

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 23 (1930)
Heft: 1: Leere Seite -0099-02 künstliche eingefügt (für Paginierung)

Artikel: Geologische Reisen im griechischen Pindosgebirge (1929)
Autor: Renz, Carl
Kapitel: C: Zusammenfassung
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-158929>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 17.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

durchlaufs rosa getönte Plattenkalke mit roten Hornsteinlagen, d. h. die untere Partie der oberkretazischen Plattenkalke. Infolge einer untergeordneten Verschuppung verliert hier der Schiefer-Hornsteinkomplex an Mächtigkeit, wodurch auch der Orbitolinenhorizont ausfällt.

Über den rosa Plattenkalken liegen graue Plattenkalke, deren Oberpartie ein kurzes Stück westlich unter der Passhöhe wieder Orbitoidenkalklagen mit Hippuritenfragmenten führt (im Schliff *Orbitella*, *Lepidorbitoides*). Daran schliesst sich als weiteres konkordantes Glied der normalen Schichtenfolge der Flysch, der den Passsattel und Gebirgskamm bei der Kapelle H. Athanasios zusammensetzt (graugrüner Sandstein mit zirka 60° Ostfallen).

Von H. Athanasios geht es am Südhang des Veluchizuges (Tymphrestos) weiter zunächst durch Flysch, aus dem längs des Weges noch zweimal die antiklinal aufgefalteten oberen Plattenkalke mit hippuritenhaltigen Orbitoidenkalklagen hervorstossen (*Lepidorbitoides* usw.).

An die zweite Faltung der oberen Kalke reihen sich beim Abstieg nach Karpenision in steil aufgerichteter Stellung die nächst tieferen Gesteine der Schiefer-Hornsteingruppe an. Es ist die mächtige, steile Aufwölbung des Schiefer-Hornsteinkomplexes in dem über 2000 m hohen westlichen Bergrücken des Veluchistockes. An der Grenze gegen den Schiefer-Hornsteinkomplex nehmen die Plattenkalke, wie immer, rötliche Färbungen an und ebenso bleiben auch hier im oberen Teil der Schiefer-Hornsteinserie die dickbankigen Orbitolinenkalke (mit Hippuritenresten) zu beiden Seiten der Aufwölbung nicht aus. Im Veluchigebiet (Tymphrestos) sind die Foraminiferen in den Orbitolinenkalken wieder schwer zu erkennen und nur dünn verteilt; auch hier werden meist zahlreiche Schliffe notwendig, um auf deutliche Orbitolinen zu stossen. Ebenso bemerkt man nur selten gut angewitterte Individuen.

Der Südabbruch des Veluchimassivs liegt in der westlichen Verlängerung des Spercheiosgrabens.

In Karpenision ist der Ausgangspunkt erreicht, von dem ich ein Jahr zuvor die Besteigung des Veluchi (Tymphrestos) und die Bereisung des aetolischen Pindos unternommen hatte¹⁾.

C. Zusammenfassung.

Wie bereits in der Einleitung betont, unterscheidet sich der jetzt bereiste nördliche Abschnitt des Pindosgebirges in keinem seiner grundlegenden faziellen und tektonischen Charakterzüge von der südöstlichen Verlängerung der Pindosketten durch Ätolien hin-

¹⁾ CARL RENZ: Geologische Untersuchungen im aetolischen Pindos. (*Καρόλου Ρέντς: Γεωλογικαὶ ἐρευναι εἰς τὸν αἰτωλικὸν Πίνδον*). *Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhandl. der Athener Akad.) 1928, Bd. 3, S. 664—677.

durch, so dass hier eine einheitliche Gebirgszone von grosser Länge und bemerkenswert regelmässigem Bau vorliegt.

1. Stratigraphie.

Das Aufbaumaterial der Pindosketten setzt sich, abgesehen von einigen nur untergeordnet beteiligten Bildungen, aus den Gesteinen der mesozoischen Plattenkalk-Schiefer-Hornsteingruppe und konkordant darüber folgendem Flysch zusammen.

Die Plattenkalke vertreten durchgehends im ganzen Pindos den oberen Teil des unter dem Flysch lagernden Schichtensystems. Der Plattenkalk enthält in der Regel noch Zwischenlagen oder eingewachsene Knollen und Fladen von mannigfach gefärbtem Hornstein; er ist in seinen oberen Partien lichtgrau und wird nach unten meistens hellrot.

Das Alter dieser oberen Plattenkalke ist durch Fossilfunde ziemlich genau fixiert. In der Oberregion der Plattenkalke finden sich überall brecciös strukturierte Zwischenlagen mit einer gleichbleibenden Foraminiferenfauna des Maestrichtiens¹⁾, an der sich folgende Foraminiferengeschlechter beteiligen:

Orbitella H. DOUVILLÉ (mit *Orbitella apiculata* SCHLUMBERGER, *Orbitella media* ARCH., *Orbitella tenuistriata* VREDENBURG, *Orbitella Tissoti* SCHLUMBERGER), *Simplorbites* GREGORIO (mit *Simplorbites gensacicus* LEYMERIE), *Lepidorbitoides* SILVESTRI, *Clypeorbis* H. DOUVILLÉ, *Calcarina* ORB., *Siderolites* BRONN und *Omphalocyclus* BRONN. Mit Ausnahme der *Orbitella Tissoti* sprechen diese Foraminiferen, soweit sie niveaubeständig sind, für Maestrichtien. *Orbitella Tissoti* SCHLUMBERGER, die bisher nur aus dem unteren Campanien bekannt war, wurde allerdings vorerst nur im Peloponnes angetroffen (Chelmos, südlich unter Gipfel A, det. A. TOBLER). Es wäre auch sonst nicht ausgeschlossen, dass manche der zu unterst liegenden Pindos-Orbitoiden schon einem tieferen Niveau als Maestrichtien angehören, um so mehr als die ganze Oberkreide vom Maestrichtien abwärts bei der obwaltenden Schichtenkonkordanz in den oberen Plattenkalken der Pindoszone enthalten ist.

Der zitierten Fauna der Orbitoidenkalke sind häufig noch Lithothamnien, Bryozoen, Spongienreste und vor allem stets auch Hippuritenfragmente beigemischt, sowie als akzessorische Begleitformen Angehörige der Gattungen *Baculogypsina* SACCO, *Arnaudiella* DOUVILLÉ, *Rosalina* ORB. und *Pentellina* MUN. Chalmas et Schlumberger.

Abgesehen von den mehr indifferenten Typen sind die den Maestrichtien-Foraminiferen beigemengten *Baculogypsinen* und *Ar-*

¹⁾ Vergl. auch CARL RENZ, Lit. Nr. 31, 32 und 33.

naudiellen interessant¹⁾, da ein Tieferreichen dieser Gattungen aus dem Tertiär bis in die Kreide hinein noch nicht beobachtet war. Diese Auffassung harmoniert hier, d. h. in der Olonos-Pindoszone jedenfalls besser mit der stratigraphischen Sachlage im Gelände, als die Annahme einer Einschwemmung der Maestrichtien-Foraminiferen in jüngere Bildungen²⁾. Nur in einem einzigen Fall, d. h. in einem lose gefundenen Stück bei Patoma (Phterigebirge), das vermutlich aus dem Flysch stammt, wurden zusammen mit den hier wohl eingeschwemmten Orbitoiden und Sideroliten des Maestrichtiens auch Orthophragminen beobachtet (vergl. oben V. 1, S. 350).

Es ist bemerkenswert, mit welcher faziellen und faunistischen Gleichmässigkeit diese Orbitoidenkalke des Maestrichtiens durch die ganze lange Olonos-Pindoszone bis nach Kreta hinunter durchstreichen. Neuerdings habe ich sie in genau gleicher fazieller Aufmachung auch auf Rhodos und selbst noch auf der Insel Cypern (Cyprus) angetroffen (auf Cypern mit *Orbitella media* ARCH. nebst weiteren Orbitellen, *Simplorbites gensacicus* LEYMERIE, *Omphalocyclus* sp., *Siderolites* sp.)³⁾.

