



# Απεικόνιση των τεκτονικών παραμορφώσεων στον Κορινθιακό κόλπο από ανάλυση γεωδαιτικών δεδομένων

των Α.Μ. Αγατζά - Μπαλοδήμου, Γ. Βέη, Χ. Μητσακάκη, Κ. Παπαζήση

## 1. Εισαγωγή

Η σύνθετη εικόνα που παρουσιάζουν οι παραμορφώσεις του γήινου φλοιού δεν μπορεί να αποδοθεί στις κινήσεις των τεκτονικών πλακών και μόνον, αλλά αποτελεί πλέον κοινή διαπίστωση ότι είναι απόρροια πολύ πιο σύνθετων διεργασιών. Οι σεισμολογικές και γεωτεκτονικές μελέτες δεν παρέχουν από μόνες τους ολοκληρωμένη εικόνα της γεωμετρίας της παραμόρφωσης στο εσωτερικό μιας πλάκας, ή προσδιορισμό του ρυθμού της παραμόρφωσης. Το κενό αυτό έρχεται να καλύψει η Γεωδαισία. Επαναλαμβανόμενες μετρήσεις γεωμετρικών στοιχείων (γωνιών, πλευρών, διευθύνσεων, υψομετρικών διαφορών) ενός γεωδαιτικού δικτύου επιτρέπουν

την εκτίμηση -σε διακριτές θέσεις- του πεδίου μετακινήσεων της ελεύθερης γήινης επιφάνειας και για αποστάσεις αρκετών δεκάδων χιλιομέτρων από την ζώνη δράσης ενεργών ρηγμάτων.

Είναι γνωστό ότι ο Ελληνικός χώρος παρουσιάζει την εντονότερη σεισμική δραστηριότητα από όλη την ηπειρωτική ζώνη που είναι γνωστή ως ορογενετική ζώνη Άλπεων - Ιμαλαίων (9). Κατά την τελευταία δεκαετία ξεκίνησαν σε πιο συστηματική βάση μελέτες παρακολούθησης της τεκτονικής συμπεριφοράς σε διάφορες περιοχές της Ελλάδας με συνδυασμό γεωδαιτικών, σεισμολογικών και γεωτεκτονικών παρατηρήσεων. Μια τέτοια περιοχή είναι και ο Κορινθιακός κόλπος, που έχει παρουσιάσει σημαντική σεισμική δραστηριότητα με σεισμούς ακόμη και της τάξης  $M \approx 5.5-6.5$  που οφείλεται κυρίως σε ένα σύστημα ορθών ενεργών ρηγμάτων (11).

Από το 1990 το Εργαστήριο

Ανώτερης Γεωδαισίας του ΤΑΤΜ του ΕΜΠ και το Τμήμα Σεισμολογίας του Institut de Physique du Globe de Paris, έχουν ξεκινήσει ερευνητικό πρόγραμμα για την παρακολούθηση της τεκτονικής συμπεριφοράς του Κορινθιακού κόλπου με την συλλογή γεωδαιτικών δεδομένων, ενώ παράλληλα γίνονται σεισμικές και γεωτεκτονικές εργασίες στην περιοχή. Μεταξύ των ετών 1990 και 1993 έγιναν παρατηρήσεις με το δορυφορικό σύστημα GPS (Global Positioning System) σε ένα γεωδαιτικό δίκτυο 94 κορυφών, μεταξύ των οποίων 56 κορυφές είναι βάθρα που ανήκουν στο κρατικό Ελληνικό γεωδαιτικό δίκτυο, οι θέσεις των οποίων είχαν προέλθει από παλαιότερες κλασικές γεωδαιτικές μεθόδους.

Σε πρόσφατες εργασίες (2,8) συγκρίθηκαν το σύνολο των γεωδαιτικών δεδομένων από τις μετρήσεις GPS της περιόδου 1991-1993 με δεδομένα από παλαιές επίγειες γεωδαιτικές εργασίες και έγινε προ-

