

Πρακτικά	3ου Συνεδρίου	Μάϊος 1986	
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ. XX	σελ. 37-52	Αθήνα 1988
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.	Athens

ΝΕΩΤΕΡΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ ΤΩΝ ΖΩΝΩΝ ΩΛΟΝΟΥ - ΠΙΝΔΟΥ ΚΑΙ ΠΥΛΟΥ - ΓΑΒΡΟΒΟΥ ΣΤΗ ΔΥΤ. ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟ

Δ. Α. ΚΙΣΚΥΡΑΣ

Εύνοψη

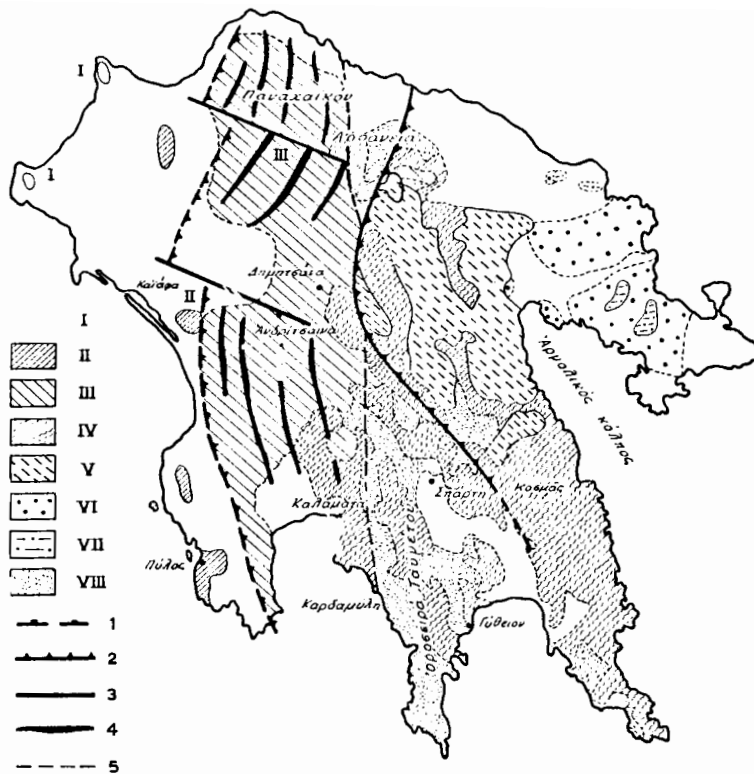
Στη μελέτη αυτή αναφέρονται νέα γεωλογικά και γεωφυσικά στοιχεία, που ενισχύουν την άποψη (Κισκύρας 1963) ότι το θεωρούμενο ως ενιαίο για όλη την Πελοπόννησο τεκτονικό κάλυμμα της ζώνης Ωλονού - Πίνδου αποτελείται από δύο χωριστά καλύμματα. Τα καθ'αυτὸ κάλυμμα Ωλονού - Πίνδου είναι επωδημένο δυτικά πάνω στη ζώνη Πύλου-Γαβρόβου και έχει τις ρίζες του στο χώρο μεταξύ του υβώματος της ζώνης Πύλου-Γαβρόβου και του υβώματος της ζώνης Τρίπολης (ανατολικά). Το άλλο, το Αρκαδικό, κάλυμμα είναι επωδημένο πάνω στη ζώνη Τρίπολης και έχει τις ρίζες του στην περιοχή του Αργολικού κόλπου.

A. Εισαγωγή

Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου θεωρήθηκε (Renz 1910 και 1940, Blumenthal 1933, Celet 1962, Dercourt 1964, Richter 1974, Doert 1976 κλπ), ως ένα ενιαίο εκτεταμένο τεκτονικό κάλυμμα πάνω σε ολόκληρη σχεδόν την Πελοπόννησο από Α προς Δ. Ο Philippson (1959, σ. 26) αναφέρει δύο καλύμματα της ζώνης αυτής. Το ένα με μορφή μανιταριού υποθέτει ότι έχει τις ρίζες του στη Δ. Πελοπόννησο, απ' όπου κινήθηκε λίγο προς Δ και περισσότερο προς Α, καλύπτοντας έτσι την Αρκαδία. Για το άλλο δέχεται ότι έχει τις ρίζες του στην Αργολίδα και ότι κινήθηκε προς Δ, όπου συνάντησε τον ανατολικό κλάδο του προηγούμενου καλύμματος. Ο Κισκύρας (1963) υποστηρίζει ότι το κάλυμμα της ζώνης Ωλονού-Πίνδου περιορίζεται δυτικά της ζώνης Κεντρικής Πελοποννήσου-Κρήτης και τα ιζημάτά της έχουν αποθεθεί σε γεωσυγκλινή αύλακα που ήταν μεταξύ της ζώνης Τρίπολης (ανατολικά) και της ζώνης Πύλου-Γαβρόβου (δυτικά). Επίσης ότι έχει επωδηθεί από Α προς Δ πάνω στη ζώνη Πύλου-Γαβρόβου. Το άλλο κάλυμμα, που έχει επωδηθεί πάνω στη ζώνη Τρίπολης, αποτελεί ξεχωριστό κάλυμμα (Αρκαδικό) που προέρχεται από άλλη γεωσυγκλινή αύλακα και κινήθηκε επίσης από Α προς Δ. Οι κυριότεροι λόγοι που οδήγησαν στην άποψη αυτή είναι: α) απουσία παλιότερων στρωματογραφικών οριζόντων ιδιαίτερα τριαδικών-λουρασιικών ηρατολίθων στο κάλυμμα της Ανατ. Πελοποννήσου, β) η έλλειψη υπολειμμάτων του υποτιθέμενου μακρινού καλύμματος στην περιοχή Ταυγέτου, γ) η παρουσία πολλών τεκτονικών λεπίων στο κάλυμμα της Δυτικής Πελοποννήσου, που αντιτίθεται στην άποψη ότι το κάλυμμα αυτό μεταφέρθηκε από μακρινές αποστάσεις και δ) η απουσία μεγάλων μεταπτώσεων και καταβυθίσεων στην περιοχή του Αργολικού κόλπου, που έπρεπε να αναμένονται με την απομάκρυνση από εκεί τεράστιου υλικού, που σχημάτισε το κάλυμμα.

Αλλά και η παρουσία του Μεσσηνιακού κόλπου αντιτίθεται στην άποψη ότι υπάρχει ενιαία ζώνη Πύλου-Γαβρόβου-Τρίπολης. Ο σχηματισμός του κόλπου αυτού με ρήγματα και μεταπτώσεις προϋποθέτει την ύπαρξη μιας γεωσυγκλινοῦς ζώνης μεταξύ της ζώνης Πύλου-Γαβρόβου και της ζώνης Τρίπολης (Κισκύρας 1972 σ. 102) και αυτή είναι η ζώνη Ωλονού-Πίνδου.

Στη μελέτη "Χρονική Επανάσκηψη Θεωρησας" Θέμα Γεωλογίας Α Πηλ



Σχ.1. Χάρτης των τεκτονικών καλυμμάτων Ωλονού - Πίνδου και Αρκαδικού στην Πελοπόννησο (Κισκυράς 1963).
 I=Ιόνια ζώνη, II=ζώνη Πύλου-Γαβρόβου, III=ζώνη καλύμματος Ωλονού-Πίνδου, IV=ζ. Τρίπολης, V=ζ. Αρκαδικού καλύμματος, VI=ζ. Παρνασσού-Γκιώνας, VII=ζ. Ανατολικής Ελλάδας, VIII=Μάζα Κεντρικής Πελοποννήσου - Κρήτης, 1= Μέτωπο καλύμματος Ωλονού-Πίνδου 2=Μέτωπο Αρκαδικού καλύμματος, 3=Ρήγματα (Μεταπτώσεις) 4= Τεκτονικά λείπια, 5= Ανατολικό όριο ζώνης Ωλονού-Πίνδου.

Fig.1. Map of the Olonos-Pindos and the Arcadian nappes in Peloponnesus (see Kiskyras 1963) I = Ionian zone, II = Pylus-Gavrovo z., III=Olonos - Pindos nappe, IV = Tripolis z., V.= Arcadian nappe. VI = Parassus - Chiona, z., VII = Eastern Hellenic z., VIII=Central Peloponnese - Crete Massiv. 1 = Front of the Olonos - Pindos nappe, 2= Front of the Arcadian nappe, 3= Fractures, 4 = Outliers, 5= Eastern limite of the Olonos-Pindos nappe.

Ωλονού-Πίνδου έχει απλωθεί σε όλη την Πελοπόννησο από τον Αργολικό μέχρι τον Κυπαρισσιακό κόλπο ή αν αποτελεί τοπικό κάλυμμα στη Δυτική Πελοπόννησο. Παράλληλα εξετάζεται, τόσο από γεωδυναμική-τεκτονική άποψη, όσο και από στρωματογραφική-κοιτασματολογική και το θέμα του χωρισμού της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης σε δύο χωριστές ζώνες, στη ζώνη Πύλου-Γαβρόβου δυτικά και στη ζώνη Τρίπολης ανατολικά.

