

Die Geologie der Insel Folegandros (Kykladen, Griechenland)

ARNULF SOWA *)

Zusammenfassung: Vorliegende Untersuchungen betreffen den lithologischen und tektonischen Aufbau der Insel Folegandros und diskutieren deren Stellung im regionalen Rahmen. Ausgegliedert werden vier übereinanderliegende Einheiten:

- **Merovichli-Einheit:** Bändermarmore, Dolomite und polymetamorphe Schiefer (Metabasite, Grünschiefer, Blauschiefer etc.)
- **Eleftherios-Einheit:** Glimmerschiefer-Marmorbreccien-Wechselagerung, dickbankige Marmore und Quarzphyllite
- **Vighlitsa-Einheit:** Ophiolithschollen, metaflyschoid Quarzitschiefer, Marmore
- **postorogene Serien:** Limnische und terrestrische Kalkmergel, Glaciskörper, Pedimentflächen etc.

Die Abfolge der Gesteinseinheiten läßt sich zwanglos mit der auf benachbarten Inseln parallelisieren. Vergleiche zu ähnlichen Gliederungen auf dem griechischen Festland legen den Schluß nahe, daß die von Pelion, Evia, Attika und der Argolis bekannten Verhältnisse dem lithologischen Aufbau von Folegandros generell entsprechen.

Aus den tektonischen Verhältnissen läßt sich eine mehrphasige Beanspruchung ableiten, die sich unter wechselnden Druck- und Temperaturbedingungen abspielte. Generell herrschte der „naxiotische“ Beanspruchungsplan (ESE-WNW-gerichtete Kompression) vor, der über eine längere Zeitspanne und während einer kontinuierlichen Hebung des Gebietes wirksam war und nacheinander plastische und isoklinale Falten, Minerallineationen und Boudinagen, dann schiefe bis überkippte Falten und schließlich W-vergente Auf- und Überschiebungen hervorrief. Temporäre Unterbrechungen dieses Plans sind in langwelligen SW-vergente Falten und SSW-gerichteten, vorwiegend bruchhaften Kompressionsstrukturen (deckenartige Überschiebungen, Aufschiebungen, ENE-WSW-streichende Blattverschiebungen etc.) dokumentiert. Die junge staffelbruchartige Zerbrechung der Insel entlang E-W-streichenden Verwerfungen läßt sich wieder auf den „naxiotischen“ Beanspruchungsplan – als Ausdehnung quer zur Einengung – zurückführen.

Der Vergleich des tektonischen Strukturinventars mit benachbarten Inseln zeigt die regionale Bedeutung der festgestellten Entwicklung.

Summary: These geological studies discuss the lithologic composition and the tectonic structure of the island of Folegandros as well as its regional geological setting. Four litho-tectonic formations can be distinguished:

- **Merovichli unit:** Laminated marbles, dolomites and polymetamorphic schists (meta-basites, green-schists, blueschists)
- **Eleftherios unit:** Intercalated mica-schists and marble-breccias, thick-bedded marbles and quartz-phyllites
- **Vighlitsa unit:** Ophiolite-phacoids, meta-flyschoid quartzitic schists, marbles
- **Post-orogenic series:** Limnic and terrestrial marls, glacia, pediments

The sequence of lithologic units clearly parallels those observed in neighboring islands. Similar compositions on the continent of Greece suggest that the structures from Pelion, Evia, Attika and Argolis generally correspond to the lithologic sequence of Folegandros.

Evidence of multiple tectonic events accompanied by changes in pressure and temperature can be derived from detailed studies. Structures are generally dominated by the "naxiotic" stress field (ESE-WNW compression) which persisted over a rather long period during continuous elevation of the area, causing successive plastic and isoclinal folds, mineral streaking, boudinages, then inclined or overturned folds and finally W-oriented inverse faults and overthrusts. Periodic interruptions of this stress are found in SE-oriented folds and SSW-oriented, compressive structures dominated by fractures (overthrusts, inverse faults, strike-slip faults striking ENE-WSW). The young fracturing of the island along repetition faults striking E-W can also be explained by the "naxiotic" stress field, which was stretched perpendicular to the compressive direction. The comparison of tectonic structures with those of neighboring islands shows the regional significance of this development.

Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Η

Έρευνες στο νησί Φολέγανδρος ερμηνεύουν τη λιθολογική και τεκτονική του δομή και τη θέση του μέσα στα γεωλογικά πλαίσια της περιοχής. Διαχωρίζονται τέσσερις κατά σειρά (από κάτω προς τα πάνω) λιθοτεκτονικές ενότητες:

- **Ενότητα Μεροβυλίου:** Μάρμαρα ταινιωτής υφής, δολομίτες και πολυμεταμορφωμένοι σχιστόλιθοι (μεταβασίτες, πρσινοσχιστόλιθοι, γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι κ.λ.π.).

*) Anschrift des Autors: Dr. A. SOWA, Geologisches Institut der Universität Erlangen, Schloßgarten 5, 8520 Erlangen.

- **Ενότητα_Ελευθερίου:** Μαρμαρινικοί οχιστόλιθοι και λατυποπαγή μαρμάρων σε εναλλανές στρώσης, μάρμαρα μεγάλου πάχους και χαλαστικοί φυλλίτες.
- **Ενότητα_Βιγλιτσα:** Οφειολιθικοί φακοί, χαλαζιτικοί οχιστόλιθοι που προέρχονται από μεταμόρφωση φλόσχη, μάρμαρα.
- **Μειροβιγλιτσα_Ενότητες:** Λιμναίες και χερσαίες ασβεστομαρμαρές, πλευρικά κοράματα, αναβαθμίδες διαβρώσεων κ.λ.π.

Η διαδοχή των ενότητων αυτών των πετρωμάτων μπορεί, χωρίς ενδοασμούς να παραλληλιστεί με αυτή που παρατηρήθηκε στα γειτονικά νησιά. Από συγκρίσεις με παρόμοιες διαίρεσεις στην ηπειρωτική Ελλάδα συνάγεται ότι οι γνωστοί σχηματισμοί των Πηλίου, Εύβοιας, Αττικής και Αργολίδας αντιστοιχούν γενικά στη λιθολογική δομή της Φολέγανδρου.

Από τις τεκτονικές καταστάσεις προέρχεται μια πολύπλοκη, πολυφασική καταπόνηση η οποία έλαβε χώρα κάτω από εναλλασσόμενες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας. Γενικά επικρατούσε η "Ναξιοτική" παραμόρφωση (συνπίεση ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης), η οποία έδρασε επί μακρό χρονικό διάστημα και κατά τη διάρκεια μιας συνεχούς ανύψωσης της περιοχής. Η παραμόρφωση αυτή προέβησε κατά σειρά ισοκλινείς πτυχώσεις, οχιστότητες των ορυκτών και μπουρνιζών, στη συνέχεια κεκλιμένες μέχρι ανεστραμμένες πτυχώσεις και τέλος δυτικά κατευθυνόμενες επωθήσεις και επιπτεύσεις. Ενδείξεις για περιοδικές διακοπές αυτού του τρόπου παραμόρφωσης υπάρχουν σε ΝΑ κεκλιμένες και σε ΝΝΔ κατευθυνόμενες πτυχώσεις, κυρίως σε θραυστογενείς δομές συμπίεσης (επωθήσεις εν είδει καλλύματος, εφίπτεύσεις, ΑΒΑ-ΔΝΔ κατευθυνόμενες πλευρικές μετατοπίσεις κ.λ.π.). Η νέα εν είδει κλιμακωτού θραυσμού διάσπαση του νησιού κατά μήκος των Α-Δ κατευθυνόμενων ρηγμάτων, ανάγεται στο "Ναξιοτικό" τρόπο παραμόρφωσης (σαν επιμήκυνση εγκάρσια προς τη διεύθυνση της στένωσης).

Η σύγκριση της υπάρχουσας τεκτονικής δομής με τα γειτονικά νησιά δείχνει τη σημασία που έχει η εξακριβωμένη τεκτονική ανάπτυξη στη περιοχή.

1. Geologische Grundzüge der Insel Folegandros

Die älteste geologische Beschreibung der zwischen Milos und Thira gelegenen Insel Folegandros stammt von FIEDLER (1841), der bereits in groben Zügen die wesentlichen Bauzüge charakterisiert. Eine intensive Untersuchung führte LACROIX (1897) auf der Insel durch: Außer der Gliederung in eine liegende Einheit aus Chlorit-, Glimmer-, Kalkschiefern und Marmoren und einem hangenden Komplex aus hellgrauen bis rötlichen, lokal brecciösen Marmoren liefert er eine exakte klassische mineralogische Beschreibung und stellt regionale Vergleiche der liegenden Einheit mit den „schistes lustrés“ der W-Alpen, dem Hymmetos (Attika) und Milos, der hangenden mit dem Profitis-Elias-Marmor von Thira an.

Abb. 1: Geologische Karte von Folegandros.

Legende: **Neuautochthon:** 1 = Talalluvionen (Holozän); 2 = unverfestigter Hangschutt (Holozän); 3 = zementierte Schuttfächer und Pedimente (Pleistozän); 4 = limnische bis terrestrische Kalkmergel (Mio-Pliozän); **Vighlitsa-Einheit:** 5 = heller Marmor; 6 = metaflyschoid Quarzphyllite mit kretazischen Olistolithen; 7 = Ophiolith-Scherlinge; **Eleftherios-Einheit:** 8 = Quarzphyllit, Glimmerschiefer (Paläogen?); 9 = hellgrauer Marmor mit rötlichen Taschen (O. Kreide?); 10 = Marmor-Dolomit-Metabreccie (Mi. Kreide?); 11 = Quarzit-Glimmerschiefer-Marmor-Wechselagerung (Mi. Kreide?); **Merovighli-Einheit:** 12 = Grün- und Blauschiefer (Trias?); 13 = basische Vulkanitlinsen (Trias?); 14 = weiße, graue und rote Marmorlagen (Lias?); 15 = hochkristalliner Bändermarmor (O. Trias?); 16 = grauer Dolomitmarmor (O. Trias-Lias?); **Tektonik:** 17 = Abschiebung (nachgewiesen, vermutet); 18 = Überschiebung (nachgewiesen, vermutet).

Fig. 1: Geological Map of Folegandros.

Legend: **Neautochthonous sediments:** 1 = valley fill (Holocene); 2 = unconsolidated talus (Holocene); 3 = cemented talus fans and pediments (Pleistocene); 4 = limnic to terrestrial limy marl (Mio-Pliocene); **Vighlitsa unit:** 5 = light marble; 6 = meta-flyschoid quartz-phyllites with Cretaceous olistoliths; 7 = ophiolite-phacoids; **Eleftherios unit:** 8 = quartz-phyllite, mica schist (Paleogene?); 9 = light gray marble with reddish pockets (Upper Cretaceous?); 10 = marble-dolomite-metabreccia (Middle Cretaceous?); 11 = quartzite-micaschist-marble-intercalation (Middle Cretaceous?); **Merovighli unit:** 12 = greenschists, blueschists (Triassic?); 13 = basic volcanic lenses (Triassic?); 14 = white, gray and red marble layers (Liassic?); 15 = highly-crystalline banded marble (Upper Triassic?); 16 = gray dolomitic marble (Upper Triassic-Liassic?); **tectonics:** 17 = normal fault (actual, suggested); 18 = overthrust (actual, suggested).

In seinen noch heute als Maßstab geltenden geographischen Beschreibung Griechenlands erwähnt PHILIPSON (1901, 1959) erstmals „neogene Kalktuffe und dichte Kalkschiefer“ bei Chora.

VERGHINIS (1973, 1974) fertigt eine erste grobe geologische Karte (1:25 000) von Folegandros an und führt vorwiegend geomorphologische Untersuchungen durch.

DAVIS (1981) stellt schließlich petrographische Studien in den Grünschiefererien an und erkennt deren Abstammung aus wahrscheinlich frühmesozoischen basischen Vulkaniten und Tuffen.

Die Neuerkenntnisse der vorliegenden Arbeit betreffen die feinelithostratigraphische Gliederung, die Untersuchung des tektonischen Baus sowie die Einteilung in die vier folgenden übereinanderliegenden Einheiten (Abb. 1):

