

KUPPELBERGE UND VERWANDTES,
IN VERBINDUNG MIT GERÖLLKEGELN, IN DER AEGAEIS;
AUCH MIT BEISPIELEN AUS ITALIEN.*

VON

ALFRED PHILIPPSON †

Einleitung¹

In Reaktion gegen die in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts herrschende Anschauung, die alle Grossformen der Erdoberfläche durch Hebungen aus dem Erdinneren heraus erklärte, hatte, angesichts des ungeheuren Betrages des faltenden Zusammenschubes der Gesteine in den Alpen und anderen Gebirgen, Eduard Suess und seine Schule die Möglichkeit selbständiger, von der Faltung unabhängiger Hebungen geleugnet und, abgesehen von vulkanischen Bildungen, die Faltung durch horizontalen Druck sowie andererseits Senkungen, beides als Folgen des Schrumpfens des Erdkernes, als allein herrschende Vorgänge in der Erdrinde hingestellt. Gegen diese seit den siebziger Jahren allgemein angenommene Lehre habe ich als junger Mann auf Grund meiner Beobachtungen in Griechenland es gewagt, wiederum vertikale Hebungen bedeutenden Ausmasses und sehr jungen Alters, und zwar nach Ablagerung des dortigen Jungtertiärs geschehen, festzustellen; schon in meiner Schrift über den «Isthmus von Korinth» (Zeitschrift der Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin 25. 1890, S. 54, erwähnt in H. Cloos, Einführung in die Geologie, Berlin 1936, S. 277), dann in meinem «Peloponnes» (Berlin 1892, S. 431). Um die Jahrhundertwende, während durch die Enthüllung des Deckenbaues der alpinen Gebirge

* Ἀνεκοινώθη ὑπὸ τοῦ κ. Ἰωάνν. Τριχκαλινοῦ κατὰ τὴν συνεδρίαν τῆς 15 Ἰανουαρίου 1953.

1) VORBEMERKUNG: Die hier behandelten Gebirgstteile Griechenlands sind in meinem umfassenden Werk «Die Griechischen Landschaften» (Verlag: Vittorio Klostermann, Frankfurt a. M., Band I 1950—1952) in ihren landschaftlichen Umgebungen, zu denen sie gehören, dargestellt. In dieser hier vorliegenden Abhandlung sind sie aus ihrer räumlichen Verteilung herausgenommen, nebeneinandergestellt und systematisch erörtert.

die Vorstellung des seitlichen Zusammenschubes eine vorher ungeahnte Steigerung erfuhr, mehrten sich andererseits die Beobachtungen, welche bedeutende vertikale Hebungen anzuerkennen zwangen, und zwar zunächst solche magmatischer Art.¹⁾ Ich bin bei meinen Untersuchungen in Kleinasien, abermals in Griechenland, in Italien, im Rheinland immer mehr in der Überzeugung bestärkt worden, dass nicht nur einzelne Erhebungen und Blöcke, sondern auch ganze Länder verwickelter Zusammensetzung, wie die Italienische Halbinsel, Sizilien, der Peloponnes in ganz junger Vergangenheit, z. T. nach dem Pliozän, also nach der Schichtfaltung und unabhängig von ihr, zur jetzigen Höhe aufgestiegen sind, teils mit, teils ohne Aufwölbung bzw. Abbiegung und Schiefstellung; wobei einzelne Bergmassen selbständige Vertikalbewegungen ausführten. Andererseits sind auch die heutigen Meere zwischen diesen aufsteigenden Ländern zum Teil ganz jung entstandene oder in junger Vergangenheit erweiterte und vertiefte Senken. Die heutigen Küstenumrisse der mediterranen Länder sind nicht sowohl das Werk von Brüchen, welche die bestehenden Landmassen abschneiden, sondern jener jugendlichen Erhebungen der Länder und Einsenkungen der Meeresboden, womit allerdings zahlreiche Brüche verbunden sind. Die von den Küsten ins Innere, bald in Schiefstellung, bald in Bruchstufen ansteigende Lage der jungtertiären, auch pliozänen, Meeres- und Binnensee-Ablagerungen sowie der neogenen bis quartären Abtragungsf lächen und Terrassen nötigen zu dieser Erkenntnis des ganz jungen Aufsteigens der Länder innerhalb ihrer heutigen Umrisse, das ohne Rücksicht auf ihre mannigfaltige geologische Zusammensetzung erfolgt ist und wahrscheinlich noch fort dauert²⁾.

Während der unmittelbare Einfluss der Schichtfaltung und der Deckenüberschiebung, der «Orogenese» oder besser «Tektogenese» auf das Relief der Erdoberfläche zurücktritt, erscheint dieses hauptsächlich als das Werk der «Epirogenese», d. i. teils «postumer» (nachträglicher) Wellungen der Faltenzonen, teils einer von dem Schichtenbau gang unabhängigen «Undation» oder «Grossfaltung», dazu selbständiger auf- und abwärts gerichteter Schollenbewegungen, alles Deformationen der Erdrinde unter dem Einfluss vertikal gerichteter Kräfte ohne erheblichen seitlichen Zusammenschub³⁾. Neben den langgezogenen Wel-

¹⁾ W. Salomon, Magmatische Hebungen mit besonderer Berücksichtigung Calabriens. Heidelberger Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Klasse, 1925. II.

²⁾ A. Philippson: Das fernste Italien. Leipzig 1925. S. 39. 94ff. 165. 197. 226-236. — Beiträge zur Morphologie Griechenlands. Stuttgart 1930. Kap. I.—Die Landschaften Siziliens. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkd. Berlin 1934. S. 339 f. — Apulien. Tijdschrift von Nederlandsch Aardrijkskundig. Genootschap L, IV, 1. 1937. S. 48 f.

³⁾ S. besonders die durchgeistigte Zusammenfassung von H. Cloos, Einführung in die Geologie. Berlin 1926. S. 358 ff.

lungen sind neuerdings, namenlich durch die bahnbrechenden Untersuchungen von H. Cloos, die Tumore («runde Tumore, Beulen, Kurzsättel, Dome, Schilde, Brachyantiklinen»), rundliche Aufwölbungen, insbesondere solche kontinentalen Ausmasses bei relativ geringer Höhe, in ihrer grossen Bedeutung für das Erdbild erfasst worden ¹⁾. Im Allgemeinen bisher weniger beobachtet, wenn auch in Einzelfällen schon lange bekannt, sind die Tumore kleineren Durchmessers, rundliche oder ovale (nicht-vulkanische) Einzelberge, die sich isoliert über ihre Umgebung, manche zu stolzer Höhe erheben; bei manchen ist ein Pluton als Kern sichtbar, den man als Ursache der Auftreibung ansehen kann, bei anderen ist dies nicht der Fall, und bei diesen stellt sich die Frage, ob man in der Tiefe ein Pluton voraussetzen soll, oder ob auch ohne solches eine blasenförmige Erhöhung der Erdoberfläche entstehen kann?

Man hat allzulange nur die langhinstreichenden Gesteinszonen, Kämmen und Mulden der Faltengebirge im Auge gehabt und diesen die rundlichen Einzelberge zugeordnet, obwohl sie durch ihre Gestalt, Lage und Entstehung sich von den Falten- oder Kettengebirgen durchaus unterscheiden. Ich nenne Kuppelberge die Einzelberge mit rundlicher Basis und kuppelförmig gewölbter Gipfelpartie; Walvischrückenberge diejenigen mit ovalem Grundriss und einer Höhenprofilinie, die der Länge nach von beiden Enden sanft ansteigt und in der Mitte eine flache Wölbung bildet; das Querprofil ist verschieden, bald nach beiden Seiten gleichmässig geneigt, bald konvex.

Ohne auf theoretische Erörterungen einzugehen, sollen im Folgenden einige vertikal emporgetriebene Einzelberge in der Aegäis, nebst Hinweisen auf solche in Italien, vorgeführt werden, woraus hervorgeht, dass sie in der Mittelmeer-Region keineswegs selten sind. Solche Kuppelberge verknüpfen sich in Griechenland in auffälliger Weise mit grossen Schuttkegeln (Geröllkegeln), die an ihrem Fuss aus engen Tälern herausquellen. Zunächst also einige Worte über Geröll- oder Schuttkegel und -Halden in Griechenland, wobei hier von der Unterscheidung zwischen Schutt- und Schwemmkegel abgesehen werden soll ²⁾.

In meinem Werk «Der Peloponnes» (1892) schrieb ich (S. 500 f.): «Die verhältnismässige Geringfügigkeit der Schutthalden im Gebirge—eine Folge der heftigen Ausräumung (durch das fliessende und spülende Wasser) bei geringer Verwitterung—ist eine ebenso auffallende (durch das griechische Klima bedingte) Erscheinung wie der Mangel an Gehängelehm. Wir, die wir in Mittel-Europa

¹⁾ H. Cloos: Einführung S. 188. 196. 273.—Derselbe: Hebung—Spaltung—Vulkanismus (Geologische Rundschau, 1939. S. 401-527).

²⁾ Philippson: Grundzüge der Allgemeinen Geographie. II. 2. 2. Aufl. Leipzig 1931. S. 31.

gewohnt sind, am Fusse jeder Bergwand eine Halde zu erblicken, die in sanfter Kurve von der steilen Wand zum Talboden hinabführt, sind erstaunt, wie sich Bergwand und Talebene in scharfen Winkeln zu kreuzen pflegen, ohne die Vermittlung ausgleichender und verhüllender Halden». Dieser Satz bedeutet nicht, dass es überhaupt keine Halden im griechischen Gebirge gäbe, sondern nur, dass sie oft fehlen oder unbedeutend sind an Stellen, wo man sie im mitteleuropäischen Klima erwarten würde. Die Ursachen dieses Zurücktretens der Schuttanhäufungen sind: erstens der geringe Betrag sowohl der chemischen als auch der mechanischen Verwitterung infolge der geringen Frostwirkung und der langen Dürre, wechselnd mit heftigen Regenfällen. In der höheren Gebirgsregion, wo der Frost und die Temperaturschwankungen um den Gefrierpunkt häufiger sind, auch die sommerliche Trockenzeit schwindet, müssen wir stärkere Schuttbildungen erwarten, aber sie sind dort immer noch nicht so stark wie in Mitteleuropa in den gleichen Höhenlagen, da das griechische Gebirgsklima auch noch mediterrane Züge behält, nämlich das Minimum der Regenfälle im Sommer und die Heftigkeit der kurzen, meist gewitterhaften Regengüsse.

Andererseits ist von grossem Einfluss auf die Art und die Menge des Verwitterungsmateriales das G e s t e i n. Am wenigsten liefern die Massenkalke, und zwar das Wenige in Form grober Gerölle; reichlicher und in kleineren Brocken die Plattenkalke (Olonoskalk) und die splitternden Hornsteine sowie kieseligen Kalke, namentlich wo Wechsellagerung dieser Gesteine die Zerrüttung erleichtert. Mächtig ist die Bildung von Brocken sowie von Ton und Sand bei den Ton- und kristallinen Schiefen sowie bei den Sandsteinen. Fast nur Ton, Sand und Schlamm geben die jungtertiären Tone und Mergel her, während die Konglomerate derselben Formation und auch des Flysches in reichliche Mengen grober gerundeter Gerölle zerfallen. Je feiner das Korn, desto flacher breitet sich das Material aus.

Ist die Verwitterung in diesem Klima gering, so ist andererseits der Abtransport des Lockermateriales durch die episodenhaften reissenden Regenfluten sehr energisch, sodass der Schutt meist nicht Zeit hat, sich in grösseren Halden anzuhäufen. Ein weiteres Hemmnis der Verwitterung und Abtragung ist die in halbtrockenen und trockenen Klimaten verbreitete Krustenbildung auf kalkhaltigen Gesteinen, die Folge des häufigen Wechsels von Durchfeuchtung und Austrocknung, entsprechender Lösung und Fällung des kohlensauren Kalkes in den oberflächlichen Teilen des Gesteines. Die harte und glatte Kalkkruste schützt das Gestein gegen Zerstörung und Abtragung. Eine besondere Form der Krustenbildung ist die O b e r f l ä c h e n b r e k z i e, die auf massigen Kalcken weit verbreitet ist: eckige Bruchstücke des Kalkes, von der durchschnittli-

chen Grösse einer Kinderfaust, sind durch ein, oft durch Eisenoxyd rot gefärbtes Zement fest verkittet zu einem Gesteinspanzer, der die Gehänge überzieht und sich deren Formen anpasst. Die Brekzie ist mindestens so hart wie der Massenkalk selbst, das Zement oft widerständiger als die Gesteinsbrocken, sodass die letzteren zuweilen herauswittern und das Zement als löcherige Ruine zurücklassen. Durch solche Verkittung wird der durch die mechanische Verwitterung losgesprengte Schutt an Ort und Stelle festgehalten; allem Anschein nach geht die Verkittung sehr schnell vor sich. Auch diese Festhaltung trägt zur Verminderung des wandernden Schuttes und damit der Halden- und Kegelbildung bei. Ferner werden auch andere lockere Anhäufungen, die kalkhaltig sind, wie Gerölldecken, Konglomerate, Sandsteine, Schutthalden, ja Dünen an ihrer Oberfläche fest verkittet; man sieht dann an Wänden und Anschnitten die mehrere Meter dicke harte Oberflächenschicht über die unteren, lockeren, daher zurückweichenden Schichten **ü b e r k r a g e n**.

In den alten Steinbrüchen auf der Nordseite des Lykabetos-Rückens in Athen kann man den Übergang massigen Kalkes in eine verkittete Brekzie gut beobachten. Aber nicht alle brekziösen Kalke in Griechenland sind verkitteter Verwitterungsschutt. Oft handelt es sich um Zersplitterung des Kalkes im Inneren des Gesteines durch tektonische Pressung und Schiebung; auch dann ist nachträglich die Brekzie oft wieder zu festem Fels verkittet; im anderen Fall liefern solche Stellen reichlichen Schutt.

Alle diese klimatisch, aber auch gesteins-bedingten Vorgänge und Neubildungen wirken dahin, dass im Landschaftsbilde Griechenlands die steiler geneigten Schuttanhäufungen: die Halden und Kegel, zurücktreten.

Die Ablagerungsform der Halden und Kegel wird im Mittelmeerklima zum grossen Teil ersetzt durch die breiten Geröllbetten der Torrenten, der periodischen oder Trocken-Bäche. In ihnen wandert das Geröll episodenhaft abwärts unter Zerreibung zu feinerem Material, das noch weiter verschwemmt wird. Die Geröllbetten zeigen sich dort, wo die Transportkraft des Flusses abnimmt, sei es, dass das Gefälle, sei es, dass die Wassermasse des Flusses sich vermindern, also in breiteren Talböden innerhalb des Gebirges, diese oft in ganzer Breite bodeckend, besonders aber beim Austritt eines Flusses aus dem Gebirge in die Ebene. Weiter in eine grössere Ebene hinaus werden sie schmaler und verlieren sich allmählich, der Fluss sammelt sich zwischen festen Ufern und befördert nur noch Sand, Schlamm oder feineren Kies, während die groben Gerölle zurückbleiben und sich durch Rollen allmählich verzehren. Auf den Geröllbetten aber wandert der Fluss hin und her, die Gerölle ausbreitend und mit ihnen in die seitlichen Fruchtfelder einbrechend. Derartige Geröllbetten der

Torrenten bilden vielfach zu mehreren nebeneinander einen Gürtel am Fuss der Gebirge, sei es sich in das Meer vorschiebend, sei es eine randliche Zone einer Ebene einnehmend. Die Geröllbetten sind demnach eine flachere, torrentielle Form der Ablagerung, in denen die einzelnen Gerölle zerrieben werden, gegenüber der steileren Form der Schutthalden und Schuttkegel, in denen sie für längere Zeit oder dauernd zur Ruhe kommen. Geröllbetten und Schutthalden bzw. Kegel sind also zwei Formentypen, die sich bis zu einem gewissen Grade vertreten und ersetzen, und zwar sind die Geröllbetten mehr den grösseren Flüssen, die Kegel den kürzeren und steileren Wildbächen eigen. Handelt es sich um ein Gewässer mit vorwiegend feineren Sedimenten, so bilden sich Sand- und Schlammgefüllte Betten, bzw. Schwemmhalden und Schwemmkegel mit flacherer Böschung. Kegel und Geröllbetten schliessen sich aber keineswegs aus; es gibt Torrenten auch auf Schuttkegeln, auf denen sie ihren Platz verlegen können und dadurch den Kegel weiter ausbauen. Im anderen Fall gräbt sich der Bach in den Kegel ein in schmalem Einriss und schiebt sein Geröllbett erst unterhalb des Kegels vor; dieser Fall bedeutet eine zeitliche Veränderung im Wasser- und Geröllhaushalt des Baches; der Kegel ist dann in seiner Bildung abgeschlossen, ja der Wiederzerstörung preisgegeben, eine *Vorzeitform*.

Die Geröllbetten der Torrenten sind die dem intermittierenden und reissenden Charakter der Niederschläge im Mittelmeerklima und der Entwaldung seiner Gebirge eigenste Form der Geröllanhäufung. Ihre Häufigkeit ist, neben den schon angegebenen, einer der Gründe für die verhältnismässige Seltenheit oder Kleinheit der Schuttkegel.

Für das Vorhandensein von Kegeln und Halden einerseits, von Geröllflächen (Torrenten) andererseits an den Gebirgsfüssen ist jedenfalls von ausschlaggebender Bedeutung, ob das betreffende Gebirge in junger Vergangenheit gegenüber dem Vorland oder der nahen Küste relativ angestiegen oder gesunken ist. Wo der Gebirgsrand sich gesenkt hat, tritt das Meer oder die Schwemmlandebene in die Talmündungen ein, sie bis zu einer gewissen Höhe «ertränkend»; die Täler münden dann mehr oder weniger verbreitert als Meeres- oder Ebenenbuchten, zwischen ihnen springen felsige Kaps vor und tauchen Felsinseln auf, etwaige Schuttanhäufungen werden schon bei der Bildung hinabgezogen, verschwemmt oder verborgen; zwischen den Talmündungen grenzt das Gebirge mit steilem Bruchhang oder senkrechtem Kliff gegen das Meer oder gegen die horizontale Ebene ab, auf der sich die Geröllmassen der Bäche ebenflächig als Torrenten oder als Deltas ausbreiten.

Andererseits begünstigt ein Ansteigen des Gebirgsrandes und seiner Talmündungen über das Vorland die Bildung von steilgeböschten, oft sehr ausge-

dehnten Halden und Geröllkegeln in dem toten Winkel, der zwischen dem steigenden Bruchrand und der Ebene entsteht; in diesem müssen die von oben aus der gehobenen Talmündung hervorkommenden Gerölle oder Schutt aller Art sich anhäufen und zur Ruhe kommen. Man kann demnach Schuttkegel und grosse Halden—mit einiger Vorsicht—als Anzeichen jungen Ansteigens des Gebirges oder Absinkens des Vorlandes ansehen.

