

ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ-
ΠΑΛΑΙΟΝΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΗΧΑΝΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΕΙΩΝ-
ΜΕΤΑΛΛΟΥΓΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

Αρ. Πρωτ. $\frac{956}{5.6.96}$

ΧΑΡΤΗΣ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ Ν. ΚΡΗΤΗΣ
MAP OF ACTIVE FAULTS OF THE AREA OF CRETE ISLAND

Από τους Ν. ΦΥΤΡΟΛΑΚΗ και Μ. ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗ - By N. FYTROLAKIS and M. DERMITZAKIS

Τα επίκεντρα των σεισμών από Κ. ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟ - The Earthquake epicenters by K. MAKROPOULOS

ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ
ΤΟΥ ΟΡΓΑΝΙΣΜΟΥ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΥ ΚΑΙ ΠΡΟΑΣΤΑΣΙΑ

ΑΘΗΝΑ 1996

90/8

ΧΑΡΤΗΣ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ Ν. ΚΡΗΤΗΣ
MAP OF ACTIVE FAULTS OF THE AREA OF CRETE ISLAND

Από τους Ν. ΦΥΤΡΟΛΑΚΗ και Μ. ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗ - By N. FYTROLAKIS and M. DERMITZAKIS

Τα επίκεντρα των σεισμών από Κ. ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟ - The Earthquake epicenters by K. MAKROPOULOS

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΚΡΗΤΗΣ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

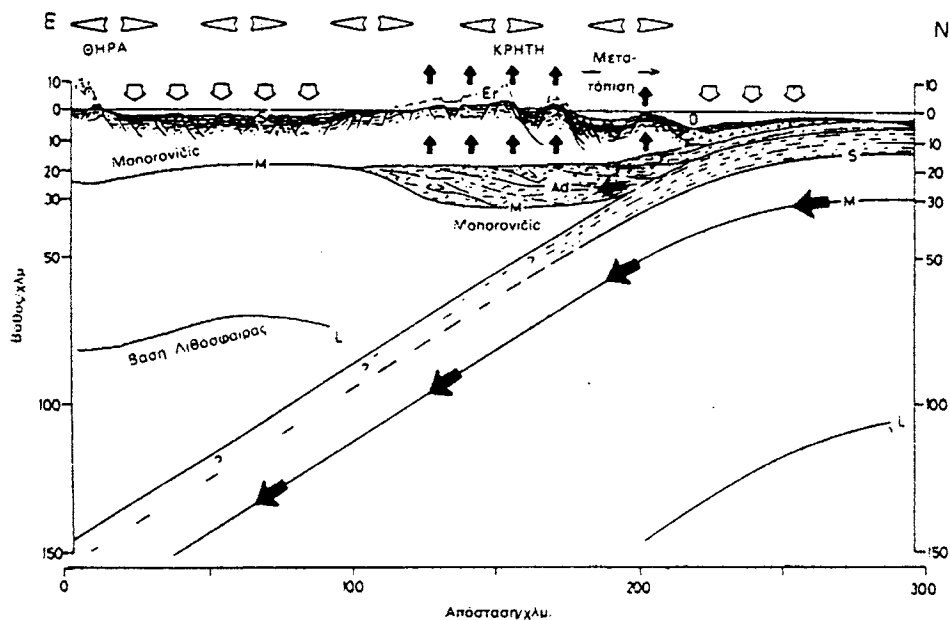
Στό κεφάλαιο αυτό γίνεται μία βιβλιογραφική ανασκόπηση των κυριότερων εργασιών που ασχολήθηκαν με την ιζηματογενή και τεκτονική ιστορία της Κρήτης κατά το Αν. Καινοζωικό αιώνα, δηλαδή τα τελευταία 23 εκατομμύρια χρόνια περίπου. Για την κατανόηση της ιστορίας ιζηματογενέσεως και της τεκτονικής εξέλιξης της νήσου Κρήτης κατά τη διάρκεια του Καινοζωικού αιώνα είναι απαραίτητη η αναφορά στο γεωδυναμικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου. Γι'αυτόν τον σκοπό πολλές γεωλογικές έρευνες έλαβαν χώρα όχι μόνον στην νήσο Κρήτη αλλά και στις γειτονικές της περιοχές. Ακολουθώς, συνοψίζονται τα πιο σημαντικά αποτελέσματα αυτών των ερευνών.

Η νήσος Κρήτη βρίσκεται στην περιοχή του νότιου Αιγαίου (Ελλάδα). Δυτικά συνορεύει με το νησί των Κυθήρων και ανατολικά με τα νησιά Κάσσο, Κάρπαθος και Ρόδος. Αυτά τα πέντε νησιά αποτελούν ένα τόξο, το Ελληνικό τόξο ή το τόξο του Αιγαίου, το οποίο χαρακτηρίζεται από μία επιμήκη δομή τεκτονικής τάφρου (ANGELIER, 1976) και συνδέει τις τεκτονικές δομές της Πελοποννήσου με αυτές των Ταυρίδων στην νότια Τουρκία.

Προς βορράν η νήσος Κρήτη χωρίζεται από τα νησιά των Κυκλάδων με το Κρητικό πέλαγος το οποίο αποτελεί μία ρηξιγενή λεκάνη με διεύθυνση περίπου Α-Δ και η οποία γίνεται πιο ρηχή προς ανατολές (από 2500 μέτρα σε 1300 μέτρα βάθος). Προς νότον, το Κρητικό περιθώριο οριοθετείται από το σύστημα της Ελληνικής Τάφρου.

Η Ανωκαινοζωική εξέλιξη της Κρήτης χαρακτηρίζεται από την προς βορράν υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την λιθόσφαιρα του Αιγαίου (ΜΑΚΡΗΣ, 1977; MCKENZIE, 1978a; ΠΑΡΑΖΑΧΟΣ & COMNINAKIS, 1978; LE PICHON & ANGELIER, 1979), (Εικ. 1). Καθώς η Αφρικανική πλάκα μετακινείται προς βορράν, διάφορες μετατοπίσεις κατά μήκος του ρήγματος της Νεκρής Θάλασσας προκαλούν συμπίεση μεταξύ της Αραβικής και Ευρασιατικής πλάκας (MOLNAR & TAPPONIER, 1975). Αυτή η διεργασία έχει ως αποτέλεσμα την πάχυνση της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Τουρκίας. Επιπλέον, οι

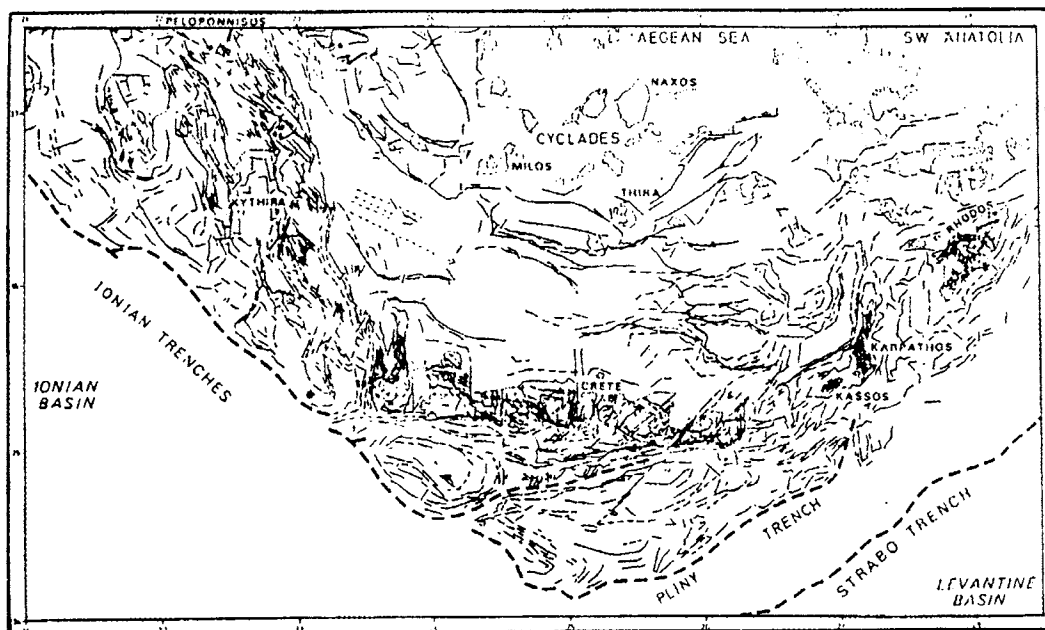
λιθοσφαιρικές πλάκες του Αιγαίου και της Ανατολίας ωθούνται προς τα δυτικά προκαλώντας την επέκταση της περιοχής του Αιγαίου προς την Ανατολική Μεσόγειο (επέκταση λόγω βαρύτητας) (MCKENZIE, 1972; MCKENZIE, 1978a; LE PICHON & ANGELIER, 1979; ANGELIER *et al.*, 1981). Η επέκταση λόγω βαρύτητας (gravitational spreading) της περιοχής του Αιγαίου προς την Ανατολική Μεσόγειο αποδεικνύεται από την παρουσία ενός πυκνού δικτύου κανονικών ρηγμάτων (Αν. Μειόκαινο) και δομών τεκτονικών κεράτων και τάφρων (horst and graben), (Εικ. 2), (AUBOUIN & DERCOURT 1965, AUBOUIN, 1971, MCKENZIE, 1972; MCKENZIE, 1978a; LE PICHON & ANGELIER, 1979; ANGELIER *et al.*, 1981).



Εικ. 1. Γενικευμένη σχηματική τομή της νότιας Αιγαϊκής περιοχής που παρουσιάζει τη ζώνη βυθίσεως των Ελληνίδων (LE PICHON & ANGELIER 1980)

Εξαιτίας του εφελκυστικού τεκτονικού καθεστώτος που επικρατεί στην περιοχή του Αιγαίου, η τελευταία υφίσταται σταθερή βύθιση. Παρόλα αυτά το Ελληνικό τόξο καθώς και η Κρήτη παρουσιάζονται ανυψωμένα σε σχέση με το Κρητικό πέλαγος προς βορράν. Οι ANGELIER & LE PICHON (1980), ANGELIER (1981), LE PICHON & ANGELIER (1981), ANGELIER *et al.* (1982), υποστηρίζουν ότι αυτή η ανύψωση του Ελληνικού τόξου οφείλεται σε ένα μηχανισμό κατά τον οποίον ιζήματα μετακινούνται από την υποβυθιζόμενη πλάκα (Αφρική)

για να σχηματίσουν το καινούργιο υπόβαθρο του Ελληνικού τόξου (BARTON *et al.*, 1993).

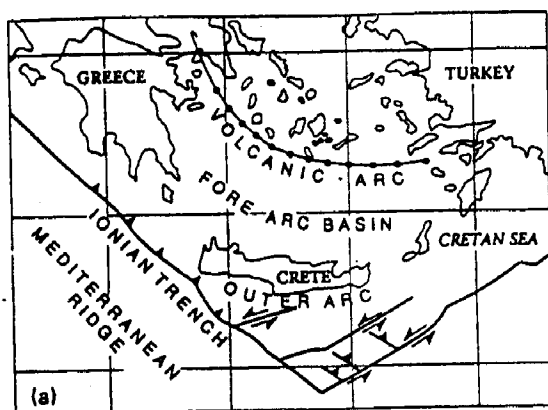


Εικ. 2. Τεκτονικός χάρτης με τα ρήγματα της περιοχής του νότιου Αιγαίου, σύμφωνα με τους ANGELIER *et al.* (1982) και PETERS (1985).

Αντίθετα, γεωλογικά δεδομένα ενισχύουν την άποψη ότι τεκτονικές κινήσεις συμπίεσως πιθανόν να έπαιξαν σπουδαιότερο ρόλο στην περιοχή της Κρήτης από ότι στην υπόλοιπη περιοχή του Αιγαίου (ANGELIER *et al.*, 1982; KOPP & RICHTER, 1983; FORTUIN & PETERS, 1984; MEULENKAMP *et al.*, 1988, POSTMA *et al.*, 1983). Οι προαναφερόμενοι ερευνητές συσχέτισαν την προέλευση της συμπίεσως με το γενικό εφελκυστικό καθεστώς της λιθόσφαιρας του Αιγαίου (περιοχή της Κρητικής Θάλασσας) κι όχι με διεργασίες υποβυθίσεως. Οι MEULENKAMP *et al.* (1988) αναφέρουν ότι ο εφελκυσμός ξεκίνησε πριν από 12-11 Ma κι είχε άμεση σχέση με τα τελευταία στάδια της συγκρούσεως μεταξύ των πλακών της Αφρικής/Αραβίας και της Τουρκίας. Προφανώς ο ένας μηχανισμός δεν αποκλείει τον άλλο και ασφαλώς δεν μπορούμε να αποκλείσουμε τη συμβολή και των τριών διεργασιών στην πάχυνση και ανύψωση της λιθόσφαιρας στην περιοχή του Ελληνικού Τόξου και της Κρήτης.

Επιπλέον, η γεωλογία της νήσου Κρήτης η οποία αποτελεί τμήμα της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας του Αιγαίου, χαρακτηρίζεται από τη δημιουργία ιζηματογενών λεκανών στο εμπρόσθιο μέρος του τόξου συγκλίσεως των

πλακών (forearc basins), οι οποίες μπορεί να δημιουργήθηκαν από το Αν. Ολιγόκαινο μέχρι το Μειόκαινο (MEULENKAMP *et al.*, 1988) ή και νωρίτερα (DE BOER, 1989), (Εικ. 3). Σ' αυτές τις λεκάνες επικρατούν εφελκυστικές κινήσεις (DROOGER & MEULENKAMP, 1973; ANGELIER, 1978; LE PICHON & ANGELIER, 1979; ANGELIER *et al.*, 1982; MERCIER *et al.*, 1989). Σύμφωνα με τους ίδιους ερευνητές οι λεκάνες αυτές χαρακτηρίζονται από ιζήματα ηπειρωτικά μέχρι βαθιάς θάλασσας τα οποία δεν είναι χαρακτηριστικά λεκανών που δημιουργούνται στο εμπρόσθιο τμήμα τόξου. Με λίγα λόγια, παρόλο που οι νεογενείς λεκάνες της νήσου Κρήτης είναι τοποθετημένες στο εμπρόσθιο τμήμα του τόξου συγκλίσεως των πλακών, η προέλευσή τους καθώς και τα ιζήματά τους έχουν μάλλον μεγαλύτερη σχέση με τα αντίστοιχα των λεκανών που τοποθετούνται στο περιθώριο της πλάκας του Αιγαίου.



Εικ. 3. Οι νεογενείς λεκάνες της Κρήτης θεωρούνται λεκάνες του εμπρόσθιου τμήματος του τόξου εξαιτίας της τεκτονικής τους θέσεως (HALL *et al.* 1984).

ΤΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΤΟΞΟ ή ΤΟΞΟ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ (the Hellenic Arc).

Η ιδέα της υποβυθίσεως της πλάκας του Αιγαίου διατυπώθηκε για πρώτη φορά στη διάρκεια της δεκαετίας του 70.

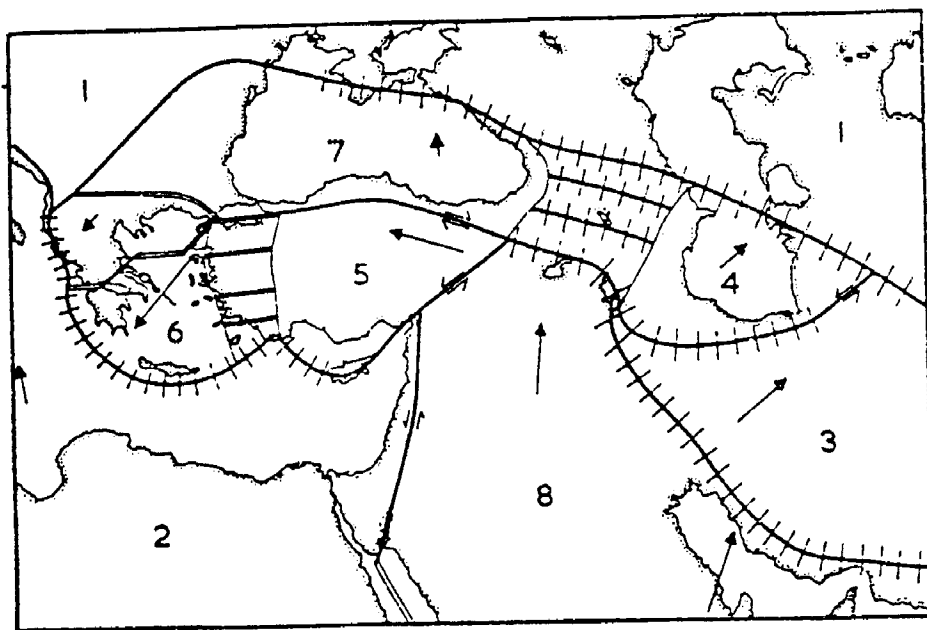
Ο MERCIER το 1979 πρότεινε έναν ορισμό για το τόξο του Αιγαίου και σχολίασε με αρκετά κριτικό τρόπο τα μέχρι τότε υπάρχοντα πρότυπα που αφορούσαν στην εξέλιξη του Αιγαίου.

Το Ελληνικό Τόξο χωρίζεται σε δύο τμήματα: το εξωτερικό Ελληνικό Τόξο το οποίο οριοθετείται προς νότον από μία τάφρο, την *Ελληνική Τάφρο* (Hellenic

Trench; ANGELIER, 1979; LE PICHON & ANGELIER, 1981; HUCHON *et al.*, 1982), η οποία έχει μέγιστο βάθος 5.093 m, και το εσωτερικό Ελληνικό τόξο ή αλλιώς "Κυκλαδικό Τόξο", το οποίο αποτελεί ένα ενεργό ηφαιστειακό τόξο ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα. Η θάλασσα του Αιγαίου αποτελείται από λεκάνες που βρίσκονται μεταξύ του εξωτερικού και του εσωτερικού ή κυκλαδικού τόξου του Αιγαίου (inter-arc), καθώς και από λεκάνες που βρίσκονται στην οπισθοτάφρο, βόρεια του ηφαιστειακού τόξου. Τα κύρια χαρακτηριστικά αυτών των λεκανών είναι ότι παρουσιάζουν ανωμαλίες Bouguer και θετικές ισοστατικές ανωμαλίες, μαγνητικές ανωμαλίες κυρίως στο ηφαιστειακό τόξο και στη λεκάνη του βόρειου Αιγαίου, καθώς και σημαντική θερμική ροή. Ο φλοιός της πλάκας του Αιγαίου είναι ηπειρωτικός αλλά αισθητά λεπτός εξαιτίας των ρηγμάτων στο βόρειο και στο νότιο Αιγαίο (βάθος της ασυμφωνίας Moho: 30 και 20 km αντίστοιχα). Νότια του Ελληνικού Τόξου, η λιθόσφαιρα δεν παρουσιάζει τα χαρακτηριστικά ενός τυπικού ωκεάνειου φλοιού αλλά μάλλον ενός ενδιάμεσου, αρκετά λεπτού, ηπειρωτικού τύπου, φλοιού (BIJON *et al.* 1976).

Εχουν γίνει πολλές προσπάθειες αναπαραστάσεως της γεωδυναμικής και νεοτεκτονικής εξελίξεως του τόξου του Αιγαίου (ROBERTSON & DIXON, 1984, STANLEY & WEZEL, 1985):

Πρώτος ο MCKENZIE το 1972, προτείνει ένα σύστημα από πολλές μικροπλάκες μέσα στο οποίο η σύγκρουση της αραβικής πλάκας με την ευρασιατική πλάκα επιφέρει την προς τα δυτικά μετατόπιση της τουρκικής μικροπλάκας με αποτέλεσμα τη μετακίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου προς τα νοτιοδυτικά (Εικ 4).



Εικ. 4. Το τόξο του Αιγαίου σύμφωνα με το γεωδυναμικό μοντέλο του McKENZIE (1972).

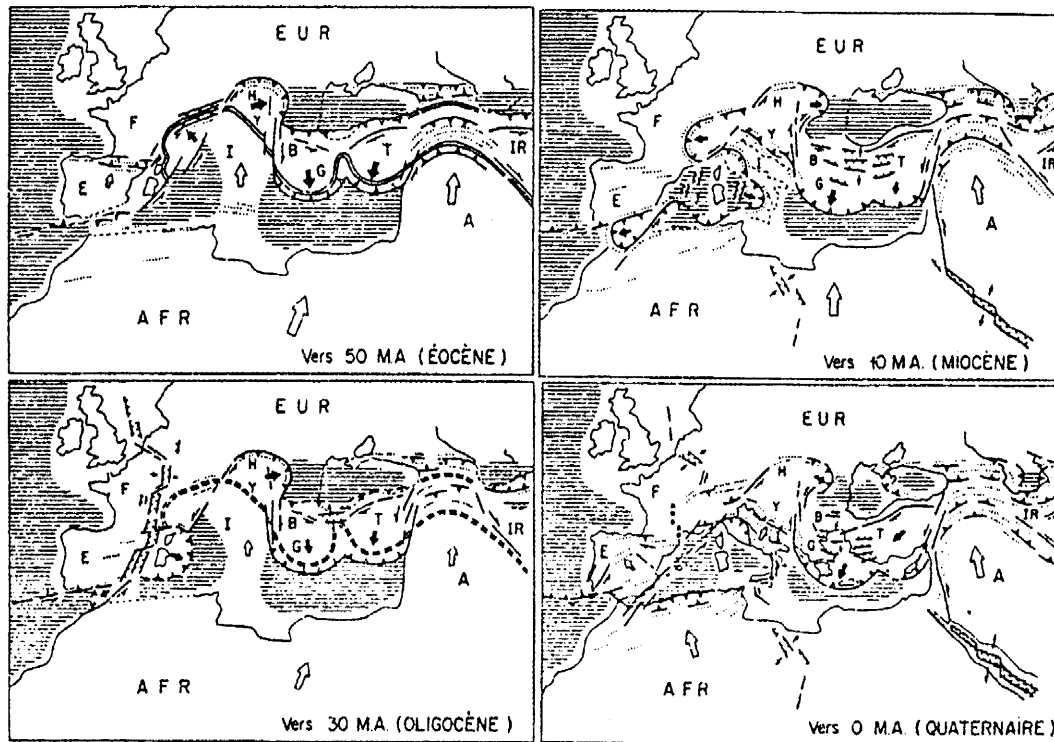
1. Ευρασιατική πλάκα, 2. Αφρικανική πλάκα, 3. πλάκα του Ιράν, 4. νότια Κασπική πλάκα, 5. Τουρκική πλάκα, 6. πλάκα του Αιγαίου, 7. πλάκα της Μαύρης Θόλασσας, 8. Αραβική πλάκα.

Το 1977, ο TAPPONIER θεωρεί ότι η ευρασιατική πλάκα παραμορφώνεται πλαστικά εξαιτίας της ενώσεως της αραβικής με την αφρικανική πλάκα προς τα ανατολικά και βορειοδυτικά. Υλικό μετατοπίζεται κατά μήκος γραμμών ολισθήσεως προς τη ζώνη υποβυθίσεως δημιουργώντας με αυτόν τον τρόπο δευτερογενή κανονικά ρήγματα σε προϋπάρχουσες διαρρήξεις (Εικ. 5).

Ο ANGELIER (1977a) θεωρεί την τεκτονική ιστορία του Αιγαίου από το Ανώτερο Μειόκαινο, σαν μία εναλλαγή φάσεων συμπίεσεως και εφελκυσμού, με μία φάση συμπίεσεως να κυριαρχεί στο καθεστώς του εσωτερικού Αιγαίου και μία φάση εφελκυσμού να κυριαρχεί στο εξωτερικό Αιγαίο (Εικ. 6).

Όσον αφορά στην έναρξη συγκλίσεως των πλακών κατά μήκος του τόξου του Αιγαίου, οι MERCIER *et al.* (1979) την τοποθετούν στο Κατώτερο Πλειόκαινο (περίπου 5 Ma πριν). Σύμφωνα με αυτούς, μετά από μία φάση συμπίεσεως που επικρατεί στο εξωτερικό Αιγαίο κατά το Κατώτερο Πλειόκαινο, ακολουθεί μία φάση εφελκυσμού στο εσωτερικό Αιγαίο μέχρι το Ανώτερο Πλειόκαινο, και τέλος συμπίεση αυτού μέχρι το Μέσο Πλειστόκαινο η οποία επηρεάζει εξίσου το καθεστώς του εξωτερικού Αιγαίου (στην Προαπούλια πλατφόρμα). Από το Μέσο Πλειστόκαινο μέχρι σήμερα

επικρατούν εφελκυστικές τάσεις στο εσωτερικό Αιγαίο και συμπίεση στο εξωτερικό Αιγαίο (Εικ. 7).

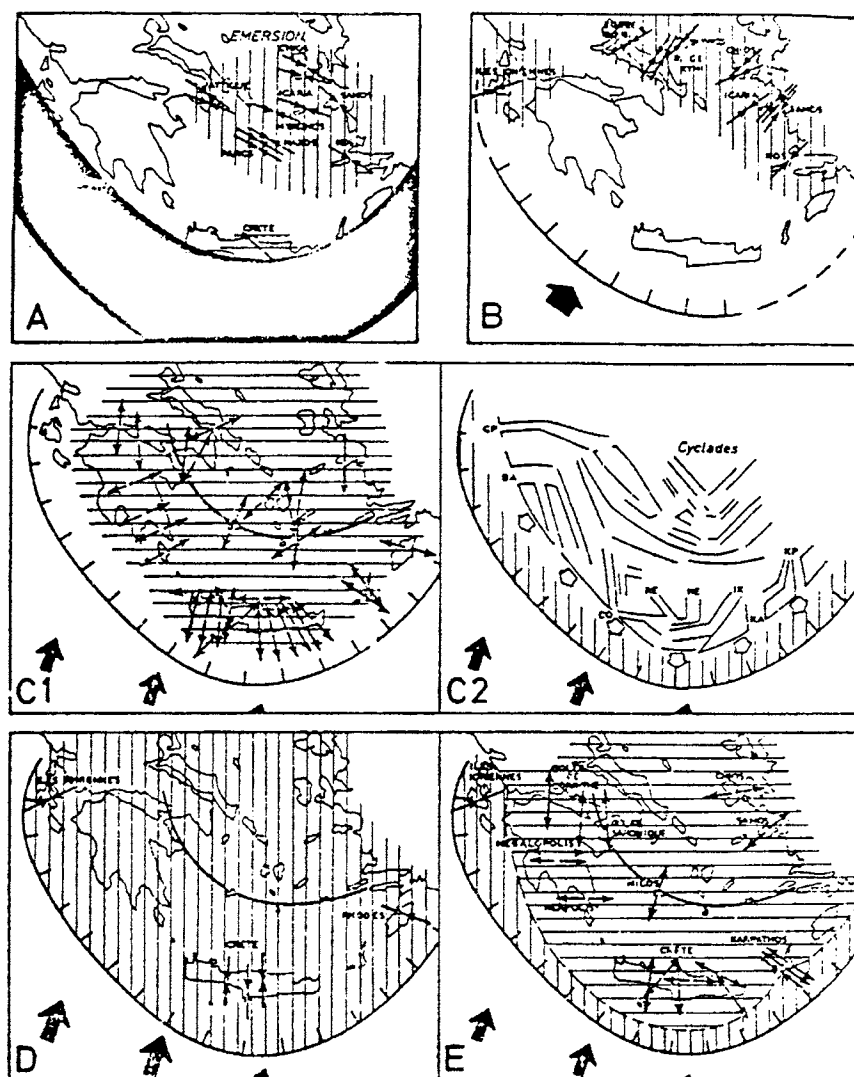


Εικ. 5. Οι διαδοχικές τεκτονικές παραμορφώσεις στην Μεσόγειο κατά τη διάρκεια του Καινοζωικού και Τεταρτογενούς (TAPPONIER 1977).

Αντίθετα, οι LE PICHON & ANGELIER (1979) και ο ANGELIER (1979) προτείνουν μία ηλικία 13.000.000 περίπου χρόνων (Ανώτερο Σερραβάλλιο) για την έναρξη της υποβυθίσεως της λιθόσφαιρας της Μεσογείου και τον σχηματισμό της Ελληνικής Τάφρου, η οποία συμφωνεί με την έναρξη της επεκτάσεως του Αιγαίου (η οποία συνδέεται με τη νεοτεκτονική δραστηριότητα).

Τέλος, οι SPAKMAN *et al.* (1988) (Εικ. 8) και οι MEULENKAMP *et al.* (1988) (Εικ.9) με βάση τομογραφικά δεδομένα, τοποθετούν την έναρξη της λειτουργίας του τόξου του Αιγαίου στο όριο Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου (26 Ma) και μάλιστα προγενέστερα (μέχρι 40 Ma) και θεωρούν ότι η μεταβολή στην ιζηματογένεση που παρατηρείται μεταξύ Ανωτέρου Σερραβαλλίου-Κατωτέρου Τορτονίου συνδέεται με την έναρξη μιας διεργασίας μεταναστεύσεως της

Ελληνικής Τάφρου (roll-back process) και όχι με την έναρξη της υποδυθίσεως όπως υποστηρίζουν οι LE PICHON και ANGELIER.

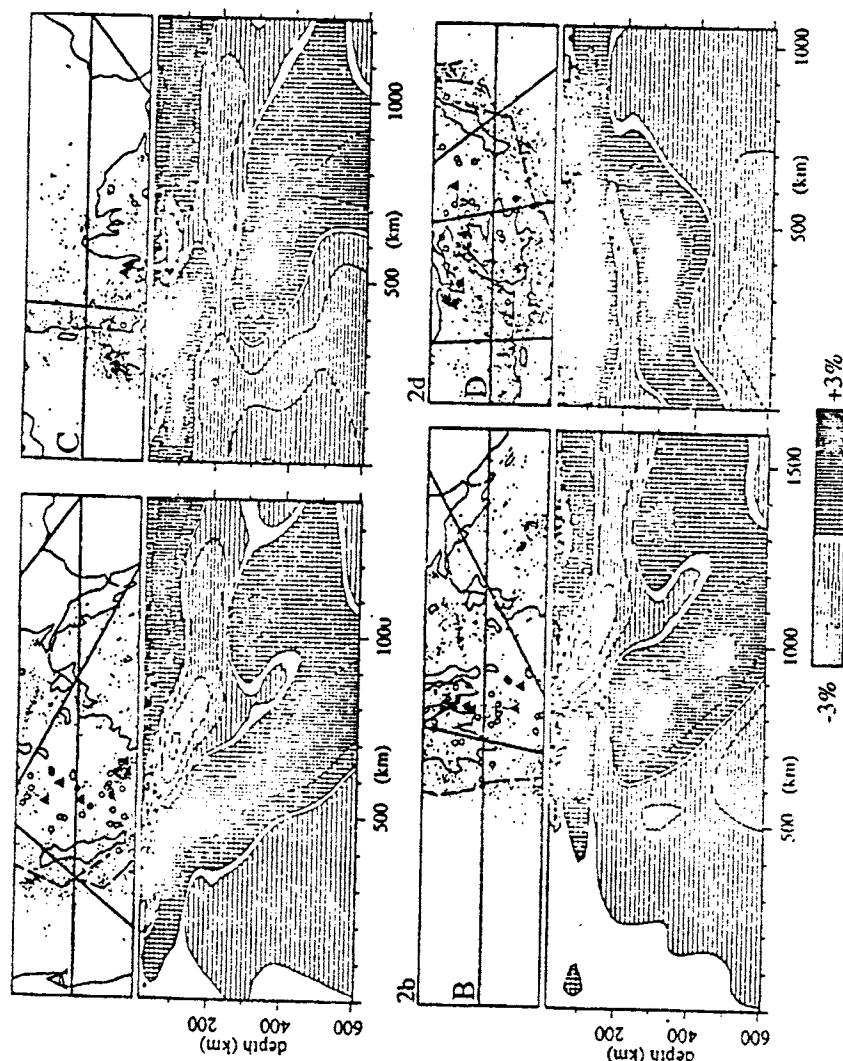


Εικ. 6. Κύριες διευθύνσεις συμπίεσως και εφελκυσμού που έλαβαν χώρα κατά το τέλος του Μειοκαίνου και το Πλειο-Πλειστόκαινο στο τόξο του Αιγαίου (ANGELIER 1977a).

-11-

	marine	Clac	Land	Time	ma	DOMAINE EGEEEN EXTER. PRÉALPINE	DOMAINE EGEEEN INTERNE
MIOCENE SUPERIEUR					5,7 MA	EXTENSION	EXTENSION
					10 MA ?		EXTENSION
MIOCENE							
PLIOCENE							
PLIO-PLEISTOCENE							
PLEISTOCENE							
NEOTYRRIEN							

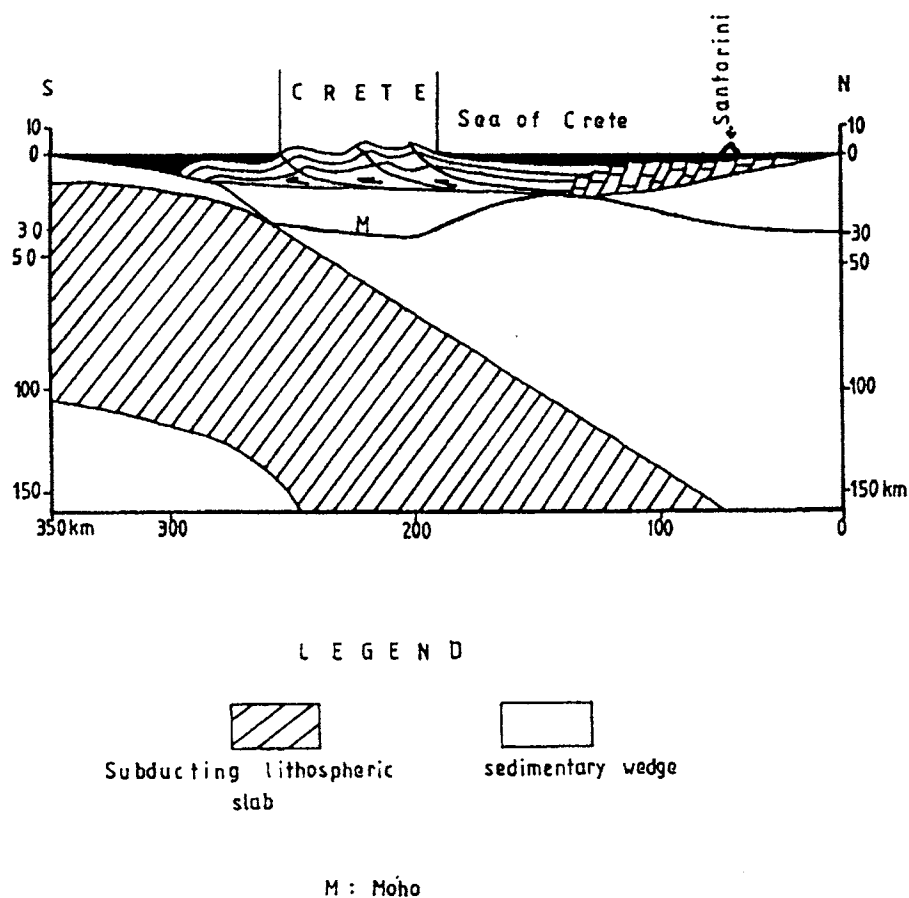
Εικ. 7. Σχηματικός πίνακας χρονολόγησης των νεοτεκτονικών φάσεων (MERCIER et al. 1979).



Εικ. 8. Τομογραφικές απεικονίσεις της ελληνικής υποβυθίσεως (SPAKMAN *et al.* 1988).