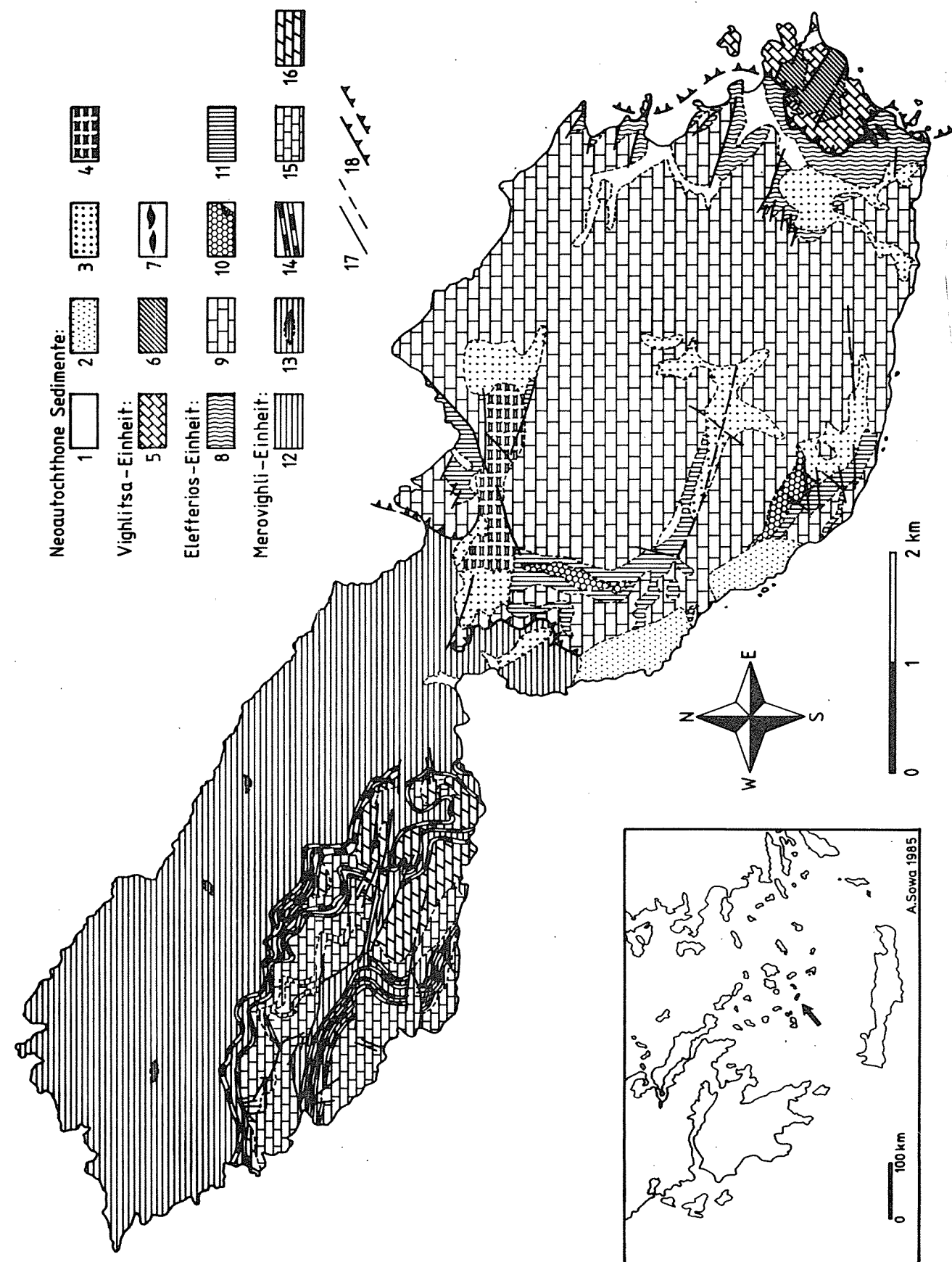
- Die **Merovighli-Einheit**, welche die NW-Hälfte der Insel aufbaut und sich aus Marmoren und regional-metamorphen kristallinen Schiefern zusammensetzt,
- die **Eleftherios-Einheit**, die in eine liegende Glimmerschiefer-Marmorbreccien-Wechselagerung, dickbankige Marmore und hangende Quarzphyllite dreigeteilt ist,
- die **Vighlitsa-Einheit**, die eine tektonische Decke aus schwachmetamorphen, klastischen und karbonatischen Gesteinen und einzelnen Ophiolithspänen bildet,
- und **neogene bis quartäre** Sedimente.

2. Merovighli-Einheit

2.1. Lithologischer Aufbau

Diese tiefste lithotektonische Einheit baut den W-Teil der Insel Folegandros aus polymetamorphen Marmoren und kristallinen Para- und Orthogesteinen auf.

Die Synthese eines lithostratigraphischen Profils der Merovighliserie wird durch den komplexen tektonischen Bau (Abb. 2) sehr erschwert. Einerseits die Akkumulation einzelner Partien durch



mehrfach übereinandergestapelte Isoklinalfalten, andererseits eine Mächtigkeitsreduktion durch tektonische Ausquetschung und Streckung dürften vor allem in den duktil reagierenden Schiefern eine große Rolle spielen. Auch durch die zahlreichen in den bunten Schiefern kaum auszumachenden Staffelbrüche können falsche Mächtigkeiten vorgetäuscht werden. Die überkippte Lagerung einzelner Bereiche und durch Querkaltungen verursachte Interferenzmuster erschweren zusätzlich die Profilaufnahme. Schließlich machen stark schwankende Metamorphosegrade in primär vergleichbaren Schichtgliedern eine Parallelisierung problematisch. Aus den gleichen Gründen ist eine kartographische Feingliederung der äußerst wechselhaften Schieferserien unmöglich.

Aus der Summe der Beobachtungen läßt sich etwa folgendes Idealprofil (Abb. 3) ableiten:

- Eine basale, nicht vollständig aufgeschlossene Wechsellagerung aus hellem, rosa und dunklem, grobkristallinem Marmor und dünnen Gneis-Glimmerschiefer-Lagen mit großen Hornblende- und Magnetitprossungen,
- ca. 200 m helle, dickbankige, im Hangenden gebänderte, stark rekristallisierte Marmore mit dm- bis m-mächtigen Gneis-, Dolomit- und Schiefereinlagen,
- etwa 50-70 m grüne bis bräunliche Glimmer-, Marmor-, Epidot- und Hornblendeschiefer, durch eine charakteristische Folge von ca. 1-2 m mächtigen Marmorbänken untergliedert. Sie beginnen mit 2-3 hellen, fein und scharf gebänderten Marmorpaketen. In einer darüber folgenden dunklen, fast schwarzen Marmorbank sind lokal zahlreiche, 5-10 cm lange und einige mm dicke, weiße Calcitlamellen paarweise eingelagert, welche stark an ehemalige Fossilanreicherungen erinnern. Ähnlich aussehende, jedoch weniger kristalline Pinnidenkalke sind vom griechischen Festland her gut bekannt und werden in den Lias eingestuft (CELET 1962). Eine wenige Meter darüber aufgeschlossene, rötlich gefaserte Marmorbank läßt wieder Vergleiche zum Festland, diesmal mit liassischem Ammonitico rosso, zu. Im unteren Bereich dieser Wechsellagerung schieben sich lokal folgende Gesteinsschollen als Mega-Boudins ein:
- Bis zu 100 m mächtige, unregelmäßige konturierte Komplexe feinkristalliner Dolomite, die meist durch wechselnden Bitumengehalt grau, bisweilen auch rötlich gefärbt sind. Die durch tektonische Vorgänge isolierten Nester werden stets von dunkelgrauen, stark rekristallisierten Marmoren umschlossen. Es folgen
- bis zu 1500 m mächtige, bunte Schieferserien aus Epidot-, Hornblende-, Chlorit- und Glimmerschiefern, Epidotfelsen und Gneisen, mit

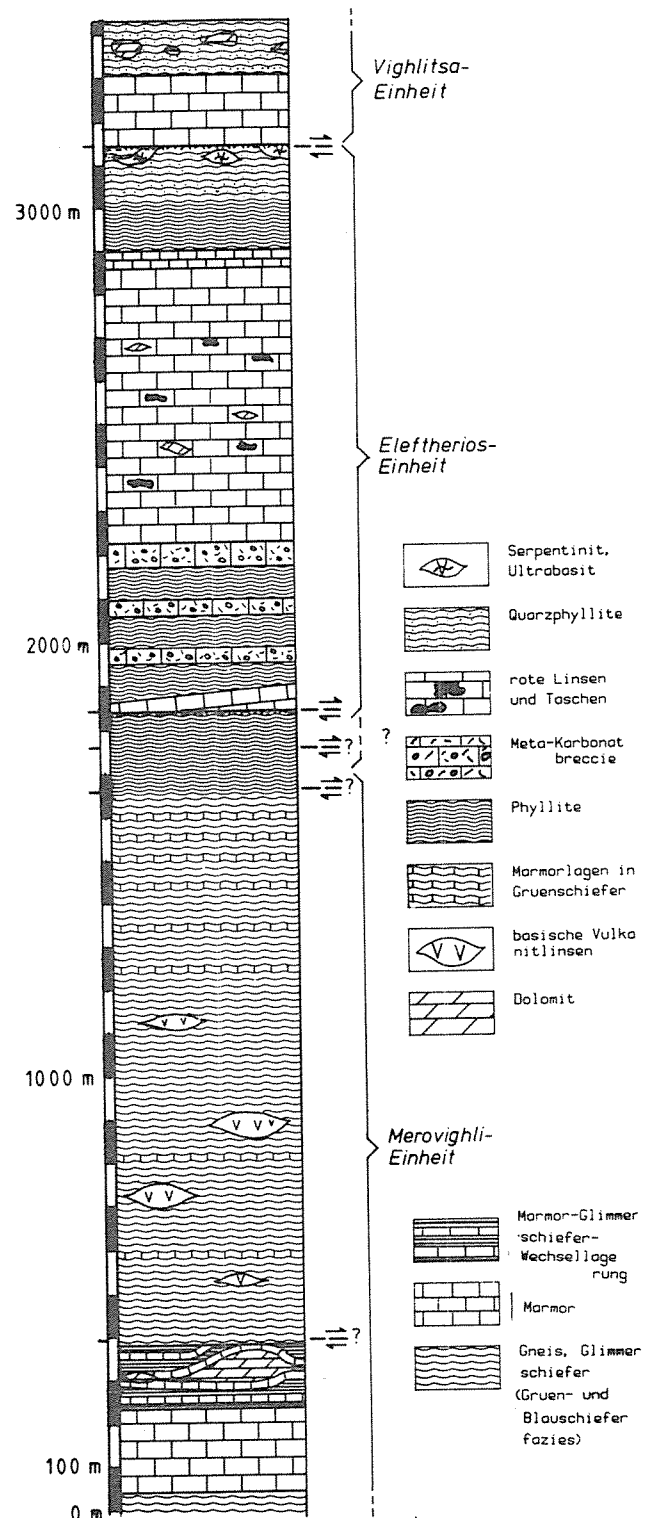
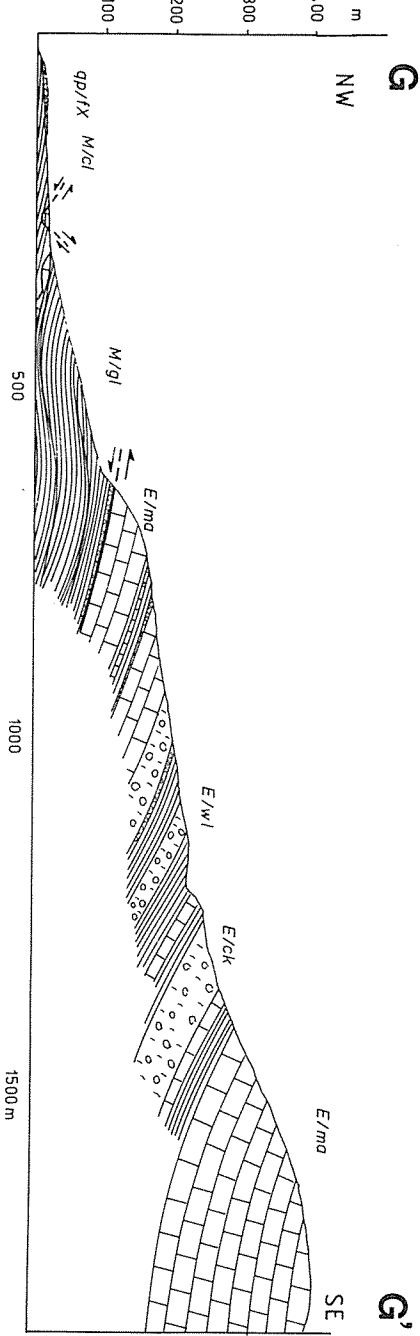
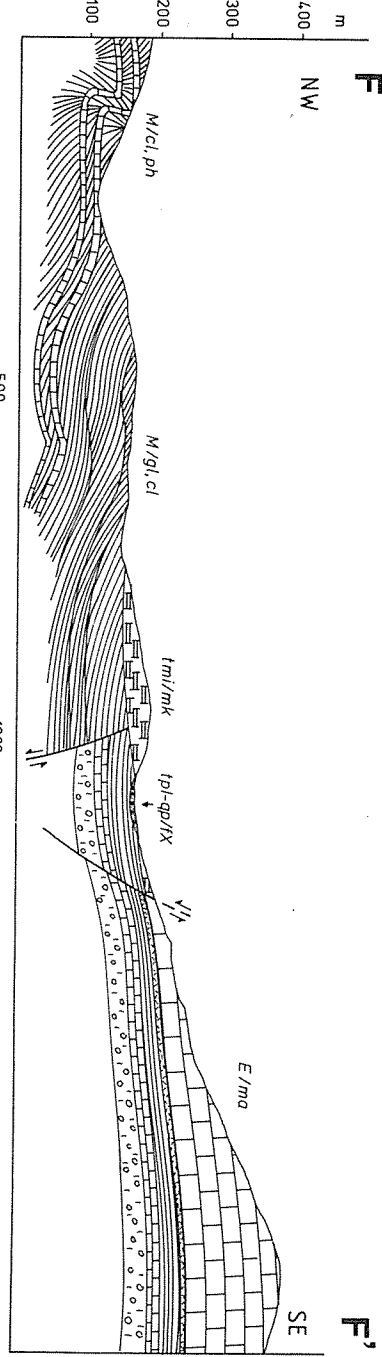
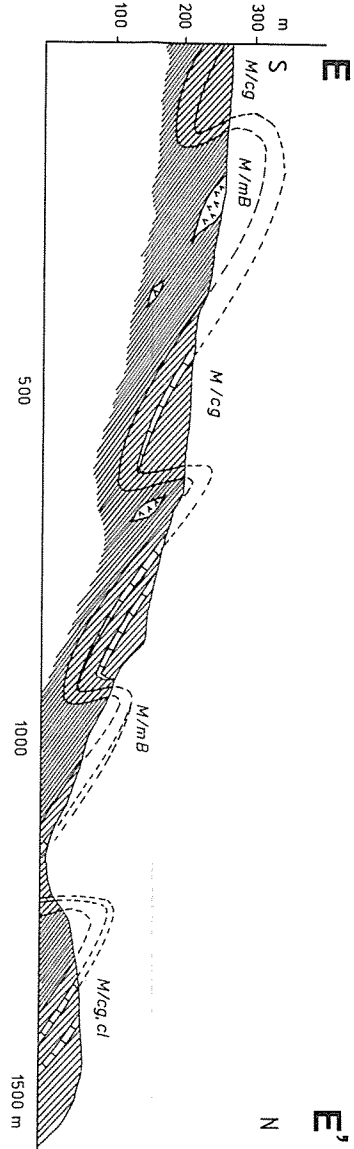
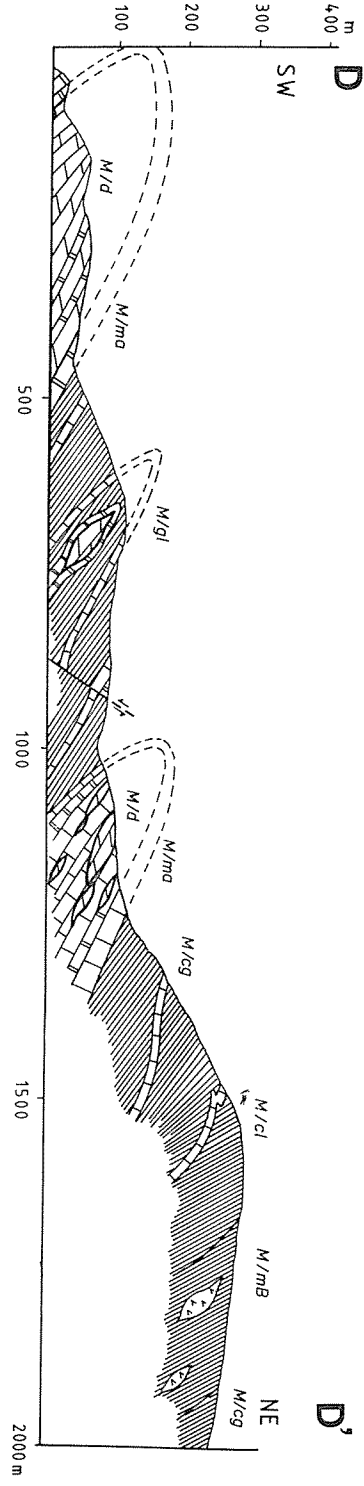
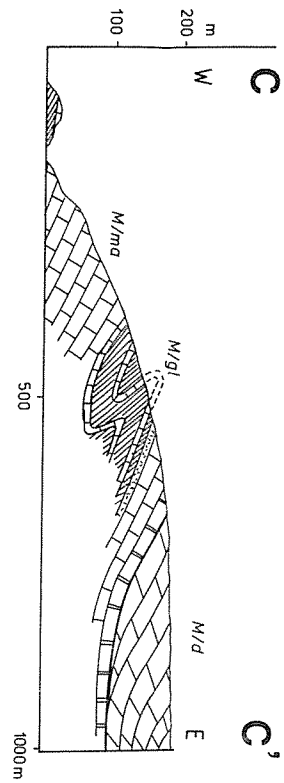
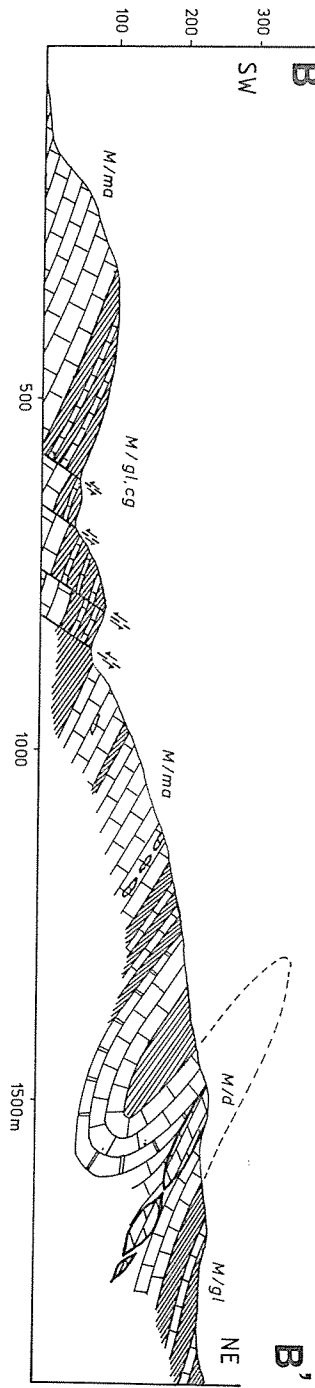
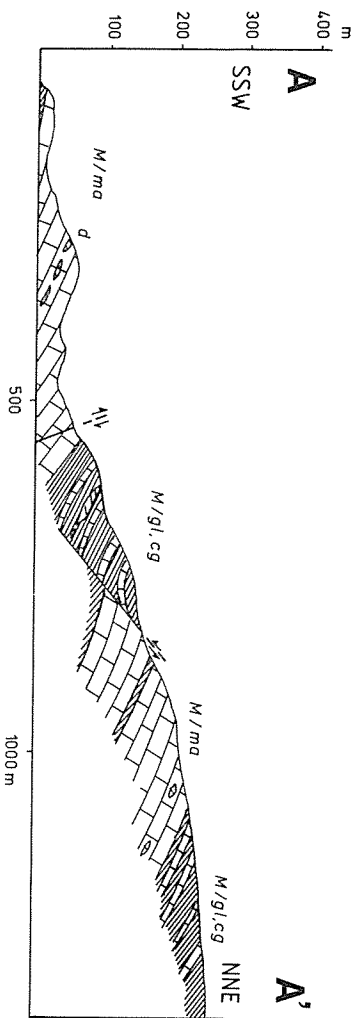


