

φωσφορικὸν ἔστέρα Rogor διὰ τὴν καταπολέμησιν τοῦ δάκου τῆς ἐλαίας, προκειμένου περὶ ἐλαιοποιήσιμων ἐλαιῶν, χωρὶς νὰ ὑπάρχη κίνδυνος δηλητηριάσεως τῶν καταναλωτῶν τοῦ ἐλαίου ἢ ἀπαγορεύσεως εἰσαγωγῆς τοῦ ἐλαίου εἰς τὰς Ἡνωμένας Πολιτείας τῆς Ἀμερικῆς.

Τοῦτο εἶναι τελείως διάφορον θέμα ἀπὸ τὸ τῆς ἀποτελεσματικῆς καταπολέμησεως τοῦ δάκου καὶ δὲν θὰ ἀπητοῦντο περισσότερα τῶν 5', ὅπως δοθῆ ἑξήγησις ὅτι ἡ λίαν ἀξιόλογος ἐργασία τοῦ κ. Βασιλείου οὐδόλως προάγει τὸ θέμα τῆς καταστολῆς τοῦ περὶ οὗ ὁ λόγος ἐντόμου.

**ΓΕΩΛΟΓΙΑ.**—Ἐπὶ τῆς συσχετίσεως σεισμικῶν ἐπικέντρων μετὰ τεκτονικῶν γραμμῶν, ὑπὸ *Δημ. Κισκύρα* \*. Ἀνεκοινώθη ὑπὸ τοῦ κ. Ἰ. Τριγκαλινοῦ.

Ἡ δρᾶσις ἐνὸς σειμοῦ εἰς μίαν περιοχὴν δὲν ἐξαρτᾶται μόνον ἐκ τῆς ἐπικεντρικῆς ἢ ἐστιακῆς ἀποστάσεως αὐτῆς, ἀλλὰ καὶ ἐκ τῆς τεκτονικῆς κατασκευῆς τῆς περιοχῆς, τῆς πετρολογικῆς συστάσεως τοῦ ὑπεδάφους, τοῦ ποιοῦ τῶν οἰκοδομημάτων καὶ τῆς συνδέσεως αὐτῶν μετὰ τοῦ ὑπεδάφους (10). Κατόπιν τούτου δὲν πρέπει τὸ μέρος, ὅπου ἔγιναν αἱ μεγαλύτεραι καταστροφαὶ νὰ θεωρῆται ὡς τὸ πραγματικὸν ἐπικέντρον, ἀλλὰ ὡς φαινόμενον ἐπικέντρον, ἐξ ἀναλογίας πρὸς τὰς φαινόμενας ἰσοσειστους (21, 52).

Τὸ πραγματικὸν ἐπικέντρον τότε μόνον θὰ συνέπιπτε μετὰ τοῦ φαινομένου ἐπικέντρου, ἐὰν τὰ ἀνώτερα τμήματα τοῦ γήινου φλοιοῦ ἀπετελοῦντο ἐξ ὁμογενῶν ἰσοτρόπων διὰ τὰ σεισμικὰ κύματα ὑλικῶν, ὁπότε καὶ αἱ ἰσόσειστοι θὰ ἦσαν περιφέρειαι κύκλου. Ἡ ἰσοτροπία ὅμως αὕτη παύει νὰ ὑφίσταται εἰς τὴν περίπτωσιν παρουσίας ἔστω καὶ ἐνὸς ρήγματος ἢ μιᾶς μεταπτώσεως, ἢ ὅποια, ὡς γνωστὸν, διευκολύνει τὴν μετάδοσιν τῆς σεισμικῆς ἐνεργείας κατὰ μῆκος αὐτῆς καὶ καθορίζει οὕτω τὴν μορφὴν τῶν ἰσοσειστών.

Κατόπιν τούτου ὁ καθορισμὸς τοῦ πραγματικοῦ ἐπικέντρου εἶναι δυνατὸν νὰ διευκολυνθῆ ἐκ τῆς παρουσίας μεγάλων ρηγμάτων ἢ μεταπτώσεων ἐντὸς τῆς σεισμοπλήκτου περιοχῆς. Εἰς τὰς περιπτώσεις ὅμως αὐτὰς χρειάζεται μεγάλη προσοχὴ διὰ τὴν ἐκλογὴν τῆς μεταπτώσεως μετὰ τῆς ὁποίας θὰ συσχετισθῆ ὁ σεισμὸς. Αἱ νέαι μεταπτώσεις προτιμῶνται διὰ τὸν σκοπὸν αὐτὸν τῶν παλαιῶν (15), διότι παρέχουν μικροτέρας πιθανότητος νὰ ἔχῃ ἐπέλθει ἐκεῖ ἰσορροπία τῶν γήινων τεμαχῶν καὶ συνεπῶς παρουσιάζουν μεγαλύτεραν εὐκολίαν κινήσεων ἀπ' ὅ,τι αἱ παλαιαί. Αὐτὸ ὅμως δὲν σημαίνει, ὅτι πρέπει νὰ ἀποκλεισθοῦν αἱ παλαιαὶ μεταπτώσεις πάσης γενετικῆς

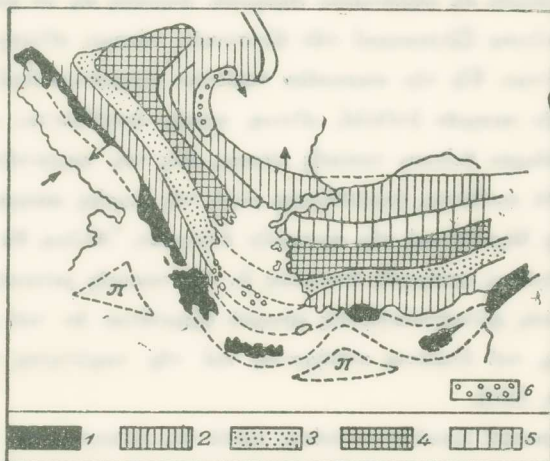
\* DEM. KISKYRAS, *Bebenepizentren in Beziehung zu tektonischen Linien.*

σχέσεως μετὰ τῶν τωρινῶν σεισμῶν. Ἄλλωστε εἶναι εὐκολώτερον νὰ συνεχισθῇ ἐν παλαιῶν ρήγμα, παρὰ νὰ παραχθῇ εἰς τὴν αὐτὴν περιοχὴν ἐν ἄλλο, ἐντελῶς νέον. Ἐπὶ πλέον ἡ παρουσία ἑνὸς ρήγματος, ἔστω καὶ παλαιῶ, διευκολύνει τὴν ἀποδέσμευσιν ἐνεργείας ἀπὸ τῶν γητίνων σωμάτων, τὰ ὁποῖα εὐρίσκονται ὑπὸ ἐλαστικτὰς τάσεις, δίκην ἀλεξικεράνου εἰς περίπτωσιν κεραυνοῦ. Δηλαδή εἰς τὸ παλαιὸν ρήγμα εὐρίσκει διέξοδον ἡ ἔκλυσις (ξέσπασμα) τῶν ἐλαστικῶν τάσεων, αἵτινες δημιουργοῦνται ἐντὸς τῶν πετρωμάτων. Εἰς τὴν παρουσίαν τοιούτων ρηγμάτων ὀφείλεται καὶ ἡ ἐμφάνισις δευτερογενῶν σεισμῶν (relais), οἵτινες καθὼς ἀποδίδονται εἰς συνεπεῖα τῆς κυρίας ὠθήσεως πρόωρον ἔκλυσιν τοπικῆς τάσεως. Εἰς τὰς περιπτώσεις αὐτὰς ἡ τοπικὴ μετάπτωσις θὰ συνδέεται ὅπωςδήποτε μετὰ τῆς κυρίας σεισμογόνου μεταπτώσεως, ἐκ τῆς ὁποίας δέχεται καὶ τὴν σεισμικὴν ἐνέργειαν. Ἄλλως θὰ ἦτο ἀνεξήγητος ἡ ἔκλυσις τόσο μεγάλης σεισμικῆς ἐνεργείας ἐκ τῆς τοπικῆς μεταπτώσεως. Ὡς γνωστόν, τὸ μέγεθος ἑνὸς μεταπτωσιγενοῦς σειμοῦ ἐξαρτᾶται ἐκ τοῦ μήκους τῆς σχετικῆς μεταπτώσεως, τοῦ ἄλματος πηδήματος καὶ τῆς ταχύτητος ὀλισθήσεως τῶν πτερύγων αὐτῆς (8, 340).

