



11. NICOLAOU, M.— The mineralogy and micrography of the sulphide ores of Kassandra Mines. Greece. *Annales Géologiques de Pays Helléniques*, V. **16**, p. 111 - 139, 1964.
12. ΝΙΚΟΛΑΟΥ, Μ.— 'Η γρανιτική διείδυσις ἐν τῇ περιοχῇ Στρατωνίου - 'Ολυμπιάδος καὶ ἡ μετ' αὐτῆς συνδεομένη μεταλλογένεσις. *Γεωλογικὰ Χρονικὰ τῶν Ἑλληνικῶν Χωρῶν*, **II**, σ. 214 - 265, 'Αθῆναι, 1960.
13. RAMDOHR, P.— Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. *Akademie - Verlag*. Berlin 1960.
14. UYTENBOGAARDT, W.— Tables for microscopic identification of ore minerals. *Princeton University Press*. New Jersey, 1951.

#### Ε Π Ε Ξ Η Γ Η Σ Ι Σ Π Ι Ν Α Κ Ο Σ

- Εικ. 1 καὶ 2. Γραφικαὶ - μυρμικιτικαὶ συμφύσεις μεταξὺ γαληνίτου καὶ γαληνοβισμούθινου Nicols περίπου  $\times$ ,  $\times$  150.
- Εικ. 3. Πυραργυρίτης (σκοτεινὸν τεφρὸν) μεταξὺ γαληνίτου καὶ ἰδιομόρφων κρυστᾶλλων σιδηροπυρίτου Nicols II,  $\times$  150.

★

‘Ο Ἀκαδημαϊκὸς κ. **Ἴω. Τρικοκαλινὸς** ἀνακοινῶν τὴν ὡς ἄνω ἐργασίαν εἶπε τὰ ἑξῆς :

‘Η δευτέρα ἐργασία, τὴν ὁποίαν παρουσιάζω εἰς τὴν Ἀκαδημίαν, φέρει τὸν τίτλον «Νεώτεραι ἐρευναι ἐπὶ τῆς συστάσεως τῶν κοιτασμάτων Κασσάνδρας» καὶ ἀνήκει εἰς τὸν Γεωλόγον τῆς Ἑταιρ. Λιπασμάτων κ. Μιχαὴλ Νικολάου.

‘Ο συγγραφεὺς τῆς ἀνωτέρω μελέτης, στηριζόμενος ἐπὶ τῆς προηγηθείσης γεωλογικῆς καὶ πετρογραφικῆς μελέτης του, ἐξετάζει σήμερον τὰ κοιτάσματα τῆς περιοχῆς Κασσάνδρας ἐπὶ τῇ βάσει μεταλλογραφικῶν παρασκευασμάτων καὶ ἀκτινογραφικῶν ἀναλύσεων. Ἰδιαιτέρως, ἡ ἐξέτασις τοῦ κοιτάσματος τῆς τοποθεσίας Μαντέμ - Λάκκος ἀπεκάλυψε τὴν ὑπαρξιν τῶν κατωτέρω ὄρυκτων : Πυραργυρίτου, Σελιγμαννίτου, Ἐναργίτου καὶ Βισμούθινου. Ἡ παρουσία δὲ τοῦ Βισμούθινου καὶ Γαληνοβισμούθινου πιστοποιεῖ ὅτι κατὰ τὴν γένεσιν τῶν ἀνωτέρω ὄρυκτων ἐπεκράτουν τότε ἐνταῦθα ὑψηλαὶ θερμοκρασίαι. Τέλος, πρέπει νὰ ἀναφερθῇ ὅτι ἡ παρουσία τῶν ὄρυκτων Πυραργυρίτου, Σελιγμαννίτου καὶ Γαληνοβισμούθινου διὰ πρῶτην φορὰν πιστοποιεῖται ἐν Ἑλλάδι.

Περισσότερας λεπτομερείας δύνανται νὰ εὔρουν οἱ ἐνδιαφερόμενοι εἰς τὰ Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας.

ΓΕΩΛΟΓΙΑ. — **Art und Alter der Tektonik in Mittel - Euböa**, von *Walther E. Petrascheck* \*. Ἀνεκοινώθη ὑπὸ τοῦ Ἀκαδημαϊκοῦ κ. Ἰω. Τρικκαλινοῦ.

