

Werk

Titel: Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiet

Autor: Quitzow, H.

Jahr: 1935

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1935_0013|log10

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

II. Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete.

Von

H. W. QUITZOW.

Einleitung.

Topographische Übersicht.

Die zentralen Teile des Kalabrischen Massivs setzen sich aus den Kristallingebieten der Peloritane in Sizilien, des Aspromonte, der Serra S. Bruno und der Sila in Kalabrien zusammen (s. Tafel 3).

Als „Nordrand“ des Kalabrischen Massivs sei im Folgenden jene Region bezeichnet, die sich nördlich bzw. westlich an das Granitmassiv der Sila anschließt. Unter „Südrand“ des Kalabrischen Massivs verstehen wir die vorwiegend phyllitische Zone im Süden des Kristallins der Peloritane und des Aspromonte.

Geschichte der geologischen Erforschung.

Die Grundlagen unserer heutigen geologischen Kenntnisse des Kalabrischen Massivs verdanken wir den Aufnahmen von CORTESE, VIOLA, BALDACCI, NOVARESE, MAZZETTI u. a. (1878—82 Nordostsizilien, 1885—91 Kalabrien und südliche Basilicata). In stratigraphischer Hinsicht wurden CORTESE'S Untersuchungen in Nordkalabrien durch die Arbeiten von DE LORENZO und DI STEFANO ergänzt. Das Mesozoikum am Südrand des Kalabrischen Massivs ist von SEGUENZA, DI STEFANO und in jüngster Zeit besonders von SCALIA und MAUGERI-PATANÈ genauer gegliedert worden.

Das Interesse an der Tektonik des Kalabrischen Massivs erfuhr einen starken Impuls, als LUGEON & ARGAND 1906 die Deckentheorie auf Sizilien übertrugen. In ähnlicher Weise versuchte LIMANOWSKI 1909 und 1913 die Profile von CORTESE umzudeuten. Auch TILMANN und KOBER glaubten den Nachweis großer Decken-

verfrachtungen in Nordkalabrien und Nordostsizilien erbringen zu können.

Einen anderen tektonischen Fragenkomplex hatte E. SUSS als erster verfolgt, nämlich die Erklärung der kalabrischen Küstenterrassen, d. h. der jüngsten Verschiebungen des Kalabrischen Massivs gegenüber dem Meere. In gleicher Richtung bewegten sich die Arbeiten von GIGNOUX, WEPFER und LEMBKE.

Problemstellung.

Eins geht klar aus den genannten Arbeiten hervor: das Kalabrische Massiv ist ein Fremdkörper im Apenninbogen. Denn an die Stelle der mächtigen mesozoischen Kalke und der Flyschablagerungen, die weiter nördlich den Apennin aufbauen, treten hier kristalline Gesteine. Art und Lagerung dieses Kristallins waren also zu untersuchen.

Ferner ist wohl bekannt, daß das Kalabrische Massiv im Mesozoikum eine Schwellenregion darstellte; aber im einzelnen blieben doch noch Art und Gliederung dieser Schwelle zu klären.

Stark umstritten ist auch die Rolle, die das Kalabrische Massiv während der alpidischen Gebirgsbildung gespielt hat. Ist es Vorland, Rückland oder eine alpin dislozierte Schwelle innerhalb des mediterranen Orogens?

Schließlich galt es noch, den Zusammenhang zwischen den großen alpidischen Faltungen und den jüngsten tektonischen Bewegungen zu prüfen.

Die Frage nach der tektonischen Entwicklung des Kalabrischen Massivs ist zunächst ein regionales Problem, da es die Stellung des Massivs im Apenninbogen betrifft. Aber auch ein allgemeineres Interesse verknüpft sich damit, insofern am Beispiel des Kalabrischen Massivs die Geschichte einer relativ stabilen Scholle klargestellt werden soll, die durch ständige Hebungstendenz gekennzeichnet ist.

A. Stratigraphie und Tektonik des Grundgebirges.

1. Die Gesteine des Grundgebirges.

Das vormesozoische Grundgebirge des Kalabrischen Massivs setzt sich aus einer mächtigen Serie stark durchbewegter Sedimente und kristalliner Schiefer zusammen, die zahlreiche Erguß- und vor allem Intrusivgesteine einschließen. Dabei ist immer eine Phyllitserie von einer Kristallinserie deutlich zu unterscheiden.

a) Die Phyllitserie.

Die Phyllitserie besteht vorwiegend aus blaugrauen phyllitischen Tonschiefern und Phylliten. Im tieferen Teil sind Grünschiefer häufig, bei S. Angelo [s. Tafel 3, G 1] auch Granatphyllite. Gelegentlich schalten sich helle und dunkle dünnbankige Quarzite und Grauwacken ein. Konglomerate fehlen anscheinend. Kalke sind nicht selten; auch dunkle kieselige Kalke finden sich (bei S. Lorenzo [Tafel 3, G 4]), ferner dunkle Kieselschiefer (bei Ali [G 3]) und Linsen roter Kieselschiefer (bei Taormina [G 2])¹⁷⁾. Südlich von Rossano [B 6] wurden graphitische Schiefer beobachtet.

Häufig schließt die Phyllitserie Eruptiva ein. Die Serpentine, die in der südwestlichen Sila vielfach in den Phylliten liegen, sind wohl als alte Geosynklinalgesteine zu deuten. Das gleiche gilt für die Grünen Gesteine im Paläozoikum der Peloritaner Berge. Dort beobachtet man 6 km WNW von Roccella [G 2] basische Ergußgesteine¹⁸⁾, welche häufig Kalzitmandeln führen.

Das Gestein besteht überwiegend aus grüner faseriger Hornblende, die sich aus Augit neu gebildet hat (Uralit). Sie findet sich in größeren Kristallen, die stellenweise mit etwas Biotit verwachsen sind. Feine Nadeln und Stengel überwuchern aber auch alle übrigen Mineralien, namentlich die schon stark zersetzten und kaum noch kenntlichen Plagioklase. Viel Epidot ist neu entstanden. Ilmenit ist völlig in Leukoxen umgewandelt. Die Hornblende ist größtenteils schon in Chlorit umgebildet. Auch hierbei ist Titanit in kleinen Körnern neu abgeschieden. Das Gestein ist als Uralitdiabas zu bezeichnen.

Ein ähnliches Gestein findet sich im Tal unmittelbar unterhalb S. Angelo [G 1]. Es besteht ebenfalls vorwiegend aus grüner uralitischer Hornblende, die vielfach in kleine Nadeln zerfasert ist. Die Umwandlung in Chlorit steht noch in den Anfängen. Plagioklas tritt stärker hervor. Zum größten Teil ist es Albit (Lichtbrechung kleiner als die des Kanadabalsams), daneben auch Oligoklas (optisch negativ, Auslöschungsschiefe \perp MP etwa 13°). Epidot ist reichlich neugebildet. Ilmenit ist z. T. in sehr grobkörnigen Leukoxen umgewandelt, Pyrit tritt daneben nur untergeordnet auf. Die kleinen Hornblendenadeln sind entsprechend der Schieferung annähernd parallel angeordnet. Auch hier handelt es sich um einen Uralitdiabas oder -gabbro.

Weitere derartige Grüne Gesteine finden sich im Arente-Tal, 10,5 km NNE von Cosenza [C 5] (völlig chloritisiert, mit Diabasstruktur).

17) Ob auch die Gipse und Rauchwacken im Fantina-Tal, südlich Castoreale [G 2], dem Paläozoikum angehören, ist zweifelhaft. Da in geringer Entfernung bei Ali Rauchwacken und Gipse in stark gestörtem Mesozoikum auftreten, liegt die Vermutung nahe, daß es sich bei dem Gips im Fantina-Tal um eingeschupptes Mesozoikum handelt. Die Verknüpfung mit Rauchwacken widerspricht auch der Annahme eines metasomatisch umgewandelten Kalkes.

18) Es handelt sich hier nicht etwa um Laven des Ätna. Denn die Gesteine liegen in der Phyllitserie und haben die gleiche Metamorphose erlitten. Das nächste Vorkommen von Ätnalava ist über 7 km entfernt.

Im Paläozoikum von Taormina treten auch saure Ergußgesteine auf. Oberhalb vom Kap S. Andrea und am Fußweg unterhalb des Friedhofes beobachtet man Porphyroide.

Bis 2 mm große Quarzeinsprenglinge mit sechseckigen Querschnitten zeigen, daß es sich bei diesen Gesteinen um ursprüngliche Quarzporphyre handelt¹⁹⁾. Auch stark zersetzter Orthoklas tritt als Einsprengling auf. Die Porphyroide sind tektonisch stark beansprucht. Die Quarze sind von Mörtelzonen durchzogen, häufig auch völlig zermahlen. Das ganze Gestein ist stark serizitisiert. Die Porphyroide sind somit prä- oder syntektonisch.

Auch Granite sind stellenweise in die Phyllitserie intrudiert. Bei Paola, im Arente-Tal NNE von Cosenza [C 4, 5] sowie bei S. Angelo in den Peloritaner Bergen [G 1] finden sich im tieferen Teil der Phyllitserie zahlreiche Lager und Gänge von Graniten, Apliten und Lamprophyren. Diese Granite zeigen außerordentlich starke mechanische Umformung und Verschieferung. Die Durchbewegung erzeugte eine ausgesprochen lineare Textur, die bis zur Bildung von Stengelgneisen gesteigert sein kann.

In einem Stück von Paola sind einzelne Quarze völlig zermahlen, andere von Bruch- und Mörtelzonen durchzogen, die die Kristalle in einzelne parallele Linsen aufteilen. Die Feldspäte sind ebenfalls zermahlen und zerbrochen oder doch stark verbogen. Auch Muscovit ist häufig zu einem feinschuppigen Aggregat zerrieben. Die Mineralumbildungen sind im Verhältnis zur Kataklyse geringfügig. Oft sind Orthoklase und Plagioklase erst wenig serizitisiert. Stellenweise sind geringe Mengen von Epidot neugebildet. Biotit ist häufig noch unzersetzt und kaum in Chlorit umgewandelt. Aber gelegentlich ist die Serizitisierung auch stärker.

Ähnliche verschieferte Granite erscheinen an vielen anderen Stellen im tieferen Teil der Phyllitserie, z. B. bei Grimaldi und Amantea [D 4, 5]. Ein kleines Granitmassiv findet sich in den Phylliten bei Palizzi [G 4]. An der Küste beobachtet man in der Phyllitserie viele Granitgänge mit Apophysen, die zum Granitmassiv überleiten. Randlich zeigt der Granit ein deutliches Parallelgefüge. Er bildet ein flaches Gewölbe, das im Norden wieder unter die Phyllithülle taucht.

Dem Restmagma dürften die zahlreichen Quarzlinsen und Erzgänge in den Phylliten entstammen.

b) Die Kristallinserie.

Viel verbreiteter als die vormesozoischen Phyllite sind im Kalabrischen Massiv kristalline Gesteine. An ihrer Zusammensetzung haben Eruptiva hervorragenden Anteil. Die Kerne der Kristallin-

¹⁹⁾ Die Porphyroide treten zusammen auf mit mächtigen Serizitquarziten, die sich bis Castelmola verfolgen lassen. Genetisch sind sie aber anscheinend nicht mit ihnen verknüpft. Die Serizitquarzite dürften sedimentärer Entstehung sein.

massive der Sila und Serra S. Bruno (Tafel 3) bestehen ausschließlich aus Granit. Es handelt sich hier meist um Biotitgranite, die häufig Amphibol führen (z. B. in der zentralen und nordöstlichen Serra S. Bruno). An anderen Stellen ist der Granit arm an dunklen Bestandteilen. Der M. S. Jejunio bei Gerace [F 5] (vgl. S. 121) besteht aus einem sehr hellen Zweiglimmergranit. LUGÉON & É. JÉRÉMINE (1930 S. 216—222) beschreiben aus der Sila eine Gesteinsreihe von Granit über Diorit zu Gabbro.

Die Granite sind im Zentrum der Massive richtungslos körnig, gehen aber randlich häufig in Varietäten mit deutlicher Paralleltextur über. Diese zeigen nach außen hin Granatgehalt und leiten über zu einer mehrere 1000 m mächtigen Gneisserie. Sie ist am ganzen Westrand der Sila, in der Küstenkette und in der nördlichen Serra S. Bruno verbreitet (s. Tafel 3) und besteht überwiegend aus granatführenden Gneisen mit wechselndem Gehalt an Quarz, Feldspäten, Biotit, Sillimanit und Graphit. Die quarzarmen Varietäten wurden als Kinzigit beschrieben (LOVISATO 1879, BUCCA 1884). Charakteristische Begleitgesteine sind überall basische und ultrabasische Eruptiva sowie kristalline Kalke, welche häufig verschiedenartige Silikate enthalten („Calcefiri“). Während die Kalke an Masse sehr zurücktreten, sind die basischen Eruptiva stellenweise ebenso verbreitet wie die Granatgneise selbst. Die ganze Folge wird gangförmig durchsetzt von zahlreichen Graniten, Pegmatiten, Apliten und Lamprophyren. Die Serie stellt die auch in den Alpen vielerorts in der gleichen petrographischen Zusammensetzung verbreitete und von NOVARESE 1931 ausführlich beschriebene „Diorit-Kinzigit-Formation“ dar.

Ein von mir untersuchter Granatgneis von Cetraro [B 4] führt etwa zur Hälfte Orthoklas (in perthitischer Verwachsung mit zahlreichen kleinen tropfenförmigen Albiten), daneben stark zersetzten Plagioklas (am Kontakt beider Feldspäte hat sich Myrmekit gebildet). Granat ist reichlich vorhanden. Quarz zeigt undulierende Auslöschung und stellenweise Mörtelstruktur. Meist sind die Bruchstücke verzahnt wiederverwachsen. Biotit und Sillimanit sind nur spärlich vertreten. Stark serizitisierte rundliche Einschlüsse im Orthoklas mögen Cordierit gewesen sein. Eisenerz ist in wenigen Körnern vorhanden, die mit etwas Rutil und Leukoxen verwachsen sind.

Besonders tonerdereich ist ein feldspatfreies Granat-Sillimanit-Gestein, das in einem Steinbruch an der Straße 2,3 km ESE von Cetraro ansteht. Es besteht zu etwa 35% aus Granat, zu je etwa 25% aus Sillimanit und Quarz und zu etwa 15% aus umgewandeltem Cordierit. Der Sillimanit bildet ungewöhnlich große, sehr langgestreckte Kristalle (bis 7 mm lang bei weniger als 0,3 mm Dicke). Sie sind häufig gebogen und in einzelne Teile zerfallen. Quarz tritt lagenweise auf, die einzelnen Körner sind miteinander verzahnt. Häufig bildet er auch rundliche Einschlüsse im Granat und Sillimanit. Die Cordierite sind völlig in Serizit

umgewandelt. Vereinzelt finden sich in diesem Serizitgemenge gelblich-grüne pleochroitische Höfe, die vielleicht schon im ursprünglichen Cordierit vorhanden waren. Biotit und Eisenerze (mit Leukoxen und Rutil) erscheinen auch hier nur untergeordnet.

Unter den basischen Eruptivgesteinen der „Diorit-Kinzigit-Formation“ sind am verbreitetsten Hornblendite, Hornblendegabbros und Diorite. Seltener sind Pyroxenite und Serpentine.

Ein von mir gesammeltes Gestein von Cerisano (westlich von Cosenza [C 5]) besteht zu etwa gleichen Teilen aus Plagioklas und brauner Hornblende. Daneben findet sich wenig Biotit, ferner Apatit, Magnetkies und Ilmenit (z. T. in Leukoxen umgewandelt). Der Plagioklas zeigt Zwillingslamellen nach dem Albit- und Periklingesetz. Seine Auslöschungsschiefe \pm MP beträgt bis zu 26° . Er ist also ein Andesin mit etwa 45% An. Man erkennt in ihm von einzelnen Zentren aus beginnende Saussuritisierung. Ursprünglich war er daher vielleicht etwas basischer. Die Hornblende zeigt den Pleochroismus: α schwach bräunlich-grün, γ braun. Die Auslöschungsschiefe $c:\gamma$ beträgt $14,3^\circ$. Stellenweise werden einzelne Zonen oder auch einzelne Kristalle von einer hellen, fast farblosen Hornblende gebildet. Der Biotit ist mit der Hornblende verwachsen. Er ist meist gebleicht und zeigt beginnende Umwandlung in einen fast farblosen Chlorit.

Die Hornblende tritt in Aggregaten von stengeligen und oft auch faserigen Kristallen auf, die meist lappig begrenzt sind und sich gegenseitig durchwachsen und durchdringen. Häufig sind sie auch pflasterartig verwachsen. Sie enthalten zahlreiche kleine Einschlüsse von Quarz, die innerhalb der einzelnen Hornblendekristalle gleich orientiert sind. Diese Struktur der Hornblendeaggregate läßt darauf schließen, daß die Hornblende großenteils neukristallisiert ist. Die helle Hornblende ist sicher sekundär, und auch bei der braunen erinnern namentlich die vielen Quarzeinschlüsse sehr an uralitische Hornblende, die aus Pyroxen hervorgegangen ist. Bei der Umwandlung dürfte Kalksilikat ausgetreten und der Kalk fortgeführt worden sein, wobei freie Kieselsäure zurückblieb. Vielleicht ist ein Teil des Kalkes in die Kalksilikate des Saussurits eingegangen. Denn es tritt die Saussuritisierung besonders stark bei solchen Plagioklasen auf, die von Hornblende umschlossen sind. Ein Teil der braunen Hornblende mag indessen auch primär sein.

Der Plagioklas dieses Gesteins deutet auf ein Übergangsgestein zwischen Gabbro und Diorit hin. Wie weit die Hornblende primär ist, läßt sich schwer entscheiden. Man bezeichnet das Gestein daher am besten als Gabbro-Diorit.

Ein Hornblendit von Cetraro [B 4] besteht zu etwa 75% aus einer ähnlichen braunen Hornblende wie im vorherbeschriebenen Gestein, und zu etwa 25% aus Plagioklas. Die Hornblende zeigt den Pleochroismus: α hellgrünlich-braun, γ bräunlich-grün. Sie könnte hier primär sein. Sie bildet große einheitliche Kristalle, ohne die zahlreichen Quarzeinschlüsse wie im Gabbro-Diorit. Doch enthalten einzelne Hornblenditen streng parallel angeordnete Einschlüsse von bandförmigen Ilmenitblättchen (z. T. Leukoxen). Ilmeniteinschlüsse sind namentlich in rhombischem Pyroxen häufig, und man könnte hier an Pseudomorphosen nach solchem denken, falls der Ilmenit sich nicht direkt in der Hornblende gebildet hat. Randlich beginnt eine Umwandlung der braunen Hornblende in grüne. Plagioklas ist völlig saussuritisert und unbestimmbar. Ganz untergeordnet beob-

achtet man Biotit, mit der Hornblende verwachsen, ferner Apatit, Ilmenit (Leukoxen) und sehr wenig Pyrit.

An der Straße 2,3 km ESE von Cetraro steht in einem Steinbruch ein ähnliches Gestein an, das als dunklen Gemengteil überwiegend Bronzit führt (fast die Hälfte des Gesteins). Er ist optisch negativ, der Achsenwinkel $2V$ wurde auf etwa 80° geschätzt. Der Pleochroismus ist nur sehr schwach (α gelblich, γ grünlich). Eine Umwandlung in Talk, die von Sprüngen und Spaltrissen ausgeht, ist schon ziemlich weit vorgeschritten. In etwas geringerer Menge tritt eine braune Hornblende auf (Pleochroismus: α schwach grünlich-braun, γ bräunlich, Auslöschungsschiefe $c:\gamma = 17,2^\circ$). Sie ist später ausgeschieden als der Bronzit (bezw. ein Umbildungsprodukt nach einem später ausgeschiedenen Gemengteil (vielleicht monokliner Pyroxen)). Feldspat ist nur in geringer Menge vorhanden. Er ist vollständig saussuritisiert und unbestimmbar. Wenig Biotit findet sich in Verwachsung mit der Hornblende. An Erzen beobachtet man Magnetkies. Das Gestein ist als Hornblende-Bronzilit zu bezeichnen.

Die „Diorit-Kinzigit-Formation“ geht durch Wechsellagerung aus den zentralen Graniten hervor und nach außen in eine > 1000 m mächtige Schieferserie über. Diese ist am Westrand der Sila und in der Serra S. Bruno ebenfalls sehr verbreitet (Tafel 3). Es fehlen hier die charakteristischen Granatgneise; die basischen Eruptiva treten sehr zurück. Kristalline Kalke sind auch hier untergeordnet vorhanden. Die Schiefer sind weit weniger kristallin als die Granatgneise. Es sind meist dunkle Biotitschiefer, die sich stellenweise nur wenig von den Gesteinen der Phyllitserie unterscheiden. Ungemein verbreitet und besonders charakteristisch sind aber weiße serizitische Gneise, die in ihrer Gesamtheit auf der geologischen Karte als „weiße Glimmerschiefer“ dargestellt sind. Sie führen indessen sehr reichlich Feldspat (häufig in großen Augen) und haben auch sonst den Mineralbestand und die Struktur von Graniten, so daß es sich also bei diesen Gesteinen überwiegend um Granit-Abkömmlinge handeln dürfte.

Ein Stück von Maida [D 5] z. B. läßt u. d. M. deutlich linsenförmige Reste großer Orthoklase (z. T. Mikroklin) erkennen, die in einem Mörtel von Feldspat und Quarz eingebettet sind. Entsprechende Plagioklasreste erwiesen sich als Albit (Auslöschungsschiefe $\perp MP - 15^\circ$, Lichtbrechung kaum höher als die des Kanadabalsams). Quarz ist stets zerbrochen, meist zu feinem Mörtel zermahlen und dann innig vermennt mit Feldspatbruchstücken. Häufig sind größere Kristalle zu stark zerbrochenen Linsen ausgezogen. Die Bruchstücke zeigen deutlich undulierende Auslöschung. Muscovit ist in Gestalt feiner Serizithäute und größerer neugebildeter Kristalle vorhanden. Apatit ist in kleinen Körnchen erhalten geblieben. Die weiße Farbe des Gesteins rührt von der Mörtelstruktur her.

Diese verschieferten, serizitischen Granite wechsellagern mit den Biotitschiefern. Stellenweise ist es zu intensivster Injektion granitischen Materials in die Schichtfugen der Schiefer gekommen. Die ganze Schichtfolge ähnelt sehr dem tieferen Teil der Phyllit-

serie, wo ähnliche verschieferte Granite häufig sind (z. B. bei Paola und Cosenza, vgl. S. 66).

Die gesamte Serie wird durchsetzt von zahlreichen Gängen von Graniten, granitischen Spaltprodukten und auch von Quarzporphyren (bei Catanzaro und Martirano [D 5, 6]). Diese Granite sind meist richtungslos körnig oder zeigen höchstens ganz schwache Paralleltextur. Gelegentlich bilden sie größere Intrusivkörper wie nordwestlich von Catanzaro. Sie gehören einer jüngeren Intrusion an als die verschieferten serizitischen Granite, was ja auch aus der Lagerung hervorgeht. Sie durchsetzen die ganze Serie gangartig, während die älteren Granite in Schichtfugen intrudierten und dünne, stark verschieferte Lager bilden.

Das Magma hat die Gesteine des Grundgebirges häufig kontaktmetamorph verändert. Kontaktgesteine finden sich z. B. nordwestlich von Catanzaro, wo Granitgänge eine Kalkserie durchbrechen. Am Kontakt haben sich in den Kalken große Granatkristalle gebildet.

Das Kristallin der Sila und Serra S. Bruno stößt im Westen bezw. Norden an die Phyllitserie. Doch wird die Grenze stets durch eine junge Störung gebildet (s. S. 138 ff.). Im Osten der Sila und der Serra S. Bruno grenzen Phyllite unmittelbar an die Zentralgranite. Die Kontaktmetamorphose ist jedoch nur sehr geringfügig. Eine mehrere 100 m mächtige Folge von Knotenschiefern und Biotitschiefern, in denen man kleine Turmalinkristalle beobachtet, vermittelt den Übergang zu den normalen Phylliten.

Erst im Süden schaltet sich wieder ein ausgedehntes Kristallengebiet zwischen die Zentralgranite der Serra S. Bruno und die Phyllitzone Südkalabriens und Siziliens. Dieses Kristallin setzt den Aspromonte und die Zentralzone der Peloritaner Berge zusammen (Tafel 3). Im Gegensatz zu der nordkalabrischen Gneiszone fehlen ihm die charakteristischen Granatgneise²⁰⁾, und basische Eruptiva treten nur vereinzelt auf. Doch ähnelt der stoffliche Bestand des südkalabrisch-sizilischen Kristallins dem nordkalabrischen. Beide unterscheiden sich wesentlich nur durch den Grad der Metamorphose. Der Aspromonte und die Peloritaner Berge bestehen in der Hauptsache aus Glimmerschiefern verschiedener Art, die mit zunehmendem Feldspatgehalt in Gneise übergehen.

20) Nur an einer Stelle, zwischen Palmi und Gioia Tauro, tritt in den nördlichen Ausläufern des Aspromonte die „Diorit-Kinzigit-Formation“ in einem kleinen Vorkommen auf (s. Tafel 3 [F 4]). (Vgl. auch NOVARESE 1931 S. 11). Der Zusammenhang dieses Vorkommens mit dem Kristallin des Aspromonte und den Granatgneisen der nördlichen Serra S. Bruno ist noch nicht geklärt.

Sie entsprechen stofflich etwa den Granatgneisen Nordkalabriens. Untergeordnet finden sich Amphibolite. Häufiger als in Nordkalabrien sind kristalline Kalke (hier meist massig), welche oft Quarz, Glimmer und andere Silikate enthalten.

Wie in Nordkalabrien so kommen auch in den Glimmerschiefern der Peloritaner Berge stark verschieferte Granite vor. Sie finden sich in großer Mächtigkeit in einer breiten Zone, die von Savoca nach Nordwesten bis an die tyrrhenische Küste streicht (s. Tafel 5). Es handelt sich hier im Gegensatz zu den nordkalabrischen Graniten um grobporphyrische Biotitgranite, welche bei der Verschieferung zu biotitreichen Augengneisen wurden.

Auch hier wird die ganze Kristallinserie stellenweise von Granitgängen durchschwärmt. Am Kap Calavà [F 1] erscheinen helle Muscovitgranite („Granulit“ der geologischen Karte) und Turmalinpegmatite. Diese Ganggranite sind wie die im nordkalabrischen Kristallin tektonisch nicht mehr stark beansprucht²¹⁾. Am Kap Calavà treten mit den Graniten kalkreiche Schiefer auf mit häufigem Wechsel dunkler und heller Lagen. Erstere bestehen überwiegend aus grüner Hornblende, letztere sind arm an ihr, dagegen reich an basischem Plagioklas und Diopsid. Auffallend ist ein sehr hoher Gehalt an Titanit. Untergeordnet finden sich Zoisit, Apatit und Magnetkies. Es mag sich hier um alte Kontaktgesteine handeln.

Auch in Südkalabrien und Sizilien ist die Grenze des Kristallins gegen die Phyllite meist nicht primär (s. S. 143 ff.).

2. Das Alter des Grundgebirges.

Über das Alter des kalabrischen Grundgebirges ist wenig bekannt; denn Fossilien haben sich bisher nur sehr vereinzelt gefunden. Schon C. GEMMELLARO (1834) führt aus der Phyllitzone der Peloritaner Berge einen Calamitenrest und einen Abdruck von *Neuropteris* an. DE STEFANI (1911 S. 23) erwähnt von Ali einige Pflanzenreste, darunter *Lepidodendron*. Es ist also mit einiger Wahrscheinlichkeit in den Phylliten des Grundgebirges im Kalabrischen Massiv Karbon enthalten²²⁾.

21) Eine Ausnahme bilden Granitgänge am Kap Calavà, die stark mitverfaltet sind. Vielleicht ist diese Faltung aber auf alpidische Bewegungen zurückzuführen.

22) Die Angabe eines *Phacops laevis* MÜNST. aus der phyllitischen Serie von Pazzano (CORTESE 1895 S. 89) ist dagegen nach FRECH (S. 243) „nicht wohl begründet“ (FRECH nennt ihn *Phacops cryptophthalmus*). Auch der *Amblypterus macropterus* AGASS., den GEMMELLARO (1858) aus dem Vallone di Limina bei Ali anführt, ist nicht für die Altersbestimmung zu verwenden. DI STEFANO (1909)

Über die kristallinen Schiefer läßt sich nur aussagen, daß sie älter als der Jura sind, welcher bei Rossano [B 6] bzw. Catanzaro und Martirano [D 5, 6] auf ihnen transgrediert. Die Grenze der kristallinen Schiefer gegen die Phyllite ist überall tektonisch, so daß die Altersbeziehung unklar bleibt. Die zentralen Granite sind am Ostrand der Serra S. Bruno in die Phyllite intrudiert, am Nordwestrand in die Granatgneisserie. Sie sind also jünger als das übrige Grundgebirge. Da sie andererseits niemals mesozoische oder tertiäre Schichten durchsetzen, vielmehr bei Rossano vom transgredierenden Lias überlagert werden und bei Spezzano Albanese [B 5] in der Trias schon aufgearbeitet sind, dürften sie in ihrer Gesamtheit vormesozoisch sein.

3. Die Tektonik des Grundgebirges.

(Vgl. auch Tafel 8).

Die alte Tektonik des Grundgebirges ist oft von der jungen, alpidischen Faltung überarbeitet worden. Daher ist es schwer, alte Strukturen sicher als solche zu erkennen. Nur der Unterschied der Metamorphose zwischen Grund- und Deckgebirge ist meist beträchtlich, z. B. bei Taormina [G 2] und Rossano [B 6], wo die Basalkonglomerate des Lias diskordant auf Phyllite und Porphyroide bzw. Granite übergreifen. Doch haben besonders am Nordrand des Kalabrischen Massivs die alpidischen Bewegungen diesen Unterschied derart verwischt, daß eine sichere Abgrenzung von Grund- und Deckgebirge dort nicht immer möglich ist. Nur in der Zentralzone des Kalabrischen Massivs ist der tektonische Bau älter als das transgredierende Mesozoikum und nicht so stark umgeprägt.

NOVARESE (1893 S. 19) und LIMANOWSKI (1913) haben nun gezeigt, daß am Westrand der Sila und am Nordrand der Serra S. Bruno die Serie der verschieferten Granite unter die Granatgneise taucht und die Granatgneise wiederum von den zentralen Graniten überlagert werden. Am Sila-Westrande bei Taverna (13 km NNW von Catanzaro) taucht die Granitschieferserie, die hier über 1000 m mächtig ist, auf große Erstreckung mit etwa 40° unter die Granatgneise. Am NW-Rand der Serra S. Bruno bei Maida [D 5] gehen die gleichen Granitschiefer nach oben allmählich in die Granatgneisserie über, deren Mächtigkeit hier 3000 m übersteigen dürfte.

zweifelt seine Herkunft an, da ihn GEMMELLARO nicht selbst gesammelt habe. Er glaubt ihn vielmehr von Lebach herleiten zu können, da seine Erhaltung in Sphärosiderit mit den Lebacher Fischen übereinstimmt.

Sie liegt hier anscheinend flacher als am Silarande, wenn sie auch im einzelnen stark durchbewegt ist. Bei Chiaravalle [E 5] tauchen die Gneise mit etwa 30° unter die Zentralgranite der Serra. Doch ist auch diese Grenze nicht scharf, sondern in Form von granatführenden und granatfreien Gneisgraniten finden sich alle Übergänge zu den unvergneisten zentralen Graniten.

Offenbar ist diese Schichtfolge vom Zentralgranit bis zu der Granitschieferserie überkippt; denn die Metamorphose nimmt vom Zentralgranit nach außen, d. h. im Profil nach unten, ständig ab.

Die Granatgneissserie ist als Katakristallin anzusehen. Mineralien wie Sillimanit, Cordierit und grobkristalliner Graphit weisen darauf hin (GRUBENMANN 1910). Die Granatgneise, Granatquarzite und kristallinen Kalke sind alte Sedimente. Das zeigt der hohe Sillimanit- und Quarzgehalt vieler Granatgneise deutlich. Die Hornblendegabbros und Hornblendite, welche nach ihrem Mineralbestand eher der Mesozone entsprechen, dürften später unter anderen Bedingungen ummineralisiert (oder z. T. auch erst in diesem späten Stadium gleich als Hornblendegesteine erstarrt) sein. Die Struktur einiger dieser Gesteine macht ja eine Umkristallisation der Hornblende sehr wahrscheinlich (vgl. S. 68).

Die Serie der injizierten Schiefer mag z. T. der mittleren Tiefenstufe angehören. Die serizitisierten Granitschiefer deuten dagegen schon auf die Epizone hin, wenn auch ihre großen neukristallisierten Muscovite auf etwas höhere Metamorphose weisen als die der Phyllitserie. Diese würde nach dem Grade der Metamorphose also an die Granitschieferserie anschließen. Wenn auch dieser Übergang heute durch junge Störungen unterdrückt ist, so dürfte er doch vor der alpidischen Faltung vorhanden gewesen sein. Man beobachtet ihn noch im tieferen Teil der Phyllitserie von Paola und Cosenza [C 4, 5], wo sich verschieferte Granite einstellen (dort sind die Schichten nicht mehr überkippt).

Die zunehmende Metamorphose in den höheren Schichten des Profils führt dazu, den Zentralgranit als Kern eines nach Westen überkippten Sattels zu deuten, an dessen Flanken sich Schichten mit immer geringerer Metamorphose einstellen (denkbar wäre allerdings auch, daß der Zentralgranit lagergangartig auf einer Scherfläche intrudiert wäre). Die Ostflanke dieses großen Gewölbes ist nicht überkippt. Die Phyllite liegen meist normal dem Granit auf; sie fallen am Kontakt durchschnittlich mit $60\text{--}70^\circ$ nach Osten ein. Wo die Schichten einmal steiler stehen oder gar schwach überkippt und von Brüchen durchsetzt sind, dürfte es sich um alpidische Dislokationen handeln (vgl. S. 157f.).

Im Süden der Serra S. Bruno schaltet sich zwischen den Zentralgranit und die Phyllite das mächtige Kristallin des Aspromonte und der Peloritane ein. Die alte Tektonik ist hier wenig klar. Die Schichtfolge ist nicht überkippt, die Gesteine liegen meist flach.

Zusammenfassung.

Faltung und Intrusionstektonik des Grundgebirges.

Die alte Faltung des Kalabrischen Massivs hängt eng mit der Intrusion der Zentralgranite zusammen, wie der allmähliche Übergang von Granatgneisen in Granite zeigt. Eine mächtige Folge alter Ton-, Quarz- und Kalksedimente wurde aufgefaltet. Hierbei bildete sich ein großes, nach Westen überkipptes Gewölbe, in dessen Kern granitisches Magma intrudierte. Auch in die Gewölbeflanken drang das Magma ein. Hier waren es neben Graniten vorwiegend basische Differentiationsprodukte (Diorite, Hornblendite). Alle diese Magmen haben durch ihre hohe Temperatur zu einer beträchtlichen Kontaktmetamorphose geführt. Die sillimanitreichen Granatgneise dürften als alte Kontaktgesteine zu deuten sein. Es ist nicht als Zufall anzusehen, daß auch in anderen Gebieten, wo solche Granatgneise auftreten (Alpen), sie mit (basischen) Intrusivgesteinen verknüpft sind. Im Kalabrischen Massiv dürfte das Magma jedoch nicht nur durch seine hohe Temperatur eingewirkt haben. Denn häufig vermitteln granatführende Gneisgranite und Granathornblendite zwischen den Granatgneisen und den Eruptivgesteinen, was für einen gewissen Stoffaustausch in der Kontaktzone spricht. Im Westflügel des Sattels gerieten die alten Sedimente mitsamt den intrudierenden Magmen durch die Überkipfung in größere Tiefe und wurden außerdem starker tektonischer Pressung ausgesetzt, welche die ausgeprägte Kristallisationsschieferung dieser Kontakt-Granatgesteine bewirkte. Besonders die hohe Temperatur mag Bedingungen geschaffen haben, die denen der tiefsten Zone ähneln. Wir treffen darum im überkippten Westflügel, und nur dort, ein Katakristallin an. Es scheinen also die zwei Faktoren: hohe Temperatur am Eruptivkontakt und starker Faltungsdruck für die Bildung der Granatgneisserie maßgebend gewesen zu sein. Ob auch Belastungsmetamorphose wesentlich mitgewirkt hat, sei dahingestellt.

Die Hornblendite und Hornblendegabbros zeigen indessen an, daß die Serie nicht lange unter den Bedingungen der Katazone

gestanden haben kann. Sie muß vielmehr bald wieder herausgehoben worden sein; denn die Hornblendite führen einen Mineralbestand der Mesozone. Die Hornblenditen mögen z. T. aus ursprünglichem Pyroxen ummineralisiert, z. T. auch primär aus dem Schmelzfluß erstarrt sein. Da die Hornblendite meist noch stark verschiefert sind, muß die Umkristallisation bzw. Erstarrung noch vor dem Ende der Faltung erfolgt sein.

In größerer Entfernung vom Zentralgranit nahm die Hitzewirkung ab. Mechanische Umformung überwog hier; es bildeten sich die „Granitschiefer“ (vielleicht sind diese Granite auch älter und schon im verfestigsten Zustand von der Faltung betroffen worden). Diese Serie geht nach außen allmählich in die Phyllitserie über.

Am Ostrand des Zentralsattels wurden die Schichten nicht überkippt und damit auch keiner starken Dynamometamorphose ausgesetzt. Darum ist die Schichtfolge hier nicht vergneist, die Kontaktmetamorphose schwach und auf eine schmale Zone beschränkt.

Auch das Kristallin des Aspromonte ist in seiner Gesamtheit nur in den Bereich der zweiten Tiefenstufe gerückt worden. Statt der Granatgneise und Granat-Sillimanit-Schiefer Nordkalabriens bildeten sich hier Mesogneise und Glimmerschiefer. Basische Eruptiva treten zurück.

Am Ende der Faltung drang granitisches Restmagma auf. Es entstanden die zahllosen Gänge von Graniten und Pegmatiten, die das gesamte kalabrische Kristallin durchschwärmen. Diese Ganggranite sind nicht mehr tektonisch beansprucht und durchsetzen einen fertigen Faltenbau. Sie haben das Nebengestein kaum noch verändert. An der Bildung der Granatgneise können sie keinen Anteil haben; denn diese dürften der Hitzewirkung des Restmagmas gegenüber schon stabil gewesen sein.

Alter der Tektonik.

Faltung und Metamorphose haben nach Ablagerung der Sedimente mit *Lepidodendron* stattgefunden. Andererseits ist die Faltung älter als Lias und Tithon, welche das Grundgebirge diskordant überlagern und nicht mehr metamorph sind. Es wurde auch gezeigt, daß Faltung und Metamorphose gleichaltrig mit der Intrusion der zentralen Granite sind, die sich als vortriassisch erweisen (vgl. S. 72). Da andererseits bei Sosio in Sizilien das Perm nicht stärker tektonisch beansprucht ist als die Trias, dürfte die Faltung des Grundgebirges vorpermisch, d. h. intrakarbonisch sein. Die alte Faltung des Kalabrischen Massivs gehört somit der variszischen Ära an. Ein teil-

weise höheres Alter des Kristallins anzunehmen ist nicht notwendig. Die alpidische Faltung hat den petrographischen Charakter des kalabrischen Kristallins ebenfalls nicht mehr nennenswert verändert; denn das Mesozoikum hat nur an wenigen Stellen eine geringe (epizonale) Metamorphose erlitten.

B. Die Geantiklinalentwicklung des Kalabrischen Massivs im Mesozoikum.

Die heutigen zentralen Teile des Kalabrischen Massivs bildeten nach der variszischen Faltung den Gewölbescheitel. Zur Klärung der Frage, wie sich dieses Gewölbe bei der alpidischen Faltung verhalten hat, ist es zunächst notwendig, seine epirogenen Bewegungen in der Zwischenzeit, im Mesozoikum, zu untersuchen.

1. Die epirogenen Bewegungen in der Trias.

a) Die Trias im Norden des Kalabrischen Massivs.

Wie besonders DE LORENZO (1892, 1894) gezeigt hat, ist die Trias in Nordkalabrien und in der Basilicata wenigstens teilweise in Geosynklinalfazies entwickelt. Leider scheint nirgends das Auflager der Trias auf dem Grundgebirge der Beobachtung zugänglich zu sein. Die tiefste erschlossene Stufe ist Ladin. Es muß infolgedessen dahingestellt bleiben, ob Scyth und Anis wirklich fehlen.