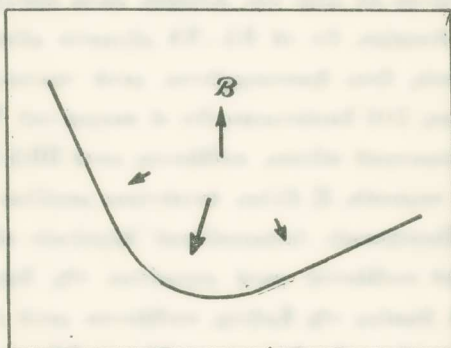
Ἰδιαιτέρα προσοχὴ χρειάζεται ἐπίσης κατὰ τὴν ἐκλογὴν τῆς ὑποτιθεμένης ὡς σεισμογόνου μεταπτώσεως βάσει τῆς διευθύνσεως αὐτῆς. Κατὰ τὸν Sieberg (19, 225), εἰς τὴν Ἄνατ. Μεσόγειον τὰ ΒΑ-ΝΔ ρήγματα παρουσιάζουν ἐνίοτε ἐξαιρετικὴν δυναμικὴν δραστηριότητα. Τοῦτο ὅμως δὲν σημαίνει, ὅτι τὰ ρήγματα τῆς διευθύνσεως αὐτῆς πρέπει νὰ θεωροῦνται εἰς ὅλην τὴν Ἑλλάδα κατὰ προτίμησιν ὡς σεισμογόνα. Ὁ Seidlitz (18, 149) ἀναφέρει, ὅτι τὰ ΒΔ-ΝΑ ρήγματα μόνον ἐκεῖ προκαλοῦν σεισμούς, συνήθως σφοδρούς, ὅπου διασταυροῦνται μετὰ τεκτονικῶν γραμμῶν ἄλλων διευθύνσεων. Ὁ Κισκύρας (10) διεπίστωσεν, ὅτι οἱ σεισμοὶ τοῦ Ἴονιου, ὅπως καὶ αὐτοὶ τοῦ Κορινθιακοῦ καὶ Σαρωνικοῦ κόλπου, συνδέονται μετὰ ΒΒΔ-ΝΝΑ ἕως ΒΔ-ΝΑ τεκτονικῶν γραμμῶν. Ἡ παρουσία, ἐξ ἄλλου, ἐπικέντρων μεγάλων τινῶν σεισμῶν ἐνδιάμεσου βάρους εἰς τὸν Μεσσηνιακόν, Λακωνικόν καὶ Ἀργολικόν κόλπον σημαίνει, ὅτι καὶ σεισμοὶ τοῦ εἴδους αὐτοῦ συνδέονται μετὰ ρηγμάτων τῆς διευθύνσεως αὐτῆς. Ἐπίσης οἱ μεγάλοι σεισμοὶ βορείως τῆς Κρήτης συνδέονται μετὰ Δ-Α ρηγμάτων.

Τὰ ρήγματα ὠρισμένων διευθύνσεων συνδέονται (9) μετὰ γεωλογικῶν φαινομένων γενικωτέρας σημασίας. Οὕτω ἡ παρουσία ΝΝΑ ρηγμάτων εἰς τὸ Ἴόνιον, τὰ ὁποῖα εἰς τὸ νότιον αὐτοῦ τμήμα μεταπίπτουν διαδοχικῶς εἰς ΒΔ-ΝΑ, Δ-Α καὶ ΔΝΔ-ΑΒΑ με κατεύθυνσιν τὴν Πελοπόννησον, Κρήτην, Ρόδον καὶ ἐκεῖθεν πρὸς τὸν Ταῦρον Μικρᾶς Ἀσίας μαρτυρεῖ τὴν σχέσιν τῶν ρηγμάτων αὐτῶν μετὰ τοῦ ὄρογενοῦς συστήματος, γνωστοῦ ὡς διναροσταυρικοῦ τόξου (Σχ. 1). Τὸ ἐλληνικὸν ὄρογενὲς σύστημα παρουσιάζει τὴν τυπικὴν τοξοειδῆ μορφήν πτυχωσιγενῶν συστημάτων (1, 166), ἣτις εἰς τὴν προκειμένην περίπτωσιν ὀφείλεται εἰς τὴν μεγαλυτέραν ἐκδήλωσιν τῆς ὄρογε-

νετικής πίεσεως κατά την ΝΔ διεύθυνσιν (Σχ. 2). Κατά την διεύθυνσιν αὐτὴν ἐπετεύχθη καὶ ἡ μεγαλύτερα ὀριζοντία μετατόπισις τῶν πτυχωθεισῶν γηίνων μαζῶν, αὐτοχθόνων καὶ τεκτονικῶν καλυμμάτων. Εἰς τὸν γεωλογικὸν χάρτην τοῦ Philippson (15) καὶ τεκτονικὸν τοῦ Renz (17) φαίνεται σαφῶς, ὅτι εἰς τὴν Πελοπόννησον ἡ ζώνη



Σχ. 1. Αἱ γεωλογικαὶ ζῶναι τῆς ἑλληνικῆς περιοχῆς κατὰ Kober. 1. Ἐξωτερικαὶ ζῶναι. 2, 3, 5. Κεντρικαὶ ζῶναι. 4. Μεσόβοννα. 6. Μεταμορφωγενεῖς ζῶναι.



Σχ. 2. Διεύθυνσις τῆς ὀρογενετικῆς πίεσεως εἰς τὸ ἑλληνικὸν τμήμα τοῦ ἄλπικοῦ συστήματος.

Ἰωλωναῦ-Πίνδου ἔχει ἐκτραπηῆ περισσότερον πρὸς δυσμὰς ἢ εἰς τὴν Β. καὶ Κεντρικὴν Ἑλλάδα ὅπου ἡ ὀριζοντία πρὸς δυσμὰς πίεσις ἦτο ἀσθενεστέρα.

Λόγω μετακινήσεως τεραστίων γηίνων μαζῶν ἐκ τῆς περιοχῆς τοῦ Αἰγαίου (ρίζαι καλυμμάτων) πρὸς τὸ Ἴόνιον (προχώρα) καὶ ἐντόνου ἐφελκυσμοῦ τῶν γηίνων στρωμάτων τῆς περιοχῆς τοῦ Αἰγαίου ἐδημιουργήθησαν ἐκεῖ ρήγματα καὶ ἐπὶ πλέον

