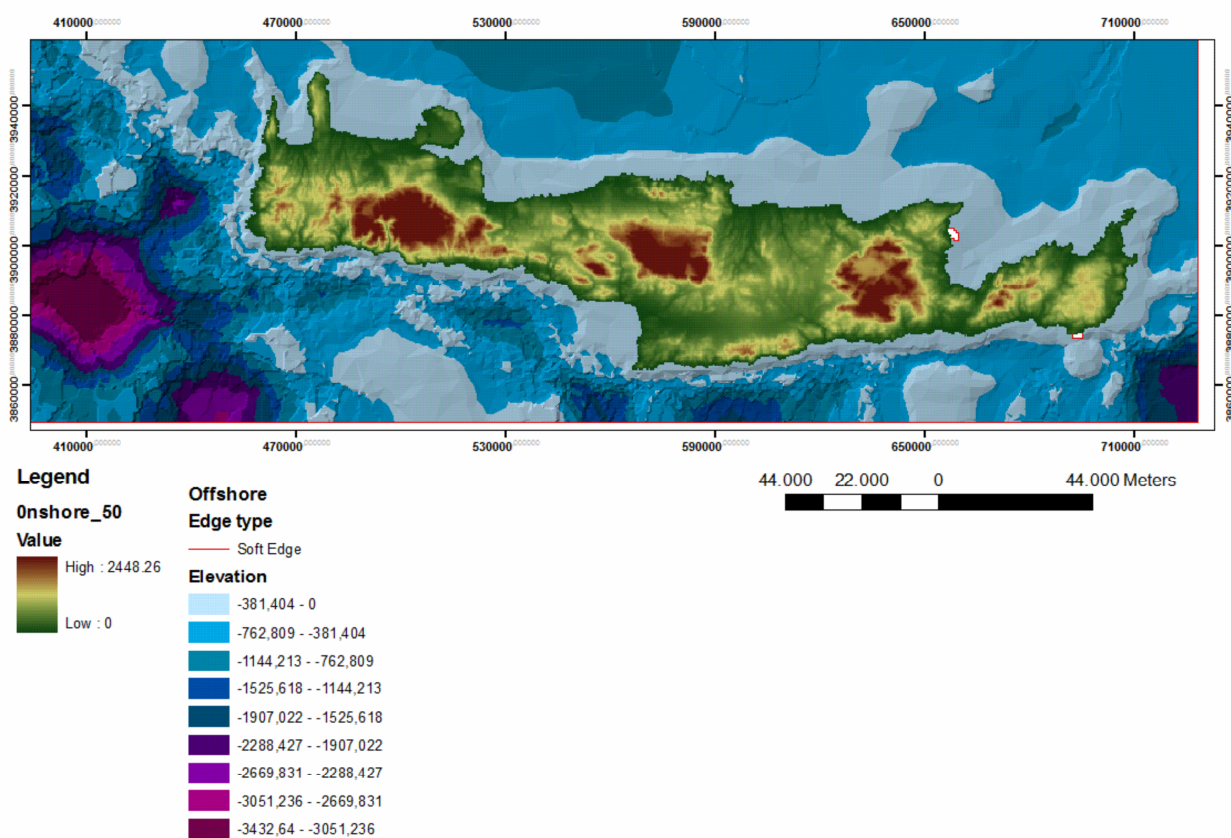




Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



ΤΟ ΒΑΘΥΜΕΤΡΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ
ΚΡΗΤΗΣ



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Βραχνού Ερασμία

Απρίλιος 2011



Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



ΤΟ ΒΑΘΥΜΕΤΡΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

Βραχνού Ερασμία

Απρίλιος 2011

Επιβλέπουσα : *Δρ. Κόκκινου Ελένη*
Επίκουρος Καθηγήτρια

Επιτροπή Αξιολόγησης : *Δρ. Ελένη Κόκκινου*
: *Δρ. Σουπιός Παντελής*
: *Δρ. Σάλτας Βασίλειος*

Ημερομηνία Παρουσίασης :

Αύξων Αριθμός Πτυχιακής Εργασίας :

Ευχαριστίες

Μέσα από αυτό το σημείωμα θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την καθηγήτρια κα. Έλλη Κόκκινου, κυρίως για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε, και την υπομονή που έκανε κατά τη διάρκεια υλοποίησης της πτυχιακής εργασίας. Αρχικά θέλω να την ευχαριστήσω για την επιλογή του θέματος, γιατί παρόλο που στην αρχή μου φάνηκε δύσκολο τελικά αποδείχθηκε αρκετά ενδιαφέρον. Όπως επίσης και για την πολύτιμη βοήθεια και καθοδήγηση της, για την επίλυση διάφορων θεμάτων. Για αυτούς τους λόγους λοιπόν, όπως και για πολλούς άλλους, θέλω να της εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου και να της πω ένα μεγάλο ευχαριστώ. Επίσης ευχαριστώ θερμά τον Δρ. Αλεξάκη Δημήτρη.

Θα θελα επίσης να απευθύνω τις ευχαριστίες μου στους γονείς μου, οι οποίοι στήριζαν τις σπουδές μου με διάφορους τρόπους, φροντίζοντας για την καλύτερη δυνατή μόρφωση μου.

Ολοκληρώνοντας ευχαριστώ την εξεταστική επιτροπή για τον χρόνο που μου διέθεσε.

Περίληψη

Στα πλαίσια της παρούσας πτυχιακής γίνεται προσδιορισμός της βαθυμετρικής δομής στον ευρύτερο χώρο της Κρήτης και εντοπίζονται οι κύριες ρηξιγενείς δομές στον θαλάσσιο χώρο, σε συνδυασμό με δεδομένα από την βιβλιογραφία. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν Γ.Σ.Π.

Abstract

Information concerning the bathymetry of Crete is combined with previous studies in order to indicate the main extensional structures in the offshore Crete area. GIS techniques was proved an important tool for the pre-mentioned scope.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΓΕΩΓΡΑΦΙΑ ΤΗΣ ΥΔΡΟΣΦΑΙΡΑΣ	6
1.1 Ωκεανοί και θάλασσες	6
1.2 Μεσόγειος Θάλασσα	6
1.3 Παράμετροι που περιγράφουν το θαλασσινό νερό	7
2. ΒΥΘΟΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΒΥΘΟΜΕΤΡΙΚΟΙ ΧΑΡΤΕΣ	- 18 -
2.1 Εισαγωγή	- 18 -
2.2 Τεχνικές άμεσης παρατήρησης	- 18 -
2.3 Βυθομετρικοί χάρτες	- 23 -
3. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ (GIS)	- 28 -
3.1 Εισαγωγή	- 28 -
3.2 Χρήση του Arcview	- 29 -
4. Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ	- 35 -
4.1 Η γεωλογία της Κρήτης	- 35 -
4.2 Η ενότητα των πλακωδών ασβεστολίθων	- 36 -
4.3 Η ενότητα Τρυπαλίου	- 38 -
4.4 Η ενότητα φυλλιτών-χαλαζιτών	- 39 -
4.5 Η ενότητα Γαβρόβου-Τρίπολης	- 40 -
4.6 Η ενότητα Πίνδου	- 41 -
4.7 Το τεκτονικό “Melange”	- 43 -
4.8 Η ενότητα Αστερουσίων	- 44 -
4.9 Οι οφιόλιθοι	- 46 -
4.10 Νεογενείς και Τεταρτογενείς αποθέσεις	- 47 -
4.11 Ταξινόμηση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης	- 48 -
5. ΤΟ ΒΑΘΥΜΕΤΡΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ	- 51 -
5.1 Εισαγωγή	- 51 -
5.2 Αποτελέσματα	- 51 -
6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	- 58 -

1. ΓΕΩΓΡΑΦΙΑ ΤΗΣ ΥΔΡΟΣΦΑΙΡΑΣ

1.1 Ωκεανοί και θάλασσες

Σύμφωνα με τη Διεθνή Υδρογραφική Υπηρεσία (International Hydrography Bureau, 1953) υπάρχουν μόνο τρεις ωκεανοί: Ο Ατλαντικός, ο Ειρηνικός και ο Ινδικός, ο καθένας από τους οποίους συμπεριλαμβάνει περιθωριακές ή εσωτερικές (μεσόγειες) θάλασσες. Οι μεσόγειες θάλασσες περιβάλλονται στο μεγαλύτερο μέρος τους από ξηρά και επικοινωνούν από ένα μικρό τμήμα τους με κάποιον ωκεανό. Σύμφωνα με τον ορισμό αυτό η Αρκτική και η Καραϊβική Θάλασσα αποτελούν και οι δύο μεσόγειες θάλασσες. Οι περιθωριακές θάλασσες ορίζονται μόνο από κάποια εσοχή στην ακτογραμμή του ωκεανού. Οι ωκεανοί και οι γειτονικές τους θάλασσες καλύπτουν το 70.8% της επιφάνειας της Γης. Το μέγεθός τους ποικίλει αρκετά. Ο Ειρηνικός Ωκεανός είναι ο μεγαλύτερος και η επιφάνειά του είναι όσο η επιφάνεια των άλλων δύο ωκεανών μαζί (Πίνακας 1).

Πίνακας 1

Επιφάνεια των Ωκεανών της Γης	
Ειρηνικός	$181.34 \cdot 10^6 \text{ Km}^2$
Ατλαντικός	$106.57 \cdot 10^6 \text{ Km}^2$
Ινδικός	$74.12 \cdot 10^6 \text{ Km}^2$

1.2 Μεσόγειος Θάλασσα

Ως Μεσόγειος είναι γνωστή από τα αρχαιότερα χρόνια μεγάλη κλειστή θάλασσα, που βρίσκεται ανάμεσα σε τρεις ηπείρους την Ευρώπη, την Ασία και την Αφρική. Στα δυτικά συνδέεται με τον Ατλαντικό Ωκεανό, δια του πορθμού του Γιβραλτάρ και στα ανατολικά με την Ερυθρά θάλασσα δια της διώρυγας του Σουέζ. Μαζί με την Προποντίδα, τον Εύξεινο Πόντο και την Αζοφική θάλασσα που κατά την αντίληψη των Γάλλων γεωγράφων θεωρούνται εσωτερικά μέρη, παραρτήματά της, που όμως κατά την αντίληψη των Άγγλων γεωγράφων, θα πρέπει να θεωρούνται ως άσχετα με τη Μεσόγειο, άποψη που και έχει επικρατήσει ως πρακτικότερη επί της περιγραφής. Έχει έκταση 2.966.000 τ.χλμ. ή περίπου 800.000 τ. μίλια. Το μέγιστο μήκος, από το Γιβραλτάρ μέχρι τις ακτές της Συρίας, είναι 2.100 ν. μίλια ή 3.860 χλμ., το δε μέγιστο πλάτος 1.800 χλμ. ενώ το μέγιστο βάθος είναι 5.120 μ. σε απόσταση 62 μιλίων Νοτιοδυτικά από το

ακρωτήριο Ταΐναρο. Το μέσο πλάτος είναι 600 χλμ. και το μέσο βάθος 1.500 μ. Γενικά η Μεσόγειος Θάλασσα είναι η μεγαλύτερη κλειστή θάλασσα της Γης και μοιάζει με λίμνη.

Η γεωγραφική θέση της Μεσογείου στον παγκόσμιο χάρτη της Γης προσδιορίζεται από τους γεωγραφικούς παραλλήλους και μεσημβρινούς που την πλαισιώνουν, δηλαδή από το γεωγραφικό πλάτος 30° 15' Β. έως 45° 50' Β. και από το γεωγραφικό μήκος 05° 21' Α. μέχρι 36° 10' Α. Η Μεσόγειος θάλασσα βρίσκεται λοιπόν στο Βόρειο και Ανατολικό ημισφαίριο της Γης.

Από γεωμορφολογικής άποψης αποτελεί βαθιά θάλασσα με πολλά παράλια και μεγάλα νησιά όπως:

- Κύπρος, Κρήτη, Εύβοια, Λέσβος, Ρόδος, Χίος, Κεφαλλονιά, Κέρκυρα, Λήμνος, Σάμος, Νάξος, Ζάκυνθος, Άνδρος, Θάσος, Λευκάδα, Κάρπαθος, Κως, Τμβρος, Κύθηρα, Ικαρία και Σκύρος στην ανατολική Μεσόγειο.
- Σικελία, Σαρδηνία, Κορσική, Τζέρμπα, Κρες, Κρκ, Μπρατς, Χβαρ, Π αγκ, Κόρτσουλα, Μάλτα και Έλβα στη κεντρική Μεσόγειο.
- Μαγιόρκα, Μινόρκα και Τμπιζα στη δυτική Μεσόγειο

1.3 Παράμετροι που περιγράφουν το θαλασσινό νερό

Η μελέτη των φυσικών φαινομένων στο θαλάσσιο σύστημα αποτελεί αντικείμενο της φυσικής ωκεανογραφίας. Φαινόμενα όπως τα ρεύματα και η κίνηση μαζών, η μεταφορά και ανάμιξη υδάτινων όγκων, συνιστούν γνώση που είναι απαραίτητη για την κατανόηση των μηχανισμών του θαλάσσιου οικοσυστήματος. Η διαφορά στην επιστημονική προσέγγιση των υδάτινων οικοσυστημάτων σε σχέση με τα χερσαία, έγκειται στο γεγονός ότι το υδάτινο περιβάλλον κινείται συνεχώς, οι φυσικές ιδιότητες μεταβάλλονται ταχύτατα και ολόκληροι βιότοποι μεταφέρονται. Γι' αυτό θα εκτεθούν συνοπτικά ορισμένες ιδιότητες και φαινόμενα του θαλασσίου χώρου που σχετίζονται άμεσα με την συμπεριφορά και την κατανόηση διεργασιών του υδατικού οικοσυστήματος.

ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ

Η θερμοκρασία της θάλασσας εκφράζεται σε βαθμούς της κλίμακας Κελσίου. Η θερμοκρασία ανοιχτών θαλασσών κυμαίνεται μεταξύ -2 και +30 °C στην διάρκεια του έτους. Το ετήσιο εύρος της θερμοκρασίας στις Ελληνικές θάλασσες κυμαίνεται

μεταξύ +12 και +25 °C, σε ορισμένα δε παράκτια οικοσυστήματα φτάνει τους 28-30 °C. Όσον αφορά το ανώτερο όριο της θερμοκρασίας, πρέπει να σημειωθεί ότι η απορροφημένη από το επιφανειακό στρώμα θερμότητα τείνει να διασπαρθεί στο σύστημα, λόγω υψηλής θερμικής αγωγιμότητας και φαινομένων ανάμειξης νερού. Ο λόγος για τον οποίο η ανώτερη θερμοκρασία της επιφάνειας δεν ξεπερνάει τους 30 °C είναι ότι το ήμισυ τουλάχιστον της θερμικής ενέργειας χρησιμοποιείται για εξάτμιση μάλλον, παρά για την αύξηση της θερμοκρασίας. Αυτό δεν σημαίνει ότι η θερμοκρασία της θάλασσας δεν μεταβάλλεται, αλλά ότι η διακύμανση της λαμβάνει χώρα σε όρια στενότερα από ότι η θερμοκρασιακή διακύμανση της ατμόσφαιρας. Η θερμοκρασία είναι η πιο σπουδαία μεταβλητή στη μελέτη του θαλάσσιου χώρου.

ΠΙΕΣΗ

Η πίεση είναι επίσης σημαντική μεταβλητή. Περισσότερες από μία μονάδες χρησιμοποιούνται. Έχει επικρατήσει η μονάδα dyn/cm^2 . Η τιμή $1.023 \cdot 10^6 \text{ dyn/cm}^2$ θεωρείται ότι ισοδυναμεί με την κανονική ατμοσφαιρική πίεση που εκφράζεται σε bars. Η μονάδα αυτή χρησιμοποιείται από τους μετεωρολόγους (για την βαρομετρική πίεση) και συνήθως χρησιμοποιείται το υποπολλαπλάσιο millibar (χιλιοστά του bar). 1013 millibars είναι ισοδύναμα με την κανονική ατμοσφαιρική πίεση.

Το decibar που ισοδυναμεί με 100000 dyn/cm^2 , είναι σχεδόν το 1/10 της κανονικής ατμοσφαιρικής πίεσης που αντιστοιχεί σε διαφορά βάθους στη θάλασσα ίση προς ένα μέτρο. Με άλλα λόγια ο αριθμός που εκφράζει decibars πίεσης είναι ίσος με το βάθος (εκφραζόμενο σε μέτρα). Για κάθε 10 μέτρα βάθος η πίεση αυξάνει κατά μία ατμόσφαιρα περίπου. Η προσέγγιση αυτή είναι επαρκής για τους υπολογισμούς ρουτίνας στην ωκεανογραφία.

ΑΛΑΤΟΤΗΤΑ

Μετά τη θερμοκρασία η πιο σημαντική παράμετρος στην φυσική ωκεανογραφία είναι η αλατότητα. Σαν αλατότητα ορίζεται το ολικό ποσό των στερεών υλικών που περιέχονται σε 1000 gr θαλασσινού νερού.

Η συνολική ποσότητα διαλυμένων υλικών δίνεται σε γραμμάρια. Για το λόγο αυτό η αλατότητα εκφράζεται σε gr ανά Kgr θαλασσινού νερού ή σε μέρη επί τις χιλίους (S ‰). Η αλατότητα δεν είναι μόνο το ποσό των αλάτων στο νερό, αλλά περιλαμβάνει και το σύνολο της διαλυμένης ύλης.

ΠΥΚΝΟΤΗΤΑ

Η πυκνότητα μιας μάζας θαλασσινού νερού αναφέρεται στην αλατότητα (S), την θερμοκρασία (T), και την πίεση (P) που επικρατούν στο σημείο δειγματοληψίας.

$$\rho_{S,T,P}$$

Συνήθως χρησιμοποιείται η έκφραση

$$\sigma_{S,T,P} = (\rho_{S,T,P} - 1) \cdot 1000 \quad (1)$$

όπου σ = σίγμα

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον έχει ο συντελεστής σ_t (σίγμα τι).

Σαν σ_t ορίζεται το $\sigma_{S,T,0}$ δηλαδή εάν συγκεκριμένο δείγμα νερού έχει αλατότητα S, θερμοκρασία T και έρχεται στην επιφάνεια ($P=0$) από ορισμένο βάθος χωρίς να μεταβληθεί η αλατότητα του ή η θερμοκρασία του, τότε η μάζα αυτού του νερού έχει τις ιδιότητες του σ_t .

Η φυσική σημασία του σ_t σχετίζεται με την πυκνότητα της μάζας του νερού και χρησιμοποιείται ευρύτατα τόσο για τον χαρακτηρισμό ορισμένων τύπων νερών, όσο και για την εκτίμηση της κατακόρυφης σταθερότητας της στήλης του νερού.

Ομοίως η έκφραση του σ είναι δυνατόν να αναφέρεται στους 0°C και συμβολίζεται με σ_0 . Το σίγμα-0 είναι ισοδύναμο του $\sigma_{S,0,0}$ δηλαδή εάν δείγμα νερού αλατότητας S, θερμοκρασίας T, έρχεται στην επιφάνεια από ορισμένο βάθος, και η θερμοκρασία του αναχθεί σε 0°C , τότε τα χαρακτηριστικά του νερού εκφράζονται από το σίγμα – 0.

Το σ_0 και το σ_t συνδέονται με τη σχέση

$$\sigma_t = \sigma_0 - D \quad (2)$$

Όπου D ορίζεται η διαφορά μεταξύ σ_0 και σ_t ($D = \sigma_0 - \sigma_t$)

Είναι δυνατός ο υπολογισμός του σ_t δείγματος θαλασσινού νερού, με την βοήθεια πινάκων, εφ' όσον είναι γνωστή η αλατότητα του δείγματος, η θερμοκρασία του και το βάθος από το οποίο προέρχεται.

Παράδειγμα υπολογισμού του σ_t

Δείγμα θαλασσινού νερού έχει θερμοκρασία 17.8 °C και αλατότητα 37.3 ‰. Να υπολογιστεί το σ_t .

1. Υπολογίζουμε την τιμή σ_0 από τον Πίνακα 1, χρησιμοποιώντας την τιμή της αλατότητας.

$$\text{Για } S = 37.3 \text{ το } \sigma_0 = 30.0$$

2. Υπολογίζουμε το D από τον Πίνακα 2 συναρτήσει του σ_0 και της θερμοκρασίας.

$$\text{Για } \sigma_0 = 30.0 \text{ και } T = 17.8 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ το } D = 2.90$$

3. Υπολογίζουμε το σ_t από τη σχέση (2)

$$\sigma_t = 30.0 - 2.90 = 27.10$$

2. ΒΥΘΟΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΒΥΘΟΜΕΤΡΙΚΟΙ ΧΑΡΤΕΣ

2.1 Εισαγωγή

Βυθομετρία είναι η ενόργανη μέτρηση του βάθους νερού. Πολλές βυθομετρήσεις σε μια περιοχή μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να οπτικοποιηθεί η τοπογραφία του βυθού. Όσο πιο πυκνό είναι το δίκτυο των βυθομετρήσεων τόσο τόσο πιο ακριβής είναι η εικόνα της υποθαλάσσιας τοπογραφίας του βυθού που μελετάται. Οι τεχνικές που χρησιμοποιούνται για την ανεύρεση του βάθους μιας θαλάσσιας περιοχής είναι η ραβδοσκόπηση ή βολιδοσκόπηση, ο ηχοβολισμός και η βυθοσκόπηση με Laser.

2.2 Τεχνικές άμεσης παρατήρησης

Η αρχαιότερη μέθοδος προσδιορισμού του βάθους ενός θαλάσσιου πυθμένα είναι η ραβδοσκόπηση με τη βοήθεια ενός βαθμονομημένου κονταριού πλοήγησης ή εναλλακτικά με ένα βαθμονομημένο σχοινί όπου στην μία του άκρη είναι προσαρμοσμένο ένα λίθινο ή μεταλλικό βάρος (βολίδα). Τοιχογραφίες από Αιγυπτιακούς τάφους (σχ. 2.1) που χρονολογούνται πριν από τουλάχιστον 5000 χρόνια αναπαριστούν σκάφη που προσεγγίζουν αβαθή νερά με την χρήση κονταριού. Η μέθοδος αυτή ήταν μια διαδεδομένη πρακτική που την χρησιμοποιούσαν για πολλούς αιώνες όλοι σχεδόν οι ναυτικοί όταν τα σκάφη τους πλησίαζαν σε λιμάνια ή σε παράκτιες περιοχές.



Σχήμα 2.1 Τοιχογραφίες από Αιγυπτιακούς τάφους που φανερώνουν την χρήση ράβδου πλοήγησης

Η πρώτη εκτίμηση για το βάθος της Μεσογείου έγινε από τον Ποσειδώνιο το 85 π.Χ. όταν με μια βολιδοσκόπηση διαπίστωσε ότι ο βαθύς πυθμένας της Μεσογείου δεν ήταν επίπεδος, όπως πίστευαν μέχρι εκείνη την εποχή, αλλά αρκετά ανώμαλος και μάλιστα το μέγιστο βάθος του ξεπερνούσε τα 1800 μέτρα στην περιοχή κοντά στη Σαρδηνία.