¹⁾ Die Baculogypsinen wurden von Herrn Dr. A. TOBLER nachträglich noch in meinem Material vom thessalischen Pindos eruiert (vergl. Lit. Nr. 32). Sie sind hier bis jetzt in den am Karvela-Pass (Ostseite) und am Sattel nördlich unter dem Karavagipfel (grosse Lakka) aufgesammelten Orbitoidenkalken des Maestrichtiens festgestellt. Neuerdings wurden die Orbitoidenkalke des Maestrichtiens mit den gleichen Foraminiferenfaunen und Hippuriten auch im östlichen Hellas noch an mehreren Aufschlüssen angetroffen, so im Oetagebirge (Katavothra) bei Makriaeslakkes zwischen Pavliani und Kumaritsi, ferner in den lokrischen Gebirgen am Nordrand des Poljes Palaeo-Suvala (Saromata) und ausserdem zwischen Ano-Palkousa und Drachmani (Elateia) am Weg von Regini.

Meine inzwischen verschliffenen Orbitoidenkalke vom Olonos- bzw. Voïdiasgebirge (Westpeloponnes) enthalten nach den Bestimmungen von Herrn Prof. A. SILVESTRI folgende Gattungen bzw. Arten:

1. Gebirgshang bei Saravali (südöstlich Patras):
Orbitellen (darunter *Orbitella media* ARCH.), Lepidorbitoiden, Simplorbiten (mit *Simplorbites gensacicus* LEYMERIE), Calcarinen und Sideroliten.
2. Vor Lópesi an der Strasse Patras—Kalavryta bei km 29:
Orbitellen, Sideroliten und *Arnaudiella spec.*
3. Nach Lópesi bei km 33:
Orbitellen, Lepidorbitoiden, Calcarinen, Sideroliten und *Omphalocyclus spec.*
4. Oberhalb Analipsis—H. Paraskevi (zwischen Lópesi und Vlasia):
Orbitellen, Calcarinen, Sideroliten und *Omphalocyclus spec.* Die Bestimmungen SILVESTRI's wurden der in meinen Arbeiten gebrauchten generischen Nomenklatur angepasst. Im Voïdiasgebirge wurden Sideroliten auch schon von PH. NEGRIS angegeben (Roches cristallophylliennes S. 266—267).

²⁾ Vergl. hierzu A. SILVESTRI: Nuove notizie sui fossili cretacei della contrada Calcasacco presso Termini-Imerese (Palermo). Paleontographia italica 1912, Bd. 18. S. 29 ff. — A. SILVESTRI: Orbitoidi cretacei nell eocene della Brianza. Roma 1919.

³⁾ CARL RENZ: Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. (*Καρόλου Ρέντζ: Γεωλογικαὶ ἐρευναι εἰς τὰς νήσους Κύπρον καὶ Ρόδον*). Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν (Verhandl. der Athener Akad.) 1929, Bd. 4, S. 302 ff. — CARL RENZ: Ein Medusenvorkommen im Alttertiär der Insel Cypern (Cyprus). Eclogae geol. Helvetiae 1930, Bd. 23, Nr. 1.

Die brecciös strukturierten Orbitoidenbänke liegen teils im obersten Abschnitt der Plattenkalke, teils an ihrer Obergrenze gegen den Flysch, indem sich im letzteren Fall bereits Gesteinslagen vom Flyschtypus zwischenschalten. Die obere Plattenkalkserie des Pindos endet also mit dem Maestrichtien, während der Pindosflysch mit dem Danien beginnt.

Die Untergrenze der oberen Plattenkalke ist gleichfalls einigermaßen genau festgelegt, da in der Oberregion der unterlagernden Schiefer-Hornsteingruppe im ganzen Pindos dickbankige, rote oder graue, brecciös strukturierte Orbitolinenbänke des Cenomans durchstreichen. Diese Orbitolinenlager enthalten in der Regel die spitzkonische *Orbitolina conica* ARCH., die für Untercentoman, bzw. Vraconnien spricht. Im grossen und ganzen endet also die Schiefer-Hornsteingruppe mit dem Cenoman, während die oberen Plattenkalke mit dem Turon beginnen. Die letzteren umfassen somit das Turon und die Oberkreide bis zum Maestrichtien einschliesslich.

Die Orbitolinenbänke der Olonos-Pindoszone sind von wenigen Ausnahmen mit Massenanhäufungen abgesehen, im allgemeinen nicht so individuenreich wie die Orbitolinenlager in der reinen Kalkfazies der Parnass-Kionazone. Hinsichtlich des Mengenverhältnisses an Orbitolinen schliessen sich die Orbitolinengesteine der Olonos-Pindoszone etwa den gleichalten, ebenfalls *O. conica* führenden Orbitolinschichten der adriatisch-ionischen Zone an.

Die Orbitolinenkalke streichen gleicherweise durch die ganze Olonos-Pindoszone durch und wurden in derselben Entwicklung noch in der Olonos-Pindosfazies der Insel Kythera (Lit. Nr. 31, S. 421 u. Nr. 32, S. 153), sowie auf Kreta angetroffen.

Während in den cenomanen Orbitolinengesteinen der Olonos-Pindoszone bisher nur die konisch geformte *Orbitolina conica* ARCH. beobachtet wurde, gesellt sich in den Orbitolinenkalken der Parnass-Kionafazies (Oetagebiet) noch *Orbitolina concava* LAM. hinzu (z. B. an der Kalkkuppe auf der Wasserscheide nördlich Kastriotissa [Oeta] und auf der Ostseite des Passes Vigla am Weg von H. Triada nach Braulo, der heutigen Station Delphi).

Abgesehen von den cenomanen Orbitolinengesteinen tritt im Askimos- und Alamanoszug noch ein älteres Orbitolinenlager auf, wie auch in der adriatisch-ionischen Zone und in der Parnass-Kionazone zwei Orbitolinenhorizonte vorkommen.

Es ist noch zu betonen, dass sowohl die Orbitoidenkalke des Maestrichtiens, wie die cenomanen Orbitolinenbänke stets auch mehr oder minder grosse Trümmer von Rudistenschalen (Hippuriten, Radioliten) enthalten, die sich aber in Anbetracht ihrer fragmentären Überlieferung spezifisch nicht näher bestimmen lassen.

Für die oben angegebene Abgrenzung der oberen Plattenkalke gegen die Schiefer-Hornsteingruppe spricht auch die von A. PHILIPP-

SON (Lit. Nr. 9, S. 398) bei der Korakubrücke am Aspropotamos ermittelte *Actaeonella* (*Volvulina*) *cfr. gibba* BÖHM, die auf oberes Cenoman hinweist. Sie fand sich in einem dünn-schichtigen Kalk mit eingelagerten Schieferkomplexen, also wohl gleichfalls in der Oberregion der Schiefer-Hornsteingruppe.

Die zwischen den cenomanen Orbitolin-bänken und den basalen obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten liegende, meist rot bis graugrün gefärbte Schichtenfolge der Schiefer-Hornsteingruppe ist im Pindos noch nicht näher gegliedert. Auf der Insel Rhodos (Rodi, Dodekanes) habe ich in diesem durchlaufenden Komplex oberliassische Äquivalente mit *Posidonia Bronni* VOLTZ festgestellt¹⁾.