Β. Στρωματογραφικές, τεκτονικές και κοιτασματολογικές διαφορές μεταξύ των καλυμμάτων Ωλονού-Πίνδου και Αρκαδικού.

Όπως ειπώθηκε πιο πάνω, ένα από τα σπουδαιότερα επιχειρήματα για το χωρισμό του θεωρούμενου ως ενιαίου για όλη την Πελοπόννησο καλύμματος της ζώνης Ωλονού-Πίνδου σε δύο αυτοτελή κάλυμματα (σχ.1) ήταν μερικές τεκτονικές και στρωματογραφικές διαφορές του δυτικού από το ανατολικό τμήμα του. Στην εργασία αυτή θα αναφερθούν και άλλα συμπληρωματικά στοιχεία γιατί διαφορές στη στρωματογραφία και τεκτονική των τμημάτων αυτών.

Η ζώνη Ωλονού -Πίνδου, δηλ. το δυτικό τμήμα του θεωρούμενου άλλοτε ενιαίου καλύμματος, με εξαίρεση δύο ιδιόρρυθμες διαταραχές στην ιζηματογένεση, τη μιά στο κάτω και την άλλη στο άνω Κρητιδικό, πτυχώθηκε ως ενιαίο σύνολο ιζημάτων από το άνω Τριαδικό μέχρι και το κάτω -μέσος Ηώκαινο κατά την Πυρηναική φάση ορογένεσων (μέσο Ηώκαινο). Η πρώτη αυτή διαταραχή στην ιζηματογένεση, που μπορεί να θεωρηθεί ως αντίκτυπος της Αυστριακής πτύχωσης, η οποία πρόσβαλε τις εσωτερικές ελληνικές ζώνες, είχε ως αποτέλεσμα να σχηματισθεί σπηζώνη Ωλονού - Πίνδου ο λεγόμενος (Aubouin 1958, Dercourt 1964) "Πρώτος πινδικός φλύσχη". Η δεύτερη διαταραχή, που μπορεί να θεωρηθεί ως αντίκτυπος της νεώτερης φάσης της υπερκίνησης πτύχωσης, είχε ως συνέπεια το σχηματισμό βιτουμενιούχων (καυσίμων) αργιλοσχιστολίθων στο άνω Κρητιδικό, κάτω ή μέσα σε μαιστρίχιτους ασβεστόλιθους (Κισκύρας 1972 σ.105).

Αντίθετα, στη ζώνη του Αρκαδικού καλύμματος, δηλ. στο ανατολικό τμήμα του θεωρούμενου ως ενιαίου καλύμματος, δεν παρουσιάζονται οι δύο αυτές διαταραχές στην ιζηματογένεση. Έτσι μπορεί να δικαιολογηθεί η απουσία του πρώτου φλύσχη και των καυσίμων σχιστολίθων του άνω Κρητιδικού στην περιοχή του Αρκαδικού καλύμματος. Εδώ αξίζει να σημειωθεί ότι στο Αρκαδικό κάλυμμα δεν παρουσιάζονται, τουλάχιστον δεν έχουν διαπιστωθεί, μαγγανιούχα κοιτάσματα του άνω Κρητιδικού, που εμφανίζονται στη ζώνη Ωλονού-Πίνδου, Σχ.2. Το πιθανότερο είναι ότι την εποχή εκείνη το γεωσύγκλινο, όπου γίνονταν η απόθεση των ιζημάτων του Αρκαδικού καλύμματος, δεν είχε μεγάλο βάθος, που θα επέτρεπε την κατακρήμνιση μαγγανιούχων υλικών από τα βαθειά θαλάσσια νερά (μεγάλο pH) όπου βρίσκονταν διαλυμένα. Έτσι οι μαγγανιούχες διαλύσεις, που τυχόν υπήρχαν στη θάλασσα της περιοχής ιζηματογένεσης του Αρκαδικού καλύμματος, μετανάστευαν προς την βαθύτερη θάλασσα της ζώνης Ωλονού -Πίνδου διαμέσου ενός δίαυλου, που ήταν βόρεια της Πελοποννήσου στην περιοχή της Δωρίδας (Κισκύρας 1967 σ.7).

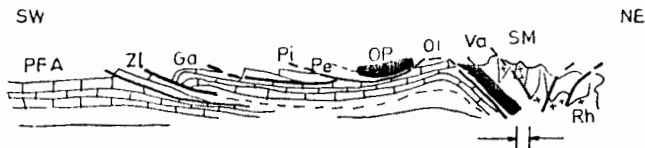
Μιά άλλη διαφορά μεταξύ των καλυμμάτων Ωλονού-Πίνδου και Αρκαδικού είναι το μικρότερο πάχος του δεύτερου, που επέτρεψε την ολική διάβρωση του σε αρκετές θέσεις, με αποτέλεσμα να αποκαλυφθεί ο υποκείμενος αυτόχθων σχηματισμός (τεκτονικό παράθυρο). Το μικρότερο πάχος του Αρκαδικού καλύμματος οφείλεται κατά κύριο λόγο στην έλλειψη στρωμάτων Τριαδικού-Ιουρασικού. Το γεγονός αυτό αποκλείει κάθε πιθανότητα, ότι οι ρίζες του καλύμματος της ζώνης Ωλονού-Πίνδου, το κατώτερο τμήμα του οποίου αποτελείται από άνω τριαδικά ιζήματα, ήταν οι ίδιες με τις ρίζες του Αρκαδικού καλύμματος.

Το γεγονός ότι στο μέτωπο του Αρκαδικού καλύμματος δεν παρουσιάζονται μολασσιακά κροκαλοπαγή του Ολιγόκαινου, όπως στην περίπτωση του κα-



Σχ.2. Χάρτης εμφανίσεων μαγγανιούχων μεταλλευμάτων κρητιδικής ηλικίας (+) και βιτουμενιούχων (καυσίμων) σχιστολίθων του άνω Κρητιδικού (Δ).

Fig.2. Map showing the outcrops of Cretaceous manganese ores (+) and combustible shales (Δ).



▨ Προαλπικό ηπειρωτικό υπόβαθρο

■ Αλπικός ωκεάνιος φλοιός (οφιόλιθος)



○ Αλπικός υφανοδιορίτης (Ιουραϊκό, Κρητιδικό, Τριτογενές)

Εικ.3.: Σχηματική τομή των Ελληνίδων βλ. Aubouin et al 1977, PFA = Απούλια πλατφόρμα, ZI = Ιόνια Ζώνη, Ga = ζ.Γαβρόβου, PI = ζ. Πίνδου, PE = Πελαγονική ζώνη, OP = Οφιολιθικό κάλυμμα, OI = Παράθυρο Ολύμπου Va = ζ. Αξιού (Βαρδάρη), SM = Σερβομακεδονική μάζα, Rh = μάζα Ροδόπης.

Fig.3. Schematic cross section of the Hellenides after Aubouin (1977) PFA = Apulian platform, L.I. = Ionian z., Ga = Gavrovo z., PI = Pindos z. PE = Pelagonian z., OP = Ophiolitic nappe, OI = Olympus fenster, Va = Vardar Z., S M = Servomacedonian Massiv, Rh = Rhodope Massiv.

λύμματος Ωλονού-Πίνδου, δεν ανιχνεύεται στην άποψη παρουσίας και άλλου καλύμματος. Τα χαχύματα κροκαλοπαγή, που παρουσιάζονται στο μέτωπο του καλύμματος Ωλονού-Πίνδου, είναι παραλιακές έως χερσαίες αποθέσεις, που προέρχονται από ταχεία διάβρωση του ανώτερου τμήματος του καλύμματος (άνω κρητιδικοί ασβεστόλιθοι, κερατόλιθοι και φλύσχη) που είχαν ανυψωθεί με την αποχώρηση της θάλασσας κατά την τελική φάση της ορογένεσης. Τα κροκαλοπαγή αυτά, που είναι τα τελευταία προϊόντα της ορογένεσης, έχουν υποστεί τον τελευταίο παλμό της ορογένεσης, με την οποία συνδέεται η επώθηση της ζώνης Ωλονού-Πίνδου. Τούτο συμπεραίνεται : α) από τις ανατολικές κλίσεις, που παρουσιάζουν τα κροκαλοπαγή αυτά σε όλη τους την έκταση, τόσο κατά μήκος του μετώπου του τεκτονικού καλύμματος, όσο και κάθετα προς αυτό, ώστε να παρουσιάζονται μαζί με τον υποκείμενο φλύσχη σε μορφή πτυχών ελαφρά αναστραμμένων προς δυσμάς β) από τις ανάστροφες μεταπτώσεις, που παρατηρούνται εκεί και στις οποίες η πάνω και ανατολική πτέρυγα του αναστραμμένου σύγκλινου, που αποτελείται από φλύσχη, έχει επιπεύσει πάνω στον κροκαλοπαγή πυρήνα του ίδιου σύγκλινου και γ) από το ότι σε πολλές θέσεις της περιοχής αυτής πάνω στην ανατολική πτέρυγα των αναφερθέντων αναστραμμένων συγκλίσεων, δηλ. πάνω στο φλύσχη, βρίσκεται με ομόφωνη κλίση μέρος του καλύμματος (ασβεστόλιθοι και κερατόλιθοι της ζώνης Ωλονού-Πίνδου). Τούτο δείχνει σαφέστατα ότι το κάλυμμα έχει συμβάλει στο σχηματισμό των επιπεύσεων αυτών.

