιγενή - αποσαθρωσιγενή λεκάνη, στην οποία ο ρηγματογόνος τεκτονισμός μόνο έμμεσα έχει παίξει κάποιο ρόλο.

Η ρηξιγενής ζώνη Κάτω Μέλπειας - Δεσύλλα έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και παρουσιάζει τα παρακάτω χαρακτηριστικά :

- Το άλμα της δεν είναι σταθερό σε όλο το μήκος αλλά μεταβάλλεται. Έτσι από το Χαλκιά προς το Δεσύλλα αυξάνει.

- Εγκάρσια στη ρηξιγενή ζώνη παρουσιάζεται έντονη κατά βάθος διάβρωση, στο μέτωπο δε δημιουργούνται κώνοι κορημάτων.
- Σε όλο το μήκος της ρηξιγενούς ζώνης τα πετρώματα είναι κατακερματισμένα.

Έτσι, λοιπόν, η ρηξιγενής ζώνη χαρακτηρίζεται ως ενεργή. Εξάλλου νοτιότερα, από παλαιότερες γεωφυσικές έρευνες έχει εντοπιστεί ένα ρήγμα διεύθυνσης Α-Δ που διασχίζει το κεντρικό τμήμα της λεκάνης, έχει δε κι αυτό μεταβαλλόμενο άλμα κατά τη φορά που έχει και η ρηξιγενής ζώνη της Κ. Μέλπειας - Δεσύλλα, το οποίο θεωρείται και αυτό ενεργό παρά το γεγονός ότι δεν είναι εμφανές στην επιφάνεια.

Η ρηξιγενής ζώνη Κυπαρισσίας - Αετού έχει σταθερά μέση διεύθυνση Α-Δ. Σε αρκετές θέσεις στα ρήγματα που ανήκουν σ' αυτή τη ρηξιγενή ζώνη παρουσιάζεται ένα μονόμικτο συμπαγές τεκτονικό λατυποπαγές, το οποίο βαθμιαία εξελίσσεται προς το εσωτερικό της λεκάνης σε πολύμικτο συμπαγές κροκαλοπαγές. Το άλμα της ρηξιγενούς ζώνης δεν είναι σταθερό αλλά μεταβάλλεται. Έτσι στην περιοχή Αετού το άλμα είναι μικρό ενώ πηγαίνοντας προς τα δυτικά αυξάνει. Κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης δεν είναι εύκολο να παρατηρήσει κανείς επιφάνειες ρηγμάτων, παρά μόνο τα μονόμικτα τεκτονικά λατυποπαγή. Επίσης, πρέπει να σημειωθεί ότι κορήματα ή κώνοι κορημάτων δεν εμφανίζονται κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης. Μ' αυτή την έννοια η ρηξιγενής ζώνη χαρακτηρίζεται ως πιθανά ενεργή.

Η κοίτη του ποταμού Περιστερά (συνέχεια του Σελλά) έχει καθοριστεί από ρήγμα διεύθυνσης Α-Δ και είναι αυτό που έχει αλλάξει τη ροή του Σελλά από Ν-Β σε Α-Δ. Μάλιστα στην έξοδο του ποταμού στη θάλασσα (θέση Μπούκα), ακριβώς δίπλα στην κοίτη εμφανίζεται μονόμικτο τεκτονικό λατυποπαγές το οποίο νότια εξελίσσεται σε πολύμικτο κροκαλοπαγές, πάνω στο οποίο έχουν αποτεθεί ασύμφωνα ασβεστίτικοί ψαμμίτες του σχηματισμού Φιλιατρών. Έτσι το ρήγμα αυτό χαρακτηρίστηκε ενεργό.

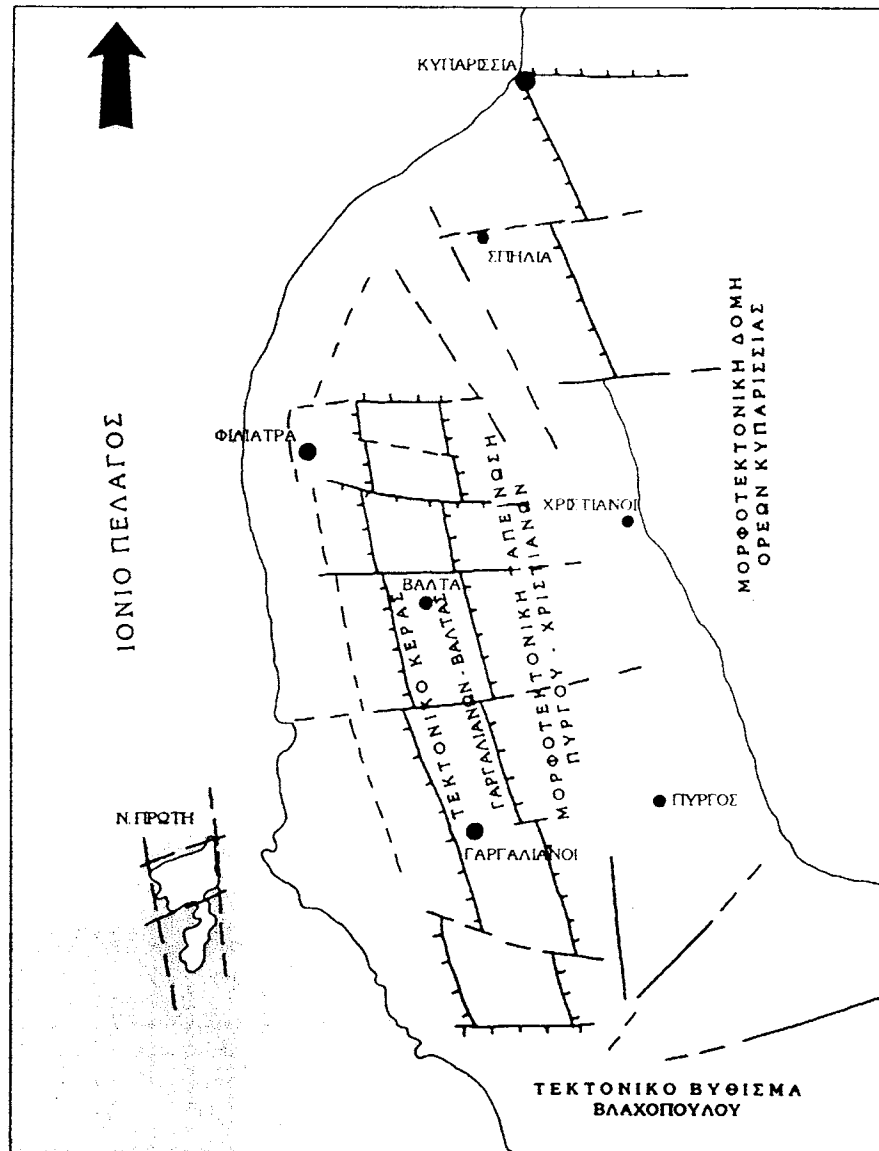
Μικρότερα ρήγματα υπάρχουν μέσα στη λεκάνη τα οποία έχουν δημιουργήσει αρκετά προβλήματα κύρια στο χωριό Μύρο.

5.3.6. ΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ ΦΙΛΙΑΤΡΩΝ

Το τεκτονικό βύθισμα Φιλιατρών αποτελεί μία 1ης τάξης νεοτεκτονική μακροδομή, κεντρική περιοχή του οποίου βρίσκεται δυτικά των σημερινών ακτών της περιοχής δηλαδή στη θάλασσα. Το ανατολικό περιθώριο καθορίζεται από ρηξιγενείς ζώνες με κλιμακωτή διάταξη, διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ. Επομένως η περιοχή που βρίσκεται βόρεια της Πύλου, νότια της Κυπαρισσίας και δυτικά των ορέων της Κυπαρισσίας αποτελεί το ανατολικό περιθώριο του μεγάλου τεκτονικού βυθίσματος Φιλιατρών, του οποίου ο άξονας και τα δυτικά περιθώριά του δεν φαίνονται γιατί βρίσκονται κάτω από την θάλασσα (Ιόνιο πέλαγος).

Μερικές από τις 2ης και 3ης τάξης νεοτεκτονικές μακροδομές που αναπτύσσονται μέσα στο τεκτονικό βύθισμα Φιλιατρών είναι το τεκτονικό βύθισμα Μαραθόπολης - Αγίας Κυριακής, το τεκτονικό κέρας Γαργαλιάνων - Βάλτας (ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης), την μορφοτεκτονική ταπείνωση Πύργου - Χριστιάνων και το τεκτονικό βύθισμα Χαλαζωνίου - Σπηλιάς (Εικ. 5.4).

Η ρηξιγενής ζώνη ανατολικά των Φιλιατρών αντιπροσωπεύει το δυτικό περιθώριο του τεκτονικού κέρατος Γαργαλιάνων - Προφ. Ηλία, η οποία έχει γενική διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ και στην ουσία αποτελείται από πολλά ρήγματα σε *en echelon* διάταξη. Δημιουργεί την



Εικ. 5.4 Οι 2ης τάξης νεοτεκτονικές μακροδομές στο βύθισμα Φιλιατρών.
 Fig. 5.4 The 2nd order neotectonic macrostructures of the Filiatra tectonic graben.

μεγαλύτερη μορφολογική ανωμαλία στο βύθισμα Φιλιατρών και σε ένα μεγάλο τμήμα της καλύπτεται από διαδοχικές γενεές τεκτονικών λατυποπαγών και κορημάτων, γεγονός που αποδεικνύει ότι η ζώνη αυτή πρέπει να έχει επαναδραστηριοποιηθεί αρκετές φορές.

Στους μεταλπικούς σχηματισμούς δύσκολα να διακρίνονται κατοπτρικές επιφάνειες. Σε ορισμένες θέσεις όμως, εκτός από τη μορφολογική ανωμαλία, είναι δυνατόν να διαπιστωθούν κατά θέσεις και ορισμένες ζώνες χαλάρωσης ή ακόμα και κατακερματισμού των πετρωμάτων.

Το ανατολικό περιθώριο του τεκτονικού κέρατος Γαργαλιάνων - Προφ. Ηλία δεν είναι τόσο εντυπωσιακό όπως το δυτικό, αλλά και εδώ πρόκειται για μία ρηξιγενή ζώνη με παρόμοια χαρακτηριστικά με την προηγούμενη.

Εκτός όμως από τις μεγάλες περιθωριακές ρηξιγενείς ζώνες του τεκτονικού κέρατος Γαργαλιάνων - Βάλτας, υπάρχουν και ορισμένες εγκάρσιες προς αυτές με γενική διεύθυνση Α-Δ που διασχίζουν το τεκτονικό βύθισμα Μαραθόπολης - Αγ. Κυριακής, το τεκτονικό κέρατος Γαργαλιάνων - Βάλτας και την μορφοτεκτονική ταπείνωση Πύργου - Χριστιάνων.

Οι ρηξιγενείς αυτές ζώνες χαρακτηρίζονται από σχετικά έντονες μορφολογικές ανωμαλίες, οι οποίες φαίνονται τόσο στους μεταλπικούς (Κάτω Πλειστόκαινο) όσο και στους αλπικούς σχηματισμούς. Κατά μήκος των ζωνών αυτών είναι δυνατόν να ευρεθούν κατά θέσεις τεκτονικά λατυποπαγή, ή ακόμη κατακερματισμένα πετρώματα, ενώ σπανιότερα παρατηρούνται και κατοπτρικές επιφάνειες, όταν τα ρήγματα διασχίζουν ανθρακικούς σχηματισμούς. Άλλο χαρακτηριστικό των ρηξιγενών ζωνών διεύθυνσης Α-Δ, είναι ότι όλες τέμνουν και μετατοπίζουν τις μεγάλες παράλληλες ρηξιγενείς ζώνες διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ.

Στο νότιο τμήμα αλλά και στον ορεινό όγκο των κροκαλοπαγών της Μεσσηνίας και των ορέων της Κυπαρισσίας, επικρατούν τα ρήγματα ΒΑ-ΝΔ και ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης. Στις επιφάνειες αυτών των ρηγμάτων παρατηρούνται γραμμές προστριβής από τις οποίες φαίνεται ότι τα ρήγματα είναι πλαγιο-κανονικά (oblique-slip normal) ή πλαγιο-ανάστροφα (oblique-slip reverse).

5.3.7. ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ ΒΛΑΧΟΠΟΥΛΟΥ

Το τεκτονικό βύθισμα Βλαχόπουλου εμφανίζεται στο νότιο τμήμα του χάρτη. Νότια οριοθετείται από ρηξιγενή ζώνη διεύθυνσης Α-Δ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ, η οποία είναι εμφανής κυρίως στην ευρύτερη περιοχή της Πύλου, η οποία είναι εκτός χάρτη.

5.4. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΠΤΥΧΕΣ

5.4.1. ΓΕΝΙΚΑ

Είναι γνωστό, ότι μέχρι σήμερα δεν έχουν εντοπισθεί και περιγραφεί, πολύ δε περισσότερο δεν έχουν μελετηθεί, πτυχές στις μεταλπικές αποθέσεις της Δυτικής Πελοποννήσου. Οι μόνες αναφορές για την εμφάνιση πτυχών σε αποθέσεις νεώτερες της ανωμειοκαινικής ηλικίας αφορούν τα Ιόνια νησιά και σχετίζονται στην πλειονότητά τους με διαπειρικά φαινόμενα (UNDERHILL, 1985, 1988).

Στη Δυτική Πελοπόννησο οι ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ & ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ 1990 μελετώντας τη

νεοτεκτονική παραμόρφωση του ευρύτερου χώρου των Φιλιατρών, περιγράφουν και μελετούν μία νεοτεκτονική μακροπτυχή στα κατωπλειστοκαινικής ηλικίας θαλάσσια ιζήματα της περιοχής.

Στην περιοχή μελέτης, πτυχές εντοπίστηκαν στα τεκτονικά βυθίσματα Νέδα και Καλού Νερού - Κυπαρισσίας (ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, 1994) καθώς και στον ευρύτερο χώρο των Φιλιατρών, σε μεταλπικούς σχηματισμούς διαφορετικής ηλικίας, σε διαφορετικές όμως κλίμακες παρατήρησης.

Οι πτυχές που επικρατούν, είναι αυτές που έχουν διεύθυνση άξονα WSW-ENE έως SW-NE, παρουσιάζουν δε το ένα τους σκέλος (το βορειοδυτικό) πιο ανεπτυγμένο από το άλλο.

Γενικά, οι νεοτεκτονικές αυτές πτυχές απαντώνται σε διάφορες κλίμακες, με διάφορους τύπους συμμετρίας και μία κύρια διεύθυνση την προαναφερθείσα. Σημαντικό ρόλο στη δημιουργία αλλά και το είδος των πτυχών έπαιξε η λιθολογική σύσταση, η οποία αλλάζει σε πολύ μικρά διαστήματα, με αποτέλεσμα να έχουμε εναλλαγές μαλακών και σκληρών πετρωμάτων. Στο Νεοτεκτονικό Χάρτη έχουν σημειωθεί οι θέσεις των αξόνων των μακροπτυχών.

Ακολούθως, θα γίνει περιγραφή των πτυχών σε κάθε τεκτονικό βύθισμα ξεχωριστά.

5.4.3. ΟΙ ΠΤΥΧΕΣ ΣΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ ΝΕΔΑ

Στις μεταλπικές αποθέσεις του τεκτονικού βυθίσματος Νέδα δεν παρατηρήθηκαν πτυχές μεσοσκοπικής κλίμακας, όπως στο τεκτονικό βύθισμα Ζαχάρως. Τούτο μπορεί να οφείλεται κύρια σε δύο λόγους:

- στην ηλικία του σχηματισμού Νέδα (Κατώτερο και Μέσο Πλειστόκαινο)
- στη θέση που βρίσκεται το τεκτονικό βύθισμα Νέδα μέσα στη νεοτεκτονική μεγαδομή 1ης τάξης (σύνθετο τεκτονικό βύθισμα Μεγαλόπλης - Λύκαιου - Μίνθης - Τετράζιου «ΜΕΛΥΜΙΤΕ», ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, 1994)

Όπως προαναφέρθηκε στο κεφάλαιο της γεωλογίας, το τεκτονικό βύθισμα Νέδα έχει πληρωθεί από ιζήματα (κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, ψαμμούχες μάργες) κυρίως θαλάσσιας φάσης, η ηλικία των οποίων είναι τουλάχιστον Κατώτερο και Μέσο Πλειστόκαινο. Επομένως η παραμόρφωσή τους έχει συντελεσθεί τόσο κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης όπως φαίνεται από τα συνιζηματογενή ρήγματα, όσο και μετά το τέλος απόθεσης του σχηματισμού Νέδα τα τελευταία 0.27 Ma. Ετσι, ο συνδυασμός της λιθολογίας με το χρονικό διάστημα που διαρκεί η παραμόρφωση, αλλά κυρίως το ότι η περιοχή βρίσκεται στο μέσον της 1ης τάξης μεγαδομής (ΜΕΛΥΜΙΤΕ) και όχι στα περιθώριά της, όπως τα τεκτονικά βυθίσματα Ζαχάρως και Καλού Νερού - Κυπαρισσίας, δεν δημιούργησαν τις προϋποθέσεις έκφρασης της πλαστικού τύπου παραμόρφωσης στη μεσοσκοπική κλίμακα.