διεταράχθη ή ισοστατική κατάσταση τής περιοχής του Αιγαίου, ώστε μετά την πτύχωση, δηλ. χαλάρωσις τής όρεογόνου δυνάμεως, ώρισμένα τμήματα του Αιγαίου κατεκάρθισαν. Πρόκειται περι ενός συνήθους φαινομένου εις τὸ έσωτερικόν όρογενών τόξων (14). Ούτω έσχηματίσθη ή λεκάνη του Β. Αιγαίου με κατεύθυνσις ΒΔ - ΝΑ, ή όποία περιωρίσθη πρὸς νότον υπό τής κρυσταλλοσχιστώδους μάζης Ίκαρίας-Σάμου, ή λεκάνη του Ν. Αιγαίου με διεύθυνσις Δ - Α, μεταξύ Κρήτης και κρυσταλλοσχιστώδους μάζης Κυκλάδων και ή λεκάνη του Σαρωνικου κόλπου μεταξύ ΊΑργολιδοκορινθίας και ΊΑττικής με διεύθυνσις ΒΔ - ΝΑ· ή παρουσία λιμναίων σχηματισμών του άνω μειοκαίνου εις την Εύβοιαν, Σάμον και Χίον δεικνύει σαφώς, ότι τὸ βύθισμα αυτό εγένετο κατά τὸ μέσον έως κάτω μειόκαινον. Τής ίδιας ήλικίας είναι τὸ βύθισμα του Κρητικου πελάγους, διότι διεπιστώθησαν μειοκαινικά στρώματα εις τὰς νήσους Κω, Κάσον και Κρήτην. Τὸ τρίτον βύθισμα έλαβε χώραν όλίγον άργότερον, πάντως πρὸ τής άποθέσεως τής ανατολικής βαθμίδος, ως μαρτυροῦν αί λιμναίαι και ύφάλμυροι πλειοκαινικαί άποθέσεις Αιγίνης, Ίσθμου Κορίνθου και Μεγάρων. Σύγχρονα βυθίσματα με τὸ τρίτον, αλλά διαφορετικου τρόπου σχηματισμού, είναι αυτά του μεσσηνιακου κόλπου. Εις τὰς περιπτώσεις αυτές πρόκειται περι έπιμήκων ρηγμάτων, δηλαδή σχηματισθέντων κατά μήκος του πτυχωσιγενους συστήματος τής Έλλάδος. Είμαι άξιοσημείωτος ή παρατήρησις Γαλανοπούλου (5), ότι τὸ Β. Αιγαίον άπό σεισμολογικής άπόψεως συμπεριφέρεται όμοίως πρὸς τὸ Ν. Αιγαίον και άμφοτέρα διαφορετικώς τής περιοχής των Κυκλάδων και τής έλληνικής Χερσοννήσου.

Έκτός των άναφερθέντων ρηγμάτων ύπάρχουν και τὰ εγκάρσια, τὰ όποια διασχίζουν τὸ πτυχωσιγενές σύστημα καθέτως πρὸς την διεύθυνσις αυτού, όπως τὰ ρήγματα μεταξύ Ν. Πελοποννήσου και Δ. Κρήτης με κατεύθυνσις πρὸς την νήσον Μήλον, τὰ ρήγματα μεταξύ Α. Κρήτης και Κάσου και αυτά μεταξύ Καρπάθου και Ρόδου. Τὰ ρήγματα ταύτα έγιναν μετά τὸ βύθισμα του Κρητικου πελάγους (Ν. Αιγαίου), συνεπεία έντόνου έφελκυσμού εις τὸ έξωτερικόν τμήμα του όρογενοῦς τόξου. Αί πτυχωθεΐσαι μάζαι δέν ήδύναντο νά ακολουθήσουν την έτι συνεχιζομένην κάμψιν του τόξου άνευ θραυσμού και τὸ τεράστιον αυτό γήϊνον τόξον έσπασεν. Η διάρρηξις εγένετο εις τὰς θέσεις, όπου τὸ τόξον παρουσίαζε μεγάλην καμπυλότητα (ύψηλή τάσις έφελκυσμού) και μικρόν πάχος (μικρά άντοχή). Αν τὸ τόξον αυτό ήτο όμοιομερές, δέν παρενεβάλλετο δηλαδή μεταξύ των ίζημάτων του ή κρυσταλλοσχιστώδης μάζα Κεντρικής Πελοποννήσου - Κρήτης, τὸ όρογενές τύξον τής περιοχής αυτής θά ήτο περισσότερο κυρτόν και ή θέσις των ρηγμάτων τούτων θά ήτο άσφαλώς διαφορετική τής σημερινής. Την διάρρηξιν του τόξου έπετάχυνε τὸ βύθισμα του Ν. Αιγαίου, έξ αιτίας του όποιου ήλαττώθη σημαντικώς τὸ πάχος του όρογενοῦς τόξου, τὸ όποιον άνήρχετο εις 300 χμ. και πλέον, όσον δηλαδή τὸ εύρος των ζωνών ΊΑδριατικοῖονιου,

Ωλονοῦ - Πίνδου καὶ Ἀνατολικῆς Ἑλλάδος. Τὰ ρήγματα αὐτὰ ἐδημιουργήθησαν πρὸ τῆς ἀποθέσεως τῶν πλειοκαινικῶν ἰζημάτων τῶν Κυθήρων. Τὴν ἰδίαν περίοδον ἐδημιουργήθησαν, λόγῳ συμπίεσεως ὅμως, ρήγματα εἰς τὸ ἐσωτερικὸν τοῦ τόξου (περιοχὴ Κυκλάδων) μὲ κατεύθυνσιν τῶν νήσων Ρόδου - Κῶ - Πάτμου - Ἰκαρίας - Σαντορίνης - Πάρου, Κιμῶλου - Σερίφου, Κυθήρων - Κύθνου καὶ Ὑδρας - Κέας - Ἄνδρου - Ψαρῶν κλπ. Ὑπὸ τὴν ἔννοιαν αὐτὴν ὡς ἐγκάρσια ρήγματα λόγῳ ἐφελκυσμοῦ πρέπει νὰ θεωρηθῶν καὶ τὰ ρήγματα τοῦ Πατραϊκοῦ κόλπου. Εἰς ταῦτα ἀντιστοιχοῦν τὰ λόγῳ συμπίεσεως εἰς τὸ ἐσωτερικὸν τοῦ τόξου ρήγματα τῆς Β. Εὐβοίας (Στενὸν Τρίκερι κλπ.).

Κατὰ τὸ τεταρτογενές, συνεπεία τῆς διαρκούσης ἔτι κάμψεως τοῦ τόξου, ἐπῆλθε νέα διάρρηξις αὐτοῦ, τὸ ὁποῖον, λόγῳ τῶν ἐν τῷ μεταξὺ ἡπειρογενετικῶν κινήσεων, δὲν ἐχωρίζετο πλέον διὰ θαλάσσης. Τὰ νέα ρήγματα ἠκολούθησαν κατὰ προτίμησιν τὰ παλαιά, τὰ ὁποῖα εἶχον ἤδη πληρωθῆ ὑπὸ πλειοκαινικῶν ἰζημάτων. Διέρρηξαν οὕτω τὰ πλειοκαινικά ἰζήματα καὶ προκάλεσαν ἀναβίωσιν τῶν παλαιῶν ρηγμάτων. Τὴν φορὰν αὐτὴν ἢ διάρρηξις εἰς τὸ ἐσωτερικὸν τμήμα τοῦ τόξου ἔλαβε μεγαλύτερας διαστάσεις καὶ εἶχεν ὡς ἀποτέλεσμα μεγάλας καταβυθίσεις τῆς κυκλαδικῆς μάζης. Ἐπὶ πλέον τὸ ρήγμα μεταξὺ Καρπάθου - Ρόδου συνεχίσθη πρὸς ΒΔ, ὅπου συνήντησε τὸ ρήγμα Ὀλύμπου - Εὐβοίας. Τὸ ρήγμα Κυθήρων - Μήλου συνεχίσθη πρὸς ΒΑ κ.ο.κ. Ὑπὸ τὴν ἀνωτέρω ἔννοιαν τὰ ὑπὸ τοῦ Sieberg (18, 229) ἀναφερόμενα ὡς ἐγκάρσια ρήγματα, ὅπως τὸ Νοτιοκρητικὸν καὶ Ροδιακόν, πρέπει νὰ θεωροῦνται ὡς ἐπιμήκη. Εἰς τὴν Ν. Πελοπόννησον τὰ νέα αὐτὰ ἐγκάρσια ρήγματα συνήντησαν τὰ ἐπιμήκη ρήγματα τοῦ Μεσσηνιακοῦ καὶ Λακωνικοῦ κόλπου, ὥστε τὰ ρήγματα τῆς περιοχῆς αὐτῆς νὰ παρουσιάζουν σήμερον τοξοειδῆ μορφήν (9). Τὸ χαρακτηριστικὸν γνώρισμα τῶν ἐδῶ ἐγκαρσίων ρηγμάτων εἶναι, ὅτι αἱ καταβυθίσεις, αἵτινες συνδέονται μετ' αὐτῶν, χαίνουν πρὸς τὸ Ἰόνιον πέλαγος.