Abb. 3: Schematisches lithostratigraphisches Säulenprofil der präorogenen Gesteinsserien von Folegandros.

Fig. 3: Schematic litho-stratigraphic column of the pre-orogenic rockseries of Folegandros. Legend from top to bottom: serpentinite, ultrabasic; quartz-phyllite; red lenses and pockets; metamorphic carbonate breccias; phyllite; marble layers in greenschists; basic volcanic lenses; dolomite; marble – mica schist – intercalation; marble; gneiss; mica schist, greenschist, blueschist.



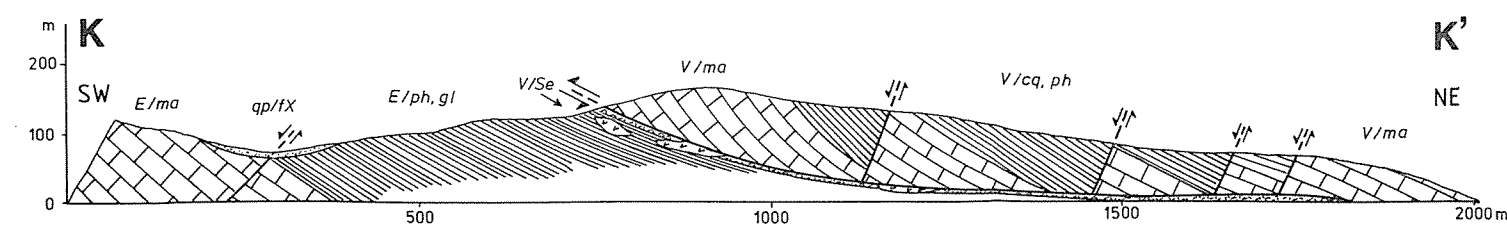
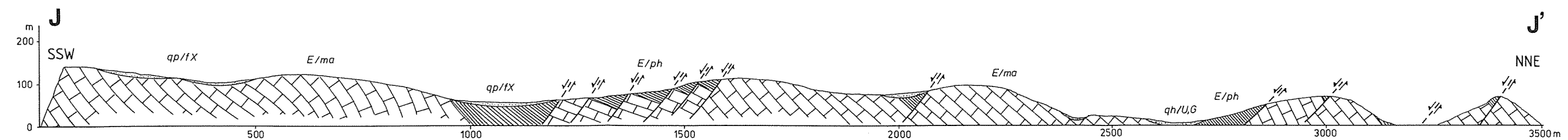
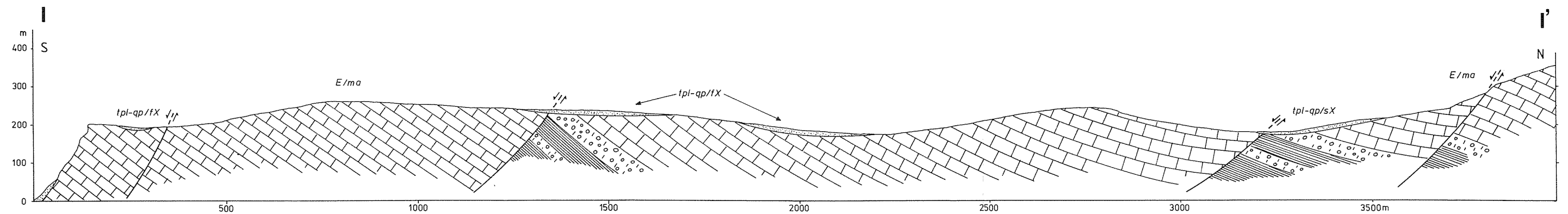
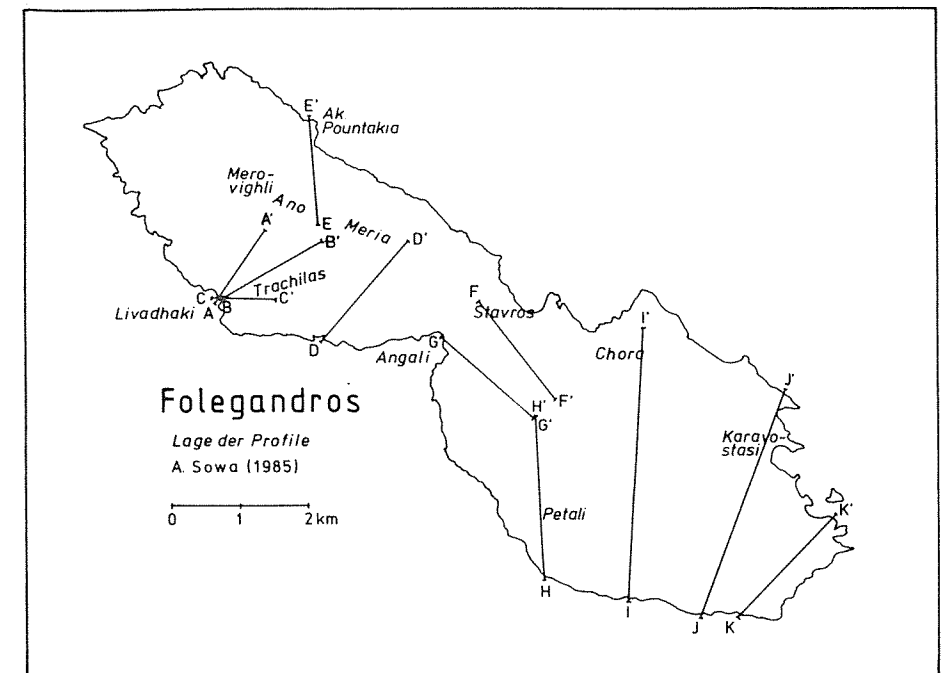
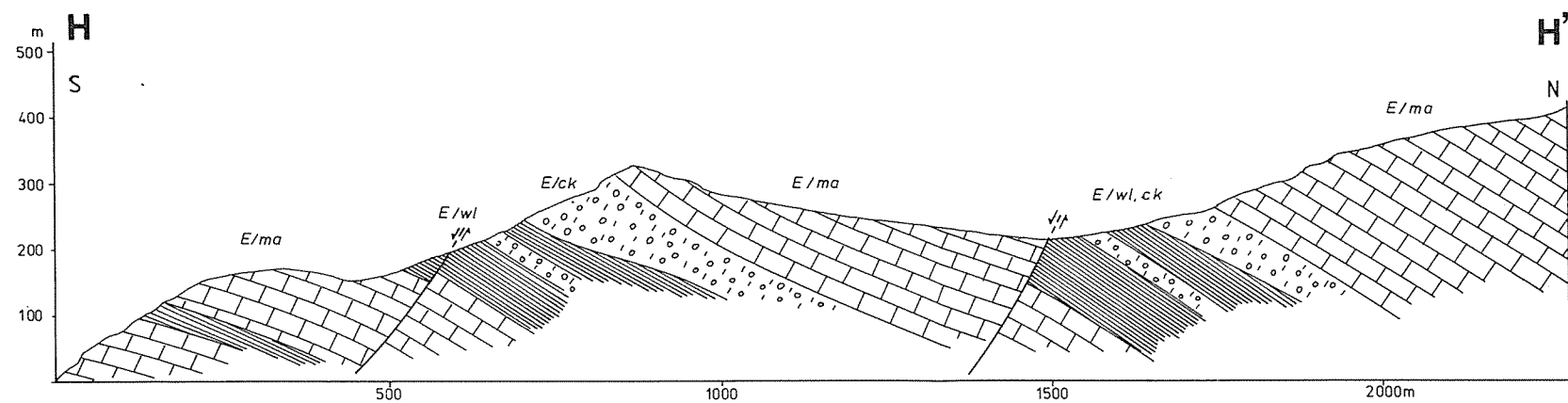


Abb. 2: Geologische Profile durch Folegandros.

Legende: M/ = Merovighli-Einheit; E/ = Eleftherios-Einheit; V/ = Vighlitsa-Einheit; tmi/ = Miozän; tpl-qp/ = Plio-Pleistozän; qh/ = Holozän; ma = Marmor; d = Dolomit; gl = Glaukophanschiefer; cg = Grünschiefer; cl = Chloritschiefer; ph = Phyllit; mB = Metabasit; wl = Wechsellagerung; ck = Marmor-Dolomit-Metabreccie; gl = Glimmerschiefer; Se = Serpentin; cq, ph = Quarzphyllit; mk = Mergelkalk; fX = Schotter; U,G = Schluff + Geröll. Die Lagen der Profile sind in der Übersichtskarte eingezeichnet.

Fig. 2: Geological sections through Folegandros.

Legend: M/ = Merovighli unit; E/ = Eleftherios unit; V/ = Vighlitsa unit; tmi/ = Miocene; tpl-qp/ = Plio-Pleistocene; qh/ = Holocene; ma = marble; d = dolomite; gl = blueschist; cg = greenschist; cl = chlorite-schist; ph = phyllite; mB = metabasite; wl = interlamination; ck = marble-dolomite-metabreccia; gl = micaschist; Se = serpentine; cq, ph = quartz-phyllite; mk = limy marl; fX = talus; U,G = silt + pebbles. The positions of profiles are marked in the sketch-map.

wechselnden quarzitischen und calcitischen Anteilen isolierten Marmorlagen, graphitführenden Phylliten etc. Generell nehmen quarzitisches-calcitische und phyllitische Anteile zum Hangenden hin zu. Innerhalb dieser Serie sind lokal in die Schieferung große, von der Metamorphose nur zum Teil erfaßte shoshonitische Vulkanit-schollen eingeschoben, die DAVIS (1981) näher chemisch und mineralogisch untersucht hat.