Σε κλίμακα όμως μακροδομών ο προαναφεθείς τύπος παραμόρφωσης μπορεί να ανιχνευθεί, μέσα από τη μορφοτεκτονική μελέτη των αποθέσεων που αποτελούν το σχηματισμό Νέδα.

Πιο συγκεκριμένα, βόρεια του ποταμού Νέδα τα στρώματα αλλά και οι επιφάνειες

ισοπέδωσης, που έχουν δημιουργηθεί πάνω στο χαρακτηριστικό ορίζοντα των πολύμικτων κροκαλοπαγών, με τα οποία τελειώνει η ιζηματογένεση του σχηματισμού Νέδα, κλίνουν προς τα NW, ενώ νότια του ποταμού Νέδα κλίνουν (στρώματα και επιφάνειες ισοπέδωσης) προς τα SSW. Η όλη εικόνα που δημιουργείται επομένως στις μεταλλικές αποθέσεις του σχηματισμού Νέδα σε μία τομή διεύθυνσης N-S, είναι μία αντικλινική δομή μεγάλης ακτίνας καμπυλότητας της οποίας ο άξονας έχει διεύθυνση WSW-ENE, βυθίζεται δε προς τα WSW. (Εικ. 5.3). Βεβαίως, η παραμόρφωση του σχηματισμού Νέδα δεν είναι μόνο πλαστικού τύπου, αλλά και θραυστιγενούς αφού ήδη έχουν περιγραφεί και μελετηθεί τα ρήγματα που τον κόβουν. Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι ο άξονας της μακροπτυχής έχει την ίδια διεύθυνση με τους άξονες του πρώτου συστήματος πτυχών στο τεκτονικό βύθισμα Ζαχάρως (ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, 1994), αλλά και με τον άξονα μακροπτυχής στα Φιλιατρά (ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ & ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, 1991).

Θα μπορούσε κανείς να ισχυριστεί ότι η περιγραφείσα δομή του σχηματισμού Νέδα, οφείλεται αποκλειστικά στη δράση της ρηξιγενούς ζώνης Νέδα τα τελευταία 800.000 χρόνια που δημιούργησε άλμα της τάξης των 150m (βλπ. κεφ. ρηξιγενείς ζώνες). Τότε όμως λόγω πάρελξης τα στρώματα του σχηματισμού βόρεια του ποταμού και κοντά στη ρηξιγενή ζώνη, θα έπρεπε να κλίνουν προς τα νότια, κάτι τέτοιο όμως δεν παρατηρήθηκε πουθενά κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης. Αντίστοιχα, τα στρώματα νότια της ρηξιγενούς ζώνης θα έπρεπε να έχουν κλίσεις προς νότο, κάτι που συμβαίνει, αλλά νοτιότερα θα έπρεπε να αλλάζει, κάτι που δεν συμβαίνει.

Φαίνεται λοιπόν ότι η παραμόρφωση του σχηματισμού, αλλά και του ευρύτερου χώρου, δεν μπορεί να αποδωθεί σε ένα μόνο τύπο παραμόρφωσης, πλαστική ή θραυστιγενής, αλλά είναι σύνθετη πλαστικο θραυστιγενούς τύπου.

5.4.4. ΟΙ ΠΤΥΧΕΣ ΣΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ ΚΑΛΟΥ ΝΕΡΟΥ - ΚΥΠΑΡΙΣΣΙΑΣ

Στο τεκτονικό βύθισμα Καλού Νερού - Κυπαρισσίας, στο οποίο απαντώνται μία σειρά ασυμφωνίες στις μεταλλικές αποθέσεις, παρατηρήθηκαν μεσοσκοπικές πτυχές μόνο στους παλαιότερους σχηματισμούς. Σε κανένα από τους νεώτερους του Κατώτερου Πλειοκαίνου σχηματισμούς δεν παρατηρήθηκαν πτυχές, τούτο δε πρέπει να οφείλεται κυρίως στη λιθολογία τους (συνεκτικά και χαλαρά κροκαλοπαγή, άστρωτες μάργες) παρά στις τεκτονικές συνθήκες όπως θα δούμε παρακάτω.

Πράγματι, πτυχές παρατηρήθηκαν στα κάρβουνα στις τομές των αποκαλύψεων για την εκμετάλλευση των λιγνιτών, οι οποίοι απαντώνται μεταξύ των σχηματισμών Ραχών (Αν. Ολιόκαινο?? - Αν Μειόκαινο) και Ψηλής Ράχης (Κατ. Πλειόκαινο) καθώς και στο σχηματισμό Ψηλής Ράχης.

Στους χώρους των λιγνιτορυχείων δεν ήταν δυνατόν να μελετηθεί η παραμόρφωση των υποκείμενων του δαπέδου στρωμάτων του σχηματισμού Ραχών. Πάντως, όπως προαναφέρθηκε και στην περιγραφή του σχηματισμού, τα στρώματα (εναλλαγές κροκαλοπαγών, ψαμμιτών, πηλιτών) σε πολλές θέσεις είναι σχεδόν ανωρθωμένα, σε κάθε περίπτωση όμως κλίνουν σταθερά προς τα ανατολικά με 30° - 55° . Σε ορισμένες θέσεις στις επιφάνειες που αλλάζει η λιθολογία και η οποία είναι κυματοειδούς μορφής, παρατηρούνται γραμμές προστριβής που δίνουν την εντύπωση διαστρωματικής ολίσθησης κάθετα προς την παράταξη των στρωμάτων. Αυτές οι ολισθήσεις παρουσιάζουν την ίδια γεωμετρία και φορά κίνησης με μικρά ρήγματα που έχουν θραύσει δευτερογενώς τις κροκάλες του σχηματισμού (δηλαδή μετά τη δημιουργία του κροκαλοπαγούς).

Τα κάρβουνα είναι έντονα πτυχωμένα και κατακερματισμένα, γι' αυτό το λόγο πουθενά δεν απαντώνται σε ορίζοντες, αλλά σε θύλακες. Οι άξονες των πτυχών έχουν διεύθυνση NNE-SSW, βυθίζονται δε προς τα NNE με σημαντική γωνία (Εικ. 4.66 - 5.5 & 4.67 - 5.6). Οι πτυχές που παρατηρήθηκαν χαρακτηρίζονται ως πολύ κλειστές, αφού η γωνία των σκελών κυμαίνεται από 14° - 28° , το δε αξονικό επίπεδο κλίνει προς τα ανατολικά.

Στα στρώματα του σχηματισμού Ψηλής Ράχης, ο οποίος υπέρκειται ασύμφωνα στα κάρβουνα, δεν είναι τόσο έντονα πτυχωμένα όσο τα κάρβουνα, αλλά παρουσιάζουν κάμψεις ή πτυχές ανοικτές, οι άξονες των οποίων έχουν διεύθυνση NNE-SSW και βυθίζονται με μικρή γωνία (4° - 10°) προς τα NNE (Εικ. 5.7 - 4.68). Όπως προαναφέρθηκε, οι πτυχές χαρακτηρίζονται ως ανοικτές αφού η γωνία των σκελών κυμαίνεται από 80° έως 112° , το δε αξονικό επίπεδο που παρουσιάζει μεγάλες κλίσεις (74° - 82°) κλίνει και σ' αυτή τη περίπτωση προς τα ανατολικά.

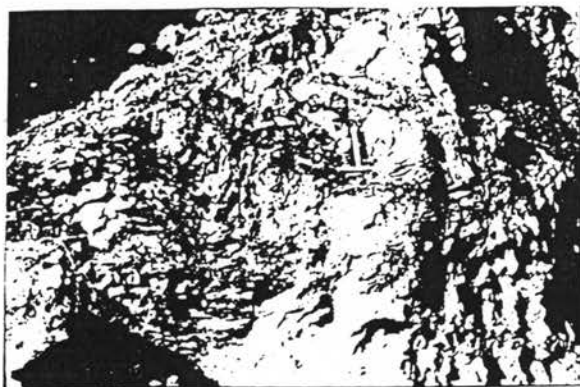
Από τις προαναφερθείσες περιγραφές γίνεται φανερό ότι ενώ οι πτυχές των κάρβουνων και των στρωμάτων του σχηματισμού Ψηλής Ράχης έχουν την ίδια διεύθυνση και φορά βύθισης, παρουσιάζουν διαφορετική τιμή βύθισης. Στη περίπτωση των πτυχών στα κάρβουνα η βύθιση των αξόνων συμπίπτει με τη βύθιση, λόγω πάρελξης της ρηξιγενούς ζώνης Κυπαρισσίας - Αετού, των αξόνων των πτυχών των σχηματισμών της Πίνδου, όπου παρουσιάζουν βύθιση προς βορρά (ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, 1994). Στη περίπτωση των πτυχών των στρωμάτων του σχηματισμού Ψηλής Ράχης, εξακολουθεί να υπάρχει σύμπτωση με τη διεύθυνση και τη φορά βύθισης των αξόνων της Πίνδου, υπάρχει όμως σημαντική διαφορά με τη τιμή της βύθισης, η οποία στη περίπτωσή μας όπως προαναφέρθηκε είναι 4° - 10° . Φαίνεται λοιπόν ότι η δράση της ρηξιγενούς ζώνης Κυπαρισσίας - Αετού έχει επηρεάσει την γεωμετρία των πτυχών τόσο της Πίνδου όσο και των παλαιότερων (μέχρι και το Κάτω Πλειόκαινο) μεταλπικών σχηματισμών.

Ετσι, στο τεκτονικό βύθισμα Καλού Νερού - Κυπαρισσίας, η γεωμετρία των πτυχών των παλαιών μεταλπικών αποθέσεων είναι όμοια με αυτή που παρατηρείται στους αλπικούς σχηματισμούς της Πίνδου. Είναι σαφές λοιπόν ότι η γεωδυναμική θέση της περιοχής ως προς το τόξο ήταν εντελώς διαφορετική μέχρι και το τέλος του Κάτω Πλειοκαίνου, αν όχι μέχρι το Ανώτερο Πλειόκαινο, από εκείνη την οποία είχε από το τέλος του Ανώτερου Πλειοκαίνου αλλά κυρίως κατά το Κατώτερο Πλειστόκαινο (νησιωτικό τόξο). Με άλλα λόγια θα μπορούσε κανείς να δεχτεί ότι, τα ιζήματα των σχηματισμών Ραχών και Ψηλής Ράχης λόγω της ηλικίας τους, της λιθολογίας τους, της παραμόρφωσής τους αλλά και επειδή επικάθονται ασύμφωνα των σχηματισμών της Πίνδου και υπόκεινται σχηματισμών νεώτερης ηλικίας, πρέπει να είναι μολассικά ιζήματα.

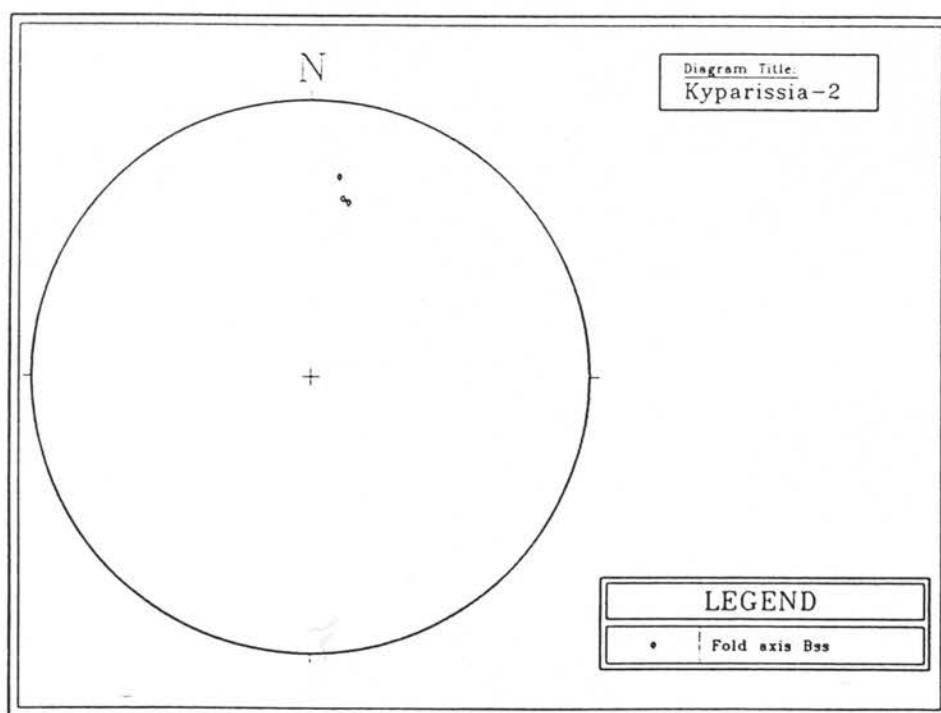
Βέβαια, στην περίπτωση του τεκτονικού βυθίσματος Καλού Νερού - Κυπαρισσίας δεν κατέσται δυνατόν να εντοπισθεί κάποια μακροπτυχή, όπως στο τεκτονικό βύθισμα Νέδα βόρεια, ή τη μακροπτυχή των Φιλιατρών νότια. Τούτο οφείλεται στη πολύ σύνθετη και πολύπλοκη παλαιογεωγραφική (ασυμφωνίες) - νεοτεκτονική (παραμορφώσεις) εξέλιξη, που καθιστά πολύ δύσκολη αν όχι αδύνατη την αναγνώριση τέτοιων μακροπτυχών. Επιπλέον πρέπει να σημειωθεί ότι κατά θέσεις, κυρίως βόρεια και δυτικά των Ραχών, εμφανίζεται το αλπικό υπόβαθρο (Πίνδος) λόγω της διάβρωσης των προαναφερθέντων σχηματισμών.

5.4.5 ΟΙ ΠΤΥΧΕΣ ΣΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΒΥΘΙΣΜΑ ΦΙΛΙΑΤΡΩΝ

Οι ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ & ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ 1991, προκειμένου να κατανοήσουν τον τύπο της παραμόρφωσης στη Δυτική Μεσσηνία, μελέτησαν το υδρογραφικό δίκτυο, τις επιφάνειες επιπέδωσης που αναπτύσσονται πάνω στις θαλάσσιες κατωπλειστοκαινικές αποθέσεις,

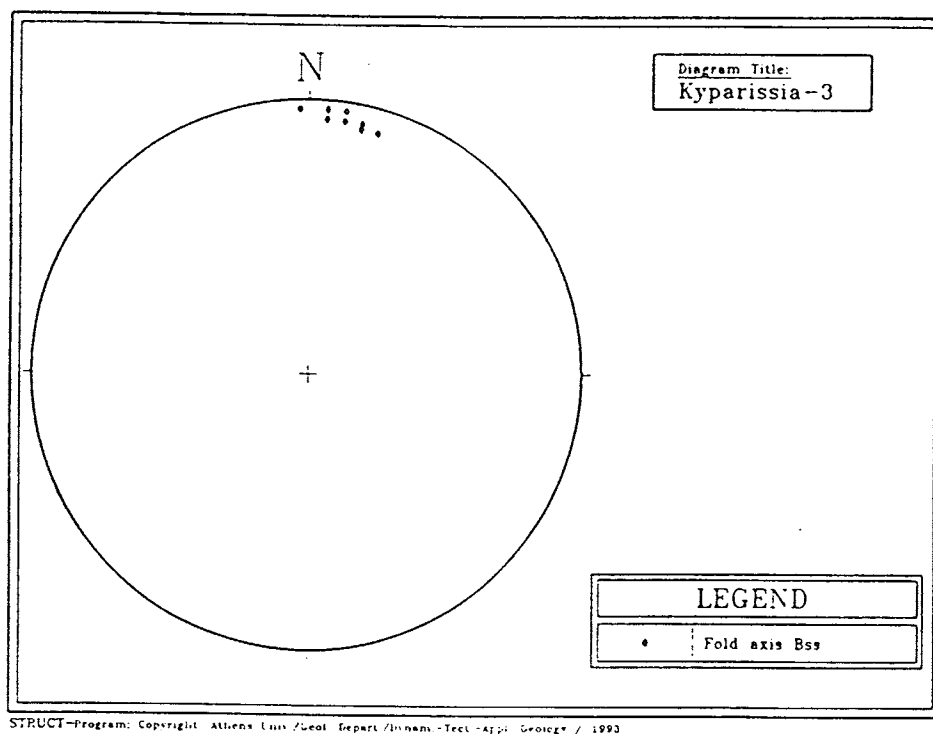


Εικ. 5.5 Χαρακτηριστικές πτυχές στους λιγνίτες της Κυπαρισσίας (Από ΦΟΥΝΤΟΥΛΗ, 1994).
Fig. 5.5 Characteristic folds in the Kyparissia lignites (After FOUNTOULIS, 1994).