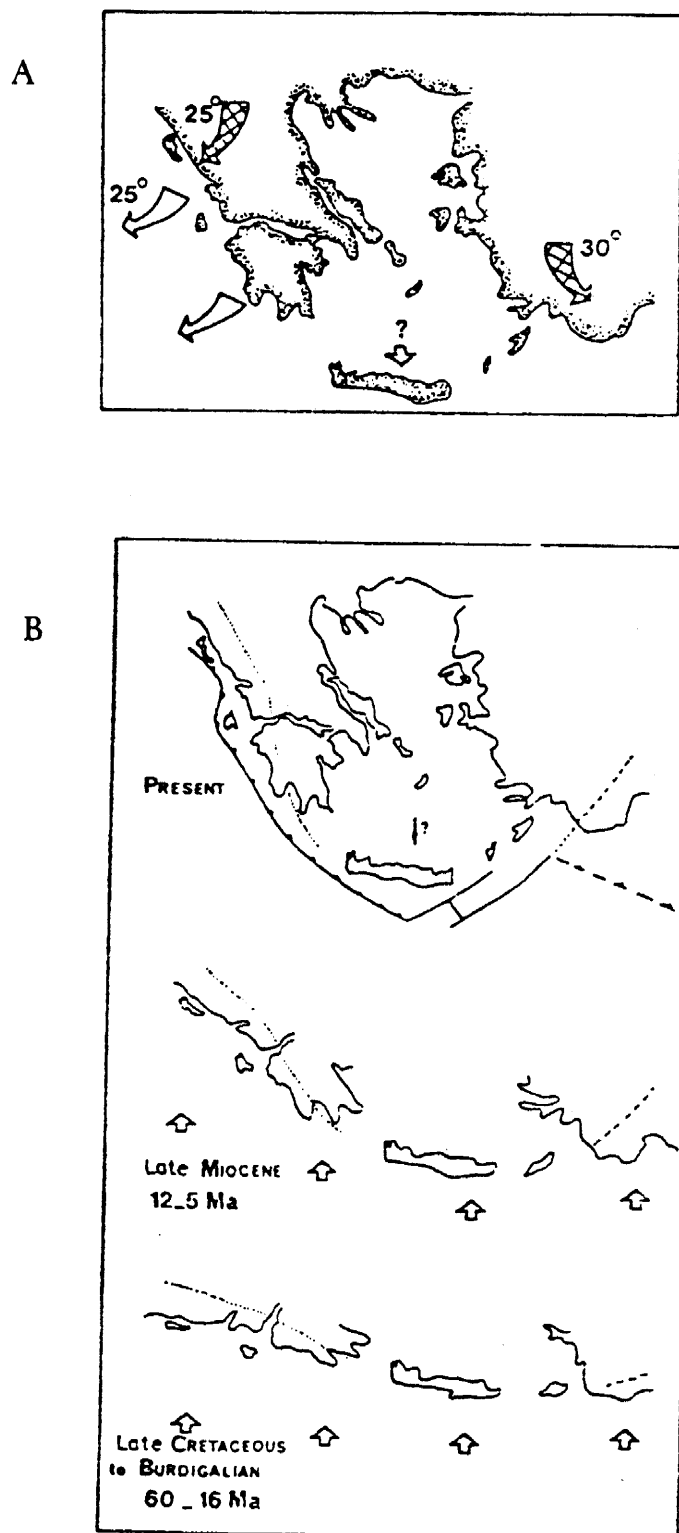
Με τη χρήση παλαιομαγνητικών αναλύσεων, οι KISSEL & LAJ (1988) και ΜΑΡΤΟΝ (1993), αποδεικνύουν ότι το τόξο του Αιγαίου υποβλήθηκε σε δύο διαδοχικές φάσεις περιστροφής (Εικ.10): α) μία στο Μέσο Μειόκαινο με φορά περιστροφής την φορά των δεικτών του ρολογιού, και αφορά στα δύο άκρα του τόξου και β) μία στο Κατώτερο Πλειόκαινο (5 Ma) με φορά περιστροφής αντίθετη της προηγούμενης και αφορά στο βορειοδυτικό τμήμα του τόξου. Υπολογίζουν ότι η παρέκκλιση του τόξου από βορρά προς νότο απο το Μέσο Μειόκαινο είναι περίπου 1000 km.

Επιπλέον πρόσφατες τομογραφικές μελέτες που αφορούν στη δομή του ανώτερου μανδύα της περιοχής της Μεσογείου (SPAKMAN *et al.*, 1988, SPAKMAN, 1991, SPAKMAN *et al.*, 1993) καθώς και εργασίες σχετικές με την οριζόντια μετακίνηση της πλάκας του Αιγαίου (KAHLE *et al.*, 1993, NOOMEN *et al.*, 1993) δίδουν χρήσιμες πληροφορίες για τις ενεργές τεκτονικές δυνάμεις.



Εικ. 9. Σχηματική τομή της περιοχής του νότιου Αιγαίου σύμφωνα με τους MEULENKAMP *et al.* (1988).

Ο JACKSON (1994) ασχολείται με την ενεργή παραμόρφωση της περιοχής του Αιγαίου ενώ ο SENGOR (1993) σχολιάζει τα προβλήματα που αφορούν στην εξέλιξη της περιοχής του Αιγαίου σε σχέση με τη Μεσόγειο.



Εικ. 10. Εξέλιξη της καμπυλότητας του τόξου του Αιγαίου κατά τον Καινοζωικό (KISSEL & LAJ 1988). Α. Σχηματικός χάρτης που απεικονίζει τη γεωγραφική επέκταση και τον χρόνο που έλαβαν χώρα οι δύο περιστροφικές φάσεις. Λευκά σύμβολα : περιστροφή κατά το Μ. Μειόκαινο. Γραμμοσκιασμένα σύμβολα: περιστροφή κατά το Πλειο-Πλειστόκαινο. Β. Εξέλιξη της καμπυλότητας του τόξου του Αιγαίου κατά το Πλειο-Πλειστόκαινο.

Επιπλέον παρατηρήσεις των ενεργών σεισμικών τάσεων (PARAZACHOS *et al.*, 1991, ΤΑΥΜΑΖ *et al.*, 1991, HATZFELD *et al.*, 1993) έδωσαν πληροφορίες σχετικά με την ιστορία παραμορφώσεως της περιοχής του Αιγαίου.

Τέλος ο MEIJER (1995), κατόπιν χρήσεως μαθηματικού μοντέλου μελέτησε το γεωδυναμικό καθεστώς του ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου της περιοχής του Αιγαίου και το συνέκρινε με αυτό των Άνδεων. Η μελέτη αυτή κατέλειξε στα ακόλουθα συμπεράσματα:

-Το εφελκυστικό καθεστώς που επικρατεί στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου δεν οφείλεται στην προς τα δυτικά μετακίνηση της πλάκας της Ανατολίας αλλά αποδίδεται στη μετακίνηση του περιθωρίου της πλάκας του Αιγαίου το οποίο εφιππεύει την Αφρικανική πλάκα.

-Οι παρατηρούμενες εφελκυστικές τάσεις δικαιολογούνται σε μεγάλο βαθμό από την προς νότο μετακίνηση του περιθωρίου της πλάκας του Αιγαίου. Τάσεις διευθύνσεως Α-Δ, ΒΔ-ΝΑ, στην περιοχή του νότιου Αιγαίου οφείλονται σε μικρής κλίμακας συμπιεστικές τάσεις στο περιθώριο της πλάκας του Αιγαίου.

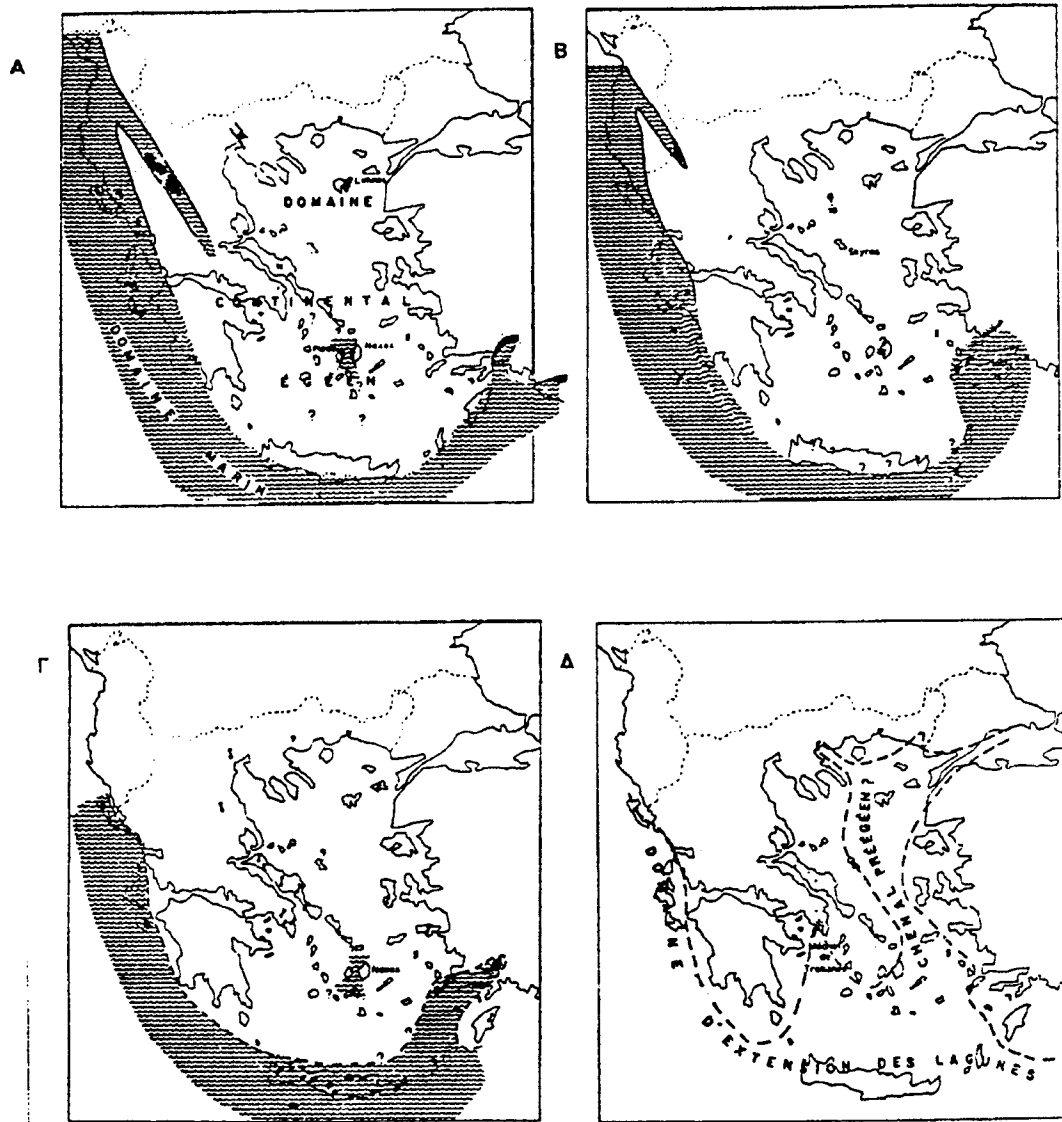
-Η ανάλυση και μελέτη του γεωδυναμικού καθεστώτος κατά το Πλειόκαινο δεν είναι εφικτή εξαιτίας της αμφιβολίας που υπάρχει σχετικά με το χρόνο δράσεως των ρηγμάτων και του πραγματικού προσανατολισμού αυτών. Οι μεταβολές στο πεδίο των τάσεων που έλαβαν χώρα κατά το Μ. Πλειστόκαινο στην περιοχή του Αιγαίου, μπορεί να αντιπροσωπεύουν μεταβολές στις συνθήκες που επικρατούσαν κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου οι οποίες προκλήθηκαν από το σπάσιμο του υποβυθιζόμενου τμήματος της λιθόσφαιρας κάτω από αυτό το περιθώριο.

Όσον αφορά στην παλαιογεωγραφική εξέλιξη του Αιγαίου, πολλές εργασίες έχουν δημοσιευτεί όπως των: CREUTZBURG (1961-62), MEULENKAMP (1971), GUERNET (1978), BUTTNER & KOWALCZYK (1978), MERCIER (1981), PAPANIKOLAOU & DERMITZAKIS (1981), KOJUMDGIEVA (1987), SCHROGER (1986), DERMITZAKIS (1987, 1991).

Ο MEULENKAMP (1971) υποστηρίζει ότι από το Ολιγόκαινο μέχρι το Μέσο Μειόκαινο η Κρήτη αποτελούσε μέρος μίας ενιαίας ηπειρωτικής μάζας που υπήρχε στο χώρο του Αιγαίου (landmass) η οποία εξαπλώνεται προς βορράν και ανατολικά και περιλαμβάνει τα νησιά Κάρπαθος, Κάσσος και Κύθηρα καθώς επίσης και τη χερσόνησο της Πελοποννήσου, έτσι ώστε οι κεντρικές Κυκλάδες να αποτελούν λεκάνη θαλάσσιας ιζηματογενέσεως. Κατά το Μέσο Μειόκαινο η όλη διάταξη ανακατανέμεται: η προϋπάρχουσα ηπειρωτική μάζα

στο Αιγαίο αρχίζει να διασπάται και η Κρήτη αρχίζει να βυθίζεται ενώ το υπόλοιπο της μάζας του Αιγαίου παραμένει αναδυμένο μέχρι το Πλειόκαινο και μάλιστα σε πολλά σημεία μέχρι το Πλειστόκαινο (κεντρικές Κυκλάδες).

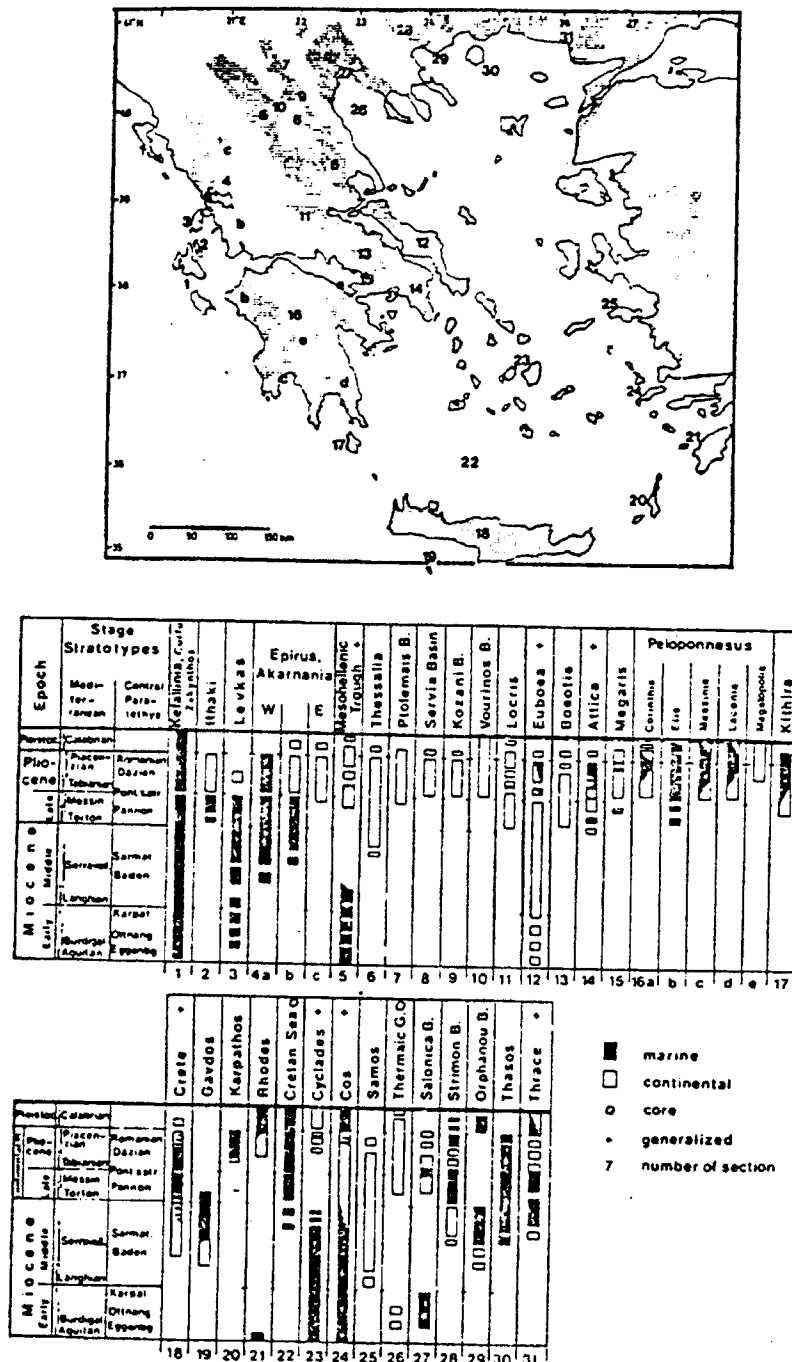
Ο GUERNET (1978), (Εικ.11), στην εργασία του που αφορά το σύνολο της Ελλάδας κατά το Νεογενές συμφωνεί με τον MEULENKAMP και προβαίνει στην κατασκευή σχετικών παλαιογεωγραφικών χαρτών.



Εικ. 11. Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της Ελλάδας κατά το Μειόκαινο (GUERNET 1978). Α. Κατ. Μειόκαινο, Β. Μ. Μειόκαινο, Γ. Τορτόνιο, Δ. Μεσσήνιο.

Η άποψη των BUTTNER & KOWALCZYK (1978), (Εικ.12), διαφέρει σημαντικά από την παλαιογεωγραφική αναπαράσταση του προηγούμενου συγγραφέα. Οι κυριότερες διαφορές είναι: α) η νότια Κρήτη δεν ήταν αναδυμένη στο

Κατώτερο Μειόκαινο, β) η Ρόδος και η Κάρπαθος στερήθηκαν θαλάσσιες αποθέσεις ηλικίας Μέσου Μειόκαινου, γ) η Θάσος και η Θράκη εγκλείουν θαλάσσια ιζήματα τα οποία αποδεικνύουν ότι αυτά τα μέρη δεν ήταν αναδυμένα στο Ανώτερο Μειόκαινο.



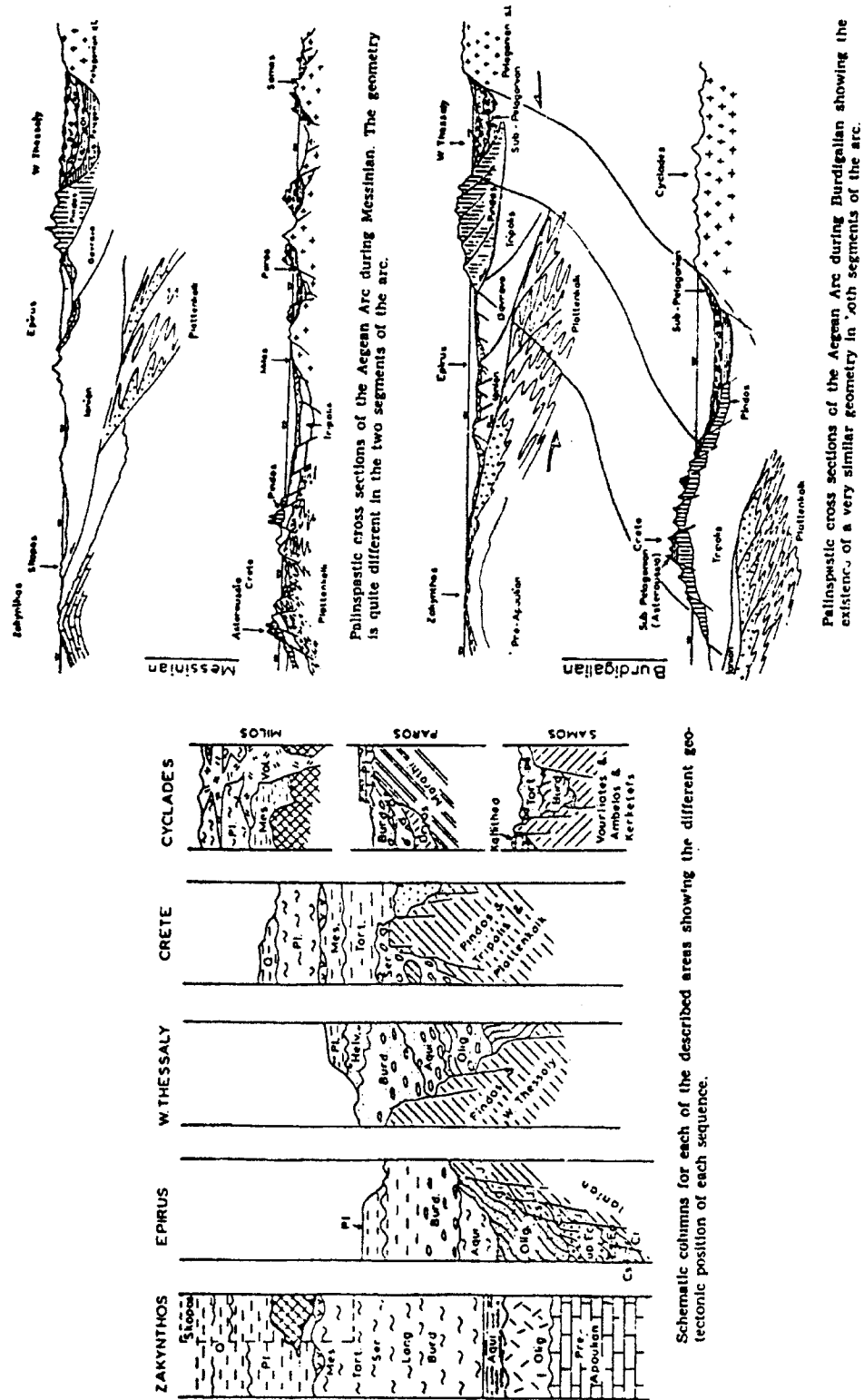
Εικ. 12. Συνοπτικός πίνακας των νεογενών αποθέσεων της Ελλάδας (BUTTNER & KOWALCZYK 1978).

Ο ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ (1980) πέραν των άλλων παλαιοτεκτονικών και νεοτεκτονικών παρατηρήσεων προτείνει ένα πρότυπο ενεργούς τεκτονικής της Κρήτης αποτελούμενο από ένα σύστημα τεκτονικών κεράτων (τεμαχών ή μπλόκων) και τάφρων. Τα τεκτονικά αυτά μπλόκ θεωρεί ότι λειτουργούν ως τεκτονικά δίπολα με ανύψωση στο δυτικό και βύθιση στο ανατολικό χείλος κάθε τεκτονικού κέρατος ή τεμάχους. Οι κατακόρυφες κινήσεις συνοδεύονται και από τις απαιτούμενες για τεκτονικά δίπολα στρέψεις. Ο ίδιος διατυπώνει την άποψη ότι όλα τα τεκτονικά τεμάχη ακολουθούν την ίδια φορά κίνησης αλλά με κάπως διαφορετικά μεγέθη. Οι τεκτονικές τάφροι λειτουργούν ως αρθρώσεις στις κινήσεις του συστήματος των τεκτονικών τεμαχών ή κεράτων. Το συνολικό αποτέλεσμα των κινήσεων αυτών είναι η βαθμιαία προς τα δυτικά ταπείνωση των τεκτονικών τεμαχών της Κρήτης και κατ'επέκταση του νησιού. Με τη στρέψη αυτή δικαιολογεί και τις οριζόντιες τεκτονικές κινήσεις που παρατήρησε στα νεογενή της Κ. Κρήτης. Οι τεκτονικές αυτές κινήσεις θεωρεί ότι είναι δυνατόν να οφείλονται στη βύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική.

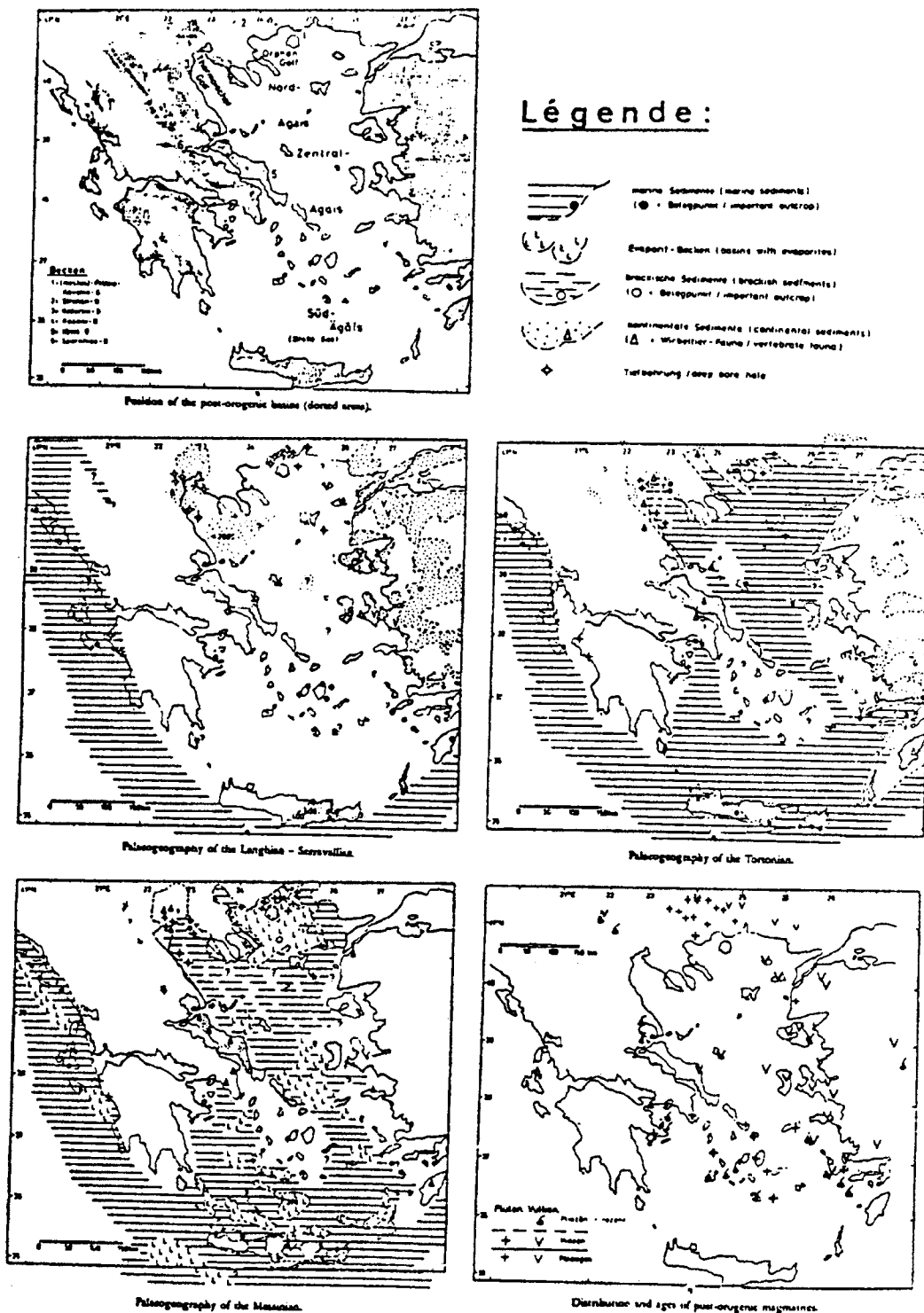
Οι ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ *et al.* (1981) αναπτύσσουν το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της Κρήτης. Ομοίως οι ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ *et al.* (1982) συντάσσουν το σεισμοτεκτονικό χάρτη της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης.

Οι ΠΑΡΑΝΙΚΟΛΑΟΥ & ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΙΣ (1981) παρουσιάζουν μια σύνθεση των νεογενών αποθέσεων σε διάφορα τμήματα του τόξου του Αιγαίου, έτσι ώστε παλινσπαστικές τομές να δείχνουν τη γεωμετρία του τόξου από το Βουρδιγάλιο μέχρι το Μεσσήνιο, (Εικ.13).

Τέλος, ο SCHRODER (1986) δεν έκανε αναπαράσταση του Κατωτέρου Μειοκαίνου στους παλαιογεωγραφικούς του χάρτες (Εικ.14). Οι τελευταίοι διαφέρουν αισθητά από τους χάρτες του GUERNET (1978): η Ρόδος είναι αναδυμένη κατά το Μέσο Μειόκαινο, ο χώρος του Αιγαίου είναι κατά τα τρία τέταρτα βυθισμένος κατά το Τορτόνιο και ο κόλπος της Θεσσαλονίκης αναδύεται κατά το Μεσσήνιο.



Εικ. 13. Συνθετικές στρωματογραφικές κολώνες του τόξου του Αιγαίου κατά το Καινοζωικό και σύγκριση του τόξου του Αιγαίου κατά το Βουρδιγάλιο και Μεσσίνιο (PAPANIKOLAOU & DERMITZAKIS 1981).



Εικ. 14. Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της Ελλάδας κατά το Μειόκαινο (SCHRODER 1986).

Δεν θα πρέπει να παραληφθούν και οι εργασίες των THOMMERET *et al.* (1981) και PIRAZZOLI (1986) οι οποίοι μετά από ραδιομετρήσεις σε υλικό ακτογραμμών του Τεταρτογενούς, έδειξαν ότι η μέση ταχύτητα ανοδικών

κινήσεων από το Τυρρηνίο μέχρι πριν χίλια περίπου χρόνια κυμαίνονταν μεταξύ 5 και 6 cm/100 χρόνια. Αυτή η ταχύτητα είναι παρόμοια με την ταχύτητα της διαφορικής κατακόρυφης παραμόρφωσης που έλαβε χώρα καθόλη τη διάρκεια της νεοτεκτονικής περιόδου. Αντίθετα, οι PIRAZZOLI *et al.* (1982) υποστηρίζουν ότι οι ανοδικές κινήσεις οι οποίες ξεκίνησαν περίπου πριν 1500 χρόνια παρουσιάζουν πολύ υψηλότερες αναλογίες της μέσης ταχύτητας της κατακόρυφης παραμόρφωσης (περίπου 60 cm/100χρόνια).

Τέλος οι DERMITZAKIS *et al.* (1993), για το ίδιο θέμα, υποστηρίζουν ότι, α) οι ακτογραμμές των τελευταίων 1500 ετών καταγράφουν περιστροφικές ανοδικές κινήσεις στη Δυτική Κρήτη με μέγιστη ανύψωση 10 m, β) στην Κρήτη η ταχύτητα της διαφορικής κατακόρυφης παραμόρφωσης για τη συνολική νεοτεκτονική περίοδο (κατά προσέγγιση 13 εκ. έτη) εκτιμάται ως παρόμοια με την ταχύτητα που συνάγεται από τις απολιθωμένες Πλειστοκαινικές ακτογραμμές και γ) οι ανοδικές και καθοδικές κινήσεις στα τεκτονικά κέρατα και τις τεκτονικές τάφρους αντιστοίχως, συνεχίζονται ακόμα με ταχύτητα, γεγονός το οποίο μπορεί να συνδέεται με ένα ιδιαίτερο στάδιο υποβύθισης ή ακόμη, με την έναρξη της ηπειρωτικής σύγκρουσης μεταξύ Αφρικής και Ευρώπης.

ΑΛΠΙΚΗ ΙΣΤΟΡΙΑ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

Το αλπικό υπόβαθρο της Κρήτης απετέλεσε αντικείμενο πολυάριθμων τεκτονικών και πετρογραφικών μελετών αλλά παρόλα αυτά οι απόψεις για την παλαιογεωγραφική ένταξη των διαφόρων τεκτονικών ενοτήτων σε πολλές περιπτώσεις διίστανται. Η λεπτομερής περιγραφή της αλπικής ακολουθίας δεν αποτελεί σκοπό της παρούσας μελέτης. Για περισσότερες πληροφορίες σχετικά με την στρωματογραφία και την τεκτονική ερμηνεία της Αλπικής ορογένεσως στην Κρήτη, ο αναγνώστης μπορεί να συμβουλευτεί τις εργασίες των CREUTZBURG (1958), AUBOUIN & DERCOURT (1965), FYTROLAKIS (1967, 1972), CREUTZBURG & PAPASTAMATIOU (1969), BONNEAU (1970, 1972, 1973a,b, 1982, 1984, 1991), EPTING *et al.* (1972), CREUTZBURG & SEIDEL (1975), SANNEMANN & SEIDEL (1976), BAUMANN *et al.* (1977), CREUTZBURG & coll. (1977), AUBOUIN *et al.* (1979), KARAKITSIOS (1979, 1987, 1989), BONNEAU & KARAKITSIOS (1979), RICHTER & KOPP (1983), HALL & AUDLEY-CHARLES (1983), HALL *et al.* (1984), ROBERTSON & DIXON (1984), MERCIER *et al.* (1989), DE BOER (1989), ALEXOPOULOS (1990). Παρόλα αυτά μια γενική επισκόπηση της στρωματογραφίας των αλπικών αποθέσεων και

της κάθετης οργανώσεως αυτών σε μεταφερόμενα τεκτονικά καλύμματα (nappe pile) παρατίθεται στη συνέχεια με σκοπό τον καθορισμό της φύσεως του υποβάθρου των νεογενών λεκανών της Κρήτης.

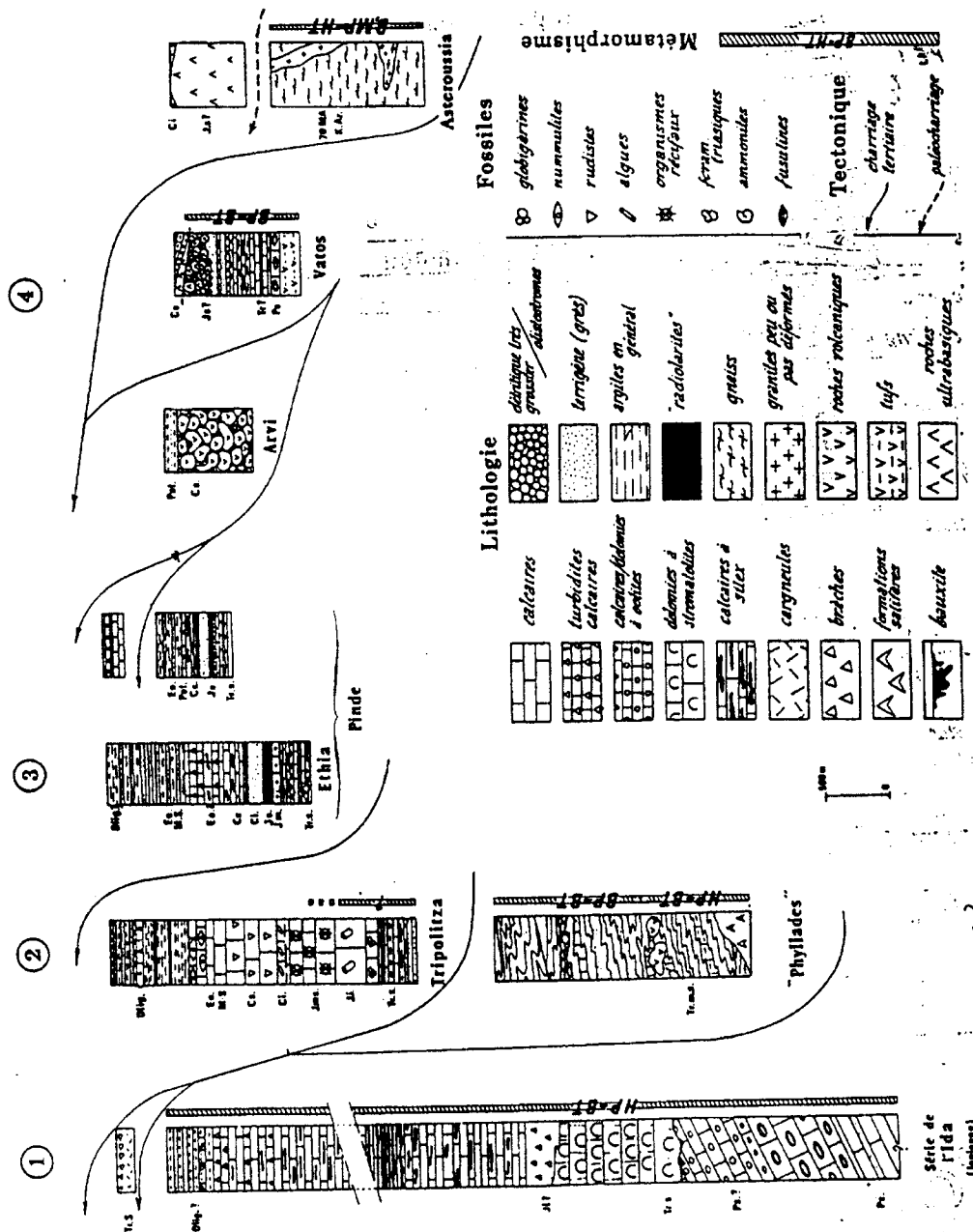
Οι αλπικοί σχηματισμοί της Κρήτης αποτελούνται από μία σειρά τεκτονικών καλυμμάτων τα οποία δομούν τα ανυψωμένα τμήματα, τα οποία χωρίζονται μεταξύ τους από τις νεογενείς και τεταρτογενείς λεκάνες με κανονικά ρήγματα.

Μερικά από τα κύρια λιθολογικά χαρακτηριστικά αυτών των τεκτονικών καλυμμάτων αναφέρονται ακολούθως. Για πληροφορίες σχετικά με την ηλικία και το πάχος των ενοτήτων, τις δομές παραμόρφωσης και τη μεταμόρφωση, ο αναγνώστης μπορεί να ανατρέξει στην Εικ 15.

Οι αλπικές αποθέσεις της Κρήτης περιορίζονται σε πετρώματα ηλικίας Ανώτερου Παλαιοζωικού μέχρι Ολιγοκαίνου. Αυτά τα πετρώματα είχαν αρχικά αποτεθεί σε γεωσυγκλινείς λεκάνες, οι οποίες ονομάζονται "ισοπικές ζώνες" και επωθήθηκαν κατά τη διάρκεια της αλπικής ορογενέσεως για να σχηματίσουν τις Ελληνίδες.

Το αλπικό οικοδόμημα περιλαμβάνει από κάτω προς τα πάνω:

- "Ενότητα Plattenkalk" (σύμφωνα με τον CHALIKIOPOULOS, 1903): ανήκει στην Ιόνια ζώνη, περιλαμβάνει τα παλαιότερα πετρώματα της Κρήτης και αντιπροσωπεύει το παραυτόχθονο υπόβαθρο αυτής. Οι σχηματισμοί της ενότητας Plattenkalk παλαιογεωγραφικώς συσχετίζονται με την Ιόνια ζώνη. Αποτελούνται από ημιμεταμορφωμένους πελαγικούς ασβεστολίθους, δολομίτες καθώς και λεπτόκοκκα κλαστικά ιζήματα. Η ενότητα έχει υποστεί μεταμόρφωση Υψηλής Πίεσης-Χαμηλής Θερμοκρασίας, ενώ η συμπίεση που επικρατούσε ήταν διεύθυνσης B-N. (SEIDEL *et al.*, 1982; RICHTER & KOPP, 1983; HALL & AUDLEY-CHARLES, 1983; HALL *et al.*, 1984). Στρωματογραφικά εξαπλώνεται από το Πέρμιο μέχρι το Ανώτερο Ηώκαινο-Κατώτερο Ολιγόκαινο (BONNEAU, 1973a; WACHENDORF *et al.*, 1975; SEIDEL *et al.*, 1982; HALL & AUDLEY-CHARLES, 1983).