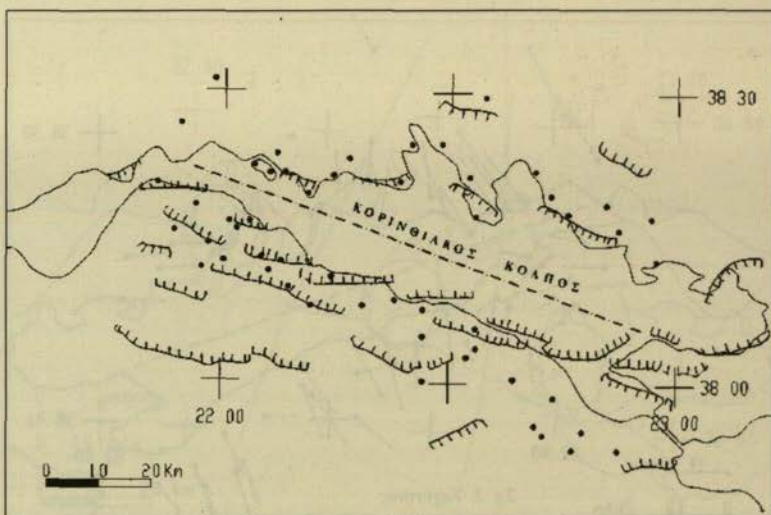
**Η Α. Μ. Αγατζά - Μπαλοδήμου και ο Γ. Βέη είναι καθηγητές και οι Χ. Μητσακάκη και Κ. Παπαζήση είναι επίκουρες καθηγήτριες στο τμήμα Αγρονόμων Τοπογράφων ΕΜΠ.**



πλαθεια να αποκτηθεί μια καλύτερη εικόνα της τεκτονικής συμπεριφοράς της περιοχής. Ήδη το φθινόπωρο του 1994, επιδιώκοντας να ανιχνευθεί η συμπεριφορά της ευρύτερης περιοχής σε αποστάσεις μερικών δεκάδων km από την παράκτια ζώνη, διευρύνθηκε το δίκτυο και πραγματοποιήθηκαν νέες μετρήσεις με το σύστημα GPS, των οποίων η επεξεργασία βρίσκεται ακόμα στο αρχικό στάδιο.

## 2. Διαδικασία

Στην ανάλυση που έγινε με τα νέα γεωδαιτικά στοιχεία που ήταν διαθέσιμα μέχρι και το 1993, χρησιμοποιήθηκαν 53 σημεία που ήταν και βάθρα του Ελληνικού τριγωνομετρικού δικτύου (Σχήμα 1). Οι γεωδαιτικές συντεταγμένες των 22 κορυφών προσδιορίστηκαν από τις μετρήσεις GPS του 1991, ενώ αυτές των υπολοίπων βάθρων από τις αντίστοιχες του 1993. Μόνο 6 κορυφές ήταν σταθμοί κοινού και για τις



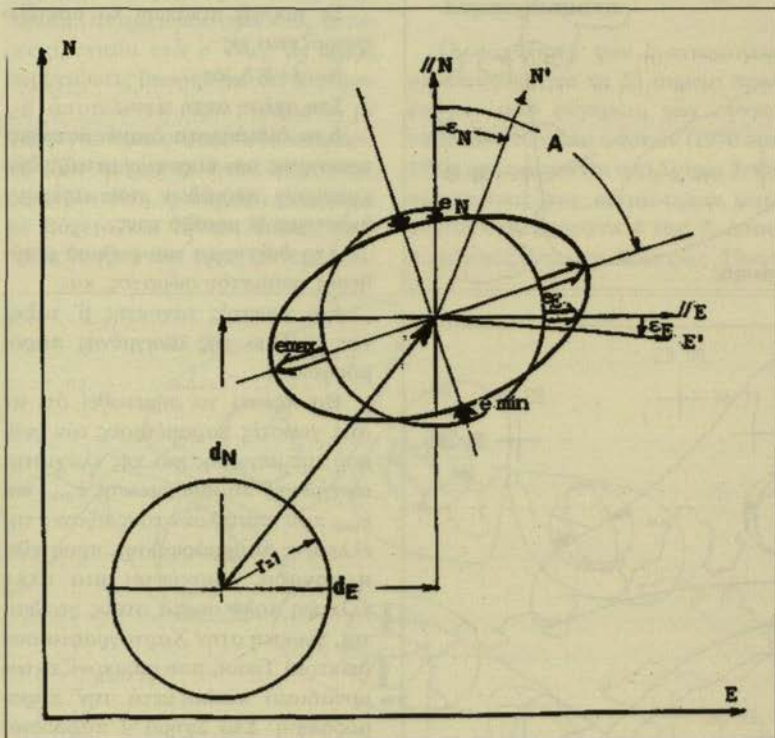
Σχ. 1. Κορυφές του Δικτύου

δύο εργασίες υπαίθρου. Για τις 53 κορυφές είχαν προσδιοριστεί οι γεωδαιτικές συντεταγμένες στο Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς ΕΓΣΑ 87 (5). Οι συντεταγμένες αυτές προέκυψαν από εργασίες πεδίου με κλασικές επίγειες μεθόδους