Die die Schiefer-Hornsteinserie nach unten abschliessenden und ebenfalls durch das ganze Verbreitungsgebiet des Olonos-Pindos-systems gleichartig durchlaufenden und neuerdings von mir bis nach Rhodos¹⁾ nachgewiesenen karnischen Halobien- und Daonell-hornsteine bestehen aus meist dunkelgrauen bis dunkelgraugrünen, gelb verwitternden, seltener auch roten Hornsteinen mit wechselnden dünneren, hellgrauen, kalkigen Lagen. In diesen Gesteinen sind die dünn-schaligen Daonellen und Halobien in Massenanhäufungen wie Blätter übereinander gepresst, so dass nur unter besonders günstigen Umständen intakte Schlossränder und vollständige Schalenumrisse sichtbar werden oder durch Präparation freigelegt werden können. Bei dieser Art des Vorkommens wird natürlich eine genauere spezifische Bestimmung sehr erschwert, wenn nicht vielfach illusorisch.

Die stratigraphisch wichtigsten Leitformen stellen die folgenden Arten²⁾:

<i>Daonella styriaca</i> MOJS.	<i>Halobia insignis</i> GEMM.
<i>Halobia superba</i> MOJS.	<i>Halobia austriaca</i> MOJS.
<i>Halobia radiata</i> GEMM.	<i>Halobia Suessi</i> MOJS.

Durchgängig verbreitet sind hierunter besonders die unterkarnische *Daonella styriaca* MOJS., die ich in der Olonos-Pindoszone erstmals im Jahre 1903 im Olonos (Westpeloponnes) festgestellt hatte, und die oberkarnische *Halobia superba* MOJS. An einigen Profilen wurde beobachtet, dass die Schichten mit *Daonella styriaca* tiefer liegen, während *Halobia superba* in höherem Niveau folgt, d. h. im Einklang mit der stratologischen Verteilung dieser Arten in anderen obertriadischen Gebieten. Aber auch die anderen hier zitierten Arten kehren

¹⁾ CARL RENZ: Geologische Untersuchungen auf den Inseln Cypern und Rhodos. (*Καρόλου Ρέντζ: Γεωλογικαὶ ἔρευναι εἰς τὰς νήσους Κύπρον καὶ Ρόδον*). Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν (Verhand. der Athener Akad.) 1929, Bd. 4, S. 301. In entgegengesetzter Richtung wurde die gleiche karnische Daonellen- und Halobienfazies noch zwischen Budua und Cattaro angetroffen (Lit. 26, S. 560).

²⁾ Vergl. Literaturverzeichnis Nr. 22, 23, 24, 25, 26, 28.

regional häufiger wieder, während einige weitere Typen (darunter anscheinend auch *Halobia rugosa* GÜMBEL) mehr lokalisiert sein dürften (vergl. Lit. Nr. 24, 26 u. 28).

Die westhellenischen Daonellen- und Halobienschichten sprechen in erster Linie für die beiden karnischen Zonen, ohne aber da und dort unternorische- oder Cassianer-Anteile auszuschliessen. Derartige Fluktuationen sind bei der Konkordanz der lithologisch gleichbleibenden Schichtenfolge ohnehin naheliegend.

Mancherorts, wie im Chelidonamassiv (aetolischer Pindos) reichen die mit den Daonellen- und Halobienhornsteinen wechselnden Kalk-zwischenschaltungen auch noch etwas weiter in die Schiefer-Hornsteingruppe hinein. Im Askimosgebirge (Prösgoligebirge), im Tsumerka, im Alamanos- und Misuntagebirge hält die kalkige Anreicherung der Schiefer-Hornsteingruppe durch zwischengeschaltete Kalke noch viel höher hinauf an, so dass diese kalkreichere Sedimentation von der altersgleichen reineren Schiefer-Hornsteinentwicklung der Gebirge östlich des Aspros, bzw. des Alamanos in lithologischer Hinsicht etwas abweicht.

An zwei Stellen des westlichen Stirnbandes treten noch ältere, lichte, massige Diploporidenkalke heraus, nämlich im Askimosgebirge zwischen Mikro- und Megalo-Peristerion (Prosgoli), sowie bei Sovolaku und H. Vlasios (im Kutupazug des aetolischen Pindos). In Anbetracht der kristallinen Beschaffenheit des Gesteins lässt sich die Struktur der Röhren auch im Dünnschliff nicht erkennen, so dass eine nähere Bestimmung ausgeschlossen ist. Das gleiche gilt für die sporadisch vorkommenden Korallen.

Da jedoch auf Rhodos und dem benachbarten kleinasiatischen Festland an der Basis der Olonos-Pindosfazies mitteltriadische Diploporenkalke auftreten (auf Rhodos nach eigenen Untersuchungen, in Südkarien nach A. PHILIPPSON), liegt es nahe, die betreffenden Diploporenkalke des Pindos hiermit zu parallelisieren.

Der obere Abschnitt der Olonos-Pindosfazies wird vom Pindosflysch okkupiert, der, wie gesagt, mit dem Danien beginnt. Diese Flyschentwicklung überspannt ferner das Eozän und reicht jedenfalls noch weit ins Oligozän hinein.

Nach den Bestimmungen von Herrn Prof. A. SILVESTRI sind im Pindosflysch auf Grund meiner Foraminiferenfunde bis jetzt Lutétien (Luteziano medio nach A. SILVESTRI, Lutétien supérieur nach E. HAUG), Ludien, sowie Oligozän im allgemeinen festgestellt. Das Lutétien wird vor allem durch Nummuliten (u. a. *Nummulites laevigatus* BRUG.), Orthophragminen und Alveolinen charakterisiert, während das Ludien und ungegliederte Oligozän besonders durch Typen der Genera *Nummulites*, *Orthophragmina* und *Operculina* gekennzeichnet wird, im Oligozän mit *Orthophragmina stellata* ARCH.

Die Sedimentation des adriatisch-ionischen Flyschs, auf den das Olonos-Pindossystem nach Westen überschoben ist, folgt

dagegen im allgemeinen erst auf die Nummulitenkalkfazies des Lutétiens. Der adriatisch-ionische Flysch durchläuft gleichfalls das obere Eozän und Oligozän bis hinauf zum Aquitanien-Burdigalien, das sich in der Regel durch seine überaus reichen Foraminiferenfaunen auszeichnet. Massenanhäufungen von Miogypsinen, Nephrolepidinen und Eulepidinen charakterisieren diese oberen Bildungen, so besonders auf Othoni (Fanó)¹⁾, Korfu²⁾, Leukas, Ithaka, in Epirus und in Akarnanien.

Gestützt auf mein Foraminiferenmaterial liessen sich im adriatisch-ionischen Flysch des westlichen Pindosrandes bis jetzt oberes Lutétien, Auversien, Ludien, Lattorfien bis Rupélien (*Nummulites intermedius-Fichteli* MICHELOTTI), sowie Oligozän im allgemeinen ausscheiden (nach den Bestimmungen von A. SILVESTRI).

Der Beginn der Flyschentwicklung rückt daher beim Übertritt von der Olonos-Pindoszone zur adriatisch-ionischen Zone vom Danien bis ins Lutétien hinauf, wobei anscheinend die Kalk-Flyschgrenze regional oszilliert.

A. PHILIPPSON hatte in richtiger Voraussicht auf seiner Karte den Pindosflysch vom adriatisch-ionischen Flysch auch ohne paläontologische Unterlagen im grossen und ganzen schon auseinandergehalten, während M. DALLONI zwischen beiden Entwicklungen keinen Unterschied macht (Lit. 37).

Weiter nach Westen zu wird auch das Oligozän noch in die hier höhersteigende Kalkfazies hineingezogen, wie auf Paxos und Antipaxos.³⁾

Die gleichen Verhältnisse dürften im Hauptgebirge und im nördlichen Teil von Kephallenia, sowie auf der Insel Zante vorliegen.

Neuerdings wurden auch auf Zante in den Kalken westlich von Lagopodon Lepidocyclinen nachgewiesen (zusammen mit Discocyclinen und *Cycloclypeus*), woraus sich auch wohl das Fehlen des Flyschs auf dieser Insel erklärt.