Im Jahre 1967 hat das Institute for Geology and Subsurface Research (I.G.S.R.) in Athen eine geologische Karte von Euböa im Massstab 1 : 200.000 veröffentlicht. Diese Karte wurde von C. CHENEVART und G. KATSIKATOS auf Grund von Geländebegehungen und photogeologischen Interpretationen zusammengestellt und durch einen schematischen Längsschnitt erläutert. Die Karte bedeutet einen grossen Fortschritt gegenüber allen bisherigen Kartendarstellungen (J. DEPRAT 1904, C. RENZ - G. LIATSIKAS - G. PARASKEVAIDES, 1951). Dennoch fehlen für Zentraleuböa einige wesentliche Feststellungen, die bereits aus einem hektografierten Bericht des Verfassers an das Institut aus dem Jahre 1959 hätten entnommen werden können und die eine abweichende Auffassung von der Lagerung der Gesteinskomplexe ergeben. Ich möchte darum meine damalige, im Massstab 1 : 50.000 aufgenommene Spezialkarte, ergänzt durch gelegentliche Beobachtungen in späteren Jahren, gedruckt veröffentlichen. Beträchtliche Verzerrungen auf meiner Karte sind allerdings daraus zu erwarten, dass mir damals keine gute topografische Unterlage zur Verfügung stand, sondern nur eine fotografische Vergrösserung der mangelhaften 1 : 100.000 Karte. Die Auffassung von den Lagerungsverhältnissen bleibt aber davon unberührt.

Im Längsschnitt der Übersichtskarte des J.G.S.R. ist — in Übereinstimmung mit den Darstellungen der Schichtfolge durch J. AUBUIN et G. GUERNET (1963) und M. J. ARGYRIADIS (1966) — der Trias - Jura - Kalk der Berge von Kandili und Pyxaria als durchlaufende Unterlage des Ophiolit-Schieferhornsteinkomplexes dargestellt. Dieser Komplex besteht in Mittel-Euböa zwischen der Westküste bei Limni und der Ostküste bei Pili vorwiegend aus einem Peridotit-Serpentinitlakkolithen mit Dimensionen von rund 20 km in E-W Richtung und 10 km in N-S Richtung.

---

\* WALTHER E. PETRASCHECK, Τὸ εἶδος καὶ ἡ ἡλικία τῆς τεκτονικῆς δομῆς τῆς Μεσημβρινῆς Εὐβοίας.

Rote Hornsteinschiefer mit dünnen Einlagerungen von Diabasen und Diabastuffen treten am Nordrand und am Südrand des Serpentinmassivs auf. Der flache Innenbau des ultrabasischen Massivs ist an einer fast horizontalen magmatischen Bankung in Weganschnitten nördlich des Magnesitbergbaus von Kakavos erkennbar.

*Nach meinen Beobachtungen liegen die Jurakalke nicht unter, sondern über der Schiefer-Hornstein-Ophiolith-Serie; unter dem Serpentin liegen, in Erosionsfenstern s. w. von Prokopion, nördlich von Prokopion und bei Agios Tritis erscheinend, sandigquarzitische phyllitische Schiefer, Grünschiefer und örtlich zu Paragneis umgewandelte Arkose.* An verschiedenen Stellen ist die Basis des Ultrabasits an der Grenze gegen die unterlagernde epimetamorphe Serie als Amphibolit ausgebildet.

An Stelle vieler Worte seien diese Erosionsfenster durch die beiliegenden Profile Fig 1 und Fig. 2, deren Lage aus der Karte Tafel I ersichtlich ist, beschrieben. Die Gneiseinlage zwischen dem Phyllit und dem Amphibolit in dem von SW gegen Prokopion verlaufenden Tal, zeigt unter dem Mikroskop ein kristalloblastisches Gefüge von Quarz, Muscovit und farblosem Granat, der kleine Einschlüsse von Glimmer und Quarz enthält. Phyllit und heller Grünschiefer erscheint auch lokal im Tal bei Agios Tritis.

Diese Bereiche metamorpher Gesteine in den Taleinschnitten sind auf der Karte von CHENEVART und KATSIKATOS nicht verzeichnet.

Die Auflagerung der Hornstein-Diabasserie und des darüber folgenden oberjurassischen Cladocoropsis-Kalkes auf dem Serpentin ist aus den Profilen westlich Pili (Fig. 3), südlich Drazi (Fig. 4) erkennbar. Auch südwestlich Trupi liegt flach nordfallender Hornsteinschiefer mit einer Klippe von Cladocoropsis-Kalk auf dem Serpentin (Fig. 5).

