

Πρακτικά		3ου Συνεδρίου		Μάιος 1986	
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	σελ.	Αθήνα		
	XX	353-367	1988		
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.	Athens		

ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΤΑΘΕΡΟΤΗΤΑ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΚΑΤΩΦΕΡΕΙΩΝ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΧΩΡΟ ΑΠΟ ΤΗΝ ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ*

B. ΛΥΚΟΥΣΗΣ**, Γ. ΦΕΡΕΝΤΙΝΟΣ***

ΣΥΝΟΨΗ

Οι κατολισθήσεις και η σταθερότητα των κατωφερειών εξετάζονται στο διάυλο Ζακύνθου-Κεφαλονιάς-Πελοποννήσου (κλίσεις 30°-70°), Α. Κορινθιακό-Δ. Σαρωνικό κόλπο (κλίσεις 40°-70°) και θερμαϊκό κόλπο (κλίσεις 40°-70°). Οι κατολισθήσεις που παρατηρήθηκαν στα σεισμικά διαγράμματα συνέβησαν κυρίως μετά την τελευταία παγετώδη περίοδο (Βούρμια) σε ιζηματολογικές ενότητες που αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια και μετά από την περίοδο αυτή. Το μέγεθος και η έκταση των κατολισθήσεων εξαρτάται από την ένταση της σεισμικής δραστηριότητας και τη μέση ταχύτητα ιζηματογένεσης. Με βάση τις γεωτεχνικές ιδιότητες των ιζημάτων και τις προβλεπόμενες σεισμικές επιταχύνσεις οι κατωφέρειες στις εξεταζόμενες περιοχές είναι γενικά ασταθείς.

ABSTRACT

Slumping and marine slope stability have been examined in the straits between Zakynthos-Cephalonia and Peloponnesos (slope gradient 30°-70°), E. Korinthiakos-W. Saronikos gulf (gradient 40°-70°) and Thermaikos gulf (gradient 40°-70°). Slumping occurred mainly after the late glacial period (Wurm) in sediment units that deposited during and after this period. The extension and thickness of slumps depends upon the seismic intensity and sedimentation rates. Based on the sediment geotechnical properties and the expected peak ground accelerations the slopes in the areas under investigation are, in general, unstable.

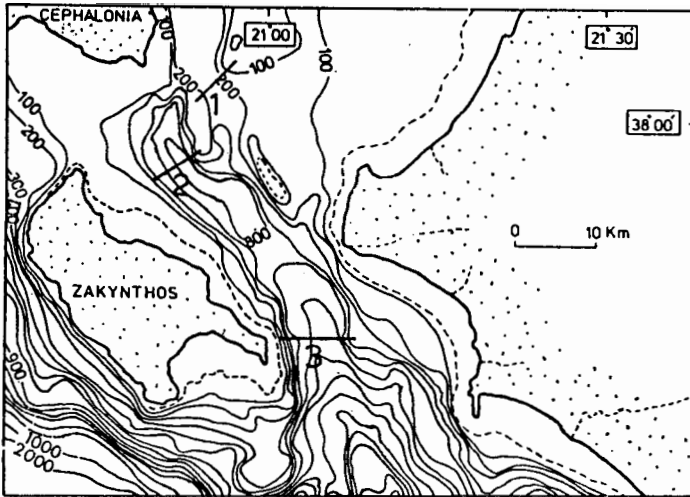
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Υποθαλάσσιες κατολισθήσεις είναι γνωστές από τις αρχές του αιώνα από καταστροφές που προκλήθηκαν σε ποντισμένα καλώδια τηλεπικοινωνιών. Συστηματική μελέτη των υποθαλάσσιων κατολισθήσεων άρχισε την τελευταία εικοσαετία σαν αποτέλεσμα της εκμετάλλευσης κοιτασμάτων πετρελαίου σε μεγάλο βάθος θάλασσας (εγκατάσταση εξεδρών, αγωγών κλπ) και γενικά κατασκευών στη θάλασσα και στον παράκτιο χώρο (καλώδια, γέφυρες, λιμενικά έργα, σήραγγες, αγωγοί λυμάτων, πυρηνικοί σταθμοί κλπ). Στον Ελληνικό χώρο υποθαλάσσιες κατολισθήσεις έχουν παρατηρηθεί έμμεσα από καταστροφές καλωδίων στον Κορινθιακό κόπο (HEEZEN et al., 1966) και άμεσα από σεισμικά διαγράμματα στον Πατραϊκό-Ιόνιο (BROOKS & FERENTINOS, 1984;

* SUBMARINE SLUMPING AND SLOPE STABILITY
ON THE CONTINENTAL SLOPE OFF GREECE IN RELATION WITH
THE SEISMIC ACTIVITY

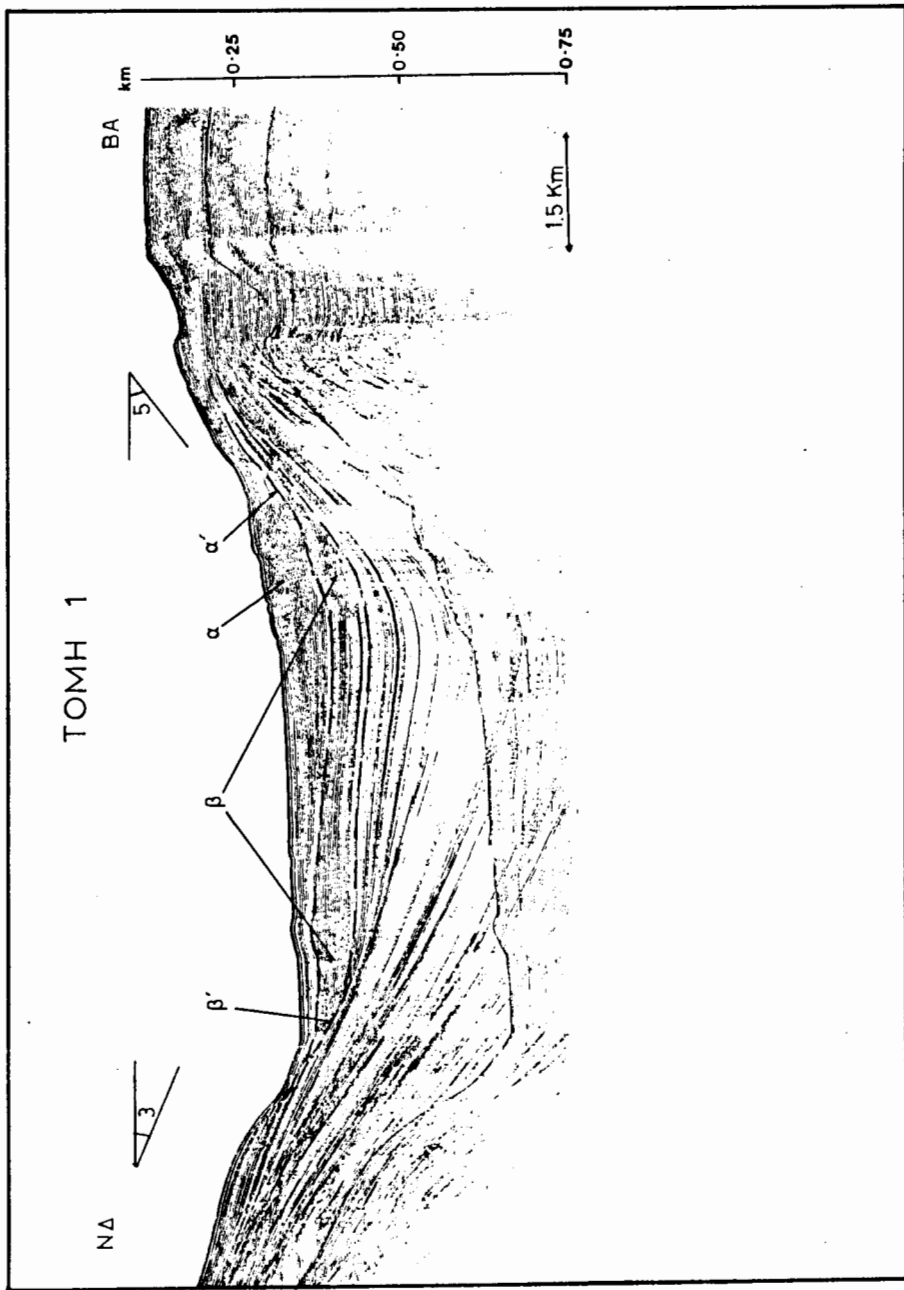
** Εθνικό κεντρο Θαλασσιών Ερευνών, 166 04 Ελληνικό.