Der fazielle Kontrast zwischen den Bildungen der adriatisch-ionischen Zone und der Olonos-Pindoszone ist sonach beträchtlich

¹⁾ Als Burdigalien sind auf Othoni (Fanó) die miogypsinenhaltigen Foraminiferengesteine des östlichen Küstenstrichs zu deuten, während die Lepidocyclinenschichten von Othoni (mit Eulepidinen und Nephrolepidinen) für Aquitanien sprechen.

²⁾ In den Flyschgebieten von Episkepsis und Spartilla auf Korfu werden die Miogypsinen, Eulepidinen und Nephrolepidinen von Heterosteginen, Amphisteginen, Discocyclinen, *Nodosaria* und *Cycloclypeus* begleitet. Unter den Lepidocyclinen der Flyschregion von Episkepsis wäre ferner *Lepidocyclina Tournoueri* LEMOINE et DOUVILLÉ zu erwähnen (Sannoisien det. A. SILVESTRI), sodass hier der Flysch auch im Unteroligozän Lepidocyclinen führt. In manchen Lepidocyclinengesteinen der Umgebung von Episkepsis (Korfu) liegen auch Lepidocyclinen neben Orthophragminen, und zwar in den gleichen Schriffen.

³⁾ Vergl. hierzu CARL RENZ: Beiträge zur Geologie der Küstenregion von Epirus gegenüber der Insel Korfu. Verhandl. der Naturforsch. Ges. in Basel 1925, Bd. 36, S. 184—185.

und erstreckt sich nicht nur auf das Mesozoikum, sondern auch auf das ältere Tertiär.

In der adriatisch-ionischen Zone fehlen ferner die Eruptivgesteine; bekannt ist nur ein minimales Vorkommen von Amphibolitblöcken bei Varnakas in Akarnanien.¹⁾

In der Olonos-Pindoszone wurden Eruptivgesteine besonders in den westlichen Schuppen angetroffen. Es handelt sich in erster Linie um Spilite (Mandelsteine), untergeordnet auch um Keratophyre, die in der Hornsteingruppe liegen und submarin während deren Ablagerung eingedrungen sind. Bei der Überschiebung wurden sie z. T. verlagert. In der Ardini-Tsekurigruppe des aetolischen Pindos wurden auch Quarzporphyre festgestellt (Lit. 33, S. 674).

Bei Mikro-Peristerion (Norddorf) am Peristeri wird die Schichtenserie an einer jedenfalls durch die tektonische Aktivität geschwächten Stelle der Überschiebungszone von Augitandesiten durchstossen. Diese Augitandesite repräsentieren das erste Vorkommen von jüngeren Eruptivgesteinen im westlichen Griechenland.

Ob die von V. HILBER (Lit. 17, S. 585, Lit. 18, S. 618) bei Theodoriana (Tsumerka) und am Phteri (bei Monastirakion) angegebenen Diabase (Variolith-Diabase) möglicherweise in der Überschiebungsbahn liegen und in diesem Fall der Mitteltrias angehören könnten, lässt sich natürlich nur an Ort und Stelle entscheiden.

Die den Ostrand des Gebirges längs der thessalischen Ebene begleitenden Gesteine der Ophiolithgruppe gehören nicht mehr zum Verband des Olonos-Pindossystems, sondern zur osthellenischen Zone.

Zum Schluss sei mit einigen Worten noch auf die Faziesunterschiede zwischen den mesozoischen Bildungen des Olonos-Pindossystems und der adriatisch-ionischen Zone einerseits, sowie der beiden östlicheren tektonischen Einheiten andererseits hingewiesen, nachdem die Schwankungen beim Beginn der Flyschsedimentation gegenüber der adriatisch-ionischen Zone bereits erörtert wurden.

Der von der karnischen Stufe einschliesslich bis zum Maestrichtien inkl. reichenden Schiefer-Hornstein-Plattenkalkserie der Olonos-Pindosfazies stehen in der adriatisch-ionischen Zone²⁾ nach den bis jetzt

¹⁾ CARL RENZ: Geologische Forschungen in Akarnanien. Neues Jahrb. für Min. etc., 1911, Beil. Bd. 32, S. 455.

²⁾ CARL RENZ: Die Entwicklung der Juraformation im adriatisch-ionischen Faziesgebiet von Hellas u. Albanien (*Καρόλου Ρέντς: Ἡ ἀνάπτυξις τοῦ Ἰουρασικοῦ εἰς τὴν ἀδριατικὴν-ἰόνιον ζώνην τῆς Ἑλλάδος καὶ Ἀλβανίας. Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhand. der Athener Akad.) 1927, Bd. 2, S. 270—286. — CARL RENZ: Die Verbreitung und Entwicklung des Oberlias und Doggers im adriatisch-ionischen Faziesgebiet von Hellas und Albanien. Verhandl. der Naturforsch. Ges. in Basel 1927, Bd. 38, S. 482—516. — *Καρόλου Ρέντς: Ἡ ἐξάπλωσις καὶ ἀνάπτυξις τοῦ ἀνωτέρου Λιασίου καὶ Δογγερίου εἰς τὴν ἀδριατικο-ἰόνιον περιοχὴν ὅψεων τῆς Ἑλλάδος. Ἐπομνήματα τῆς γεωλογικῆς Ἑλλησπείας τῆς Ἑλλάδος* 1927, Ἀριθ. 1, σ. 1—32.

durchgeführten Untersuchungen als Altersäquivalente gegenüber: Karnische Carditakalke, Hauptdolomit, Dachsteinkalke, die in gleicher lithologischer Entwicklung mit unter- und mittelliassischen Brachiopodenhorizonten (Aspasiakalken) bis zur Oberkante des Mittellias anhalten (hier lokal mit ammonitenführendem Domeriano), ferner fossilreicher oberliassischer Ammonitico rosso, bzw. oberliassische Posidonienschichten, Ammonitenkalke des Unterdoggers und Ammonitenkalke des Mitteldoggers.

Erst nach dem Mitteldogger beginnt mit den Posidonienhornsteinen des oberen Doggers eine lithologische Angleichung an das Olonos-Pindosystem, die mit den sich nach oben anschliessenden Gesteinen der oberjurassisch-unterkretazischen Viglaeskalkfazies (Schiefer-Hornsteine und hornsteinreiche Plattenkalke) bis zu den Orbitolinenbänken des Cenomans andauert. Im ionischen Viglaessystem sind oberjurassische Aptychenschichten (lokal auch Ammonitenkalke mit Aspidoceraten, Perisphincten, Phylloceraten, Lytoceraten usw.), ferner mit dem tithonischen Seeigel *Tithonia (Collyrites) cf. transversa* ORB.¹⁾, sowie Unterkreide (Aptien) mit *Mesohibolites varians* SCHWETZ.²⁾ und schliesslich die Orbitolinenkalke des Cenomans, bzw. Vraconniens mit *Orbitolina conica* ARCH. ausgeschieden.

In der Oberkreide herrscht im adriatisch-ionischen Faziesgebiet massiger bis dickgebankter Rudistenkalk (Oberpartie mit Orbitoiden), der nach oben im Alttertiär wieder in Plattenkalke übergeht, die bis zu den Nummulitenkalken des Lutétiens hinaufreichen³⁾.

In der Parnass-Kionazone dominiert das kalkige Element fast im ganzen Mesozoikum. Dolomite und Oolithkalke sind gleichfalls mitbeteiligt (in der Kreide auch Bauxitlinsen). Gyroporellen-, Korallen- und Megalodontenkalke der Obertrias, oberjurassische Cladocoropsiskalke⁴⁾ und Chaetetidenkalke, Diceratenkalke, Actae-

¹⁾ A. JEANNET: Sur quelques Echinides jurassiques de la Collection Renz. *Eclogæ geol. Helvetiæ* (Compte-rendu de la Soc. paléont. suisse) 1928, Bd. 21, Nr. 2, S. 463. Mit Taf. 36.