Fossilführendes Ladin hat DE LORENZO (1894 S. 46—47) bei Lagonegro [A 4] nachgewiesen. Graue Riffkalke haben dort eine Cephalopodenfauna geliefert, die mit der des Esinokalkes übereinstimmt²³⁾.

Die karnische Stufe ist im Südapennin noch nicht sicher nachgewiesen. Bei Lagonegro finden sich in Verbindung mit den ladinischen Riffkalcken bunte Radiolarite und Tonschiefer (> 100 m), die nach unten in Kieselknollenkalke übergehen (> 150 m am M. Sirino erschlossen, Liegendes unbekannt). DE LORENZO führt

23) BÖSE & DE LORENZO (1896 S. 242—243) führen u. a. folgende Fossilien an:

- Arpadites cinensis* MOJS.
- Protrachyceras* cf. *archelaus* LBE.
- Spiriferina ampla* BITTNER var. *bathycolpos* SAL.
- Spirigera wissmanni* MÜNSTER.
- Posidonomya gemmellaroii* DE LORENZO.
- Posidonomya bittneri* DE LORENZO.
- Halobia lenticularis* GEMM.

aus letzteren eine Muschelfauna an²⁴⁾, deren Arten sich mit nur einer Ausnahme auch in den karnischen Kieselknollenkalken Siziliens wiederfinden (vgl. S. 83). Es liegt daher nahe, auch die Kieselknollenkalken und Radiolarite von Lagonegro in die karnische Stufe zu stellen, umso mehr als sie auch faziell mit den sizilischen Ablagerungen übereinstimmen. Trotzdem glaubt DE LORENZO (1895 S. 3), daß die Kieselknollenkalken und Radiolarite von Lagonegro dem Ladin angehören, da er eine Verzahnung der ladinischen Riffkalke mit ihnen nachweisen zu können glaubte. Ich habe mich bei Lagonegro jedoch nicht von dieser Verzahnung überzeugen können, halte vielmehr eine Verschuppung der starren Riffkalke mit den Radiolariten für wahrscheinlicher. Auch stimmen die Muscheln der Riffkalke nicht mit denen der Kieselknollenkalken überein (vgl. Anm. 23 und 24). Darum möchte ich vorläufig die Kieselknollenkalken und Kieselschiefer von Lagonegro mit den sizilischen parallelisieren und für karnisch halten.

Ähnliche Radiolarite und Kieselknollenkalken sind im Südapennin weit verbreitet (Tramutola, Tricarico). Doch hat sich m. W. dort keine Fauna gefunden. Am M. Armizzone bei Castelsaraceno [A 4] sind die Kieselknollenkalken in > 200 m Mächtigkeit erschlossen.

Sicheres Karn ist nur im Antiapennin am M. Gargano aufgefunden (DI STEFANO 1895). An der Punta delle Pietre Nere enthalten bituminöse schwarze Mergelschiefer, die mit Gips und basischen Eruptivgesteinen in Zusammenhang stehen, eine typische Molluskenfauna der karnischen Stufe (*Myophoria vestita* v. ALB. u. a.).

Da bei Cetraro [B 4] und am Cozzo Lepre bei Acquaformosa [B 4] ähnliche Gesteine wie am M. Gargano unter fossilführendem Hauptdolomit zutage treten, dürfte es sich auch dort um Karn handeln. Die Serie besteht überwiegend aus phyllitischen Schiefern mit Quarziten, Serizitquarziten, Grünschiefern, Kalkphylliten und Kalken. 1 km nordwestlich von Bonifati (Tafel 4) liegen in den Phylliten auch kleine Gipslinsen. Bei Cetraro (Tafel 4) schließen die Phyllite eine etwa 50 m mächtige Kalkserie ein. Sie besteht

24) Aus den Kieselknollenkalken erwähnt DE LORENZO (1894 S. 18):

- Posidonomya affinis* GEMM.
- „ *gibbosa* GEMM.
- „ *lineolata* GEMM.
- „ *fasciata* GEMM.
- Monotis limaeformis* GEMM.
- Halobia sicula* GEMM.
- „ *insignis* GEMM.
- „ *lucana* DE LOR.

aus hellen, z. T. gebänderten Marmorkalken, dunklen Stengelkalken und grauen Dolomiten, die dem Hauptdolomit ähneln. Daneben stellen sich auch hier Gipse und Rauchwacken ein. — Dieselbe Serie beobachtet man 2 km östlich von Bonifati. Auch dort werden Rauchwacken von dolomitischen Kalken überlagert. Über den Kalken von Cetraro folgen in der Küstenkette noch > 200 m phyllitische Schiefer mit Quarziten, Rotschiefern (z. T. kieselig) und rasch auskeilenden dünn-schichtigen Kalken. An der Serra la Penna, 3 km östlich von Sangineto, westlich von Malvito und bei Diamante (alles Tafel 4) werden die dünn-schichtigen Kalke > 200 m mächtig. Eine ähnliche Serie von Phylliten, Stengelkalken und auch kieseligen Kalken findet sich im Küstensaum von Scalea bis Belvedere [B 4]. Bei Cetraro ruht auf den höheren Phylliten fossil-führender Hauptdolomit.

Die wichtigsten Profile der metamorphen Trias sind in der Tabelle S. 79 zusammengestellt.

Entsprechenden Gesteinsfolgen begegnet man im Südapennin. Oberhalb Saracena [B 5] ruht im Garga-Tal Hauptdolomit anscheinend ungestört auf Serizitschiefern, Quarziten und bläulichen Kalken. Auch nordwestlich von Lungro [B 5] überlagert der Hauptdolomit Phyllite, Quarzite und kristalline Kalke²⁵⁾. 2,5 km nördlich von S. Donato [B 4] geht der Hauptdolomit durch Wechsellagerung in eine ähnliche Phyllitserie über. Wenige Meter mächtige gelbe Dolomite und dolomitische Schiefer vermitteln den Übergang.

Sehr klar ist das Profil an dem Bergkamm, der vom Cozzo Lepre nach Acquaformosa (Tafel 4) hinunterzieht (s. Abb. 21). Die Mächtigkeit der metamorphen Serie ist hier recht beträchtlich (500 m), doch spielen Verschuppungen dabei eine Rolle. Eine Folge von schwarzen wulstigen Kalken, Bänderkalken, Marmoren und Quarziten erinnert an die Kalkserie von Cetraro (Tafel 4). Von

25) An der Fontana Tavolara (9 km WNW von Lungro) tritt in ähnlichen metamorphen Gesteinen neben Gips auch Steinsalz auf, das früher in einem kleinen Bergbau gewonnen wurde. CORTESE hält dieses Salz ebenso wie das Vorkommen von Lungro (vgl. Teil E) für miozän. Doch wäre das Salz in dieser großen Höhe (fast 1200 m) wohl längst ausgelaugt worden, wenn es sich wirklich um miozäne Deckschichten handelte. Da die metamorphe Trias bei Cetraro reichlich Gips führt, scheint es zwangloser, auch den Gips und das Salz der Fontana Tavolara für karnisch zu halten. Die Lage unter dem Hauptdolomit erklärt dann die Erhaltung des Salzes. Tatsächlich sind auch die Schiefer, in welchen das Salzlager liegt und die auf der geologischen Karte 1:100 000 als Miozän dargestellt sind, petrographisch nicht von den übrigen (karnischen) Phylliten zu trennen. Salinare karnische Ablagerungen sind auch im Nordapennin verbreitet (vgl. S. 29 f.).

Die Trias am Nordrand des Kalabrischen Massivs.

	Küstenkette, Cetraro	Belvedere	Diamante	Südapennin, S. Donato, Acquaformosa
Norisch	Hauptdolomit			> 900 m Hauptdolomit
	<p>200 m Obere Phyllitserie: Blaugraue Phyllite, z. T. nur schwach metamorph, Quarzite, bröckelige Kalke. Linsenförmig dünn-schichtige graue Kalke, z. T. kristallin, zusammen mit Diabas-Porphyriten, bis 200 m.</p> <p>Bis 100 m Kalkserie von Cetraro: Dunkle krist. Kalke, graue Dolomite, kompakte weiße und rosa Marmore, Bändermarmore; Gips, Rauchwacken und Zellen-dolomite.</p> <p>Untere Phyllitserie: Mehrere 100 m stark metamorphe Phyllite, Serizitquarzite, Grünschiefer, Kalkphyllite; bei Bonifati Gipsinseln.</p>	<p>> 200 m Obere Phyllitserie: Phyllite, Quarzite, darin dünn-schichtige Kalke und 50 m Diabas-Porphyrit</p>	<p>> 400 m Obere Phyllitserie: darin > 200 m dünn-schichtige Kalke, bunte Phyllite, Serpentin, Glaukophanschiefer, Stengelkalke, Kieselkalke</p>	<p>Phyllitserie: (> 500 m erschlossen) mit Quarziten, Kalkkonglomerat, Kalcken, Grünschiefern, Serpentin</p> <p>Dunkle wulstige Kalke, Bänderkalke</p>
Karnisch				

besonderem Interesse ist das Auftreten eines Kalkkonglomerates mit faustgroßen Geröllen.



Abb. 21. Die Überlagerung von metamorphen Schichten der karnischen Stufe durch norischen Hauptdolomit bei Acquafredda (Nordkalabrien) [B 4].

be Eozän.

Ein ähnliches Konglomerat findet sich bei Spezzano Albanese [B 5] in dünn-schichtigen Kalken, die mit Phylliten, Grünschiefern, Kalkphylliten und kieseligen Kalken in Zusammenhang stehen. Jedoch enthält dieses Konglomerat unmittelbar südlich von Spezzano und bei Terranova (2,5 km südöstlich von Spezzano) auch nußgroße, gut gerundete Gerölle von Phylliten, Quarzen und Graniten. Sie können nur vom Kalabrischen Massiv gekommen sein, das also in der Trias bereits Denudationsgebiet gewesen ist.

Besonders bezeichnend für die Schichtfolge unter dem Hauptdolomit sind gewisse Eruptivgesteine. So findet sich nicht selten Serpentin. 2 km östlich von Diamante (Tafel 4) bildet er ein ca. 5 m mächtiges Vorkommen, das sich trotz seiner geringen Mächtigkeit etwa 2 km nach SE verfolgen läßt. Weitere Serpentine beobachtete ich 3,5 km nordöstlich von Cetraro sowie 3,5 km südöstlich und 2 km nordwestlich von S. Donato (Tafel 4). Alle diese Serpentin-vorkommen liegen im höheren Teil der metamorphen Serie.

2 km nordwestlich von S. Donato findet sich in der metamorphen Serie unmittelbar unter dem hangenden Hauptdolomit ein Quarz-Chlorit-Fels, der ursprünglich ein basisches Eruptivgestein gewesen sein mag.

Überaus häufig sind Diabas-Porphyrite mit großen Feldspat-einsprenglingen. Gelegentlich sind die Diabase aber auch dicht. Diese Gesteine sind stets stark umgewandelt. Am häufigsten ist eine rotviolette spilitische Form, in der die Plagioklase albitisiert sind unter Abscheidung von Lawsonit und Kalkspat, während die dunklen Gemengteile vorwiegend Eisenglanzschüppchen und Chlorit liefert

haben. Seltener sind die Diabas-Porphyrite saussuritisiert und dann stark grün gefärbt. Gelegentlich sind Reste von Augit in ihnen erhalten. (Nähere petrographische Beschreibung s. QUITZOW 1935).

Die Struktur der Diabas-Porphyrite ist grobporphyrisch mit ziemlich dichter Grundmasse. Sie sind damit als Ergußgesteine gekennzeichnet. Auch ihr geologisches Auftreten deutet auf Decken-ergüsse hin. Die einzelnen Lager haben nämlich in der Regel eine beträchtliche Flächenausdehnung bei meist nur geringer Mächtigkeit. Diese übersteigt 200 m nur östlich von Cetraro und südwestlich von S. Agata d'Esaro (Tafel 4). Die Diabas-Porphyrite sind stets auf den höheren Teil der metamorphen Serie beschränkt. Niemals beobachtete ich sie im hangenden Hauptdolomit oder in der liegenden Kalkserie von Cetraro. Und auch in den oberen Phylliten sind sie meist an das Niveau der dünnenschichtigen Kalke gebunden. Sie liegen entweder dicht darunter oder dicht darüber, gelegentlich auch zwischen den Kalken wie bei Malvito (Tafel 4). Häufig finden sich auch mehrere Lager übereinander. Einen Zufuhrkanal beobachtete ich nirgends.

Wenn die einzelnen Eruptivlager einmal nicht konkordant im Schichtverband liegen, handelt es sich immer um Abscherungen. So zeigt das Kartenbild (Tafel 4), daß die Schichten namentlich bei Cetraro zuweilen schräg an den Porphyriten abstoßen. Bald grenzen Kalke, bald Phyllite gegen sie.

Im Nordteil des Verbreitungsgebietes der metamorphen Trias, bei Diamante, Scalea [B 4] und an der Fontana Tavolara, 9 km WNW von Lungro [B 5], treten an Stelle der Diabas-Porphyrite in der gleichen stratigraphischen Lage Glaukophan-Lawsonit-Gesteine auf. Sie gleichen in Chemismus und Reliktstrukturen Diabasen und Diabas-Porphyriten (vgl. QUITZOW 1935). Daher sind sie als eine metamorphe Fazies der Diabas-Porphyrite von Cetraro zu deuten (vgl. auch S. 130 f.).

Kontaktmetamorphose an den Diabas-Porphyriten konnte ich an keiner Stelle einwandfrei feststellen. Wenn Kontaktwirkungen überhaupt vorhanden sind, so können sie nur ganz gering sein. Vielleicht sind Epidot-Albit-Schiefer, die 1 km nordöstlich von Acquappesa (Tafel 4) und andernorts mit den Diabas-Porphyriten in enger Verbindung stehen, als Kontaktprodukte zu deuten. Das Gestein führt überwiegend Epidot, daneben Quarz, Albit, Kalkspat und etwas Chlorit. Es ist damit wesentlich saurer als die Diabas-Porphyrite.

Grüne Gesteine sind in der karnischen Stufe auch sonst

verbreitet. Es sei nur an die Keuper-Ophite in Südfrankreich, Spanien und Marokko erinnert, die immer zusammen mit salinaren Ablagerungen vorkommen. Basische Eruptiva finden sich auch am M. Gargano und auf einigen Inseln Dalmatiens in Verbindung mit karnischen Ablagerungen. Am M. Gargano sind es Ganggesteine, z. T. mit porphyrischer Struktur (VON VIOLA 1894 als „syenitische und dioritische Lamprophyre“ beschrieben), welche hauptsächlich Augit, Hornblende, Feldspat und z. T. Olivin führen. Sie sind in karnische Mergelschiefer (vgl. S. 77) intrudiert, Gips steht in geringer Entfernung an. Ähnliche Gesteine sind von der Insel Lissa und einigen benachbarten Riffen als „Diallagit“, „Diabas“ (VON HAUER 1867 und 1882) und „Augit-Diorit“ (VON FOULLON) beschrieben. Von Lissa sind auch „Tuff-Konglomerate“ bekannt (VON HAUER 1867). Diese und der „Diallagit“ treten dort in Verbindung mit ausgedehnten Massen von Gips und Gipsmergeln auf. Die gesamte Serie wird von Kreidekalken gleichmäßig überdeckt. Die Eruptiva dürften wohl karnisch sein (VON HAUER 1867 S. 90)²⁶).

Es ist also sehr wahrscheinlich, daß auch in Nordkalabrien die an basischen Ergüssen reiche, gipsführende metamorphe Serie unter dem Hauptdolomit der karnischen Stufe angehört.

Die Norische Stufe ist nördlich des Kalabrischen Massivs weit verbreitet. Es sind mächtige Dolomite und dolomitische Kalke, die mit bituminösen Mergelschiefern wechsellagern. Zwischen Verbicaro und S. Sosti (Tafel 4) werden diese Gesteine > 900 m mächtig²⁷). Sie entsprechen petrographisch dem Hauptdolomit der Alpen und sind durch dieselbe Fauna gekennzeichnet²⁸).

Rhät ist noch nicht sicher nachgewiesen. Die höchsten Schichten des Hauptdolomites könnten dieser Stufe angehören.

26) Die Limburgit-ähnlichen Grünen Gesteine, die MARINELLI (S. 409) aus der karnischen Serie vom M. Judica in Sizilien erwähnt, sind nach VIOLA (1901 S. 293) jedoch posteoän.

27) Bei S. Agata (Tafel 4) finden sich geringmächtige Einschaltungen phyllitischer Schiefer im Hauptdolomit. An der Straße S. Agata—Belvedere (3,5 km WNW von S. Agata) wechsellagert der Dolomit mit dünnen Schieferlagen. 4,5 km südöstlich von Verbicaro beobachtet man ebenfalls geringmächtige, aber häufige Einschaltungen von Phylliten, Kalkphylliten und Rauchwacken im Triasdolomit.

Bei Grisolia—Verbicaro überlagern Gesteine den Hauptdolomit, die der metamorphen Serie ähneln, wie dünn-schichtige kristalline Kalke und bunte phyllitische Tonschiefer. Auch eine rote Kalkbrekzie fand sich. Erst auf diesen Gesteinen transgrediert der Flysch.

28) CORTESE (1895 S. 96) führt u. a. folgende Fossilien aus dem Triasdolomit Nordkalabriens an:

b) Die Trias im Westen des Kalabrischen Massivs.

Im Westen des Kalabrischen Massivs ist bislang nur die Norische Stufe nachgewiesen worden. Im Hauptdolomit des M. Cocuzzo bei Fiumefreddo [C 4, 5] fand CORTESE Megalodonten und Diploporen. Da der Hauptdolomit hier und bei Grimaldi [D 5] fensterartig unter den Phylliten auftaucht (vgl. S. 132 f.), läßt sich über das Liegende nichts aussagen. Bei Fiumefreddo beobachtete ich den Hauptdolomit in einer Mächtigkeit von > 650 m. Die tiefsten erschlossenen Schichten sind stark bituminös. Die metamorphen Sedimente von Cetraro [B 4], die wir S. 77 als karnisch gedeutet haben, können bis nördlich von Paola [C 4] verfolgt werden. Anzeichen für größere Randnähe sind auch dort nicht wahrzunehmen. Darum ist die karnische Stufe wahrscheinlich auch unter dem Hauptdolomit des M. Cocuzzo noch entwickelt.

c) Die Trias im Süden des Kalabrischen Massivs.

Auch in Sizilien ist das Auflager der Trias auf dem Grundgebirge nicht erschlossen. Die karnische Stufe ist das tiefste, was von der Trias zutage tritt. In den Provinzen Palermo und Agrigent sind es Kieselknollenkalke mit Halobien²⁹⁾ und Kieselschiefer; am M. Judica (Catania) beschreibt MARINELLI daneben noch Tone, Mergel und Kalke mit *Myophoria vestita* ALB. u. a. Auch Cephalopoden haben sich gefunden. Es sind die Zonen des *Trachyceras aonoides* und des *Tropites subbullatus* nachgewiesen (GEMMELLARO 1904).

Gervillia exilis STOPP.

Megalodus gümbeli STOPP.

Pleurotomaria solitaria HAUER

Thecosmilia clathrata EMM.

Auch DI STEFANO (1904) wies neben vielen anderen Formen *Gervillia exilis* und *Pleurotomaria solitaria* nach, z. B. bei Mormanno, im Tale des Lao zwischen Laino und Papasidero, bei Majerà, Policastello und am Cozzo Pellegrino.

29) GEMMELLARO (1882 S. 456) führt aus den Kieselknollenkalken Westsiziliens u. a. an:

Halobia mojsisovicsi GEMM.

„ *sicula* GEMM.

„ *insignis* GEMM.

Daonella styriaca MOJS.

Monotis limaeformis GEMM.

Posidonomya affinis GEMM.

„ *fasciata* GEMM.

„ *gibbosa* GEMM.

„ *lineolata* GEMM.

„ *elegans* GEMM.

Die Norische Stufe wird in Sizilien wie im Südapennin vorwiegend von Dolomiten mit *Pleurotomaria solitaria* BEN. und *Daonella lepsi* GEMM. vertreten. Nur die Zone des *Cyrtopleurites bicrenatus* ist als Kieselknollenkalk mit Halobien entwickelt.

Rhät ist m. W. auch in Sizilien nicht sicher nachgewiesen.

d) Das Fehlen der Trias auf dem Kalabrischen Massiv.

In den Kristallin-Gebieten der Peloritaner Berge, des Aspromonte, der Serra S. Bruno und der Sila, d. h. in den zentralen Teilen des Kalabrischen Massivs, ist noch niemals Trias unter dem transgredierenden jüngeren Mesozoikum nachgewiesen worden. Da sich auch keine Gerölle von Triasgesteinen in den Konglomeraten des Jura gefunden haben, ist wahrscheinlich die Trias hier überhaupt nicht abgelagert worden. Dafür spricht auch das Auftreten von Granitgeröllen im Karn von Spezzano Albanese [B 5].

Ergebnis.

In der weiteren Nachbarschaft des Kalabrischen Massivs erreicht die Trias im Südapennin und im westlichen und südlichen Sizilien eine Mächtigkeit von über 1000 m. Die karnische Stufe wird dort durch Kieselknollenkalke und Radiolarite vertreten. Am Nordrand des Kalabrischen Massivs ist sie jedoch z. T. salinar und klastisch entwickelt, während die zentralen Teile des Kalabrischen Massivs teilweise sogar Denudationsgebiet waren. Die Hebungstendenz des Kalabrischen Massivs war also schon in der Trias angedeutet.

2. Die epirogenen Bewegungen im Jura.

a) Der Jura im Norden des Kalabrischen Massivs.

Der Jura ist im Südapennin weit verbreitet. Er besteht aus festen hellen neritischen Kalken. Die Mächtigkeit des Lias schätzte DI STEFANO (1904 S. 70) im Dolcedorme bei Castrovillari [B 5] auf über 700 m. Fossilien haben sich namentlich bei Castrovillari³⁰⁾ und Lagonegro [A 4] gefunden. DI STEFANO stellt die Fauna vom Dolcedorme in den Mittleren Lias. Bei Lagonegro sind auch Dogger (GRECO 1899) und fragliches Tithon nachgewiesen.

30) DI STEFANO (1904 S. 48) führt vom Dolcedorme u. a. an:

Rhynchonella briseis GEMM.

Terebratula punctata SOW.

„ *rotzoana* SCHAUB.

„ *renieri* CAT.

b) Der Jura im Süden des Kalabrischen Massiv.

Auch im westlichen und südwestlichen Sizilien ist der Jura relativ vollständig entwickelt, z. T. in bathyaler Fazies. ARBENZ (1908 S. 286) unterscheidet zwei Faziesbereiche. Im nördlichen Westsizilien (Palermo, Madonie) besteht der Lias im wesentlichen aus kristallinen Kalken, Crinoidenkalken, Mergeln und Kiesel-schiefern. Der Dogger ist in Form von geringmächtigen Crinoidenkalken ausgebildet, der Malm wird von einem mächtigen Korallenkalk vertreten. — In den südlich anschließenden Gebieten (Serra della Cometa, Trapani) treten im Oberen Lias die Kiesel-schiefer zurück, der Dogger ist stärker entwickelt und zwar als braunroter Kalk mit *Posidonomya alpina*, und im Malm finden sich Mergelkalke (mit den Zonen des *Peltoceras transversarium* und des *Aspidoceras acanthicum*) und weiße Cephalopodenkalke des Tithon.

c) Der Jura auf dem Kalabrischen Massiv.

In den südlichen und östlichen Randgebieten des Kalabrischen Massivs greift der Jura auf Grundgebirge über. Am Südrand der Peloritaneer Berge [G 1–3] erscheinen an der Basis des Lias rote Konglomerate³¹⁾. Sie enthalten ausschließlich Gerölle aus der Phyllitserie, besonders Gangquarze und Quarzite (vgl. S. 120, Anm. 46). Die Gerölle erreichen Nußgröße. Die Mächtigkeit der roten Basalschichten beträgt meist nur einige Meter, schwillt aber örtlich beträchtlich an, z. B. 1 km nördlich von Longi (Tafel 6) über 200 m.

Darüber folgt eine mächtige Serie von Kalken, Mergeln und Schiefern, in der von G. SEGUENZA, DI STEFANO, SCALIA, MAUGERI-PATANÈ u. a. Zonen des Lias, Dogger und Malm nachgewiesen sind. Die Hauptmasse der Sedimente gehört dem Lias an; Dogger und Malm werden bei S. Agata die Militello [G 1] zusammen kaum 30 m mächtig. Auch innerhalb des Jura ist hier die Sedimentation also recht lückenhaft.

31) Sie ähneln petrographisch den Permokarbon-Konglomeraten des M. Verruca bei Pisa und wurden daher zuweilen als Verrucano bezeichnet (LIMANOWSKI 1912 S. 12). Abscherungen zwischen den Konglomeraten und den hangenden Kalken täuschen stellenweise Diskordanzen vor. Deshalb sah LIMANOWSKI in den roten Konglomeraten kontinentale Trias. Oft ist aber der Übergang der Basalkonglomerate in die Kalke und Schiefer des Lias durch Wechsellagerung aufgeschlossen, wie z. B. an der Straße Taormina—Castelmola, dicht unterhalb der Ortschaft Castelmola (Tafel 5). Auch enthält der „Verrucano“ von Longobucco [C 6] schon marine Muscheln.

Jura und Kreide am Ost- und Südrand des Kalabrischen Massivs.

	Rossano [B, C6]	Mittel- und Süd-Kalabrien	Taormina [G2]	S. Agata di Militello [G1]	West- und Süd-Sizilien
Oberkreide		Turon: Rudisten-Kalke Cenoman: Mergel	? Turon: Violette mergelige Kalke	Turon-Senon: 50 m Mergelige Kalke (Scaglia)	Turon: Rudisten-Kalke Cenoman: Mergel
Unterkreide			Neocom: Kieselknollenkalke	Hautrive-Barrême: Kieselknollenkalke	Urgon: Requienien-Kalke Neocom: Mergelkalke, z. T. mit Kieselknollen
Tithon	60—70 m Kieselschiefer Hornsteinkalke Kalksandsteine Krist. Konglomerate	Ellipsactinien-Kalke	Kieselknollenkalke Aptychenschiefer bunte Radiolarite	8 m Majolica und feinkristalline graue Kalke	Weißer Cephalopoden-Kalke oder Korallen-Kalke
Kimmeridge Séquan			Acanthicus-Zone: Braune Kalke	Acanthicus-Zone: 3 m graue Kalke	
Oxford i. w. S.			Transversarius Zone: Rote Cephalop.-Kalke	Transversarius-Zone: 4 m rötliche Kalke, rote Mergelkalke ? Oxford i. e. S.: Bis 1 m weißer kristalliner Kalk	Mergel-Kalke

Kellaway Bath			Marmorcalke	2 m Kieselcalke und 10 m Crinoidencalke	Crinoiden-Kalke oder Rötliche Kalke
Bayeux	Roter Kalk mit Rhynchonellen		Crinoidencalke mit Rhynchonellen	3 m rote Mergelcalke	
Aalen	Opalinus-Zone: Sandige und kongl. Crinoidencalke		Opalinus-Zone: Bunte Mergel und Kalke Crinoidencalke	10 m graue Mergelcalke	
Toarcien	Über 300 m Sandsteine sandige Schiefer Mergelcalke		Bunte Schiefer, graue Mergelcalke, Fucoidencalke und Mergelschiefer	Über 20 m bunte Mergel- calke und Mergeltone	Mergel, Kiesel- schiefer, Kalke
Charmouthien	Roter Crinoidenkalk		Crinoidencalke	100 m mergelige Cepha- lopodencalke 90 m Crinoidencalke und massige sandige Kalke	Kieselknollencalke und Crinoidenkalke
Sinémurien	250—300 m Brachiopodencalke und dunkle Mergel Granitkonglomerate 10—15 m rote Basal- konglomerate		Dunkle Brachiopodencalke Massige Kalke u. Dolomite Rote Basalkonglomerate	Kalke mit Brachiopoden und Echiniden 100 m Mergelcalke Bis 200 m Kalke, oben mit Kieselknollen 50 m massige, z. T. dolo- mitische Kalke Bis 300 m rote Basal- Konglomerate	Kristalline Kalke z. T. mit Kiesel- knollen

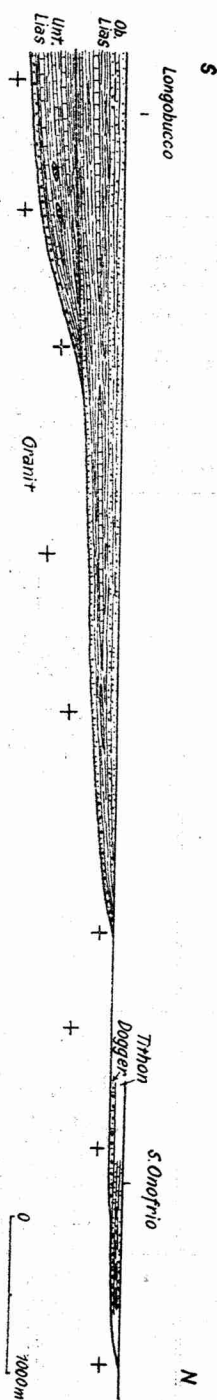


Abb. 22. Die übergreifende Lagerung des Jura auf dem Kalabrischen Massiv bei Rossano [B 6, C 6]. Die oberste Horizontale stellt den Meeresspiegel am Ende des Jura dar. Punktiert Sandsteine und Konglomerate, gestrichelt Schiefer, Mauersignatur Kalke.

Noch klastischer und randnäher ist der Lias bei Ali [G 3] und Patti [G 2] entwickelt. Dort findet sich eine mächtige Serie von roten Quarzkonglomeraten, roten und weißen Quarziten, quarzitischen Schiefen und roten Tonschiefen. Bei Ali folgen darüber noch Gipse und Rauchwacken sowie grünliche Tonschiefer und dünn-schichtige Kalke. — Diese Serie wurde lange für Perm gehalten, doch haben DE STEFANI (1911 u. 1918), VINASSA DE REGNY (1912) und SCALIA (1914) in den Kalken Jura-fossilien nachgewiesen.

Je mehr wir uns also den zentralen Teilen des Kalabrischen Massivs nähern, desto geringmächtiger werden die Sedimente, desto größer die Lücken. Unter dem Cenoman von Castoreale [G 2] in den Peloritane Bergen sowie unter dem Cenoman von Ferruzzano (10 km nordöstlich von Palizzi [G 4]) im Aspromonte fehlt der Jura überhaupt.

Bei Stilo [F 5], Catanzaro [D 6] und Martirano [D 5] transgrediert Tithon in Gestalt von Ellipsactinien-Kalken. Sie werden kaum 250 m mächtig. Bei Martirano enthalten sie an der Basis kleine Gerölle aus dem Grundgebirge.

Etwas vollständiger ist der Jura wieder im Nordosten des Kalabrischen Massivs bei Rossano [B 6, C 6]. Hier stellen sich wieder Lias und Dogger ein (vgl. Tabelle S. 86/87). Aber grobe Granitkonglomerate sind fast allen Horizonten eingeschaltet. Zudem greift auch hier der höhere Jura unmittelbar auf Grundgebirge über. Da in geringer Entfernung (4,5 km) der

Lias in einer Mächtigkeit von über 600 m erhalten ist, scheinen die epirogenen Bewegungen im Jura hier zu kräftigen Verbiegungen geführt zu haben (s. Abb. 22).

Der Untere Lias transgrediert bei Longobucco [C 6] mit einem 10—15 m mächtigen roten Quarzkonglomerat auf Grundgebirge. Nach oben geht es in helle Quarzite und grobe Kalksandsteine über. Häufig ist es auch ganz durch Quarzite vertreten. Darüber folgen 200—300 m dichte, häufig kieselige Kalke und dunkle sandige Mergel und Schiefer des Unteren Lias ³²⁾.

Eine ausgesprochene Randfazies findet sich südwestlich von Paludi [B 6]. Am M. Scarborough ist der Untere Lias überwiegend sandig ausgebildet. Im tieferen Teil finden sich 20—30 m mächtige Konglomeratlinsen, in denen bis ebm-große Blöcke von Granit und Phyllit vorkommen. Darüber folgen Quarzite mit kleinen Quarzgeröllen, ähnlich dem Basalkonglomerat, und schließlich über 100 m dunkle fossilführende Kalke. An der Serra Livera finden sich in den Kalken des Unteren Lias einzelne Konglomeratbänke, die vorwiegend Phyllite aufgearbeitet enthalten.

Mittlerer Lias ist nur in wenigen kleinen Vorkommen westlich von Bocchigliero (12 km ESE von Longobucco) erhalten. Dort transgrediert roter Crinoidenkalk mit zahlreichen Quarzgeröllen unmittelbar auf Phylliten. FUCINI (1894) erwähnt einige Brachiopoden und Muscheln des Mittleren Lias. Der Mittlere Lias greift also über den Unteren Lias hinaus. Vor der Ablagerung des Oberen Lias ist er aber fast vollständig wieder entfernt worden.

Der Obere Lias ruht meist, ohne daß eine scharfe Trennung möglich wäre, auf dem Unteren Lias. Er ist über 300 m mächtig und petrographisch dem Unteren Lias sehr ähnlich. Doch stellen sich weiße und blaugraue Mergelkalke ein. Die obersten 100 m bestehen fast ausschließlich aus Sandsteinen und sandigen Letten.

32) Von der Lokalität Puntadura zwischen Longobucco und Cropalati [C 6] beschreibt GRECO (1893) eine reiche Fauna. Er erwähnt u. a.:

Rhacophyllites libertus GEMM.

Arietites hierlatzicus HAUER

und zahlreiche Muscheln und Brachiopoden des Unteren Lias von Taormina, wie z. B.

Waldheimia polymorpha SEG.

Terebratula punctata SOW.

Rhynchonella curviceps QUENST.

„ *plicatissima* QUENST.

Spiriferina rostrata SCHL.

„ *pinguis* ZIET.

Häufig sind kleine linsenförmige Einschaltungen von Quarziten und Konglomeraten³³⁾.

Der Obere Lias greift erheblich über den Unteren Lias hinaus. Am M. Jantrinico (2 km nördlich von Longobucco) transgrediert er mit Basalquarziten auf Granit.

Der Dogger erstreckt sich wiederum über den Lias hinaus bis auf das Grundgebirge. Er ist im Colognati-Tale SSW von Rossano als ein geringmächtiger konglomeratischer oder sandiger Crinoidenkalk ausgebildet. Die Gerölle, die überwiegend dem Grundgebirge entstammen, sind z. T. sehr groß. Im Seitentale bei der Kapelle S. Onofrio findet sich ein aufgearbeiteter Phyllitblock von 1 m Durchmesser. GRECO (1898) fand im Colognati-Tal eine Fauna der Zone des *Lioceras opalinum*³⁴⁾.

Ferner wies DI STEFANO (1904) im Colognati-Tale einen Kalk mit *Rhynchonella clesiana* nach, der ebenfalls auf Phyllite übergreift.

DI STEFANO (1904) hat an der Kapelle S. Onofrio auch noch *Tithon*³⁵⁾ gefunden. Es liegt z. T. auf Dogger, z. T. auf Granit. Es besteht aus 10—20 m bunten Radiolariten und kieseligen Kalken. Wo es unmittelbar auf Granit ruht, finden sich zwischen den Radiolariten grobe Granitkonglomerate (s. TEICHMÜLLER 1932, S. 35).

Ergebnis.

Das Kalabrische Massiv ist im Jura durch eine unruhige, lückenreiche Sedimentation gekennzeichnet. In den Nachbargebirgen

33) GRECO (1896) erwähnt von der Lokalität Pietracutale und von Bocchigliero u. a. folgende Arten:

- Arietoceras paronai* GEMM.
- Grammoceras canavarii* GEMM.
- „ *radians* REIN.
- Harpoceras falciferum* SOW.
- Hildoceras hoffmanni* GEMM.
- Coeloceras crassum* J. et B.

34) Er führt u. a. an (S. 96):

- Phylloceras nilssoni* HÉB.
- „ *tatricum* PUSCH.
- Grammoceras costula* REIN.
- Harpoceras discoide* ZIET.

35) DI STEFANO fand in den Radiolariten:

- Aptychus punctatus* WOLTZ.
- „ *beyrichi* OPP.
- Belemnites ensifer* OPP.
- „ cf. *semisulcatus* MÜNST.
- Sphenodus tithonius* GEMM.

bieten ist dagegen die Schichtfolge geschlossener, die Mächtigkeit der Ablagerungen größer und die Fazies küstenferner. Auch im Jura ist also die Hebungstendenz des Kalabrischen Massivs unverkennbar.

3. Die epirogenen Bewegungen in der Kreide.

a) Die Kreide im Norden des Kalabrischen Massivs.

Unterkreide ist am Nordrand des Kalabrischen Massivs nicht bekannt³⁶⁾. Dagegen sind oberkretazische Rudistenkalke in weiter Verbreitung und großer Mächtigkeit nachgewiesen. Spärliche Fossilfunde bei Mormanno [A 4] und Castrovillari [B 5] zeigen, daß Turon in den Kalken enthalten ist³⁷⁾.

b) Die Kreide im Süden des Kalabrischen Massivs.

Bei Palermo und in Südsizilien ist die Unterkreide recht mächtig. Es sind Mergelkalke des Neokom und Requienienkalke des Urgon mit Nerineen. In der Oberkreide bildeten sich austernreiche Mergelschiefer des Cenoman und Rudistenkalke des Turon.

c) Die Kreide auf dem Kalabrischen Massiv.

Zum Kalabrischen Massiv hin nimmt die Mächtigkeit der Kreide ab. Am Südrand der Peloritaneer Berge wies MAUGERI-PATANE (S. 154) in geringmächtigen Kieselknollenkalken Cephalopoden des Hauterive und Barrême nach³⁸⁾. Die Mächtigkeit der Oberkreide

36) Die schwärzlichen Kalke mit kleinen Toucasien und Requienien, die CORTESE (1895) ins Urgon stellt, gehören nach DI STEFANO (1904 S. 74) in die Oberkreide. Die Toucasien entsprechen nicht der urgonischen *Toucasia carinata*. DI STEFANO hält vielmehr ein cenomanes Alter der Kalke für wahrscheinlich wegen der Übereinstimmung mit dem Cenoman-Kalk von Termini-Imerese (Sizilien).

37) DI STEFANO (1904 S. 50—52) führt von Mormanno an:

Hippurites cornuvaccinum BRONN

Plagioptychus aguilloni D'ORB.

Actaeonella laevis SOW.

und von Castrovillari u. a. noch

Hippurites gaudryi M. CHAL.

DI STEFANO (1904 S. 75) stellt diese Fauna ins Untersenon. Nach HAUG (S. 1267) gehört sie aber dem Turon an.

38) Er erwähnt u. a.:

Parahoplites angulicostatus D'ORB.

Lytoceras subfimbriatum D'ORB.

Hamulina subcylindrica D'ORB.

sinkt auf 50 m herab. Es sind mergelige Kalke des Turon (*Inoceramus labiatus* SCHLOTH.) und Senon.

In den zentralen Teilen des Kalabrischen Massivs fehlt die Unterkreide, wenn es auch nicht ausgeschlossen ist, daß die Ellipsactinien-Kalke noch in die Unterkreide hinaufreichen.

In den zentralen Teilen des Kalabrischen Massivs (Aspromonte und Peloritane Berge) greift die Oberkreide in Gestalt von Tonen und austerreichen Mergelkalken des Cenoman³⁹⁾ auf Grundgebirge über. Das könnte die Folge einer austrischen Orogenese sein. Jedoch fehlen diesbezügliche Diskordanzen und klastische Einschaltungen in der Kreide am Südrand der Peloritane Berge. Es liegt daher näher, die übergreifende Lagerung der Oberkreide mit schwachen Verbiegungen in Zusammenhang zu bringen.

Bei Gerace und Stilo [F 5] transgrediert Rudistenkalk des Turon auf Tithon.

Ergebnis.

Wie in der Trias und im Jura so ist auch in der Kreide das Kalabrische Massiv gegenüber seinen Nachbargebieten durch lückenhafte geringe Sedimentation gekennzeichnet.

Zusammenfassung.

Die Geantiklinal-Entwicklung des Kalabrischen Massivs im Mesozoikum.

Wie Abb. 23 und 24 zeigen, stellte das schon vormesozoisch angelegte Kalabrische Massiv im ganzen Mesozoikum eine typische Geantiklinale dar. Dabei sind die zentralen kristallinen Gebiete

Crioceras duvali LÉVEIL.

