

Werk

Label: Periodical issue

Jahr: 1935

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1935_0013|log3

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

ABHANDLUNGEN
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN
MATHEMATISCH-PHYSIKALISCHE KLASSE. III. FOLGE, HEFT 13

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE
DER WESTLICHEN MEDITERRANGEBIETE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN

VON

HANS STILLE

No. 14

DECKENBAU IM APENNINBOGEN

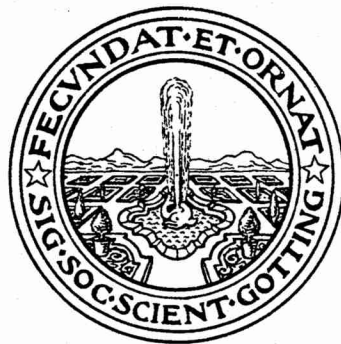
MIT 8 TAFELN UND 58 TEXTABBILDUNGEN

VON

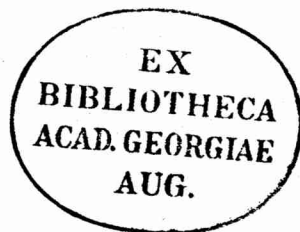
ROLF TEICHMÜLLER UND HANS WILHELM QUITZOW



BERLIN
WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG
1935



Vorgelegt in der Sitzung am 23. Februar 1934 durch V. M. GOLDSCHMIDT.



21935.55a 2

Druck der Dieterichschen Universitäts-Buchdruckerei (W. Fr. Kaestner) in Göttingen.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	1
I. Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara (R. TEICHMÜLLER)	3
A. Der Nachweis der Ligurischen Decke	4
1. Die Zusammensetzung der Ophiolith-Formation	4
2. Alter und Schichtenfolge der Ophiolith-Formation	6
3. Das Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Alttertiär der Toskaniden	11
B. Schubrichtung und Ausmaß der Ligurischen Decke	23
1. Beziehungen zwischen dem Deckenschub und der Vergenz der Deckenfaltung	23
2. Beziehungen zwischen der Schubrichtung der Liguriden und dem Wandern von Faltung und Vortiefenbildung im Apennin	26
3. Die Stellung des toskaniden und liguriden Faziesbereichs im alpinen Orogen	28
C. Die Tektonik der tieferen Stockwerke	33
1. Die „Intrusionstektonik“ der toskaniden Gipse	35
2. Die Toskaniden-Überschiebung	38
3. Deckenfaltung und Metamorphose	42
D. Die Auffaltung des Deckenbaus	46
1. Das Alter der Deckenfaltung	46
2. Die Aufwölbung des Hochapennins	48
3. Der Fächerbau des Hochapennins	51
Rückblick: Die Entwicklung des nordapenninen Deckenbaus	52
Literatur	55
II. Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete (H. W. QUITZOW)	63
A. Stratigraphie und Tektonik des Grundgebirges	64
1. Die Gesteine des Grundgebirges	64
2. Das Alter des Grundgebirges	71
3. Die Tektonik des Grundgebirges	72
B. Die Geantiklinal-Entwicklung des Kalabrischen Massivs im Mesozoikum	76
1. Die epirogenen Bewegungen in der Trias	76
2. Die epirogenen Bewegungen im Jura	84
3. Die epirogenen Bewegungen in der Kreide	91

	Seite
C. Die Entstehung der alttertiären Saumtiefen am Rand des Kalabrischen Massivs	94
1. Der südapennine Flyschtrog	95
2. Die alttertiäre Senke am Südrand des Kalabrischen Massivs	114
3. Die alttertiäre Senke am Ostrand des Kalabrischen Massivs	116
D. Das Bewegungsbild des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete zur Zeit der Hauptfaltung	119
1. Das Alter der Bewegungen	119
2. Art, Richtung und Ausmaß der Bewegungen	124
a) Der Deckenbau am Nordrand des Kalabrischen Massivs	124
b) Der Decken- und Schuppenbau am Südrand des Kalabrischen Massivs	143
c) Die Bewegungen am Ostrand des Kalabrischen Massivs	157
E. Das Bewegungsbild des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete nach der Hauptfaltung	161
A. Die Entstehung der Senken	162
B. Die Entstehung der Hochgebiete	168
Rückblick: Die Entwicklung des Kalabrischen Deckenbaus	172
Literatur	175
III. Die Beziehungen zwischen dem nordapenninen und dem kala- brischen Deckenbau (R. TEICHMÜLLER & H. W. QUITZOW)	181
A. Zur Frage des räumlichen Zusammenhangs zwischen dem nord- apenninen und dem kalabrischen Deckenbau	181
B. Zur Entwicklung des Deckenbaues im Apenninbogen	184

Tafel 1: Tektonische Übersichtskarte vom Deckenbau des Nordapennins.	
" 2: Geologische Karten von Camporgiano und Tresana (Spezia).	
" 3: Tektonische Übersichtskarte des Kalabrischen Massivs.	
" 4: Geologische Karte des Grenzgebietes von Südapennin und Kalabrischem Massiv.	
" 5: Geologische Karte von Taormina und Umgebung (Sizilien).	
" 6: Geologische Karte von S. Agata di Militello und Umgebung (Sizilien).	
" 7a: Die Triasfenster vom M. Cocuzzo und von Grimaldi (Kalabrien).	
" 7b: Die Kristallinklippen von S. Severino und Episcopia (Basilicata).	
" 8: Profile zur Entwicklungsgeschichte des Kalabrischen Massivs.	