*** Τομέας Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πάτρας, Ρίο.

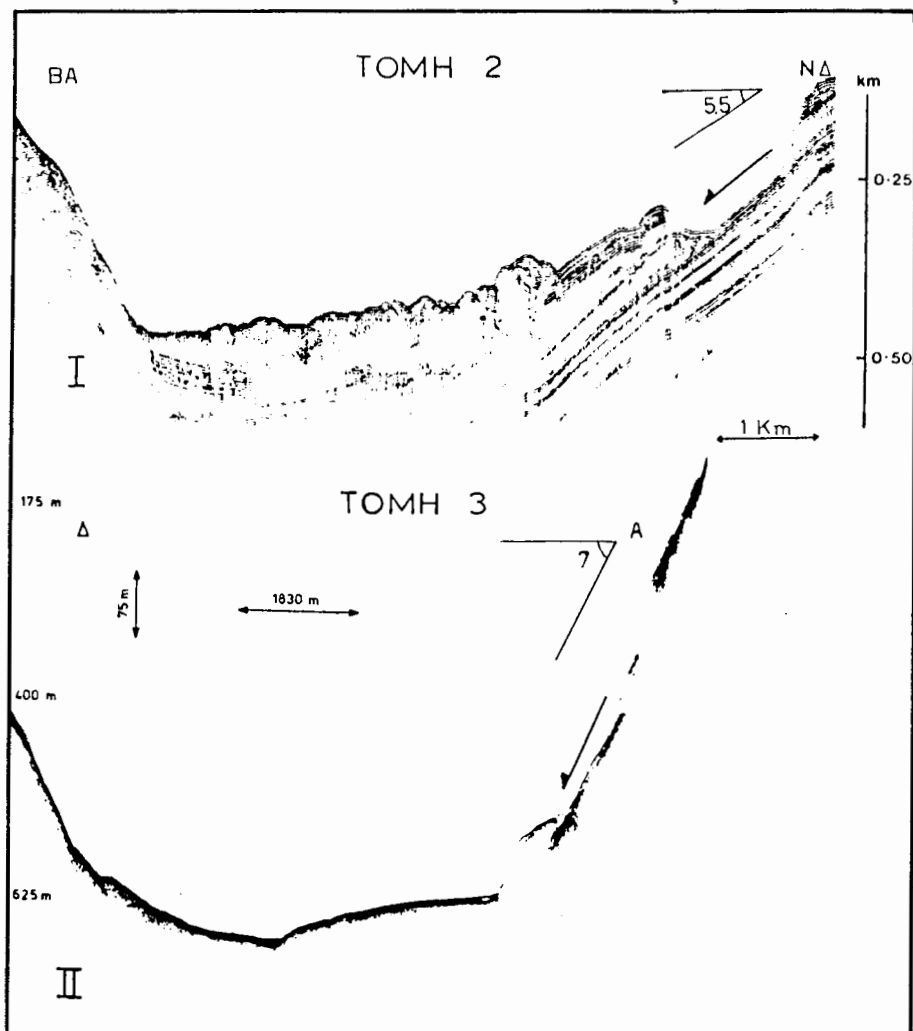


Σχ.1.: Βυθομετρικός χάρτης διαύλου Ζακύνθου-Κεφαλονιάς-Πελοποννήσου και θέση των επιλεγμένων σεισμικών τομών.

Fig.1.: Bathymetry (in m) of the Zakynthos-Cephalonia-Peloponnese straits and location of selected seismic profiles.



ΣΧ.2.: Σεισμικό διάγραμμα κατά μήκος της τομής 1 του ΣΧ.1.
 Fig.2.: Seismic profile along line 1. (For location, see Fig.1.)



Σχ.3.: Σεισμικό διάγραμμα κατά μήκος της τομής 2(I) και διάγραμμα με 3.5KHz κατά μήκος της τομής 3(II) του Σχ.1.

Fig.3.: Seismic profile along line 2(I) and 3.5 KHz profile along line 3(II). (For location, see Fig.1)

FERENTINOS et al., 1985), στον Κορινθιακό κόλπο (PERISSORATIS et al., 1984; BROOKS & FERENTINOS, 1984) και στο Β.Δ. Αιγαίο (FERENTINOS et al., 1981).