την περίοδο 1966-1973. Επειδή δεν ήταν διαθέσιμη η πληροφορία για τις ακριβείς χρονικές περιόδους κατά τις οποίες υλοποιήθηκαν οι παλιές μετρήσεις αλλά κειμενόταν μεταξύ 1966-1973, οι συντεταγμένες των 53 σημείων θεωρήθηκαν ότι αναφέρονται στο 1970, δηλαδή στο μεσοδιάστημα της περιόδου. Αυτή η σύμβαση ακολουθείται συχνά στην γεωδαιτική μεθοδολογία όταν χρησιμοποιούνται παλιά γεωδαιτικά στοιχεία σε μελέτες παραμορφώσεων, με την προϋπόθεση βέβαια ότι έχουν παρέλθει αρκετές δεκαετίες, όπως ισχύει στην παρούσα περίπτωση (3).

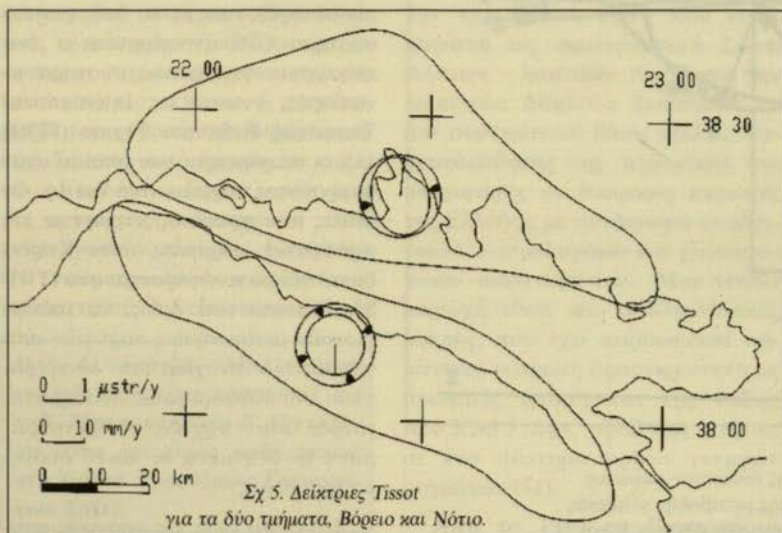
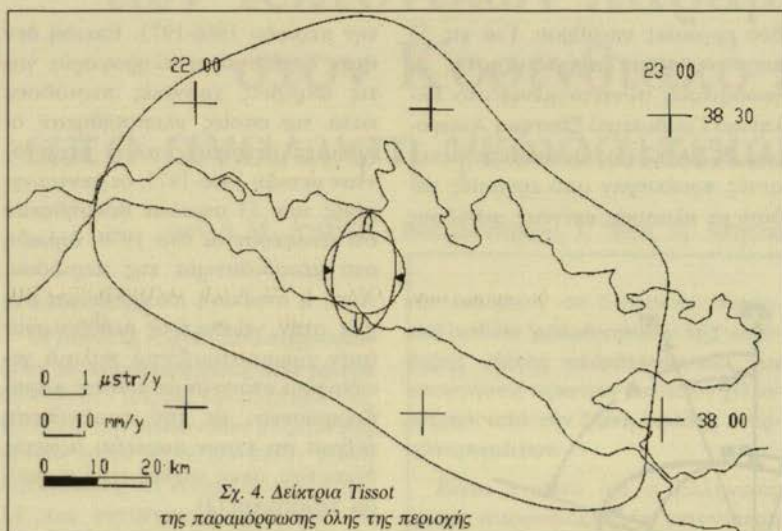
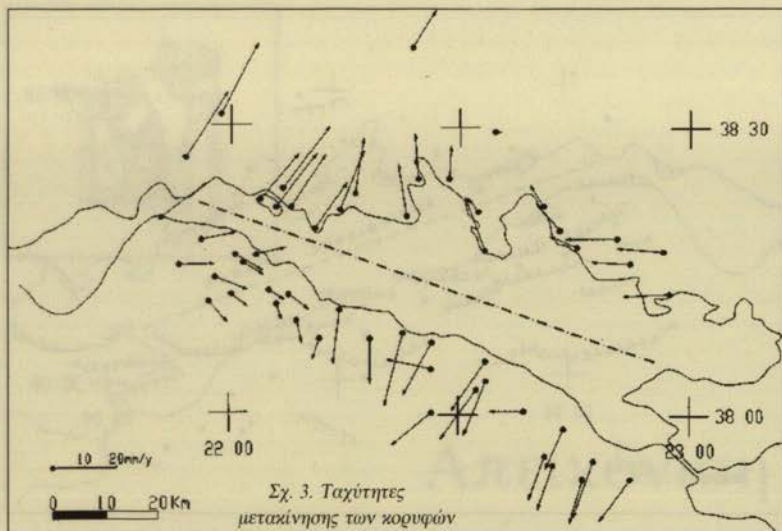
Οι θέσεις των κορυφών που προσδιορίζονται με το δορυφορικό σύστημα GPS αναφέρονται σ' ένα παγκόσμιο γεωδαιτικό σύστημα αναφοράς, γνωστό ως International Terrestrial Reference Frame (ITRF xx), οι παράμετροι του οποίου αναθεωρούνται περίπου ανά διετία. Οι θέσεις που προσδιορίστηκαν με τις πρόσφατες μετρήσεις στον Κορινθιακό κόλπο αναφέρονται στο ITRF 89. Προκειμένου, όμως, να υπολογιστούν μετακινήσεις κορυφών από γεωδαιτικά στοιχεία που αναφέρονται σε διαφορετικά συστήματα, επιβάλλεται αρχικά να μετατραπούν τα δεδομένα σε κοινό σύστημα αναφοράς.