Ὡς γνωστόν, (16) τὰ νεογενῆ ἰζήματα τῆς Πελοποννήσου παρουσιάζουν μίαν ἀναθλόωσιν, τῆς ὁποίας ὁ ἄξων ἔχει Β - Ν κατεύθυνσιν. Τὸ ἴδιον φαινόμενον παρατηρεῖται καὶ εἰς τὴν ὑπόλοιπον Δυτ. Ἑλλάδα. Πρόκειται περὶ ἐνὸς φαινομένου, παρατηρουμένου εἰς ἀνυψουμένας πτυχωσιγενεῖς μάζας, ὅπου ὁ ἄξων τῆς ἀναθλώσεως λαμβάνει τὴν διεύθυνσιν τοῦ πτυχωθέντως συστήματος (2). Ἐξ αἰτίας τῆς ἀναθλώσεως αὐτῆς κατὰ τὸ τεταρτογενές παρουσιάσθη ἔντονος ἐφελκυσμὸς καθέτως πρὸς τὸν ἄξωνα αὐτῆς, ὥστε νὰ δημιουργηθῶν εἰς τὴν Δυτ. Ἑλλάδα νέα ἐπιμήκη ρήγματα. Αὐτὰ ἦσαν κατ' ἐξοχὴν ἔντονα εἰς τὴν περιοχὴν τοῦ νεογενοῦς, ὅπου προκάλεσαν ἀναβίωσιν τῶν παλαιῶν ρηγμάτων. Ὁ Τρικκαλινὸς (20) ἀναφέρει εἰς τὴν Πελοπόννησον διάρρηξιν τῶν τριτογενῶν στρωμάτων ἐξ αἰτίας τῆς βαλλαχικῆς φάσεως ὀρογενέσεως καὶ τῶν τεταρτογενῶν λόγῳ τῆς πασσαθενικῆς τριαύτης, τὸ ὁποῖον σημαίνει,

ὅτι διὰ τὴν ἀναθόλωσιν αὐτὴν εἶναι ἀμφότεραι αἱ ὀρογενετικαὶ κινήσεις ὑπεύθυνοι κυρίως ὅμως ἢ πρώτη.

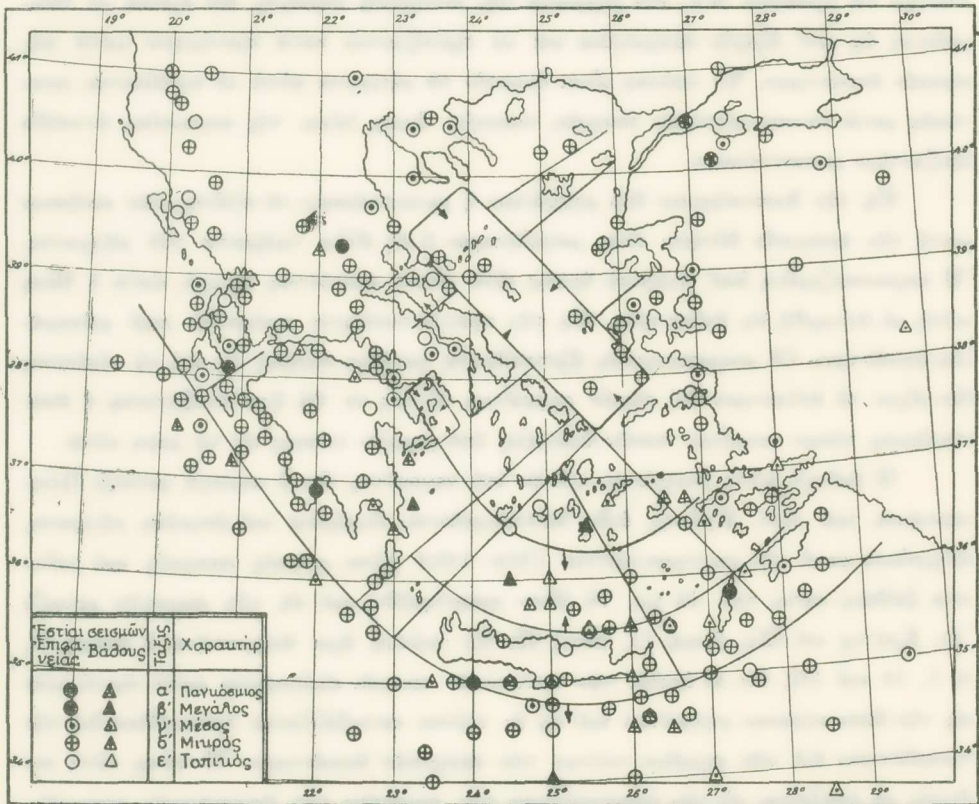
Οἱ μεγαλύτεροι σεισμοὶ τῆς ἐλληνικῆς περιοχῆς ἔχουν τὰς ἐστίας των εἰς τὰ ἐπιμήκη ρήγματα καὶ καταβυθίσεις, αἵτινες συνδέονται μετ' αὐτῶν. Τὰ ἐγκάρσια ρήγματα παρέχουν σεισμοὺς μικροῦ μεγέθους καὶ ἀβαθεῖς ἐστίας. Ἡ μικρὰ δυναμικότης τῶν ἐγκαρσίων ρηγμάτων εἶναι συνέπεια τῶν μικρῶν των διαστάσεων. Κατόπιν τούτων τὰ ἐγκάρσια ΝΔ - ΒΑ ρήγματα τῆς ἐλληνικῆς περιοχῆς δὲν πρέπει νὰ θεωροῦνται ὡς κατ' ἐξοχὴν σεισμογόνα καὶ νὰ σχετίζονται κατὰ προτίμησιν μετὰ σεισμικῶν ἐπικέντρων. Ἐν τούτοις εἶναι δυνατὸν τὰ ρήγματα αὐτὰ νὰ συνδέονται γενετικῶς μετὰ καταστρεπτικῶν σεισμῶν, τοπικῶν ὅμως, λόγῳ τῆς παρουσίας ἐνταῦθα ὀριζοντίων μεταπτώσεων.

Εἰς τὴν διασταύρωσιν δύο ρηγμάτων ἢ μεταπτώσεων τὸ πλάτος τῶν κινήσεων κατὰ τὴν σεισμικὴν δόνησιν εἶναι μεγαλύτερον ἢ εἰς ἄλλα τμήματα τοῦ ρήγματος. Ἡ παρουσιαζομένη ἐκεῖ σεισμικὴ δράσις εἶναι ἐνίοτε ἀρκούντως ἰσχυρά, ὥστε ἡ θέσις αὐτὴ νὰ ἐκληφθῆ ὡς ἐπικέντρον. Εἰς τὴν πραγματικότητά προκείται περὶ φαινομένου ἐπικέντρον. Οἱ μικροσεισμικῶς ἐξετασθέντες μεγάλοι σεισμοί, ὡς ἐπὶ τὸ πλεῖστον, δὲν εἶχον τὸ ἐπικέντρον ἐπὶ τομῶν ρηγμάτων, ἄλλως τε θὰ ἦτο ἀνεξήγητος ἡ ἀποταμίευσις τόσων μεγάλων ποσῶν ἐνεργείας ὑπὸ μορφὴν τάσεως εἰς τὰ μέρη αὐτά.