2.2. Petrographie und Genese

Die Vielfalt der sich in Edukt und Metamorphosegrad stark voneinander unterscheidenden Schichtglieder der Merovichli-Einheit läßt kaum eine vereinfachende Charakterisierung zu. Auch die sehr exakten mineralogisch-petrographischen Einzelbeschreibungen von LACROIX (1897), BERGEAT (in: PHILLIPSON 1901) und DAVIS (1981) können nicht auf die gesamte Schieferserie übertragen werden.

Ähnlich, wie es die Untersuchungsergebnisse von ANDRIESEN et al. (1976), VAN DER MAAR et al. (1981) oder VAN DER MAAR & JANSEN (1983) für eine ganze Reihe von Kykladeninseln (Sikinos, Ios, Naxos, Milos etc.) erbrachten, können in den Merovichli-Serien zwei Metamorphosezyklen beobachtet werden: Während einer Hochdruckmetamorphose (M1: 9-11 kb, 350°-400°C) entstanden Glaukophanschiefer und -felse, deren Alter auf 40-45 Mio.a datiert wurden. Ein zweiter Höhepunkt der Metamorphose (M2: 5-7 kb, 380°-420°C), die vor ca. 21-25 Mio.a abgeschlossen wurde, überprägte die Blauschiefer und wandelte sie großteils in Hornblende-, Aktinolith-, Epidot- und Chloritschiefer bzw. -felse der Grünschieferfazies um (VAN DER MAAR & JANSEN 1983).

Einige Einzelbeschreibungen sollen einen Überblickartigen Eindruck der verschiedenen Metamorphite vermitteln:

- **Glaukophanfels** (Trachilas, Zoodochos Pighi): Kleine, richtungslos gesproßte Crossit- und Glaukophannädelchen, die randlich oft von Chlorit begrenzt werden, bilden ein Hauptgemengteil des dichten dunklen Gesteins.
- **Hornblendeschiefer** (Merovichli, Ano Meria): Die Hauptgemengteile bestehen aus hellem Glimmer (seltener Biotit), Feldspäten (Albit, Plagioklas), je nach Edukt mehr oder weniger Quarz, Chlorit und Hornblenden. In einer streng geregelten Flaserung, die eine intensive Zerschierung und Auswalzung der Schiefer widerspiegelt, umschließen Glimmer und Chlorite größere Kristalle (Hornblenden, unreine Plagioklase).
- **Epidotschiefer** und **-felse** (Ano Meria): Die stark pleochroitischen Epidotkristalle können Größen von einigen mm erreichen. In den Schieferen sind sie als Hauptgemengteile oft mit

Chlorit und grüner Hornblende assoziiert.

- **Pyroxenführende Schiefer** (Zoodochos Pighi, Berghang nordöstlich von Ano Meria): Einzelne dunkle massige Schollen, die in den Grünschiefern „schwimmen“, führen als Hauptgemengteil hellgrünen Pyroxen, der meist stark resorbiert ist. Randlich schließen sich den Kristallen häufig blau-violette Glaukophanaggregate an, die distal in grünlichen Crossit übergehen. Im Inneren der Gesteinsschollen geht der Einfluß von Metamorphose und Schieferung stark zurück, so daß noch das vulkanische Edukt, in dem die fast unveränderten Pyroxeneinschlüsse in einer feinkörnigen, feldspatreichen Matrix schwimmen, erkennbar bleibt.

Von anderen Kykladeninseln her bekannte Eklogite oder granatführende Schiefer wurden auf Folegandros nicht beobachtet.

DAVIS (1981) konnte in den Merovichli-Schiefern in mikroskopischen und geochemischen Untersuchungen einen prämetamorphen (wahrscheinlich trassischen) kalireichen Basalt- und Andesitvulkanismus nachweisen, der durch die oben beschriebenen Gesteinsschollen, welche offenbar in Druckschattenbereichen von den beiden Metamorphosezyklen nicht gänzlich überprägt werden konnten, repräsentiert ist. Basische vulkanische oder tuffitische Edukte sind auch in den zahlreichen Einschaltungen von Glaukophan-, Epidot- und Aktinolithschiefern zu vermuten. Dagegen dürften die Zwischenlagen saurerer Gneisglimmerschiefer, Quarzite oder Quarzphyllite aus klastischen Sedimenten (Sandsteine, Tonschiefer), die sich sedimentär mit den Vulkaniten verzahnt haben, die geringmächtigen Marmorlagen oder -schiefer aus eingeschalteten Kalk- und Mergelhorizonten entstanden sein. Das Gesamtbild der primären Gesteinsfazies der Merovichli-Schiefer spricht somit für einen pelagischen Sedimentationsbereich mit aktivem submarinem Vulkanismus.

Völlig andere Verhältnisse findet man in den liegenden Merovichli-Marmoren, deren dickbankige bis massige Ausbildung und partielle Dolomitisierung oder Rubifizierung für die Sedimentation in einem neritischen flachmarinen (Plattform-?) Bereich sprechen. Die erwähnte lithostratigraphische Vergleichbarkeit mit entsprechenden Serien vom griechischen Festland stützt diese Annahme.

3. Eleftherios-Einheit

3.1. Lithologischer Aufbau

Diese sehr niedrigmetamorphe lithotektonische Einheit, welche den Großteil der südöstlichen Hälfte von Folegandros aufbaut (Abb. 1), läßt sich vom Liegenden zum Hangenden in eine karbonatisch-klastische Wechsellagerung, eine mächtige

Marmorsequenz und eine quarzitisch-phyllitische Folge unterteilen. Sie liegt in einem tektonisch überprägten, wahrscheinlich primär sedimentären Kontakt der Merovichli-Einheit auf, unterscheidet sich von dieser jedoch bezüglich ihrer lithologischen, metamorphen und tektonischen Entwicklungszüge. Die Abtrennung einer eigenen lithotektonischen Einheit scheint daher gerechtfertigt.

Der tektonische Bau der Eleftherios-Einheit ist im Gegensatz zu dem zuvor beschriebenen relativ einfach: Die Schichtflächen fallen ziemlich regelmäßig nach NE ein, im 100 m-Bereich spielt eine flache Faltung nur eine geringe Rolle. Die einzigen Komplikationen werden an der tektonisch überprägten Basis der Einheit und im Bereich der etwa E-W-streichenden Staffelbrüche hervorgerufen. (Abb. 2). Obwohl letztere eine ungestörte Profilnahme über den gesamten Schichtenstapel verhindern, läßt sich relativ zwanglos folgende Idealabfolge aufstellen:

- Graue Epidotschiefer und quarzitische Phyllite (Dach der Merovichli-Einheit),
- gelbbraune stark tektonisierte Mylonitzone, bisweilen mit einer Marmorbreccie (1-2 m),
- mit winkeldiskordanter und tektonisch überprägter Auflage eine Wechsellagerung plattiger bis dickbankiger, zum Teil dolomitischer meta-konglomeratischer oder -brecciöser Marmore und glimmerschiefrig-phyllitischer Einschübe unterschiedlicher Mächtigkeit (insges. maximal 400 m). Die metapsephitischen Anteile bestehen aus bis zu 15 cm großen ausgeschwänzten Dolomitgeröllen, gelb-rötlichen Quarzit- (Radiolarit-?) und Schieferschnitzen. Am Kontakt stärkerer rigider Gesteinspakete, die häufig in große isolierte Scherlinge zerblockt sind, finden sich oft 1-2 m mächtige Mylonitzonen. Darüber folgen
- bis zu 650 m dickbankige bis massige hell- bis mittelgraue Marmore, vereinzelt mit dolomitischen und rubifizierten Linsen, Schlieren und Taschen
- 200-300 m graugrüne feine, im Hangenden zunehmend quarzitische ockerbraune Phyllite mit einzelnen Marmorbändern. Dicht unter der Vighlitsa-Decke sind einzelne tektonische Scherlinge stark serpentinisierter Ophiolite und brauner, tuffiger Mergel eingeschlossen.

3.2. Petrographie und Genese

Gegenüber den liegenden Merovichli-Serien nimmt in der Eleftherios-Einheit der Metamorphosegrad deutlich ab. Dennoch zerstört in den karbonatischen Schichtgliedern eine klare Rekristallisation jegliche sedimentären Feinstrukturen und Fossilien, während sich in den schiefrigen Anteilen eine Umkristallisation von Quarz und

Neusprossungen von Chlorit und Hellglimmer makroskopisch u.a. in einer Mineral-Lineation bemerkbar macht.

Die schwache Metamorphose läßt noch eine gute Bestimmung der Edukte der Eleftherios-Serie zu. Bei der schiefrig-konglomeratisch-karbonatischen Wechsellagerung spricht die winkeldiskordante Auflage für einen transgressiven Kontakt, der generelle Habitus dagegen für eine flyschoiden Sedimentation, bei der vorwiegend psammitisch-psephitische Bestandteile unbekannter Liefergebiete eingeschüttet wurden. Dazu zählen kaum metamorphe rötliche und gelbe Gerölle, in denen unter dem Mikroskop zahlreiche stark rekristallisierte Radiolarien erkannt werden können, und noch stärker zerscherter und metamorphisierte, helle Dolomit- und Kalkgerölle ohne erhaltene Internstrukturen.

Die dickbankigen Marmorserien tragen klare Charakterzüge einer flachmarinen Plattformsedimentation mit temporärer Emersionstendenz. Darauf weisen vor allem die unregelmäßig über einen großen vertikalen Bereich auftretenden, wahrscheinlich subaerisch (Verwitterung, Verkarstung, Bodenbildung) entstandenen roten Linsen und Taschen und dolomitischen Einschübe hin. Die sich im Hangenden anschließenden feinplattigen Karbonate dürften eine Absenkung bis in den pelagischen Sedimentationsbereich andeuten, nach welcher die Schüttung zunächst pelitischer (Phyllite), später zunehmend psammitischer (Quarzite, Quarz-Phyllite) Klastite, letztere wahrscheinlich in einer flyschoiden rhythmischen Wechsellagerung, erfolgte.

4. Vighlitsa-Einheit

4.1. Lithologischer Aufbau

Nur in einem begrenzten Gebiet an der SE-Küste von Folegandros streicht als höchste lithotektonische Einheit eine wechselhafte, in sich zerblockte Serie aus, die sich vor allem aus leicht metamorphen Karbonat- und Quarzitfolgen aufbaut. Die Vighlitsa-Einheit ruht mit tektonischem Kontakt über der flyschoiden Quarzit-Phyllitserie des Eleftherios-Komplexes (Abb. 2). Da teils die Marmore, teils die Quarzite der tektonischen Basis direkt aufliegen, scheint es, daß die Einheit schon vor ihrer Platznahme zerblockt war. Aus den Detailprofilen der einzelnen Bruchstaffeln ergibt sich diese Idealabfolge:

- Quarzit-Phyllite der Eleftherios-Serie,
- 1-2 m mächtige Mylonitzone, die lokal von stark tektonisierten, bis zu 10 m mächtigen Ophiolitscherlingen markiert wird (s.o.),
- eine 160-180 m mächtige Folge heller dickbankiger bis massiger Marmore,

– eine bis zu 120 m mächtige bunte wechsellagernde bis chaotische Folge von Quarzitschiefern und Marmorlagen, mit dm- bis 10er m-großen Einschlüssen folgender Bestandteile: Schwach metamorphe sandig-quarzitische Schiefer, rötliche Quarzitbrocken und -sande wahrscheinlich radiolaritischen Ausgangsmaterials, bis zu 20 m starke linsenartige graue Marmorlagen, Schmirgelbrocken mit Durchmessern von 1-15 cm, 0,5-10 m große lagige und massige mittelgraue abgerundete Dolomitmörper. In diesen Dolomiten wurden durch die schwache Metamorphose die Internstrukturen und Fossilien nur leicht behelligt. Nach der Klassifikation von FOLK (1962) handelt es sich um einen Intramikrit, nach DUNHAM (1962) um einen Floatstone, der in flachmarinem Milieu mit Verbindung zum offenen Meer (Plattformrand o.ä.) sedimentiert worden sein dürfte (FLÜGEL 1978). Man findet Dasycladaceen (*Salpingoporella* sp.), Rotalgen (?), lagenide Foraminiferen und nicht näher bestimmbare, relativ hoch gewölbte Globotruncanen, die ein etwa **mittelkretazisches** Alter anzeigen.

4.2. Genese

Die Vighlitsa-Serien sind von einer leichten Metamorphose betroffen, während der die karbonatischen und klastischen Gesteine nur mittelstark rekristallisiert sind. In den dolomitischen Fremdschollen konnten sich noch sedimentäre Interngefüge erhalten, die eine grobe fazielle und altersmäßige Einstufung gestatten.

Der Ablagerungsbereich der liegenden Marmorserie dürfte nach der dickbankigen bis massigen Entwicklung sehr reiner Karbonate im neritischen, evtl. im Plattformbereich zu suchen sein. In einem sehr raschen Übergang schließen sich flyschoiden, psammitisch-psephitische Serien an, in denen turbiditische bis olisthostromatische Transportmechanismen stattgefunden haben. Die großen, gerundeten Marmor- und Dolomitschollen dürften als Gleitschollen (Olistholithe) in einen abgesenkten Meeresbereich Flyschtrogl oder Schelfhang) eingeglitten sein.

Der starke Kontrast zwischen den unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen der Marmore und der flyschoiden Serie legt nahe, daß es sich nicht unbedingt um eine kontinuierliche sedimentäre Abfolge handeln muß. Ob die Marmore in primärem Kontakt den Ophiolithen aufliegen, läßt sich an den stark tektonisierten Übergängen nicht feststellen.

Das Alter der flyschoiden Serie wird durch die Fremdeinschlüsse mittelkretazischer Karbonate eingegrenzt.