Εικ. 15. Στρωματογραφική και τεκτονική απεικόνιση των αλπικών ενότητων της Κρήτης (BONNEAU 1984).

- "Ενότητα Τρυπαλίου": αντιπροσωπεύεται από ανθρακικές αποθέσεις κυρίως λατυποπαγείς οι οποίες υπάρχουν κυρίως στη Δυτική Κρήτη και παρεμβάλλονται τεκτονικά μεταξύ της παραυτόχθονης ενότητας Plattenkalk (ισοδύναμη της Ιόνιας ζώνης (BONNEAU, 1973)) και στο τεκτονικό κάλυμμα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών (Ανώτερο Παλαιοζωικό-Τριαδικό) ή σ' εκείνο της ζώνης Τριπόλεως (Ανώτερο Τριαδικό-Ηώκαινο).

Πλήθος ερμηνειών έχουν δοθεί από διάφορους ερευνητές γι'αυτήν την ενότητα (CREUTZBURG & SEIDEL, (1975), XAVIER (1976), KOPP & OTT (1977), JACOBSSCHAGEN *et al.* (1978), KUSS & THORBECKE (1974), FYTROLAKIS (1980), DALWIG & KUSS (1982), KRAHL *et al.* (1983), KARAKITSIOS (1987). Σύμφωνα με τον τελευταίο ερευνητή, ο οποίος μελέτησε την ενότητα Τρυπαλίου στην περιοχή Σέλλια στη νοτιοδυτική Κρήτη (νότια του νομού Ρεθύμνης), και τη συνέκρινε με τους τριαδικούς εβαπορίτες της Ιονίου ζώνης της ηπειρωτικής Ελλάδας, η ενότητα Τρυπαλίου αντιπροσωπεύει το κατώτερο τμήμα που τοποθετήθηκε τεκτονικά μεταξύ της παραυτόχθονης ενότητας (Plattenkalk) και του τεκτονικού καλύμματος της Τριπόλεως.

- Πάνω από τους στρωματοποιημένους ασβεστολίθους της ενότητας Plattenkalk και τα ανθρακικά λατυποπαγή της ενότητας Τρυπαλίου υπάρχει η πρώτη αλλόχθονη Ενότητα των Φυλλιτών -Χαλαζιτών. Οι Φυλλίτες-Χαλαζίτες αποτελούν μία μεταμορφωμένη σειρά προερχομένη κυρίως από κλαστικά ιζήματα, συνδεδεμένα με ορίζοντες μικρού πάχους από μάρμαρα, τόφφους και βασάλτες. Το κάλυμμα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών χρονολογείται από το Πέρμιο-Τριαδικό (WACHENDORF *et al.*, 1974; SEIDEL, 1978; BONNEAU & KARAKITSIOS, 1979; GREILING, 1982; KRAHL *et al.*, 1983).
- Η “Ενότητα της Τριπόλεως” αποτελεί μία ακολουθία μονότονη και μεγάλου πάχους από συμπαγείς ανθρακικούς πάγκους πλατφόρμας, ηλικίας Ανώτερου Τριαδικού μέχρι Λουτήσιου, και από ανωκρητιδικούς ορίζοντες πολύ πλούσιους σε ρουδιστές. Το ανώτερο τμήμα του καλύμματος αποτελείται από εναλλαγές φλύσχη-ψαμμιτών και πηλιτών- οι οποίες εξίσου περιλαμβάνουν συγκεντρώσεις βιοκλαστικών ασβεστολίθων καθώς και ολισθόλιθους (Πριαμπόνιο-Ολιγόκαινο, WACHENDORF *et al.*, 1975; BAUMANN *et al.* 1976; ZAMBETAKIS, 1977; BONNEAU *et al.*, 1977; HALL *et al.*, 1984). Όλοι οι συγγραφείς συμφωνούν στην ύπαρξη μιας τεκτονικής επαφής μεταξύ της βάσεως της ανθρακικής, συμπαγούς σειράς της Τριπόλεως και των υποκείμενων Φυλλιτών-Χαλαζιτών. Ορισμένοι από αυτούς (BONNEAU, 1973; THORBECKE, 1974; KARAKITSIOS, 1979) θεωρούν ότι οι Φυλλίτες-Χαλαζίτες αποτελούσαν αρχικά τη βάση της ανθρακικής σειράς της Τριπόλεως ενώ άλλοι (CREUTZBURG & SEIDEL, 1975; KOPP & OTT, 1977; KRAHL *et al.*, 1982) θεωρούν ότι οι Φυλλίτες-Χαλαζίτες αποτελούν ένα ανεξάρτητο κάλυμμα, υπόλοιπο μιας διαφορετικής ιζηματογενούς λεκάνης από εκείνη της Τριπόλεως. Τέλος, οι LEKKAS & PAPANIKΟΛΑΟΥ (1978), θεωρούν ότι η φυλλιτική σειρά της Πελοποννήσου

ανήκει σε δύο τεκτονικές ενότητες, την ανώτερη ενότητα που αντιπροσωπεύει τη βάση της σειράς Τριπόλεως και την κατώτερη ενότητα που αποτελεί το μεταμορφωμένο φλύσχη της σειράς του Plattenkalk.

- Η "Ενότητα της Πίνδου-Εθιάς" αποτελείται από πελαγικούς ασβεστολίθους, κερατόλιθους (ραδιολαρίτες) καθώς και ενσωματώσεις επαναποτεθιμένων ασβεστολίθων ρηχής θάλασσας Ιουρασικής μέχρι Παλαιογενούς ηλικίας (ZAMBETAKIS 1977a).
- Οι "Εσωτερικές Ενότητες", οι οποίες αποτελούνται από τις ενότητες Βάτος, Μιαμού και Αρβη, αποτελούν τις ανώτερες αλλόχθονες ενότητες και αποτελούνται από μεμονομένα σώματα αμφιβολιτών, γνευσίων, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων και σερπεντινιτών. Αυτά τα υπολείμματα είναι χαωδώς αναμεμιγμένα και βρίσκονται μόνο στη νότια, κεντρική και ανατολική Κρήτη (BONNEAU, 1972; BONNEAU *et al.*, 1977; WACHENDORF *et al.*, 1980; KRAHL *et al.*, 1982).

Εκτός από τα προαναφερθέντα καλύμματα, μικρά διασκορπισμένα τεμάχια οφιολίθων και γρανοδιοριτών μπορεί να βρεθούν να υπόκεινται των νεογενών αποθέσεων σε πολλά μέρη κατά μήκος ζωνών ρηγμάτων και τα οποία δείχνουν μία ανωκρητιδική ηλικία (BARANYI *et al.*, 1975; WACHENDORF *et al.*, 1975).

Οι προαναφερθείσες τεκτονικές ενότητες (Μεσοζωικής έως Παλαιογενούς ηλικίας) δημιουργήθηκαν πρωταρχικά σε διακεκριμένες τάφρους της Κυκλαδικής περιοχής (AUBOUIN, 1965). Η ηλικία της τοποθέτησης των τεκτονικών καλυμμάτων της Κρήτης είναι ακόμη αβέβαιη. Ο ANGELIER (1979) υποστηρίζει ότι αυτή έλαβε χώρα πριν από το τέλος του Κατώτερου Μειοκαίνου. Αυτό αποδεικνύεται από την εύρεση miohypsinids ηλικίας Κατώτ. Βουρδιγαλίου σε μη-θαλάσσια, μεταορογενετικά κροκαλοπαγή. Επιπλέον, πριν από το Μέσο Μειόκαινο, η περιοχή των Κυκλάδων υφίσταται διαπειρική ανύψωση (DURR *et al.*, 1978; LISTER *et al.*, 1984) η οποία αποδεικνύεται από την ανύψωση της ασυμφωνίας Moho κάτω από τις Κυκλάδες και την τεκτονική απογύμνωση του κρυσταλλικού ανάγλυφου των Κυκλάδων. Η ανύψωση της περιοχής των Κυκλάδων συνοδεύτηκε από μεγάλης κλίμακας ολίσθηση λόγω βαρύτητας με διεύθυνση προς το Ελληνικό Τόξο (BAUMANN *et al.*, 1976). Η ολίσθηση λόγω βαρύτητας οδήγησε στην πλευρική μεταφορά των αλλόχθονων ενοτήτων στην Κρήτη. Σύμφωνα με τον WUNDERLICH

(1965), αυτή η μεταφορά των καλυμμάτων έγινε σε διαδοχικές κυματοειδείς κινήσεις. Τώρα, ολόκληρη η ακολουθία των αλλόχθονων ενοτήτων κείται πάνω από την Ενότητα Plattenkalk η οποία ανταποκρίθηκε στο υπερκείμενο βάρος με πτύχωση λόγω παραμορφώσεως (BAUMANN *et al.*, 1977).

Μετά την εναπόθεση αυτών των τεκτονικών καλυμμάτων, νεογενή και τεταρτογενή κανονικά ρήγματα "έσπασαν" αυτή την ακολουθία σε μεγάλα "ορθογώνια" τεμάχια και τοπικά προκάλεσαν σημαντικές κατακόρυφες μετατοπίσεις των αρχικών οριζοντίων τεκτονικών επαφών (DROOGER & MEULENKAMP, 1973). Σύμφωνα με τον FORTUIN (1977), αυτή η ρηγμάτωση επηρέασε την ιζηματογένεση προκαλώντας πολυάριθμες ολισθήσεις βαρύτητας σε διάφορα στρωματογραφικά επίπεδα και σε διάφορα περιβάλλοντα απόθεσης.

ΙΣΤΟΡΙΑ ΤΟΥ ΝΕΟΓΕΝΟΥΣ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

Η νεοτεκτονική ανάλυση της Κρήτης κυρίως αφορά στην περίοδο μετά τις τελευταίες ορογενετικές κινήσεις. Οι μεγάλες επωθήσεις των εξωτερικών καλυμμάτων της Κρήτης πραγματοποιήθηκαν μετά το Κατώτερο Ολιγόκαινο και πριν από το Σερραβάλλιο-Τορτόνιο. Αυτό συμπεραίνεται από το γεγονός ότι ο φλύσχος της παραυτόχθονης ενότητας Τριπόλεως είναι ηλικίας Κατώτερο Ολιγόκαινο (BIJON *et al.* 1976, BARRIER 1989) και τα πρώτα μετααλπικά ιζήματα τα οποία βρίσκονται σε ασυμφωνία με τους αλπικούς σχηματισμούς της Κρήτης και είναι μόλασσες, είναι ηλικίας Σερραβάλλιο-Τορτόνιο (DROOGER & MEULENKAMP 1973). Συνεπώς, η τεκτονική τοποθέτηση των αλπικών καλυμμάτων πρέπει να πραγματοποιήθηκε μεταξύ -35 και -13 εκατομ. έτη. Επομένως, η νεοτεκτονική περίοδος της Κρήτης ξεκίνησε 13 εκατομ. έτη πριν.

Μεταξύ των προδρόμων της έρευνας που αφορούν στο Νεογενές της Κρήτης θα πρέπει να αναφέρουμε τους RAULIN (1856, 1856-1861, 1867-1869), SPRATT (1865), SIMONELLI (1894a, 1894b) και BONARELLI (1901).

Από την αρχή του αιώνα, ο CAYEUX (1911a, 1911b) σκιαγράφησε την παλαιογεωγραφία του Νεογενούς της Κρήτης και περιέγραψε τις κύριες ιζηματογενείς φάσεις. Αργότερα, πολλοί ερευνητές όπως οι PARASKEVAIDIS (1961), PSARIANOS (1961a, b), ANAPLIOTIS & GEORGIADIS-DIKEOULIA (1962), PAPAPETROU-ZAMANI (1965), ΠΑΠΑΠΕΤΡΟΥ-ZAMANI (1975), SYMEONIDIS &

DERMITZAKIS (1973) και ΑΝΑΠΛΩΤΗΣ (1975), συνέβαλαν ουσιαστικά στη γνώση του Νεογενούς της Κρήτης.

Η πλειονότητα των γνώσεων μας σχετικά με την μακροπανίδα του νησιού οφείλεται στους Έλληνες παλαιοντολόγους. Πολυάριθμα δημοσιεύματα ασχολούνται με τη συστηματική παλαιοντολογικών ευρυμάτων όπως μαλλακίων, εχινοειδών, κοραλίων και ψαριών, παρουσιάζουν καταλόγους της υπάρχουσας πανίδας στις περισσότερες λεκάνες της Κρήτης και περιέχουν κάθε φορά παλαιοοικολογικές ερμηνείες: RALLI (1940), SYMEONIDIS (1965, 1967), DERMITZAKIS (1969), SYMEONIDIS (1969a, 1969b), DERMITZAKIS (1972), SYMEONIDIS & DERMITZAKIS (1973), MARKOPOULOU-DIACANTONI (1972, 1974), GEORGIADES-DIKEOULIA (1974, 1976, 1979a, 1979b), GEORGIADES-DIKEOULIA & MARKOPOULOU-DIACANTONI (1977), DERMITZAKIS *et al.* (1978), MARKOPOULOU-DIACANTONI (1979a, 1979b), DERMITZAKIS & GEORGIADES-DIKEOULIA (1979), GEORGIADES-DIKEOULIA (1984), DERMITZAKIS & DE VOS (1985).

Οι Έλληνες συγγραφείς έχουν επίσης παρουσιάσει αρκετές εργασίες που αφορούν στη μελέτη των Τρηματοφόρων. Μερικοί από αυτούς είναι: CHRISTODOULOU (1956-58, 1963), DERMITZAKIS (1980), DERMITZAKIS & THEODORIDIS (1978, 1984, 1985), DERMITZAKIS & KOUROUNI (1982), DERMITZAKIS & GEORGIADES-DIKEOULIA (1984). Τέλος, ο FRYDAS (1989) ασχολήθηκε με την περιγραφή της νεογενούς ναννοχλωρίδας.

Κατά τη διάρκεια του 1969 έκαναν την εμφάνισή τους οι πρώτες βιοστρωματογραφικές και ιζηματολογικές εργασίες Ολλανδών ερευνητών. Αυτοί κατέστησαν δυνατή μία πρώτη προσέγγιση της στρωματογραφίας των νεογενών αποθέσεων στην Κρήτη. Αξίζει να αναφέρουμε τους FREUDENTHAL (1969), MEULENKAMP (1969), DE BRUIJN & MEULENKAMP, (1972), SISSINGH (1972), GRADSTEIN (1973), ZACHARIASSE (1975), FORTUIN (1977), DROOGER *et al.* (1979), MEULENKAMP *et al.* (1979), SCHMIDT (1979), SPAAK (1981), VAN DE WEERD (1983), JONKERS (1984) και PETERS (1985), που ασχολήθηκαν κυρίως με την μελέτη της μικροπανίδας (βενθονικά τρηματοφόρα, πλαγκτονικά τρηματοφόρα, οστρακώδη) αλλά και της μικροχλωρίδας (κόκκοι γύρεως, ασβεστολιθικό νανοπλαγκτόν). Οι BACHMAYER *et al.* (1978) και ο GAUDANT (1980) συνέβαλαν στην περιγραφή της ιχθυοπανίδας του Αν. Μειοκαίνου της Κρήτης.

Κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 80, μελέτες που αφορούν στον παλαιομαγνητισμό έλαβαν χώρα από Ολλανδούς και Γάλλους επιστήμονες: VALENTE *et al.* (1982), LANGEREIS (1984), LANGEREIS *et al.* (1983, 1984) κλπ.

Οι Γάλλοι συγγραφείς έχουν ασχοληθεί σποραδικά με τη μελέτη της στρωματογραφίας του Νεογενούς της Κρήτης (BONNEAU & GINSBURG 1974, ANGELIER *et al.* 1979). Σχετικά με τη γεωμορφολογία έχουν ασχοληθεί οι: BIJOT (1960), BONNEFONT (1971, 1977) και FAUGERES *et al.* (1987, 1988). Οσον αφορά στη νεοτεκτονική δομή του νησιού ασχολήθηκαν: MERCIER *et al.* (1974), ANGELIER (1975, 1976b, 1979), και BONNEAU *et al.* (1977). Οι εργασίες ορισμένων Ολλανδών ερευνητών συμπληρώνουν τα αποτελέσματα της γαλλικής ομάδας.

Πολλές εργασίες εξάλλου είχαν ως θέμα τους την αναπαράσταση της παλαιογεωγραφικής εξελίξεως του Νεογενούς της Κρήτης: CREUTZBURG (1961-61), DROOGER & MEULENKAMP (1973), MEULENKAMP & ZACHARIASSE (1973), MEULENKAMP *et al.* (1977, 1979), MEULENKAMP (1985), MEULENKAMP & HILGEN (1986) και DERMITZAKIS (1987).

Η χαρτογράφηση των νεογενών σχηματισμών που συμπεριλαμβάνονται στον γεωλογικό χάρτη της Κρήτης κλίμακας 1:200.000 των CREUTZBURG *et al.* (1977), οφείλεται στους DROOGER και MEULENKAMP από το 1961 μέχρι το 1974.

Γενική λιθοστρωματογραφία του Νεογενούς της νήσου Κρήτης.

Μετά την τοποθέτηση των αλπικών τεκτονικών ενοτήτων, Νεογενή και Τεταρτογενή κανονικά ρήγματα έσπασαν τα καλύμματα σε μεγάλα παραλληλόγραμμα τεμάχια και τοπικά προκάλεσαν κατακόρυφες μετατοπίσεις των αρχικώς σχεδόν οριζοντίων τεκτονικών επαφών (DROOGER & MEULENKAMP, 1973). Σύμφωνα με τον FORTUIN (1977), αυτή η ρηγμάτωση επηρέασε την ιζηματογένεση προκαλώντας πολυάριθμες ολισθήσεις από βαρύτητα σε διάφορα στρωματογραφικά επίπεδα και σε διάφορα περιβάλλοντα απόθεσης.

Περισσότερο από το ένα τρίτον του νησιού καλύπτεται από νεογενή και τεταρτογενή ιζήματα. Οι Νεογενείς αποθέσεις καλύπτουν ασύμφωνα το αλπικό υπόβαθρο.

Οι σημαντικότερες εμφανίσεις Νεογενών ιζημάτων βρίσκονται κατά μήκος της βόρειας πλευράς της νήσου (νομοί Χανίων και Ρεθύμνου), στο Ηράκλειο, ανάμεσα στον Αγ. Νικόλαο και στην Ιεράπετρα και στην περιοχή της Σητείας στην Ανατολική Κρήτη. Διασκορπισμένες εμφανίσεις βρίσκονται σε όλο το νησί.

Οι παρατηρήσεις οι σχετικές με την ιζηματογένεση του Νεογενούς αποδεικνύουν την ύπαρξη σημαντικών μεταβολών στην παλαιογεωγραφική διαμόρφωση του νησιού οι οποίες τις περισσότερες φορές συνδέονται με μεγάλα τεκτονικά γεγονότα. Από το Μ. Μειόκαινο η περιοχή της Κρήτης μεταβάλλεται σε ένα μωσαϊκό το οποίο αποτελείται από τεκτονικά κέρατα και τάφρους. Η πολύπλοκη αλληλεπίδραση των τεκτονικών κινήσεων με την ιζηματογένεση είχε σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία μεγάλης ποικιλίας ιζημάτων καθώς και τις γρήγορες πλευρικές και κατακόρυφες λιθολογικές μεταβολές.

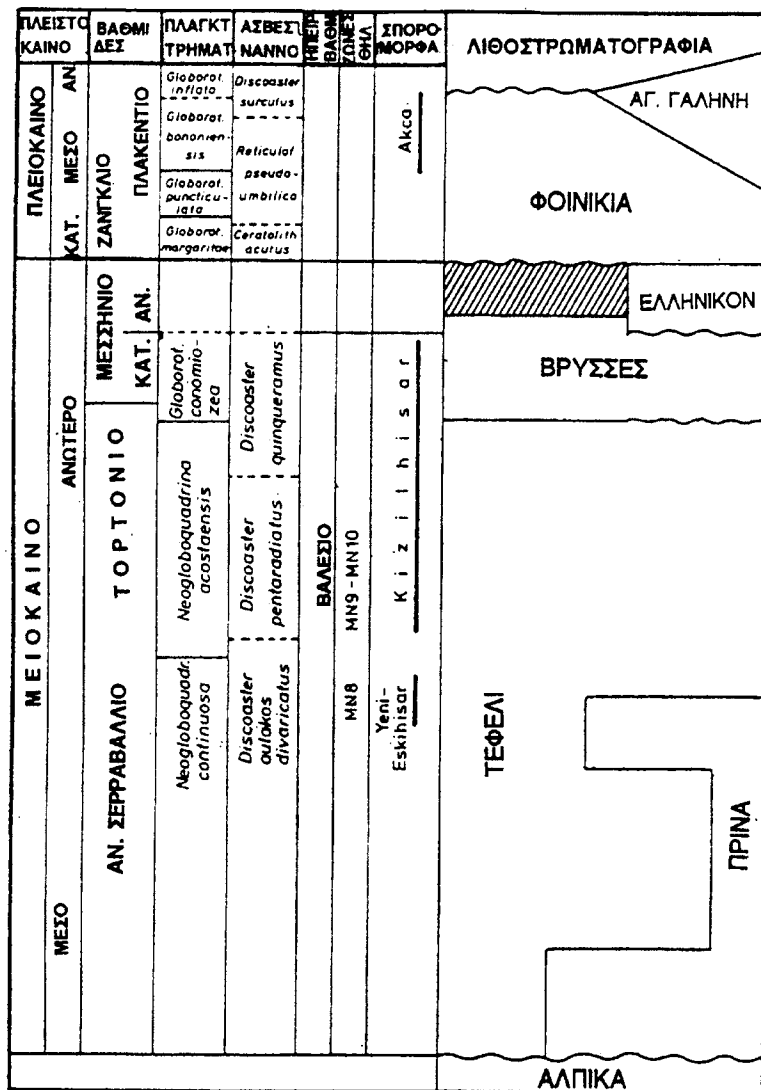
Περισσότερες από 60 λιθολογικές ενότητες του Νεογενούς έχουν αναγνωριστεί τα τελευταία 30 χρόνια (DERMITZAKIS, 1969-1973; FREUDENTHAL, 1969; MEULENKAMP, 1969; DE BRUIJN *et al.* 1971, SISSINGH, 1972; GRADSTEIN, 1973; ZACHARIASSE, 1975; FORTUIN, 1977; DERMITZAKIS & SONDAAR 1978, DERMITZAKIS *et al.* 1979, MEULENKAMP *et al.* 1979, DERMITZAKIS & PAPANIKOLAOU 1981, DE BRUIJN & VAN DER MEULEN 1981, ZACHARIASSE 1983, FORTUIN & PETERS 1984, PETERS 1985).

Αυτές οι ενότητες μπορούν να ταξινομηθούν σε έξι ομάδες σχηματισμών (MEULENKAMP *et al.* 1979, Εικ. 16) και οι περισσότερες απ' αυτές μπορούν να αναγνωριστούν σε όλο το νησί.

Ομάδα Πρίνα: Μαύροι λατυποπαγείς και λατυποκροκαλοπαγείς ασβεστόλιθοι. Όλα τα συστατικά στοιχεία βρίσκονται καλά ενδιαστωμένα σε καλά λιθοποιημένη κύρια μάζα. Τα λατυποπαγή και τα λατυποκροκαλοπαγή έχουν εναποτεθεί σε χερσαία-υφάλμυρα έως και ρηχής θάλασσας περιβάλλοντα.

Η Ομάδα Πρίνα αποτελεί τη βάση της Νεογενούς ακολουθίας ή αντιπροσωπεύει το πλευρικό αντίστοιχο τμήμα της υπερκείμενης Ομάδας Τεφέλη. Σε ορισμένα σημεία η Ομάδα Πρίνα περιέχει μεγάλες συνιζηματογενείς πτυχές που δημιουργήθηκαν από την ολισθητική κίνηση μεγάλων διαστάσεων αλπικών πετρωμάτων (μαρμάρων, γρανιτών, ασβεστολίων κλπ.) που ολίσθησαν στις νεογενείς λεκάνες λόγω βαρύτητας.

Ομάδα Τεφελίου: Αποτελείται από μη συμπαγοποιημένους χερσαίους κλαστικούς σχηματισμούς οι οποίοι υπέρκεινται της Ομάδας Πρίνα ή του αλπικού υπόβαθρου και υπόκεινται των ανθρακικών ακολουθιών της Ομάδας Βρύσες. Οι σχηματισμοί που είναι ενσωματωμένοι στην Ομάδα Τεφελίου αποτελούνται κυρίως από κροκαλοπαγή, άμμο και ιλύ και αντιπροσωπεύουν απόθεση σε γλυκά, υφάλμυρα και θαλάσσια νερά.



Εικ. 16. Χάρτης συσχετισμού ο οποίος απεικονίζει την ακριβή χρονοστρωματογραφική θέση των ομάδων σχηματισμών της Κρήτης (MEULENKAMP et al. 1979).

Ομάδα Βρύσες: Βιοκλαστικοί, συχνά υφαλώδεις φυκώδεις-κοραλιογενείς ασβεστόλιθοι οι οποίοι αποτελούν το πλευρικό ανάλογο τμήμα εναλλαγών

στρωματοποιημένων και ομογενοποιημένων μαργών ρηχής θάλασσας. Σε μερικά σημεία οι μάργες περιέχουν συγκεντρώσεις γύψου.

Η Ομάδα Βρύσες υπέρκειται της Ομάδας Τεφελίου, του αλπικού υπόβαθρου και σπανίως της Ομάδας Πρίνα.

Ομάδα Ελληνικού: Αποτελείται από ερυθρού χρώματος, χερσαία κροκαλοπαγή, ποταμο-λιμναίες, - σχετικά λεπτοκοκκώδεις - ακολουθίες και κατά τόπους υφάλμυρες αποθέσεις με λίγη γύψο. Η Ομάδα Ελληνικού υπέρκειται της Ομάδας Βρύσες, παλαιών νεογενών στρωμάτων και κατά τόπους του αλπικού υπόβαθρου.

Ομάδα Φοινικιά: Όλοι οι σχηματισμοί οι οποίοι αποτελούνται από ανοικτής θάλασσας μάργες και ιλύες και οι οποίοι υπέρκεινται της Ομάδας Ελληνικού ή της Ομάδας Βρύσες ενσωματώνονται στην Ομάδα Φοινικιά. Πολύ συχνά οι μάργες περιέχουν στρωματοποιημένα πυριτικά λεπτά στρώματα. Σε ορισμένα μέρη η βάση της Ομάδας Φοινικιά αποτελείται από μαργαϊκά λατυποπαγή.

Ομάδα Αγ. Γαλήνης: Αδρομερή, γενικά ερυθρού χρώματος, χερσαία κροκαλοπαγή και ψαμμίτες οι οποίοι υπέρκεινται ή αποτελούν σε ορισμένα μέρη το πλευρικό ανάλογο των ιζημάτων της Ομάδας Φοινικιά. Η Ομάδα Αγ. Γαλήνης αντιπροσωπεύει την υψηλότερη ενότητα Νεογενών πετρωμάτων της Κρήτης.

Πλειστόκαινο: Δεν έχει γίνει καμία ουσιαστική υποδιαίρεση των θαλασσίων αναβαθμίδων και των ηπειρωτικών αποθέσεων του Πλειστοκαίνου. Τα Πλειστοκαινικά ιζήματα υπέρκεινται ασύμφωνα των Νεογενών και Αλπικών πετρωμάτων.

Γεωλογικό καθεστώς της Κρήτης κατά το Μέσο/Ανώτερο Τορτόνιο μέχρι το Κατώτερο Μεσσήνιο.

Στην Κρήτη, το διάστημα από Μέσο/Ανώτερο Τορτόνιο-Κατώτερο Μεσσήνιο χαρακτηρίζεται από θετικές επικλυσιογενείς ακολουθίες (onlapping). Αυτό σημαίνει είτε ότι έγινε μία ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης ή ότι οι συσχετιζόμενες περιοχές υπέστησαν βύθιση. Αυτές οι σχετικές μετακινήσεις λίγο ή πολύ συμπίπτουν με πολύ σημαντικές ιζηματολογικές μεταβολές. Τα ιζήματα άλλαξαν από κυρίως κλαστικά κατά τη διάρκεια του Τορτονίου σε

κυρίως ανθρακικά κατά το Μεσσήνιο. Επιπλέον χαρακτηρίζονται από σημαντική αύξηση ελασματοειδώς στρωματοποιημένων ιζημάτων.

Η επικράτηση θετικών ακολουθιών (που γίνονται δηλαδή λεπτομερέστερες όσον αφορά στο μέγεθος των κόκκων προς τα επάνω) δεν περιορίζεται μόνον στην Κρήτη αλλά παρατηρείται και σε πολλές άλλες λεκάνες της Μεσογείου παρόλο που δεν αναγνωρίζονται εύκολα. Στην πραγματικότητα, η επίκλυση φαίνεται να είναι τόσο γενική με αποτέλεσμα να είναι δύσκολο στην Μεσόγειο να βρεθούν μέρη που να χαρακτηρίζονται από το αντίθετο φαινόμενο.

Η γενική εικόνα δείχνει ότι η περίοδος Αν. Τορτόνιο-Κατ. Μεσσήνιο ήταν κυρίως περίοδος διαφορικής κατακόρυφης μετακινήσεως τεμαχών. Η σχετική ανύψωση του βασικού επιπέδου διαβρώσεως μπορεί να εξηγήσει την θετική ακολουθία που σχηματίζουν τα ιζήματα αυτής της ηλικίας σε πολλές περιοχές. Αποδοχή αυτού του γεγονότος εξηγεί τις γενικές μεταβολές που παρατηρούνται κατά την ιζηματογένεση. Πρώτος ο DROOGER (1976) έδειξε ότι τα ιζήματα του Τορτονίου είναι κυρίως λεπτομερή κλαστικά, ενώ μεγάλα ποσά αργίλλου και μερικοί βιοκλαστικοί ασβεστόλιθοι βρίσκονται κατά τόπους συγκεντρωμένοι. Αυτού του είδους τα ιζήματα μπορεί να υπονοούν αρκετά χαμηλό ανάγλυφο. Η σχετική ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης κατά το Αν. Τορτόνιο-Κατ. Μεσσήνιο επιδείνωσε αυτήν την κατάσταση. Η ανύψωση του βασικού επιπέδου διαβρώσεως προκάλεσε την μείωση εισροής κλαστικού υλικού και την αλλαγή από κλαστική σε ανθρακική ιζηματογένεση.

Αυτή η επίκλυση βρίσκεται σε αντίθεση με την απόσυρση της θάλασσας κατά το Μεσσήνιο, η οποία οφείλεται στην ευστατική πτώση της θαλάσσιας στάθμης. Η τελευταία φαίνεται πως ακολούθησε την φάση επικλύσεως της προηγούμενης περιόδου.

Όσον αφορά στο κλίμα, σύμφωνα με τον BENDA (1973) και τους ΓΕΩΡΓΙΑΔΟΥ-ΔΙΚΑΙΟΥΛΙΑ & ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ (1990), η πιο σημαντική μεταβολή αυτού έγινε κατά το Σερραβάλλιο-Τορτόνιο. Εκείνη την περίοδο το κλίμα της Μεσογείου έγινε ψυχρότερο και ξηρότερο. Σύμφωνα με τον BENDA, αυτές οι κλιματικές συνθήκες παρέμειναν σταθερές μέχρι το Πλειόκαινο, όπου μία άλλη μεταβολή σε πιο υγρές συνθήκες έλαβε χώρα.

Εκτός Μεσογείου, ένα γενικό ψύχος και η ανάπτυξη πολικών παγετώνων από το Μειόκαινο μέχρι σήμερα επιβεβαιώνεται από δεδομένα σταθερών

ισοτόπων (BOERSMA & SHACKLETON, 1977; LETOLLE *et al.*, 1979; KEIGWIN, 1979; KENNETT *et al.*, 1979). Ιδιαίτερα στο Αν. Μειόκαινο παρατηρείται η πιο ψυχρή περίοδος.

Αντίθετα οι CITA & RYAN (1979) αναφέρουν μία αναθέρμανση στο Κατώτερο Μεσσήνιο. Σύμφωνα με τα δεδομένα τους, αυτή η αναθέρμανση ακολουθήθηκε από μία φάση ψυχρότητας η οποία μπορεί να συσχετιστεί με την έναρξη της εξατμίσσεως στην Μεσόγειο. Εξαιτίας του γεωγραφικού σχήματος και της θέσης της Μεσογείου είναι προφανές ότι αυτή η φάση ψυχρότητας επηρέασε συγκριτικά λιγότερο την Μεσόγειο από ότι τις υδάτινες μάζες του Ατλαντικού.

ΧΑΡΤΗΣ ΤΩΝ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η σύνταξη του χάρτη των ενεργών ρηγμάτων της περιοχής της Κρήτης ανατέθηκε από τον Οργανισμό Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας ως ερευνητικό πρόγραμμα στους δυο φορείς κατά το ήμισυ, δηλαδή στο Πανεπιστήμιο Αθηνών με υπεύθυνο τον καθηγητή κ. Μιχ. Δερμιτζάκη και στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο με υπεύθυνο τον καθηγητή κ. Νικόλαο Φυτρολάκη.

Πρέπει να σημειωθεί ότι παρά τις οδηγίες του ΟΑΣΠ να συνταχθεί ο χάρτης μόνο με βάση τα βιβλιογραφικά στοιχεία, εντούτοις πραγματοποιήθηκαν το θέρος 1994 και 1995 πολυήμερες ερευνητικές περιοδείες κυρίως σε περιοχές που διανοίχθηκαν νέοι δρόμοι ή γενικά έγιναν εκσκαφές μετά τις παλαιότερες έρευνές μας.

Στην έρευνα στο ύπαιθρο χρησιμοποιήθηκαν οι υφιστάμενοι γεωλογικοί χάρτες 1:50.000 του ΙΓΜΕ, η υπάρχουσα βιβλιογραφία και τοπογραφικοί χάρτες κλίμακας 1:250.000 και 1:50.000 της ΓΥΣ.

Η έρευνα στο ύπαιθρο είχε ως αποτέλεσμα να διευκρινισθούν ή και να επιβεβαιωθούν ορισμένες τεκτονικές συνθήκες για τις οποίες υπήρχαν κάποιες αμφιβολίες. Στα πλαίσια αυτού του ερευνητικού προγράμματος πραγματοποιήθηκε από τον Καθηγητή κ. Ν. Φυτρολάκη μια διάλεξη τον Αύγουστο του 1994 στο χωριό Ζήρος και μια ραδιοφωνική εκπομπή στο ραδιοφωνικό σταθμό «Ράδιο Σητεία» που καλύπτει την Ανατολική Κρήτη τον Ιούλιο του 1995. Και στις δύο περιπτώσεις αναπτύχθηκε το θέμα της γέννησης των σεισμών και η φύση των ενεργών ρηγμάτων.

Σ' όλη την Κρήτη που πραγματοποιήσαμε ερευνητικές περιοδείες προσπαθήσαμε να συλλέξουμε πληροφορίες κυρίως από γέροντες για το κατά πόσο θυμούνται ή άκουσαν από τους γονείς τους περιπτώσεις κατά τις οποίες «η γη σχίστηκε ή άνοιξε» κατά την διάρκεια κάποιας σεισμικής δόνησης. Στο ερώτημα αυτό ουδεμία θετική απάντηση είχαμε.

Παρ' όλες τις παρατηρήσεις, στις περισσότερες περιπτώσεις των πολυάριθμων ρηγμάτων της περιοχής Κρήτης δεν μπορεί κανείς να είναι κατηγορηματικός για την ενεργό φύση αυτών.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Για τη νεοτεκτονική δομή και τη σεισμικότητα της Κρήτης έχουν δημοσιευθεί πολλές επιστημονικές εργασίες που αναφέρονται αποκλειστικά ή

επιμεριστικά στα επιστημονικά αυτά αντικείμενα. Ήδη αναφέρθηκαν πιο πάνω στο κεφάλαιο της τεκτονικής εξέλιξης πολλές επιστημονικές δημοσιεύσεις που περιέχουν και πολλά στοιχεία της νεοτεκτονικής εξέλιξης.

Ειδικά για ενεργά ρήγματα με την έννοια που τους αποδίδει κάθε συγγραφέας υπάρχουν σποραδικά εδώ και εκεί στα κεφάλαια της Νεοτεκτονικής ή της Σεισμικότητας. Λόγω του επεξηγηματικού και συνοδευτικού χαρακτήρα του παρόντος φυλλαδίου κρίνουμε ότι δεν υπάρχει λόγος να αναφερθούμε ξανά και πιά αναλυτικά στις απόψεις κάθε συγγραφέα. Ο αναγνώστης μπορεί να ενημερωθεί για τη βιβλιογραφία τόσο από αναφορές που σημειώνονται στο κείμενό μας, όσο και από το σχετικό βιβλιογραφικό πίνακα στο τέλος του τεύχους.