Έτσι, για όλες τις χρονικές επο-



Σχήμα 2. Παράμετροι ανηγμένης παραμόρφωσης. ( $d_E$   $d_N$ ) Συνιστώσες της ταχύτητας μετάθεσης άκαμπτου σώματος ( $e_E$   $e_N$ ) Παράμετροι ταχύτητας της διαφορικής μεταβολής κλίμακας ( $\dot{e}_E$   $\dot{e}_N$ ) Ταχύτητες διαφορικών γωνιών στροφής των αξόνων E και N





χές, υπολογίστηκαν τελικά οι συντεταγμένες των κορυφών του δικτύου, στο ΕΓΣΑ 87. Δεδομένου ότι ο προσανατολισμός και η κλίμακα του ΕΓΣΑ 87 προσεγγίζουν τα αντίστοιχα του παγκόσμιου συστήματος αναφοράς ITRF 89 με προσέγγιση της τάξης των  $10^{-6}$  και  $10^{-7}$  αντίστοιχα (6) κρίθηκε σκόπιμο το μοντέλο να περιλάβει μόνο την μετάθεση μεταξύ των συστημάτων αναφοράς. Οι συνιστώσες της μετάθεσης εκτιμήθηκαν ως προς το κεντροειδές του σημειοσυνόλου.

Η ανάλυση που έγινε βασίστηκε σε διδιάστατο γραμμικό μοντέλο παραμόρφωσης, θεωρώντας ότι η εκάστοτε εξεταζόμενη περιοχή παραμορφώνεται ομογενώς στο εσωτερικό της. Εξάλλου, η σχετικά περιορισμένη έκταση και το μέγεθος της μέσης μετακίνησης, επιτρέπουν την χρήση της διαφορικής θεωρίας της ελαστικής παραμόρφωσης, δηλαδή της γραμμικής προσέγγισης, χωρίς να υπάρχει απώλεια της απαιτούμενης ακρίβειας (1).

Σε μορφή πινάκων το μοντέλο εκφράζεται ως:

$$\delta = (d + \dot{\epsilon}_x) \cdot dt$$

Στη σχέση αυτή είναι:

$\delta$  τα διδιάστατα διανύσματα μετακίνησης των κορυφών μεταξύ δύο χρονικών περιόδων που απέχουν διάστημα  $dt$  μεταξύ τους,