Duvalia dilatata BLAINV.

DI STEFANO & CORTESE (1891 S. 234) erwähnen von Taormina:

Belemnites dilatatus DE BLAINV.

„ *latus* DE BLAINV.

„ *bipartitus* DE BLAINV.

Hoplites angulicostatus D'ORB.

Aptychus angulicostatus PICTET et LORIOI.

39) CORTESE (1895 S. 114) führt u. a. an:

Acanthoceras rothomagense DEFR.

Hemiaster gracilis SEG.

Ostrea delettrei COQ.

Exogyra flabellata GOLDF.

„ *africana* LMK.

„ *ratisbonensis* SCHLOTH.

Alectryonia syphax COQ.

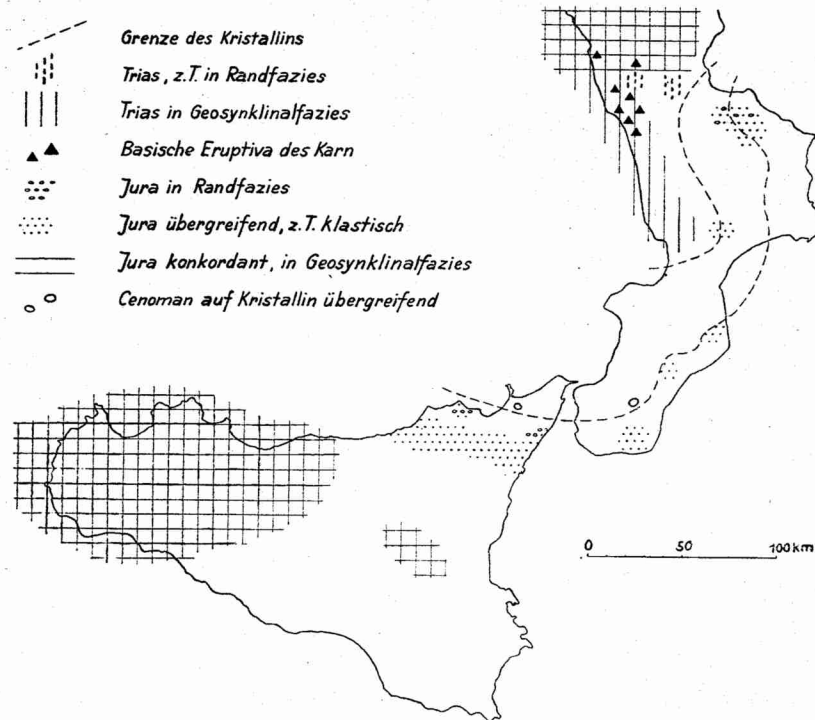


Abb. 23. Die Geantiklinal-Entwicklung des Kalabrischen Massivs im Mesozoikum. Jura und Kreide greifen auf Grundgebirge über.

durch eine besonders große Hebungstendenz ausgezeichnet. Vielleicht waren synorogene Bewegungen an der Heraushebung beteiligt. Aber sie erreichen nicht entfernt das Ausmaß der großen Orogenesen im Alttertiär. Das Mesozoikum war für das Kalabrische Massiv eine Zeit der ruhigen Aufwölbung. Demgegenüber erwiesen sich die benachbarten Räume als Senkungszone. Im Südapennin und in Westsizilien lagerten sich weit über 1000 m mächtige mesozoische Sedimente ab, deren Schichtfolge manche gemeinsamen Züge aufweist. Besonders in der Trias finden sich z. B. in beiden Gebieten die gleichen Halobienkalke, Radiolarite und Dolomite. Im Jura und in der Kreide entspricht die sizilische Entwicklung derjenigen Umbriens.

Eine Verbindung des Südapennintrogos mit der westsizilischen Geosynklinale könnte zunächst westlich des Kalabrischen Massivs bestanden haben. Denn es findet sich in der Küstenkette, nach Süden bis Sambiasi [D 5] reichend, noch mächtiger Trias-

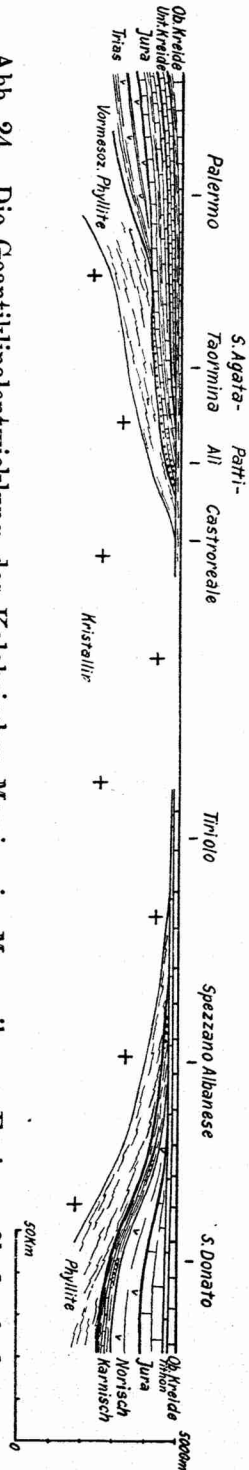


Abb. 24. Die Geantiklinalentwicklung des Kalabrischen Massivs im Mesozoikum. Faziesprofil durch das Kalabrische Massiv und seine Randgebiete am Ende des Mesozoikums. Punktiert Sandsteine und Konglomerate, gestrichelt Schiefer, Mauerstruktur Kalk. Das Profil verläuft annähernd im Streichen der vornesozoischen Tektonik. Daher kommt hier das westvergente Gewölbe des Kristallins nicht zum Ausdruck.

dolomit. Es ist aber wohl auch eine Verbindung zwischen den Trögen des Südapennins und Siziliens anzunehmen, die das Kalabrische Massiv östlich umging. Denn die Transgressionen des Jura und der Kreide am Süd- und Ostrande des Kalabrischen Massivs weisen auf einen Meeresraum im Osten hin. Die Jura- und Kreide-Ablagerungen stimmen zudem entlang dem ganzen Süd- und Ostrande weitgehend überein. So zeigt der Jura Westsiziliens im wesentlichen die gleichen Faziesverhältnisse wie der Jura der Peloritaner Berge. Die gleichen Stufen und Faunen finden wir bei Rossano wieder (s. Tabelle S. 86/87). Von den Kreide-Ablagerungen ist das Turon von Westsizilien bis zum Südapennin als Rudistenkalk entwickelt.

C. Die Entstehung der Alttertiären Saamtiefen am Rand des Kalabrischen Massivs.

Mit dem Beginn des Alttertiärs setzen die ersten großen Gebirgsbildungen im Gebiet des Kalabrischen Massivs ein. Damit ändert sich auch das epirogene Bewegungsbild. Die Verbiegungen werden stärker. Die Entstehung der Saamtiefen ist nur verständlich, wenn man sich ihren engen zeitlichen und räumlichen Zusammenhang mit den großen Faltungen vergegenwärtigt.

1. Der südapennine Flyschtrog.

a) Die Sedimente.

Im Gegensatz zum Mesozoikum lagen für das Alttertiär des Südapennins nur wenige stratigraphische Arbeiten vor. Neue Spezialuntersuchungen waren notwendig, um die paläogeographischen und tektonischen Verhältnisse am Nordrand des Kalabrischen Massivs zu klären.

Das Alttertiär greift im Südapennin auf verschiedene Schichten des Mesozoikums über (vgl. S. 119). Im allgemeinen ist die Winkel-diskordanz aber so schwach, daß sie im einzelnen Aufschluß nicht wahrzunehmen ist.

Für die stratigraphische Gliederung des Alttertiärs sind besonders die Profile von Cerchiara [A 5], Latronico [A 4] und Rotondella [A 6] wichtig.

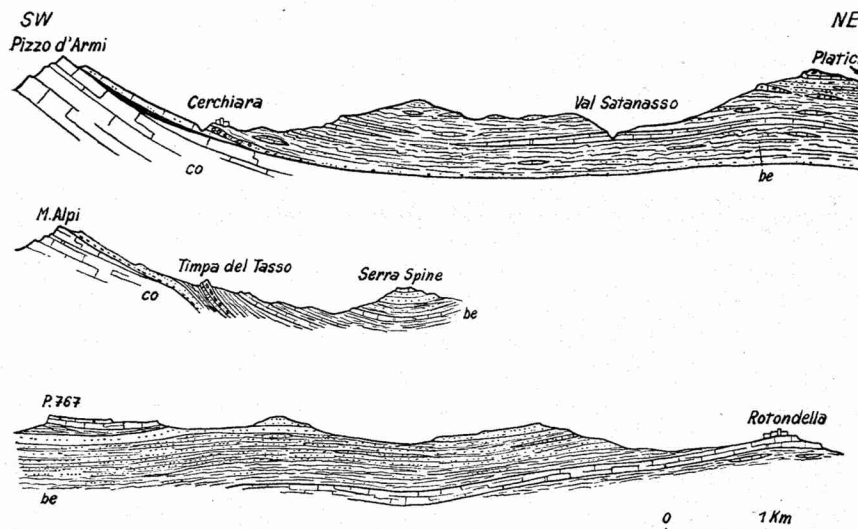


Abb. 25. Profile durch den Alttertiär-Flysch des Südapennins. Oben bei Cerchiara [A 5], Mitte bei Latronico [A 4], unten bei Rotondella [A 6].

Schwarz basaltische Lava, punktiert Sandsteine und Konglomerate, gestrichelt Schiefer, Mauersignatur Kalke.

Westlich von Cerchiara (Abb. 25 oben) liegen auf der Oberkreide, ohne daß die Grenze immer festzustellen wäre, Kalke (häufig mit Muscheln, selten mit Nummuliten) und dickbankige Quarzite des Mittellutets. Bei Cerchiara folgt darauf die Basalbrekzie des Oberlutets. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 3

und 50 m. Sie enthält Blöcke von mesozoischen Kalken, Nummulitenkalken, Quarziten und Schiefen. Im Tobel unmittelbar bei der Ortschaft kommen etwa 10 m über der Basalbrekzie in einer dünnen Schicht kleine Kristallingeröle vor. Unter den Kalkgerölen fällt besonders eine durch Brauneisen verkittete Kalkbrekzie auf. Sie enthält primär große Nummuliten von über 3 cm Durchmesser (*Nummulites* aff. *millecaput* BOUBÉE), wie sie das Mittellutet kennzeichnen. Ferner findet sich aufgearbeitet eine sehr viel feinstückigere Kalkbrekzie mit zahlreichen kleineren Nummuliten. Von ihnen bestimmte ich

Nummulites lucasanus DEFRANCE
 „ *atacicus* LEYM.
 „ *subatacicus* DOUV.
 „ *guettardi* D'ARCH.

Der Kalk gehört also ebenfalls ins Lutet. Da an anderen Stellen in der Basalbrekzie selbst sowie in den hangenden Schichten luteitische Nummuliten gefunden wurden, da ferner Mittellutet bereits aufgearbeitet ist und schließlich obereozäne Formen noch fehlen, dürfte die Basalbrekzie oberlutetisch sein.

In dem mächtigen Tonflysch, der die Basalbrekzie überlagert, schalten sich häufig Kalkmassen ein, die indessen rasch auskeilen. Bei Cerchiara stellen sich 100 m über der Basis etwa 30 m dünn-schichtige graue Kalke ein, die mit sandigen Kalken und grauen Mergelkalken mit Fucoiden wechsellagern. In den höheren Teilen des Tonflyschs sind Einschaltungen von dickbankigen Quarziten häufig. Daneben finden sich in den Tonschiefern weiße Kalke und graue Lepidocyclinen-Kalke. Auch eine höhere Kalkserie stellt sich ein, die im Val Satanasso (3,5 km nordöstlich von Cerchiara) 60 m mächtig wird. Sie enthält dort viel glimmerige Schiefer und Mergel. Am Fuße des M. Sparviere (7 km NNW von Cerchiara) führt sie viel Hornsteinkalke. Nach oben geht der Tonflysch durch Wechsellagerung in eine mächtige Sandstein- und Konglomeratserie über, in der zunächst noch zwischen glimmerigen Tonen und Sandsteinen Kalksandsteine und Linsen von weißen Mergelkalken vorkommen. Bei Platici [A 5] liegen an der Basis dieser Sandsteinserie auch Kalkkonglomerate mit Kristallinmaterial. Höher stellen sich 10—50 m mächtige weiße Scherbenkalke ein, über denen am M. Sparviere grobe Kristallinkonglomerate und Sandsteine folgen. Granitgeröle (bis zu 40 cm Durchmesser) fanden sich neben Bruchstücken von Phylliten, Kalken und Grünen Gesteinen.

Westlich von Platici folgen über den weißen Scherbenkalken ebenfalls grobe Kristallinkonglomerate in einer linsenförmigen Ein-

schaltung von 10—20 m Mächtigkeit. Sie enthalten bis cbm-große Gerölle von Graniten, Gneisen und Phylliten. Im allgemeinen ist die Serie aber hier nicht mehr so grobklastisch wie am M. Sparviere und besteht überwiegend aus Sandsteinen und feinstückigen Konglomeraten.

Bei Albidona [A 5] liegen über den gleichen Scherbenkalken (hier 50 m mächtig) etwa 300 m Sandsteine, Kalksandsteine und schiefrige Mergelkalke. Konglomerate fehlen hier in der Sandsteinserie. Die Sandsteine sind grob, namentlich an der Basis jeder einzelnen Bank, wo sich häufig kleine Phyllitbruchstücke finden. Die Geröllgröße nimmt also nach Nordosten ab.

Das Alter dieser Schichten ergibt sich aus folgenden Fossilfunden. Im Tonfysch, der die oberlutetische Basalbrekzie überlagert, fanden sich nach DI STEFANO (1904 S. 79—80) an verschiedenen Orten in Nordkalabrien, z. B. bei Verbicaro [B 4] und Mormanno [A 4]:

- Nummulites perforatus* D'ORB.
- „ *lucasanus* DEFR.
- „ *guettardi* D'ARCH. et H.
- „ *tschihatcheffi* D'ARCH.
- „ *striatus* D'ORB.
- „ *biarritzensis* D'ARCH. et H.
- Assilina mammillata* D'ARCH.
- „ *granulosa* D'ARCH.

DI STEFANO betrachtet diese Fauna als bartonisch, da sie keine Oligozänformen enthält und auch nicht der klassischen Lutetfauna vom M. Gargano entspricht. Diese ist jedoch mittellutetisch, und die Nummulitenfauna der Tonserie könnte daher auch noch dem Oberlutet angehören, zumal in ihr die charakteristischen Formen des Obereozäns noch fehlen.

In der Sandsteinserie am M. Sparviere sammelte ich *Nummulites variolarius* LAM. und *Nummulites garnieri* DE LA HARPE. Beide gehören dem Obereozän an. Ob die Sandsteinserie auch noch Oligozän vertritt, sei dahingestellt, da die höheren Schichten hier schon weitgehend abgetragen sind. Nach DI STEFANO (1904 S. 82) fand sich bei Canna und Oriolo (nördlich von Cerchiara) in den gleichen Sandsteinen *Nummulites intermedius* D'ARCH. Das spräche für ein oligozänes Alter der Schichten. Indessen bleibt nachzuprüfen, ob es sich wirklich um *Nummulites intermedius* handelt; denn vielfach wurde früher *Nummulites fabianii* PREVER als *Nummulites intermedius* beschrieben. Wäre dieses auch hier der Fall, dann gehörte die betreffende Schicht dem Obereozän an, eine Möglichkeit, die auch DI STEFANO andeutet.

Ein ähnliches Flyschprofil wie das von Cerchiara findet sich nördlich von Latronico [A 4] (Abb. 25 Mitte).

An der Ostflanke des M. Alpi liegen an der Basis des Flyschs etwa 50 m Kalkkonglomerate, die mit Sandsteinen wechsellagern und zu einer Tonkalkserie überleiten. Die Konglomerate enthalten mesozoische Kalke, eozäne Nummulitenkalke, Sandsteine, Quarzite, Hornsteine und ganz vereinzelt Kristallin. Die Gerölle sind etwa faustgroß. Bei Mormanno führen die gleichen Konglomerate Mittellutetkalke (mit über 2 cm großen Nummuliten) als Gerölle.

Der Tonflysch enthält auch hier viel helle mergelige Kalke. An der Timpa del Tasso (= Timpa Buongiorno, 4,5 km NNW von Latronico) treten im tieferen Teil unvermittelt grobe Kristallinkonglomerate auf in einer Mächtigkeit von 15—20 m bei geringer Horizontalausdehnung. Die steil einfallenden Schichten bilden im Tonflysch einen auffallenden Felsen. Zuunterst liegen Kalkbänke mit kleinen Bruchstücken aufgearbeiteter Gesteine (hauptsächlich Kristallin), darüber etwa 15 m Konglomerate mit z. T. sehr großen Geröllen. Ein Granitblock hat einen Durchmesser von 2,40 m. Unter den Geröllen überwiegt Granit, der gelegentlich grün gefärbt ist. Häufig sind ferner Quarzporphyre, Phyllite, Kalkphyllite, eckige Hornsteine und bis kopfgroße kantengerundete Kalke. Bereits CAPELLINI (1864) vermutete die Heimat der Kristallingerölle in der Tyrrhenis-Masse.

1 km südwestlich von Castelsaraceno [A 4] kommen im Tonflysch untergeordnet schwarze, bräunliche und rote Kieselschiefer vor. Häufiger sind dickbankige, feinkörnige Quarzite und vereinzelt grobe Sandsteine und Arkosen.

Nach oben geht der Tonflysch auch hier durch Wechsellagerung in eine Sandsteinserie über. Kalksandsteine leiten über zu etwa 150 m gelben z. T. konglomeratischen Sandsteinen und sandigen Letten. Die Gerölle sind vorwiegend Kristallin. Sie werden kopfgroß. Im oberen Teil stellen sich sandige Kalke mit Orbitoideen und kleinen Nummuliten ein. In den Übergangsschichten zur Sandsteinserie sammelte ich an der Serra Spine (5,5 km NNE von Latronico):

Nummulites variolarius LAM. (häufig)

„ cf. *garnieri* DE LA HARPE

Beide kennzeichnen das Obereozän, *Nummulites variolarius* insbesondere das Auvers.

Die Tongruppe gehört dagegen auch in der Basilicata dem Oberlutet an. Sie mag nach oben ins Auvers hineinreichen. Die Basalkonglomerate enthalten Nummulitenkalke aufgearbeitet (bei

Mormanno solche des Mittelalters), bei Lagonegro [A 4] fand DE LORENZO im Tonflysch (1898 S. 17):

Nummulites subdiscorbinus DE LA HARPE
 „ *guettardi* D'ARCH.
 „ *variolarius* C. D. SOW.
 „ *tschihatcheffi* D'ARCH.

In der südlichen Basilicata sind im Schieferflysch Hornsteinkalke und Radiolarite verbreitet. Bei Sapri [A 3] finden sie sich neben Mergelschiefern und Kalken, bei Lagonegro zusammen mit bunten Schiefern. Bei Episcopia [A 5] kommen neben Quarziten und Kalken im Tonflysch dunkle, z. T. kieselige Schiefer und bunte Radiolarite vor. Ein dichter Quarzit zeigt alle Übergänge zu einem grünlichen Hornstein. Dunkle Kalke sind häufig verkieselt. Auch Kalke mit Hornsteinbändern sind nicht selten.

Bei Terranova di Pollino [A 5] wechsellagern bunte Letten mit Hornsteinkalken, die denen von Episcopia ähneln. Im Hangenden schließen sie sich zu einer über 150 m mächtigen Serie zusammen. Dünnbankige Kalke mit dunklen Hornsteinbändern wechsellagern mit dunklen Mergelkalken und dünnen Lagen kieseliger schwarzer und grauer Schiefer. Diese Kalke lassen sich bis nach S. Lorenzo Bellizzi (5,5 km nordwestlich von Cerchiara) verfolgen. Wahrscheinlich sind sie identisch mit denen vom Val Satanasso, wo allerdings Hornsteine fehlen. 3 km nördlich von S. Lorenzo finden sich über Schiefern mit Hornsteinen dünnbankige Kalke und kalkige Quarzite, die mit roten Letten wechsellagern. Im Hangenden nimmt der Kieselsäuregehalt ab, die Hornsteine verschwinden. Die Kalkserie ist hier etwa 100 m mächtig.

Nach Süden und Osten sinkt der Kieselsäuregehalt sowohl in den Kalken wie im Tonflysch, so daß sich bei Cerchiara nur noch ganz wenige Hornsteinlagen finden und im Val Satanasso überhaupt keine mehr.

Interessant ist das Vorkommen eines grauwackenähnlichen Gesteins mit kalkigem Bindemittel 4 km NNE von S. Severino [A 5]. Das Gestein enthält aufgearbeitete Quarze, Plagioklase, Glimmer, auch kleine Bruchstücke von Quarziten, Serizitschiefern u. a., alles Komponenten, die auf ein kristallines Denudationsgebiet hinweisen.

Weniger vollständig sind die Flyschprofile bei Castrovillari [B 5], Mormanno [A 4] und an der tyrrhenischen Küste zwischen Belvedere und Scalea [B 4]. Dort sind die höheren Schichten abgetragen.

Am M. Cerviero bei Mormanno und in der Region Cerasullo bei Castrovillari liegen 20—30 m mächtige Nummulitenkalke auf

basaltischen Laven. Häufig enthalten sie an der Basis kleine Bruchstücke mesozoischer Kalke und des liegenden Ergußgesteins. Etwa 2 km nordwestlich von Mormanno (an der Straße nach Paspasidero) wechsellagern Nummulitenkalke mit roten und grünlichen Mergelkalken und Mergeln. Am M. Cerviero bei Mormanno fanden sich über 3 cm große Nummuliten (*Nummulites* aff. *millecaput* BOUBÉE), wie sie für das Mittellutet bezeichnend sind.

Außer solchen großen Nummuliten sammelte ich bei Castrovillari noch:

- Nummulites perforatus* DENYS DE MONTFORT
 „ *globulus* LEYM.
 „ *helveticus* KAUFM. (= *N. tschihatcheffi* D'ARCH. in älteren Beschreibungen)
 „ cf. *guettardi* D'ARCH.
 „ cf. *striatus* BRUG.

Diese Kalke sind also mittellutetisch. (*Nummulites striatus*, der gewöhnlich erst im Auvers auftritt, wird in Kalabrien auch von DI STEFANO (1904 S. 78, 79, 81) schon in dieser lutetischen Faunenvergesellschaftung beschrieben (s. unten)).

An der tyrrhenischen Küste beginnt der Flysch meist mit geringmächtigen Basalbrekzien. Nur bei Scalea [B 4] ist Mittellutetkalk darunter erhalten. Die Basalbrekzie wird bis zu 20 m mächtig. Bei Majerà und Grisolia (Tafel 4) wechsellagern bunte Schiefer und Mergel mit brekziösen Nummulitenkalken. 2 km südöstlich von Verbicaro [B 4] finden sich an der Basis des Flysches 10—20 m bunte Schiefer und gelbliche Mergelkalke mit einzelnen Kalkgeröllen. Sie enthalten neben Muschelresten:

- Nummulites perforatus* DENYS DE MONTFORT
Lepidocyclina (*Eulepidina*) *dilatata* MICH. (stark vorwiegend)
 „ (*Nephrolepidina*) *praemarginata* R. DOUVILLÉ
 „ „ *marginata* MICH.

Nach DI STEFANO (1904 S. 78) finden sich in den Basalschichten bei Orsomarso (5 km nördlich von Verbicaro):

- Nummulites guettardi* D'ARCH.
 „ *tschihatcheffi* D'ARCH.
 „ *striatus* D'ORB.
Assilina subspira DE LA HARPE.

Wie überall in Nordkalabrien ist die Basalbrekzie des Flysches auch hier oberlutetisch. Das Vorkommen von Lepidocyclinen widerspricht dieser Deutung nicht. CHECCHIA-RISPOLI (1916 S. 35 und 36) führt aus dem Flysch der Capitanata eine Fauna mit zahlreichen mittel- bis obereozänen Nummuliten, Assilinen und Orthophragminen zusammen mit Lepidocyclinen an (darunter *Lep.*

marginata MICH.). Auch PREMİK (1929) gibt *Lepidocyclina dilatata* zusammen mit Orthophragminen und *Nummulites fabianii* in obererzänen Flyschkalken Albaniens an.

Nach oben gehen die Basalbrekzien über in Tonschiefer mit Quarziten und Kalklinsen (häufig mit Nummuliten). Größere Kalkmassen fehlen jedoch.

DI STEFANO (1904 S. 79—80) führt zahlreiche Nummuliten an (vgl. S. 97, Fauna von Verbicaro). Ich selbst sammelte 3,5 km nordöstlich von Scalea in einem feinstückigen Kalkkonglomerat:

- Nummulites atacicus* LEYM.
 „ *lucasanus* DEFR.
 „ *cf. perforatus* DENYS DE MONTFORT

Der Tonflysch gehört also ebenso wie die Basalbrekzie dem Oberlutet an.

Recht vollständig ist das Flyschprofil von Rotondella-Novasiri [A 6]. Nur das Auflager des Flysches auf Mesozoikum und seine Basalschichten sind nicht aufgeschlossen.

Bei Rotondella beobachtete ich folgendes Profil (Abb. 25 unten):

- 1) 100 m Kalkserie. Oben weiße splitterige Mergelkalke, feste graue, schwach kristalline Kalke und wenig Quarzite. Unten dickbankige, weiße, zucker körnige Kalke.
- 2) 20—50 m rote und blaugraue Tone.
- 3) über 300 m Sandsteinserie. Glimmerige Sandsteine und sandige Letten. Dünne Bänke grobsandiger Kalke mit Nummuliten. Nach unten übergehend in hell blaugraue glimmerige Tone mit Linsen von Rot-schiefern.
- 4) 100 m bunte Tonschiefer und Letten mit Quarzit- und Kalkbänken. Oben weißliche Tone mit weißen und rötlichen Scherbenkalken, Lepidocyclinenkalken und Quarziten.
- 5) 150 m Kalkserie. Oben gelbliche Mergel und Kalke mit Muscheln. Unten dunkle kristalline Kalke mit einzelnen Bänken von Sandsteinen und gelblichen Mergeln. Dazwischen eine Kalkbrekzie und feinstückige Konglomerate. Zuunterst überwiegend Sandsteine und Kalksandsteine.
- 6) über 100 m plastische Tone mit roten Letten, Kalken, Quarziten und einzelnen Sandsteinbänken.

Liegendes unbekannt.

(Nr. 1) und 2) 7 km südwestlich von Rotondella, die übrigen nahe der Ortschaft.)

Etwas abweichend ist die Kalkserie bei Novasiri entwickelt. Dort geht der tiefere Schieferflysch durch Wechsellagerung in eine 100 m mächtige Folge von Nummulitenkalken über. Der Übergang erfolgt durch wenige Meter rote Schiefer und Letten. Den Kalken sind unten helle Mergel eingeschaltet, während oben dicke Bänke mit Nummuliten und Lepidocyclinen vorherrschen. In der Mitte der Serie liegt eine 1 m mächtige Bank einer Kalkbrekzie; im Han-

genden hat eine ähnliche Kalkbrekzie große Nummuliten aus der Verwandtschaft des *Nummulites millecaput* BOUBÉE und *Nummulites gizehensis* FORSKAL geliefert. Die Kalkserie dürfte deshalb dem Mittellutet angehören. Bei Rotondella haben sich dagegen nur spärlich kleine Nummuliten gefunden.

In der Sandsteinserie findet sich bei Valsinni und Colobraro (7,5 km westlich von Rotondella) eine etwa 150 m mächtige Quarzitisserie, die nach Südosten auskeilt. Sie besteht aus — teilweise sehr groben — quarzitischen Sandsteinen und geringmächtigen Lagen fester Schiefer. Die roten und blaugraunen Tone im Hangenden enthalten viele Quarzite und werden westlich von Colobraro bis 200 m mächtig.

In der Sandsteinserie sammelte ich in Kalksandsteinen 3 km westlich von Rotondella:

- Nummulites globulus* LEYM.
- „ *guettardi* D'ARCH.
- „ *lucasanus* DEFR.
- „ *helveticus* KAUFM. (sehr häufig) = *Numm.*
- tschihatcheffi* D'ARCH. in älteren Beschreibungen
- Asterodiscus stellatus* D'ARCH.

Alle diese Arten sind auf das Lutet beschränkt. Die Kalksandsteine dürften daher dem Oberlutet angehören, zumal die Nummulitenkalke von Novasiri mit ihren großen Nummuliten offenbar mittellutetisch sind. Der Tonflysch im Liegenden wäre dann vielleicht ins Unterlutet zu stellen. Vielleicht umfaßt er auch noch das Untereozän. Ob die Sandsteinserie ins Oligozän reicht, ist bei dem Mangel an Fossilien schwer zu entscheiden.

Der Flysch von Novasiri weicht also von dem der südlichen Gebiete insofern ab, als auch tiefere Schichten als Mittellutet auftreten. Ferner beginnt die Sandschüttung bei Novasiri schon im Oberlutet, während sie im Süden und Westen bei Cerchiara und Latronico erst im Obereozän einsetzt.

Ergebnis.

Aus den Schichtfolgen, die in Abb. 26 zusammengestellt sind, ergibt sich, daß das Alttertiär des Südapennins eine Mächtigkeit von über 1000 m erreicht und daß es eine bunte Folge von marinen Kalken, Schiefertonen, Sandsteinen und Konglomeraten umfaßt. Es sind Flyschsedimente, die in einem sinkenden Raume abgelagert wurden.

Die Senkung des Flyschtroges setzte am Nordrand des Kalabrischen Massivs im Mittellutet ein. Sie war jedoch gering, wie

die Mächtigkeit des Mittellutets (weniger als 40 m) zeigt. Kurz nach dem Mittellutet haben sogar noch schwache Hebungen stattgefunden, die vielfach zur Denudation des Mittellutets führten. In größerem Abstand vom Kalabrischen Massiv war dagegen die Senkung schon im Mittellutet recht intensiv. Auch fehlen bei Novasiri Anzeichen für eine postmittellutetisch-präoberlutetische Aufwölbung.

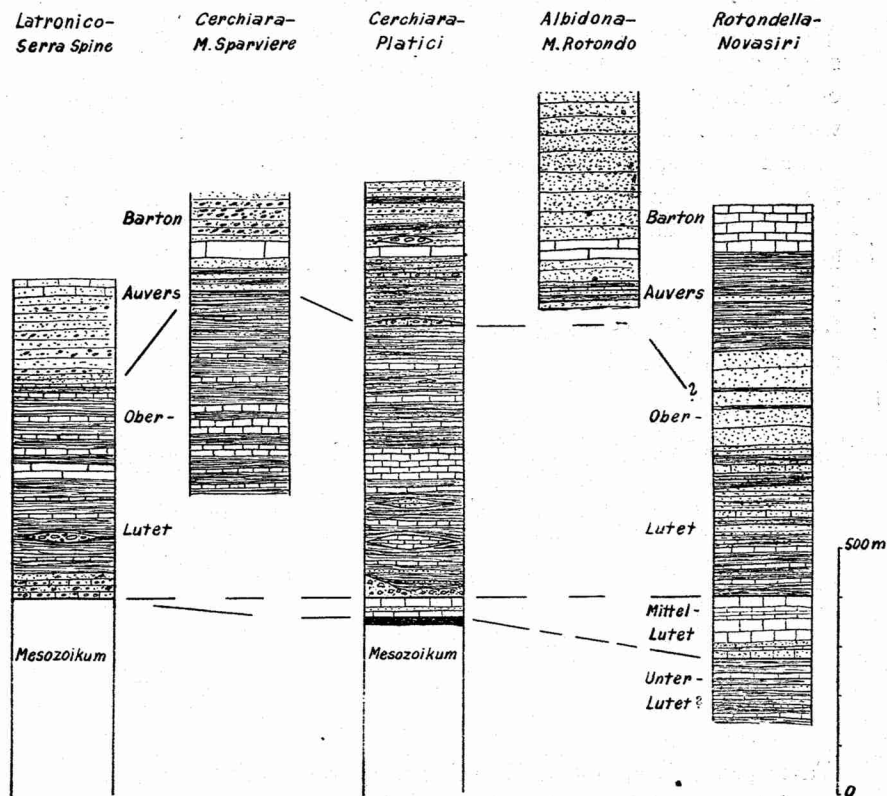


Abb. 26. Schichtfolgen des Alttertiärs im Südapennin.

Schwarz basaltische Lava, punktiert Sandsteine, Geröllsignatur Konglomerate, gestrichelt Schiefer, Mauersignatur Kalke.

Am Nordrand des Kalabrischen Massivs begann die eigentliche Senkung erst im Oberlutet. Geringmächtige Brekzien und Konglomerate bilden die Basis des Oberlutetflysches bei Cerchiara, Latronico, Mormanno, Verbicaro und Grisolia. Unter den Geröllen überwiegen solche von Mittellutetkalken und mesozoischen Sedimenten; kristallines Material ist selten. Darüber folgen schwarze,

fossilarme Schiefertone, denen sich gelegentlich Kalke mit Sandsteinbänken einschalten. Konglomerate treten nur in kleinen Linsen auf. Einer solchen gehören auch die bekannten Konglomerate der Timpa del Tasso an (Abb. 25 Mitte). Im Hangenden nehmen Kalk- und Sandgehalt zu. Im Auvers bildeten sich Scherbenkalke und schließlich im Barton, vielleicht auch noch im Oligozän mächtige Sandsteine und Konglomerate. In diesen überwiegt kristallines Material.

Die Faziesverteilung und damit die Gliederung des Troges ist schwer zu übersehen, da im Westen der höhere Flysch fehlt und es dahingestellt bleiben muß, ob er hier überhaupt abgelagert worden ist. Im Nordosten tritt das Liegende des Flysches nicht mehr zu Tage, so daß hier Mächtigkeit und Fazies der tiefsten Flyschschichten unbekannt sind. Nur soviel ist festzustellen: die Kieselkalke und Kieselschiefer sind im Nordwesten bedeutend häufiger und mächtiger als im Südosten. Nahe der jonischen Küste fehlen sie fast völlig. Der Kalkgehalt scheint von Westen nach Osten zuzunehmen, die Geröllgröße von Südwesten nach Nordosten zu sinken (Abb. 27).

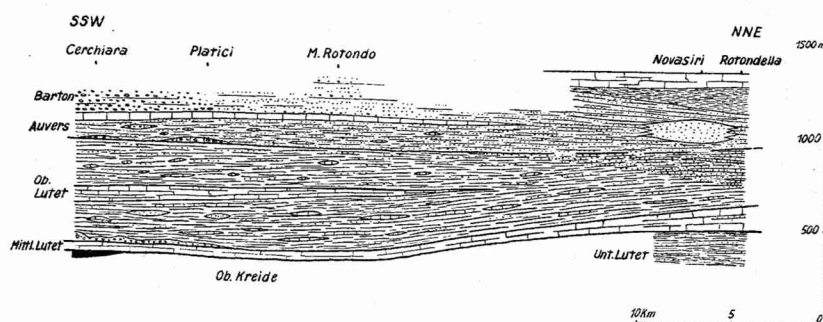


Abb. 27.

Faziesprofil durch den Alttertiär-Trog des Südapennins [A 5, 6].

Schwarz basaltische Lava, Kreise Konglomerate, punktiert Sandsteine, gestrichelt Schiefertone, Mauersignatur Kalke.

Daraus ergibt sich, daß ein großes, vorwiegend aus kristallinen Gesteinen aufgebautes Denudationsgebiet im Süden und Westen des Flyschtroges anzunehmen ist. Auf ein Denudationsgebiet im Osten könnte vielleicht die schon im Oberlutet einsetzende Sand- schüttung von Rotondella hinweisen, da dieselben oberlutetischen Horizonte im Südwesten bei Cerchiana von Tonen und Kalken vertreten werden (s. Abb. 27).

b) Die Grünen Gesteine im Flysch des Südapennins.

Der Geosynklinalcharakter des südapenninen Flyschtroges wird durch das Auftreten Grüner Gesteine besonders unterstrichen. Es lassen sich mehrere Eruptionsphasen unterscheiden.

1.

Postkretazisch-prämittellutetisch sind kleine Decken-ergüsse, die auf Oberkreide oder Hauptdolomit liegen.

In der Region Cerasullo (4 km nördlich von Castrovillari [B 5]) beobachtet man zersetzte Laven, die häufig variolitische oder Mandelsteinstruktur zeigen.

Ein bräunlich-schwarzes Probestück besteht überwiegend aus Titanaugit und einem völlig umgewandelten Mineral, das wahrscheinlich Olivin gewesen ist. Plagioklas tritt nur untergeordnet auf. Eine Glasbasis ist nicht mehr nachzuweisen, sie kann auch ursprünglich nur gering gewesen sein. In eingesprengten Massen und auch in feiner Verteilung findet sich Hämatit, der wohl aus Magnetit hervorgegangen ist.

Der Titanaugit tritt nur in der Grundmasse auf. Er bildet dünnstengelige Kristalle bis zu 1 mm Länge, aber durchschnittlich von nur etwa 0,05 mm Dicke. Er zeigt den charakteristischen Pleochroismus (α hellbräunlich, γ violettbraun) und starke Auslöschungsdispersion ($c : \gamma = 53,2^\circ$, $q > v$). Die Dispersion der Achsen ist ebenfalls groß. Um Achse $A q < v$, um Achse $B q \gg v$. Im Querschnitt zeigt sich Zonenbau und Sanduhrstruktur. Zwischen den äußeren Zonen und dem Kern beobachtet man einen Unterschied in der Auslöschungslage von 14° . Meist sind die einzelnen Kristalle zu rosettenförmigen Aggregaten vereinigt (Abb. 28 links). Der ursprüngliche Olivin bildete Einsprenglinge und war auch in der Grundmasse häufig. Die bis zu 2 mm großen Einsprenglinge zeigen im Schliiff sehr charakteristische Durchschnitte. Die Olivinsubstanz ist vollständig durch

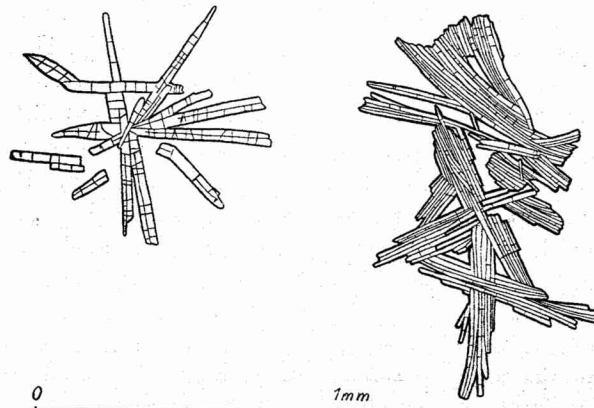


Abb. 28. Rosettenförmige und büschelige Aggregate von Titanaugit in zwei Stücken des „Limburgites“ von Castrovillari (Nordkalabrien) [B 5].

Kalkspat verdrängt. Stellenweise ist noch etwas Serpentin zwischen dem Karbonat erhalten. Die Pseudomorphosen nach Olivin in der Grundmasse zeigen ähnliche spitzrhombische und sechseckige Durchschnitte. Auch hier sind die Olivine z. T. durch Kalkspat verdrängt, z. T. in Serpentin umgewandelt. Der Plagioklas bildet kleine Leisten. Er ist schon stark zersetzt und ließ sich nicht näher bestimmen.

Ein anderes Handstück zeigt als Hauptgemengteil den gleichen Titanaugit. Die Auslöschungsschiefe $c:\gamma$ beträgt hier $43,7^\circ$. Die nadelförmigen Kristalle sind zu büscheligen Aggregaten vereinigt (Abb. 28 rechts). Olivin ist auch hier in zwei Generationen vertreten. Feldspat ist nicht mehr nachzuweisen, er kann nur in sehr geringer Menge vorhanden gewesen sein. Magnetit findet sich nur spärlich. Der Olivin ist auch hier völlig umgewandelt oder verdrängt. An seiner Stelle findet sich Kalkspat oder Serpentin (meist in Verbindung mit etwas Quarz). Mandelräume sind mit Kalkspat oder Zeolithen ausgekleidet.

Dieses Gestein zeigt eine variolitische Struktur in der Weise, daß einzelne Kugeln bis zu 5 mm Durchmesser isoliert in einer ursprünglich gleichartigen Gesteinsmasse liegen. Jetzt ist der neugebildete Serpentin auf diese Grundmasse beschränkt. Die Kugeln sind völlig frei von ihm. Dort ist er offenbar abgewandert oder die Olivine wurden andersartig umgewandelt.