STRUCT-Program: Copyright: Athens Univ./Geol. Depart./Dynam.-Tect.-Appl. Geology / 1993

Εικ. 5.6 Στερεογραφική προβολή των αξόνων των πτυχών στους λιγνίτες της Κυπαρισσίας (Από ΦΟΥΝΤΟΥΛΗ, 1994).
Fig. 5.6 Stereographic projection of the fold axis occurring in the Kyparissia lignites (After FOUNTOULIS, 1994).



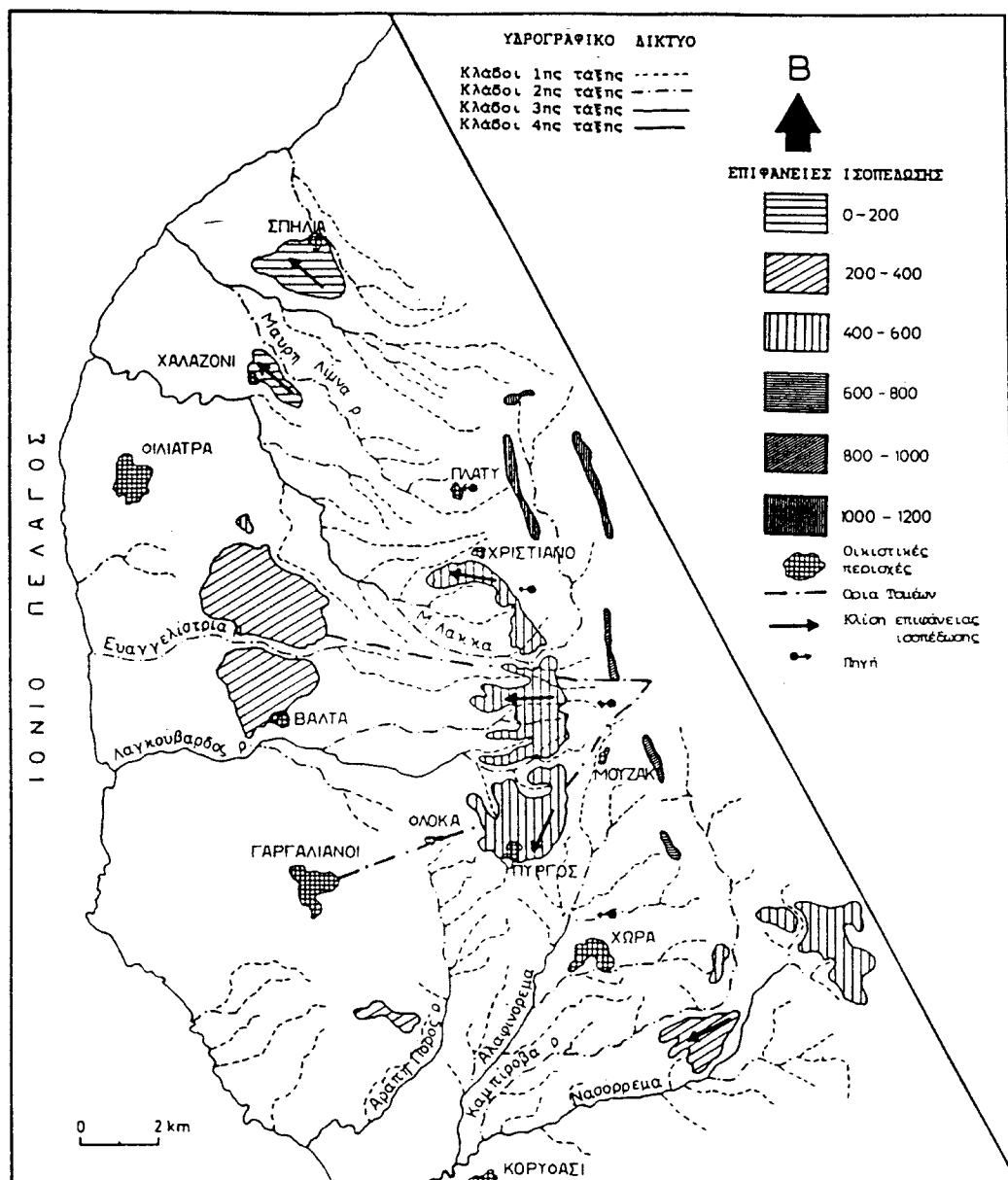
Εικ. 5.7

Στερεογραφική προβολή των αξόνων των πτυχών στο σχηματισμό Ψηλής Ράχης (Από ΦΟΥΝΤΟΥΛΗ, 1994).

Fig. 5.7

Stereographic projection of the fold axis occurring in the Psili Rahi formation (After FOUNTOULIS, 1994).

τα ρήγματα, τις ρηξιγενείς ζώνες, καθώς και τον τον υπεδαφικό χάρτη της επαφής των θαλάσσιων κατωπλειστοκαινικών αποθέσεων με το φλύσχη της ενότητας Γαβρόβου - Πύλου. Λαμβάνοντας λοιπόν υπόψη (i) την ακτινωτή διάταξη του υδρογραφικού δικτύου (Εικ. 5.8), (ii) την γεωγραφική κατανομή και την φορά κλίσης των επιφανειών επιπέδωσης που αναπτύσσονται πάνω στις κατωπλειστοκαινικές θαλάσσιες αποθέσεις, (Εικ. 5.8), (iii) την μορφή των καμπύλων παρατάξεων του υπεδαφικού χάρτη (Εικ. 5.9), (iv) την τοπογραφική θέση των πηγών και την υδραυλική κλίση του υπόγειου υδροφορέα και (v) την μορφή της ακτής, καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι η περιοχή έχει υποστεί μία πτύχωση με πολύ μεγάλη ακτίνα καμπυλότητας, το κορυφαίο της οποίας οδεύει παράλληλα προς τη νοητή γραμμή που διέρχεται από την περιοχή του χωριού Βάλτα προς τα δυτικά και κάπου μεταξύ των χωριών Χριστιάνοι και Μουζάκι προς τα ανατολικά (Εικ. 5.7). Εξάλλου δεν είναι συμπτωματικό το γεγονός ότι, η προς τα ανατολικά προέκταση του άξονα αυτής της μακροαντικλινικής δομής συμπίπτει: α) με το υψηλότερο σημείο εμφάνισης των κρικαλοπαγών της Μεσσηνίας, και β) με υψηλότερα τοπογραφικά σημεία των Ορέων της Κυπαρισσίας, με τα οποία συμπίπτει και το νότιο τμήμα του υδροκρίτη του ποταμού Σελλά.

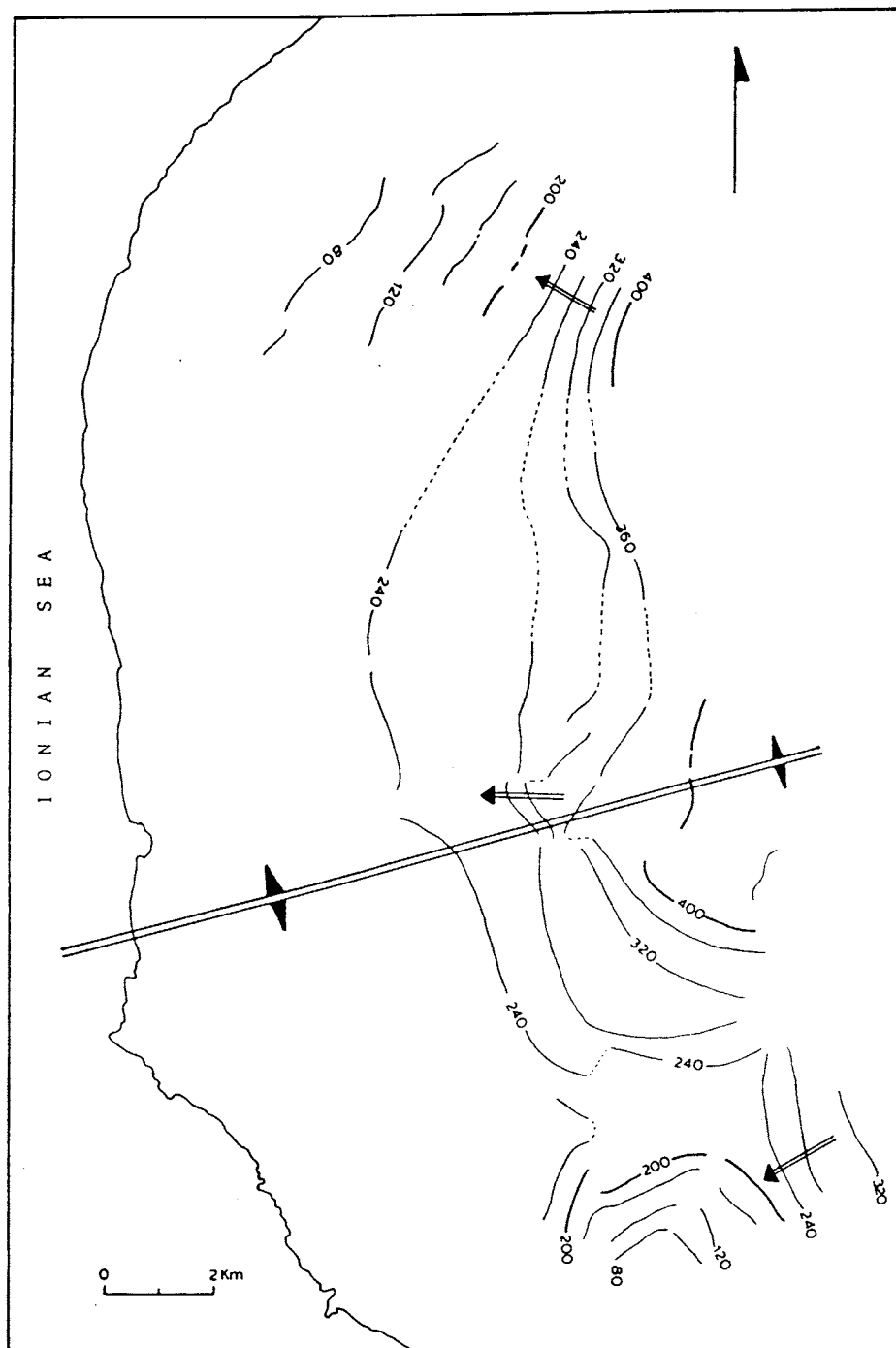


Εικ. 5.8

χάρτης επιφανειών επιπέδωσης και υδρογραφικού δικτύου (Από ΜΑΡΙΟΛΑΚΟ & ΦΟΥΝΤΟΥΛΗ 1991).

Fig. 5.8

Map of planation surfaces and drainage network (After MARIOLAKOS & FOUNTOULIS 1991).



Εικ. 5.9 Υπεδαφικός χάρτης επαφής των κατωπλειστοκαινικών θαλάσσιων αποθέσεων με τον φλύσχη της ενότητας Γαβρόβου – Πύλου (Από ΜΑΡΙΟΛΑΚΟ & ΦΟΥΝΤΟΥΛΗ 1991).

Fig. 5.9 Structural contour map of the contact between the Lower Pleistocene marine deposits and the flysch of Gavrovo – Pylos unit (After MARIOLAKOS & FOUNTOULIS 1991).

6. ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ - ΔΕΥΤΕΡΟΓΕΝΗ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΙΚΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ

6.1. ΓΕΝΙΚΑ

Στα προηγούμενα κεφάλαια έγινε μία πλήρης περιγραφή της περιοχής από γεωλογική, γεωμορφολογική, τεκτονική και σεισμολογική άποψη, παρουσιάστηκαν δε όλα τα διαθέσιμα στοιχεία και οι ιδιαιτερότητες της δομής.

Οι λεπτομερείς περιγραφές των γεωλογικών σχηματισμών και η παράθεση των τεκτονικών στοιχείων που έγιναν στα αντίστοιχα κεφάλαια, δίδουν μία πρώτη εικόνα της αναμενόμενης μηχανικής συμπεριφοράς των πετρωμάτων και των εδαφών που εμφανίζονται στη περιοχή του χάρτη.

Τα τεχνικογεωλογικά χαρακτηριστικά που παρατίθενται ακολούθως προέρχονται κυρίως από τις παρατηρήσεις σε φυσικές ή τεχνητές τομές σε συνδυασμό με τα θεωρητικά βιβλιογραφικά δεδομένα, μιας και στην περιοχή του χάρτη δεν έχουν γίνει τεχνικές μελέτες, ούτε υπάρχουν διαθέσιμα άλλα στοιχεία.

Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι τα χαρακτηριστικά αυτά αφορούν και αντιπροσωπεύουν μία γενική εικόνα κάποιων πετρωμάτων ή σχηματισμών, χωρίς να εξετάζονται οι τοπικές ιδιαιτερότητες και ιδιομορφίες που μπορεί να παρουσιάζουν από περιοχή σε περιοχή.

6.1.1. ΑΛΛΟΥΒΙΑ - ΚΟΡΗΜΑΤΑ - ΧΑΛΑΡΕΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ

Αποτελούνται κυρίως από άμμους, αργίλους, κροκάλες και λατύπες διαφόρων μεγεθών. Αντιπροσωπεύουν τελείως χαλαρούς σχηματισμούς με μεγάλη ετερογένεια και η συχνή παρουσία αργιλικών υλικών κατά θέσεις κάνει προβληματική τη συμπεριφορά τους στις διακυμάνσεις της περιεκτικότητάς τους σε νερό. Γενικά παρουσιάζουν πολύ κακή μηχανική συμπεριφορά και πρέπει να εκτιμάται ένα μεγάλο πλήθος παραγόντων, που επηρεάζουν την ευστάθεια και την αντοχή τους κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες, όπως το μέγεθος και το σχήμα των κόκκων, η περιεκτικότητα σε νερό, η συνεκτικότητα, η ετερογένεια, το πορώδες, η πυκνότητα, η περατότητα, η συμπιεστότητα, η παραμόρφωση κάτω από φορτίο, το υπόβαθρό τους, κ.λ.π..

Εκτός από τους προαναφερθέντες χαλαρούς κυρίως σχηματισμούς, οι υπόλοιποι σχηματισμοί που εμφανίζονται στο φύλλο "ΦΙΛΙΑΤΡΑ", αντιπροσωπεύουν, κατά γενική εκτίμηση, σχετικά συμπαγή έως πολύ συμπαγή πετρώματα, με σχετικά καλά χαρακτηριστικά κάτω από φυσιολογικές συνθήκες. Εν τούτοις υπάρχουν ορισμένοι παράγοντες και στοιχεία που τα επηρεάζουν από γεωτεχνική άποψη και τα οποία πρέπει να λαμβάνονται σοβαρά υπόψη μιας και συχνά εμφανίζονται στην περιοχή μελέτης. Τα πιο κρίσιμα από αυτά είναι η καρστικοποίηση, οι ασυνέχειες και τα υπόγεια νερά.

6.1.2. ΠΛΕΙΟ-ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΑΛΠΙΚΟΙ ΚΛΑΣΤΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Συνίστανται κυρίως από κροκαλοπαγή, μάργες, πηλίτες και ενδιάμεσες φάσεις. Αν και σαν σχηματισμοί είναι σχετικά συμπαγείς, εν τούτοις επειδή κατά θέσεις παρουσιάζουν μεγάλη ανομοιογένεια, συνολικά ως πέτρωμα (ενδιαστρώσεις, εναλλαγές, μεταβάσεις, κ.λ.π.) αφού πολύ συχνά διασχίζονται από ένα πλήθος επιφανειών ασυνέχειας (ρήγματα, διακλάσεις, στρώση, κ.λ.π.), με αποτέλεσμα τοπικά η γεωμηχανική τους συμπεριφορά να παρουσιάζεται πολύ κακή. Μάλιστα όπου υπάρχουν ευνοϊκές συνθήκες, όπως απότομες κλίσεις πρανών, ομόρροπες κλίσεις σχηματισμού και έντονη παρουσία νερού, οι κατολισθήσεις είναι συχνά φαινόμενα. Χαρακτηριστικά παραδείγματα τέτοιων κατολισθητικών φαινομένων αποτελούν οι κατολισθήσεις στο χωριό Ανήλιο (κοντά στη Ζαχάρω), αλλά και σε αρκετά άλλα τμήματα της περιοχής του χάρτη που καλύπτεται από το σχηματισμό Νέδα.

Μάλιστα η ύπαρξη αδιαπέρατων και διαπερατών σχηματισμών ευνοεί ακόμα περισσότερο τη δημιουργία τέτοιων φαινομένων μιας και το νερό ακολουθώντας την διαχωριστική επιφάνεια λειτουργεί σαν "λιπαντικό", ευνοώντας την ολίσθηση, ιδίως όταν ο διαπερατός σχηματισμός βρίσκεται στην επιφάνεια, έχει μικρό πάχος και η διαχωριστική επιφάνεια έχει μεγάλη κλίση.

6.1.3. ΑΝΘΡΑΚΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΑΛΠΙΚΗΣ ΗΛΙΚΙΑΣ

Αντιπροσωπεύουν το υπόβαθρο των προηγούμενων σχηματισμών, χαρακτηρίζονται από πολύ μεγάλη συνεκτικότητα και αντοχή και τα κύρια χαρακτηριστικά που δρουν αρνητικά στη γεωμηχανική τους συμπεριφορά είναι η καρστικοποίηση και η ύπαρξη μεγάλου αριθμού ρηγμάτων και διαρρήξεων, είτε είναι αλπικά ανενεργά, είτε ενεργά νεοτεκτονικά. Από γεωτεχνική άποψη σαν "ενεργά" φυσικά θεωρούνται και τα μικρορήγματα ή

διαρρήξεις που, ναι μεν δεν είναι υπεύθυνα για κάποιο σεισμό, αλλά δραστηριοποιούνται από αυτόν.