Εδώ μπορεί να αναφερθούν μόνο σχετικοί χάρτες και δημοσιεύματα που χρησιμοποιήθηκαν ως υπόβαθρο ή ως βασικό πληροφοριακό υλικό για τη σύνταξη του χάρτη των «ενεργών» ρηγμάτων της περιοχής της Κρήτης. Έτσι χρησιμοποιήθηκε ως υπόβαθρο ο τοπογραφικός χάρτης 1:250.000 της Γ.Υ.Σ. χωρίς τις ισοϋψείς καμπύλες γενικά και τις ισοβαθείς καμπύλες (400, 600, 1000, 2000 και 3000) και μετά από τροποποίηση τοπωνυμίων από καθαρεύουσα στη δημοτική.

Για γεωλογικά στοιχεία χρησιμοποιήθηκαν οι γεωλογικοί χάρτες του Ι.Γ.Μ.Ε. (CREUTZBURG N. et al. 1977, Γεωλογικός Χάρτης 1:200.000, Γεωλογικοί Χάρτες 1:50.000 Σητεία, Κάτω Χωριό, Αγ. Νικόλαος, Ιεράπετρα, Μοχός, Αχεντριάς, Αντισκάρι, Τυμπάκι, Μελαμπερ-Πέραμα, Σελλιό, Ρέθυμνο, Χανιά, Αλικιανού, Πλατανιάς, Καστέλλι και ο Σεισμοτεκτονικός Χάρτης 1:500.000, έκδοσης 1989), Φυτρολάκης Ν. 1980 (διατριβή υφηγεσίας), Δρακόπουλος, Ι. κ.α. 1982 (σεισμοτεκτονικός χάρτης), Μουρτζάς, Ν. 1990 (διδακτορική διατριβή).

Πέραν των βιβλιογραφικών στοιχείων η εμπειρία μας από τις κατά διαστήματα εργασίες μας στο ύπαιθρο συνέβαλε ουσιαστικά στη σύνταξη του χάρτη των «ενεργών ρηγμάτων» της περιοχής της Κρήτης.

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Σύμφωνα με το από 8-7-92, αριθμ.πρωτ. 975 έγγραφο του ΟΑΣΠ και με τη σχετική ισχύουσα σύμβαση οι γεωλογικοί σχηματισμοί θα διακριθούν α) στους Αλπικούς και Προαλπικούς, β) στους Μολασσικούς, γ) στα Ιζήματα Ανω Μαιοκαίνου-Πλειοκαίνου και δ) Τεταρτογενή Ιζήματα.

1. ΠΡΟΟΡΟΓΕΝΕΤΙΚΕΣ ΑΚΟΛΟΥΘΙΕΣ (ΑΛΠΙΚΟΙ ΚΑΙ ΠΡΟΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ)

Οι αλπικοί και προαλπικοί σχηματισμοί καλύπτουν σε πολύ μεγαλύτερο ποσοστό την επιφάνεια του νησιού σε σχέση με τους μεταλπικούς σχηματισμούς. Πρόκειται κυρίως για ανθρακικά πετρώματα (ασβεστόλιθοι, δολομίτες και μάρμαρα) φυλλίτες, χαλαζίτες και αργιλικούς σχιστόλιθους.

Στα πετρώματα αυτά τα ρήγματα διακρίνονται με σαφήνεια και στις κατοπτρικές τους επιφάνειες διατηρούνται συνήθως οι γραμμώσεις προστριβής και τα άλλα κινηματικά χαρακτηριστικά. Το μειονέκτημά τους είναι ότι τα πετρώματα αυτά δεν παρέχουν στοιχεία για τον καθορισμό της ηλικίας του ρήγματος και της νεοτεκτονικής εξέλιξης.

Σ' όλους τους γεωλογικούς ή τεκτονικούς χάρτες παρατηρεί κανείς ότι σημειώνεται πολύ μεγαλύτερος αριθμός ρηγμάτων στις περιοχές, οι οποίες καλύπτονται από ανθρακικά πετρώματα από άλλες που καλύπτονται από μάρμες, αργίλους και σχιστόλιθους.

Τα κυριώτερα κριτήρια που χρησιμοποιήσαμε για την αναγνώριση της φύσης των ρηγμάτων τα οποία διασχίζουν αλπικά ανθρακικά ή άλλα πετρώματα είναι η διεύθυνση, η κλίση, η διεύθυνση κίνησης και το μήκος και βέβαια εκεί όπου τα στοιχεία αυτά ήσαν ευδιάκριτα.

Από τεχνικογεωλογικής πλευράς οι μεταλπικοί σχηματισμοί πρέπει να διακριθούν στις ακόλουθες κατηγορίες:

α. Τα σχετικά αυτόχθονα ανθρακικά πετρώματα της ενότητας Κρήτης-Μάνης (ή Πλακώδεις ασβεστόλιθοι), τα οποία παρουσιάζουν την καλύτερη μηχανική συμπεριφορά και τη μεγαλύτερη ταχύτητα των επιμήκων σεισμικών κυμάτων (P) 3.500-4.500 m/sec.

β. Τα αλλόχθονα ανθρακικά πετρώματα (ασβεστόλιθοι των ενοτήτων Τριπόλεως, Τρυπαλίου, Πίνδου-Μαγγασά) είναι έντονα τεκτονισμένα (κατακερματισμένα με ζώνες μυλωνιτίωσης) και καρστικοποιημένα. Τα μηχανικά τους χαρακτηριστικά είναι ποιοτικά υποβαθμισμένα σε σχέση με τα ανθρακικά πετρώματα της προηγούμενης κατηγορίας.

γ. Οι αλλόχθονοι οφιόλιθοι, γρανίτες και αμφιβολίτες είναι επίσης έντονα τεκτονισμένοι και οι τιμές της μηχανικής τους αντοχής (σε φορτία) είναι

χαμηλότερες από τις αντίστοιχες τιμές που αναφέρονται στη βιβλιογραφία για ανάλογα αυτόχθονα πετρώματα.

δ. Φυλλίτες-χαλαζίτες και λοιπά κρυσταλλοσχιστώδη: Πρόκειται για μια αλλόχθονη ενότητα που χαρακτηρίζεται από πλήθος ρηγμάτων διάτμησης. Συχνά παρουσιάζει έντονα κατολισθητικά φαινόμενα. Γενικά παρουσιάζουν μεγάλο πάχος και αποτελούν καλό «έδαφος» θεμελίωσης και πάντως καλύτερο από το φλύσχη.

ε. Φλύσχης: Στην Κρήτη υπερτερεί γενικά ο αργιλικός φλύσχης με όλες τις γνωστές επιπτώσεις στην κατασκευή τεχνικών έργων.

Στο Σεισμοτεκτονικό Χάρτη του ΙΓΜΕ (1989) ο φλύσχης εντάσσεται στην ομάδα III με ταχύτητα των επιμήκων σεισμικών κυμάτων 1800-3500 m/sec, ενώ οι φυλλίτες-χαλαζίτες-κρυσταλλοσχιστώδη στην ομάδα V με ταχύτητα $E=4300-6000$ m/sec.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟΥ

Η σειρά αυτή των στρωμάτων αποτελείται κυρίως από χονδροκλαστικά ιζήματα κροκαλοπαγών, λατυποπαγών, ψαμμιτών και σε πολύ μικρό ποσοστό μαργών. Συνήθως οι λατύπες και οι κροκάλες είναι συνδεδεμένες με ασβεστιτικό υλικό ή και με μαργαϊκό.

Τα χονδροκλαστικά αυτά στρώματα διασχίζονται από διακλάσεις και μικρορήγματα συνήθως δύο συστημάτων σχεδόν κάθετων μεταξύ τους και περίπου κάθετων προς τα επίπεδα στρώσεως. Έτσι χωρίζονται σε ορθογώνιους ογκόλιθους ανάλογα με το πάχος των στρωμάτων. Σε πολλές περιπτώσεις οι κροκάλες και οι λατύπες είναι μεταξύ τους ισχυρά συγκολλημένες και σχηματίζουν πάγκους έως παχειά στρώματα, η δε αντοχή τους σε κατακόρυφα φορτία είναι πολύ μεγάλη (π.χ. Πρίνα). Το μειονέκτημά τους είναι ότι σε περίπτωση σεισμικής δόνησης οι «ορθογώνιοι» ογκόλιθοι μπορεί να κινηθούν ανεξάρτητα ο ένας από τον άλλο με αποτέλεσμα να καταπονηθεί ανομοιόμορφα ενδεχόμενη κατασκευή.

Η μηχανική συμπεριφορά των χονδροκλαστικών σχηματισμών του Μειοκαίνου εξαρτάται από το ποσοστό με το οποίο συμμετέχουν οι μάργες και άργιλοι ως συγκολλητικό υλικό ή ως παρεμβαλόμενες στρώσεις. Ανάλογους σχηματισμούς ο Σεισμοτεκτονικός Χάρτης 1:500.000 του ΙΓΜΕ εντάσσει στην

ομάδα III η οποία χαρακτηρίζεται από πυκνότητα $(P)=2,2-2,7 \text{ gr/cm}^3$ και ταχύτητα επιμήκων σεισμικών κυμάτων $(P)=1800-3500 \text{ m/sec}$. Το πάχος των σχηματισμών αυτών ποικίλλει ανάλογα με την περιοχή και περιορίζεται σε μερικές δεκάδες μέτρα.

3. ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΑΝΩΤΕΡΟΥ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟΥ-ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟΥ

Οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούνται κυρίως από μάργες, αργίλους και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους και καλύπτουν μεγαλύτερες εκτάσεις από τους προηγούμενους χονδροκλαστικούς σχηματισμούς του Μειόκαινου. Το πάχος τους κυμαίνεται από μερικές δεκάδες έως μερικές εκατοντάδες μέτρα. Γενικά το πάχος αυξάνει από τα περιθώρια προς το εσωτερικό των λεκανών ιζηματογένεσης.

Η μηχανική συμπεριφορά των μαργών και των αργίλων σε σχέση με εκείνη των χονδροκλαστικών σχηματισμών παρουσιάζει τιμές μηχανικών παραμέτρων κατώτερης ποιότητας. Έτσι παρουσιάζουν μικρότερη διατμητική αντοχή, μεγαλύτερη συμπίεστικότητα, μικρότερη γωνία εσωτερικής τριβής και μεγαλύτερη ευαισθησία σε κατολίσθηση. Οι μάργες υπερτερούν ποιοτικά των αργίλων. Όταν η θεμελίωση κατασκευών γίνει σε μη αποσαθρωμένα στρώματα (αφού αφαιρεθεί όλο το επιφανειακό αποσαθρωμένο και ημιαποσαθρωμένο κάλυμμα) και εφαρμοστεί ο υφιστάμενος αντισεισμικός κανονισμός δεν υπάρχει ιδιαίτερος κίνδυνος. Οι κατασκευές κινδυνεύουν όταν βρίσκονται σε κάποια πλαγιά ή κοντά σ' αυτή διότι στις περιπτώσεις αυτές υπάρχει αυξημένος κίνδυνος κατολίσθησης.

Οι γεωλογικοί αυτοί σχηματισμοί εντάσσονται επίσης στην Ομάδα III του Σεισμοτεκτονικού Χάρτη του ΙΓΜΕ με τις ίδιες τιμές πυκνότητας και ταχύτητας σεισμικών κυμάτων.

4. ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούνται από κλαστικά υλικά μεσαίου μεγέθους και λιγότερο από ερυθροπηλούς και ψαμμίτες. Οι ψαμμίτες είναι κυρίως αιολιανίτες και περιορίζονται σε στενές ζώνες των παράκτιων περιοχών. Και τα μεσοκλαστικά κροκαλοπαγή θαλάσσιας προέλευσης περιορίζονται σε παράκτιες περιοχές. Συμπεριφέρονται ως βραχώδες έως ημιβραχώδες υλικό. Το πάχος τους περιορίζεται συνήθως στα 1-10μ. Πολλές φορές σχηματίζουν οριζόντιους ή

σχεδόν οριζόντιους πάγκους (τράπεζες) πάνω σε μάργες και αργίλους του Πλειοκαίνου.

Στις περιπτώσεις αυτές πρέπει να αποφεύγεται η θεμελίωση πάνω σε τράπεζες μικρού πάχους διότι υπάρχει κίνδυνος θραύσης σε σεισμική δόνηση. Επίσης πρέπει να διερευνάται η επίδραση των νερών της βροχής που διεισδύουν στις διακλάσεις των πάγκων και φθάνουν μέχρι την επιφάνεια των μαργών ή αργίλων τις οποίες διαποτίζουν με κίνδυνο να προκληθούν ολισθητικές μικροκινήσεις των υπερκειμένων πάγκων.

Οι ποτάμιες αποθέσεις σχηματίζουν ανάλογες με τις προηγούμενες τράπεζες. Σχηματίζουν όμως και πιο λεπτοκοκκώδη στρώματα.

Τα ριπίδια που περιορίζονται στις εξόδους των χειμάρρων παρουσιάζουν μεγάλο πάχος στην κεντρική περιοχή του ριπιδίου όταν έχουν σχηματισθεί από μεγάλο χείμαρρο. Εδώ πρέπει να αναφερθούν και τα συγκολλημένα πλευρικά κορήματα.

Λόγω της περιορισμένης έκτασής τους οι σχηματισμοί αυτοί δεν παρουσιάζουν ιδιαίτερα προβλήματα.

Οι σχηματισμοί αυτοί εντάσσονται στην ομάδα II του Σεισμοτεκτονικού χάρτη του ΙΓΜΕ που χαρακτηρίζονται από πυκνότητα=2,0-2,5 gr/cm³ και ταχύτητα επιμήκων σεισμικών κυμάτων=1300-2000 m/sec.

5. ΑΛΛΟΥΒΙΑΚΕΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ

Πρόκειται για πρόσφατες αποθέσεις που μπορεί να είναι χάλικες, άμμοι (διαφόρων μεγεθών), άργιλοι και πηλοί ή και μείγματα από τα υλικά αυτά. Λόγω της πρόσφατης ηλικίας τους βρίσκονται σε χαλαρή κατάσταση. Οι σχηματισμοί αυτοί καλύπτουν ομαλές κοιλάδες με πολύ μικρή κλίση, πεδινές εκτάσεις με χαμηλό υψόμετρο σε σχέση με την περιβάλλουσα περιοχή και παράκτιες χαμηλές εκτάσεις. Εκτός από τα υλικά αυτά σημειώνεται και η συσσώρευση πλευρικών κορημάτων στα χαμηλότερα τμήματα της κάθε πλαγιάς. Το πάχος τους κυμαίνεται από 2μ. έως και μερικές δεκάδες μέτρα.

Το μεγαλύτερο πάχος εκτιμάται ότι παρουσιάζουν οι σχηματισμοί στα κλειστά οροπέδια (Ομαλού, Νίδας Λασηθίου, Ζήρου), στην πεδινή έκταση Καστελλίου Ηρακλείου, στην πεδιάδα Μεσσαράς, Χανίων στην ανατολική λωρίδα του στενού της Ιεράπετρας και στην πεδινή έκταση της Σητείας.

Η μηχανική συμπεριφορά των αποθέσεων αυτών είναι ποιοτικά κατώτερη από τις προηγούμενες κατηγορίες, ιδιαίτερα λόγω της χαλαρότητας και της έλλειψης προφόρτισης που τις χαρακτηρίζει.

Στο Σεισμοτεκτονικό χάρτη 1:500.000 του ΙΓΜΕ (1989) εντάσσονται οι αποθέσεις αυτές στην ομάδα I και σημειώνεται ότι έχουν πυκνότητα (ρ)=1,8-2,0 gr/cm³ και η ταχύτητα των επιμήκων σεισμικών κυμάτων (P)=300-1400 m/sec.

ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

Ενεργά ρήγματα:

Σύμφωνα με τις οδηγίες του Ο.Α.Σ.Π. πρέπει να διακρίνουμε τα ρήγματα σε: α) Σεισμικά ρήγματα εκείνα τα οποία αποδεδειγμένα συνδέονται με συγκεκριμένους σεισμούς, β) Γεωλογικά ενεργά ρήγματα εκείνα τα οποία μπορούν να χαρακτηρισθούν ως ενεργά με γεωλογικά και γεωμορφολογικά κριτήρια και με κύριο στοιχείο διάκρισης ότι έχουν ενεργοποιηθεί τα τελευταία 100.000 χρόνια (Ανω Πλειστόκαινο-Ολόκαινο) και γ) Ρήγματα για τα οποία δεν υπάρχουν στοιχεία ότι έχουν ενεργοποιηθεί τα τελευταία 100.000 χρόνια.

Πέρα από τις διακρίσεις αυτές των οδηγιών έχουμε διακρίνει στο χάρτη των Ενεργών Ρηγμάτων της Κρήτης και τα «πιθανά ενεργά ρήγματα» τα οποία έχουν μεγάλο μήκος και χαρακτηρίζονται από το γεγονός ότι στην περιοχή τους σημειώνονται επίκεντρα σεισμών.

α. Σεισμικά ρήγματα.

Για ρήγματα τα οποία συνδέονται αποδεδειγμένα με συγκεκριμένους σεισμούς δεν υπάρχουν πληροφορίες. Παρά την αναζήτηση πληροφοριών για εμφάνιση ενδεχομένων διαρρήξεων του εδάφους κατά τη γένεση κάποιου σεισμού δεν προέκυψε κανένα στοιχείο που να οδηγεί σε σχετικό συμπέρασμα.

Γενικά πιστεύουμε ότι αν δεν εμφανιστούν επιφανειακές διαρρήξεις με κινήσεις παράλληλα προς το ίχνος κάποιου ρήματος δεν μπορεί κανείς να θεωρήσει το ρήγμα αυτό υπεύθυνο για το συγκεκριμένο επίκεντρο. Κατά την άποψή μας όλα τα μεγάλα μετανεογενή ρήγματα πρέπει να θεωρούνται ως πιθανά ενεργά έως μελλοντικά ενεργά διότι, η αποδεδειγμένη πλέον με δορυφορικές μετρήσεις κίνηση της λιθόσφαιρας της Κρήτης κατά 2,5 έως 3 εκατ. το χρόνο προς ΝΔ έως Ν είναι αυτονόητο ότι επιδρά αθροιστικά και ενεργοποιεί κάποια από τα υφιστάμενα ρήγματα και δημιουργεί και νέα ρήγματα.

Ακόμη πιστεύουμε ότι όταν πρόκειται για μεγάλου μήκους ρήγματα πρέπει να μιλούμε για ρηξηγενείς ή ρηγματογενείς ζώνες (Fytrolakis, N., 1980) και έτσι χαρακτηρίζουμε όλα τα μεγάλα ρήγματα που οριοθετούν τις νεογενείς και μετανεογενείς λεκάνες με τις κύριες τεκτονικές εξάρσεις (τεκτονικά τεμάχη)

της Κρήτης (Λευκών Ορέων, Κέδρου, Ταλλαίων Ορέων, Αστερουσίων Ορέων, Ψηλορείτη, Λασιθιώτικων και Σητειακών Ορέων). Αυτό δεν σημαίνει ότι αποκλείονται της πιθανότητας ενεργοποίησης και ορισμένες άλλες ρηγματογενείς ζώνες οι οποίες διασχίζουν εσωτερικά τις τεκτονικές εξάρσεις παράλληλα ή διαγώνια προς τις ρηγματογενείς ζώνες των κρασπέδων τους.

Καθεμιά λοιπόν από τις τεκτονικές εξάρσεις (τεκτονικά τεμάχη) περιβάλλεται τόσο στα βόρεια και νότιά της όσο και στα δυτικά και ανατολικά της από ρηξηγενείς ζώνες που σχημάτισαν αντίστοιχες νεογενείς και μετανεογενείς τεκτονικές τάφρους (Fytrolakis, N. 1980, Delibasis N.-Drakopoulos, J. et al. 1981 και Drakopoulos, J.-Fytrolakis N. et al. 1982). Στον παρόντα χάρτη «Ενεργών Ρηγμάτων της Ευρύτερης Περιοχής της Κρήτης» διακρίνονται οι ρηγματογενείς ζώνες και οι νεογενείς-μετανεογενείς τεκτονικές τάφροι και οι τεκτονικές εξάρσεις με τους αντίστοιχους χρωματισμούς.

Πρέπει να σημειώσουμε ιδιαίτερα, ότι θεωρούμε πιο ορθό να χαρακτηρίζουμε ως ενεργό μια τεκτονική τάφρο ή μια ρηγματογενή ζώνη και όχι ένα ρήγμα της τάφρου διότι δεν μπορούμε ποτέ να πούμε με απόλυτη βεβαιότητα πιο ακριβώς από τα ρήγματα της τάφρου ή και της εξάρσης είναι υπεύθυνο για κάποιο σεισμό αφού έχουμε πολλά (παράλληλα) ρήγματα σε μια τάφρο που δεν εμφανίζονται στην επιφάνεια. Και ακόμη δεν μπορούμε να είμαστε βέβαιοι ότι «το επίπεδο» του κύριου ρήματος που διακρίνουμε στην επιφάνεια προχωρεί σε μεγάλο βάθος με την ίδια πάντα κλίση. Ετσι για παράδειγμα θεωρούμε ορθότερο να πούμε ότι «η τεκτονική τάφρος της Ιεράπετρας είναι σεισμικά ενεργός» παρά να πούμε ότι «το ανατολικό ρήγμα της Ιεράπετρας είναι σεισμικά ενεργό».

Με το σκεπτικό αυτό μπορούμε να χαρακτηρίσουμε ως σεισμικά ενεργές ορισμένες νεοτεκτονικές ενότητες όπως οι τεκτονικές τάφροι Ιεράπετρας, Ηρακλείου και Μεσσάρας και οι προεκτάσεις τους στη θάλασσα, οι νότιες και οι δυτικές υπώρειες του τεκτονικού τεμάχους των Λευκών Ορέων και τα συνορεύοντα εκεί νεογενή και μετανεογενή χερσαία και θαλάσσια τεκτονικά βυθίσματα, οι βόρειες και ανατολικές υπώρειες της τεκτονικής εξάρσης της Γαύδου, το ανατολικό κράσπεδο της ανατολικότερης εξάρσης «Ζήρου Σητείας», κ.α.

β) Γεωλογικά ενεργά ρήγματα

Πρόκειται για κανονικά ρήγματα τα οποία δεν εντοπίζονται μόνο στα περιθώρια των νεογενών και μετανεογενών τεκτονικών τάφρων αλλά και στο εσωτερικό αυτών καθώς και στο εσωτερικό των τεκτονικών εξάρσεων. Τα

μεγαλύτερα σε μήκος και άλμα ρήγματα είναι εκείνα που παρατηρούνται στις υπώρειες των τεκτονικών εξάρσεων και κατ' επέκταση στα περιθώρια των τεκτονικών τάφρων.

Τα κριτήρια βάσει των οποίων χαρακτηρίστηκαν ως γεωλογικά ενεργά είναι κάποια ενδεχόμενη γεωμορφολογική διαφοροποίηση, η καλοδιατηρημένη και με σχετικά πρόσφατη όψη κατοπτρική επιφάνεια και κυρίως από το κατά πόσον επηρεάζει πλειστοκαινικές αποθέσεις σε κάποια ή κάποιες θέσεις της διαδρομής του.

Για το χαρακτηρισμό των ρηγμάτων αυτών χρησιμοποιήθηκαν επίσης και βιβλιογραφικά δεδομένα από: Φυτρολάκης ή Fytrolakis N. (1980), Σεισμοτεκτονικός Χάρτης ΙΓΜΕ 1:500.000 (1989), Μουρτζάς, Ν. (1990) και άλλες πηγές σε πολύ περιορισμένες περιπτώσεις.

γ. Ρήγματα πιθανόν ενεργά

Τα ρήγματα αυτά χαρακτηρίστηκαν στον παρόντα χάρτη ως «πιθανόν ενεργά» με κριτήριο το γεγονός ότι στην περιοχή τους σημειώνονται επίκεντρα σεισμών. Για το σχεδιασμό τους στις θέσεις που βρίσκονται χρησιμοποιήθηκαν βιβλιογραφικά δεδομένα από το βυθομετρικό χάρτη UNESCO, Δρακόπουλο Ι., Φυτρολάκη Ν. κ.α. (1982), Σεισμοτεκτονικό χάρτη ΙΓΜΕ, 1:500.000 (1989).

Επειδή τα περισσότερα σεισμικά επίκεντρα βρίσκονται στον περιβάλλοντα την Κρήτη θαλάσσιο χώρο είναι αυτονόητο ότι τα περισσότερα ρήγματα αυτής της κατηγορίας σημειώνονται στο θαλάσσιο χώρο.

δ. Λοιπά ρήγματα

Όλα τα άλλα ρήγματα που δεν ανήκουν στις κατηγορίες α, β και γ έχουν χαρακτηριστεί ως ρήγματα για τα οποία δεν υπάρχουν στοιχεία ενεργοποίησής τους τα τελευταία 100.000 χρόνια. Η σχεδιάσή τους στο χάρτη έγινε με βάσει γεωλογικά και γεωμορφολογικά κριτήρια καθώς και με προαναφερόμενες βιβλιογραφικές πηγές.

ε. Κατακόρυφο άλμα και βάθος των ρηγμάτων

Το κατακόρυφο άλμα των κυρίων ρηγμάτων δεν μπορεί να διαπιστωθεί στις περισσότερες περιπτώσεις, διότι το βυθισμένο τέμαχος είναι συνήθως καλυμμένο από νεότερα ιζήματα των οποίων το πάχος δεν γνωρίζουμε. Ένας άλλος παράγων

που μας εμποδίζει να υπολογίσουμε στις περιπτώσεις αυτές το κατακόρυφο άλμα είναι το γεγονός ότι δεν γνωρίζουμε αν στο βυθισμένο τέμαχος διατηρούνται (το πιο πιθανό) οι αλλόχθονες ενότητες και σε ποιο πάχος, οι οποίες συνήθως στο ανυψωμένο τέμαχος έχουν διαβρωθεί.

Το κατακόρυφο άλμα για τις ρηγματογενείς ζώνες που αποτελούνται από περισσότερα από ένα ρήγματα με κλιμακωτή διάταξη πρέπει να εκτιμάται ως το άθροισμα των επιμέρους αλμάτων όλων των μεταπτώσεων που συνιστούν τη ρηγματογενή ζώνη.

Λαμβάνοντας υπόψη αυτούς τους παράγοντες μπορεί κανείς να κάνει μια γενική εκτίμηση ότι το κατακόρυφο άλμα των ρηγματογενών ζωνών που αρχίζουν από το χείλος των τεκτονικών εξάρσεων και προχωρούν κλιμακωτά μέχρι και σε κάποια απόσταση από τους σημερινούς πρόποδες τους κυμαίνεται κατά μέσον όρο από 800μ. έως και 1500 και σε λίγες περιπτώσεις έως και 2.000μ. Αυτό βέβαια εξαρτάται και από την οριζόντια απόσταση από τον πόδα της εξάρσης. Το κατακόρυφο άλμα άλλων ρηγμάτων που βρίσκονται μέσα στις τεκτονικές εξάρσεις εκτιμάται ότι κυμαίνεται συνήθως μεταξύ 50μ. και 200μ. ενώ το άλμα των ρηγμάτων στο εσωτερικό των νεογενών λεκανών κυμαίνονται από 10 έως 100μ.

Το βάθος μέχρι το οποίο φθάνουν τα ρήγματα είναι ακόμη πιο δύσκολο να υπολογισθεί από ότι το κατακόρυφο άλμα. Και στην περίπτωση αυτή δεν γνωρίζουμε κατά πόσον η επιφάνεια του ρήγματος προχωρεί σε βάθος με την ίδια κλίση ή μεταβάλλει τη γωνία και τη διεύθυνση κλίσης.

Μόνο αν έχουμε σεισμική δράση η οποία καταγράφεται συνεχώς μπορεί να δώσει κάποιες τιμές βάθους της ρηγματογενούς ζώνης και όχι κάποιου μεμονωμένου ρήγματος.

2. ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών της περιοχής μπορούμε να κάνουμε τις παρακάτω διαπιστώσεις (Δρακόπουλος Ι.-Φυτρολάκης Ν. κ.α. 1982 και 1983).

Όλοι σχεδόν οι σεισμοί της Κρήτης είναι τεκτονικοί μεταπτωσιγενείς. Υπάρχουν περιπτώσεις, όπως αυτή των σεισμών της 10/10/1972 της Λεκάνης του Λασιθίου όπου έχουμε και εγκατακρημνισιγενείς σεισμούς. Αυτοί δημιουργούνται από υπόγειες καταπτώσεις στις καρστικές και πλούσιες σε κοιλάματα

ασβεστολιθικές μάζες του νησιού. Τέτοιου είδους σεισμοί όμως είναι μικροί ($M < 4.5$) και σπάνια προκαλούν βλάβες V βαθμού της κλίμακας Mercalli - Sieberg και είναι τελείως τοπικού χαρακτήρα.

Οι ελαστικές τάσεις που επικρατούν στην ευρύτερη περιοχή της Κρήτης είναι εφελκυστικές για τους επιφανειακούς σεισμούς (βάθος $h < 60$ Km), ενώ για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους ($h > 60$ Km) οι τάσεις είναι συμπιεστικές. Το πεδίο των εφελκυστικών τάσεων της περιοχής παρουσιάζει δυο κύριες διευθύνσεις κάθετες μεταξύ τους. Μια κατά τη διεύθυνση BA-NA και μια ΒΔ-ΝΑ.

Το είδος της διάρρηξης στους επιφανειακούς σεισμούς είναι κανονικό δηλαδή το ένα τέμαχος βυθίζεται ως προς το άλλο. Μόνο σε σεισμούς με βάθος μεγαλύτερο των 40Km υπάρχουν περιπτώσεις ανάστροφης διάρρηξης δηλαδή διάρρηξης όπου το ένα τέμαχος ανυψώνεται σε σχέση με το άλλο. Τέτοιου είδους διάρρηξη (ανάστροφη) παρουσιάζουν οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους με επικράτηση της κατακόρυφης συνιστώσας.

Από μετρήσεις που έχουν γίνει σε επιφάνειες ρηγμάτων στο ύπαιθρο στη διάρκεια της τεκτονικής έρευνας αλλά και από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών, παρατηρούμε ότι (α) στους επιφανειακούς σεισμούς έχουμε και οριζόντιες και κατακόρυφες κινήσεις, (β) οι μεγάλες ρηξηγενείς ζώνες που έχουν διαπιστωθεί τόσο στον ηπειρωτικό όσο και στο θαλάσσιο χώρο του νησιού είναι γεωλογικά ενεργές έως πιθανόν ενεργές. Στις κινήσεις αυτών των ζωνών οφείλονται οι έντονες ανοδικές και καθοδικές κινήσεις των τεκτονικών τεμαχών και η σεισμικότητα της περιοχής, (γ) τα κύρια ρήγματα στην Ανατολική Κρήτη που σχηματίστηκαν πριν από εκατοντάδες χιλιάδες έως 2 εκατ. χρόνια και συνεχίζουν να ενεργοποιούνται κατά καιρούς, παρουσιάζουν δεξιόστροφη κίνηση, ενώ στη Δυτική Κρήτη τόσο τα ρήγματα όσο και οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών δείχνουν αριστερόστροφες κινήσεις. Αυτό βέβαια δεν αποτελεί γενικό κανόνα και ισχύει μόνο για τις νεώτερες κινήσεις των ρηγμάτων. Δηλαδή σε μια επιφάνεια ρήγματος μπορεί κανείς να διακρίνει και άλλη παλαιότερη κίνηση με διαφορετική φορά.

3. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

Από την κατανομή των σεισμικών επικέντρων σεισμών $M > 4.5R$ των τελευταίων 93 χρόνων που με διαφορετικά σύμβολα για διαφορετικά βάθη και διαφορετικές διαστάσεις για διαφορετικά μεγέθη απεικονίζονται στο χάρτη των

ενεργών ρηγμάτων μπορούμε να παρατηρήσουμε (Δρακόπουλος Ι.-Φυτρολάκης Ν. 1982 και 1983).

- α) Τα περισσότερα επίκεντρα βρίσκονται στη θαλάσσια περιοχή νότια του νησιού και σ' όλο το μήκος του, όπου κυριαρχούν οι μεγάλες τεκτονικές τάφροι τόσο της Ανατολικής και Δυτικής Κρήτης όσο και νοτιότερα το τμήμα της μεγάλης ελληνικής τάφρου που συνεχίζει ανατολικά με την τάφρο του Πλινίου.
- β) Τα επίκεντρα που βρίσκονται πάνω στο νησί είναι σχετικά ολιγάριθμα με τους μεγαλύτερους σεισμούς κυρίως στα δύο άκρα του νησιού και στις τεκτονικές τάφρους της Μεσσάρας, Ηρακλείου και Ιεράπετρας.
- γ) Από την άποψη του βάθους των εστιών όπως φαίνεται και στο χάρτη η νότια και δυτική περιοχή χαρακτηρίζεται κυρίως από σεισμούς επιφανειακούς ($h < 60\text{km}$), ενώ στο βόρειο και κυρίως στο ανατολικό μέρος της περιοχής κυριαρχούν οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους ($h > 60\text{km}$).