5. Postorogene Sedimente

Nennenswerte Vorkommen postorogener Sedimente sind auf Terrassen, Täler und Hangbereiche der südöstlichen Inselhälfte beschränkt. Eine markante Serie limnischer neogener Kalkmergel und -sinter beschreibt schon PHILLIPSON (1901). In der Umgebung von Chora sind quartäre Pedimente, Hangschuttfächer und Talfüllungen weiter verbreitet.

5.1. Limnische bis terrestrische Kalkmergel

Diese Serie ist an dem kleinen Steilabfall westlich des Dorfes Chora gut aufgeschlossen. Ihr Vorkommen ist an einen kompliziert gebauten, etwa E-W-streichenden tektonischen Halbgraben gebunden, der durch die staffelbruchartige Zerlegung der Insel bedingt ist. Die Schichten fallen nur mit geringen Beträgen wannenartig von den Rändern dieses Grabens zu seinem Zentrum hin ein. Vor allem eine distraktive Bruchtektonik, aber auch kleine Aufschiebungen und Schichtverbiegungen versetzen die Gesteinslagen um geringe Beträge.

Die Oberfläche der neogenen Kalkmergel bildet eine Verebnung bei ca. 200-210 m ü. NN. Die maximale Mächtigkeit beträgt ca. 50 m. Über den Eleftherios-Wechsellagerungen, dem sedimentären Unterlager der Serie, liegen zunächst gradierte Feinbreccien, die zum Hangenden hin in eine Wechsellagerung von laminierten, limnischen Kalken, porösen Kalksintern und Tonmergeln überleiten. Vereinzelt werden Bänke von Calicekrusten überzogen. Die karbonatischen Lagen sind meist linsig und uneben. Intraklastische Strukturen, synsedimentäre Verwerfungen und Flexuren, Winkeldiskordanzen und kleine Rutschfalten sprechen für einen tektonisch aktiven Ablagerungsbereich.

Das sedimentäre Milieu pendelt zwischen limnischen und terrestrischen Bedingungen, die kurzfristig von marinen Ingressionen unterbrochen wurden. Limnische Makrofossilien finden sich nur selten in Form dünnschaliger Gastropodenfragmente. Einzelne dicke kompakte Kalkbänke setzen sich aus dichtgepackten Peloiden (wahrscheinlich Gastropoden-Koprolithe) zusammen, zwischen denen isolierte Algen erhalten sind. Für den organogenen Ursprung der feingebänderten Lagen könnten einzelne röhrenförmige Algenfilamente zwischen den sonst mikritischen strukturalosen Lamina sprechen.

Über weite Bereiche ist jedoch eher an anorganische Präzipitation unter ariden bis semiariden Klimabedingungen zu denken. Ein gelegentliches Trockenfallen und der Einsatz von Bodenbildungsprozessen wird durch poröse Kalksinterla-

gen, Calichekrusten oder rote, zähe Toneinschalungen angedeutet. Aus dem Vergleich der limnischen bis terrestrischen Serien mit ähnlichen Entwicklungen in der Ägäis (MEULENKAMP & ZACHARIASSE 1973, MEULENKAMP 1977, MEULENKAMP et al. 1977, BÖGER 1983) wird auf ein obermiozänes (Messinian) bis unterpliozänes Alter geschlossen. Auf den benachbarten kykladischen Inseln ist jedoch keine vergleichbare lithologische Gesteinsabfolge bekannt.

5.2. Pedimente und zementierte Schuttfächer

Eine Reihe von Schutt- und Glaciskörpern überdeckt vornehmlich auf der südöstlichen Insel die präneogenen Serien. Sie sind an einige nur kaum parallelisierbare Verebnungsflächen gebunden, die von der unterpliozänen 200 m-Terrasse (s.o.) in unregelmäßigen Abständen abfallen. Die wichtigsten Verbreitungsgebiete finden sich:

- südlich des Ag. Eleftherios (220-230 m ü. NN)
- östlich von Chora (190-220 m ü. NN)
- südlich von Petali (160-180 m ü. NN)
- in der Umgebung von Stavros (140-160 m ü. NN)
- südlich von Angali (80-120 m ü. NN)
- nördlich von Livadhi (30-60 m ü. NN)
- östlich von Karavostasis (5-100 m ü. NN)

Die Schuttkörper sind also an Terrassensysteme gebunden, in denen Abhängigkeiten zwischen Alter und Höhenlage wegen der starken subrezenten tektonischen Aktivität tektonischer Bewegungen problematisch zu beurteilen ist. Fest steht, daß die seit dem Mittelpliozän einsetzende Hebung der Kykladenmasse (LÜTTIG & STEFFENS 1976) sich in Folegandros an diversen postmiozänen, wahrscheinlich quartären Terrassenflächen verfolgen läßt.

In verschiedenen Niveaus versiegeln Caliche- oder Exsudationskrusten die Oberflächen junger Sedimente wie der neogenen Kalk-Mergel-Lagen, der Hangschutte oder Glaciskörper, liegen aber auch stellenweise direkt über Phylliten und Grünschiefern, wo sie eine nur geringmächtige Schuttauflage zementieren.

In der ostsüdöstlichen Umgebung von Stavros finden sich helle weiche feinschichtige Mergel, deren Oberfläche mit einer Exsudationskruste überzogen ist. Sie enthalten folgende Gastropodenfauna: *Euomphalia* cf. *stringella*, *Fruticicola* sp. (3 versch. Arten o. Unterarten), *Prososthemia* sp., *Viviparus* sp., (?) *Hippeutis* sp.

Die stratigraphisch wenig aussagekräftige, jedoch sicher postmiozäne Fauna weist auf eine vorwiegend terrestrische Sedimentation mit temporärer aquatischer Beeinflussung (*Viviparus*) hin.

Nordöstlich von Stavros konnte aus einem

Schuttkörper von schlecht gerundeten groben Marmorscherben, die mit einer roten mergeligen Matrix verbacken sind, eine terrestrische Gastropodenfauna geborgen werden, die aus folgenden Arten besteht: *Euomphalia* sp., *Fruticicola* sp., *Helicogona* (*Chilostoma*) *presli* ROSSM. Eine ähnliche Fossilvergesellschaftung wurde in einem Glaciskörper im Gebiet nordwestlich von Karavostasis geborgen.

6. Geomorphologie

Auf die noch subrezent bis rezent aktiven Bruchtektonik ist es zurückzuführen, daß sich die Höhenlagen einzelner Terrassen nicht einmal über kurze Entfernungen parallelisieren lassen. Es dürfte aber als gesichert gelten, daß die bedeutenden Verebnungsflächen, die zwischen ca. 170 m und 230 m ü. NN liegen (in den Gebieten um Chora, Stavros, südlich von Ag. Eleftherios und dem abgedachten Kamm der nordwestlichen Insel entlang Ano Meria) zu einem System zusammengefaßt werden können, welche sich zwischen dem Oberen Miozän (Messinian) und dem Unteren Plioizän entwickelt haben und sich grob auch auf andere Kykladeninseln parallelisieren lassen (RIEDL 1982).

Zwischen 120 und 160 m NN sind bereits jüngere Unterschneidungen dieser Terrassen feststellbar (westlich und nordöstlich von Stavros, südlich von Angali, südwestlich von Ano Meria: z.B. Trachilas), die stellenweise auch grob datiert werden konnten. Die nach diesem Akt einsetzende beschleunigte Hebung der Kykladen (LÜTTIG & STEFFENS 1976) läßt sich nur in rudimentären, nicht mit Sicherheit einstuftbaren Restflächen belegen (80-120 m südlich von Angali, 60-100 m auf der NW-Insel, 60-100 m in der Umgebung von Karavostasi und Livadhi). Die Kurzzeitigkeit dieser Phase äußert sich in sehr steilen Abfällen und krassen Höhenunterschieden eng benachbarter Terrassen, wie sie sich etwa entlang der Straße von Chora (160-200 m ü. NN) nach Karavostasis (10-80 m ü. NN) manifestieren.

Eine Stagnation der Landhebung ist durch verstärkte Einebnungstendenz zwischen 10 und 20 m ü. NN festzustellen. Auf dieser Fläche fand auch eine verstärkte Pedimentbildung statt (Vighlitsa, unmittelbar südlich und nördlich von Angali etc.).

7. Tektonisches Strukturinventar

Die geologische Situation der Insel Folegandros ist – bedingt durch ihre geotektonische Position im Bereich der Nahtstelle zweier Kontinente in Form eines Inselbogen-Randmeersystemes –

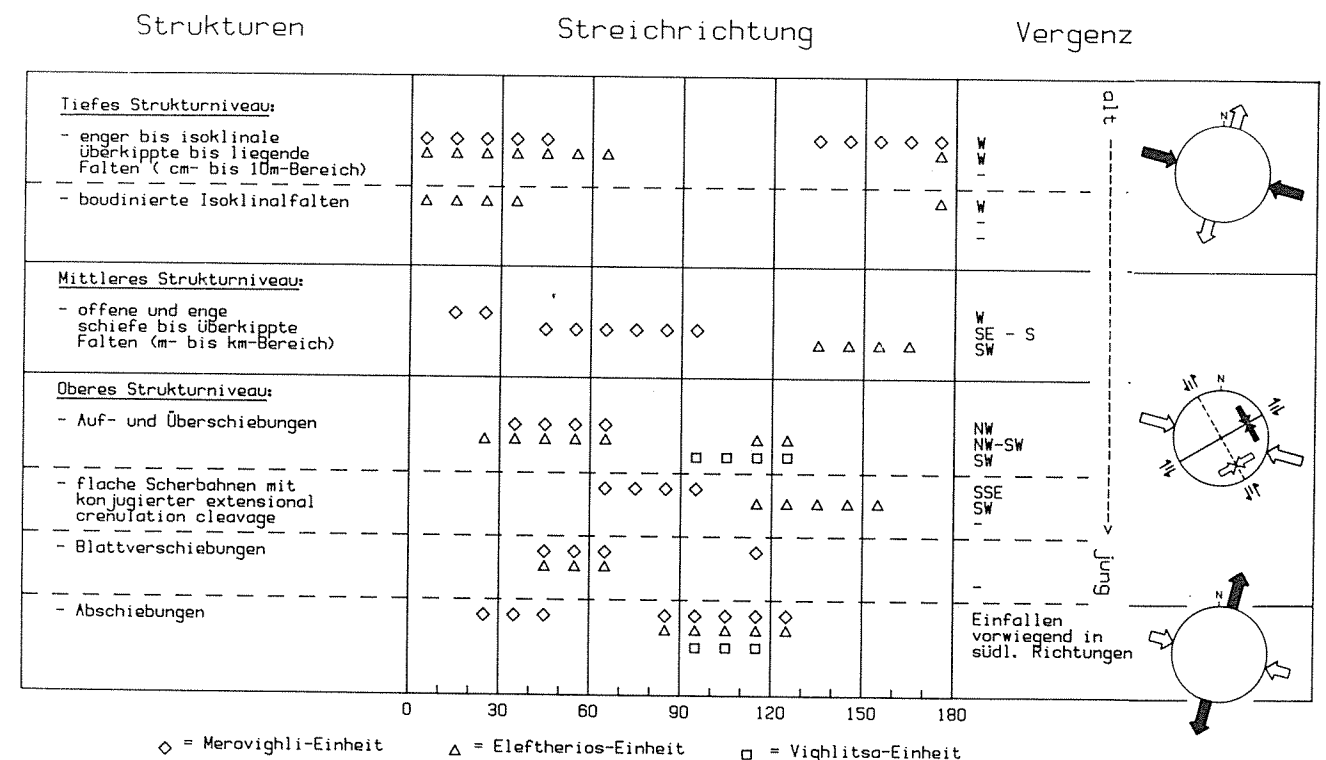
durch eine Reihe komplizierter geodynamischer Prozesse, wie Hebung, Senkung, Einengung, Zerbrechung, Zerschörung oder Rotation stark geprägt. Während das Studium der Metamorphosebedingungen in den Gesteinsserien Licht in die Vergangenheit der Druck- und Temperaturbedingungen und damit der synorogenen regionalen Oszillationen bringt (vgl. z.B. VAN DER MAAR & JANSEN 1983, REINECKE et al. 1982, ALTHERR et al. 1977, 1982), konnten die Art und Aufeinanderfolge der verschiedenen mechanischen Beanspruchungen durch eine tektonische Untersuchung geklärt werden.

7.1. Falten, Auf- und Überschiebungen

Aufgrund einer intensiven kleintektonischen Untersuchung der Insel Folegandros, die an anderer Stelle ausführlich dargestellt wird (SOWA 1985), konnte eine Aufeinanderfolge tektonischer Strukturbildungsakte abgeleitet werden, die im

Laufe einer allmählichen Hebung des Krustenniveaus stattfanden (Tab. 1):

- In tiefem Krustenstockwerk (min. 4 km – 15 km) wurde ein W-vergenter, enger bis isoklinaler, liegender Faltenbau angelegt (Abb. 4). In der Merovichli-Einheit sind davon Marmore und Schiefer gleichermaßen betroffen, in den Eleftherios-Serien nur die Schiefer und Wechsellaagerungen. Zudem wird eine auf progressiver Deformation beruhende intensive Boudinierung registriert. Die Streichrichtungen pendeln mit bis zu 50°(!) Abweichung um 15°.
- Mit einer kontinuierlichen Hebung des Gebietes setzen zunehmend starre bis bruchhafte Verformungen gleicher Streichrichtung ein, die zuletzt eine tektonische Entspannung anzeigen.
- In der Folge kommt es zu einer Einengung, die in der Merovichli-Einheit einen um 70° streuenden langwelligen SE-vergenten Faltenbau und intensive flache bis mittelsteile Überschuppungen anlegt (Abb. 5).



Tab. 1: Übersicht über die strukturelle Entwicklung von Folegandros unter dem Einfluß stockwerksbedingter Tektonik. Die Abfolge der Strukturprägung geht parallel mit einer kontinuierlichen Hebung des Gebietes. Die verschiedenen Streichrichtungen, Vergenzen und Arten der Beanspruchungen lassen sich großteils durch ein kontinuierlich wirkendes überregionales Streßfeld mit geringen lokalen Abweichungen mechanisch erklären (rechte Spalte).