Ἡ ἐκδοχὴ αὕτη ἐνισχύεται καὶ ἐκ τοῦ γεγονότος, ὅτι ἡ περιοχή μεταξὺ Πελοποννήσου καὶ Δυτ. Κρήτης, ἐνθα διασταυροῦνται ἐγκάρσια καὶ ἐπιμήκη ρήγματα, ἐσημείωσε κατὰ τὴν πεντηκονταετίαν 1904-1954 μόνον μικροὺς σεισμοὺς καὶ μάλιστα βάρους κάτω τῶν 45 χμ. Τὸ ἴδιον παρατηρήθη καὶ εἰς τὴν περιοχὴν μεταξὺ Ἄν. Κρήτης καὶ (Σχ. 3 καὶ 17, πίναξ II). Ἐν τούτοις ἔχει ἐπικρατήσει ἡ γνώμη (3, 4, 7, 18 καὶ 19), ὅτι αἱ ἐστίαί τῶν τεκτονικῶν σεισμῶν εὐρίσκονται κατὰ προτίμησιν εἰς τὴν διασταύρωσιν ρηγμάτων καὶ ὡς ἐκ τούτου καταβάλλεται προσπάθεια διὰ τὴν τοποθέτησιν ἐπὶ τῶν σημείων τούτων τῶν σεισμικῶν ἐπικέντρων. Ἡ τάσις αὕτη πιθανὸν νὰ ὀφείλεται εἰς τὴν ὑπερεκτίμησιν τῆς σημασίας τῶν ἐπικεντρικῶν γραμμῶν.

Ἐχει παρατηρηθῆ, ὅτι αἱ ἐπικεντρικαὶ γραμμαί, δηλ. αἱ γραμμαί, αἱ ὁποῖαι συνδέουν τὰ ἐπικέντρα διαφόρων σεισμῶν, ἔχουν ἰδίαν κατεύθυνσιν μετὰ γνωστῶν γεωλογικῶν ρηγμάτων ἢ μεταπτώσεων, ὅπερ ἀφήνει νὰ ὑπονοηθῆ, ὅτι ὑπάρχει αἰτιατὴ σχέσις μεταξὺ των. Αὐτὸ ὅμως δὲν σημαίνει, ὅτι αἱ ἐπὶ τοῦ χάρτου χαρασσόμεναι ἐπικεντρικαὶ γραμμαί θὰ συμπίπτουν μετὰ ρηγμάτων ἢ μεταπτώσεων ἀγνώστων εἰσέτι. Τὰ ἐπικέντρα, τὰ ὁποῖα σημειώνονται εἰς τοὺς χάρτας, πολλάκις δὲν ἀνταποκρίνονται εἰς τὰ πραγματικά, ἢ ἐξαγωγή ἐπομένως γεωλογικῶν συμπερασμάτων, βάσει πιθανῆς θέσεως ἐπικέντρων, δυνατὸν νὰ εἶναι ἐσφαλμένη. Ἀλλὰ καὶ εἰς τὴν περίπτωσιν, ὅπου ἡ θέσις δύο ἐπικέντρων ἔχει καὶ μικροσεισμικῶς ἐλεγχθῆ, δὲν δυνάμεθα

πάντοτε να υποστηρίζωμεν, ότι ἡ συνδυετική αὐτῶν γραμμῆ συμπίπτει μετὰ μιᾶς μεταπτώσεως. Ὅπως εἶναι γνωστόν, ἡ μετάπτωσις, ἡ ὁποία σημειώνεται ἐπὶ τοῦ χάρτου, εἶναι τομῆ τοῦ, οὕτως εἰπεῖν, ἐπιπέδου μεταπτώσεως μετὰ τοῦ ὀρίζοντος, ἐνῶ ἡ γραμμῆ, ἡ ὁποία συνδέει τὰ δύο ἐπίκεντρα (ἐπικεντρικὴ γραμμῆ) εἶναι ἡ προβολὴ ἐπὶ τοῦ ὀρίζοντος τῆς ἐστιακῆς γραμμῆς, δηλαδὴ τῆς γραμμῆς, ἡ ὁποία συνδέει δύο σεισμικὰς ἐστίας. Τὸ ἐπίπεδον τὸ ὁποῖον ὀρίζεται διὰ τῆς ἐπικεντρικῆς καὶ



Σχ. 3.—Τὰ ἐπίκεντρα τῶν σεισμῶν τῆς πενηκονταετίας 1904-1954 κατὰ Α. Γαλανόπουλον. Αἱ τεκτονικαὶ γραμμαὶ κατὰ Δ Κισκύραν.

ἐστιακῆς γραμμῆς, τότε μόνον θὰ συνέπιπτε μετὰ τοῦ ἐπιπέδου τῆς μεταπτώσεως, ἐν ἡ μετάπτωσις ἦτο κατακόρυφος. Τοῦτο δυνάμεθα νὰ ὑποθέσωμεν διὰ τὰ ὡς ἄνω χαρακτηριζόμενα ἐγκάρσια ρήγματα. Εἰς τὴν περίπτωσιν ὅμως πλαγίων μεταπτώσεων, συχνῶν εἰς πτυχωσιγενεῖς περιοχάς, ἡ ἐπικεντρικὴ γραμμῆ δύο σεισμῶν διαφορετικοῦ βάθους δὲν ἔχει οὔτε τὴν διεύθυνσιν καὶ τῆς μεταπτώσεως δὲν ἀποκλείεται μάλιστα ἡ ἐπικεντρικὴ γραμμῆ νὰ εἶναι κάθετος πρὸς τὴν διεύθυνσιν τῆς μεταπτώ-

σεως. Ἀλλὰ καὶ εἰς τὴν περίπτωσιν τοῦ αὐτοῦ βάθους σεισμικῶν ἐστῶν, συνδεομένων μετὰ τῆς ἰδίας μεταπτώσεως, ἡ ἐπικεντρικὴ γραμμὴ θὰ εἶναι ἀπλῶς παράλληλος πρὸς τὴν μετάπτωσιν.

Ἐκ τῶν ἀνωτέρω φαίνεται σαφῶς, ὅτι αἱ μεταπτώσεις, αἵτινες χαράσσονται εἰς τοὺς γεωλογικοὺς χάρτας βάσει ἐπικεντρικῶν μόνον γραμμῶν δὲν εἶναι δυνατὸν νὰ ἀνταποκρίνωνται, ἐκτὸς ὀλίγων περιπτώσεων, εἰς τὴν πραγματικότητα. Εἰς τὴν περίπτωσιν σεισμῶν μεγάλου βάρους, καὶ μάλιστα ἀλληλοδιαδόχων, ὅπως αὐτῶν τοῦ 1926 εἰς τὴν περιοχὴν τοῦ Νοτ. Αἰγαίου (12), ἡ ἐπικεντρικὴ γραμμὴ (ἴδε εἰκ. 2 σχετ. ἐργασίας) δὲν παριστᾷ μετάπτωσιν, ἀλλὰ τὴν διεύθυνσιν γεωτεκτονικῆς διαταραχῆς εἰς τὴν περιοχὴν αὐτήν. Διὰ τοὺς λόγους αὐτοὺς θὰ ἦτο προτιμότερον αἱ μεταπτώσεις καὶ γενικώτερον αἱ τεκτονικαὶ γραμμαί, αἵτινες τοποθετοῦνται εἰς τοὺς χάρτας ὑπὸ σεισμολόγων, νὰ μὴ χαράσσωνται βάσει ἐπικεντρικῶν γραμμῶν, ἀλλὰ ὁμάδων ἐπικέντρων καὶ ἀναλόγως τῆς ἐπικρατοῦσης διεύθυνσεως αὐτῶν.

Εἰς τὴν εὔρεσιν τῆς σεισμογόνου μεταπτώσεως συμβάλλει ἐπίσης καὶ ἡ μελέτη τῶν μετασεισμικῶν δονήσεων. Ἡ διάταξις τῶν ἐπικέντρων τῶν μετασεισμῶν δίνει τὴν γενικὴν διεύθυνσιν τῆς μεταπτώσεως ἢ τῆς σειρᾶς τῶν μεταπτώσεων, μετὰ τῶν ὁποίων σχετίζεται καὶ ὁ σεισμός. Ἡ διεύθυνσις αὐτὴ θὰ εἶναι καὶ ἡ φορὰ τῆς συνεχίσεως τοῦ ρήγματος.