Αν θέλαμε να συσχετίσουμε τις σεισμικές εστίες με τα ρήγματα της περιοχής που έχουν αποτυπωθεί στον κυρίως χάρτη, θα βλέπαμε ότι:

- α) Υπάρχει πολύ καλός συσχετισμός μεταξύ κατανομής επικέντρων και τεκτονικών στοιχείων σ' όλη τη νότια θαλάσσια περιοχή. Αυτό ενισχύει την άποψη ότι έχουμε να κάνουμε με σεισμικά έως πιθανά ενεργά ρήγματα με δυναμική κατάσταση αυξημένη και επόμενο είναι να αναμένεται ίδια συμπεριφορά και στο μέλλον. Στις περιοχές όπου έχουμε συνάντηση τέτοιων ρηγμάτων όπως π.χ. στα ανοιχτά της νοτιοδυτικής άκρης του νησιού, η δράση είναι ακόμα μεγαλύτερη μια και η δυναμική φόρτιση είναι αθροιστική.
- β) Στην ηπειρωτική περιοχή του νησιού όμως ο βαθμός συσχέτισης είναι σχετικά πολύ μικρότερος και παρ' όλο που το νησί είναι κατακερματισμένο από ρήγματα διαφόρων διευθύνσεων, τα ολιγάριθμα επίκεντρα εκτός από μερικές περιπτώσεις δεν μας επιτρέπουν λεπτομερειακές συσχετίσεις. Οι πιθανοί λόγοι για τη μη συσχέτιση των επιφανειακών σχηματισμών με τα επίκεντρα ή και η έλλειψη σεισμικής δραστηριότητας ακόμα, είναι:
 - (1) Τα ρήγματα αυτά ενδεχόμενα περιορίζονται στα ιζηματογενή στρώματα δηλαδή είναι αβαθή με αποτέλεσμα να μη μπορούν να συγκεντρώσουν ελαστικές τάσεις τόσες, ώστε να προκαλέσουν υπολογίσιμους σεισμούς. Σ' αυτή την περίπτωση οι σχετικά μικρές τάσεις εκτονώνονται είτε με μορφή μικρών σεισμών ή με φαινόμενα ερπυσμού. Σε μια τέτοια περίπτωση που προς το παρόν τουλάχιστον τα σεισμολογικά δεδομένα των τελευταίων 93 χρόνων αυτό δείχνουν, τα ρήγματα αυτά γενικά δεν θα έπρεπε να θεωρούνται επικίνδυνα. Η περίπτωση όμως της Κοζάνης και των Γρεβενών δεν

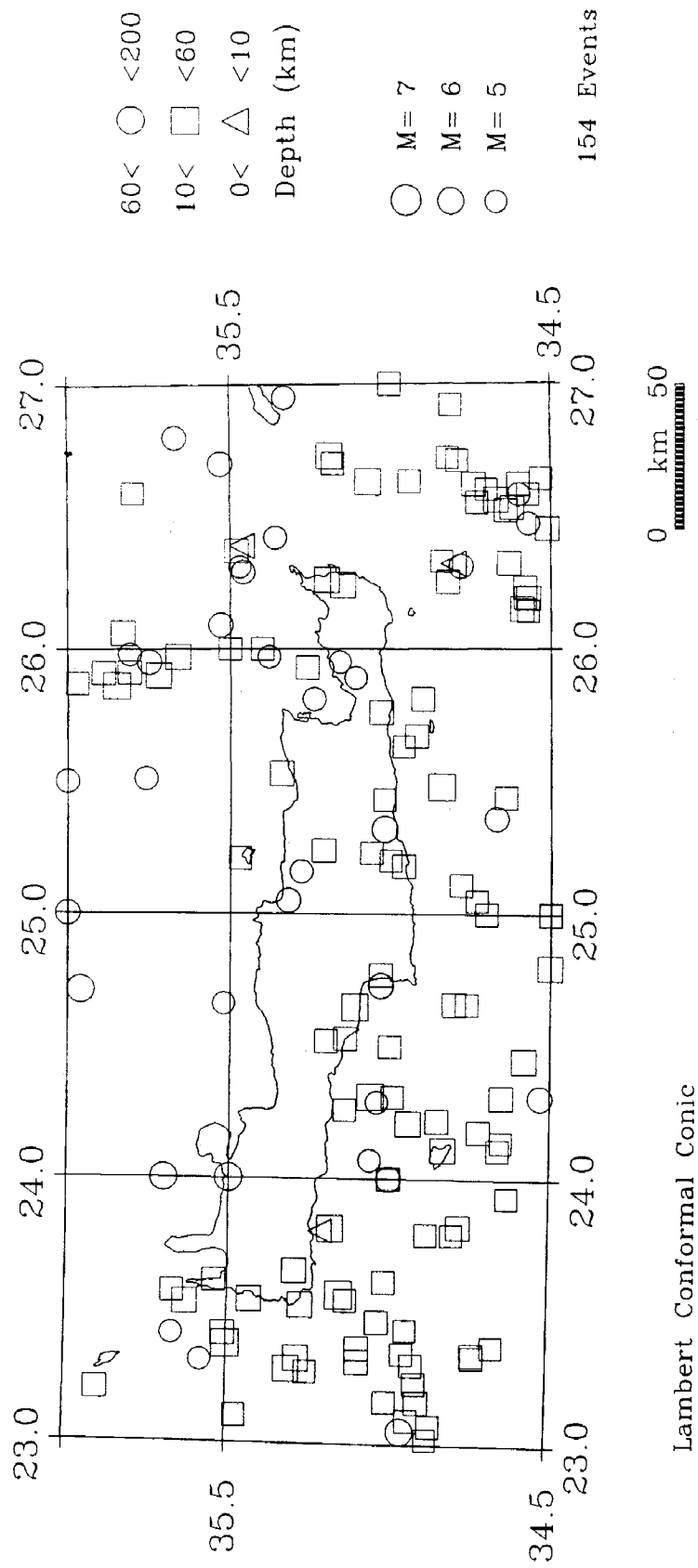
ΣΕΙΣΜΟΙ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΡΗΤΗΣ 1900-1993

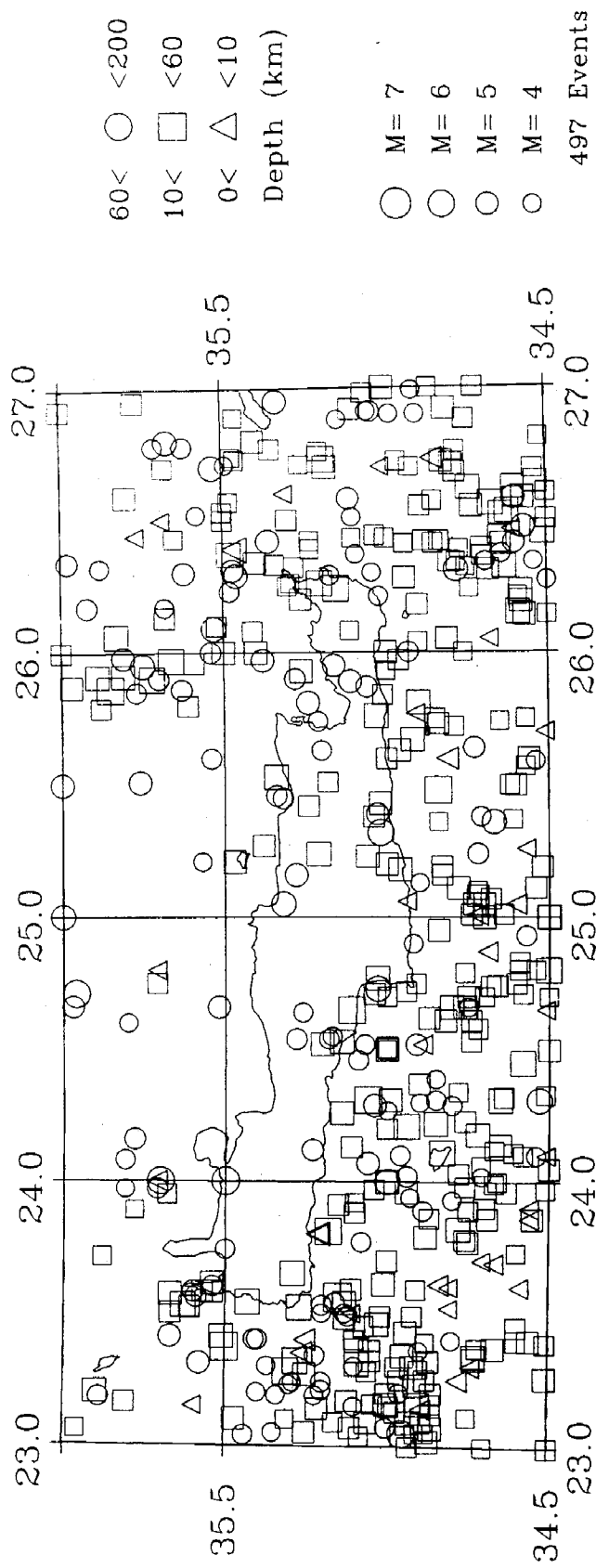
ΕΤΟΣ	ΗΜ/ΝΙΑ	ΩΡΑ	ΠΛΑΤΟΣ	ΜΗΚΟΣ	ΒΑΘΟΣ	ΠΗΓΗ	ΜΕΓΕΘΟΣ
1903	03 25	22 30 00.0	36.00	25.00	100	UNS	5.5
1908	05 17	12 30 42.0	35.50	24.00	120	UNS	6.4
1910	02 18	05 09 18.0	35.70	24.00	90	UNS	6.2
1913	07 06	07 05 48.0	35.90	23.20	15	UNS	5.3
1913	09 30	07 33 36.0	35.00	24.00	60	UNS	5.7
1915	06 24	05 20 36.0	35.00	24.00	36	UNS	5.2
1915	06 24	06 17 16.0	35.00	24.00	16	UNS	5.0
1920	07 21	14 29 42.5	35.32	25.05	123	14	5.6
1920	11 15	09 20 51.4	35.11	25.89	87	10	5.1
1922	04 20	10 22 10.0	36.00	25.50	150	UNS	5.2
1927	03 24	14 46 47.5	35.45	26.39	2	35	5.7
1929	01 23	11 14 28.5	35.20	24.52	28	42	5.2
1930	02 14	18 38 18.6	35.96	24.71	91	81	6.2
1930	03 06	08 21 47.0	34.78	26.31	101	29	5.5
1930	03 06	09 18 34.2	35.03	24.73	87	50	5.7
1930	06 25	21 25 30.0	35.20	23.80	8	UNS	5.4
1930	08 05	23 23 08.6	34.79	26.71	38	23	5.0
1932	06 29	18 33 45.2	35.53	26.70	155	24	5.6
1938	01 02	10 54 44.0	35.40	26.00	14	UNS	5.2
1938	05 12	22 09 43.9	35.15	26.24	23	58	5.8
1939	07 28	10 12 53.0	35.47	25.21	54	22	5.0
1939	07 28	16 06 10.6	35.06	25.23	10	14	5.0
1940	01 06	19 04 39.7	35.34	25.53	55	43	5.5
1940	02 29	16 07 47.5	34.84	25.48	43	77	6.1
1942	09 01	09 42 16.1	35.19	26.73	22	45	6.0
1943	06 27	10 05 42.4	35.14	24.26	32	31	5.1
1946	04 05	20 54 07.0	35.29	23.65	40	52	5.6
1947	03 21	23 00 04.2	34.92	23.30	21	40	5.1
1947	08 30	22 21 41.9	35.50	23.37	34	88	6.2
1948	03 06	20 12 59.1	35.26	25.93	48	41	5.2
1948	03 29	10 22 48.3	35.28	23.32	47	63	5.8
1948	10 10	17 43 10.5	35.43	23.54	43	62	5.6
1950	09 23	06 23 48.5	34.90	25.81	49	87	5.3
1951	08 20	22 51 54.7	35.06	24.07	62	74	5.1
1952	12 22	23 51 47.5	35.28	25.16	74	24	5.2
1952	12 31	14 48 52.8	35.75	25.95	80	102	5.5
1952	12 31	17 18 52.9	35.66	25.97	54	100	5.7
1953	02 07	22 31 13.2	34.83	24.11	33	138	5.7
1953	03 31	11 32 14.0	35.00	25.20	15	UNS	5.0
1954	08 11	08 30 16.0	35.00	24.50	15	UNS	5.1
1956	07 30	05 41 06.9	35.83	26.06	20	57	5.5
1956	07 30	05 47 22.3	35.81	25.98	120	ATB	5.1
1956	07 30	09 15 02.0	35.85	25.86	10	100	6.1
1956	07 30	09 21 18.4	35.81	25.91	10	ATB	5.3
1956	07 30	10 40 05.0	35.89	25.91	41	64	5.3
1956	09 06	11 46 43.4	35.72	25.90	37	76	5.7

1956	09	16	18	07	44.4	35.97	25.87	29	55	5.0
1956	10	29	06	59	00.0	35.50	26.00	15	UNS	5.0
1956	10	29	07	35	01.8	35.80	26.59	30	ATB	5.0
1959	05	14	06	36	59.3	35.11	24.65	23	200	6.1
1959	06	10	04	16	09.0	35.67	23.57	37	130	5.1
1959	09	16	05	13	58.0	35.03	25.76	55	85	5.5
1959	12	27	05	22	51.3	35.16	25.95	83	61	5.0
1960	10	01	05	30	46.1	35.38	25.97	77	79	5.1
1961	01	07	10	30	57.6	35.53	26.09	84	88	5.5
1961	08	27	22	08	51.9	35.67	23.41	60	99	5.0
1963	03	04	15	10	20.8	34.96	25.18	39	134	5.3
1964	04	08	14	12	28.5	35.04	24.29	64	119	5.1
1964	10	17	09	50	28.0	35.02	25.43	18	117	5.0
1964	12	31	16	18	02.2	35.76	25.51	89	110	5.2
1965	04	09	23	57	02.0	35.06	24.31	39	210	6.1
1965	04	27	14	09	05.6	35.63	23.53	37	182	5.5
1966	11	19	07	12	38.0	35.03	23.46	17	176	5.2
1968	08	15	02	29	43.1	35.18	26.70	48	159	5.1
1968	12	25	12	17	19.1	34.99	24.31	58	156	5.1
1969	12	01	20	18	03.8	34.85	24.22	35	136	5.3
1970	02	22	15	48	31.0	35.21	25.24	43	58	5.3
1972	01	12	13	51	20.0	35.01	23.61	46	149	5.1
1972	04	29	18	29	38.3	34.80	24.66	48	178	5.3
1972	05	04	21	39	57.2	35.15	23.56	13	332	6.4
1972	11	05	19	25	42.6	35.03	24.77	31	198	5.3
1973	11	29	10	57	44.3	35.18	23.81	37	309	5.9
1973	12	05	03	50	50.4	35.36	26.42	70	204	5.2
1973	12	24	20	22	46.6	34.76	24.66	48	113	5.1
1974	05	19	22	01	09.7	35.47	26.31	84	238	5.0
1975	09	22	00	44	56.4	35.20	26.26	55	312	5.7
1976	04	19	00	27	50.5	35.52	24.66	64	165	5.0
1976	06	25	07	01	08.0	35.09	23.31	33	94	5.4
1976	11	13	06	09	49.1	35.09	23.36	48	209	5.3
1977	08	18	09	27	40.7	35.27	23.52	47	331	5.7
1977	09	10	06	31	42.0	34.93	23.09	24	180	5.1
1977	09	11	23	19	19.0	34.95	23.05	76	411	6.2
1977	09	12	02	57	55.0	34.91	23.23	38	169	5.1
1977	09	14	18	49	05.0	34.86	23.07	19	176	5.1
1977	10	22	10	02	08.3	34.90	23.16	28	238	5.3
1978	01	28	03	29	37.1	34.88	23.79	45	212	5.1
1978	01	29	10	23	43.4	34.92	25.67	35	282	5.3
1979	05	18	15	09	05.4	34.94	23.43	55	163	5.0
1979	06	15	11	34	16.7	34.94	24.21	41	310	5.8
1979	07	23	11	41	55.1	35.48	26.37	36	341	5.4
1979	12	10	01	12	31.8	35.00	23.16	58	111	5.0
1980	03	04	05	12	34.7	35.47	23.10	51	201	5.0
1981	06	01	08	47	26.7	35.46	26.29	72	303	5.3
1981	09	13	23	25	27.3	34.78	25.11	29	303	5.1
1982	04	20	19	30	35.6	35.58	23.31	66	253	5.0
1983	02	05	14	07	28.6	35.25	23.27	57	119	5.0
1983	03	19	21	41	42.0	35.02	25.32	65	462	6.0

HISTORICAL EARTHQUAKES IN THE AREA OF CRETE ISLAND

YEAR	DATE	TIME	LAT	LON	DEPTH	MAG	AFFECTED AREA	I
-368	0	0	35.6	24.9	i	7.7	CRETE	X
-267	0	0	34.8	25.0	n	7.0	CRETE	IX
-255	0	0	34.7	25.2	n	6.8	CRETE	IX
55	0	0	35.8	25.0	i	7.2	CRETE	X
66	0	Noon	34.8	25.0	n	7.0	HERAKLIO-Levinaeo Iero	X
251	709	0	35.6	25.0	i	7.5	CRETE-Knossos	IX
365	721	0	34.7	26.0	n	8.2	GORTYNA-Voulismeni	XI
439	0	0	35.7	25.2	i	7.6	CRETE	X
448	0	0	34.8	24.8	n	7.0	CRETE-Gortyna	IX
796	407	Night	35.6	25.2	i	7.5	CRETE-Gortyna	VIII
1246	0	0	35.1	24.0	n	6.8	CHANIA	VIII
1306	0	0	35.0	25.2	n	6.5	HERAKLIO	VIII
1494	701	0	35.0	24.5	n	7.2	CRETE-Heraclio	IX
1508	529	21:	35.0	25.5	n	7.2	E.CRETE-Hierapetra	X
1595	1126	0	34.9	25.3	n	6.8	CRETE	IX
1604	0	0	34.9	24.9	n	6.8	CRETE-Heraclio	VIII
1612	1108	0	34.9	25.1	n	7.0	CRETE-Heraclio	VIII
1629	310	09:	35.0	23.7	n	7.0	CRETE	IX
1646	115	0	35.0	24.6	n	6.7	Rethymno	VII
1665	January	0	35.0	25.1	n	6.7	CRETE-Heraclio	VIII
1673	507	0	34.9	25.0	n	6.8	HERAKLIO	VIII
1681	110	0	34.9	24.8	n	7.0	CRETE-Heraclio	IX
1717	0	0	35.0	24.9	n	6.7	CRETE	IX
1780	October	0	34.9	25.8	n	7.0	Hierapetra	X
1805	703	040000	35.1	24.0	n	7.2	Chania	IX
1810	216	2215:	35.5	25.6	i	7.8	Heraklio	IX
1815	December	0	34.9	25.6	n	6.7	Hierapetra	IX
1846	328	17:	35.8	25.0	i	7.7	CRETE-Heraklio	VII
1856	1012	0245:	35.6	26.0	i	8.2	Heraklio	IX
1887	717	0745:	35.7	26.0	i	7.5	Heraklio	VII





0 km 50

Lambert Conformal Conic

επιτρέπουν να υποτιμούμε τον κίνδυνο να προκληθούν μελλοντικοί σεισμοί από ρήγματα που δεν τα θεωρούμε επικίνδυνα.

(2) Μια άλλη εξ' ίσου πιθανή εξήγηση τουλάχιστον για όσα από αυτά παρουσιάζουν δράση σε κοντινή απόσταση, είναι ότι πρέπει να λάβουμε υπόψη την ενδεχόμενη κλίση του ρήγματος ή ακόμη και την αβεβαιότητα στον υπολογισμό των επικέντρων που πολλές φορές είναι της τάξης πολλών χιλιομέτρων.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- ANGELIER, J., 1980: Neotectonique de l' arc Egeen. These de Doctorat d' Etat. Soc. Geol. Nord, Lille, 3, 418p.
- ANGELIER, J., LYBERIS, N., LE PICHON, X., BARRIER, E. & HUCHON, Ph., 1982: The tectonic development of the Hellenic Arc and the sea of Crete: a synthesis. Tectonophysics, 86, 159-196.
- BLACKMAN, J.D. & BRANIGAN, J., 1972: An archaeological survey on the south coast of Crete between Ayiofarango and Chrisostomos. Ann. Brit. Sch. Athens, 70, 17-36.
- BONNEFONT, J.Cl., 1971. La Crete - Etude morphologique. These Geogr., Paris, Univ. Lille III, 845p.
- BONNEFONT, J.Cl., 1977: La neotectonique et sa traduction dans le paysage geomorphologique de l' ile de Crete (Greece). Revue Geogr. phys. Geol. Dyn., (2), XIX, 1, 93-108.
- DELIBASIS, N.D. & DRAKOPOULOS, J.C., 1974: Focal mechanism of earthquakes in and around Crete island. (Report).
- DELIBASIS, N., DRAKOPOULOS, J., FYTROLAKIS, N., KATIKATSOS, G., MAKROPOULOS, K. & ZAMANI, A., 1982: Seismotectonic investigation of Crete island and the adjacent areas. Proc.Inter. Symp. on the Hell. Arc & Trench, I, 121-138.
- ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ, Μ., 1969: Γεωλογικά έρευνα επί του Νεογενούς της επαρχίας Ιεράπετρας νήσου Κρήτης. Ann.Geol. d. Pays Hell., 21, 6342-6484. Διατριβή επί διδακτορία, Αθήνα.
- ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ, Μ., 1972: Πλειστοκαινικά στρώματα και παλαιά γραμμαί ακτών εις την χερσόνησον της Γραμβούσης εν σχέσει προς τας συγχρόνους τεκτονικάς κινήσεις εφ' όλης της Κρήτης. Ann.Geol. d. Pays Hell., 24, 205-240.

- DERMITZAKIS, M.D., 1973a: The occurrences of Pleistocenic deposits in SE Sitia district (E Crete). Bull. Geol. Soc. Greece, 10, 180-222.
- DERMITZAKIS, M.D., 1973b: Recent tectonic movements and old strandlines along the coasts of Crete. Bull. Geol.Soc. Greece, X, 1, 48-64.
- ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, Γ., ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., ΔΕΛΗΜΠΑΣΗΣ, Ν., ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ, Κ., 1982-1983: Ο σεισμοτεκτονικός χάρτης της Κρήτης - Ανάπτυξη και επεξήγηση των περιεχομένων στοιχείων. Τεχν. Επιμελ. Ελλάδος, Αθήνα.
- FLEMMING, N.C., CZARTORYSKA, N.M.G. & HUNTER, P.M., 1973a: Archaeological evidence for vertical earth movements in the region of the Aegean Island Arc. In: Science Diving International, Proc. 3rd Symp. Sci., Commit., Cong. Mond. Activ. Subaq., Londres, 47-65.
- FLEMMING, N.C., RABAN, A. & GOETSCHER, C., 1978: Tectonic and eustatic changes on the Mediterranean coast of Israel in the last 9000 years. Progr. Underwater Sci., 3, 33-93.
- FLEMMING, N.C. & PIRAZZOLI, P.A., 1981: Archeologie des cotes de la Crete. Hist. Archeol. Dossiers, 50, 66-81.
- FLEMMING, N.C. & WEBB, C.O., 1986: Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10.000 years derived from archaeological data. Z. Geomorph., Suppl. Bd. 62, 1-29.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., 1980: Η γεωλογική δομή της Κρήτης - προβλήματα, παρατηρήσεις και συμπεράσματα (μεθ' ενός τεκτονικού χάρτου εκτός κειμένου). Διατρ. Υψηγείας. Εκδ. Εδρας Ορυκτολογίας-Πετρογραφίας-Γεωλογίας, Ε.Μ.Π., Αθήνα, 147σ.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., 1988: Γεωλογική έρευνα ορισμένων εμφανίσεων αιολικών ιζημάτων στην Κρήτη. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 18, 243-267.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν. & ΜΟΥΡΤΖΑΣ, Ν., 1988: Συμβολή στη γνώση των νεογενών και τεταρτογενών αποθέσεων δυτικά του χωριού Μύρτος (Ανατ. Κρήτης). Δελτ. Ελλην.Γεωλ. Εταιρ., 20, 2, 39-52.
- HOGREL, M.T., 1974: Contribution a l' etude de faunes quaternaires marines en Mediterranee orientale (Crete, Karpathos). These Doct., 3e cycle Geologie. Univ. d' Orleans, 134p.
- HUCHON, P., LYBERIS, N., ANGELIER, J., LE PICHON, X. & RENARD, V., 1982: Tectonics of the Hellenic Trench: A synthesis of Sea-Beam and submersible observations. Tectonophysics, 86, 69-112.
- LABOREL, J., PIRAZZOLI, P.A., THOMMERET, J. & THOMMERET, Y., 1979: Holocene raised shorelines in western Crete (Greece). Proc. of the Intern.Symp. «Coastal Evolution in the Quaternary» (1978, Sao Paolo), 475-

501.

- LE PICHON, X. & ANGELIER, J., 1979: The Hellenic Arc and Trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*. 60, 1-42.
- LEATHAM, J. & HOOD, S., 1959: Submarine exploration in Crete, 1955. *Ann.Brit.Sch. at Athens*, 53-54, 263-280.
- MERCIER, J., ANGELIER, J., DELIBASSIS, N., GERARD, P. & KERDILES, Y., 1974: Les deformations plio-quaternaires en extension en Crete meridionale (Ierapetra, Grece). *Comm. 2e reun. ann. Sciences de la Terre, Pont-a-Mousson*, 285p.
- MOURTZAS, N.D., 1988a. Neotectonic evolution of Messara's Gulf-Submerged archaeological constructions and use of the coast during the prehistoric and historic periods. In: Marinos P. & G.Koukis (Eds). *The Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites*, Balkema, 1565-1573.
- MOURTZAS, N.D., 1988b: Archaeological constructions as indicators of the sea-level during the last 2000 years in the area of Ierapetra (SE Crete, Greece). In: Marinos P. & Koukis, G. (Eds). *The Engineering Geology of Ancient Works. Monuments and Historical Sites*, Balkema, 1557-1564.
- ΜΟΥΡΤΖΑΣ, Ν. & ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., 1988: Νεοτεκτονικές κινήσεις στο ακρωτήριο Τράχουλα στις νότιες ακτές του Ν. Ηρακλείου Κρήτης. *Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ.*, XX, 237-250.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Γ., 1982: Συμβολή στη μελέτη της ενεργού τεκτονικής βάθους του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. *Διδακτορική Διατριβή*, Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 176σ.
- PAPAZACHOS, B.C. & COMNINAKIS, P.E., 1969: Geophysical features of the Greek island arc and eastern Mediterranean ridge. «*Com.Ren des Seances de la Conference reunie a Madrid*», 16, 74-75.
- PETERS, J.M., 1985: Neogene and Quaternary vertical tectonics in the south Hellenic arc and their effect on concurrent sedimentation processes. *GUA Pap. Geol.* 1, 23, 247p.
- PETERS, J.M., TROELSTRA, S.R. & VAN HARTEN, D., 1985: Late Neogene and Quaternary vertical movements in eastern Crete and their regional significance. *J. Geol. Soc. London*, 142, part 3, 501-513.
- PIRAZZOLI, P.A., THOMMERET, J., THOMMERET, Y., LABOREL, J. & MONTAGGIONI, L.F., 1982: Crustal block movements from Holocene shorelines: Crete and Antikythira (Greece). In: X. Le Pichon, S.S. Augustithis & J.Masclé (Eds), *Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench*.

Tectonophysics, 86, 27-43.

THOMMERET, Y., THOMMERET, J., LABOREL, J., MONTAGGIONI, L.F. &
PIRAZZOLI, P.A., 1981: Late Holocene shorelines changes and seismo-tectonic
displacements in western Crete (Greece). Zeits. f. Geomorphol., Suppl.-Bd.40,
127-149.

GEOLOGICAL SETTING OF CRETE

INTRODUCTION

In this chapter, a review of the most important publications concerning the tectonosedimentary history of the island of Crete during Late Cenozoic, that is 23 my ago, is being carried out. In order to understand the sedimentation and the tectonic evolution of Crete, during the Late Cenozoic Era, it is important to take into consideration its plate tectonic setting. For that purpose, many geological investigations have been done, not only in Crete but also in its surrounding areas. Some of the results of these investigations are briefly discussed below.

The island of Crete is situated in the South Aegean region (Greece). It is bordered to the west by the island of Kythira and to the east by the islands of Kassos, Karpathos and Rhodes. These five islands constitute an island arc, the Hellenic Arc, which is characterized by an elongated horst-like structure (ANGELIER, 1976) and connects the structural trends of Peloponnisos with those of the Taurides in Southern Turkey.

To the north, Crete is separated from the islands of Cyclades by the Cretan Sea, a roughly E-W oriented bathymetric low, which becomes shallower eastwards (from 2500 m deep to 1300 m deep). To the south, the south Cretan margin is delimited by the Hellenic Trench system.

The Late Cenozoic evolution of Crete has been controlled by the northward subduction of the African plate beneath the Aegean lithosphere (MAKRIS, 1977; MCKENZIE, 1978a; PAPAACHOS & COMNINAKIS, 1978; LE PICHON & ANGELIER, 1979), (Fig. 1). As the African plate moves northwards, strike-slip displacements along the Deep Sea Zone causes compression between the Arabian and the Eurasian plates (MOLNAR & TAPPONIER, 1975). This process results in a crustal thickening of E. Turkey. As a result, the Aegean and Anatolian plates are being pushed westwards causing the extension of the Aegean region towards the eastern Mediterranean (gravitational spreading), (MCKENZIE, 1972; MCKENZIE 1978a; LE PICHON &

ANGELIER, 1979; ANGELIER *et al.*, 1981). The gravitational spreading of the Aegean region towards the eastern Mediterranean is evidenced by the presence of a dense pattern of normal faults (Upper Miocene) and horst and graben structures (Fig. 2), (AUBOUIN & DERCOURT, 1965; AUBOUIN, 1971; MCKENZIE 1972; MCKENZIE, 1978a; LE PICHON & ANGELIER, 1979; ANGELIER *et al.*, 1981).

Although the Aegean region is characterized by extensional tectonics resulting in a steady subsidence, the Hellenic arc and consequently the island of Crete, has an elevated position relative to the Cretan Sea in the north. ANGELIER & LE PICHON (1980), ANGELIER (1981), LE PICHON & ANGELIER (1981), ANGELIER *et al.* (1982) attributed this uplift of the Hellenic Arc to a mechanism of crustal underplating. This would mean that sediments were removed from the subducting plate (African) to form the new basement of the Hellenic Arc (BARTON *et al.*, 1983).

On the contrary, geological data support the idea that compressional movements are likely to have played a major role in the area of Crete comparing to the adjacent areas (ANGELIER *et al.*, 1982; KOPP & RICHTER, 1983; FORTUIN & PETERS, 1983; MEULENKAMP *et al.*, 1988; POSTMA *et al.*, 1993). The above mentioned researchers correlated the origin of these compressional movements with the general extensional regime which dominated the Aegean lithospheric plate (Cretan Sea) and not with the process of subduction. MEULENKAMP *et al.*, (1988) mention that the process of extension set out 12-11 My ago and is directly related to the last stages of the collision between the African/Arabic plate and the plate of Turkey.

Obviously, the forementioned mechanisms have the same possibility to coexist and cooperate to the thickening and elevation of the lithosphere in the areas of the Hellenic Arc and Crete..

Moreover, the island of Crete which comprises a part of the Aegean continental plate, is characterized by the presence of forearc basins which must have been formed in the Late Oligocene/Miocene (MEULENKAMP *et al.*, 1988) or ever earlier (DE BOER, 1989) (Fig. 3). These Cretan forearc basins are mainly controlled by extensional tectonics (DROOGER & MEULENKAMP, 1973; ANGELIER, 1978; LE PICHON & ANGELIER, 1979; ANGELIER *et al.*, 1982; MERCIER *et al.*, 1989). According to them,

the evolutionary trend of the basin fills from continental to deep -marine deposits is not typical for a fore-arc basin. In conclusion, although the position of the island of Crete has been in the forearc realm, the origin of the Neogene basins and basin fills are more related with those which are situated along the margin of the Aegean plate.

THE HELLENIC ARC

The concept of the subduction of the Aegean lithospheric plate was first introduced during 70s.

MERCIER (1979) suggested a definition of the Hellenic Arc and critically commended the existed models concerning the evolution of the Aegean Sea.

The Hellenic Arc comprises two parts: the outer Hellenic Arc which is bounded towards the south by a trench, (the Hellenic Trench, maximum depth 5093 m; ANGELIER, 1979; LE PICHON & ANGELIER, 1981; HUCHON *et al.*, 1982) and the inner Hellenic Arc or "Cycladic Arc" which constitutes an active, calc-alkalic, volcanic arc. The Aegean Sea is composed of basins which are found between the outer and the inner or cycladic arc (inter-arc basins) and by back-arc basins, north of the volcanic arc. The main characteristics of these basins are the presence of Bouguet anomalies in combination with positive isostatic anomalies, magnetic anomalies (mainly in the volcanic arc and in basins of the North Aegean sea) and significant thermal flow. The crust of the Aegean lithospheric plate is continental with small thickness due to intense faulting in the North and South Aegean region (depth of the Moho discontinuity: 30 and 20 km respectively). South of the Hellenic Arc, the lithosphere does not have the characteristics of a typical oceanic crust but these of an intermediate very thin, continental-type crust (BIZON *et al.*, 1976).

An introduction to various aspects of the geological/geodynamical evolution of the Aegean region is offered by e.g. ROBERTSON & DIXON (1984) and STANLEY & WEZEL (1985).

First, MCKENZIE (1972) suggests a system of many microplates where the collision of the Arabic plate with the Eurasian plate resulted in the westward movement of the

microplate of Turkey and the southwestward movement of the Aegean microplate (Fig.4).

In 1977, TAPPONIER, considers that the Eurasian plate has been plastically deformed due to the binding of the Arabian with the African plate towards the east and the northwest. Material is being moved along glide lines towards the subduction zone, forming in this way secondary normal faults in preexisting breaks (Fig. 5).

ANGELIER (1977a) considers the Late Miocene tectonic history of the Aegean region an alternation of compressional and extensional phases. The compressional phase dominates the inner Aegean region and the extensional phase dominates the outer Aegean region (Fig.6).

As far as the onset of the plate convergence along the Hellenic Arc is concerned MERCIER *et al.* (1979) place it during the Early Pliocene times (5 Ma ago). According to them, the compressional phase which dominates the outer Aegean region during Early Pliocene is followed by an extensional phase dominating the inner Aegean region till the Upper Pliocene. Finally, in the Middle Pleistocene times, a compressional phase influences the outer Aegean domain (in the Preapulian platform). Since Middle Pleistocene, extension has been dominating the inner Aegean Sea and compression the outer Aegean Sea (Fig.7).

On the contrary, LE PICHON & ANGELIER (1979) and ANGELIER (1979) suggest that the onset of the subduction of the Mediterranean lithosphere and the formation of the Hellenic Trench took place 13.000.000 years ago (Late Serravallian) which agrees with the onset of the Aegean spreading (which is connected with the neotectonic activity).

Finally, SPACKMAN *et al.* (1988) (Fig. 8) and MEULENKAMP *et al.* (1988) (Fig. 9) based on tomographical data, place the onset of the activity of the Hellenic Arc in the Oligocene-Miocene boundary (26 Ma) and even earlier (40 Ma). In addition, the same authors consider that the change in sedimentation pattern which has been observed during Late Serravallian-Early Tortonian times, is connected with the onset of a roll-

back process of the Hellenic Trench and not with the onset of subduction as LE PICHON and ANGELIER consider.

Using paleomagnetic analyses, KISSEL & LAJ (1988) and MARTON (1993) proved that the Hellenic Arc has been subjected to two successive, rotational phases (Fig. 10) a) the first one took place in the Middle Miocene, was clockwise and affected the two edges of the arc and b) the second one which took place in the Lower Pliocene (5 Ma) was anticlockwise and affected the northwestern part of the Arc. The above-mentioned authors estimate that the deviation of the arc from north to south in the Middle Miocene times was about 1000 km.

Moreover, recent developments such as tomographic studies of the structure of upper mantle below the Mediterranean region (SPACKMAN, 1991; SPACKMAN *et al.*, 1988, 1993) and geodetical monitoring of horizontal motions (e.g. KAHLE *et al.*, 1993, NOOMEN *et al.*, 1993) provide important additional observational constraints and have raised new hypotheses regarding the acting tectonic forces.

JACKSON (1994) deals with the active deformation of the region, and SENGOR (1993) discusses problems concerning the evolution of the Aegean area in the context of the whole Mediterranean region.

The study of tectonic structures, in particular (normal) faults, both on-land (ANGELIER *et al.*, 1982; MERCIER *et al.*, 1987) and off-shore (MASCLE & MARTIN, 1990) provides horizontal patterns of strain and stress.

Information on the history of deformation is supplemented with observations of active seismic strain (e.g. PAPAACHOS *et al.*, 1991; TAYMAZ *et al.*, 1991; HATZFELD *et al.*, 1993).

Finally MEIJER (1995), using a numerical model, has calculated patterns of stress and strain for the Aegean region and he compared them with those for the active continental margin of Andes. According to him, the following conclusions can be drawn:

-The push exerted by the westward moving Anatolian block does not explain the observed prevalence of a normal faulting regime, but does contribute to the motion of the overriding margin.

-The observed pattern of tension is to a large extent consistent with an outward directed pull of uniform magnitude acting normal to the overriding margin. Prevalence of E-W to NW-SE orientated tension in the southern Aegean, may be due to a relatively small amount of additional resistance.

-Model analysis of the Pliocene phase is hampered by uncertainties in the age of fault activity and the original orientation of the faults. The middle Pleistocene change in the stress field in the Aegean region may reflect a change in the conditions along the western margin caused by rupture of the subducted slab present below this margin.

As far as the paleogeographical reconstruction of the Aegean region is concerned, there are many publications such as: CREUTZBURG (1961-62); MEULENKAMP, (1971); GUERNET, (1978); BUTTNER & KOWALCZYK, (1978); MERCIER, (1981); PAPANIKOLAOU & DERMITZAKIS, (1981); KOJUMDGIEVA, (1987); SCHRODER, (1986); DERMITZAKIS, (1987; 1991).

MEULENKAMP (1971) suggests that from Oligocen till Middle Miocene, Crete was part of a northward and eastward extended continental landmass that existed in the Aegean area. It included the islands of Karpathos, Kassos and Kythira and the Peloponnese peninsula, in a way that the central Cyclades were representing a marine sedimentation basin. During Middle Miocene the pre-existing landmass in the Aegean area starts to break apart. Crete begins to subduct and the rest of the Aegean mass remains emerged till Pliocene and in certain parts till Pleistocene (central Cyclades).

GUERNET (1978) (Fig. 11) in a publication concerning Greece during Neogene, agrees with MEULENKAMP and tries to produce relevant paleogeographical maps.

BUTTNER & KOWALCZYK (1978) (Fig. 12) point of view differs significantly from the paleogeographical reconstruction of the previous author. The main differences are: a) south Crete was not emerged during Late Miocene, b) Rhodes and Karpathos were lacking marine deposits of Middle Miocene age, c) Thassos and Thrace bear

marine sediments which prove that these areas were not emerged during Upper Miocene.

FYTROLAKIS (1980), among other paleotectonic and neotectonic observations, suggests an active tectonic model for Crete which is composed of a system of tectonic horsts and grabens. The same author considers that these tectonic blocks act as tectonic dipoles which are elevated in the western part and subsided in the eastern part of each tectonic horst. These vertical movements are accompanied by rotational movements which are prerequisite as far as the tectonic dipoles are concerned. The forementioned scientist states that all these tectonic features have the same orientation but different magnitude of movement. The tectonic grabens act as articulations of the system of the tectonic horsts. The final result of these movements is the gradual, westward subsidence of the tectonic blocks of Crete which caused the subsidence of the island of Crete. The horizontal tectonic movements which have been observed in the neogene deposits of Central Crete are due to this rotational movement. These tectonic movements are thought to have been caused by the subduction of the African plate beneath the Eurasian one.

DRAKOPOULOS *et al.*, (1981) studied the seismotectonic setting of Crete. Additionally, DRAKOPOULOS *et al.*, (1982) produce the seismotectonic map of the broad area of Crete.

PAPANIKOLAOU & DERMITZAKIS (1981) present a synthesis of the Neogene deposits in different parts of the Aegean arc, in a way that palinspastic sections show the geometry of the arc from Burdigalian till Messinian, (Fig. 13).

Finally, SCHROEDER 's(1986) paleogeographic maps differ significantly from the maps of GUERNET (1978), (Fig. 14): Rhodes has been emerged during Middle Miocene, the Aegean area is at its three quarters subducted during Tortonian and Salonica Gulf is emerged during Messinian.

According to THOMMERET *et al.* (1981) and PIRAZZOLI (1986), radiometric dating of the Quaternary shorelines shows that the average speed of some uplifts from Tyrrhenian up to the last thousand years ranges between 5 to 6 cm/100 years. This

speed is approximately the same with the speed of the differential vertical deformation of the entire Neotectonic period. On the contrary, some uplifts that began 1500 years B.P. (PIRAZZOLI *et al.*, 1982) show very higher rates of average speed of vertical deformation (about 60cm/100years).