Der hohe Gehalt an Titanaugit zeigt, daß diese Laven ausgesprochene Alkaligesteine sind. Bei der Mineralkombination Augit-Olivin mit nur ganz untergeordneten Mengen von Plagioklas sind sie den Limburgiten am ähnlichsten. Erst Untersuchungen an weniger zersetzten Stücken können die genauere Eingliederung ermöglichen. Es muß sich ferner noch zeigen, ob nicht ursprünglich auch Feldspatvertreter vorhanden waren.

Die „Limburgite“ werden überlagert von Mittellutetkalken (s. S. 100), die an der Basis neben Kalkgeröllen auch kleine eckige Bruchstücke des Ergußgesteins einschließen (Abb. 29, Profil 1). Ebenso transgredieren Mittellutetkalken mit *Nummulites* aff. *millecaput* BOUBÉE am M. Cerviero bei Mormanno [A 4] auf einer schlackigen Lava, die an der Basis als Mandelstein entwickelt ist und gefrittete Blöcke von Kreide- und Triaskalken enthält (Abb. 29, Profil 2). Auch hier sind in der Basalbrekzie des Mittellutets kleine Bruchstücke des Eruptivgesteins aufgearbeitet. Das Gestein entspricht in Mineralbestand und Struktur völlig dem „Limburgit“ von Castrovillari. Daneben kommt hier aber auch ein Gestein vor, das anscheinend der Kalk-Alkali-Reihe angehört.

Es besteht zu etwa 50% aus Plagioklas der Oligoklas-Andesin-Reihe. Daneben ist ein gemeiner Augit Hauptgemengteil, der keinen merklichen Titangehalt aufweist (Auslöschungsdispersion fehlt, Achsendispersion nur um Achse B , $e > v$). Er ist schon weitgehend umgewandelt in Serpentin, stellenweise auch in Pennin. Größere und kleinere Massen von reinem Serpentin mögen Pseudomorphosen nach Olivin sein. Häufig ist auch ein bräunlich-grünes Zersetzungsprodukt mit hoher Licht- und schwacher Doppelbrechung, das Klinozoisit mit einer färbenden Beimengung sein dürfte. An Erz finden sich lange, sehr schmale Leisten von Ilmenit,

der größtenteils in Leukoxen umgewandelt ist. Kalkspat ist in größerer Menge neugebildet, Quarz in Spuren.

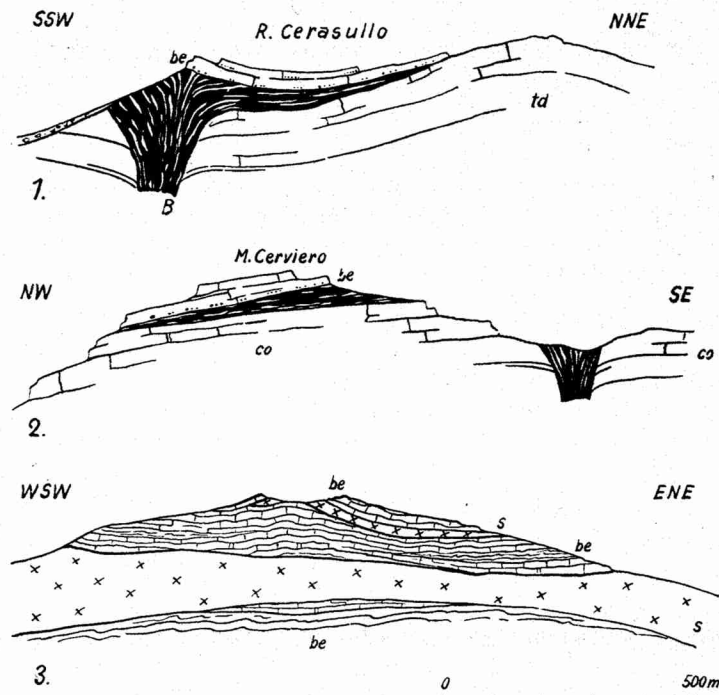


Abb. 29. Die Lagerungsverhältnisse der Grünen Gesteine im Alttertiärtrog des Südapennins [B 5, A 4, 5]. 1. bei Castrovillari, 2. bei Mormanno, 3. bei S. Severino.

td Hauptdolomit, co Oberkreide, be Eozän, S Serpentin, B Alkalibasalt („Limburgit“).

Die Struktur ist basaltisch. Das Gestein ist als ursprünglicher ? Olivin-Basalt anzusprechen (vorausgesetzt, daß sich nicht in frischeren Stücken noch Feldspatvertreter finden). Die auffallend sauren Plagioklase erklären sich durch beginnende Albitisierung, die bei diesen Gesteinen sehr verbreitet ist. Der neugebildete Kalkspat dürfte z. T. aus der Anorthitkomponente der Plagioklase herrühren.

Auch an der Nordwest-Flanke des Pizzo d'Armi bei Cerchiara und im Tobel unterhalb dieser Ortschaft liegt unter den Nummulitenkalken des Mittelalters ein stark zersetztes, variolitisches basaltisches Gestein.

Zahlreiche Zufuhrkanäle dieser Ergüsse sind im Bahneinschnitt oberhalb Mormanno bei Bahn-km 56 klar erschlossen. Gänge eines

dichten, stark zersetzten basischen Gesteins durchbrechen hier den Triasdolomit⁴⁰⁾.

2.

Dem frühen Oberluteet gehören Dazittuffe an, die sich im Tobel von Cerchiara [A 5] nördlich der Schwefelquelle bei der alten Brücke in kleinen Brocken an der Basis des Schieferflyschs finden.

Der Tuff zeigt deutliche Aschenstruktur. Er enthält vor allem frische eckige Bruchstücke von Plagioklas, welcher der Oligoklasreihe angehört (optisch negativ, Auslöschungsschiefe \perp MP zwischen 7 und 12°). Vielfach zeigt er schönen Zonarbau mit basischem Kern, der oft schon zersetzt ist, während der saurere Rand noch frisch ist. Häufig ist auch Quarz, der zuweilen undulös auslöscht. Ganz vereinzelt beobachtet man Spaltblättchen von Muscovit und Biotit. Erz findet sich nur wenig und ist stets umgewandelt in Brauneisen oder Leukoxen. Chlorit und Serpentin sind häufig als Umwandlungsprodukte, doch scheint Chlorit auch schon primär im Tuff enthalten zu sein. Sehr verbreitet ist Kalkspat in eckigen Bruchstücken und als sekundäre Abscheidung. Schließlich finden sich noch zahlreiche Bruchstücke eines andesitischen Ergußgesteins, das als Einsprenglinge in einer glasreichen Grundmasse die gleichen zonargebauten Feldspäte und Biotit enthält. Einzelne Stückchen führen viel Pyrit. Auch Bruchstücke fremder Gesteine sind nicht selten, so z. B. serizitreiche Quarzite. Sehr häufig sind organische Reste, wie Nummuliten und andere Foraminiferen.

Der Tuff entspricht einem Glimmerdazit. Er steht in Zusammenhang mit Quarzdioriten. Diese finden sich an der gleichen Stelle zu beiden Seiten des Baches in großen Blöcken, z. T. auch in der Basalbrekzie des Flysches.

Das Gestein besteht größtenteils aus Feldspat. Man erkennt Plagioklase, die der Andesinreihe angehören (Auslöschungsschiefe \perp MP 19°). Orthoklas ist wegen der starken Zersetzung des Gesteins nicht sicher nachzuweisen. Er kann nur in sehr geringer Menge vorhanden gewesen sein. Daneben finden sich Quarz und Biotit. Untergeordnet beobachtet man Apatit und Erz (vollständig umgewandelt in Leukoxen). Der Biotit ist nur noch selten frisch. Er ist größtenteils zu Chlorit umgewandelt oder gebleicht. Dabei wurden Brauneisen und Leukoxen abgeschieden. Auch Kalkspat und Serizit finden sich sekundär.

Das Gestein ist also ein Quarzglimmerdiorit. Randlich und in Schlieren geht er über in basische Varietäten von der Zusammensetzung und Struktur der Basalte. Doch treten diese Schlieren an Masse sehr zurück.

Der Quarzdiorit ist tektonisch sehr beansprucht. Die Quarze zeigen ungewöhnlich starke undulierende Auslöschung und werden von Pressungszonen durchsetzt. Die Feldspäte sind verbogen.

40) Im Zusammenhang mit diesen Ergußgesteinen mag ein dichtes, sehr zersetztes Grünes Gestein stehen, das sich 3 km ESE von Verbicaro [B 4] im Hauptdolomit findet.

Außerdem ist das Gestein hydrothermal verändert. Chlorit hat sich zusammen mit Quarz und Serizit auf Klüften abgesetzt. In den basischen Schlieren wurden die dunklen Gemengteile völlig zu Chlorit umgewandelt, die Feldspäte saussuritisiert unter reichlicher Abscheidung von Kalkspat und Serizit und alles Erz in Hydroxyde übergeführt.

Der Zusammenhang zwischen den Dazittuffen und den Quarzdioriten ist nicht ganz klar, da beide nur an sekundärer Lagerstätte anzutreffen sind. Sie stammen beide aus der Basalbrekzie des Oberlutetflysches. Es ist unwahrscheinlich, daß sie dort nur zufällig zusammen vorkommen. Die große Übereinstimmung im Mineralbestand läßt vielmehr auf engen genetischen Zusammenhang schließen. Außerdem finden sich sonst nirgends derartige Gesteine als Gerölle im Oberlutet. Das tertiäre Alter der Tuffe ist durch die eingeschlossenen Nummuliten erwiesen. Die Quarzdiorite müssen bei der gewaltigen Größe der einzelnen Blöcke (bis 200 cbm) ihren Ursprung in nächster Nähe haben. Man kann sie also nicht vom Kalabrischen Massiv herleiten. Auch im ganzen Mesozoikum sind derartige Gesteine unbekannt. Die basaltische Struktur der basischen Schlieren deutet auf Erstarrung nahe der Oberfläche hin. Die Verknüpfung von Tuff und groben eckigen Gesteinsbruchstücken erinnert an die tiefunterkarbonische Tuffbrekzie von Langenaubach bei Dillenburg, wo Auswürflinge von ähnlichen Dimensionen vorkommen. Denkbar wäre auch, daß ein nahe der Oberfläche erstarrtes Magma abgetragen wurde und Bruchstücke in die Basalbrekzie des transgredierenden Oberlutets aufgenommen wurden. Eine spätere Eruption hätte dann die Tuffe geliefert, die sich durch ihre Foraminiferen als Meeresabsatz erweisen.

3.

Im höheren Schieferflysch, d. h. im jüngeren Oberlutet, treten vielerorts mächtige basaltische Brekzienlaven auf. Oft durchbrechen sie die Sedimente wie am M. Pelato (westlich von Terranova di Pollino [A 5]) und 10 km nordwestlich von Cerchiera. Es handelt sich dabei um Schlotfüllungen. Entsprechende Deckenergüsse finden sich 3,5 km WNW von Terranova (Abb. 30). Basalte und basaltische Brekzienlaven wechsellagern dort mit Schiefem und Quarziten des Oberlutets. Auch beobachtete ich eine etwa 2 m mächtige Bank roter Kieselschiefer (mit Radiolarienresten) zwischen zwei Basaltdecken. Das deutet darauf hin, daß die Eruptionen submarin erfolgten.

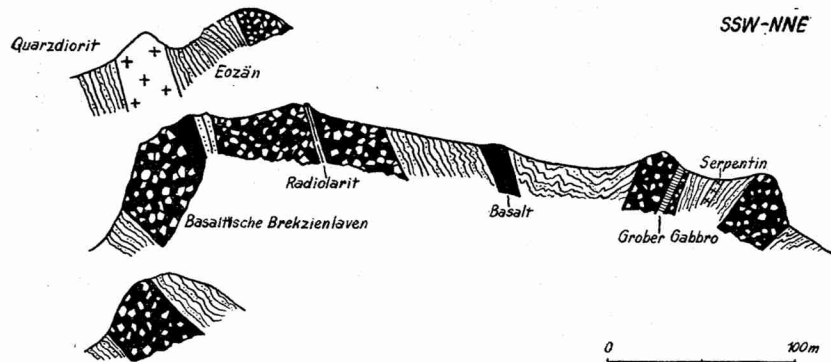


Abb. 30. Die Lagerungsverhältnisse der Grünen Gesteine im Alttertiärtrog des Südapennins. Basalte und Quarzdiorit bei Terranova di Pollino [A 5].

Alle diese Gesteine sind mehr oder weniger zu diabasähnlichen Grünsteinen umgewandelt. Die dunklen Gemengteile wurden meist vollständig serpentinisiert oder chloritisiert, die Plagioklase häufig albitisiert unter Neubildung von Epidot u. a. Kalksilikaten.

Ein Basalt von Terranova besteht aus Plagioklas und tafeligem Augit mit viel Serpentin. An Stelle von Erz ist Leukoxen verbreitet. Der Plagioklas ist saurer Andesin, dürfte aber ursprünglich basischer gewesen sein. Der Pyroxen ist gemeiner Augit. Er ist schwach bräunlich, aber ohne Pleochroismus und Auslöschungsdispersion. Achsendispersion findet sich nur um Achse B , $q > v$. Die Auslöschungsschiefe $c:\gamma$ beträgt $46,6^\circ$. Serpentin findet sich hauptsächlich in kleinen Körnern, die z. T. noch die Gestalt von Olivindurchschnitten zeigen. Es handelt sich also sehr wahrscheinlich um Pseudomorphosen nach Olivin. Das Gestein ist mithin als ? Olivin-Basalt anzusprechen.

4.

Noch etwas jünger sind basische und ultrabasische Intrusivgesteine, die in Form von Gängen, Lagergängen und größeren Intrusivmassen im Oberlutetflysch des Südapennins sehr häufig sind.

An der Pietra Demanio (2 km ENE von Civita [B 5]) finden sich zahlreiche Gänge von Gabbro im Flysch. An einem etwa 30 m mächtigen Lagergang ist an beiden Seiten deutliche Kontaktmetamorphose zu beobachten. Die Flyschschiefer sind gefrittet und rotgebrannt (infolge reichlicher Abscheidung von Hämatitschüppchen) und geben in grünliche und graue Glanzschiefer über. Sie führen am Kontakt viel Chlorit. Sandsteine wurden zu Quarziten.

Der Gabbro ist grobkristallin. In anderen Gängen von nur 1—2 m Mächtigkeit an der gleichen Lokalität beobachtete ich bis 4 cm lange Augitkristalle. Die Plagioklase der Gabbros sind

albitisiert, die Augite z. T. in Chlorit umgewandelt. Stellenweise hat das Magma viel Nebengestein aufgenommen und intensiv gefrittet⁴¹⁾.

Weitaus häufiger und an Masse viel bedeutender sind Serpentine, die aus Peridotiten hervorgegangen sind. Bei S. Severino [A 5] liegt eine der größten Serpentinmassen des Südapennins (s. Abb. 29 Profil 3).

Das Gestein besteht überwiegend aus Serpentin, der deutliche Maschenstruktur zeigt. Von ursprünglichen Mineralien ist nur noch Diallag in Relikten erhalten. Feinverteilter Magnetit dürfte bei der Serpentinisierung aus eisenhaltigen Bestandteilen hervorgegangen sein. Primär enthält das Gestein Chromit als Erstausscheidung. Vereinzelt findet sich Pyrit.

Das Nebengestein ist an dieser großen Intrusivmasse kontaktmetamorph verändert. Dünnschichtige Kalke wurden kristallin. An Stelle von Kalkspat hat sich metasomatisch Eisenspat gebildet, der zu Brauneisen verwittert. Hydrothermal entstand Chlorit. Das eindringende Magma hat die Kalke intensiv gestaucht und gefältelt.

Diese Eruptiva sind jünger als die Sedimente, in die sie intrudiert sind. Sie sind auch jünger als die Brekzienlaven und Olivinbasalte; denn 3,5 km WNW von Terranova di Pollino durchbricht ein kleiner Gang von grobem Gabbro die Brekzienlava. Da die Serpentine und Gabbros sich niemals im Auvers oder Barton finden, dürften die Intrusionen noch im jüngeren Oberlutet erfolgt sein⁴²⁾.

5.

Bei Terranova di Pollino und Episcopia [A 5] erscheinen auch saure Intrusiva im Oberlutetflysch (s. Abb. 30 oben und Abb. 37, Profil 1).

3,5 km WNW von Terranova finden sich Gänge, die eine Mächtigkeit von 20—30 m erreichen.

Das Gestein besteht zu über 50 % aus Quarz. Daneben findet sich ein Plagioklas der Oligoklas-Andesin-Reihe (Auslöschungsschiefe + MP bis 16,8°, Lichtbrechung größer als die des Kanadabalsams, kleiner als die des Quarzes, optisch negativ). Man beobachtet Verzwillingung nach Albit- und Periklingesetz. Dunkle Gemengteile sind äußerst spärlich, weniger als 10 %. Man beobachtet

41) Die von VIOLA (1892 S. 116 ff.) beschriebenen Gabbros, Norite und Granatschiefer gehören nicht zu diesen eozänen Eruptivgesteinen. Sie sind ortsfremd (s. S. 133 ff.).

42) In den Konglomeraten des Obereozäns vom M. Sparviere bei Cerchiara finden sich vereinzelt Gerölle Grüner Gesteine, welche an die des Oberlutets erinnern. Doch könnten sie auch aus einer Altkristallinserie stammen.

Muscovit und Biotit in paralleler Verwachsung. Der Biotit zeigt grünliche Absorptionsfarben und ist größtenteils in Chlorit (Pennin) umgewandelt. Sehr untergeordnet sind Apatit und Erze (Magnetit und Leukoxen). Das Gestein ist also ein aplitischer Quarz-Glimmer-Diorit.

Wie bei Cerchiara (vgl. S. 108) finden sich auch bei Terranova am Quarzdiorit randlich basische Schlieren von basaltischem Habitus. Die hydrothermale Umwandlung ist aber hier so stark, daß sich über die ursprüngliche Zusammensetzung dieses Gesteins nichts mehr aussagen läßt.

Ähnliche Quarzdiorite treten bei Episcopia auf. Unterhalb des Ortes durchbrechen geringmächtige Lagergänge die Kalke des Oberlutets. Meist ist das Gestein von der Art eines groben Granites. Durch Verwitterung ist es gleichmäßig grünlich gefärbt. Es finden sich aber auch granitporphyrische Strukturen mit großen, parallel angeordneten Feldspateinsprenglingen.

Der Mineralbestand gleicht dem der Quarz-Glimmer-Diorite von Terranova. Der Plagioklas gehört ebenfalls der Oligoklas-Andesin-Reihe an. Quarz tritt indessen mehr zurück, während Glimmer (bzw. Chlorit) etwas häufiger ist. Unter den Glimmern tritt Muscovit sehr zurück, der häufigere Biotit ist fast vollständig in Pennin umgewandelt. Apatit und Leukoxen finden sich in geringer Menge.

Ähnlich wie bei Cerchiara sind auch die Quarzdiorite bei Episcopia und Terranova stark tektonisch beansprucht und hydrothermal umgewandelt. Die Quarze sind zerbrochen und zeigen stärkste undulierende Auslöschung. Die Bruchlinien werden häufig von Mörtelzonen begleitet. Nachträglich ist hier Serizit abgesetzt worden. Stellenweise sind die Quarze vollständig zermahlen. Die Plagioklase sind häufig verbogen oder in einzelne gegen einander verschobene Bruchstücke zerfallen. Meist sind sie in Quarzmylonit eingebettet.

Bei Terranova sind die Flyschgesteine am Quarzdiorit kontaktmetamorph. Sandige Tongesteine sind zu albitreichen Quarz-Chloritfelsen umgewandelt. Der Chlorit dürfte durch hydrothermale Umwandlung aus Biotit entstanden sein. In sehr geringer Menge findet sich noch Epidot und Pyrit. Das Gestein hat typische Hornfelsstruktur. Albit zeigt sich auch als Neubildung in einem Serizitquarzit nahe am Kontakt. Oft ist aber der Kontakt auch stark verruschelt und zu einer Bewegungsbahn geworden.

Über das Alter der Quarzdiorite läßt sich wenig aussagen. Gänge von Quarzdiorit in Grünen Gesteinen beobachtete ich nicht. Auch konnte an keiner Stelle der Nachweis erbracht werden, daß der Quarzdiorit den Faltenbau diskordant durchbricht. Vielmehr deutet die starke Kataklyse namentlich der Quarze darauf hin,

daß das Gestein schon vor der Hauptfaltung erstarrt war, welche hier wahrscheinlich postoligozän ist (vgl. S. 122). Ich möchte daher die Quarzdiorite vorläufig als saure Spaltprodukte des ophiolitischen Magmas deuten. Dafür spricht, daß sie sich bei Terranova und Episcopia in engster Verbindung mit Grünen Gesteinen finden. Die Intrusionen dürften demnach ebenfalls im späten Oberlutet erfolgt sein, zumal im Obereozän und Oligozän kein Quarzdiorit mehr bekannt ist.

Ergebnis.

Die Grünen Gesteine im Flyschtrog des Südapennins zeigen folgenden Differentiationsverlauf: Zuerst (prämittellutetisch) erscheinen „Limburgite“ der Alkali-Reihe. Im höheren Oberlutet weichen sie basischen und ultrabasischen Alkali-Kalk-Gesteinen. Schließlich folgen als saure Spaltprodukte Quarzdiorite, die auch schon einmal an der Wende Mittel-Oberlutet zusammen mit Dazituffen erschienen sind.

Sehr auffallend ist das Zusammenvorkommen ausgesprochener Alkali-Gesteine mit Gesteinen der Alkali-Kalk-Reihe innerhalb eines Eruptionsgebietes. Treten doch bei Mormanno beide Gesteinstypen nebeneinander auf. Auffallend ist ferner, daß gerade die ältesten Eruptiva dieses Gebietes der Alkali-Reihe angehören.

Derartige Erscheinungen wurden auch andernorts gelegentlich beobachtet, eine befriedigende Erklärung ist jedoch noch nicht gegeben worden. Z. B. beschrieb V. M. GOLDSCHMIDT (1911 S. 7—17) trachydoleritische Ergußgesteine aus gang- und schlotförmigen Eruptivmassen innerhalb der (pazifischen) Plagioklasbasalte Spitzbergens. Doch sind dort die Alkali-Gesteine jünger als die Plagioklas-Basalte.

Es scheint, als ob auch die Alkali-Gesteine Nordkalabriens an Zufuhrschlote oder ihre unmittelbare Nachbarschaft geknüpft sind. Am M. Cerviero bei Mormanno beobachtet man einen Zufuhrkanal, und auch in der Regione Cerasullo bei Castrovillari deutet die plötzliche Mächtigkeitzunahme der Lavadecke auf einen Schlot hin (s. Abb. 29).

Die petrographische Ähnlichkeit der Grünen Gesteine des Südapennins mit den mesozoischen Serpentin und Diabasen der Ligurischen Decke des Nordapennins hatte TILMANN zu der Vermutung geführt, daß auch im Südapennin diese Gesteine als Deckenreste auf dem Eozänflysch lägen. Diese Annahme trifft jedoch nicht zu, wie sich schon im Vorhergehenden gezeigt hat. Bei Mormanno sind die Zufuhrkanäle der prämittellutetischen Ergußgesteine in der Triasunterlage klar erschlossen. Das eozäne Alter der Tuffe von Cerchiara ist durch die ein-

geschlossenen Nummuliten gesichert. Die Serpentinmassen haben den nummulitenreichen Flysch des Oberlutets kontaktmetamorph verändert.

Die Basalte und Serpentine des Südapennins können also nicht als Reste einer Ligurischen Decke gedeutet werden. Sie sind wurzelständig und stellen die grünen Geosynklinalgesteine des südapenninen Flyschtroges dar.

2. Die alttertiäre Senke am Südrand des Kalabrischen Massivs.

? Dan-Paleozän („Tonflysch“).

Auch am Südrand des Kalabrischen Massivs häuften sich im Alttertiär mächtige Sedimente an. Die Senkung setzte aber schon früher ein als am Nordrand, und zwar wahrscheinlich im Paleozän. Es entstanden Sedimente, die sich hauptsächlich aus Schiefertonen, daneben aber auch aus Mergeln, Quarziten und Sandsteinen zusammensetzen. Ihre Mächtigkeit beträgt mindestens 300 m. Die Sedimente sind sehr fossilarm, so daß sich über ihr Alter noch nichts Sicheres aussagen läßt. DI STEFANO fand südlich von Giardini (Tafel 5) *Orbitoides dispansa* Sow. und *Operculina ammonica* LEYM. Er stellte daraufhin die Folge ins Obereozän, eine Schlußfolgerung, die aber nicht zwingend ist. Denn einmal sind *Orbitoides dispansa* und *Operculina ammonica* nicht auf das Obereozän beschränkt, und dann wird der Tonflysch auch diskordant von Lutet überlagert (s. S. 120). Andererseits ruht der Tonflysch aber selbst diskordant, z. T. mit Basalkonglomeraten, auf Paläozoikum und Mesozoikum (einschließlich Senon). Der Tonflysch könnte also Dan, Paleozän und Untereozän vertreten. Wenn man nun die beiden Orogenesen im Liegenden und im Hangenden des Tonflysches mit den beiden weit verbreiteten Unterphasen der Iaramischen Gebirgsbildung (STILLE 1924 S. 155) parallelisierte, so käme man dazu, den Tonflysch vorläufig ins Dan-Paleozän zu stellen⁴³).

Der Tonflysch findet sich am ganzen Südrand der Peloritaner Berge. Im höheren Teil stellen sich Sandsteine ein. Die Sand-schüttung dürfte von Norden gekommen sein, zumal der Tonflysch auch auf das Kristallin der Peloritaner Berge überzugreifen scheint (bei Castoreale [G 2] liegt Tonflysch unmittelbar auf Kristallin). Eine grobklastische Randfazies des Tonflysches ist nicht sicher

43) MAUGERI-PATANÈ fand südöstlich von Longi in Gesteinen, die petrographisch nicht vom Tonflysch zu unterscheiden sind, *Macrosphites ivani* Puzos. Er glaubte darum, große Teile des Tonflysches in die Unterkreide stellen zu müssen. Jedoch ist die Unterkreide meist als Kieselknollenkalk entwickelt. Außerdem ist sie konkordant zwischen Jura und Oberkreide eingeschaltet, während der Tonflysch diskordant auf das Mesozoikum übergreift. Ich kann mich seiner Schlußfolgerung daher nicht anschließen.

nachgewiesen⁴⁴). Die Reliefenergie kann in dieser Zeit in Sizilien somit nur gering gewesen sein.

Eozän.

Im Eozän sammelten sich in der Senke am Südrand des Kalabrischen Massivs mächtige Konglomerate und Sandsteine an.

Helle feste, z. T. grobsandige Kalke sind auf die Basis des Eozäns beschränkt, wo sie in Gestalt kleiner Linsen auftreten. Bei Taormina (Tafel 5) haben sich im Vallone S. Venera zahlreiche große Nummuliten darin gefunden. Nach DI STEFANO & CORTESE (1891 S. 235):

Nummulites perforatus D'ORB.

„ *laevigatus* LMK.

Assilina spira DE ROISSY

Die Kalke gehören dem Mittellutet an. Auch südlich von Galati (Tafel 6) beobachtete MAUGERI-PATANÈ (S. 161) eine konglomeratische Kalklinse mit großen Nummuliten.

Darüber folgen bei Taormina und Galati (Tafel 6) Konglomerate und Sandsteine. Ihre Mächtigkeit beträgt bei Giardini über 300 m, bei Letojanni (Tafel 5) über 400 m. Die Gerölle bestehen z. T. aus mesozoischen Kalken, meist aber aus Phylliten und Kristallin. Grobe porphyrische Granite herrschen vor; daneben finden sich Gneise, Granatschiefer, Porphyre u. a. Petrographisch entsprechen die Gerölle den Gesteinen der Peloritaner Berge. Die Gerölle erreichen südlich von Taormina cbm-Größe. Bei Letojanni beobachtete ich sogar Blöcke von 8 cbm. Die Größe der Gerölle nimmt also nach Norden zu. Dort, in den Peloritaner Bergen ist ihre Heimat zu suchen. Die Frische der Gerölle deutet auf einen raschen Transport hin. Er setzt ein starkes Gefälle voraus.

Das Alter dieser grobklastischen Sedimente ergibt sich aus folgenden Fossilien, welche ich im Vallone S. Venera bei Taormina in dem Bindemittel des Konglomerates sammelte:

Nummulites perforatus DENYS DE MONTFORT

„ *lucanus* DEFR.

„ *atacicus* LEYM.

„ *helveticus* KAUFM.

Da große mittellutetische Formen fehlen, ebenso wie typisch ober-eozäne, sind die Konglomerate ins Oberlutet zu stellen.

In der gleichen Fazies lassen sie sich von Taormina über Novara [G 2] bis Galati verfolgen. Häufig sind die Konglomerate geringmächtig und gehen nach oben sehr bald in Sandsteine und

⁴⁴) Sofern nicht die Sandsteine, die bei Novara, Patti, Castoreale [G 2] und andernorts mit ganz geringmächtigen Basalkonglomeraten transgredieren, hierher gehören.

Tone über, wie nordwestlich von Roccella [G 2]. Diesen Horizonten entsprechen wohl die Mergelschiefer, die am Kap S. Andrea bei Taormina auf Mesozoikum transgredieren. In ihnen fand CHECCHIA-RISPOLI (1906) eine Foraminiferenfauna des Lutet-Auvers.

In Südkalabrien, im Süden des Aspromonte, wird das Eozän von ähnlichen oberlutetischen Konglomeraten und Sandsteinen wie in Sizilien vertreten.

Die Mächtigkeit der Lutetkonglomerate und die Größe der Gerölle weisen auf eine starke und rasche Absenkung der Saumtiefe am Südrand des Kalabrischen Massivs hin.

Oligozän.

Wohl dem Oligozän gehören die glimmerigen Sandsteine an, die bei Letojanni (Tafel 5) diskordant das Eozän überlagern. Ihre Mächtigkeit beträgt mehrere 100 m. An Fossilien fand sich nur Pflanzenhäcksel, doch sind die Sandsteine älter als das Torton von Giardini (Tafel 5) und weichen petrographisch ab von dem Burdigal der Madonie und Caronie (Nordsizilien)⁴⁵⁾ (s. S. 162).

Bei Letojanni zeigen subaquatische Rutschungen in diesen Sandsteinen ein Gefälle von Norden nach Süden. Die Hebungstendenz der kristallinen Gebiete überdauert also das Eozän, wenn auch das Gefälle im Oligozän wohl weniger groß war.

3. Die alttertiäre Senke am Ostrand des Kalabrischen Massivs.

Eozän.

Im Osten des Kalabrischen Massivs ist Alttertiär nur stellenweise erhalten. An der Basis liegt bei Stilo [F 5] ein unreiner, z. T. kristalliner Kalk mit zahlreichen Lepidocyclinen. Auch mergelige Bänke mit Muscheln und Seeigelstacheln sind eingeschaltet. Gelegentlich sind sie konglomeratisch. Ich sammelte in diesem Kalk:

Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata MICH.

cf. *formosoides* H. DOUV.

CORTESE (1895 S. 119) führt an:

Operculina canalifera D'ORB.

Orbitoides (Orthophragmina) dispansa Sow.

Die erstere deutet auf unteres bis mittleres Lutet, während *Orbitoides dispansa* im mittleren und oberen Eozän vorkommt. Lepi-

45) Die sehr ähnlichen Sandsteine, die andernorts vielfach durch Wechselagerung aus den Oberlutetkonglomeraten hervorgehen, mögen z. T. auch das Oligozän mitvertreten. Dagegen dürften die auf der geologischen Karte als Oligozän dargestellten Tone und Sandsteine in Südkalabrien dem Burdigal angehören (vgl. S. 162).

docyclinen treten bei Verbicaro [B 4] ebenfalls schon im Lutet auf (vgl. S. 100). Da der Kalk von Stilo in seiner Fazies an die Mittel-lutetkalk Nordkalabriens und Siziliens erinnert, könnte er ebenfalls dem Mittellutet angehören, zumal er von einer Konglomerat-Sandstein-Serie überlagert wird, die der Oberlutet-Serie von Rossano und Sizilien (S. 115) entspricht. Diese Konglomerate greifen meist unmittelbar auf Grundgebirge über. Das Eozän gliedert sich bei Stilo folgendermaßen:

Hangendes : Miozän.

1. 200—250 m graue und rote plastische Tone mit Kalkbänken. Unten Kalksandsteine und mergelige Tone
2. 100—150 m Sandsteine und Konglomerate
3. 100—150 m dunkle sandige Tone
4. 20— 30 m grobe Kristallinkonglomerate
5. 10— 20 m Lepidocyclinenkalke

Bei Agnana (Südkalabrien) finden sich über den Basalkonglomeraten Braunkohlenflöze.

Bei Cropalati und Paludi [B 6] beginnt der Flysch oberhalb der Straßenbrücke im Coseria-Tal mit 10—30 m mächtigen roten und grauen Basalkonglomeraten. Unter den Geröllen, die z. T. cbm-groß werden, finden sich Granite, Phyllite, Gesteine des Lias, rote Doggerkalke, weiße Kalke und bunte Kieselschiefer des Tithons. Darüber folgen bis 150 m Sandsteine, sandige Letten, bunte Tone, Quarzite und schiefrige Mergel. Kalke überwiegen namentlich im höheren Teil. Linsenförmige Einlagerungen von Konglomeraten finden sich auch noch in den Sandsteinen über der Basis. Nach Westen hin keilen die Konglomerate aus, sodaß die Sandsteine und Kalke unmittelbar auf Grundgebirge und Lias übergreifen.

In den Sandsteinen über den Basalkonglomeraten fand ich SSW von Rossano [B 6] im Colognati-Tal *Nummulites perforatus* DENYS DE MONTFORT. Nach oben folgen in Ost- und Südkalabrien überall Schiefertone mit dünnen Kalkbänken. Aus dem höheren Teil des Eozäns von Paludi erwähnt DI STEFANO (1904 S. 116):

- Nummulites biarritzensis* D'ARCH. et H.
 (= *Nummulites atacicus* LEYM.)
 „ *tshihatcheffi* D'ARCH.
 (= *Nummulites helveticus* KAUFM.)
 „ *guettardi* D'ARCH. et H.
 „ *garganicus* TELL.
 „ *subgarganicus* TELL.
 „ *striatus* D'ORB.
Assilina spira DE ROISSY
 „ *subspira* DE LA HARPE

Aus dem Kalk-Ton-Flysch von Bianco (Südkalabrien) führt CORTESI (1895 S. 129) u. a. folgende Formen an:

Nummulites perforatus D'ORB.

„ *guettardi* D'ARCH. et H.

„ *biarritzensis* D'ARCH. et H.

Ebenso wie in Nordkalabrien und Sizilien gehört also auch im Osten des Kalabrischen Massivs der Flysch hauptsächlich dem Oberlutet an.

Die Mächtigkeit des Oberlutets beträgt bei Stilo 600 m, bei Rossano über 200 m.

Oligozän ist im Osten des Kalabrischen Massivs noch nicht nachgewiesen.

Auch am Ostrand des Kalabrischen Massivs zeigen also die Alttertiärablagerungen mit ihren vielen grobklastischen Einschaltungen die ständige Hebung der zentralen kristallinen Gebiete an.

Zusammenfassung.

Die prä- und postorogene Bildung der Saumtiefen.

Bei einem Vergleich der alttertiären Ablagerungen in den Randgebieten des Kalabrischen Massivs fällt auf, daß die Sedimente im Norden ungleich mächtiger als im Süden und Osten sind. Dieser Unterschied ist z. T. die Folge späterer Abtragung, im wesentlichen beruht er aber auf stärkerer Sedimentation und damit auf größerer Senkungstendenz des südapenninen Flyschtroges. Damit steht im Einklang, daß die Grünen Gesteine des Eozäns auf ihn beschränkt sind.

Dieses verschiedene Verhalten der alttertiären Tröge im Norden und Süden des Kalabrischen Massivs hängt wohl mit dem verschiedenen Alter der Hauptfaltung in beiden Gebieten zusammen (s. S. 119 ff.). Der südapennine Eozäntrog ist älter als die Hauptfaltung, der sizilische dagegen jünger. Der südapennine Trog ist eine echte Vortiefe vor dem wachsenden Gebirge, der sizilische Eozäntrog dagegen nur eine posthume Randsenke auf dem fertigen Gebirgsbau (s. Tafel 8). — Die Gebiete mit laramischer Gebirgsbildung zeigen im Eozän im allgemeinen Hebungstendenz, während die Gebiete mit jüngerer Gebirgsbildung im Eozän noch stark sinken.

D. Das Bewegungsbild des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete zur Zeit der Hauptfaltung.

Das vormesozoisch angelegte Kalabrische Massiv bildete im Mesozoikum eine Geantiklinale gegenüber seinen sinkenden Randgebieten. Wie verhält sich nun diese Schwellenzone gegenüber den Orogenesen, die mit dem Beginn des Tertiärs einsetzen? Wandert z. B. die Faltung auf das Kalabrische Massiv zu oder vom Massiv weg in die umgebenden Geosynklinalräume hinein? Wohin sind die Vergenzen gerichtet? In welcher Weise und in welchem Ausmaß wird auch die relativ stabile Schwelle des Kalabrischen Massivs alpin disloziert?

Wir betrachten zunächst die Zeitlichkeit der Orogenesen.

1. Das Alter der Bewegungen.

a) Bewegungen vor dem Eozän.

α) Am Nordrand des Kalabrischen Massivs.

Der Eozänflysch des Südapennins greift bei Lagonegro [A 4] bis auf die ladinische Stufe über, während westlich von Lagonegro, bei Sapri [A 3] und im Dolcedorme (bei Castrovillari [B 5]) noch mächtige Oberkreide erhalten ist. Schon diese übergreifende Lagerung weist auf Bewegungen hin, die nach der Kreide (Turon) und vor dem Eozän (Mittellutet) stattgefunden haben. Es hat sich dabei in Nordkalabrien und in der südlichen Basilicata vor dem Eozän eine NW-SE streichende Zone der Aufwölbung gebildet, in deren Kern Muschelkalk und Hauptdolomit zu Tage treten. Gelegentlich ist auch eine Winkeldiskordanz erschlossen, wie am Ostgipfel des M. Alpi bei Latronico [A 4] (s. Abb. 25 Mitte). Aber im allgemeinen ist doch das Ausmaß der voreozänen Bewegungen im Südapennin sehr gering.

β) Am Südrand des Kalabrischen Massivs.

Am Südrand des Kalabrischen Massivs haben sich dagegen erhebliche laramische Bewegungen ereignet. Es sind zwei Phasen zu unterscheiden: Die erste Orogenese ist vor Ablagerung des sizilischen Tonflysches (s. S. 114) eingetreten. So greift der Tonflysch z. B. 2 km südöstlich von Longi (Tafel 6) auf paläozoische Phyllite über, während 2 km östlich am M. Filice noch Turon und an der Serra dei Ladri noch Senon erhalten ist.

Ebenso greift der Tonflysch 2 km südlich von Taormina auf Paläozoikum über, während bei Giardini (Tafel 5) noch Unterkreide erhalten ist. Genaueres über das Ausmaß dieser Diskordanz läßt

sich bislang nicht aussagen, da ich sie nirgends aufgeschlossen sah. Bei Roccella Valdemone [G 2] ist Tonflysch auf große Erstreckung an einer Verwerfung gegen einen Schuppenbau von Mesozoikum und Paläozoikum abgesunken.

Die zweite Orogenese ereignete sich nach der Ablagerung des Tonflysches und vor dem Mittellutet. Die oberlutetischen Konglomerate von Taormina-Giardini, an deren Basis vielerorts Kalklinsen des Mittellutets nachgewiesen sind, greifen mit starker Diskordanz auf Tonflysch, Phyllite und Mesozoikum über (s. Tafel 5 und Abb. 47). Besonders klar ist im Vallone S. Venera das Auflager von nummulitenreichen Konglomeraten auf dem fertigen Schuppenbau aufgeschlossen.

Ebenso ruht bei Galati und Longi (Tafel 6) kaum gestörtes Lutet auf einem Schuppenbau, in den bei Longi noch der Tonflysch einbezogen ist. Auch in der Schuppenzone von Roccella ist gelegentlich Mesozoikum mit dem sonst posttektonischen Tonflysch verschuppt. Es handelt sich hierbei um schwache posthume Bewegungen. Von gleichem Alter ist die große Verwerfung, die hier den Tonflysch gegen die Schuppenzone begrenzt. Denn in dem gehobenen Flügel ist unter dem transgredierenden Oberlutet kein Tonflysch mehr erhalten. Er wurde dort vorher abgetragen.