Ηχοβολισμός

Η ακουστική διασκόπηση είναι η πλέον σύγχρονη τεχνική προσδιορισμού του βάθους ενός θαλάσσιου πυθμένα. Χρησιμοποιεί στις ιδιότητες του ήχου, όταν αυτός διαδίδεται μέσα σε ρευστό. Μια συσκευή που ονομάζεται βυθόμετρο (συνήθως είναι προσαρμοσμένο πάνω σε ένα σκάφος) εκπέμπει έναν ηχητικό παλμό, από τον πομπό του, το οποίο κατευθύνει προς τον βυθό και στη συνέχεια, αφού ανακλαστεί, τον συλλέγει με το δέκτη του. Ο υπολογισμός του βάθους νερού γίνεται με την επίλυση της εξίσωσης:

$$Z=C*t/2$$

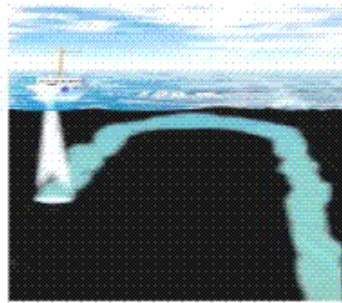
Όπου, Z = το βάθος νερού,

C = η ταχύτητα του ήχου στο θαλασσινό νερό (~1500 km/hr),

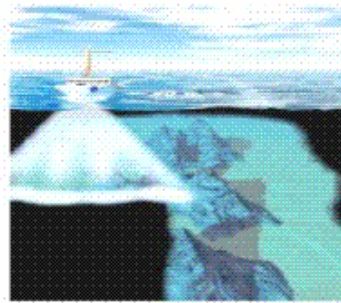
t = ο χρόνος διαδρομής του ηχητικού παλμού που κάνει για να φτάσει από τον πομπό στο βυθό και αντίστροφα.

Τα Βυθόμετρα Απλής Δέσμης (Single Beam Echosounder), (σχ. 2.2) εκπέμπουν μια κάθετη δέσμη ηχητικών παλμών στη συχνότητα των 200KHz ή των 50KHz. Με τις υψηλές συχνότητες (200KHz) επιτυγχάνεται μεγάλη ακρίβεια σε ρηχά σχετικά νερά, ενώ με τις χαμηλές συχνότητες (50KHz) η ηχητική δέσμη διεισδύει σε μεγαλύτερα βάθη νερού. Η συνεχής εκπομπή ηχητικών παλμών κατά μήκος της πορείας ενός ερευνητικού σκάφους επιφανείας δίνει μια δισδιάστατη βυθομετρική διατομή. Η πρώτη βυθομέτρηση με ηχοβολιστή απλής δέσμης έγινε από το γερμανικό σκάφος Meteor στις αρχές της δεκαετίας του 1920 ανακαλύπτοντας τις τοπογραφικές ανωμαλίες του Ατλαντικού Ωκεανού.

Τις τελευταίες δεκαετίες ένας άλλος τύπος ηχοβολιστών έχουν αναπτυχθεί. Ονομάζονται Βυθόμετρα Πολλαπλής Δέσμης (Multibeam Echosounder) (σχ. 2.2) και η λειτουργία τους βασίζεται στην εκπομπή μιας πολλαπλής ηχητικής δέσμης με ευρεία γωνία πρόσπτωσης. Η δέσμη αυτή αφού ανακλαστεί στο βυθό συλλέγεται από ένα σύστημα δεκτών που είναι εγκατεστημένο στα ύφαλα του ερευνητικού σκάφους. Μετά από την κατάλληλη επεξεργασία, μέσω ενός ειδικού λογισμικού, παράγεται η τρισδιάστατη βυθομετρική απεικόνιση μιας ευρείας ζώνης βυθού.



(α)

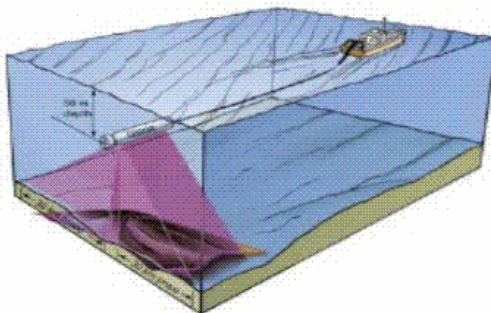


(β)

Σχήμα 2.2 Έρευνα με βυθόμετρο (α) απλής και (β) πολλαπλής δέσμης

Ένα άλλο ωκεανογραφικό όργανο που μπορεί να απεικονίσει το βυθό μέσω της εκπομπής δέσμης ηχητικών παλμών είναι ο Ηχοβολιστής Πλευρικής Σάρωσης (Side Scan Sonar) (σχ. 2.3). Το σύστημα αυτό χρησιμοποιεί έναν διπλό πομποδέκτη προσαρμοσμένο σε μια συσκευή που μοιάζει με τορπίλη. Η τορπίλη σέρνεται πίσω από το ερευνητικό σκάφος επιφανείας με τη βοήθεια ενός ειδικού συρματόσχοινου. Παράγονται δύο ηχητικές δέσμες, η μια δεξιά και η

άλλη αριστερά της νοητής πορείας του σκάφους, με αποτέλεσμα την απεικόνιση («φωτογράφιση») των ψευδοτριδιάστατων ανωμαλιών του πυθμένα. Οι γεωμορφές ή τα αντικείμενα του βυθού που εξέχουν έχουν εντονότερη φωτεινότητα, ενώ αυτά που βρίσκονται χαμηλότερα ή είναι πίσω από τις «τοπογραφικές εξάρσεις» εμφανίζονται πιο σκούρες αποχρώσεις. Οι Ηχοβολιστές Πλευρικής Σάρωσης δεν παρέχουν ακριβή βυθομετρικά δεδομένα. Ωστόσο, είναι πολύτιμο όργανο στον εντοπισμό ναυαγίων, βλαβών σε υποβρύχια καλώδια και διάφορων γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών του πυθμένα όπως, υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, αμμοθίνες, βραχώδεις εξάρσεις κ.ά..



Σχήμα 2.3 Μορφολογική αποτύπωση βυθού με χρήση ηχοβολιστή πλευρικής σάρωσης

Βυθοσκόπηση με LASER

Τα τελευταία χρόνια η τεχνολογία Laser χρησιμοποιείται ευρέως για την βυθομέτρηση των αβαθών νερών αλλά και για την αποτύπωση μεγάλης κλίμακας μορφολογικών ανωμαλιών στους ωκεανούς. Έχουν αναπτυχθεί δύο κύριες τεχνικές: η βυθοσκόπηση με αερομεταφερόμενο Laser και η Δορυφορική υψομετρία. Και στις δυο περιπτώσεις μια ειδική συσκευή Laser που είναι προσαρμοσμένη σε ένα αεροπλάνο ή δορυφόρο εκπέμπει δέσμη φωτός κάθετα προς την επιφάνεια της θάλασσας.

Το Αερομεταφερόμενο Βυθόμετρο Laser (Laser Airborne Depth Sounder – LADS) (σχ. 2.4) αναπτύχθηκε από το πολεμικό ναυτικό της Αυστραλίας για να αποτυπώσει με μικρό κόστος και σε μικρό χρονικό διάστημα τις παράκτιες περιοχές της αυστραλιανής ηπείρου. Αποτελείται από μια συστοιχία Laser που τοποθετείται πάνω σε ένα μικρό αεροσκάφος, το οποίο πετάει σε ύψος 500 m περίπου. Το Laser αυτό έχει τη δυνατότητα να εκπέμπει δύο δέσμες: (α) μια κόκκινη που μετρά το ύψος του αεροπλάνου από την επιφάνεια της θάλασσας και (β) μια πράσινη που διεισδύει στο νερό και ανακλάται στον βυθό. Η διαφορά των αποστάσεων που λαμβάνονται από τις δυο αυτές δέσμες είναι το βάθος της θάλασσας. Αυτή η τεχνική έχει πολύ καλά αποτελέσματα στις αβαθείς περιοχές (βάθη μικρότερα των 20-30 m με καθαρά και ήρεμα νερά. Σε περιοχές με μεγάλη συγκέντρωση αιωρημένου υλικού ή τουρβιδιτική ροή (κυματισμό και ισχυρά παράκτια ρεύματα), η βυθοσκόπηση είναι αδύνατη.

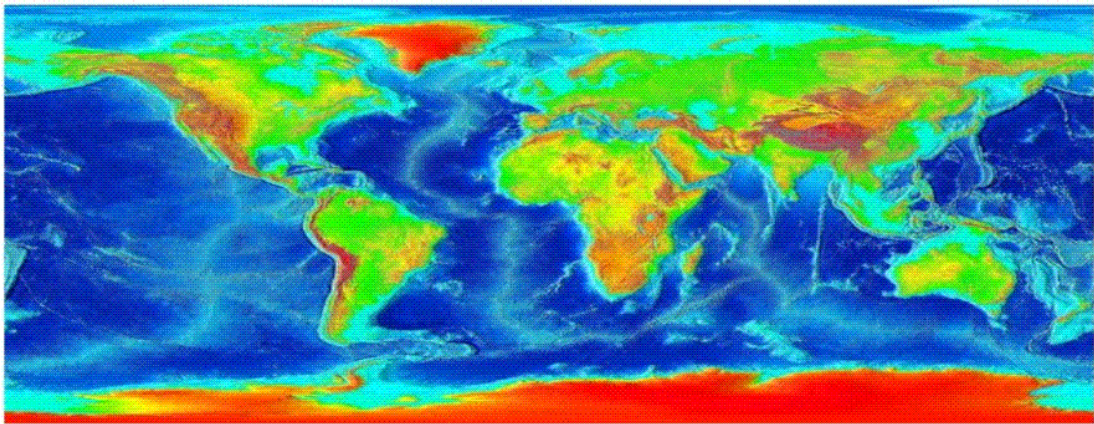
Ένας άλλος περιοριστικός παράγοντας είναι η νέφωση πάνω από την εξεταζόμενη περιοχή η οποία απορροφά ένα μεγάλο μέρος της δέσμης του laser και δεν το αφήνει να φτάσει με πλήρη ένταση στην επιφάνεια της θάλασσας.

Η εκτόξευση ειδικών δορυφόρων με ωκεανογραφική ειδικευση, τις τελευταίες δυο δεκαετίες, έχει προάγει σε μεγάλο βαθμό την γνώση μας για την τις φυσικές διεργασίες που συμβαίνουν στους ωκεανούς (σχ. 2.5). Μια από τις σπουδαιότερες συνεισφορές της Δορυφορικής Υψομετρίας (Satellite Altimetry) είναι η ανακάλυψη των μεγάλων μορφολογικών χαρακτηριστικών του ωκεάνιου πυθμένα. Έχει διαπιστωθεί ότι η στάθμη του ωκεανού πάνω από μια μεγάλη μορφολογική ανωμαλία συμπεριφέρεται ανάλογα. Πιο συγκεκριμένα, όταν στον βυθό υπάρχει ένα υποθαλάσσιο βουνό, τότε ακριβώς πάνω από αυτό, η επιφάνεια του νερού ανυψώνεται αμυδρά σε σχέση με την τριγύρω περιοχή. Αντίθετα, όταν στον βυθό υπάρχει μια βαθιά λεκάνη, τότε πάνω από αυτήν την μορφολογική ανωμαλία, η επιφάνεια του ωκεανού χαμηλώνει σε σχέση με την μέση στάθμη. Με βάση αυτή την παρατήρηση και κατόπιν πολλών διορθώσεων έχουν παραχθεί μορφολογικοί χάρτες που δείχνουν σε γενικές γραμμές τις θέσεις των μεσο-ωκεάνιων ραχών, των μεγάλων ρηγμάτων μετασχηματισμού, τις βαθιές τάφρους στα μέτωπα σύγκλισης των λιθοσφαιρικών

πλακών κ.ά. Επισημαίνεται, ότι η μέθοδος της Δορυφορικής Υψομετρίας δεν μπορεί να δώσει βυθομετρικά δεδομένα, αλλά παρέχει μια γενική εκτίμηση των μεγάλων υποθαλάσσιων γεωμορφών.



Σχήμα 2.4 Βυθοσκόπηση παράκτιων περιοχών με χρήση Αερομεταφερόμενο Βυθόμετρο Laser



Σχήμα 2.5 Γενική μορφολογική διάπλαση του ωκεάνιου πυθμένα με χρήση δορυφορικής υψομετρίας

2.3 Βυθομετρικοί χάρτες

Βυθομετρικός Χάρτης: η χωρική απεικόνιση του βυθού σε μια οριζόντια διάσταση
Ναυτικός Χάρτης: η περιληπτική παρουσίαση της παράκτιας και θαλάσσιας περιοχής που περιλαμβάνει απαραίτητες πληροφορίες για την ασφαλή ναυσιπλοΐα. Σε έναν ναυτικό χάρτη περιλαμβάνονται βυθομετρικά δεδομένα που δίνουν μια σχετικά καλή εικόνα της μορφολογίας του βυθού

Βυθομετρική διατομή: η δισδιάστατη απεικόνιση του βυθού σε μια κάθετη τομή

Ισοβαθής: η γραμμή που ενώνει τα σημεία με ίδιο βάθος.

Ισοδιάσταση: η απόσταση σε μέτρα μεταξύ δυο διαδοχικών ισοβαθών

Χαρακτηριστικά ναυτικών χαρτών

Τα κυριότερα στοιχεία ενός ναυτικού χάρτη είναι η χωρική διευθέτηση των απαραίτητων γεωγραφικών πληροφοριών, η απεικόνιση της ξηράς, ακτογραμμής και του θαλάσσιου πυθμένα, και σύμβολα ναυσιπλοΐας.

Χωρική διευθέτηση

Συντεταγμένες

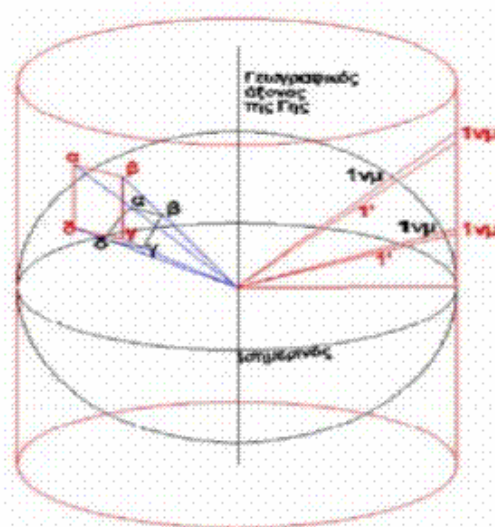
Κάθε σημείο της επιφάνειας της Γης προσδιορίζεται από δύο Γεωγραφικές Συντεταγμένες: Το Γεωγραφικό Πλάτος (ϕ , Latitude) που είναι το τμήμα (τόξο) του μεσημβρινού που περιλαμβάνεται μεταξύ του ισημερινού της γης και της συγκεκριμένης θέσης. Μετράται σε μοίρες, όπου η αρχή του (00°) είναι ο Ισημερινός και το τέλος του (90°) είναι οι πόλοι.

Χαρακτηρίζεται ως Βόρειο (N) ή Νότιο (S), αναλόγως το ημισφαίριο στο οποίο βρίσκεται η θέση. Το Γεωγραφικό Πλάτος σημειώνεται στο αριστερό και δεξιό πλαίσιο ενός ναυτικού χάρτη. Με βάση αυτή την κλίμακα μετρώνται όλες οι αποστάσεις πάνω στον χάρτη, όπου η μια μοίρα ισοδυναμεί με 60 ναυτικά μίλια ($1^\circ = 60 \text{ μίλια} = 111,11 \text{ χλμ.}$) και ένα πρώτο της μοίρας ισοδυναμεί με ένα ναυτικό μίλι και ($1' = 1 \text{ μίλι} = 1,852 \text{ χλμ.}$). Το Γεωγραφικό Μήκος (λ , Longitude) είναι το τμήμα (τόξο) του παράλληλου που περιλαμβάνεται μεταξύ του 1ου μεσημβρινού και της συγκεκριμένης θέσης. Μετράται σε μοίρες, όπου η αρχή του (000°) είναι ο μεσημβρινός που διέρχεται από το Greenwich και το τέλος του (180°) είναι ο (αντί-)μεσημβρινός που διέρχεται κοντά από τα νησιά Φίτζι στον Ειρηνικό Ωκεανό. Χαρακτηρίζεται ως Ανατολικό (E) ή Δυτικό (W) αναλόγως το ημισφαίριο στο οποίο βρίσκεται η θέση. Το Γεωγραφικό Μήκος σημειώνεται στο πάνω και κάτω πλαίσιο του ναυτικού χάρτη. Σε αντίθεση με την κλίμακα μήκους τις οποίας οι υποδιαίρεσεις έχουν

το ίδιο πάχος, στην κλίμακα πλάτους, όσο πλησιάζουμε προς τους πόλους το πάχος των υποδιαιρέσεων μειώνεται.

Προβολή

Οι ναυτικοί χάρτες στην Ελλάδα απεικονίζονται με βάση την Εγκάρσια Μερκατορική Προβολή (Universal Transverse Mercator ή U.T.M.) (σχ. 2.6), για ζώνες εύρους 6° (η γη χωρίζεται σε 60 ζώνες). Στην Ε.Μ.Π., η γήινη επιφάνεια προβάλλεται πάνω σε έναν κύλινδρο, ο άξονας του οποίου είναι κάθετος ως προς την ευθεία που ενώνει τους δύο πόλους. Ο μεσημβρινός που ορίζεται από την επαφή του κυλίνδρου με τη γήινη επιφάνεια είναι ο Κεντρικός Μεσημβρινός της προβολής και ταυτίζεται με τον κατακόρυφο άξονα του προβολικού συστήματος. Ο οριζόντιος άξονας όλων των Ε.Μ.Π. είναι ο Ισημερινός.



Σχήμα 2.6 Η Εγκάρσια Μερκατορική Προβολή της επιφάνειας της γης.

Κλίμακα

Κλίμακα ενός χάρτη είναι η σχέση ανάμεσα στο σχεδιασμένο γραφικό μήκος και στο αντίστοιχο πραγματικό. Η κλίμακα ορίζεται ως ένα κλάσμα που έχει αριθμητή το σχεδιασμένο μήκος στον χάρτη και παρονομαστή το αντίστοιχο πραγματικό μήκος:

$$K=1/\alpha$$

Για παράδειγμα, ένας χάρτης με κλίμακα 1:50.000 (ένα προς πενήντα χιλιάδες) υποδηλώνει ότι 1 cm στον χάρτη αντιστοιχεί σε 50.000 cm (ή 500 m) στην πραγματική διάσταση της χαρτογραφημένης περιοχής.

Εκτός από την κλίμακα γεωγραφικού πλάτους και μήκους που πλαισιώνει τον χάρτη, πιθανώς να υπάρχει και μια γραφική κλίμακα, με την μορφή βαθμονομημένης γραμμής που αντιπροσωπεύει με μονάδες αποστάσεων στο έδαφος (συνήθως σε χιλιόμετρα ή μίλια).

Προσανατολισμός

Συνήθως οι χάρτες είναι προσανατολισμένοι με το πάνω μέρος τους προς τον βορρά. Ωστόσο, υπάρχουν γραφικά σύμβολα που επιβεβαιώνουν την αρχή αυτή. Ένα ιδιαίτερο σύμβολο είναι το Ανεμολόγιο Ναυτικού Χάρτη (compass rose).

Πρόκειται για χάρτινο δίσκο που αναπαριστά τον ορίζοντα, η περιφέρεια του οποίου υποδιαιρείται από 0° έως 360° (στη πράξη το σημείο 0° είναι το αυτό των 360°) και φέρει δύο διαμέτρους κάθετες από τις οποίες η μία δείχνει τη μεσημβρινή γραμμή με άκρα τα σημεία του ορίζοντα Β (Βορρά) και Ν (Νότου) και η άλλη τη γραμμή του πρώτου καθέτου με άκρα τα σημεία του ορίζοντα Α (Απηλιώτη - Ανατολή) και Ζ (Ζέφυρο - Δύση). Έτσι ο δίσκος διαιρείται σε 4 τεταρτοκύκλια, προς 90 μοίρες έκαστο, το πρώτο Β-Α, το δεύτερο Ν-Α, το τρίτο Ν-Ζ και το τέταρτο Β-Ζ. Τα ανεμολόγια χρησιμεύουν εκτός του προσδιορισμού των ανέμων στη μέτρηση πλεύσεων, διοπτρεύσεων, ραδιοδιοπτρεύσεων, και του αζιμούθιου. Ο εσωτερικός κύκλος του ανεμολογίου ονομάζεται Μαγνητικό Ανεμολόγιο. Διαιρείται σε 360° , με τον μαγνητικό Βορρά να βρίσκεται στις 00 και 3600 . Λόγω της μη ταύτισης του γεωγραφικού με τον μαγνητικό βορρά, τα σταυρόνημα των δύο ομόκεντρων κύκλων του ανεμολογίου δεν συμπίπτουν. Η διαφορά αυτή ονομάζεται Απόκλιση και διαφέρει από τόπο σε τόπο. Στο κέντρο του ανεμολογίου αναφέρεται και η ετήσια απόκλιση της περιοχής. Έτσι, όταν στο ανεμολόγιο υπάρχει η ένδειξη $20\ 53' \text{ A } 1997$ ($2' \text{ A}$) σημαίνει ότι η Απόκλιση στο συγκεκριμένο σημείο ήταν $20\ 53'$ Ανατολική του 1997 και αυξάνεται (με κατεύθυνση Ανατολική) κατά $2'$ το έτος. Επομένως, το 2008 η Απόκλιση θα πρέπει να είναι: $20\ 53' + 00\ 22'$ ($00\ 02' \times 11 \text{ έτη}$) = $30\ 15'$ Ανατολική.

Απεικόνιση της ξηράς και της ακτογραμμής

Ακτογραμμή

Η ακτογραμμή είναι το όριο μεταξύ της στεριάς και της θάλασσας και ταυτίζεται με την ισοβαθή του «μηδέν». Επειδή η στάθμη της θάλασσας μεταβάλλεται συνεχώς, η μέτρηση των βαθών και η επακόλουθη απεικόνισή τους στους ναυτικούς και βυθομετρικούς χάρτες, πρέπει να αναχθεί σε ένα σταθερό οριζόντιο επίπεδο αναφοράς το οποίο λέγεται Επίπεδο Αναγωγής Βολισμάτων (sounding datum). Στην Ελλάδα το Ε.Α.Β. ταυτίζεται με την χαμηλότερη στάθμη της παλίρροιας (δηλαδή την Κατωτάτη Ρηχία - Κ.Τ.Π.) έτσι ώστε, σχεδόν πάντοτε, τα πραγματικά βάθη στην περιοχή να μην είναι μικρότερα από αυτά που απεικονίζονται στους χάρτες, για λόγους ασφάλειας της ναυσιπλοΐας. Η Κ.Τ.Π. είναι το ελάχιστο ύψος της επιφάνειας της θάλασσας που παρατηρήθηκε τα τελευταία $18,6$ χρόνια, τουλάχιστον.

Επισημαίνεται ότι το σημείο «μηδέν» των ναυτικών και βυθομετρικών χαρτών δεν

συμπίπτει με το τοπογραφικό σημείο μηδέν, το οποίο ορίζεται ως η Μέση Στάθμη της Θάλασσας (Μ.Σ.Θ.), δηλαδή το μέσο ύψος της επιφάνειας της θάλασσας που προκύπτει από παρατηρήσεις που λαμβάνονται ανά ίσα χρονικά διαστήματα για μία μακροχρόνια περίοδο που κατά προτίμηση πρέπει να είναι τουλάχιστον 18,6 έτη. Πρακτικά, το «μηδέν» των ελληνικών ναυτικών χαρτών είναι, κατά μέσο όρο, περίπου 50 cm χαμηλότερα από το «μηδέν» των τοπογραφικών χαρτών και, επομένως, η ακτογραμμή στους ναυτικούς χάρτες είναι μετατωπισμένη κατά τι προς τη θάλασσα.