Der allgemeinen Regel der verhältnismässigen Spärlichkeit der Schuttkegel in Griechenland gegenüber ist es auffallend, dass am Fuss gewisser dortiger Gebirge Schuttkegel von gewaltigen Dimensionen auftreten, die sich aus engen Tälern und Schluchten des Gebirges in das Vorland erstrecken; wenn sie sich zu mehreren nebeneinander reihen, hat Maull¹⁾ dafür die Bezeichnung «Schuttkegellandschaften» geprägt und eine Anzahl von solchen angeführt. In der Tat gestalten sie den Landschaftstypus in auffallender Weise. Diesem Problem soll im Folgenden nachgegangen werden, freilich im wesentlichen nur durch Stellung der Frage; zu einer endgültigen Lösung reichen die Vorarbeiten noch nicht aus, denn auf meinen Reisen in der Ägäis bin ich durch vordringlichere Aufgaben so in Anspruch genommen worden, dass ich den Schuttbildungen keine eingehendere Untersuchung widmen konnte. Das in dieser Abhandlung benutzte Beobachtungs-Material entnehme ich, ausser der genannten Arbeit von Maull, meinen Reisewerken²⁾, ferner meinen unveröffentlichten Reiseaufzeichnungen von 1934, sowie einigen anderen Schriften, die an den betreffenden Stellen angeführt werden sollen. Wichtige Hilfe bieten die neuen, meist seit dem ersten Weltkrieg erschienenen topographischen Karten der griechischen Landesaufnahme 1:100.000 mit Isohypsen, die erst nach der Maull'schen Arbeit und auch noch nicht alle vorliegen.

Nach dieser einleitenden Betrachtung der Schuttbildungen in Griechenland gehen wir nun zu dem mächtigsten Einzelberg dieses Landes über.

Der Thessalische Olymp

Der Thessalische Olymp (Olympos) ist ein gewaltiger, kuppelförmiger Einzelberg, der alles Land weithin überragt und daher der regen Naturauffassung

¹⁾ O. Maull, Beiträge zur Morphologie des Peloponnes und des südlichen Mittelgriechenland. Leipzig u. Berlin 1921. S. 14.

²⁾ A. Philippson, Der Peloponnes. Berlin 1892.—Bericht über eine Reise durch Nord- und Mittel-Griechenland. Zeitschr. d. Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin 1890 S. 331-406.—Thessalien und Epirus. Berlin 1897 (Auch in Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin 1895-1897).—Beiträge zur Morphologie Griechenlands. Stuttgart 1930 (Reise 1928).

der antiken Griechen als Sitz der himmlischen Götter sich empfahl. Insbesondere riesig erscheint er über dem Golf von Saloniki, über dessen Westküste der steile und breitwuchtige, bis auf kurze Jahreszeit schneebedeckte Koloss sich ohne vermittelnde oder verhüllende Vorberge aufschwingt bis zur Gipfelregion, deren höchster Punkt 2917 m erreicht. Auch über der Ebene von Larissa lastet fast erdrückend seine Masse, wenngleich sich ihm nach dieser Südseite der plateau-artig abgeflachte und ausgedehnte *Niederolymp* (etwa 1200 m Höhe) vorlegt. Degegen wird sein Anblick von Westen, von den Becken von Elássóna und Sarantáporos aus vielfach durch kleinere Höhen verdeckt und ist nur von einigen erhöhten Punkten aus in ganzer Majestät sichtbar; hier liegt sein Fuss bei etwa 700 m ü. M. Auf der Nordwestseite vollends verbindet ihn Mittelgebirge mit einem anders gestalteten niedrigeren Bergland. Zunächst läuft hier dem Rande des Kuppelberges parallel, von ihm durch das 1200 m hohe Stavrós-Joch getrennt, ein NNO streichender Rücken von 1689 m Höhe; dann folgen die Gebirgsrücken des Titárion (1838 m) und der Piéria 'Ori (2194 m), die nach dieser Seite hin im Abstand von etwa 15 km vom Olymp-Fuss eine langgestreckte, SW-NO gerichtete Gebirgsschranke gegen das Haliakmon-Becken aufrichten, von dem daher der Olymp völlig getrennt ist. Nur nach dieser NW-Seite hin ist also der grosse Einzelberg mit anderen, aber Kammgebirgen morphologisch verbunden, jedoch durch Einsattelung deutlich abgesetzt.

Der Olymp erhebt sich auf einer nahezu kreisförmigen Basis von etwa 15 km Durchmesser allseitig mit steilem Hang, mit einer Böschung von ungefähr 1 (vertikal) zu 3 bis 4 (horizontal), bis zu 2000 ü. M., darüber wird der Anstieg nur an einigen Stellen noch etwas steiler, die Gipfelregion¹⁾ bildet dagegen einen ziemlich breiten Rücken, der einen nach NO offenen Halbkreis beschreibt, aber offensichtlich nur durch die grossen, von jener Seite eingreifenden Talursprünge aus einer runden Kuppe ausgeschnitten und in der Mitte bis auf 2350 m eingejocht ist. Durch dieses Joch wird der Hochrücken in einen nördlichen und einen südöstlichen Abschnitt geteilt; ersterer ist der höhere. Die Reihe der nur wenig über das Rücken-Niveau aufragenden Gipfel, von denen einige glazial untergraben und zugeschärft, die anderen Kuppen sind, zeigen nur geringe Höhenunterschiede: 2786, 2917, 2911, 2813 im nördlichen Flügel; 2689, 2684, 2682 im südöstlichen Flügel. Die Hochregion, deren Kuppelform im Anblick von aussen klar hervortritt, wenn man nicht gerade in eines der Erosionstäler hineinschaut, nimmt die Mitte des kreisförmigen Grundrisses des Berges ein; in dem Zustande der Zerschneidung liegt der Mittelpunkt

¹⁾ M. Kurz, Le Mont Olympe (Thessalie). Paris-Neuchatel, 1923. Mit Karten.

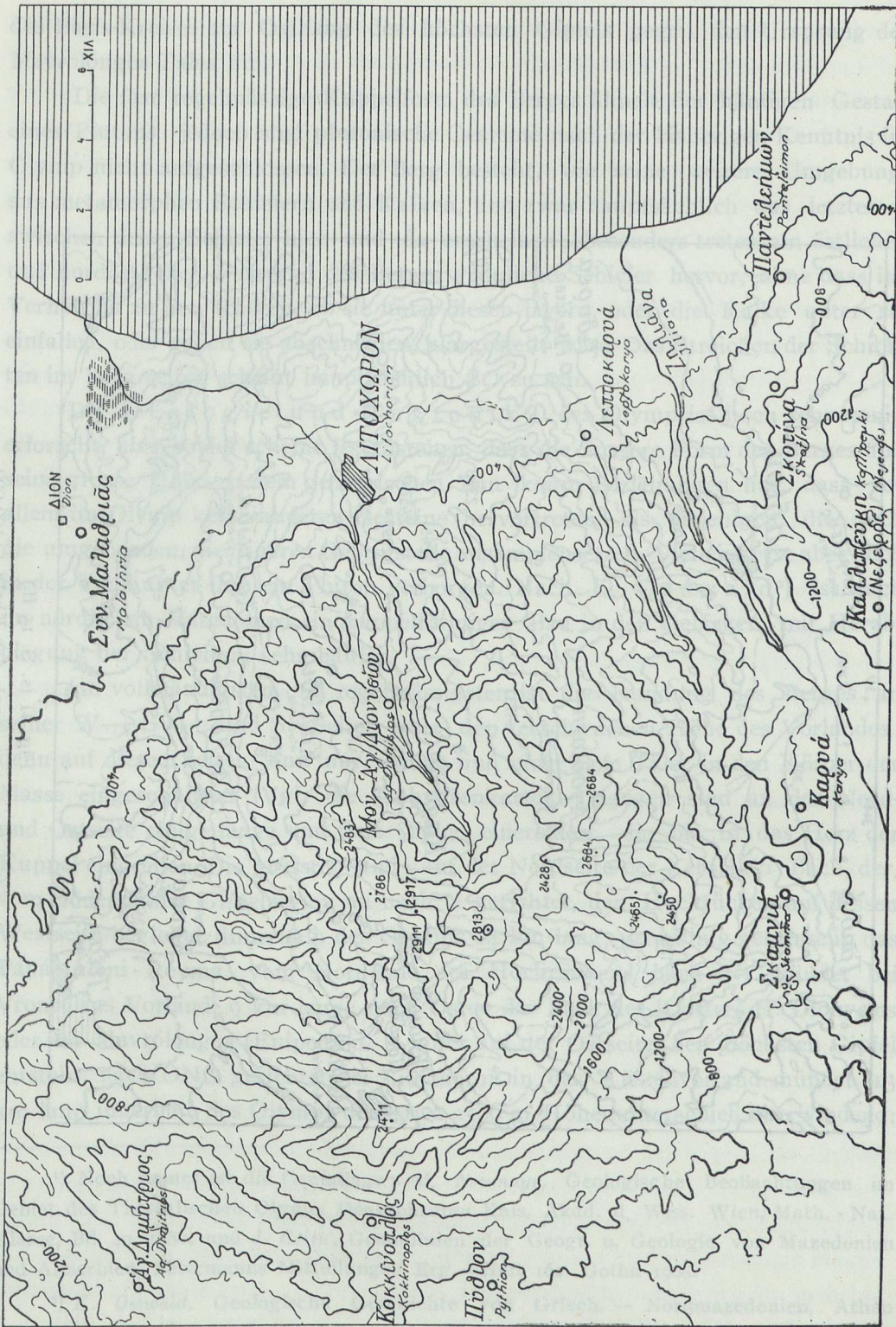


Fig. I (s. S. 7 ff.) Der Olympe. Höhengschichten nach der Karte 1:100.000

ferner der Bach Lázi-Gríva, mündet nach 9 km Lauflänge nach ONO gerichtet bei Leptokaryá in das Küstenvorland; dieser Bach ist an der südöstlichen Flanke des Kuppelberges eingeschnitten, sodass er auf seiner rechten Seite nur Höhen bis 1387 m hat, an der linken Seite aber solche bis 2397 m. Dazu kommen noch mehrere kürzere oder weniger tiefe Flankentäler. Alle diese Erosionsfurchen lösen den Kuppelberg auf seiner N- und O-Seite in zahlreiche Rippen auf, die aber alle an Breite, Höhe und Gefälle zum Rande hin einander sehr ähnlich sind, so dass sie, von einiger Entfernung gesehen, sich über die schmalen, wenig gewundenen Taleinschnitte hinweg wieder zu der Kuppelform zusammenschliessen und deren Anblick nicht stören. Besonders wichtig ist in dieser Hinsicht, dass alle Rippen und Täler am Gebirgsrande glatt enden, nicht etwa mit nennenswerten Vorsprüngen und Einbuchtungen. Damit hängt eine bemerkenswerte Abweichung von der Kreisform des Grundrisses des Olymp zusammen: der Ostfuss des Berges gegen das 5—6 km breite Küstenvorland ist nahezu geradlinig NNW ziehend, von der SO-Ecke bei Skorína bis nordlich Litóchoron, auf 12 km; ihm parallel laufen auch, von den Taleinschnitten abgesehen, die Isohypsen bis zum unteren Rande der Gipfelwölbung hinauf. Auf dieser Seite ist also die Kuppelform des Berges abgestutzt, augenscheinlich durch den Abbruch eines Kreis-Segmentes. Auch die Nordfront ist nicht eigentlich kreisförmig, sondern streicht von der Ecke bei Litóchoron erst auf 5 km NW, dann auf 8—10 km Länge WNW. Auf dieser Seite aber bewahren die Isohypsen von 1000 m Höhe aufwärts ihre Bogenform; der vorausgesetzte Abbruch beschränkt sich also hier auf den untersten Randstreifen des Berges, daher von Vrontú nach W der Nordrand sich von der bogenförmig konvexen Isohypse von 1000 m mehr und mehr entfernt und sich flachere Randhöhen einschieben.

Der geradlinige Absturz des Felsgebirges auf der Ostseite des Olymps nördlich von Leptokaryá besteht aus Kalkstein, unter dem, wie schon erwähnt, am Gebirgsfuss grünliche Schiefer erscheinen. An dieser Gesteinsgrenze, die sich im Süden bei 300 m, im nördlichen Abschnitt bei 400 m ü. M. befindet, hört von oben her der Steilabfall auf und beginnt der etwas sanftere Hang der Fussregion, der zumeist von Gebirgsschutt überdeckt, in ununterbrochener Böschung bis zu der ganz schmalen Strandebene hinabführt, auf der die Bahnlinie (Athen—)Larissa—Salonik entlang zieht. In derselben Höhe von 300—400 m treten sämtliche grosse und kleine Bäche aus ihren engen Gebirgstälern—eine besonders wilde und tiefe Schlucht hat der grösste, der Mavrólongos, in den Kalk eingeschnitten—heraus, also in typischen Stufenmündungen, und haben den Rest ihres Laufes auf dem offenen Schuttgelände zurückzulegen bis zu der 5—6 km entfernten Küste. Der grösste Teil dieses Schuttgeländes besteht aus zwei riesenhaf-

ten Schuttkegeln, die unmittelbar an dem Austritt der beiden Hauptbäche aus ihren Schluchten und in der Höhe dieser Öffnungen herausquellen. Zwei grosse Dörfer liegen dicht neben diesen Talöffnungen an der unteren Grenze des Kalkes gegen den Schiefer, Leptokaryá nördlich, Litóchoron südlich des betreffenden Baches, ganz seitwärts gerückt, um vor den Wildwassern geschützt zu sein, die sich sofort bei ihrem Austritt, schon in der Schlucht selbst, in den Schutt in engem Bett eingeschnitten haben, sodass die Bäche dort immerhin etwas tiefer liegen als die Ansatzhöhe des Kegels und als die Ortschaft. Nach der griechischen Spezialkarte (Blatt Kateríni) liegt Leptokaryá zwischen 300 and 380 m, das viel grössere Litóchoron zwischen 280 und 380 m. Bei letzterem Ort treibt der Mavrólongos Mühlen. Dieser Bach kommt (wie oben angegeben) von den höchsten Höhen des Olymp herab und zwar meist durch Kalkstein, ihm kann man demnach schon eine bedeutende Geröllführung zutrauen; weniger ist dies bei dem Lázi Griva (dem Bach von Leptokaryá) der Fall, der (s. oben) nur auf der Nordseite hohes Kalkgebirge, auf seiner Südseite niedrigere Schieferhöhen hat. Der Schutt der Kegel ist nach Neumayr und Cvijić geschichtet und stark verkittet; Trockenschluchten sind darin eingerissen, wenn auch nicht sehr tief; so haben sich auch die beiden Hauptbäche in ihre Schuttkegel eingeschnitten, der von Leptokaryá wendet sich dabei zunächst zwischen Gebirgsrand und Schuttkegel seitwärts nach Süden, der Mavrólongos dagegen fliesst nach dem Austritt aus seiner Schlucht nach NO, ungefähr dem Gefälle des Kegels entsprechend, dann, $1\frac{1}{2}$ km von der Küste entfernt, dieser parallel nach N und vereinigt sich in einem Küstensumpf mit anderen Wasserläufen, ehe er ins Meer mündet. Die Schuttkegel sind teils angebaut, teils Weideflächen, letztere mit Asphodelos bewachsen.

Etwas südlich der Austrittsstelle des Baches von Leptokaryá aus seiner Gebirgsschlucht sieht man, wenig höher als der Kegelanfang, ungefähr der Höhe des Dorfes entsprechend, Reste einer ebenen Terrasse; es ist nicht bekannt, ob es sich um eine Bruchstufe des Geröllkegels oder um eine ältere Küstenterrasse handelt. Auch nördlich von Litóchoron sieht man Terrassen, hier im Anstehenden eingeschnitten, nach Cvijić Bruchstufen.

Wo sich der Gebirgsfuss nördlich Litóchoron nach NW wendet bis Vrontú hin, ist er gegen die sich verbreiternde und als grosse Bucht in das Gebirge einspringende Küstenebene von Kateríni ebenfalls von kleineren Schuttkegeln gesäumt, bis bei Vrontú wieder ein grösserer Kegel vorspringt, der dem Tal des Papá Alóni (s. oben) entstammt. Auch diese kommen überwiegend aus mächtigem Kalksteingebirge.

Die nördlichen Kegel decken Terrassenreste zu; bei Vrontú taucht aus dem

Schutt eine ganze Terrassentreppe auf, von 300 m ü. M. abwärts. Auch diese sollen nach Cvijić Bruchstufen sein; mir schien im Fernblick, dass diese Stufen älter seien als die sie verhüllende Schuttdecke, doch bedarf dies der Nachprüfung. Auf der anderen Seite des Olymp sind keine grösseren oder auffallenden Schuttkegel bisher bekannt geworden. Nach der Spezialkarte zu urteilen, dürfte allerdings die geneigte Ebene, die sich von Pythion (Selós) am Südwestfuss des Olymp nach Kokkinógi (Demirádes) 8 km weit erstreckt und sich von 800 bis auf 530 m ü. M. abdacht, eine grosse Schutthalde sein.

Die Zahlen bestätigen, dass die drei grossen Schuttkegel am N- und O-Fuss des Olymp nach Grösse und Form gleichartig sind. Wenn auch die Isohypsen der Karte wohl nicht absolut genau sind, so genügen sie doch, um die Gefällsverhältnisse im allgemeinen richtig erkennen zu lassen. Die drei Bäche kommen aus der Gipfelregion des Berges, aus einem Hochgebirge, das in der E i s z e i t eine nicht unbedeutende Gipfel-Vergletscherung getragen hat; Talgletscher, die tiefer hinabgereicht hätten, sind nicht nachgewiesen. Alle drei Täler haben breite und steile Ursprungstrichter, der des Baches von Vrontú hat sogar ein Gefälle von 1:1, die beiden anderen von 1:2,5. Von dem Konvergenzpunkt des Trichters an ist jedes Tal in der ganzen Länge eng, ohne nennenswerte Erweiterungen; besonders eng und tief ist die letzte Strecke vor dem Gebirgsrande. Das Gefälle der Sohle vermindert sich flussabwärts gesetzmässig. Das Gefälle ist in der letzten Strecke 1:10 bzw. 1:5. Die beiden östlichen Bäche haben 4-5 km oberhalb der Austrittsstelle eine Strecke geringeren Gefälles als in der letzten Talstrecke; sie haben also vom Gebirgsrande her eine V e r j ü n g u n g erfahren, die mit der dortigen Stufenmündung im Zusammenhange steht. Diese liegt bei den beiden östlichen Bächen in etwa 300 m ü. M., bei Vrontú in 380 m, gemäss der grösseren Entfernung der letzteren von der Küstenebene. Die Stufe wird von dem Schuttkegel verdeckt, der im Niveau der Talmündung ansetzt. Der Bach hat an dieser Stelle geringes Gefälle; wohl veranlasst durch den Wechsel von der Tiefenerosion zu starker Ablagerung; dann nimmt das Gefälle wieder etwas zu, weiterhinaus aber wieder ab. Im Allgemeinen ist, wie zu erwarten, das Gefälle des Baches auf den Schuttkegel geringer als im Tal; dasselbe gilt vom Gefälle der Oberfläche des Schuttkegels, in welche der Bach eingeschnitten ist: es ist im Mittel bei dem Kegel von Leptokaryá 64, dem von Litóchoron 68, dem von Vrontú 55 m auf 1 km Horizontal-Distanz, gegenüber 120 bzw. 100 auf der letzten Talstrecke.