Tab. 1: Outline of the structural development of Folegandros under the influence of tectonics in different structural levels. The succession of deformations developed parallel to a continuous elevation of the area. The different directions of strike and inclination and the different kinds of deformation can be explained mechanically to a great extent by the continuous action of a supracrustal stress field with small local deviations (right column). From top to bottom: **Lower structural level:** Close to isoclinal folds; boudinage of isoclinal folds; **middle structural level:** Open and closed folds; **upper structural level:** Reverse faults, overthrusts; low-angled shear zones with "extensional crenulation cleavage"; strike-slip faults; normal faults.

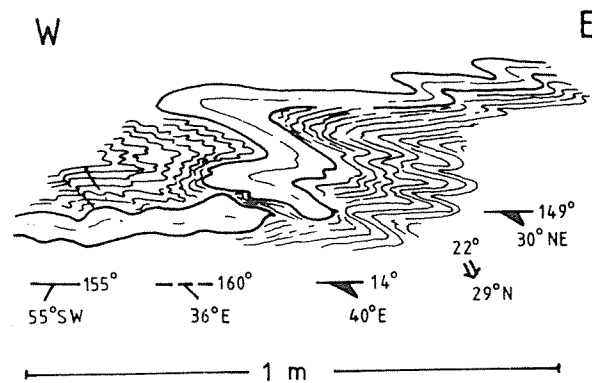


Abb. 4: Disharmonische Verfaltung einer Quarzitbank in den Merovichli-Schiefern. Die Achsen der liegenden Falten streichen „naxiotisch“ (22°), Gesteinslagen und Schieferung fallen in östliche Richtungen ein. Der durch diese Struktur typisierte westvergente Faltenbau wurde im tiefen Stockwerk angelegt und betrifft vor allem die Merovichli-Einheit (Lok.: 150 m nördlich des Friedhofs von Ano Meria).

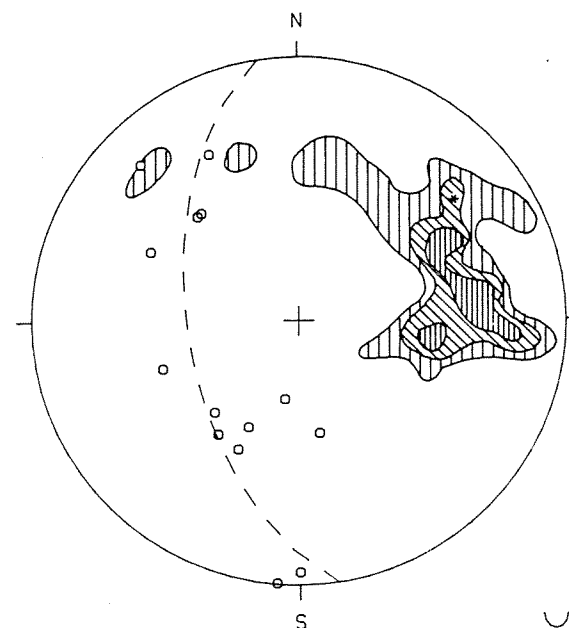
Fig. 4: Disharmonic folding of a quartzite layer in the Merovichli schists. The axis of the recumbent fold strikes „naxiotically“ (22°); layering and schistosity dip to the east. The fold system characterized by this structure and dominant in the Merovichli unit was formed in a deep structural level (location: 150 m north of the cemetery of Ano Meria).

– Schließlich findet ein SW-gerichteter Deckentransport der Viglitsa-Einheit statt, während dessen flache, 120°-150° streichende Scherbahnen (Abb. 6) und Verfaltungen entstehen. Geringe Aufschiebungen in den neogenen Serien gehen auf sehr junge Kompressionsstrukturen gleicher Streichrichtung zurück.

Tab. 1 stellt die Verteilung der verschiedenen Strukturtypen bezüglich ihrer Streich- und Vergehrichtung in den verschiedenen lithotektonischen Einheiten und im Hinblick auf die genetisch unterschiedlichen tektonischen Formen zusammenfassend dar.

7.2. Bankung und Schieferung

In der bunten Sequenz der Ausgangsgesteine von Folegandros konnten sich die verschiedensten Ausprägungen von s-Gefügen entwickeln. Besonders die stark metamorphe Merovichli-Serie ist von einer starken **Schieferung** (schistosity) erfaßt, die über weite Gebiete fast parallel zu bisweilen noch feststellbarer **Bankung** oder **Bänderung** (Marmor-, Vulkanitlagen etc.) verläuft. Der Grund dafür dürfte in der etwa gleichen Raumlage von Achsenflächenschieferung und Faltenschchenkeln der Isoklinalfalten zu suchen sein. Nur in wenigen Aufschlüssen schneiden sich Schieferung



Beta-sf-Verteilung (GP 506)
2.5 - 5 - 10 - 20%

Abb. 5: Verteilung der konstruierten Beta-sf-Achsen einer im mittleren Stockwerk angelegten weitspannigen Falte in den Merovichli-Schiefern. Die Lage der Schichtflächenpole (o) zeigt, daß der nördliche Schenkel flacher einfällt als der südliche, womit die Falte nach Süden vergiert. Die Faltenachsen zeigen ein Streichwert-Maximum bei 60°-90° und tauchen nach Osten ab (Lok.: 150 m nordöstlich von Ag. Nikolaos/Angali).

Fig. 5: Distribution of constructed beta-sf axes of a long extended fold created in the middle structural level in the Merovichli schists. The position of the poles of bedding (o) shows that the northern limb dips less steeply than the southern one, which is why the fold inclines to the south. The fold axes exhibit a maximum strike at 60°-90° and plunge to the east (location: 150 m northeast of Ag. Nikolaos/Angali).

und Bankung (bzw. Bänderung) in spitzen Winkeln.

Das Generalstreichen des s-Gefüges liegt in der Merovichli-Einheit bei ca. 120°-130°, in der Eleftherios-Einheit um 110°-120°, die Einfallswerte schwanken um einen Mittelwert bei 40°. Das starke Streuen der Meßwerte im NW der Insel läßt sich gut mit der dort entwickelten Querfaltung erklären.

Neben der „primären“ s₁-Schieferung, die kontemporär mit der Grünschiefermetamorphose angelegt ist, sind bisweilen noch weitere Foliationen ausgeprägt, welche die erste durchschlagen. Man findet an wenigen, über die beiden unteren tektonischen Stockwerke verteilten Stellen eine weitständige, steil nach S einfallende **Runzel-schieferung** (crenulation cleavage) als s₂, entlang der sich einige mm breite **Knickzonen** (kink

bands) entwickelt haben. Die Schnittgerade dieser Schubklüftung mit s₁ (bisweilen auch mit der Bankung) wird als eine **Grobrunzelung** wahrgenommen.

Im Bereich der flachliegenden Scherbahnen, vor allem an der Basis und im Dach der Eleftherios-Einheit, ist zudem eine **extensional crenulation cleavage** (sensu PLATT 1984) als s₃ ausgebildet.

7.3. Lineare Strukturen

In Folegandros können drei qualitativ verschiedene Arten tektonischer Lineare auseinandergehalten werden, die jeweils mit einer anderen tektonischen Aussage zu verknüpfen sind. Ein Element von regionaltektonischer Wichtigkeit bildet eine **Striung**, die das ganze Gestein durchsetzt. Von sekundärer Bedeutung sind eine weitständige **Grobrunzelung**, vor allem in den Merovichli-Schiefern, und eine **Runzelung**, die auf den Trennflächen von Phylliten entwickelt ist.

a) Striung

Dieses Linear stellt nicht nur auf Folegandros das beständige tektonische Element dar, sondern konnte vom Verfasser auch auf Milos, Ios, Thera, Paros und Naxos in etwa gleicher Ausprägung und paralleler Raumlage festgestellt werden. Da es darüber hinaus noch auf zahlreichen anderen Kykladeninseln beschrieben wird (s.u.) sollte man es als **tektonische Leitstruktur der gesamten zentralen Ägäis** betrachten.

Da sich die Striung klar mit der naxiotisch (NNE-SSW-) streichenden Isoklinalfaltung korrelieren läßt, stellt sie eindeutig ein B-Linear dar. Das Lagenkugeldiagramm Abb. 7 zeigt ihre bemerkenswerte Konstanz um ein Maximum bei 10°/20°N (+/- 25°).

Je nach Stoffbestand der Metamorphite wird das Linear von stengeligen, eingeregelter Feldspäten, Quarzen, Hornblenden o.ä. gebildet und durchsetzt aus diesem Grund das gesamte Gestein. An der Oberfläche von Marmorbänken wird es stellenweise durch eine Feinfältelung vertreten.

An wenigen Stellen, vor allem im Ausstrichbereich von Phylliten oder weichen Glimmerschiefern, läßt sich eine Überprägung und Verbiegung dieser Mineral-Lineation durch mindestens einen jüngeren tektonischen Akt belegen.

b) Grobrunzelung

Als Schnittlinie zwischen erster und zweiter Schieferung (schistosity und crenulation cleavage) ist lokal eine relativ weitständige grobe Runzelung feststellbar, welche eine starke Richtungskonstanz (um 110°) aufweist (Abb. 7). Das Linear

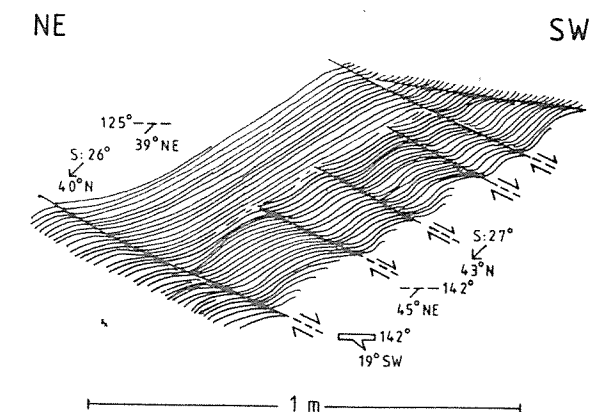


Abb. 6: Gleitbrettartiger Versatz bzw. „extensional crenulation cleavage“ (s. PLATT) in den Quarzphylliten an der Basis der Viglitsa-Decke. Die Gleitflächen (Streichen: 142°) fallen mit, die Schieferung (Streichen: 125°, 142°) entgegengesetzt der Richtung des im oberen tektonischen Stockwerk erfolgten Deckenschubs ein. Die Minerallineation (S) wurde bereits zuvor angelegt und ist „naxiotisch“ (26°, 27°) ausgerichtet (Lok.: 750 m nordöstlich von Viglitsa).

Fig. 6: Nappe-like planes or „extensional crenulation cleavage“ (s. PLATT) in the quartz-phyllites at the footwall of the Viglitsa nappe. The gliding planes (strike: 142°) dip with, schistosity (strike: 125°, 142°) in the opposite direction to the overthrust, which took place in the upper structural level. The pre-existing mineral streaking (S) strikes approximately in the „naxiotic“ (26°, 27°) direction (location: 750 m northeast of Viglitsa).

zeigt sich nur auf den Schieferungsflächen, wo es oft bis zu 3 mm weite Versätze hervorruft.

c) Runzelung

Auf den Foliationsflächen der Phyllite finden sich kleine Runzeln, die eine Schieferungsfältelung darstellen. Ihre Streichrichtung streut sehr stark und weist relative Maxima um 35°, 95° und 145° auf (Abb. 7). Es ist denkbar, daß dieses Linear aus einer Durchdringung von s₁ und einer senkrecht bzw. diagonal zur Hauptfaltungsrichtung verlaufenden Klüftung (ac bzw. Okl), also einer Klüftungsschieferung (fracture cleavage), resultiert.

7.4. Abschiebung und Klüftung

Das nach der Striung markanteste tektonische Strukturelement sind 90°-115° streichende, mittelsteil nach S einfallende Verwerfungen, welche die ganze Insel ungeachtet ihrer lithotektonischen Gliederung in einen breiten Staffelbruch zerlegen.

Die Richtungsrose aller im Gelände aufgenommenen Abschiebungen zeigt eine zweischarige Anlage mit Maxima bei 90°-95° und 110°-115° (Abb. 8). Außerdem deuten sich noch zwei jeweils konjugierte Nebenmaxima (30° und 155°, 65° und

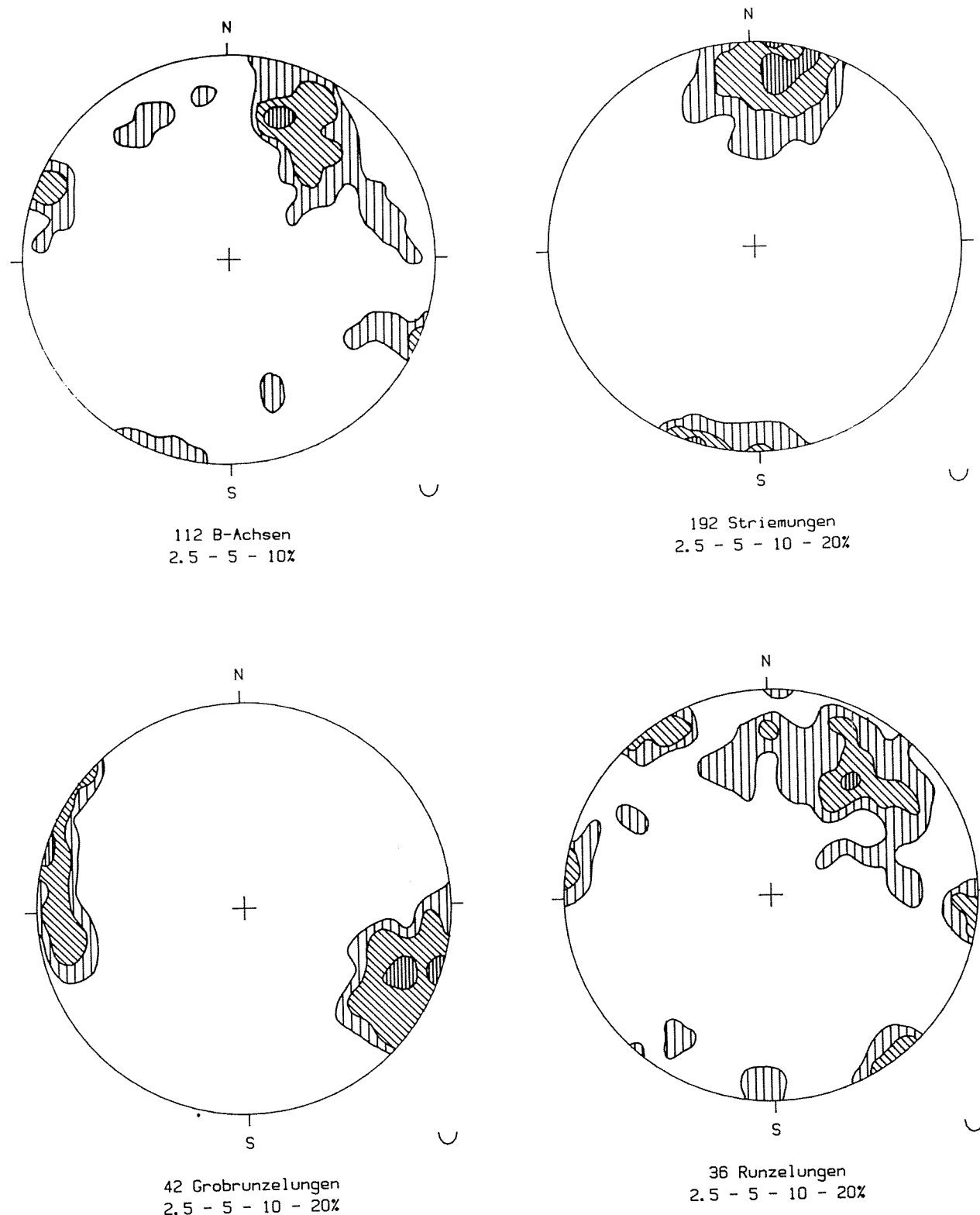


Abb. 7: Statistische Verteilung der Falten-(B-)Achsen, Mineral-Lineationen (Striung), Grobrunzelung und Runzelung in stereographischer Projektion. Die Werte wurden jeweils über das gesamte Arbeitsgebiet gemessen.