Η ένδεια παρόμοιων μολασσικών κροκαλοπαγών στο μέτωπο του Αρκαδικού καλύμματος μπορεί να αποδοθεί στο μικρό πάχος του καλύμματος αυτού, που δεν μπόρεσε να προκαλέσει μεγάλη διαταραχή στην ισοστατική ισοροπία της περιοχής αυτής, που θα είχε ως συνέπεια το σχηματισμό μολασσικών κροκαλοπαγών και την ανόρθωση αυτών μπροστά στο μέτωπο του καλύμματος. Για τη σχετική απουσία παρόμοιων μολασσικών κροκαλοπαγών στο μέτωπο του καλύμματος Ωλονού-Πίνδου στη Δυτική Στερεά Ελλάδα και Ήπειρο θα μπορούσαμε να πούμε ότι η σοβαρότερη αιτία ήταν το μεγάλο πάχος του φλύσχη στις περιοχές αυτές. Έτσι, η διάβρωση του καλύμματος δεν μπόρεσε να προχωρήσει κάτω από το φλύσχη μέχρι τους υποκείμενους κρητιδικούς ασβεστόλιθους και κερατόλιθους και να δημιουργήσει εκεί κροκαλοπαγή με υλικά των πετρωμάτων αυτών.

Γ. Διαφορές μεταξύ των υποβάθρων των τεκτονικών καλύμμάτων Ωλονού - Πίνδου και Αρκαδικού.

Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου θεωρείται (Κισκύρας 1963) ότι έχει επωθηθεί πάνω στη ζώνη Πύλου-Γαβρόβου, ενώ το Αρκαδικό κάλυμμα ως επωθημένο πάνω στη ζώνη Τρίπολης. Τον όρο ζώνη Πύλου-Γαβρόβου (Μακρυνόρους) χρησιμοποίησε (Κισκύρας 1962) για το χώρο, που περιλαμβάνει τη σειρά των ασβεστολίθων της Πύλου (PYLOSALIK) κατά τον Philippson (1892) και την ζώνη Γαβρόβου των γάλλων γεωλόγων (Lubouin-Brunn 1958) επειδή οι ασβεστόλιθοι της Πύλου ομοιάζουν λιθολογικά, στρωματογραφικά και τεκτονικά με τους ασβεστόλιθους Γαβρόβου (Μακρυνόρους). Την ομοιότητα μεταξύ των ασβεστολίθων αυτών επιστοποίησαν λίγο αργότερα οι Lubouin και Derouff (1963) που τοποθέτησαν τους ασβεστόλιθους της Πύλου στη ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης. Και στις δύο αυτές ζώνες εμφανίζονται νηριτικές αποθέσεις (παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι και δολομίτες) ενώ απουσιάζουν οι κερατόλιθοι και τα πετρώματα του σμαϊκού μαγματισμού. Στις δύο αυτές ζώνες το κρητιδικό μεταπίπτει στο Πάκαινο χωρίς αλλαγή φάσης σε σημείο, που οι γεωλόγοι μιλούσαν καλύτερα για ενιαίο ασβεστολιθικό ορίζοντα (Κρητιδικοπάκαινο). Λιμότερες αυτές οι ζώνες, Τρίπολης και Πύλου-Γαβρόβου, αποτελούν αιχμόχρονες μάζες με χαρακτηριστικά γνωρίσματα γεωαντικλινών ζωνών, πάνω στις οποίες έχουν επωθηθεί γεωσυγκλινείς ζώνες και μάλιστα με διεύθυνση περίπου από ανατολάς προς δυσμάς.

Παρά τις ομοιότητες, που αναφέραμε, οι δύο αυτές ζώνες παρουσιάζ-

ζουν πολλές διαφορές μεταξύ τους, ενώ επιβάλλεται ο χωρισμός τους σε δυο αυτοτελείς και ανεξάρτητες ζώνες. Οι κυριότερες διαφορές μεταξύ των ζωνών Τρίπολης και Πύλου-Γαβρόβου είναι οι εξής:

α) Στρωματογραφικές και τεκτονικές διαφορές.

Η ζώνη Τρίπολης κείται ασήμαντα πάνω σε παλαιοζωϊκά ή μεταμορφωσιγενή πετρώματα, που σε πολλές θέσεις εμφανίζονται στην επιφάνεια. Αυτός ήταν ο κυριότερος λόγος, που ώθησε τον Philipsson (1892 σ. 392) να ξεχωρίσει τους ασβεστόλιθους Τρίπολης από τους ασβεστόλιθους της Πύλου. Αν δεχτούμε, ότι τα ιζήματα Τρίπολης αποτελούν μαζί με τα ιζήματα Πύλου-Γαβρόβου μια ενιαία ζώνη, θα πρέπει τότε η μη εμφάνιση παλαιοζωϊκών και μεταμορφωσιγενών πετρωμάτων στην περιοχή Πύλου-Γαβρόβου να αποδοθεί σε μετάπτωση με τεράστιο ύψος πηδήματος, δηλ. βύθισμα των στρωμάτων Πύλου-Γαβρόβου έναντι των γεωλογικώς αντίστοιχων στρωμάτων Τρίπολης άνω των 3000μ., εφόσον στην περιοχή Φιλιατρών (ζώνη Πύλου-Γαβρόβου) δεν βρέθηκαν μεταμορφωσιγενή ή παλαιοζωϊκά πετρώματα μέχρι βάθος 3757μ, που έφθασε η γεώτρηση της Εταιρίας ESSO για πετρέλαια, (1962-1963) η οποία βρήκε μεσοτριάδικό ασβεστόλιθο, δολομίτη και λίγο ανυδρίτη (Makris 1977, σ. 33).

Η μετάπτωση αυτή παράλληλα περίπου προς τον άξονα του Μεσσηνιακού κόλπου θα έπρεπε να είχε γίνει πριν την επώθηση της ζώνης Ωλονού-Πίνδου, δηλ. πριν το μέσο Πάκαινο, άλλως θα είχε προβάλλει και την επωθημένη ζώνη Ωλονού-Πίνδου, με αποτέλεσμα οι ίδιοι στρωματογραφικοί ορίζοντες της ζώνης αυτής να παρουσιάζουν μεταξύ Αυτικής και Ανατολικής Μεσσηνίας υψομετρική διαφορά τουλάχιστον 3000μ., που στην πραγματικότητα δεν συμβαίνει. Συνεπώς θα πρέπει να δεχθούμε, επί-πλέον, ότι η υποθετική αυτή μετάπτωση θα έγινε τουλάχιστον το άνω Κρητιδικό. Μαζί μ' αυτό θα πρέπει να υποθέσουμε ακόμη, ότι η ιζηματογένεση στη δυτική (καταβυθισθείσα) πτέρυγα της μετάπτωσης, δηλ. στην περιοχή Πύλου-Γαβρόβου ήταν ισχυρότατη, ώστε να σχηματισθούν εκεί παχύτατα ιζήματα, που θα καλυψαν έτσι την εξαιτίας της μετάπτωσης προξενηθείσα μεγάλη υψομετρική διαφορά μεταξύ του υπόβαθρου Τρίπολης και του υπόβαθρου Πύλου-Γαβρόβου. Εδώ αξίζει να αναφέρουμε ότι σύμφωνα με τους Bernier et Fleury βλ. Descourte-Thuillault (1977 σ.1321) ο ρυθμός καταβύθισης ήταν μεγαλύτερος στο Γάβροβο απ' ό,τι στην Τρίπολη, για το Τουρνώνιο-Σενόνιο π.χ. διηλδίσκος. Συνεπώς και μ' αυτή την άποψη καταλήγουμε στο ίδιο συμπέρασμα, δηλ. ότι εδώ πρόκειται για δύο ζώνες με ξεχωριστή, παλαιογεωγραφική εξέλιξη, έστω και από το άνω Κρητιδικό. Την άποψη αυτή δικαιολογεί και η παρατήρηση του Richter (1974 p.118) ότι στο φλύσχη της κεντρικής και ανατολικής περιοχής της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης απουσιάζουν ολότελα σχεδόν σχηματισμοί από τουρβιδιτικά ρεύματα, που είναι γνωστοί στο φλύσχη του δυτικού τμήματος της ίδιας ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης, δηλ. της ζώνης Πύλου-Γαβρόβου κατά Κισόσια (1963.) Την απουσία των σχηματισμών αυτών εξηγεί ο Richter με την εκδοχή ότι ο πυθμένας της θάλασσας του φλύσχη της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης έγερνε συνεχώς προς δισμός, ώστε τα υλικά από την αποσάθρωση της ζώνης Ωλονού-Πίνδου να παρασύρονται στο δυτικό της τμήμα. Και όμως τούτο εξηγείται εύκολα, αν δεχθούμε ότι η παλαιογεωγραφική θέση της ζώνης Τρίπολης στην Πελοπόννησο και Ηπειρωτική Ελλάδα είναι ανατολική της ζώνης Ωλονού-Πίνδου. Έτσι μπορεί να εξηγηθεί και η αναφερόμενη (Λέικας σ. 51) παρουσία τουρβιδιτών στο δυτικό τμήμα της ζώνης Τρίπολης.