Ωστόσο, το «μηδέν» ενός ναυτικού χάρτη μπορεί να διαφέρει από το αντίστοιχο «μηδέν» κάποιου άλλου ναυτικού χάρτη. Για παράδειγμα, σε περιοχές με μεγάλο παλιρροιακό εύρος, η Κατώτατη ρηχία είναι σε χαμηλότερο επίπεδο (π.χ. στη Βόρεια Γαλλία είναι 4 μέτρα κάτω από το απόλυτο τοπογραφικό «μηδέν») από ότι σε περιοχές με μικρό παλιρροιακό εύρος (π.χ. στη Ελλάδα είναι 0,5 μέτρα κάτω από το απόλυτο τοπογραφικό «μηδέν»).

Το είδος της ακτής

Η αποτύπωση της μορφολογίας μιας ακτής πάνω σε ένα ναυτικό χάρτη είναι ιδιαίτερα σημαντική για την ασφαλή προσέγγιση των περιοχών αυτών από τα σκάφη. Συνήθως γίνεται μια απλουστευμένη ταξινόμηση και χρησιμοποιούνται διάφορα σύμβολα, όπως ένα νέφος τελειών για αμμώδεις παραλίες, κάθετες πυκνές γραμμές για απόκρημνες βαραχώδεις ακτές κ.ά.. Επιπλέον, είναι δυνατό να δίνονται πληροφορίες για το αν μια παράκτια περιοχή είναι ελώδης, δενδοφυτεμένη, άγρονη κ.ά.

Ξηρά

Η γραφική απεικόνιση του χερσαίου τμήματος μιας περιοχής είναι σχετικά απλή και έχει συνήθως κίτρινο φόντο. Περιλαμβάνονται περιορισμένες πληροφορίες για το υψόμετρο (ισοϋψείς ανά 100 m, ύψη κορυφών βουνών και λόφων), το υδρογραφικό και συγκοινωνιακό δίκτυο καθώς και ονόματα οικισμών, χωριών ή πόλεων.

Προβολή σταθερών σημείων

Ένα από τα απαραίτητα δεδομένα που περιλαμβάνει ένας ναυτικός χάρτης είναι η προβολή των φάρων με τα διακριτικά τους και τα τόξα ορατότητάς τους. Οι φάροι είναι κτίσματα που οικοδομούνται σε διάφορα σημεία των ηπειρωτικών και, νησιωτικών ακτών, στην κορυφή των οποίων υπάρχει ειδικός μηχανισμός που φωτοβολεί (εκπέμπει) φως. Για πολλούς αιώνες αποτελούν ένα ιδιαίτερο βοηθητικό μέσο στην ασφαλή ναυσιπλοΐα. Το σύνολο των εγκατεστημένων φάρων, η διάταξή τους και τα χαρακτηριστικά εκάστου αποτελούν το φαρικό σύστημα της Χώρας που περιλαμβάνεται σε ειδικά ναυτιλιακά βοηθήματα, τους

Φαροδείκτες

Αρμόδια Υπηρεσία ελέγχου και γενικής εποπτείας του ελληνικού φαρικού συστήματος είναι η Υπηρεσία Φάρων, ανεξάρτητη Υπηρεσία του Ελληνικού Πολεμικού Ναυτικού. Επιπρόσθετα, για τη διευκόλυνση των ναυτιλομένων και τον καλύτερο προσανατολισμό τους, οι ναυτικοί χάρτες περιλαμβάνουν πολλές φορές κάποια ευδιάκριτα σταθερά σημεία επί της χέρσου («σημάδια»), όπως εκκλησίες, κάστρα, γέφυρες, πηγές κ.ά., έτσι ώστε να είναι δυνατή η άμεση αναγνώρισή τους σε περίπτωση ανάγκης. Ωστόσο, στους χάρτες υπάρχουν πολλά σφάλματα που σχετίζονται με την ακριβή θέση των παραπάνω σημειακών και γραμμικών συμβόλων ή με τα ονόματα των τοποθεσιών. Για αυτό οι χάρτες αναθεωρούνται και βελτιώνονται με νέες διορθωμένες εκδόσεις.

Απεικόνιση του θαλάσσιου πυθμένα

Το βάθος της θάλασσας (σημεία και ισοβαθείς)

Όταν ένας χάρτης απεικονίζει με μεγάλη λεπτομέρεια μια υποθαλάσσια περιοχή ονομάζεται Βυθομετρικό Διάγραμμα. Τα βάθη εμφανίζονται συνήθως ως σημεία που δίπλα τους αναγράφεται η τιμή τους με ακρίβεια ενός δεκάτου του μέτρου. Με την σημειακή έκφραση των βαθών μπορεί να συνυπάρξει και η γραμμική απεικόνιση, δηλαδή οι ισοβαθείς. Η ισοδιάστασή τους εξαρτάται από την εφαρμογή του χάρτη, δηλαδή από το πόσο μεγάλη λεπτομέρεια χρειάζεται να προσφέρει στον χρήστη. Τα αβαθή νερά (βάθη μικρότερα των 10 m) χρωματίζονται στον χάρτη με γαλάζιο φόντο έτσι ώστε να είναι ευανάγνωστα από τους ναυτιλομένους.

Το είδος του βυθού

Σε μερικές υποθαλάσσιες περιοχές, όπου έχουν πραγματοποιεί λεπτομερείς επιστημονικές έρευνες, παρέχονται πληροφορίες για τη φύση και τη σύσταση του βυθού. Δηλαδή, ένας βυθομετρικός χάρτης μπορεί να δώσει σε γενικές γραμμές αν ο πυθμένας είναι βραχώδης, αμμώδης ή λασπώδης.

Πληροφορίες για ασφαλή ναυσιπλοΐα

Εκτός από τις γεωγραφικές πληροφορίες που παρέχει ένας ναυτικός χάρτης, επισημαίνει τους διάφορους κινδύνους που πιθανώς να υπάρχουν σε μια περιοχή, όπως την ύπαρξη υφάλων, πεδίων βολής του Πολεμικού Ναυτικού και την διέλευση υποβρυχίων.

3. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ (GIS)

3.1 Εισαγωγή

Η ιδιαιτερότητα στις βάσεις δεδομένων σε περιβαλλοντικά ζητήματα σε σχέση με άλλες βάσεις δεδομένων οφείλεται στη γεωγραφική εξάρτησή τους. Παίζει δηλαδή σημαντικό ρόλο η χωρική διάσταση των Πληροφοριών και η γεωγραφική τους κατανομή. Τα πλεονεκτήματα της χρήσης των GIS συνοψίζονται στα παρακάτω :

Α) Δυνατότητα Γεωγραφικής Ανάλυσης των Πληροφοριών

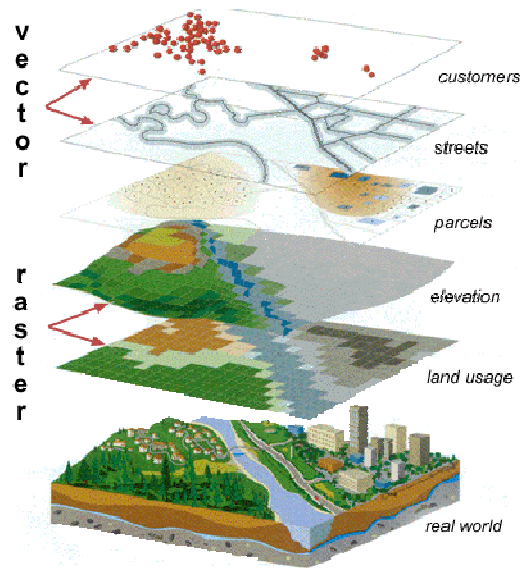
Οι πληροφορίες δεν έχουν απλώς χωρική εξάρτηση αλλά μπορούν να διαχειριστούν με βάση τη γεωγραφική συνιστώσα. Έτσι μπορούν να ανακτηθούν πληροφορίες σχετικά με την κατανομή κάποιας συγκεκριμένης ιδιότητας των παραμέτρων ή πληροφορίες σχετικές με περιοχές που εμφανίζεται ιδιότητα. Για παράδειγμα, περιοχές όπου η ρύπανση υπερβαίνει κάποια όρια ή περιοχές όπου η βροχόπτωση ή η απορροή εμφανίζει συστηματική απόκλιση από τις μέσες αναμενόμενες τιμές.

Β) Δυνατότητα ηλεκτρονικής χαρτογράφησης και παρουσίασης θεματικών χαρτών

Τα GIS έχουν τη δυνατότητα να παρουσιάζουν πληροφορίες με μορφή χαρτών και ιδιαίτερα θεματικών χαρτών. Αυτοί οι χάρτες μπορούν να συνδυάζονται μεταξύ τους και να παράγουν σύνθετες χαρτογραφικές απεικονίσεις.

Γ) Δυνατότητα διεπιστημονικής εργασίας

Αυτό σημαίνει ότι μπορεί κάποιος να προσθέσει στοιχεία του δικού του επιστημονικού κλάδου σε προηγούμενες δουλειές "κτίζοντας" πάνω σε αυτές και έτσι αυξάνει τον αριθμό των πληροφοριών που αφορούν μια συγκεκριμένη περιοχή ευνοώντας την ύπαρξη κοινής αναφοράς για τους επιστήμονες διαφορετικών ειδικοτήτων που συνεργάζονται μεταξύ τους. Αυτό επιτυγχάνεται χάρη στη θεμελιώδη αρχή των επιπέδων (Layers) τα οποία εναποτίθενται το ένα πάνω στο άλλο (σχήμα 3.1) και έτσι συνδυαζόμενα μεταξύ τους όπως συνηθίζεται με την κλασσική μέθοδο χαρτογράφησης με χρήση ριζόχαρτων που εναποτίθενται διαδοχικά το ένα πάνω στο άλλο, κατορθώνουμε την αξιοποίηση και τον συνδυασμό διαφορετικών πληροφοριών.



Σχήμα 3.1 Εναπόθεση επιπέδων

4) Δυνατότητα ένταξης μεθόδων μαθηματικής επεξεργασίας των πληροφοριών στα GIS καθώς και μοντέλα προσομοίωσης.

Συγκεκριμένα, στις περιβαλλοντικές εφαρμογές μπορούμε να ασχοληθούμε με μοντέλα πρόγνωσης φαινομένων, π.χ. περιβαλλοντικών αλλοιώσεων, αλλοίωση μορφολογίας της εξέλιξης των υδροσυστημάτων, την αξιοποίηση εναλλακτικών σχεδίων διαχείρισης κ.α.

3.2 Χρήση του Arcview

Σε αυτή την ενότητα περιγράφεται συνοπτικά η διαδικασία που ακολουθήθηκε για την ανάπτυξη του Γεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών με τη βοήθεια του ArcView 9.3.

1. Εισαγωγή του χάρτη μέσω σαρωτή (scanner) στον ηλεκτρονικό υπολογιστή.

Στη συγκεκριμένη εργασία έγινε εισαγωγή δύο χαρτών, κλίμακας 1:100000. Για κάθε κομμάτι του χάρτη δίνονται οι γεωγραφικές συντεταγμένες τεσσάρων γνωστών σημείων με τέτοια ακρίβεια ώστε το σφάλμα να είναι μηδενικό στην καλύτερη περίπτωση ή τουλάχιστον μικρότερο του 2 ($rms < 2$). Η διαδικασία αυτή ονομάζεται image registration.

Το επόμενο βήμα είναι η γεωαναφορά του χάρτη (Georeferencing). Τα βήματα που ακολουθήθηκαν είναι τα εξής :

- Γίνεται προσθήκη της εικόνας στο υποπρόγραμμα ArcMap η οποία αντιστοιχεί στο σαρωμένο χάρτη. (Προαιρετικά και του βοηθητικού θεματικού επιπέδου που θα χρησιμοποιηθεί σαν οδηγός για τη γεωαναφορά)

- Κατάδειξη σημείων ελέγχου στην εικόνα για τα οποία γνωρίζουμε τις πραγματικές συντεταγμένες τους τις οποίες και εισάγουμε (άμεσα με πληκτρολόγηση ή έμμεσα με τη χρήση του βοηθητικού θεματικού επιπέδου).
- Όταν επιτευχθεί ικανοποιητική ακρίβεια (έλεγχος του RMS error), γίνεται αποθήκευση της πληροφορίας ακρίβειας γεωαναφοράς η οποία αναφέρεται στο αρχείο της εικόνας.

2. Ψηφιοποίηση των ισοϋψών και ισοβαθών του χάρτη

Ισοϋψείς καμπύλες

Στους χάρτες, η αναπαράσταση του ανάγλυφου γίνεται με τη βοήθεια ισοϋψών καμπυλών. Η ισοϋψής καμπύλη είναι μια νοητή γραμμή που περνά από όλα τα σημεία που έχουν το ίδιο υψόμετρο. Η υψομετρική διαφορά ανάμεσα σε δύο διαδοχικές ισοϋψείς καμπύλες λέγεται ισοδιάσταση. Η ισοδιάσταση είναι ένα από τα βασικά χαρακτηριστικά ενός χάρτη και συνήθως συνδυάζεται με την κλίμακά του: οι χάρτες κλίμακας 1:250.000 έχουν ισοδιάσταση 100 μ., στο 1:100.000 η ισοδιάσταση είναι 40 μ., στην κλίμακα 1:50.000 συνήθως χρησιμοποιείται η ισοδιάσταση των 20 μ. με βοηθητικές καμπύλες ανά 10 μ. στα ομαλά πεδία, στο 1:25.000 η ισοδιάσταση είναι 10 μ. και στο 1:5.000 χρησιμοποιείται η ισοδιάσταση των 4 μ.

Η ισοδιάσταση των 100 μ. είναι κατάλληλη για περιγητική χρήση (χάρτες κλίμακας 1:50.000 έως 1:250.000), ενώ στην πεζοπορία, η ισοδιάσταση των 20 μ. σε συνδυασμό με την κλίμακα του 1:50.000 προσφέρουν ανεκτίμητη βοήθεια και σιγουριά, ειδικά σε ασαφή μονοπάτια.

Οποσδήποτε, για την αναγνώριση των μορφολογικών χαρακτηριστικών ενός τοπίου με βάση τις ισοϋψείς καμπύλες απαιτείται κάποια εξάσκηση. Το βασικότερο που πρέπει να γνωρίζει κανείς είναι ότι όσο πιο πυκνές είναι οι ισοϋψείς καμπύλες τόσο μεγαλύτερη είναι κλίση της πλαγιάς. Η διάκριση των ραχών από τις ρεματιές διευκολύνεται από την παρουσία της μπλε διακεκομμένης γραμμής στις μισγάγκειες.

Πριν ξεκινήσει η ψηφιοποίηση των χαρτών, δημιουργούμε τα απαραίτητα θεματικά επίπεδα. Τα βήματα για τη διαδικασία αυτή είναι τα εξής :

1. Γίνεται έναρξη του υποπρογράμματος ArcCatalog και οδηγούμαστε στους σχετικούς καταλόγους. Δημιουργείται σύνδεση με τον επιθυμητό κατάλογο.

2. Γίνεται εκκίνηση του ArcCatalog. Επιλέγεται από το μενού File/New/Shapfile και αφού καθοριστούν τα ονόματα και ο τύπος των οντοτήτων (feature type) που περιέχονται στο νέο shapfile, δίνοντας OK δημιουργείται ένα νέο κενό θεματικό επίπεδο. Πριν ολοκληρωθεί η δημιουργία του νέου shapfile, με την επιλογή edit – select – Projected Coordinate System – Greek Grid, μπορεί να οριστεί το γεωδαιτικό σύστημα αναφοράς ΕΓΣΑ'87).

Η διαχείριση του νέου θεματικού επιπέδου δημιουργήθηκε και η προσθήκη σε αυτό γεωγραφικών οντοτήτων υλοποιείται με τη χρήση του υποπρογράμματος ArcMap, με τα παρακάτω βήματα :

1. Έναρξη του ArcMap με τη δημιουργία νέου χάρτη ή ενεργοποίηση χάρτη που έχει δημιουργηθεί προγενέστερα.
2. Δημιουργία νέου πλαισίου δεδομένων (data frame) και καθορισμός του συστήματος αναφοράς του. (data frame < Properties < Coordinate System < Predefined < Projected Coordinate System < National Grids < Greek Grid).
3. Προσθήκη σε αυτό του θεματικού επιπέδου που δημιουργήθηκε στον ArcCatalog, καθώς και του σαρωμένου χάρτη (αρχείο εικόνας), που θα χρησιμοποιηθεί σαν υπόβαθρο για την ψηφιοποίηση επί της οθόνης.
4. Στη συνέχεια γίνεται ενεργοποίηση της γραμμής εργαλείων διαμόρφωσης (Editor Toolbar Button).
5. Από το μενού επιλογών Editor, γίνεται επιλογή του Start Editing και καθορισμός ενέργειας (Task : Create New Feature) και θεματικό επίπεδο εργασίας (Target : το shapfile που δημιουργήθηκε).
6. Ψηφιοποίηση ισοϋψών με τη χρήση του εργαλείου σχεδίασης (sketch tool) και εισαγωγή με κλικ του ποντικιού (mouse) στα σημεία που ορίζουν τις ισοϋψείς.
7. Λήξη της ψηφιοποίησης με διπλό κλικ ή F2.

3. Δημιουργία – Διαμόρφωση περιγραφικών δεδομένων.

Για την πληρέστερη ψηφιακή κωδικοποίηση των γεωγραφικών δεδομένων, εκτός από τη θέση, καταγράφονται και τα περιγραφικά τους χαρακτηριστικά.

Α) Σε κάθε διανυσματικό θεματικό επίπεδο τύπου shapfile, αντιστοιχεί ένας πίνακας περιγραφών (attribute table) ο οποίος περιέχει τα γνωρίσματα των

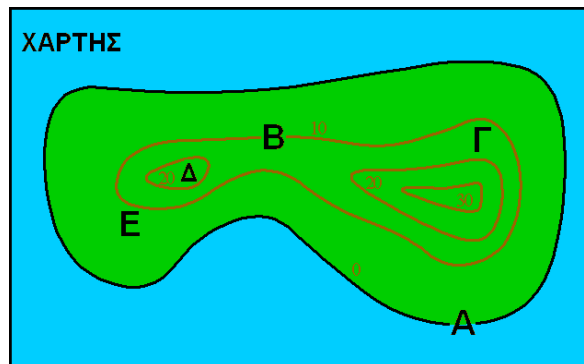
γεωγραφικών οντοτήτων του, που συγκεκριμένη περίπτωση είναι οι ισοϋψείς. Η προσπέλαση στον πίνακα περιγραφών μπορεί να γίνει τόσο από το υποπρόγραμμα ArcCatalog, όσο και από το ArcMap.

Ο πίνακας αυτός περιέχει περιγραφικά στοιχεία που σχετίζονται με τις χωρικές οντότητες (ισοϋψείς). Ο πίνακας περιγραφών, σε συνδυασμό με τη χωρική – γεωμετρική πληροφορία, αποτελούν τον πυρήνα ενός τέτοιου θεματικού επιπέδου πληροφοριών.

4. Δημιουργία βάσης δεδομένων μέσω του GIS.

Με τη βοήθεια του Γεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών ArcView 9.3., αφού εισήχθησαν τα δύο κομμάτια των ναυτικών χαρτών του νησιού της Κρήτης με στον υπολογιστή, με τη βοήθεια σαρωτή, έγινε η ψηφιοποίηση των ισοβαθών.

Σχηματικά αναφέρεται παρακάτω η διαδικασία της ψηφιοποίησης και αναφορά των ισοϋψών στον attribute table :



Το σημείο Α = 0 μέτρα

Το σημείο Α βρίσκεται ακριβώς πάνω στην ισοϋψή 0 μέτρα του περιγράμματος. Δεδομένου ότι όλα τα σημεία πάνω στη γραμμή αυτή έχουν υψόμετρο 0 μέτρα, το σημείο Α έχει και αυτό υψόμετρο 0 μέτρα.

Σημείο Β = 10 μέτρα

Το σημείο Β βρίσκεται ακριβώς πάνω στην ισοϋψή 10 μέτρα του περιγράμματος. Δεδομένου ότι όλα τα σημεία πάνω στη γραμμή αυτή έχουν υψόμετρο 10 μέτρα, το σημείο Β έχει και αυτό υψόμετρο 10 μέτρα.

Σημείο Γ ~ 15 μέτρα

Σημείο Γ, δε βρίσκεται ακριβώς πάνω σε γραμμή του περιγράμματος και έτσι δεν μπορεί να προσδιορίσει με ακρίβεια το υψόμετρο. Το σημείο Γ είναι μεταξύ των ισοϋψών 10 μέτρα και 20 μέτρα. Έτσι το υψόμετρο σε εκείνο το σημείο πρέπει να είναι μεγαλύτερο από 10 μέτρα και μικρότερο από 20 μέτρα. Επειδή το σημείο Γ

βρίσκεται σε ίση απόσταση μεταξύ αυτών των γραμμών, το υψόμετρο σε εκείνο το σημείο είναι περίπου 15 μέτρα. (Σημείωση αυτό προϋποθέτει ότι η κλίση είναι σταθερή μεταξύ των δύο ισοϋψών καμπύλων).

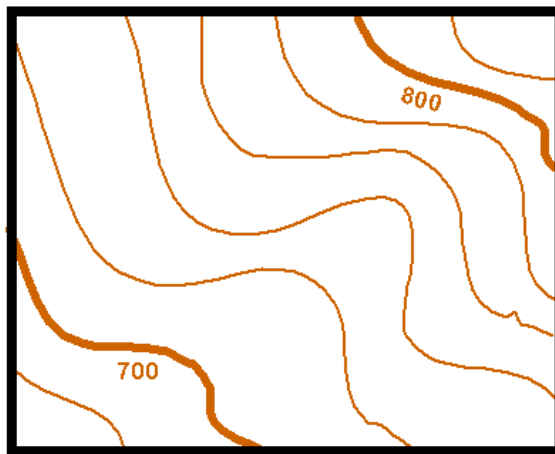
Σημείο Δ ~ 25 μέτρα

Το σημείο Δ έχει υψόμετρο μεγαλύτερο από 20 μέτρα και λιγότερο από 30 μέτρα αφού δεν υπάρχει ισοϋψής σε εκείνο το σημείο με υψόμετρο 30 μέτρα. Δε μπορούμε να ήμαστε σίγουροι για το ακριβές υψόμετρο σε εκείνο το σημείο. Σε αρκετές περιπτώσεις αναφέρεται το υψόμετρο σε παρόμοια σημεία. Θα μπορούσε το σημείο αυτό να έχει υψόμετρο 21 μέτρα ή 29 μέτρα. Δεν υπάρχει τρόπος να προσδιοριστεί το ακριβές υψόμετρο. Ωστόσο η διαφορά των 8 μέτρων δεν είναι μεγάλη, οπότε μπορεί να αναφέρουμε το σημείο με υψόμετρο 25 μέτρα. (Με την προϋπόθεση ότι η κλίση του εδάφους μεταξύ των δύο ισοϋψών είναι σταθερή).