Voreozän ist auch die große Kristallinüberschiebung in den Peloritaner Bergen, da dieselben Konglomerate, die bei Taormina und Galati die Lutetfauna geliefert haben, östlich von Novara (Tafel 5) die Stirn der Decke überlagern. Zudem ist das Eozän von Novara, Forza d'Agrò, Letojanni und Taormina-Giardini (Tafel 5) ungewöhnlich reich an mächtigen Kristallinkonglomeraten (s. S. 115), während das Basalkonglomerat des Lias, das die einzige klastische Einschaltung im Mesozoikum dieser Gegend darstellt, nur Gerölle aus der Phyllitserie enthält⁴⁶⁾. Schon das weist darauf hin, daß die Kristallinüberschiebung erst in alpidischer Zeit, d. h. in der

46) LIMANOWSKI (1909 S. 12) erwähnt, daß das Basalkonglomerat des Lias reich an kristallinen Geröllen (Granit, Gneis) sei. Er hat jedoch dabei immer das Basalkonglomerat des Lias mit den Oberlutetkonglomeraten (vgl. S. 115) verwechselt, z. B. bei Forza d'Agrò (Tafel 5), wo die Eozänkonglomerate von Lias überfahren sind, was eine normale Schichtfolge vortäuscht (vgl. Abb. 50, Profil 12). Im Liaskonglomerat, das im Gegensatz zu den groben Lutetkonglomeraten auch stets sehr feinstückig ist, beobachtete ich niemals Kristallingerölle. Andererseits führen die Lutetkonglomerate neben dem Kristallin auch noch viel aufgearbeitete mesozoische Kalke. Schon deshalb können sie nicht die Basalschichten des Mesozoikums sein.

laramischen Phase, erfolgte, wobei dahingestellt sein mag, ob vor oder nach dem Paleozän⁴⁷⁾.

Auch im Aspromonte war die Hauptfaltung im Eozän abgeschlossen; denn bei Palizzi [G 4] greift relativ wenig gestörter Eozänsandstein auf Phyllite über, während unmittelbar östlich das Mesozoikum intensiv mit Paläozoikum verschuppt ist. Ebenso ist auch hier die große Kristallinüberschiebung voreozän. Die Eozänkonglomerate transgredieren sowohl auf dem Kristallin wie auf den Phylliten (Tafel 3, G 4).

γ) Am Ostrand des Kalabrischen Massivs.

Bei Gerace [F 5] erweist sich eine steile Aufschiebung von Granit auf Jura als voreozän (Abb. 31). Oberlutet greift hier auf Granit, Phyllite und Mesozoikum über. Dieses ist über 200 m mächtig, verschwindet aber auf kurze Entfernung. Die Winkel-diskordanz berechnet sich auf etwa 30—40°.

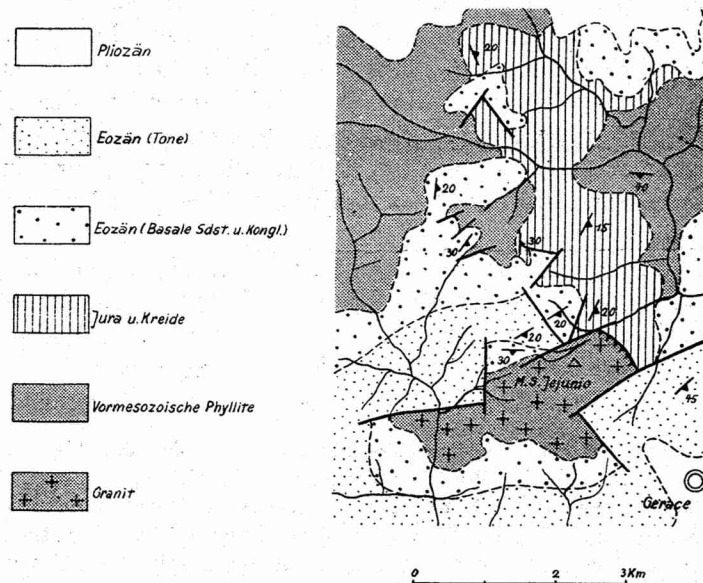


Abb. 31.

Vor- und nacheozäne Tektonik bei Gerace (Südkalabrien) [F 5].

47) Südwestlich von Castoreale [G 2] liegt eine Tonschieferserie auf dem Kristallin. Sie ähnelt dem Tonfisch, und man könnte sie daher mit ihm parallelisieren. Wenn das richtig ist, dann ist die Kristallinüberschiebung schon vor dem ? Paleozän erfolgt.

Auch im äußersten Nordosten des Kalabrischen Massivs, bei Rossano-Longobucco [B 6 und C 6], ist es zu heftigen laramischen Bewegungen gekommen. Die Oberlutetkonglomerate von Cropolati sind wenig gestört und greifen auf Grundgebirge über, während in nächster Nachbarschaft der viele 100 m mächtige Jura intensiv mit dem Paläozoikum verschuppt ist⁴⁸⁾ (s. Abb. 54).

Ergebnis.

Voreozän ist also die Hauptfaltung am Süd- und Ostrand des Kalabrischen Massivs. Dagegen waren die voreozänen Bewegungen im Norden des Kalabrischen Massivs nur geringfügig.

b) Bewegungen nach dem Eozän.

α) Am Nordrand des Kalabrischen Massivs.

Am Nordrand des Kalabrischen Massivs ist zwischen Diamante und S. Sosti [B 4] weithin eine metamorphe bzw. kristalline Serie auf den Eozänflysch überschoben. Die Überschiebung ist hier postoberlutetisch. Auch bei S. Severino [A 5] liegt eine Kristallinklippe auf Oberlutet (s. S. 133 ff.). Da das Eozän des Südapennins andererseits nur mit schwacher Winkeldiskordanz auf dem Mesozoikum liegt und das transgredierende Torton (bzw. Oberhelvet) nicht mehr erheblich gestört ist, erfolgte die Hauptfaltung in der nördlichen Randzone des Kalabrischen Massivs postoberlutetisch-prätortonisch.

Das Alter näher zu begrenzen ist schwer. Fragliches Oligozän findet sich nur an der Serra Spine bei Latronico [A 4] und am M. Sparviere bei Cerchiara [A 5] (s. S. 97). Es liegt konkordant auf dem Eozän. Hier ist also die Hauptfaltung vermutlich in der savischen oder steirischen Phase erfolgt. Weiter südwest-

48) WIJKERSLOOTH (1934 S. 320—321) nimmt an, daß der Lias der Sila (Rossano) auf einen fertigen Deckenbau transgrediere, welcher am Ende der Trias, also in der altkimmerischen Phase entstanden sein soll. WIJKERSLOOTH schließt daraus weiter, daß das gesamte „calabridische Orogen“ in der Hauptsache altkimmerisch gefaltet sei und nur noch eine relativ geringfügige Nachfaltung pyrenäischen Alters erlitten habe.

Wie im einzelnen gezeigt wird, ist das Alter der Faltung in den einzelnen Teilen Kalabriens aber recht verschieden. Ferner haben sich nirgends Anhaltspunkte für eine ältere alpidische Faltung als die laramische ergeben. Gerade der Jura von Rossano wurde laramisch gefaltet, während hier von einer pyrenäischen Nachfaltung jede Spur fehlt. Die Diskordanz unter dem Lias gehört der variscischen Ära an (vgl. S. 75), in welcher die gesamten zentralen Teile des Kalabrischen Massivs gefaltet und metamorphosiert wurden. Außerdem läßt sich gerade im Osten des Kalabrischen Massivs nirgends ein Deckenbau nachweisen.

lich ist kein Oligozän erhalten geblieben. Wir wissen also nicht, ob es auch hier konkordant auf dem Eozän lag wie am M. Sacro (nordwestlich von Sapri [A 3]) oder diskordant wie bei Sorrent. Jedenfalls könnte nahe der tyrrhenischen Küste die Hauptfaltung voroligozän sein. Auch die Geröllanalyse des ? Oligozänkonglomerates vom M. Sparviere vermag die Frage nicht zu entscheiden. Denn die aufgearbeiteten mesozoischen Kalke können von Süden (aus der Zone der Iaramischen Faltung von Rossano) gekommen sein und die Grünen Gesteine aus dem Grundgebirge des Kalabrischen Massivs stammen. Sie brauchen nicht von einer posteoazän-präoligozän gefalteten Zone des Südpennins abgeleitet zu werden.

β) Am Südrand des Kalabrischen Massivs.

Während am Nordrand des Kalabrischen Massivs bedeutende Bewegungen nach dem Eozän stattfanden, sind die posteoazänen Bewegungen am Südrande geringfügig. Das Eozän, das diskordant auf der Stirn der großen Kristallinüberschiebung liegt, ist nicht mehr gestört worden. Nur in den Schuppenzonen von S. Agata (Tafel 6), Novara und Taormina (Tafel 5) sind gelegentlich neue Schubflächen wieder aufgerissen. Bei S. Marco (Tafel 6) ist der transgredierende Lutetsandstein noch steil mitverschuppt. In ähnlicher Weise haben am Kap S. Andrea bei Taormina Phyllite Oberlutet (bezw. Auvers) überfahren, wie LIMANOSKI (1909 S. 51) gezeigt hat. Bei Forza d'Agrò (Tafel 5) sind Juradolomit und Phyllite intensiv mit groben Oberlutetkonglomeraten und Kalkbrekzien verschuppt (Abb. 49). In derselben Weise ist in den Schuppenbau von Novara (Abb. 50) Oberlutet mit einbezogen. Hier liegen Bryozoen sandsteine des ? Burdigals diskordant auf den Schuppen. Die posteoazänen Verschuppungen dieser südlichen Randzone sind also präburdigal.

Bei Forza d'Agrò greifen dagegen Sandsteine, die wir S. 116 als Oligozän gedeutet haben, über den postoberlutetischen Schuppenbau hinweg bis aufs Grundgebirge (Abb. 49). Bis zum Beweise des Gegenteils ist also die Vermutung berechtigt, daß der jüngere Schuppenbau am Südrand des Kalabrischen Massivs pyrenäischen Alters ist.

Aber auch das Oligozän von Forza d'Agrò-Letojanni ist noch von tektonischen Bewegungen betroffen worden, die es erheblich gekippt haben. Fallen doch die Sandsteine bei Letojanni mit über 35° ein. Das Alter dieser Bewegungen läßt sich nicht genau feststellen, da jüngere Schichten hier fehlen. Doch ist das Obermiozän im Bereich der Peloritaner Berge nirgends so stark disloziert.

Wahrscheinlich ist also das Oligozän vor dem Obermiozän aufgerichtet worden.

An der Süd- und Ostküste Kalabriens ist das Eozän nicht mehr verschuppt. Indessen greifen bei Ferruzzano und nördlich von Melito [G 4] untermiozäne Sandsteine und Tone auf Cenoman bezw. Grundgebirge über. Es haben also auch hier postobertetisch-präburdigale Bewegungen stattgefunden.

Zusammenfassung.

Das Wandern der Faltung in die Randgebiete.

Wo alttertiäre Sedimente fehlen, wie in manchen Teilen des Kalabrischen Massivs, bleibt das Alter der Hauptfaltung unbekannt. In den Randzonen ist eine genauere Datierung wegen des Fehlens von sicherem Oligozän problematisch.

Wenn so im einzelnen die Zeitlichkeit der Tektonik auch ungewiß ist, so ist sie in den großen Zügen wohl geklärt: wie Abb. 57 zeigt, ist die Hauptfaltung im Zentralgebiet des Kalabrischen Massivs und an seinem Süd- und Ostrand voreozän, in der nordwestlichen Randzone dagegen nacheoazän. Auch am Südrand in Sizilien stellen sich bei Novara und Forza d'Agrò [G 2, 3] jüngere (nacheozäne) Bewegungen ein. Die Faltung wandert also von den Zentralgebieten in die Randzonen.

Es wäre interessant, das Wandern der Faltung in Gebiete zu verfolgen, die noch weiter vom Kalabrischen Massiv entfernt sind. Scheint doch z. B. das Miozän bei Corleone (südlich von Palermo) diskordant auf einem älteren Faltenbau zu liegen, während es im Sositotal (Südsizilien), d. h. in einer äußeren Randzone, noch von kräftigen Bewegungen (Überschiebungen) betroffen ist.

2. Art, Richtung und Ausmaß der Bewegungen.

a) Der Deckenbau

am Nordrand des Kalabrischen Massivs (s. Tafel 3, 4, 7).

Vorbemerkung.

Über das tektonische Verhältnis des Kalabrischen Massivs zum Mesozoikum des Südapennins sind recht verschiedene Gedanken geäußert worden. Zunächst betrachtete man das Mesozoikum des Kalkapennins als das primäre Hangende des Kalabrischen Kristallins (CORTESE). Man kannte die klar erschlossene Transgression des Jura über Granit bei Rossano [B, C 6] und schloß daraus auf eine ähnliche Transgression der Trias bei Belvedere [B 4]. Dieser einfachen Übertragung widersprachen aber die Verhältnisse. Bereits

1913 hatte LIMANOWSKI in einer sehr anregenden Arbeit darauf hingewiesen, daß der Kalkapennin unter das Kristallin des Kalabrischen Massivs tauche. Er betrachtete den Hauptdolomit von Cetraro [B 4], vom M. Cocuzzo bei Fiumefreddo [C 4] und die Trias von Spezzano Albanese [B 5]⁴⁹⁾ als fensterartige Aufbrüche im kalabrischen Kristallin, das er als riesige Decke deutete. KOBER (1931) dagegen bemerkte eine metamorphe Schichtfolge (Mesozoikum und Flysch) am Fuße des Kalkapennins und hatte den Eindruck, daß diese unter dem Kalkapennin läge, daß mithin der Kalkapennin als Schubmasse auf Kristallin und Metamorphikum des Kalabrischen Massivs verfrachtet wäre. Demgemäß stellte er folgendes Schema auf (von oben nach unten):

Toskaniden (Kalkapennin)

Kalabriden (Schieferapennin, Pennikum im „Fenster von Kalabrien“.)

Spezialkartierungen und Profilaufnahmen waren zur Klärung der Tektonik notwendig.

a) Die Art der Bewegungen.

1. Das Untertauchen des südapenninen Mesozoikums unter das Kristallin des Kalabrischen Massivs.

Wo zwischen Scalea und Belvedere [B 4] der Südapennin sich zur tyrrhenischen Küste senkt, taucht allenthalben das Mesozoikum mit seinen eozänen Deckschichten unter eine Serie metamorpher Schiefer und Kalke, die wohl der karnischen Stufe angehören (s. S. 78). Sie werden ihrerseits von zerütteten Gneisen und Graniten überlagert (Tafel 4 und Abb. 34). Darauf hat zuerst LIMANOWSKI hingewiesen (1913 S. 376). TEICHMÜLLER (1932 a S. 25 u. 27) hat diese Angaben im Profil von Belvedere bestätigt. Ich selbst verfolgte die gleichen Verhältnisse bis S. Agata d'Esaro (Tafel 4). Auch dort taucht das Mesozoikum unter Kristallin.

2. Das Fenster von Cetraro (s. Tafel 4).

Besonders klar ist das Auflager von Kristallin auf Mesozoikum bei Cetraro. Die Berggipfel werden von Kristallin gebildet, in den Tälern tritt darunter die metamorphe Trias zu Tage. Die Überschiebungsbahn ist in der Umgebung von Cetraro vieler-

49) Aus dem Kalk von Spezzano Albanese erwähnt E. SUESS (III, 2, S. 241) Crinoiden. Der Kalk ist aber nicht mit dem norischen Hauptdolomit zu parallelisieren, sondern gehört in die metamorphe karnische Serie. Er gleicht den dünn-schichtigen Kalken der Umgebung von Cetraro.

orts aufgeschlossen, so z. B. an der Serra dei Monaci, 6,5 km nördlich von Cetraro (s. Abb. 32). Der Gipfel der Serra besteht im wesentlichen aus Granatgneis und Hornblendit. Darunter liegen die Phyllite der metamorphen Trias. Der Kontakt folgt annähernd

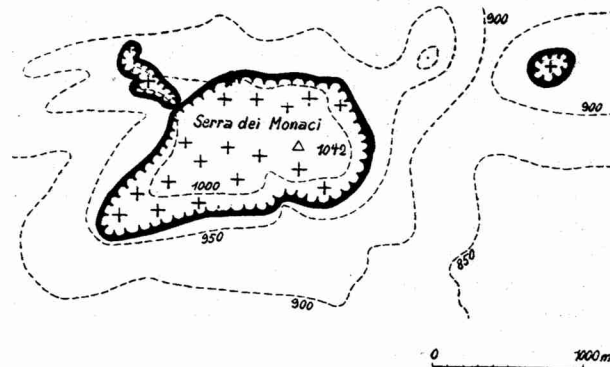


Abb. 32. Die Klippen der Kristallindecke an der Serra dei Monaci im Fenster von Cetraro [Nordkalabrien, B 4].
Kristallin (Kreuzsignatur) liegt flach auf metamorpher Trias. Gestrichelte Linien Isohypsen.

den Höhenlinien, das Auflager muß also ganz flach sein. In den beiden kleinen Klippen ist es unmittelbar zu beobachten. Eine nahezu horizontale Mylonitzone trennt Kristallin und Phyllite. Die Trias ist nicht kontaktmetamorph, das Kristallin muß somit überschoben sein.

Weitere Klippen finden sich auf dem Hauptkamm östlich der Serra dei Monaci. Gut aufgeschlossen sind sie ferner bei Acquappesa (s. Tafel 4 und Abb. 33). Auch hier ist das Auflager flach. Das ergibt sich aus dem weiten Zurückspringen der Überschiebung in den Tälern. Am Wege 1,5 km ESE von Acquappesa ist es auch unmittelbar zu beobachten. Auch hier sind die triadischen Phyllite nicht kontaktmetamorph (s. auch Abb. 34).

Im Süden und Osten des Fensters von Cetraro schließen sich die Kristallinklippen zu einer mächtigen Schubmasse zusammen. Die Küstenkette südlich von Guardia Piemontese ist im wesentlichen eine Aufwölbung, in deren Kern unter der Kristallindecke die metamorphe Trias wieder zu Tage tritt [C 4, 5]. Auch bei Malvito (Tafel 4) erscheint in den Tälern die Trias unter der Kristallindecke. Die Überschiebungsbahn ist hier ebenfalls annähernd horizontal.

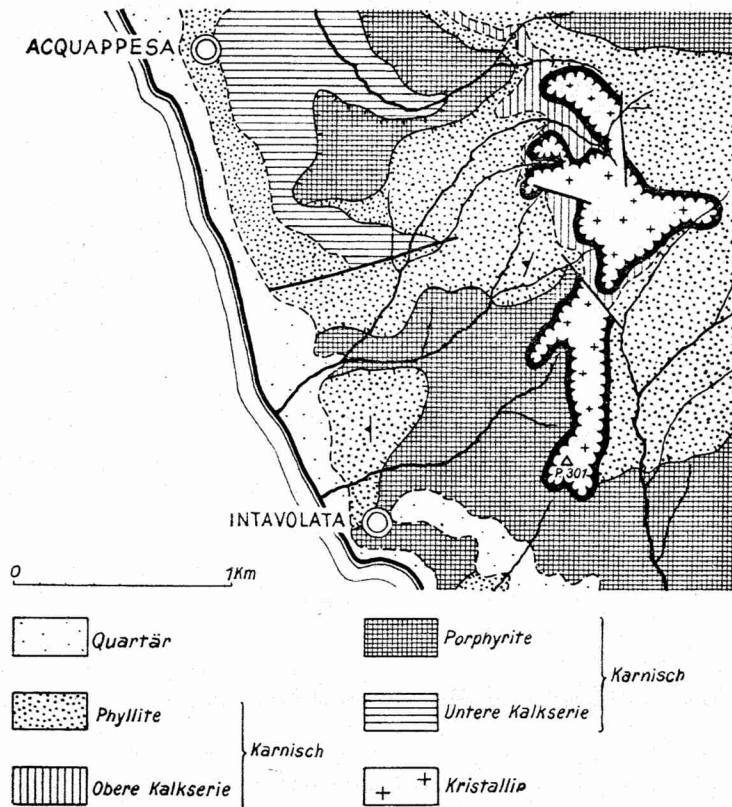


Abb. 33. Die Klippen der Kristallindecke bei Acquappesa im Fenster von Cetraro (Nordkalabrien) [C 4].

In dem schmalen Gürtel kristalliner Gesteine, der im Norden das Fenster von Cetraro abschließt, fällt dagegen die Kristallin-Phyllit-Grenze oft steil ein. Die Kristallindecke ist hier im Tal von Sangineto (Tafel 4) nach der Überschiebungsphase steil eingemuldet. Gelegentlich ist sie sogar mit deutlicher Nordvergenz verschuppt worden (s. Abb. 35). Nahe der Küste tauchen die Phyllite noch unter die Gneise (mit etwa 55°). Nach Osten hin wird der südliche Muldenrand aber immer steiler und ist schließlich überkippt. 1 km WSW von Sangineto liegen Hornblendite und Granite der Kristallindecke unter triassischen Diabas-Porphyriten. Bei Sangineto (Tafel 4) erreicht die Überkipfung ihren Höhepunkt. Triaskalke aus dem Liegenden der Decke sind ziemlich flach auf Kristallin verschuppt. In ihnen findet sich ein kleiner Granitkeil,

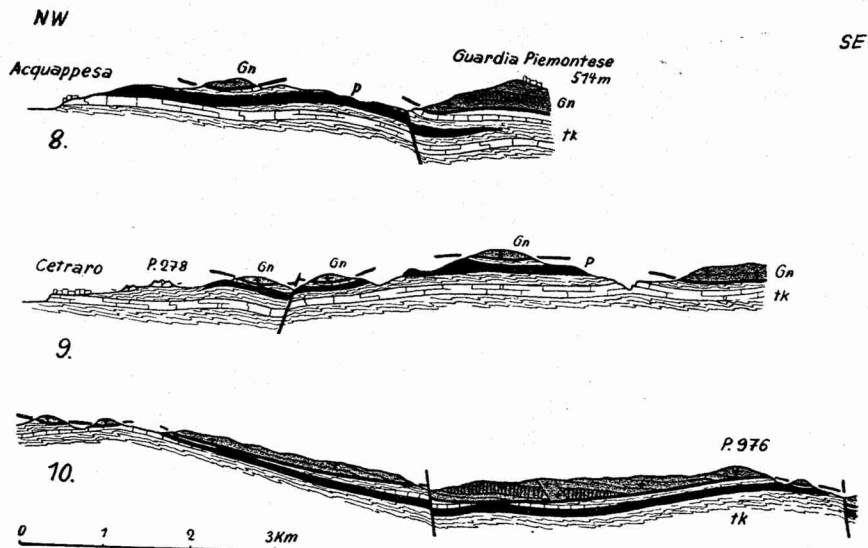


Abb. 34. Der Deckenbau im Fenster von Cetraro (Nordkalabrien)
[B 4, C 4].

Die Zahlen 8—10 weisen auf die Profilinien der Tafel 4. Gn Granatgneis-Serie (senkrecht schraffiert Hornblendite), tk metamorphe Gesteine der karnischen Stufe, P karnische Diabas-Porphyrite.

eine Spezialverschuppung⁵⁰⁾. Östlich von Sangineto verklingt die Überkipfung. Die Deckenmulde ist zunächst noch steil und tief, der Kristallinstreifen sehr schmal. Aber weiter östlich hebt sich die Muldenachse heraus. Gleichzeitig verflacht sich die Mulde und das Kristallin nimmt wieder eine breite Fläche ein.

Die Kristallindecke ruht zwischen S. Agata d'Esaro und Belvedere auf der metamorphen Trias von Cetraro. Diese überfährt den Flysch des Südapennins. Die Trias im Fenster von Cetraro ist also nicht mit der Trias des Südapennins zu parallelisieren, wie LIMANOWSKI annahm (1909 S. 377). Die Trias von Cetraro gehört vielmehr einer höheren Schubmasse an, deren Bedeutung allerdings gegen die Kristallindecke, die höchste Einheit, zurücktritt.

50) Solche Spezialverschuppungen sind hier häufiger. 2,5 km ESE von Belvedere findet sich in der Kristallindecke ein kleiner Keil von metamorpher Trias, ebenso 3,5 km nordöstlich von S. Agata (s. Tafel 4).

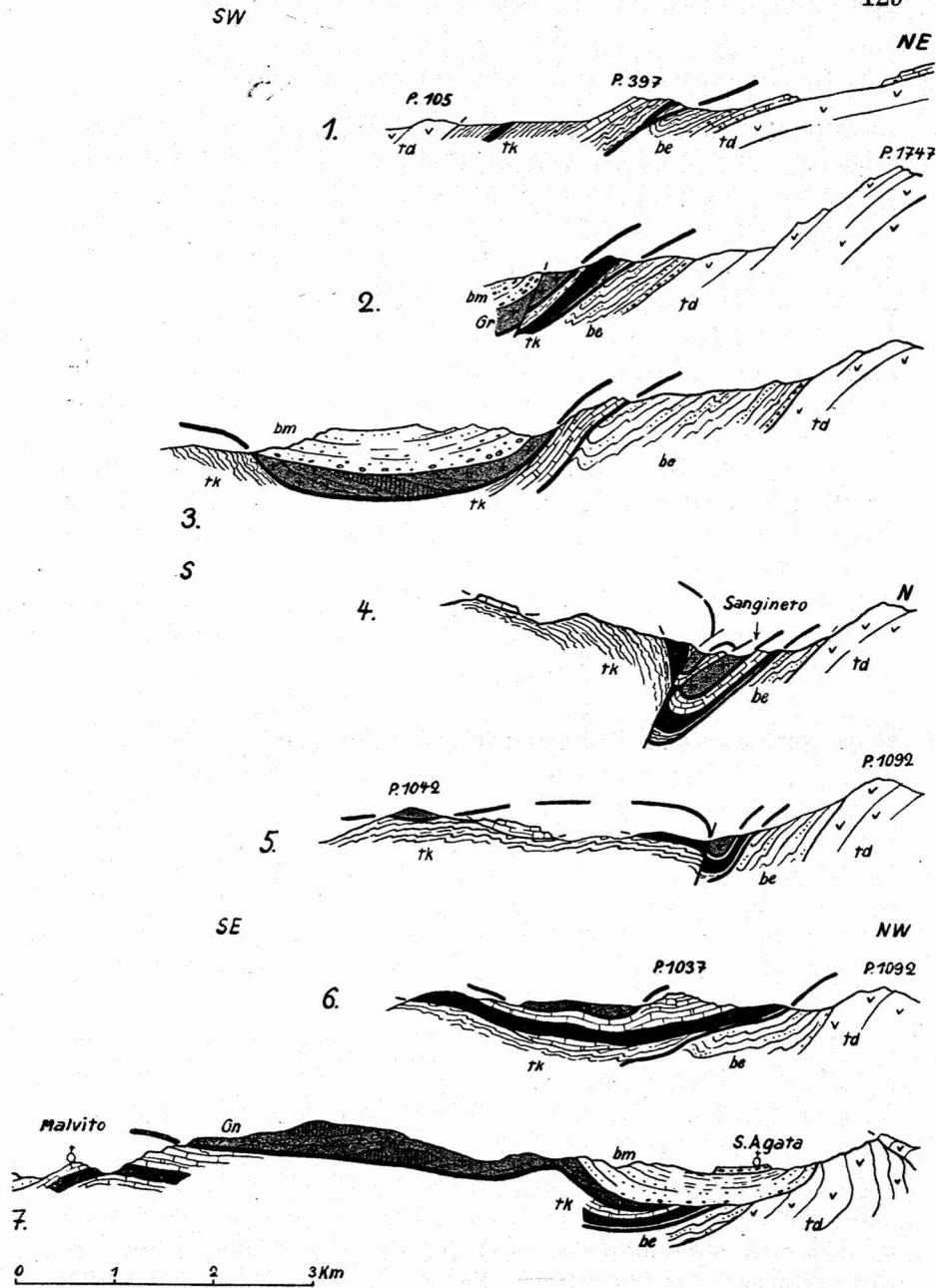


Abb. 35. Das Abtauchen des südapenninen Mesozoikums unter die Decken des Kalabrischen Massivs [B 4].

Profil 1 bei Scalea, die Linien der Profile 2—7 s. Tafel 4. Gn Granatgneis-Serie (Gr Granit, senkrecht schraffiert Hornblendite), tk metamorphe karnische Stufe (schwarz Diabas-Porphyrite), td Hauptdolomit, be Eozän, bm Miozän.

3. Die Dynamometamorphose in den nordkalabrischen Decken.

Die Kristallindecke setzt sich bei Cetraro aus Hornblenditen, Graniten, Kinzigiten und anderen Gneisen zusammen („Diorit-Kinzigit-Formation“, vgl. S. 67). Nahe der Deckenbasis ist dieses Kristallin häufig mylonitisiert, während in den höheren Teilen der Decke die tektonische Beanspruchung abnimmt, so daß dort die Quarze oft kaum noch undulierend auslösen.

Die Gesteine der metamorphen Trias wurden unter der Kristallindecke meist sehr stark durchbewegt. Die Gipse zeigen Gefügeregelung. Tonschiefer wurden zu Phylliten, Mergel zu Kalkphylliten. Kalke sind häufig kristallin geworden. Nicht selten beobachtet man Kataklyse. In einem Epidot-Albit-Schiefer wurden die Quarze völlig zermahlen; die Albite bestehen aus einem Pflaster von zahlreichen kleinen Kristallen, die z. T. mit den Quarztrümmern innig vermischt wurden.

Besonders stark wurden die Eruptivgesteine dynamometamorph verändert. Die Diabas-Porphyrite sind überall mehr oder weniger verschiefert. Häufig wurde das Gestein bis zur Unkenntlichkeit umgewandelt, indem die großen Feldspäte zu dünnen Tafeln ausgewalzt wurden. Gelegentlich sind an ihrer Stelle sogar nur noch dünne Häutchen erhalten oder selbst diese verschwunden, so daß das Gestein dann einem grünlich-violetten Tonschiefer gleicht. Ein solcher Diabas-Porphyrit aus dem Tal von Cetraro zeigt z. B. die Feldspäte ausgewalzt zu Lagen von kaum mehr als 1–2 mm Dicke, die jedoch eine Flächenausdehnung von über 10 cm² erreichen. Neugebildeter Lawsonit ist in die Schieferungsebene eingeregelt worden. Die Diabasstruktur der Grundmasse wurde durch die Schieferung ebenfalls völlig überarbeitet.

Noch weiter ging die Metamorphose der Diabas-Porphyrite bei Scalea, Diamante und der Fontana Tavolara (9 km WNW von Lungro [B 4, 5]). Hier kam es zu beträchtlicher Ummineralisation, indem aus den Augiten und dem Albitanteil der Plagioklase natronreiche Pyroxene entstanden wie Chloromelanit und Ägirinaugit. Aus dem Anorthitanteil der Feldspäte bildeten sich sekundäre Kalksilikate wie Lawsonit und Pumpellyit. In einem Endstadium der Metamorphose wurden die Natronpyroxene weiter in Glaukophan umgewandelt. Wo diese letzte Umwandlung größtenteils oder restlos vollzogen ist, sind stark schiefrige Gesteine entstanden (Glaukophan-Lawsonit-Serizit-Schiefer bei Scalea, Glaukophan-Pumpellyit-Lawsonit-Schiefer an der Fontana Tavolara, Glauko-

phan-Ägirinaugit-Lawsonit-Schiefer bei Diamante)⁵¹⁾. Andere Gesteine, in denen die Pyroxene noch größtenteils erhalten sind, haben ihre massige Textur beibehalten (Glaukophan-Chloromelanit-Pumpellyit-Fels bei Scalea und der Fontana Tavolara). Bei all diesen Glaukophan-Gesteinen ist jedoch in der Anordnung der sekundären Kalksilikate die Lage der ursprünglichen Plagioklase noch deutlich zu erkennen und damit die alte porphyrische oder diabasisch-körnige Struktur. (Ausführliche petrographische Beschreibung s. QUIRZOW 1935).

Der Hauptdolomit des M. S. Maria (1,7 km nordöstlich von Cetraro) ist gegenüber den anderen Gesteinen tektonisch nur wenig beansprucht. Er ist weder mylonitisiert noch gefaltet. CORTESE (1895) hat *Turbo solitarius* in ihm gefunden. Anders der Hauptdolomit am Friedhof von Cetraro. Er ist die Fortsetzung der Schichten vom M. S. Maria, aber intensiv mylonitisiert. Unterhalb des Friedhofes ist die Basis des Hauptdolomites aufgeschlossen. Die liegenden Phyllite sind stark gequält, eine große tektonische Bewegungsfläche bildet den Kontakt. Das hängt wohl damit zusammen, daß der massige Hauptdolomit ziemlich starr ist. Er konnte nicht so umkristallisieren wie die Eruptiva und auch nicht in dem Maße zerschiefert werden wie die tonig-mergelig-gipsigen Sedimente unter ihm⁵²⁾. Darum ist er über ihnen abgeschert. Als riesige Linse ist er bei Cetraro unter der Kristallindecke erhalten geblieben. Dabei ist der Kern der Linse wenig beansprucht, nur in den Randpartien ist der Hauptdolomit völlig zermahlen. Eine derartige selektive Dynamometamorphose ist die Regel. Auch bei S. Donato (Tafel 4) findet sich unter fossilführendem, wenig beanspruchtem Hauptdolomit eine dynamometamorphe schieferige Trias mit einem stark ausgewalzten Kalkkonglomerat (Abb. 21).

Fast überall sind die Gesteine der metamorphen Trias an einem System von zwei Scherflächen zerschiefert. Ihre Kombinationskanten bilden eine auffällige Striemung (s. S. 136). Die Dynamo-

51) Ich sammelte diese Gesteine bei Scalea 300 m östlich vom Bahnhof als lose Blöcke auf der Meeresterrasse. Gelegentlich sieht man sie auch anstehend in Verbindung mit Phylliten und Quarziten. An der Fontana Tavolara finden sie sich ebenfalls in Form von losen Blöcken auf den Feldern. Die Glaukophangesteine von Diamante stehen 2 km östlich der Ortschaft im Bonvicino-Tal an, in normalem Verband mit Phylliten und Stengelkalken. An der Straße nach Bonvicino sind sie gut aufgeschlossen.

52) Im Kalkapennin (z. B. nordöstlich vom M. Miglioso bei Belvedere) sind lediglich die höchsten Schichten des Hauptdolomites unter der Überschiebung in zerscherzte Kalkmarmore umgewandelt ebenso wie die basalen Kalke des Eozäns.

metamorphose ist in den tieferen Teilen stärker als in den höheren. Gelegentlich gehen die Phyllite nach unten in Glimmerschiefer über. Bei der Bewegung wurde Quarz in zahlreichen Gängen und Linsen abgeschieden. Stellenweise drangen auch erzbringende Lösungen auf, die z. B. die Quecksilbererze von S. Donato abgesetzt haben.

4. Die Triasfenster vom M. Cocuzzo bei Fiumefreddo [C 4, 5] und von Grimaldi [D 5] (s. Tafel 7a).

Die Trias des M. Cocuzzo hat LIMANOWSKI (1909 S. 377) bereits als Fenster im Grundgebirge gedeutet. Die Spezialuntersuchung bestätigte es (s. Abb. 36).

Heute überragt der Triasdolomit um mehr als 300 m das Kristallin und die Phyllite der Küstenkette. Junge Brüche begrenzen das Triasvorkommen. Dabei sind die Phyllite an den Störungen nicht nach unten, sondern stets nach oben geschleppt, die Kalke dagegen nach unten. Aus den Harnischen an den Wänden südlich

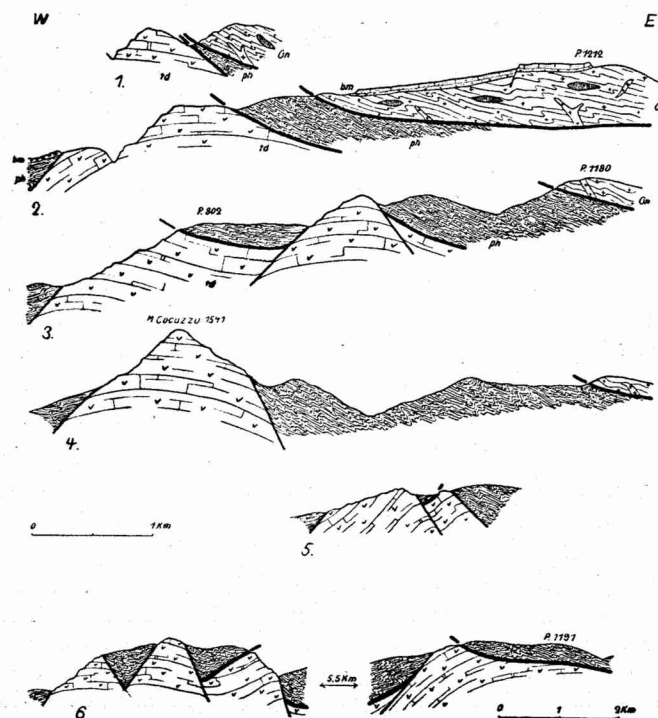


Abb. 36. Profile durch die Triasfenster von M. Cocuzzo bei Fiumefreddo und von Grimaldi (Kalabrien) [C 4, 5, D 5]. Die Zahlen 1—6 weisen auf die Profilinien der Tafel 7a. Gn Granatgneis-Serie, ph vormesozoische Phyllite, td Hauptdolomit, bm Miozän.

des Cocuzzo-Gipfels ist die relative Bewegungsrichtung einwandfrei festzustellen: die Phyllite sind gegenüber den Kalcken abgesunken, sie haben ursprünglich auf der Trias gelegen. Tatsächlich liegen auch heute noch nördlich des Cocuzzo-Gipfels Phyllite ganz flach auf dem Triasdolomit.

Der Triashorst des M. Cocuzzo stellt also ein tektonisches Fenster dar ähnlich dem von Cetraro. In der Nachbarschaft des M. Cocuzzo finden sich noch einige kleinere derartige Triasaufbrüche. Auch die Trias des M. S. Lucerna bei Grimaldi gehört einem Fenster in der Phyllitdecke an. Im Westen und Süden tauchen die Kalcke ziemlich steil unter die Phyllite. Im Nordosten wird der Triassattel von einer flachen Überschiebung abgeschnitten.

5. Die Kristallinklippen von San Severino und Episcopia (Basilicata) [A 5] (s. Tafel 7b).

Zwischen S. Severino und Episcopia finden sich im Flyschgebiet ortsfremde kristalline Gesteine. Vor allem sind es stark geschieferte Granatgneise.

In einem von mir untersuchten Stück herrscht Quarz vor (etwa 50%) neben Plagioklas und Granat. Ein anderes Stück besteht zu 75% aus Quarz neben Granat und sehr wenig saurem Plagioklas. Außer dieser Zusammensetzung sprechen auch noch kleine gerundete Zirkone dafür, daß es sich bei diesen Granatgneisen und Granatquarziten um Parakristallin handelt.

Die Gesteine sind tektonisch sehr beansprucht worden. Die Quarze zeigen starke undulierende Auslöschung und Gleitflächen, die im ganzen Gestein annähernd parallel angeordnet sind. Stellenweise beobachtet man auch Mörtelzonen an der Grenze der einzelnen Quarzkörner.

Alle diese kristallinen Gesteine sind schon ziemlich zersetzt. Die Plagioklase sind meist völlig saussuritisiert. Man beobachtet ein Gemenge von Albit, Serizit und Lawsonit. Letzterer findet sich in sehr kleinen, streng parallel orientierten Kristallen (gerade Auslöschung, optisch positiv, α' in der Längsrichtung, Licht- und Doppelbrechung kräftig, $2V$ groß). Nur an wenigen Stellen beobachtet man noch unzersetzte Plagioklasreste. In anderen Stücken findet sich reichlich neugebildeter Epidot und Zoisit. Der Granat zeigt weitgehende Umwandlung in Chlorit, die vom Rande und von Sprüngen aus fortschreitet. Er enthält zahlreiche Quarzeinschlüsse. Magnetit und Pyrit sind z. T. in Brauneisen umgewandelt.

Neben diesen Paragneisen finden sich häufig Abkömmlinge von basischen Eruptivgesteinen. Es sind schiefrige Gesteine, die aus Hornblende und Plagioklas bestehen.