Στην εργασία αυτή γίνεται προσπάθεια συσχετισμού των υποθαλάσσιων κατολισθήσεων με την ένταση της σεισμικής δραστηριότητας στις ηπειρωτικές κατωφέρειες (continental slopes) του διαύλου μεταξύ Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς και Πελοποννήσου, του Ανατολικού Κορινθιακού-Δυτικού Σαρωνικού κόλπου και του Θερμαϊκού κόλπου. Επίσης γίνεται εκτίμηση της σταθερότητας των κατωφερειών αυτών με τη μέθοδο της "μη πεπερασμένης κατωφέρειας" (infinite slope) και αποτελέσματα γεωτεχνικών ιδιοτήτων των ιζημάτων από τον Θερμαϊκό και Σαρωνικό κόλπο. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται βυθομετρικά, σεισμικά διαγράμματα και πυρηνοληψίες από διαφορετικά ωκεανογραφικά ταξίδια του R.R.S. Shackleton 1/82, του Ω/Γ ΑΙΓΑΙΟ και άλλων ενοικιασμένων αλιευτικών σκαφών. Οι εργαστηριακές αναλύσεις έγιναν σύμφωνα με τα Β.Σ. και οι μετρήσεις διατμητικής αντοχής έγιναν με τη μέθοδο δοκιμής πτερυγίου (vane test).

2. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

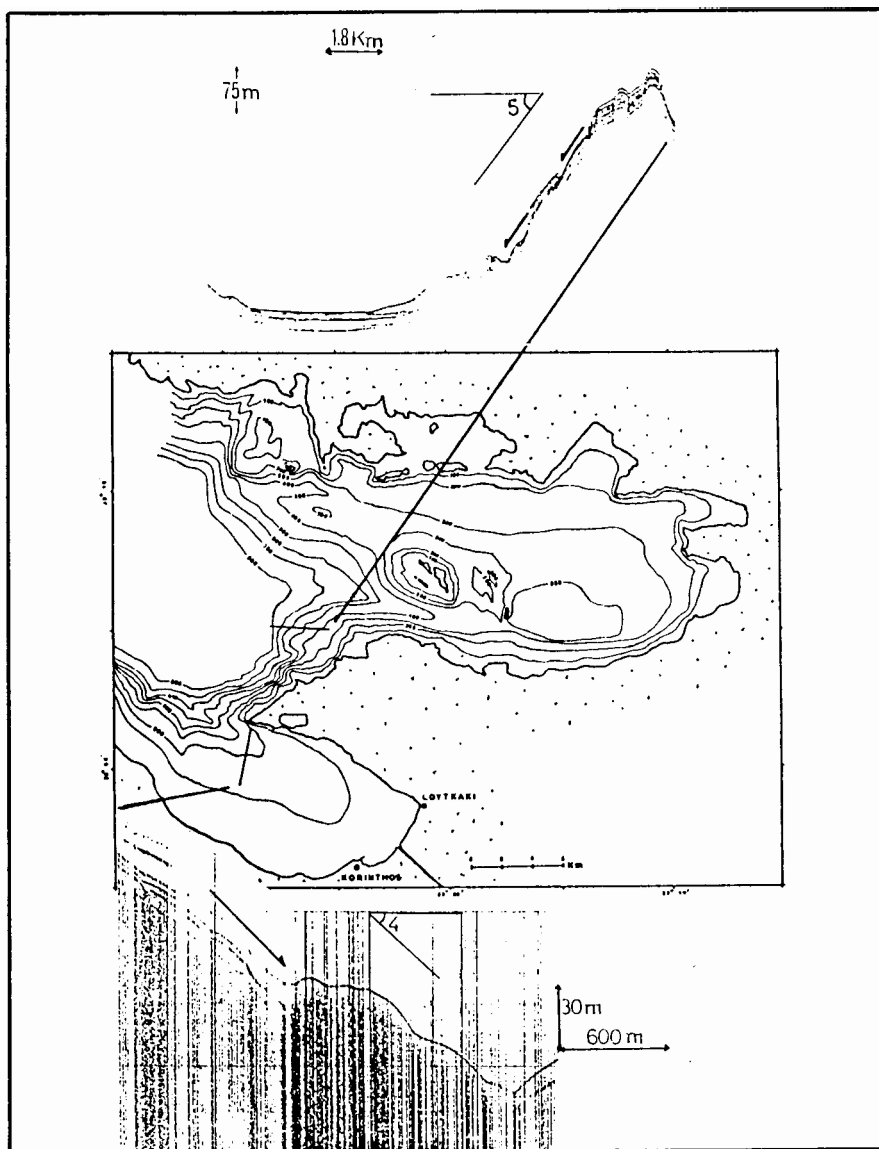
α. Διαυλος Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς και Πελοποννήσου

Ο διάυλος μεταξύ Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς και Πελοποννήσου είναι σύστημα υποθαλάσσιου κοιλαδοφαραγγιού (Σχ. 1) ο άξονας του οποίου είναι παράλληλος προς τις ακτές της δυτικής Πελοποννήσου, εκτείνεται ως 1800m βάθος, και είναι ιδιαίτερα ενεργά σειсмоγενής περιοχή με πολλά επίκεντρα σεισμών (ΠΑΡΑΖΑΧΟΣ, 1976). Οι κλίσεις των πλευρικών κατωφερειών του κοιλαδοφαραγγιού κυμαίνονται από 3° ως 12°. Οι κατωφέρειες αυτές καλύπτονται από λεπτόκοκκες (άργιλλοι, ιλώδεις άργιλλοι, ιλώδεις άμμοι κλπ) Τεταρτογενείς ιζηματολογικές ενότητες (BROOKS & FERENTINOS, 1984), οι δε μέσοι ρυθμοί ιζηματογένεσης είναι υψηλοί (>1m/1000 χρόνια).

Κατολισθήσεις σε ευρεία κλίμακα παρατηρούνται στις κατωφέρειες του διαύλου σε διαφορετικές χρονολογικές (στρωματογραφικές) περιόδους. Στο (Σχ. 2.) διακρίνεται η μάζα πάχους περίπου 80m που κατολίσθησε στην επιφάνεια (α) κλίση 5° και σε μήκος 1km περίπου. Η μάζα αυτή είναι πολύ πιθανόν να αποτελεί (αν ληφθούν υπόψη οι ρυθμοί ιζηματογένεσης) την ιζηματολογική ενότητα που αποτέθηκε από την τελευταία παγετώδη περίοδο (Βουρμίας) ενώ η επιφάνεια ολίσθησης είναι δυνατόν να αντιπροσωπεύει την ασυνέχεια στην αρχή της Βούρμιας περιόδου. Στο ίδιο σχήμα διακρίνονται κατολισθήσεις (β) προηγούμενης περιόδου από την (α). Οι κατολισθήσεις αυτές πάχους 50-60m συνέβησαν την ίδια χρονολογική περίοδο τόσο στην Β.Α. (κλίση 5°) όσο και στη Ν.Δ. κατωφέρεια (κλίση 3°) σε μήκος 1km περίπου. Αντιπροσωπεύουν αποθέσεις μάλλον παλαιότερες από τη Βούρμια περίοδο (πιθανόν της προηγούμενης παγετώδους περιόδου) αν και είναι δυνατό να αποτέθηκαν στην αρχή της Βούρμιας περιόδου, οπότε η επιφάνεια (β) αντιπροσωπεύει την αρχή της περιόδου αυτής. Κατολίσηση πάχους 80m και σε μήκος περισσότερο από 1km διακρίνεται στην ΝΔ κατωφέρεια κλίσης 5.5° (Σχ. 3.Ι.), ενώ κατολίσηση 75m περίπου παρατηρείται στην ανατολική κατωφέρεια του νοτιότερου τμήματος του διαύλου με κλίση 7° (Σχ. 3.ΙΙ.).