Was die Entstehungsbedingungen der Schuttkegel angeht, wollen wir vorläufig feststellen: die Verkittung des Schuttes der Kegel und ihre Bewachsung, die Zerschneidung ihrer Oberfläche durch den heutigen Bach bezeugen, dass die

Kegel sich nicht erheblich weiterbilden, sondern in der Verwitterung, ja teilweisen Zerstörung begriffen sind, es sind *Vorzeitformen*. Beziehungen zur Eiszeit sind wahrscheinlich, denn diese lieferte nicht nur in den Moränen der Gipfel-Vergletscherung, sondern auch unterhalb durch das kältere und feuchtere Klima reichlicher Schutt als das heutige Klima; die grossen Höhenunterschiede, die Steilheit der Talflanken, das starke Sohlengefälle begünstigten den schnellen Abtransport des Schuttes, der in der Eiszeit und am Schluss derselben im Gebirge in Masse entstanden war, namentlich, da der Kalk besonders grobes Gerölle lieferte. Diese begünstigenden Faktoren ausser dem Klima bestehen noch heute, aber bedeutende Schuttkegel bilden sich heute doch nicht mehr.

Der Fussrand des Olymp ist an dessen Ost- und Nordseite ein junger Bruch, die Täler sind auf ein Vorland von etwa 300 m über dem jetzigen Meeresspiegel eingestellt, die Stufenmündungen beweisen eine späte Hebung von 300-400 m (oder Absenkung des Vorlandes) an diesem Randbruch, die sich nur in geringem Masse gebirgswärts talvertiefend auszuwirken vermochte, weil augenscheinlich die Zeit dazu fehlte, bevor die Schuttanhäufung eine weitere Verjüngung am Talende behinderte. Die Ablagerung des Kegels muss während der jungen Hebung begonnen und mit ihr Schritt gehalten haben, sodass an den Talöffnungen die sich bildende Bruchstufe jeweils immer durch Schutt ausgeglichen wurde und die Oberfläche des Kegels die Gefällskurve des Gebirgsbaches mit nach unten abnehmendem Gefälle gesetzmässig fortsetzte.

Sonstige Schuttkegel in Thessalien

Der Olymp ist freilich nicht das einzige Gebirge Thessaliens, das Schuttkegel erzeugt hat. Der Westfuss des Ossa-Gebirges gegen die Ebene von *Lárisa* hin ist von, nicht zusammenhängenden, Schuttbildungen umsäumt. Die Seitenkammer von *Agyiá* ist zum grossen Teil von Halden erfüllt, die von N nach S geneigt sind, von 165 bis etwa 113 m, also mit einem Höhenunterschied von 50 m; das Innere der Bucht von *Marmáriani* ist von einem flachen Kegel, der aus einem Tale herausquillt, eingenommen; er trägt ausgedehnte Weideflächen, auch einzelne Äcker und Bäume; in der Seitenkammer von *Keserlí* besteht ein Streifen am Gebirge entlang aus gewaltigen Schuttkegeln, die aus den grossen Tälern herauskommen, von 180 bis 110 m, also mit 70 m Höhendifferenz. Diese Kegel sind mit Lehm bedeckt, angebaut und mit grossen Dörfern besetzt, also wohl diluvialen Alters¹⁾.—Am Eingang des Tales *Tempe* zieht sich von N, aus einem Tal des Nieder-Olymp, der grosse angebaute Schwemmkegel

¹⁾ *Philippon*: Beiträge zur Morphologie Grlds., S. 73 f, Karte S. 70.

von Dereí herab. Auch weiter westlich bis Tyrnavos ist der Nordrand der Ebene gegen das dortige niedrigere Gebirge von kleineren Schutthalden gesäumt. (Beobachtungen 1934).

Dagegen sind am Westrand der Ebene von Trikkala nur unbedeutende Schwemmhalden; die Gebirgsflüsse des Pindos breiten ihren Schutt in Form von Geröllbetten aus, die bereits innerhalb des Gebirges ihren Anfang nehmen. Das deutet darauf hin, dass dieser Gebirgsfuss des Pindos keine ganz junge Hebung erfahren hat; dagegen dürften die erwähnten Schuttkegel des Ostrand des Thessalischen Beckens auf eine diluviale (relative) Hebung des Gebirges bei, wohl gleichzeitiger, Senkung der Seitenkammern und Buchten der Ebene zurückzuführen sein; wahrscheinlich entstammt der Schutt dem Eiszeitklima, wenn auch eine Vergletscherung auf der nur in schmalen Gipfel 1980 m ü. M. erreichenden Ossa nicht entstehen konnte. An Grösse und besonders an Höhe stehen alle diese Bildungen weit hinter denen des Olymp zurück.

Eine sonderbare, sehr ausgedehnte geneigte Geröllfläche nimmt den inneren Teil der Niederung von Halmyrós, an der Westseite des Golfes von Vólos ein. Sie erstreckt sich an dem fast geradlinigen Nordfuss des Othrys-Gebirges entlang von W nach O und neigt sich in dieser Richtung von über 300 m bis etwa 50 m ü. M., wo sie in die breite Küstenebene von Halmyrós übergeht. Die Länge beträgt 15 - 20 km, die nordsüdliche Breite 7 km am oberen, 12 km am unteren Ende. Das Othrys-Gebirge im S dieser Geröllfläche erhebt sich bis 1726 m und besteht aus der Schiefer-Hornstein-Formation des Mesozoikums und einer darüber lagernden Kalkdecke, die den Nordrand zum grossen Teil zusammensetzt. In W und N ist die Geröllfläche von niedrigem, nur bis 800 m hohem Gebirge unbekannter Zusammensetzung umgeben. Die schiefe Ebene besteht aus lockeren Schottern, deren Schichten parallel der Oberfläche sanft geneigt sind. Die widerstandsfähigen Gerölle des Hornsteins bilden die Hauptmasse dieser riesigen flachen Schotterablagerung, die in sich von keinen Störungen betroffen zu sein scheint. Die Flüsse sind in die Schotter eingeschnitten, in dem höheren Teil der Fläche ziemlich tief; die Oberfläche ist dürr und unfruchtbar, von Kermeseichen-Gebüsch bestanden und als Winterweide benutzt. Der südöstliche Teil der Geröllablagerung, zwischen Halmyrós und Plátanos, steigt südwärts gegen den Gebirgsrand bis 150 m an und besteht fast nur aus schwarzen Kalkgeröllen, die in eine rote Erde eingebettet sind¹⁾.

Es ist klar, dass Geröllbildungen mehrerer Bäche sich mit der grossen

¹⁾ Philippson: Thessalien und Epirus, S. 45. 47.

Schotterfläche vereinigen. Über die Entstehung dieser grossen Halde kann man bisher nur Vermutungen haben. Es ist möglich, dass die Hauptmasse eine diluviale, ursprünglich ebenflächige, erst später durch Ansteigen des Landinneren schräg gestellte Ablagerung des Flusses Tsanarlis (Enipeús) ist, der jetzt westlich der Geröllfläche, von ihr durch einen niedrigen Rücken getrennt, von S nach N vorbeifliesst und vielleicht einmal eine Zeit lang hier nach O gegen Halmyrós gerichtet war. Am obersten Lauf dieses Flusses habe ich zwischen Neochóri und Chiliadú eine Schutthalde kartiert, aber nicht näher untersucht.—Über die mit Deltas verbundenen Schuttkegel am Südrand der Othrys wird in meinem Werk «Die Griechischen Landschaften» berichtet.—Auch an der Ostküste des Golfes von Vólos gibt es mehrere Deltavorbauten und Kegel, die nicht näher bekannt sind.

Der Parnass

Was der Olymp für den Osten Nordgriechenlands, ist der Parnass (Parnassós) für den östlichen Teil Mittelgriechenlands. Von den Phokisch-Boeotischen Beckenebenen, von dem Korinthischen Golf und seiner Südküste, von allen höheren Punkten des östlichen Mittelgriechenland und des nördlichen Peloponnes gesehen, beherrscht er bei klarem Wetter durch seine mächtigen grauen Flanken, seine nur im Hochsommer schwindende Schneehaube das Landschaftsbild. Er verdankt dies, wie der Olymp, seiner einheitlichen geschlossenen Gestalt als Einzelberg, seiner Höhe und seiner Isoliertheit. Freilich steht der Parnass mit einer Gipfelhöhe von 2457 m um 460 m gegen den Olymp zurück. Er ist auch nicht ganz so isoliert wie jener, denn er hängt durch einen Gebirgsgürtel nach Westen mit der mächtigen, 2510 m erreichenden Gebirgsgruppe der Giona zusammen, die ganz anderer Art ist, nämlich mit N-S-Streichen ihrer Rücken einen Teil der grossen jungen dinarischen Faltungen und entsprechenden posthumer Aufwölbungen bildet, welche die mittlere Zone der griechischen Halbinsel einnehmen. Von diesem grossen Längs-Gebirge springt der Parnass ostwärts vor, ohne Vorberge nach Norden und Osten abschneidend gegen die Phokisch-Boeotischen, vom Kephissos durchströmten Ebenen; auch die Gebirge im Süden des Parnass, westöstlich streichende Falten und Kämme, sind nur Mittelgebirge, die sich nach Osten in Helikon und Kithaeron fortsetzen. So tritt der Parnass von allen Hochgebirgen Mittelgriechenlands am weitesten nach Osten vor, —auch weiter als die Ziria im Nordpeloponnes— gegen die von niedrigeren Höhen und von Hügeln und Ebenen erfüllten nördlicheren und östlicheren Landschaften.

Auch der Parnass ist, wie der Olymp, ein Kuppelberg, wenn auch

nicht so regelmässig gerundet im Grundriss wie jener. Die ihn zusammensetzenden Gesteine sind nicht-metamorphosierte, mesozoische Kalke und Schiefer; dieser geologische Unterschied vom Olymp hat aber für die Morphologie des Berges wenig zu sagen; die Hauptsache ist, dass auch im Parnass an der Oberfläche Kalke, meist massiger Art, vorherrschen. Die Angabe, dass die Gesteine des Parnass zwei SO streichende Antiklinen (Bittner) oder nur eine solche (Mauil) bilden, trifft nicht die Hauptsache, sondern diese ist, dass mächtige Kalke sowohl die Flanken wie die Gipfel des Berges überwiegend zusammensetzen, dass dagegen Schiefer hier und da im Inneren, zusammenhängend aber unten am Gebirgsfuss, rings am S-, O- und N-Rand, hervortreten, ganz ähnlich wie am Olymp. Im W und S des Parnass sind Schiefer dem Kalk eingelagert, am O- und N-Rand beobachtete ich, dass der Kalk unter den Schiefer des Fusses einfällt. Im Allgemeinen soll im Parnass-Gebiet das Streichen der gefalteten Schichten SSO sein. Dies ist für unsere Betrachtung weniger wichtig, als dass der der oberen Kreideformation angehörige Kalkpanzer des Berges eine Aufwölbung bildet, die ungefähr der Kuppelform desselben an der N-, O- und S-Seite entspricht, auch nach S hinabsinkt zu den verkarsteten Plateaus von Desphina am Korinthischen Golf (unter 900 m). An der O- und N-Seite kann man sogar unmittelbar sehen, dass der Kalkmantel und seine Schichtfugen ungefähr parallel der Bergform nach aussen geneigt sind und, wie schon gesagt, unter den Schiefer des Fusses einfallen. Im Parnass entspricht also die Kuppelform auch annähernd einer tektonischen Aufwölbung oder blasenförmigen Auftreibung. Nur nach Westen sind die Verhältnisse nicht so einfach, wie wir noch sehen werden.

Die geologische, besonders die tektonische Erforschung des Parnass-Gebietes ist noch sehr im Rückstand¹⁾. Die Morphologie hat Mauil eingehend erforscht und unsere folgende Betrachtung beruht zum grossen Teil auf seinen Angaben, ausserdem auf eigenen Beobachtungen²⁾ rings an den Rändern des Berges entlang. Die griechische Topographische Karte 1:100.000, Blätter

¹⁾ A. Bittner: Der geologische Bau von Attika, Bötien, Lokris und Parnassis. Denkschr. Kais. Akad. d. Wiss. Wien, math. - nat. Klasse 1880.— O. Mauil: Beiträge zur Morphologie des Peloponnes und d. südl. Mittelgriechenland. Leipzig-Berlin 1921.— K. Renz: Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Palaeozoikum. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanstalt Wien, 60. 1910 S. 421-636. Neue geologische Forschungen in Griechenland. Ztrbl. f. Mineral. u. Palaeont. 1911. S. 289-98.

²⁾ A. Philippson: Bericht über eine Reise durch Nord- u. Mittelgriechenland. Ztschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1890.—Thessalien und Epirus. Berlin 1897.—Beiträge zur Morphologie Griechenlands. Stuttgart 1930. (Reise 1928).—Unveröffentlichte Beobachtungen 1934.

Lamia-Amphissa (Jahr 1933) und Delphi-Xylokastron (1934), die Maull noch nicht vorlagen, sind nicht so gut ausgeführt wie die des Olymp; ihre Darstellung der Hochregion des Parnass lässt sich leider nicht mit der Maulls im Text und in der Skizze (S. 86) vereinigen.

Der Kuppelberg des Parnass fusst, wie schon gesagt, im Norden und Osten in den vom Kephissos durchflossenen Ebenen, welche hier eine Meereshöhe von nur 300-150 m haben. Dagegen legt sich der Kuppel, dem Hochparnass, nach Westen unmittelbar eine ausgedehnte Karstlandschaft von etwa 1500 m ü. M. (am Südrand 1200 m und weniger) an, die sich nach W bis zur Talfurche von Amphissa erstreckt und die man Nieder-Parnass nennen kann.

Dem Nieder-Parnass kann man kaum die Bezeichnung «Plateau» geben, denn er ist deutlich in Rücken und Mulden von SSO-Richtung zerlegt; von ersterem erreichen einige über 1700 m Meereshöhe. Im südlichen Teil ist eine abflusslose Poljen-Ebene, Livádi, eingesenkt (1100 m), die bis an die Talwandung oberhalb Delphi östlich dieses Ortes heraustritt.

Die Talfurche von Amphissa, die den Nieder-Parnass im W begrenzt, steht über den Amblena-Pass (979 m) mit der oberen Kephissos-Ebene bei Graviá in Verbindung, das Passjoch verknüpft den Nieder-Parnass nach W mit dem Gióna-Gebirge, das ebenfalls aus breiten, z. T. verkarsteten Kalkplateaus besteht, aber mit deutlicher, N-S streichender Gliederung, mit Klotzbergen und Hochgebirgsrücken. Die Giona ist im Grossen genommen eine mächtige Aufwölbung des Nieder-Parnass, aber nicht kuppelförmig, sondern mit N-S-Achse. Jene ebenfalls N-S laufende Tiefenzone Amphissa-Amblena, die Nieder-Parnass und Giona trennt, wird von Neumayr als ein Faltengebirge aufgefasst, in dem der Schiefer angeschnitten ist; die Furche folgt aber nur zum Teil einem Schieferzug, die Kalke beider Seiten hängen vielfach quer über die Furche zusammen. Letztere ist von einem alten Talboden begleitet, der im Norden des Passes in 1000 m ü. M. beginnt, südwärts sich senkt auf 700-800 m um das Becken von Segditsa, auf 400-500 m bei Amphissa, dann zum Meere bei Itea. Es hat hier also eine junge Schrägstellung, Neigung nach Süden, stattgefunden, die ähnlicher Neigung des Nieder-Parnass und der Giona entspricht.

Der Nieder-Parnass schneidet nach Süden mit einer Randpartie von etwa 1000 m ü. M. steil gegen das ostwestlich verlaufende tiefe und enge Tal des Baches Pleistos d. A. ab; im westlichen Teil dieses Abfalles läuft an der Nordflanke des Tales eine Terrasse entlang zwischen der jähren (relativ) 250-480 m hohen Kalkwand der Phaedriaden oben und dem etwa 400 m tieferen bis 150 m ü. M. teilweise als Klamm eingeschnittenen Tal unten. Die Terrasse, ziemlich stark gegen das Tal hin geneigt, entspricht einem Schieferzug zwischen dem Kalk oben

und einem anderen Kalk unten; auf ihr liegt in etwa 600 m ü. M. die Trümmerstätte von Delphi in wilder Gebirgslandschaft. Der obere Kalk schneidet, östlich von Delphi, mit glänzenden Rutschflächen (Harnischen) über dem Schiefer der Terrasse ab; ob die Steilheit nur durch Abrutsch des Kalkes oberhalb des weicheren Schiefers entstanden ist oder einer Verwerfung des Kalkes entspricht, ist nicht festgestellt. Jedenfalls liegt die Fortsetzung der Kalkes der an der Nordseite des Pleistostales gelegenen Hochfläche des Nieder-Parnass auf der Südseite des Tales bei 800 m, also erheblich tiefer als im N desselben (ca. 1200 m). Östlich breitet sich der Schieferzug von Delphi zu einer breiten Schiefer-Landschaft aus, entsprechend das Pleistos-Tal zu einem zerschnittenen, aber sanft geformten Ursprungstrichter, an dessen nördlichen Hang in 900 m ü. M. das grosse Dorf Aráchova liegt. Dort sind wir schon am Südrand des Hochparnass, der ebenfalls mit steiler Kalkwand abschneidet. Weiter ostwärts setzt sich am Fuss des höchsten Gebirgsteiles die Pleistos-Furche in einem schmalen Hochtalboden mit Talwasserscheide (763 m), dem Trockental von Zemenú, ebenfalls geradlinig nach Osten fort, im N überragt von den grossartigen Kalkwänden des Hochparnass, drohend nahe um 1200-1400 m abstürzend, an deren Fuss sich sanfte Schutthalden hinabziehen. Weiter ostwärts steigen die Wände mit schütterem Tannenwald zu immer höheren Schroffen und Zacken auf, an denen häufig Wolken kleben und Adler ihre Kreise ziehen. Es ist eine der wildesten Gebirgslandschaften Griechenlands, diese Südostecke des Hochparnass! Im Süden des Tales von Zemenú erhebt sich ebenfalls steil, aber nicht in Wänden, der gerundete Kalkberg Xerovúni (1559 m). Das Tal von Zemenú dürfte dem System alter hochgelegener Talungen angehören, die wir an der Amphissa-Amblena-Furche erwähnt haben. Nach Osten senkt sich schliesslich das Tal hinab zu dem gewundenen tiefen Talsystem des Flusses Plataniás, der von S, von Dístomon kommt und niedrigeres, bis 900 m hohes Kalkgebirge durchbricht, das die SO-Ecke des Hochparnass mit den OSO-streichenden Kalkketten des Helikon verbindet (Dreviza 1487 m). Vor diesem letzteren Falten- und Kettengebirge lagert sich nördlich, dem Hochparnass östlich, eine ausgedehnte Hügellandschaft aus Schiefeln vor, die von einer Einebnungsfläche von 500-400 m ü. M. überzogen und nur durch zahlreiche, verzweigte Tälchen ausgeschnitten ist.