Το σημείο Ε ~ 8 μέτρα

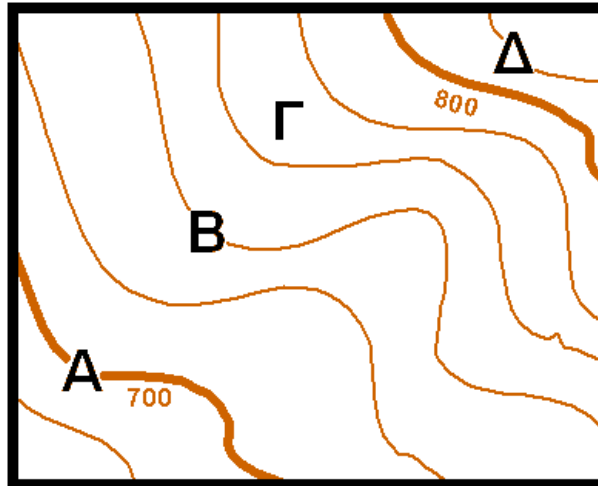
Ακριβώς όπως με το σημείο Γ ανωτέρω, πρέπει να εκτιμηθεί ότι το σημείο Ε βρίσκεται κάπου μεταξύ των υψομέτρων 0 μέτρα και 10 μέτρα. Επειδή αυτό το σημείο είναι πιο κοντά στην ισοϋψή των 10 μέτρων από τη γραμμή 0 μέτρα εκτιμούμε υψόμετρο είναι πιο κοντά στην ισοϋψή των 10 μέτρων. Σε αυτή την περίπτωση 8 μέτρα φαίνεται λογικό. (Με την προϋπόθεση ότι η κλίση του εδάφους μεταξύ των δύο ισοϋψών είναι σταθερή).

- Αρχικά ψηφιοποιούνται οι κύριες ισοϋψείς (σήμα 2.2): η 100 μέτρα, η 200 μέτρα, η 300 μέτρα κτ.λ.



Σχήμα 3.2 Κύριες ισουψείς

- Συνεχίστηκε η ψηφιοποίηση όπως αναφέρεται παρακάτω :



Σχήμα 3.3 Δευτερεύουσες ισοϋψείς

Οι ισοϋψείς απέχουν μεταξύ τους 20 μέτρα. Επομένως αναφέρθηκαν στον attribute table ως εξής :

Σημείο A = 700

Κύρια γραμμή με υψόμετρο 700 μέτρα.

Σημείο B = 740

Αυτή η ισοϋψής δε αναφέρεται τι υψόμετρο έχει. Επειδή βρίσκεται πάνω από την ισοϋψή των 700 μέτρων κατά δύο ισοϋψείς, έχει υψόμετρο 740 μέτρα.

Σημείο Γ ~ 770

Το σημείο Γ δεν βρίσκεται πάνω σε μια ισοϋψή με γνωστό υψόμετρο. Όμως, μετρώντας από την ισοϋψή των 700 μέτρων φαίνεται πως βρίσκεται μεταξύ των ισοϋψών 760 μέτρα και 780 μέτρα. Επειδή είναι στη μέση των δύο μπορεί να εκτιμηθεί ότι εκεί είναι το υψόμετρο των 770 μέτρων.

Σημείο D = 820

Αυτή η ισοϋψής δε αναφέρεται τι υψόμετρο έχει. Επειδή βρίσκεται πάνω από την ισοϋψή των 800 μέτρων κατά μια ισοϋψή, έχει υψόμετρο 820 μέτρα.

Πηγές

<http://raider.mountainunion.edu/~mcnaugma/Topographic%20Maps/contour.htm>

<http://estia.hua.gr:8080/dspace/bitstream/123456789/183/1/Ptychiaki34.pdf>

<http://www.anavasi.gr/about.php>

<http://www.seos-project.eu/modules/agriculture/agriculture-c03-s01.gr.html>

4. Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

4.1 Η γεωλογία της Κρήτης

Μεγάλο μέρος του θεωρητικού τμήματος του συγκεκριμένου κεφαλαίου προέρχεται από την διδακτορική διατριβή του Δρ. Φασουλά Χ. με τίτλο «Κινηματική και παραμόρφωση των καλυμμάτων της Κεντρικής Κρήτης» - 1995.

Το νησί της Κρήτης χαρακτηρίζεται από μια πολύπλοκη γεωλογική δομή, αποτέλεσμα της αλπικής καλυμματικής τεκτονικής και νεοτεκτονικής δράσης (ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1980, BONNEAU 1984, HALL 1984).

Τα διάφορα ετερογενή τεκτονικά καλύμματα που συνιστούν το τεκτονικό οικοδόμημα της Κρήτης περιγράφονται από κάποιους μελετητές (EPTING 1972, CREUTZBURG & SEIDEL 1975, BONNEAU 1977 και ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1980).

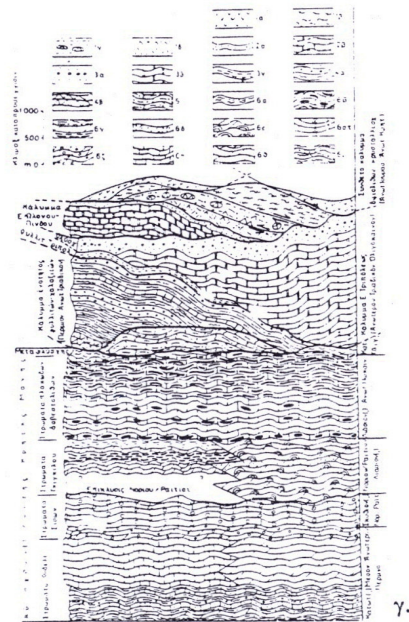
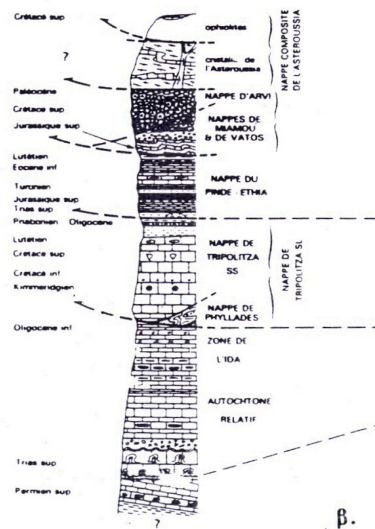
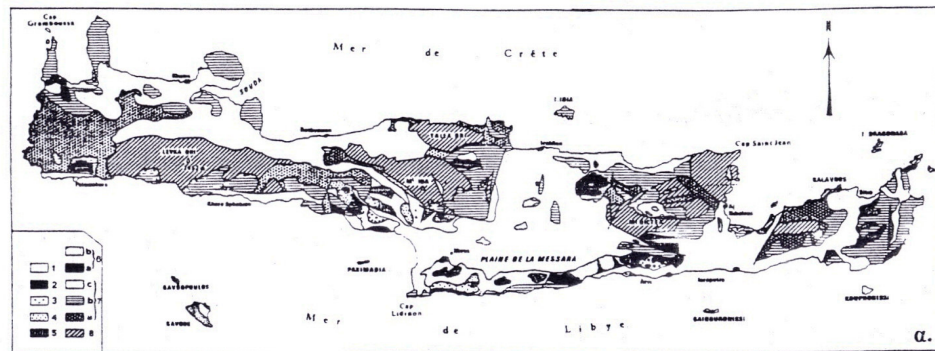
Σύμφωνα με τους παραπάνω μελετητές ένα σύνολο αλλόχθονων καλυμμάτων, που προέρχονται από το σύνολο των Ελληνίδων ζωνών και παρουσιάζουν διαφορετική τεκτονική και παλαιογραφική εξέλιξη βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένο πάνω στην αυτόχθονη έως παρααυτόχθονη (ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1980) ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων.

Ένα σύνολο επτά καλυμμάτων πάνω από την ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων όπου αναφέρουν οι CREUTZBOURG 1977 είναι: του Τρυπαλίου, των Φυλλιτών- χαλαζιτών, του Γαβρόβου- Τρίπολης, της Πίνδου, των χαοτικών τεμαχών, της Καλυψούς και των οφιολίθων.

Ο Φυτρολάκης (1980) αναφέρει ένα σύνολο πέντε καλυμμάτων τεκτονικά τοποθετημένων πάνω στην ενότητα Κρήτης- Μάνης όπου είναι τα εξής: το κάλυμμα Τρυπαλίου, των Φυλλιτών- Χαλαζιτών, το κάλυμμα της Τρίπολης, το κάλυμμα Ωλονού- Πίνδου και το σύνθετο κάλυμμα οφιολιθικών και κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων.

Ο Bonneau (1984) υποστηρίζει ένα σύνολο έξι καλυμμάτων που βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένο πάνω στην ενότητα της Ίδης. Τα καλύμματα είναι τα εξής: των Φυλλιτών – χαλαζιτών, του Γαβρόβου- Τρίπολης, της Πίνδου- Εθιάς, του Βάτου και Καλυψώς, των Αστερουσίων και των Οφιολίθων (σχ. 2.1).

Στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης εμφανίζονται όλα τα καλύμματα της Κρήτης εκτός από το κάλυμμα του Τρυπαλίου.



Σχήμα 2.1 α) Γεωλογικός χάρτης της Κρήτης κατά BONNEAU et al. (1977). 1. Νεογενή και Τεταρτογενή, 2. Οφιολίθοι, 3. Κ. Αστερουσιών, 4. Κ. Μιαμούς, 5. Κ. Αρβής, 6. Κ. Πίνδου-Εθιάς, 7. Κ. Τρίπολης (α. Φυλλίτες-Χαλαζίτες), 8. Ζώνη Ιδας, και τεκτονοστρωματογραφικές στήλες των καλυμμάτων της Κρήτης, β) κατά BONNEAU et al. (1977) και γ) κατά ΦΥΤΡΟΛΑΚΗ (1980).

Σχήμα 4.1. Γεωλογικός χάρτης και στρωματογραφική τομή των σχηματισμών της Κρήτης

4.2 Η ενότητα των πλακωδών ασβεστολίθων

Η ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων αποτελεί την τεκτονικά κατώτερη ενότητα του νησιού (σχ. 2.2) και καταλαμβάνει κυρίως τους πυρήνες των μεγάλων οροσειρών. Εμφανίζεται στην περιοχή των Λευκών ορέων, στην περιοχή του Ψηλορείτη, στα όρη Ταλλαία, Δίκτη και Σητείας. Στην περιοχή των Ταλλαίων ορέων οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι εμφανίζονται σε ανεστραμμένη θέση αποτελώντας την ανεστραμμένη πτέρυγα μιας μέγα πτυχής (Φυτρολάκης 1980, Hall & Aydley- Charles 1983).

Τα αρχαιότερα πετρώματα της ενότητας εμφανίζονται στην περιοχή βόρεια των Ταλλαίων ορέων. Πρόκειται για σχιστόλιθους χαλαζίτες και κλαστικά μετά-ιζήματα Περμικής ηλικίας (KOENIG & KUSS 1980). Πάνω από αυτά με στρωματογραφική συμφωνία εμφανίζονται βιτουμενούχοι δολομίτες και ασβεστόλιθοι ηλικίας Άνω Περμίου (EPTING 1972).

Ακολουθούν κλαστικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες καθώς και σερικιτικά μάρμαρα με ηλικία που κυμαίνεται από το Άνω Πέρμιο έως το Σκύθιο\ Νόριο (EPTING 1972, KUSS & THEORBECKE 1974). Κατά το Νόριο\ Ραίτιο έλαβε χώρα επίκλυση και ακολούθησε η απόθεση ενός στρωματολιθικού δολομίτη Νόριου ηλικίας (EPTING 1972). Τα πετρώματα αυτά εμφανίζονται κυρίως στην περιοχή των Ταλλαίων ορέων με πάχος έως και 1100μ.

Πάνω από το στρωματολιθικό δολομίτη εμφανίζονται κυρίως στην περιοχή του οροπεδίου του Ομαλού στα Χανιά μια σειρά στρωμάτων που ονομάζεται από τον CREUTZBURG ως σειρά Γκιγκίλου και από τους Τατάρη & Χριστοδούλου ως 'σύστημα στρωμάτων υποκειμένων των πλακωδών ασβεστόλιθων'.

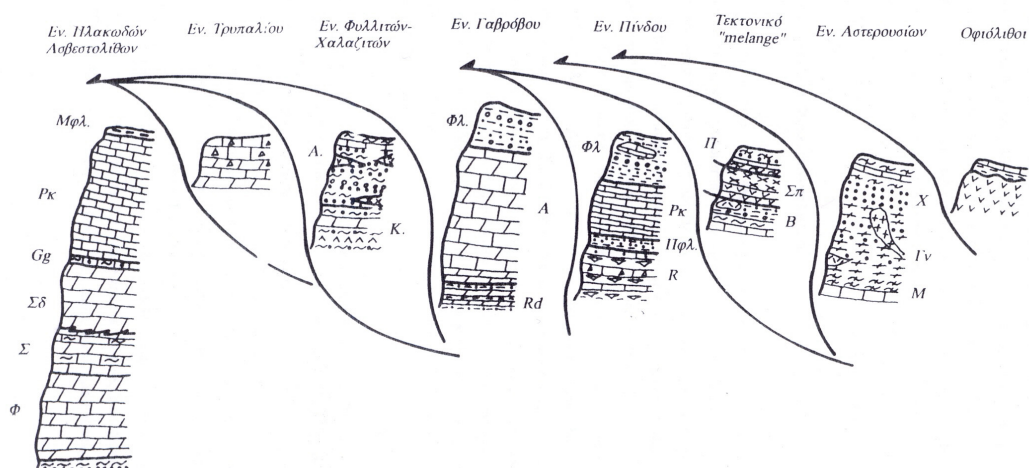
Ακολουθούν οι τυπικοί πλακώδεις ασβεστόλιθοι από τους οποίους ονομάστηκε η ενότητα. Η πλήρη στρωματογραφική τους ανάπτυξη παρατηρείται στα Λευκά όρη, στον Ψηλορείτη, στα όρη Δίκτη Σητείας και στην περιοχή της Ελούντας. Η σειρά χαρακτηρίζεται από λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθους με κερατολιθικές παρεμβολές υπό μορφή φακών ή ενστρώσεων. Μεταξύ των ασβεστόλιθων παρεμβάλλονται κυρίως στα μεσαία τμήματα λεπτές στρώσεις σερικιτικών φυλλιτών. Η ηλικία των πλακωδών ασβεστόλιθων κυμαίνεται από το Δογγέριο έως το Ανώτερο Ηώκαινο (BIZON & THIEBAULT 1974, Φυτρολάκης 1972).

Στην ανώτερη θέση της ενότητας εμφανίζεται ένα λεπτό στρώμα πάχους από 0 έως 50μ. ασβεστο-φυλλιτών που χαρακτηρίζεται ως μεταφλύσχης των Πλακωδών ασβεστόλιθων. Ο μεταφλύσχης εμφανίζεται σε αρκετές περιοχές της ανατολικής και δυτικής Κρήτης. Στην κεντρική εμφανίζονται στις περιοχές του οροπεδίου της Νίδας και στην περιοχή του Κρούσωνα. Τα στρώματα μεταβαίνουν ομαλά από τους πλακώδεις ασβεστόλιθους στην αρχή με ανθρακική ιζηματογένεση προς τυπική αργιλική στο τέλος.

Η ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων σύμφωνα με τους SEIDEL 1982 έχει μεταμορφωθεί στο Άνω Ολιγόκαινο\ Κάτω Μειόκαινο σε συνθήκες υψηλής πίεσης χαμηλής θερμοκρασίας.

Η ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων αποτελεί μια ανθρακική αβαθή λεκάνη συνολικού πάχους ιζημάτων μέχρι 5000μ στην οποία αποτέθηκαν από το Τριαδικό μέχρι το

Άνω Ιουρασικό ιζήματα νηριτικής φάσης, ενώ από το Άνω Ιουρασικό μέχρι το Κατώτερο Ολιγόκαινο πελαγικής φάσης.



Σχήμα 2.5 Στρωματογραφικές στήλες των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης και οι μεταξύ τους τεκτονικές σχέσεις (βιβλιογραφία στο κείμενο).

Σχήμα 2.2. Στρωματογραφικές στήλες των καλυμμάτων της Κεντρικής Κρήτης

4.3 Η ενότητα Τρυπαλίου

Η ενότητα Τρυπαλίου (σχ. 2.2) ονομάστηκε έτσι λόγω της μεγάλης της εμφάνισης στην περιοχή του όρους Τρυπάλι, στα όρια του νόμου Ρεθύμνης κα Χανίων. Εμφανίζεται μόνο στη δυτική Κρήτη (Φυτρολάκης 1980, Krah1 1983, Κιλίας 1986) στην περιοχή των Λευκών ορέων και στο όρος Τρυπάλι.

Η ενότητα του Τρυπαλίου αποτελείται από ανθρακικά ιζήματα αβαθούς θάλασσας (Φυτρολάκης 1980). Χαρακτηριστικό γνώρισμα της ενότητας είναι τα ανθρακικά ανακρυσταλλωμένα λατυποπαγή μέσα στα οποία παρατηρήθηκαν απολιθώματα Λιάσιου ηλικίας (ΟΤΤ 1965, KOPP & ΟΤΤ 1977, Φυτρολάκης 1978).

Η απόδειξη της Τριαδικής και κάτω Ιουρασικής (Λιάσιου) ηλικίας της ενότητας επέτρεψε το διαχωρισμό σε ξεχωριστό κάλυμμα.

Η παλαιογραφική θέση και ο χαρακτήρας της ενότητας του Τρυπαλίου παραμένει ακόμα ασαφής. Οι CREUTZBURG & SEIDEL (1975) τοποθετούν την ενότητα στη σειρά Φυλλιτών- χαλαζιτών. Ο Φυτρολάκης (1980) θεωρεί ότι η ενότητα αποτελούσε ύβωμα ανάμεσα στον πελαγικό χώρο της ενότητας των Πλακωδών ασβεστόλιθων και στη λεκάνη της ενότητας Φυλλιτών- χαλαζιτών. Ο BONNEAU (1984) ότι οι σχηματισμοί της ενότητας Τρυπαλίου αποτελούν το κατακλαστικό υλικό της κύριας τεκτονικής επαφής μεταξύ των Πλακωδών ασβεστόλιθων και της ενότητας των Φυλλιτών- χαλαζιτών. Οι HALL et al. (1984)

θεωρούν ότι τα πετρώματα της ενότητας είναι ανάλογα των λατυποπαγών που βρίσκονται στη βάση της ενότητας των Πλακωδών ασβεστόλιθων και αποτελούν πλευρικά κορήματα ενός μεγάλου ρήγματος που αποτέθηκαν στο Άνω Ιουρασικό.

4.4 Η ενότητα φυλλιτών-χαλαζιτών

Η ενότητα των Φυλλιτών – χαλαζιτών (σχ. 3.2) περιλαμβάνει όλα τα μεταμορφωμένα πετρώματα που βρίσκονται τεκτονικά πάνω στα ανθρακικά πετρώματα ή στον μεταφλύσχη της ενότητας των Πλακωδών ασβεστόλιθων και στη ενότητα Τρυπαλίου καθώς και κάτω από τους ασβεστόλιθους ή την αργιλο- σχιστολιθική σειρά (στρώματα Ραβδούχα) της ενότητας Γαβρόβου- Τρίπολης (Φυτρολάκης, 1980).

Τα πετρώματα της ενότητας εμφανίζονται σε μεγάλη έκταση στη δυτική και ανατολική Κρήτη όπως και στη βόρεια-κεντρική Κρήτη. Μικρές εμφανίσεις παρατηρούνται στις περιοχές δυτικά της οροσειράς του Ψηλορείτη, του Κρούσωνα και του χωριού Κεραμέ στη νότια Κρήτη.

Η ενότητα είναι έντονα τεκτονισμένη και ορισμένοι συγγραφείς (WACHENDORF 1974, SEIDEL 1982) θεώρησαν ότι αποτελεί ένα τεκτονικό ανακάτεμα (mélange) πετρωμάτων που προέρχονται από διάφορες ενότητες, χωρίς στρωματογραφική σχέση μεταξύ τους.

Η ενότητα λοιπόν σύμφωνα με το Φυτρολάκη (1980) αποτελείται από δύο μέρη. Το κατώτερο περιλαμβάνει γύψους, ραουβάκες, μελανούς δολομίτες και μελανούς αργιλικούς σχιστόλιθους. Το μέρος αυτό εμφανίζεται στην περιοχή του οροπεδίου του Ομαλού στα Χανιά ενώ μικρότερες εμφανίσεις υπάρχουν στο ανατολικότερο ακρωτήριο Σίδερο του νησιού και κοντά στη Σητεία.

Το ανώτερο μέρος περιλαμβάνει κλαστικά μετά-ιζήματα με εναλλαγές φυλλιτών και ενστρώσεις χαλαζιτών και χαλαζιακών μετά- κροκαλοπαγών. Ανάμεσα στα πετρώματα της ενότητας παρατηρούνται μικρές εμφανίσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων (CREUTZBURG & SEIDEL 1975). Πρόκειται για μετά- ανδεσιτικά και μετά- βασαλτικά πετρώματα τα οποία έχουν ανακατευτεί και μεταμορφωθεί μαζί με τα περιβάλλοντα πετρώματα. Τα μετά- ηφαιστειακά αυτά πετρώματα σχηματίστηκαν σύμφωνα με τους SEIDEL (1982) στο Άνω Πέρμιο σε ένα καθεστώς ηπειρωτικής έκτασης και διάρρηξης. Μικρές εμφανίσεις των σωμάτων παρατηρούνται κατά μήκος της εθνικής οδού Ηρακλείου- Χανίων, στην ευρύτερη περιοχή Αχλάδας- Αγίας Πελαγίας. Η ενότητα έχει χρονολογηθεί ως Περμικής – Άνω Τριαδικής ηλικίας από μικροαπολιθώματα που βρέθηκαν στους αργιλικούς σχιστόλιθους και

φυλλίτες (Papastamatios & Reichel 1956, Φυτρολάκης 1978) καθώς στα ανθρακικά πετρώματα της ενότητας (Cayeux 1902, Τατάρης & Χριστοδούλου 1965).

Η ενότητα Φυλλιτών- χαλαζιτών αποτελείται από πετρώματα που μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες υψηλής πίεσης χαμηλής θερμοκρασίας. (ΥΠΧΘ, SEIDEL 1982)

Ο βαθμός της μεταμόρφωσης καθώς και οι παραγενέσεις ορυκτών στα πετρώματα Φυλλιτών- χαλαζιτών διαφέρουν από την ανατολική προς τη δυτική Κρήτη (SEIDEL 1982).

Στην ανατολική Κρήτη επικρατούν οι παραγενέσεις:

Ρειβεκίτης \ κροσσίτης + λαυσωνίτης + πουμπειλίτης και

Fe- καρφόλιθος + πυροφυλλίτης + χαλαζίας + ασβεστίτης (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Στην κεντρική Κρήτη οι παραγενέσεις της ΥΠΧΘ διατηρούνται υπολειμματικές λόγω μιας ανάδρομης ΧΠ μεταμόρφωσης και αποτελούνται από τα ορυκτά:

Καρφόλιθος + πυροφυλλίτης + χλωρίτης και

Χλωριτοειδής + χλωρίτης + μοσχοβίτης (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Στη δυτική Κρήτη κυριαρχεί η παραγένεση:

Γλαυκοφανής + ομφακίτης + λαυσωνίτης + πουμπειλίτης (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Η ηλικία της μεταμόρφωσης είναι Άνω Ολιγοκαινική \ Κάτω Μειοκαινική .

Το συνολικό πάχος της ενότητας των Φυλλιτών- χαλαζιτών είναι δύσκολο να εκτιμηθεί λόγω του έντονου τεκτονισμού της.

Η ενότητα Φυλλιτών-χαλαζιτών αποτελεί ένα ανεξάρτητο τεκτονικό κάλυμμα ανάμεσα στις ενότητες Πλακωδών ασβεστόλιθων και Γαβρόβου, άγνωστης προέλευσης και χαρακτήρα (Φυτρολάκης 1980, SEIDEL 1982, HALL 1984, Κιλίας 1986, Αλεξόπουλος 1989, THEYE 1992).