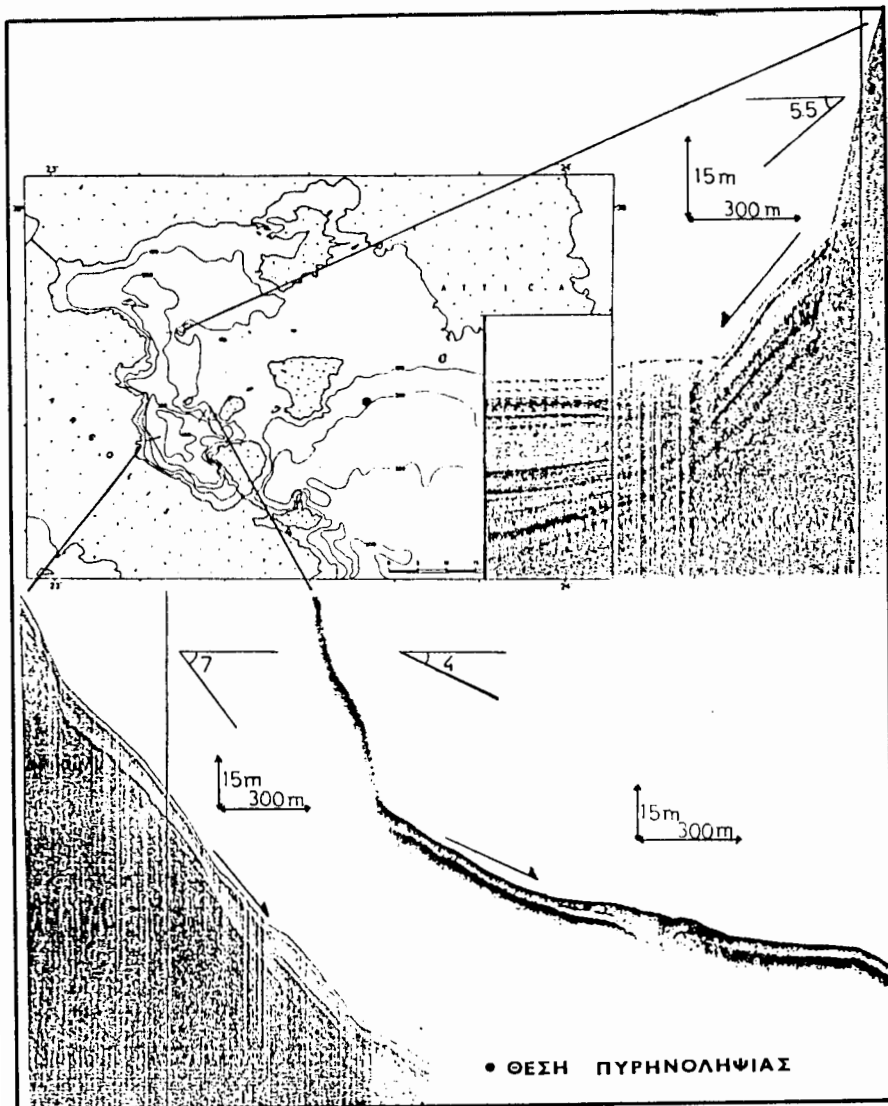
β. Ανατολικός Κορινθιακός-Δυτικός Σαρωνικός κόλπος

Σεισμικά ενεργή είναι και η περιοχή του ανατολικού Κορινθιακού-δυτικού Σαρωνικού κόλπου με μικρότερη όμως δραστηριότητα από αυτή του διαύλου Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς και Πελοποννήσου. Εντονότερη και πιο πρόσφατη δραστηριότητα παρουσιάζει ο Α. Κορινθιακός



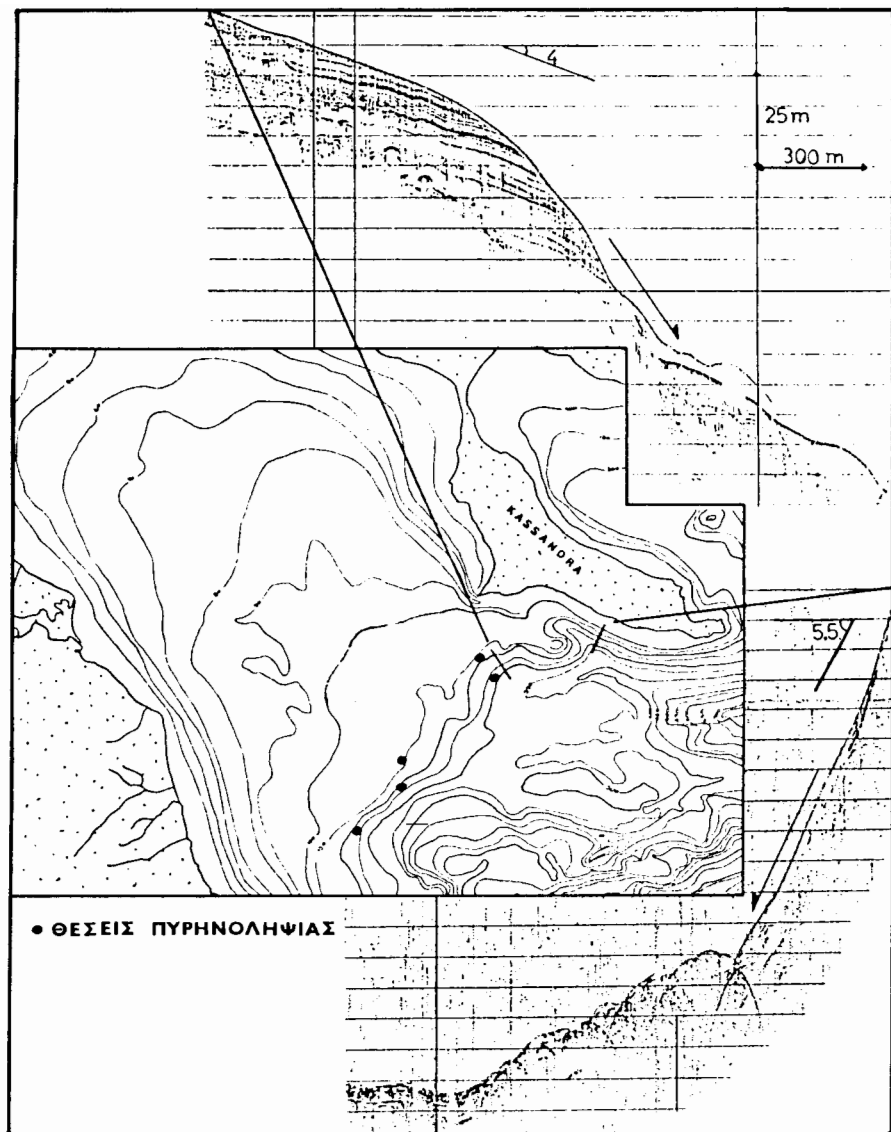
Σχ.4.: Βυθομετρικός χάρτης (από PERISSORATIS et al., 1984) και επιλεγμένα διαγράμματα 3.5KHz στον Α. Κορινθιακό κόλπο.