Τα κύρια χαρακτηριστικά τους είναι η παρουσία τεκτονικών λατυπτοπαγών, τεκτονισμένων ζωνών και κατακερματισμένου ασβεστιτικού υλικού. Σε ορισμένες περιοχές παρουσιάζουν πολύ μεγάλη συχνότητα, με αποτέλεσμα ολόκληροι όγκοι ασβεστολίθων να αποτελούν στην ουσία μία πολύ χαλαρωμένη βραχομάζα, γεγονός που επιδρά σημαντικά στην αντοχή τους.

Ιδιαίτερα προβλήματα παρουσιάζονται και στις περιπτώσεις που στους ανθρακικούς σχηματισμούς υπάρχουν ορίζοντες και ενδιαστρώσεις από μαργαϊκά ή πηλινικά υλικά, γεγονός που μειώνει τα μηχανικά χαρακτηριστικά του πετρώματος.

Συχνά φαινόμενα επίσης είναι :

Η δολομιτίωση που συχνά παρατηρείται στους ανθρακικούς σχηματισμούς της ενότητας Γαβρόβου - Τρίπολης, η οποία μειώνει σημαντικά πολλές φορές την αντοχή τους.

Οι καταπτώσεις που δημιουργούνται στις περιοχές με ευνοϊκούς παράγοντες (έντονες μορφολογικές κλίσεις, μεγάλος αριθμός ασυνεχειών, χαλαρωμένη βραχομάζα, παρουσία νερού, κ.λ.π.), τόσο σε περιόδους ηρεμίας, όσο και σε περιόδους σεισμικής δραστηριότητας όπου τα φαινόμενα αυτά είναι πιο έντονα ιδίως στις περιοχές που διασχίζονται από ρήγματα ή διαρρήξεις που δραστηριοποιούνται με σεισμική δόνηση.

6.2. ΤΕΧΝΙΚΟΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ

Στο κεφάλαιο αυτό θα αναφερθούν ορισμένα τεχνικογεωλογικά χαρακτηριστικά των γεωλογικών σχηματισμών του χάρτη, τα οποία επηρεάζουν τα αποτελέσματα της σεισμικής δραστηριότητας, με αποτέλεσμα πολλές φορές να αυξάνουν την σεισμική επικινδυνότητα μιας περιοχής. Τα σπουδαιότερα από αυτά είναι (ΚΟΥΚΗΣ, 1981) :

α) Τεκτονική : (Ρήγματα). Είναι ο κυριότερος παράγοντας που επηρεάζει τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων και επομένως τις σεισμικές εντάσεις στη μακρο-σεισμική περιοχή. Φυσικά πολλά από αυτά μπορεί να αποτελέσουν δευτερεύουσες σεισμικές εστίες με αποτέλεσμα την τοπική αύξηση της έντασης του σεισμού. Η μετάδοση της σεισμικής ενέργειας φαίνεται να διευκολύνεται σημαντικά παράλληλα προς τη διεύθυνση των ρηγμάτων.

β) Λιθολογία : Επηρεάζει σημαντικά τη διάδοση της σεισμικής ενέργειας και τις σεισμικές εντάσεις. Το πλάτος αιωρήσεως και επομένως η σεισμική επιτάχυνση επηρεάζονται από τις ελαστικές σταθερές των σχηματισμών. Οι ομογενείς και συνεκτικοί σχηματισμοί χαρακτηρίζονται από ικανοποιητική στατική και δυναμική σταθερότητα. Το αντίθετο συμβαίνει με τους χαλαρούς ανομοιογενείς σχηματισμούς (κύρια τεταρτογενείς χερσαίες φάσεις).

Προβλήματα σχετικά με τις ανθρώπινες δραστηριότητες και την σεισμικότητα, με αποτέλεσμα τον πτωχό σχεδιασμό από γεωτεχνικής πλευράς, υπαγορεύουν : ο μανδύας αποσαθρώσεως των υγιών σχηματισμών, τα αλλουβιακά καλύμματα μικρού πάχους, η διαφορετική θεμελίωση, (υγιές πέτρωμα χαλαρός μανδύας), τα ασύνδετα κορήματα, οι πηλοί και τα ψαθυρά πετρώματα, όπου συνήθως παρατηρείται και τοπική αύξηση της εντάσεως λόγω δευτερογενών φαινομένων.

Πέραν των προηγούμενων, σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση των σεισμικών εντάσεων παίζουν και τα ακόλουθα:

Η καρστικοποίηση : Εμφανίζεται στους ανθρακικούς σχηματισμούς τόσο επιφανειακά όσο και υπόγεια και είναι υπεύθυνη για τη μείωση της αντοχής, εγκατακρημνήσεις, κ.λ.π..

Οι ασυνέχειες : Διαδραματίζουν καθοριστικό ρόλο διότι : (α) παρουσιάζουν αδυναμία στην αντοχή εφελκυστικών δυνάμεων κάθετων στην επιφάνειά τους, (β) χαρακτηρίζονται από μειωμένη διατμητική αντοχή, ιδίως όταν είναι πληρωμένες με αργιλικά υλικά με αποτέλεσμα να είναι επιρρεπείς στις ολισθήσεις και (γ) διευκολύνουν την κυκλοφορία του νερού.

Τα Υπόγεια νερά : Η διακίνηση του επιφανειακού αλλά κυρίως του υπόγειου νερού είναι καθοριστική για ένα πλήθος φαινομένων όπως μείωση αντοχής, κατολισθήσεις, καταπτώσεις βράχων, κ.λ.π., μέσα από διαδικασίες όπως η αύξηση της πίεσης του νερού των πόρων, λίπανση ασυνεχειών, κ.λ.π..

Εκτός από τα προαναφερθέντα, χρήσιμα στοιχεία τα οποία πρέπει να γνωρίζουμε είναι η αντοχή σε ανεμπόδιστη θλίψη, ο δείκτης ποιότητας πετρώματος (RQD) και οι επικρατούσες τάσεις.

6.3. ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΡΑΣΗ

Οι σχηματισμοί της περιοχής μελέτης μπορούν να ταξινομηθούν στις ακόλουθες κατηγορίες (από Γ. ΚΟΥΚΗ 1981) :

Κατηγορία β : Ασβεστόλιθοι - ψαμμίτες - αργιλλικοί σχιστόλιθοι

Χαρακτηρίζονται από σχετικά καλή, σύνθετη δομική σύνδεση ήτοι κρυσταλλική και υδροκολλοειδή. Έχουν πυκνότητα που κυμαίνεται από 1,5-2,5 gr/cm³ και υψηλό πορώδες. Οι παράμετροι ελαστικότητας και αντοχής είναι σχετικά καλοί. Η ταχύτητα μεταδόσεως των επιμήκων σεισμικών κυμάτων είναι συνήθως 2.500-4.000 m/sec. Σ' αυτούς τους φυσικομηχανικούς δείκτες η αντίσταση στη σεισμική φόρτιση θεωρείται ικανοποιητική. Τα πετρώματα αυτής της ομάδας αντιδρούν με μεγαλύτερες ελαστικές και παραμένουσες παραμορφώσεις. Το νερό λειτουργεί αρνητικά στις φυσικομηχανικές ιδιότητές τους και κυρίως ελαττώνει την αντοχή και την ελαστικότητα και αντίστοιχα την αντίσταση τους έναντι της σεισμικής δράσης.

Κατηγορία γ : Συνεκτικά κορήματα - κροκαλοπαγή - συμπαγείς άμμοι και άργιλλοι.

Σε σχέση με την προηγούμενη κατηγορία, σε περίπτωση σεισμού δείχνουν μεγαλύτερες αντιστρεπτές και μη παραμορφώσεις, αλλά δεν αλλάζουν τη δομή τους απότομα. Πυκνότητα 2,2-2,7 gr/cm³ και Vp=1.800-3.500 m/sec.

Κατηγορία δ : Ευαίσθητοι άργιλλοι - μη συνεκτικοί άμμοι - ασβεστούχοι πηλοί - λασπώδη εδάφη.

Χαρακτηρίζονται από χαμηλή πυκνότητα και αντοχή, έχουν υψηλό πορώδες και οι συνθήκες τους αλλάζουν κάτω από την σεισμική δράση. Η αλλαγή της κατάστασής τους, σαν αποτέλεσμα του σεισμού συνίσταται σε : ροή, συμπίεση, ρευστοποίηση, καθίζηση, στερεοποίηση και υποχώρηση. Πυκνότητα $\rho=2,0-2,5$ gr/cm³ και Vp=1.300-2.000 m/sec.

Με βάση τον ισχύοντα αντισεισμικό κανονισμό (ΟΑΣΠ, 1984) δεν έγινε δυνατή η κατάταξη των εδαφών σε κατηγορίες, επειδή αυτές ήταν πολύ γενικευμένες και αόριστες και επειδή οι γεωλογικοί σχηματισμοί της περιοχής παρουσιάζουν αρκετές ιδιομορφίες. Για τους λόγους αυτούς και για ακριβέστερη κατάταξη χρησιμοποιήθηκε ο προτεινόμενος νέος κανονισμός ΤΑΣΙΟΥ - ΓΚΑΖΕΤΑ σύμφωνα με τον οποίο οι σχηματισμοί της περιοχής κατατάσσονται στις εξής κατηγορίες:

Αλλούβια - Κορήματα - Χαλαροί σχηματισμοί	Καλύπτουν όλες σχεδόν τις περιπτώσεις της κατηγορίας X και κατά θέσεις της Γ
Πλειο-πλειστοκαινικοί σχηματισμοί και αλπικοί κλαστικοί σχηματισμοί	Κατηγορίες A₂, A₃, B₁, B₂ , και κατά περιοχές αν οι συνθήκες είναι ευνοϊκές A₁ , ή αλλιώς Γ₁, Γ₂ και X₁
Ανθρακικοί σχηματισμοί αλπικού υποβάθρου	A₁ και κατά θέσεις ή περιοχές B₁ και X₂

3.1 Από άποψη σεισμικής επικινδυνότητας τα εδάφη κατατάσσονται σε τέσσερεις κατηγορίες που περιγράφονται στον πίνακα 2.

ΠΙΝΑΚΑΣ 2	
ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ
Α	A ₁ Βραχώδεις ή ημιβραχώδεις σχηματισμοί εκτεινόμενοι σε αρκετή έκταση και βάθος, με την προϋπόθεση ότι δεν παρουσιάζουν έντονη ρηγματώση.
	A ₂ Εκτεταμένες στρώσεις εξαιρετικά πυκνού χονδρόκοκκου υλικού με μικρό ποσοστό λυοαργιλικών προσμίξεων.
	A ₃ Εκτεταμένες στρώσεις πολύ σκληρής, συμπαγούς αργίλου, με αντοχή σε ανεμπόδιστη θλίψη $\geq 4 \text{ kgf/cm}^2$
	B ₁ Επί τόπου εντόνος αποσπασμένο βραχώδη ή εδάφη που από μηχανική άποψη μπορούν να εξομοιωθούν με τα εδάφη της κατηγορίας αυτής.
Β	B ₂ Χονδρόκοκκο υλικό μέσης σχετικής πυκνότητας
	B ₃ Μετρίως σκληρή άργιλος, ελαφρά προσυμπαγμένη, αντοχής σε ανεμπόδιστη θλίψη περί τα 2.5 kgf/cm^2
	Γ ₁ Χαλαρά χονδρόκοκκα υλικά μικρής σχετικής πυκνότητας.
Γ	Γ ₂ Λυοαργιλικά εδάφη μικρής σκληρότητας.
	X ₁ Κατολισθαίνοντα εδάφη.
	X ₂ Εδαφικοί ή βραχώδεις σχηματισμοί στους οποίους υπάρχουν ή είναι δυνατόν να σχηματιστούν σπήλαια.
Χ	X ₃ Χαλαρά, λεπτόκοκκα αμμοιλύδη εδάφη υπό τον υδάτινο ορίζοντα, που ενδέχεται να ρευστοποιηθούν (εκτός αν ειδική μελέτη αποκλείσει τέτοιον κίνδυνο ή γίνει βελτίωση των μηχανικών τους ιδιοτήτων).
	X ₄ Εδάφη που βρίσκονται δίπλα σε εμφανή τεκτονικά ρήγματα.
	X ₅ Απότομες κλίσεις καλυπτόμενες με προϊόντα πλευρικών κορημάτων.
	X ₆ Χαλαρά αμμώδη ή μαλακά λυοαργιλικά εδάφη, έχει αποδειχθεί ότι είναι επικίνδυνα από άποψη δυναμικής καταπόνησής ή απώλειας αντοχής.
	X ₇ Προσχώσεις, χαλαρές επιχωματώσεις (μπάζα).
	X ₈ Εδάφη κατηγορίας Γ με επικίνδυνα μεγάλη κλίση.

Εντελώς ενδεικτικά αναφέρονται οι ακόλουθες τιμές αριθμού κρούσεων N της δοκιμής πρότυπης διεισδύσεως (*), σχετικής πυκνότητας D_r, αντοχής σε ανεμπόδιστη θλίψη q_u και ταχύτητας διατμητικών κυμάτων V_s για τις αντίστοιχες εδαφικές κατηγορίες.

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ	ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ	N	D _r	q _u (kgf/cm ²)	V _s (m/sec)										
A ₁	Εκτεταμένοι θεωρούνται οι σχηματισμοί ή οι στρώσεις όταν το μέν μήκος τους είναι I > S • B το δε βάθος τους Η είναι H > 2 • B όπου B= πλάτος κατασκευής στην υπόψη κατεύθυνση. Μικρά απομονωμένα βραχώδη τεμάχια δεν κατατάσσονται στην κατηγορία Α	-	-	-	≥700										
A ₂		≥70	≥90	-											
A ₃															
B ₁	Εδάφη κατηγορίας Β σε πολύ μεγάλη βάθος συμπεριφέρονται όμοια με τα εδάφη κατηγορίας Α. Άρα οι αριθμοί κρούσεων N νοούνται επί τόπου, χωρίς διάρθρωση λόγω βάθους. Έτσι λαμβάνεται υπ' όψιν ο ευνοϊκός ρόλος του πεδίου των τάσεων λόγω του υποκειμένου εδαφούς.	-	-	-	300-600										
B ₂		25-30	60-80	-											
B ₃		15-30	-	1.5-3											
Γ ₁	Παρουσία υψηλού ορίζοντα υπόγειων υδάτων κάνει ακόμα πιο επικίνδυνα τα εδάφη της κατηγορίας αυτής	8-20	30-50	-	100-200										
Γ ₂		5-10	-	0.5-1.											
X ₃	Εντελώς ενδεικτικά αναφέρονται οι εξής κρίσιμοι (**) αριθμοί κρούσεων για κάθε μία ζώνη σεισμικής επικινδυνότητας.														
	<table><tr><td>ΖΩΝΗ</td><td>I</td><td>II</td><td>III</td><td>IV</td></tr><tr><td>κρίσιμο Ν</td><td>4</td><td>6</td><td>8</td><td>12</td></tr></table>					ΖΩΝΗ	I	II	III	IV	κρίσιμο Ν	4	6	8	12
ΖΩΝΗ	I	II	III	IV											
κρίσιμο Ν	4	6	8	12											
X ₆	Εντελώς ενδεικτικά αναφέρεται σαν ελάχιστος επιτρεπτός αριθμός κρούσεων N=5														

(*) Οι κρούσεις αυτές λαμβάνονται υπόψη χωρίς διόρθωση λόγω βάθους, πρέπει όμως να είναι σίγουρες και αντιπροσωπευτικές χωρίς επηρεασμό από σχετικά εγκλίσματα.

(**) Ο κρίσιμος αριθμός κρούσεων νοείται σε βάθος 4-5 μέτρα από την επιφάνεια του εδαφούς. Υπενθυμίζεται δε ότι το κρίσιμο Ν αυξάνει αναλογικά περίπου με το βάθος.

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Λαμβάνοντας υπόψη όλα όσα αναφέρθηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια και μετά από προσεκτική αξιολόγησή τους, μπορούν να γίνουν τα ακόλουθα σχόλια - παρατηρήσεις :

- Στην περιοχή μελέτης εμφανίζονται τόσο αλτιικοί όσο και μεταλτιικοί σχηματισμοί.
- Οι μεταλτιικοί σχηματισμοί κατανέμονται σε έξι κύριες λεκάνες που οριοθετούνται από μεγάλες ρηγιγενείς ζώνες και παρουσιάζουν η κάθε μία τη δική της ιδιαίτερη νεοτεκτονική εξέλιξη. Αυτές είναι :
 - * Οι λεκάνες **Νέδα** και **Φιλιατρών** που έχουν πληρωθεί αποκλειστικά από θαλάσσιες αποθέσεις Κάτω - Μέσο-πλειστοκαινικής η πρώτη και Κάτω-πλειστοκαινικής ηλικίας η δεύτερη.
 - * Οι λεκάνες **Κυπαρισσίας - Καλού Νερού** και **Φιλιατρών** που έχουν πληρωθεί από χερσαίες, λιμναίες και θαλάσσιες αποθέσεις, η ηλικία των οποίων καλύπτει το χρονικό διάστημα από το Μειόκαινο μέχρι σήμερα. Πρέπει πάντως να σημειωθεί η παρουσία θαλάσσιων αποθέσεων κατωπλειστοκαινικής ηλικίας και στις δύο λεκάνες.
 - * Οι λεκάνες **Δώριου** και **Ανω Μεσσηνίας** που έχουν πληρωθεί αποκλειστικά από χερσαίες αποθέσεις Πλειο-πλειστοκαινικής ηλικίας.