So steigt der Hochparnass steil und hoch, etwa um 2000 m, über das nördliche und östliche Vorland auf, das nur bescheidene Meereshöhen besitzt. Dagegen erhebt er sich an der Westseite über den Nieder-Parnass nur um etwa 1000 m, erscheint also von dieser Seite weniger imposant. Aber auch hier setzt sich der Fuss des Kuppelberges scharf ab bei etwa 1500 m ü. M., gegen die Ebene Livadi bei etwa 1150 m. Dieser Westhang ist durch eine Stufe von etwa 1800 m ü. M.

gegliedert, von der auch am steilen Südhang Stücke in 1900 m Höhe zu bemerken sind. Im übrigen ist der Westhang des Hochparnass steil mit einer Böschung bis zu 1:1,5 im unteren, 1:2 im oberen Teil. Dieser Westabfall zieht ziemlich geradlinig SSO und ist nur von wenigen kurzen Flankenrinnen kaum gegliedert. Der Südfuss der Kuppel gegen die Furche von Zemenú-Pleistos setzt sich in scharfem Winkel gegen den Westfuss ab und zieht W-O, der obere Hang, oberhalb der Vorstufe nach ONO. Die Gesamtböschung hat hier 1:2,5; über Zemenú bis zur Vorstufe 1:1,8, im oberen Teil 1:1,5. Auch dieser Abfall ist nur wenig zertalt. An der Südostecke ist ein der erwähnten Vorstufe angehöriger, 1912 m hoher Vorsprung durch ein H. Nikolaos genanntes Joch von 1800 m leicht abgegliedert, über welches der Passweg von Aráchova nach Dávlia hinüberführt.

Zeigt der W- und S-Fuss des Berges keine Rundung, sondern zwei fast rechtwinkelig sich schneidende Fluchten, so verlaufen doch die höheren Isohypsen, so die von 2000 m, in einer nach SW konvexen Kurve, sodass hier oben die runde Form der Kuppel gewahrt ist. Über den steilen Flanken kommt man bei etwa 2300 m zu einem breiten Gipfelplateau, in das kleine Wannen eingesenkt sind und über das sich die Gipfel (nur wenig) erheben, auch der höchste in der Mitte nur um 100 m. Maull (S. 87) spricht daher von einer «Gipfelkonstanz» des Parnass; die Gipfel können nur durch Ausschneiden aus einem Plateau zustande gekommen sein. Die griechische Karte gibt hier 6 Höhenzahlen von Gipfeln zwischen 2328 und 2457 m. Am Nordende ist eine Vorstufe von 2160, 2120, 2257 m. Aber wie beim Olymp haben auch beim Parnass die von N und NO eingreifenden Erosionstäler mit ihren Ursprungstrichtern diese Hochfläche zerfressen, sodass von der ursprünglichen Kuppelform nur ein, allerdings ziemlich breiter, nach NO offener Halbmond übrig geblieben ist, der von dem nordöstlichen Vorland gesehen in alpine Hörner und Scharten gegliedert erscheint. Der grösste Durchmesser dieser halbmondförmigen Gipfelhochfläche, der von NW nach SO, misst etwa 8 km, die grösste WO-Breite am Nordende etwa 3 km. In den Talursprüngen hat die Vergletscherung der Eiszeit Tröge und Kare ausgearbeitet und Moränen zurückgelassen (Maull.).

Die Rundung des Hochparnasses ist, wie erwähnt, auf der Südseite durch die tiefe Furche von Zemenú abgeschnitten. Es liegt nahe, den südlich desselben bis 1559 m aufragenden Berg Xerovúni mit zur Hochparnass-Kuppel hinzurechnen, der nach S und SO eine vollkommene, bis 500 m ü.M. hinabreichende Rundung zeigt. Ja, man könnte auch den westlich davon zu 1276 m aufsteigenden, flacher gewölbten Berg Sumalís hinzunehmen. Doch ist es besser, beide als besondere kuppelförmige Aufwölbungen anzusehen; die des Xerovúni

geht über die Tektonik (ein ONO streichendes Schichtgewölbe) hinweg. Vom Südhang des Hochparnass fallen die Schichten südwärts zur Furche von Zemenú ein. Beide genannte südliche Vorberge werden im Süden begrenzt durch Karstplateaus von 500-700 m ü.M., die Fortsetzung derjenigen im Süden des Niederparnass. Bei beiden Hinzurechnungen ist der Grundriss des Kuppelberges ein Oval mit der Längsachse von Dadí über Zemenú; fast genau auf dieser Linie liegt der höchste Gipfel. Die Richtung dieser Achse ist S 10°O, ihre Länge bis Zemenú 18 km, bis zum Südfuss des Xerovúni noch weitere 5 km, zusammen 23 km. Die grösste Breite rechtwinklig dazu vom Livádi nach der Ruine Kamára (südlich von H. Marína) 14 km. Ohne Xerovúni ist demnach die Abweichung vom Kreis nicht sehr gross. Jedenfalls ist die Grundfläche des Hochparnass-Kuppelberges ohne Xerovúni der des Olymp, die einen Durchmesser von 15 km hat, sehr ähnlich, trotz des bedeutenden Höhenunterschiedes. Eine weitere Ähnlichkeit ist der Anschluss einer niedrigeren Plateauregion an die Kuppel, und zwar des Niederolymp im Süden, des Niederparnass im Westen der Kuppel, ferner die geringe Zertalung der West- und Südseite, die starke Zerschneidung der Nord- und Ostseite.

Dieser Nord- und Ostseite des Hochparnass und ihren Tälern müssen wir nun unsere Aufmerksamkeit zuwenden. Auch an diesen beiden Seiten, wie im Süden, ist der Gebirgsfuss nicht gerundet, während die höheren Isohypsen, wenigstens auf der Nordseite, eine Rundung erkennen lassen. Der Ostfuss des Berges verläuft N 10° O 8 km lang, der Nordfuss N 40° W 20 km lang. Die beiden fast geraden Fusslinien schneiden sich in einer etwas abgerundeten Ecke bei Kamára zwischen Dávlia und H. Marína, wo sich der niedrige Felsrücken (500-600 m ü.M.) ansetzt, den der Kephissos zwischen den Becken von Lílaila und Elátia in breitsohligem Tal durchbricht. Westlich von Dadí bildet der Gebirgsfuss in einer vorspringenden Vorstufe von 542 m ü.M. (250 m über der Ebene) wieder eine Ecke, die ungefähr dem Nordende des Hochparnass entspricht. Der hier ansetzende Nordfuss des Hochparnass bildet eine breite Bucht der Ebene bei Agóriani, indem er um 4 km südwärts zurückweicht, dann zieht er bis Graviá nach NW. In dieser Bucht entspringen dem Fuss des Kalkgebirges starke Quellen, die dem Kephissos dauernde Wasserführung verleihen und als dessen Ursprung angesehen werden. Der horizontale Grundriss des Parnass setzt sich auf diesen Seiten also ebenfalls aus nahezu geraden Linien zusammen, wie es beim Olymp nach O und NO der Fall ist. Die Flanken des Hochparnass nach O und NO sind noch recht steil, wenn wir von den Taleinschnitten absehen: im O bei Dávlia zwischen 800 und 2000 m 1: 1 ²/₃ (1200 m auf 2 km horizontal); westlich von Velitsa 400 bis 2100 m, 4 km horizontal, 1: 2 ¹/₃. Diese steilen gradli-

nigen Flanken machen den Eindruck von Brüchen, an denen das Vorland abgesunken bzw. das Gebirge aufgestiegen ist.

Anzeichen dieser jungen Verschiebungen sind zunächst die Reste von Randstufen und Hochtälern. Ein Randstufen-Niveau von 800-950 m lässt sich am Nordrand feststellen oberhalb Margioláta, bei Ano Agóriani, Ano Suvála. Auch gegenüber an der Nordseite des Beckens von Lílaiá, im östlichen Teil desselben, fällt eine Stufe ähnlicher Höhe ins Auge. Auf dieses Niveau sind alte Talungen eingestellt bei Agóriani und Dadí. Sie entsprechen dem System alter Talböden, die wir an dem W- und S-Rand des Parnass beobachten konnten. Ein zweites System von Randstufen bzw. Einebnungsflächen liegt bei etwa 500 m. Der Kalkriegel, der von der NO-Ecke des Parnass bei Kamára nördlich Dávliá nach Osten zieht bis zu den Bergen an der Nordseite des Kopais-Beckens, und der vom Kephissos in breitsohligem nachträglich ertränktem Tal durchbrochen wird, trägt eine solche Fläche von 500 m ü.M.; um den Kephissos-Durchbruch noch eine tiefere, dritte Stufe von etwa 350 m. Der Riegel wird nördlich Dávliá noch von einem zweiten parallelen Tal eines von W herabkommenden Baches durchbrochen, das sich nach N wendet, aber in Form einer Talgabelung auch einen Zweig nach O zur Ebene entsendet. Vor dem Ostrande des Parnass liegt das Dorf Dávliá über dem Westende der Ebene von Chaeroneia, sich hinaufziehend an dem Hang einer Stufe von 360 m, wo eine reiche Quelle entspringt. An dem Hang beobachtet man verrutschte und verknetete Kalke, Schiefer, Mergel, darüber Gebirgsschutt. Über dem Dorfe beginnt eine geneigte Stufe von etwa 500 m mit rundhöckerartigen Kalkbuckeln. Derselben oberen Stufe mag auch der Plateauberg angehören, welcher die antike Stadt Daulis trug. Auf die Buckelstufe eingestellt ist das von WSW herabkommende Tal des Klosters Jerusalem; es ist das Tal, welches vom Pass H. Nikólaos (s. oben) herabkommt und den südöstlichen Vorsprung des Parnass (1912 m) abtrennt. Das Tal wird daher auf seiner Nordseite von dem gewaltigen Absturz des Hochparnass überragt (Trypa 2324 m) mit einer Böschung 1 : 1,3. Das ist wohl der Grund, dass das 4 km lange Tal, das einzige grössere der Ostfront des Berges, das auf diese Länge von 1700 auf 100 m fällt (Sohlengefälle 1 : 4) fast von seinem Ursprung an mit einer gewaltigen Schuttmasse erfüllt ist, die, nach Maull, von Trockenrissen in einzelne Wälle zerlegt ist. Auffallenderweise kommt es an der Tal-mündung nur zu einer mässigen Ausbreitung von Schutt, nicht zur Bildung eines Schuttkegels; die Ursache mag die sein, dass das Wasser in der Schuttmasse versinkt (wohl weil darunter Karstformen verborgen sind?), es also zu keinem kräftigen Bach mehr kommt, welcher den Schutt ausräumen könnte. Auch fehlt hier eine Klamm-Verengung am Austritt des Tales.

An der NO-Front des Hochparnass lässt die griechische Karte Vorstufen erkennen bei H. Marina (505 und 400 m); bei Dadi (520 m, Hügel «Toichos»); bei Kalyvia an der Nordecke des Parnass (542 m). Es ist also wohl nicht zu bezweifeln, dass ehemals das Vorland dort lag, wo jetzt die Höhe von 500-540 m liegt, dann in einer späteren Phase bei 400-360 m. Mit diesen Randstufen in Übereinstimmung stehen die Mündungen der grossen Täler. Das des Klosters Jerusalem an der Ostseite des Berges haben wir schon angegeben. Am Nordostfuss des Hochparnass münden vier grosse Täler, die von der Gipfelregion herkommen, und zwar aus Hochwannen, die glazial umgeformt und von Moränen ausgekleidet sind. Es sind von Ost nach West (s. die Zahlen in der Tabelle) je zwei Paare.

1) Das Tal von H. Marina

2) Das Tal von Velitsa (Tithorea)

beide nur 6-8 km lang, parallel zueinander NNO gerichtet; Abstand der Mündungen 3 km. Ein Abstand von 9 km trennt die Mündung des Tales Nr. 2 vom nächsten Tal.

3) Das Tal von Dadi

4) Das Tal von Suvála,

beide sind grösser, etwa 11 km lang, Abstand der Mündungen 5 km; ihre Richtungen, N bzw. NNW, divergieren leicht. Da die Täler sich nach oben radial nähern, ist kein Raum für eine reichere Verzweigung der Talsysteme. Die beiden östlicheren, kürzeren Bäche haben naturgemäss steileres Gefälle. Der Ursprung aller liegt ungefähr gleich hoch. Sie öffnen sich alle mit Stufenmündungen in folgenden Höhen: Bach Nr. 1 360 m ü.M. (160 relativ)=untere Randstufe. Bach Nr. 2 520 m (330 m relativ)=obere Randstufe. Nr 3 450 m (170 m relativ). Nr. 4 400 m (100 m relativ). Bei den beiden letzten ist die Mündung etwas vertieft gegen die obere Randstufe. Die relative Höhe ist bei den beiden westlichen geringer als bei Nr. 2, da sie in die oberste Kephissos-Ebene münden, Nr. 1 und 2 in die nächst tiefere Ebene. Die Bäche haben sich kurz vor ihrer Stufenmündung eine Klamme eingeschnitten, mit Ausnahme von Nr. 4. Diese Klamme entspricht einer Talverjüngung innerhalb eines Hochtalbodens (Maull), der Übergang einer Talstufe (Gefällsverstärkung). Der Bach von Dadi hat hier unten das stärkste Gefälle seines Laufes, 320 m auf 1 km=1:3! Auch weiter oberhalb sind mehrere Talstufen vorhanden, bei 1) in etwa 1400; bei 2) in etwa 1500, bei 3) in etwa 1700 und bei 1300; bei 4) in 1500, 1200 m. Das sind Zeugen episodenhaften relativen Aufsteigens des Berges.

An jede Stufenmündung dieser vier Täler schliesst sich je ein grosser Schuttkegel an, der an der Mündung des betreffenden Tales beginnt. Der

grösste ist der von Velítsa; der von Suvála ist wenig bedeutend. Die von H. Marina und Velítsa schliessen sich seitwärts aneinander; zwischen dem von Velítsa und dem von Dadí ist ein Abstand von 6 km, wo der Gebirgsfuss nur von geringen Halden begleitet ist, «die ihr Material aus den Nischen und Trichtern der Parnasswände erhalten» (M a u l l). Dasselbe zwischen den Kegeln von Dadí und Suvála. Der grösste Kegel, der von Velítsa, entspricht dem starken Gefälle dieses Tales im Vergleich mit den beiden westlichen längeren Tälern; der von H. Marina ist geringer, weil der Bach nur aus einem schmalen Ausläufer der Hochregion herkommt. Der Kegel von Dadí hat die Besonderheit, dass er sich an die Westseite des Kalkfelsriegels anlehnt, diesen teilweise überdeckend (Philipsson «Beiträge» S. 58), der östlich von Dadí die Kephissos-Niederung quert und diese in die beiden Becken von Lilaia und Elátia teilt. Der Fluss hält sich hier dicht an der Nordseite der Senke und hat sich in den Kalkriegel einen Kanjon von 5 km Länge eingeschnitten. (Philipsson, Thessalien S. 22, dort überhaupt Beschreibung des Nordrandes des Parnass. Die Ausführungen Maulls S. 73 sind nicht ganz klar). Die Böschung der Schuttkegel ist geringer als das Gefälle des zugehörigen Gebirgstales, am geringsten bei dem von Dadí. Nach unten gegen die Ebene hin verläuft er sich mit weiter abnehmender Böschung. In die Schuttkegel von H. Marina und Velítsa haben sich Dolinen eingetieft, ein Zeichen, dass unter dem Schutt der Kalk sich fortsetzt. (Bittner, Maull).

Der erste, der einen dieser Schuttkegel beschrieben hat, ist Bittner (1880, S. 29): «Der gewaltige Schuttkegel, der wüst, steinig, nur mit fusshohem Stecheichengestrüpp⁽¹⁾ bestanden, sich zwischen den Ortschaften Velítsa und H. Marina aus dem Gebirge vorschiebt». Dann folgte meine Beschreibung 1893 (1897) S. 21: «ein riesiger Schuttkegel, der aus den Schluchten des Parnass östlich von Velítsa entspringt und sich bis an den Kephissos ausdehnt. Fast die ganze südliche Hälfte der Ebene wird durch diesen Schuttkegel eingenommen, dem tertiäres Alter zuzuschreiben, wie es die Bittnersche geologische Karte tut, kein ersichtlicher Grund vorliegt. Da der Schutt sehr unfruchtbar ist, entbehrt dieser Teil der Ebene des Anbaues. Wanderhirten weiden ihre Herden auf der weiten, von zerstreutem Kermeseichen-Gebüsch bewachsenen Fläche. Ganz anders auf der Nordseite der Ebene, wo sich die Schutthalden, der geringeren Höhe des Gebirges entsprechend, auf einen schmalen Streifen am Fuss des Berges beschränken⁽²⁾. Hier dehnen sich am Fluss (auf der nur schmalen Aue, «Beiträge» S. 58) sehr fruchtbare Ackerfluren aus, auf denen Baumwolle und Getreide gebaut

1. Kermeseiche, *Qu. coccifera*.

2. S. auch weiter unten.

werden». Dann folgt eine kurze Beschreibung des Felsriegels und des Schuttkegels von Dadí.

Mauill (S. 72) schreibt von der «zusammenhängenden Schuttkegelflucht unter den Parnasswänden» und besonders von den grossen Schuttkegeln von H. Marína, Velítsa und Dadí: «Das Material ist zu Brekzie oder Konglomeratbänken verfestigt, die durch scharf eingerissene Schluchten wieder zerschnitten worden sind; namentlich hat sich bei Velítsa ein etwa 30 m tiefer kanjonartiger Riss eingetieft. In der Regenzeit wird das neu zugeführte rezente Material weiter draussen in der Ebene murartig abgelagert». Es ist also kein Zweifel, dass diese grossen Schuttkegel Vorzeitformen sind und als Kegel nicht weiter wachsen, im Gegensatz zu einer Bemerkung Mauills kurz vor dem angeführten Satz. Meine Angaben in «Beiträge» (Reise 1928) bieten nichts wesentlich Neues.

Von anderen Seiten des Parnass wird, abgesehen von Halden am Fuss der Wände, ein Schuttkegel erwähnt (Mauill S. 85) am Ostrande des Livádi an der Mündung eines scharf eingeschnittenen, vom Hochparnass herabkommenden Tales; der Schutt ist auch hier zu harten Brekzienbänken verkittet und von dem Trockenbach wieder zersägt. In das Becken von Segditsa (in dem Talzug Amblena-Amphissa) ergiessen sich (Mauill S. 84) Schuttkegel, «namentlich erfüllt der gewaltige Schuttkegel des Gióna-Tales den ganzen nördlichen Teil». Dieses kesselförmige Becken macht übrigens ganz den Eindruck eines jungen Einbruchs. Auch von dem westwärts folgenden Hochgebirge Vardússia berichtet Mauill (S. 93), dass der Osthang der Ost-Vardússia (2408 m) von tiefen Rinnen zerschnitten ist, «welche Schutthalden und -kegel, so auch den Riesenkegel nördlich von Koniakós entsenden; er legt sich in den freien Raum zwischen Kalkkette und einem Flyschzug», d.h. in das breite Längstal des oberen Mórnos-Flusses.