4.5 Η ενότητα Γαβρόβου-Τρίπολης

Η ενότητα του Γαβρόβου- Τρίπολης (σχ. 3.2) στην Κρήτη αποτελείται από πετρώματα που αντιστοιχούν στη γεωτεκτονική ζώνη Γαβρόβου- Τρίπολης (CREUTZBURG 1977, Φυτρολάκης 1980, BONNEAU 1984).

Τα πετρώματα της ενότητας Γαβρόβου – Τρίπολης έχουν ίσως τη μεγαλύτερη επιφανειακή εξάπλωση από οποιοδήποτε κάλυμμα της Κρήτης. Η ενότητα Γαβρόβου αποτελείται από μια στρωματογραφική ακολουθία πετρωμάτων που υπέρκειται τεκτονικά της ενότητας των Φυλλιτών – χαλαζιτών (SANNENMAN & SEIDEL 1976, KOPP & OTT 1977, Φυτρολάκης 1980, BONNEAU 1984).

Η ενότητα Γαβρόβου, αποτελείται από τρεις στρωματογραφικές σειρές (Φυτρολάκης 1980), οι οποίες από τη βάση τους προς τα πάνω είναι η αργιλοσχιστολιθική σειρά ή στρώματα Ραβδούχα, η ανθρακική σειρά ή ασβεστόλιθοι της Τρίπολης και η σειρά του φλύσχη.

Τα στρώματα Ραβδούχα εμφανίζονται στη δυτική Κρήτη, στην περιοχή της Σητείας στην ανατολική, και στην περιοχή Πλακιά –Σελλίων στην κεντρική Κρήτη.

Σύμφωνα με τους συγγραφείς τα στρώματα αποτελούνται στη βάση από εναλλαγές ιλυόλιθων, λεπτοπλακωδών ψαμμιτών και αργιλικών σχιστόλιθων και από παρεμβολές λεπτοπλακωδών δολομιτών και ασβεστόλιθων. Ακολουθούν μικρού πάχους αργιλικό σχιστόλιθοι και δολομίτες που μεταβαίνουν κανονικά στην ανώτερη ανθρακική σειρά.

Η ανθρακική σειρά της ενότητας Γαβρόβου εμφανίζεται κυρίως στην κεντρική και ανατολική Κρήτη. Η σειρά αρχίζει στο Μέσο με Άνω Τριαδικό με λεπτοστρωματώδεις δολομίτες (SANNENMAN & SEIDEL 1976, KOPP & OTT 1977) συνεχίζει κανονικά με εναλλαγές δολομιτών καθώς και ασβεστόλιθων ηλικίας Ιουρασικού έως Άνω Κρητιδικού (ασβεστόλιθοι με Ρουδιστές, ZAGER 1972, Φυτρολάκης 1967).

Η Μέσο με Άνω Ηώκαινικής ηλικίας σειρά του φλύσχη επικάθεται ασύμφωνα πάνω στους ασβεστόλιθους της ανθρακικής σειράς (SEIDEL 1968, ZAGER 1972).

Αποτελείται κυρίως από αργιλικά και ψαμμιτικά πετρώματα με μονότονη ιζηματογένεση. Τις περισσότερες φορές είναι δύσκολο να διαχωριστεί καθώς καλύπτεται από τον αντίστοιχο φλύσχη της υπερκείμενης ενότητας της Πίνδου.

Η ενότητα λοιπόν Γαβρόβου – Τρίπολης αντιπροσωπεύει μια μεγάλου πάχους, ανθρακική, αβαθή λεκάνη ιζηματογένεσης η οποία δέχθηκε στο Μέσο με Άνω Τριαδικό κλαστικά ιζήματα ενώ κατά τη διάρκεια του Άνω Τριαδικού με Μέσο- Ηώκαινου νηριτικά ανθρακικά ιζήματα. Η ιζηματογένεση συνεχίστηκε στο Μέσο με Άνω- Ηώκαινο με ασύμφωνη απόθεση ψαμμιτικό- αργιλικού φλύσχη. Τα πετρώματα τα οποία βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένα πάνω στην ενότητα Φυλλιτών- χαλαζιτών εμφανίζουν μόνο μια μικρού βαθμού μεταμόρφωση στη βάση τους. Η ενότητα Γαβρόβου είναι αντίστοιχη της γεωτεκτονικής ζώνης Γαβρόβου- Τρίπολης της Ηπειρωτικής Ελλάδας.

4.6 Η ενότητα Πίνδου

Με τον όρο ενότητα Πίνδου (σχ. 2.2) περιλαμβάνουμε όλα τα πετρώματα της Κρήτης που χαρακτηρίστηκαν είτε ως «σειρά Πίνδου» (SEIDEL 1968, KUSS & THEORBECKE 1974), είτε ως «σειρά Εθιάς» (RENTZ 1947, PARASKEYAIDIS 1961, Τατάρης 1964, BONNEAU & FLEURY 1971), είτε ως «σειρά Μαγκασά» (BONNEAU & ZAMBETAKIS

1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977) και τα οποία παρουσιάζουν λιθοφασικές ομοιότητες με τα αντίστοιχα πετρώματα της γεωτεκτονικής ζώνης Ωλονού Πίνδου της ηπειρωτικής Ελλάδας.

Τα πετρώματα της ενότητας της Πίνδου παρατηρούνται στην κεντρική και ανατολική Κρήτη και είναι τεκτονικά τοποθετημένα πάνω στην ενότητα Γαβρόβου και στην ενότητα Φυλλιτών – χαλαζιτών (CREUTZBURG 1977). Στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης εμφανίζονται στην περιοχή των Αστερουσίων, στις νότιες παρυφές του Ψηλορείτη και στην περιοχή του όρους Κέδρος.

Η ενότητα της Πίνδου αρχίζει με την απόθεση στο Άνω Τριαδικό, κερατολίθων, κερατολιθικών ασβεστολίθων και σχιστών αργίλων (SEIDEL 1968). Από το Ιουρασικό μέχρι το κάτω Κρητιδικό η ιζηματογένεση συνεχίστηκε με απόθεση ωολιθικών, ψαμμιτικών και μικρολατυποπαγών ασβεστολίθων και κερατολίθων (SEIDEL 1968, BONNEAU & FLEURY 1971, BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977).

Κατά το Άνω Κρητιδικό αποτέθηκαν στρώματα πηλινών και ψαμμιτών τα οποία χαρακτηρίστηκαν ως Πρώτος φλύσχη (SEIDEL 1968, BONNEAU & FLEURY 1971). Τον πρώτο φλύσχη ακολούθησε μέχρι το Άνω Παλαιόκαινο η απόθεση πελαγικών ασβεστολίθων. Η ενότητα τελειώνει με την απόθεση του Άνω Παλαιοκαινικού Ηωκαινικού φλύσχη (AUBOUIN 1965, SEIDEL 1971, BONNEAU & FLEURY 1971, BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS).

Τα πετρώματα της ενότητας Πίνδου που εντοπίζονται στις περιοχές της Κρήτης έχουν χωριστεί σε τρεις υπό- ενότητες την τυπική Ινδική στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης, της Εθίας στην περιοχή των Αστερουσίων και της Μαγκασσάς στην ανατολική Κρήτη.

Όλες οι παραπάνω ενότητες θεωρείται ότι αποτελούν τη συνέχεια της Κρήτης της ζώνης Ωλονού – Πίνδου (RENTZ 1947, PARASKEYAIDIS 1961, TATARIS 1964, SEIDEL 1968, BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977, Φυτρολάκης 1980).

Οι λιθοφασικές και χρονικές διαφορές που παρατηρούνται στις επιμέρους ενότητες οφείλονται στις διαφορετικές παλαιογεωγραφικές τους θέσεις: η σειρά της Πίνδου τοποθετείται στο εσωτερικό περιθώριο της αύλακας Ωλονού- Πίνδου (SEIDEL 1968), η σειρά της Εθίας στο εξωτερικό περιθώριο της αύλακας (AUBOUIN & DERCOURT 1965, BONNEAU & FLEURY 1971), ενώ η σειρά Μαγκασσά στην εσωτερική κλιτύ του υβώματος της Γαβρόβου – Τρίπολης προς την αύλακα της Πίνδου (BONNEAU & ZAMBETAKIS 1975, ZAMBETAKIS & LEKKAS 1977).

4.7 Το τεκτονικό “Melange”

Με τον όρο «Τεκτονικό mélange» (σχ. 3.2) αναφέρονται εκείνα τα ετερογενή πετρώματα τα οποία είναι τεκτονικώς τοποθετημένα ανάμεσα στο υποκείμενο κάλυμμα της Πίνδου και στο υπερκείμενο κάλυμμα των Αστερουσίων.

Τα πετρώματα αυτά έχουν συνήθως μικρή επιφανειακή εξάπλωση καθώς τις περισσότερες φορές εμφανίζονται ως τεκτονικά ράκη.

Το τεκτονικού mélange αποτελείται από μια σειρά πετρωμάτων με σαφή χαρακτήρα τεκτονικού ανακατέματος (mélange, SEIDEL 1977) τα οποία τοποθετήθηκαν από τους ερευνητές είτε σε ένα ευρύτερο τεκτονικό κάλυμμα που περιλάμβανε όλα τα ανώτερα του καλύμματος της Πίνδου πετρώματα είτε κατατάχθηκαν σε επιμέρους καλύμματα.

Έτσι οι BONNEAU (1970,1972), VICENTE (1970), AUBOUIN & DERCOURT (1965), CREUTZBURG & SEIDEL (1975) και Φυτρολάκης (1980) τοποθετούν τα αμεταμόρφωτα ή ελαφρώς μεταμορφωμένα πετρώματα που εμφανίζονται πάνω από το κάλυμμα της Πίνδου ή του Γαβρόβου στις περιοχές των Αστερουσίων, Ανωγείων, Καμάρων, Σπηλίου και Βιάννου σε ένα σύνθετο κάλυμμα «οφιόλιθων και κρυσταλλοσχιστωδών», ανάλογο του οποίου δεν εμφανίζεται στον Ελληνικό χώρο.

Μεταγενέστερα ο BONNEAU (1976) τοποθετεί μια σειρά πετρωμάτων Τριαδικό-Ιουρασικής ηλικίας, που αποτελείται από κερατολιθικούς ασβεστόλιθους, ραδιολαρίτες και σπηλίτες στο κάλυμμα της Άρβης. Επίσης ο ερευνητής τοποθετεί τα Άνω Ιουρασικά- Άνω Κρητιδικά (BONNEAU 1974, Φυτρολάκης 1980) φλυσχοειδή ιζήματα της περιοχής Μιαμού και Καμάρων σε ένα ανεξάρτητο κάλυμμα, υποκείμενο του καλύμματος της Άρβης που ονομάζει κάλυμμα Μιάμου.

Το τεκτονικό mélange λοιπόν αποτελείται από τρεις ενότητες τεκτονικά υπερκείμενες του καλύμματος της Πίνδου και υποκείμενες του καλύμματος των Αστερουσίων. Οι ενότητες αυτές είναι από την κατώτερη προς την ανώτερη του Βάτου, του Σπηλίου και του Πρέβελη.

Η ενότητα του Βάτου είναι ανάλογη των ενοτήτων της Άρβης και Μιαμού. Η ενότητα αποτελείται στη βάση από χαμηλής μεταμόρφωσης ασβεστόλιθους, αργίλικούς ασβεστόλιθους και ψαμμίτες Άνω Ιουρασικής ηλικίας καθώς και από Άνω Κρητιδικής έως Ηωκαινικής ηλικίας ιζήματα που περιέχουν ηφαιστειακά σώματα και μοιάζουν με άγριο φλύσχη (KRAHL 1982). Η ενότητα είναι έντονα τεκτονισμένη και δίνει την εικόνα τεκτονικού ανακατέματος.

Η αμέσως τεκτονικά ανώτερη ενότητα του Σπηλίου αποτελείται από υπερβασικά και κρυσταλλικά πετρώματα τα οποία περιγράφονται από τους BONNEAU (1976), SEIDEL (1977) και BONNEAU & LYS (1978) ως σερπεντινίτες ή οφιόλιθοι. Τα πετρώματα

εμφανίζονται στην περιοχή του Σπηλίου , Γερακαρίου και Κεραμών και είναι γρανατούχοι , επιδοτικοί αμφιβολίτες στα ανώτερα τμήματα και έντονα τεκτονισμένοι σερπεντινίτες στα κατώτερα.

Η ανώτερη ενότητα του Πρέβελι που εμφανίζεται στις περιοχές της Μονής Πρέβελι, Πλακιά και βορειοδυτικά του Σπηλίου αποτελείται από μεταμορφωμένα σε συνθήκες υψηλής πίεσης χαμηλής θερμοκρασίας, πετρώματα (KRAHL 1982), όπως μπλε σχιστόλιθους, φυλλίτες χαλαζίτες, μάρμαρα και μετα-κροκαλοπαγή. Η ηλικία της ενότητας είναι σύμφωνα με τους BONNEAU & LYS (1978) Άνω Περμική. Τα πετρώματα του Πρέβελι που εμφανίζονται στην περιοχή της Πλακιά - Μονής Πρέβελι αποδίδονται από τον KARAKITSIO (1979), στο κάλυμμα Φυλλιτών – χαλαζιτών.

Τα πετρώματα του Γερακαρίου εμφανίζουν ένα καφέ- πράσινο χρώμα είναι πολυπτυχωμένα σε σημείο που να εμφανίζουν χαοτικές εικόνες και η ορυκτολογική γράμμωση δεν έχει ένα σταθερό προσανατολισμό. Σε αντίθεση τα πετρώματα του Πρέβελι είναι τυπικοί μπλε σχιστόλιθοι με το χαρακτηριστικό μπλε χρώμα του γλαυκοφανή εμφανίζουν μια σταθερή ορυκτολογική γράμμωση και μια καλοσχηματισμένη σχιστότητα.

Συνοψίζοντας λοιπόν το τεκτονικό mélange αποτελεί ένα ετερογενές λιθολογικά και μεταμορφικά σύνολο πετρωμάτων τα οποία εμφανίζονται τεκτονικά ανακατεμένα μεταξύ τους. Η τεκτονική ενότητα αποτελείται από τρεις επιμέρους ενότητες . Την κατώτερη αποτελούν τα Άνω Ιουρασικής- Ηωκαινικής ηλικίας, ελαφρώς μεταμορφωμένα πετρώματα του Βάτου. Την επόμενη ενότητα του Σπηλίου αποτελούν τα κρυσταλλικά πετρώματα και οι σερπεντινίτες, με Άνω Ιουρασική ηλικία σχηματισμού. Η ενότητα θεωρείται ανάλογη της Καλυψούς, η οποία μεταμορφώθηκε σε ανάλογες συνθήκες πριν το Άνω Κρητιδικό. Η ανώτερη ενότητα του Πρέβελι περιλαμβάνει μεταμορφωμένα σε συνθήκες ΥΠΛΧΘ, προ-Αλπικά ιζήματα.

4.8 Η ενότητα Αστερουσίων

Η ενότητα των Αστερουσίων (σχ. 4.2) αποτελεί μαζί με τους υπερκείμενους Οφιόλιθους τα ανώτερα καλύμματα της Κρήτης και εμφανίζεται μόνο στην κεντρική και ανατολική Κρήτη.

Από το 1955 ο WURM περιγράφει στην περιοχή των Αστερουσίων την παρουσία μιας ποικιλόχρωμης σειράς από σερπεντινίτες, αμφιβολίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και μάρμαρα. Μέσα σε γρανατικούς – βιοτικούς σχιστόλιθους αναγνώρισε σιλλιμανίτη και γι αυτό χαρακτήρισε τα παραπάνω πετρώματα ως προϊόντα μεταμόρφωσης επαφής.

Ο BONNEAU (1970, 1972) αναγνωρίζει στις περιοχές των Γωνιών, Σπηλίου, Μέλαμπων, Καμάρων και Αστερουσίων της κεντρικής Κρήτης και Βιάννου της ανατολικής, μια αλλόχθονη σειρά με γενεύσιους που περιέχουν σιλλιμανίτη, κορδιερίτη, γρανάτη, βιοτίτη, ανδεσίνη και χαλαζία, την οποία ονομάζει « la nappe metamorphique de l'Asteroussia ».

Συνοψίζοντας λοιπόν τις παρατηρήσεις στις περιοχές των Καμάρων, Μέλαμπων και Αστερουσίων η ενότητα των Αστερουσίων αποτελείται από έντονα τεκτονισμένα και έντονα μεταμορφωμένα κρυσταλλικά πετρώματα τα οποία εμφανίζονται ως αποκομμένα τεκτονικά λείπια πάνω στα πετρώματα του τεκτονικού mélange και της Πίνδου.

Στη βάση της ενότητας εμφανίζονται συνήθως λευκά μάρμαρα μικρού πάχους και πάνω από αυτά μικρού πάχους μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι. Ακολουθούν περίπου 150μ με εναλλαγές γενεσίων και αμφιβολιτών. Μέσα στις εναλλαγές παρατηρούνται μεταηφαιστειακά πετρώματα που διατηρούν κατά τόπους τον χαρακτηριστικό ιστό. Τις εναλλαγές ακολουθούν μαύροι χαλαζίτες πάχους 100μ, ενώ στα ανώτερα τμήματα εμφανίζονται εναλλαγές γρανατούχων μαρμαρυγικών σχιστόλιθων και μαρμάρων.

Στα πετρώματα της ενότητας στην περιοχή των Αστερουσίων εμφανίζονται όξινες διεισδύσεις πλουτωνικών μαγμάτων όπως γρανιτών και γρανοδιοριτών τα οποία παραμορφώνονται μαζί με τα περιβάλλοντα πετρώματα.

Καθώς τόσο η ηλικία των γρανιτικών διεισδύσεων όσο και η ηλικία της ΥΘΧΠ μεταμόρφωσης συμπίπτουν απόλυτα (SEIDEL 1976,1981) οι BONNEAU 1982 και HALL(1987) πιστεύουν ότι τα δύο γεγονότα έλαβαν χώρα ταυτόχρονα διαφωνούν όμως στο μηχανισμό γένεσης. Ο BONNEAU θεωρεί ότι τα γεγονότα έλαβαν χώρα κατά την υποβύθιση μιας ωκεάνιας πλάκας κάτω από την Πελαγονική ζώνη στο Άνω Κρητιδικό. Ο HALL συνδέει τη δημιουργία της ΥΘΧΠ μεταμόρφωσης και του πλουτωνισμού με μια έντονη λέπτυνση και βύθιση του ηπειρωτικού φλοιού της Απουλίας μικρόπλακας που έλαβε χώρα από το Ιουρασικό μέχρι το Άνω Κρητιδικό. Οι WACHENDORF et al. 1980 υποστηρίζουν ότι η μεταμόρφωση και η δημιουργία των οφιολίθων συνδέονται γενετικά.

Ανάλογα πετρώματα με της ενότητας των Αστερουσίων μεταμορφωμένα στο Άνω Κρητιδικό σε ΥΘΧΠ συνθήκες εμφανίζονται σε ορισμένα νησιά των Κυκλάδων και νοτιοδυτικά της Μικράς Ασίας. Λόγω της τεκτονικής τους θέσης τα πετρώματα της ενότητας των Αστερουσίων θεωρήθηκαν ανάλογα του Πελαγονικού καλύμματος της ηπειρωτικής Ελλάδος.

4.9 Οι οφιολίθοι

Το κάλυμμα των Οφιολίθων (σχ. 4.2) αποτελεί την ανώτερη τεκτονικά ενότητα του οικοδομήματος των καλυμμάτων της Κρήτης. Εμφανίζεται μόνο στην περιοχή της Κεντρικής Κρήτης με τη μορφή απομονωμένων τεκτονικών ράκων είτε πάνω στην ενότητα των Αστερουσίων είτε πάνω στο τεκτονικό mélange (Φυτρολάκης 1980, BONNEAU 1984). Εμφανίζεται κυρίως στην περιοχή των Αστερουσίων, του Σπηλίου, των Καμάρων- Βορίζων, της Άρβης και στην περιοχή των Ανωγείων- Γωνίων της κεντρικής Κρήτης όπου έχει και την πλήρη ανάπτυξή του.

Το κάλυμμα των Οφιολίθων περιλαμβάνει έντονα τεκτονισμένα βασικά και υπερβασικά πετρώματα όπως σερπεντινίτες, περιδοτίτες, βασάλτες, γάβρους και δολερίτες. Σε μερικές θέσεις τα πετρώματα καλύπτονται από Άνω Ιουρασικά\ Κάτω Κρητιδικά ιζήματα (BONNEAU 1976).

Οι παραπάνω συγγραφείς σχετίζουν την παλιότερη Άνω Ιουρασική ηλικία (156 εχ) με μια διαδικασία διάτμησης μέσα στην ωκεάνια λιθόσφαιρα και άρα θεωρούν ότι αντιπροσωπεύει τη μικρότερη ηλικία σχηματισμού των Οφιολίθων. Η νεότερη ηλικία (148 ε.χ.) που προκύπτει από τις γαβροδιοριτικές φλέβες αντιπροσωπεύει την ηλικία απόσπασης των Οφιολίθων πιθανώς σε ένα περιβάλλον νησιωτικού τόξου ή ηπειρωτικού περιθωρίου (SEIDEL 1981).

Η προέλευση και η γεωτεκτονική τοποθέτηση του καλύμματος των Οφιολίθων παραμένει ασαφής. Οι περισσότεροι ερευνητές τοποθετούσαν τα Οφιολιθικά πετρώματα μαζί με τα πετρώματα της ενότητας των Αστερουσίων και το τεκτονικό mélange σε ένα σύνθετο κάλυμμα.

Ο WURM (1955) κατέταξε τα σερπεντινικά πετρώματα της ενότητας των Αστερουσίων τα οποία χαρακτήρισε ως μεταμορφωμένα πετρώματα επαφής. Επίσης οι WACHENDORF et al. (1980) υποστήριζαν ότι η μεταμόρφωση στο Άνω Κρητιδικό των κρυσταλλικών πετρωμάτων των Αστερουσίων σχετίζεται γενετικά με τους Οφιολίθους. Το επιχείρημα αυτό απορρίπτεται από τους SEIDEL (1981) διότι ραδιομετρικές αναλύσεις έδειξαν ότι οι γαβροδιοριτικές φλέβες διείσδυσαν και στερεοποιήθηκαν τουλάχιστον 60 ε.χ. πριν την άνοδο και ψύξη των κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων.

Ο THEORBECKE (1973) ονόμασε τα πετρώματα που εμφανίζονται πάνω από το κάλυμμα της Πίνδου στην περιοχή των Ανωγείων ως οφιολιθικό κάλυμμα.

Οι AUBOUIN & DERCOURT (1965) και VICENTE (1970) ονόμασαν το σύνθετο κάλυμμα ως “nappe ophiolitifere”, ο τελευταίος συγγραφέας θεωρεί ότι το κάλυμμα αυτό προέρχεται από το χώρο της Υποπελαγονικής ζώνης. Οι CREUTZBURG & SEIDEL (1975)

αναφέρονται στα υπερκείμενα της ενότητας της Πίνδου πετρώματα ως “serpentinite-Amphibolit – Assoziation” και θεωρούν ότι η επαφή των οφιολιθικών πετρωμάτων και των κρυσταλλοσχιστωδών της ενότητας των Αστερουσίων είναι τεκτονική.

Ο Φυτρολάκης (1980) τοποθετεί τα επιμέρους τεκτονικά καλύμματα που υπέρκεινται της ενότητας της Πίνδου σε ένα σύνθετο κάλυμμα οφιολίθων και κρυσταλλοσχιστωδών η προέλευση του οποίου να ήταν από ένα χώρο βορειότερα του χώρου ιζηματογένεσης της ζώνης Ωλονού – Πίνδου.