Diese Profile geben zugleich auch Aufschluss über die Art und das Alter der Hornsteinschiefer und der Ophiolithe: die Einlagerung von dünnen Bänken dunklen Kalkes mit Cladocoropsis mirabilis Felix beweist das oberjurassische Alter dieser Serie — in Übereinstimmung mit G. MARINOS, J. AUBOUIN, J. H. BRUNN. Einlagerungen von Diabas in den Rotschiefern sind häufig, so bei Pili, Drazi, Trupi und im Norden bei Mantoudi und Kimasi. Neben Diabas kommen auch seltenere Einschaltungen von Peridotit vor, so beim Seilbahnmast zwischen Pili und Agios Tritis. Aber nicht nur Einschaltungen, sondern auch Gerölle der basi-

schen und ultrabasischen Gesteine finden sich in den Rotschiefern der obigen Örtlichkeiten. Die Hornsteinschiefer-Ophiolithserie ist also unter den Bedingungen eines submarinen basischen und zum Teil auch ultrabasischen Magmatismus gebildet worden, wobei die eben gebildeten Lava-decken stellenweise am Meeresboden erodiert und umgelagert wurden.

Der grosse Peridotitlakkolith selbst, dessen Dicke einige hundert Meter beträgt, lässt neben seinen metamorphen Unterlagen an *wenigen Stellen des Südrandes auch sein primäres Intrusionsdach erkennen*. Bei der Bucht von Pili liegt auf dem Serpentin ein schwarzer Graphit-phyllit mit Quarzadern, der von einem 0,7 m mächtigen serpentinisierten Peridotitgang durchsetzt wird. Der Phyllit erweist sich unter dem Mikroskop als durchbewegter Quarz-Serizitschiefer mit zahlreichen kleinen Körnchen von farblosem Granat. Eine Bank schwarzen Kalkes ist den Schiefern eingeschaltet, erst darüber folgt roter Hornsteinschiefer, eine mächtige Decke von Diabas und dann die Hauptmasse des dunklen Cladocoropsiskalkes (Fig. 6).

Ein anderer Aufschluss eines offenbar durch den Peridotit metamorphosierten primären Rahmengesteines befindet sich in dem kleinen Tälchen, das von Westen zur Strassenbrücke bei der Kapelle Agios Georgios fliesst, 5 km südlich von Prokopion (Fig. 7). Dieses Tälchen, das im Süden von den Wänden des Cladocoropsiskalkes überragt wird, schliesst grünliche bis schwarze Schiefer mit dünnen grauen Kalkknollen auf.

Diese Kalkknollen werden in Annäherung an den Serpentin epidotisiert und der Schiefer selbst wird härter. Unter dem Mikroskop zeigen die nicht metamorphen Kalkknollen nur wenige kleine Körnchen von Zoisit in feinkörnigem Calzit, während in der Nähe des Serpentin die Calzitkörner grösser werden und Prismen von Epidot und gerade Leisten grüner Hornblende aufspriessen.

Die schwarzen phyllitischen Schiefer, Grünschiefer und dunklen Kalkbänke gleichen lithologisch völlig dem aus Ostgriechenland bekannten Jungpaläozoikum in der schwach metamorphen Ausbildung (in dem dunkeln Kalk von Pili fanden sich keine Conodonten).

Schliesslich liegen auch am westlichen Südrand des Serpentinmassivs beim Kloster Galataki schwarze quarzitisches Phyllite, die unter dem Kalkschutt des Kandili-Berges erscheinen (Fig. 8). Der helle Kalk erhält grosse Querschnitte von *Megalodus*, ist also wohl obertriassischen Alters;

Ts tertiäre Schiefer  
 Tm tertiäre Mergel  
 C tertiäre Konglomerate

K Kalk im allgemeinen (meist Kreide)