Fig.4.: Bathymetry (in m, from PERISSORATIS et al., 1984) and selected 3.5KHz profiles in the E. Korinthiakos gulf.



Σχ.5.: Βυθομετρικός χάρτης και επιλεγμένα διαγράμματα 3.5ΚHz και 12ΚHz στον Δ. Σαρωνικό κόλπο.

Fig.5.: Bathymetry (in m) and selected 3.5ΚHz and 12ΚHz profiles in the W. Saronikos gulf.



Σχ.6.: Βυθομετρικός χάρτης και επιλεγμένα διαγράμματα 3.5ΚΗz στο θερμαϊκό κόλπο.

Fig.6.: Bathymetry (in m) and selected 3.5KHz profiles in Thermaikos gulf.

σε σχέση με τον Δ. Σαρωνικό. Η κλίση των κατωφείων του Α. Κορινθιακού (Σχ. 4) κυμαίνεται από 2° ως 17°, το δε βάθος του υπερβαίνει τα 800m. Οι κλίσεις των κατωφείων στο Δ. Σαρωνικό δεν ξεπερνούν τις 15°, τα δε αντίστοιχα βάθη δεν ξεπερνούν τα 420m (Σχ. 5).

Οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις στον Α. Κορινθιακό που εμφανίζονται στα σεισμικά διαγράμματα (Σχ. 4) δημιουργήθηκαν κυρίως σαν αποτέλεσμα της έντονης σεισμικής δραστηριότητας της 24ης και 25ης Φεβρουαρίου 1981 (PERISSORATIS et al., 1984) με μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις 23%g ως 28%g. Το πάχος των ιζηματολογικών ενότητων που κατολίσθησαν κυμαίνεται από 25-35m σε κλίσεις των κατωφείων από 4° ως 5°. Με βάση τους ρυθμούς ιζηματογένεσης που δεν ξεπερνούν τα 1m/1000 χρόνια (ΠΕΡΙΣΣΟΡΑΤΗΣ, προσ. επικοινωνία, BROOKS & FERENTINOS, 1984) οι ιζηματολογικές αυτές ενότητες αντιπροσωπεύουν ιζήματα που αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια και μετά από τη Βούρμα περίοδο. Στο Δ. Σαρωνικό κόλπο οι κατολισθήσεις που παρατηρήθηκαν στις σεισμικές τομές (Σχ. 5) είναι μικρού πάχους (10-15m), εμφανίζουν μικρή μετακίνηση (50-100m) και, εντοπίζονται κυρίως στα κατώτερα τμήματα των κατωφείων με κλίση 4°-7°. Οι ρυθμοί ιζηματογένεσης στο Δ. Σαρωνικό κόλπο είναι γενικά μικροί (<50cm/1000chr.), όπως προκύπτει από προκαταρκτικές παρατηρήσεις σε πυρήνες αλλά και από την απουσία σημαντικής παροχής ποταμίων συστημάτων, και κατά συνέπεια οι ιζηματολογικές ενότητες που κατολίσθησαν θα πρέπει να αποτέθηκαν από την τελευταία παγετώδη περίοδο.

γ. Θερμαϊκός κόλπος

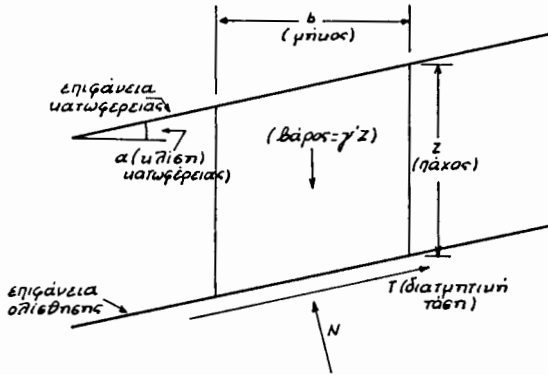
Στο θερμαϊκό κόλπο εξετάζεται το ανώτερο τμήμα της κατωφείας (upper slope) σε βάθη από 150-300m και με κλίσεις 4° περίπου όπως επίσης και η κατωφεία του Ν.Δ. τμήματος της Κασσάνδρας με κλίσεις 5.5° περίπου (Σχ. 6). Η περιοχή είναι σεισμογενής ιδιαίτερα δε η ανατολική ζώνη που είναι πλησιέστερη στο σεισμολόγο χώρο της Χαλκιδικής.

Το ανώτερο τμήμα της κατωφείας του θερμαϊκού κόλπου καλύπτεται από προδελταϊκές αποθέσεις της τελευταίας παγετώδους περιόδου, μεγίστου πάχους 25m περίπου. Οι κατολισθήσεις που παρατηρήθηκαν προέρχονται από την ιζηματολογική αυτή ενότητα, είναι πάχους 20-25m (Σχ. 6) και εντοπίζονται στο ανατολικό τμήμα της κατωφείας. Κατολισθήσεις πάχους 20-30m παρατηρούνται και στη κατωφεία της Κασσάνδρας (Σχ. 6). Και στις δύο περιπτώσεις οι κατολισθήσεις παρουσιάζουν μετακίνηση 200-500m περίπου.

δ. Σταθερότητα κατωφείων

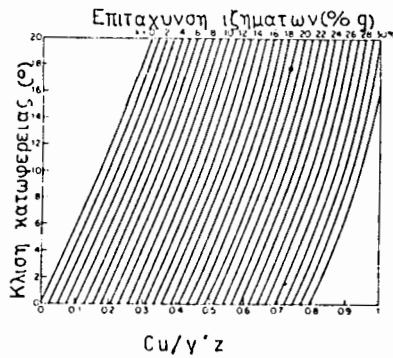
Η μέθοδος του μη πεπερασμένου πρανούς (κατωφείας) είναι η καλύτερη για τη μελέτη της σταθερότητας των ιζημάτων διότι οι κατωφείες στις εξεταζόμενες περιοχές είναι ομαλές, ομοιογενείς και εκτείνονται σε αρκετά μεγάλες εκτάσεις, καλύπτονται δε από μικρού πάχους, συνεχείς και σε συμφωνία γενικά βρισκόμενες ιζηματολογικές ενότητες.