#### ZUSAMMENFASSUNG

Die Verwerfungsrichtung lässt manchmal einen Schluss zu auf die tektonische Linie, die mit dem Bebenherd gebunden ist; dies ist jedoch keine feste Regel. Im griechischen Gebiet laufen die mit grossen Beben verknüpften Brüche südostwärts bis in den Peloponnes, von dort ab ziehen sie nach SSO, laufen der Insel Kreta entlang in W - O - Richtung, und richten sich weiter nach Rhodos. Sie stehen also mit dem griechisch - alpinen Orogen in Beziehung, das infolge des nach SW geäusserten grösseren orogenischen Drucks eine typische Bogenform zeigt. So ist die Olonos Pindoszone (tektonische Decke) weiter nach Westen in den Peloponnes verschoben, als es in Mitell - Griechenland und Nord - Griechenland der Fall ist. Nach der Hauptfaltung sind im ägäischen Gebiet Zerrungsbrüche entstanden und aus isostatischen Gründen haben dort Versenkungen stattgefunden. Es sind hier folgende zu erwähnen: 1) Die Senke des nordägäischen Meeres, die eine NW - SO - Richtung hat und nach süden Ikaria und Samos erreicht, 2) Die Senke zwischen Kreta und den Kykladen mit einer fast W - O - Richtung und 3) Die Senke des Saronischen Golfes, die ebenfalls eine NW - SO - Richtung aufweist. Die zwei ersten Senken sind während des Miozäns entstanden, da sie mit obermiozänen Süsswasserablagerungen erfüllt sind,



Die dritte ist etwas jünger, wohl nicht jünger als altphiozän. Des selben Alters sind die Brüche der messenischen und lakonischen Golfe.

Ausser den obenerwähnten Längsbrüchen sind in diesem Gebiet auch Querbrüche vorhanden, die senkrecht zum Faltungsbogen verlaufen. Sie sind später (Obermiozän) dadurch entstanden, dass die durch die Faltung verfestigten Schichten keine bruchlose Verformung ertragen konnten und bei weiterer Biegung des Bogens durchgebrochen sind. Unter diese Querbrüche (hier Dehnungsbrüche) zählen die Brüche zwischen S - Peloponnes und W - Kreta und diejenigen, die zwischen O - Kreta und den Inseln Kasos, Karpathos und Rhodos verlaufen, ebenso auch die Brüche des Golfes von Patras.

Zu diesen Querbrüchen gehören auch die Zusammenschubbrüche in der Richtung der Inseln Kos - Patmos, Ikaria - Santorin - Paros, Kimolos - Seriphos, Kythera - Kythnos, Kea - Andros - Psara und diejenigen des Kanals von Trikeri.

Im Alt-Quartär ist der griechische Bogen infolge eines Rückzugs des Meeres als Ganzes herausgetreten und im Jungquartär bei der vorsichgehenden Biegung wieder durchgebrochen. Diesmal wurde das Kykladenmassiv zerlegt und es haben sich grössere Absenkungen in dem Kykladen-Gebiet gebildet, in die das Meer eindrang. Die von Sieberg erwähnten südkretischer Bruch und rhodesischer Hauptbruch sind in diesem Sinne als Längsbrüche zu betrachten. Die quartären Querbrüche haben im Südpeloponnes die älteren Brüche betroffen und sie wiederbelebt. Eine solche Wiederbelebung haben auch die Brüche des Golfes von Patras und des Kanals von Trikeri erfahren.

Auf der griechischen Halbinsel treten auch nachphiozäne und quartäre Längsbrüche auf, die durch Dehnung bei der quartären Aufwölbung des Gebietes entstanden sind. Diese Aufwölbung verdankt man der wallachischen und zum Teil der passadenischen Orogenese.

Die grössten Beben Griechenlands stehen mit Längsbrüchen in Beziehung, jedoch können die Querbrüche lokal zerstörende Beben hervorrufen, da hier Querverschiebungen eintreten. In Griechenland sind am meisten die NO - SW gerichteten Querbrüche von kleiner Dynamik und treten seismisch nicht deutlicher als die NW - Brüche hervor, wie man früher dachte (18, 302).

Den Schnittpunkt von zwei Bruchlinien betrachtet man oft als Stelle von Epizentren bei Beben, es ist jedoch sehr schwer zu erklären, wie eine grosse Energie aus dieser Stelle ausgelöst wurde. Tatsächlich fallen die meisten von den mikroseismisch bestimmten Epizentren nicht in solche Schnittpunkte, so zwischen S - Peloponnes und W - Kreta wie auch zwischen O - Kreta und der Insel Kasos, d. h. an Schnitten von Längs- und Querbrüchen treten nur kleine Beben auf (Bild 3 und 19, Taf. II).

Die Epizentrenlinien stellen sich oft in der Richtung von bekannten Verwerfungen, dies lässt aber nicht annehmen, dass diese Linien noch nicht aufgeschlossenen Verwerfungen entsprechen. Die Epizentrenlinie fällt nur bei direkt Vertikal- oder Horizontalverwerfungen mit der Verwerfungsrichtung zusammen, was in Querbrüchen der Fall sein kann, sonst läuft man Gefahr die Verwerfung senkrecht zu der tatsächlichen Richtung aufzuzeichnen. Bei den Mitteltiefbeben im Jahre 1926 im ägäischen Meer (12) stellt die Epizentrenlinie keine Verwerfung dar, sondern sie zeigt bloss die Richtung der geotektonischen Störung in diesem Gebiet. Wenn ein Seismologe eine Verwerfung zeichnen sollte, so wäre es zweckmässig die Haupttrichtung von Epizentrengruppen in Betracht zu ziehen und sich nicht nur auf eine Epizentrenlinie zu beschränken.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- 1) v. BUBNOFF S., Grundprobleme der Geologie. Berlin 1954.
- 2) CLOOS H., Hebung - Spaltung - Vulkanismus. Geol. Rundsch, 1934, 501.
- 3) GALANOPOULOS A., Die Seismisität der Insel Leukas. Gerlands Beitr. z. Geoph. 63 Heft 1 (1950) 1 - 15.
- 4) GALANOPOULOS A., Das Riesenbeben der messenischen Küste von 27. August 1886. Prakt. d. Akad. von Athen 15 (1940).
- 5) ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ Α., Σεισμική Γεωγραφία της Ελλάδος. Αθήναι 1955.
- 6) ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ Α., Διανομή της σεισμικής δράσεως εν τῷ εὐρύτερῳ ἑλληνικῷ χώρῳ. Πρακτ' Ἀκ. Ἀθηνῶν, 1948, 307.
- 7) GEORGALAS G. und GALANOPOULOS A., Das grosse Erdbeben der Chalkidike vom 26. September 1932. Δελτ. Ἑλλ. Γεωλ. Ἑταιρίας I (1954) 11 - 72.
- 8) JEFFREYS H., The Earth, (Third Edition). Cambridge 1952.
- 9) ΚΙΣΚΥΡΑΣ Δ., Ἡ Πελοπόννησος ἀπὸ σεισμολογικῆ ἄποψη. Πελοποννησιακὴ Πρωτοχρονιά. Τόμ. II, 1958.
- 10) ΚΙΣΚΥΡΑΣ Δ., Διάδοση τῆς σεισμικῆς ἐνεργείας καὶ ἐξάρτησή της ἀπὸ τὴν τεκτονικὴ καὶ θέση τῆς σεισμικῆς ἐστίας. Δελτίον Ἑλλ. Γεωλ. Ἑταιρ. II (1955) 40 - 55.
- 11) ΚΙΣΚΥΡΑΣ Δ., Ἐξάρτηση τῆς ἐντάσεως τῶν σεισμῶν ἀπὸ τὴ θέση καὶ φυσικὴ κατάσταση τοῦ ὑπεδάφους. Δελτ. Ἑλλ. Γεωλογ. Ἑταιρ. III (1956 - 58) 1 - 20.
- 12) ΚΙΣΚΥΡΑΣ Δ., Συμβολὴ τῆς μελέτης τῶν σεισμικῶν κυμάτων στὴ μακροσεισμικὴ ἔρευνα. Δελτ. Ἑλλ. Γεωλ. Ἑταιρ. 1956 - 1958, 114 - 128.
- 13) KOBER L., Tektonische Geologie. Berlin 1942.
- 14) KOSSMAT FR., Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abhand. der math. phys. Klasse der sächs. Akad. Wiss. 38 (1920), Leipzig 1921.
- 15) J. MONTESSUS de BALLORE, Essai sur le rôle sismogénique des principaux accidents géologiques. Beitr. z. Geoph. VI, 1904, 21.