$d$  το διάνυσμα του ρυθμού μετάθεσης ακάμπτου σώματος, και

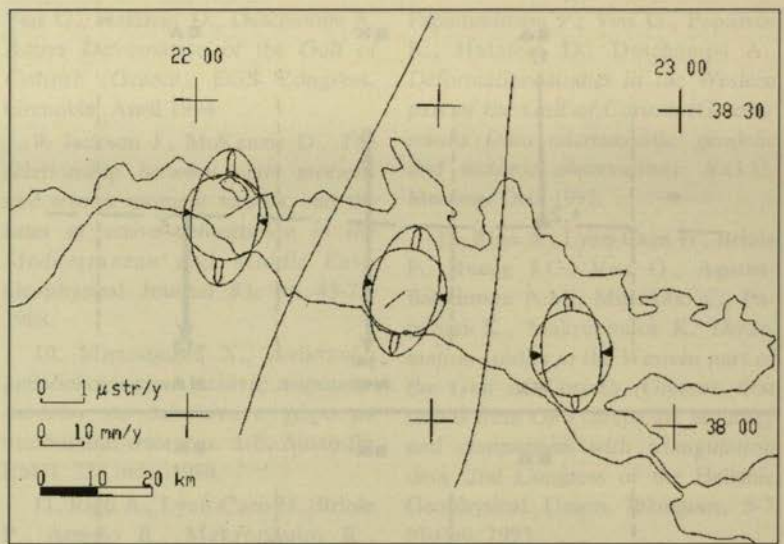
$\dot{\epsilon}$  ο γνωστός τανυστής β' τάξης του ρυθμού της ανηγμένης παραμόρφωσης.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι αν στις γνωστές παραμέτρους του ρυθμού της μέγιστης και της ελάχιστης ανηγμένης παραμόρφωσης  $\dot{\epsilon}_{max}$  και  $\dot{\epsilon}_{min}$  που αποτελούν τους άξονες της έλλειψης παραμόρφωσης, προστεθεί η μονάδα, προκύπτει μια άλλη έλλειψη πολύ οικεία στους γεωδαιτες, γνωστή στην Χαρτογραφία σαν δείκτρια Tissot, που απεικονίζει τον μοναδιαίο κύκλο μετά την παραμόρφωση. Στο Σχήμα 2 παρουσιάζονται οι παράμετροι του ρυθμού της ανηγμένης παραμόρφωσης σε σχέση με την παραμόρφωση του μοναδιαίου κύκλου.



Για τον υπολογισμό των παραμέτρων της ανηγμένης παραμόρφωσης και των αντιστοιχών πλήρων πινάκων μεταβλητότητας - συµμεταβλητότητας, συντάχθηκε λογισµικό µε προοπτική ν' αντιµετωπίζεται η διαχρονική λύση του µοντέλου, εφόσον υπάρχουν στοιχεία από πολλές χρονικές εποχές. Όµως, για τα µέχρι και το 1993 διαθέσιµα στοιχεία, το διάστηµα µεταξύ των δύο φάσεων των µετρήσεων GPS είναι πολύ σύντοµο, συγκρινόµενο µε τα 22 χρόνια που έχουν περάσει από το 1970 (συµβατική εποχή παλαιών µετρήσεων). Έτσι, όλες οι διαθέσιµες µετρήσεις GPS θεωρήθηκαν ότι αναφέρονται στην µέση εποχή του 1992, ενώ για τα 6 κοινά και στις δύο φάσεις σηµεία, θεωρήθηκαν οι µέσες τιµές των συντεταγµένων τους.

Για ν' αποκτηθεί λεπτοµερής και ρεαλιστική εικόνα της τεκτονικής συµπεριφοράς της περιοχής, εξετάστηκαν διάφορες περιπτώσεις. Στην πρώτη, αντιµετώπιστηκε όλη η περιοχή ενιαία ενώ σ' όλες τις άλλες περιπτώσεις θεωρήθηκε ότι η περιοχή αποτελείται από τµήµατα µε οµογενή συµπεριφορά στο εσωτερικό κάθε τµήµατος. Έτσι, στη δεύτερη περίπτωση, η περιοχή χωρίζεται σε Βόρειο και Νότιο τµήµα, στην τρίτη θεωρούνται τρεις ζώνες, Δυτι-



Σχ. 6. Δείκτριες Tissot για τις τρεις ζώνες, Δυτική, Κεντρική, Ανατολική

κή, Κεντρική και Ανατολική, ενώ στην τελευταία περίπτωση, η περιοχή θεωρείται κατατμηµένη σε µωσαϊκό έξι τµηµάτων.