Τέλος ο BONNEAU αν και χαρακτηρίζει τα πετρώματα ως “la nappe metamorphique de l’Asterousia”, μεταγενέστερα (BONNEAU 1984) διαχωρίζει τα επιμέρους καλύμματα και τοποθετεί τα βασικά και υπερβασικά πετρώματα στην ανώτερη τεκτονική θέση του νησιού στο κάλυμμα των Οφιολίθων. Το κάλυμμα θα πρέπει να επωθήθηκε πάνω στα Αστερούσια μετά το Άνω Κρητιδικό κατά την κύρια ορογενετική φάση του Ανώτερου Ηώκαινου-Ολιγόκαινου (BONNEAU 1984).

4.10 Νεογενείς και Τεταρτογενείς αποθέσεις

Τα *Νεογενή* πετρώματα της Κρήτης επικάθονται ασύμφωνα στους προ- Νεογενείς σχηματισμούς του νησιού και διαχωρίζονται στις ακόλουθες ομάδες (MEULENKAMP 1979).

Την ομάδα *Πρίνα* που αποτελείται από χονδρόκοκκα συνεκτικά ασβεστολιθικά λατυποπαγή και κροκαλοπαγή του Μέσου με Άνω Μειόκαινου. Τα ιζήματα αυτά είναι τα πρώτα Νεογενή πετρώματα του νησιού που αποτέθηκαν σε ένα μη θαλάσσιο υφάλμυρο περιβάλλον.

Την ομάδα *Τεφελίου* που περιλαμβάνει κλαστικά ιζήματα όπως κροκαλοπαγή, άμμους και αργίλους που υπέρκεινται της ομάδας Πρίνας ή επικάθονται ασύμφωνα στα προ-Νεογενή πετρώματα. Τα ιζήματα αυτά αποτέθηκαν στο Κατώτερο έως το Ανώτερο Τορτόνιο σε ένα περιβάλλον γλυκού μέχρι αλμυρού νερού.

Την ομάδα *Βρυσών* που χαρακτηρίζεται από βιοκλαστικούς έως υφαλογενείς ασβεστόλιθους που μεταβαίνουν πλευρικά σε μάργες με ενστρώσεις εβαποριτών και γύψου ηλικίας Ανώτερου Τορτονίου έως Κατώτερου Μεσσήνιου. Τα πετρώματα αυτά είτε υπέρκεινται παλιότερων νεογενών είτε προ-Νεογενών πετρωμάτων.

Την ομάδα *Ελληνικού* με μη θαλάσσια κροκαλοπαγή και λιμνοποτάμια λεπτοκοκώδη ιζήματα του Ανώτερου Μεσσήνιου. Τα ιζήματα αυτά επικάθονται ασύμφωνα πάνω σε παλιότερα νεογενή πετρώματα, ενώ σπανιότερα σε προ-Νεογενή.

Την ομάδα *Φοινικιάς* που αποτελείται από μάργες και αργίλους ανοιχτής θάλασσας του Κατώτερου, Μέσου και Ανώτερου Πλειόκαινου.

Και τέλος την ομάδα *Αγίας Γαλήνης* που αποτελεί την ανώτερη Νεογενή ομάδα της Κρήτης, με ερυθρά κροκαλοπαγή και άμμους μη θαλάσσιας φάσης ηλικίας Πλειόκαινου.

Τα *Νεογενή* πετρώματα εμφανίζονται σε όλη την Κρήτη (ΠΑΠΑΠΕΤΡΟΥ-ZAMANH 1973) σε μερικές θέσεις σε αρκετά μεγάλο υψόμετρο όπως στην περιοχή της χώρας Σφακίων στα Χανιά στα 800μ (Φυτρολάκης 1980) και στην περιοχή του Κρουσώνα επίσης στα 800μ (Παπαπέτρου- Ζαμάνη 1973).

Αρκετά ενδιαφέρουσα για την τεκτονική εξέλιξη του νησιού είναι η παρουσία πάνω σε ιζήματα του Ανώτερου Σερραβάλλιου, αλλόχθονων προ- Νεογενών ασβεστολιθικών τεμαχών (MEULENKAMP 1979). Ο παραπάνω συγγραφέας θεωρεί ότι τα αλλόχθονα αυτά τεμάχια ολίσθησαν από μορφολογικά υψηλότερες θέσεις ενώ ο Φυτρολάκης (1980) ότι αποτελούν τα υπολείμματα των τελευταίων τεκτονικών κινήσεων του ανώτερου σύνθετου τεκτονικού καλύμματος. Στην περιοχή του χωριού Γωνιές εμφανίζονται επίσης ανθρακικά πετρώματα της ενότητας του Γαβρόβου πάνω σε συνεκτικά κροκαλοπαγή που θα πρέπει να ανήκουν στην ομάδα Πρίνα (Κατσιαβριάς). Η επαφή τους φαίνεται να είναι ένα ανάστροφο προς τα δυτικά ρήγμα.

Τα *Τεταρτογενή* ιζήματα εμφανίζονται σε όλη την Κρήτη, κυρίως όμως στα νότια παράλια όπου η διάβρωση ήταν μικρότερη (Φυτρολάκης 1980). Τα χερσαία ιζήματα αποτελούνται από ασύνδετα χονδροκλαστικά υλικά με τη μορφή κώνων κορημάτων ή αναβαθμίδων.

Τα θαλάσσια *Τεταρτογενή* ιζήματα περιλαμβάνουν συνήθως άμμους, και κροκαλοπαγή συγκολλημένα με άμμους, που εμφανίζονται ως θαλάσσιες αναβαθμίδες. Η ηλικία των στρωμάτων αυτών είναι Τηρρήνια. (ανώτερο Πλειστόκαινο, Ψαριανός 1961, CREUTZBURG 1961, Συμεωνίδης 1967, Δερμιτζάκης 1969, Παπαπέτρου- Ζαμάνη 1971).

4.11 Ταξινόμηση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης

Η τεκτονική δομή των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης (σχ. 2.3) αποτελείται από μια συσσώρευση καλυμμάτων ετερογενούς σύστασης μεταμόρφωσης και προέλευσης. Το κάθε επιμέρους κάλυμμα όπως δείχνει και η τεκτονο- μεταμορφική του εξέλιξη, παραμορφώθηκε σε διαφορετική θέση και κάτω από διαφορετικές συνθήκες.

Στη στήλη των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης εμφανίζονται δύο ζώνες μεταμορφωμένων καλυμμάτων οι οποίες καταλαμβάνουν την κατώτερη και την ανώτερη

τεκτονικά θέση. Στον ενδιάμεσο χώρο παρεμβάλλονται τα αμεταμόρφωτα αλπικά πετρώματα του νησιού των καλυμμάτων του Γαβρόβου και Πίνδου.

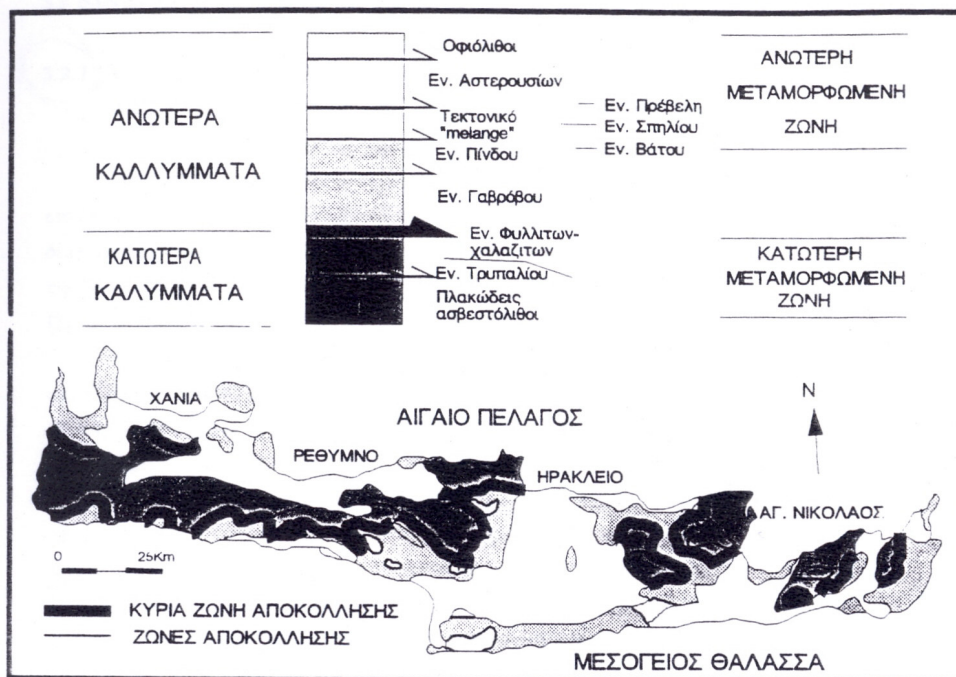
Την κατώτερη ζώνη των μεταμορφωμένων σχηματισμών αποτελούν τα πετρώματα των κατώτερων καλυμμάτων δηλαδή των Πλακωδών ασβεστολίθων και των Φυλλιτών-χαλαζιτών που μεταμορφώθηκαν στο Ανώτερο Ολιγόκαινο\Κατώτερο Μειόκαινο σε συνθήκες ΥΠΧΘ (SEIDEL 1982, THEYE 1992).

Την ανώτερη ζώνη των μεταμορφωμένων πετρωμάτων συνιστούν τα ανώτερα μεταμορφωμένα καλύμματα δηλαδή του τεκτονικού mélange που περιλαμβάνει διαφορετικά μεταμορφωμένα αλλά και αμεταμόρφωτα πετρώματα καθώς και τα ΥΘΧΠ μεταμορφωμένα πετρώματα των Αστερουσίων.

Ορισμένες ομοιότητες στη μεταμορφική εξέλιξη των καλυμμάτων επέτρεψαν το διαχωρισμό τους σε δύο κύριες ομάδες (ΚΙΛΙΑΣ1993): στα κατώτερα και στα ανώτερα καλύμματα.

Τα κατώτερα καλύμματα περιλαμβάνουν την ενότητα των Πλακωδών ασβεστολίθων και το κάλυμμα των Φυλλιτών – χαλαζιτών. Τα καλύμματα δέχθηκαν στο Άνω Ολιγόκαινο \ Κάτω Μειόκαινο την επίδραση μιας ΥΠΧΘ μεταμόρφωση και κατά συνέπεια υποβυθίστηκαν και παραμορφώθηκαν σε μεγάλο βάθος.

Τα ανώτερα καλύμματα περιλαμβάνουν όλα εκείνα τα καλύμματα που βρίσκονται πάνω από το κάλυμμα των Φυλλιτών- χαλαζιτών και τα οποία δεν δέχθηκαν την επίδραση της Ολιγοκαινικής\Κάτω Μειοκαινικής, ΥΠΧΘ μεταμόρφωση. Τα ανώτερα καλύμματα αποτελούν τα αμεταμόρφωτα καλύμματα των ενοτήτων Γαβρόβου και Πίνδου και τα υπερκείμενά τους ανώτερα μεταμορφωμένα καλύμματα του τεκτονικού mélange των Αστερουσίων και Οφιολίθων.



Σχήμα 2.6 Ταξινόμηση των καλυμμάτων της Κρήτης, σε ανώτερα και κατώτερα καλύμματα.

Σχήμα 4.3. Ταξινόμηση των καλυμμάτων της Κρήτης

5. ΤΟ ΒΑΘΥΜΕΤΡΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

5.1 Εισαγωγή

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζεται η επεξεργασία των στοιχείων που προέκυψαν από την ψηφιοποίηση των ναυτικών χαρτών της Κρήτης. Ο στόχος ήταν, με βάση την βαθυμετρία και σε συνδυασμό με βιβλιογραφική έρευνα (Leite & Mascle, 1982; ten Veen and Postma, 1999; Le Pichon et al., 2002, Alves et al., 2007), να προσδιοριστούν οι κύριες ρηξιγενείς δομές στον θαλάσσιο χώρο της Κρήτης

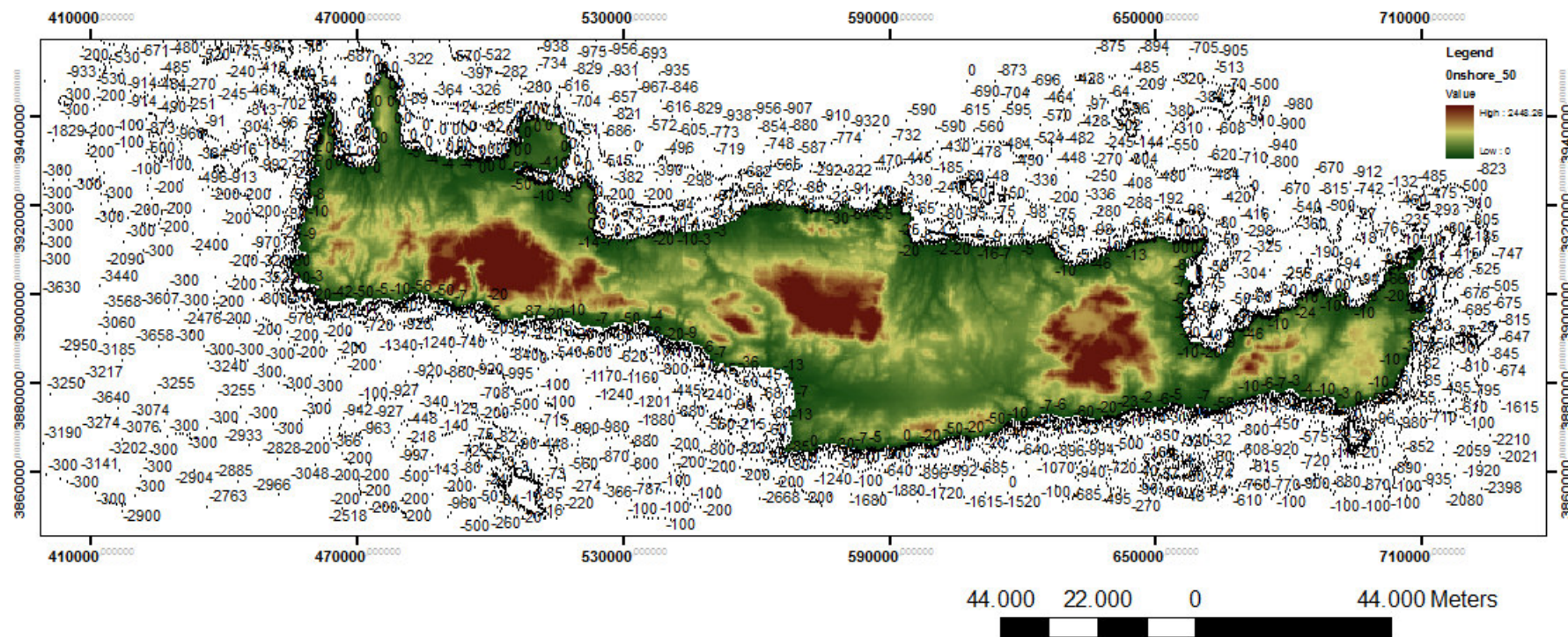
5.2 Αποτελέσματα

Στα σχήματα 5.1 – 5.5 παρουσιάζεται η επεξεργασία των δεδομένων σε ΓΣΠ. Ο εντοπισμός των ρηξιγενών ζωνών στο θαλάσσιο της Κρήτης, που αποτελεί τον στόχο της παρούσας εργασίας παρουσιάζεται στο σχήμα 5.6.

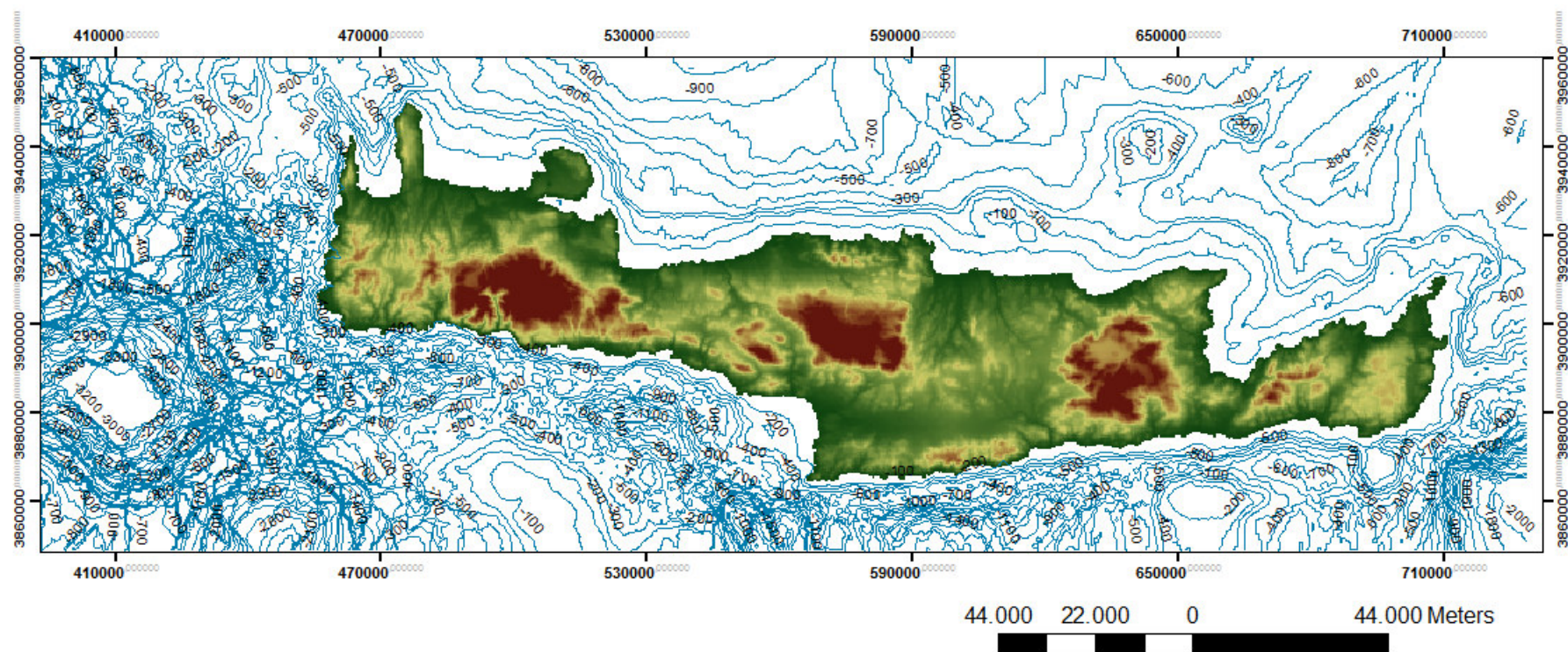
Τα μεγαλύτερα βάθη εντοπίζονται στο νότιο τμήμα της Κρήτης και μάλιστα αρκετά κοντά σε στην ξηρά. Το γεγονός αυτό οφείλεται στην παρουσία μεγάλων τάφρων στην περιοχή (Πτολεμαίου, Πλίνιου και Στράβωνα), που είναι αποτέλεσμα της τεκτονικής δράσης. Η πολύ μεγάλη βύθιση που εντοπίζεται στο νοτιοδυτικό θαλάσσιο τμήμα του νησιού είναι αποτέλεσμα της παρουσίας της Ελληνικής αύλακας στην περιοχή.

Τα ρήγματα, που εντοπίστηκαν, διακρίνονται με βάση την διεύθυνση τους σε τέσσερις κύριες ομάδες.

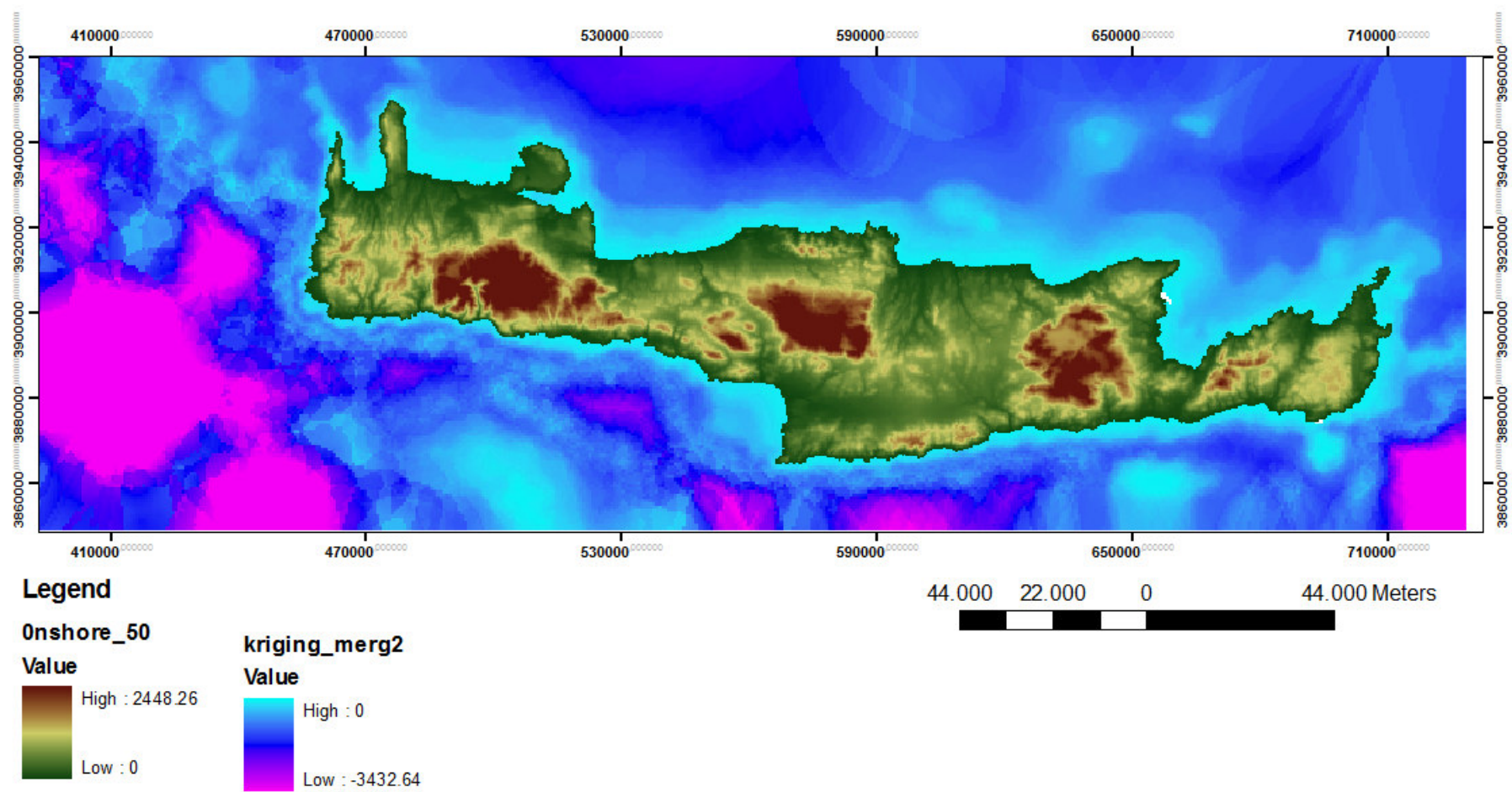
Η πρώτη πολυπληθής ομάδα ρηγμάτων περιλαμβάνει μεγάλου μήκους (αρκετά Km) κανονικά ρήγματα της πρώτης γενιάς (Σεραβάλλιο), με γενική διεύθυνση Α – Δ. Η δεύτερη ομάδα περιλαμβάνει ρήγματα γενικής διεύθυνσης Β – Ν, τα οποία επηρεάζουν τα μέλη της πρώτης ομάδας (Ανωτ. Μειόκαινο - Κατ. Πλειόκαινο). Η τρίτη, επίσης, πολυπληθής ομάδα αντιπροσωπεύει μεγάλες ρηξιγενείς γραμμές, με διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ, οι οποίες αναπτύσσονται τόσο στα αλπικά όσο και στα μεταλπικά ιζήματα στην ξηρά της Κρήτης. Τέλος, η τέταρτη ομάδα αντιπροσωπεύει κανονικά, κλιμακωτά ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ. Τα μέλη των δύο τελευταίων ομάδων (Ανωτ. Πλειόκαινο) επηρεάζουν τις παλαιότερες - συγκριτικά - εφελκυστικές δομές.