Εδώ θα μπορούσε να προστεθεί ότι η ιζηματογένεση του φλύσχη στην ζώνη Πύλου-Γαβρόβου παρουσίασε μια μικρή καθυστέρηση σε σύγκριση με τη ζώνη Τρίπολης. Στην περιοχή Καύφα και Σαντόφρι (Σκόλις) π.χ. ο φλύσχος αρχίζει στην κορυφή του άνω Πάκαινου, ενώ στην περιοχή

Δημητσάνας, Βυτίνας κλπ. στη βάση του άνω Πάκαινου (Fleury-Tsoflias 1972). Ανάλογη διαφορά παρατηρήθηκε και νοτιώτερα. Έτσι, στο ύψωμα της Τρίπολης ο φλύσχη άρχισε το Λουτήσιο, ενώ στο ύψωμα της Πύλου το κατ. Πριαμπόνιο (Φυτρουλάκης 1972). Η καθυστέρηση αυτή στην ιζηματογένεση του ηωκαινικού φλύσχη έχει σχέση με την γνωστή μετανάστευση των ορογενετικών φάσεων στην ηπειρωτική Ελλάδα περίπου από ΒΑ προς ΝΔ.

Η ζώνη Πύλου-Γαβρόβου σε αντίθεση με τη ζώνη Τρίπολης, χαρακτηρίζεται από μονοκλινείς μορφές, με αποτέλεσμα οι ηωκαινικοί ασβεστόλιθοι με τους βωξίτες εμφανίζονται μόνο στα ανατολικά τμήματα των περιοχών Πύλου, Καΐαφα, ενώ τα δυτικά τμήματά τους αποτελούνται από άνω κρητιδικούς ασβεστόλιθους π.χ. Δυτική πλευρά Αγίου Νικολάου, νήσος Σφακτηρία και ΝΔ-Δυτικό τμήμα βουνού Λαπύθα. Το ίδιο παρατηρείται και βορειότερα στην περιοχή δυτικά από τη Ναύπακτο. Το βουνό Κλόκοβα π.χ. αποτελείται από ηωκαινικούς ασβεστόλιθους, ενώ στο δυτικά του κείμενο βουνό Βαράσοβα εμφανίζονται μόνο κρητιδικοί ασβεστόλιθοι. Αλλά και στην περιοχή του Μακρυνόρους (Γαβρόβου) οι ηωκαινικοί ασβεστόλιθοι απουσιάζουν από την δυτική τους πλευρά, ενώ αφθονούν στην ανατολική. Οι διαφορές αυτές αναγνωρίζονται εύκολα και στο γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ. 1:500.000 (1984).

β) Διαφορές στη μηχανική συμπεριφορά των υποβάθρων προς τα τεκτονικά καλύμματά τους.

Μια άλλη διαφορά μεταξύ των ζωνών Πύλου-Γαβρόβου και Τρίπολης είναι στη μηχανική συμπεριφορά τους προς τα τεκτονικά καλύμματα, που έχουν επωθηθεί πάνω σ'αυτές, δηλ. οι ευκολίες ή δυσκολίες, που συναντά η πρόσλαση του καλύμματος πάνω στο υπόβαθρο. Η δυνατότητα πρόσλασης ενός τεκτονικού καλύμματος εξαρτάται και από την ενδοτικότητα του υποβάθρου κάτω από το βάρος του τεκτονικού καλύμματος, δηλ. τη δυνατότητα συμπίεσής του. Η συμπίεση αυτή (Δh) για ένα πέτρωμα με μέτρο ελαστικότητας (E) και διατομή (D) θα είναι ανάλογη και προς το πάχος (h) του στρώματος, σύμφωνα με τον τύπο $\Delta h = Kh/ED$, όπου K η πίεση, που εξασκεί το κάλυμμα πάνω στο υπόβαθρο.

Έτσι, όπου το υπόβαθρο του καλύμματος έχει μεγάλο πάχος (h) ή μικρό μέτρο ελαστικότητας, που συνήθως ισχύει για τα ανώτερα στρώματα του γεωσύγκλιου, π.χ το φλύσχη, τότε κάτω από βάρους του καλύμματος θα υποστεί μεγάλη συμπίεση και θα κατακαθίσει περισσότερο απ'ό,τι άλλα πετρώματα. Στις θέσεις αυτές θα εισχωρήσει μέρος από το κατώτερο τμήμα του καλύμματος με αποτέλεσμα να δυσχεράνει την ολίσθησή του, όχι όμως και να εμποδίσει την προχώρηση του ανώτερου τμήματος του καλύμματος. Τούτο θα προχωρήσει και θα καθίσει απευθείας πάνω στο υπόβαθρο και στη περίπτωση, που αποκοπεί από το κατώτερο τμήμα, θα σχηματίσει τεκτονικό λέπιο. Ο σχηματισμός όμως λεπίων εμποδίζει την πάρα πέρα εξάπλωση του τεκτονικού καλύμματος.

Συμφωνα με αυτά το υπόβαθρο της ζώνης Ωλονού-Πίνδου στη Δυτική Πελοπόννησο, όπου παρουσιάζονται πολλά λέπια, θα πρέπει να ήταν από μηχανική άποψη αρκετά ενδοτικό στην πίεση του τεκτονικού καλύμματος, που σημαίνει υπόβαθρο με μεγάλο πάχος ιζημάτων κατά κύριο λόγο φλύσχη. Έτσι είναι και στην πραγματικότητα. Όπως αναφέρθηκε, το πάχος των μεσοζωϊκών στρωμάτων της ζώνης Πύλου-Γαβρόβου στην περιοχή των Φιλιατρών (Δυτική Μεσσηνία) υπερβαίνει τα 3700μ. Εξάλλου ο φλύσχη της ίδιας ζώνης στην περιοχή Μεσσηνίας παρουσιάζει μεγάλο πάχος, 1000μ. περίπου το κατώτερο τμήμα και 50-300μ. το ανώτερο (Κατσικάτσος 1980). Αντίθετα, το υπόβαθρο του Αρκαδικού καλύμματος στην Κεντρική Πελοπόννησο, όπου δεν παρουσιάζονται τεκτονικά λέπια, έχει μικρό πάχος ιζημάτων. Οι ασβεστόλιθοι Τρίπολης έχουν 500-1000μ. πάχος (Phillips 1892),

σ. 391) ενώ όλη η ζώνη Τρίπολης πάνω από 2000μ. (Λέκκας 1978, σ.133) και ο φλύσχος της Υύρω στα 200μ, (Lekkas σ. 237) Στην Κρήτη οι ασβεστολιθοί της ζώνης Τρίπολης έχουν πάχος 1000μ, ενώ ο φλύσχος της ίδιας ζώνης μόνο 200μ (Kuss-Thorbecke 1974 σ.45). Στη βιβλιογραφία αναφέρονται και μικρότερες τιμές για το πάχος των ασβεστολιθών της ζώνης Τρίπολης, για την Κρήτη π.χ. πάχος 500μ. (Wachendorf et al 1975 σ.739) Έτσι μπορούμε να πούμε ότι το μικρό πάχος ζωνιάτων φλύσχη στο υπόβαθρο του Αρκαδικού καλύμματος δεν εμπόδισε την εξάπλωση του καλύμματος αυτής σε μεγαλύτερη έκταση.

Δ. Δυνατότητες προέλασης των τεκτονικών καλυμμάτων στην Πελοπόννησο.

Ο Richter (1974 σ. 123) ενώ αναγνωρίζει ότι ένα ενιαίο κάλυμμα της ζώνης Ωλονού-Πίνδου σε όλη την Πελοπόννησο δεν μπορεί να έχει προέλθει από το στενό χώρο του Αργολικού κόλπου, προσπαθεί να εξηγήσει την απουσία της ζώνης αυτής από το νότιο κεντρικό τμήμα της Πελοποννήσου με την εκδοχή ότι στην περιοχή αυτή υπάρχει ένα μεγάλο ημιπαράθυρο (σ. 122) που παρουσιάστηκε με τη διάβρωση αναθολωμένων τμημάτων της ζώνης Ωλονού-Πίνδου. Στην περίπτωση όμως αυτή θα έπρεπε να είχαν βρεθεί τα προϊόντα διάβρωσης της ζώνης αυτής. Αντίθετα, ο Doert (1976 σ. 425) ομολογεί ότι η σημερινή εξάπλωση του καλύμματος Ωλονού-Πίνδου σε δύο χωριστές ορογενετικές ζώνες δεν είναι, ασφαλώς, αποτέλεσμα μόνο διάβρωσης του άλλοτε ενιαίου καλύμματος, αλλά πιθανότατα ενός αρχικού χωρισμού του, που επιβεβαιώνεται και από την απουσία των αντίστοιχων προϊόντων διάβρωσης στις νεογενείς λειάνες. Αργότερα (1978) απέδωσε το χωρισμό αυτό σε ολίσηση λόγω βαρύτητας.