Kd dolomitischer Kalk

Kl Oberjurakalk

RS rote Hornsteinsch. u. zt. Kalk

D Diabas - Melaphyrtuff

Kt Triaskalk

P meist schwarze Phyllite  
 G helle Grünschiefer  
 Gn Paragneis

Sp Serpentin  
 π Peridotit

A Amphibolit

Mg Magnesit

Überschiebung

beobachtete Grenze

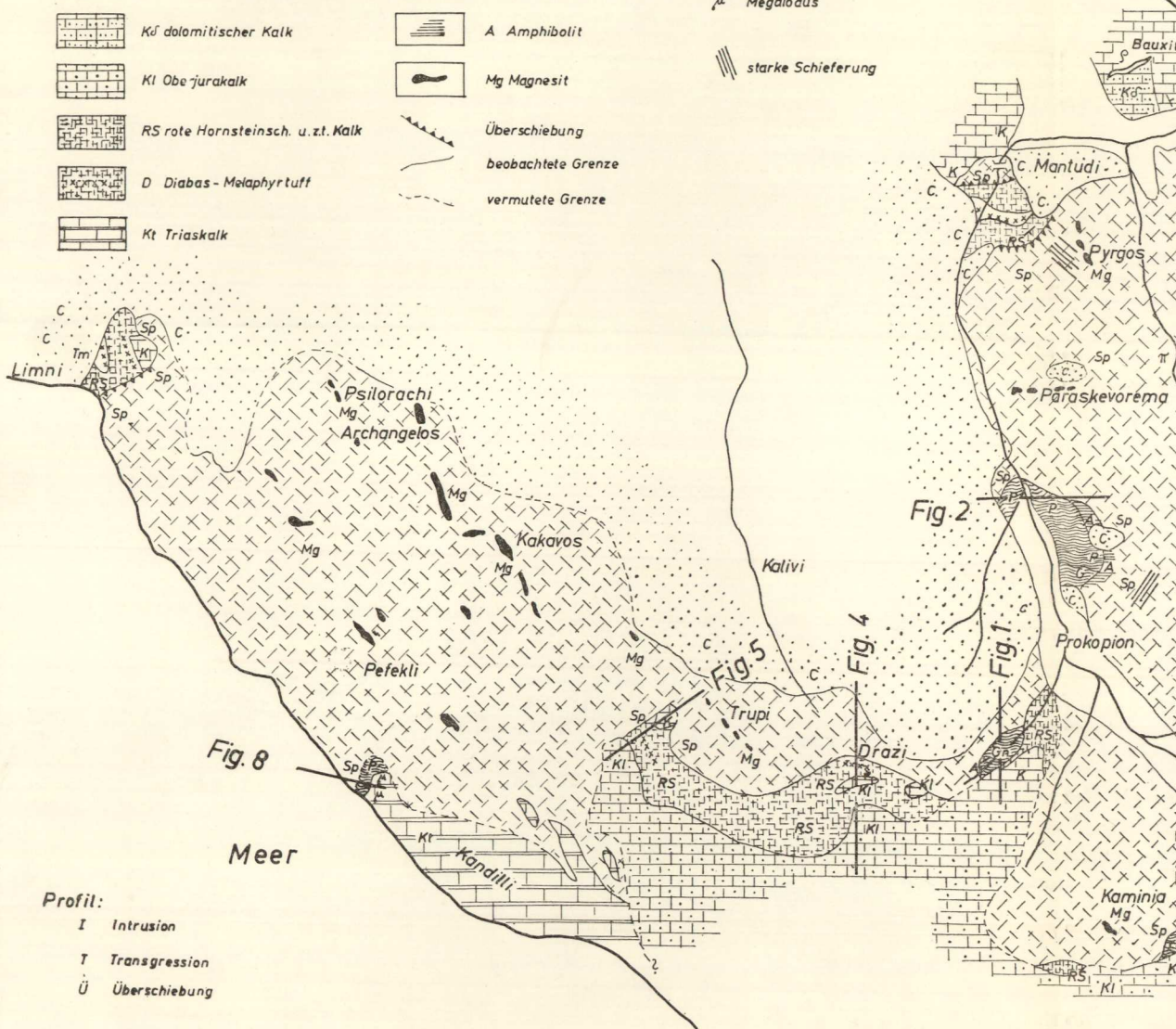
vermutete Grenze

Kl Cladocoropsis

§ Rudisten

μ Megalodus

/// starke Schieferung



Profil:

- I Intrusion
- T Transgression
- Ü Überschiebung





solcher Kalk wird im Kern des Kandili auch auf der Karte von CHENEVART und KATSIKATOS verzeichnet. Die drei beschriebenen Phyllitvorkommen fehlen auf der Karte.