- 16) PHILIPPSON A., Der Peloponnes. Berlin 1891 - 92.
- 17) RENZ C., Die Tektonik der griechischen Gebirge. (Πραγμ. Ἀκαδ. Ἀθηνῶν, τόμ. II, 1940).
- 18) v. SEIDLITZ W., Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin 1931.
- 19) SIEBERG A., Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet. Jena 1932.
- 20) TRIKKALINOS J., Ueber die Einwirkung von oregenem und epirogenem Bewegungen und deren morphogenetischer Bedeutung. Ann, Géol. d. pays Hell. Ath., 6 (1954) 1 - 12.
- 21) WOOD O. H., Earthquake Investigations in the Field. Nat. Res. Council 90, 1933 (The Physik of the Earth. Seismology).

\*\*\*\*\*

**ΓΕΩΛΟΓΙΑ. - Geomorphologische Untersuchungen in der Bucht von Navarino, I. Teil, von Diom. Haralambous\*.** Ἀνεκοινώθη ὑπὸ τοῦ κ. Ἰωάνν. Τρικαλινοῦ.

Die Bucht von Navarino im SW. Peloponnes weist ausser dem historischen und archäologischen auch ein morphologisches Interesse, besonders in ihrem nördlichen Teil. Im neunzehnten Jahrhundert ist sie in den Anfängen von Leake (1830), in der Mitte von E. Curtius (1852) und am Ende von A. Philippson (1891) und G. B. Grundy (1896) besucht worden. Philippson gab eine Beschreibung in grossen Zügen, die anderen drei Forscher je eine kurze mit Skizze.

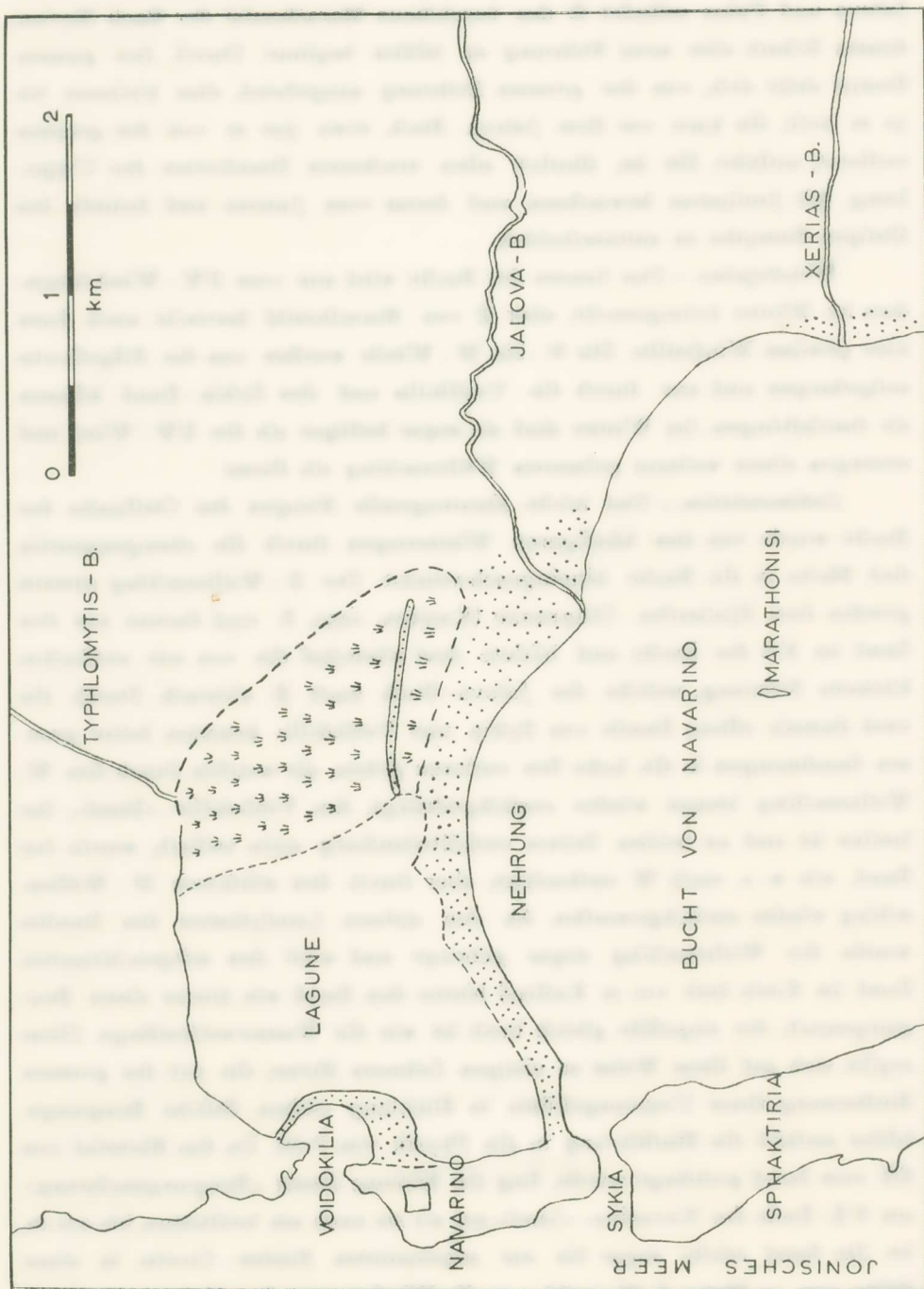
*Topographisches.*— Der nördliche Teil der Bucht wird im W von einer Kalkhügelgette umflankt, die von S nach N aus der Insel Sphaktiria, dem Navarino-Hügel (mit der Festungsrüine Alt-Navarino) und einer Reihe von immer kleiner werdenden Hügeln besteht. Zwischen Sphaktiria und Navarino zieht sich der noch durchwatbare Sykia-Sund und zwischen diesem und dem anschliessenden «Koryphasion»-Hügel die kreisförmige Nehrung Voidokilia, die das hohe Jonische Meer von der Lagune E von ihr völlig trennt. Die Lagune wird weiter im E von einem Sumpf abgelöst, der vom Typhlomytis-Bach gespeist wird, dem einzigen perennierenden der Gegend. Vom Sykia-Sund zieht sich S der Lagune und des Sumpfes bis zum Weiler Jalova die grosse Nehrung im schönen Bogen entlang.

\* ΔΙΟΜ. ΧΑΡΑΛΑΜΠΟΥΣ, Γεωμορφολογικαὶ ἔρευναὶ εἰς τὸν ὄρμον τῆς Πύλου.

Vor dem Weiler wird sie vom gleichnamigen Bach durchquert. Zwischen Jalova und Pylos mündet E des Inselchens Marathonisi der Bach Xerias, dessen Schutt eine neue Nehrung zu bilden beginnt. Durch den ganzen Sumpf zieht sich, von der grossen Nehrung ausgehend, eine kleinere, bis 30 m breit, die kurz vor dem Jalova-Bach, etwa 300 m von der grossen entfernt, aufhört. Sie ist, ähnlich allen trockenen Standorten der Umgebung, mit Juniperus bewachsen und daran vom Juncus und Arundo des übrigen Sumpfes zu unterscheiden.