Fig. 7: Statistical distribution of fold (B-) axes, mineral streaking, coarse intersecting lineations (Grobrunzelung) and crenulation cleavage (Runzelung) in stereographic projection. Measurements were taken all over the area studied.

140°) an. Auffällig ist die eindeutige Symmetrie zu der – ebenfalls zweischarigen – Striungs-Rose (Abb. 8), die genau senkrecht dazu eine ähnliche Verteilung aufweist.

Verwerfungen in den **neogenen Serien** zeigen, daß eine N-S-Ausdehnung bis in jüngste Vergangenheit aktiv ist. Rillungen, die den wahren Bewegungssinn anzeigen, können nur selten beobachtet werden. Im Normalfall liegen zwar Abschiebungen ohne großen Seitenversatz vor, doch können aus der Kartierung – vor allem im Bereich des Isthmus zwischen den beiden Inselhälften – auch einige Horizontalverschiebungen abgeleitet werden.

Der Verdacht liegt nahe, daß die tektonischen Beanspruchungen, die im Alttertiär bereits eine intensive Verfallung verursachten, bis heute – mit temporären Abweichungen – wirksam geblieben sind. Jedenfalls kann für flache Isoklinalen und senkrecht dazu stehende Abschiebungen das gleiche Spannungssystem zugrundegelegt werden.

7.5. Symmetrie der kleintektonischen Strukturen

Die Symmetriebeziehungen der einzelnen genetisch unterschiedlichen Strukturen, auf die bereits hingewiesen wurde, werden in der Abb. 8 dargestellt. Besonders bemerkenswert ist der Zusammenhang zwischen der Striung, die deutlich parallel zu den naxiotisch (NNE-SSW) streichenden Hauptfaltungsachsen verläuft, und den senkrecht darauf stehenden Abschiebungen. Beide Diagramme zeigen eine zweigipfelige Anlage und eine sehr strenge Bündelung. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß die gleichzeitige Anlage der beiden Strukturarten in einem gemeinsamen tektonischen Niveau undenkbar ist.

In einem nur leicht abweichenden Trend liegen Grobrunzelung und Schubklüftung (s_2), die eine quer zur Hauptfaltungsrichtung liegende tektonische Einengungsphase belegen. Die als Runzelung sichtbare Schieferungsfältelung weist eine sehr starke Streuung mit Maxima diagonal bzw. senkrecht zur naxiotischen Generalstreichrichtung auf. Die Klüftung orientiert sich am stärksten an der Lage der Abschiebungen, zeigt aber auch diagonal dazu verlaufende Werte.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß sich mit Ausnahme der SE-vergente Einengungsformen alle wichtigen kleintektonischen Strukturgruppen mit nur unwesentlichen Abweichungen in einen gemeinsamen Symmetrieplan einfügen lassen, obwohl ihre Genese in verschiedenen tektonischen Niveaus und damit zu verschiedenen Zeiten – bei der Annahme einer eohellenischen Überschiebung der Merovichli-Schiefer vom

Oberen Jura bis heute – erfolgte.

8. Die Geologie von Folegandros im regionalen Rahmen

8.1. Geologische Leitlinien der südlichen Ägäis

Die stark wechselnden Metamorphosebedingungen der Gesteinsserien erschweren bereits innerhalb der Kykladen eine Korrelation einzelner Einheiten miteinander und in noch stärkerem Maße eine Parallelisierung mit den nichtmetamorphen Serien des griechischen und türkischen Festlandes. Die frühere Annahme, bei dem „Mittelägäischen Kristallingürtel“ handle es sich um ein präalpidisch konsolidiertes Zwischengebirge, wurde durch neuere vereinzelte mesozoische Fossilfunde und radiometrische Altersdatierungen (DÜRR 1976, DÜRR et al. 1978, ALTHERR et al. 1977 a, b, 1982 u.a.) entkräftet. Nach genannten Autoren besteht der Attisch-Kykladische Komplex aus zwei Einheiten:

- **Liegende Einheit:** Ein tektonischer Stapel aus präalpidisch konsolidiertem Basement mit einer Hülle mesozoischer, neritischer Marmore, Metapelite und Metaophiolite.
- **Hangende Einheit:** Ophiolithe, kretazische Kalke und mesoautochthone Molasse, nur z.T. metamorphe permotriassische Sedimente, oberkretazische Metamorphite und Granitoide. DÜRR et al. (1978) unterscheiden darin vom Liegenden zum Hangenden eine **Blauschiefereinheit**, eine **grünschiefer-fazielle** mesozoische, neritische Marmorserie und zwei spätjurassisch bzw. spätkretazisch überschobene **Ophiolithdecken**.

ARGYRIADIS et al. (1976) und DÜRR et al. (1978) ordnen die basalen Serien der kontinentalen **Paranaßzone**, die überschoben der „subpelagonischen“ (böotischen) bzw. **pelagonischen** Zone zu.

Die Höhepunkte der alpidischen Metamorphosen werden bei ca. 25 Mio.a (U.-Miozän) mit einer Barrow- und bei ca. 40-45 Mio.a (Eozän/Oligozän) mit einer Hochdruckmetamorphose angegeben. Weitere Altersdatierungen aus präkänozoischer Zeit resultieren wahrscheinlich aus alpidischen Überprägungen älterer Ereignisse (ALTHERR et al. 1977, 1982, SEIDEL et al. 1977, VAN DER MAAR & JANSEN 1983).

8.2. Lithologische Vergleiche im Kykladenraum

Aus Vergleichen zu benachbarten Inseln und dem griechischen Festland, die an anderer Stelle weiter ausgeführt und mit Zitaten belegt werden (SOWA 1985) ergibt sich, daß die auf Folegandros in

der **Merovichli-Einheit** zusammengefaßten Gesteinsserien in ähnlicher lithologischer und metamorpher Ausprägung weit parallelisiert werden und auf den Inseln Sikinos, Ios, Thira, Siphnos und Milos, mit großer Wahrscheinlichkeit auch auf Naxos und Paros wiedergefunden werden können. Ausstriche der nächsthöheren **Eleftherios-Einheit** sind in kleineren Vorkommen auf Sikinos, Thira und W-Paros belegbar. Dagegen können Äquivalente der **Vighlitsa-Einheit** nur aufgrund ihrer tektonischen Position, der Anwesenheit serpentinierter Ophiolithscherlinge an der Basis und dem generell chaotischen Gesteinsaufbau in kleinen, küstennahen Deckenresten auf Naxos, Paros und evtl. auf Thira vermutet werden. Mit Ausnahme von Thira und Milos sind auf allen hier betrachteten Inseln noch tiefere als die von Folegandros bekannten Serien erschlossen. Damit ergibt sich, daß die drei den Kykladen im SW vorgelagerten Inseln relativ am weitesten Abgesunken sind, was i.W. auf breit angelegte, WNW-ESE-streichende Staffelbrüche zurückgeführt werden kann.

Die auf dem griechischen Festland zusammenhängend erschlossene **pelagonische Zone** zeigt in ausgesuchten Gebieten (Argolis, Attika, S-Evia, Pelion) eine ähnliche lithologische Gliederung, wie sie auch auf Folegandros festgestellt wurde: Über neritischen triassoliassischen Kalken und Dolomiten (= **Merovichli-Marmor?**) folgt eine eohellenisch überschobene Deckeneinheit ozeanischer Kruste mit Blau- und Grünschiefern, Metabasiten, Karbonatschiefern etc. (= **Merovichli-Schiefer?**). Darüber liegt mit transgressivem Auflager eine zunächst klastische, dann neritisch-karbonatische mesoautochthone oberkretazische Serie (= **Eleftherios-Wechselagerungen** bzw. **-Marmor?**), die schließlich von paläogenen flyschoiden Einheiten (= **Eleftherios-Phyllite?**) überlagert wird.

8.3. Tektonische Korrelationen

Im folgenden soll angedeutet werden, inwiefern auf Folegandros festgestellte Richtungen und Polaritäten tektonischer Elemente auch im regionalen Rahmen wiederkehren. Eine ausführlichere Analyse sowie ein umfangreiches Literaturverzeichnis finden sich bei SOWA (1985).

a) Um 15° (naxiotisch) streichende Elemente:

Die auf Folegandros durch W-vergente, liegende Isoklinalfalten, Mineral- und Fotolineationen repräsentierte Richtung wird in Form von verschiedenen tektonischen Strukturtypen in folgenden Inseln und Gebieten beschrieben: Auf Sikinos, Ios, Thira, Amorgos, Naxos, Paros, Antiparos, Sifnos, Milos, Siros, Andros, und in Lavrion. Obwohl die hier aufgeführten Beispiele der „na-

xiotischen“ Richtung im Kykladenbereich und seiner Umgebung vorwiegend, jedoch nicht immer auf W-vergente Überfaltung zurückzuführen sind, zeigt sich aus dieser Zusammenstellung doch deren Konstanz und Wichtigkeit. Die geschilderten NNE-streichenden W-vergenten Kompressionsstrukturen treten meist deutlicher hervor als andere tektonische Richtungen.

b) 60°-70° streichende Elemente:

Diese Streichrichtung nehmen auf Folegandros vor allem langwellige, SE-vergente Faltenstrukturen im Bereich der Merovichli-Serien sowie ein wahrscheinlich durch Blattverschiebungen verursachtes Störungssystem im Bereich des Isthmus der Insel an. Im regionalen Rahmen ist sie von folgenden Orten bekannt: Von Sikinos, Ios, Erimonisia, Thira, Amorgos, Naxos, Antiparos, Sifnos, Milos, Syros und Andros.

Bei den 60°-70° streichenden tektonischen Leitstrukturen spielen vorwiegend bruchhafte Verformungen oft ungeklärter Dynamik eine Rolle. In den besser untersuchten Gebieten zeigt sich, daß die Störungen meist kompressiven Charakter (Blattverschiebungen, Aufschiebungen) annehmen und viele der damit vergesellschafteten Faltenstrukturen (offene Falten, Knickfalten) erklären können. Wichtig erscheint der Zusammenhang mit vulkanischen oder geothermalen Manifestationen (SOWA 1985).

c) Um 100° streichende Elemente:

Das markante Staffelbruchsystem von Folegandros orientiert sich an dieser Streichrichtung, welche auch auf weiteren Inseln eine vergleichbare Rolle spielt: Auf Thira, Erimonisia, Amorgos, Naxos, Paros, Milos, Andros, der Peloponnes und auf dem südlichen griechischen Festland. In verschiedenen geologischen Karten der Kykladen lassen sich aufgrund kartiertechnischer Ungereimtheiten weitere etwa 100° streichende Bruchsysteme vermuten. Generell orientiert sich das junge Störungsmuster der südlichen Ägäis, wie MEISSNER (1979) aufzeigt, etwa am Verlauf des Inselbogens.

d) Um 130° streichende Elemente:

Auf Folegandros repräsentieren SW-vergente Kompressionsstrukturen an der Basis der **Vighlitsa-Einheit** Elemente der 130°-Richtung, welche wegen der speziellen tektonischen Situation nur von wenigen Inseln, nämlich von Paros und Andros (PAPANIKOLAOU 1978, 1980), in ähnlicher Form bekannt sind.

Die hier genannten Strukturen stellen zwar einen wichtigen Beleg für eine junge, postpaläogene tektonische Kompressionsphase dar, scheinen sich aber im weiteren regionalen Rahmen nur selten zu manifestieren.