Σε ο,τι αφορά τα επιχειρήματα του Doert (1976 σ. 425) που επανέλαβαν οι Jacobshagen et al (1976) για να υποστηρίξουν τη γνώμη τους ότι η ζώνη Ωλονού-Πίνδου αποτελεί ενιαίο κάλυμμα σε όλη την Πελοπόννησο, μπορούμε να πούμε ότι αυτά τα ίδια επιχειρήματα δεν αποκλείουν την ύπαρξη στην Πελοπόννησο δύο ξεχωριστών καλυμμάτων. Τεκτονική επαφή π.χ. μεταξύ των πετρωμάτων καλύμματος και υπόβαθρου θα υπάρχει ανεξάρτητα, αν εδώ πρόκειται για ένα ενιαίο κάλυμμα ή δύο χωριστά. Κατόπιν, το ότι και τα δύο καλύμματα αποτελούνται από πελαγικά ιζημάτα, ενώ το υπόβαθρο από νηριτικά, οφείλεται στο ότι οι δύο περιοχές Ωλονού-Πίνδου και Αρκαδικού καλύμματος, έχουν αποθεθεί σε γεωσυγκλιτικές αύλακες, ενώ οι ζώνες Πύλου-Γαβρόβου και Τρίπολης σε γεωαντικλιτικές. Εξάλλου και το ότι αμφότερα τα καλύμματα έχουν την ίδια φορά (προς Δ ή ΝΔ) πτυχώσεων και επικλήσεων είναι επόμενο, εφόσον και οι δύο αύλακες επιτυχώθησαν την ίδια εποχή (Πυρηνική πτυχώση). Αλλά και το τελευταίο τους επιχείρημα, δηλ. το ότι υπάρχουν τεκτονικές συνδέσεις με συνεχείς μεταβάσεις μεταξύ των τμημάτων της ζώνης, που έχουν ομοιβαχτεί πάνω στη ζώνη Τρίπολης και των άλλων, δηλ. αυτών της δυτικής σειράς Ωλονού-Πίνδου, δεν αντιτίθεται στην άποψη της παρουσίας δύο χωριστών, αλλά συγχρόνων και γειτονικών, καλυμμάτων.

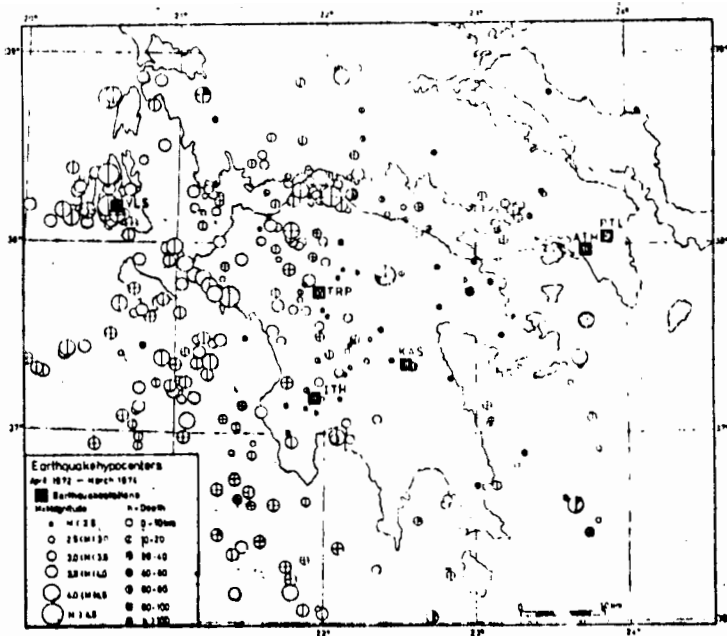
Αντίθετα, η πιο έντονη πτυχώση και το μεγαλύτερο πάχος του καλύμματος στη Δυτική Πελοπόννησο, που χαρακτηρίζεται από τα πολλά λέπια σε σχέση με το κάλυμμα στην Ανατολική Πελοπόννησο, δεν ευνοεί την άποψη ότι το κάλυμμα, που συναντάται στη Δυτική Πελοπόννησο, έχει τις ρίζες του στον Αργολικό κόλπο, αλλά την άλλη άποψη, δηλ. ότι οι ρίζες του ήταν πολύ δυτικότερα εφόσον μάλιστα συντρέχουν και άλλοι λόγοι, οι οποίοι όπως αναφέρθηκε οδήγησαν στη διαίρεση του καλύμματος της Πελοποννήσου σε δύο χωριστά καλύμματα.

Οι αναφερθείσες διαφωνίες θα είχαν εύκολα αρθεί, αν γνωρίζαμε καλά το μηχανισμό σχηματισμού των τεκτονικών καλυμμάτων. Σήμερα πιστεύεται ότι η προέλαση των καλυμμάτων αυτών οφείλεται είτε στις πτυχώσεις, δυνάμεις που αναπτύσσονται στο γεωσύγκλιτο, είτε σε ολίσηση,

λόγω βαρύτητας γήινων μαζών. Στην πρώτη περίπτωση το κάλυμμα κινείται μόνο του, χάρη σε πτυχωσιγενείς δυνάμεις, που συνθλίβουν τα ιζήματα όταν προσεγγίζουν δυό αντιμέτωπες παρειές του γεωσύγκλινου. Στην περίπτωση αυτή το πλάτος του τεκτονικού καλύμματος δεν μπορεί να φθάσει το πλάτος της γεωσυγκλινούσλεκάνης, όπου είχαν αποτεθεί τα ιζήματα του καλύμματος. Θεωρητικά μπορεί να φθάσει το μισό πλάτος του γεωσύγκλινου, δηλ. περίπου το μῆκος του άξονα μιάς κατακειμένης πτυχής. Στη δεύτερη περίπτωση η κίνηση του τεκτονικού καλύμματος διευκολύνεται στις θέσεις, όπου το υπόβαθρό του παρουσιάζει κλίση, ώστε να δημιουργηθεί εκεί ολίσηση. Κατάλληλες κλίσεις για ολίσηση του καλύμματος μπορεί να δημιουργηθούν, σύμφωνα με τους Merla και Migliorini (βλ. Temple 1968) από βαθμιαία πτύχωση αυτού του ίδιου του υπόβαθρου του καλύμματος, π.χ. στην περιοχή των Απεννίνων της Ιταλίας. Παρόμοιο μηχανισμό επώθησης δέχεται ο Temple (1968) για το κάλυμμα της ζώνης Ωλονού-Πίνδου στην Πελοπόννησο, που την τοποθετεί ανατολικά από τη ζώνη Τρίπολης.

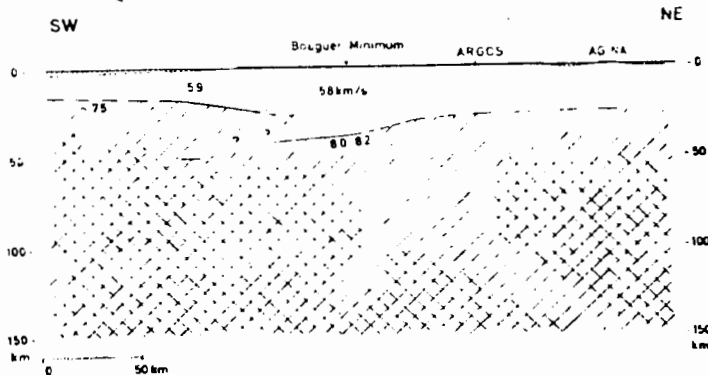
Ειδικά στην περίπτωση του καλύμματος Ωλονού - Πίνδου η ολίσηση εξαιτίας της βαρύτητας δεν πρέπει να ήταν αξιόλογη, δηλ. ισότιμη με την προέλαση του καλύμματος εξαιτίας των πτυχωσιγενών δυνάμεων. Στο συμπέρασμα αυτό οδηγεί η παρουσία πολλών λεπίων στο τεκτονικό κάλυμμα της Δ. Πελοποννήσου, τα οποία οφείλονται στην πτύχωση με αποτέλεσμα να έχουν μειώσει αρκετά το εύρος του καλύμματος. Όπως θα αναφέρουμε σε άλλη μελέτη, μετακινήσεις γήινων τεμαχών από ολίσηση γίνονται στα δυτικά τμήματα γεωαντικλινών ζωνών, δίνοντας την εντύπωση ότι πρόκειται για επωθήσεις, π.χ. στην περίπτωση όπου τεμάχια της ζώνης Τρίπολης έχουν ολισθηθεί πάνω στο μεταμορφωμένο σύστημα της Κεντρικής Πελοποννήσου. Έτσι, αν το κάλυμμα Ωλονού-Πίνδου είχε τις ρίζες του στον Αργολικό κόλπο, όπως πολλοί ισχυρίζονται, δεν θα μπορούσε να απλωθεί προς τα δυτικά, 100 Km, που είναι η απόσταση του Κυπαρισσιακού από τον Αργολικό κόλπο. Πέραν όμως από αυτό γεννιέται και το ερώτημα, που ήταν το γεωσύγκλινο, το οποίο σύμφωνα με τα αναφερθέντα θα είχε περίπου 100 Km. πλάτος, τουλάχιστον όσο το εύρος του καλύμματος. Τούτο σημαίνει ότι το γεωσύγκλινο αυτό θα έφθανε από τον Αργολικό κόλπο μέχρι τις Κυκλάδες, δηλ. θα κατείχε όλο το χώρο, που σήμερα έχουν οι ζώνες Παρνασσού - Γκιώνας και Ανατολικής Ελλάδας (Υπεμελαγονική) οι οποίες θα έπρεπε να βρίσκονταν πιά ανατολικά από τις σημερινές τους θέσεις. Με τη λογική αυτή θα πρέπει να δεχθούμε ακόμη ότι η Αιγιήδα κατείχε άλλοτε μεγαλύτερο πλάτος από το σημερινό. Τούτο όμως σημαίνει ότι στην περιοχή του Αιγαίου η επιφάνεια της γής μειώθηκε κάπου 100 Km στη διεύθυνση Α-Δ ή ακόμη περισσότερο, αν δεχθούμε, όπως οι Bernouilli - Laubscher (1972) ότι η ζώνη Ωλονού-Πίνδου είχε τις ρίζες της ανατολικά από τον Όλυμπο, αφού τα στρώματα της μεσοζωϊκής - ηνωκαινικής σειράς του Ολύμπου θεωρούνται (Flegy-Godfriaux 1974) ότι ανήκουν στη ζώνη Γαβρόβου - Τρίπολης.