In einem Stück, das 1 km südlich von Episcopia gesammelt wurde, ist der Hauptbestandteil eine durch Verwitterung getrübe braune Hornblende (Pleochroismus: α hell bräunlich, γ dunkel oliv-braun). Die Auslöschungsschiefe $c:\gamma$ beträgt $15,4^\circ$. Daneben beobachtet man wohlbegrenzte Kerne einer grünen, z. T. faserigen Hornblende, die als Umwandlungsprodukt eines Minerals der Erstauscheidung anzusehen ist. Ihr Pleochroismus ist: α schwach grünlich (fast farb-

los), γ grün. Auslöschungsschiefe $c:\gamma$ $12,4^\circ$. Diese grüne Hornblende dürfte aus rhombischem Pyroxen hervorgegangen sein; denn an wenigen Stellen beobachtet man noch Relikte eines Minerals mit gerader Auslöschung und Pleochroismus zwischen schwach rötlich (α) und grünlich (γ), das als rhombischer Pyroxen zu deuten ist. Bei seiner Umwandlung in grüne Hornblende wurden kleine Körner von Titanit abgeschieden. Die braune Hornblende ist dagegen arm an Titaniteinschlüssen. Sie könnte primär sein. Randlich beginnt sie stellenweise zu zerfasern und ebenfalls in grüne Hornblende überzugehen. Diese ist z. T. schon weiter in Chlorit umgewandelt. Plagioklas ist reichlich vorhanden. Er macht etwa 30% des Gesteins aus. Doch ist er völlig saussuritisiert und unbestimmbar. Auf Klüften hat sich etwas Quarz und Albit abgesetzt. An Nebengemengteilen finden sich sehr wenig Apatit und Magnetit. Das Gestein läßt neben der Schieferung noch die Struktur eines Tiefengesteins erkennen. Es ist als Hornblendegabbro anzusprechen.

Wenige 100 m östlich vom Paß S. Severino-Episcopia findet sich ein Hornblendit mit z. T. sehr großen Hornblendekristallen.

Diese basischen Eruptiva sowie die Gneise werden häufig durchsetzt von Granit- und Aplitgängen.

In diesen Graniten findet sich überwiegend Orthoklas neben einem Plagioklas der Oligoklas-Andesin-Reihe (optisch negativ, Auslöschungsschiefe \perp MP etwa 13°). Die dunklen Gemengteile des Granites sind in Chlorit umgewandelt. Daneben hat sich hydrothermal Serizit gebildet. Die Kataklyse ist intensiv. Alle Quarze sind von Mörtelkränzen umgeben oder völlig zermahlen. Sie zeigen sehr starke undulierende Auslöschung. Die Feldspäte sind vielfach verbogen.

Diese Kristallinserie unterscheidet sich durch ihre Hornblendegabbros und Hornblendite auffallend von dem Eozänflysch mit seinen Serpentin- und Gabbros (vgl. S. 109 ff.). Niemals sind diese geschiefert oder so nennenswert ummineralisiert wie z. T. die Hornblendegabbros. Und namentlich auch durch das Auftreten echter Granite ist das Kristallin scharf gesondert von der eozänen Serie mit ihren Quarzdioriten (s. S. 111 ff.). Andererseits läßt die Vergesellschaftung von granatreichen Gneisen mit Abkömmlingen basischer Eruptiva und die Durchsetzung dieser Serie mit echten Graniten erkennen, daß es sich hier um die „Diorit-Kinzigit-Formation“ handelt (vgl. S. 67). Auch im einzelnen ist die Ähnlichkeit mit dem kalabrischen Kristallin auffallend (vgl. Bronzinit von Cetraro, S. 69)⁵³).

Daher liegt es nahe, diese kristallinen Gesteine als Klippen der kalabrischen Kristallindecke zu deuten, entsprechend den Klippen von Cetraro [B 4]. Tatsächlich liegen die kristallinen Gesteine auf dem Flysch (Abb. 37).

⁵³) VIOLA (1892 S. 246) hat schon auf die Ähnlichkeit des Kristallins von S. Severino mit dem kalabrischen Kristallin und auf die Fremdartigkeit im Flysch hingewiesen. Er hat aber keinerlei Schlüsse aus seiner Beobachtung gezogen.

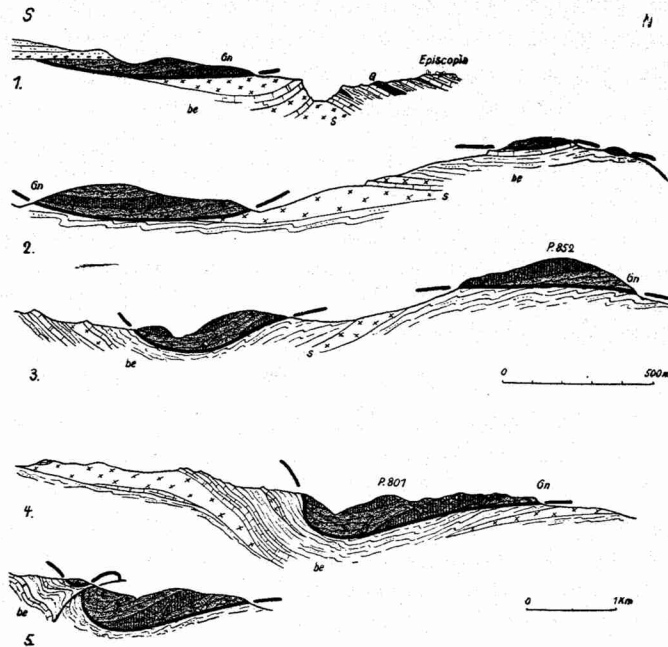


Abb. 37. Profile durch die Klippen der Kristallindecke bei San Severino und Episcopia (Basilicata) [A 5].

Die Zahlen 1—4 weisen auf die Profillinien der Tafel 7b. Profil 5 liegt 0,5 km östlich von Profil 4. Gn Granatgneis-Serie (senkrecht schraffiert Hornblendegabbro), be Eozän, S eozäner Serpentin, Q (schwarz) eozäner Quarzdiorit.

Vielerorts ist das Auflager deutlich erschlossen, wie z. B. 3 km NNW von S. Severino an der linken Seite des Frida-Tales und am Paß Episcopia-S. Severino. Hier ist es ganz flach. An der Nordseite des Passes finden sich einige kleine isolierte Kristallinreste von nur wenigen Metern Durchmesser. Nur am Südrand der großen Klippe nördlich von S. Severino ist der Kontakt steiler bis überkippt. Sogar kleine Verschuppungen von Flysch und Kristallin finden sich dort. Sonst ist das Auflager überall flach, und der Flysch fällt generell gegen die Klippe ein und taucht unter sie.

Dabei haben die kristallinen Gesteine den Flysch niemals kontaktmetamorph verändert⁵⁴⁾. Es kann sich auch nicht um ein Vorkommen durchgespießten Grundgebirges handeln. Man müßte in diesem Falle an den Störungen eingeklemmtes Mesozoikum erwarten; denn daß der Flysch hier unmittelbar auf Grundgebirge

54) Wo in der Nachbarschaft schwach kontaktmetamorphe Schichten auftreten, sind sie an die Serpentine, d. h. die tertiären Intrusivgesteine gebunden.

ruht, ist unwahrscheinlich. Eine mesozoische Schwelle ist durch nichts angedeutet. So ist an der schüsselförmigen Lagerung des Kristallins auf dem Flysch nicht zu zweifeln.

Ergebnis:

Das Untertauchen des südapenninen Flysches unter metamorphe Trias, die weite Überlagerung der Trias durch kristalline Gesteine bei Cetraro und durch Phyllite am M. Cocuzzo, die schüsselförmige Lagerung von Altkristallin auf dem Flysch von S. Severino-Episcopia, — alles das zeigt, daß große Überschiebungen am Nordrand des Kalabrischen Massivs stattgefunden haben.

β) Die Richtung der Bewegungen.

Die Schubrichtung der Decken ergibt sich aus der Beanspruchung des Untergrundes. Die metamorphe Trias ist fast immer geschiefert. Dabei sind die Schnittkanten der Scherflächen, die als „Striemung“ bezeichnet seien, überwiegend gleichgerichtet. Das Streichen der Striemung bleibt in großen Gebieten konstant. Damit können die Bewegungsbahnen festgelegt werden. Denn die Bewegung muß senkrecht zur Striemung erfolgt sein. Tatsächlich gehen Striemung und Faltenachsen stets parallel. Das Streichen der Striemung in der metamorphen Trias am Nordrand des Kalabrischen Massivs ist in Tafel 3 angedeutet. Die Bewegungsbahnen verlaufen also bei Spezzano Albanese, S. Donato und Cetraro [B 4, 5] NNW–SSE, bei Diamante [B 4] WNW–ESE. Es fragt sich nur noch, ob die Decken hier von NW nach SE oder in der umgekehrten Richtung gewandert sind⁵⁵⁾.

In dieser Hinsicht ist die Vergenz der Falten wichtig. Die Falten vergieren überwiegend nach NE bis N. So sind z. B. unterhalb Cetraro in der steilen Küstenwand große Falten im Gips nach NW überkippt. Ähnlich ist es südlich von Acquappesa. Außerdem zeigen Kleinfalten in dünnenschichtigen Kalken 2,5 km ENE von S. Angelo (Tafel 4) und in Phylliten bei Scalea [B 4] die gleiche Erscheinung. Auch bei S. Severino [A 5] kehrt die Nordvergenz wieder. Sehr klar ist der relative Bewegungssinn am Paß zwischen S. Severino und Episcopia. Die Kleinfalten un-

⁵⁵⁾ LIMANOWSKI (1913 S. 378 u. 379) nahm an, daß das Kalabrische Kristallin von der Tyrrhenis her gegen SE verfrachtet wäre und heute als gewaltige „Kalabrische Decke“ auf dem Eozänflysch läge, der an der jonischen Küste unter der Deckenstirn hervortreten soll. Jedoch ist dieser Flysch posttektonisch und ruht teilweise auf dem Kristallin.

Eine ähnliche Bewegungsrichtung wie LIMANOWSKI vermutete auch KOBER (1931 S. 145).

mittelbar unter der Überschiebung vergieren eindeutig nach Norden. Die Schieferung im Kristallin streicht etwa E–W und fällt nach Süden ein. Auch das deutet auf eine Bewegung gegen Norden.

Erst östlich des großen Granitmassivs der Sila stellt sich bei Rossano–Longobucco [B 6, C 6] Bewegung nach ENE ein (s. Abb. 54). In der Sila deutet sich also eine Divergenz der Bewegungen an.

γ) Das Ausmaß der Bewegungen.

Im Vorhergehenden hat sich gezeigt, daß am Nordrand des Kalabrischen Massivs deckenartige Überlagerungen nachzuweisen sind und daß die Bewegung hier gegen Norden bis Nordwesten gerichtet ist. Welches Ausmaß haben nun die Überschiebungen?

1. Die Decke der metamorphen Trias.

Die Decke der metamorphen Trias haben wir bereits bei der Besprechung des Fensters von Cetraro kennen gelernt. Sie setzt sich vorwiegend aus Phylliten, Grünen Gesteinen und dünnschichtigen Kalken zusammen. Diese Schichten sind auf den Flysch des Südapennins überschoben worden. Die Überlagerung kann man von Belvedere bis Scalea einerseits und bis Acquafornosa und Lungro⁵⁶⁾ [B 4, 5] andererseits verfolgen. Unter Berücksichtigung der Schubrichtung, die SE–NW verläuft, ergibt sich hier eine Mindestschubweite von über 30 km für die Decke der metamorphen Trias⁵⁷⁾. Dieselben Gesteine der metamorphen Trias finden sich auch noch bei Cetraro und Spezzano Albanese [B 4, 5]. Doch tritt hier nirgends das Liegende zutage. Die Trias könnte darum dort autochthon oder parautochthon sein.

56) Südlich dieser Ortschaften tritt unter dem Miozän noch einmal metamorphe Trias zutage. Auch hier ist sie auf Flysch überschoben.

57) Die äußersten Klippen dieser Decke dürften nördlich von Mormanno [A 4] bei der Lokalität Pietra Grossa liegen. Von hier erwähnt DI STEFANO (1904 S. 36) Glaukophan-Lawsonit-Gesteine, wie sie für die metamorphe Trias charakteristisch sind (vgl. S. 130 f.). Sie liegen nach ihm als linsenförmige Einschaltungen in Schiefen, die von dem dort anstehenden Eozänflysch nicht zu unterscheiden sind. Es haben sich aber im Eozän sonst nirgends Glaukophangesteine gefunden. Die eozänen Eruptiva sind vielmehr, von der starken Chloritisierung abgesehen, stets völlig unverändert. Daher liegt es nahe, auch die Glaukophan-Lawsonit-Gesteine von Mormanno samt ihrem Nebengestein als Reste der karnischen Serie zu deuten, die als Klippen der großen Decke auf dem Flysch schwimmen. Auch bei Scalea und Diamante liegt ja die metamorphe Trias als Decke auf nummulitenreichem Flysch, wobei kaum ein petrographischer Unterschied zwischen den Schiefen der Trias und des Eozäns besteht. Auch DI STEFANO (1904 S. 37) betont die große Ähnlichkeit beider Serien. Nur in den Kalken und Eruptivgesteinen unterscheiden sich Trias und Eozän.

2. Die Grundgebirgs-Decken.

Unterscheidung einer Phyllit-Decke von einer Kristallin-Decke.

Daß Grundgebirge weithin auf Mesozoikum überschoben ist, haben wir bei Cetraro und am M. Cocuzzo gesehen (s. S. 125f. und 132f.). Bei Cetraro sind es kristalline Gesteine, am M. Cocuzzo Phyllite. Handelt es sich hier nun um ein und dieselbe Schubmasse oder um zwei verschiedene Decken? d. h., wie verhalten sich die Phyllite zu dem Kristallin?

Östlich der Trias des M. Cocuzzo stellt sich schon in geringer Entfernung Kristallin ein. Es gleicht petrographisch dem von Cetraro und steht mit ihm in Zusammenhang (s. Tafel 3). Das Kristallin ruht, wie die Aufschlüsse zeigen, ganz flach auf den Phylliten, die keine Andeutung von Kontaktmetamorphose erkennen lassen.

Der Kontakt von kristallinen Gesteinen mit Phylliten ist ferner am Westrand der Crati-Senke bei Cerisano (7 km WSW von Cosenza) erschlossen. Das Kristallin liegt dort ebenfalls flach auf blaugrauen Phylliten, durch einen Mylonit getrennt. Auch am Ostrand der Crati-Senke ruht Kristallin flach auf Phylliten. Es setzt sich hier aus Kontaktschiefern zusammen, die von zahlreichen Granit-, Aplit- und Pegmatit-Gängen durchsetzt werden. Keiner dieser Gänge durchbricht die Phyllite. Die Gänge sind an der Phyllitgrenze wie abgeschnitten. Auch hier sind die Phyllite nicht kontaktmetamorph. Der Kontakt muß also tektonisch sein. Die Kristallinserie ist flach auf die Phyllite überschoben.

Zum gleichen Ergebnis kommt man bei Rogliano (14 km SSE von Cosenza), Amantea und Martirano, sowie bei Catanzaro (siehe Abb. 38) und Maida [D 4, 5, 6]. Auch dort überlagern kristalline Gesteine Phyllite, die nicht kontaktmetamorph sind. Auch dort ist also Kristallin auf Phyllit überschoben. Niemals beobachtete ich das umgekehrte Lagerungsverhältnis.



Abb. 38. Das Untertauchen der Phyllite unter die Kristallindecke bei Catanzaro (Kalabrien) [D 6].

I. S. Serie der injizierten Schiefer und Granitschiefer, ph Phyllite, g Grünschiefer der Phyllitserie.

Daraus ergibt sich, daß das Kristallin als eine gewaltige Schubmasse auf den Phylliten ruht. Die Phyllite wiederum liegen am M. Cocuzzo auf den Triaskalken. Darum sei im Folgenden eine Phyllitdecke und eine Kristallindecke unterschieden.

In Nordkalabrien und bei S. Severino ist die Kristallindecke nach NNW bzw. N bewegt. Ähnlich ist die Bewegungsrichtung auch in den südlich anschließenden Gebieten. Das geht aus den Kleinfalten und der Striemung der Phyllite hervor. Die Striemung streicht nördlich vom M. Cocuzzo NNE, bei Grimaldi ENE. Das weist auf eine Bewegung gegen WNW bzw. NNW hin, denn auch die Kleinfalten der Phyllite vergieren in dieser Richtung. 4 km südlich von Amantea beobachtet man z. B. in Grünschiefern an der Küste WNW-vergente Falten. Bei Rogliano und Maida vergieren die Falten der Phyllite nach WNW, bei Catanzaro nach WSW.

Die Wurzel der Kristallindecke kann nur im Osten liegen. Tatsächlich schließt sich in der Sila und in der Serra S. Bruno das Kristallin über den Phylliten zusammen. In der Zentralzone der Sila und Serra ist daher die Wurzel der Kristallindecke zu suchen (Tafel 3).

Es fragt sich allerdings noch, ob die Kristallinüberschiebung wirklich in ihrer Gesamtheit alpidisch ist (wie im Gebiet von Cetraro) oder ob sie im zentralen Kalabrien vielleicht schon vormesozoisch ist.

Die Phyllite werden bei Amantea [D 4] von Kalken überlagert, die CORTESE (1895) als Tithon angesprochen hat. In 1,5 km Entfernung vom Kalk tritt unter dem transgredierenden Miozän auch hier eine Granitklippe über Phylliten zutage. In etwa 20 km Entfernung transgredieren ähnliche Kalke bei Martirano [D 5] unmittelbar auf Granit. Da liegt die Annahme nahe, daß das Mesozoikum hier diskordant über die Kristallinüberschiebung greift. Andererseits könnte das Mesozoikum aber zusammen mit dem Kristallin an der Überschiebung teilgenommen haben.

Auch die Verhältnisse bei Catanzaro können die Frage nach dem Alter der Kristallinüberschiebung nicht entscheiden. Nordöstlich der Stadt ruhen kristalline Kalke auf Phylliten, während bei Tiriolo (9 km nordwestlich von Catanzaro) eine mächtige Kalkserie auf einer Kristallinklippe liegt. Doch scheint der Kalk von seiner kristallinen Basis weitgehend abgeschert zu sein. Ein unmittelbares Übergreifen ein und derselben Kalke von Phylliten auf Kristallin ist bislang nirgends festgestellt worden.

So muß also die Frage nach dem alpidischen oder variszischen Alter der Kristallinüberschiebung im zentralen Kalabrien vorläufig offen bleiben. Immerhin geht die größere Wahrscheinlichkeit dahin, daß die Kristallinüberschiebung jung ist. Denn die Bewegungsrichtung der Kristallindecke, die sich aus der Striemung und der Vergenz der Phyllitfalten unmittelbar an der Deckenbasis ergibt

(s. Tafel 3), stimmt mit der sicher alpidischen Bewegung in der Nachbarschaft weitgehend überein.

Die Phyllitdecke.

Die Phyllitdecke setzt sich vorwiegend aus blaugrauen Phylliten zusammen. Am Ostrand der Crati-Senke im Arente-Tal (11 km NNE von Cosenza, [C 5]) gehen sie nach unten in grüne Serizitschiefer mit viel Quarziten und Gangquarzen über. Noch tiefer stellen sich Grüne Gesteine und verschiefterte Granite ein.

Ebenso erscheinen südöstlich von Paola [C 4] unter den Phylliten mächtige Grünschiefer, während tiefer Lager und Gänge von granitischen Gesteinen und ihren Spaltprodukten überwiegen.

Diese Schichten sind auf das Mesozoikum von Grimaldi und vom M. Cocuzzo [C 5, D 5] überschoben worden⁵⁸). Auch am Westrand der Crati-Senke erscheinen noch Phyllite [C 5]. Im Fenster von Cetraro fehlen sie zwischen der Decke der metamorphen Trias und der Kristallindecke. Die Stirn der Phyllitdecke ist also etwa bei Paola anzunehmen⁵⁹).

Östlich von Grimaldi [D 5] taucht unter den Phylliten keine Trias mehr auf. Die Phyllite könnten hier schon wurzeln. Das Mindestausmaß der Phyllitüberschiebung berechnet sich somit auf über 19 km, wenn wir die Entfernung zwischen dem Triasfenster von Grimaldi und dem Nordrand des Cocuzzo-Fensters zugrunde legen (s. Tafel 7 a); denn diese Punkte liegen genau in der Bewegungsrichtung.

Die Kristallindecke.

Die Kristallindecke setzt sich aus Graniten, Hornblenditen, Granatgneisen und injizierten Schiefen zusammen. Die Serie

58) Ein ähnliches Fenster ist die Kalkmasse 5 km SSE von Amantea [D 4], die indessen weitgehend unter Miozän verborgen liegt. Die Kalke wurden auf der geologischen Karte zwar als primäre Einschaltung in den Phylliten dargestellt, doch ist die petrographische Übereinstimmung mit dem Triasdolomit so groß, daß man sie ebenfalls für triadisch halten möchte.

Auch die große Kalk- und Dolomitmasse 3 km WNW von Sambiasi [D 5], die mäßig steil (40°) von Phylliten überschoben ist, gehört wohl der Trias an. Nach Osten werden die Kalke von einer großen Verwerfung abgeschnitten, an der mehrere heiße Schwefelquellen aufdringen. Hier ist der Kalk in einen weißen Marmor umgewandelt. Die Trias von Sambiasi ist das südlichste Triasvorkommen Kalabriens.

59) Die Gesteine der metamorphen Trias und die Phyllite sind petrographisch oft schwer zu trennen. Daher ist die Deckengrenze nicht sicher festzulegen. Nordöstlich von Paola erkennt man aber an dem Südfallen der metamorphen Trias, daß sie unter die wenig weiter südlich anstehenden paläozoischen Phyllite taucht,

wird durchsetzt von zahllosen Granit- und Pegmatitgängen (vgl. S. 67). Dabei fällt auf, daß die injizierten Schiefer unter die mächtigen Granatgneise und diese wieder unter die Zentralgranite der Sila und Serra S. Bruno tauchen (Abb. 39), wie schon NOVARESE 1893 beschrieben hat (vgl. S. 72 f.).

Das Untertauchen nicht oder wenig metamorpher Schichten unter hochmetamorphe und dieser unter Granit hat LIMANOWSKI veranlaßt, einen riesigen tauchenden Sattel mit Granit im Kern anzunehmen. Die Wurzel suchte er in der Tyrrhenis (Abb. 39) (auch KOBER

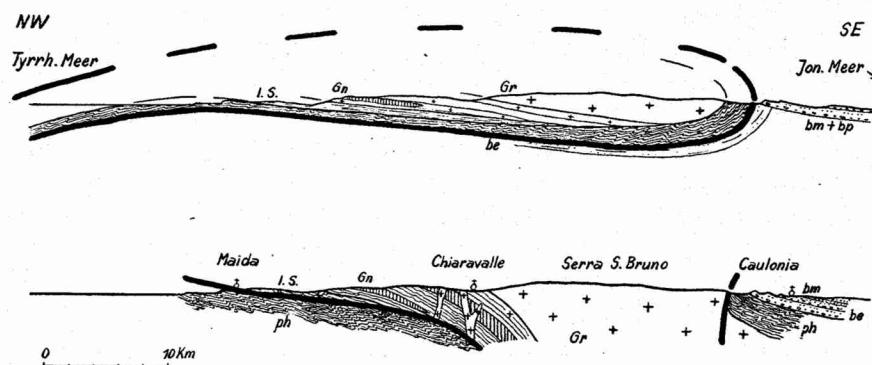


Abb. 39. Die Deutung der Tektonik Kalabriens. Oben Deutung im Sinne von LIMANOWSKI, unten eigene Deutung.

Gr Zentralgranit, Gn Granatgneis-Serie, I. S. injizierte Schiefer, ph Phyllite, be Eozän, bm Miozän, bp Pliozän.

leitete das Kalabrische Kristallin aus der Tyrrhenis her). LIMANOWSKI hielt also das Profil für überkippt. Aber derartige tauchende Sättel mit wenig reduziertem Liegendschenkel sind doch wohl nur in kleinem Maßstab möglich. Dazu setzen sie eine Fließtektonik voraus, wie sie nur in großer Tiefe (Penninikum) auftritt.

Näher liegt daher die Annahme, daß die nordkalabrische Kristallindecke in den Zentralmassiven der Sila und Serra S. Bruno wurzelt. Von Catanzaro bis Fiumefreddo hat die Kristallindecke Phyllit überfahren (Tafel 3). Erst östlich von Catanzaro kann daher das Kristallin wurzeln. Ebenso taucht bei Maida [D 5] Phyllit unter Kristallin auf, ferner beiderseits der Crati-Senke. Im Nordwesten schließt sich das Fenster von Cetraro an, das allein eine Schubweite von über 30 km (Guardia Piemontese bis Diamante) voraussetzt. Die Trias von Spezzano Albanese [B 5] ist stark dynamometamorph. Die Sedimente sind verschiefert, die Gerölle ausgewalzt. Daher dürfte die Trias dort vom Kristallin der Sila überfahren sein. Die Gesteine der Kristallinklippe von

S. Severino [A 5] erinnern an die Granatgneise und Hornblendite der Sila. Das alles führt zu der Annahme einer einzigen großen Kristallindecke, die eine Förderlänge von über 65 km hat und unter den Kristallinmassiven der Sila und der Serra S. Bruno wurzelt. Mit dieser Annahme stimmt die Bewegungsrichtung überein. Kleinfalten in den Phylliten zeigen bei Catanzaro eine Bewegung nach WSW, bei Maida, Amantea und Rogliano (14 km SSE von Cosenza) nach WNW. Im Norden bei Cetraro, Spezzano Albanese sowie bei S. Severino ist die Bewegung nach NNW bzw. N gerichtet.

Auch die Dynamometamorphose des Flysches bei Verbicaro [B 4], Mormanno [A 4] und S. Severino und die großen Abscherungen über dem Mesozoikum stehen mit der Annahme einer großen Kristallindecke in Einklang und blieben bei der einfachen Bruchtektonik dieses Gebietes sonst unverständlich. Spuren von Nordbewegung sind im Flysch und Mesozoikum des Südapennins mehrfach festzustellen. So vergiert der Trias-Sattel des Südapennins am NW-Rand der Crati-Senke gegen NNW. Auch im Flyschgebiet der Basilicata findet sich gelegentlich eine deutliche Nordvergenz. Der M. Armizzone 2 km südwestlich von Castelsaraceno [A 4] stellt einen großen nach N überkippten isoklinalen Sattel dar. Das Ladin dürfte nach NNE auf den Flysch verschuppt sein. Östlich von Sapri [A 3] beobachtete ich in einer großen E-W streichenden Flyschmulde eine ausgesprochene Nordvergenz der Kleinfalten im Flysch, der hier von seiner mesozoischen Basis abgesichert ist. Dabei sei dahingestellt, ob diese Abscherung und Faltung ebenso wie die Verschuppung am M. Armizzone unter oder vor der heranrückenden Kristallindecke erfolgte.

Auch die paläogeographischen Verhältnisse erscheinen bei der Annahme einer großen Kristallinüberschiebung in einem neuen Lichte. Das Fehlen grobklastischer Einschaltungen in der Trias von Cetraro und im Jura des Dolcedorme bei Castrovillari [B 5] wäre bei der Nachbarschaft des Kalabrischen Massivs schwer verständlich. Selbst in der Trias von Spezzano Albanese [B 5], die doch heute unmittelbar am Fuße der Sila, d. h. der Kalabrischen Zentralzone, liegt, finden sich nur in einer einzigen Konglomeratbank gelegentlich kristalline Gerölle. Aber bei der Annahme eines beträchtlichen Zusammenschubes ist die Unterdrückung der Randfazies begrifflich. Bemerkenswert ist schließlich auch, daß die Trias auf die beiden tiefsten tektonischen Einheiten beschränkt ist, das Mesozoikum der Kristallindecke dagegen erst mit dem Jura beginnt.

Ergebnis.

Es spricht vieles für die Annahme des oben entwickelten Deckenschemas. Trotzdem darf dieses vorläufig nur als Arbeitshypothese gewertet werden. Fest steht jedoch, daß am Nordrand des Kalabrischen Massivs große alpidische Überschiebungen stattgefunden haben und daß die Bewegungen gegen Nordwesten gerichtet waren.

b) Der Decken- und Schuppenbau am Südrand des Kalabrischen Massivs (s. Tafel 3, 5, 6).

a) In Sizilien.

1. Die Kristallin-Überschiebung.

Schon DI STEFANO (1904 S. 86 u. 87) erwähnt, daß die Phyllite der Peloritane unter den Gneisen und Glimmerschiefern liegen. LIMANOWSKI (1913 S. 371) beschrieb als erster die deckenförmige Überlagerung der peloritischen Phyllite durch Kristallin.

Art und Richtung der Überschiebung.

In der Tat liegen die kristallinen Gesteine meist flach auf den Phylliten. Das ergibt sich aus dem weiten Zurückspringen des Kontaktes in den Tälern. Oft ist auch das flache Auflager unmittelbar erschlossen. So beobachtet man am Pizzo Cavallo, 8 km WNW von Ali Marina (Tafel 5) folgendes Profil (Abb. 40, 1): Über phyllitischen Schiefer liegt, durch eine Mylonitzone getrennt, eine Kristallinserie, in der viel Marmore und Kalksilikate auftreten. Am Gipfel des Pizzo Cavallo stellen sich über den Kalken saure Eruptiva ein.

Ein ähnliches Profil findet sich am Südgrat des M. Scuderi, 6,5 km NNW von Ali Marina (Tafel 5) (s. Abb. 40, 2). Über paläozoischen Phylliten liegt auch hier eine Kristallindecke. Im unteren Teil besteht sie aus einer mächtigen Serie von Glimmerschiefern, höher wechsellagern Muscovit-Biotit-Schiefer mit Amphiboliten und massigen kristallinen Kalken. Diese führen untergeordnet auch Quarz, Muscovit, Biotit, Plagioklas, Pyrit u. a. Einzelne Glimmerschiefer enthalten Turmalin, Epidot und Zoisit. Plagioklas führende Glimmerschiefer leiten über zu Mesogneisen. Nördlich des M. Scuderi folgt im Hangenden ebenfalls eine granitreiche Serie.

Etwas abweichend ist die Kristallindecke im Fantina-Tal 4 bis 5 km ENE von Novara (Tafel 5) ausgebildet (s. Abb. 40, 3). Zu unterst wechsellagern mächtige grobporphyrische Granite (mit aus-

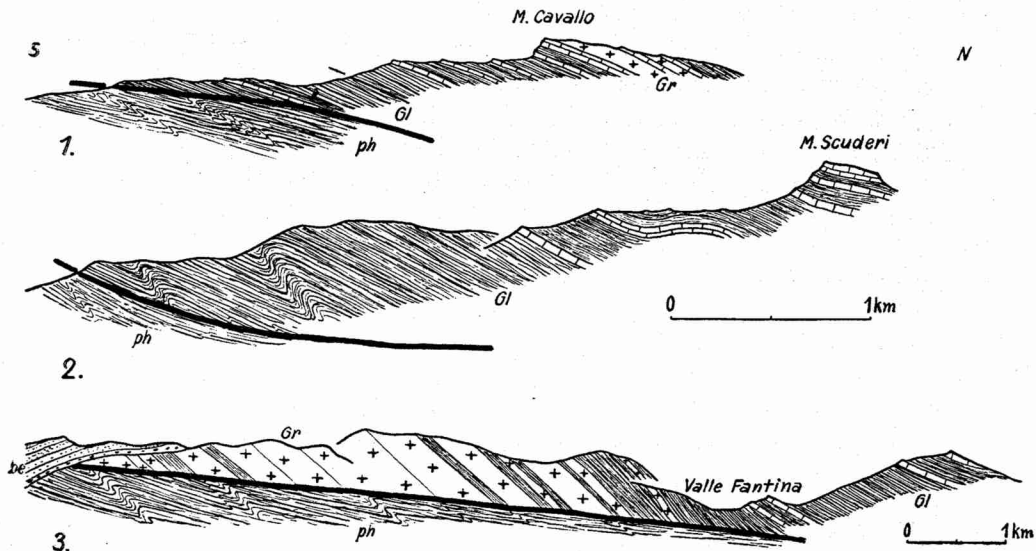


Abb. 40. Profile der Kristallinüberschiebung in den Peloritani-
Bergen (Sizilien) [G 2, 3].

Die Zahlen 1—3 weisen auf die Profilinien der Tafel 5.

Gl Glimmerschiefer, Mesogneise und kristalline Kalke, Gr Granit,
ph Phyllite und Chloritschiefer, be Eozän.

geprägter Paralleltexur) mit Glimmerschiefern. Stellenweise sind die Granite völlig verschiefert und in serizitreiche Augengneise umgewandelt. Im Hangenden stellen sich metamorphe Kalke ein, ähnlich wie bei Ali.

Die Striemung der Phyllite streicht unter der Schubbahn überwiegend W—E, die Bewegung muß also von N nach S oder umgekehrt erfolgt sein. Die südvergente Falten im Mesozoikum von Ali (s. S. 146f.) lassen keinen Zweifel, daß die Kristallindecke von Norden, vom Kalabrischen Massiv her überschoben ist, umso mehr, als im Süden jegliche Andeutung einer Wurzelzone fehlt.

Das Ausmaß der Überschiebung.

Das Ausmaß der Kristallinüberschiebung ergibt sich zunächst aus dem weiten Zurückspringen der Schubbahn in den Tälern. Schon danach beträgt die Mindestschubweite 6,5 km. Nun findet sich aber bei Savoca (Tafel 5) ein kleines Vorkommen von Granit, dessen petrographische Zusammensetzung der vieler Granite in der Kristallindecke gleicht. Es ist ein meist grobkörnig-porphyrischer Granit mit ausgeprägter Augentextur. Stellenweise ist er

völlig verschiefert und serizitisiert. Die Spezialaufnahme dieses Granites (s. Abb. 41) ergab, daß die Grenze überall tektonisch ist. Von Kontaktmetamorphose fehlt in den Phylliten jede Spur. Außerdem tauchen die Phyllite überall flach unter den Granit. Das ist unmittelbar nördlich und südlich der Ortschaft Savoca klar aufgeschlossen. Außerdem ergibt es sich aus dem Ausstrich des Granitkontaktes. Der Granit ist also auf die Phyllite überschoben. Damit liegt es nahe, den Granit von Savoca als Klippe der großen Kristalllindecke zu deuten, umsomehr als eine Striung in den Phylliten auch hier auf eine N-S- bis NNE-SSW-Bewegung schließen läßt. Dafür spricht ferner, daß sich im Eozän von Taormina-Giardini und Forza d'Agrò-Letojanni (Tafel 5) außerordentlich grober Granitdetritus findet (s. S. 115). Die Kristalllindecke muß sich damals bis nahe an Forza d'Agrò erstreckt haben. Der Granit

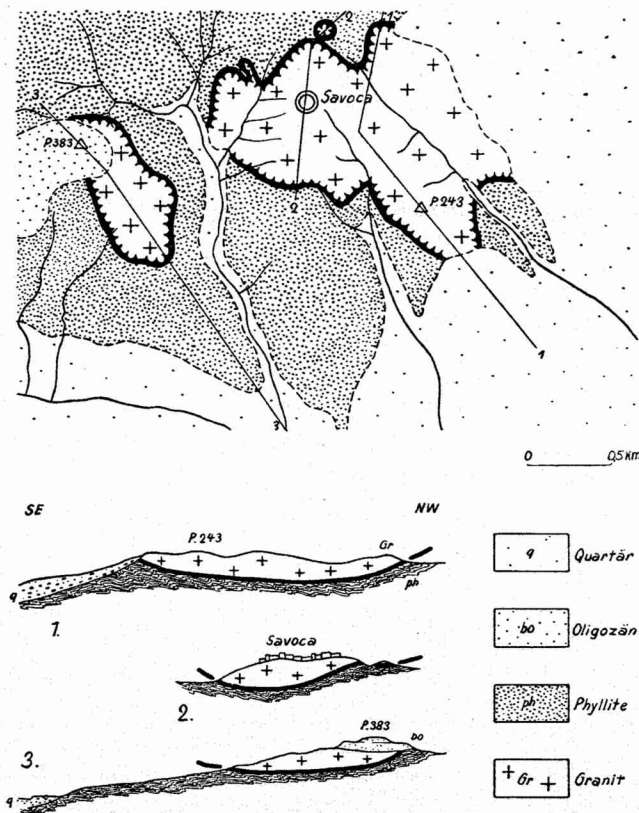


Abb. 41. Die Granitklippen von Savoca (Sizilien) [G 3]
(s. auch Tafel 5).

von Savoca liegt bei dieser Deutung in der gleichen Granitzone der Kristallindecke wie die Granite östlich von Novara (s. Tafel 5).

Aus der Entfernung der Klippe von Savoca vom heutigen Deckenrand ergibt sich ein Mindestausmaß der Überschiebung von 14 km. Dasselbe Ausmaß erreicht die Kristallinüberschiebung westlich von Patti [G 2], von der Spitze des Kap Calavà bis zum südlichsten Granitvorkommen gemessen.

Das alpidische Alter der Kristallin-Überschiebung.

Nirgendwo liegt die Kristallindecke auf Mesozoikum, sondern stets auf Phylliten. Trotzdem ist das alpidische Alter der Überschiebung nicht zweifelhaft; denn im Fenster von Patti [G 1, 2] und im Halbfenster von Ali [G 3] ist noch Mesozoikum auf den Phylliten erhalten, das sicher nicht auf die benachbarten Granite übergriff. Das Mesozoikum ist in Bezug auf die Kristallinüberschiebung prätektonisch.

Nordwestlich von Patti finden sich rote Quarzkonglomerate, Sandsteine und Tonschiefer, die an steilen Brüchen zwischen den Phylliten eingesunken sind. Die Sedimente sind relativ wenig gestört, doch dürfte ihre ungewöhnliche Mächtigkeit von über 800 m auf Verschuppungen zurückzuführen sein. Tatsächlich fallen die mesozoischen Gesteine flach (mit etwa 20°) unter die Phyllite. Die Überschiebung ist unterhalb von Gioiosa Vecchia 3 km WNW von Patti abgeschlossen. Auch beobachtet man nur wenig oberhalb der Fahrstraße an der Küste einen kleinen Phyllitkeil zwischen den Konglomeraten und Sandsteinen.

Dieselben roten Schichten wie bei Patti finden sich bei Ali an der Basis fossilführender Jurakalke. Das Mesozoikum ist dort stark zerschuppt und gefaltet mit deutlicher

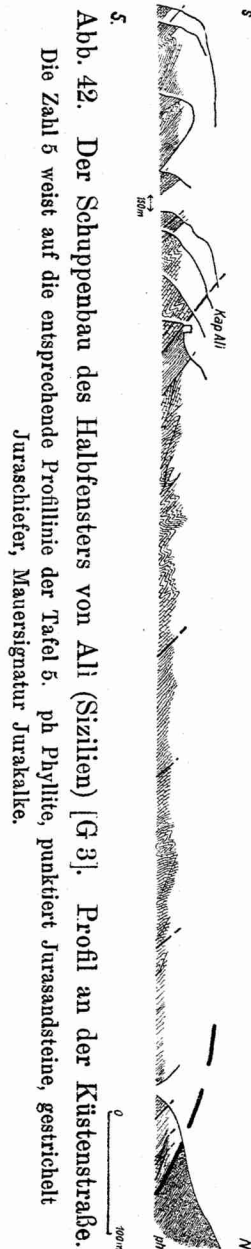


Abb. 42. Der Schuppenbau des Halbfensters von Ali (Sizilien) [G 3]. Profil an der Küstenstraße.

Die Zahl 5 weist auf die entsprechende Profilinie der Tafel 5. ph Phyllite, punktiert Jurasandsteine, gestrichelt

Juraschiefer, Mauerstrich Jurakalke.

Vergenz nach SSE (s. Abb 42). Wie schon SCALIA (1914) angibt, taucht das Mesozoikum von Ali vielerorts unter die Phyllite. Es handelt sich hierbei jedoch nicht um eine große Überschiebung, wie LIMANOWSKI (1913 S. 371) vermutete, sondern um den abgescherten Nordschenkel der überkippten Juramulde. Die Phyllite sind also parautochthon.

Von besonderem Interesse ist nun eine Schuppe von Biotit-schiefern und Granit innerhalb dieser Serie (Abb. 43). Dieses Kristallin gleicht dem der Kristallindecke so sehr, daß man es mit ihr in Zusammenhang bringen muß. Offenbar löste sich bei der großen Kristallinüberschiebung ein Splitter ab, der dann mit dem Mesozoikum und den Phylliten der Unterlage verschuppt wurde. Es ist das ein weiterer Beweis für das alpidische Alter der Kristallinüberschiebung.