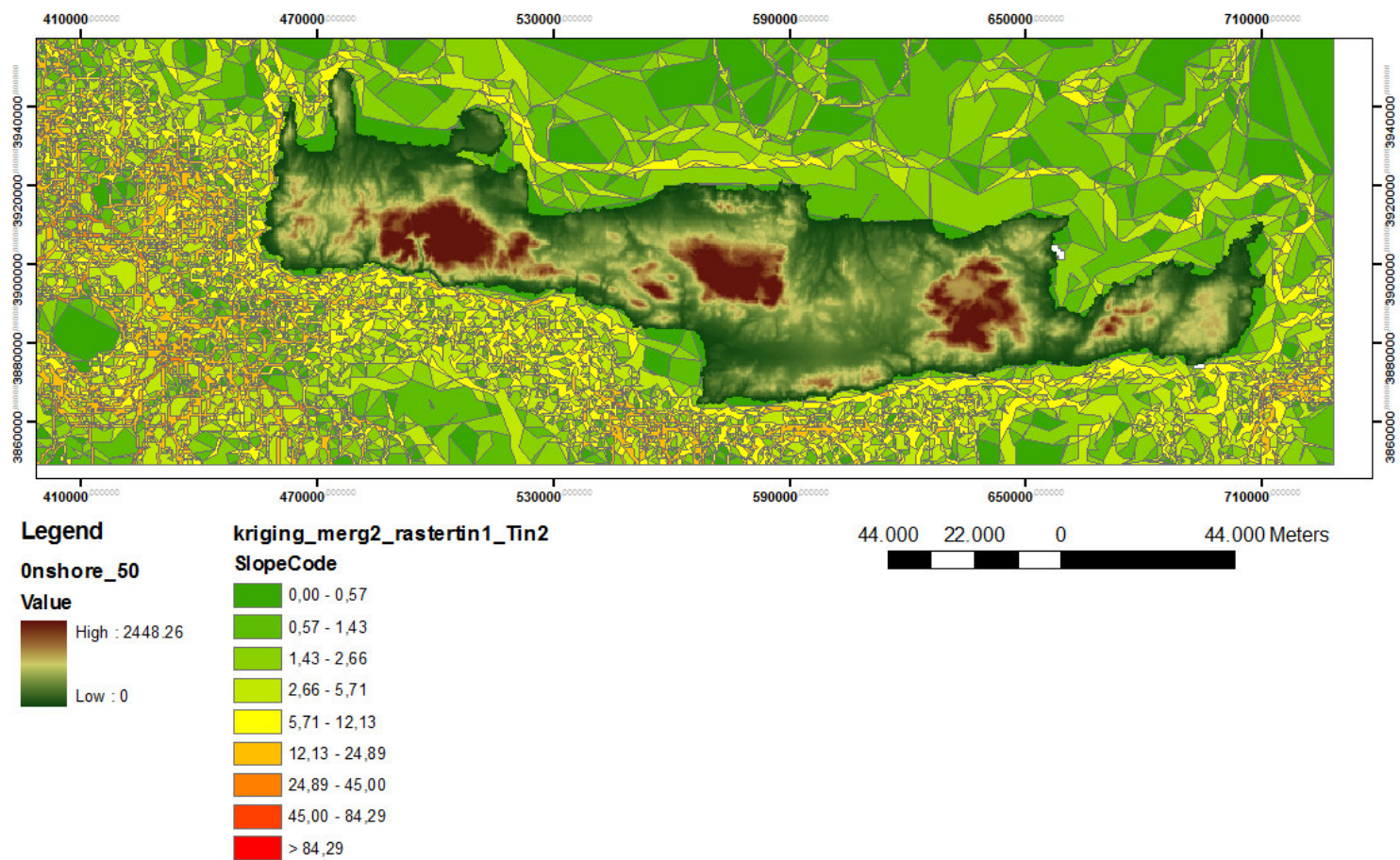
Σχήμα 5.1. Βαθυμετρικό μοντέλο σημείων της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης



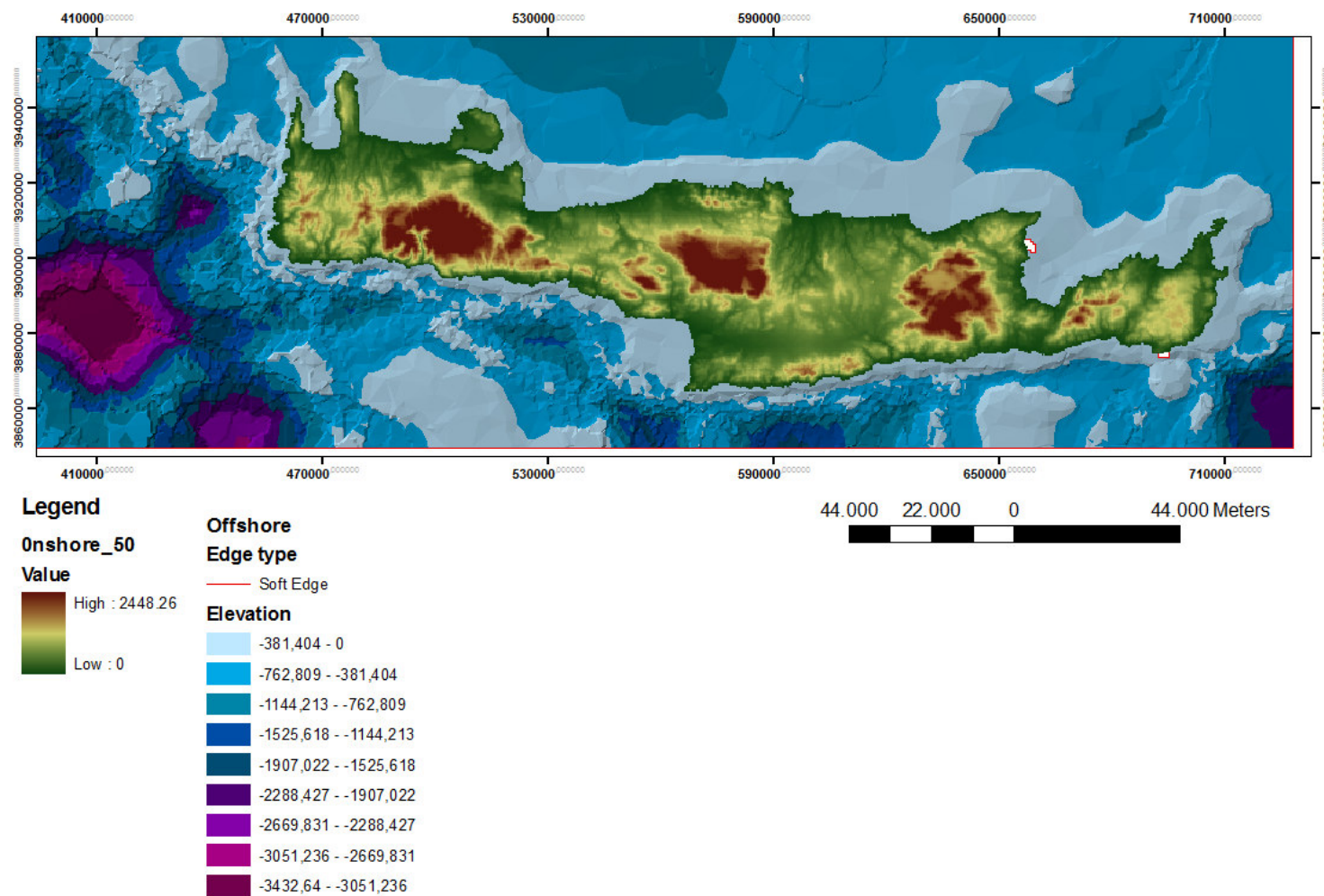
Σχήμα 5.2. Βαθυμετρικό μοντέλο (ισοβαθείς) της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης



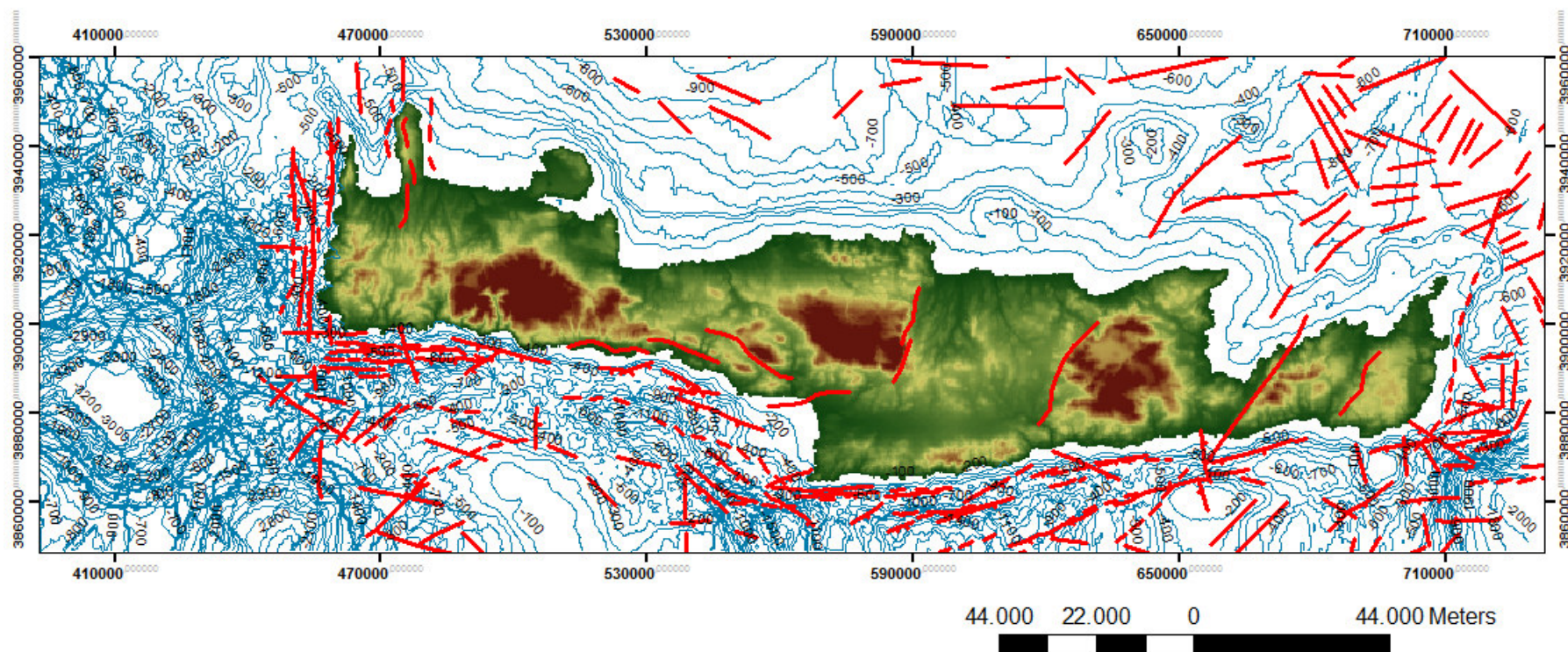
Σχήμα 5.3. Εφαρμογή της παρεμβολής (Kriging)) για το βαθυμετρικό μοντέλο της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης



Σχήμα 5.4. Χάρτης κλίσεων του βαθυμετρικού μοντέλου της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης



Σχήμα 5.5. Τρισδιάστατο μοντέλο(TIN) της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης



Σχήμα 5.6. Εντοπισμός ρηξιγενών ζωνών με βάση την βαθυμετρία της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης σε συνδυασμό με βιβλιογραφική έρε

6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ι.Γ.Μ.Ε., Γεωλογικός χάρτης Κρήτης.

Καρακίτσιος Β. 1986. Οι λιθοστρωματογραφικές, μεταμορφικές και τεκτονικές σχέσεις μεταξύ των Φυλλιτών και της ανθρακικής σειράς της Τρίπολης στην Κεντροδυτική Κρήτη. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., XVII, 31 – 58.

Σούλιος Γ. 1979. Γενική Υδρογεωλογία. University Studio, Θεσσαλονίκη.

Φουντούλης Ι. & Φουμέλης Μ. 2001. Ασύμμετρη ανάπτυξη υδρογραφικών δικτύων παράγων αναγνώρισης περιστροφών νεοτεκτονικών ρηξιτεμαχών. Η περίπτωση των λεκανών Στουρναρορέμματος και Μπελεσίτσα (Ν. Φωκίδας). Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., XXXVII/1, 227 – 234.

Bonneau M. 1973. Sur les affinites ioniennes des calcaires en plaquettes epimetamorphiques de la Crete, charriage de la serie de Gavrovo – Tripolitsa et la structure de l'arc Egeen. C.R.A.C. Sc. (Paris).

Bonneau M. 1984. Correlation of the Hellenides nappes in the S.E Aegean and their tectonic reconstruction. Geol. Soc. London (Sp. Publ.), 17, 517 – 527.

Fassoulas Ch. 1999. The structural evolution of Central Crete - insight into the tectonic evolution of the South Aegean (Greece). Journal of Geodynamics, 27, 23 - 43.

Fytrolakis N. 1980. The geological structure of Crete: Problems, observations and conclusions. Habil. Thesis, Nat. Tech. Univ., Athens.

Kilias A., Fassoulas C., Mountrakis D. 1993. Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex at the central part of the Hellenic arc. Bull. Geol. Soc. Greece, XXVIII, 297-314.

Ten Veen J.H. & Postma G. 1999. Roll - back controlled vertical movements of outer - arc basins of the Hellenic subduction zone (Crete, Greece). Basin Research, 11, 243 - 266.

Καμπέρης, Ε., Κόκκινου, Ε., Μονόπωλης, Δ., 2004, Μελέτη των Υδρολογικών/υδρογεωλογικών συνθηκών στην περιοχή του άνω Γεροποτάμου (Ψηλορείτης, Κρήτη), Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας 2004, τομ. XXXVI, 1992-2001.

Βιβλιογραφία για την τεκτονική

- ALTHERR, R., SCHLIESTEDT, M., OKRUSCH, M. SEIDEL E., KREUZER, H., HARRE, W., LENZ, H., WENDT, I. & WAGNER, G. (1979): Geochronology of high-pressure rocks on Sifnos (Greece, Cyclades). -Contr. Miner. & Petrol., 70, 245-255.
- ALTHERR, R., KREUZER, H., WENDT, I., LENZ, H., WAGNER, G.-A., KELLER, J., HARRE, W. & HOHNDORF, A. (1982): A late Oligocene/early Miocene high temperature belt in the Attico-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). -GeoJ. Int., E23, 97-164.
- ANDRIESS, P.-A., BOELRUK, N.-A., HERBEDA, E.-H., PRIEM, H.-M., VERDURMEN, E.-A., & VERSCHURE, R.-H. (1979): Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine Orogen at Naxos (Cyclades, Greece). -Contr. Miner. & Petrol., 69, 215-225.
- ANGELIER, J. (1979): Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. -Tectonophysics, 56, T17-T26.
- ANGELIER, J., LYBERIS, N., LE PICHON, X., BARRIER, E. & HUCHON, F. (1986): The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: A synthesis. -Tectonophysics, 86, 159-196.
- AVIGAD, D. & CARFUNKEL, Z. (1989): Low-angle faults above and below a blueschist belt, Tinos Is., Cyclades, Greece. -Terra Nova, 1, 182-187.
- AVIGAD, D. & CARFUNKEL, Z. (1991): Uplift and exhumation of high pressure metamorphic terrains: the example of the Cycladic blueschist belt. Tectonophysics, 188, 357-372.
- AUBOUIN, J. (1959): Contribution a l'etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie. -Ann. geol. Pays Hellen., 10, 1-483.
- AUBOUIN, J., (1965): Geosynclines. -Developments in Geotectonics, vol. I, Elsevier ed., Amsterdam, 335p.
- AUBOUIN, J., (1973): Des tectoniques superposees et de leur simplification, par rapport aux modeles geophysiques: l'exemple des Dinarides, paleotectonique, tectonique, tarditectonique, neotectonique. -Bull. Soc. Geol. France, (7), 15, 42c
- AUBOUIN, J. & DEDOUPT, J., (1965): Sur la geologie de l'EEge: regard sur la Crete (Grece). -Bull. Soc. Geol. France, (7), 7, 787-821.
- AUBOUIN, J., DERCOURT, J., NEUMANN, M. & SIGAL, J. (1965): Un element externe de la zone du Pinde: la serie d'Ethia (Crete, Grece). -Bull. Soc. Geol. France, (7), 7, 753-757.
- BARBER, D.J. (1985): Dislocations and microstructures. -In H.R. Wenk (ed): Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks. An Introduction to modern texture analysis. Academic Press, London, 149-182.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X., (1977): From the Thetys ocean to the mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. -In B. Biju-Duval and L. Montadert (eds), Histoire Structurale Des Bassins Mediterranees. Split, Yougoslavie. Editions Technip. Paris, 143-164.
- BIZON, C. & THIEBAULT, F. (1974): Donnees nouvelles sur l'age des marbres et quartzites du Taygete (Peloponnese meridionale, Grece). -C. R. Acad. Sc., Serie D, 278, 9-12.
- BLAKE, M.-C., BONNEAU, M., GEYSSANT, J.-L., KIENAST, J.-R., LEPVIER, C., MALUSKI, H. & PAPANIKOLAOU, D. (1981): A geological reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. -Bull. Geol. Soc. Amer., 92, 247-254.

- BOCCALETTI, M. (1973): Mesogea, Measoparatethys. Mediterranean and Paratethys: Their possible relations with the Tethys ocean development. -Ofioliti, 4, 83-96.
- BONNEAU, M. (1970): Les lambeaux allochtones du revers septentrional du massif des Psiloriti (Crète moyenne, Grèce). -Bull. Soc. Geol. France, (7), 12, 1124-1129.
- BONNEAU, M. (1972a): Existence d'un lambeau de cristallin ch~vauchant sur la série du Pinde en Crète moyenne (Grèce). -C R. Acad. Sc. Paris. 274, 2133-2136.
- BONNEAU, M. (1972b): La nappe métamorphique de l'Asteroussia, lambeau d'affinités pélagoniennes charrié jusque sur la zone de Tripolitza de la Crète moyenne (Grèce). -C R. Acad. Sc. Paris, 275, 2303-2306.
- BONNEAU, M. (1973): Sur les affinités ioniennes des "calcaires en plaquettes" épimétamorphiques de la Crète, le charriage de la série de Gavrovo- Tripolitza et la structure de l'arc Egeen. -CR. Acad. Sc. Paris, 277, 2453-2456.
- BONNEAU, M. (1976): Esquisse structurale de la Crète alpine. -Rapp. 5, Coll. Geol. régions Egeennes; Orsay. Bull. Soc. Geol. France, 2, 155-157
- BONNEAU, M. (1982): Evolution dynamique de l'Arc Egeen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. -Bull. Soc. Geol. France, 24, 229-242.
- BONNEAU, M. (1984): Correlation of the Hellenides nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. -Geol. Soc. London, sp. publ., 17, 517-527.
- BONNEAU, M. & FLEURY, J.-J. (1971): Précisions sur la série d'Ethia (Crète, Grèce): existence d'un premier flysch mésocrétacé. -CR. Acad. Sc. Paris, 272, 1840-1842.
- BONNEAU, M. & ZAMBETAKIS, A. (1975): La série Mangassa de la Crète orientale (Grèce): une klippe d'origine pindique externe. -C R. Acad. Sc. Paris, 281, 1719.
- BONNEAU, M., BEAUDVAIS, L. & MIDDLEMISS, F.-A. (1974): L'unité de Miamou (Crète, Grèce) et sa macrofaune d'âge Jurassique supérieur (Brachiopods, Madreporaires). -Ann. soc. géol. Nord. 94, 71-85.
- BROWN, E.H. (1977): Crossite content of Ca-amphibole. -1. Petr. 18, 53-72.
- BRUN, J.P., SOKOUTIS, D. & VAN DEN DRIESCHE, J.L. (1994): Analogie modélisation de systèmes de failles de détachement et de complexes de cœur. -Geology, 22, 3193-322.
- BRUNN, J.H. (1956): Etude géologique du Pindos septentrional et de la Macédoine occidentale. -Ann. géol. Pays Hellen., 7, 1-358.
- BUICK, I.-S. (1991): Mylonite fabric development on Naxos, Grèce. -1. Struct. Geol., 13, 643-655.
- BURCHFIEL, B., ZHILIANG, C., HODGES, K., YUPING, L., ROYDEN, L., CHANG RONG, D. & JIENE, X. (1992): The south Tibetan detachment System, Himalayan Orogen: Extension contemporaine avec et parallèle à la raccourcissement dans une ceinture de collisionnement de montagne. -Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 269, 141.
- BURG, J.P., IVANOV, Z., RICO, E.L., OIMOR, D. & KLIN, L. (1990): Implications of shear-sense criteria for the Tectonic evolution of the central Rhodope massif, S. Bulgarie. -Geology, 18, 451-454.
- CARMIGNANI, L. & KLEGFIELD, R. (1990): Extension crustale dans le nord des Apennins: la transition de la compression à l'extension dans le complexe de l'Alpi Apuane. -Tectonics, 9, 1275-1305.
- CA YEUX, L. (1902): Sur la composition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crète. -C. R. Acad. Sc. Paris, 134, 1116-1119.
- CHALIKIOPOYLOS, L. (1903): Sitia, die Osthalbinsel Kreta. -Veröff. d. Inst. f. Meereskunde, 4.
- CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D. & MERLE, O. (1987): Shear criteria and structural symmetry. -1. Struct. Geol., 9, 525-530.