Der Nordrand des Serpentinmassives zeigt knapp östlich von Limni und bei Mantoudi eine komplizierte Störungszone. Dort ist der Serpentin auf Rotschiefer, Diabas, Hornstein, graugelbphyllitische Flyschsandsteine und geflaserte Kalke in rasch wechselnder Verschuppung aufgeschoben. Ohne eine mikropaläontologische Untersuchung, für die ich das Material nicht mehr zur Verfügung habe, getraue ich mich nicht zu sagen, ob hier nur die Hornsteinschiefer-Serie mit den ihr bisweilen zugehörigen flyschartigen Sandsteinen, oder aber auch eingeschuppte Oberkreide bis Eozänschichten vorliegen. Bei Kimasi liegen über der Bauxitlinse Kalke mit Radioliten und Korallen.

Der Bauxit gehört wohl dem von TH. SPILIADIS (1959) beschriebenen oberkretazischen Horizont an.

Aus den obigen Profilen ergibt sich die Form und das Alter des grossen Serpentinmassivs von Mittel-Euböa mit hinreichender Genauigkeit.

*Klar ist der Nachweis der Gestalt einer fast horizontalen Platte von rund 120 qkm Fläche und 400 m Dicke durch die Freilegung der Unterlage in den Taleinschnitt bei Prokopion.*

Das Massiv setzt sich auch südlich der Kalkberge des Kandili und Pyxaria in dem Hügelland von Psachna und Pagontas in grossen Flächenverbreitungen fort; die Position dort ist weniger geklärt. Oberkreide überlagert transgressiv den Serpentin auf einer Kruste von lateritischem Eisenerz; andererseits ist der Serpentin nördlich von Psachna auf Flysch und Maastrichtkalk aufgeschoben (M. I. ARGYRIADIS 1966). Es schiene mir aber zu gewagt, die vorhin erwähnte Aufschiebung des Serpentinmassivs auf rote Hornschiefer mit Diabasen und Flyschgesteinen am Nordrand mit der Aufschiebung auf Flysch bei Psachna 30 km entfernt im Süden zu verbinden, die Erosionsfenster bei Prokopion als tektonische Fenster anzusehen und somit das ultrabasische Massiv als eine Überschiebungsdecke von regionalem Ausmass zu deuten, wie es M. I. ARGYRIADIS im Hinblick auf die neueren Erkenntnisse in Mazedonien und die älteren Vorstellungen von L. KOBER zu tun geneigt ist. Sehr deutlich hat sich am benachbarten griechischen Festland mittels der faziellen

IIAA 1969 7



Verknüpfung der verschiedenen Eisenerztypen von Lokris ergeben, dass die Überschiebung von Serpentinkomplexen auf Flysch nur lokalen Charakter hat.

*Ich halte das serpentinierte Peridotitmassiv von Mittel-Euböa für einen leicht intrudierten Kakkolithen mit erhaltenen Resten des jungpaläozoischen Rahmens (bei Pili, Ag. Georgios und Galataki).*

Die Intrusion erfolgte nahe der Grenzfläche zwischen leicht metamorphen Paläozoikum und jurassischer geosynklinaler Schiefer-Hornsteinserie; die dieser Serie eingeschalteten Diabase, Diabastuffe und Serpentine sind — zumindest im weiteren Sinne — gleichzeitige submarine Magmatite und nicht — wie ich 1959 vermutete — viel jüngere Nachzügler der Intrusion. Ich gebe somit den Einwendungen von Herrn AUBOUIN Recht und halte auch die Intrusion des Hauptserpentins für jurassisch, wobei erinnert werden soll, dass ich selbst am gegenüberliegenden Festland im Jurakalk des Ptoon und der Skorponeri Bucht intrudierte Serpentinaphysen beobachtet hatte. Wohl aber soll in Übereinstimmung mit G. MARINOS (1957) festgehalten werden, dass die Ophiolith-Schiefer-Hornsteinserie in Ostgriechenland nicht überall gleich alt ist und dass eine absolute Gleichzeitigkeit darum gewiss auch nicht von den ultrabasischen Intrusionen erwartet werden darf, die an manchen Stellen vor, an anderen Stellen nach der Bildung der Hauptmasse der Cladocropsiskalke stattgefunden haben kann. Das anscheinende Fehlen einer Kontaktmetamorphose bei den Triaskalken des Kandili und die nur schwache Kontaktmetamorphose bei den jungpaläozoischen Phylliten ist im Sinne von H. BORCHERT durch die rasche Abkühlung knapp unter der nassen Geosynklinalfüllung zu erklären.