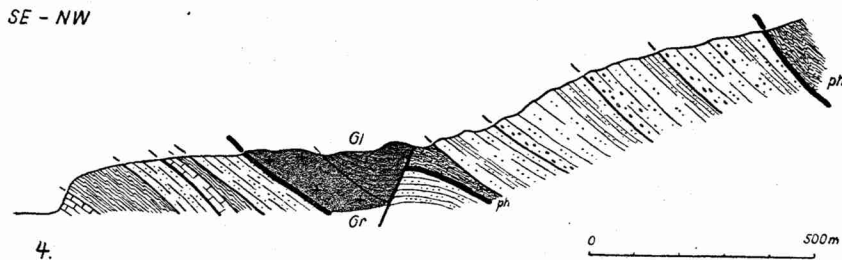


Abb. 43. Der Schuppenbau des Halbfensters von Ali (Sizilien). [G 3].

Die Zahl 4 weist auf die entsprechende Profillinie der Tafel 5. Gr Granit, Gl Glimmerschiefer, ph Phyllite, punktiert Konglomerate und Sandsteine des Jura, gestrichelt Juraschiefer, Mauersignatur Jurakalke.

2. Der Schuppenbau.

Auch vor der Stirn der Kristallindecke wurden die Phyllite und Jurasedimente gefaltet und verschuppt. Das zeigt besonders die Schuppenzone von S. Agata di Militello.

Die Schuppenzone von S. Agata di Militello (s. Tafel 6).

In dieser Zone ist die Bewegung gegen Süden und Südwesten gerichtet. Das Ausmaß der Einengung ist im ganzen beträchtlich, wenn auch die Schubweiten im einzelnen gering sind. Nur gelegentlich erreichen die Überschiebungen ein Ausmaß von 2—3 km⁶⁰⁾

60) Zuweilen hat man allerdings den Eindruck größerer Überschiebungen. So überragen bei S. Fratello, am M. Furci (Abb. 44, 3) und andernorts mesozoische Kalke die weichen Flyschhänge. Man möchte die Kalke mit LUGEON & ARGAND (S. 1107) zunächst als Klippen größerer Decken deuten. Jedoch fallen die Schubflächen steil ein. Es handelt sich also wohl um lokale Aufspießungen des Untergrundes.

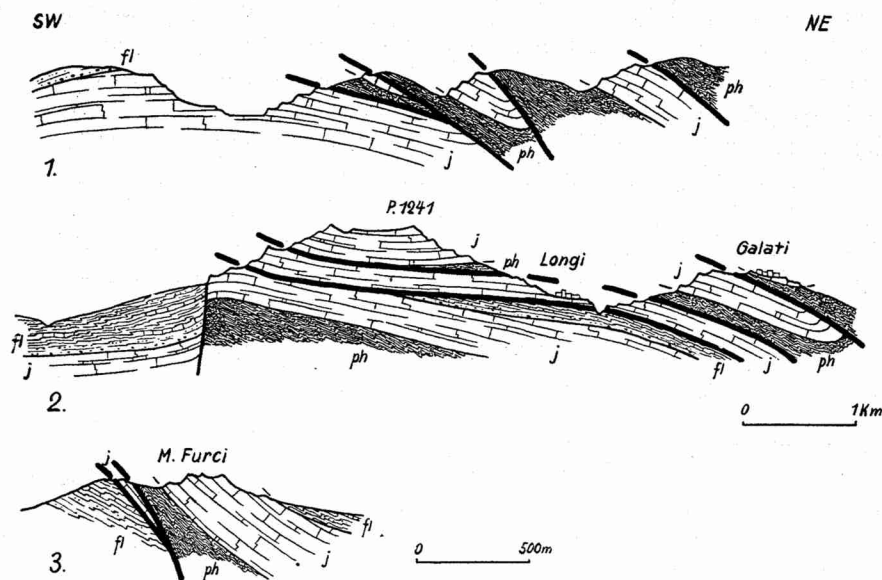


Abb. 44. Der Schuppenbau von S. Agata di Militello (Sizilien) [G 1] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

Die Zahlen 1—3 weisen auf die Profilinien der Tafel 6 hin. ph Phyllite, j Jura und Kreide, fl Tonflysch.

(Abb. 44). Gewöhnlich lösen die Schuppen einander schnell ab. Oft gehen sie seitlich in überkippte Falten über (Abb. 45).

Die mächtigen Kalkberge des Massivs der Serra di Longi (westlich von Longi) zeigen mehrere Deckschuppen von Mesozoikum übereinander (Abb. 44). Die primäre Schichtfolge zeigt bei weitem nicht eine derartige Mächtigkeit der Kalke. Oberhalb von Longi ist an der Basis einer solchen Schuppe ein schmaler Phyllitkeil zwischen den Kalken eingeklemmt. Unterhalb von Longi tritt in der Talsohle Flysch zu Tage im Hangenden der nächst tieferen Einheit.

Die Südgrenze des Kalkmassivs wird durch eine große Störung gebildet, die trotz ihres gewundenen Verlaufes nahezu senkrecht steht. Südöstlich von Alcara li Fusi bildet der Kalk an dieser Störung hohe senkrechte Wände, an denen stellenweise noch Harnische zu beobachten sind. Es handelt sich hier also offenbar nicht um den aufgebogenen Rand einer flachen Überschiebung, an der die Kalke regional auf den Flysch im Süden überschoben

Häufig transgrediert der Flysch mit Basalkonglomeraten auf diesen Kalken, wie am Pizzo Mojele, 4,5 km SSE von Longi.

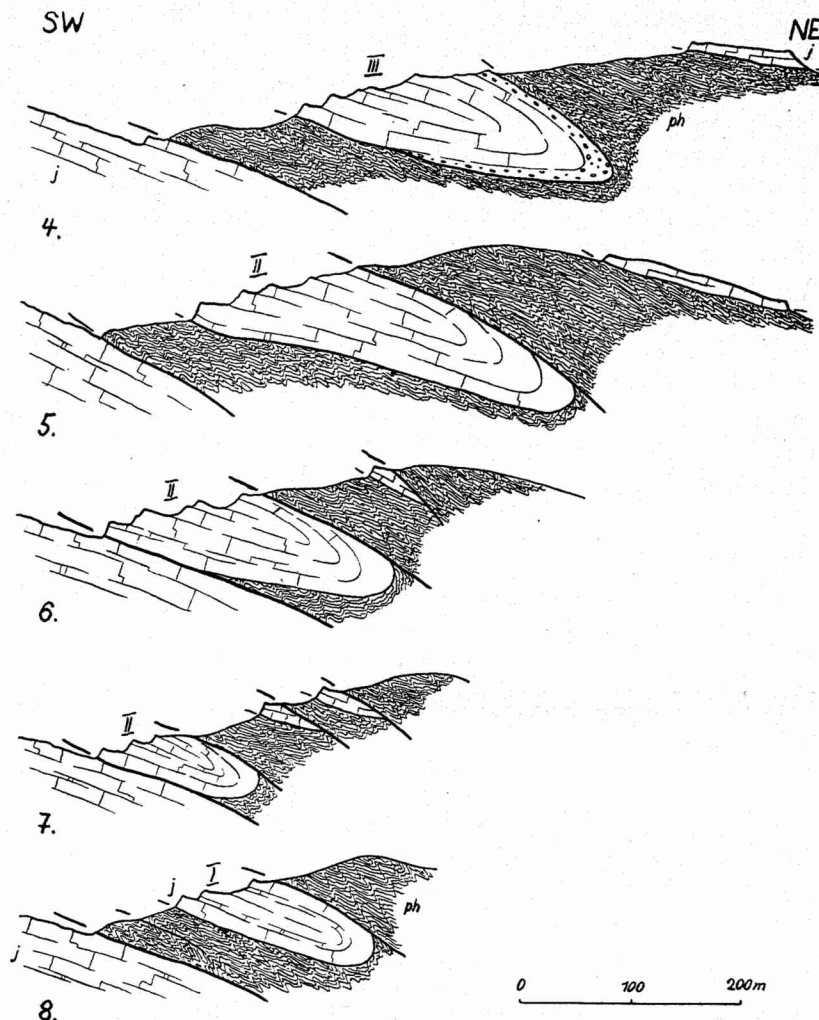


Abb. 45. Der Schuppenbau von S. Agata di Militello (Sizilien) [G 1]. Verschuppung von Phylliten (ph) und Mesozoikum (j) am Kamm von S. Marco.

Die Zahlen 4—8 weisen auf die Profilinien der Tafel 6 hin.

wurden, wie LIMANOWSKI es für das Paläozoikum und Mesozoikum der Peloritaneer Berge annahm. Der abgesunkene Flysch legt sich bei Militello und südlich von Longi auch normal auf das Mesozoikum und Paläozoikum, und die Störung verklingt dort.

Meist ist bei diesen Bewegungen Phyllit auf Jurakalk überschoben, aber auch das Auflager des Jura auf dem Grundgebirge ist selten normal. Gewöhnlich sind die Kalke abgeschert, und

zwar dergestalt, daß die verschiedensten Horizonte unmittelbar auf Phylliten liegen können. Mit den häufigen Abscherungen innerhalb der Jurasedimente hängt es auch zusammen, daß die Mächtigkeit der einzelnen Stufen stark schwankt. Z. B. erreicht das Basalkonglomerat des Lias bei Longi eine Mächtigkeit von über 200 m, während es in der Nähe schon fast völlig ausgequetscht ist. Auch die mächtigen Kalke nordöstlich von S. Marco wurden unter der Phyllitüberschiebung stark ausgedünnt. 2 km östlich von S. Marco sind nur noch wenige Meter verschieferte Kalke und etwas Flysch an der Basis der Überschiebung erhalten. Die Kalke sind meist intensiv durchbewegt und häufig entmisch, indem sich aus beigemengtem Ton Serizithäutchen bildeten. Mergel und Mergelkalke wurden ausgewalzt und verschiefert. Ammoniten sind in der Regel verzerrt. Massige Kalke zerbrachen. An den Schubflächen sind sie dolomitisiert und z. T. in Eisenspat umgewandelt.

Die Schuppenzone von Roccella Valdemone [G 2].

Die Schuppenzone von S. Agata setzt sich nach SE in die Schuppenzone von Roccella Valdemone fort, die mit ihr in Bau und Vergenz übereinstimmt (Abb. 46). Die Einengung ist jedoch geringer. Querstörungen sind häufiger. Zudem wird die ganze Schuppen-

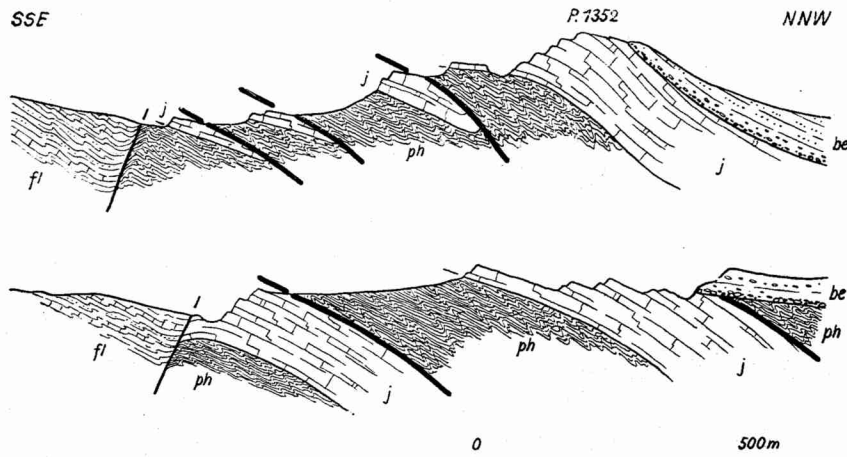


Abb. 46. Der Schuppenbau von Roccella Valdemone (Sizilien) [G 2] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

ph Phyllite, j Jura und Kreide, fl Tonflysch, be Eozän (Oberlutet).

zone gegen den südlich anschließenden Flysch von einem bedeutenden Störungsbündel begrenzt. Hierbei handelt es sich teilweise (nördlich von Roccella) um eine steile Flexur, die weiterhin

in einen Bruch übergeht (echte Verwerfung oder steile Überschiebung). Gelegentlich ist auch der Flysch noch in den Schuppenbau mit einbezogen.

Die Vergenz ist im wesentlichen gegen Süden gerichtet. Weiter östlich biegt das Streichen nach Norden um, die Vergenz ist hier gegen SSE und ESE gerichtet. So sind z. B. 8 km südlich von Novara (Tafel 5) rote und gelbliche Mergelkalke des Lias von Phylliten überschoben. Die Schubbahn fällt mit 40° nach NW ein.

Die Schuppenzone von Taormina (Tafel 5).

Bei Taormina ist ebenfalls Jurakalk mit paläozoischen Phylliten verschuppt, wenn auch nicht ganz so intensiv wie bei S. Agata. Immerhin hat die große Deckschuppe nordwestlich von Taormina ein Überschiebungsausmaß von über 2,5 km (s. Abb. 47). Auch hier ist die Bewegung gegen Osten und Südosten gerichtet. Daneben kommen gelegentlich auch nach Nordosten gerichtete Überschiebungen vor. Z. B. sind 1,5 km südwestlich von Limina Phyllite nach Nordosten flach auf Unteren Lias überschoben.

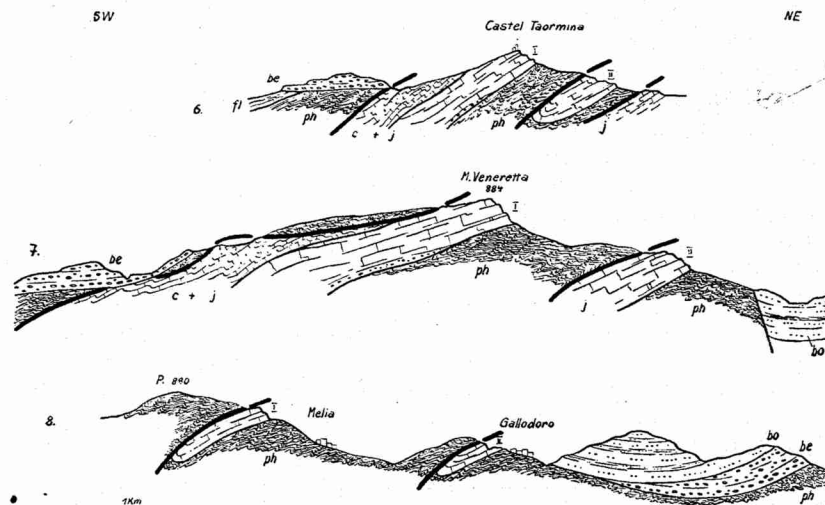


Abb. 47. Der Schuppenbau von Taormina (Sizilien) [G 2] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

Die Zahlen 6—8 weisen auf die Profilinien der Tafel 5. ph vormesozoische Phyllite, j Jura, c Kreide, fl Tonflysch, be Eozän (Oberlutet), bo Oligozän.

In diesen Verschüppungen sieht LIMANOWSKI (1909 und 1913) Digitationen an der Stirn einer tauchenden Decke, die das peloritische Kristallin, die Phyllite und das Mesozoikum umfaßt und regional auf den autochthonen Flysch im Süden überschoben sein soll. Bei den Digitationen an der Stirn dieser Decke müßten demnach die Phyllitsättel ihre Umbiegungen in der Tiefe haben. Die

Mulden der mesozoischen Kalke dagegen müßten nach oben geschlossen und nach der Tiefe zu geöffnet sein.

An drei Stellen glaubt LIMANOWSKI (1909) solche tauchenden Mulden nachweisen zu können:

1. Am Friedhof von Taormina, wo die große Schuppe unterhalb des M. Ziretto ausklingt, überfahren die Phyllite immer tiefere Liasschichten, schließlich sogar das Basalkonglomerat. Es soll nach LIMANOWSKI (1909 S. 48—49) als ein nach oben geschlossenes Gewölbe unter die Phyllite des Friedhofes tauchen. Ich habe mich jedoch nicht davon überzeugen können. Vielmehr tauchen die Liaskonglomerate unter die Phyllite, ohne daß eine Muldenumbiegung zu erkennen wäre.

2. Auch das nördliche Ende dieser großen Schuppe bildet nach LIMANOWSKI (1909 S. 50) bei Gallodoro eine nach der Tiefe geöffnete Mulde. Indessen habe ich auch dort vergebens nach den Anzeichen einer Muldenumbiegung gesucht (vgl. Abb. 47, Profil 8).

3. Eine tauchende Mulde sieht LIMANOWSKI (1909 S. 33) auch oberhalb des Friedhofes von Castelmola, unmittelbar an seiner NE-Ecke. Dort ist jedoch lediglich das rote Liaskonglomerat an einer Verwerfung hochgeschleppt. Dadurch, daß diese sich oben zerschlägt, ist zwischen den Basalschichten des Lias noch ein kleiner Phyllitkeil eingeklemmt. LIMANOWSKI deutete ihn als Rest des Hangendflügels einer stark reduzierten steil abtauchenden Mulde.

Bestände LIMANOWSKI'S Annahme tauchender Falten zu recht, so müßte sich in der Kleintektonik dieselbe Erscheinung zeigen. Die Kleinfalten im Mesozoikum vergieren aber in der Umgebung von Taormina (z. B. in den Kehren an der Straße nach Castelmola) stets nach Osten und sind normal überkippt; niemals tauchen sie.

In der Kalkmasse von Forza d'Agrò glaubt LIMANOWSKI (1909 S. 55—57) eine liegende, nach Süden überkippte Mulde von Liaskonglomeraten zu sehen, in deren Kern Kalke des Unteren Lias erhalten sind. In ihr erblickt er die Wurzel für die Kalkmassen westlich von Roccafiore. Die Konglomerate, die bei Forza d'Agrò den Liaskalk unter- und überlagern, sind jedoch nicht die Basalkonglomerate des Lias, sondern gehören ins Oberluto (s. auch Abb. 50, Profil 12). Damit ist LIMANOWSKI'S tektonische Deutung hinfällig.

Ebenso wenig lassen sich regionale Überschiebungen auf den Flysch im Süden nachweisen (LIMANOWSKI 1913 S. 372). Vielmehr ist ja, wie wir gesehen haben, der Flysch jünger als die Hauptfaltung.

Andrerseits läßt sich an einigen Stellen der Nachweis erbringen, daß die Schuppen von Taormina autochthon sind, ebenso wie die Schuppen von S. Marco (vgl. Abb. 45):

Am Paß zwischen dem M. Veneretta und dem M. Ziretto (1,5 km nördlich von Castelmola) liegen Jurakalke flach auf Phylliten. Nur der West- und Nordrand dieser Kalkmasse ist aufgebogen. In der Aufbiegung ist stellenweise noch etwas rotes Basalkonglomerat erhalten. Nach NE zu wird diese Aufbiegung aber steiler und geht schließlich in Überkipfung und Verschuppung über. Wir sehen hier eine Schuppe sich aus einer flachen Mulde entwickeln. Unmittelbar westlich vom Paß liegt flach auf den Kalken ein kleines Phyllitvorkommen von nur wenigen Metern im Durchmesser (s. Abb. 48, Profil 10). Es ist ein Rest des aufgeschobenen Hangendflügels der Mulde. LIMANOWSKI (1909, Profiltafel) verbindet die Mulde am Ziretto-Paß mit der Kalkmasse des M. Veneretta und den kleinen Phyllitrest mit der Phyllitüberschiebung des M. Veneretta. Aber mit der Erkenntnis einer

eigenen Überschiebung dieser Mulde läßt sich diese Ansicht nicht in Einklang bringen.

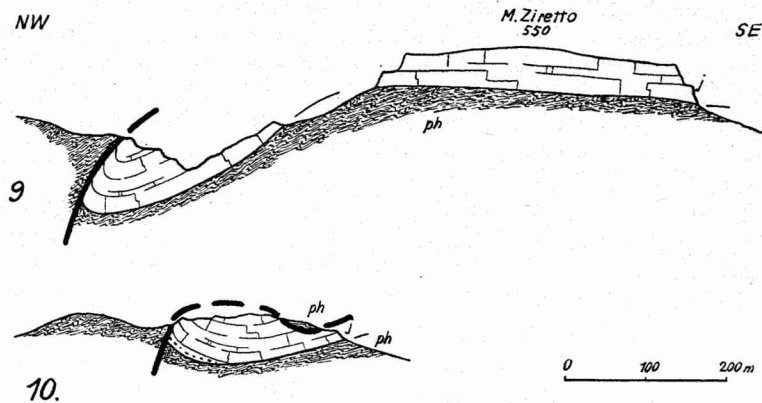


Abb. 48. Verschuppung von vormesozoischen Phylliten (ph) und Jura (j) am Zirettopass bei Taormina [G 2].

Die Zahlen 9 und 10 weisen auf die Profilinien der Tafel 5.

Auch 1 km NNE des Ziretto-Passes sieht man eine Kalkschuppe aus einer überkippten Mulde hervorgehen. LIMANOWSKI hat dies ebenfalls beobachtet, aber die Erscheinung als Sonderfall in seinem tektonischen Bild gedeutet, indem er die Annahme einer Rückfaltung zu Hilfe nahm. Mir scheint es zwangloser, umgekehrt alle übrigen Schuppen, deren Scharniere nicht sichtbar sind, als autochthon anzunehmen. In Abb. 49 seien beide Deutungen einander gegenübergestellt.

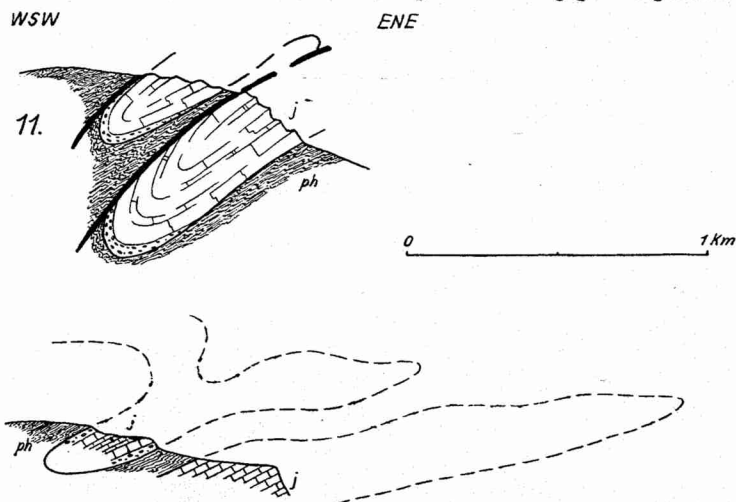


Abb. 49. Verschuppung von vormesozoischen Phylliten (ph) und Jura (j) bei Taormina [G 2].

Die Zahl 11 weist auf die Profilinie auf Tafel 5. Unten dasselbe Profil nach der Deutung von LIMANOWSKI (1909, Profiltafel).

KOBER (1931 S. 140) modifizierte die Ausführungen LIMANOWSKI'S. Er nahm an, der Flysch sei auf 40 km Länge von Mesozoikum überschoben und bilde ein großes Fenster zwischen Letojanni, wo er unter dem Mesozoikum von Taormina auftaucht, und Ali, wo er unter dem gleichen System verschwindet. Die Überschiebung sei an der Straße bei Letojanni eindeutig aufgeschlossen. Wie wir gesehen haben (Tafel 5), transgrediert aber das Alttertiär von Letojanni auf dem Schuppenbau. Am angeblichen Nordrand dieses Fensters (bei Ali-Scaletta) ist überhaupt kein Flysch vorhanden (KOBER hielt wohl die Schiefer des Jura von Ali für Flysch).

Für größere Überschiebungen könnten nur die Verhältnisse nördlich von Limina sprechen. Dort taucht Jurakalk in einem kleinen Fenster unter den Phylliten auf, doch kommt man auch hier mit der Annahme lokaler Verschuppungen aus. Darin stimme ich SCALIA (1921) und STAUB (1932) durchaus zu.

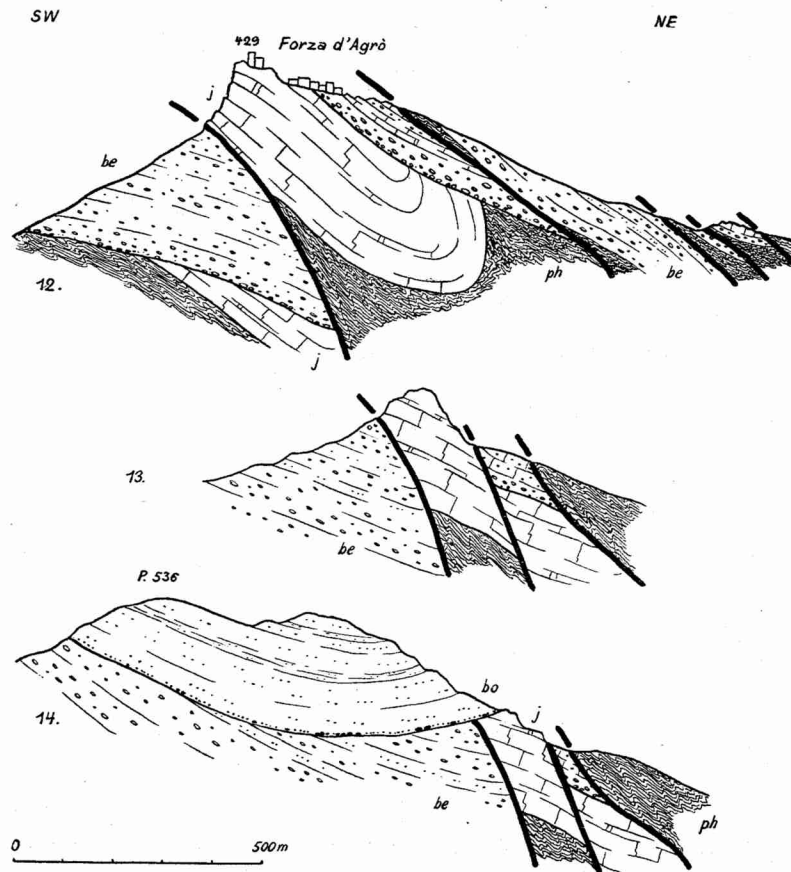


Abb. 50. Der Schuppenbau von Forza d'Agrò (Sizilien) [G 3] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

Die Zahlen 12—14 weisen auf die Profilinien der Tafel 5 hin. ph Phyllite, j Jura, be Eozän, bo Oligozän.

Bei Novara und Forza d'Agrò sind Teile einer Schuppenzone nachweisbar, die der Kristallinüberschiebung noch näher benachbart ist.

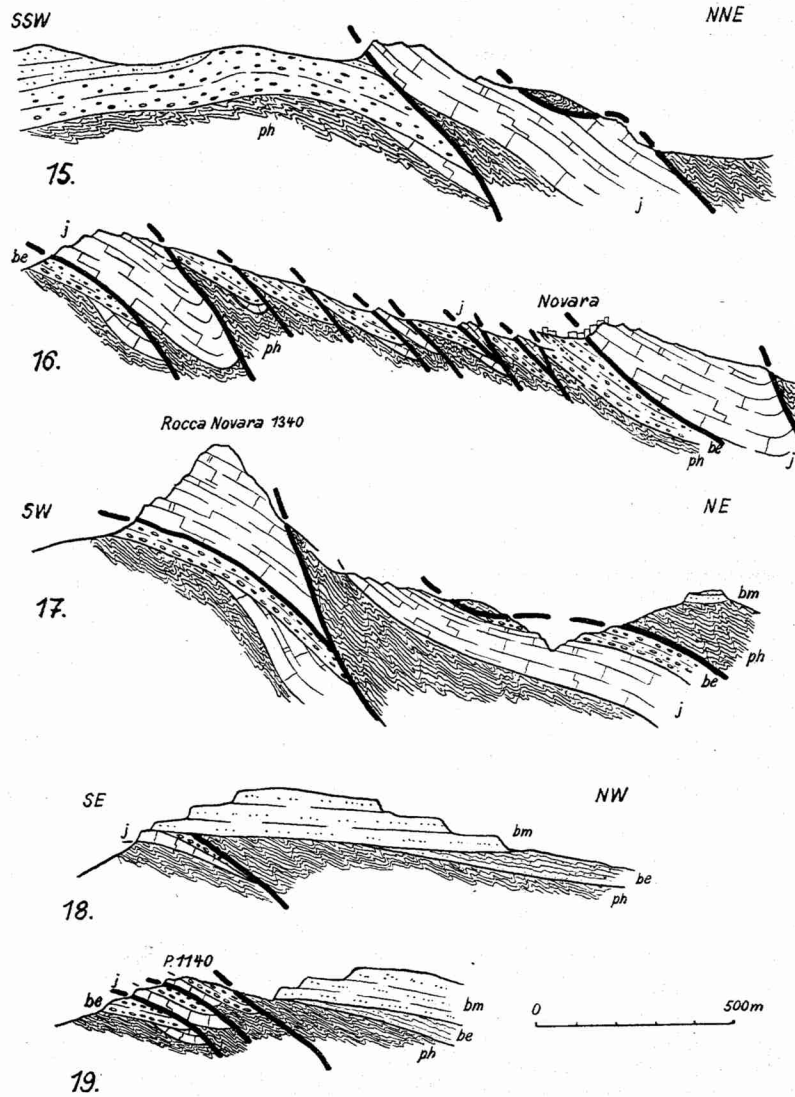


Abb. 51. Der Schuppenbau von Novara (Sizilien) [G 2] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

Die Zahlen 15—19 weisen auf die Profilinien der Tafel 5. ph Phyllite, j Jura, be Eozän, bm Miozän.

Die Schuppenzone von Forza d'Agrò (Tafel 5).

Bei Forza d'Agrò ist die Bewegung gegen Süden gerichtet (s. Abb. 50). Jurakalke sind steil auf Eozänkonglomerate geschoben. Die Überschiebung ist in der Wand unterhalb Forza d'Agrò gut aufgeschlossen. Die Kalke tauchen ihrerseits nach Süden unter flachere Phyllit- und Tertiärschuppen.

Die Schuppenzone von Novara (Tafel 5).

Auch der Schuppenbau von Novara ist südwärts gerichtet, flache Aufschüppungen herrschen vor (s. Abb. 51). Auch hier sind die mesozoischen Kalke von ihren Basalschichten abgeschert und auf Phyllite und Eozänkonglomerate vorgeschoben worden. An der Rocca Novara (P. 1340) ist die Überschiebung gegen SSW gerichtet. Zwischen Liaskalken und Oberlutetkonglomeraten liegt eine starke Ruschelzone. 1,5 km östlich der Rocca Novara geht die Bewegung gegen SSE.

β) Der Decken- und Schuppenbau am Südrand des Kalabrischen Massivs im Aspromonte [G 4].

1. Die Kristallin-Überschiebung.

Die Kristallinüberschiebung, die in Sizilien so großes Ausmaß erreicht, läßt sich auch jenseits der Meerenge von Messina im Aspromonte weiter nach Osten verfolgen. Auch hier ist das flache Auflager einer Glimmerschiefer-Granit-Serie auf phyllitischen Schiefern stellenweise schön aufgeschlossen, z. B. bei S. Lorenzo [G 4]. (s. Abb. 52).

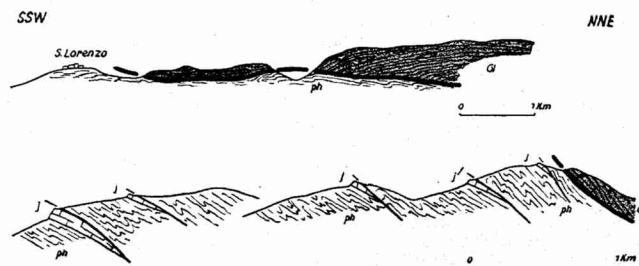


Abb. 52. Kristallinüberschiebung und Schuppenbau im Aspromonte bei S. Lorenzo und Palizzi [G 4] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

G1 Glimmerschiefer, ph Phyllite, j Jura.

Die Striemung streicht hier SW—NE. Die Bewegung ist auch hier im wesentlichen südwärts gerichtet. Ebenso ist es 6 km süd-

westlich von Palizzi [G 4], wo neben einer ENE streichenden Strie-
mung auch nach SSE vergente Kleinfalten vorkommen. Auf das
Ausmaß der Überschiebung lassen sich hier nur aus dem Zurück-
springen des Kontaktes sichere Schlüsse ziehen. Der Mindestschub
beträgt bei S. Lorenzo 9 km. Nach Osten nimmt die Förderlänge
ab. Die Überschiebung verklingt schließlich. Immerhin ist die
Verschiedenheit des mesozoischen Deckgebirges zu beachten: auf
der Kristallindecke transgrediert Cenoman, auf den Phylliten da-
gegen bereits der Jura. Offenbar ist durch die Überschiebung das
Schwellengebiet der Randzone genähert worden.

2. Der Schuppenbau.

Die Schuppenzone von Palizzi [G 4].

Wie in Sizilien so ist es auch in Kalabrien vor der Kristallin-
überschiebung zu Verschuppungen gekommen. Bei Palizzi ist z. B.
Jura wiederholt flach von Phylliten überschoben worden (s. Abb. 52).
Die Bewegung ist hier gegen SSW gerichtet.

Ergebnis.

Große Deckenbewegungen von über 14 km Schubweite haben
auch am Südrand des Kalabrischen Massivs stattgefunden. Dabei
ist das Kristallin der Peloritane Berge und des Aspromonte auf
die phyllitische Randzone des Kalabrischen Massivs überschoben
worden. Hierbei wurde das mesozoische Deckgebirge unter und
vor der Kristallindecke intensiv mit dem paläozoischen Grund-
gebirge verschuppt. Die Bewegung ist überwiegend gegen Süden
gerichtet. Demgegenüber treten Vergenzen gegen Osten (Taormina)
zurück.

c) Die Bewegungen am Ostrand des Kalabrischen Massivs.

Im Osten des Kalabrischen Massivs ist Mesozoikum nur an
drei Stellen erhalten: bei Gerace, Stilo und Rossano [F 5, B 6, C 6].
Nur hier ist es darum möglich, etwas über die alpidischen Be-
wegungen am Ostrand des Kalabrischen Massivs auszusagen.

α) Bei Gerace [F 5].

Bei Gerace transgrediert Tithon auf Phylliten (Abb. 53 unten).
Es ist nicht gefaltet, wird jedoch am M. S. Jejunio (2,5 km NNW von
Gerace) von Granit steil überschoben (Abb. 31). Die Überschiebung
fällt mit 55° nach SW ein. Der Granit ist stark zerrüttet.

β) Bei Stilo [F 5].

Bei Stilo transgrediert gleichfalls Tithon auf Phylliten, die ihrerseits steil unter Granit tauchen. Der Kontakt dürfte primär sein. Das Tithon wird konkordant von Oberkreidekalken überlagert. Das Mesozoikum fällt nach ESE ein. Es ist nur in einer schmalen Flexurzone sichtbar (Abb. 53).

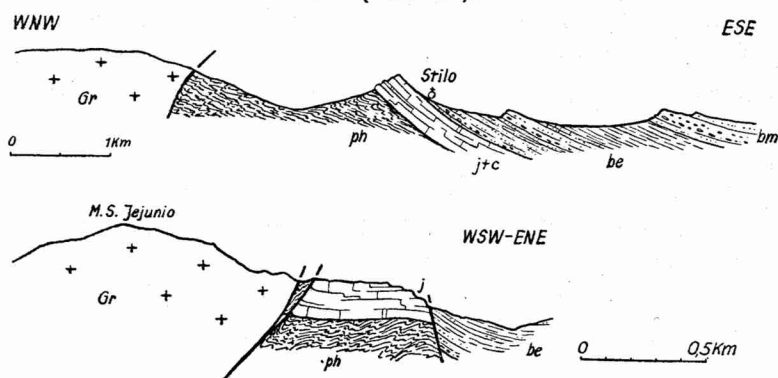


Abb. 53. Die Lagerung des Mesozoikums von Stilo und Gerace (Südkalabrien) [F 5].

Gr Granit, ph Phyllite, j Jura, c Kreide, be Eozän, bm Miozän.

Zu größeren Überschiebungen ist es am Ostrand des Aspromonte und der Serra S. Bruno nicht gekommen. Wo Granit an Phyllit grenzt, scheint der Kontakt primär zu sein. Die Phyllite sind in der südöstlichen Umrandung der Serra S. Bruno teilweise kontaktmetamorph. Um den Granit legt sich eine mächtige Serie von Biotitschiefern. Doch sind die zentralen Granite meist steil auf die äußeren Phyllitzonen geschoben. Nur stellenweise legen sich die Schiefer mit flacherem Einfallen (30°) auf den Granit.

γ) Bei Rossano [B 6, C 7].

Bei Rossano ist Mesozoikum in größerer Verbreitung erhalten. Der Jura ist intensiv gefaltet und verschuppt. Dabei ist es zu beträchtlichen disharmonischen Bewegungen gekommen. Sie sind im tiefen Einschnitt des Trionto-Tales östlich von Longobucco [C 6] klar erschlossen (s. Abb. 54). Grundgebirge und Basalkonglomerate sind in relativ weitspannige, zerschuppte Falten gelegt. Die Überschiebungen verklingen in den dünnbankigen Jurakalken⁶¹⁾. Die Einengung ist hier durch intensive Spezialfaltung erreicht.

61) Der Granit des M. Jantrinico (2 km nördlich von Longobucco) gehört einer steilen Schuppe an. Er ist nicht der Rest einer größeren Kristallindecke, wie man nach der geologischen Karte 1:100 000 vermuten möchte.

Ähnlich ist der Schuppen- und Faltenbau im Colognati-Tale 7 km SSW von Rossano. Im Nebental westlich der Kapelle von S. Onofrio hat Granit Phyllite und Dogger überfahren. Die Überschiebung ist im Bachbett aufgeschlossen. Die Bewegung geht hier gegen Norden. Die Tithon-Radiolarite oberhalb des Tales sind eng gefaltet mit Vergenz nach NNW. Im Trionto-Tale ist dagegen die Bewegung mehr nach NE gerichtet.

Ergebnis.

Am Ostrand des Kalabrischen Massivs erlaubt nur das Mesozoikum von Gerace und Rossano Rückschlüsse auf die alpidischen Bewegungen dieser Zone. Größere Überschiebungen haben hier anscheinend nicht stattgefunden. Nur mehr oder weniger intensive Verschuppungen sind nachweisbar. Auch hier gehen die Bewegungen vom Zentralkristallin in die phyllitischen Randzonen.

Zusammenfassung.

Die Divergenz des Kalabrischen Massivs.

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich, daß das Zentralkristallin des Kalabrischen Massivs allseits⁶²⁾ gegen die phyllitischen Randzonen bewegt ist. Das mesozoische Deckgebirge wurde dabei unter bzw. vor der Kristallinüberschiebung häufig inten-

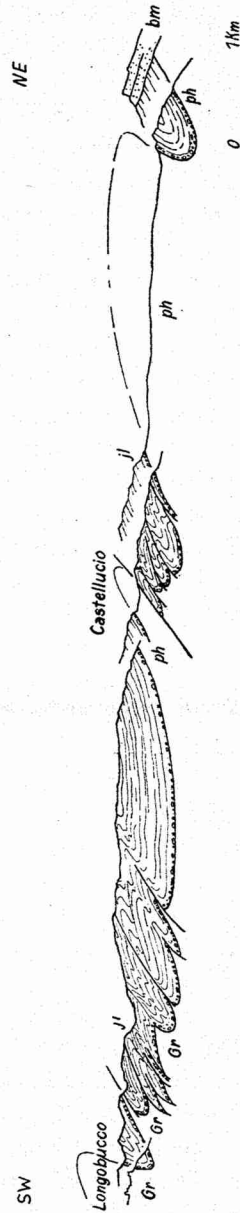


Abb. 54. Der Falten- und Schuppenbau im Nordosten des Kalabrischen Massivs bei Longobucco (Rossano) [C 6].
Gr Granit, ph Phyllite, j1 Lias, bm Miozän.

62) Eine Bewegung allseits nach außen ist mechanisch schwer verständlich. Bei zentrifugalen Überschiebungen sind starke Zerrungen nahe der Deckenstirn zu erwarten; dafür lassen sich jedoch keine Beobachtungen beibringen. Bei zentripetalen Unterschiebungen müßte es zu starken Pressungen unter dem Wurzelgebiet gekommen sein; sie könnten durch größere „Verschluckungen“ kompensiert

siv verschuppt. Die Überschiebungsbahnen sind in den Außenzonen flach⁶³⁾, während sie in der Nähe der Wurzelzone mit 30—40° abtauchen.