*Windrégime.*— Das Innere der Bucht wird nur vom SW - Wind besonders im Winter heimgesucht, aber E von Marathonisi herrscht auch dann eine gewisse Windstille. Die N - bis W - Winde werden von der Hügelkette aufgefangen und nur durch die Voidikilia und den Sykia - Sund können sie durchdringen. Im Winter sind sie sogar heftiger als der SW - Wind und erzeugen einen weitaus grösseren Wellenschlag als dieser.

*Sedimentation.*— Das leicht abzutragende Neogen der Ostflanke der Bucht wurde von den häufigeren Winterregen durch die obengenannten drei Bäche in die Bucht hineingeschwemmt. Der S - Wellenschlag streute gemäss dem Hjulström - Diagramm (Kuenen, 1950, S. 259) daraus nur den Sand im NE der Bucht und bildete dort zünachst die von mir entdeckte kleinere Nehrung, welche der Jalova - Bach nach E abbrach. Durch die zwei damals offene Sunde von Sykia und Voidokilia konnten keine grossen Sandmengen in die hohe See verloren gehen, sie wurden durch den W - Wellenschlag immer wieder zurückgedrängt. Am Voidokilia - «Sund», der breiter ist und an beiden Seiten verhältnismässig spitz zuläuft, wurde der Sand, wie w. o. nach W verfrachtet, aber durch den stärkeren W - Wellenschlag wieder zurückgeworfen. An den spitzen Landpfosten des Sundes wurde der Wellenschlag sogar gebeugt und warf den mitgeschleppten Sand im Kreis (mit 100 m Radius) hinter den Sund wie hinter einen Beugungsspalt, der ungefähr gleich breit ist wie die Wasserwellenlänge. Diese ergibt sich auf diese Weise zu einigen Zehnern Meter, die mit der grossen Entfernung ihrer Ursprungsküste in Einklang stehen. Solche Beugungsbilder enthält die Einführung in die Physik von Pohl. Da das Material von SE zum Sund gedrängt wurde, fing die Bildung dieser «Beugungsnehrung» am NE - Ende der Navarino - «Insel» an, wo sie auch am breitesten, bis 200 m, ist. Ihr Sand reicht sogar bis zur sogenannten Nestor - Grotte in einer Höhe von 40 Meter ü. M. wohl von E - Winden aus der Nehrung so hoch



verweht. Solange die Nehrung offen war, konnte die Lagune hinter ihr nicht zugeschwemmt werden. Das ganze Schwemmmaterial blieb hinter der Navarino-Insel und schüttete nur den Sumpf auf, der aber vom einmündenden Bach nass erhalten wurde.

Mit dem Abriegeln der Voidokilia konnte das Material auch im NW der Bucht durch den S-Wind gestaut werden. Der Schlick blieb in der Lagune und der Sand bildete die grosse Nehrung bis zu Ende, d. h. bis zum Sykia-Sund, aus. An ihm können sich die Erscheinungen des Voidokilia-Sundes nur teilweise wiederholt werden, da er an seinem S-Ende nach Sphaktiria hin, etwa 200 m parallel dem W-Wellenschlag verläuft. So können die Wellen nur abgeschwächt anstatt gebeugt werden. Dagegen ist sein Nordpfosten etwas rund und kürzer, weshalb auch hinter ihm die grosse Nehrung kreisförmig gebeugt werden konnte. Es gibt aber an diesem Sund keine Sandzufuhr von SE her und so kann an Mangel an Sand und vollgebeugten Wellen keine zweite Beugungsnehrung wie bei der Voidokilia gebildet werden. Er soll sogar 1571 fast verschlossen worden sein, was den Wellenschlag durch ihn noch mehr abgeschwächt hat. Nur so konnte der Xerias seine eigene Nehrung aufzubauen anfangen. Bis dahin half er mit seinem Schutt die anderen Nehrungen bilden. Das soll der einzige Datierungsversuch sein, für die anderen Ereignisse wird er im demnächst folgenden zweiten Teil ausgearbeitet werden.

*Folgerungen.*—Über die Nehrungsbildung gibt es nach A. Guilcher (1954) zwei Ansichten. Die erste von W. V. Lewis (1931) setzt die Nehrung in direktem Zusammenhang mit dem Wellenschlag, sie bildet sich senkrecht zu ihm. Die zweite von A. Schou (1949) präzisiert sie, setzt aber die Windrichtung anstatt des Wellenschlages ein und zwar die mit Beaufort-Windstärke grösser als 4. Schon Guilcher (1954, S. 145) setzt der Theorie von Schou einzelne Einschränkungen, z. B. dass sie nur in engen Meeren gültig sein kann, aber nach unseren Beobachtungen an der Voidokilia hat sie auch dort keine strenge, wenn überhaupt eine Gültigkeit. Die grösste Sandmenge wird untermeerisch vom Wellenschlag aufgerührt, und dieser ist, besonders im reich gegliederten Mittelmeer, ziemlich locker mit dem ihn erzeugenden Wind verbunden. Dieser kann aufgehört haben, aber erst nach vielen Stunden, wenn nicht Tagen, kann der Wellenschlag der neuen Herkunft allmählich so stark werden, um die schon geordneten Sandkörner umzulagern, kann aber z.Zt. noch nicht voll erfasst werden, im Gegensatz

zu den Windverhältnissen, Richtung und Stärke, die an zahlreichen meteorologischen Stationen, sogar auf Schiffen unaufhörlich gemessen werden

*Zur Namengebung.*— Der Name Voidokilia (wörtlich Ochsenbauch) bedeutet eigentlich Ochsenpansen: Wie die Nahrung aus dem Pansen im Ochsenkörper herausmuss, um gekaut zu werden, müssen die Boote über einen Umweg in die eigentliche Bucht von Navarino gelangen.

## ΠΕΡΙΛΗΨΙΣ

Περιγράφεται ἡ ἐξέλιξις τῶν ζωστήρων τοῦ ὄρμου τῆς Πύλου ὡς συστήματος ποταμίας ἄμμου καὶ κυματωγῆς ὑπὸ διαφόρους συνθήκας ἀνταγωνισμοῦ.

## L I T E R A T U R

1. CURTIUS E., Peloponnesos, Bd. 2, Gotha, 1852.
2. GRUNDY G. B., An Investigation of the Topography of the Region of Sphacteria and Pylos. Journ. of Hellenic Studies, vol. 16, 1-54, 1896.
3. GUILCHER A., Morphologie littorale et sousmarine. Paris, 1954.
4. KUENEN PH., Marine Geology. New York, 1950.
5. LEAKE W. M., Travels in the Morea, vol. 1. London, 1830.
6. LEWIS W. V., The effect of wave incidence on the configuration of a shingle beach. Geogr. Journ. vol. 78, pt. 2, 1931, 129-148.
7. PHILIPPSON A., Der Peloponnes. Berlin 1892.
8. POHL R. W., Einführung in die Physik, Bd. 1, irgendwelcher Auflage.
9. SCHOU A., Atlas of Denmark, vol. 1, Copenhagen, 1949.

**ΓΕΩΛΟΓΙΑ.—Sur la géologie du Péloponèse occidental. Remarques sur le massif du Skolis (Nome d'Achaïe), par Jean Dercourt\*.**

Ἀνεκοινώθη ὑπὸ τοῦ κ. Μαξ. Μητσοπούλου

Dans l'ancienne province d'Élide (Péloponèse occidentale) à l'W de l'Érymanthos (Olonos), le massif calcaire du Skolis se dresse isolé au milieu d'un vaste pays de Flysch; Large de 3,5 km, long de 9 km, il culmine à 1.016 m; les villages de Néochorion au N, Sandameri à l'W, Portes au S, Chatsouri à l'E sont établis à son pied.

\* J. DERCOURT, Συμβολή εἰς τὴν γεωλογίαν τῆς δυτικῆς Πελοποννήσου. Παρατηρήσεις ἐπὶ τοῦ ὄρεινοῦ ὄγκου τῆς Σκόλλιος.