Auch der Südhang des Lokrischen, nicht über 1400 m hohen Gebirges im Norden des Kephissos-Beckens wird von Mauill unter den Schuttkegellandschaften aufgezählt. Auch von dieser Seite neigen sich zu den Ebenen hinab, Flächen aus mannigfaltigen Ablagerungen, z. T. Konglomeraten die von Bittner dem Jungtertiär zugerechnet wurden und die hoch an den Bergen hinaufreichen. Nach meinen Beobachtungen («Thessalien» S. 23 f.) dürfte das für einen grossen Teil dieser Gebilde richtig sein. Es sind wohl dieselben Schichten, die den von den Bächen zerschnittenen Boden des obersten Kephissos-Beckens bilden und nach N am Gebirge schräg aufgerichtet sind, während sie am Südrand des Beckens glatt gegen das Gebirge abschneiden. Die eigentlichen Schutthalden, oder besser Schwemmhalden, beschränken sich, entsprechend der geringeren Höhe des Gebirges und dem Mangel einer eiszeitlichen Vergletsche-

rung auf einen schmalen Streifen am Fuss des Gebirges («Thessalien» S. 21). Solange keine neuen Beobachtungen von dort vorliegen, welche gestatten, dort die diluvialen von den tertiären Geröllablagerungen zu trennen, muss man sich des Urteils enthalten.

Fassen wir zusammen, was wir über die Kuppelberge Olymp und Parnass und ihre grossen Schuttkegel erfahren haben.

Die beiden grossen Einzelberge sind sich in der Grösse und Form sehr ähnlich. Beide zeigen die Kuppelform deutlich, besonders in ihrem oberen Teil. Diese Form ist an der S- und W-Seite fast unzerschnitten. Die O- und NO-Seiten sind dagegen von tiefen Tälern zerfurcht, die bis in die innerste Gipfelregion zurückgreifen, die in der Eiszeit vergletschert war. Dass nur die O- und NO-Seite zertalt worden ist, kann durch die klimatische Exposition zur Zeit der Auftreibung des Berges begründet sein; zur Zeit der Vergletscherung waren die Täler schon angelegt. Bei beiden Bergen ist die O- und NO-Flanke in ihrem Fussteil durch gerade Linien steil abgeschnitten, augenscheinlich durch Brüche, welche Segmente der Kuppelform zum Verschwinden gebracht haben. An diesen beiden Fusslinien münden die Täler in Stufen, welche durchaus in der Flucht des Bergfusses liegen, also nicht zurückverlegt sind. Beim Olymp sind Randstufen, beim Parnass Randstufen und Hochtalböden nachgewiesen. Also ist der Auftreibung der Bergkuppel noch eine spätere episodenhafte relative Hebung gegenüber dem Vorland (oder Senkung des letzteren) mindestens an den beiden geradlinigen Bruchrändern gefolgt. An die Stufenmündungen schliessen sich die grossen, bis über 300 m hohen und bis 6—7 km im Durchmesser grossen Schuttkegel an, die sich mit einer durchschnittlichen Böschung von 66-42 m auf einem km abdachen. Sie dringen nicht erheblich in die engen Talöffnungen ein, diese sind nicht erweitert und aufgefüllt, sondern noch in der Vertiefung begriffen. Diese aussergewöhnlich grossen Schuttkegel stellen zwei Probleme. 1) Wann und durch welche Bedingungen ist die grosse Geröllmasse geliefert worden? 2) Aus welcher Ursache sind diese unmittelbar am Gebirgsfuss in je einem aussergewöhnlich grossen Kegel angehäuft und nicht weiter im Vorland ausgebreitet worden?

1) Die grossen Schuttkegel sind Vorzeitformen. Auf die Verkittung des Schuttes, die im dortigen Klima schnell erfolgt, lege ich dabei kein Gewicht, wohl aber auf das Einschneiden der heutigen Bäche in den Schutt und auch in die Talöffnungen hinein. Der Schuttkegel wächst also nicht weiter in die Höhe. Was jetzt noch von dem Bache herabgebracht wird, breitet sich vor dem Rand des Kegels aus, bzw. wird (beim Olymp) ins nahe Meer geschüttet. Da die grossen Schuttkegel sich an Bergen befinden, die nachweislich eine diluviale

Gipfelvergletscherung getragen haben, die Kare und Moränen zurückliess, ferner die Schuttkegel vor Tälern liegen, welche in dieser ehemaligen Gletscherregion ihren Ursprung nehmen, liegt die Annahme nahe, dass der Schutt der Kegel aus der Eiszeit stammt, geliefert teils durch Abspülen der Moränen, teils durch die damals stärkere Verwitterung unterhalb der Firnregion im periglazialen Klima. Der Abtransport des Schuttes und seine Ablagerung in der Kegeln kann in der letzten Eiszeit erfolgt sein, aber auch noch nach der letzten Eiszeit eine Zeit lang fortgedauert haben, bis der in der Eiszeit gelieferte Schuttvorrat des Gebirges erschöpft war.

2) Die interessantere Frage ist die, wieso gerade an den beiden Kuppelbergen und zwar hauptsächlich an ihren geradlinigen Randbrüchen der Ost- und Nordseite und vor ihren Stufenmündungen der Schutt sich in grossen Kegeln aufgehäuft hat, nicht flach ausgebreitet oder von den Flüssen weiter fortgeführt worden ist? Da sehe ich nur die eine Erklärung: Das junge relative Aufsteigen des Gebirgsrandes an jenen Brüchen, bewiesen durch die Stufenmündungen, Randstufen, Hochtalböden, fand gleichzeitig oder kurz vor der Lieferung der grossen Schuttmassen statt. Diese wurden daher an der sich bildenden Stufenmündung «über die Halde gestürzt» und mussten die sich vertiefende Hohlkehle zwischen Bergfuss und Ebene auskleiden und ausfüllen; sie sind am Olymp auch noch selbst von fortgesetzten Randbrüchen durchsetzt worden. Wo diese junge Hebung nicht stattfand, daher auch keine Stufenmündung entstand, musste sich der Schutt vor dem Gebirgsrand flach ausbreiten. Damit ist auch der ursächliche Zusammenhang der grossen Schuttkegel mit den beiden Kuppelbergen und ihrem jungen Aufsteigen an Randbrüchen der Ost- und Nordseiten gegeben. Der vereinzelt Schuttkegel je an der Westseite des Olymp und des Parnass lässt auf Grund dieser Theorie darauf schliessen, dass auch dort eine relative Hebung des Kuppelberges gegen die Vorlandebene bzw. eine neue Senkung der letzteren stattgefunden hat. Wir haben auch eine Anzahl von bedeutenden Schuttkegeln ausserhalb der beiden Kuppelberge am Rande des Thessalischen Beckens sowie vereinzelt an den hohen Kammgebirgen westlich des Parnass angeführt. Das Phänomen der grossen Schuttkegel ist also in Griechenland keineswegs auf Kuppelberge beschränkt, aber doch gerade bei diesen beiden grossen Berggestalten eng und klar mit deren Aufsteigen verknüpft.

Ziria.

Ein dritter Kuppelberg in Griechenland erhebt sich im nördlichen Peloponnes, südlich gegenüber der Bucht von Itéa, also nicht ganz so weit östlich wie der Parnass; es ist die Ziria (Kyllene d. A., 2374 m ü.M.) Als Nordost-

ecke der Arkadischen Gebirgswelt beherrscht dieser Einzelberg den östlichen Teil des Golfes von Korinth, zu dessen Südküste ein Stufenland aus jungtertiären Konglomeraten (bis 1759 m ü. M.) und Tonen herabsteigt. Auch nach Osten liegt der Ziria ein solches Stufenland vor, hier nur bis 1211 m Höhe erreichend; im übrigen gibt es in dieser Richtung keine der Ziria nahekommende Erhebung bis weit nach Kleinasien hinein. Die Ähnlichkeit der Lage der nach O vorspringenden Ziria mit dem Parnass ist augenfällig. Im Süden und Osten wird die Ziria im Bogen umzogen von dem langgestreckten Becken von Stymphalos (588 m), das sie von dem Argolisch - Arkadischen Grenzgebirge (Skípeza 1930 m), einem langen Kammgebirge, trennt. Im W scheidet das aus dem jungtertiären Stufenland im N herkommende Tal des Phoniátikos (etwa 800 m ü. M.) die Ziria von dem ihr ungefähr gleich hohen Berg Chelmós, von dem noch besonders die Rede sein wird: dieses Tal erweitert sich südwärts zum Becken von Pheneós, ist also wenigstens zum Teil tektonisch angelegt. Zwischen dem Pheneós - und dem Stymphalos - Becken verbindet ein Höhenzug mit einer Passhöhe von 1200 m den SW - Rand der Ziria mit dem Argolisch - Arkadischen Grenzgebirge im Süden. So ist die Masse der Ziria bis auf den letzterwähnten Höhenzug ringsum tektonisch und morphologisch wohl umgrenzt und abgesetzt, im S und W durch jene zwei tektonische, abflusslose Einbruchsbecken.

Leider sind mir keine neuen Spezialkarten des Peloponnes mit Isohypsen zugänglich, sodass ich die dortigen Gebirge nicht einer solchen Untersuchung unterziehen kann, wie wir es bei Olymp und Parnass getan haben. Ich verweise auf meinen «Peloponnes» und die diesem Werk beigegebenen Karten 1 : 300.000.

Schon die Expédition Scientifique de Morée (1833) erkannte in der Ziria ein «soulèvement circulaire très remarquable». Ich habe in meinem «Peloponnes» (S. 140 f.) diese Vorstellung, die mit den damaligen Auffassungen der Gebirgsbildung unvereinbar war, zurückgewiesen. Später aber, als ich auf meinen Reisen mehrere solcher Kuppelberge kennengelernt hatte, bin ich von dieser Ablehnung zurückgekommen, ohne bisher Gelegenheit zu haben, sie formell zurückzunehmen. Bemerkenswert ist, dass dieser hohen Bergkuppel im Norden die höchste der jungtertiären Konglomeratschollen vorliegt, der Mávron Oros (1759 m).

Die Ziria ist ein Kuppelberg mit kreisrunder Basis von etwa 14 km Durchmesser, der aber im W und O ein Randwulst vorliegt, im O nur ein kurzes, im W aber ein langes Stück, letzteres bis 1500 m hoch und durch ein verkarstetes Hochtal (etwa 1200 m ü. M.) von dem Hauptberg getrennt; am Südfuss ist dagegen dieser merkwürdige Ringwall durch einen ununterbrochenen Abfall

zur Stymphalos-Ebene ersetzt. Der Nordteil der Kuppel ist an Verwerfungen abgesunken; hier greift eine Flyschpartie in dieselbe ein, die von einer Abtragungsfläche, der Hochebene Ziria (etwa 1500 m ü. M.), überschritten wird, deren jugendliches Alter auch daraus hervorgeht, dass sie ebenfalls eine flachgeneigte jungtertiäre Konglomerattafel schneidet. Der Flysch wie der ganze Nordrand der Kuppel taucht nordwärts unter die jungtertiäre Konglomerat-Tafel (bei 1500-1200 m ü. M.) hinab. Der Kuppelberg selbst besteht aus gefaltetem mesozoisch-alttertiärem «Tripolitsakalk» und geringmächtigem Flysch, darüber einer Überschiebungsdecke von mesozoischem «Olonoskalk» (Plattenkalk). Als Basis des Tripolitsakalkes treten in beschränktem Umfang im Norden und Süden des Berges (hier an grossen Verwerfungen) kristalline Schiefer zu Tage. Der innere Bau des Berges ist nicht in Übereinstimmung zur äusseren Kuppelform desselben, nur dass im Allgemeinen die Schichten nach SSW fallen, also nach aussen der Südseite der Kuppel. Eruptivgänge lassen ein Pluton in der Tiefe vermuten.

Von NO greift, östlich neben der erwähnten Flyschpartie und der Hochebene, der tief eingeschnittene Bach von Xylókastron in die Kuppel ein, sodass von dieser nur der Süd- und West-Abfall intakt ist und von ihr ein halbmondförmiger, nach NO konkaver Bogen übrig geblieben ist, der zudem in der Mitte stark eingejocht ist (auf etwa 1550 m); daher der Berg von Nord gesehen zweigipfelig erscheint, der westliche 2374 m, der östliche 2115 m hoch. Alles das ist demnach sehr ähnlich der Gestaltung des Olymp und des Parnass. Der Abhang des Ostgipfels zur Stymphalosebene beträgt 1500 m auf 4,5 km Abstand, also 1:3, der vom Westgipfel zum Randtal 1100 m auf 2 km Abstand, 1:1,8. Über Stufenmündungen ist nichts bekannt. «Grosse Schuttkegel ergiessen sich aus Runsen des Gebirges in das westliche Randtal». («Peloponnes» S. 126). Maull (S. 54) sagt: «In diese Talung ergiesst sich von dem erwähnten Sattel aus ein gewaltiger, in den unteren Lagen zu Brekzie verfestigter, dann wieder und zwar von wasserlosen Runsen zerschnittener Schuttkegel».

Die Gipfelregion der Ziria besteht z. T. aus Karsthochflächen und Wannen, «daneben macht sich in den anderen Teilen der Schuttreichtum in Schuttkegeln und Halden und Scherbenbedeckung des Grates geltend». Die Gipfelregionen sind «ausdrucklos». Diese Formen möchte Maull auf die Wirkung von Schneefeldern der Eiszeit zurückführen, aber keine einwandfrei eiszeitlichen Spuren, weder Kare noch Moränen, lassen sich erkennen. Sollte die Ziria-Kuppel erst nach der letzten Eiszeit zu der jetzigen Höhe über der eiszeitlichen Schneegrenze gehoben worden sein? Dann würde die geringe Zertalung des Berges, abgesehen von dem Haupttal aus Nordosten, verständlich. Dann würde es sich auch erklä-

ren, dass die grossen Schuttkegel der Eiszeit den meisten Talmündungen der Ziria fehlen. Dafür tritt Schuttbedeckung und ein «Kegel», besser eine grosse Halde, als Hangverkleidung auf. Ein Beweis für junge Hebung ist aber an der Ziria nicht erbracht, da die Stufenmündungen und grossen Schuttkegel (bis auf einen) fehlen.

Bei den drei besprochenen Kuppelbergen ist die Aufwölbung gleichzeitig oder wahrscheinlicher erst nach der Schichtfaltung, die im allgemeinen im Oligozän beendet wurde, vor sich gegangen, wie auch die Faltenketten erst nachträglich zur jetzigen Höhe aufgestiegen oder in langen Wellen aufgewölbt sind. Alte drei Kuppeln sind von Brüchen an den Rändern betroffen, besonders an den N- und Ost-Rändern, und an diesen sind noch in oder nach der Eiszeit relative Hebungen des Berges oder Senkungen der Umgebung vor sich gegangen. Dass aber bei den Kuppelbergen ursächliche Beziehungen zu der Gebirgs-Faltung bestehen, ergibt sich aus der Lage der zwei letztbesprochenen Berge, Parnass und Ziria, zu den Falten; bei dem Olymp ist dies nicht festzustellen, da er inmitten einer grossen kristallinen Gebirgsmasse liegt, deren Bau noch wenig bekannt ist. Sowohl Parnass als Ziria erheben sich je in dem ungefähr rechten Winkel zwischen den N-S streichenden Faltenketten des Dinarischen Systems, speziell der Pindos-Zone, im Westen und den nach Ost abschwinkenden Faltungen im Süden, die sich südlich des Parnass entlang ziehen und weiter in dem Helikon fortsetzen. Der Ziria liegt im Süden das W-O streichende Ende des Argolisch-Arkadischen Grenzgebirges vor. Im Parnass-Kern selbst streichen die gefalteten Schichten, die vom Kalkmantel umfasst werden, sowie die im Nieder-Parnass SSO, in der Ziria ist das Schichtstreichen OSO.

Beispiele aus Italien.

Eine ähnliche Lage in einem Knick der Faltung nimmt die bisher kaum beachtete ausgedehnte Aufwölbung der Monti della Laga auf der Adriatischen Seite Italiens ein. Sie erhebt sich westlich von Teramo, südwestlich von Ascoli Piceno vor dem Ostrande der Abbruzzen, von diesem geologisch vollkommen getrennt, aus dem jungtertiären Vorland des Apennin, in dem Winkel zwischen den N-S streichenden Monti Sibillini und der nach OSO abgelenkten Kette des Gran Sasso d'Italia (dieser bis 2914 m hoch). Das jungtertiäre Vorland besteht hier aus einem breiten Gürtel von mächtiger miozäner (neuerlich als Miopliozän bezeichneter) Molasse, deren Oberfläche dort zwischen 1400 und 1000 m liegt. Die Aufwölbung, die wir (meine Frau und ich) im Jahre 1935 rings umfahren und photographiert haben, hat einen elliptischen Grundriss mit einer nach SSO streichenden, etwa 30 km langen grossen

Achse, von Arquata bis gegen Fano; von allen Seiten sieht man den Molasse-Sandstein mit sanfter Böschung und mit einigen gegen das Innere des Gewölbes gewendeten Schichtstufen ansteigen gegen einen Kern, der in einer ganzen Reihe von Gipfeln über 2000 m erreicht (Pizzo di Sevo 2422 m; Me. Gorzano 2455 m), und sich nach beiden Enden der Ellipse hinabsenkt; einige tiefe Täler sind in die Flanken eingeschnitten. Dieser gipfelige hohe Kern, noch Mitte Mai reichlich von Schnee bedeckt, macht im Fernblick den Eindruck, als ob er, im Unterschied zu den geneigten Schichttafeln der aufgewölbten Molasse, aus anderen, steiler stehenden Schichten bestehe. Die amtliche Carta Geologica d'Italia 1: 1.000.000 von 1889 gibt diesem Kern die Farbe des Eozäns. Merkwürdigerweise belegen aber die spätere «Carta geologica; L'Apennino settentrionale e centrale» von Fr. Sacco, 1: 500,000 und neuere Karten die gesamte Aufwölbung mit der Farbe des Miozäns, unter dem am Westabhang des Me. Gorzano im obersten Tal des Flusses Tronto¹⁾ eine kleine Partie Eozän angegeben ist, sodass auf diesen neueren geologischen Karten die Aufwölbung überhaupt verschwindet in der gleichmässigen breiten Miozän-Zone, trotz der Höhe von 2400 m! Jedenfalls bestehen die Flanken der Aufwölbung aus Miozän, sodass ihr nach-miozänes Alter feststeht.

Man könnte bei dem ovalen Grundriss der Laga-Aufwölbung diese auch als eine einfache breite Antikline auffassen. Sicher ist dies der Fall bei der ihr parallelen, näher zur Ostküste aufspringenden, viel schrofferen und schmäleren, wenn auch nicht so hohen Welle des Monte dei Fiori (1815 m), die sich von Ascoli gegen eine Stelle westlich von Teramo erstreckt: eine einfache, regelmässige Aufwölbung von Miozän und darunter hervortretendem Flysch; aus letzterem erhebt sich als Mittelzone ein schroffer Kalkrücken, eine nach Ost geneigte, nach W scharf abbrechende Keilscholle: Kreide der Kamm und der Osthang; am steilen Westhang darunter Jura, Lias und Rhät. Die Flysch-Antikline ist 20 km lang, 6 km breit, die Kalkscholle nur bis 3,5 km breit bei 14 km Länge. Der Miozänstreifen im Osten dieses eindrucksvollen Felsrückens hat nur eine Höhe von 400—600 m bei einer Breite von 6 km, dann folgt bis zur Küste der nur 200—300 m hohe Gürtel von pliozänem Sandmergel (Piacenziano). Auch weiter nördlich treten Auffaltungen von Flysch und Kreide aus dem miozänen Molasse-Gürtel auf.