Es deutet sich im Bau des Kalabrischen Massivs also eine Divergenz an. Dabei herrscht jedoch eine ausgesprochene Asymmetrie. Den riesigen Deckenüberschiebungen nach Nordwesten und Norden steht die relativ geringfügige Verschuppung bei Rossano nach Nordosten gegenüber, und am Südostrand des Kalabrischen Massivs hat überhaupt keine nennenswerte Ostbewegung mehr stattgefunden. Nur gelegentlich ist hier der Granit steil auf die etwas aufgerichteten Phyllite geschoben worden. — Erst im Süden des Kalabrischen Massivs stellt sich kräftige Südbewegung ein. Die Kristallindecke des Aspromonte und der Peloritaner Berge erreicht nach Westen hin ein immer größeres Überschiebungsausmaß, wenn es auch nicht an das der nordkalabrischen Decken heranreicht.

Auffallenderweise verlaufen bei der nach NW bewegten Kristallindecke die Bewegungsbahnen nicht geradlinig. Bei S. Severino [A 5] war die Bewegung nach N gerichtet, im Fenster von Cetraro und bei Spezzano Albanese [B 4, 5] nach NNW. Südlich von Cosenza vergieren die Falten nach NW—W, bei Catanzaro nach WSW. In der Zentralzone kann man also eine Bewegung senkrecht von der Wurzel weg erkennen (namentlich bei Catanzaro), während in den Außenzonen diese Bewegungen abgelenkt werden.

Das Ausmaß der Überschiebungen ist im Norden und Süden des Kalabrischen Massivs beträchtlich. Am Südrand beträgt die Schubweite der Kristallindecke mindestens 14 km. Daraus ergibt sich dort ein Zusammenschub von etwa 50%. Am Nordrand des Kalabrischen Massivs sind Überschiebungen im Ausmaß von 40 km nachzuweisen. Wahrscheinlich erreichen sie sogar ein Ausmaß von 60—70 km. Die Schichten sind hier auf $\frac{1}{3}$ der ursprünglichen Länge eingeeengt. Die dynamometamorphe Umwandlung des mesozoischen Deckgebirges ist darum am Nordrand des Kalabrischen Massivs am größten. Die karnische Stufe ist dort in den Bereich der obersten Tiefenstufe gerückt worden.

Eine eigentliche Fließtektonik wie im Penninikum der Alpen ist jedoch nicht zu beobachten. Dazu war die tektonische Überlagerung zu gering, d. h. die Mächtigkeit der Deckschollen zu klein. Die Kristallindecke der Peloritaner Berge erreicht nur eine Mäch-

worden sein. Darum ist m. E. die Annahme größerer Unterschiebungen wahrscheinlicher.

63) Zu Deckenfaltungen und -verschuppungen ist es m. W. nur bei Sanginetto und S. Severino gekommen.

tigkeit von etwa 3000 m. Auch die Kristallindecke am Nordrand des Kalabrischen Massivs war wohl nicht viel mächtiger. Bei Martirano und Catanzaro sinkt ihre Mächtigkeit auf wenige 100 m herab. Die Phyllitdecke ist im Nordteil des M. Cocuzzo-Massivs auf 50 m ausgedünnt, schwillt aber in wenigen km Entfernung bereits auf über 500 m an. Die Mächtigkeit der einzelnen Decken ist also im Vergleich mit den riesigen Schubweiten gering. Das Verhältnis von Deckenmächtigkeit und Schubweite schwankt zwischen 1:7 und 1:60.

Der Deckenschub dürfte am Nordrand des Kalabrischen Massivs durch das Gefälle zum südapenninen Flyschtrog erleichtert worden sein. Vielleicht erklären sich so die ungewöhnlich großen Überschiebungen gerade in dieser Richtung. Damit stimmt überein, daß am Südrand des Kalabrischen Massivs, wo eine Vortiefe vor dem Deckenschub überhaupt nicht oder nicht in dem Maße entwickelt war wie im Norden, die Schubweite relativ gering ist.

Die Aufwärtsbewegung der Zentralregion kann auch zur Zeit der großen Gebirgsbildung nicht sehr erheblich gewesen sein, weil in nächster Nachbarschaft von ihr bei Catanzaro und Rossano noch heute das Mesozoikum erhalten ist. Da sich auch auf den zentral-kristallinen Decken mesozoische Sedimente finden, muß der Deckenbau des Kalabrischen Massivs noch ziemlich unversehrt sein. Was wir sehen und untersuchen können, ist somit nur ein sehr hohes tektonisches Stockwerk. Wir wissen nicht, wie die Einengung unter den oberflächlichen Decken erreicht wurde. Vielleicht kam es hier zu einer Fließtektonik penninischer Art.

E. Das Bewegungsbild des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete nach der Hauptfaltung.

Das Jungtertiär ruht im Kalabrischen Massiv und seinen Randgebieten stets diskordant auf Alttertiär und Mesozoikum. Dabei ist die Diskordanz groß, wo der Alttertiärflysch prätektonisch ist, also in den Zonen der pyrenäischen und savischen Gebirgsbildung. Hingegen ist die Diskordanz klein, wo der alttertiäre Flysch posttektonisch ist, also im Gebiet der laramischen Orogenese.

Überall ist die Hauptfaltung aber im Miozän erloschen. Nur zu großen Verbiegungen ist es noch im Jungtertiär gekommen. Wie im epirogenen Bewegungsbild des Kalabrischen Massivs im Mesozoikum lassen sich auch jetzt Zonen der Senkung von Zonen der Hebung unterscheiden. Wir betrachten zunächst die Entwicklung der Senken.

1. Die Entstehung der Senken.

a) Die epirogene Entwicklung der Senken.

α) Im Miozän.

Schichten des tiefen Miozäns sind nur in Südkalabrien bekannt. Bei Antonimina (5 km westlich von Gerace [F 5]), Stilo [F 5] und anderen Orten hat SEGUENZA in Sandsteinen Fossilien des Burdigals nachgewiesen⁶⁴). Die Sandsteine gehen seitlich in sandige Kalke mit Bryozoen und Nulliporen über. Dem gleichen Niveau dürften braune Tone und gelbe Sandsteine angehören, die stellenweise (z. B. 10 km nordöstlich von Palizzi [G 4]) diskordant auf dem Eozän liegen.

Auch südwestlich der Peloritaner Berge ist fossilführendes Burdigal bekannt⁶⁵). Es besteht aus braunen Tonen und quarzischen Sandsteinen, welche diskordant über den fertigen Faltenbau bis auf die Phyllite der Peloritaner Berge greifen. Eine Randfazies des Burdigals dürften die kalkigen Bryozoensandsteine von Novara und nordwestlich von Roccella [G 2] darstellen.

Helvet ist im Kalabrischen Massiv noch sicher nicht nachgewiesen. Erst das Torton ist in ganz Kalabrien verbreitet. Fossilien haben sich an vielen Stellen gefunden⁶⁶). Die Mehrzahl der Arten findet sich im Torton des Wiener Beckens und des Vicentins wieder. Einige sind jedoch auch aus dem Helvet beschrieben. Das kala-

64) Von Antonimina erwähnt SEGUENZA (1879/80 S. 37 ff.) u. a.:

Clypeaster latirostris AG.

Echinolampas hemisphaericus LAUBE

Orbitoides (Lepidocyclina) gümbeli SEG.

65) Bei Castelbuono u. a. Orten der Madonie (BALDACCI S. 91) mit:

Ficula condita BRONG.

Pyrula rusticula ROST

Turritella cathedralis RAMSGH.

„ *terebialis* LMK.

66) Südöstlich von Stilo erwähnt CORTESE (1895 S. 142—143) u. a.

Pecten besseri ANDRZ.

„ *cristatum* BR.

Venus dujardini HOERN.

Ancillaria glandiformis LMK.

Conus berghausi MIGHT.

Echinolampas hemisphaericus LAUBE.

von Belcastro u. a.:

Clypeaster gibbosus MARC. DE SERRES

„ *alticostatus* MICHL.

„ *intermedius* DES MOUL.

Spondylus crassicosta LMK.

brische Miozän dürfte daher im wesentlichen dem Torton angehören, doch mag die Sedimentation schon im Oberhelvet begonnen haben. CORTESE (1895 S. 138) stellt die gesamte Serie ins Torton.

Die jungmiozäne Serie beginnt meist mit Konglomeraten⁶⁷⁾, die noch oben in mächtige Sandsteine übergehen. In dem Gebiet zwischen Cosenza, Martirano und dem M. Cocuzzo [C 5, D 5] sind die Sandsteine durch einen bis 50 m mächtigen, z. T. sandigen, mergeligen Kalk vertreten, der häufig Seeigelstacheln führt. Über den Sandsteinen folgen Tone. Sie werden an der jonischen Küste stellenweise von einer jüngeren Konglomerat-Sandstein-Serie überlagert, die aber nur geringe Flächenausdehnung hat. Bei Belvedere beträgt die Gesamtmächtigkeit des Obermiozäns etwa 800 m, die Mächtigkeit der basalen Kristallinkonglomerate 300 m.

Das Miozän wird abgeschlossen durch die Gips-Schwefel-Formation. Sie umfaßt das Sarmat, vielleicht auch noch z. T. das Pont. Ein kieseliger Mergel (Tripoli) leitet vom Torton über zu Kieselkalken und mächtigen Gipsen, die häufig von Steinsalz und Tonen begleitet werden.

Das Sarmat greift oft auf ältere Schichten über, stellenweise bis auf Kristallin. Es gehören ihm wohl auch die Tone mit größeren Gipseinlagerungen an, welche bei Lungro [B 5] unmittelbar auf Eozän liegen. Unter ihnen findet sich ein bauwürdiges Steinsalzlager⁶⁸⁾.

67) Auf der geologischen Karte werden sie teils ins Oligozän, teils ins Helvet gestellt. Tatsächlich dürfte es sich bei diesen Basalschichten aber immer um das gleiche obermiozäne Niveau handeln, wenn die Konglomerate auch im einzelnen sehr verschieden sind. Der petrographische Habitus hängt ja in erster Linie von lokalen Verhältnissen ab. Solange ein verschiedenes Alter der einzelnen Konglomerate nicht durch Fossilien belegt ist, besteht keine Veranlassung, ein solches anzunehmen.

4 km südöstlich von S. Donato [B 4] finden sich an der Basis des Obermiozäns Mergelkalke mit Kalkalgen.

68) Auf der geologischen Karte 1:100 000 ist diese Serie als Torton dargestellt. Es ist jedoch wahrscheinlicher, daß diese größeren Gipsvorkommen wie überall in Italien dem Sarmat angehören. Die große Steinsalzlinsse von Lungro gerade an der Basis dieser Serie ist als primärer Absatz schwer vorstellbar. Man könnte hier auch an älteres Salz aus tieferen Schichten denken, das vielleicht durch einen Aufstieg an diese Stelle gelangt ist. Salinar ist in Nordkalabrien teilweise auch die Obertrias entwickelt (Gips im Karn von Cetraro, vgl. S. 78). Diese Serie ist als Decke auf den Flysch des Südapennins verfrachtet worden und vielfach noch zwischen Eozän und transgredierendem Miozän erhalten. Auch 2 km SSW von Lungro, in der Nachbarschaft des Salzvorkommens beobachtete ich diese karnischen Schichten mit den typischen Diabas-Porphyrten. Es bliebe also nachzuprüfen, ob sie mit dem Salz in Zusammenhang stehen.

Das Miozän ist im wesentlichen auf die heutigen Niederungen beschränkt, längs der Küsten und in tief eingreifenden Senken. Dafür sind zwei Erklärungen möglich:

1. Das Miozän ist in den heutigen Niederungen vor der Abtragung bewahrt geblieben, es hat aber einst über ganz Kalabrien hinweggeriffen.
2. Die heutige Verbreitung des Miozäns entspricht ungefähr der ursprünglichen.

Die Frage, welche Erklärung zutrifft, läßt sich nur aus den Mächtigkeits- und Faziesverhältnissen der miozänen Sedimente entscheiden. Leider liegen darüber noch keine Spezialuntersuchungen vor. Nur folgendes steht fest: Die Gipse des Sarmats greifen über ältere Schichten hinweg und liegen z. B. bei Tiriolo (8,5 km nordwestlich von Catanzaro) unmittelbar auf dem Kristallin. Dabei nimmt ihre Mächtigkeit nicht ab. Klastische Einschaltungen, rote Tone oder ähnliche Anzeichen von Küstennähe fehlen. Daraus ergibt sich, daß das Sarmat noch weit über sein heutiges Verbreitungsgebiet hinausgriff. Große Teile des Kalabrischen Massivs müssen damals Sedimentationsraum gewesen sein.

Andererseits setzen die mächtigen Konglomerate und Sandsteine im Torton ein Denudationsgebiet in der Nachbarschaft voraus. Auch nimmt die Mächtigkeit gegen die Senken zu. Immer neue Schichtbänke stellen sich ein. Das weist darauf hin, daß der Rand nicht fern lag⁶⁹⁾.

Zeitweise entsprach also die heutige Verbreitung des Miozäns der ursprünglichen. Die gegenwärtigen Denudationsgebiete waren auch die Schuttlieferanten für die Miozänsenken. Doch sind nicht alle heutigen Niederungen schon im Miozän Sedimentationsraum gewesen. Im NE-Teil der Crati-Senke zwischen Castrovillari und Spezzano Albanese [B 5] hat die Sedimentation z. B. erst im Pliozän begonnen.

β) Im Pliozän.

Entsprechend sind die Verhältnisse im Pliozän. Auch hier sinkt die Mächtigkeit der Sedimente randwärts rasch. Ebenso weisen neue Konglomerateinschaltungen auf die ständige Hebung der Denudationsgebiete. Dabei greifen aber auch hier einzelne Stufen weit über diese hinweg.

69) Häufig greifen auch die Miozänsandsteine auf Grundgebirge über, wie bei Rossano-Longobucco [B 6, C 6]. Doch dürften dann die Sandsteine die Konglomerate seitlich vertreten.

Das Pliozän beginnt meist mit Basalkonglomeraten, die häufig nur geringmächtig sind, gelegentlich auch ganz fehlen. Randlich schwillt ihre Mächtigkeit stark an. Sie vertreten hier vielleicht auch höhere Horizonte. Es folgen fossilreiche Tone, die in ihrem tieferen Teil die typische Asti-Fauna⁷⁰⁾ mit zahlreichen ausgestorbenen Arten führen (GIGNOUX 1913 S. 21 ff.).

Der höhere Teil dieser Tonserie gehört indessen schon der Kalabrischen Stufe an (= pliocène récent, GIGNOUX 1913 S. 22). Einige Arten der Asti-Fauna sind ausgestorben. Es beginnt die Einwanderung der „nordischen Gäste“ (E. SUESS⁷¹⁾). Über den Tonen folgen Sandsteine, deren Verbreitung erheblich über die tieferen Schichten hinausgeht. Am Rande der Crati-Senke sind sie als Konglomerate entwickelt. Sie gehören ebenfalls der Kalabrischen Stufe an.

In Südkalabrien schaltet sich zwischen Basalkonglomerate und Asti-Tone ein weißlicher Foraminiferenmergel, der stellenweise weit über die Konglomerate hinaus bis auf Kristallin greift.

γ) Im Quartär.

Am Ende der Kalabrischen Stufe erfolgte eine Regression. Das altquartäre Meer griff nur wenig weiter vor als das heutige. Nur am Nordrand der Peloritane Berge finden sich seine Ablagerungen (Sande und Schotter) z. T. unmittelbar auf dem Grundgebirge. Häufig liegen sie mit schwacher Diskordanz auf der Kalabrischen Stufe.

Das Quartär beginnt mit der Sizilischen Stufe (klassische Fauna von Ficarazzi bei Palermo mit einem Maximum an „nordischen Gästen“). Es folgt die Strombus-Stufe mit eingewanderten Arten aus dem Golf von Guinea (vor allem *Strombus bubonius* LMK., u. a. bei Sferracavallo (Palermo) und Ravagnese (Reggio)). Die Strombus-Fauna leitet über zu der heutigen Mittelmeer-Fauna.

70) Bei Monasterace (8 km ESE von Stilo [F 5]) fanden sich in diesen Tonen u. a. (DE STEFANI 1884 S. 171):

Surcula Lamarcki BELL.

Drillia sigmoidea BR.

„ *modiola* JAN.

Nassa italica MAYER

Isis peloritana SEGUENZA

71) Am M. S. Maria südlich von Catanzaro erwähnt z. B. GIGNOUX 1913 S. 36:

Cyprina islandica L.

Buccinum undatum L.

Im Innern der Senken entsprechen den marinen Quartärablagerungen fluviatile Schotter ⁷²⁾.

Es ergibt sich also, daß die jungtertiären und quartären Senken weitgehend mit den heutigen Verbreitungsgebieten der entsprechenden Ablagerungen zusammenfallen, daß aber gelegentlich Horizonte weit übergreifen, daß mit anderen Worten der Rand oft weit weniger scharf war als heute.

Das Ausmaß der epirogenen Absenkung im Jungtertiär und Quartär beträgt etwa 600—1000 m.

b) Die orogene Umformung der Senken.

Schon das häufige unvermittelte Auftreten von Konglomeraten in den jungtertiären Sedimenten und ihre plötzliche Einschaltung in Tone und chemische Ausscheidungen deuten an, daß die Senkung der Jungtertiär-Becken nicht stetig, sondern ruckweise erfolgte. Diese Bewegungen erreichen stellenweise orogenes Ausmaß. So greift z. B. bei Catanzaro [D 6] Pliozänsandstein flach auf Miozän über, das bis zu 60° aufgerichtet ist (s. Abb. 55). Ähnlich ist es

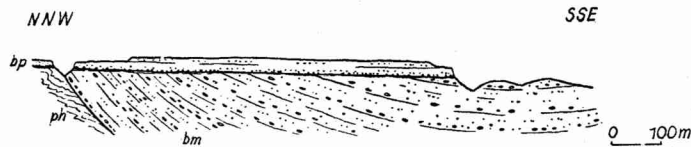


Abb. 55. Diskordantes Übergreifen des Pliozäns bei Catanzaro (Kalabrien) [D 6].

ph Phyllite, bm Miozän, bp Pliozän.

bei Gerace [F 5], wo pliozäne Basalkonglomerate flach bis auf das Eozän übergreifen. Die Diskordanz beträgt etwa 15°.

Einen viel größeren Betrag erreicht die randliche Aufrichtung des Miozäns längs der Küste bei Belvedere [B 4]. Unterhalb des M. Miglioso (s. Abb. 35, Profil 2) und an der Straße nach S. Agata (3 km ESE von Belvedere) fällt das Miozän bis 80° küstenwärts ein. Dort ist auch die Grenze des Granites der Kristallindecke gegen die metamorphe Trias sehr steil. An der Straße nach S. Agata ist sie sogar überkippt, sodaß Kalke der metamorphen Trias über Kristallin liegen. Vor der Kippung lag aber auch hier das Kristallin flach auf der metamorphen Trias. Außer der randlichen Aufrichtung zeigt das Miozän bei Diamante, Belvedere, S.

72) Auf der geologischen Karte sind sie als „marines Quartär“ dargestellt. Doch gleichen sie völlig den Flußschottern und haben keinerlei marine Fossilien geliefert.

Agata (Tafel 4) u. a. O. auch noch einen flachen Faltenbau. Dabei ist die miozäne Serie in sich konkordant, während das Pliozän (Asti) häufig diskordant übergreift.

Im Innern der Senken liegt das Pliozän konkordant auf dem Miozän. Die Orogenese an der Grenze Miozän-Pliozän hat vor allem den Rand der Senken betroffen. Dabei wurden die Miozänsedimente hier aufgerichtet und an Brüchen verworfen. Die vorpliozäne Orogenese führte also zu einer weiteren Heraushebung der Beckenränder. Sie ist sozusagen die Fortsetzung der epirogenen Bewegungen im Miozän.

Dasselbe gilt für die postpliozänen Bewegungen. Auch hier ist die Tektonik vorwiegend auf die Ränder der Senken beschränkt⁷³⁾. Auch hier stehen die orogenen Bewegungen mit den epirogenen in engem Zusammenhang. Dabei ist es gelegentlich zu steilen Überschiebungen an den Beckenrändern gekommen, wie bei Civita [B 5] (s. Abb. 56 oben). Dort sind mesozoische Kalke auf steil aufgerichtete bis schwach überkippte Oberpliozän-Konglomerate geschoben. Oberhalb S. Agata d'Esaro (Tafel 4) findet sich eine ähnliche Vergenz gegen das Jungtertiär der Crati-Senke (s. Abb. 56 unten). An der linken Seite des Esaro-Tales ist der Hauptdolomit kräftig nach Südosten überfaltet, wobei es sogar zu kleinen

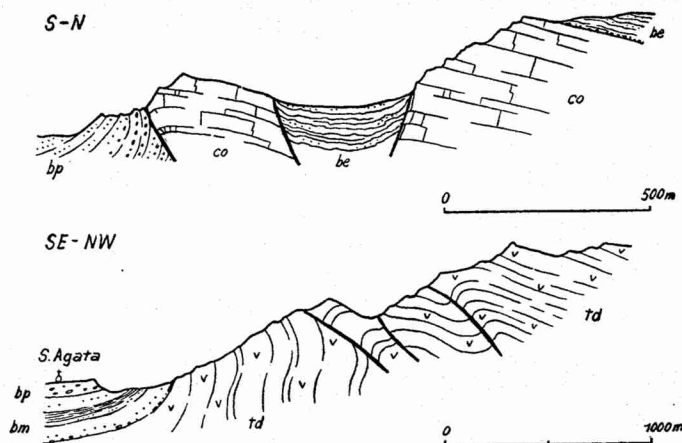


Abb. 56. Die Überfaltung der Crati-Senke bei Civita [B 5] und S. Agata d'Esaro (Tafel 4) (Nordkalabrien).

td Hauptdolomit, co Oberkreide, be Eozän, bm Miozän, bp Pliozän.

73) Eine Ausnahme bildet der Hauptdolomitsattel von Cassano all'Jonio (10 km ESE von Castrovillari [B 5]). Hier findet sich einmal eine junge Aufbiegung inmitten der Crati-Senke. Das Pliozän ist an den älteren Schichten teils aufgebogen, teils an Verwerfungen abgesunken.

Überschiebungen des überkippten Sattelfügels kam. Das ist wohl folgendermaßen zu deuten: Erst am Ende des Pliozäns war die Absenkung der Jungtertiärbecken so weit vorgeschritten, daß es zur Überfaltung der sinkenden Räume kommen konnte.

Eine SSW-Vergenz findet sich im Flysch zwischen Platici und Albidona [A 5], wo man überkippte Isoklinalfalten beobachtet. Die gleiche Vergenz zeigen Kleinfalten im Flysch im Val Sattanasso (2,5 km südwestlich von Platici [A 5]). SW-Vergenz findet sich endlich auch bei S. Sosti [B 4] im Rosa-Tal. Dort biegen die Schichten des Hauptdolomites in steiler bis überkippter Flexur ab, um bald wieder in flache Lagerung überzugehen. Diese Vergenz könnte mit den Brüchen am Pollino und an der Küste im Zusammenhang stehen.

Ergebnis.

Das Jungtertiär ist in Becken abgelagert, deren Umfang etwa dem der heutigen Niederungen entspricht, wenn auch einzelne Schichten gelegentlich weit übergreifen. Die Absenkung begann im Oberhelvet bzw. Torton. Sie schritt ruckweise vorwärts. Am Ende des Miozäns rissen an den Rändern Brüche auf, an denen das Miozän geschleppt ist. Das gleiche war am Ende des Pliozäns der Fall. Dabei kam es gelegentlich zu Überfaltungen der sinkenden Räume ⁷⁴).

2. Die Entstehung der Hochgebiete.

Die Hochgebiete sind arm an Sedimenten, denn nur wenige Schichten sind auf ihnen abgelagert worden. Dazu sind sie bei weiterer Hebung meist wieder denudiert worden. Die Sedimente genügen nicht, den Werdegang der Hochgebiete zu verfolgen. Dafür steht uns eine Fülle von Denudationsformen zur Verfügung. Morphologische Methoden müssen hier die geologischen ergänzen.

a) Die epirogene Entwicklung der Hochgebiete.

α) Im Miozän.

Im Miozän waren die zentralen kristallinen Teile des Kalabrischen Massivs wenigstens zeitweise Denudationsgebiet. Auch Südapennin und Küstenkette bestanden schon z. T. als Erhebungen. Denn die mächtigen groben Kristallinkonglomerate von Belvedere

⁷⁴) STAUB (1932) glaubte aus solchen Beckenüberfaltungen auf eine allgemeine Bewegung entgegengesetzt zur normalen Apennin-Vergenz schließen zu dürfen. Doch haben diese Bewegungen nur ganz lokalen Charakter.

[B4], Guardia Piemontese [C 4] u. a. Orten können nur durch Abtragung der auf Südapennin und Küstenkette liegenden Kristallindecke entstanden sein. Auch die verschiedene Fazies des Torton zu beiden Seiten der Küstenkette — im Westen mächtiger grober Detritus, im Osten überwiegend tonige Schichten — läßt auf eine Trennung der Sedimentationsräume schließen. Erst über die südliche Küstenkette griff höheres Torton mit relativ feinklastischen Schichten hinweg. Ganz allgemein zeigt der Übergang von grobklastischen zu feinklastischen bis chemischen Sedimenten in der Zeit vom Torton bis zum Sarmat eine Abnahme der Reliefenergie an.

Miozäne Altflächen sind südöstlich von Longobucco [C 6] in z. T. über 1000 m Höhe erhalten. Ihr Alter ergibt sich daraus, daß Sandsteine oder Konglomerate den Flächen auflagern. Die Miozänverebnung ist jetzt also wieder herauspräpariert worden. Sie zeigt in Verbindung mit den Sedimenten in den benachbarten Senken, daß am Ende des Miozäns das Kalabrische Massiv morphologisch nur durch eine flache Hügelzone angedeutet war.

β) Im Pliozän.

Auch im Pliozän war die Aufwärtsbewegung des Kalabrischen Massivs gering. Das ergibt sich aus dem relativ geringmächtigen Detritus, den die Hochgebiete in die Senken schütteten, sowie aus dem häufigen Übergreifen von pliozänen Sedimenten in küstenferner Fazies auf die Hochgebiete.

Nach LEMBKE (S. 104 u. 105) war im Aspromonte die pliozäne Küste wohl überall eine Flachküste. Aus ihrer Höhenlage zu dem zentralen Teil des Aspromonte ergibt sich, das dieser im Pliozän das Meer als kleine Insel nur wenig überragte.

γ) Im Quartär.

Die heutige bedeutende Aufwölbung des Kalabrischen Massivs vollzog sich im wesentlichen erst im Quartär. Die bei der Regression am Ende des Pliozäns horizontale Rumpffläche wurde von fast der gesamten Aufwölbung mit betroffen. Diese Fläche steigt südlich von Reggio [G 3] vom Meeresniveau bis über 1000 m. Nach LEMBKE (S. 104) liegt auf den Campi di Selanu ESE von Reggio der pliozäne Strand 1080 m hoch.

Marine Sande und Schotter der Kalabrischen Stufe greifen über die Einsenkung zwischen der Serra S. Bruno und dem Aspromonte hinweg. Sie sind dort über 900 m gehoben worden.

Der Verlauf der quartären Aufwölbung ist im einzelnen schwer zu übersehen. Der Sizilischen Stufe entspricht eine Terrasse von 70—150 m Höhe. Vereinzelt wurden auch höhere Terrassen aus altquartärer Zeit beobachtet. Bei Taormina z. B. erwähnt SEGUENZA (1899) Reste von *Hippopotamus pentlandi* in marinem Quartär einer Grotte in über 200 m Höhe. Die Terrasse der Strombus-Stufe liegt etwa 50 m hoch, steigt landeinwärts aber an (bei Ravagnese nahe Reggio etwa 90 m hoch).

Die relativ geringe Höhenlage der quartären Meeresablagerungen im Vergleich zu den pliozänen deutet darauf hin, daß die Haupthebung sich zwischen der Kalabrischen und der Sizilischen Stufe vollzogen hat. Zu beachten bleibt allerdings, daß das marine Quartär längst nicht so weit auf die Hochgebiete vorgreift wie das Pliozän. Die zentralen Teile des Kalabrischen Massivs dürften auch in postsizilischer Zeit noch beträchtlich gehoben worden sein.

b) Die orogene Umformung der Hochgebiete.

α) Das Kalabrische Massiv.

Bereits S. 167 haben wir gesehen, daß die Orogenese zwischen Miozän und Pliozän zu einer größeren Heraushebung des Kalabrischen Massivs geführt hatte. Entsprechende Steilformen sind nicht mit Sicherheit bekannt. Wir wissen nicht, welches Ausmaß die Hebung in den zentralen Teilen erreicht hat. Dagegen ist das Ausmaß der Verschiebungen an den postpliozänen Brüchen von S. Cristina und S. Eufemia im Aspromonte bekannt. Es erreicht über 500 m (LEMBKE S. 80—85). Diese Brüche lassen sich als Steilstufen im Gelände weit verfolgen.

β) Die Küstenkette [B 4, C 4].

Junge Brüche sind auch in der Küstenkette nachzuweisen. Die tyrrhenische Küste wird von großen jungen Brüchen begleitet. Parallel zu diesen verlaufen zahlreiche kleine, antithetische Brüche, die z. B. nördlich von Paola an der Küstenstraße aufgeschlossen sind.

Bei Cetraro, Diamante und anderen Orten treten Querverwerfungen zum Küstenabbruch und zum Abbruch des Südapennins auf. Sie streichen ENE. Bei Cetraro ist an einem solchen Bruch die Kristallindecke mitverworfen. Die Brüche sind also jünger als der Deckenbau.

Jungtertiären Alters sind teilweise die Verwerfungen, die die Triashorste der südlichen Küstenkette (M. Cocuzzo) begrenzen. Ihre Anlage ist sicher vortortonisch, doch sind sie in

nachtortonischer Zeit wieder aufgelebt. Der große Bruch, der den Cocuzzo-Dolomit im Nordwesten abschneidet, hat auch das Miozän noch schwach mitverworfen. Der vormiozäne Verwerfungsbetrag ist jedoch viel größer.

γ) Der Südapennin.

Im Südapennin kam es in junger Zeit zu einer großartigen Bruchtektonik. Die Brüche treten vorwiegend in einer Zone auf, die vom Südende der Pollino-Kette bei Castrovillari in nordwestlicher Richtung verläuft. Mesozoische Kalke sind an steilen Brüchen von z. T. beträchtlicher Sprunghöhe gegen Flysch verworfen. Der Abbruch der Serra Dolcedorme (nordöstlich von Castrovillari) gegen die Crati-Senke, — eine steile Flexur, die vielfach in einen Bruch übergeht, — hat eine Sprunghöhe von etwa 1500 m.

In dem Tonflysch sind die widerstandsfähigen Kalke durch die Denudation herauspräpariert und die Bruchstufen freigelegt worden. Die hohe Westwand des M. Alpi westlich von Latronico [A 4] ist eine solche Bruchstufe. Das gleiche gilt für die Kreidberge nördlich von Civita [B 5]. Nach NE taucht die Kreide dort normal unter den Flysch, die steilen SW-Wände dagegen sind Bruchstufen, an denen zuweilen noch Harnische erhalten sind wie an der Falconara (12 km NNW von Civita). An diesem Berge beobachtet man senkrecht zu den großen Brüchen zahlreiche kleinere Zerrungssprünge.

Das Alter der Brüche ist bei dem Fehlen von Jungtertiär meist nicht genauer festzulegen. Am Fuße des Abbruchs der Serra Dolcedorme ist Oberpliozän und ? Altquartär noch mitaufgerichtet worden.

Diese großen Brüche beherrschen heute das Landschaftsbild. Trotzdem ist diese junge Tektonik sekundär und unbedeutend gegenüber dem älteren Deckenbau.

Ergebnis.

Der heutige morphologische Höhenzug Kalabriens und der Peloritaneer Berge stellt eine Schwellenzone dar, deren Anlage bis in tortonische Zeit zurückverfolgt werden kann. An der Heraushebung sind epirogene und orogene Bewegungen beteiligt. Letztere treten an Bedeutung zurück. Sie sind mehr eine Begleiterscheinung der Aufwölbung. Das Ausmaß der Aufwölbung ist in jüngster Zeit besonders groß. Das marine Jungpliozän ist mehr als 1000 m gehoben.

Zusammenfassung.

Die posthume Aufwölbung des Kalabrischen Massivs.

Nach der Hauptfaltung setzten im Kalabrischen Massiv und seinen Randgebieten kräftige Undationen ein. Die zentralen Teile des Kalabrischen Massivs wurden erneut zu einem Schwellengebiet, die phyllitischen Randzonen zu Senken. Die Crati-Senke folgt z. B. der Grenze zwischen dem zentralen Kristallin und dem aufgefalteten Südapennintrog. Erst wo dieser sich südlich von Cosenza unter allmählicher Verflachung heraushebt, schließt sich auch die Crati-Senke. Aber auch innerhalb der zentralen kristallinen Teile des Kalabrischen Massivs bildeten sich große Senken.

Die Verbiegungen lassen sich bis ins Torton zurückverfolgen. Im Gefolge der Verbiegungen rissen an den Schwellenrändern am Ende des Miozäns und am Ende des Pliozäns Brüche auf. Sie sind jedoch nur als Begleiterscheinung der Aufwölbung zu werten. Diese erreichte in quartärer Zeit ein besonders großes Ausmaß.

Rückblick.

Die Entwicklung des Kalabrischen Deckenbaus.

In der vorliegenden Arbeit wurde die tektonische Entwicklungsgeschichte des Kalabrischen Massivs untersucht, einmal um an einem klaren Beispiel das Verhalten einer relativ stabilen Scholle gegenüber ihren mobilen Randgebieten zu prüfen, ferner um Unterlagen für die Deutung des Kalabrischen Kristallins im Apenninbogen und damit im alpinen Faltenstrang zu gewinnen.

Die Untersuchung der vormesozoischen Geschichte des Kalabrischen Massivs ergab, daß das Grundgebirge wohl in der Hauptsache paläozoisch ist und eine starke vormesozoische Faltung erlitten hat, welche wahrscheinlich der variszischen Ära angehört. Diese Faltung schuf in den heutigen zentralen Teilen des Kalabrischen Massivs einen westvergenten Fächer. In seinen Kern intrudierten große Granitmassen, in den Mantel auch basische Eruptiva, vor allem Hornblendite. Die Sedimente am Westflügel vergneisten, wobei die Metamorphose von innen nach außen abnimmt. In der Innenzone beobachtet man ein Katakristallin, das nach außen schließlich in die Phyllitserie übergeht. An der Ostflanke wurden die Sedimente nicht nennenswert umgewandelt. Auch im Süden, im Aspromonte und in den Peloritane Bergen, findet sich nur ein Kristallin der Mesozone, das meist flach gelagert ist.

Hinsichtlich des epirogenen Bewegungsbildes des Kalabrischen Massivs im Mesozoikum, d. h. vor der Hauptfaltung, ergab sich folgendes: Zu Beginn des Mesozoikums ist bereits das Granitgewölbe des Kalabrischen Massivs aus seiner Phyllithülle herausgeschält. In der Trias war es wenigstens teilweise Denudationsgebiet, während sich in der weiteren Nachbarschaft des Massivs Sedimente von vielen 100 m Mächtigkeit bildeten, die typische Geosynklinalgesteine wie Radiolarite und Pietre verdi einschließen. Im Jura deutet die lückenreiche, unruhige Sedimentation im Gebiet des Kalabrischen Massivs auf die fortdauernde Hebungstendenz dieser Scholle gegenüber ihren Randgebieten hin. In diesen ist die Schichtfolge geschlossener, die Sedimentmächtigkeit größer, und klastische Einschaltungen sind seltener oder fehlen. Das gleiche gilt für die Kreide. Die Oberkreide greift in den zentralen kristallinen Teilen des Aspromonte und der Peloritaner Berge unmittelbar auf Grundgebirge über, während im südlichen Randgebiete noch Unterkreide und Jura in großer Mächtigkeit erhalten sind.

Im Mesozoikum stellen also die zentralen kristallinen Teile des Kalabrischen Massivs eine typische Geantiklinale dar (s. Abb. 23 u. 24 S. 93 u. 94).

Bei den zu Beginn des Alttertiärs einsetzenden Orogenesen wird das Kalabrische Massiv zunächst (voroazän) in dem gleichen Sinne wie Südapennin und Westsizilien „nach außen“ vorbewegt. Das Kristallin der Peloritaner Berge und des Aspromonte wurde nach Süden auf die phyllitische Randzone überschoben, und bei Rossano [B 6, C 6] kam es gleichzeitig zu einem nach Nordosten gerichteten Schuppen- und Faltenbau. Im Zwischenstück, am Südostrand der Serra S. Bruno, ist diese Vergenz nach außen nur schwach entwickelt. Sie deutet sich nur gelegentlich durch eine steile Aufschiebung des Zentralgranites auf Phyllite und Mesozoikum an.

In spät- bzw. nacheozäner Zeit kam es im Kalabrischen Massiv erneut zu orogenen Bewegungen (pyrenäisch-savisch). Das Kristallin der Sila und Serra S. Bruno wurde nach Nordwesten und Norden bewegt auf den mesozoischen Trog der Küstenkette und den inzwischen entstandenen tiefen Alttertiärtrog des Südapennins, welcher über 1000 m Eozän mit Grünen Gesteinen enthält. Darin kommt wohl zum Ausdruck, daß das Kristallin bessere Ausweichmöglichkeiten in dieser Richtung fand. Das Gefälle zum Eozäntrog erleichterte vielleicht die Verfrachtung und mag damit das ungewöhnliche Ausmaß der Schubweite (über 65 km) gerade in dieser Richtung z. T. erklären. Am Südrand des Kalabrischen

Massivs, wo keine Vortiefe nachweisbar ist (es entwickelte sich nur eine unbedeutende posthume Randsenke), erreicht die laramische Kristallinüberschiebung nur ein Ausmaß von etwa 15 km.

Die großen Kristallindecken am Nord- und Südrand des Kalabrischen Massivs wurzeln unter den Zentralmassiven der Sila, Serra S. Bruno, des Aspromonte und der Peloritaner Berge (s. Abb. 39 und Tafel 8). Das Kalabrische Massiv ist also im wesentlichen autochthon, wie das bereits von SEIDLITZ (S. 449) betont hat. Nur randlich hat das Zentralkristallin die benachbarten Senken überfahren, wenn auch z. T. sehr weit.

Die Mächtigkeit dieser randlichen Decken ist im Vergleich zu den Schubweiten gering. Das Verhältnis schwankt im allgemeinen zwischen 1:7 und 1:60. Die tektonische Überlagerung war also nicht groß. Darum ist nur gelegentlich das Mesozoikum in den Bereich der 1. Tiefenstufe gerückt worden. Erst unter dem heute noch relativ wenig denudierten großen Deckenbau ist eine Fließtektonik vergleichbar der des Penninikums der Alpen zu erwarten.

Die Faltung ereignete sich in den Zentralgebieten des Kalabrischen Massivs sowie an seinem Süd und Ostrand in der Hauptsache vor dem Eozän (laramisch). In den nördlichen Randgebieten ist die Orogenese dagegen erst nach dem Eozän (pyrenäisch bzw. savisch) erfolgt. Auch am Südrand, in Sizilien, stellen sich jüngere (pyrenäische) Bewegungen ein. Hier schließt sich ferner eine äußere Zone an, in der auch das Miozän noch in die Faltung einbezogen ist. Die Faltung wandert also von den Zentralgebieten des Kalabrischen Massivs in die Randzonen.

Im Jungtertiär ist die Faltung erloschen. Die Zentralregion bewahrte jedoch die Hebungstendenz und blieb größtenteils Denudationsgebiet. Ihr Schutt sammelte sich in den Senkungsfeldern, die vor allem in den Randzonen im Laufe des Jungtertiärs entstanden. Wo Miozän und Pliozän einmal auf das Zentralkristallin vorgreifen, sind sie späterhin noch bis über 1000 m gehoben worden, während dieselben Ablagerungen in den Senken teilweise beträchtlich unter dem heutigen Meeresspiegel liegen. Gelegentlich rissen Brüche an den Grenzen der Hebungs- und Senkungsgebiete auf. Überhaupt wird das weitspannige Gewölbe des Kalabrischen Massivs in jüngster Zeit in größere und kleinere Horste aufgelöst.

Das Kalabrische Massiv ist somit ein schönes Beispiel für eine relativ stabile Scholle, die durch ständige Hebungstendenz gekennzeichnet ist.