Το απαιτούμενο αυτό στένωμα της Αιγιήδας, θα μπορούσε να εξηγηθεί σύμφωνα με τη θεωρία των τεκτονικών πλακών με υποπροέλαση ωκεάνιας πλάκας, που αποτελεί το υπόβαθρο των δυτικών ελληνικών ζωνών, κάτω από την Πελαγονική ζώνη. Οι Jacobshagen et al (1976. σ. 356). π.χ. υποθέτουν (σχ.3) ότι η αύλακα της ζώνης Ωλονού-Πίνδου είχε υπόβαθρο ωκεάνιο φλοιό και ότι ένα μεγάλο μέρος αυτής, το δυτικό και κεντρικό, έχει πιθανώς υποπροελάσει κάτω από την Πελαγονική ζώνη, ενώ το ανατολικό τμήμα έχει αποκοπεί και επωθηθεί πάνω στη ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης. Οι Aubouin et al (1977) πιστεύουν ότι εδώ πρόκειται για υποπροέλαση (Subduction) της Αφρικανικής πλάκας (Πρεαπούλιας μαζί με τις ζώνες Ιονίου, Γαβρόβου και Πίνδου) κάτω από την Ευρωπαϊκή πλάκα (Πελαγονική ζώνη κλπ). Ο Bonneau (1981, 80) πιστεύει ότι η ζώνη Ωλονού-Πίνδου άρχισε την υποπροέλασή της κάτω από την Πελαγονική ζώνη το Κρητιδικό και τη συνέχισε μέχρι το άνω Ηώκαινο, οπότε άρχισε να επωθείται



Σχ.4. Χάρτης με μεγέθη και βάθη σεισμών στην Πελοπόννησο κατά την περίοδο Απρίλιος 1972 - Μάρτιος 1974 από Leydecker 1976.

Fig.4. Map of epicenters, magnitudes and depths of the shocks from April 1972 until March 1973 after Leydecker 1976.



Σχ.5. Σχηματική τομή της λιθόσφαιρας στην Πελοπόννησο βλ. Jacobshagen et al 1976. Το τμήμα χωρίς σκιαγράφηση αντιστοιχεί στην λιθόσφαιρα, ενώ αυτό με τη σκιαγράφηση στο μανδύα. Τα τμήματα χωρίς ή με απλή σκιαγράφηση παρουσιάζουν υψηλή σεισμικότητα, ενώ αυτά με σταυρωτή σκιαγράφηση παρουσιάζουν ελαφρά έως μηδαμινή σεισμικότητα.

Fig.5. Crustal section of the Peloponnese (see Jacobshagen et al 1976). Structure without hatching = crust. Str. simple or cross hatched = mantle. Struc. without or with simple hatching = high seismic activity. Str. with cross hatching = area with low or without seismic activity.

πάνω στο φλύσχη της ζώνης Τρίπολης.

Στην περίπτωση όμως, που η ζώνη Ωλονού-Πίνδου με το υποτιθέμενο ωκεάνιο υπόβαθρό της είχε υποπροελάσει κάτω από την Πελαγονική ζώνη, θα έπρεπε να είχε παρουσιασθεί και κάποιο άλλο από τα φαινόμενα, που συνήθως συνοδεύουν υποπροελάσεις. Θα έπρεπε δηλαδή δυτικά της Πελαγονικής ζώνης και πάνω στην κατερχόμενη ζώνη, που εδώ αντιστοιχεί στη ζώνη Ανατολικής Ελλάδας (Υποπελαγονική) να είχαν εμφανισθεί κυανοσχιστόλιθοι, ενώ τα πετρώματα αυτά παρουσιάζονται στην Πελαγονική ζώνη. Θα μπορούσαν ακόμα να είχαν εμφανισθεί ανδρειακά ηφαίστεια του Παλλαιογενούς πάνω στην Πελαγονική ζώνη, που όμως δεν διαπιστώθηκαν. Αλλά ούτε φαινόμενα δημιουργίας μιάς τάφρου (trench) παρουσιάσθηκαν δυτικά της ζώνης Ωλονού-Πίνδου, που θα μπορούσαν να συνδυασθούν με μιά υποτιθέμενη υποπροέλαση από Δ προς Α. Στο Ιόνιο πέλαγος διαπιστώθηκαν καταβυθίσεις, αλλά αυτές οφείλονται σε εγκυακρημνίσεις τμημάτων των εξωτερικών ελληνικών ζωνών, που έγιναν πολύ αργότερα από το χρόνο, που έπρεπε να είχε λειτουργήσει η υποπροέλαση.

Ανεξάρτητα από αυτά, που ειπώθηκαν εδώ, σε προηγούμενη εργασία (Κισκύρας 1984) είχε υποστηριχθεί ότι οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι, που βρέθηκαν στον Ταύγετο και Πάρωνα, δεν μπορεί να έχουν προέλθει από το Ιόνιο με υποπροέλαση. Στην περίπτωση αυτή θα έπρεπε να ήταν σε βάθος 50Km και όχι στην επιφάνεια σε μορφή τεκτονικού παράθυρου.

Ε. Ενδιάμεσοι σεισμοί στην Πελοπόννησο και άλλες σεισμικές παρατηρήσεις σε συνδυασμό με τη θέση των ζωνών Ωλονού-Πίνδου και Πύλου-Γαβρόβου στη Δυτ. Ελλάδα.

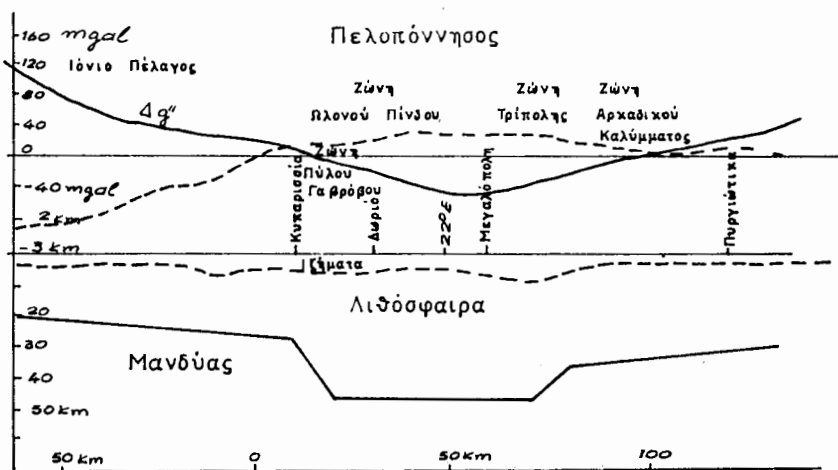
Η παρουσία σεισμών με έστίες ενδιάμεσου βάθους στη λωρίδα της ζώνης Ωλονού-Πίνδου, που εκτείνεται από την Καλαμάτα προς το Αίγιο (22^ο αν. μήκος) έχει από την άποψη αυτή ιδιαίτερη σημασία, αν συνδυασθεί με την παρατήρηση (Κισκύρας 1982) ότι οι ενδιάμεσοι σεισμοί παρουσιάζονται στις γεωσυγκλινείς ζώνες, όχι όμως στα επωθημένα τμήματά τους. Έτσι, αν η ζώνη Ωλονού-Πίνδου είχε τις ρίζες της στην περιοχή του Αργολικού κόλπου, δεν θα είχαμε επίκεντρα ενδιάμεσων σεισμών στη λωρίδα Καλαμάτα - Αίγιο, δηλ. στο επωθημένο τμήμα της ζώνης αυτής.