²⁾ Nach einer freundlichen Bestimmung meines Exemplares durch Herrn Prof. Dr. E. STOLLEY, für die ich ihm auch hier bestens danke. Der betreffende *Mesohibolites varians*, der für Aptien spricht, möglicherweise aber auch älter sein könnte (oberes Neokom), stammt aus den Viglæskalken der Bucht von Vathy auf der ionischen Insel Meganisi (Taphos) bei Leukas.

³⁾ In dem den Flysch der Insel Korfu unterlagernden Nummulitenkalk treten stellenweise neben Alveolinen, Heterosteginen und Discocyclinen auch die bis jetzt in Griechenland noch unbekannten Foraminiferengeschlechter *Dictyoconus* BLANCKENHORN und *Pellatispira* BOUSSAC auf. *Dictyoconus* kommt bei Kastello und WNW oberhalb Spartilla vor, *Pellatispira* dagegen bei Zygós.

⁴⁾ Neu festgestellte Vorkommen von Cladocoropsiskalken liegen am Xerovunirücken (zwischen Kionamassiv und Oeta), und zwar am westlichen Gebirgshang zwischen Dremisa und Kanalakiquelle (auch Diceratenkalke), oberhalb dieser Quelle gegen H. Triada, zwischen H. Triada und Pavliani, südlich und südwestlich von Pavliani (zugleich mit Chaetetidenkalken am Nordhang des Haupttales und in

oninenkalke, Ellipsactinienkalke, oberjurassisch-altkretazische Korallenkalke (gleichfalls mit Diploporiden), Urgonkalke mit Harpagoden, Nerineenkalke, Requienienkalke, cenomane und ältere Orbitolinenkalke, sowie Hippuriten-Radiolitenkalke im allgemeinen sind besonders hervorstechende Bestandteile dieser Fazies.

In der osthellenischen Zone liegt dagegen im mittleren Mesozoikum die Serpentin-Schiefer-Hornsteinformation oder ophiolithische Gruppe vor, auf die die jüngere Kreide transgrediert, wobei die umfassende Kreidetransgression lokal schon im Cenoman einsetzt¹⁾ (im letzteren Fall mit besonders schönen Korallenfaunen, unter denen *Aspidiscus cristatus* LAM. und *Aspidiscus Felixi* RENZ bemerkenswert sind, sowie mit Orbitolinen, Capriniden, Rudisten und Gastropoden).

Erst an der Basis der ophiolitischen Gruppe treten auch hier wiederum Kalkmassen mit meist grauen Grundfarben hervor.

2. Tektonik.

Das auf den adriatisch-ionischen Flysch des westlichen Vorlandes überschobene Pindosystem löst sich im einzelnen in Schuppen auf (vergl. auch Lit. 32 u. 33).

Betrachten wir auf Grund der vorstehenden speziellen Beschreibung kurz diese Schuppen von ihrem ersten Vorstoss aus dem östlichen Flyschland bis zum westlichen Ausstrich der Überschiebung.

Die östlichste Schuppe wird hier durch das Koziakasgebirge, d. h. den östlichen Grenzwall des Pindos gegen die thessalische Ebene gebildet, das zugleich in tektonischer, wie in stratigraphisch-fazieller Hinsicht ein Analogon zur Vardussia darstellt (Lit. 34).

Die Olonos-Pindosfazies ist in ihrer Gänze an dieser Schuppe mitbeteiligt, anfangend mit den basalen karnischen Halobien- und Daonellenschichten bis hinauf zu den Orbitoidenkalken des Maestrichtiens. Auf diese Schuppe der Olonos-Pindosfazies legt sich mit unregelmässigem tektonischem Kontakt ein von Osten aufgefahrenes Fragment der Parnass-Kionadecke. Soweit ich die Kalke der letzteren Fazies gesehen habe, liegen nur graue Oolithkalke mit vereinzelt Orbitolinen vor. Es handelt sich aber um die gleiche Oolithkalkentwicklung, wie im Parnass-Kionagebiet. Die Kalkmassen der Parnass-Kionadecke bilden den Osthang des Gebirges, dessen Ostrand gegen die thessalische Ebene noch Reste der osthellenischen Serpentin-Schiefer-Hornsteinformation begleiten.

einem nächst südlicheren Seitental), ferner in den lokrischen Gebirgen am nördlichen Gebirgshang südlich ob Kalidromos, bzw. zwischen Kalidromos und Rigini und am Tsuka tis Drachmanis (auch Diceratenkalke und am Gipfel Brachiopodenkalke mit Terebrateln und Rhynchonellen).

¹⁾ CARL RENZ: Neue mittelkretazische Fossilvorkommen in Griechenland. Abhandlungen der Schweizer. Palaeontolog. Ges. 1930, Bd. 49.

Von der obertriadischen Halobien- und Daonellenfazies der Olonos-Pindosserie wird nur ein kleiner Aufschluss im Innern der Schuppe durch die tief eingefressene Querschlucht von Porta freigelegt. An der westlichen Schuppenfront, d. h. am Osthang des Tyrnatales sind die Orbitolinengesteine des Cenomans bis in die Gegend von Tyrna unmittelbar auf den hangenden Flysch (Pindos-flysch) der nächst westlicheren Schuppe aufgeschoben, während die Kalke der Parnass-Kionadecke die Kammhöhe einnehmen. Weiter nördlich in der Region des Hauptgipfels Astrapi streichen die Gesteine der Olonos-Pindosfazies mit den Orbitoidenkalken des Maestrichtiens und den cenomanen Orbitolinengesteinen zum Hauptkamm hinauf, indem die massigen Kalke der Parnass-Kionazone auf den Osthang des Gebirges zurückweichen, und zwar anscheinend infolge einer Achsenaufbiegung der Pindoschuppe, wodurch auch ein weiteres Hervorquellen von sekundären Auffältelungen und Verschiebungen verursacht wird. Dazu treten augenscheinlich noch Abrutschungen gegen das Tyrnatal. Es war natürlich nicht möglich, diese tektonischen Einzelercheinungen in dem stark bewaldeten und unübersichtlichen Gelände mit einer einzigen Exkursion restlos zu erfassen.

Nördlich vom Hirtenlager Jaka ab erniedrigt sich der Hauptkamm. Von der gegenüberliegenden Talseite aus gesehen, scheinen die vom Astrapi herabstreichenden, feingeschichteten Gesteine der Olonos-Pindosserie bis vor Kato-Perliankon als überschobene Auflagerung über dem Flysch des Perliankontales weiterzureichen; nördlich hiervon dürften die Massenkalken der Parnass-Kionafazies direkt auf den Flysch vorgeschoben sein.

Der Flyschzug des Perliankon-Tyrnatales scheint sich der Fernsicht vom Astrapigipfel nach mit dem Flysch des Oxyasattels östlich der Karava zu einem durchlaufenden Zuge zusammenzuschliessen. Der Kalkzug des Karava-Osthanges dürfte nach Überquerung des Tales von Palaeokarya untertauchen, wodurch eine Gabelung mit dem Flyschzug von Karavassara (Palaeokarya)-Fafut eintritt, während sich der Kalk des Polymenoskammes in der Marussa und im Kirvoli fortsetzt (vergl. Lit. 30, S. 462, und 32, S. 146).

In der Schuppe des Tringiagebirges¹⁾ erheben sich die oberkretazischen Plattenkalke der Kirvolikette bei voller Konkordanz mit Ostfallen aus dem Flyschzug von Tyrna-Perliankon (Pindos-flysch) heraus. Sie bilden den Ostschenkel eines schiefen, östlich geneigten Luftsattels über dem antiklinalen Schiefer-Hornsteinstreifen des Aivántales, um sich dann im Kalojeroszug wieder zu einer gleichorientierten zusammengepressten Synklinalen herabzusenken. Sie überspannen nach der synklinalen Umbiegung den Talkessel von Palaeochori zum Übergang in die flache Synklinale des Tringiakammes.