Η μέθοδος (MORGENSTERN, 1967) βασίζεται στην παραδοχή ότι κατολίσθηση ιζημάτων η ιζηματολογικής ενότητας συμβαίνει όταν, η αντίσταση σε διάτμηση της επιφάνειας ολίσθησης γίνεται ίση ή μικρότερη από την τάση για διάτμηση που ασκείται από το βάρος των υπερκειμένων ιζημάτων στην επιφάνεια αυτή (Σχ. 7). Πιθανή φόρτιση μιάς ιζηματολογικής ενότητας αυξάνει την πίεση του νερού των πόρων και κατά συνέπεια μειώνει της διατμητική της αντοχή. Οι σημαντικότερες περιπτώσεις κατά τις οποίες είναι δυνατόν να παρατη-



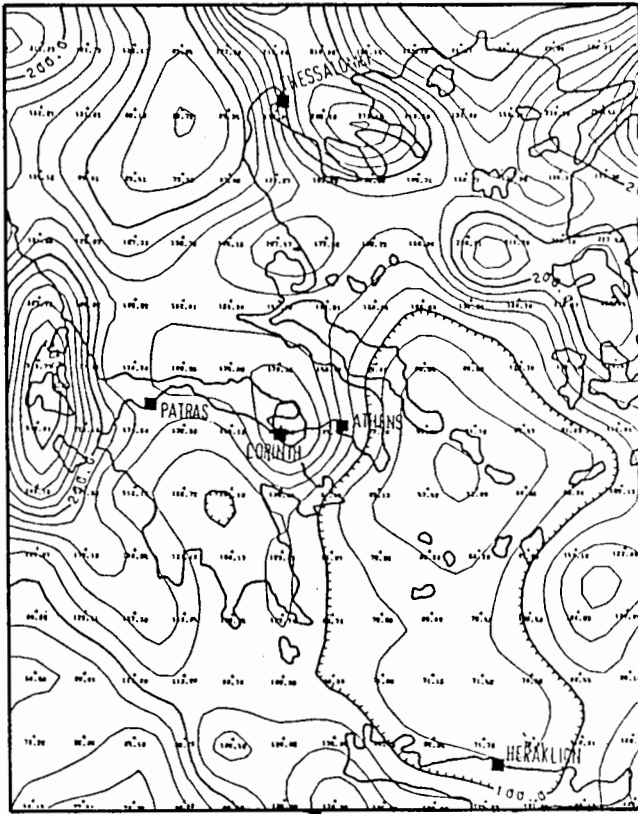
Σχ.7.: Συνθήκες και παράμετροι που λαμβάνονται υπόψη στη μέθοδο της "μη πεπερασμένης κατωφέρειας" (από MORGENSTERN, 1967).

Fig.7.: Conditions and parameters involved in the infinite slope stability method (after MORGENSTERN, 1967).



Σχ.8.: Σχέση $(C_u/\gamma'z)$ - κλίσης κατωφέρειας - σεισμικής επιτάχυνσης των ιζημάτων ($K\%g$) σε συνθήκες περιορισμένης ευστάθειας (από MORGENSTERN, 1967).

Fig.8.: Relation $(C_u/\gamma'z)$ to a slope angle and subject to an earthquake acceleration ($K\%g$) at limiting equilibrium (after MORGENSTERN, 1967).



Σχ.9.: Μέγιστες αναμενόμενες εδαφικές επιταχύνσεις (cm s^{-2}) με πιθανότητα 70% να μην ξεπεραστούν σε 200 χρόνια, (από ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ & BURTON, 1985).

Fig.9.: Maximum expected peak ground accelerations (cm s^{-2}) with 70% probability of not being exceeded in 200 years, (from ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ & BURTON, 1985).

ρηθεί αύξηση της πίεσης του νερού των πόρων στα θαλάσσια ιζήματα είναι (KARLSRUD & EDGERS, 1982): α) υποφόρτιση των ιζημάτων οφειλομένη σε γρήγορους ρυθμούς ιζηματογένεσης (κυρίως κοντά σε εκβολές ποταμών), β) δημιουργία αερίων στα ιζήματα (υψηλό ποσοστό οργανικού υλικού), γ) κυκλική φόρτιση προερχόμενη από κυματισμό (βάθη γενικά μικρότερα από 10-20m), και, δ) φόρτιση προερχόμενη από εδαφική επιτάχυνση λόγω σεισμικής δραστηριότητας (σεισμογενείς περιοχές). Επιφάνειες πιθανής ολίσθησης είναι επιφάνειες με σχετικά μικρότερη διατμητική αντοχή. Τέτοιες επιφάνειες είναι κυρίως ασυνέχειες μεταξύ ιζηματολογικών ενοτήτων οι οποίες είναι αποτέλεσμα των διαφορετικών επικλύσεων της θάλασσας (HAWKINS, 1984). Οι σημαντικότερες ασυνέχειες είναι η μεταξύ του Πλειόκαινου-Πλειστόκαινου και οι ασυνέχειες κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου.

Στις υπό εξέταση κατωφέρειες λόγω της μεγάλης απόστασης τους από εκβολές ποταμών της περιορισμένης γενικά κυματικής δραστηριότητας και τα μεγάλα βάθη (100m) οι κατολισθήσεις προέρχονται από φόρτιση των ιζημάτων λόγω εδαφικής επιτάχυνσης. Η μέση διατμητική αντοχή (Cu) των ιζημάτων που μετρήθηκε σε πυρήνες από το θερμαϊκό κόλπο είναι 8.5 Kpa (85g/cm²) στην ευρύτερη περιοχή που έχει κατολισθήσεις και 15 Kpa στην περιοχή ολίσθησης* η δε μέση πυκνότητα των ιζημάτων στο γερό (γ') 0.57 g/cm³ και 0.73 g/cm³ αντίστοιχα (Πίνακας 1). Κατά συνέπεια ο λόγος της διατμητικής αντοχής του ιζήματος προς το βάρος του υπερκείμενου ιζήματος (γ'.z) είναι 0.55 και 0.73 για τις αντίστοιχες περιοχές. Λαμβάνοντας υπόψη ότι ο λόγος αυτός διατηρείται περίπου σταθερός για όλο το πάχος της ιζηματολογικής ενότητας (MORGENSTERN, 1967), τη σχέση κλίσης κατωφέρειας-λόγου (Cu/γ'.z) - σεισμικής επιτάχυνσης (%g) σε συνθήκες περιορισμένης ευστάθειας (Σχ. 8), και τις αναμενόμενες μέγιστες σεισμικές επιταχύνσεις στην περιοχή (Σχ. 9), η κατωφέρεια της Κασσάνδρας και η ανατολική περιοχή της άνω κατωφέρειας του Θερμαϊκού είναι δυνατό να περιέλθουν σε κατάσταση αστάθειας, εκτός από τις περιοχές ολίσθησης. Με τον ίδιο συλλογισμό οι κεντρικές και δυτικές περιοχές της άνω κατωφέρειας του Θερμαϊκού είναι σχετικά σταθερές (αναμενόμενες σεισμικές επιταχύνσεις 15%g-17%g).