Südlich von diesen Aufwölbungen wird die Miozän-Zone durch den nach Osten vorspringenden Kamm des Gran Sasso quer abgeschlossen;

¹⁾ R. B. Behrmann: Die Faltenbögen des Apennin. Abh. Ges. d. Wiss. Göttingen, m-ph. Kl. III 15. 1936. Karte Tafel 4.

nur ein ganz schmaler Streifen des Miozän setzt sich noch bis zur Majella fort, um dann ganz (bis auf vereinzelte Reste) zwischen dem Flyschgebirge der Molise und dem schmalen Pliozänstreifen an der Küste zu verschwinden. So haben die beiden isolierten Aufwölbungen der Laga und des Me. Fiori eine besondere Lage im Knick des Apenninischen Faltengebirges, ähnlich wie Parnass und Ziria im griechischen Faltengebirge.—Es gibt auch noch manche andere Kuppeln in Italien in verschiedenen Lagen im Faltengebirge. Ich nenne nur den schildförmigen Me. Irione (1215 m) im Sikanischen Bergland Siziliens ¹⁾.

Auch die mächtige Kuppel Majella (M. Amaro 2795 m), die an Höhe nicht weit hinter dem Olymp zurücksteht, steigt vor dem Ostrand der hier aus der SO - in die S - Richtung umschwenkenden Kalkketten auf, also nicht im Inneren eines Knicks, sondern ausserhalb des Winkels.

Chelmós

Den westlichen Nachbar der Ziria, den Chelmós (Aroania d. A. 2355 m) ebenfalls als typischen Kuppelberg anzusprechen, trage ich Bedenken; jedoch ist er auch ein Einzelberg, der durch vertikale Hebung die Umgebung überragt. Er sitzt tiefer in den griechischen Kettengebirgen als Parnass und Ziria. Die Südostecke des rechtwinkelig umgrenzten Bergklotzes ist durch einen hohen Gebirgsrücken, eingejocht auf 1500 m, südwärts mit den Arkadischen Gebirgen verbunden; ein anderer schmaler Rücken, eingejocht auf 1200 m, stellt einen äusserlichen Zusammenhang zwischen der NW - Ecke des Chelmos nach W zu der zusammenhängenden Gebirgszone des westlichen Peloponnes her, die aus intensiv gefalteten, N - S streichenden Plattenkalken und Hornsteinen (Olonoskalk - Fazies) besteht. Im Norden tauchen der Chelmos und seine Gesteine an derselben ostwestlichen Frontlinie, wie die Ziria, unter die Konglomeratschollen des Jungtertiärs hinab, die hier bis 1600 m ü. M. hinaufreichen. Nach NO schneidet er gegen ein Gelände aus kristallinen Schiefen ab, die bis 1800 m ü. M. erreichen (Jochhöhe 1400 m), und wird seinerseits durch das Tal des Phoniátikos (ca. 800 m. ü. M.) von der Ziria getrennt. Im übrigen ist der Chelmos durch Täler verschiedener Höhe umgrenzt, die aber nur im NO sich schnell vertiefen. Im O bildet das erwähnte Tal des Phoniátikos die Grenze, im Westen das alte Hochtal von Sudená (etwa 1100 m. ü. M.), aus dem der Bach Katsaná über eine Talstufe von 400 m nach S hinabfällt. So erhebt sich nur der obere Teil des Chelmos - Berges entschieden über die nähere Umgebung.

¹⁾ Philippson: Die Landschaften Siziliens. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkd. Berlin 1934. S. 332.

Im weiteren Umkreise wird er durch die Ziria im O, im NW durch das bis 1780 hohe Plattenkalk - Gebirge, das zum Voïdias hinüberführt; im W durch das 2224 m hohe Olonós - Gebirge dem Fernblick verdeckt, und auch von N her muss man schon einen grösseren Abstand gewinnen, um ihn zu erblicken.

Was aber den Chelmos als selbständige Erhebung erkennen lässt, ist sein geologischer Bau. Der ganze Berg ist ein einheitlicher Klotz aus massigem Tripolitsa - Kalk¹⁾, unter dem im NO die kristallinen Schiefer hervortreten, während in der Höhe auf dem Tripolitsakalk eine ziemlich dünne Decke von Hornstein und plattigem Olonos - Kalk aufrucht; ringsum aber nehmen diese letzteren Schichten eine weit tiefere Lage ein: im SO 700 m; NO 1875—1000; N 1932—700; NW (Velia—Kalávryta) 1500—700 m; im W 1300—500 m. Nur nach Süder setzt sich der Chelmos durch den oben erwähnten Rücken (Joch 1600 m) in die ebenso gebaute Durduvána (2112 m) fort, die durch das tiefe Tal von Mazi, das nach W zum Katsanáas fällt, getrennt ist. Hier an der Südseite fällt die Hornstein - Olonoskalk - Decke von der Höhe bis auf 1200 m hinab—Mazi liegt auf einer durch den Hornstein bedingten Terrasse. An der Nordseite der Durduvana erhebt sich aber der Tripolitsa - Kalk von neuem zu über 2100 m und sinkt nach W unter den Olonoskalk, der den W - und SW - Hang des Berges bis zum Katsanas - Tal (bis 500 m) hinab bildet. Die Durduvana ist also ebenso wie weiter südlich der Berg Saítás (1813 m) eine gesonderte Erhebung oder Scholle des Tripolitsakalkes, und zwar fallen beide W - O streichend nach Süden unter den Olonoskalk hinab.

Der Kalkklotz Chelmos hat eine ungefähr viereckige Basis von etwa 16 km Durchmesser; die Gipffläche misst etwa 4 km im Durchmesser. Diese Hochfläche von 2200—2300 m ü. M. ist ein Stück der weit verbreiteten Rumpffläche, der miozänes Alter zugeschrieben wird, mit unbedeutenden Gipfeln bis 2355 m ü. M. Sie ist von Hochmulden gegliedert, war in der Eiszeit verfirnt und entsandte kleine Gletscher, welche Tröge, Kare und Moränen zurückgelassen haben (Mau11). Von W, S und O erscheint der Chelmos als abgestumpfter Kegel. Die Böschung beträgt 1 : 2 bis 1 : 3. Aber auch in den Hoch - Chelmos ist, wie in die Ziria, von N her eine Einebnungsfläche—in diesem Fall im Kalk und verkarstet—der Xirokampos, 1600 - 1700 m ü. M., in denselben Massenkalk eingeschnitten, der den Bergklotz zusammensetzt. Sollte das vielleicht ein Stück derselben Fläche sein, welcher das Gipfelplateau angehört, und durch eine vor-

¹⁾ Von mir eingeführter Name für die im Zentralpeloponnes verbreitete mächtige Massenkalk - Fazies des Mesozoikums, die bis zum Nummulitenkalk des Eozäns hinaufreicht.

glaziale Verwerfung abgesunken? Eine glaziale oder nachglaziale Hebung ist bei dem reichlich vergletschert gewesenen Chelmos nicht anzunehmen, im Unterschied zur Ziria.

Beim Chelmos, wie bei den vorher beschriebenen griechischen Kuppelbergen, ist wieder die NO—Seite tief zertalt. Hier allerdings ist das ohne weiteres daraus erklärlich, dass die Erosionsbasis des auf dieser Seite eingreifenden Akrata—Flusses, das Meer, nur etwa 15 km entfernt ist, ferner, dass der Fluss bis dicht an den Chelmos heran nur in leicht erodierbares Jungtertiär einzuschneiden hatte, sodass er sich bei Peristera, 3 km von der Kalkwand des Chelmos, nur noch in 900 m. ü. M. befindet.

Dann folgt unter der Kalkmasse der ebenfalls weiche kristalline Schiefer, der infolge seiner Erodierbarkeit den darüber liegenden Kalk in gewaltigen Felswänden abbrechen lässt. In diesen ist ein Nebenbach des Akrata—Flusses, der Styx d. A., in einem grossartigen Felstal eingeschnitten, eine der wildesten Szenerien Griechenlands (s. die Beschreibung: Philippon, Peloponnes, S. 133 und «Peloponnesische Bergfahrten 1»). Das durchschnittliche Gefälle dieses in flacher Hochmulde entspringenden, sich dann über senkrechte Wand als Staubbach hinabstürzenden Gewässers beträgt im Kalk, dessen untere Grenze hier bei etwa 1500 m. ü. M. liegt, und zunächst im Schiefer ebenso, 1:3, weiter viel weniger.

Schutthalden sind in der Umgebung des Chelmos an zwei Stellen beobachtet. An Westhang ist eine alte breite Talung, die sich von Karen der Gipfelregion (1930 m.) hinabzieht zu dem breiten Talboden von Sudena (1100 m. ü. M.), in ihrer ganzen Breite von einer riesigen Schuttmasse angefüllt (Philippon: Peloponnes, S. 130). Diese besteht zum grössten Teil aus Brekzien und ist von jungen, fast trockenen Einrissen scharf zerschnitten. Die Hänge der Seitengrate steigen von dem Schuttboden aus sanft an. Da diese Schutthalde ihren Ursprung an Moränen nimmt, ist an ihrer fluvioglazialen Entstehung nicht zu zweifeln (Mauil, S. 58-61). Andere Schuttkegel bekleiden (nach Mauil, S. 57) den Osthang des Xirokampos gegen das tiefe Tal von Solos bis hoch hinauf. Hier fehlen die Grundlagen für die Beurteilung ihrer Entstehung.

Noch ein anderer grosser Schuttkegel der weiteren Umgebung des Chelmos sei hier erwähnt, der mit dem Einzelberg nichts zu tun hat. Am steilen S—Hang der Durduvana zieht sich eine breite Talung oder Mulde vom Dorfe Lykúria nach SW zur starken Quelle des Ladonflusses hinab, und diese Talung ist von 745 m Meereshöhe unterhalb jenes Dorfes bis zur Quelle (468 m), also über eine Höhendifferenz von 270 m, von einem 4 km langen, ziemlich stark geneigten Schuttkegel erfüllt. Am unteren Ende desselben bedeckt eine etwa 80 m mäch-

1. Zeitschrift des dt. und österreich. Alpenvereins 1891, S. 382-415.

tige horizontale Konglomeratplatte, in der Lagen rötlichen Mergels eingeschaltet sind, das beckenartig erweiterte Tal («Peloponnes», S. 127). Über die Zugehörigkeit dieses Konglomerates zum Schuttkegel sowie über die Entstehungsbedingungen des letzteren ist nichts Näheres bekannt. Der Gipfel der Durduvana, der sich steil über den Schuttkegel erhebt, erreicht mit 2000 m die eiszeitliche Firngrenze kaum.

Katavóthra.

Wie die Aufwölbung der Laga und des L. Fiori in Italien ein Mittelglied zwischen den Formtypen der Kuppelberge und der Antiklinen darstellen, so der Chelmos ein solches zwischen Kuppelbergen und vertikal gehobenen klotzförmigen Einzelbergen.

Ein anderer solcher Einzelberg, den zu einem oder anderem Typ einzuordnen noch nicht möglich ist, ist das Katavóthra «Gebirge» (Oeta d. A., griechisch gesprochen «Iti»), eine im wesentlichen aus mesozoischem Kalk bestehende geschlossene Masse, die sich im Süden des Thessalien von Mittelgriechenland trennenden Sperchiós-Grabens steil und gewaltig erhebt. Von der nur wenig über Meer liegenden Ebene des Sperchiós-Flusses bis zu der 2116 m, weiter südlich 2153 m, erreichenden gebuckelten Gipfelhöhe führt ein nur von kurzen Runsen gekerbter Absturz hinauf, an dem einige schmale Stufen auf episodische Hebung deuten. Am Nordfuss des Gebirges bilden Schiefer, unter die der Kalk einfällt (wie am Parnass), einen schmalen Saum; an den anderen Seiten ist der Kalkklotz von ausgedehnten niedrigeren Schiefer-Landschaften umgeben. Sowohl an der Nord- als an der Ostseite, die ich beide 1890, 1893, 1934 gesehen und in letzterem Jahr meine Frau photographiert hat, ebenso an dem von mir 1890 gezeichneten Westende sieht man die grobe Bankung des Kalkes im Sinne des Hanges gegen den Fuss und unter den Schiefer einfallen, sodass man den Eindruck einer kuppelförmigen Aufwölbung erhält. Leider kann man nicht sagen, ob auch die wenig erforschte Südseite eine Aufwölbung darstellt.

Die Basis des Kalkberges ist ein unregelmässiges abgerundetes Viereck von etwa 15 km Durchmesser. Die Hochfläche von 1900-2100 m Höhe, an einer Stelle bis 1800 m eingejocht, hat einen Durchmesser von 7 km und ist von einem steilen Tal des nach Ost (zum Sperchios) abfliessenden Gorgopótamos-Systems in ein Hufeisen aufgelöst, ganz wie beim Olymp und Parnass, nur dass dieses Hufeisen hier nicht, wie bei jenen Bergen nach NO, sondern nach SO konkav ist. Im Innern des Berges sollen nach Renz mit den Kalken Schiefer wechseln, die er (wahrscheinlich unrichtig) als «Flysch» bezeichnet. Nur nach Süden

verbindet ein langer, bis 1200 m eingejochter Kalkrücken die Katavóthra mit der Gíona.

Die kurzen steilen Runsen des Nordabhanges der Katavothra haben nur kleine Halden in die Sperchios-Ebene geschüttet. Ein grosser Schuttkegel von 5 km Radius und einer Höhendifferenz von 240 auf 70 m (Böschung 34 m auf 1 km) schliesst sich an die Nordostecke des Katavothra-Kalkgebirges an. Er quillt dicht westlich des hoch am Abhang gelegenen antiken und jetzigen Ortes Hypáti aus einem grossen Talsystem heraus, das an dem 2058 m hohen Kalkgebirge seinen Ursprung nimmt, aber sich meist in den westlich benachbarten Flysch einschneidet. Auf 6 km geradliniger Länge hat das Tal 1800 m Höhendifferenz zu überwinden, also das für eine Talsohle ausserordentlich starke Gefälle von 1:3. Am Schluss hat es eine Stufenmündung von 170 m über der Ebene. Der Schuttkegel ist von Trockenrissen, besonders von dem Xeriás genannten Haupt-Torrente zerschnitten. Am unteren Rande des flach auslaufenden Kegels entspringen Thermen, die einen Badeort ins Leben gerufen haben. Die gegenüber am Nordrand der Ebene gelegene Schwemmhalde von Lianokladi, die aus niedrigen Flyschgebirge kommt, dacht sich auf 3 km von 160 auf 70 m ab, hat also auch eine Böschung um 30 m auf 1 km.

Ein noch zu lösendes Problem ist besonders das Verhältnis der Aufwölbung der Katavothra zu dem Sperchios-Graben. Ist der nördliche Steil-Absturz des Berges — im unteren Teil 1:2 gebösch — ein nachträglicher Bruch, wie seine Gradlinigkeit vermuten lässt, oder, wie man aus dem Schichtfallen schliessen muss, die unverletzte Flanke der Aufwölbung? Im letzteren Fall: wie ist das Altersverhältnis zwischen Aufwölbung und Graben?

Deutet der Schuttkegel von Hypati auf eine diluviale oder postglaziale Hebung hin, so hat diese jedenfalls auch weiter westlich den, aus Flysch bestehenden Südrand der Sperchios-Ebene ergriffen. Denn westlich folgt auf den Kegel von Hypáti der Schuttkegel des bedeutenden Baches Vestritza. Noch weiter westlich liegt am Anfang des Grabens der 5 km lange Schuttkegel von Pungákia, der von SW aus dem hier bis 1750 m hohen Flyschgebirge herauskommt und sich flussabwärts in einem breiten Geröllbett des Sperchios fortsetzt, das sich erst nach 4 km verzehrt und wieder einem geschlossenen Flussbett Platz macht. Im Gegensatz dazu fehlen östlich von der Katavothra dem Südrand der Ebene die grösseren Schuttkegel bis zum Malischen Golf hin.

Veluchi.

Auch innerhalb der westgriechischen Faltengebirgsregion fehlt es nicht ganz an hoch die Umgebung überragenden Einzelbergen, die sich weder durch andere Gesteinszusammensetzung noch durch tektonische

Besonderheiten von ihrer niedrigeren Umgebung unterscheiden; sondern ein solcher Berg besteht aus denselben Faltenzügen wie die im Streichen derselben anschliessenden niedrigeren Gebirgsteile. Daher bilden derartige, ziemlich seltene Einzelerhebungen Übergangsgebilde zu der in den Faltengebirgen so auch im westgriechischen System fast allgemein verbreiteten Erscheinung des Auf- und Absteigens der Faltenachsen: höhere Kammtteile wechseln im Streichen mit niedrigeren; letztere bilden zuweilen «Einwalmungen», welche die ganze Breite eines Faltengebirges quer durchsetzen, ohne sich geologisch von den höheren Teilen zu unterscheiden; so die von mir beschriebene Einwalmungszone des Pindos zwischen der Sperchios-Ebene im Osten und dem Golf von Arta im Westen, welche den Thessalisch-Epirotischen von dem Aetolischen Pindos morphologisch trennt, aber geologisch aus denselben Faltenzügen besteht wie jene.

Aus dieser breiten Einwalmung erhebt sich isoliert der 2315 m hohe Velúchí (Tymphrestos d. A.)⁽¹⁾.

Die mit N-S-Streichen durch niedrigeres Gebirgsland herankommenden Plattenkalk- und Schiefer-Hornstein-Schichten steigen plötzlich zu diesem Hochgebirge an, um dann scharf zur quer O-W gerichteten Talebene von Karpenísion (etwa 900 m. ü. M.) abzusinken, jenseits der letzteren sich aber weiter mit mässigen Höhen fortzusetzen. Der Berg ist demnach morphologisch, aber im Streichen nach N und S nicht geologisch isoliert. Er wirkt von allen Seiten mächtig, rings umgeben von einem welligen «Oberflächensystem» (v. Klebelsberg); namentlich von Osten, wo er die Ostaetolische Flyschzone (hier 1300-1400 m. ü. M.) überragt, erscheint er als gewaltige, abgestumpfte Pyramide. Der 10 km lange Kamm des Veluchi ist quer zur Faltung, W-O gerichtet; von dem Passübergang H. Athanásios 1470 m im W beginnend trägt er drei Gipfel von 2120, 2315, 1886 m, jeder einer Plattenkalk-Antikline über Schiefer-Hornstein-Schichten entsprechend; im letztere sind die Scharten des Kammes und steile Schluchten des Südhanges eingeschnitten. (Die Darstellungen von Blumenthal und Klebelsberg widersprechen sich gegenseitig und meinen Beobachtungen). Ostwärts fällt der Plattenkalk unter die Ostaetolische Flyschzone (hier 1340 m) hinab. Im W ist die Grenze gegen die Schiefer-Hornstein-Schichten infolge der engen Verknüpfung dieser mit den Plattenkalken unscharf, etwa

1. Philippson: Thessalien und Epirus, S. 356 ff. - M. Blumenthal: Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge. *Eologiae Geologicae Helvetiae* 24, 1931, S. 347-372. - R. v. Klebelsberg: Der Tymphrestos im Aetolischen Pindos, *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien* 82, 1932, S. 17-30. (Letztere Arbeit ist ohne Kenntnis oder mit Missachtung meines Werkes und meiner Karten geschrieben, daher mit starken Irrtümern betreffend den Pindos im Allgemeinen).

bei dem Pass H. Athanasios. Die N-S-Breite des Berges an der Basis beträgt etwa 7 km, abgesehen von einem nach N sich fortsetzenden Kalkkamm. Auf dem Berge fand v. Klebelsberg ein «flaches, mässig bewegtes Hochland» von 1700-2000 m, auf dem sich die Gipfel als Kuppen oder Pyramiden erheben; «die sanften Flächen schneiden durchaus die Schichtstruktur»; «danach könnte man die Gipfelregion des Veluchi als eine spätere quergerichtete Aufwölbung einer im Flysch und Schiefer ausgebreiteten und ringsum in tieferem Niveau zurückgebliebenen Einebnungsfläche auffassen». Die schroffe Südseite des Berges ist wohl ein gegen das Becken von Karpension gewendeter Bruch. Diese kleine Beckenebene erstreckt sich bei einer Breite von 1-2 km 10 km von O nach W. Der östliche Teil der Ebene ist von einem gewaltigen Schuttkegel eingenommen, der aus einer vom Hauptgipfel des Veluchi herabkommenden, einem Schiefer-Hornstein-Zug folgenden Schlucht sich ergossen hat. Da eine Spezialkarte von dieser Gegend mir nicht vorliegt, kann ich keine genaueren Angaben machen.