- Ασυμφωνίες, πλευρικές μεταβάσεις και εναλλαγές φάσεων είναι συχνά φαινόμενα στην παλαιογεωγραφική εξέλιξη των λεκανών αυτών.
- Οι αλπικοί σχηματισμοί της ενότητας Πίνδου δομούν τους κυριώτερους ορεινούς όγκους της περιοχής του χάρτη.
- Τα ρήγματα και οι ρηξιγενείς ζώνες της περιοχής του χάρτη όσον αφορά το άλμα τους διακρίνονται σε δύο κατηγορίες :
 - * Τα κύρια ρήγματα και ρηξιγενείς ζώνες με άλμα μεγαλύτερο από 100 μέτρα.
 - * Τα δευτερεύοντα ρήγματα με άλμα μερικές δεκάδες μέτρα.
- Τα ρήγματα και οι ρηξιγενείς ζώνες, όσον αφορά τη δραστηριότητά τους διακρίνονται σε :
 - * Σεισμικά
 - * Ενεργά
 - * Πιθανά ενεργά
 - * Ανενεργά
- Η νεοτεκτονική μακροδομή της περιοχής χαρακτηρίζεται από την παρουσία μεγάλων ρηξιτεμαχών (τεκτονικά κέρατα και βυθίσματα) που οριοθετούνται από μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες και που το καθένα από αυτά παρουσιάζει ιδιαίτερα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά.
- Τα τεκτονικά κέρατα Μίνθης, Τετράζιου και ορέων Κυπαρισσίας αποτελούν τις πιο "σταθερές" περιοχές του χάρτη, αφού διασχίζονται μεν από πολλά ρήγματα, τα οποία όμως δεν παρουσιάζουν τους χαρακτήρες των ενεργών ρηγμάτων. Μόνο σε κάποια από τα περιθώριά τους φαίνονται να παρουσιάζουν κάποια δραστηριότητα.
- Η ρηξιγενής ζώνη Λέπρεου - Ν. Φιγάλειας που οριοθετεί το τεκτονικό κέρας Μίνθη από το τεκτονικό βύθισμα Νέδα, είναι ενεργή.
- Η ρηξιγενής ζώνη Νέδα που οριοθετεί το τεκτονικό βύθισμα Νέδα από το τεκτονικό κέρας Τετράζιο, είναι ενεργή στο τμήμα της που βρίσκεται μέσα στο τεκτονικό βύθισμα και πιθανά ενεργή στην προέκτασή της στα ανατολικά μέσα στο αλπικό υπόβαθρο.
- Η ρηξιγενής ζώνη Κυπαρισσίας - Αετού που οριοθετεί το τεκτονικό βύθισμα Κυπαρισσίας - Καλού Νερού από το τεκτονικό κέρας των ορέων Κυπαρισσίας είναι πιθανά ενεργή στο δυτικό τμήμα από την Κυπαρισσία μέχρι τον Αετό, ανατολικά του οποίου θεωρείται ανενεργή.
- Η κινηματική ανάλυση των ρηξιγενών ζωνών, των ρηγμάτων και των μεγάλης ακτίνας καμπυλότητας μακροπτυχών της περιοχής του χάρτη, σε συνδυασμό με ένα πλήθος στοιχείων τόσο τεκτονικών όσο και γεωμορφολογικών, δείχνει ότι η παραμόρφωση κατά την νεοτεκτονική περίοδο είναι σύνθετη και δεν είναι καθαρά θραυσιγενούς τύπου, αλλά πλαστικοθραυσιγενούς. Το εντατικό πεδίο πρέπει να είναι του τύπου ζεύγους αντιρρόπων δυνάμεων και μάλιστα περιστροφικού χαρακτήρα (rotational couple).

- Οι κατακόρυφες (ανοδικές και καθοδικές) κινήσεις που προκύπτουν από την μελέτη της μετατόπισης των γραμμών ακτών ιδιαίτερα κατά το Τεταρτογενές, σε συνδυασμό με τις σύγχρονες παρατηρήσεις μετά από σεισμούς και τα αποτελέσματα από τα σημερινά γεωδαιτικά δεδομένα (περίπτωση Καλαμάτας), επιβεβαιώνουν τις προαναφερθείσες διαπιστώσεις και αποδεικνύουν ότι και σήμερα από κινηματική άποψη και κατ' επέκταση δυναμική άποψη επικρατεί η ίδια λογική.
- Τα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά που προκύπτουν από την ανάλυση των γεωμορφολογικών στοιχείων (υδρογραφικό δίκτυο, κατά βάθος διάβρωση, επιφάνειες ισοπέδωσης, μορφολογικές ασυνέχειες), αποτελούν χαρακτηριστικούς δείκτες για τον προσδιορισμό των τεκτονικά ενεργών περιοχών.
- Οι περιοχές με ενεργά τεκτονικά χαρακτηριστικά, είναι αυτές που παρουσιάζουν και έντονη σεισμική δραστηριότητα από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι σήμερα, όπως φανερώνουν και τα σεισμολογικά δεδομένα.
- Η παρουσίαση των τεχνικογεωλογικών συνθηκών, σε συνδυασμό με την αναμενόμενη μηχανική συμπεριφορά των πετρωμάτων, τόσο σε περιόδους ηρεμίας όσο και σε περιόδους σεισμικής δραστηριότητας, εντοπίζει τις πιθανές περιπτώσεις καταστροφικών φαινομένων (κατολισθήσεις, καταπτώσεις, κ.λ.π.) και τον αναμενόμενο βαθμό σεισμικής επικινδυνότητας για τις διάφορες κατηγορίες πετρωμάτων και εδαφών της περιοχής του χάρτη.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΑΛΕΞΟΥΛΗ - ΛΕΙΒΑΔΙΤΗ, Α., (1971).** - Συμβολή στη γνώση του Νεογενούς της περιοχής Καλαμάτας. *Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Ετ.*, τ. ΙΙΧ/2, σελ. 102-116, Αθήνα.
- ANGELIER, J., (1979a).** - Neotectonique de l' arc Egee. *Soc. Geol. Nord*, publ. 3, p. 1-417.
- ANGELIER, J., (1979b).** - Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, T17-T26.
- ANGELIER, J., (1979c).** - Recent Quaternary tectonics in the Hellenic arc: examples of Geological observations on land. *Tectonophysics*, 52, p. 267-275.
- BERCHEMER, H., KOWALCZYK, G., (1978).** - Post alpine Geodynamics of the Peloponnesus. In *Alps, Apennines, Hellenides* Scient. Report, No 38, p. 519-522, Stuttgart.
- BOUSQUET, B., DUFAURE, J.J., PECHOUX, P.Y., (1977).** - Le role de geomorphologie dans l' evaluation de deformation neotectonique en Grece. *Bull. Soc. Geol. France*, XIX, (7), No 3, p. 685-693.
- BUKRY, D., (1978).** - Biostratigraphy of Cenozoic marine sediments by calcareous nannofossils. *Micropaleont.*, v. 24, (1), p. 44-60, New York.
- BUTTNER, D., KOWALCZYK, G., (1978).** - Late Cenozoic Stratigraphy and Paleogeography of Greece - a review. In *Alps, Apennines, Hellenides* Scient. Report, No 38, p. 494-500, Stuttgart.
- ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΥ, Γ., ΧΑΡΑΛΑΜΠΟΥΣ, Δ., (1961).** - Επί της ηλικίας των νεογενών σχηματισμών της Πύλου. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, τ. IV, σ. 69-80, Αθήνα.
- DELIBASIS, N., DRAKOPOULOS, J., STAVRAKAKIS, G., (1987).** - The Kalamata (Southern Greece) earthquake of 13 September 1986. *Ann. Geophysicae*, 58, (6), p. 731-734.
- ΔΕΛΗΜΠΑΣΗΣ, Ν., ΜΑΚΡΗΣ, Ι., ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, Ι., (1988).** - Σεισμική διασκόπηση φλοιού και άνω μανδύα στη Δυτική Ελλάδα. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, t. XXXIII, p. 69-83, Athenes.
- ΔΙΚΑΙΑΚΟΣ, Ι., (1969).** - Το κλίμα της Μεσσηνίας. *Διδακτορική διατριβή*, Παν/μιο Αθηνών.
- ΔΟΥΝΑΣ, Α., (1958).** - Εκθεσις επί της γεωλογικής αναγνωρίσεως εις περιοχήν φράγματος Φιλιατρών. *Ι.Γ.Ε.Υ.*
- DRAKOPOULOS, J., DELIBASIS, N., (1974).** - On the mechanism of some earthquakes in the area of Western Greece and the stress producing them. *Proc. of A-XII-a Adunare Generala a comisiei seismologice Europene, Prospectiunni Geofizice*, t. 10, p. 169-192, Bucuresti.
- DRAKOPOULOS, J., (1978).** - Attenuation of intensities with distance for shallow earthquakes in the area of Greece. *Bull. Geof. Teor. Appl.*, 20, 235-250.
- DRAKOPOULOS, J., DELIBASIS, N., (1982).** - The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1947-1981. *Univ. Athens, Seismological Laboratory*, publ. No 2, Athens.
- DUFAURE, J.J., (1965).** - Problemes de Neotectinique dans le Peloponnese. *Rev. de Geogr. Phys. et Geol. Dynam.*, (2), 7, fasc 3, p. 235-252, Paris.
- DUFAURE, J.J., (1970).** - Niveaux d' abrasion marine Quaternaire autour du Peloponnese. *Ann. Geogr.*, t. 79, p. 325-342.
- DUFAURE, J.J., (1977).** - Neotectonique et morphogenese dans une peninsule mediterraneenne: le Peloponnese. *Revue de Geogr. Phys. et Geol. Dynam.*, (2), v.

- XIX, fasc 1, p. 27-58, Paris.
- DUFAURE, J.J., BOUSQUET, B., PECHOUX, P.Y., (1979). - Contributions de la geomorphologie a la connaissance de Quaternaire continental Grec, en relation avec les etudes de neotectonique. *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam.*, t. XXI, fasc 1, p. 29-40, Paris.
- ΕΛΕΥΘΕΡΙΟΥ, Α. - ΣΟΦΙΟΥ, Γ., (1984). - Έκθεση μακροσεισμικής εξέτασης στην περιοχή Πυλίας Μεσσηνίας. *Σεισμός 9-10-1984*.
- FLEMMING, N.C., (1968a). - Holocene earth movements and eustatic sea level changes in the Peloponnes. *Nature*, 217, p. 1031-1032.
- FLEMMING, N.C., (1968b). - Mediterranean sea level changes. *Sci. Jour.*, 4, p. 51-55.
- FLEMMING, N.C., (1972). - Cities in the sea. *New York, Doubleday*, 222 p.
- ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι., (1994). - Η νεοτεκτονική εξέλιξη της Κεντροδυτικής Πελοποννήσου. *Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών*, 250 σ.. Αθήνα.
- FREYBERG, B., (1973). - Geologie des Isthmus von Korinth. *Erlanger Geol. Abh.*, v. 95, p. 1-183.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., (1968). - Γεωλογικά παρατηρήσεις εις την επαρχίαν Πυλίας (Μεσσηνία). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, t. XXI, p. 114-120, Αθήνα.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., (1970). - Γεωλογικός χάρτης Ελλάδας. *Φυλ. Κορώνη - Πύλος - Σχίζα κλίμακα 1:50.000, Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα*.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., (1971). - Γεωλογικά έρευναι εις την επαρχίαν Πυλίας (Μεσσηνία). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, t. XXIII, p. 57-122, Αθήνα.
- ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α., (1947). - Η σεισμικότης της Μεσσηνίας. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, t. I, p. 38-59, Αθήνα.
- ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α., (1955). - Σεισμική γεωγραφία της Ελλάδος. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, t. VI, p. 83-121, Αθήνα.
- ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α., (1981). - Οι βλαβεροί σεισμοί και το δυναμικό της Ελλάδος. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, t. XXX/2, p. 647-720, Αθήνα.
- GARTNER, S., (1977). - Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Marine Micropaleontology*, v. 2, p. 1-25, Elsevier, Amsterdam.
- HAGEMAN, J., (1977). - Stratigraphy and sedimentary history of the Upper Cenozoic of the Pyrgos area (W. Peloponnesus, Greece). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, t. XXVIII, p. 299-333, Athens.
- HAGEMAN, J., (1979). - Benthic foraminiferal assemblages from Plio-Pleistocene open Bay to lagoonal sediments of the western Peloponnesus (Greece). *Utrecht Micropal. Bull.*, No 20.
- Ι.Τ.Σ.Α.Κ., (1984). - Έκθεση γενικής αποτίμησης βλαβών από την επίσκεψη κλιμακίου του Ι.Τ.Σ.Α.Κ. στη σεισμόπληκτη περιοχή του Ν. Μεσσηνίας μετά το σεισμό της 9-10-84. *Ι.Τ.Σ.Α.Κ., Θεσσαλονίκη*.
- JACKSON, J. & MCKENZIE, D., (1988). - Rates of active deformation in Aegean sea and surrounding regions. *Basin Research*, v. 1, p. 121-128.
- JACKSON, J., KING, G., VITA-FINZI, C., (1982). - The neotectonics of the Aegean: an alternative view. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, p. 303-318.
- ΚΑΜΠΕΡΗΣ, Ε., (1987). - Γεωλογική και πετρελαιογεωλογική μελέτη ΒΔ Πελοποννήσου. *Διδακτορική διατριβή, Ε.Μ.Π., Τμήμα Μηχ. Μεταλλ.-Μεταλλουργών, ΕΜΠ, Αθήνα*.
- ΚΑΝΤΑΣ, Κ., ΘΗΝΙΑΚΟΣ, Α., (1985). - Υδρογεωλογική μελέτη Τριφυλλίας-Πυλίας Ν. Μεσσηνίας. *Υπουργείο Γεωργίας, 5η Περιφ. Δ/ση Εγγείων Βελτιώσεων, Πάτρα*.
- ΚΑΝΤΑΣ, Κ., ΘΗΝΙΑΚΟΣ, Α., (1989). - Ενεργός κατείδυση και γενική συμπεριφορά των κροκαλοπαγών Μεσσηνίας στο δυτικό τμήμα των βουνών της Κυπαρισσίας. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, τ. XX/3, σ. 57-75, Αθήνα.
- KELLETAT, D., SCHRODER, B., (1975). - Vertical displacement of Quaternary shorelines in the Peloponnesus, Greece. *Proc. Verb. CIESM Congr.*, Monaco.
- KELLETAT, D., KOWALCZYK, G., SCHRODER, B., WINTER, K.P., (1976). - A synoptic