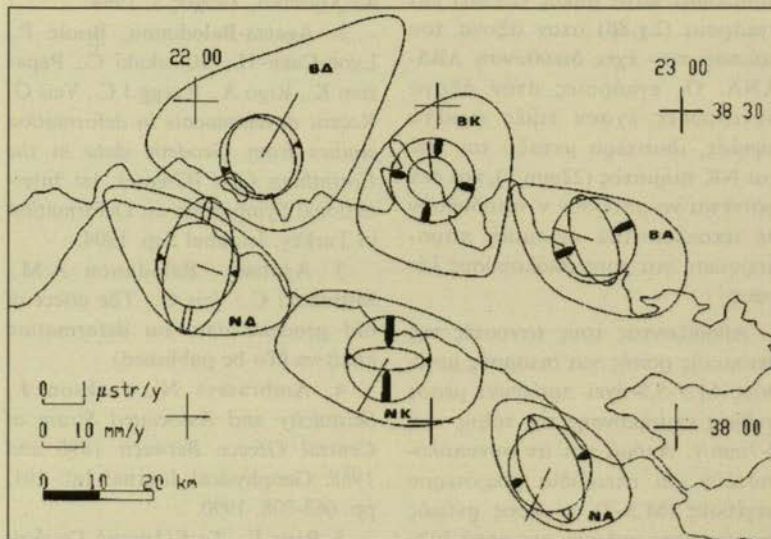
### 3. Αποτελέσµατα- Συµπεράσµατα

Οι ταχύτητες των διανυσµάτων µετακίνησης για τα 53 σηµεία προέκυψαν από σύγκριση των συντεταγµένων των δύο φάσεων (1970 και 1992) και φαίνονται στο Σχήµα 3. Οι περιπτώσεις που εξετάστηκαν φαίνονται στα Σχήµατα 4 έως 7, όπου παρουσιάζονται οι δείκτριες Tissot

της παραμόρφωσης, σύµφωνα µε τις συµβάσεις του Σχήµατος 2. Τα διανύσµατα του ρυθµού µετάθεσης ακάµπτου σώµατος έχουν σχεδιαστεί µε αφετηρία το κέντρο των ελλείψεων.

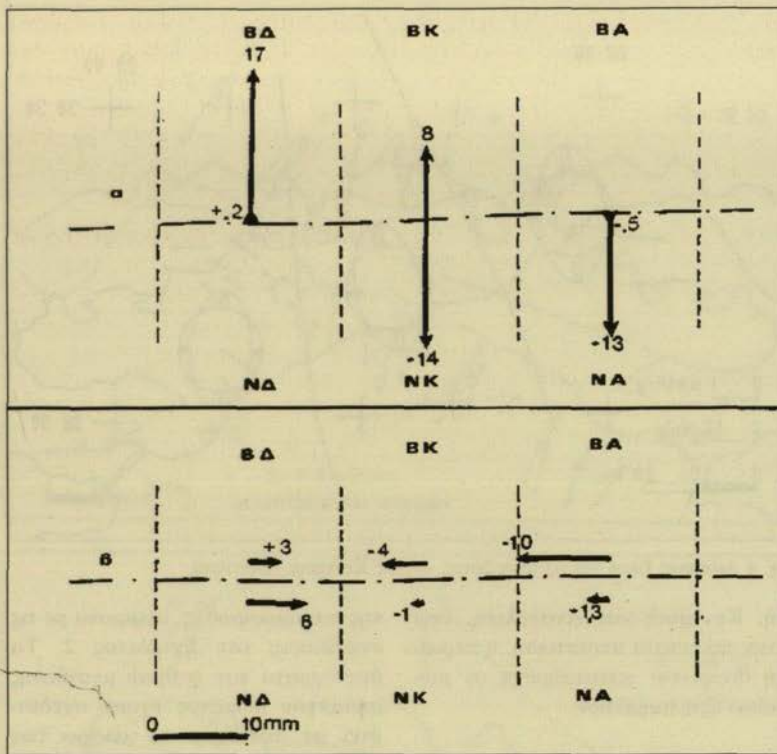
Στην πρώτη περίπτωση (Σχ.4) όπου η περιοχή αντιµετωπίζεται σαν ενιαία, ο µέγιστος ρυθµός επιµήκυνσης που εκτιµήθηκε είναι  $48 \pm 0,3$  ppm/y, µε διεύθυνση περίπου Βορρά-Νότου, σχεδόν δηλαδή εγκάρσια προς την διεύθυνση του άξονα του συστήµατος των ορθών ρηγµάτων της περιοχής. Με τον χωρισµό της περιοχής σε τρεις ζώνες, Δυτική, Κεντρική και Ανατολική, η µόνη πρόσθετη πληροφορία φαίνεται να είναι µια ελαφρά αλλαγή του προσανατολισµού της  $\epsilon_{max}$  για την Ανατολική ζώνη (Σχ.6). Τα αποτελέσµατα αυτά συµφανούν και µε όσα έχουν προκύψει από αναλύσεις σεισµολογικών στοιχείων, όπου επίσης διαπιστώνεται παρουσία ορθών ρηγµάτων µε επιµήκυνση στην διεύθυνση Βορρά-Νότου (10,11).