- CLOOS, M. (1982): Flow melanges: numerical modeling and geological constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. -Bull. Geol. Soc. Am., 93, 330-345.
- CRESPI, J.-M. (1986): Some guidelines for the practical application of Fry's method of strain analysis. -J. Struct. Geol., 8, 799-808, 1986.
- CREUTZBURG, N. (1961): Über junge Verschüttungserscheinungen auf der Insel Kreta und ihre Beziehungen zum Klima des Pleistozäns. -Ann. Geol. d. Pays Hell., 12, 1-11.
- CREUTZBURG, N. & SEIDEL, E. (1975): Zum Stand der Geologie des präneogenen auf Kreta. -N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 149, 363-383.
- CREUTZBURG, N., DROOGER, C.-W., MEULENKAMP, I.-E., PAPASTAMATIIOU, I., SANNEMANN, W., SEIDEL, E. & TATARIS, A. (1977): General geological map of Crete (scale 1:200.000). -Institute of Geological and Mining Research, Athens.
- DAVIS, G.-H. (1983): A shear zone model for the origin of metamorphic core complex. *J. Geology*, 11, 342-3~ (
- DERCOURT, I. (1972): The Canadian cordillera, the Hellenides and the sea floor spreading theory. -Can. J. Earth. Sci., 9, 709-743.
- DEWEY, J., PITMAN, W., RYAN, W. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. -Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3137-3180.
- DING, Z. (1984): Some formulae for calculating the parameters of the strain ellipse. *Tectonophysics*, 110, 167-175.
- DUNNET, D. (1969): A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7, 117-136.
- DURR, S., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRŁSCH, M. & SEIDEL E. (1978): The median Aegean Crystalline Belt. *Stratigraphy, Structure, Metamorphism. Magmatism*. -In: Cloos H., Roeder D. & Schmidt K., Alps, Apennines, Hellenides, Stuttgart.
- ENGELDER, J.T. (1974): Cataclasis and the generation of fault gouge. -Bull. geol. Soc. Am., 85, 1515-1522.
- ETCHECOPAR, A. & VASSEUR, G. (1987): A 3-D Kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. -J. Struct. Geol., 9, 705-717.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J., COX, S.F. & VERNON, R.H. (1984): High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. -J. geophys. Res., 89, 4344-4358.
- EPTING, M., KUDRASS, H. & SCHAFFER, A. (1972): Stratigraphie et position des séries métamorphiques aux Tailles d'Or. -Z. dt. geol. Ges., 123, 365-370.
- EVIRGEN, M. & ATAMAN, G. (1981): Study of metamorphism of the central Menderes Massif: isograds, pressure and temperature. -Yebilimleri (Hacettepe Univ.) 7, 15-26.
- FASSOULAS, C., KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1994): Post-nappe stacking extension and exhumation of the HP /L T rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, 1, 127-138.
- FASSOULAS, C., KILIAS, A., MOUNTRAKIS, D. & MARKOPOULOS, T. (1993): Miocene extension in the Psiloritis Metamorphic core complex, Central Crete, Greece. -In National Technical University of Athens (eds): Special issue dedicated to Prof. A. Panagos, 885-903.
- FRY, N. (1979): Randomly distributed strain measurements in rocks. *Tectonophysics*, 60, 89-105.

- FRANTZ, L. (1992): Die polymetamorphe Entwicklung des Altkristalline auf Kreta und im Dodekanes (Griechenland): eine geologische, geochemische und petrologische Bestandsaufnahme. - (Diss). Enke Verlag, Stuttgart.
- GAUTIER, P. & BRUN, J.P. (1994): Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean. Cyclades and Evvia island. *Tectonophysics*, 238, 399-424.
- GRAHAM, C. & POWEL, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona schist, Southern California. *J. Met. Geol.*, 2, 13-31.
- GREILING, R. (1982): The metamorphic and structural evolution of the phyllite-quartzite nappe of western Crete. -1. *Struct. geol.*, 4/3, 291-297.
- HALL, R. (1994): Basement and cover rock history in western Tethys: HT-LP metamorphism associated with extensional rifting of Gondwana. -In Audley-Charles, M.G. & Hallam, A. (eds): *Gondwana and Tethys*. *Geol. Soc. spec. Publ.*, 37, 41-50.
- HALL, R. & AUDLEY-CHARLES, M.G. (1983): The structure and regional significance of the Talea or, Crete. -*J. Struct. Geol.*, 5, 167-179.
- HALL, R., AUDLEY-CHARLES, M.G. & CARTER, D.I. (1984): -The significance of Crete for the evolution of the eastern Mediterranean. -*Geol. soc. London, sp. publ.*, 17, 409-516.
- HANCOCK, M. (1985): Brittle microtectonics: Principles and practice. -1. *Struct. Geol.*, 7, 3/4, 437-457.
- HANNA, S. & FRY, N. (1979): A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dife (Pembrokeshire) and adjacent areas. -1. *Struct. Geol.*, 1, 156-162.
- HARMS, T., JAYKO, A. & BLAKE, M.-C. jr (1992): Kinematic evidence for extensional unroofing of the Franciscan complex along the Coast Range Fault, northern Diablo Range, California. -*Tectonics*, 11, 228-241.
- HOBBS, B. (1971): The analysis of strain in folded layers. -*Tectonophysics*, 6, 353-401.
- HOBBS, B. MEANS, W. & VILLIAMS, P. (1970): An outline of structural geology. John Wiley & Sons, Inc. New York, 571pp.
- HOBBS, B.E. & ORD, A. & TEYSSIER, C. (1986): Earthquakes in the ductile regime. *Pure & Appl. Geophys.*, 124, 309-336.
- HSU, T. (1966): The characteristics of coaxial and non-coaxial strain-paths. -1. *Strain. Anal.*, 1, 216-222.
- HYNES, A.J. & NISBET, E.G. & SMITH, A.G., WELLAND, W.J.P. & REX, D.C. (1972): Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (eastern central Greece). -2. *dt. Geol. Ges.*, 123, 455-468.
- JACOBSSHAGEN, v., MAKRI, J., RICHTER, D., BACHMANN, H.G., DOERT, D., GIESE, P. & RISCH, H. (1976): Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes. -2. *dt. Geol. Ges.*, 127, 337-363.
- KARAKITSIOS, V. (1979): Contribution à l'étude géologique des Hellenides. Etude de la région de Sellia (Crète moyenne, Grèce). -Thèse 3e cycle, Université P. et M. Curie, Paris, 155pp.
- KALISKI, G. (1977): La structure tectonique d'Attique et d'île d'Eubée - *Proc. 6 Colloq. Geol. Aegean Region*, 211-228.
- KAUFFMAN, G., KOCKEL, F. & MOLLAT, H. (1976): Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). -*Bull. Soc. géol. France*, 18, 225-230.
- KILIAS, A., SOTIRIADIS, L. & MOUNTRAKIS, D. (1986): New data concerning the structural geology of the Western Crete. The transgressive carbonate mass of the

- Herospilion Area. -Geol. Geoph. res. Special Issue, 101\-'1£, 2u-223.
- KILIAS, A, FRISCH, W., RA1'SCHBACHER L. & SFEIKOS, A (1990): Structural evolution and PIT conditions of metamorphism of blue schists of E. Thessaly (Greece). -Bull GeoJ. Soc. Greece, XXI/I, 81-99.
- KILIAS, A, FASSOULAS, c., PRINIOTAKIS, M., FRISCH, W. & SFEIKOS, A (1991): Deformation and HP/LT Metamorphic conditions at the tectonic window of Kranea (W. Thessaly, N. Greece). -2. dt. geoJ. Ges., 142, 87-96p.
- KILIAS, A, FASSOULAS, CH. & MOYNT:IAKIS, D. (1994): Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis "Metamorphic core complex", in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece), -Geo!. Rundsch, 83, 417-430.
- KLIGFIELD, R., CARMIGMANI, L. & OWENS, W. (1981): Strain analysis of a Northern Apennine shear zone using defomt:J marble breccias. -.T. Struct. GeoJ., 3, 421-436.
- KNiPE, R.J. (1989): Deformatil . mechanisms-recog ..ition from natural tectonites. -1. Struct. Geol., 11, 127-146.
- KNiPE, R.J. & LAW, R.D. (1987): The influence of crystallographic orientation and grain boundary m~~ration in microstructural and textural evolution in an S-C mylonite. -Tectonophysics, 135, 153-169.
- KOBER, L. (1952): Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens. -Serb. Akad. Wiss., 189.
- KOCKEL. F. & WALTER, H. (1968): Zur Geologischen Entwicklung des Sudlichen Serbomazedonischen massivs (Nordgriechenland). -Bulg. Akad. Sc. Bull. Geaol. Inst. Geot. Str. Lyth. KH. XVII, 133-142.
- KOENIG, H. & KUSS, S. (1980): Neue Daten zur Biostratigraphie des permotriadischen Autochthons der Insel Kreta. -.N.lh. GeoJ. Palaont. Mh., 1980,525.
- KOPP, K.-O., OTI, E. (1977): Spezialkartierungen in Umkreis neuer Fossifunde im Trypali- und Tripolitsa-Kalken West-Kretas. -N. lb. Geol. Palaont. Mh., 1977,(5),217-238.
- KRAHL, J. (1982): The significance of the Blue-schists in the area of Monastery Preveli, south-western part of central Crete, Greece. -In H.EA. T., proc., vol. 1, 298-305, Athens.
- KRAHL, J., HERBART, H. & KATZENBERGER. S. (1982): Subdivision of the allocthonous Ophiolites-bearing formation upon the Pindos group. south-western part of central Crete, Greece. -In H.E.A. T., proc., vol. 1, 32-1--3-1-2., Athens.
- KRAHL, J., KAUFMANN, G., KOZUR.H., RICHTER, D., FORSTER. O. & HEINRITZI, F. (1983): Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). -Geol. Rdsch., 72, 1147-1166.
- KRANTZ, R.L. (1983): Microcracks in rocks. A review. - Tectonoph.'r'sics. 100,449-480.
- KRONBERG, P., MEYER, W. & PILGER, A. (1970): Geologie der Rila-Rhodope Masse zwischen Strimon und Nestos. -Seith. Genf. Jb .. 83. 133-1RO.
- KUSS, S.-E. & THORBECKE, G. (1974): Die praneogenen Gesteine der Insel Kreta und ihre korellierbarkeit im agalschen Raum. -Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg, 64,39-75.
- LAW, R.D. (1987): Heterogeneous deformation and quartz crystallographic fabric transitions: natural examples from the Stack of Glencoul, northern Assynt. -1. Struct. Geol., 9, 819-833.
- LEE, J. & LISTER, G. (1992): Late Miocene ductile extension and detachment faulting,Mykonos, Greece. -Geology, 20, 121-124.

- LE PICHON, X. & ANGELIER, J. (1979): The Hellenic Arc and Trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 69, 1-42.
- LE PICHON, X., CHAMOT-ROOKE, N., HUCHON, P. & LUXEY, P. (1993): Implications des nouvelles mesures de géodésie spatiale en Grèce et en Turquie sur l'extrusion latérale de l'Anatolie et de l'Égée. -*C.R. Acad. Sci. Paris.*, 316, 983-990.
- LIN, S. & WILLIAMS, F. P. (1992): The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones. -*J. struct. Geol.*, 14, 491-497.
- LISLE, R. (1977): Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from Aberystwyth grits, Wales. - *Tectonophysics*, 39, 381-395.
- LISLE, R. (1985): *Geological strain analysis*. -Pergamon Press, Oxford.
- LISTER, G.-S. & WILLIAMS, P.-T. (1979): Fabric development in shear zones, theoretical controls and observed phenomena. -*J. Struct. Geol.*, 1, 283-299.
- LISTER, G.-S. & HOBBS, B.-E. (1980): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. -*J. Struct. Geol.*, 2, 355-370.
- LISTER, G.-S. & WILLIAMS, P.-T. (1983): The partitioning of deformation in flowing rock masses. - *Tectonophysics*, 92, 1-33.
- LISTER, G.-S. & SNOKE, A.-W. (1984): S-C Mylonites. -*J. Struct. Geol.*, 6, 617-638.
- LISTER, G.-S. & DAVIS, G.-A. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. -*J. Struct. Geol.*, 11, 65-94.
- LISTER, G.-S., BANGA, G. & FEENSTRA, A. (1984): Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. -*Geology*, 12, 221-225.
- MARINOS, G. (1957): Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische Zonen. - *Geol. Rdsch.*, 46, 2, 421-426.
- MATTHEWS, P., BOND, R. & VAN DEN BERG, J. (1971): Analysis and structural implications of a kinematic model of similar folding. -*Tectonophysics*, 12, 129-154.
- MERCIER, J. (1968): Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellénides. - Thèses, Paris 1966, *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 20, 1-792.
- MERCIER, L. M., SOREL, D. & SIMEAKIS, K. (1987): Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. -*Ann. Tectonicae*, 1, 20-39.
- MEULENKAMP, J.-E., JONKERS, A. & SPANAKIS, P. (1977): Late Miocene to early Pliocene development of Crete. - *VI Col. Geol. Aegean region*, Athen. 269-280.
- MEULENKAMP, J.-E., WORTEL, M.-J.-R., VAN WAMEL, W.-A., SPANAKIS, P., W. & HOOGERDUYNSTRATING, E. (1988): On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. -*Tectonophysics*, 146, 203-215.
- MILLER, D.-M. & CHRISTIE, J.-M. (1981): Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite. -*J. Struct. Geol.*, 3, 129-141.
- MOUNTRAKIS, D., SAPOUNTZIS, E., KILLAS, A., ELEITHERIADIS, G., & CHRISTOFIDES, G. (1983): Paleogeographic conditions in the western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. *Canad. J. Earth Sci.*, 20, 1673-1681.

- MOUNTRAKIS, D., KILIAS, A & ZOUROS, N. (1993): Kinematic analysis and Tertiary evolution of Pindos-Vourinos Ophiolites (Epirus-Western Macedonia, Greece). -Bull. Geol. Soc. Greece, XXII/1,.
- OLENSEN, N.O. (1987): Plagioclase fabric development in a high grade shear zone, Jotunheimen, Norway. - Tectonophysics, 142, 291-308.
- ORD, A & CHRISTIE, J.M. (1984): Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites from the Moine Thrust Zone, Assynt area, Scotland. -J. Struct. Geol., 639-65,.
- PAPANIKOLAOU, D. (1984): The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. -Spec. Pub! Geol. Soc. London, 7. 551-561.
- PAPANIKOLAOU, D. (1987): Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean Sea, Greece). -In: Helgeson H.-C & Schilling R.-D. (eds), Chemical Transport in Metasomatic Processes. 429-450.
- PAPASTAMATIOY, J. & REICHEL, M. (1956): Sur l'age des phyllades de l'île de Crète. -Eclogae geol. helv., 49, 147-149.
- PARASKEVIDIS, I. (1961): Über die Geologie des östlichen Asteroussiagebirges auf der Insel Kreta. -Ann. Geol. d. Pays Hell., 12, 139-148.
- PASCHIER C-W. (1982): Pseudotachylite and the development of ultra-mylonite bands in the St. Bathélemy Massif, Pyrenees. -J. Struct. Geol., 1, 69-79.
- PASCHIER C- W. & SIMPSON C (1986): Porphyroblast systems as kinematic indicators. -J. Struct. Geol., 8, 831-843.
- PAVLIDES, S., MOYNTRAKHS, D., KILIAS, A & TRANOS, M. (1990): The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. -Ann. Tectonicae, IV /2, 196-211.
- PEACH, C & LISLE, R. (1979): A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. -Comput. Geo-Sci., 5, 325-334.
- PLATT, J.-P. (1975): Metamorphic and deformational processes in the Franciscan Complex, California: Some insights from the Catalina schist terrane. -Bull. Geol. Soc. Am., 86, 1337-1347.
- PLATT, J.-P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. -Geol. Soc. America Bull., 97, 1037-1053.
- PLATT, J.-P. (1987): The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A321, 87-103.
- PLATT, J.-P. (1988): The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis. -Geol. J., 77/2, 357-389.
- PLATT, J.-P. & BEHRMANN H. J. (1986): Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. -J. Struct. Geol., 8, 15-33.
- PLATT, J.-P. & VISSERS R.-L.-M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. -Geology, 17, 350-343.
- POIRIER, J.P. (1985): Creep of Crystals. -Cambridge University Press.
- POWELL, C. (1979): A morphological classification of rock cleavage. -Tectonophysics, 53, 21-34.
- RAMSEY, J. (1967): Jointing and fracturing of rocks. -J. Geol. Soc. Lond., 124, 568.
- RAMSAY, G. H. & HUBER, M. (1983/1987): The techniques of modern structural geology. vol. 1 & 2. -Academic press Inc. XII + 307 S. & XII + 700 S.
- RAUSCHBACHER, L. (1987): Quantification of deformation: Evaluation and comparison of strain-analysis techniques in metaconglomerates and phyllites of the Veitsch Nappe (eastern Alps). -J. Geol. Palaeont., 6, 332-356.

RATSCHBACHER, L. MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. (1990a): Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. -Tectonics, 10, 245-256.

RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1990b): Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2: Structural analysis. -Tectonics, 10, 257-271.

RATSCHBACHER, L., WENK, H. R. & SINTUBIN, M. (1991): Calcite textures: examples from nappes with strain-path partitioning. -J. Struct. Geol., 13, 369-384.

RATSCHBACHER, L., RILLER, O., MESCHÉDE, M., HERMANN, O. & FRISCH, W. (1991): Second look at suspect terranes in southern Mexico. - Geology, 19, 1233-1236.

REINECKE, T. (1982): Remnants of a Late Cretaceous high temperature belt on the island of Anafi (Cyclades, Greece). -N. j. Geol. Palaeont., Abh., 1-15, 1-7-182.

RENTZ, C. (1947): Eine zusammenfassende Übersicht über die Mesozoische Fauna der Insel Kreta, -Eel. geol. Helv., 40, 379-388.

RING, O. (1989): Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary zone: The Arosa zone. - Diss., Tuebinger Geowissenschaftliche Arbeiten, A3, 178p., Tuebingen.

RING, U. & MERLE, O. (1992): Forethrusting, backfolding and lateral gravitational escape in the northern part of the Western Alps (Monte Rosa region). -Bull. Geol. Soc. Am., 104, 901-914.

RUBIE, D. (1984): A thermal-tectonic model for High-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, western Alps. -J. Geol., 92, 21-36.

RUITER, E.H. (1983): Pressure solution in nature theory and experiment. -J. Geol. Soc., 140, 725-740.

SANDERSON, D. (1982): Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. -Tectonophysics, 88, 201-233.

SANNEMANN, W. & SEIDEL, E. (1976): Die Trias-Schichten von Raurach/Kreta. Ihre Stellung im Kretischen Deckenbau. -N. j. Geol. Palaeont., Abh., 137, 221-228.

SCHERMER, E.R., LUX, D.R. & BURCHFIEL, B.C. (1989): Age and tectonic significance of metamorphic events in the Mt. Olympos region, Greece. -Bull. Geol. Soc. Greece, 23, 13-27.

SCHMID, S.M. (1982): Microfabric studies as conditions of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. -In Hsu, K.L. (ed): Mountain Building Processes. Academic Press., London, 95-110.

SCHMID, S.M. & CASEY, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C Axis patterns. -In Hobbs, B.E. & Heard, M.C. (eds): Mineral and Rock Deformation Laboratory Studies- The Paterson volume, Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr., 36.

SCHMID, S.M., PANOZZO, R. & BAUER, S. (1987): Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric (Special Research Paper). -J. Struct. Geol., 9, 747-778.

SEIDEL, E. (1968): Trias- und Pindosserie der Raurach von Paleochori (SW Kreta Griechenland). -Diss., Univ. Würzburg.

SEIDEL, E. (1971): Die Pindos-Serie in West Kreta. auf der Insel Gavdos und im Kedros-Gebiet (Mittelkreta). -N. j. Geol. Palaeont., Abh., 137, 443-460.

SEIDEL, E. (1977): Lawsonite-bearing meta-sediments in the Phyllite-Quartzite series of SW-Crete (Greece). -N. j. Min. Abh., 130, 134-141.

SEIDEL, E. (1978): Zur Petrologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas ... Habilitationsschrift, Techn. Univ. Braunschweig, 145 S.

- SEIDEL, E. & OKRUSCH, M. (1976): Eo-Alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system- petrology and geochronology. -Contr. Min. PetroJ., 57, 259-275.
- SEIDEL, E., OKRUSCH, M., KREUZER, H., RASCHKA, H. & HARRE, W. (1981): Eo-Alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system, petrology and geochronology: Part 2. Synopsis of high temperature metamorphics and associated ophiolites. -Contr. Min. PetroJ., 76, 351-361.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene High Pressure Belt in the external Hellenides. -GeoI. Ib., E 23, 165-206.
- SENGOR, A.M.C. (1979): Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. -Nature, 279, 590-609.
- SENGOR, A.M.C. GÖRÜR, N. & SAROGLOU, F. (1985): Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape. Turkey as a case study. -In: Biddle K., Christie-Blick N.: strike-slip deformation, basin formation. And sedimentation, Tulsa Spec. PubJ. Soc. Econ. Palaeont., 37, 227-244.
- SHACKLETON M. R. & RIES C. A. (1984): Relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. -f. Struct. GeoJ., 6, 111-117.
- SIBSON, R.H. (1986): Brecciation processes in fault zones. Inferences from earthquake rupturing. -Pure and Appl. Geophys., 124, 159-175.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. -GeoJ. Soc. Am. Bull., 94, 1281-1288.
- SIMPSON, C. & DE PAOR G. D. (1993): Strain and kinematic analysis in general shear zones. -f. Struct. GeoJ., 15, 1-20.
- SMITH, A.G (1971): Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. -GeoJ. Soc. Am. Bull., 82, 2039-2071.
- SWART H. J. (1962): On the determination of polymetamorphic mineral assemblages and its application to the Bosnian area (central Pyrenees). -GeoJ. Rdsch., 52, 3'. 65.
- SUPPE, J. (1989): Principles of structural geology -Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey 07632.
- TAPPONNIER, P., (1977): Evolution tectonique du system alpin en Mediterranee; poinconnement et ecrasement rigide-plastique. -Bull. Soc. GeoJ. Fr., 7, 19, 437-460.
- THEYE, T., SEIDEL, E. & VIDAL, O. (1992): Carpholite, sudoite and chloritoid in low high-pressure metapelites from Crete and the Peloponnese, Greece. -Bull. f. Mineral., 4, 487-507.
- THORBECKE, G. (1973): Die Gesteine der Ophiolith-Decke von Anogia/Mittelheta. -Jahrb. Naturforsch. Gesell. Freiburg, 63, 81-92.
- TWISS, R.J. (1986): Variable sensitivity piezometric equations for dislocation density and sub-grain diameter and their relevance to olivine and quartz. -In Hobbs, B.E. & Heard, M.C. (eds): Mineral and Rock Deformation Laboratory Studies- The Paterson volume, Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr., 36.
- VICENTE, J. C. (1970): Etude geologique de l'île de Gavdos (Grèce), la plus meridionale de l'Europe. -Bull. Geol. Soc. France, (7), XII, 481-495.
- WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS, I., SHAH, N.D. & HUMPHREYS, J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. -J. Struct. Geol., 2, 175-187.
- WHITE, S.H. & BRETHERTON, P.G. & RUTHERFORD, E.H. (1986): Fault-zone reactivation: kinematic and mechanisms. -Phil. Trans. R. Soc. Lond., A317, 81-97.
- WILLIAMS F. P. (1985): Multiply deformed terranes: problems of correlation .. 1. Struct. Geol., 7, 269-280.
- WURM, A. (1950): Zur Kenntnis des Metamorphismus der Insel Kreta. -Jahrb. Geol. Palaeont., Monatsh., 206-239.

ZAGER, D. (1972): Sedimentologie der Tripolitsakarbonate im nordlichen Mittelkreta. -Diss., Univ. Freiburg, 1-165 .
ZAMBETAKIS-LEKKAS, A. (1977): La serie de Mangassa. Stratigraphie, Paleogeographie

Additionally

Alves, T.M., Lykousis, V., Sakellariou, D., Alexandri, M., Nomikou, P., 2007, Constraining the origin and evolution of confined turbidite systems: South Cretan Margin, Eastern Mediterranean Sea (34°30'N-36°0'N): *Geo-Marine Letters*, v. 27, p. 41-61.

Le Pichon, X., Lallemand, S.J., Chamot-Rooke, N., Lemeur, D., Pascal, G., 2002, The Mediterranean Ridge backstop and the Hellenic nappes: *Marine Geology*, v. 186, p. 11–125.

Leite, O., and Mascle, J., 1982, Geological structures on the South Cretan continental margin and Hellenic Trench (Eastern Mediterranean): *Marine Geology*, v. 49, p. 199–223.

ten Veen, J.H., and Postma, G., 1999, Neogene tectonics and basin fill patterns in the Hellenic outer-arc (Crete, Greece): *Basin Research*, v. 11, p. 223–241.