- view on the neotectonic development of the Peloponnesian coastal regions. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 127, p. 447-465, Hannover.
- KELLETAT, D., KOWALCZYK, G., SCHRODER, B., WINTER, K.P., (1978).** - Neotectonics in the Peloponnesian Coastal Regions. In *Alps, Apennines, Hellenides*, Scientific Report, No 38, p. 512-518.
- KELLETAT, D., (1985).** - Coastal geomorphology in Greece (Peloponnisos & Crete). Progress of German programmes, *Jour. Coastal Res.*, 1(1), p. 75-78.
- KERAUDREN, B., (1966).** - Sur le Quaternaire du Peloponnese. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 262, p. 2132-2134, Paris.
- KERAUDREN, B., (1970).** - Les formations quaternaires marines de la Grece (premiere partie). Diss. Paris 1970. *Bull. Musee d'Anthrop. Prehist. de Monaco*, v. 16, p. 6-153, Monaco.
- KERAUDREN, B., (1971).** - Les formations quaternaires marines de la Grece (deuxieme partie). *Bull. Musee d'Anthrop. Prehist. de Monaco*, v. 17, p. 87-169, Monaco.
- ΚΙΣΚΥΡΑΣ, Δ., (1938).** - Τα ιζηματογενή πετρώματα της Μεσσηνίας. *Διδακτορική διατριβή, Παν/μιο Αθηνών*.
- ΚΙΣΚΥΡΑΣ, Δ., (1952).** - Η Πελοπόννησος από σεισμολογική άποψη. *Πελοποννησιακή Πρωτοχρονιά*.
- ΚΟΥΚΗΣ, Γ., (1977).** - Γεωλογική δομή και μηχανικά χαρακτηριστικά των Νεογενών ιζημάτων της περιοχής Πύργου Ηλείας. *Δελτ. Κεντρ. Εργ. Υπ. Δημ. Εργων*, τ. 2, σ. 67-79.
- ΚΟΥΚΗΣ, Γ., (1978).** - Γεωλογικές - Γεωτεχνικές χαρτογραφήσεις και η χρησιμότητά τους στα τεχνικά έργα. *Δελτ. ΚΕΔΕ*, 17/2.
- ΚΟΥΚΗΣ, Γ., (1981).** - Ο ρόλος της τεχνικής γεωλογίας και της γεωμηχανικής στον αστικό σχεδιασμό και ανάπτυξη. Οι συνθήκες στον Ελληνικό χώρο. *Αθήνα*.
- ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ, Κ., (1985).** - Λιγνίτης: Το σήμερα και το Αύριο. *Πρακτικά 1ου Συνεδρίου για τον Ελληνικό Ορυκτό Πλούτο, ΤΕΕ*, Μάιος 1985, σελ. 737-764, Αθήνα.
- KOUTSOUELI, A., (1987).** - Etude stratigraphique des formations pliocenes et pleistocenes en Messenie occidentale (Peloponnese, Grece). *These, Univ. d' Aix-Marseille II*, 162 p.
- KOWALCZYK, G., WINTER, K.P., (1979).** - Neotectonic and structural development of the southern Peloponnesus. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, tome hors serie 1979, fasc II, p.637-646, Athens.
- KRAFT, J.C. - RAPP, G.R. - ASCHENBRENNER, S.E., (1975).** - Late Holocene Paleogeography of the coastal Plain of the Gulf of Messenia, Greece, and its Relationships to Archaeological Settings and Coastal Change. *Geological Society of America Bulletin*, v.86, p. 1191-1208.
- KRAFT, J.C. - RAPP, G.R. - ASCHENBRENNER, S.E., (1980).** - Late Holocene Palaeogeomorphic reconstruction in the Area of the Bay of Navarino : Sandy Pylos. *Journal of Archaeological Science*, 7, 187-210.
- ΚΩΣΤΟΠΟΥΛΟΣ, Σ. και ΣΥΝΕΡΓΑΤΕΣ, (1985).** - Έκθεση παρουσίαση και αξιολόγηση αποτελεσμάτων εδαφοτεχνικής έρευνας και προτάσεις για την θεμελίωση του υποκαταστήματος της Α.Τ.Ε. στη Πύλο. *Αθήνα, 1985*.
- ΛΑΛΕΧΟΣ, Ν., (1974).** - Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, φύλλο "Κάτω Φιγάλεια", κλίμακα 1/50.000, *ΕΘΙΓΜΕ*.
- ΛΑΛΕΧΟΣ, Ν., (1975).** - Η γεωλογική δομή της Κεντροδυτικής Πελοποννήσου. *Διατριβή επί διδακτορία, 94 σ., Πανεπιστήμιο Πατρών*.
- LE PICHON, X. & ANGELIER, J., (1979).** - The Hellenic Arc and Trench System: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, v. 60, p. 1-42.
- LE PICHON, X. & ANGELIER, J., (1981).** - The Aegean sea. *Phil. R. Soc. London, A* 300, p. 357-372.

- LE PICHON, X., ANGELIER, J., SIBUET, J.C., (1982). - Plate boundaries and extensional tectonics. *Tectonophysics*, v. 81, p. 239-256.
- LE PICHON, X., LYBERIS, N., ANGELIER, J., RENARD, V., (1982). - Strain distribution over the east Mediterranean ridge: a synthesis incorporating new seabeam data. *Tectonophysics*, v. 86, p. 243-274.
- LEYDECKER, G., BERCKHEMER, H., DELIBASIS, N., (1978). - A study of seismicity in the Peloponnesus region by precise hypocenter determinations. In *Alps, Apennines, Hellenides*, (Cloos, H., et al., edit.), Scient. Rep. No 38, p. 406-410.
- MAKRIS, J., (1973). - Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides. *Bull. Geol. Soc. Greece*, v. X, p. 206-213.
- MAKRIS, J., (1977). - Geophysical investigations of the Hellenides. *Hamburger Geophys. Einzelsch.*, v. 34.
- MAKRIS, J., (1978). - A geophysical study of Greece based on: Deep seismic soundings, Gravity and Magnetism. Alps, Apennines, Hellenides, Scientific report No 38, p.392-400, Stuttgart.
- MAKROPOULOS, K., (1978). - The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity. *PhD Thesis, Endiburg University*.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., (1975). - Σκέψεις και απόψεις επί ορισμένων προβλημάτων της Γεωλογίας και Τεκτονικής της Πελοποννήσου. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, v. 27, p. 215-313.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., (1979). - Υδρογεωλογική μελέτη Ανω Μεσσηνίας. Τελική Εκθεση, Υπουργ. Γεωργίας, Αθήνα.
- MARIOLAKOS, I., (1979). - A proposed tectonic model for the evolution of the Gulf of Corinth. *Field Guide the Neogene of Megara - Peloponnesos - Zakynthos*, VII Intern. Congr. on Medit. Neog. Strat. A.
- MARIOLAKOS, I., (1986). - Beitrage zur morphotektonischen entwicklung der becken von Ano Messinia, Dorion und Kyparissia (Peloponnes). *Salzburger exkursion berichte, Geograph. studien auf Seriphos, Inst. Geographie, Univ. Salzburg*, Heft 10, p.159-184.
- MARIOLAKOS, I. & PAPANIKOLAOU D., (1980). - The influence of the map scale on the results of the quantitative Geomorphological analysis, exemplified by Alfios river, Peloponnesus, Greece. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, t. XXX/2, p. 441-454, Athens.
- MARIOLAKOS, I. & PAPANIKOLAOU, D., (1981). - The neogene basins of the Aegean Arc from the Paleogeographic and the Geodynamic point of view. *Proceedings, Int. Symp. Hell. Arc and Trench (HEAT)*, t. I, p. 383-399, Athens.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η. & ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ., (1987). - Είδος παραμόρφωσης και σχέση παραμόρφωσης - σεισμικότητας στο Ελληνικό τόξο. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, τ. XIX, σ. 59-76.
- MARIOLAKOS, I., LEKKAS, S., PAPANIKOLAOU, D., (1976). - Quantitative geomorphological analysis of drainage patterns in the Vth order basins of Alfios river (Peloponnesus, Greece). In *Beitrage zur Landerskunde von Griechenland*, editor Helmut Riedl, Band 6, p. 231-264, Dept. of Geography, Univ. of Salzburg.
- MARIOLAKOS, I., PAPANIKOLAOU, D., LAGIOS, E., (1985). - A neotectonic geodynamic model of peloponnesus based on: morphotectonics, repeated gravity measurements and seismicity. *Geol. Jb.* Band 50, p. 3-17.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΛΟΥΗΣ, Γ., ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Τ., (1987). - Γεωμορφολογία του αλπικού υποβάθρου της νεοτεκτονικής λεκάνης της Ανω Μεσσηνίας και η μορφοτεκτονική της ερμηνεία. *Πρακτικά 1ου Πανελληνίου Γεωγραφικού Συνέδριου της Ελλ. Γεωγρ. Ετ.*, τομ. Β, σ. 53-67, Αθήνα.
- MARIOLAKOS, I., PAPANIKOLAOU, D., KAROTSIERIS, Z. & LEKKAS, S., (1981). -

Quantitative geomorphological analysis of the IVth order basins of Alphios river (Peloponnesus, Greece), with use of computer. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 30/2, p. 515-533, Athens.

- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΣΑΜΠΩ, Β., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι., ΛΟΓΟΣ, Ε., ΛΟΖΙΟΣ, Σ., ΜΕΡΤΖΑΝΗΣ, Α., (1987).** - Η πόλγη της Πολιανής. *Πρακτικά 1ου Πανελλ. Γεωγρ. Συν. της Ελλ. Γεωγρ. Ετ.*, τομ. Β, σ. 40-52, Αθήνα.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΣΑΜΠΩ, Β., ΛΟΖΙΟΣ, Σ., ΛΟΓΟΣ, Ε., ΜΕΡΤΖΑΝΗΣ, Α., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι., (1987).** - Μορφοτεκτονικές παρατηρήσεις στο τεκτονικό βύθισμα Δίμιοβας Περιβολακίων. *Πρακτικά 1ου Πανελλ. Γεωγρ. Συν. της Ελλ. Γεωγρ. Ετ.*, τομ. Β, σ. 101-118, Αθήνα.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΣΑΜΠΩ, Β., ΛΟΓΟΣ, Ε., ΛΟΖΙΟΣ, Σ., ΜΕΡΤΖΑΝΗΣ, Α., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι., (1987).** - Η γεωγραφική εξάπλωση των καταπτώσεων κατά τους σεισμούς της Καλαμάτας (Σεπτέμβριος 1986). *Πρακτικά 1ου Πανελλ. Γεωγρ. Συν. της Ελλ. Γεωγρ. Ετ.*, τομ. Β, σ. 119-133, Αθήνα.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΣΑΜΠΩ, Β., ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, Α., ΔΑΝΑΜΟΣ, Γ., ΛΕΚΚΑΣ, Ε., ΛΟΓΟΣ, Ε., ΛΟΖΙΟΣ, Σ., ΜΕΡΤΖΑΝΗΣ, Α., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι., (1987).** - Μικροζωνική μελέτη Καλαμάτας (Γεωλογία, Νεοτεκτονική, Γεωμορφολογία). *ΟΑΣΠ*, 133 σ., Αθήνα.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΣΑΜΠΩ, Β., ΒΑΛΑΔΑΚΗ, Α., ΛΟΓΟΣ, Ε., ΛΟΖΙΟΣ, Σ., ΜΕΡΤΖΑΝΗΣ, Α., ΠΑΠΟΥΛΙΑ, Ι., ΠΛΕΣΣΑΣ, Σ., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Δ., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι. (1987).** - ΕΠΑ Νομού Μεσσηνίας (Φιλιατρά) (Γεωμορφολογία, Γεωλογία, Τεκτονική, Υδρογεωλογία, Σεισμολογικά δεδομένα, Τεχνική Γεωλογία). *ΟΑΣΠ*, 86 σ. Αθήνα.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΛΟΓΟΣ, Ε., ΛΟΖΙΟΣ, Σ., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι., (1988).** - Νεοτεκτονική παραμόρφωση της ρηξιγενούς επιφάνειας Ζίμπελι (Ανατολικά της Καλαμάτας). *Πρακτικά 4ου Γεωλ. Επιστ. Συν. της Ελλ. Γεωλ. Ετ., Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, τομ. XXIII/3, σ. 241-258.
- ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ - ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ, Α., ΜΙΡΚΟΥ, Μ.Ρ., ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΛΟΓΟΣ, Ε., ΛΟΖΙΟΣ, Σ., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι., (1989).** - Στρωματογραφικές παρατηρήσεις στα μεταλτικά ιζήματα της περιοχής Θουρίας - Ανω Αμφείας και η νεοτεκτονική σημασία τους. *Πρακτικά 4ου Γεωλ. Επιστ. Συν. της Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, τομ. XXIII/3, σ. 275-295, Αθήνα.
- ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ - ΔΙΑΚΑΝΤΩΝΗ, Α., ΜΙΡΚΟΥ, Μ.Ρ., ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Ι., (1991).** - Στρωματογραφικές και παλαιοοικολογικές παρατηρήσεις στα μεταλτικά ιζήματα της περιοχής Φιλιατρών και η νεοτεκτονική ερμηνεία τους. *Πρακτικά 5ου Γεωλ. Επιστ. Συν. της Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, τομ. XXV/3, σ. 163-176, Θεσ/νίκη.
- MARTINI, E., (1971).** - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanno-plankton zonation. *Proc. 2nd Planktonic Conference*, Rome, 1970, v. 2, p. 739-785.
- Mc DONALD, W. - RAPP, G.Jr. (1972).** - Minnesota Messenia expedition. *University of Minnesota Press*.
- Mc KENZIE, D.P., (1970).** - Plate tectonics in the Mediterranean region. *Nature*, v. 226, p. 239-243.
- Mc KENZIE, D.P., (1972).** - Active tectonics of the Mediterranean region. *Geoph. J. R. Astron. Soc.*, v. 30, p. 109-185.
- McKENZIE, D.P., (1978).** - Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. 55, p. 217-254.
- MERCIER, J.L., (1979).** - Signification neotectonique de l' Arc Egeen. Une revue des idées. *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, v. 1, p. 5-15.
- MERCIER, J.L., MOUYARIS, N., SIMEAKIS, K., RONDOGIANNIS, TH., ANGELIDIS, C., (1979a).** - Intra-plate deformation: a Quantitative study of the faults by the 1978 earthquakes. *Nature*, v. 278, p. 45-48.
- MERCIER, J.L., DELIBASIS, N., GAUTIER, A., JARRIGE, J., LEMEILLE, F., PHILIP, H.,**

- SEBRIER, M., SOREL, D., (1979b). - La neotectonique de l' Arc Egeen. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 21, p. 67-92.
- MERCIER, J.L., (1981). - Extensional - Compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru north Bolivia. *Phil. trans. R. Soc. Lond.*, v. A 300, p. 337-355.
- MERCIER, J.L., SOREL, D., SIMEAKIS, K., (1987). - Changes in the state of the stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegen Arc from the Pliocene to the Present. *Ann. Tectoniae*, v. 1/1, p. 20-39.
- ΜΗΤΡΟΠΟΥΛΟΣ, Δ., ΠΕΡΙΣΟΡΑΤΗΣ, Κ. & ΑΓΓΕΛΟΠΟΥΛΟΣ, Ι., (1982). - Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, κλίμακα 1/50.000, φύλλο ΚΥΠΑΡΙΣΣΙΑ. εκδόσεις ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- ΜΗΤΣΟΠΟΥΛΟΣ, Κ. (1899). - Οι σεισμοί της Τριφυλίας και Τριπόλεως κατά τα έτη 1898 και 1899. *Δημοσιεύματα του τμήματος Δημόσιας Οικονομίας, Αρ. 3, Υπουργείο Εσωτερικών, Αθήνα.*
- ΜΟΥΓΙΑΡΗ, Ν. - ΕΛΕΥΘΕΡΙΟΥ, Α., (1983). - Έκθεση μακροσεισμικής εξέτασης στην περιοχή δυτικής Πελοποννήσου (Σεισμοί 19-21/2/83). *ΙΓΜΕ, 1983.*
- MULLER, C., (1973). - Calcareous nannoplankton assemblages of Pleistocene Recent sediments of the Mediterranean sea. *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. X/1, p. 133-144.
- ΝΙΚΟΛΑΟΥ, Κ., (1986). - Συμβολή στη γνώση της του Νεογενούς και της γεω-λογίας και οριοθέτησης των ζωνών Ιόνιας και Προαπούλιας σε σχέση με πετρώειογεωλογικές παρατηρήσεις κυρίως στα νησιά Στροφάδες, Ζάκυνθος, Κεφαλληνία. *Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Αθηνών.*
- Ο.Α.Σ.Π. (1986). - Εξασθένηση των εντάσεων στις διάφορες σεισμοτεκτονικές μονάδες του Ελληνικού χώρου και πιθανολογικός υπολογισμός των αναμενόμενων εντάσεων στους οικισμούς της χώρας. *Ο.Α.Σ.Π., Αθήνα 1986.*
- Ο.Α.Σ.Π., (1989). - Εκπόνηση χάρτη σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδας, *Τελική έκθεση. Τομέας Γεωφυσικής Παν/μιου Αθηνών, Τομέας Γεωφυσικής Παν/μιου Θεσ/νικης, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο Αστεροσκοπείου Αθηνών, Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών.*
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ., (1984). - Εισαγωγή στη Τεκτονική ανάλυση των ρηγμάτων της Ελλάδας. *Πρακτικά Συν. Τ.Ε.Ε. "Σεισμοί και κατασκευές", 2, σ. 1030-1044, Αθήνα.*
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. & ΒΑΣΙΛΕΙΟΥ, Π., (1987). - Η συμβολή της Γεωλογίας στην αντιμετώπιση του σεισμικού προβλήματος στην Ελλάδα. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., τ. XIX, σ. 339-345, Αθήνα.*
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ., ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΦΟΥΝΤΟΥΛΗΣ, Δ., ΜΟΣΧΟΠΟΥΛΟΣ, Π., RAQUIN, C BLOYET, J., (1987). - Μελέτη εντατικού πεδίου και παραμορφώσεων στην ευρύτερη περιοχή Καλαμάτας. *Τελική έκθεση, ΟΑΣΠ, 24 σελ., Αθήνα.*
- RAQUIN, C., FROIDEVAUX, C., BLOYET, J., RICARD, Y., ANGELIDIS, C., (1982). - Tectonic stresses on the mainland of Greece: *in-situ* measurements by overcoring. *Tectonophysics*, v. 86, p.17-26.
- RAQUIN, C., BLOYET, J., ANGELIDIS, C., (1984). - Tectonic stresses on the boundary of the Aegean domain: *in-situ* measurements by overcoring. *Tectonophysics*, v. 110, p. 145-150.
- ΠΑΡΑΣΚΕΥΑΙΔΗΣ, Α. & ΣΥΜΕΩΝΙΔΗΣ, Ν., (1966). - Συμβολή εις την γνώσην της στρωματογραφίας του Νεογενούς της Δ. Πελοποννήσου. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, τ. XVI, σ. 528-544, Αθήνα.
- ΠΑΥΛΙΔΗΣ, Σ. & ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ., (1986). - Νεοτεκτονική. *Εκδ. Univ. studio press*, 135 σ., Θεσ/νικη.
- PERRIER, R., ESSO HELLENIC, (1980). - Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, κλίμακα 1/50.000, φύλλο ΦΙΛΙΑΤΡΑ. *Εκδόσεις ΙΓΜΕ, Αθήνα.*
- PHILIPPSON, A., (1892). - Der Peloponnes. *Versucheiner Landeskunde auf Geograph. Grundlage*, 647s, Berlin.