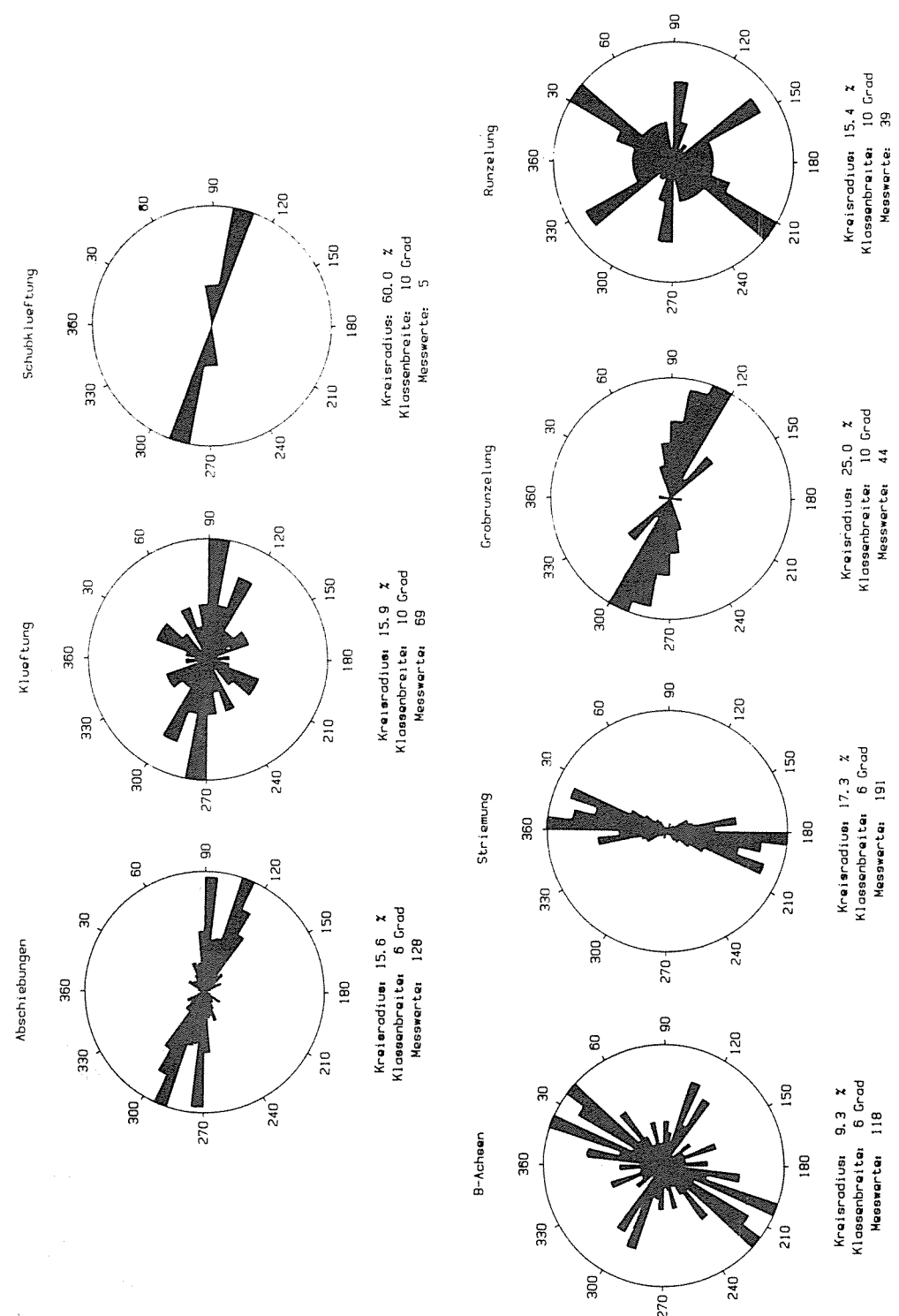


Abb. 8: Der Vergleich der Richtungsrosen genetisch verschiedener tektonischer Elemente zeigt überraschende Beziehungen: Typische Strukturen des tiefen (Striemung, Grobrunzelung) und des oberen tektonischen Stockwerkes (Abschiebungen, Kluftung) lassen sich in den gleichen Symmetriplan einpassen. Dies wird mit der These erklärt, daß sich während der kontinuierlichen Hebung des Gebietes das regionale Spannungsfeld nicht wesentlich änderte.

Fig. 8: The comparison of rose diagrams of genetically different tectonic elements (normal faults; joints; crenulation cleavage; fold axes; mineral streaking; coarse intersecting lineations; crenulation cleavage) produces surprising inter-relations: typical structures of a lower (mineral streaking, coarse intersecting lineation) and an upper tectonic level (normal faults, joints) can be fitted into the same symmetrical plan. This suggests that the regional tectonic stress field did not change significantly during a continuous elevation of the area.

9. Nachwort

Vorliegende Untersuchungen bauen auf einer Neukartierung der Insel Folegandros in den Jahren 1981-1984 auf. Sie stehen im Zusammenhang mit dem von der DFG finanziell geförderten Projekt Nr. LU 99/20-1 mit dem Titel „Die Geologie der Insel Folegandros (Kykladen, Griechenland) im Hinblick auf ihre strukturelle Eignung für geothermische Untersuchungen“.

Für die Anregung zu der Arbeit, die Betreuung und für Fossilbestimmungen danke ich Herrn Prof. Dr. G. Lüttig. Die Geländearbeiten geschahen mit Genehmigung und dankenswerter Unterstützung des Institute of Geological and Mineral Exploration (IGME) in Athen.

10. Literaturverzeichnis

- ALTHERR, R., HARRE, W., KREUZER, H., OKRUSCH, M. & SEIDEL, E. (1977 a): On the Age of the High-Pressure Metamorphism on Sifnos (Greece). Preliminary Report. – Int. Symp. Struct. Hist. Mediterr. Basins, Split: 315-316; Technip Paris.
- ALTHERR, R., KELLER, J., HARRE, W., HÖHNDORF, A., KREUZER, H., LENZ, H., RASCHKA, H. & WENDT, I. (1977 b): Geochronological Data on Granitic Rocks of the Aegean Sea. Preliminary Results. – Int. Symp. Struct. Hist. Mediterr. Basins, Split: 317-318; Technip Paris.
- ALTHERR, R., KREUZER, H., WENDT, I., LENZ, H., WAGNER, G. A., KELLER, J., HARRE, W. & HÖHNDORF, A. (1982): A Late Oligocene/-Early Miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Complex (SE Pelagian, Greece). – Geol. Jb., E, **23**: 97-164; Hannover.
- ANDRIESEN, P. A. M., BOELRIJK, N., HEBEDA, E., PRIEM, H., VERDUMEN, E. & VERSCHURE, R. (1976): Preliminary results of geochronological investigations on the island of Naxos (Cyclades, Greece). – 4. Europ. Coll. Geochron., Cosmochron. Isotope geol.: 6; Amsterdam.
- ANGELIER, J. (1976): Sur l'existence d'une Néotectonique en compression dans l'arc égéen méridional (Crète, Karpathos) et ses conséquences. – Bull. Soc. géol. France, **18**: 373-381; Paris.
- ARGYRIADIS, J., MERCIER, J.-L. & VERGELY, P. (1976): La fenêtre Attique-Cyclades et les corrélations Hellenides-Taurides. – C. R. Acad. Sc. paris, (D), **283**: 599-601; Paris.
- BACHMANN, G. H. & RISCH, H. (1978): Late Mesozoic and Paleogene Development of the Argolis Peninsula (Peloponnesos). – In: CLOOS, H. et al. (ed.): Alps, Apennines, Hellenides. – Inter Union Comm. Geodyn. Sci. Rep., **38**: 424-427; Stuttgart.
- BÖGER, H. (1983): Stratigraphische und tektonische Verknüpfungen kontinentaler Sedimente des Neogens im Ägäis-Raum. – Geol. Rundsch., **72**: 527-529; Stuttgart.
- CELET, P. (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**: 446 S.; Athen.
- DAVIS, E. N. (1981): Früher basischer Vulkanismus von Folegandros (Kykladen, Griechenland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **61**: 203-218; Zürich.
- DUNHAM (1962): Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. – Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **1**: 108-121; Tulsa.
- DÜRR, S. (1976): Über das Menderes-Kristallin und seine Äquivalente in Griechenland. – Bull. Soc. géol. Fr., **18**: 429; Paris.
- DÜRR, S., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRUSCH, M. & SEIDEL, E. (1978): The Median Aegean Crystalline Belt: Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism. – In: CLOOS, H. (ed.): Alps, Apennines, Hellenides. – Int.-Union Geodyn. Sci. Rep., **38**: 455-477; Stuttgart.
- FIEDLER, G. (1841): Reise durch alle Theile des Königreiches Griechenlands. – Leipzig.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S.; Springer Berlin-Heidelberg-New York.
- FOLK (1962): Spectral Subdivisions of Limestone Types. – Amer. Ass. Petrol., Geol. Mem., **1**: 62-84; Tulsa.
- JACOBSSHAGEN, V. (1977): Structure and Geotectonic Evolution of the Hellenides. – VI. Coll. Geol. Aegean Region, **3**: 1355-1367; Athen.
- JACOBSSHAGEN, V. & WALLBRECHER, E. (1984): Pre-Neogene Nappe Structure and Metamorphism of the North Sporades and the Southern Pelion Peninsula. – In: DIXON, J. E. & ROBERTSON, A. H. F. (ed.): The Geological Evolution of the Mediterranean. – Geol. Soc. spec. publ., **37**: 591-602; Oxford.
- LACROIX, M. A. (1897): Sur la constitution minéralogique de l'île de Polycandros (Archipel). – C. R. Acad. Sci. Paris, **124 a**: 628-630; Paris.
- LÜTTIG, G. & STEFFENS, P. (1976): Explanatory Notes from the Paleogeographic Atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene. – 64 S.; BGR, Hannover.
- MEISSNER, B. (1979): Untersuchungen zur Bruchtektonik in der Zentralägäis. – Berl. Geowiss. Abh., A, **17**: 1-111; Berlin.
- MEULENKAMP, J. E. (1977): The Aegean and the Messinian Salinity Crisis. – VI. Coll. Geol. Aegean Region, **3**: 1253-1263; Athen.
- MEULENKAMP, J. E. & ZACHARIASSE, W. J. (1973): Stratigraphic and structural framework of the Messinian deposits on Crete. – Messinian Events in the Mediterranean: 202-205; Amsterdam.
- MEULENKAMP, J. E., JONES, A. & SPAAK, P. (1977): Late Miocene to Early Pliocene Development of Crete. – VI. Coll. Geol. Aegean Region, **1**: 137-149; Athen.
- PAPANIKOLAOU, D. J. (1978): Contribution to the Geology of the Aegean Sea: The Island of Andros. – Ann. Géol. Pays Hell., **29**: 477-553; Athen.
- PAPANIKOLAOU, D. J. (1980): Contribution to the Geology of the Aegean Sea: The Island of Paros. – Ann. Géol. Pays Hell., **30**: 65-96; Athen.
- PHILLIPSON, A. (1901): Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. – Peterm. Mitt., Erg.-Heft, **134**: 1-172; Gotha.
- PHILLIPSON, A. (1902): Nachträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. – Peterm. Mitt., **48**: 107; Gotha.
- PHILLIPSON, A. (1959): Die griechischen Landschaften IV: Das ägäische Meer und seine Inseln. – 412 S.; Frankfurt.
- PLATT, J. P. (1984): Secondary Cleavages in Ductile Shear Zones. – Journ. Struct. Geol., **6**, 4: 439-442; Oxford.
- REINECKE, T., ALTHERR, R., HARTUNG, B., HATZIPANAGIOTOU, K., KREUZER, H., HARRE, W., KLEIN, H., KELLER, J., GEENEN, E. & BÖGER, H. (1982): Remnants of a Late Cretaceous High Temperature Belt on the Island of Anafi (Cyclades, Greece). – N. Jb. Min. Abh., **145**: 157-182; Stuttgart.
- RIEDL, H. (1977): Climatically Controlled Fossilized Key Features of Greece. – VI. Coll. Geol. Aegean Region, **1**: 503-508; Athen.
- RIEDL, H. (1982): Vergleichende Untersuchungen zur Geomorphologie der Kykladen (unter besonderer Berücksichtigung der Insel Naxos). – Salzburger Exk.-Ber., **8**: 9-48; Salzburg.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W. (1977): K/Ar Dates of the Cretan Phyllite-Quartzite-Series. – VI. Coll. Geol. Aegean Region, **1**: 121-127; Athen.
- SOWA, A. (1985): Die Geologie der Insel Folegandros (Kykladen, Griechenland) im Hinblick auf ihre strukturelle Eignung für geothermische Untersuchungen. – Diss. Univ. Erlangen, 189 S.; Erlangen.
- VAN DER MAAR, D. A. & JANSEN, J. B. H. (1983): The Geology of the Polymetamorphic Complex of Ios, Cyclades, Greece and its Significance for the Cycladic Massive. – Geol. Rundsch., **72**: 283-299; Stuttgart.
- VAN DER MAAR, D. A., FEENSTRA, A., MANDERS, B. & JANSEN, J. B. H. (1981): The Petrology of the Island of Sikinos, Cyclades, Greece, in Comparison with that of the Adjacent Island of Ios. – N. Jb. Miner. Mh., **1981**, 10: 459-469; Stuttgart.
- VERGHINIS, S. (1973): Beiträge zur Geomorphologie der Inseln Folegandros und Sikinos. (Griechisch) – Diss. Univ. Athen: 100 S.; Athen.
- VERGHINIS, S. (1974): Beiträge zur Geomorphologie der Inseln Folegandros und Sikinos. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., **116**: 330-350; Wien.
- WALLBRECHER, E. (1983): Alpidischer Deckenbau und Metamorphose auf den Nord-Sporaden und auf der südlichen Pelion-Halbinsel (Thessalien, Griechenland). – Berl. Geowiss. Abh., A, **48**: 99-116; Berlin.

ZUSAMMENFASSUNG

Untersuchungen auf der Insel Folegandros erläutern ihre lithologische und tektonische Struktur sowie ihre Einordnung in den geologischen Rahmen der Region. Es werden vier lithotektonische Einheiten in stratigraphischer Abfolge (von unten nach oben) unterschieden:

– Einheit Meroviglio: Marmor mit bandiger Textur, Dolomite und polymetamorphe Schiefer (Metabasite, Grünschiefer und glaukophanitische Schiefer usw.).

ABSTRACT

Investigations on the island of Folegandros interpret its lithological and tectonic structure and its position within the geological framework of the region. Four lithotectonic units are distinguished in stratigraphic order (from bottom to top):

– Meroviglio Unit: banded-texture marbles, dolomites and polymetamorphosed schists (metabasites, greenschists and glaucophane-bearing schists etc.).