Finally, DERMITZAKIS *et al.* (1993) suggest that a) shorelines of the last 1500 years «record» revolving upward movements in West Crete with maximum rising approximately 10 m., b) in Crete, the speed of differential vertical deformation for the entire Neotectonic period (approximately 13 million years) is estimated to be similar with the speed deduced from the fossilized Pleistocenic shorelines and c) the upward and downward movements in the horsts and grabens respectively, are still continuing in an increasing speed. This phenomenon is probably related to a particular stage of subduction or even, to the onset of the continental collision between Africa and Europe.

PRE-NEOGENE HISTORY OF CRETE

The alpine basement of Crete constituted the main subject of numerous tectonic and petrographical studies, yet there are many contradictions concerning the paleogeographical reconstruction of it. The detailed description of the alpine succession is beyond the scope of this study. However, informations concerning the stratigraphy and the tectonic interpretation of the alpine orogenesis of Crete, the reader should refer to the following publications: CREUTZBURG (1958), AUBOUIN & DERCOURT (1965), FYTROLAKIS (1967, 1972), CREUTZBURG & PAPASTAMATIOU (1969), BONNEAU (1970, 1972, 1973a,b, 1982, 1984, 1991), EPTING *et al.* (1972), CREUTZBURG & SEIDEL (1975), SANNEMANN & SEIDEL (1976), BAUMANN *et al.* (1977), CREUTZBURG & coll. (1977), AUBOUIN *et al.* (1979), KARAKITSIOS (1979, 1987, 1989), BONNEAU & KARAKITSIOS (1979), RICHTER & KOPP (1983), HALL & AUDLEY-CHARLES (1983), HALL *et al.* (1984), ROBERTSON & DIXON (1984), MERCIER *et al.* (1989), DE BOER (1989), ALEXOPOULOS (1990). Moreover, a general overview of the stratigraphy of the alpine successions is cited below, aiming to the definition of the nature of the basement of the neogene basins of Crete.

The «pre-neogene rocks» of Crete are composed of a stacked series of highly heterogeneous tectonic nappes which are exposed in uplifted blocks and are separated by normal faults from adjacent Neogene and Quaternary basins.

Some of the main lithological characteristics of this nappe pile are discussed below. For details on age and thickness of units, deformational structures and metamorphism the reader is referred to Fig 15.

The alpine deposits of Crete are of Late Paleozoic to Oligocene age. In the beginning, these rocks had been deposited in geosynclinal basins which constitute the «isopic zones» which later on had been thrust to form the Hellenides, during the alpine orogenesis.

The alpine succession of Crete is composed of the following units (from the base to the top):

- The Plattenkalk Unit (sensu CHALIKIOPOULOS 1903). It corresponds to the Ionian zone and is composed of the oldest rocks of Crete. The Plattenkalk Unit constitutes the autochthonous «backbone» of the island. It consists of semi-metamorphic pelagic limestones, dolomites and fine-grained clastic sediments. This unit has undergone a HP-LT metamorphism and a N-S oriented contraction (SEIDEL *et al.*, 1982; RICHTER & KOPP, 1983; HALL & AUDLEY-CHARLES, 1983; HALL *et al.*, 1984). Stratigraphically, the Plattenkalk Unit is of Permian to Late Eocene-Early Oligocene age (BONNEAU, 1973a; WACHENDORF *et al.*, 1975; SEIDEL *et al.*, 1982; HALL & AUDLEY-CHARLES, 1983).
- Trypali Unit: it is composed of mostly brecciated carbonate deposits found mainly in Western Crete. These deposits are tectonically intervening between the parautochthonous Plattenkalk unit (Ionian zone, BONNEAU, 1973) and the Phyllite-Quarzhite nappe (Late Paleozoic-Triassic) or the Tripolitza nappe (Late Triassic-Eocene).

Different interpretations of this unit have been given by several authors (CREUTZBURG & SEIDEL, (1975), XAVIER (1976), KOPP & OTT (1977), JACOBSCHAGEN *et al.* (1978), KUSS & THORBECKE (1974), FYTROLAKIS (1980), DALWIG & KUSS (1982), KRAHL *et al.* (1983), KARAKITSIOS (1987)). According to the last author, who studied Tripali unit at Sellia region in SW Crete (south of Rethymnon Province) and compare it with the Triassic evaporites of the Ionian zone of continental Greece. According to him, Tripali unit has been tectonically emplaced between the parautochthonous unit (Plattenkalk) and the tectonic nappe of Tripolis.

- On top of the stratified limestones of the Plattenkalk unit and the calcitic breccia of Tripali unit, there is the first allochthonous unit of *Phyllites-Quartzites*. This unit represents a metamorphosed series consisting mainly of clastic sediments, thin marble horizons, tuffs and basalts. The Phyllites-Quartzites nappe is dated Permo-Triassic (WACHENDORF *et al.*, 1974; SEIDEL, 1978; BONNEAU & KARAKITSIOS, 1979; GREILING, 1982; KRAHL *et al.*, 1983).
- *Tripolis Unit* represents a thick monotonous sequence consisting of massive calcitic platform banks of Upper Triassic-Loutesian age and Upper Cretaceous horizons very rich in roudists. The upper part of the nappe consists of flysch-psammitic and pelitic alternations with bioclastic limestone intercalations and olistolites (Priabonian-Oligocene, WACHENDORF *et al.*, 1975; BAUMANN *et al.*, 1976; ZAMBETAKIS, 1977; BONNEAU *et al.*, 1977; HALL *et al.*, 1984). All the authors agree to the presence of a tectonic contact between the base of the calcitic, massive Tripolis series and the underlying Phyllites-Quartzites. Some of them (BONNEAU, 1973; THORBECKE, 1974; KARAKITSIOS, 1979) consider that the Phyllites-Quartzites were initially comprising the base of the calcitic Tripolis series, whereas others (CREUTZBURG & SEIDEL, 1975; KOPP & OTT, 1977; KRAHL *et al.*, 1982) consider that the Phyllites-Quartzites are an independent nappe which constitutes the remains of a different sedimentary basin than that of Tripolis series. Finally, LEKKAS & PAPANIKOLAOU (1978) suggest that the Phyllitic series of Peloponnese belongs to two tectonic units, the upper one representing the base of Tripolis series and the lower one representing the metamorphosed flysch of the Plattenkalk series.
- *Pindos Unit*: It consists of pelagic limestones, cherts (radiolarites) and intercalations or redeposited shallow water limestones of Jurassic to Palaeogene age (ZAMBETAKIS, 1977a).

The *Internal Units* which consist of the units of Vatos, Miamou and Arvi, represent the upper allochthonous units bearing isolated amphibolitic, gneissian, micaceous schists and serpentinitic bodies. These remains are chaotically mixed and are present only in southern central and eastern Crete (BONNEAU, 1972; BONNEAU *et al.*, 1977; WACHENDORF *et al.*, 1980; KRAHL *et al.*, 1982).

Apart from the previously described nappes, small, scattered ophiolite and granodiorite fragments can be found underlying the Neogene in several places along fault zones, pointing to a Late Cretaceous age (BARANYI *et al.*, 1975; WACHENDORF *et al.*, 1975).

The above mentioned tectonic units (of Mesozoic to Paleogene age) were originally developed in distinctive troughs and ridges in the Cycladic area (AUBOUIN, 1965). The age of the emplacement of the nappes on Crete is still uncertain. ANGELIER (1979) claims that it occurred before the late Early Miocene. The finding of miogypsinids of Early Burdigalian age in nonmarine, post-orogenic conglomerate successions is in favour with this assumption. In addition, before the Middle Miocene, the Cycladic area was affected by diapiric uplift (DURR *et al.*, 1978; LISTER *et al.*, 1984) which is indicated by the elevation of the Moho discontinuity under the Cyclades and the tectonic denudation of the Cycladic crystalline massif. The uplift of the Cycladic area was accompanied by large-scale gravity sliding in the direction towards the Hellenic Arc (BAUMANN *et al.*, 1976). The gravity sliding gave rise to the lateral transport of the allochthonous units of Crete. According to WUNDERLICH (1965), this nappe transport occurred in successive undulatory movements. Now, the whole succession of the allochthonous units rests on the Plattekalk unit which responded to the overriding pile by deformation into folds (BAUMANN *et al.*, 1977).

After the emplacement of these tectonic units, Neogene and Quaternary normal faulting broke the nappe pile into large «rectangular» blocks and locally caused substantial vertical displacements of the originally (sub)horizontal tectonic contacts (DROOGER & MEULENKAMP, 1973). According to FORTUIN (1977), this blockfaulting affected the sedimentation by causing numerous gravity slides at various stratigraphic levels and in different depositional environments.

NEOGENE HISTORY OF CRETE

The neotectonic analysis of Crete mainly concerns the period after the latest orogenetic movement. The big thrusts of the most external Cretan series took place after the Lower Oligocene and before the Serravallian-Tortonian. This has been concluded from the fact that both the flysch of the parautochthonous series has a Lower Oligocene age (BIZON *et al.*, 1976; BARRIER, 1989) and the first post-alpine sediments which are in discordance with the Alpine formations of Crete are molasses of Serravallian-Tortonian age (DROOGER & MEULENKAMP, 1973). Consequently, the tectonic emplacement of nappe system corresponds to the interval between -35 and -13 million years. Therefore the neotectonic evolution of Crete started 13 million years ago.

Among the pioneers in research of the Neogene of Crete we mention RAULIN (1856, 1856-1861, 1867-1869), SPRATT (1865), SIMONELLI (1894a, 1894b) and BONARELLI (1901).

From the beginning of the century CAYEUX (1911a, 1911b) sketched out the paleogeography of the Neogene of Crete and described the main sedimentary facies. Later on many researchers as PARASKEVAIDIS (1961), PSARIANOS (1961a, b), ANAPLIOTIS & GEORGIADIS-DIKEOULIA (1962), PAPAPETROU-ZAMANI (1965), ΠΑΠΑΠΕΤΡΟΥ-ZAMANH (1975), SYMEONIDIS & DERMITZAKIS (1973) and ΑΝΑΠΛΙΩΤΗΣ (1975), contributed significantly to the knowledge of the Neogene of Crete.

The majority of our knowledge concerning the macrofauna of the island is owned to the Greek paleontologists. Numerous publications are dealing with the systematics of paleontological findings such as molluscs, echinoids, corals and fishes and present catalogues of the existing fauna at the majority of Cretan basins, containing also paleoecological determinations: RALLI (1940), SYMEONIDIS (1965, 1967), DERMITZAKIS (1969), SYMEONIDIS (1969a, 1969b), DERMITZAKIS (1972), SYMEONIDIS & DERMITZAKIS (1973), MARKOPOULOU-DIACANTONI (1972, 1974), GEORGIADIS-DIKEOULIA (1974, 1976, 1979a, 1979b), GEORGIADIS-DIKEOULIA & MARKOPOULOU-DIACANTONI (1977), DERMITZAKIS *et al.* (1978), MARKOPOULOU-DIACANTONI (1979a, 1979b), DERMITZAKIS & GEORGIADIS-DIKEOULIA (1979), GEORGIADIS-DIKEOULIA (1984), DERMITZAKIS & DE VOS (1985).

The Greek authors have also presented several publications concerning foraminiferal studies. Some of them are the following: CHRISTODOULOU (1956-58, 1963), DERMITZAKIS (1980), DERMITZAKIS & THEODORIDIS (1978, 1984, 1985), DERMITZAKIS & KOUROUNI (1982), DERMITZAKIS & GEORGIADIS-DIKEOULIA (1984). Finally, FRYDAS (1989) studied the Neogene nannoflora.

During 1969 the first biostratigraphic and sedimentological studies of Dutch researchers came out and made possible a first approach to the stratigraphy of the Neogene deposits of Crete. FREUDENTHAL (1969), MEULENKAMP (1969), DE BRUIJN & MEULENKAMP, (1972), SISSINGH (1972), GRADSTEIN (1973), ZACHARIASSE (1975), FORTUIN (1977), DROOGER *et al.* (1979), MEULENKAMP *et al.* (1979), SCHMIDT (1979), SPAAK (1981), VAN DE WEERD (1983), JONKERS (1984) and PETERS (1985), studied mainly the microfauna (benthic and planktonic foraminifera, ostracodes) and the microflora (pollen, calcareous nannoplankton). BACHMAYER *et al.* (1978) and GAUDANT (1980) contributed to the description of the Upper Miocene fish fauna of Crete.

During 80s, Dutch and French scientists made paleomagnetic studies: VALENTE *et al.* (1982), LANGEREIS (1984), LANGEREIS *et al.* (1983, 1984) etc.

The French researchers have studied sporadically the stratigraphy of the Neogene of Crete (BONNEAU & GINSBURG 1974, ANGELIER *et al.* 1979). As far as the geomorphology of the island is concerned BIJOT (1960), BONNEFONT (1971, 1977) and bFAUGERES *et al.* (1987, 1988) contributed to it. In addition, MERCIER *et al.* (1974), ANGELIER (1975, 1976b, 1979), and BONNEAU *et al.* (1977) have studied the neotectonic structure of the island. The studies of some Dutch researchers complete the results of the french team.

Many publications are dealing with the reconstruction of the paleogeographical evolution of the Neogene of Crete: CREUTZBURG (1961-61), DROOGER & MEULENKAMP (1973), MEULENKAMP & ZACHARIASSE (1973), MEULENKAMP *et al.* (1977, 1979), MEULENKAMP (1985), MEULENKAMP & HILGEN (1986) and DERMITZAKIS (1987).

Finally, the mapping of the neogene formations including the geological map of Crete (scale 1:200.000) of CREUTZBURG *et al.*, (1977) has been carried out by DROOGER and MEULENKAMP from 1961 till 1974.

General lithostratigraphy of the Neogene of Crete

After the emplacement of the alpine tectonic units, Neogene and Quaternary normal faults broke the nappes in big rectangular parts and caused local vertical movements of the initially almost horizontal tectonic contacts (DROOGER & MEULENKAMP, 1973). According to FORTUIN (1977), this breaking-up affected the sedimentation pattern causing numerous gravitational slidings in various stratigraphic levels and depositional environments.

More than one third of the island is covered by Neogene and Quaternary sediments. The Neogene deposits cover unconformably the Alpine basement.

The most important occurrences of the Neogene sediments are found along the northern side of the island (Chania and Rethymnon Provinces), at Heraklion, between Ag. Nikolaos and Ierapetra, and at Sitia region in E. Crete. Scattered occurrences are found all over the island.

The Neogene sedimentary record have proved the presence of dramatic changes of the paleogeographical configuration of the island which most of the times, are connected with major tectonic events. Since Middle Miocene, the area of Crete has turned into a mosaic of tectonic horsts and grabens. The multiple interaction of the tectonic movements with the sedimentation resulted in the creation of a great variety of sediments and abrupt lateral and vertical lithological changes.

More than 60 formal rock units have been recognized in the last 30 years (DERMITZAKIS, 1969-1973; FREUDENTHAL, 1969; MEULENKAMP, 1969; DE BRUIJN *et al.* 1971, SISSINGH, 1972; GRADSTEIN, 1973; ZACHARIASSE, 1975; FORTUIN, 1977; DERMITZAKIS & SONDAAR 1978, DERMITZAKIS *et al.* 1979, MEULENKAMP *et al.* 1979, DERMITZAKIS & PAPANIKOLAOU 1981, DE BRUIJN & VAN DER MEULEN 1981, ZACHARIASSE 1983, FORTUIN & PETERS 1984, PETERS 1985).

These rock units can be classified into six groups of formations (Fig. 16). Most groups can be recognized all over the island.

1. *Prina Group*: Sediments attributed to the Prina Group consist of dark limestone breccias and breccioconglomerates. As a rule the components are embedded in a well-cemented, calcareous matrix. The breccias and breccioconglomerates were deposited in non-marine to brackish or shallow-marine environments. The Prina Group forms either the local base of the Neogene sequence, or it represents a lateral equivalent of part of the next-higher Tefeli Group. At some places the Prina Group contains large slabs of gravity-displaced preneogene limestones.

2. *Tefeli Group*: The Tefeli Group comprises all «non-consolidated» terrigenous-clastic formations overlying the Prina Group or the preneogene basement and underlying the calcareous successions of the Vrysses Group. The formations incorporated in the group are predominantly composed of conglomerates, sands and clays reflecting deposition in fresh-water, brackish and marine environments.

3. *Vrysses Group*: Bioclastic, often reefal algal-coral limestones, which constitute in part the lateral equivalent of alternations of laminated and homogeneous, shallow-marine marls. At some places the marls contain intercalations of gypsum. The Vrysses Group overlies the Tefeli Group, the preneogene basement of occasionally, the Prina Group.

4. *Hellenikon Group*: The Hellenikon Group consists of reddish, non-marine conglomerates, fluvio-lacustrine, relatively fine-grained successions and, occasionally, brackish and lagoonal deposits with some gypsum. The group unconformably overlies the Vrysses Group, older Neogene strata or, at some places, the preneogene basement.

5. *Finikia Group*: All formations consisting of open marine marls and clays which overlie the Hellenikon Group or the Vrysses Group are incorporated in the Finikia Group. Often the marls and clays display laminated, sometimes siliceous interbeds. At many places the base of the Finikia Group is formed by a marl breccia.

6. *Ag. Galini Group*: Coarse, generally reddish, non-marine conglomerates and sands, which overlie, and are in part the lateral equivalent of sediments of the Finikia Group. The *Ag. Galini Group* represents the highest Neogene rock unit on Crete.

Pleistocene: No formal subdivision was made for the Pleistocene marine terraces and continental deposits. The Pleistocene sediments unconformably overlie Neogene and preneogene rocks.

Geological setting of Crete during Middle/Late Tortonian to Early Messinian times.

On Crete the interval including the Late Tortonian and "Early" Messinian is characterized by onlapping sequences. This means that either there was a rise in the sea-level or that the respective areas underwent subsidence. These relative movements more or less coincided with important sedimentary changes. The sediments changed from predominantly clastic during the Tortonian to predominantly calcareous in the course of the Messinian. In addition, they became characterized by a distinct increase in various laminated sediments.

The onlap pattern is not restricted to Crete. It is to be found in many other Mediterranean basins, although it is usually not recognized as such. In fact, this pattern of transgression seems to be so general that it is difficult to find places in the Mediterranean with the opposite pattern.

The general pattern indicates that the Late Tortonian-Early Messinian period was essentially a period of active block-movements and of differentiation between rapidly and more slowly subsiding blocks. The relative rise of the base level of erosion may explain the onlap of the sediments of this age in many areas. Acceptance of this might explain the general changes observed in the sedimentary patterns. As DROOGER (1976) already pointed out, the Tortonian sediments are mostly fine-clastic. Huge amounts of clay and some bioclastic limestones accumulated. Generally speaking this would point to a strongly reduced relief during these times. The relative rise of sea-level during the Late Tortonian-Early Messinian might have accentuated this pattern. The rise of the base level of erosion might have caused a reduction in the input of clastic material and the generally observed change from clastic to calcareous sedimentation.

This transgression is seemingly in contradiction with the often observed shallowing in the course of the Messinian which can be explained by an eustatic lowering of the sea-level. This must have followed the transgressive phase of the preceding period.

As far as the climatic evolution is concerned, according to BENDA (1973) and GEORGIADIS-DIKEOULIA & DERMITZAKIS (1990) the most important change took place already during the Serravallian-Tortonian. At that time the Mediterranean climate became cooler and drier. According to BENDA these climatic conditions remained constant well into the Pliocene, when another change towards more humid conditions took place.

Outside the Mediterranean a general cooling and the development of polar ice-sheets during the Miocene to Recent time-span is confirmed by many suites of stable isotope data (BOERSMA & SHACKLETON, 1977; LETOLLE *et al.*, 1979, KEIGWIN, 1979; KENNETT *et al.*, 1979). The Late Miocene in particular might have been a cooler period.

CITA & RYAN (1979) however, suggest a warming up in the Early Messinian. According to their data this warmer phase was followed by a cooling. This cooling phase may be correlated with the onset of the evaporation in the Mediterranean. Because of the geographical shape and position of the Mediterranean it is feasible that the cooling had considerably less effect on the circum Mediterranean climate than on the Atlantic water-masses.

MAP OF THE ACTIVE FAULTS OF THE AREA OF CRETE

FOREWORD

The construction of the map of active faults of the area of Crete has been entrusted by OASP to the University of Athens where responsible of the project is Prof. Dr. M. D. Dermitzakis and to the N.T.U.A. with responsible of the project Prof. Dr. N. Fytrolakis.

It is necessary to mention that even though OASP gave us instructions to reconstruct the map based on literature, we realised fieldwork trips during a summer at 1994 and 1995 in the areas where new roads or new excavations were made.

During fieldwork we used the already existed geological maps of IGME 1:50.000, the existed literature and the topographical maps scaled 1:250.000 and 1:50.000 from G.Y.S.

The fieldwork research led to the elumination and confirmation of certain tectonic conditions which we were doubtful about their existence. In the frames of this project Prof. N. Fytrolakis gave a lecture in August 1994 in Ziros village and a radio programe in the radio station «Radio Sitia» which covers E. Crete in July 1995. In both cases he talked about the genesis of the earthquakes and the nature of the active faults.

In addition we tried to select further informations from the eldest population of Crete whether they have ever heard from their parents that during an earthquake «the earth was torn apart». Unfortunately, we did not have a positive answer.

Finally no matter the numerous observations, in most of the cases are not we able to say the exact nature of the faults in Crete.

INTRODUCTION

As far as the neotectonic structure and seismicity of Crete are concerned there are many relative publications which have been already mentioned in the previous chapter.

Concerning the active faults and the different meanings some authors are attributing to them, there are many chapters of neotectonics and seismicity

referring to them. The analysis of the various concepts concerning the above mentioned matters is beyond the scope of this paper. The reader can be referred either to the literature mentioned in this text or to the literature for chapter of this volume.

In this paper, only relevant maps and publications which have been used as a background for the reconstruction of the map of the active faults of the region of Crete, should be mentioned. So as a background, we used the topographical map of G.I.S. (1:250.000) (not including the contours and isobathyal curves of 400, 600, 1000, 2000 and 3000) and after changing the existing names from the literary language to more popular one.

For the selection of geological data, we used the geological maps of IGME (Creutzburg et al. 1977, geological map 1:200.000, geological maps 1:50.000 Sitia, Kato Chorio, Ag. Nikolaos, Ierapetra, Mohos, Ahendrias, Adiskari, Tibaki, Melabes-Perakia, Sellia, Rethymnon, Chania, Alikianou, Platanias, Kastelli, and the seismotectonic map 1:500.000 published in 1989) Fytrolakis 1980, Drakopoulos et al. 1982 (seismotectonic map), Mourtzas 1990.

Apart from the literature data our experience in the fieldwork contributed significantly to the reconstruction of the map of the «active faults» of the area of Crete.

GEOLOGICAL FORMATIONS

According to the 8-4-92, No 975 document of OASP and the valid contract, the geological formations will be derived in a) Alpic and Prealpic b) Molassic, c) Late Miocene-Pliocene sediments and d) quaternary sediments.

1. Preorogenic sequences (Alpic and prealpic formations)

The alpic and prealpic formations cover most of the island surface comparing with the molassic formations. They are composed of carbonate rocks (limestones, dolomites and marbles) phyllites and shales.

In these rocks, faults can be seen easily and in their mirror surfaces there still exist the collision lines and other kinematic characteristics. The disadvantage of these rocks is that they don't contain data for the age determination of the fault and the neotectonic evolution.

In the whole of the geological and tectonic maps we can observe that there is a bigger number of faults in the areas which are covered by carbonate rocks than the areas which are covered by silts and shales.

The main characteristics which have been used for the recognition of the type of the faults which transverse the alpic carbonate or other rocks were the strike and dip the direction of movement and the length (if they were visible).

From the structural-geological point of view the postalpic formations can be divided into the following categories.

a) The relatively autochthonous carbonate rocks of the Crete-Mani Unit (or Plated -Plattenkalk- limestones) which present the best mechanical behaviour and the biggest velocity of P seismic waves (3.500-4.500 m/sec).

b) The allochthonous carbonate rocks (limestones of Tripolitza Unit Tripali and Pindos-Maggasa Unit) are strongly tectonised (fragmented with mylonitized zone) and carstified. Their mechanical characteristics are qualitatively under-evaluated comparing with the carbonate rocks of the previous category.

c) The allochthonous ophiolites, granites and amphibolites are also strongly tectonised and the mechanical resistance values (in loads) are lower than the ones which are mentioned in the literature for the analogous autochthonous rocks.

d) Phyllites-Quartzites and the rest of crystalloschistosed rocks: They constitute an allochthonous unit which is characterised by numerous faults of intersection. This unit is very often characterised by landslides. Generally, the above-mentioned rocks have big thickness and constitute better «soie» for laying foundations than flysch.

e) Flysch: In Crete the silty flysch dominates with all the well known bad effects in the technical constructions.

In the seismotectonical map of IGME (1989) the flysch belongs to Group III with seismic waves P velocity 1800-3500 m/sec, whereas the phyllites-quartzites and crystalloschistosed rocks belong to the Group V with velocity $E=4300-6000$ m/sec.

2. Geological Formations of the Miocene

This series of beds is composed mainly of coarse-grained conglomeratic sediments, breccias, sandstones and a small amount of marls. Usually, the pebbles and cobbles are supported in a calcareous or/and marly matrix.

These coarse-grained beds are traversed by diachases and microfaults belonging in two systems perpendicular to the bedding plane. In this way, the beds are divided into rectangular boulders proportional to the bed thickness. In many cases the pebbles and cobbles are strongly grain-supported and form banks or even thick-beds which they present big resistance in the vertical loading (e.g. Prina). Their disadvantage is that during an earthquake these rectangular boulders may move independently resulting to the heterogeneous disaster of a building.

The mechanical behaviour of the coarse-grained formations of the Miocene depends on the proportion in which the marls and clays are participating as matrix or as alternating beds. The seismotectonic map 1:500.000 of IGME introduces the analogous formations in Group III which is characterised by density (P)=2,2-2,7 gr/cm³ and velocity of P seismic waves (P)=1800-3500 m/sec. The thickness of these formations varies according to the region and is confined to some tens of meters.

3. Late Miocene-Pliocene Formations

These formations are mainly composed of marls, silts and marly limestones and cover bigger areas than the coarse-grained formations of the Miocene. Their thickness varies from some tens to some hundreds of meters. Generally, the thickness increases basinwards.

The mechanical behaviour of the marls and silts in relation with that of the coarse-grained formations has qualitatively lower values of the mechanical factors. That is, they present lower intersectional resistance, bigger compression, smaller angle of inner friction and bigger landslide sensitivity.

The marls are qualitatively better than clays. If the foundation of a building takes place in non-weathered beds (after taking away the surfacial weathered cover) and the subordinate antiseismic regulation is applied, there is not significant danger. The buildings are in danger only when they are found in a slope or next to it just because in these cases there is big risk of landslides.

4. Pleistocene Formations

These formations are composed of medium-grained clastic sediments and in a smaller amount by red clays and sandstones. The sandstones are mostly eolianites and are restricted to the narrow zones of the coastal areas. The marine medium-grained conglomerates are also restricted to coastal areas. These

conglomerates behave like rocks with a thickness of about 1-10 m. Sometimes they form horizontal or almost banks on top of marls and clays of Pliocenic age. In these cases laying foundations on top of banks of small thickness should be avoided, as there is the danger of fracture in case of earthquake. Additionally, we should investigate the effect of the rain water which penetrates into the diaclasses of these banks and reach the marly or clayey surfaces causing gliding

a. Seismic Faults

There are no informations about the faults which are certainly connected with specific earthquakes. All though we tried to find out some informations concerning the occurrence of soil breakage during the genesis of an earthquake, we didn't reach a conclusion.

Generally, we think that if there are not superficial breaks with direction of movement paraller to the trace of a fault, we cannot consider this fault responsible for any specific epicenter. In our point of view, all the big postneogene faults should be considered as likely active and even active in the future, as the already proved - by satellite countings-movements of the lithosphere of Crete (about 2,5 to 3 cm/y towards SW to S) are obvious to affect cumulatively and activate some subordinate faults and form some new ones.

We also believe that the faults with big length should be considered as faulted zones (Fytrolakis 1980). So, all the big faults which bound the neogene and postneogene basins and the main tectonic blocks of Crete, should be characterized as faulted zones (Lefka Ori, Kedros, Talea Ori, Asterousia Ori, Psiloritis, Lasithiotika and Sitiaka Ori). This does not mean that some other faulted zones which traverse internally the tectonic blocks, in a paraller of diagonal direction to the faulted zones of the margins, should be excluded from the possibility of activation.

Each one of the tectonic blocks is surrounded by faulted zones which have formed neogene and postneogene tectonic grabens (Fytrolakis 1980; Delibasis et al., 1981; Drakopoulos et al., 1982).

In the present map of the active faults of the broader area of Crete, the faulted zones, the neogene-postneogene tectonic grabens and the tectonic blocks are shown.

We must note that, we consider right to characterise a tectonic graben or a faulted zone and not an internal fault of the graben as active, as we cannot be sure which one of the faults is responsible for an earthquake because there are many (parallel) faults in a graben which are not seen in the surface. In addition, we cannot say whether or not the «plane» of the main fault we see in the surface goes very deep and whether or not its dip does not change.

For example, it is more right to say that «the tectonic graben of Ierapetra is seismically active» than that «the eastern fault of Ierapetra is seismically active». In this way we can characterise as seismically active some neotectonic units like the tectonic grabens of Ierapetra, Heraklion and Messara and their extension towards the sea, the south and west slopes of the tectonic block of Lefka Ori and their bounded neogene and postneogene continental and marine tectonic grabens, the north and east slopes of the tectonic blocks in Gavdos, the east margin of the eastern block of Ziros in Sitia etc.

b) Geologically active faults

There are normal faults which are found in the margins of the neogene and postneogene tectonic grabens in their interior as well as in the interior of the tectonic blocks. The biggest in length and slip, faults are those which are seen at the slopes of the tectonic blocks and in the margins of the tectonic grabens.

These faults have been characterised as geologically active based on a possible geomorphological differentiation, the existence of a well preserved modern mirror plain and particularly the possibility of these faults to affect some pleistocenic deposits.

In order to characterise these faults we used some literature data from Fytrolakis (1980), Seismotectonic map of IGME 1:500.000 (1989), Mourtzas (1990) and some other sources.

c) Likely active faults

These faults have been characterised as «likely active» based on the fact that in their area, some earthquake epicenters have been noted. We used some literature data from the bathymetrical map of UNESCO, Dracopoulos et al., (1982), Seismotectonic map of IGME 1:500.000 (1989). As most of the earthquake

epicenters are found in the surrounding sea of Crete, it is evident that most of the faults of this category are found in the sea.

d) The rest of the faults

The rest of the faults which do not belong to the categories a, b, and c have been characterised as faults without signs of activation the last 100.000 years. Their drawing on the map has been done based on geological and geomorphological criteria and on literature sources.

e) Vertical slip and depth of the faults

The vertical slip of the main faults cannot be determined in most of the cases as the plunging block is usually covered by younger sediments of unknown thickness. In addition, the fact that we don't know whether or not the allochthonous units which have been eroded from the emerged part, still exist in the plunging part, prevent us to estimate the vertical slip.

The vertical slip of the faulted zones which are composed of en echelon faults, should be estimated as the summing up of the vertical slips of all the constituent faults.

Having in mind the above mentioned factors, we can generally estimate that the vertical slip of the faulted zones which begin from the edge of the tectonic blocks and go on en echelon up to the present footwall, ranges from 800 m to 1500 m and in some cases to 2000 m. This, of course, depends on the horizontal distance from the foot of the tectonic block. The vertical slip of other faults which traverse the tectonic blocks ranges from 10 to 100 m.

It is difficult to estimate the depth where the faults reach. In this case we don't know whether or not it changes the angle and the direction of its dip.

2. SEISMOTECTONIC SETTING OF THE AREA

Having in mind the mechanisms of the earthquake genesis in the studied region, we can make the following remarks (Dracopoulos et al. 1982; 1983).

Almost all the earthquakes which have taken place in Crete are variably tectonic. There are some cases like the one of the earthquakes of 10/10/1972 in Lasithi Basin, that they were earthquakes due to collapse. These earthquakes have been

created due to underground landslides in the karstified limestone masses of the island. However, these earthquakes are usually small ($M < 4.5$), very seldom cause damages of V grade of Mercalli-Sieberg scale and they have a local character.

The elastic tensions which dominate the broader area of Crete are extensional for the superficial earthquakes (depth $h < 60$ km), whereas for the earthquakes of intermediate depth ($h > 60$ km), these tensions are compressional. The extensional tensions' field has two main directions perpendicular to each other (NE-SW and NW-SE).

The breakage in the superficial earthquakes is normal, that is one block is plunging relative to the other. Only in earthquakes with depth bigger than 40 km, there is possibility of inverse breakage, that is one block is elevated relative to the other. This kind of breakage (inverse) usually occurs in the earthquakes of intermediate depth where the vertical component dominates.

Taking into consideration the measurements which have been done along the fault planes in the field and the mechanisms which are responsible for the genesis of the earthquakes we can state that: a) horizontal and vertical movements are taking place in the superficial earthquakes, b) the big faulted zones which have been found in the continental and marine parts of the island are geologically active to likely active. The intense downward and upward movements of the tectonic blocks and seismicity of the area are attributed to the movements of these faulted zones, c) the main faults in eastern Crete which have been formed some hundreds to 2 million years ago and are still active, are characterised by a clockwise movement, whereas in west Crete, the faults and the mechanisms of the earthquake genesis are characterised by anticlockwise movements.

This, of course, is not a general rule and is valid only for the recent movements of the faults. That is in a fault plane we can also distinguish the traces of an older movement with different course.

3. SEISMICITY

From the distribution of the earthquake epicenters of $M > 4.5$ for the last 93 years, which with different symbols depending on the depth and different dimensions depending on the magnitude, are depicted on the map of the active faults, we can note the following (Dracopoulos & Fytrolakis, 1982 and 1983):

- a) Most of the epicenters are found along the marine area south of the island, where the big tectonic grabens of the East and West Crete and more to the south, the part of the big Hellenic Trench are dominating.
- b) The epicenters which are found on top of the island are not many. The biggest earthquakes have been noted in the two edges of the island and in the tectonic grabens of Messara, Heraklion and Ierapetra.
- c) As far as the depth of the focuses is concerned, as it is seen on the map, the south and west area is mainly characterised by superficial earthquakes ($h < 60$ km), whereas in the north and mainly in the eastern part of the region earthquakes of intermediate depth ($h > 60$ km) are dominating.

If we correlate the earthquake focuses with the existing faults we will note:

- a) There is a very good correlation between the distribution of the epicenters and the tectonic data of the south marine area. This reinforces the concept that we are dealing with seismically to likely active faults with high potential. The same situation should be expected in the future. In the areas where both kinds of the faults act (like in the southwest edge of the island) the action is bigger and the potential loading is cumulative.
- b) In the continental region of the island, the correlation grade is relatively small, and although the island is fragmented by faults of various directions the few existing epicenters does not allow us detailed correlations.

The non correlation of the superficial formations with the epicenters and the lack of seismic activation are likely to be due:

1. Maybe these faults are restricted to the sedimentary beds that is they are shallow resulting in the difficulty of the accumulation of enough elastic tensions to cause earthquakes. In this case, the relatively small tensions are relaxing by causing small earthquakes. These faults should not be considered as dangerous. However, the case of Kozani and Grevena does not allow the underestimation of these faults to cause severe earthquakes.
2. We must take into consideration the possible dip of the fault and the bad estimation of the depth of the epicenters.