¹⁾ Hierzu Textfigur 1.

Im Talkessel von Palaeochori wird die tiefere, antiklinal aufgewölbte Schichtenreihe (Schiefer-Hornsteingruppe) durch Erosion bis hinunter zu den obertriadischen Halobien- und Daonellenschichten angeschnitten. Im Talgrund bei Palaeochori wird sodann noch das überschobene Flyschsubstrat in kleinem Umfang fensterartig blossgelegt (vergl. Textfig. 1).

Die oberkretazischen Plattenkalke des Hauptkammes der Tringia bilden den Ostschenkel der flachen Tringiasynklinalen, in deren Muldenkern sich noch Flysch erhalten hat, und zwar auf den Hochflächen von Lakkos-Patir und südlich hiervon jenseits der Durchbruchsschlucht des Kraniábaches.

Unter dem sich wieder herauswölbenden Westschenkel der Tringiasynklinalen tritt mit starker Überschiebung des Ganzen auf den Flysch des westlichen Vorlandes (Pindosflysch) abermals die tiefere Schichtenreihe mit der Schiefer-Hornsteingruppe hervor, ohne dass die hier zu erwartenden basalen Halobien- und Daonellenschichten, die im Talkessel von Palaeochori schon aufgeschlossen waren, an dem präsumptiven Schnittpunkt bei Serak oberhalb Kraniá angetroffen wurden. Voraussichtlich werden sie aber an besser freiliegenden Stellen des Ausstrichs noch festgestellt werden können.

Die Kämme bestehen somit überall aus den oberkretazischen Plattenkalken mit dem Orbitoidenhorizont des Maestrichtiens. Darunter tritt an den Einsattelungen, Hängen und in den Talgründen die tiefere Schiefer-Hornsteingruppe hervor mit den Orbitolinenbänken des Cenomans in ihrer oberen Grenzregion und den karischen Daonellen- und Halobienschichten an ihrer Basis. Der Flysch des Tyrna-Perliankontales, der konkordant auf die orbitoidenführenden oberen Plattenkalke folgt, und der überschobene Flysch des westlichen Vorlandes bei Kraniá gehören beiderseits zu dem mit dem Danien beginnenden Pindosflysch.

Kurz vor Velitsaena stösst der First einer beginnenden weiteren Auffaltung aus dem Flyschgebirge der Dokimi hervor, die nach SSO mit ansteigender Faltenachse zu der Schuppe des Avgó anschwillt.

Im Norden hiervon herrscht zwischen dem Westabfall des Tringia-gebirges und dem Ostrand des Peristeri-Kakarditsazuges ausschliesslich der Flysch der Dokimi. Der letztere Zug wölbt sich am Westrand dieses isoklinal zusammengefalteten Flyschgebietes aus dem Flysch heraus, wobei die oberen Kreidekalke konkordant nach Osten unter den Flysch einfallen.

Es erübrigt sich, hier ein detailliertes Strukturbild der Peristerischuppe zu entwerfen, da das beigegebene Profil (Textfig. 3) eine Zusammenfassung ersetzt. Zu der Zeichnung ist nur noch zu bemerken, dass die ausserordentliche sekundäre Verfältelung und teilweise mäanderartige Ineinanderwindung der Schichten graphisch nicht zum Ausdruck gebracht werden konnte und auch eine An-

deutung derselben im westlichen Teil des Profils der Übersichtlichkeit wegen unterblieb.

Dagegen erfordert der westliche Überschiebungsrand noch eine kurze Besprechung, die allerdings in Anbetracht der völlig unzulänglichen topographischen Unterlagen sehr erschwert wird.

Während sich die durchlaufende Schichtenfolge des Olonos-Pindossystems am westlichen Stirnrand im allgemeinen als eine von der basalen Halobien- und Daonellenfazies bis hinauf zum Maestrichtien reichende Mauer über dem adriatisch-ionischen Flyschsubstrat auftürmt, stellen sich am Westabfall des Askimoszuges Unregelmäßigkeiten ein. Die Auffaltung des Peristerizuges taucht im Norden infolge einer Achsenabsenkung im nördlichen Flyschland unter. Bei H. Paraskevi-Mikro Peristerion (Norddorf) läuft die Überschiebungsgrenze durch. Bei H. Paraskevi ist die tiefere Schichtenserie zunächst nur bis zum Orbitolinenhorizont aufgeschlossen, während bei Mikro-Peristerion bereits die an der Basis der Olonos-Pindosserie liegenden, wohl mitteltriadischen Diploporenkalke herausgequetscht sind. Die Situation kompliziert sich hier noch durch einen Durchbruch von Augitandesit.

Die hochgradige tektonische Beanspruchung dieser Zone gab jedenfalls die geeignete Vorbedingung zum Durchstoss dieser jüngeren Eruptivgesteine, den ersten ihrer Art im westlichen Griechenland.

Im tiefen Einriss von Mikro-Peristerion (Süddorf), der direkt zum Peristerigipfel hinaufzieht, scheint die regelmässige Schichtenfolge bis hinunter zu den Halobien- und Daonellenschichten aufgeschlossen zu sein. Das Band des Orbitolinenhorizontes wird hier zurückweichend bis unter den Peristerigipfel angeschnitten, während am Ausstrich zwischen Mikro-Peristerion (Süd) und Megalo-Peristerion wieder die Diploporenkalke anstehen.

Zwischen Megalo-Peristerion und Palaeochori ändert sich das tektonische Bild. Hier kommen am Westabfall des Askimos die tieferen Bildungen der Westfront überhaupt kaum mehr oder nur in tieferen Schluchten zum Vorschein, indem die oberkretazischen Kalke direkt auf den adriatischen-ionischen Flysch überschoben sind.

Nur in der Kakavaschlucht südlich von Lokánista, die sich tief in den Gebirgskamm einsägt, wird hinter dem vorgelagerten Zug der oberkretazischen Kalke die ganze Schichtenserie bis hinunter zu den karnischen Daonellen- und Halobienschichten und dem Flyschsubstrat entblösst.

Gegenüber von diesem Aufschluss durchbricht der Artinosfluss die sich unter dem Flysch heraufwölbenden ionischen, alteozyänen und älteren Kalkmassen des Xerovunizuges. An dieser Stelle nähert sich die Olonos-Pindosfazies der adriatisch-ionischen Kalkfazies bis auf wenige Kilometer.

Ich nehme an, dass sich diese Aufwölbung des Vorlandes als Widerlager dem Vorschub des Olonos-Pindossystems entgegen-

stammte, wodurch die tieferen Anteile des überschobenen Schichtenpakets aufgehoben und vornehmlich die oberen Plattenkalke weiter vorbewegt und in den Flysch eingefaltet oder hineingepresst wurden.

Zur Klärung der Detailstruktur des Gebirges ist natürlich eine Begehung unerlässlich. Infolgedessen ist der in Textfig. 3 gegebene Querschnitt schematisch nur bis zur Schluchtsohle des Kakavarhemas durchgeführt, ohne Einzeichnung der eingekeilten Vorscholle.

Von der zweiten Schlucht südlich von Palaeochori an liegen wieder über Davitsiana bis hinauf zum Pass Aphti zwischen Melissurgi und Theodoriana die normalen Verhältnisse vor, indem auf dem ionischen Flyschsubstrat die ganze reguläre Schichtenfolge des Pindossystems tektonisch auflagert, und zwar von den karnischen Halobien- und Daonellenschichten bis hinauf zum Maestrichtien.