*Der tektonische Bau Mittel-Euböas ist in mehreren Phasen entstanden.* Die oberjurassische Schiefer-Hornstein-Serie transgrediert auf Jungpaläozoikum (Profile 1 und 6), das lithologisch in das Obercarbon oder Perm einzustufen ist. Diese Diskordanz könnte jungvarissisch oder kimmerisch sein — eventuell auch beides. Für eine *himmerische Orogenese* sprechen Beobachtungen in den steilen Felshängen des Kandili-Gebirges, die vielleicht auf eine Diskordanz zwischen oberjurassischem Cladocropsiskalk und obertriassischem Megalodontenkalk schliessen lassen. Allerdings möchte ich wegen der schweren Zugänglichkeit dieser Felshänge, die ich im Herbst 1961 gemeinsam mit Herrn Oberingenieur

O. WOLLAK zum Teil nur von der Ferne beobachten konnte, für diese Diskordanz nicht eintreten. Östlich des kleinen Kandiligipfels (Höhe 889) liegt dunkler, bisweilen auch hellgrauer feinkristalliner Kalk in Form von Zungen und z. T. auch Schollen ohne tektonische Grenze auf den Serpentin. Dieser Kalk, den ich wegen der ungleichmässigen Auflagerungsfläche und der Kristallinität für das ursprüngliche Dach des ultrabasischen Massivs halte, geht nach NW allmählich in den geschichteten Megalodonten-Kalk bei dem Kloster Galataki über. Der Verband mit dem oberjurassischen Cladocropsiskalk ist fraglich, doch könnte sehr wohl eine scharfe horizontale Linie, die in einer zum Meer abfallenden Steilwand sichtbar ist, die Auflagerungsfläche des flachen, wenig geschichteten Oberjurakalkes auf den steil westfallenden Triaskalk bedeuten; für eine jungkimmerische Bewegung spricht das Vorhandensein eines oberjurassischen Bauxithorizontes auf dem festländischen Gebiet nördlich des Kopais (Blatt Atalanti des I.G.S.R.). Hingegen ist die seinerzeitige Begründung für eine jungkimmerische Diskordanz an der Wende Jura zu Unterkreide durch die Erkenntnis des Fehlens von Unterkreideschichten auf Mittel-Euboa weggefallen (K. Trikkalinos).

Die nächste orogene Phase war *mittelkretazisch* und ist durch die verbreitete Cenoman-Transgression auf Serpentin, aber auch auf älteren Schichten belegt (J. K. TRIKKALINOS 1958 u. 1966).

Früh-eozän, —wohl pyrenäisch— war die Aufschiebung des Serpentins auf Flysch bei Psachna und knapp südlich von Mantoudi; diese Bewegungen waren gleichzeitig mit den Aufschiebungen in Lokris und im Parnass-Gebiet.

Eine jüngste, *frühestens jungtertiäre orogene Phase* schuf die NW-SE streichenden Verwerfungen, die eine Verstellung der terrestrischen miozänen Schichten und der jungtertiären Landoberfläche bewirken, die heute teilweise in Meeresniveau, teilweise in 300 m Seehöhe liegt; diese Verwerfungen hatten auch für die Lokalisierung der Magnesitlagerstätten eine grosse Bedeutung (W. E. PETRASCHECK 1962). Es ist bedauerlich, dass diese Verwerfungen, die auch die heutige Morphologie des Serpentinegebietes bestimmen und die durch die weissen Magnesitgänge z. T. deutlich markiert sind, auf der photogeologischen Übersichtskarte nicht dargestellt sind; sie wären kaum anders als durch Luftbildauswertung zu erfassen. Es ist auch vom Gesichtspunkt der

πρακτικής Lagerstättenforschung zu hoffen, dass die Verwerfungstektonik dereinst auf einer Spezialkarte dargestellt wird. Den auf meiner Karte wiedergegebenen Magnesitlinien fehlt die genaue topographische Lokalisierung.