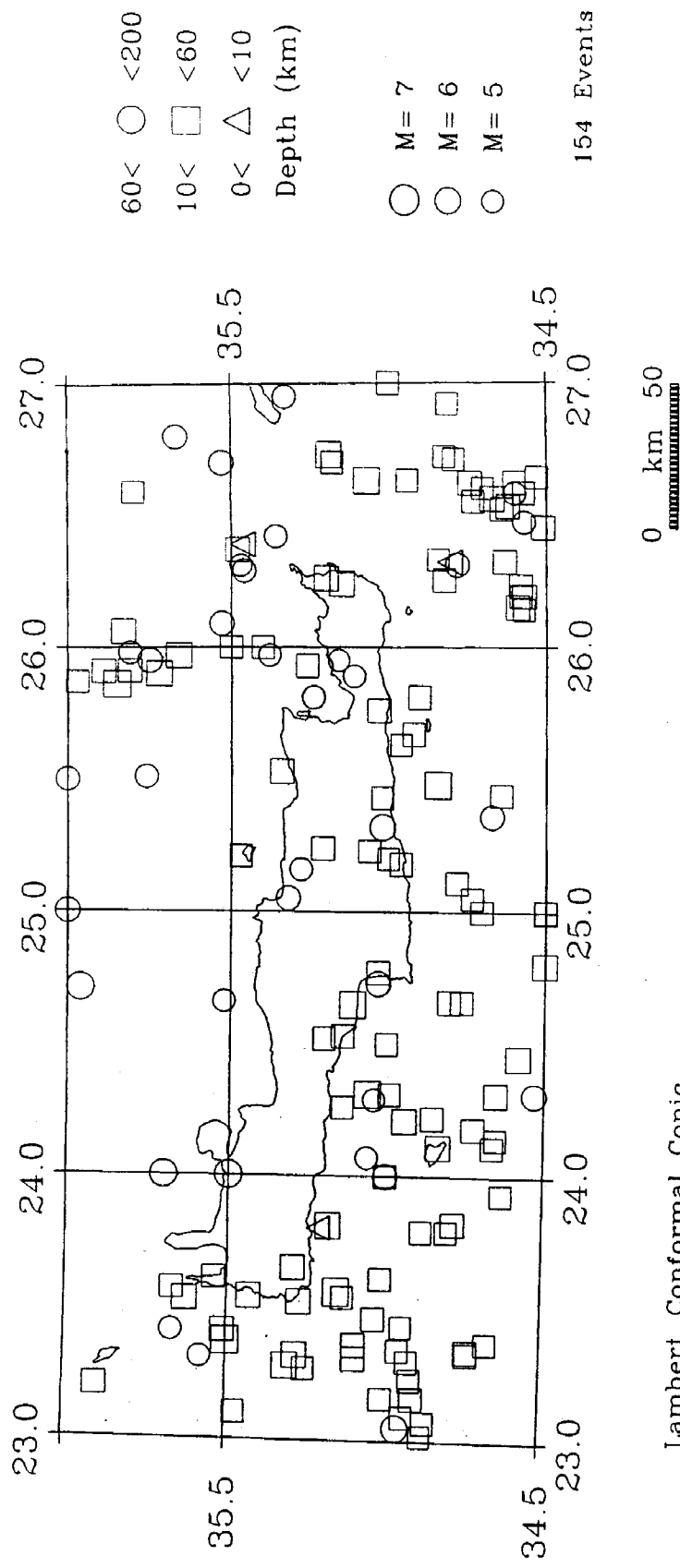
ΣΕΙΣΜΟΙ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΡΗΤΗΣ 1900-1993

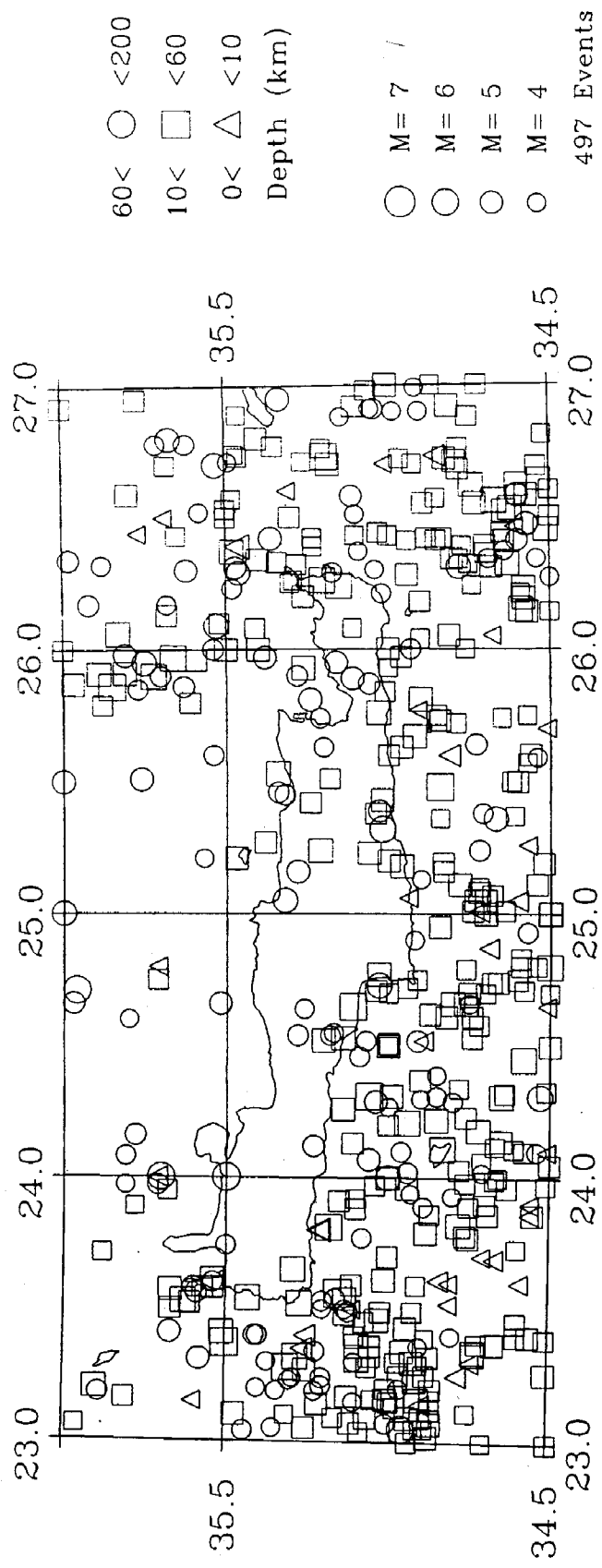
ΕΤΟΣ	ΗΜ/ΝΙΑ	ΩΡΑ	ΠΛΑΤΟΣ	ΜΗΚΟΣ	ΒΑΘΟΣ	ΠΗΓΗ	ΜΕΓΕΘΟΣ
1903	03 25	22 30 00.0	36.00	25.00	100	UNS	5.5
1908	05 17	12 30 42.0	35.50	24.00	120	UNS	6.4
1910	02 18	05 09 18.0	35.70	24.00	90	UNS	6.2
1913	07 06	07 05 48.0	35.90	23.20	15	UNS	5.3
1913	09 30	07 33 36.0	35.00	24.00	60	UNS	5.7
1915	06 24	05 20 36.0	35.00	24.00	36	UNS	5.2
1915	06 24	06 17 16.0	35.00	24.00	16	UNS	5.0
1920	07 21	14 29 42.5	35.32	25.05	123	14	5.6
1920	11 15	09 20 51.4	35.11	25.89	87	10	5.1
1922	04 20	10 22 10.0	36.00	25.50	150	UNS	5.2
1927	03 24	14 46 47.5	35.45	26.39	2	35	5.7
1929	01 23	11 14 28.5	35.20	24.52	28	42	5.2
1930	02 14	18 38 18.6	35.96	24.71	91	81	6.2
1930	03 06	08 21 47.0	34.78	26.31	101	29	5.5
1930	03 06	09 18 34.2	35.03	24.73	87	50	5.7
1930	06 25	21 25 30.0	35.20	23.80	8	UNS	5.4
1930	08 05	23 23 08.6	34.79	26.71	38	23	5.0
1932	06 29	18 33 45.2	35.53	26.70	155	24	5.6
1938	01 02	10 54 44.0	35.40	26.00	14	UNS	5.2
1938	05 12	22 09 43.9	35.15	26.24	23	58	5.8
1939	07 28	10 12 53.0	35.47	25.21	54	22	5.0
1939	07 28	16 06 10.6	35.06	25.23	10	14	5.0
1940	01 06	19 04 39.7	35.34	25.53	55	43	5.5
1940	02 29	16 07 47.5	34.84	25.48	43	77	6.1
1942	09 01	09 42 16.1	35.19	26.73	22	45	6.0
1943	06 27	10 05 42.4	35.14	24.26	32	31	5.1
1946	04 05	20 54 07.0	35.29	23.65	40	52	5.6
1947	03 21	23 00 04.2	34.92	23.30	21	40	5.1
1947	08 30	22 21 41.9	35.50	23.37	34	88	6.2
1948	03 06	20 12 59.1	35.26	25.93	48	41	5.2
1948	03 29	10 22 48.3	35.28	23.32	47	63	5.8
1948	10 10	17 43 10.5	35.43	23.54	43	62	5.6
1950	09 23	06 23 48.5	34.90	25.81	49	87	5.3
1951	08 20	22 51 54.7	35.06	24.07	62	74	5.1
1952	12 22	23 51 47.5	35.28	25.16	74	24	5.2
1952	12 31	14 48 52.8	35.75	25.95	80	102	5.5
1952	12 31	17 18 52.9	35.66	25.97	54	100	5.7
1953	02 07	22 31 13.2	34.83	24.11	33	138	5.7
1953	03 31	11 32 14.0	35.00	25.20	15	UNS	5.0
1954	08 11	08 30 16.0	35.00	24.50	15	UNS	5.1
1956	07 30	05 41 06.9	35.83	26.06	20	57	5.5
1956	07 30	05 47 22.3	35.81	25.98	120	ATB	5.1
1956	07 30	09 15 02.0	35.85	25.86	10	100	6.1
1956	07 30	09 21 18.4	35.81	25.91	10	ATB	5.3
1956	07 30	10 40 05.0	35.89	25.91	41	64	5.3
1956	09 06	11 46 43.4	35.72	25.90	37	76	5.7

1956	09	16	18	07	44.4	35.97	25.87	29	55	5.0
1956	10	29	06	59	00.0	35.50	26.00	15	UNS	5.0
1956	10	29	07	35	01.8	35.80	26.59	30	ATB	5.0
1959	05	14	06	36	59.3	35.11	24.65	23	200	6.1
1959	06	10	04	16	09.0	35.67	23.57	37	130	5.1
1959	09	16	05	13	58.0	35.03	25.76	55	85	5.5
1959	12	27	05	22	51.3	35.16	25.95	83	61	5.0
1960	10	01	05	30	46.1	35.38	25.97	77	79	5.1
1961	01	07	10	30	57.6	35.53	26.09	84	88	5.5
1961	08	27	22	08	51.9	35.67	23.41	60	99	5.0
1963	03	04	15	10	20.8	34.96	25.18	39	134	5.3
1964	04	08	14	12	28.5	35.04	24.29	64	119	5.1
1964	10	17	09	50	28.0	35.02	25.43	18	117	5.0
1964	12	31	16	18	02.2	35.76	25.51	89	110	5.2
1965	04	09	23	57	02.0	35.06	24.31	39	210	6.1
1965	04	27	14	09	05.6	35.63	23.53	37	182	5.5
1966	11	19	07	12	38.0	35.03	23.46	17	176	5.2
1968	08	15	02	29	43.1	35.18	26.70	48	159	5.1
1968	12	25	12	17	19.1	34.99	24.31	58	156	5.1
1969	12	01	20	18	03.8	34.85	24.22	35	136	5.3
1970	02	22	15	48	31.0	35.21	25.24	43	58	5.3
1972	01	12	13	51	20.0	35.01	23.61	46	149	5.1
1972	04	29	18	29	38.3	34.80	24.66	48	178	5.3
1972	05	04	21	39	57.2	35.15	23.56	13	332	6.4
1972	11	05	19	25	42.6	35.03	24.77	31	198	5.3
1973	11	29	10	57	44.3	35.18	23.81	37	309	5.9
1973	12	05	03	50	50.4	35.36	26.42	70	204	5.2
1973	12	24	20	22	46.6	34.76	24.66	48	113	5.1
1974	05	19	22	01	09.7	35.47	26.31	84	238	5.0
1975	09	22	00	44	56.4	35.20	26.26	55	312	5.7
1976	04	19	00	27	50.5	35.52	24.66	64	165	5.0
1976	06	25	07	01	08.0	35.09	23.31	33	94	5.4
1976	11	13	06	09	49.1	35.09	23.36	48	209	5.3
1977	08	18	09	27	40.7	35.27	23.52	47	331	5.7
1977	09	10	06	31	42.0	34.93	23.09	24	180	5.1
1977	09	11	23	19	19.0	34.95	23.05	76	411	6.2
1977	09	12	02	57	55.0	34.91	23.23	38	169	5.1
1977	09	14	18	49	05.0	34.86	23.07	19	176	5.1
1977	10	22	10	02	08.3	34.90	23.16	28	238	5.3
1978	01	28	03	29	37.1	34.88	23.79	45	212	5.1
1978	01	29	10	23	43.4	34.92	25.67	35	282	5.3
1979	05	18	15	09	05.4	34.94	23.43	55	163	5.0
1979	06	15	11	34	16.7	34.94	24.21	41	310	5.8
1979	07	23	11	41	55.1	35.48	26.37	36	341	5.4
1979	12	10	01	12	31.8	35.00	23.16	58	111	5.0
1980	03	04	05	12	34.7	35.47	23.10	51	201	5.0
1981	06	01	08	47	26.7	35.46	26.29	72	303	5.3
1981	09	13	23	25	27.3	34.78	25.11	29	303	5.1
1982	04	20	19	30	35.6	35.58	23.31	66	253	5.0
1983	02	05	14	07	28.6	35.25	23.27	57	119	5.0
1983	03	19	21	41	42.0	35.02	25.32	65	462	6.0

HISTORICAL EARTHQUAKES IN THE AREA OF CRETE ISLAND

YEAR	DATE	TIME	LAT	Lon	DEPTH	MAG	AFFECTED AREA	I
-368	0	0	35.6	24.9	i	7.7	CRETE	X
-267	0	0	34.8	25.0	n	7.0	CRETE	IX
-255	0	0	34.7	25.2	n	6.8	CRETE	IX
55	0	0	35.8	25.0	i	7.2	CRETE	X
66	0	Noon	34.8	25.0	n	7.0	HERAKLIO-Levinaeo Iero	X
251	709	0	35.6	25.0	i	7.5	CRETE-Knossos	IX
365	721	0	34.7	26.0	n	8.2	GORTYNA-Voulismeni	XI
439	0	0	35.7	25.2	i	7.6	CRETE	X
448	0	0	34.8	24.8	n	7.0	CRETE-Gortyna	IX
796	407	Night	35.6	25.2	i	7.5	CRETE-Gortyna	VIII
1246	0	0	35.1	24.0	n	6.8	CHANIA	VIII
1306	0	0	35.0	25.2	n	6.5	HERAKLIO	VIII
1494	701	0	35.0	24.5	n	7.2	CRETE-Heraclio	IX
1508	529	21:	35.0	25.5	n	7.2	E.CRETE-Hierapetra	X
1595	1126	0	34.9	25.3	n	6.8	CRETE	IX
1604	0	0	34.9	24.9	n	6.8	CRETE-Heraclio	VIII
1612	1108	0	34.9	25.1	n	7.0	CRETE-Heraclio	VIII
1629	310	09:	35.0	23.7	n	7.0	CRETE	IX
1646	115	0	35.0	24.6	n	6.7	Rethymno	VII
1665	January	0	35.0	25.1	n	6.7	CRETE-Heraclio	VIII
1673	507	0	34.9	25.0	n	6.8	HERAKLIO	VIII
1681	110	0	34.9	24.8	n	7.0	CRETE-Heraclio	IX
1717	0	0	35.0	24.9	n	6.7	CRETE	IX
1780	October	0	34.9	25.8	n	7.0	Hierapetra	X
1805	703	040000	35.1	24.0	n	7.2	Chania	IX
1810	216	2215:	35.5	25.6	i	7.8	Heraklio	IX
1815	December	0	34.9	25.6	n	6.7	Hierapetra	IX
1846	328	17:	35.8	25.0	i	7.7	CRETE-Heraklio	VII
1856	1012	0245:	35.6	26.0	i	8.2	Heraklio	IX
1887	717	0745:	35.7	26.0	i	7.5	Heraklio	VII





0 km 50

Lambert Conformal Conic

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- ANGELIER, J., 1980: Neotectonique de l' arc Egeen. These de Doctorat d' Etat. Soc. Geol. Nord, Lille, 3, 418p.
- ANGELIER, J., LYBERIS, N., LE PICHON, X., BARRIER, E. & HUCHON, Ph., 1982: The tectonic development of the Hellenic Arc and the sea of Crete: a synthesis. Tectonophysics, 86, 159-196.
- BLACKMAN, J.D. & BRANIGAN, J., 1972: An archaeological survey on the south coast of Crete between Ayiofarango and Chrisostomos. Ann. Brit. Sch. Athens, 70, 17-36.
- BONNEFONT, J.Cl., 1971. La Crete - Etude morphologique. These Geogr., Paris, Univ. Lille III, 845p.
- BONNEFONT, J.Cl., 1977: La neotectonique et sa traduction dans le paysage geomorphologique de l' ile de Crete (Greece). Revue Geogr. phys. Geol. Dyn., (2), XIX, 1, 93-108.
- DELIBASIS, N.D. & DRAKOPOULOS, J.C., 1974: Focal mechanism of earthquakes in and around Crete island. (Report).
- DELIBASIS, N., DRAKOPOULOS, J., FYTROLAKIS, N., KATIKATSOS, G., MAKROPOULOS, K. & ZAMANI, A., 1982: Seismotectonic investigation of Crete island and the adjacent areas. Proc.Inter. Symp. on the Hell. Arc & Trench, I, 121-138.
- ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ, Μ., 1969: Γεωλογικά έρευναι επί του Νεογενούς της επαρχίας Ιεράπετρας νήσου Κρήτης. Ann.Geol. d. Pays Hell., 21, 6342-6484. Διατριβή επί διδακτορία, Αθήνα.
- ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ, Μ., 1972: Πλειστοκαινικά στρώματα και παλαιαί γραμμαί ακτών εις την χερσόνησον της Γραμβούσης εν σχέσει προς τας συγχρόνους τεκτονικάς κινήσεις εφ' όλης της Κρήτης. Ann.Geol. d. Pays Hell., 24, 205-240.

- DERMITZAKIS, M.D., 1973a: The occurrences of Pleistocenic deposits in SE Sitia district (E Crete). Bull. Geol. Soc. Greece, 10, 180-222.
- DERMITZAKIS, M.D., 1973b: Recent tectonic movements and old strandlines along the coasts of Crete. Bull. Geol.Soc. Greece, X, 1, 48-64.
- ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, Γ., ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., ΔΕΛΗΜΠΑΣΗΣ, Ν., ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ, Κ., 1982-1983: Ο σεισμοτεκτονικός χάρτης της Κρήτης - Ανάπτυξη και επεξήγηση των περιεχομένων στοιχείων. Τεχν. Επιμελ. Ελλάδος, Αθήνα.
- FLEMMING, N.C., CZARTORYSKA, N.M.G. & HUNTER, P.M., 1973a: Archaeological evidence for vertical earth movements in the region of the Aegean Island Arc. In: Science Diving International, Proc. 3rd Symp. Sci., Commit., Cong. Mond. Activ. Subaq., Londres, 47-65.
- FLEMMING, N.C., RABAN, A. & GOETSCHEL, C., 1978: Tectonic and eustatic changes on the Mediterranean coast of Israel in the last 9000 years. Progr. Underwater Sci., 3, 33-93.
- FLEMMING, N.C. & PIRAZZOLI, P.A., 1981: Archeologie des cotes de la Crete. Hist. Archeol. Dossiers, 50, 66-81.
- FLEMMING, N.C. & WEBB, C.O., 1986: Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10.000 years derived from archaeological data. Z. Geomorph., Suppl. Bd. 62, 1-29.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., 1980: Η γεωλογική δομή της Κρήτης - προβλήματα, παρατηρήσεις και συμπεράσματα (μεθ' ενός τεκτονικού χάρτου εκτός κειμένου). Διατρ. Υψηγείας. Εκδ. Εδρας Ορυκτολογίας-Πετρογραφίας-Γεωλογίας, Ε.Μ.Π., Αθήνα, 147σ.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., 1988: Γεωλογική έρευνα ορισμένων εμφανίσεων αιολικών ιζημάτων στην Κρήτη. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 18, 243-267.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν. & ΜΟΥΡΤΖΑΣ, Ν., 1988: Συμβολή στη γνώση των νεογενών και τεταρτογενών αποθέσεων δυτικά του χωριού Μύρτος (Ανατ. Κρήτης). Δελτ. Ελλην.Γεωλ. Εταιρ., 20, 2, 39-52.
- HOGREL, M.T., 1974: Contribution a l' etude de faunes quaternaires marines en Mediterranee orientale (Crete, Karpathos). These Doct., 3e cycle Geologie. Univ. d' Orleans, 134p.
- HUCHON, P., LYBERIS, N., ANGELIER, J., LE PICHON, X. & RENARD, V., 1982: Tectonics of the Hellenic Trench: A synthesis of Sea-Beam and submersible observations. Tectonophysics, 86, 69-112.
- LABOREL, J., PIRAZZOLI, P.A., THOMMERET, J. & THOMMERET, Y., 1979: Holocene raised shorelines in western Crete (Greece). Proc. of the Intern.Symp. «Coastal Evolution in the Quaternary» (1978, Sao Paolo), 475-

501.

- LE PICHON, X. & ANGELIER, J., 1979: The Hellenic Arc and Trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*. 60, 1-42.
- LEATHAM, J. & HOOD, S., 1959: Submarine exploration in Crete, 1955. *Ann.Brit.Sch. at Athens*, 53-54, 263-280.
- MERCIER, J., ANGELIER, J., DELIBASSIS, N., GERARD, P. & KERDILES, Y., 1974: Les deformations plio-quaternaires en extension en Crete meridionale (Ierapetra, Grece). *Comm. 2e reun. ann. Sciences de la Terre, Pont-a-Mousson*, 285p.
- MOURTZAS, N.D., 1988a. Neotectonic evolution of Messara's Gulf-Submerged archaeological constructions and use of the coast during the prehistoric and historic periods. In: Marinos P. & G.Koukis (Eds). *The Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites*, Balkema, 1565-1573.
- MOURTZAS, N.D., 1988b: Archaeological constructions as indicators of the sea-level during the last 2000 years in the area of Ierapetra (SE Crete, Greece). In: Marinos P. & Koukis, G. (Eds). *The Engineering Geology of Ancient Works. Monuments and Historical Sites*, Balkema, 1557-1564.
- ΜΟΥΡΤΖΑΣ, Ν. & ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., 1988: Νεοτεκτονικές κινήσεις στο ακρωτήριο Τράχουλα στις νότιες ακτές του Ν. Ηρακλείου Κρήτης. *Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ.*, XX, 237-250.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Γ., 1982: Συμβολή στη μελέτη της ενεργού τεκτονικής βάθους του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. *Διδακτορική Διατριβή*, Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 176σ.
- PAPAZACHOS, B.C. & COMNINAKIS, P.E., 1969: Geophysical features of the Greek island arc and eastern Mediterranean ridge. «*Com.Ren des Seances de la Conference reunie a Madrid*», 16, 74-75.
- PETERS, J.M., 1985: Neogene and Quaternary vertical tectonics in the south Hellenic arc and their effect on concurrent sedimentation processes. *GUA Pap. Geol.* 1, 23, 247p.
- PETERS, J.M., TROELSTRA, S.R. & VAN HARTEN, D., 1985: Late Neogene and Quaternary vertical movements in eastern Crete and their regional significance. *J. Geol. Soc. London*, 142, part 3, 501-513.
- PIRAZZOLI, P.A., THOMMERET, J., THOMMERET, Y., LABOREL, J. & MONTAGGIONI, L.F., 1982: Crustal block movements from Holocene shorelines: Crete and Antikythira (Greece). In: X. Le Pichon, S.S. Augustithis & J.Masclé (Eds), *Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench*.

Tectonophysics, 86, 27-43.

THOMMERET, Y., THOMMERET, J., LABOREL, J., MONTAGGIONI, L.F. &

PIRAZZOLI, P.A., 1981: Late Holocene shorelines changes and seismo-tectonic displacements in western Crete (Greece). Zeits. f. Geomorphol., Suppl.-Bd.40, 127-149.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALEXOPOULOS, A., 1990. Geological and hydrogeological conditions of the topographical sheet Mohos area (central-eastern Crete). *Doct. thesis*, Univ. of Athens (unpublished).
- ANAPLIOTIS, K.A. & E. GEORGIADOU-DIKEOULIA, 1967. Die tyrrhenischen Ablagerungen von Sudwest Kreta, *Ann. Geol. pays Hellen.*, XVIII, 271-280.
- ΑΝΑΠΛΙΩΤΗΣ, Κ.Α., 1975. Συμβολή εις την γνώσιν του Νεογενούς του νομού Ηρακλείου (Περιοχή Χερσονήσου). *Ann. Geol. pays Hellen.*, XXVII, 96-109.
- ANGELIER, J., 1975a. Sur l' analyse des phases superposees de la tectonique cassante: la neotectonique et les failles du massif de l' Ida (Crete, Grece). *Ann. Soc. geol. Nord*, 95, 183-200.
- ANGELIER, J., 1975b. Sur les plates-formes marines quaternaires et leurs deformations: les rivages meridionaux de la Crete orientale (Grece). *C.R.Acad.Sci.Paris*, (D), 281, 1149-1152.
- ANGELIER, J., 1976. Sur la neotectonique de l' arc egeen externe: les failles normales Est-Ouest et l' extension sudmeridienne cretoise. *C.R.Acad. Sci. Paris*, (D), 282, 413-416.
- ANGELIER, J., 1977a. Sur l' evolution tectonique depuis le Miocene superieur d' un arc insulaire mediterraneen: l' arc egeen. *Revue de geographie physique et de geologie dynamique*, Masson edit., Paris, ser. 2, vol. XIX, fasc. 3, 271-294.
- ANGELIER, J., 1977b. Essai sur la neotectonique et les derniers stades tarditectoniques de l' arc egeen et de l' Egee meridionale. *Bull. Societe geologique de France*, Paris, ser. 7, t. XIX, 3, 651-662.
- ANGELIER, J., 1977. Sur les mouvements egeens depuis le Miocene Superieur: l' evolution recente de la courbure sud-hellenique. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 284, 1037-1040.
- ANGELIER, J., 1979a. Recent Quaternary tectonics in the Hellenic Arc: examples of geological observations on land. *Tectonophysics*, 52, 267-275.
- ANGELIER, J., 1979b. Neotectonique de l' arc egeen. *Soc.Geol.Nord*, 3, 418p.
- ANGELIER, J., 1981. Analyse quantitative des relations entre deformation horizontale et mouvements verticaux: l' extension egeen, la subsidence de la mer de Crete et la surrection de l' arc hellenique. *Ann. Geophys.*, 37, 327-345.
- ANGELIER, J., DUMONT, J.F., KARAMANDERESI, H., POISSON, A., SIMSEK, S. & S. UYSAL, 1981. Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the Late Miocene. *Tectonophysics*, 75, T1-T9.
- ANGELIER, J. & X. LE PICHON, 1980. Neotectonique horizontale et verticale de l' Egee: subduction et expansion. *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.*, 115, 249-260.
- ANGELIER, J., LYBERIS, N., LE PICHON, X., BARRIER. E. & P., HUCHON, 1982. The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete: a synthesis. In: X. Le Pichon, S.S. Augoustithis and J. Mascle (Eds), *Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench. Tectonophysics*, 86, 159-196.
- AUBOUIN, J., 1965. Geosynclines. *Elsevier*, Amsterdam, 335p.
- AUBOUIN, J., 1971. Reflexion sur la tectonique de faille plio-quaternaire. *Geol. Rdsch.*, 60, 833-848.
- AUBOUIN, J. & J. DERCOURT, 1965. Sur la geologie de l' Egee: regard sur la Crete (Grece). *Bull.Soc.Geol. France*, (7), t. VII, 787-821.
- AUBOUIN, J., LE PICHON, X., WINTERER, E. & BONNEAU, M., 1979. Les Hellenides dans l' optique de la tectonique des plaques. *Proc. VI Coll. Geod. Aegean Region* (Athens 1977), III, 1333-1354.
- BACHMAYER, F., BRINKERINK, J. & N. SYMEONIDIS, 1975. Pleistozane Schildkroten aus Hohlen der Insel Kreta. *Ann. Geol. pays Hellen.*, XXVII, 110-121.
- BACHMAYER, F., SYMEONIDIS, N.K. & F. ROEGL, 1978. Eine fossile Seenadel (*Syngnathidae*) aus dem Obermiozan von Ierapetra, Insel Kreta (Griechenland). *Annalen des naturhistorischen Museums in Wien*, ser. A, t. 81, 121-127.
- BARANYI, M., LIPPOLAT, H.J. & W. TODT, 1975. Kalium-Argon Datierungen an zwei Magnetiten von Kalo Khorio Ost-Kreta. *N.Jb. Geol.Palaont.Mh.*, 5, 257-262.
- BARRIER, E., 1979. Etude neotectonique des iles de Karpathos et Kassos (Dodecanese, Grece) et esquisse geologique de l' ile de Kassos. *Th. Doct. 3e cycle*, Univ. P. et M. Curie, Paris, 206p.
- BARTON, M., SALTERS, V.J.M. & J.P.P. HUYSMANS, 1983. Sr isotope and trace element evidence for the role of continental crust in calc-alkaline volcanism on Santorini and Milos, Aegean Sea, Greece. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 63, 273-291.
- BAUMANN, A., BEST, G., GWOSDZ, W. & H. WACHENDORF, 1976. The nappe pile of eastern Crete. *Tectonophysics*, Elsevier scientific publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York, vol. 30, n° 3/4, T33-T40.
- BAUMANN, A., BEST, G. & H. WACHENDORF, 1977. Die alpidische stockwerke der sudlichen Agais. *Geol. Rundschau*, 66, 492-522.

- BENDA, L., 1973. Late Miocene sporomorph assemblages from the Mediterranean and their possible paleoclimatological implications. In: C.W. Drooger (Ed), "Messinian Events in the Mediterranean", *North Holland Publ. Co*, 256-259.
- BIJON, G., BONNEAU, M., LE BOULENGER, P., MATESCO, S. & THIEBAULT, F., 1976. Sur la signification et l'extension des "massifs cristallins externes" en Peloponnese meridional et dans l'arc egeen. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XVIII, 2, 337-345.
- BIJU-DUVAL, B., DETOUZEY, J. & L. MONTADER, 1978. Structure and Evolution of the Mediterranean Basins. In: K.J. Hsu & L. Montadert (Eds), *Init. Rep. D.S.D.P.*, Vol. 42, 951-984.
- BLACKMAN, J.D. & BRANIGAN, J., 1972. An archaeological survey on the south coast of Crete between Ayiofarango and Chrisostomos. *Ann. Brit. Sch. Athens*, 70, 17-36.
- BONARELLI, G. 1901. Appunti della costituzione geologica dell'isola di Creta. *Atti della reale Accademia dei Lincei*, Rome, ser. 5, Vol. III, 518-548.
- BONNEAU, M., 1972. La nappe metamorphique del' Asteroussia, lambeau d' affinites pelagoniennes charrie jusque sur la zone de Tripolitza de la Crete moyenne (Grece). *C.R.Acad. Sci. Paris*, (D), 275, 2303-2306.
- BONNEAU, M., 1973. Sur les affinites ioniennes des "calcaires en plaquettes" epimetamorphiques de la Crete, le charriage de la serie de Gavrovo-Tripolitza et la structure del' arc egeen. *C. R.Acad. Sc. (D)*, 277, 2453-2456, Paris.
- BONNEAU, M., 1973a. Les differentes "series ophiolitiferes" de la Crete: une mise au point, *C.R. Acad. Sc.*, (D), 275, 2303-2306, Paris.
- BONNEAU, M., 1982. Evolution geodynamique de l' arc egeen depuis le Jurassique superieur jusqu'au Miocene. *Bull. Societe geologique de France*, Paris, ser. 7, t. XXIV, n° 2, 229-242.
- BONNEAU, M., 1984. Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. In: Dixon J.E. & Robertson A.H.F. "The geological evolution of the eastern Mediterranean". *Geological Society, Blackwell scientific publications Ltd edit.*, Oxford, London, Edimbourg, Boston, Palo Alto, Carlton, Sp. publ. n° 17, 517-527.
- BONNEAU, M., ANGELIER, J. & M. EPTING, 1977. Reunion extraordinaire de la Societe geologique de France en Crete (21 septembre-25 septembre 1976). *Bull Societe geologique de France*, Paris, ser. 7, t. XIX, n° 1, 87-102.
- BONNEAU, M. & V. KARAKITSIOS, 1979. Les niveaux inferieurs (Trias superieur) de la nappe de Tripolitza en Crete moyenne (Grece) et leurs relations avec la nappe des Phyllades. Problemes stratigraphiques, tectoniques et de metamorphisme. *C. R. Academie des Sciences*, (D), t. 288, 15-18, Paris.
- BONNEFONT, J.C., 1972. La Crete: etude morphologique. *These Univ. de Paris IV*, 845p.
- BONNEFONT, J.C., 1977. La neotectonique et sa traduction dans le paysage geomorphologique de l' ile de Crete. *Rev. Geol. dyn. Geogr. phys.*, 19, 93-108.
- CAYEUX, L., 1911a. Le Miocene moyen de l' ile de Crete. *C. R. Academie des Sciences*, Paris, t. 152, 637-639.
- CAYEUX, L., 1911b. Existence du Pontique marin dans l'ile de Crete. *C. R. Academie des Sciences*, Paris, t. 152, 961-984.
- CHALIKIOPOULOS, L., 1903. Sitia, die Osthalbinsel Kretas. *Veroff. Inst. Meereskd. Berlin*, 4, 1-138.
- ΧΡΙΣΤΟΔΟΥΛΟΥ, Γ., 1963. Γεωλογικά και μικροπαλαιοντολογικά έρευνα επί του Νεογενούς της νήσου Κρήτης. *Διατριβή επί Υψηλότητας*, 1-154, Αθήναι.
- CITA, M.B. & W.B.F. RYAN, 1979. Late Neogene environmental evolution. In: U. von Rad, W.B.F. Ryan *et al.*, *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, 47, part 1 (Washington, U.S. Govern. Printing Off.), 447-459.
- CREUTZBURG, N., 1961-1962. Die palaogeographische Entwicklung der Insel Kreta vom Miozan bis zur Gegenwart. *Kritika Chronika*, Heraklion, t. IE, fasc. 1, 336-342.
- CREUTZBURG, N., DROOGER, C. W., MEULENKAMP, J.E., PAPASTAMATIOU, J., SANNEMANN, W., SEIDEL, E. & A. TATARIS, 1977. General geological map of Greece, Crete island, scale 1:200.000, *Inst. of geological and mining Research*, Athens.
- CREUTZBURG, N. & PAPASTAMATIOU, J., 1969. Die Ethia-Serie des sudlichen Mittelkretas und ihre Ophiolitvorkommen. *Sitzungsber. Heidelberger Akad.Wiss. math.-naturw.K1*, 1, 63p.
- CREUTZBURG, N. & E. SEIDEL, 1975. Zum Stand der Geologie des Praneogens auf Kreta. *N.Jb.Geol.Palaont.Abh.*, 149(3), 363-383.
- DE BOER, J.Z., 1989. The Greek enigma: is development of the Aegean orogeny dominated by forces related to subduction or obduction? *Mar. Geol.*, 87, 31-54.
- DE BOER, P.L., PRAGT, J.S. & A.P. OOST, 1991. Vertically persistent sedimentary facies boundaries along growth anticlines and climate-controlled sedimentation in the thrust-sheet top South Pyrenean Tremp-Graus Foreland Basin. *Basin Research* 3, 63-79.
- DE BOER, P.L., & D.G. SMITH, 1994. Orbital forcing and cyclic sequences. In: P.L. De Boer & D.G. Smith (Eds) "Orbital forcing and cyclic sequences". *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 9, 1-14.