Όστόσο, θα πρέπει να σηµειωθεί ότι, όταν η περιοχή θεωρηθεί ότι αποτελείται από δύο τµήµατα, ένα στην Πελοπόννησο και ένα στη Στερεά Ελλάδα, (Σχήµα 5) δεν ανιχνεύεται ρυθµός επιµήκυνσης στο εσωτερικό κάθε τµήµατος. Αντίθετα, το άθροισµα των δύο διανυ-



Σχ. 7. Δείκτριες Tissot για το µωσαϊκό των έξι τµηµάτων





Σχ. 8 α. Συνιστώσες της ταχύτητας μετάθεσης κατά τον άξονα του κόλπου  
β. Συνιστώσες της ταχύτητας μετάθεσης εγκάρσια στον άξονα

ομάτων του ρυθμού μετάθεσης των δύο υποπεριοχών δίνει μετακίνηση της τάξης των  $18 \pm 1$  mm/y σε διεύθυνση σχεδόν Βορρά-Νότου που φαίνεται να περιορίζεται σε μια στενή ζώνη περίπου 30km. Η τιμή αυτή είναι σχεδόν 50% μεγαλύτερη από αυτή που έχει προσδιοριστεί σε προηγούμενες εργασίες με γεωδαιτικές μεθόδους (6.7). Βέβαια, θα πρέπει να σημειωθεί ότι η περιοχή που εξετάστηκε σ' αυτές τις εργασίες είναι πολύ ευρύτερη και εκτείνεται στο σύνολο της κεντρικής Ελλάδας, ενώ στην περίπτωση μας η έρευνα έχει περιοριστεί στη ζώνη του Κορινθιακού.

Τα μέχρι σήμερα αποτελέσματα υποδηλώνουν ότι το κύριο χαρακτηριστικό της τεκτονικής συμπεριφοράς είναι μια απομάκρυνση των δύο όψεων του κόλπου, που μάλλον εκδηλώνεται εντός του θαλασσιού χώρου, ενώ στην ξηρά η παραμόρφωση φαίνεται αμελητέα. Η ίδια εντύπωση δίνεται και στην περίπτωση του μωσαϊκού των έξι τμημάτων

(Σχήμα 7), αλλά παρουσιάζεται και κάποια ένδειξη συμπίεσης στο εσωτερικό κάθε τμήματος με διεύθυνση σχεδόν Ανατολής-Δύσης.

Η ίδια συμπεριφορά απεικονίζεται και στο Σχήμα 8, όπου οι ρυθμοί μετάθεσης των έξι τμημάτων έχουν προβληθεί κατά μήκος (Σχ.8α) και εγκάρσια (Σχ.8β) στον άξονα του κόλπου που έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ. Οι εγκάρσιες στον άξονα συνιστώσες έχουν τιμές αρκετά υψηλές, ιδιαίτερα μεταξύ του ΒΚ και ΝΚ τμήματος (22mm/y), και δεν φαίνεται να μπορούν ν' αποδοθούν σε αποκλειστικά σεισμική παραμόρφωση για τους ακόλουθους λόγους.

Αθροίζοντας τους τανυστές της σεισμικής ροπής για σεισμούς μεγέθους  $M \geq 5.8$  έχει προκύψει μέσος ρυθμός επιμήκυνσης της τάξης των 4-7mm/y. Ακόμα και αν συνυπολογιστούν και επεισόδια μικρότερου μεγέθους ( $M \geq 4$ ), ο μέσος ρυθμός επιμήκυνσης αυξάνει μεν κατά 50% (4), αλλά η τελική τιμή των 17-10

mm/y εξακολουθεί να υπολείπεται σημαντικά από αυτήν που προσδιορίστηκε εδώ.