Attika.

Die beiden berühmten Berge von Athen, Hymettos und Pentelikon, sind zwar keine Kuppelberge im formalen Sinne des Wortes, aber sie sind Einzelerhebungen und verleihen als solche der Athener Landschaft ihren eigenartigen Reiz. Leider bedarf die Geologie Attikas dringend neuer Nachprüfung, und zwar auf Grund eingehender Beobachtungen, nicht flüchtiger Einblicke und darauf gegründeter Spekulationen—an solchen hat es nicht gefehlt! Die Grundlage unserer Kenntnis sind die im Einzelnen sehr genauen und zuverlässigen geologischen Aufnahmen der attischen, topographischen Messtischblätter 1:25000 durch Richard Lepsius (Ende der 80er Jahre) (1). Jedoch sind die Auffassungen von Lepsius mehrfach angegriffen worden; wie ich auf Grund meiner, allerdings in Attika nur beschränkten Beobachtungen glaube, sind sie im Grossen richtig. Für unseren Zweck ist es bedauerlich, dass Lepsius alle jungen Ablagerungen, mit Ausnahme einiger unbedeutender Schwemmlandbildungen, als «Pikermi», also als pontisch (Unterpliozän) kartiert hat. Überhaupt lag die Morphologie der Lepsius'schen Art recht fern. Immerhin sind wir bei Betrachtung der Athener Landschaft ausserordentlich begünstigt durch jene vortrefflichen topographischen und geologischen Spezialkarten.

Der Hymettos d. A. (jetzt wieder so genannt), (griechisch spr. Imitos),

1. R. Lepsius: Geologie von Attika. Berlin 1893. Geologische Karte von Attika 1:25000. 9. Blatt.

der charakteristische graue Kalkberg, der das Blickfeld der griechischen Hauptstadt nach Osten nahe begrenzt, ist ein «Walfischrücken», eine lang gezogene Ellipse mit einem an beiden Enden sanft ansteigenden Rückenprofil, das in der Mitte eine Verebnung von 750-800 m ü. M. trägt, aus dem sich ungefähr in der Mitte der höchste Gipfel als schwach abgesetzte flache Kuppe zu 1027 m erhebt. Der ganze Berg erscheint von der Stadt aus, also von Westen, als einförmiger, geschlossener, kahler grauer Wall, in dem nur einige scharfe Schluchten eingerissen sind, die aber die Rückenlinie nicht erreichen. Der Gipfel ist von der Akropolis 8 km in OSO entfernt, der nächste Punkt des Westfusses in SO 5 km. Die Achse der Ellipse streicht S 25° W, ist 15 km lang — also ähnlich dem Durchmesser von Olymp und Parnass! — Die grösste Breite, von Vorhügeln abgesehen, 6 km.

Der grösste Teil der Ellipse stellt ein Gewölbe von «unterem Marmor» (nach der Bezeichnung von Lepsius) dar, welches Gestein dem Berg seine heutige Nacktheit und silbergraue Farbe verleiht. Darunter tritt nach S kristalliner Dolomit hervor. Der nördliche Teil der Ellipse besteht dagegen aus «Glimmerschiefer» und «oberem Marmor», Gesteinszonen, die schräg über die Berg-Ellipse streichen. So stimmt in diesem nördlichen Ende der innere Bau und die äussere Form des Berges nicht überein. Dass diese Form nicht der Gesteinsfaltung, sondern einer späteren Aufwölbung verdankt wird, ergibt sich u. a. auch aus der Reihe von Vorhügeln in NW des Berges, die aus mesozoischen Schichten bestehen, welche gegen den Berg aufgekipp sind und gegen ihn Steilränder wenden. Auch im Osten des Berges erheben sich aus der 150-200 m ü. M. liegenden Ebene der Mesógia, die nach dieser Seite den Berg begrenzt und isoliert, Hügel sedimentärer Schichten, der Kreide zugerechnet. Aber auch junge Verwerfungen durchsetzen die Berggestalt: die 100-200 m hohe, fast senkrechte Felswand, die gegen Liopesi hin zwischen 700 und 900 m ü. M. den Ostabhang schräg aufwärts verlaufend unterbricht, und zwar mitten im Marmor, also ohne durch Wechsel im Gesteinswiderstand oder Untergrabung bedingt zu sein, kann nur als ganz junger, im Gelände noch nicht ausgeglichener Bruch aufgefasst werden. Zwei kleine Kreideschollen liegen mitten im kristallinen Gebirge des Hymettos (nach Lepsius) tief eingesenkt, die eine am Osthang bei 460 m ü. M. in einer kleinen Talung am unteren Rande des Marmors, die andere im Tal Pirnari (s. unten). Auch diese dürften an Brüchen eingesenkt sein, die aber vielleicht älter sind als die heutige Bergform. Trotzdem ist das Querprofil des Berges auf der Linie Kaesarianí-Gipfel nur wenig unsymmetrisch; die mittlere Böschung der Westseite ist 320 m auf 1 km, der Ostseite 380 auf 1 km. Aber deutlich heben sich die steileren Flanken von der

sanften Wölbung der Rückenfläche ab. Dagegen ist das Längsprofil recht unsymmetrisch. Die Rückenfläche steigt langsam von S nach N an von 700 bis 820 m westlich des Gipfels, über 900 m nördlich desselben, auf eine Länge von 6 km. Dann fällt der Rücken schneller nach N ab auf 700 m Abstand von 900 auf 680 m Höhe, wo der «obere Marmor» des Rückens aufhört und der Glimmerschiefer hervorkommt. Dann schliesst sich nordwärts eine Vorfläche jener Höhe an, über die sich noch ein kleiner Gipfel von 726 m erhebt, bevor der Rücken endgiltig zum Nordende des Berges abfällt.

An die geschilderte Ellipse des eigentlichen Hymettos heftet sich am Südeude, bajonettartig nach Ost zurücktretend, ein 10 km langer, S 100 W streichender Bergzug an, der bei Vari endet, aber noch in Hügeln sich weiter fortsetzt. Diesen Bergzug rechnet man in der Regel zum Hymettos im weiteren Sinne; wir nennen ihn den Südlichen Hymettos. Seine Breite ist wenig geringer als die des eigentlichen Hymettos, seine geologische Zusammensetzung verwandt. Er besteht zunächst auch aus dem «unteren Marmor» des Hymettos als Gewölbe, darunter den Dolomiten; weiter südlich hört der Marmor auf, die Dolomite und dazu «Kalkglimmerschiefer» setzen das Gebirge allein zusammen, während der Marmor sich in die morphologisch getrennten, niedrigeren östlichen und südlichen Hügel zurückzieht; diese Reste der Marmorhülle umgeben in elliptischer Umrandung das Südeude des Südlichen Hymettos, sodass dadurch das Gewölbe im Süden geologisch geschlossen ist. Das Nordende des Südlichen Hymettos beginnt mit einer Marmorhöhe Zeze (680 m), die mit dem eigentlichen Hymettos durch ein breites Joch von 507 m, ebenfalls im Marmor, zusammenhängt. Es folgt ein Joch von 454 m, von dem nach W das breite Tal Pirnari hinabführt, in dem eine eingesenkte Kreidescholle (etwa 200 m ü. M.) bezeugt, dass sich zwischen dem Südeude des eigentlichen und dem Nordende des Südlichen Hymettos eine tektonische Senke einschiebt. Im Rücken des Südlichen Hymettos folgt nun eine Reihe von Gipfeln; die erste, Xerovúni (774 m), von W gesehen ein steiler Berg, ist durch Täler herausgeschnitten; dann 725, 640, 630 m; dazwischen Joche von etwa 600 m; sie entsprechen wohl der Rumpffläche des eigentlichen Hymettos (hier 640 m). Nach Süden steigt dann der Rücken in zwei deutlichen Stufenflächen (Beobachtung 1934), die quer über ihn laufen, ab: 380-360, 250-230 m; davor liegt eine Terrasse von 130 m, schliesslich eine Küstenterrasse von 30 m. Eine Quermulde mit Kreide und Miozän trennt von dem Südeude des Südlichen Hymettos ab die in seiner Fortsetzung liegenden Marmorhöhen, die 5 km weit bis in den Küstenvorsprung von Vuliagméni hineinziehen; diese sind vor der Fläche von 130 m gekappt, überragt von einer Höhe von 169 m.

Es bleibt die Frage des Verhältnisses des Süd-Hymettos zum eigentlichen Hymettos offen: sind es zwei gesonderte Aufwölbungen, die nur äusserlich verbunden sind, oder ist es eine einzige, sehr lang gestreckte Aufwölbung, zerlegt durch die Grabensenke von Pirnari und durch Abbrüche der Flanken, die beim nördlichen Teil die Ostseite, beim Südlichen Teil die Westseite versenkt haben? Jedenfalls bezeugen die Stufen am Süden nachträgliche, d. h. nach Abschluss der Aufwölbung eingetretene episodenhafte, relative Heraushebung, während die Rumpffläche des nördlichen Teiles zum Südlichen abgebogen ist.

Wie ist die Umgebung dieser Aufwölbung des Hymettos beschaffen? Der Hymettos selbst besteht, wie wir sahen, aus metamorphen Gesteinen, die der grossen «kristallinen Kykladenmasse» angehören. Aber im Westen und im Osten breiten sich niedrigere Hügelländer und Ebenen aus; im W die «Ebene von Athen» und die Athener Hügel, wo die metamorphen Gesteine in der Tiefe verschwunden sind und nicht-metamorphosierte Sedimentgesteine jungpalaeozoischen (?) und mesozoischen Alters, z. T. bedeckt von Miozän, Pliozän und quartären Ablagerungen, die Oberfläche bilden; im O die «Mesógia» genannte Ebene und ihre Randhügel, aus denselben Sedimenten, unter denen aber hier und da das metamorphe Grundgebirge hervorschaut. Auch im Südattischen Bergland lagern dieselben Sedimente auf den hier in weiterem Umfange hervortretenden metamorphen Gesteinen. Auf beiden Seiten des Hymettos fallen die Sedimentgesteine von diesem Berge ab, sind also von der Aufwölbung desselben, wenn auch in schwächerem Grade, mitergriffen. Der Hymettos ist demnach eine junge Aufwölbung der alten Kykladenmasse dicht und parallel zu deren Westrande; der Westfuss des Hymettos ist hier zugleich die Grenze der Kykladenmasse an der Erdoberfläche.

Die Westseite des eigentlichen Hymettos wird, wie erwähnt, von Vorhügeln begleitet, aber nur im nördlichen Teil. Bei dem Orte Kará, von der Akropolis in SSO, hören diese auf, und dort beginnt eine Reihe von drei grossen Schuttkegeln, die sich aus Schluchten und Tälern des Hymettos auf die hier sanft geneigte Fläche des Vorlandes ergiessen. 1) Der erste Kegel, aus dem vereinten Schutt mehrerer kleiner Schluchten des eigentlichen Hymettos gebildet, endet gegen die Barriere einer nur wenig höheren Tafel aus Miozän über Kreide beim Gehöft Tráchones. 2) Der zweite Kegel kommt aus dem grösseren Tal Pirnari und einem südlichen Nachbartal heraus, 3) Der dritte aus zwei kleineren Schluchten des Süd-Hymettos bei Vúla; die beiden letzteren Kegel treten bis an die Küste des Saronischen Golfes heran. Der Kegel Nr. 1 hat etwa 2 km Radius und

einen Höhenunterschied von 220 bis 60-160 m, Böschung 80 m auf 1 km. Der Kegel Nr. 2, 4, 8 km, 160 m Höhe, Böschung 33 m auf 1 km, Nr. 3 1, 8 km, 80 m, 44 auf 1 km. Die Kegeln sind also kleiner als die des Olymp und Parnass, entsprechend der geringeren Höhe des Hymettos, aber jenen doch vergleichbar, und sind in der kahlen attischen Landschaft recht auffallend. Aber es fehlen die Klammern und Stufenmündungen, im Gegenteil, der Schutt reicht in die nach unten sich öffnenden Täler hinein. Die Trockenbäche sind nur wenig in den Schutt eingeschnitten. Von einer diluvialen Vergletscherung ist hier nicht die Rede, wohl aber kann das auch hier frost- und regenreichere Eiszeitklima durch gesteigerte Verwitterung mehr Schutt geliefert haben, als es heute der Fall ist. Eine Begünstigung der Kegelnbildung durch die Hebung, welche die Stufenflächen des Süd-Hymettos erkennen lassen, ist auch hier anzunehmen, wenn sie auch nicht energisch genug war, um Stufenmündungen zu schaffen.

Der andere charakteristische Berg der Athener Landschaft, der Pentelíkón oder Brilessós (beide Namen sind antik), ist kaum minder auffällig als der Hymettos, wenn auch in grösserer Entfernung von der Stadt gelegen: von der Akropolis der Gipfel 18, der Fuss 13 km. Er erscheint von Athen aus als flache Pyramide von der Form eines griechischen Tempelgiebels; aber diese durch ihr Ebenmass jedem Besucher Athens unvergessliche Berggestalt ist doch nur eine Profillinie, welche die wahre Form des Berges einseitig wiedergibt. In Wirklichkeit ist der Pentelikon eine längliche, elliptische Aufwölbung mit der (morphologischen) Längsachse O 30° S, also annähernd rechtwinkelig zur Achse des Hymettos. Nur in dieser Längsachse des Pentelikon, welcher der höchste Rücken des Berges entspricht, steigt der Rücken von Osten und von Westen auf, einerseits von der Küste südlich der Ebene von Marathon, andererseits von der Kephissós-Niederung, bei Ekáli (nördlich von Kiphissía, etwa 260 bis 280 m ü. M.). Auch ist die Längsprofilinie nicht so gleichmässig und symmetrisch, wie sie von Athen aus infolge perspektivischer Verkürzung des entfernteren Ostflügels erscheint. Von Ekáli ist der höchste Punkt des Rückens, 1109 m ü. M., 5 km entfernt, vom Ostende des Berges etwa 10 km, und zwar sinkt der Kamm vom höchsten Punkt ostwärts zunächst auf 1 km um 100 m (1008 m), weiter auf 2, 2 km zu 800 m ü. M. und dann schnell zu einem Joch von 565 m, das den östlichen Teil des Berges, die wilden Kalkspitzen Mavrínóra (781 m), deutlich absondert. Von hier aus fällt er dann sehr gleichmässig nach OSO zum Küstensaum und einer Terrassenfläche von 50-60 m ü. M. hinab: auf 6 km etwa 720 m. Die Böschungen der Profillinie sind also auf 1 km: Ekáli bis Gipfel 160; Gipfel nach Osten 100, dann 90 (bis zum Joch 330 m); vom Mavrínóra bis zum Ostende 120.

Der Pentelikon ist eine Aufwölbung derselben metamorphen (kristallinen) Gesteinsserie, die den Hymettos zusammensetzt, aber mit Vorwalten der Schiefer gegenüber den Marmoren, daher der Berg etwas besser bewachsen und dunkler gefärbt ist. Daraus leuchten dann die schneeweissen Steinbrüche in den dem Schiefer eingelagerten Zügen der «unteren Marmore» und besonders ihre ausgedehnten Halden grell hervor. In der Streichrichtung der Gesteine des Nordendes des Hymettos, NNO, gelangt man zu der SW-Ecke des Pentelikon-Gewölbes. Trotz dieser engen geologischen Verbindung sind beide Berge durch eine 3 km breite Lücke getrennt, welche die Kiphissos-Niederung («Ebene von Athen») mit der Ebene Mesógia verbindet und so für die geschichtliche Einheitlichkeit des Landes Attika von der grössten Bedeutung ist. Der Boden dieser Lücke, gebildet von Miozän und jüngeren Ablagerungen, ist eine Ebene von 220 m. ü. M. mit einigen niedrigen Hügeln; gegen den Fuss des Pentelikon steigt eine Schwemmhalde bis 300 m ü. M. auf.

Das Gewölbe des Pentelikon entspricht der Lagerung der kristallinen Schiefer und Marmore, die allseitig gegen den Rand des Berges geneigt sind, wie aus den allerdings wenigen Zeichen des Streichens und Fallens auf der Lepsius'schen Karte hervorgeht. Der Fuss des Gewölbes und der Rand der kristallinen Gesteine gegen die beiden Ebenen tritt in regelmässiger Rundung gegen SW, S und O vor. Diese elliptische Rundung wird geologisch betont durch eine Randzone von hier und da erhaltenen Flecken des «oberen» Marmors; einige andere Flecken liegen auch an dem Hang des Berges hinauf; ja auf dem östlichen Teil des Rückens bildet ein Stück «oberen» Marmors die zwei jähren Kalkspitzen Mavrínóra auf breit gewölbter Unterlage der Schiefer. Aus dieser Lagerung des oberen Marmors ist die Aufwölbung nicht bloss morphologisch, sondern auch geologisch ersichtlich; von einem Bruch ist an diesem Süd- und Südwestrand des Berges nichts zu bemerken, sondern dieser ist zu den Ebenen abgebogen; daher auch der Fuss nicht geradlinig ist. In den unteren Teil der Aufwölbung ist im SW eine breite Randstufe von 400-500 m ü. M. eingeschnitten, die sich von Kiphissia bis zum Bach von Pikermi verfolgen lässt und auf der in einer kleinen Mulde das Kloster Penteli (Mendeli, 430 m) liegt, das den einen der beiden antiken Namen des Berges (vom Demos Pentele hergeleitet) durch das Mittelalter hindurch bewahrt hat. Weiter östlich fällt der Vorhügel Vigla ton Klephoton («Räuberwarte») in diese Randstufe. Kappen von «oberem» Marmor liegen auf derselben. Eine tiefere Randstufe liegt bei etwa 300 m. Nach Osten verlieren die Stufen an Höhe. Gegen die Küste breitet sich eine Fläche von etwa 250 m aus. Der SW-Hang des Berges fällt in gerader Profillinie vom Rücken bis zu der höheren Stufe, 2,5 bis 3 km weit, ab, mit einer Böschung von 240 bis 170

auf 1 km (1:4 bis 1:6). Dann sind es noch etwa 3 km zum Fuss, sodass die ganze Breite des Gewölbes von der Rückenlinie an bis zum SW-Fuss etwa 6 km beträgt.