- DE BRUIN, H. & J.E. MEULENKAMP, 1972. Late Miocene rodents from the Pandanassa formation (prov. Rethymnon), Crete, Greece. *Proc. Koninklijke nederlandse Akademie van Wetenschappen, North-Holland publishing Company edit.*, Amsterdam, ser. B, vol. 75, 54-60.
- DE BRUIN, H., SONDAAR, P.Y. & ZACHARIASSE, W.J., 1971. Mammalia and Foraminifera from the Neogene of Kastelios Hill (Crete), a correlation of Continental and Marine Biozones. *Proc. Ned. Akad. Wet.*, B. 74(5), 1971, 1-22.
- DE BRUIN, H. & VAN DER MEULEN, A.J., 1981. The distribution of Land Mammals in the Mediterranean Through the Neogene-Is there a fit with the Paleogeographic and Paleoclimatologic Reconstruction Based on Data from Marine Basins? *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 4, 323-335.
- DELIBASIS, N.D. & J.C. DRAKOPOULOS, 1974. Local mechanism of earthquakes in and around Crete island (report).
- DELIBASIS, N.D., DRAKOPOULOS, J.C., FYTROLAKIS, N., KATSIKATSOS, G., MAKROPOULOS, K. & ZAMANI, A., 1982. Seismotectonic investigation of Crete island and the adjacent areas. *Proc. Inter. Symp. on the Hell. Arc & Trench*, I, 121-138.
- DERMITZAKIS, M.D., 1969. Geological researches of the Neogene deposits of the Hierapetra province in Crete. *Ann. geol. des Pays hell.*, Athens, ser. 1, t. XXI, 342-484.
- DERMITZAKIS, M.D., 1972. Biostatistical observations on the Terebralia lignitarum lignitarum (EICHWALD) from the Miocene deposits of East Crete. *Ann. Geol. pays Hellen.*, XXIV, 481-512.
- DERMITZAKIS, M.D., 1973a. Recent Tectonic Movements and Old-Strandlines along the Coasts of Crete. *Bull. Geol. Soc. Greece*, X, 1, 48-64.
- DERMITZAKIS, M.D., 1973b. The Occurrence of Pleistocenic Deposits in SE Sitia District (E.Crete). *Bull. Geol. Soc. Greece*, X, 2, 180-222.
- DERMITZAKIS, M.D., 1979. Biostratigraphic observations on the upper Miocene deposits in Armyri Panayia section (Heraklion province, central Crete). *Bull. geological Society of Greece*, Athens, vol XIV, fasc. 1, 61-69.
- DERMITZAKIS, M.D., 1980. Biostratigraphic survey in the Pliocene sediments of Ammudhares and Aghios Charalambos sections (Hierapetra Province, E. Crete). *Ann. Geol. pays Hellen.*, 30, 130-142.
- DERMITZAKIS, M.D., 1987. General introduction to the geology of Crete (field guide for the excursion). *Inst. of Paleontology, Univ. of Vienna*, 39p.
- ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ, Μ.Δ., 1991. Στρωματογραφικά συμβάντα και γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης κατά τον Ανώτερο Καινοζωικό αιώνα. *Πεπραγμένα ΣΤ' Διεθνούς Κρητολογικού Συνεδρίου*, τομ. Β', 215-252.
- DERMITZAKIS, M.D. & J. DE VOS, 1985. Mammals faunal succession and evolution during the Pleistocene in Cretan paleoenvironment. *Ann. Geol. pays Hellen.*, XXXIII/1, 101-138.
- DERMITZAKIS, M.D. & E. GEORGIADIS-DIKEOULIA, 1979. Macrofauna and Planktonic Foraminifera of the Armenopetra section in Keratokambos-Viannou area (E. Crete). *Ann. Geol. pays Hellen. Tome hors serie, fasc. I*, 309-314, *Viith Int. Congress on Medit. Neogene, Athens 1979*.
- DERMITZAKIS, M.D. & E. GEORGIADIS-DIKEOULIA, 1984. Paleoecological aspects on foraminifera assemblages of the section Armenopetra (Viannou are, Crete island). *Geologicky Zbornik, Geologica carpathica*, Bratislava, vol. 35, 2, 223-229.
- DERMITZAKIS, M.D. & E. GEORGIADIS-DIKEOULIA, 1987. Biozonation of the Neogene Invertebrate Megafauna of the Hellenic area. *Ann. Hung. Geol. Inst.*, 70, 126-135, Budapest.
- DERMITZAKIS, M.D., KARAKITSIOS, V. & E. LAGIOS, 1993. Results of gravimetric measurements of the last 7 years in Crete (Greece) and their contribution to the understanding of the recent-active deformation of the region. *Ann. Geol. Pays Hell.* (in press).
- ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ, Μ.Δ. σε συν. Ε. ΚΟΥΠΟΥΝΗ, 1982. Στρωματογραφική μελέτη και περιβαλλοντική ερμηνεία των Νεογενών αποθέσεων της περιοχής Κερατόκαμπου (Βιάννου, Ν. Ηρακλείου-Κρήτης), *Ann. Geol. Pays Hellen.* XXXI, 271-332, Αθήνα.
- DERMITZAKIS, M.D., MIRKOU, R. & SYMEONIDIS, N., 1978. Macrofauna and planktonic Foraminifera of the Tortonian deposits of Achladhia section (Sitia district, E. Crete). *Ann. Geol. pays Hellen.*, XXIX/2, 650-663.
- DERMITZAKIS, M.D. & PAPANIKOLAOU, D., 1981. Paleogeography and Geodynamics of Aegean Region during Neogene. *Viith Int. Congress on Medit. Neogene, Athens 1979. Ann. Geol. Pays Hellen.* IV, 245-289.
- DERMITZAKIS, M.D. & SONDAAR, P.Y., 1978. The importance of Fossil Mammals in Reconstructing Paleogeography, with Special Reference to the Pleistocene Aegean Archipelago. *Ann. Geol. Pays Hellen.* 29, 808-840.
- DERMITZAKIS, M.D. & S.A. THEODORIDIS, 1978. Planktonic foraminifera and calcareous nannoplankton from the Pliocene of Koufonisi island (East Crete, Greece). *Ann. Geol. pays Hellen.*, 29, 630-643.

- ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ, Μ.Δ. & Σ.Α. ΘΕΟΔΩΡΙΔΗΣ, 1985. Συμβολή στη μελέτη στρωματογραφίας της περιοχής του φράγματος Φανερωμένης του νομού Ηρακλείου (Κεντρική Κρήτη). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, XXXIII/I, 1-38.
- DERMITZAKIS, M.D. & M.V. TRIANTAPHYLLOU, 1990. Ecostratigraphical observations at the eastern part of Corinthiakos Gulf. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, XXXIV, 127-161.
- ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, Γ., ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., ΔΕΛΗΜΠΑΣΗΣ, Ν., ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ, Κ. 1982-83. Ο σεισμοτεκτονικός χάρτης της Κρήτης- Ανάπτυξη και επεξήγηση των περιεχομένων στοιχείων. *Τεχν. Επιμελ. Ελλάδος*, Αθήνα.
- DROOGER, C.W. & J.E. MEULENKAMP, 1973. Stratigraphic contributions to geodynamics in the Mediterranean area: Crete as a case history. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 10, 193-200.
- DURR, S., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRUSCH, M. & E. SEIDEL, 1978. The median Aegean crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: H. Closs, D. Roeder and K. Schmidt (Eds), *Alps, Apennines, Hellenides, Schweizerbart'sche Verlagsb.* Stuttgart, 455-477.
- EPTING, M., KUDRASS, H.R., LEPPIG, U. & A. SCHAFER, 1972. Geologie der Talea Ori (Kreta). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, Stuttgart, t. 141, fasc. 3, 259-285.
- FLEMMING, N.C., CZARTORYSKA, N.M.G. & HUNTER, P.M., 1973a. Archaeological evidence for vertical earth movements in the region of the Aegean Island Arc. in: *Science Diving International, Proc. 3rd Symp. Sci., Commit., Cong. Mond. Activ. Subaq.*, Londres, 47-65.
- FLEMMING, N.C., RABAN, A. & GOETSCHER, C., 1978. Tectonic and eustatic changes on the Mediterranean coast of Israel; in the last 9000 years. *Progr. Underwater Sci.*, 3, 33-93.
- FLEMMING, N.C. & P.A. PIRAZZOLI, 1981. Archaeologie des cotes de la Crete. *Hist. Archeol. Dossiers*, 50, 66-81.
- FLEMMING, N.C. & C.O. WEBB, 1986. tectonic and eustatic coastal changes during the last 10.000 years derived from archaeological data. *Z. Geomorph., Suppl. Bd.* 62, 1-29.
- FORTUIN, A.R., 1977. Stratigraphy and sedimentary history of the Neogene deposits in the Ierapetra region, Eastern Crete. *Gua papers of Geology*, Amsterdam, ser. 1, n° 8, 164p.
- FORTUIN, A.R., 1978. Late Cenozoic history of eastern Crete and implications for the geology and geodynamics of the southern Aegean area. *Geologie en Mijnbouw*, Haarlem, vol. 57, 451-464.
- FORTUIN, A.R. & J.M. PETERS, 1984. The Prina complex in eastern Crete and its relationship to possible Miocene strike-slip tectonics. *J. Struct. Geol.*, 6, 459-476.
- FREUDENTHAL, T. 1969. Stratigraphy of Neogene deposits in the Kania province, Crete, with special reference to foraminifera of the family *Planorbulinidae* and the genus *Heterostegina*. *Utrecht micropaleontological bull.*, 1, 208p.
- FRYDAS, D. 1989. Coccolithen -und Silicoflagellaten- Stratigraphie aus des Pliozan von NW- und W-Kreta, Griechenland. *Newsletter on stratigraphy, Gebruder Borntraeger edit.*, Berlin, Stuttgart, vol. 20. 131-147.
- FYTROLAKIS, N., 1967. On fossil occurrence in eastern Crete metamorphic rocks. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 7, 89-92.
- FYTROLAKIS, N., 1972. Die Einwirkung gewisser orrogenen Bewegungen und die Gipsbildung in Ostkreta (Prov. Sitia). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 9, 1, 81-118.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., 1980. Η γεωλογική δομή της Κρήτης-προβλήματα, παρατηρήσεις και συμπεράσματα (μεθ' ενός τεκτονικού χάρτου εκτός κειμένου). *Διατριβή Υψηλότητας*. Εκδ. Εδρας Ορυκτολογίας-Πετρογραφίας-Γεωλογίας, Ε.Μ.Π., Αθήνα, 147 σ.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν., 1988. Γεωλογική έρευνα ορισμένων αιολικών ιζημάτων στην Κρήτη. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 18, 243-267.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν. & Ν. ΜΟΥΡΤΖΑΣ, 1988. Συμβολή στη γνώση των νεογενών και τεταρτογενών αποθέσεων δυτικά του χωριού Μύρτος (Ανατ. Κρήτη). *Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ.*, 20, 2, 39-52.
- GAUDANT, J., 1980. Sur la presence d' *Alosa crassa* SAUVAGE (poissons teleosteens, *Clupeidae*) dans les gypses messiniens de Crete occidentale. *Proc. Koninklijke nederlandse Akademie van Wetenschappen, North-Holland publishing Company edit.*, Amsterdam, ser. B, vol. 83, 263-268.
- GEORGIADIS-DIKEOULIA, E., 1974. Les brachiopodes du Miocene moyen de l' ile de Crete (Aghii Assomati, Rethymnon). *Ann. geologiques des Pays helleniques*, Athens, tome hors serie, fasc. I, 449-455.
- ΓΕΩΡΓΙΑΔΟΥ-ΔΙΚΑΙΟΥΛΙΑ, Ε., 1976. Η ανεύρεσις του καρκινοειδούς *Cancer cf. sismondai* H.V. MEYER εις τα πλειοκαινικά στρώματα του Ηρακλείου της Κρήτης. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, XXVIII, 418-435.
- GEORGIADIS-DIKEOULIA, E., 1979a. Paleontological and biostratigraphic survey of the marine Miocene of the Apostoli section, province of Rethymnon (Crete). VIIth international congress on mediterranean Neogene (Athens, 1979). *Ann. geol. des Pays helleniques*, Athens, tome hors serie, fasc. I, 449-455.

- GEORGIADIS-DIKEOULIA, E., 1979b. Repartition stratigraphiques des pectinides et d' autres mollusques du Neogene dans l' ile de Crete. VIIth international congress on mediterranean Neogene (Athens, 1979). *Ann. geol. des Pays helleniques*, Athens, tome hors serie, fasc. I, 457-460.
- GEORGIADIS-DIKEOULIA, E., 1979c. Paleoenviromental observations based on a macrofauna of the Pliocene section Prassa, Crete. VIIth international congress on Mediterranean Neogene (Athens, 1979). *Ann. geol. des Pays helleniques*, Athens, tome hors serie, fasc. I, 439-447.
- GEORGIADIS-DIKEOULIA, E., 1984. Paleoenviromental observations based on the Pliocene marine megafaunal assemblages of Crete island. Interim colloquium on Mediterranean Neogene marine megafaunal palaeoenviroments and biostratigraphy (Athens, 1984). *Ann. geol. des Pays helleniques*, Athens, ser. 1, t. XXXII, 79-85.
- ΓΕΩΡΓΙΑΔΟΥ-ΔΙΚΑΙΟΥΛΙΑ, Ε. & Μ.Δ. ΔΕΡΜΙΤΖΑΚΗΣ, 1990. Συμβολή στη γνώση του παλαιοκλίματος της Νήσου Κρήτης κατά το Αν. Καινοζωικό. *Πεπραγμένα του ΣΤ' Διεθνούς Κρητολογικού Συνεδρίου*, Χανιά 1990, 163-170.
- GEORGIADIS-DIKEOULIA, E. & A. MARCOPOULOU-DIACANTONI, A. 1977. La presence du Pliocene superieur dans la region Tsoutsouras au sud de l' ile de Crete. *6th Colloquium on the Geology of the Aegean region*, 151-158, Athens.
- GRADSTEIN, F.M., 1973. The Neogene and Quaternary deposits in the Sitia district of eastern Crete. *Ann. geol. des Pays helleniques*, ser. 1, t. XXIV, 527-572.
- GREILING, R., 1982. The metamorphic and structural evolution of the Phyllite-Quartzite nappe of western Crete. *Journ. of structural Geology*, Pergamon press edit., Oxford, New York, Toronto, Paris, Frankfurt, Sydney, vol. 4, n° 3, 291-297.
- GRESSLY, A., 1838. Observations geologiques sur le Jura Soleurois. *Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturw.*, 2, 1-112.
- GUERNET, C., 1978. L'evolution paleogeographique et tectonique de la Grece au Miocene: un essai de synthese. *Revue de geographie physique et de geologie dynamique*, Masson edit., Paris, New York, Barcelone, Milan, ser. 2, Vol. XX, fasc.1, 95-106.
- HALL, R. & M.G. AUDLEY-CHARLES, 1983. The structure and regional significance of the Talea Ori, Crete. *J. Struct. Geol.*, 5, 167-179.
- HALL, R., AUDLEY-CHARLES, M.G. & D.J. CARTER, 1984. The significance of Crete for the evolution of eastern Mediterranean. In: J.E. Dixon and A. H. F. Robertson (Eds), *The Geological Evolution of the eastern Mediterranean. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 17, 499-516.
- HATZFELD, D., BESNARD, M., MAKROPOULOS, K. & P. HATZIDIMITRIOU, 1993. Microearthquake seismicity and fault-plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications. *Geophys. J. Int.*, 115, 799-818.
- HOGREL, M.T., 1974. Contribution a l' etude de faunes quaternaires marines en Mediterranee orientale (Crete, Karpathos). *These Doct., 3e cycle Geologie*. Univ. d' Orleans, 134 p.
- HUCHON, P., LYBERIS, N., ANGELIER, J., LE PICHON, X. & X. RENARD, 1982. Tectonics of the Hellenic trench: a synthesis of sea-beam and submersible observations. *Tectonophysics*, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 86, 69-112.
- JACKSON, J., 1994. Active tectonics of the Aegean region. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 239-271.
- JACOBSSHAGEN, V., DURR, S. et al., 1978. Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: H. Closs, D. Roeder & K. Schmidt (Eds), "Alps, Apennines, Hellenides". *Schweizerbart'sche Verlagsb.* (Stuttgart), 537-564.
- JACOBSSHAGEN, V., 1986. Geologie von Griechenland. *Gebruder Borntraeger*, Berlin, Stuttgart, 363p.
- KAHLE, H.G., MULLER, M.V., MUELLER, S. & G. VEIS, 1993. The Kephallonia transform fault and the rotation of the Apulian platform: evidence from satellite geodesy. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 651-654.
- KARAKITSIOS, V. 1979. Contribution a l' etude geologique des Hellenides. Etude de la region de Sellia (Crete moyenne-occidentale, Grece). *Doct. 3e cycle, Univ. P. et M. Curie*, Paris, 167p.
- KARAKITSIOS, V., 1987. Sur la signification de la «serie de Trypali» dans la region de Sellia en Crete occidentale (Grece). *C.R.Acad. Sc.Paris*, t. 304, Serie II, no 3, 123-128.
- KARAKITSIOS, V., 1989. Alpine deformation of Tripolis series s.l. in Peloponnesus and Crete (Greece) and its dynamic interpretation. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 34/1, 21-30.
- KISSEL, C. & C. LAJ, 1988. The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. In: Wezel, F.C. "The origin and evolution of arcs". *Tectonophysics*, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 146, 183-201.
- KOJUMDIEVA, E., 1987. Evolution geodynamique du bassin egeen pendant le Miocene superieur et ses relations a la Paratethys orientale. *Geologica balcanica*, Sofia, 17, 1, 3-14.
- KOPP, K.O. & E. OTT, 1977. Spezialkartierungen im Umkreis neuer Fossilfunde in Trypali- und Tripolitza-Kalken Westkreta's. *N. Jb. Geol. Paleont. Mh.* 4, 217-238.

- KOPP, K.O. & D., RICHTER, 1983. Synorogenetische Schuttbildungen und die Eigenständigkeit der Phyllit-Gruppe auf Kreta. *Neues Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 165, 228-253.
- KRAHL, J., HERBART, H. & S. KATZENBERGER, 1982. Subdivision of the allochthonous "Ophiolites"-bearing Formation upon the Pindos Group, southwestern part of central Crete, Greece. *Proc. HEAT-Congress*, vol. 1, 324-342.
- KRAHL, J., KAUFMANN, G., KOZUR, H., RICHTER, D., FORSTER, O. & F. HEINRITZI, 1983. Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). *Geol. Rundschau*, 72, 1147-1116.
- KUSS, S.E. & G. THORBECK, 1974. Die präneogenen Gesteine der Insel Kreta und ihre Korrelierbarkeit im ägäischen Raum. *Ber. Naturfor. Ges. Freiburg i. Br.*, 64, 39-75.
- LABOREL, J., PIRAZZOLI, P.A. THOMMERET, J. & Y. THOMMERET, 1979. Holocene raised shorelines in western Crete (Greece). *Proc. of the Intern. Symp. "Coastal Evolution in the Quaternary"* (1978, Sao Paolo), 475-501.
- LANGEREIS, C.G., 1984. Late Miocene magnetostratigraphy in the Mediterranean. *Geologica ultraiectina*, Utrecht, n° 34, 178p.
- LANGEREIS, C.G., ZACHARIASSE, W.J. & J.D.A. ZIJDERWELD, 1983-84. Late Miocene magnetobiostratigraphy of Crete. *Marine micropaleontology*, Amsterdam, vol. 8, 261-281.
- LEATHAM, J. & S. HOOD, 1959. Submarine exploration in Crete, 1955. *Ann. Brit. Sch. at Athens*, 53-54, 263-280.
- LEKKAS, S. & D. PAPANIKOLAOU, 1978. On the phyllite problem in Peloponnesus. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, t. XXIX, 395-410, Athens.
- LE PICHON, X. & J. ANGELIER, 1979. The Hellenic Arc and Trench System: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- LE PICHON, X. & J. ANGELIER, 1981. The Aegean Sea. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 300, 357-372.
- LETOLLE, R., VERGNAUD GRAZZINI, C. & C. PIERRE, 1979. Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at DSDP sites 400, 401, 402, 403, and 406. In: L. Montadert et al. *Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj.*, 48, Washington (U.S. Govern. Printing Off.), 741-755.
- LISTER, G., BANGA, G. & A. FEENSTRA, 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12, 221-225.
- MAKRIS, J., 1977. Geophysical investigations of the Hellenides. *Hamb. Geophys. Einzelschr.*, 34, 124p.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A., 1972. Echinides (Clypeaster, Schizaster, Spatangus, Brissopsis) de l' Helvetien de l' ile de Crete centrale et orientale. *Ann. Geol. pays Hellen.*, XXIV, 133-178.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A., 1979a. Sur quelques polypiers fossiles du Tortonien de Crete. Signification paleoecologique et paleogeographique. VIIth international congress on mediterranean Neogene (Athens, 1979). *Ann. geologiques des Pays helleniques*, Athens, toms hors serie, fasc. II, 735-743.
- MARCOPOULOU-DIACANTONI, A., 1979b. Biofacies au moyen des echinides du Miocene superieur dans l' ile de Crete (Grece)- Recherche biostratigraphique et paleontologique. VIIth international congress on mediterranean Neogene (Athens, 1979). *Ann. geologiques des Pays helleniques*, Athens, tome hors serie, fasc. II, 745-753.
- MARTON, e., 1993. Paleomagnetism in the Mediterranean from Spain to the Aegean: a review of data relevant to Cenozoic movements. In: E. Boschi, E. Mantovani & A. Morelli (Eds), "Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region", *NATO ASI Series C*, 402, 367-402.
- MASCLE, J., LE CLEAC'H, A., BOULEGUE, J., ALOISI, J.C., MURAT, A. & G. GLACON, 1982. Resultat preliminaires de la campagne Strabon 82. *Abstr. XXVIIIeme Congres-Assemblee Pleniere*, Cannes 1982.
- MASCLE, J. & L. MARTIN, 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continuous reflection profiles. *Mar. Geol.*, 94, 271-299.
- McKENZIE, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys.J.R. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- McKENZIE, D.P., 1978a. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 23-32.
- MEIJER, P., 1995. Dynamics of active continental margins: the Andes and the Aegean region. *Geologica Ultraiectina*, 130, 220pp.
- MERCIER, J.L., 1979. Signification neotectonique de l' arc egeen. Une revue des idees. *Revue de geographie physique et de geologie dynamique*, Masson edit., Paris, New York, Barcelone, Milan, 21, fasc. 1, 5-15.
- MERCIER, J.L., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean arc: comparison with the andean cordillera of south Peru-north Bolivia. In: Vine F.J. et al. "Extensional tectonics associated with convergent plate boundaries". *Philosophical transactions of the royal Society of London, A*, vol. 300, n° 1454, 337-355.

- MERCIER, J., ANGELIER, J., DELIBASSIS, N., GERARD, P. & Y. KERDILES, 1974. Les deformations plio-quaternaires en extension en Crete meridionale (Ierapetra, Grece). *Comm. 2e reun. ann. Sciences de la Terre*, Pont-a-Mousson, 285p.
- MERCIER, J.L., DELIBASSIS, N., GAUTHIER, J., JARRIGE, J.J., LEMEILLE, F., PHILIP, H., SEBRIER, M., & D. SOREL, 1979. La neotectonique de l' arc egeen. *Rev. Geol. Dyn., Geogr. Phys.*, 21, 1, 67-92.
- MERCIER, J.L., SOREL, D. & K. SIMEAKIS, 1987. Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean arc from the Pliocene to the present. *Annales Tectonicae*, 1, 20-39.
- MERCIER, J.L., SOREL, D., VERGELY, P. & K. SIMEAKIS, 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research, Blackwell scientific publications edit.*, Oxford, Londres, Edimbourg, Boston, Palo Alto, Melbourne, 2, 49-71.
- MEULENKAMP, J.E., 1969. Stratigraphy of Neogene deposits in the Rethymnon province, Crete, with special reference to the phylogeny of uniserial *Uvigerina* from the Mediterranean region. *Utrecht micropaleontological bull.*, 2, 168p
- MEULENKAMP, J.E., 1971. The Neogene in the Southern Aegean Area. In: A. Strid (Ed), Evolution in the Aegean, *Opera Botanica*, 30, 5-12.
- MEULENKAMP, J.E., 1985. Aspects of the Late Cenozoic evolution of the Aegean region. In: D.J. Stanley & F.C. Wezel (Eds), "Geological Evolution of the Mediterranean Basin", *Springer*, New York, 307-321.
- MEULENKAMP, J.E., SCHMIDT, R.R., TSAPRALIS, V. & A.J. VAN DER ZWAAN, 1978. An empirical approach to paleoenvironmental analysis. 1. Foraminifera, calcareous nannoplankton and ostracodes from the Pliocene of the section Prassa, Crete, Greece. *Proc. Kon. Ned. Ak. Wet., ser.B*, 81 (3), 339-363, Amsterdam.
- MEULENKAMP, J.E., DERMITZAKIS, M.D. GEORGIADIS-DIKEOULIA, E., JONKERS, H.A. & H. BOGER, 1979. Field guide to the Neogene of Crete. *Publ. of the Department of Geology and Paleontology, Univ. of Athens*, ser. A, n° 32, 32p.
- MEULENKAMP, J.E. & F.J. HILGEN, 1986. Event stratigraphy, basin evolution and tectonics of the Hellenic and Calabro-Sicilian arcs. In: Wezel, F.C. (Ed), "The Origin of Arcs", *Elsevier*, Amsterdam, 327-350.
- MEULENKAMP, J.E., SCHMIDT, R.R., TSAPRALIS, V. & G.J. VAN DER ZWAAN, 1978. An empirical approach to paleoenvironmental analysis. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, series B, 81, 339-363.
- MEULENKAMP, J.E., WORTEL, M.J.R., VAN WAMEL, W.A., SPAKMAN, W. & E. HOOGERDUYN STRATING, 1988. On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 1-13.
- MEULENKAMP, J.E., in coll. DERMITZAKIS, M.D., GEORGIADIS-DIKEOULIA, E. & JONKERS, A., 1979. Field Guide to the Neogene of Crete. Ed. Dep. of Geology and Paleontology, Univ. of Athens, series A.
- MEULENKAMP, J.E. & W.J. ZACHARASSE, 1973. Stratigraphic and structural framework of the Messinian deposits on Crete. In: C.W. Drooger (Ed), "Messinian events in the Mediterranean", *North Holland* (Amsterdam), 202-205.
- MOLNAR, P. & P. TAPPONIER, 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 189, 419p.
- MOURTZAS, N.D., 1988a. Neotectonic evolution of Messara's Gulf-Submerged archaeological constructions and use of the coast during the prehistoric and historic periods. In: Marinos P. & G. Koukis (Eds). "The Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites", Balkema, 1565-1573.
- MOURTZAS, N.D., 1988b. Archaeological constructions as indicators of the sea-level during the last 2000 years in the area of Ierapetra (SE Crete, Greece). In: Marinos P. & G. Koukis (Eds). "The Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites", Balkema, 1557-1564.
- ΜΟΥΡΤΖΑΣ, Ν. & Ν. ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, 1988. Νεοτεκτονικές κινήσεις στο ακρωτήρι Τράχουλα στις νότιες ακτές του Ν. Ηρακλείου Κρήτης. *Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ.*, XX, 237-250.
- NOOMEN, R., AMBROSIUS, B.A.C. & K.F. WAKKER, 1993. Crustal motions in the Mediterranean region determined from laser ranging to LAGEOS. In: D.E. Smith & D.L. Turcotte (Eds), "Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics", *Geodyn. Ser.*, 23, 331-346.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Γ., 1982. Συμβολή στη μελέτη της ενεργού τεκτονικής βάθους του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. *Διδακτορική Διατριβή*, Πανεπ. Θεσσαλονίκης, 176 σ.
- PAPANIDOLAOU, D.J. & M.D. DERMITZAKIS, 1981a. Major changes from the last stage of the Hellenides to the actual Hellenic arc and trench system. *International Symposium on the Hellenic arc and trench (H.E.A.T.)*, April 8-10, 1981, Athens, *Proceedings Volume II*, 57-73.
- PAPANIKOLAOU, D.J. & M.D. DERMITZAKIS, 1981b. The Aegean arc during Burdigalian and Messinian: a comparison. *Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia*, Milan, vol. 87, 83-92.

- PAPAPETROU-ZAMANI, A., 1965. Beitrag zur Kenntnis des Neogens von Herakleion-Kreis Kreta, *Ann. Geol. pays Hellen.*, XVI, 207-232.
- PAPAZACHOS, B.C. & P.E. COMNINAKIS, 1969. Geophysical features of the Greek island arc and eastern Mediterranean ridge. *Com. Ren. des Seances de la Conference reunie a Madrid*, 16, 74-75.
- PAPAZACHOS, B.C. & P.E. COMNINAKIS, 1978. Deep structure and tectonics of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 33, 285-296.
- PAPAZACHOS, B.C. & P.E. COMNINAKIS, 1982. Long-term earthquake prediction in the Hellenic trench-arc system. In: X. Le Pichon, S.S. Augustithis & J. Mascle (Eds), "Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench. *Tectonophysics*, 86, 3-16.
- PAPAZACHOS, B.C., KIRATZI, A.A. & E. PAPADIMITRIOU, 1991. Fault plane solutions for earthquakes in the Aegean area. *PAGEOPH*, 136, 405-420.
- PARASKEVAIDIS, I., 1961. Über die Geologie des östlichen Asteroussiagebirges auf der Insel Kreta. *Ann. Geol. pays Hellen.*, XII, 139-148.
- PETERS, J.M., 1985. Neogene and Quaternary vertical tectonics in the south Hellenic Arc and their effect on concurrent sedimentation processes. *Gua paper of Geology*, Amsterdam, Series 1, No 23, 230p.
- PETERS, J.M., TROELSTRA, S.R. & VAN HARTEN, D., 1985. Late Neogene and Quaternary vertical movements in eastern Crete and their regional significance. *J. Geol. Soc. London*, 142, part 3, 501-513.
- PIRAZZOLI, P.A., 1986. The Early Byzantine Tectonic Paroxysm. *Z. Geomorph. N. F.*, Stuttgart, 62pp.
- PIRAZZOLI, P.A., THOMMERET, J., THOMMERET, Y., LABOREL, J. & MONTAGGIONI, L.F., 1982. Crustal Block Movements from Holocene shorelines: Crete and Antikythira (Greece). *Tectonophysics*, 86, 27-43.
- POSTMA, G., FORTUIN, A.R. & W.A. VAN WAMEL, 1993. Basin-fill patterns controlled by tectonics and climate: the Neogene "forearc" basins of eastern Crete as a case history. In: L.E. Frostick & R.J. Steel (Eds) "Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions", *Spec. Publ. Int. Ass. Sed.*, 335-362.
- PSARIANOS, P., 1961a. Die tyrrhenischen Ablagerungen der Insel Kreta. *Ann. Geol. pays Hellen.*, XII, 11-17.
- PSARIANOS, P., 1961b. Karstphänomenen Griechenlands. II. Die Polje von Lassithi (Kreta), *Ann. Geol. pays Hellen.*, XII, 105-121.
- RALLI, Z., 1940. Beiträge zur Kenntnis des Neogens in Kreta. *Prakt. Akad. Ath.*, 15, S. 443-448, Athens.
- RAULIN, V. 1855-1856. Note sur la constitution géologique de l'île de Crète. *Bull. Société géologique de France*, Paris, ser. 2, t. XIII, 439-458.
- RAULIN, V., 1858-1861 & 1867-1869. Description physique de l'île de Crète. *Actes Société linéenne de Bordeaux*, t. XXII, ser. 3, t. II, (1858-60), pp. 109-204, 307-426, 491-584, t. XXIII, ser. 3, t. III, (1860-61), pp. 1-50, 70-157, 321-444, t. XXIV, ser. 3, t. IV, (1861-70), pp. 353-770 et *Arthur Bertrand edit.*, Paris, 2 tomes (t. 1, 1867 et t. 2, 1869), 1078p.
- RICHTER, D. & K.O. KOPP, 1983. Zur Tektonik der untersten geologischen Stockwerke auf Kreta. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung edit., Stuttgart, fasc. 1, 27-46.
- ROBERTSON, A.H.F. & J.E. DIXON, 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: J.E. Dixon & A.H.F. Robertson (Eds), "The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean", *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 17, 1-74.
- SANNEMANN, W. & SEIDEL, E., 1976. Die Trias-Schichten von Ravducha/NW-Kreta. Ihre Stellung im Kretischen Deckendau. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 4, 228-241.
- SCHMIDT, R.R., 1979. The calcareous nannofossils of the Potamidha section. In: Drooger, C.W. et al. "Problems of detailed biostratigraphic and magnetostratigraphic correlation in the Potamidha and Apostoli sections of the Creta Neogene". *Utrecht Micropaleontological bull.*, 21, 167-191.
- SCHRODER, B., 1986. Das postorogene Kanozoikum in Griechenland-Agais. In: Jacobshagen, V. et al. "Geologie von Griechenland". *Gebrüder Borntraeger edit.*, Berlin, Stuttgart, 209-240.
- SEIDEL, E., 1978. Zur Petrologie der Phyllit-Quartzit-Serie Kretas. *Habilitationsschrift Univ. zu Braunschweig*, 145p.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & W. HARRE, 1982. A late Oligocene-early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geologisches Jahrbuch*, Hannover, ser. E, fasc. 23, 165-206.
- SENGOR, A.M.C., 1993. Some current problems on the tectonic evolution of the Mediterranean during the Cainozoic. In: E. Boschi, E. Mamtovani & A. Morelli (Eds), "Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region", *NATO ASI Series C*, 402, 1-51.
- SHACKLETON, N.J. & KENNETT, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Vol.29*, pp. 743-755. US Government Printing Office, Washington, DC.

- SIMONELLI, V., 1894a. Appunti sulla costituzione geologica dell'isola di Candia. *Atti della reale Accademia dei Lincei*, Rome, ser. 5, 236-241.
- SIMONELLI, V., 1894b. Appunti sopra i terreni neogenici e quaternari dell'isola di Candia. *Atti della reale Accademia dei Lincei*, Rome, ser. 5, 265-268.
- SISSINGH, W., 1972. Late Cenozoic ostracoda of the south Aegean island arc. *Utrecht Micropaleontological bull.*, 6, 187p.
- SPAACK, P., 1981. An empirical approach to paleoenvironmental analysis. 3. Earliest Pliocene paleoenvironments of western Crete, Greece. *Proc. Koninklijke nederlandse Akademie van Wetenschappen, North-Holland publishing Company edit.*, Amsterdam, ser. B, vol. 84, 189-199.
- SPAKMAN, W., 1986. Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. *Geol. Mijnbouw*, 65, 145-153.
- SPAKMAN, W., 1991. Delay-time tomography of the upper mantle below Europe, the Mediterranean, and Asia Minor. *Geophys. J. Int.*, 107, 309-332.
- SPAKMAN, W., WORTEL, M.J.R. & N.J. VLAAR, 1988. The hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophysical research letters*, Washington, 15, 60-63.
- SPAKMAN, W., VAN DER LEE, S. & R. VAN DER HILST, 1993. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 79, 3-74.
- SPRATT, T.S., 1865. Travels and researches in Crete. *J. Van Voorst edit.*, London, 2 vol., 435p.
- STANLEY, D.J. & F.C. WEZEL (Eds), 1985. *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, Springer, New York.
- ΣΥΜΕΩΝΙΔΗΣ, Ν.Κ., 1965. Το Νεογενές της Ανατολικής Κρήτης. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 16, 249-314, Αθήνα.
- SYMEONIDIS, N.K., 1967. Die marine pleistozane Ablagerungen des SO Teils der Insel Kreta und der gegenüber liegenden Eiländern Chrysi (Gaiduronisi), Strongylo, Koufonisi. *Ann. Geol. pays Hellen.*, 18, 406-420.
- SYMEONIDIS, N.K., 1969a. Das Miozan in Bereich von Boliones (Landkreis Rethymnon-W. Kreta). *Ann. geologiques des Pays helleniques*, Athens, ser. 1, t. XXI, 30-34.
- SYMEONIDIS, N.K., 1969b. Fossile Fische aus der Gegend von Ierapetra (Kreta). *Ann. geologiques des Pays helleniques*, Athens, ser. 1, t. XXI, 501-530.
- SYMEONIDIS, N.K. & M.D. DERMITZAKIS, 1973. Geological researches in the district Armeni-Chandra (East Crete). *Ann. geologiques des Pays helleniques*, Athens, ser. 1, t. XXV, 225-249.
- SYMEONIDIS, N. & D. KONSTANTINIDIS, 1968a. Beobachtungen zu den Neogen- Ablagerungen des Zentralgebietes der Insel Kreta. *Ann. Geol. pays Hellen.*, XIX, 657-700.
- TAPPONIER, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Société géologique de France*, ser. 7, t. XIX, n° 3, 437-460.
- TAYMAZ, T., JACKSON, J. & D. MCKENZIE, 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106, 433-490.
- THOMMERET, Y., THOMMERET, J., LABOREL, J., MONTAGGIONI, L.F. & PIRAZZOLI, P.A., 1981. Late Olocene shoreline changes and seismotectonic displacements in western Crete (Greece). *Z. Geomorph. N. F.*, 40, 127-149.
- VALENTE, J.P., LAJ, C., SOREL, D., ROY, S. & J.P. VALET, 1982. Paleomagnetic results from Mio-Pliocene marine sedimentary series in Crete. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 57, 159-172.
- VAN DE WEERD, A., 1983. Palynology of some upper Miocene and Pliocene formations in Greece. *Geologisches Jahrbuch*, Hanovre, ser. B, fasc. 48, 3-63.
- WACHENDORF, H., BAUMANN, A., GWOSDZ, W. & W. SCHNEIDER, 1974. Die "Phyllit-Serie" Ostkretas; eine Melange. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, Hanovre, t. 125, part 2, 237-251.
- WACHENDORF, H., BEST, G. & W. GWOSDZ, 1975. Geodynamische Interpretation Ostkretas. *Geologische Rundschau, Ferdinand Enke Verlag edit.*, Stuttgart, t. 64, fasc. 3, 728-750.
- WACHENDORF, H., GRALLA, P., KOLL, J. & I. SCHULZE, 1980. Geodynamik des Mittelkretischen Deckenstapels (nordliches Dikti-Gebirge). *Geotekt. Forsch.*, 54, 1-72.
- WUNDERLICH, H.G., 1965. Ayklischer Bewegungsablauf bei vorrückenden orogenen Fronten und der Mechanismus des Deckschollentransportes nach dem surfriding. *Prinzip. Geol. Mijnbouw*, 44, 440-457.
- ZACHARIASSE, W.J., 1975. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Neogene of Crete (Greece). *Utrecht micropaleontological bull.*, 11, 171p.
- ZACHARIASSE, W.J., 1978. Planktonic foraminifera. *Utr. Micropal. Bull.*, 17, 177-240.
- ZACHARIASSE, W.J., 1983. Paleoenvironmental and Paleooceanographic Interpretation of Mediterranean Middle Miocene to Pleistocene Planktonic Associations. *Utrecht Micropal. Bull.*, 30, 91-110.

- ZAMBETAKIS-LEKKAS, A., 1977. Contribution a l'etude geologique de l'ile de Crete. Stratigraphie et structure de la serie de Mangassa (Crete orientale, Grece). *These 3^e cycle Univ. Pierre et Marie Curie-Paris VI*, 65p.
- ZAMBETAKIS-LEKKAS A., 1977b. La serie de Mangassa: stratigraphie, paleogeographie, tectonique. *Proc. VI Coll. Geol. Aegean Region* (Athens), 103-109.