- PHILIPPSON, A., (1898). - La tectonique de l'Egeide. *Ann. de Geographie*, p. 112-141.
- RENZ, C., (1940). - Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Prakt. Akad. Athinon*, 8, s. 1-171, Athen.
- RICHTER, D. & MARIOLAKOS, I., (1972). - Palaomorphologie und eozane Verkastung der Gavrovo - Tripolis Zone auf dem Peloponnes (Griechenland). *Bull. Geol. Soc. Greece*, v. IX/2, p. 206-228.
- RICHTER, D., with contrib. of MARIOLAKOS, I., RISCH, H., (1978). - The main stages of the Hellenides. In *Alps, Apennines, Hellenides, Scient. rep.* v. 38, p. 434-438, Stuttgart.
- SOREL, D., MERCIER, J.L., KERAUDREN, B., CUSHING, M., (1981). - The role of slab-pull force in the pliocene-pleistocene geodynamic evolution of the Aegean arc: subsidence and uplift of the external arc and changes in the tectonic regime. *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. 307, Serie II, p. 1981-1986.
- ΣΤΑΜΕΛΟΥ, Ι., (1985). - Εξασθένηση των εντάσεων σε διάφορες σεισμοτεκτονικές ενότητες στον Ελληνικό χώρο. *Διδακτορική διατριβή, Παν/μιο Αθήνας*, 314 σελ.
- STEWART, L. & HANCOCK, P., (1988). - Normal fault zone evolution and fault scarp degradation in the Aegean region. *Basin Research*, v.1, p. 139-153.
- STREIF, H., (1978). - Stratigraphy and tectonics of Late Cenozoic rocks in Western Peloponnesus. In *Alps, Apennines, Hellenides, Scient. rep.*, v. 38, p.501-502, Stuttgart.
- ΤΑΣΙΟΥ - ΓΚΑΖΕΤΑ. Προσχέδιο κατάταξης εδαφών με βάση την σεισμική επικινδυνότητα.
- ΤΣΙΑΜΠΑΟΥ, Γ. - ΣΑΜΠΑΤΑΚΑΚΗ, Ν., (1981). - Εξέταση βραχιδών πυρήνων γεωτρήσεων για γεωτεχνικούς σκοπούς. *Δελτίο ΚΕΔΕ*, 20/1-2, 1981.

NEOTECTONIC MAP OF GREECE
FILIATRA SHEET
(scale 1/100,000)

Introduction

The **Earthquake Protection and Planning Organisation (EPPO)** assigned the neotectonic mapping survey of "**Filiatra**" sheet on 1:100,000 scale to the Division of Dynamic, Tectonic and Applied Geology of the University of Athens. The Scientific Co-ordinator was **Prof. Ilias Mariolakos**

The compilation of the map started on the 1st January 1985 and finished on the 31st December 1988. The geological - tectonic - neotectonic mapping was done by Professor Dr. **Ilias Mariolakos** and Lecturer Dr. **Ioannis Fountoulis**. The geomorphological study was carried out by Assoc. Prof. Dr. **V. Sabot** and the micropaleontological determinations by Assoc. Prof. Dr. **A. Markopoulou - Diakantoni** and Lecturer Dr. **M.R. Mirkou**. New data that arose from the PhD thesis of Dr. **Ioannis Fountoulis (1994)** were added to the part of the sheet to the north of Kyparissia.

Compilation procedure

The compilation of the neotectonic map involved:

- Collection of all available data on the geology, seismology, engineering geology, and hydrogeological conditions of the area. The data included research papers and publications, geological maps, air-photos and satellite images.
- Initial evaluation of the available data.
- Study of air-photos (1:33,000 scale) and compilation of photogeological map.
- Compilation of 1/50,000 tectonic map.
- Compilation of 1/100,000 geomorphologic - morphotectonic map.
- Field work.

General Geologic - Neotectonic characteristics

The **study area lies at the south-western part of Peloponnessos**, that is at the south-western extremity of the Hellenic arc, adjacent to the Ionian Trough, between 21°30'-22°00' E and 37°00'-37°30' N. It is bounded to the north by Mt. Lapithas, to the east by Mt. Lykeo and Ano and Kato Messinia basins, to the south by the morphological depression of Pylos - Velika. The Ionian Sea forms the western boundary of the area.

The neotectonics of Peloponnessos includes large-scale fault blocks (horsts and grabens) of mean E-W (in western and northern Peloponnessos) and NNW-SSE trends (in central and eastern Peloponnessos). The study area is located at the junction point between these two prevailing trends.

GEOLOGICAL SETTING

Generalities

For the compilation of the Alpine basement, the corresponding 1/50,000 geological maps published by IGME (Kyparissia, Figaleia, Filiatra and Meligalas sheets) were utilised, according to the guidelines of EPPO. As for the post-Alpine formations, the existing geological map served as the basis; however, new data and separations needed to be done, which was accomplished in the course of field work.

Alpine formations

Pindos Unit

1. Clastic sediments
2. Carbonate pelagic rocks
3. Radiolarites s.l.

Gavrovo - Tripolis Unit

1. Clastic sediments (flysch)
2. Carbonate neritic rocks

Post-Alpine formations

Holocene

1. Holocene deposits

Pleistocene

1. Red-siliceous clastic formation (RSC)
2. Kyparissia - Kalo Nero formation (KKN)
3. Mouriatada - Kakkava formation (MOK)
4. Neda formation (NED)
5. Filiatra formation (FIL)

? Upper Pliocene

1. Peristera - Sidirokastro formation (PES)

Lower Pliocene

1. Psili Rahi formation (PSR)

Upper Miocene

1. Rahes formation (RAH)
2. Messinia conglomerates (MSC)

Alpine formations

Pindos Unit

This Unit has imbricated structure throughout the sheet and the narrow imbricated fault block could not be displayed on a 1/100,000 scale. The **clastic sediments** comprise the flysch, the transitory to it beds, and the clastic Triassic sequence. The **flysch** consists of sandstone, pelite, silty and sandy marls alternations, together with sandy limestones, at the base members. Its thickness cannot be determined in details, due to multifolding, but at cases it is estimated to be a few hundreds of metres. The transitory to the flysch beds consist of alternating pelagic limestones, sandstones, and marls. Its thickness varies from a few cm. to 250 m. The **clastic Triassic series** includes sandstones, pelites and limestones with chert intercalations; conglomeratic breccias bearing quartz clasts are also present. Its thickness is up to 100 m.

The **Late Cretaceous carbonates** of Pindos unit are platy white, red or grey micritic limestones, with intercalations of hard marls, sandstones and cherts (thickness: 150-400 m.). The **Jurassic limestones** are micritic with chert lenses and pelite intercalations; towards the top, clastic - bioclastic limestones occur (thickness: <150 m.)

The **radiolarites s.l.** include radiolarites-pelites and the "first flysch". Their colour is red, black or greenish and bear clastic and micritic limestone (and rarely pelite) intercalations. Thickness: up to 350 m. The "first flysch" consists of calcareous, greenish mid- to thick-bedded (and locally unbedded) sandstones, with rare pelite intercalations and more rare beds of sand microbrecciated limestones. Thickness: 0-200 m.

Gavrovo - Tripoli Unit

Clastic sediments (flysch). It comprises alternations of argillaceous-marly, sandy-marly and pelitic beds with scattered pebbles and towards the top conglomerates occur. The flysch has been deposited on the paleo-relief of the Eocene limestones or is faulted against them. Although its thickness cannot be accurately estimated, it should exceed 400 m.

Carbonate neritic rocks. These are white to grey thick-bedded to non-bedded limestones, highly karstified, both superficially and at depth. Their age is mainly Eocene (Perier, 1969).

POST-ALPINE FORMATIONS

The post-Alpine formations occupy almost all the western part of the sheet and part of the central-eastern one. They have been deposited in a series of basins bounded by fault zones either from all sides or from one side only. In this way a number of graben or half graben structures have been created, but also horsts which represent a morphological depression. Each basin has its own stratigraphy and therefore its own paleogeographical evolution. These grabens are the following:

The **Neda graben** has an E-W trend and is filled with marine L-M. Pleistocene sediments, the thickness of which exceeds 400 m.

The **Kalo Nero - Kyparissia graben** has also an E-W trend, but is characterised by the occurrence of terrestrial, lacustrine and marine deposits. The deposition of the sediments has taken place from

Miocene till today with numerous unconformities which can be observed in the sediment sequence. The thickness is about 400.

The **Filatra depression** has an NNW-SSE trend and is filled with marine mainly sediments of Pleistocene age, the thickness of which is more than 110 m.

The **Vlahopoulo graben** is characterised by the occurrence of sediments deposited in terrestrial and marine environment. Its trend is E-W and only part of it is included in the sheet.

The **Dorio graben** lies between Kalo Nero -Kyparissia graben and that of Ano Messinia. It is characterised by the exclusive occurrence of Plio-Pleistocene terrestrial deposits, the thickness of which is quite small, up to a few tens of m. (Mariolakos, 1979).

The **Ano Messinia graben** is located at the east of Dorio graben and is also filled with terrestrial Plio-Pleistocene formations. (thickness: more than 260 m.) (Mariolakos, 1979).

Holocene deposits

Dunes: These are natural sand barriers, developed mainly along the coast, north of Kyparissia. Three generations of dunes can be distinguished, and they occur for a width of 10 to 300 m.

Alluvial deposits: They are loose deposits, consisting of sands, gravel, pebbles and clays.

Talus scree: Unconsolidated deposits consisting of various-sized gravels; conglomerates of low cohesiveness, locally mixed with red clay.

Talus cones: Breccias and conglomerates, totally unconsolidated; they contain pebbles gravels of various sizes, in alternation with sands.

Pleistocene.

Red-Siliceous Clastic Formation: RSC has been deposited unconformably over the Pliocene and the Early-Middle Pleistocene marine deposits. It comprises small angular silicate fragments derived mainly from radiolarites or silica-bearing limestones. Its main characteristic is the total absence of calcareous material, a fact attributable to the prevailing climatic conditions. Its thickness varies, as it has been deposited on the paleorelief of the E-M. Pleistocene deposits. Its age must post-date the Kyparissia Kalo Nero formation (described below) and its formation is directly related to regional uplift.

Kyparissia - Kalo Nero Formation: It comprises compact calcareous sandstones, conglomeratic breccias and conglomerates that crop out along the coastal zone extending from Kyparissia to Kalo Nero. The formation has been deposited on the paleorelief of Pindos Unit or the conglomeratic breccias of Rahes formation and bears numerous fossils, indicative of warm, shallow marine environment. Although no characteristic fossil was found, it is almost identical to the compact calcareous limestones of Katakolo/Kyllini, which have a Tyrrhenian age; besides, they overlie Early Pleistocene sandstones and marls (MARKOPOULOU - DIAKANTONI et al., 1991).

Mouriatada - Kakkava Formation: It occurs only in the Kyparissia - Kalo Nero graben and consists of loose terrestrial multimictic conglomerates, mainly of Pindic origin. It forms a characteristic relief on the hills next to river Sellas. It overlies the Filiatra formation and its thickness locally exceeds 150 m. The conglomerates are poorly bedded and only close to Mouriatada they display a dip of 10° NW. The age of the formation is indirectly defined as younger than Low Pleistocene (FOUNTOULIS, 1994).

Neda Formation: It occurs mainly in the Neda graben and consists of marls, sandy marls, sandstones and multimictic conglomerates that cover the well-formed paleorelief Pindos Unit and Peristera - Sidirokastro formation. The multimictic conglomerates occur mainly at the upper parts of the formation. Their pebbles come from Pindos Unit rocks, Gavrovo - Tripoli calcareous rocks and possibly from Arna Unit (phyllites - quartzites). However, the current catchment develops solely on Pindos Unit rocks, with the other Units cropping out farther to the east. Numerous fossils were found in the marls, none of which though was characteristic of age, which was subsequently determined through nannofossils as biozone NN-19 and NN-20 for the upper members. The visible thickness of the formation exceeds 400 m.

Filiatra Formation: It consists of coastal deposits (sands, calcareous sandstones, sandy marls, marls and conglomerates), occurring at the western and southern part of the sheet and overlies unconformably the well formed paleorelief on the conglomerates of Messinia and or the Gavrovo - Tripolis carbonates. Its thickness is greater than 110 m. Along the coast, joint sets, subsequently filled with calcite, have developed in the calcareous sandstones. the age of the formation is at least Early Pleistocene.

? Upper Pliocene

Peristera - Sidirokastro Formation: It comprises consolidated multimictic conglomerates, highly heterogeneous, mostly of fluvial character. Its maximum thickness exceeds 150 m, based on borehole data (MARIOLAKOS, 1979). The pebbles come mainly from the Pindos Unit rocks (limestones, radiolarites and flysch). At the upper portion of the formation, the pebble size increases, and boulders of 50 cm. in diameter occur. The formation could not be dated directly, as no characteristic fossils were found; however, and since it underlies the Filiatra Formation, its age must be older than Lower Pleistocene and perhaps Upper Pliocene.

Early Pliocene

Psili Rahi Formation: It crops out at the vicinity of Rahes village and consists exclusively of yellow-greenish siltstones and pelites. After FOUNTOULIS (1994) the formation belongs to the **Ceratolithus rugosus NN-14 biozone**, that is Early Pliocene. Its thickness is limited and has been deposited with an angular unconformity on the Rahes formation.

- **Kyparissia lignites:** At the North-east of Kyparissia and south-west of Paleohori there are open lignite pits that exploit the lignite, which occur stratigraphically between the Rahes Formation and the Psili Rahi Formation. These lignites, of high thermal capacity occur in lenses, have no steady dip and are folded, with fold axis plunge 35-35° N. The overlying Psili Rahi Formation is not folded and has a steady dip of up to 65° W.

Upper Miocene

5

Rahes Formation: This formation was studied in detail, at the southern margin of the Kyparissia - Kalo Nero basin near the Kyparissia - Aetos fault zone, and next to Rahes village which is located at the central part of the basin. It consists of high-energy monomictic conglomeratic breccias with sandstone matrix that towards the middle of the basin is transformed into consolidated multimictic conglomerates (pebble size $\leq 40\text{cm.}$). The pebbles are carbonatic or radiolaritic. The thickness of the formation is difficult to estimate, as the conglomerates are highly tectonised and they have been deposited on the relief developed on the Pindos Unit rocks. No fossils could be found in such high-energy deposits; this high-energy environment must be the result of the activity of the Kyparissia - Aetos fault zone.

In the central part of the basin and next to Rahes village, the formation consists of alternations of multimictic conglomerates, sandstones and pelites. The sandstones are highly fractured and the joints developed have been filled with calcite. The conglomerates bear well-rounded and flattened pebbles, all of which are of Pindic origin (radiolarites, limestones and flysch). Small scale faults with slickensides bearing striations are observable in the conglomerates. The dip of the conglomerates is $25\text{-}65^\circ\text{E}$. The formation must postdate the Psili Rahi one, that is, it must have a Lower Pliocene age.

Messinia conglomerates: These are highly consolidated, multimictic conglomerates, that overlie unconformably the Tripoli Unit flysch and the formations of Pindos Unit. These conglomerates form Mt. Egaleo and Paglavos, while they also crop out at various other locations. Their pebbles are well rounded and flattened, have a diameter of up to 30 cm. and they come exclusively from Pindos Unit rocks (black and red radiolarites, limestones and flysch). The conglomerates are locally bedded and display eastward dip.

At the north of Kyparissia, yellow-brown fractured sandstones and gray-green siltstones and pelites together with the conglomerates occur. All deposits are fractured and small-scale faults, some of which are of reverse character, occur.

The visible thickness of the formation is around 600 m.

GEOMORPHOLOGY

The drainage network

The drainage network is mostly dendritic, while at certain areas it becomes orthogonal. The largest streams are the rivers **Neda** and **Arkadikos (Sellas)**.

1. **Neda catchment** has an overall E-W direction, and a high width/length ratio. It is also asymmetric, as the smaller order catchments in the northern portion are almost double in size compared to their southern counterparts.
2. **Arkadikos (Sellas) catchment** presents more peculiarities. The main, 5th order stream initially flows E-W and then bends almost at right angles, to a WNW direction, towards the Gulf of Kyparissia. Locally the network is orthogonal. Many smaller-order catchments at the northern part are quite elongated, along a NNE-SSW axis. The southern sub-catchments develop radially. Finally, a 4th-order sub-catchment that occupies almost all the western part of Arkadikos basin has

90

a relatively small main branch, while the 1st and 2nd order ones are very long and have a N-S direction.