Im Tsumerkagebirge greift die Überschiebungszunge wieder stark nach Westen vor. Der Lappen der Tsumerka lagert als vorgeschobene Teildecke auf dem adriatisch-ionischen Flysch, der auch im Inneren des Gebirges im Fenster von Theodoriana blossliegt. Der karnische Halobien- und Daonellenhorizont¹⁾ umringt dieses Flyschfenster und bildet jedenfalls auch am Nord- und Westabfall der Tsumerka die Basalschicht der Halbdecke. Die vom Orbitolinenhorizont umsäumte Hochregion wird von den oberen Plattenkalken eingenommen. Am Hauptgipfel Kataphidi wurden rudistenhaltige Lagen mit teilweise verkieselten Hippuriten usw. angetroffen.

Die sich an dieses weit vorgeschobene Deckenstück der Tsumerka im Osten des Kessels von Theodoriana zusammenhängend anschliessende eigentliche Kakarditsaschuppe ist die gleichartig gebaute Fortsetzung des Peristerizuges.

Der im Osten von Chaliki durchstreichende obere Plattenkalkzug überquert unweit Kótori den Aspros und bildet dann das Massiv der Drakotrypa. Der Orbitolinenhorizont von Chaliki, der zuerst südlich des Metsovitikos-Potamos auftaucht und das Joch westlich des Chotscha Mandrapasses übersteigt, erfüllt das obere Asprostal und folgt dann an Gardiki vorbei dem Westrand der Drakotrypa, um sich jenseits der ersten Westwendung des Aspros durch den Alamanos zum Misuntagebirge fortzusetzen (vergl. Karte, Textfig. 7).

Der Orbitolinenhorizont des Budaï (westlich Chaliki) streicht am Westhang der Toskia vorbei zum Pass Chilia 60–Berendessa westlich unter dem Kakarditsagipfel und schliesst sich dann augenscheinlich mit dem bis zu der karnischen Halobien- und Daonellenfazies hinunter aufgeschlossenen Komplex am Westabfall des Alamanos zusammen, um hier mit dem östlicheren Zug zusammenzu-

¹⁾ Abgesehen von den gewöhnlichen karnischen Halobien- und Daonellenschichten wurden hier lose auch rote Hornsteinplatten mit zweifelhaften Posidonien beobachtet.

fliessen. Der dazwischenliegende oberkretazische Plattenkalkzug des Budaï setzt sich unter starker Höhenzunahme über die Toskia zum Gipfelkamm der Kakarditsa fort, während der breit hingelagerte Kalkkomplex des Peristeri-Askimoszuges mit allmählicher Versmälerung in den Langadazug westlich des Kakarditsakammes übergeht. Der Westabfall des Langadazuges fällt mit dem Stirnband der Kakarditsaschuppe und ihrer nördlichen Verlängerung am Askimoszug bzw. ihrem südlichen Weiterstreichen zum Pass Aphti und Aussenrand der Tsumerka zusammen.

In den steilen Einmündungen zwischen den westwärts überkippten oberkretazischen Kalkfalten des Kakarditsazuges haben sich noch zusammengepresste Flyschkerne erhalten, so bei Mutsáki auf der Westseite des Kakarditsakammes und bei Paliotschellara-Strongylos an dessen Ostseite.

Der Aufbau des Alamanosgebirges und des Misuntagebirges wird durch die Kartenbeilagen (Textfig. 6 u. Textfig. 7) hinreichend illustriert, so dass sich auch hier eine zusammengefasste Schilderung erübrigt.

Im Abschnitt vom Kornesital bis zum Diaselo Vromeri lässt sich eine Achsensenkung der Falten nach Norden beobachten, infolgeder die cenomanen Faltenkerne des Profils hier zunächst von den oberkretazischen Plattenkalken umhüllt und die Plattenkalkfalten ihrerseits vom Flysch des nördlichen Vorlandes eingewickelt werden. Am eigentlichen Alamanosstock ist umgekehrt eine leichtere südliche Achsenabiegung wahrnehmbar, wodurch die Orbitolinenzonen am flacheren Südhang des Gipfelkammes zusammenfliessen und von hier auch ihrerseits mit den in der Bergarena von Kothóni rings herum aufgeschlossenen Orbitolinengesteinen Fühlung nehmen. Der Orbitolinenzon von Vromeri durchquert noch das Misuntagebirge und streicht an dessen Südabfall aus. Hiermit endet die lange cenomane Orbitolinenzone von Chaliki.

Wie bei allen Profilzeichnungen, konnten natürlich auch im Alamanosprofil (Textfig. 6) die immensen sekundären Verfaltungen und seitlichen Zusammenstauchungen graphisch nicht mehr zum Ausdruck gebracht werden.

Das westliche Stirnband des aufgeschobenen Olonos-Pindos-systems fällt nicht mit der Zunge einer durchgehenden westlichsten Schuppe zusammen, sondern springt von N nach S, in Staffelung zurückweichend, auf den Vorderrand der jeweils folgenden östlicheren Schuppe über.

Im Norden bildet zunächst die Peristeri-Kakarditsaschuppe mit der weiter vorgetriebenen Tsumerka und der anschliessenden Alamanos-Misuntaschuppe den Stirnrand. Südlich der Korakubrücke

(über den Aspropotamos) wird dann die Hauptfront vom Ausstrich der nächstöstlicheren Schuppe als zweiter Staffel aufgenommen.¹⁾

Diese auch den Osthang des Kornesitales bildende Schuppe dürfte sich zusammenhängend bis zum Tturnatagebirge erstrecken. Der Abschnitt zwischen Valkáni und Arachowitza (Marathos) ist mir allerdings nicht bekannt. Nach der Aufnahme von A. PHILIPPSON²⁾, der dieses Gelände begangen hat, scheint der die Alamanosschuppe eindeckende und nach Süden an sich schon stark eingeengte Flyschstreifen des Kornesitales (Pindosflysch) nicht durchzustreichen, sondern südlich von Valkáni unter den vordringenden Schubmassen der nächstöstlicheren Schuppe begraben zu sein.

Im Tturnatagebirgsstock dürfte neben der Hauptschuppe des eigentlichen Tturnatakammes eine weitere Aufschuppung untergeordneten Grades vorliegen, nämlich die Schuppe des Psilorachi, die die höchsten Erhebungen trägt (Lit. 28 u. 32).

Die an sich anscheinend noch sekundär verschuppte Tturnataschuppe setzt sich im Phterikamm fort. Während aber das westliche Stirnband der Tturnataschuppe mit der ganzen Schichtenfolge bis hinunter zu den karnischen Halobien- und Daonellenschichten den regelmässigen Bau beibehält, ändern sich diese normalen Verhältnisse an der Westfront der Phterikette, indem zwischen der Lakka Sta Gupata und Patoma mit dem Starazug noch eine aus dem allgemeinen tektonischen Rahmen herausfallende Teilverschuppung hinzukommt.

Diese Komplikation steht wohl im Zusammenhang mit dem scharfen östlichen Zurückweichen des Stirnrandes nördlich vom Pass Sta Salomnimata (östlich oberhalb Vulpi), an dem der adriatisch-ionische Flysch bis über die Kammhöhe hinüberreicht. Dieses Zurückfliehen des Schuppenrandes über die Kammhöhe bis nach Kephlovrysis erklärt sich durch eine stärkere Aufwölbung des autochthonen Untergrundes, der hier sozusagen als Prellbock dem weiteren Vorgleiten der Olonos-Pindosserie entgegenwirkte. Im Bereich des Passes Sta Salomnimata treten, ebenso wie zwischen dem Pass und Kephlovrysis, die adriatisch-ionischen Nummulitenkalke des Lutétiens aus dem Flyschmantel heraus. Die hellgrauen, ionischen Nummuliten- und Hippuritenkalke stossen lokal schon über Koniavi (Limerion) hervor und krönen dann scheinbar den südlich des Passes auslaufenden Kamm bis in die Gegend von Palaeokatuna. Erst bei Kephlovrysis wird das Flyschsubstrat von den karnischen Halobien- und Daonellenhornsteinen tektonisch überlagert (Lit. 28, S. 243 u. 244).