Die wichtigste Eigenheit der Berggestalt des Pentelikon, die man beim Anblick von Athen aus gar nicht ahnt, ist, dass die jenseitige, die NNO-Seite des Berges vom Rücken aus unmittelbar mit grossartigem Steilhang zur Tiefe stürzt; es ist ein Längsbruch, an dem die ganze nördliche Seite des Gewölbes hinabgesunken ist, und zwar zu einer ausgedehnten Vorfläche von etwa 460 m ü.M., die also der Randstufe der SW-Seite entspricht; sie besteht aus kristallinen Schiefen und «oberem»⁽¹⁾ Marmor, also den Gesteinen des Pentelikon. Die «unteren» Marmore, welche die geschätzten Werksteine liefern, treten im westlichen Teil des Absturzes geschlossen zutage, und zwar von oben bis zum Fuss des Abhanges, wodurch also eine Abbiegung dieses Marmors bewiesen wird, sie scheinen aber in dem nördlichen Vorland weniger verbreitet zu sein. Dieses Vorland aus kristallinen Gesteinen mit einer Einebnungsfläche von ca. 460 m, überragt von einzelnen Rücken (Stamatovúni 649 m, andere bis 572 m), von verschiedenen Talsystemen zerschnitten, erstreckt sich bis zur Ebene und zum Tal von Marathon, ja drüber hinaus. Von dem Nordabsturz des Pentelikon wird es durch die ziemlich breite Talung von «Dionysos» getrennt, welche ihm entlang OSO läuft, mit einer Talwasserscheide wiederum von 460 m ü. M. Die Böschung des Nordabsturzes des Pentelikon ist vom Kamm bis 700 m ü. M. 1:2, von da abwärts 1:4 (vertikal zu horizontal).

So stellt sich der Pentelikon von W gesehen, etwa vom Wege nach Tatóí aus, als eine Pultscholle dar, was er auch im gewissen Sinne ist: Abdachung nach S, Abbruch nach N.

Die Täler des Pentelikon sind, bei der Einfachheit der Berggestalt, kurz und wenig tief eingeschnitten, ohne Klammern und ohne Stufenmündungen; das bedeutendste ist das Megalorévma bei Pikérmi. Die Schwemmhalden sind rings um den Berg verhältnismässig unbedeutend. Es scheint, dass die durch die Randstufen angedeutete, nachträgliche Aufwärtsbewegung des Gewölbes schon längere Zeit, vielleicht schon vor der Eiszeit, zum Stillstand gekommen ist. Es ist schon erwähnt, dass die meist roten Ton- und Geröllablagerungen der Piker-mifformation der Pontischen Zeit (Unterstes Pliozän) noch nicht kartographisch von den jüngeren Schuttbildungen getrennt sind, was durchaus möglich wäre. An dem Einschnitt des Kokkinarás-Baches bei Kiphissia in der Randzone des

1. Nach Lepsius jedoch lässt der vorzügliche Marmor des Stamatovuni, der als Werkstein ausgebeutet wird, eher auf «unteren» Marmor schliessen.

Berges gegen das westliche Vorland sieht man folgendes: Der Bach ist steilwandig eingeschnitten in mächtige verkittete Schutt- und Geröllbänke, wechselnd mit roter Erde, vom Gebirge leicht abgeneigt, unstreitig Pikermi-Formation; darüber eine horizontale Bank jüngeren (wohl eiszeitlichen) Konglomerates leicht verfestigt, durch Überkragung eine Höhle bildend. Die Schlucht bei dem Hofe Pikermi, vor dem Südrand des Pentelikon, in welcher vor etwa 80 Jahren die zahlreichen Säugetierreste des Pontikum gefunden sind, welche diesen Ort berühmt gemacht haben, ist in die (diluvialen?) Konglomerate bis in den roten pontischen Ton hinab eingeschnitten, gewährt aber in ihrem jetzigen bewachsenen Zustande keinen brauchbaren Aufschluss. Jedenfalls liegen die Pikermi-Ablagerungen und die sie deckenden jüngeren Konglomerate so zu der heutigen Oberfläche, dass man erkennt, dass letztere seitdem nur wenig verändert ist; nur haben sich die Bäche um etwa 10-20 m darin eingeschnitten, wohl infolge leichter Hebung oder Schiefstellung. Alles dies weist auf wenig gestörte Ruhe in der Pentelikon-Landschaft in den Quartärzeit hin; auch fehlt eine Meerestransgression im Pliozän.

Das Gewölbe des Pentelikon erscheint sowohl nach WNW als nach OSO rundlich abgeschlossen. Die Streichrichtung seiner Achse (nicht seiner Schichten!) weist nach W auf das Parnes-Gebirge, das ganz anderer geologischer Zusammensetzung (aus Karbon und Mesozoikum), anderen Baues und anderer Gestalt ist; es gehört einem höheren Stockwerk der Erdkruste an, sei es dass die metamorphen Schichten Attikas westwärts darunter eintauchen, wie dies am Hymettos der Fall ist, sei es, dass sie weiter nördlich zwischen Pentelikon und Parnes dagegen abbrechen. Jedenfalls gehören die beiden Gewölbe des Hymettos und des Pentelikon der metamorphen (kristallinen) Kykladenmasse an und zwar ihrer Grenze gegen die mesozoischen Kalkgebirge des Östlichen Mittelgriechenland, wie der Parnass sich an der Grenze zwischen dem West- und Ostgriechischen Gebirgsstreichen aufgewölbt hat. Es ist aber sehr sonderbar, dass die morphologischen Achsen der beiden attischen Einzelberge rechtwinkelig aufeinander, die des Pentelikon auch rechtwinkelig zu jener geologischen Grenze stehen. Beide Gewölbe sind an einer ihrer Seiten von Längs-Verwerfungen betroffen, der Hymettos an seiner Ostseite, der Pentelikon, viel stärker, an seiner Nordseite, wo die ganze nördliche Flanke der Aufwölbung abgebrochen ist.

In Euboea dürften der Olympos und das Kandyli-Gebirge Aufwölbungen sein. Im Ägäischen Meer gibt es noch manche Kuppelberge, besonders in kristallinen Gesteinen, wie z. B. den Berg Athos (1935 m), die Insel Samothráki (1600 m), die infolge Fehlens genauer Isohypsenkarten nicht eingehender dargestellt werden können. Schliesslich ist fast jede Insel eine für sich aufgestiegene Masse, wie ich an anderer Stelle nachgewiesen habe.

Apennin.

Die Erscheinung der elliptischen Aufwölbungen mit «Walfischrücken-Form», wie sie Hymettos und Pentelikon, besonders typisch der erstere, darbieten, ist auch sonst nicht allzu selten. Während jene beiden attischen Einzelberge dem Rande einer ausgedehnten Masse metamorpher Gesteine angehören, die Berge aus denselben Gesteinen bestehen wie die niedrigere Umgebung (abgesehen von den jungtertiären und quartären Ablagerungen), die Formen der Berge nur teilweise der Lagerung ihrer Gesteine entsprechen—treten uns andere «Walfischrücken» nicht als Einzelberge, sondern als Antiklinalen inmitten von Gebirgen tertiärer Faltung entgegen. Es sind solche Aufwölbungen, deren äussere Form der Lagerung ihrer Schichten entspricht, und die häufig aus älteren Gesteinen bestehen, welche aus jüngerer Umgebung auftauchen; kurz, diese Formen sind, abgesehen von Abtragung und Zertalung, ein Abbild ihrer Tektonik. Ich will nicht von den als Schulbeispiel allgemein bekannten elliptischen Faltengewölben des Schweizer Jura sprechen, sondern nur auf die eigenartigen Kalkaufwölbungen im Umbrischen Apennin hinweisen¹. Der Nordapennin besteht, wie bekannt, ganz überwiegend aus Schiefeln, Sandsteinen und Mergelkalken des sog. Flysch, meist alttertiären Alters; der Zentralapennin dagegen aus mesozoischen und stellenweise eoziänen Kalken in langgestreckten, z. T. hohen und wilden Gebirgszonen, zwischen denen das Alttertiär und Miozän in niedrigeren Mulden und Streifen hinzieht, die nach Süden sich verschmälern und dann allmählich verlaufen, sodass in den Monti Sibillini und in den Abbruzzen fast nur die Kalke herrschen. Der Kalkapennin ist ein tieferes Stockwerk des Gebirgslandes, das sich südlich von Urbino aus den von Norden breit herankommenden sandig-tonigen Schichten erhebt. Von Norden her sieht man vor dem Aufsteigen der parallel NS-streichenden zusammenhängenden Kalkketten des Zentralapennins als Vorläufer desselben einen oder den anderen «Walfischrücken» von elliptischem Grundriss, bestehend aus Kalken der Jura- und der Kreide-Formation, die aus dem Flysch und Miozän auf- und nach kurzer Erstreckung wieder darunter hinabtauchen, recht wie spielende Wale aus den Meereswellen! Die Gestalt eines solchen Berges entspricht durchaus der Aufwölbung des Kalkes. Der Unterschied derselben in Formen und Farben gegen die ganz andersartigen Gesteine der niedrigeren Umgebung machen diese Rücken besonders auffallend. Ausser kleineren Aufbrüchen der Kalke, die nur von den Tälern angeschnitten sichtbar sind, erheben sich einige solcher ovaler Kalk-Aufwölbungen als felsig—kahle graue, kammzertalte Ein-

1. Philippon, Umbrien und Etrurien. Geographische Zeitschrift, 1933, S.453.

zelberge auffallend über die sanfte grüne Flysch-Landschaft, die von Abtragungsf lächen überschritten und von zahlreichen gewundenen Erosionstälern zerfurcht ist: ein sehr eigenartiger, nicht zu vergessender Anblick, der uns (meiner Frau und mir) auf einer Bereisung jener Gegend 1930 geworden ist. So der Monte Paganuccio (977 m) südöstlich von Urbino, umgeben von einer die tertiären weichen Schichten schneidenden Rumpffläche von etwa 500 m ü. M., als Vorläufer der langen Kette des Monte Vicino (1485 m); der Monte Tezio (961 m) unweit nördlich über Perugia, dann ein Rumpf von 650 m, als Vorläufer des weit im Süden auftauchenden Monte Martano (1094 m): der Monte Subasio (1290 m) bei Assisi über einer Vorstufe des Tertiärs von 540 m, als Vorläufer der Kette des Monte Maggiore (1428 m). Im Grunde sind diese Aufwölbungen des Kalkes aus dem Flysch oder aus dem Miozän doch nichts wesentlich anderes als die zahlreichen elliptischen oder rundlichen Aufwölbungen älterer zwischen jüngeren Kalken, gerade im Apennin, sei es mit, sei es ohne Höhenunterschied; oder als Auf- und Absteigen der Faltenachsen, entsprechend auch der Kämme, das in langgezogenen Faltengebirgszonen fast überall beobachtet wird, aber oft auf geologischen Karten nicht erkennbar ist, wenn dieselben Schichten die höheren wie die niederen Gebirgsstrecken zusammensetzen.

So besteht ein innerer Zusammenhang zwischen den Typen der kreisrunden Kuppelberge einerseits mit den unregelmässiger begrenzten Einzelerhebungen, andererseits mit den elliptisch umgrenzten «Walfischrücken» und durch diese zu den An- und Anschwellungen im Zuge der Faltenachsen.

West-Kleinasien.

Über die Einzelberge dieses Landes, das ich in meinen «Reisen und Forschungen in West-Kleinasien» (Ergänzungshefte zu Petermanns Mitteilungen, Gotha, 1911-1915) eingehend dargestellt habe, sollen hier nur einige kurze zusammenfassende Bemerkungen angefügt werden.

Eine den griechischen Kuppelbergen am nächsten stehende Form ist der Sipylos (Manisa Dag), der sich im Osten von Smyrna aus der um ihn herum sich verzweigenden Tiefebene des Hermos-Flusses, also aus einem System tektonischer Gräben, zu 1500 m Höhe erhebt. Nur nach W hängt er durch einen auf 500 m eingesattelten Riegel mit einem Nachbargebirge zusammen. Er hat einen ovalen Grundriss mit einer W-O-gerichteten Längsachse von 20 km Länge und eine grösste Breite von 16 km. Der Berg besteht aus gefalteten Schichten verschiedener Formationen, zu oberst massige Kalke, die an den Flanken hinabreichen; das Streichen der Gesteine ist NNO. Alte Eruptivgesteine lassen einen plutonischen Kern im Untergrunde vermuten. Die äussere Kuppel-

Form des Berges ist also vom inneren Bau ganz unabhängig. Die Flanken sind steil, besonders an der Nordseite, wo grossartige Steilwände auf junge Brüche weisen, welche die Kuppel hier abgeschnitten haben. Auf der Höhe trägt der Berg eine wellige Fläche, z. T. mit roter Verwitterungserde, von 1200-1300 m Höhe, die von einigen rundlichen Gipfeln überragt wird. Unzweifelhaft bewiesen wird die junge Aufwölbung des Berges durch die Lagerung der jungtertiären, wahrscheinlich obermiozänen Süsswasserablagerungen, welche ringsum in geringer Höhe verbreitet sind, an den Flanken des Berges aber gegen diesen aufgerichtet bis zu verschiedenen Höhen, ja bis auf die Hochfläche zu 1400 m ü. M. hinaufreichen. Daraus geht hervor, dass der Berg erst während oder nach diesen Ablagerungen kuppelartig aufgetrieben worden ist. Grosse Schuttkegel und Halden senken sich vom Berge über die davor liegenden Jungtertiärhügel hinab nach Ost, Nord und West.

Im übrigen kann man in Kleinasien folgende Arten von Einzelbergen unterscheiden:

1) Vulkanische Massen der Jungtertiärzeit. Bei diesen kann man in den einzelnen Fällen bei dem heutigen Stand der Erforschung nicht feststellen, ob sie ihre Hervorragung dem vulkanischen Aufbau oder der Herauspräparierung des harten Gesteines bei Abtragung der Umgebung, oder nachträglicher selbständiger Heraushebung zu verdanken haben: sie müssen daher aus dieser unserer Betrachtung ausscheiden.

2. Granitplutone. Diese sind über Westkleinasien in grösserer Zahl und manche von bedeutender Ausdehnung verbreitet, und zwar vom Marmarameer in N an, im Mysischen Bergland zwischen den verschiedenen Gesteinen, dann in der Lydisch-karischen Masse, wo ihre Abgrenzung gegen die umgebenden Gneise nicht immer leicht ist¹.

Es lässt sich meist nicht feststellen, ob ihre heutige Hervorragung im Wesentlichen dem Hervordringen des Granitmagmas oder nachträglicher Hebung (Aufreibung) zu verdanken ist. Jedenfalls lässt sich bei manchen die Fortdauer oder die Erneuerung des Aufsteigens in viel späterer Zeit, lange nach der Festwerdung des Granites, erkennen.

Die morphologische Erscheinungsweise der Granitmassen ist auffallend verschieden (Philippson, Reisen u. Forsch. III, S. 55). Rundliche oder

1. Liste der wichtigeren von mir festgestellten Granitplutone im westlichen Kleinasien: Kapu Dag (Halbinsel von Kyzikos); nördlich von Michalidj; im Mysischen Olymp; Dumanidj Dag; Tschatal Dag und Dischkaja; Inova; Ilidja; Kosak; Karroglan; Egrigös Dag; Latmos (Beschparmak); Tekkeler bis Torba; Tschina; Madran Dag.

längliche Einzelberge oder ausgedehnte Aufwölbungen, die als Ganzes oder im Wesentlichen dem Granitpluton entsprechen oder dasselbe als Kern besitzen, sind Kapu Dag, Inova, Michalidj, Olymp, Dumanidj Dag, Kosak, Madran Dag. Ein zweiter Typ: ein Teil des Granitplutons ist eingeebnet oder nur als schwache Schwelle erhalten, ein Teil aber erhebt sich darüber als Einzelberg mit zackigem Gipfel oder Kamm (Egrigös, Tekkeler, Latmos). Wieder andere Granitstöcke bilden in ihrer ganzen Ausdehnung eine kesselförmige Vertiefung in ihrer Umgebung, so die von Ilidja, Karaoglan (dieser mit einer steilen Spitze von 300 m relativer Höhe in der Mitte); Tschina. Die Ursache dieses verschiedenen Verhaltens dürfte in Besonderheiten der Gesteinsstruktur zu suchen sein, wodurch der eine Granit der chemischen Verwitterung oder dem mechanischen Zerfall einen grösseren, der andere einen geringeren Widerstand leistet.

3. Die dritte Gruppe von Einzelbergen sind solche, in denen ein Pluton nicht nachweisbar ist. Es sind längliche Aufwölbungen jugendlichen Alters, deren äussere Form vom inneren Bau unabhängig ist. Sie sind in Westkleinasien — nach der heutigen Kenntnis — ausser dem Sipylos, auf das Phrygische Hochland und die Südseite des Beckens von Hierapolis beschränkt, in beiden bilden sie stattliche Gebirge. Bei den meisten lässt sich nachweisen, dass das Aufsteigen über die Umgebung nach der Entstehung der Einebnungsfläche andauert hat. Von den hier und da auftretenden steilen isolierten Bergen aus Kalkstein oder Serpentin mögen sich noch manche bei näherer Untersuchung als selbständige Auftreibungen, d. h. also als «Einzelberge» in unserem Sinne erweisen.

4. Eine besonders eindeutige Erscheinung sind die breiten, blasenförmigen Auftreibungen der tafelförmig lagernden Jungtertiär-Schichten, verbunden mit Lavakuppen, in der Umgebung der Banas-Ova (Süd-Phrygien). Ähnliche, die bisher der Beobachtung entgangen sind, mögen auch in anderen Gegenden vorkommen.

Die grossen Halden und Geröllkegel sind in West-Kleinasien weniger an die Einzelberge gebunden, sondern vorzugsweise an die Ränder der Graben- und Becken-Senken, wo sie auch hier junge Hebungen der Hochschollen, Vertiefung der Senken andeuten.

[In A. Philippson, *Die griechischen Landschaften* sind die hier behandelten Berge und Schuttkegel ausführlicher dargestellt.

Der Thessalische Olymp in I S. 91-106, die Schuttkegel von Agyia I S. 132 f. von Keserli S. 134 f., von Dereli I S. 111, bei Trikkala I S. 52, II S. 168 f., von Halmyros I S. 177; der Parnass I S. 389-418; die Katavothra I S. 329-334, der Schuttkegel von Hypati I S. 243 f.; der Veluchi II S. 175-178; der Hymettos I S. 802-814, der Pentelikon I S. 792-802 (zu Pikermi I S. 774 f.), auf Euboea Olympos und Kandyli I S. 609f. u. S. 582-585.]

(E. Kirsten)