As for the other catchments at the south, their two main features are:

- they are very elongated
- their change of direction, around the SW and southern part of Arkadikos watershed.

Drainage pattern directions

The sheet can be divided into four domains, according to the predominant direction of flow:

- The northern part, comprising river Neda and the northern portion of Arkadikos: flow direction is NNE-SSW and to a lesser extent, NW-SE
- The central part, coincides with the southern-southeastern portion of Arkadikos catchment: flow direction is N-S to NNW-SSE, with few branches flowing NE-SW to E-W.
- The southeastern part; flow direction here is NNW-SSE, with few branches flowing E-W to ENE-WSW.
- The western part (Gargaliani - Filiatra): here the flow is radial, from NW-SE to E-W and then NE-SW.

Morphotectonic study of planation surfaces

The relics of the erosional surfaces are not uniform in size. The ones lying at altitudes of 200-400 m and 400-600 m. are sizable enough, while at higher altitudes they are significantly smaller. At the southern part there are large planation surfaces and up to the 'line' connecting Lambena village with Filiatra. To the north of this line, these surfaces decrease in size; however at surfaces lying at higher altitudes no such change occurs. Further to the north and up to the valley of Neda river there are large p.s at 200-400 m. altitude. However, north of Neda valley and mostly at the area among Giannitsohori - Figaleia - Andritsena and Zaharo, the p.s. at 200-400m and 400-600 m. altitude are represented by small relics of them, while the higher ones are quite extended, always in comparison to the southern part.

The extended p.s. develop along a SSE direction, from Hristiano to Hora, where there is a change in direction towards the NE. Many of them are elongated, as result of river erosion. Their dips are roughly normal to the above-mentioned directions.

The higher p.s. (600-1200 m.), especially the ones on Mt. Egaleo are clearly elongated along a NNW-SSE direction. Such development cannot be seen at the rest of the area, except for the northern and north-western parts, where all the surfaces develop along a NW-SE direction. Finally, there is a group of p.s. at 200-400 m., at the mouth of river Neda with a mean NW dip.

Geographical distribution of planation surfaces.

Three major domains can be distinguished:

- the southern domain
- the northern domain
- the eastern domain

Southern domain. It comprises the area south of Arkadikos river. All over the area, there is a gradual decrease of altitude towards the SE. However, from and to the north of the E-W trending Kyparissia - Aetos fault zone, there are only low-altitude p.s., without any medium- or high altitude ones. The kinematical image is that of a tectonic dipole, where the blocks are rotated around a horizontal NNE-SSE trending axis that led to uplift in the northern part and subsidence in the southern.

Northern domain. It lies between rivers Arkadikos and Neda and the p.s. distribution is similar to the one of Kyparissia. Besides an E-W trending fault zone occurs, parallel to the flow direction of Neda. It also concluded that the domain corresponds to a tectonic dipole, rotated around a E-W trending axis.

Eastern domain. No systematic distribution that could lead to tectonically useful results is verifiable for this area.

SEISMOLOGICAL DATA

Historical Seismicity

Quite rich are the historical records for earthquakes in the region (Galanopoulos, 1962) (Table 1; Fig 4.4). Also, tsunamis were recorded in three cases (21 AD, 1867, and 1947).

Instrumental seismicity

The regional earthquake activity is very high. 529 events of $M > 4.0$ were recorded for the period 1900-1987 (Fig 4.5). According to Drakopoulos (1978), damping is stronger along the NW-SE direction; besides, all strong earthquakes in the area are shallow ($h < 10$ km) and that may be the reason for the high intensities produced.

The Kalamata earthquake.

The shock occurred on 13 September 1986; its magnitude was $M_L = 5.7$ ($M_S = 6.2$) and its epicentre lay in the bay of Kalamata. Twenty people were killed and the town was razed. The main aftershock ($M_L = 4.9$, $M_S = 5.4$) happened two days later and also caused serious damage in Kalamata. Also, Eleohori, a small village 7 km east of Kalamata was 90% destroyed and two more people lost their lives there. The aftershock sequence of the earthquake is shown in Fig. 4.6. The depth was approx. 8 km, maximum intensity $I = IX$ (MM), peak ground acceleration 1.25g for natural period of 0.32 sec and $> 0.75g$ for 0.25-0.55 sec, and seismic moment 10^{20} dyn/cm.

Notes on the Seismological data.

All the above-mentioned data point to the following:

- Seismic activity has been high since the ancient/prehistoric times
- The earthquakes of the area are quite shallow and the intensities high.
- The epicentral distribution and the distribution of macroseismic intensities follow a general WNW-ESE trend that coincides with a major tectonic lineation.
- The earthquake fractures caused by the shocks play an important part in the distribution of damage. In the Kalamata earthquake, these fractures were step-like arranged, displaying a local shear stress field.
- The behaviour of the outcropping geological formations is satisfactory, except for the alluvial and the fractured or karstified outcrops of the bedrock.
- The intensity distribution coincides with E-W, WNW-ESE and NNW-SSE trending faults and fault zones.
- The probability for a $M=6.5$ earthquake to occur in the period 1986-2006 is very high ($0.80 \leq P \leq 1.00$) for the whole study area (Fig. 4.7).
- The expected ground accelerations (65% confidence) for the next 100 years are shown in Fig 4.8.
- The maximum expected intensity (63% confidence) for the next 25 years is 4.9 (MM). For the next 50 years it is 5.7 and for the next 100 years 6.5, using the McGuire method. With the use of the extreme values method, the expected figure is 7.1 (50 years) and using the mean values method, the figure rises to 8.0 (MM) (100 years).

Suggested category: III

NEOTECTONIC STRUCTURE

The neotectonic structures present in the sheet are mainly represented by faults and fault zones, and secondarily by joints. The main interest has been focused in the past activity potential and the of the reactivation of these structures in the future. On the other hand, the alpine tectonics is represented by folds, thrusts and nappes and certain faults, most of which occur in Pindos Unit.

The determination of the activity of each fault was done based on the guidelines issued by the EPPO, that is:

- Active faults
- Possibly active faults
- Inactive faults

Besides this classification there is another one that judges faults based on their throw:

- Faults and fault zones (mainly at graben margins) with $>100\text{m}$. throw.

- Secondary faults with a few tens of metres throw.

Taking into consideration the fractures created at certain locations during recent earthquakes (e.g. Vlahopoulos, Aristomenis) we connected some of them with underlying or nearby faults and characterized them as seismic.

Regional Neotectonic regime

The neotectonics of the Peloponnessos is characterized by the occurrence of large NNW-SSE and E-W tectonic grabens and horsts (Fig. 5.1) The E-W trending structures are prevalent in western and northern Peloponnessos, whereas the NNW-SSE trending ones in the central and eastern part. The area covered by "Filiatra" sheet lies in the junction between these two trends.

Neotectonic macrostructures of the Sheet

The main (1st order) macrostructures of central-western Peloponnessos are:

- Kalamata - Kyparissia graben
- Vlahopoulos graben
- Filiatra depression
- Kyparissia Mts. graben
- Mt. Tetrazio horsts
- Neda graben
- Minthi horst

These structures are bounded by fault zones that have the following main characteristics:

- The trends of the constituent faults are not stable throughout the margins
- These faults are interrupted by others of different trend; all together, they form conjugate fault sets created under the same stress field.

For these reasons the trend of the grabens is not stable. The confirmation of such geometric features, in combination with other observations, that are not important to be mentioned here, leads to the acceptance of a kinematic, and subsequently dynamic, model, different from the one that could be obtained from the analysis of individual faults, that are apparently normal. The en echelon arrangement of the marginal faults, allows us to accept that they are not of pure normal character, but oblique-normal ones; hence the deformation should be attributed to a coupling (?torsional) stress field, as it has been proved by detailed geologic, geomorphologic and neotectonic studies (Mariolakos, 1986, Mariolakos et al, 1989)

The following multifaulted block structures can be distinguished in the study area:

- Zaharo graben
- Mt Minthi horst
- Neda graben
- Tetrazio horst
- Kalo Nero - Dorio - Kyparissia graben
- Kyparissia Mts. morphotectonic structure
- Filiatra dipression

- Vlahopoulo graben

It should also be mentioned that in addition to the faults, large-scale **neotectonic folds** within these fault blocks have been observed, mainly in the Filatra and Neda grabens.

Zaharo graben: Part of it extends in the north-western part of the sheet. It is bounded by large, E-W trending fault zones.

Mt Minthi horst: Mt. Minthi lies at the northern part of the sheet. It is bounded by the E-W trending Milia-Minithi fault zone, which is not within the sheet limits. However, the “echo” of the activity of the fault zone can be seen in the change of the plunge and the trend of the alpine fold axes (northern plunge close to the fault, changing to horizontal or southern plunge towards the south). To the south, the graben is juxtaposed against the Neda graben by the Lepreo - Figaleia fault zone (Fig. 5.2)

Most of the faults within the horst are inactive; however, the marginal faults are possibly active or active.

The study of the marginal fault zones, the outcrops and the steady northern dips of Neda formation and the steady point to the conclusion that the whole multifaulted block has been rotated around a horizontal E-W trending axis.

Neda graben. It lies between Minthi and Tetrizio (mountains) horsts, to the north and to south, respectively. The northern and southern margins are two parallel, E-W trending fault zones. The northern one (Lepreo - Figaleia f.z.) displays an increasing cumulative offset heading to the west. The southern one (Neda f.z.) can be considered active, for the following reasons:

- juxtaposes the alpine bedrock against the Pleistocene Neda formation
- the cataclastic breccia on the fault contains fragments of the Neda formation
- the occurrence of scree deposited on the Neda formation and
- the intense incision of streams adjacent to the fault zone

The mapping of the Neda fault zone, included the identification of many smaller constituent faults, that also show significant horizontal component of displacement (Fig. 5.3); besides, the Karyes- Elaia segment displays evidence of reversal of its kinematic character (Fountoulis, 1994) and it is characterised as **active**; the remainder of the f.z is characterised as **possibly active**, as the only signs of possible activity that shows are (i) the local stream incision and (ii) the local occurrence of scree.

Finally, there are several small-scale faults within the graben; all display a small offset, they are grouped in two azimuthal trends, E-W and NNW-SSE and they are considered as active.

Tetrizio horst. It lies between Neda graben (to the north) and K. Nero - Dorio - A. Messinia graben (to the south). It can be distinguished into two constituent blocks, juxtaposed by the E-W trending Agaliani - Vanadas - Halkia (AVH) fault zone (f.z.). The alpine thrust trends here are N-S. All the faults in the horst are considered inactive. AVH f.z. is **possibly active**, except the Agaliani segment which is **active**.

Kalo Nero - Dorio - A. Messinia graben (KDM). It forms part of a larger-order structure, the Kalamata - Kyparissia graben and consists of three sub-basins; one of them (Dorio) is not tectonically controlled.

There are two important fault zones within the graben. (a) The NW-SE trending Kato Melpia - Desyllas f.z. and (b) Kyparissia - Aetos f.z.. The former displays (i) increasing offset towards Desyllas, (ii) intense transverse stream incision and development of talus cones and (iii) highly fractured rocks along the fault surface. This fault zone is characterised as *active*. The latter has also westward-increasing offset whereas monomictic tectonic breccias has been developed along strike. However, no fault surface can be confirmed nor scree or talus cones develop: in this sense it is regarded as *possibly active*.

Another active fault is the one that occurs and actually determines the flow of river Peristera; it trends E-W. Also, there are several small faults in the vicinity of the village of Myros.

Filiatra dipression. It is a 1st order neotectonic macrostructure and can be broken down into several smaller-scale ones (Fig. 5.2). Its eastern margin consists of NNW-SSE trending, en echelon arranged faults at the west of Mt. Kyparissia; however, its western termination cannot be seen, as it is offshore (in the Ionian Sea).

One important structure within this depression is the **Gargaliani-Profitis Ilias sub-horst**. Its western margin has a NNW-SSE trend and is bounded by numerous en echelon arranged faults. It is the most prominent topographic discontinuity in the Filiatra depression and a large part of it is covered by successive generations of breccia and scree.

Besides the NNW-SSE trending faults, there are other, E-W trending ones, characterised by prominent topographic discontinuities, developed on the Lower Pleistocene and the alpine formations. Slickensides are rare and are found only where carbonates are cut and there are occurrences of tectonic breccias. These E-W faults disrupt also the NNW-SSE ones.

At the southern part, in the mountain built of the Messinia conglomerates, the dominant fault trends are NE-SW and ENE-WSW. Here, striations that show normal-oblique or even reverse-oblique offset were found.

The whole area has undergone thorough study and, after Mariolakos & Fountoulis (1991) the deformation type here is of brittle-ductile character and is the result of a rotational couple stress field.

Vlahopoulo graben. It occupies the southernmost part of the sheet. Its southern margin is formed by a E-W to ENE-WSW trending fault, visible in the vicinity of Pylos.

ENGINEERING GEOLOGICAL DATA SECONDARY DESTRUCTIVE PHENOMENA

86

The available engineering geological data for the area limited, as no previous studies had been carried out. Besides, it should be noted that they give an overall image of the behaviour of the outcropping geological formations, not taking into account possible local differentiation.

Alluvials - Scree - loose deposits. They comprise mainly sands, clays, pebbles and gravel of various sizes. they are unconsolidated and have frequent occurrence of clay. Their engineering geological properties are very poor. In coastal areas they could produce liquefaction phenomena.

Plio-Pleistocene and Alpine clastic deposits. These are conglomerates, marls, pelites and intermediate phases. Generally they are compact, though locally are highly heterogeneous. Besides, they are crossed by numerous of discontinuities, so locally their engineering geological properties can be poor. Numerous landslides have been observed within the outcrop of the Neda formation.

Alpine carbonatic rocks. They have, in general, good engineering geological properties. Problems arise when the occurrence of densely spaced fractures loosen the rock mass, or pelitic or marls intercalations are present. In these cases the rockbody behaves not as a hard rock but as a soft material.

CONCLUSIONS

The following can be said on the area covered by "Filiatra" (1/100,000) sheet:

- Both Alpine and post-Alpine formations crop out.
- The **post- Alpine formations** occur in six main basins, bounded by large fault zones, each of which has its own neotectonic evolution. These are:
- **Neda graben** and **Filiatra**, filled exclusively with marine deposits. Age: Lower - Middle Pleistocene for the former and Lower Pleistocene the latter.
- **Kyparissia - Kalo Nero graben** and **Filiatra depression**, filled with terrestrial, lacustrine and marine deposits, the age of which spans from Miocene until the Holocene. In both grabens the Early Pleistocene is represented by marine deposits.
- **Dorio and Ano Messinia grabens**, filled with Plio-Pleistocene terrestrial deposits.
- Unconformities, lateral transitions and phase interchange are frequent phenomena in the paleogeographic evolution of the basins
- The alpine rocks of **Pindos Unit** form the main mountain masses of the area.
- The **faults** and **fault zones** in the area can be grouped according to their offset in (i) faults and fault zones with >100 m. offset and (ii) secondary faults with an offset of a few tens of metres.

According the fault activity, they can be classified in:

Seismic faults
Active faults

Possibly active faults
Inactive faults

- The neotectonic setting of the area is characterised by the occurrence of **large multifaulted blocks (horsts and grabens) bounded by large fault zones**, each of which displays particular seismotectonic features.
- **Minthi, Tetrazio and Kyparissia horsts** are relatively the most 'stable' locations in the study area. They are crossed by numerous faults, which, however, do not appear to be active. Only their margins show signs of activity.
- **Lepreo - N. Figaleia fault zone**, which forms the margin between Neda graben and Minthi horst is active.
- **Neda f.z.**, the margin between Neda graben and Tetrazio horst has an active segment, the one that lies within the graben and a possibly active one, at the east.
- **Kyparissia - Aetos f.z.**, the margin between Kyparissia - Kalo Nero graben and Kyparissia horst is possibly active throughout its western part, from Kyparissia to Aetos, and inactive further to the east.
- The **kinematic analysis** of the **fault zones, faults** and the **large-scale open folding ('warping')** of the area, in combination with a multitude of tectonic and geomorphological features, shows that the **deformation type during the neotectonic period** is of **brittle-ductile character**. The stress field associated with this deformation is that of rotational couple.
- The **vertical (uplift and subsidence) movements** deduced from the study of shoreline displacement during Quaternary, coupled with geodetic data, confirm the above-mentioned view and prove that kinematically and dynamically the same condition is valid for the current deformation regime.
- The **morphotectonic features (drainage networks, stream incision, planation surfaces, topographic discontinuities)** are characteristic indicators for the determination of the longterm kinematic regime in tectonically active regions.
- The areas with pronounced tectonic features have displayed high seismicity since the historical times.
- The prevailing engineering geological conditions, in combination with the expected mechanical behaviour of each geological formation during earthquake events and quiescence periods can locate the possibility of occurrence of destructive subsidiary effects (landslides, rockfalls, etc.) and determine the expected seismicity rating for each type of rock that outcrops in the area.