## L I T E R A T U R

- ARGYRIADIS, M. J. : La série stratigraphique de l'Eubée moyenne (gun) C. R. Ac. Sc., t. 262, Série D, p. 2427 - 2430, Paris 1966.
- ARGYRIADIS, M. J. : Sur la tectonique de l'Eubée moyenne. C. R. Ac. Sc., t. 262, Série D, p. 2577 - 2580, Paris 1966.
- AUBOUIN, J. et G. GUERNET : Sur la stratigraphie et la tectonique de l'Eubée moyenne.— Bull. Soc. géol. France, t. V, p. 821 - 827, Paris 1963.
- BORCHERT, H. : Der initiale Magnetismus und seine Lagerstätten, N. Jb. Min. Abh. 91, p. 541 - 572, Stuttgart 1957.
- CHENEVART, C. et G. KATSIKATOS : Island of Euboea, Geological map. 1 : 200.000, I. G. S. R., Athen 1967.
- MARINOS, G. : Zur Gliederung Griechenlands in tectonische Zonen, Geol. Rdsch. 46, p. 421 - 426, Stuttgart 1957.
- PETRASCHECK, W. E. : Intrusiver und extrusiver Peridotitmagmatismus im alpinotypen Bereich.— Geol. Rdsch. 48, p. 205 - 217, Stuttgart 1959.
- PETRASCHECK, W. E. : Das Serpentinmassiv von Mittel-Euböa und seine Magnesitlagerstätten.— Géolog. Reconnaissance, Report 28, p. 1 - 21, I. G. S. R., Athen 1959 (griechisch, hektografiert).
- PETRASCHECK, W. E. : Neue Beobachtungen an griechischen und türkischen Magnesitlagerstätten.— Radex Rundschau 6, p. 303 - 310, Radenthein 1962.
- SPILIADIS, TH. : Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im östlichen Teil von Mittel-Euböa. Ann. Géol. des Pays Hellén. 9, p. 198 - 220, Athen 1958 (griechisch).
- TRIKKALINOS, J. K. : Beiträge zur Erforschung des tectonischen Baues von Griechenland—Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Umgebung von Pagonda auf der Insel Euböa.— An. Géol. des Pays Hellén. 9, p. 279 - 284, Athen 1958.
- TRIKKALINOS, J. K. : Tektonische Untersuchungen der Gegend von Dafnusa (Drazi) auf Euböa.— Ann. Géol. des Pays Hellén. 16, p. 545 - 548, Athen 1966.

## Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Ι Σ

Ὁ ὄρεινός ὄγκος Ὀφείτου τῆς Μεσημβρινῆς Εὐβοίας — ἐν ἀντιθέσει πρὸς τὴν εἰκόνα τὴν ὁποῖαν δίδει ὁ νέος γενικὸς χάρτης τῆς νήσου Εὐβοίας — παρεμ-

βάλλεται μεταξύ ἑλαφρῶς μεταμορφωμένων παλαιοζωϊκῶν στρωμάτων καὶ μιᾶς παχείας σειρᾶς Τριαδικῶν κυρίως δὲ Ἰουρασικῶν ἀσβεστολίθων.

Πρόκειται περὶ μικρᾶς κλίσεως λακκολίθου, ὅστις κατὰ τὴν Ἰουρασικὴν περίοδον εἰσέδυσεν εἰς τὸ ὑπέδαφος τοῦ Γεωσυγκλίνου καὶ τοῦ ὁποίου τὰ ὑποθαλάσσια σύνδρομα εὐρίσκονται ἐντὸς σχιστολιθικῶν στρωμάτων, τὰ ὅποια μεταπίπτουν πρὸς τὰ ἄνω εἰς ἀσβεστολίθους μὲ Cladocoropsis. Τὸ ὑποκείμενον τοῦ Ὀφείτου, ἡ βᾶσις τοῦ ὁποίου παρουσιάζει Ἀμφιβολίτην παρυφῆς, ἀποκαλύπτεται εἰς κοιλάδας τινὰς παρὰ τὸ Προκόπιον ὡς διαβρωσιγενὲς παράθυρον. Μία μικρᾶς ἐντάσεως μεταμόρφωσις ἐπαφῆς πιστοποιεῖται νοτίως τοῦ Προκοπίου ἐγγὺς τοῦ ἐρημοκκλησίου τοῦ Ἀγ. Γεωργίου.

Αἱ ὀρογενετικαὶ φάσεις, αἱ ὁποῖαι προεκάλεσαν τὴν τεκτονικὴν δομὴν τῆς Μεσημβρινῆς Εὐβοίας, ἐπέδρασαν κατὰ τὸ ἀνώτερον Ἰουράσιον, μέσον Κρητιδικόν, κάτω Ἡώκαινον καὶ ἀνώτερον Μειόκαινον.