Στο Σαρωνικό κόλπο από μετρήσεις σε ένα πυρήνα Ν.Α. της Αίγινας (Σχ. 5) η μέση πυκνότητα του ιζήματος στο νερό (γ') είναι 0.75 g/cm³ ενώ οι τιμές διατμητικής αντοχής είναι ιδιαίτερα αυξημένες (10-58 Kpa), κυρίως λόγω των χαμηλών ρυθμών ιζηματογένεσης (υπερφόρτιση ιζημάτων). Αν υποθεθεί ότι η μέγιστη τιμή της διατμητικής αντοχής είναι ίση ή μικρότερη από την αντίστοιχη τιμή σε βάθη των επιφανειών κατολίσθησης (10-15m) ο λόγος (Cu/γ'.z) είναι τουλάχιστον 0.52 (στα 15m) και 0.77 (στα 10m). Επομένως είναι δυνατόν τα ιζήματα των κατωφερειών με κλίση 7° να περιέλθουν σε αστάθεια με σεισμικές επιταχύνσεις τουλάχιστον 16%g (15m) και 25%g (10m), ενώ σε κατωφέρεια με κλίση 4° οι αντίστοιχες τιμές είναι 18%g και 27%g (ΠΙΝΑΚΑΣ 1).

Αν και δεν υπάρχουν μετρήσεις από τον Α. Κορινθιακό και το δίσυλο Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς-Πελοποννήσου, οι κατωφέρειες θα πρέπει να είναι ασταθείς, ιδιαίτερα του διαύλου, αν ληφθούν υπόψη οι μεγαλύτερες αναμενόμενες σεισμικές επιταχύνσεις και οι μεγαλύτεροι ρυθμοί ιζηματογένεσης, με αποτέλεσμα - αύξηση πάχους ιζημάτων - ελάττωση λόγου (Cu/γ'.z) - αύξηση αστάθειας.

3. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι κατολισθήσεις που εξετάστηκαν στις ηπειρωτικές κατωφέρειες με κλίση 4°-7° τριών ενεργά σεισμογενών περιοχών παρουσιάζουν την

Π Ι Ν Α Κ Α Σ 1

ΠΕΡΙΟΧΗ	ΚΛΙΣΗ ΚΑΙΟ-ΦΕΡΕΙΑΣ ΣΕ ΜΟΪΡΕΣ	ΠΥΚΝΟΤΗΤΑ ΙΖΗΜΑΤΟΣ ΣΤΟ ΝΕΡΟ (γ')	ΠΑΧΟΣ ΚΑΤΟΛΙΣΘΗΣΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ (z)	ΔΙΑΤΗΜΤΙΚΗ ΑΝΤΟΧΗ ΙΖΗΜΑΤΟΣ (Cu)	Cu/v' z	ΥΠΟΛΟΓΙΖΟΜΕΝΗ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗ ΣΕ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΕΝΗ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑ	ΑΝΑΜΕΝΟ-ΜΕΝΕΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΕΙΣ ΣΕ 200 ΧΡΟΝΙΑ	ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΕΙΣ ΑΠΟ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΘΝΙΚΟΥ ΑΣΤΕΡΟΣΚ.*	ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ ΚΑΤΩΦΕΡΕΙΑΣ
ΔΙΑΥΛΟΣ ΖΑΚΥΝΘΟΥ-ΚΕΦΑΛΛΟΝΗΣ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ	3	—	50-60m	—	—	—	24%g-26%g	—	ΓΕΝ. ΑΣΤΑΘΗΣ
	5-5.5	—	80m	—	—	—	14%g-26%g	—	ΓΕΝ. ΑΣΤΑΘΗΣ
	7	—	75m	—	—	—	22%g	—	ΓΕΝ. ΑΣΤΑΘΗΣ
ΑΝΑΤ. ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ	4	—	25-35m	—	—	—	20%g	23%g	ΓΕΝ. ΑΣΤΑΘΗΣ
	5	—	35m	—	—	—	20%g	28%g	ΓΕΝ. ΑΣΤΑΘΗΣ
	4	0.75g/cm ³	10-15m	Τουλάχιστον	0.52-0.77	18%g-27%g	16%g	28%g	ΣΧΕΤΙΚΑ ΑΣΤΑΘΗΣ
ΔΥΤ. ΣΑΡΩΝΙΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ	5.5	0.75g/cm ³	10-15m	58 Kpa	0.52-0.77	17%g-27%g	20%g	28%g	ΑΣΤΑΘΗΣ
	7	0.75g/cm ³	10-15m	στα 10 & 15m	0.52-0.77	17%g-25%g	26%g	28%g	ΑΣΤΑΘΗΣ
	4	0.57g/cm ³	25m	8.5Kpa	0.55	18%g	18%g	18%g	ΑΣΤΑΘΗΣ
	0.73g/cm ³	15 Kpa		0.73	28%g	28%g	18%g	ΕΠΙΦ. ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ ΣΧΕΤΙΚΑ ΣΤΑΘΕΡΗ	
ΘΕΡΜΑΪΚΟΣ ΚΟΛΠΟΣ	5.5	0.57g/cm ³	-25m	8.5Kpa	0.55	18%g	19%g	—	ΑΣΤΑΘΗΣ
		0.73g/cm ³		15 Kpa	0.73	26%g	19%g	19%g	ΕΠΙΦ. ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ ΣΧΕΤΙΚΑ ΣΤΑΘΕΡΗ

* Μετρήσεις 20km από το επίκεντρο (Κόρινθος) σε συνεκτικό υπόστρωμα (24 Φεβρ. 1981).