Σύμφωνα με αυτά μπορούμε να πούμε, ότι η λωρίδα Καλαμάτα - Αίγιο πρέπει να θεωρηθεί ότι αποτελεί τις ρίζες της ζώνης Ωλονού - Πίνδου. Η άποψη αυτή ενισχύεται και από τα αποτελέσματα της μελέτης του Leydecker (1975 & 1978, Σχ. 4) ότι δυτικά του μεσημβρινού 22^οΕ δεν έχουν παρατηρηθεί σεισμοί ενδιάμεσου βάθους. Η περιοχή αυτή ανήκει μεν στη ζώνη Ωλονού- Πίνδου, αλλά εδώ πρόκειται για τμήμα της, επωθημένου πάνω στη ζώνη Πύλου-Γαβρόβου, της οποίας τα ανατολικά όρια φαίνεται ότι εκτείνονται περίπου μέχρι το μεσημβρινό 22^οΕ. Εδώ θα πρέπει να προστεθεί ότι τόσο ο Μεσσηνιακός κόλπος, όσον και οι προεκτάσεις του βυθίσματός του, προς βορράν, φιλοξενούν σεισμικές έστίες με ενδιάμεσο βάθος (Κισκύρας 1972, σ. 102, Kiskyras 1978, 89).

Η λωρίδα της Πελοποννήσου, που ορίζεται από τις περιοχές Καλαμάτας-Αίγιου, παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για το λόγο ότι η λιθόσφαιρα έχει εδώ μεγάλο πάχος, που εξηγεί την παρατηρηθείσα μεγάλη τιμή της αρνητικής ανωμαλίας βαρύτητας. Στο Profil του σχ.5, που έγινε από το Ιόνιο Πέλαγος προς την Αίγινα δια μέσου Κυπαρισσίας με βάση μετρήσεις σεισμικής διάθλασης, φαίνεται ότι η διαχωριστική επιφάνεια λιθόσφαιρας-μανδύα αποτελείται από δυό συγκλινόντα τμήματα. Απ'αυτά το δυτικό, που έρχεται από το Ιόνιο πέλαγος, κλίνει προς ανατολάς, ενώ το άλλο κλίνει προς δυσμάς. Έτσι, το σχ. 5 δίνει την εντύπωση ότι η διαχωριστι-

κή επιφάνεια λιθόσφαιρας-μανδύα, δηλ. η επιφάνεια Moho, του ανατολικού τμήματος βυθίζεται λίγα χιλιόμετρα κάτω από την επιφάνεια Moho, του δυτικού τμήματος. Οι Jacobshagen et al (1976 σ. 352), για να εξηγήσουν την μορφή αυτή της επιφάνειας Moho υποθέτουν ότι εκεί θα έγινε μετάπτωση ή επώθηση. Οι επωθήσεις όμως στον ελληνικό χώρο δεν έχουν φορά από ΝΔ προς ΒΑ, αλλά από Α προς Δ ή από ΒΑ προς ΝΔ. Οι Berckheimer και Kowalczyk (1978) νομίζουν ότι η επιφάνεια Moho στο βάθος 45km, βλ. σχ. 5, αντιστοιχεί στο σύνορο της επιφάνειας Moho με μία ζώνη υποπροέλασης (Subduction zone) της Ιόνιας λιθόσφαιρας προς ΒΑ. Για να ενισχύσουν την άποψή τους οι συγγραφείς αυτοί προσθέτουν ότι οι αποστάσεις της τάφρου από τη θέση, όπου η ανωμαλία Bouguer παρουσιάζει την ελάχιστη τιμή, όπως και από την ηφαιστειακή ζώνη, είναι όμοιες με τις αντίστοιχες αποστάσεις στα νησιωτικά τόξα της Ινδονησίας και Ειρηνικού. Η άποψη όμως μιας υποπροέλασης της Ιόνιας λιθόσφαιρας προς ΒΑ δεν δικαιολογείται σύμφωνα με τα λεχθέντα στο προηγούμενο κεφάλαιο.

Από το σχ. 6 φαίνεται εξάλλου ότι η λιθόσφαιρα της Πελοποννήσου παρουσιάζει το μεγαλύτερο πάχος εκεί, όπου έχουν στοιβαχθεί η ζώνη Ωλονού-Πίνδου πάνω στη ζώνη Πύλου-Γαβρόβου, όπως και η ζώνη του Αρκαδικού καλύμματος πάνω στη ζώνη Τρίπολης. Έτσι, ενώ στην παραλιακή περιοχή της Κυπαρισσίας η λιθόσφαιρα έχει πάχος 26 Km (Makris σ.40) σε απόσταση μόλις 10 Km προς ανατολάς φθάνει τα 48 Km. πάχος. Το σχήμα αυτό, μαζί με το προηγούμενο, έχουν κοινό χαρακτηριστικό, ότι και στα δύο η επιφάνεια Moho στην Πελοπόννησο αποτελείται από δύο τμήματα, που συγκλίνουν περίπου στο μεσημβρινό 22°Ε. Προς το δυτικό τμήμα, που κλίνει προς Α, βρίσκεται η ζώνη Τρίπολης. Και αυτή η διαπίστωση μπορεί να θεωρηθεί ως αξιόλογη ένδειξη, ότι εδώ πρόκειται για δυο διαφορετικές ζώνες, ενώ η ζώνη του Αρκαδικού καλύμματος δεν αποτελεί αυτοτελή ζώνη και μπορεί να θεωρηθεί ως ΝΑ κλάδος της ζώνης Ωλονού-Πίνδου, που χωρίζεται μερικώς από το κύριο σώμα με παρεμβολή της ζώνης Τρίπολης, με εριούνιο υπόβαθρο (Κιοκύρας 1972, σ. 94).



Σχ.6. Συνθετική τομή της λιθόσφαιρας στο Ιόνιο Πέλαγος και στην Πελοπόννησο (Makris 1977). Η συνεχής καμπύλη (Δg) = βαρυτομετρική ανωμαλία Bouguer. Η στικτή γραμμή = επιφάνεια εδάφους.

Fig.6. Synthetic section of the crust of the Eastern Ionian sea and the Peloponnese (Makris 1977). Dashed line = Topography, Continuous line (Curve Δg) = Bouguer anomaly (Fig.22).

Summary

About the paleogeographic position of the Olonos-Pindos and Pylos-Gavrovo zones in West - Peloponnesus

by Dem. A. Kiskyras

The opinion that Olonos-Pindos nappe-roots lay into the area of the Argolikos Gulf beset with insuperable difficulties concerning space problems. Owing to the great number of imbrications in the West-Peloponnesian section of the Olonos-Pindos nappe, it may be supposed that Gravity was not an essential agent for the moving of the Olonos - Pindos nappe far from its roots. Imbrication seems to be opposed to the enlargement of nappes. Thus, in the assumption that this nappe has been moved from Argolikos Gulf westward to Kyparissiakos Gulf, i.e. a distance of about 100 km, the geosyncline, where the sediments of the Olonos-Pindos zone have been deposited, should be extended at least 100 km east of Argolikos Gulf, i.e. into the space, held today by the Parnassus-Ghiona- and East-Hellenic (Subpelagonian) zones, given in this case that the nappe width does not surpass the geosyncline width. In this view Aegean area should be about 100 km larger in the pre-Eocene period. Thus, its reduced width of today might be explained by a narrowness of this area, due f.i. to a subduction of the western Greek zones oceanic substratum below the Pelagonian-zone substratum. But such a subduction is not in agreement with the known geological data of this area. Blue schists f.i. do not occur into the East-Hellenic zone and nor andesitic rocks appear along the Pelagonian zone. However, the opposite is the case. Blue schists appear into the Pelagonian zone and Neogene andesitic volcanoes do into the East Hellenic zone. Besides, an Ionian sea floor spreading, associated with subduction, is unknown.

There are many arguments making favourable the view (Kiskyras 1963) that the so called Pindos nappe may be distinguished into two separated nappes, i.e. the Olonos-Pindos nappe thrust to W over the Pylos-Gavrovo zone, and the Arcadian nappe thrust also to W, but over the Tripolis zone. These arguments are:

a) The abundance of fensters into the area of the Arcadian nappe and their lack into the Olonos-Pindos area, associated with the small thickness of the first nappe and the great thickness of the second one, respectively. The presence of molassic conglomerates in Messenia, deposited in the front of the Olonos-Pindos nappe, may be attributed also to the great thickness of this nappe, associated with isostatic adjustment. In contrast to this, the displacement of the thin Arcadian nappe does not cause any big disturbance of the isostatic equilibrium, resulting in an elevation and erosion of this nappe.

b) Olonos-Pindos zone is characterized by two sedimentary changes. The first, in the Early Cretaceous, associated with the presence of the so called "first Pindos flysch" may be considered a reflex mark of the Austrian orogenesis in the inner Hellenic zones. The second one, associated with the presence of combustible shales, may be considered a reflex mark of the younger phase of the Subhercynian orogenesis. On the contrary, neither the first flysch, nor the combustible shales and nor the Cretaceous manganese deposits, known in the Olonos-Pindos nappe, are present in the Arcadian nappe.