¹⁾ Möglicherweise vollzieht sich ein ähnlicher Wechsel schon zwischen Tsumerka und Alamanos. Da ich das Gebiet nordwestlich von Merókovon (Myrophyllon) nicht begangen habe, kann ich keine positiven Angaben machen. Hier ist auch die Kartenskizze (Textfig. 7) nur schematisch weitergeführt.

²⁾ Lit. Nr. 8, Taf. 9.

Der Flysch von Palaeokatuna wird an seinem Ostrand am Agraphiotikos-Potamos von der Kerásovonschuppe überfahren, die gleichfalls mit der obertriadischen Halobien- und Daonellenfazies beginnt und sich nach Süden in tektonische Überlagerungsfetzen auflöst.

Im Livadia Vinianis staut sich auf den die Kerásovonschuppe eindeckenden Pindosflysch eine kleinere bis zum Orbitolinenhorizont reichende Schuppe auf, wie im allgemeinen die Detailverschuppung im Verlaufe des Pindoszuges von N nach S immer vordringlicher in Erscheinung tritt (vergl. Lit. 33 über den aetolischen Pindos).

Über den Ostrand der zwischen Livadia Vinianis und dem Megdovastal eingeschalteten Schuppe ist dann die lange Veluchischuppe aufgeschoben, über deren Einzelbau die beigegebene Profilskizze (Textfig. 8) bereits genügend Aufschluss gibt.

Der Verlauf des westlichen Überschiebungsrandes des Olonos-Pindosystems ist in hohem Grade von der Struktur des Vorlandes abhängig, worauf auch schon bei der Beschreibung des Askimoszuges hingewiesen wurde.

Das starke östliche Zurückbiegen des Stirnbandes südlich von der Tsumerka erklärt sich hier durch die Auffaltung des Gavrovozuges¹⁾ aus dem adriatisch-ionischen Flyschgebiet, d. h. durch eine Achsenaufwölbung der Vorlandsfalten. Das tektonische Bild am Südkamm des Phteri spiegelt sich daher hier nur in grösseren Proportionen wider.

Auf gleichartigen, aber umgekehrten Voraussetzungen beruht augenscheinlich das starke Vorgleiten der östlicheren tektonischen Einheiten im Norden des Pindoszuges. Die Kalke des Peristeri tauchen hier mit einer Achsensenkung unter das nördliche Flyschland hinab. Das Nordende des Tringiazuges und des Koziakasgebirges kenne ich nicht, doch dürften hier die gleichen Verhältnisse obwalten, obwohl auch Brüche und Absenkungen mitspielen könnten. Durch diese Achsendepressionen war die Bahn frei für den starken westlichen Vortrieb der Serpentinmassen der osthellenischen Zone im Norden der Pindosketten.

In diesem Gebiet harrt noch eine weitere Frage ihrer Lösung, da im Norden des Peristeri der Pindosflysch in der Verlängerung

¹⁾ Die Kalke des Gavrovozuges stimmen nach A. PHILIPPSON faziell mit den zentralpeloponnesischen Tripolitzakalken überein. Ich habe deshalb, d. h. selbstverständlich unter dem nötigen Vorbehalt, angenommen, dass die autochthone adriatisch-ionische Zone, bzw. die Basalgesteine ihres östlichen Flyschlandes nach SO, bzw. O zu in die zentralpeloponnesische Zone übergehen könnten. Diese Hypothese beruht aber noch nicht auf eigenen Untersuchungen. Vergl. CARL RENZ: Geologische Untersuchungen im Othrysgebirge (*Καρόλου Πέντς: Γεωλογικαὶ ἐρευναι εἰς τὴν Ὀθρύν*). *Πρακτικὰ τῆς Ἀκαδημίας Ἀθηνῶν* (Verhand. der Athener Akad.) 1927, Bd. 2, S. 507—508 und CARL RENZ: Geologische Untersuchungen in den südthessalischen Gebirgen. *Eclogæ geol. Helvetiæ* 1927, Bd. 20, S. 586—587.

der Linie Mikro-Peristerion-H. Paraskevi (etwa bei Chrysowitza) auf den adriatisch-ionischen Flysch aufgeschoben sein müsste. Bei der lithologischen Gleichheit der Gesteine kann diese Frage selbstverständlich nur durch eine Begehung und nicht aus weiter Sicht entschieden werden.

Hiervon abgesehen sind auch sonst in der Olonos-Pindoszone noch nicht alle Probleme restlos abgeklärt; dazu ist das Routennetz in diesem zerrissenen und unübersichtlichen Hochgebirgsland noch viel zu weitmaschig.

Im Verein mit meinen vorangegangenen Abhandlungen über den aetolischen Pindos und das Karava-Agraphagebiet (Lit. 28, 32, 33) ist deshalb auch die vorliegende Bearbeitung nicht als ein Abschluss, sondern nur als ein weiteres Glied in der Erforschung des Pindos zu betrachten.

Schriftenverzeichnis.¹⁾

1. M. NEUMAYR: Der geologische Bau des westlichen Mittel-Griechenland in der Gesamtabhandlung von A. BITTNER, M. NEUMAYR und FR. TELLER, Denkschr. der Akad. der Wiss. Wien (math.-nat. Kl.) 1880, Bd. 40, S. 91—128.
2. A. PHILIPPSON: Über die Altersfolge der Sedimentformation in Griechenland. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1890, Bd. 42, S. 150ff.
3. A. PHILIPPSON: Bericht über eine Reise durch Nord- und Mittel-Griechenland. Zeitschr. d. Ges. für Erdkunde 1890, Bd. 25.
4. A. PHILIPPSON: Über seine im Auftrag der Gesellschaft für Erdkunde ausgeführte Forschungsreise in Nord-Griechenland. Verhandl. der Ges. für Erdkunde 1894, Bd. 21, S. 52—69.
5. A. PHILIPPSON: Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. II. Teil. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1895, Bd. 30, S. 417—453.
6. A. PHILIPPSON: Zur Geologie des Pindosgebirges. Sitz.-Ber. der Niederrhein. Ges. für Naturkunde, Bonn 1895, S. 7.
7. A. PHILIPPSON: Zur Pindosgeologie. Verhandl. der österr. geol. R. A. 1895, S. 281.
8. A. PHILIPPSON: Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. III. Teil. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1896, Bd. 31, S. 193ff.
9. A. PHILIPPSON: Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. IV. Teil. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1896, Bd. 31, S. 385ff.
10. A. PHILIPPSON: Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. Zeitschr. der Ges. für Erdkunde. Berlin 1897, Bd. 32, S. 244—302.
11. A. PHILIPPSON: Thessalien und Epirus. Berlin 1897, S. 372ff.
12. A. PHILIPPSON: La Tectonique de l'Egée. Annales de Géographie 1898, Bd. 7, S. 113—141.
13. A. PHILIPPSON: Der Gebirgsbau der Ägäis. Verhandl. des VII. Internat. Geographen-Kongr. Berlin 1899, S. 181—191.
14. A. PHILIPPSON: Zur Geologie Griechenlands. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1903, Bd. 55, S. 10—14.
15. A. PHILIPPSON: Über den Stand der geologischen Kenntnis von Griechenland. Comptes rendus IXe Congrès géol. internat. de Vienne 1903, S. 371—382.
16. A. PHILIPPSON: Zusammenhang der griechischen und kleinasiatischen Faltengebirge. Petermanns Mitteil. 1914, Jahrgang 60, S. 71ff.

¹⁾ Zur Kenntnisnahme der älteren Literatur über den Pindos verweise ich auf die Angaben in den Abhandlungen von A. PHILIPPSON (Nr. 5, Nr. 8, Nr. 9).