Αν, όμως, υποθεθεί ότι η συσσωρευμένη ανηγμένη παραμόρφωση εκτονώνεται με ένα σεισμικό επεισόδιο, ο σεισμός θα ήταν μεγέθους  $M=7$  και η συ-σεισμική ολίσθηση κατά μήκος του ρήγματος της τάξης των 1-2m, ενώ ο σεισμικός κύκλος θα είχε περίοδο επανάληψης 100-150 χρόνων. Εκτιμάται ότι ο σεισμός του 1861 στο Αίγιο ήταν αυτού του μεγέθους (12). Ωστόσο, η μέχρι σήμερα διαθέσιμη και ικανοποιητικά διασταυρωμένη ιστορική πληροφορία μάλλον υποδηλώνει ένα σεισμικό κύκλο της τάξης των 400-500 χρόνων για τέτοιου μεγέθους σεισμούς στην περιοχή.

Έτσι, η απόκλιση μεταξύ του σεισμικού κύκλου, όπως έχει εκτιμηθεί από ιστορικά στοιχεία, με αυτόν που προσδιορίζεται από την γεωδαιτική πληροφορία, μπορεί να ερμηνευθεί αν θεωρηθεί ότι μέρος της συσσωρευμένης παραμόρφωσης εκτονώνεται με σεισμική ολίσθηση.

## Βιβλιογραφία

1. Αγατζά-Μπαλοδήμου Α.Μ., Βέης Γ., Μητσακιάκη Χ., Παπαζήση Κ., *Τεκτονικές παραμορφώσεις στον Κορινθιακό κόλπο από Γεωδαιτικά δεδομένα*. Υπο δημοσίευση, Τεχνικά Χρονικά, Τεύχος 3, 1994.
2. Agatza-Balodimou, Briole P., Lyon-Caen H., Mitsakaki C., Papazissi K., Rigo A., Ruegg J.C., Veis G. *Recent developments in deformation studies from Geodetic data in the Corinthian Gulf (Greece)*. 1st International Symposium on Deformation in Turkey, Istanbul Sep. 1994.
3. Agatza - Balodimou A.M., Mitsakaki C., Veis G., *The effect of old geodetic data on deformation analyses* (To be published).
4. Ambraseys N., Jackson J., *Seismicity and Associated Strain of Central Greece Between 1890 and 1988*. Geophysical Journal Int. 101, pp. 663-708, 1990.
5. Βέης Γ., *Το Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς ΕΓΣΑ 87*.



Εκδοση Ο.Χ.Κ.Ε., Αθήνα, 1987.

6. Βέης Γ., Μπιλλήρης Χ., Νάκος Β., Παραδείσης Δ., Γεωδαιτικός Προσδιορισμός Τεκτονικών Παραμορφώσεων στον Ελληνικό Χώρο. Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών Τόμος 67, 1992.

7. Billiris H., Paradissis D., Veis G., England P., Featherstone W., Parsons B., Cross P., Rands P., Rayson M., Sellers P., Ashkenazi V., Davison M., Jackson J., Ambraseys N. *Geodetic Determination of Tectonic Deformation in Central Greece from 1900 to 1988*. Nature, vol 350, No 6314, pp. 124-129, 1991.

8. Briole P., Ruegg J.C., Lyon-Caen H., Bernasconi P., Papazissi K.,

Veis G., Hatzfeld D., Deschamps A. *Active Deformation of the Gulf of Corinth (Greece)*, EGS Congress, Grenoble, April 1994.

9. Jackson J., McKenzie D., *The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East*. Geophysical Journal 93, pp 45-73, 1988.

10. Μητσακάκη Χ., *Ανάπτυξη μεθοδολογίας για μελέτες παραμορφώσεων σε διδιάστατο χώρο με γεωδαιτικά στοιχεία*. Διδ. Διατριβή ΕΜΠ, 228 σελ., 1986.

11. Rigo A., Lyon-Caen H., Briole P., Armijo R., Makropoulos K.,

Papadimitriou P., Veis G., Papazissi K., Hatzfeld D., Deschamps A., *Deformation studies in the Western part of the Gulf of Corinth (Greece): results from microseismic, geodetic and tectonic observations*. A.G.U. Meeting, Dec. 1992.

12. Rigo A., Lyon-Caen H., Briole P., Ruegg J.C., Veis G., Agatza-Balodimou A.M., Mitsakaki C., Papazissi K., Makropoulos K. *Deformation studies in the Western part of the Gulf of Corinth (Greece): first results from GPS campaign, accuracy and comparison with triangulation data*. 2nd Congress of the Hellenic Geophysical Union, Φλώρινα, 5-7 Μαΐου, 1993.