It is of interest to note here some differences between Pylos-Gavrovo - and Tripolis-zone. Sedimentation was more rapid in Pylos-Gavrovo zone than in Tripolis zone, given that subsidence rate seems to be stronger in the first zone, resulting in the great thickness

of the Pylos-Gavrovo-zone ($h > 3500$ m). Thus, this zone owing to its great thickness has behaved like a yielding medium during the thrusting of the Olonos-Pindos nappe, resulting in a small expansion of this nappe. In contrast to Pylos-Gavrovo zone, Tripolis-zone, due to its small thickness did not prevent the Arcadian nappe from being expanded. Besides, turbidity currents and turbidites present abundantly in the Pylos-Gavrovo- flysch do not occur or they are rare in the Tripolis-flysch. Furthermore, Pylos-Gavrovo zone, in contrast to Tripolis zone, may be structurally characterized by the occurrence of isoclinal folds.

The occurrence of intermediate earthquakes in the belt along Kalamata-Aegion does not favour the view that this area is a section of a nappe, thrust westward from the Argolikos Gulf. In contrast, the scarcity of intermediate earthquakes in the area West of 22° E. is in agreement with the view that this area is a nappe. Besides, the crust-mantle boundary dips below the W.Peloponnesus (area of the Pylos-Gavrovo zone) eastward with increasing crustal thickness, whereas below the E.Peloponnesus (area of the Tripolis zone) it dips westward also with increasing crustal thickness. This may be taken as a serious indication that Pylos-Gavrovo zone is not to be identified with the Tripolis zone.

Βιβλιογραφία

- A u b o u i n, J. 1958. Contribution à l' étude géologique de la Grèce septentrionale: Les confins del' Épire et de la Thessalie Ann. géol. Pays Hellén. 10.- 1-483
- A u b o u i n, J. et J. B r u n n 1958. Zone ionienne et zone du Gavrovo en Épire septentrionale: Le Mitsikeli et le Tymphé. Ann. géol. Pays Hellén. IX, 242-248.
- A u b o u i n, J. et J. D e r c o u r t 1963. Zone préapulienne, zone ionienne et zone du Gavrovo au Péloponèse occidental. Bull. Soc. Géol. France (7) VI, 785-794.
- A u b o u i n, J. X. Le P i c h o n, E. W i n t e r e r and M. B o n n e a u 1977. Les Hellénides dans l' optique de la Tectonique des Plaques, VI Colloquium on the geology of the Aegean region. Athens, Proceeding III, 1333-1355.
- B e r c k h e m e r, H. and G. K o w a l c z y k, 1978. Postalpine Geodynamics of the Peloponnesus, in H. Closs, H. Roeder and K. Schmidt. Alps, Apennines, Hellenides, Stuttgart 519-522.
- B e r n o u i l l i, D. et M. L a u b s c h e r 1972. The palinspatic Problem of the Hellenides. Ecl. géol. Helv. 65/1, 107-118.
- M. B l u m e n t h a l, 1933. M. Zur Kenntnis des Querprofils des zentralen und nördlichen Peloponnes. N. J. f. Min. etr. Beil Bd. 70 Abt. B 449-514.
- B o n n e a u, M. 1982. Tectonic evolution of the Aegean realm during the Upper Jurassic to Miocene period. Intern. Symp. on the Hellenic Arc and Trench (H.E.A.T.) Athens I, 1981, 62-88
- C e l e t, D. 1962. Contribution à l' étude géologique du Parnasse-Kiona et d' une partie des régions méridionales de la Grèce continentale, Ann. géol. Pays Hellén 13, 1-446.

- D o e r t, U. 1976. Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen zur Bau und zur Stellung der Olonos-Pindos -Zone in der mittleren Peloponnes. Zt. dt. geol. Ges. 127. 417-428.
- 1978. Mesoscopic Fabric Studies, Pindos Zone Central Peloponnesus. In H. Closs, H. Roeder und K. Schmidt. Alps, Apennines, Hellenides Stuttgart, 428-430.
- D e r c o u r t, J. 1964. Contribution à l' étude géologique d' un secteur du Péloponnèse septentrional. Ann. géol. Pays Hellén. 15 p. 1-418.
- D e r c o u r t, J. F. T h i é b a u l t, 1977. Creation and evolution of the Northern margin of the Mesogean ocean between Africa and Apulia in the Peloponnesus (Greece). VI. Colloquium on the geology of the Aegean Region, Athens. Proceedings V.III, p. 1313-1332.
- F l e u r y, J. J. - P. T s o f l i a s 1972. Sur l' âge de la base du flysch de la zone de Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse septentrional. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρίας IX, 111-121.
- F l e u r y, I. et I. G o d f r i a u x, 1974. Arguments pour l' attribution de la série de la fenêtre de l' Olympe (Grèce) à la zone du Gavrovo-Tripolitza: présence de fossiles du Maastrichtien et de l' Éocène inférieur (et moyen?). Ann. Soc. Géol. Nord XCIV/ /4, 149-156.
- Φ ο τ ρ ο υ λ ά κ η ς, Ν. 1972. Γεωλογική δομή της Δυτικής Πελοποννήσου και απόψεις περί της γεωτεκτονικής θέσεως των ζωνών Ωλονού, Πύλου και Τριπόλεως. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρίας IX, 2, 122-132.
- J a c o b s h a g e n, V., J. M a k r i s, D. R i c h t e r, G. B a c h m a n n, U. D o e r t, P. G i e s e und H. R i s c h 1976. Alpidischer Gebirgsbau und Krustenstruktur des Peloponnes. Z. dt. geol. Ges. 127, 337-363.
- Κ α τ σ ι κ ά τ σ ο ς, Γ., 1980. Γεωλογική μελέτη περιοχής Βασιλικού-Ιθώμης Μεσσηνίας. Διδακτ. Διατριβή, Πάτραι.
- Κ ι σ κ ύ ρ α ς, Δ. 1962. Παρατηρήσεις επί της γεωλογίας των βορειοανατολικών κοιτασμάτων της Δ. Ελλάδος. Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών 37, 370-377.
- 1963. Τεκτονικές έρευνες στην Πελοπόννησο και ιδιαίτερα στη ζώνη Ωλονού-Πίνδου. Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ. V, 1-21.
- 1967. Επί της προελεύσεως των μαγγανιούχων μεταλλευμάτων των κερατολιθικών ζωνών της Ελλάδος. Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών 42, 1-14.
- 1972. Αι γεωτεκτονικά ζώναι της Αλπικής ορογενέσεως εις τον ελληνικόν χώρο. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ. IX, 93-110.
- K i s k y r a s, D. 1978. The geotectonic state of the Greek area : Volcanism, Intermediate Earthquakes and Plate Tectonics. Thera and the Aegean World I. London, 85-96.

- K ι σ κ ύ ρ α ς Δ. 1982. Γεωλογικά και Γεωφυσικά στοιχεία κατά της ισχύος της θεωρίας των τεκτονικών πλακών στην Ελλάδα. Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών 57, 293-308.
- K ι σ κ ύ ρ α ς, Δ. 1984-86. Γύρω από την ισχύ της θεωρίας των τεκτονικών πλακών στην Ελλάδα. 2ο Πανελλαδικό Γεωλογικό Διήμερο, Αθήνα 1984.
- K u s s E. S., und G. T h o r b e c k e 1974. Die präneogenen Ges- teine der Insel Kreta und ihre Korrelierbarkeit im ägäischen Raum. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 64- 39-75.
- L e k k a s Sp. 1978. Données nouvelles sur la stratigraphie et la structure de la région au SE de Tripolis (Péloponnèse Central). Ann. géol. Pays Hellén. 29, 1977, 226-264.
- Λ έ κ κ α ς Π. Σ π. 1978. Συμβολή εις την γεωλογικήν δομήν της περιοχής νοτιοανατολικώς της Τριπόλεως. Διδασκ. Διατριβή Αθήναι σ. 1-192.
- L e y d e c k e r, G. 1975. Seismizitätsstudien im Bereich des Peloponnes auf Grund von Präzissionsherdbestimmungen. Diss. Univ. Frankfurt.
- L e y d e c k e r G., H. B e r c k h e m e r and N. D e l i b a s i s 1978. A study of seismicity in the Peloponnesus Region by Precise Hypocenter Determinations. Alps, Apennides, Hellenides. Stuttgart 406-410.
- M a k r i s J., 1977. Geophysical Investigations of the Hellenides. Hamburger Geophysikalische Einzelschriften. Reihe A. Heft 34 Hamburg.
- P h i l i p p s o n A. 1891-92 Der Peloponnes, Berlin
- 1959. Die griechischen Landschaften, Bd. III. Der Peloponnes, Frankfurt am Main
- R e n z C. 1940. Die Tektonik der griechischen Gebirge, Πραγμ. Ακαδ. Αθηνών 8,1 σ. 1-171
- R i c h t e r, D. 1974. Die paläogeographische und geotektonische Bedeutung der Gavrovo - Tripolis - Zone auf dem Peloponnes (Griechenland). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 145, 96-128.
- T e m p l e P. 1968. Mechanics of Large Scale Gravity Sliding in the Greek Peloponnesos. Amer. Geol. Soc. Bull. 79, 687-700.
- W a c h e n d o r f, H., G. B e s t und W. G w o s d z 1975. Geodynamische Interpretation Ostkretas. Geol. Rundschau 64, 728-750.