μεγαλύτερη έκταση, ανάπτυξη και συχνότητα εμφάνισης στο δίαυλο Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς-Πελοποννήσου. Στην περιοχή αυτή οι αναμενόμενες εδαφικές επιταχύνσεις λόγω σεισμών (22%g-30%g) είναι σε θέση να φέρουν σε αστάθεια ιζήματα σε κλίσεις κατωφεριών μέχρι και 0.5°. Το μεγάλο πάχος και η υποφόρτιση των ιζημάτων, σαν αποτέλεσμα των υψηλών ρυθμών ιζηματογένεσης, μειώνουν την διατμητική αντοχή των ιζηματολογικών ενοτήτων στα πιθανά επίπεδα ολίσθησης. Κατά συνέπεια οι ιζηματολογικές ενότητες στις ηπειρωτικές κατωφέρειες στο δίαυλο Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς-Πελοποννήσου είναι κατά κανόνα ασταθείς. Στον Α. Κορινθιακό κόλπο οι κατολισθήσεις παρουσιάζουν μικρότερη έκταση σαν αποτέλεσμα της μικρότερης σεισμικής δραστηριότητας και ρυθμών ιζηματογένεσης σε σχέση με το δίαυλο Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς-Πελοποννήσου. Ο σεισμός της 24ης Φεβρουαρίου με σεισμικές επιταχύνσεις 23%g-28%g ήταν η αιτία των περισσότερων κατολισθήσεων που παρατηρούνται στην περιοχή. Με βάση τις αναμενόμενες σεισμικές επιταχύνσεις (-20% g) και το πάχος των ιζηματολογικών ενοτήτων οι ηπειρωτικές κατωφέρειες στις κλίσεις που παρατηρήθηκαν είναι γενικά ασταθείς. Οι κατολισθήσεις στον Δ. Σαρωνικό κόλπο παρουσιάζουν τη μικρότερη έκταση και ανάπτυξη σαν αποτέλεσμα των χαμηλών ρυθμών ιζηματογένεσης (υπερφόρτιση - μεγάλη διατμητική αντοχή) και των σχετικά μικρότερων αναμενόμενων εδαφικών επιταχύνσεων λόγω σεισμών (16%g-20%g). Με βάση τις επιταχύνσεις αυτές, το πάχος και τη διατμητική αντοχή των ιζηματολογικών ενοτήτων στις επιφάνειες ολίσθησης οι κατωφέρειες με κλίση 4° είναι σχετικά ασταθείς, με κλίσεις 5°-7° κατά κανόνα ασταθείς. Στην άνω κατωφέρεια του θερμαϊκού κόλπου οι κατολισθήσεις εντοπίζονται στο ανατολικό τμήμα της και στις ηπειρωτικές κατωφέρειες της Κασσάνδρας σαν αποτέλεσμα της εντονότερης σεισμικής δραστηριότητας. Οι περιοχές αυτές με βάση τις προβλεπόμενες σεισμικές επιταχύνσεις (16%-20%g) και τη διατμητική αντοχή των ιζημάτων είναι ασταθείς, με εξαίρεση τις περιοχές (επιφάνειες) ολίσθησης οι οποίες είναι σχετικά σταθερές λόγω της υψηλής διατμητικής τους αντοχής.

Οι επιφάνειες ολίσθησης είναι πιθανόν ιζηματολογικές ασυνέχειες στην αρχή και κατά τη διάρκεια της τελευταίας παγετώδους περιόδου (Βούρμια), αν ληφθούν υπόψη οι ρυθμοί ιζηματογένεσης και το πάχος των ιζημάτων στις εξεταζόμενες περιοχές. Οι κατολισθήσεις που παρατηρήθηκαν συνέβησαν κυρίως κατά τη διάρκεια του Ολόκαινου με πιο πρόσφατες αυτές του σεισμού της 24ης Φεβρουαρίου στον Α. Κορινθιακό και πιθανόν στο Δ. Σαρωνικό κόλπο. Κατολισθήσεις παλαιότερης περιόδου με επιφάνειες ολίσθησης πιθανόν της προηγούμενης παγετώδους παρατηρούνται στο δίαυλο Ζακύνθου-Κεφαλλονιάς-Πελοποννήσου. Στην περίπτωση αυτή οι κατολισθήσεις αυτές πρέπει να πραγματοποιήθηκαν το αργότερο ως την αρχή της Βούρμιας περιόδου.

Με βάση τις πιο πάνω παρατηρήσεις και εκτιμήσεις οι κατολισθήσεις στις ηπειρωτικές κατωφέρειες των σεισμογενών περιοχών του Ελληνικού θαλάσσιου χώρου είναι συνηθισμένο φαινόμενο, οι δε κατωφέρειες αυτές είναι γενικά ασταθείς. Κατά συνέπεια οποιαδήποτε μελέτη ασφαλούς κατασκευής στον ανοικτό θαλάσσιο χώρο πρέπει να αρχίσει από τη μελέτη της σταθερότητας των ηπειρωτικών κατωφεριών.

4. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BROOKS, M. & FERENTINOS, G. 1984. Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and Cephalonia-Zante Straits, Ionian Sea, Greece. *Tectonophysics*, 101:25-54.

- FERENTINOS, G., BROOKS, M. & COLLINS, M.B. 1981. Gravity-induced deformation processes in the sediments of the Sporades basin of the North Aegean trough, N. Aegean Sea. *Marine Geology*, 44:289-302.
- FERENTINOS, G., COLLINS, M.B., PATTIARATCHI, C.B. & TAYLOR, P.G. 1985. Mechanisms of sediment transport and dispersion in a tectonically active submarine valley/canyon system: Zakynthos straits, N.W. Hellenic trench. *Marine Geology* 65:243-269.
- HAWKINS, A.B. 1984. Introduction to submarine slope failure. In: B. Denness (Ed.), *Seabed Mechanics*. Graham & Trotman, London, pp. 51-64.
- HEEZEN, B.C., EWING, M. & JOHNSON, G.L. 1966. The Gulf of Corinth floor. *Deep-Sea Res.*, 13:381-411.
- MAKROPOULOS, K.C. & BURTON, P.W. 1985. Seismic hazard in Greece. II. Ground acceleration. *Tectonophysics*, 117:259-294.
- MORGENSTERN, N.M. 1967. Submarine slumping and initiation of turbidity currents. In: A.F. Richards (Ed.), *Marine Geotechnique*, University of Illinois Press, Urbana, pp. 189-220.
- PAPAZACHOS, B.C. 1976. Seismic activity along the Saronikos Corinth/Patras Gulf. *Mon. Bull. Seismol. Inst. Nat. Obs.*, Athens, pp. 35-42.
- PERISSORATIS, C., MITROPOULOS, D. & ANGELOPOULOS, I. 1984. The role of earthquakes in inducing sediment mass movements in the eastern Korinthiakos Gulf. An example from the February 24-March 4, 1981 activity. *Marine Geology*, 55: 35-45.