Verzeichnis der Textabbildungen.

Für Abb. 1—20 beziehen sich die in eckigen Klammern [] angegebenen Ortsbezeichnungen auf Tafel 1, für Abb. 21—57 auf Tafel 3.

		Seite
Abb. 1.	Das Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Granit von Rombecco, 4,5 km SSW von Berceto (Parma) [a 1]	5
„ 2.	Die Oberkreidemulde von Cassio (Berceto, Parma) [a 1]	8
„ 3.	Profile durch die Deckenmulden der Liguriden bei Tresana [a 2] und Camporgiano [b 3]	12
„ 4.	Profile durch Granitschuppen an der Deckenbasis der Liguriden bei Ricco und am M. Piaggia bei Tresana [a 2]	13
„ 5.	Profil durch die Granitschuppe von Tresana [a 2]	14
„ 6.	Das Eozän des Hochapennins taucht unter die Ophiolith-Formation der Emilia (Profile)	16
„ 7.	Inoceramenführende Oberkreide überlagert nummulitenführendes Eozän bei Barigazzo [c 2]	19
„ 8.	Granitschuppe in der Ophiolith-Formation bei Canossa [c 1]	21
„ 9.	Die Vergenzen des apenninen Faltenstranges (Karte)	24
„ 10.	Die Deckenfaltung des Nordapennins und ihre Vergenzen (Karte).	25
„ 11.	Die Verlagerung der nordapenninen Saumtiefe im Untermiozän (Karte)	27
„ 12.	Die Verbreitung der salinaren und bitumenreichen Fazies in der südalpiner und toskaniden Trias	30
„ 13.	Die Ostligurische Schwelle als Barre zwischen dem liguriden und toskaniden Sedimentationsbereich (Profil)	33
„ 14.	Kleintektonische Deformationstypen der Toskaniden II	34
„ 15.	Die Gipse der toskaniden Trias folgen den tektonischen Fugen und intrudieren in Jungmesozoikum und Eozän. Serchio di Sorraggio-Garfagnana [b 2]	36
„ 16.	Die Gipse der toskaniden Trias durchbrechen den zerschuppten Deckenbau des Nordapennins. Oberes Secchia-Tal [b 2]	37
„ 17.	Profil durch den Deckensattel der Apuaner Alpen	40
„ 18.	Ostvergente Rollfalte im metamorphen Mesozoikum der Apuaner Alpen [b 3]	43
„ 19.	Profil durch den gefalteten Deckenbau des Nordapennins	44
„ 20.	Profile zur Aufwölbung des Nordapennins	48/49
„ 21.	Die Überlagerung von metamorphen Schichten der karnischen Stufe durch norischen Hauptdolomit bei Acquaformosa (Nordkalabrien) [B 4]	80
„ 22.	Die übergreifende Lagerung des Jura auf dem Kalabrischen Massiv bei Rossano (Kalabrien) [B 6, C 6]	88

	Seite
Abb. 23. Die Geantiklinal-Entwicklung des Kalabrischen Massivs im Mesozoikum (Karte)	93
„ 24. Die Geantiklinal-Entwicklung des Kalabrischen Massivs im Mesozoikum (Profil)	94
„ 25. Profile durch den Alttertiärflysch des Südapennins [A 4, 5, 6] . .	95
„ 26. Schichtfolgen des Alttertiärs im Südapennin	103
„ 27. Faziesprofil durch den Alttertiärtrog des Südapennins [A 5, 6] .	104
„ 28. Rosettenförmige und büschelige Aggregate von Titanaugit im Alkalibasalt von Castrovillari (Nordkalabrien) [B 5]	105
„ 29. Die Lagerungsverhältnisse der Grünen Gesteine im Alttertiärtrog des Südapennins bei Castrovillari [B 5], Mormanno [A 4] und S. Severino [A 5]	107
„ 30. Die Lagerungsverhältnisse der Grünen Gesteine im Alttertiärtrog des Südapennins bei Terranova die Pollino [A 5]	110
„ 31. Vor- und nacheoazäne Tektonik bei Gerace (Südkalabrien) [F 5] .	121
„ 32. Die Klippen der Kristallindecke an der Serra dei Monaci im Fenster von Cetraro (Nordkalabrien) [B 4]	126
„ 33. Die Klippen der Kristallindecke bei Acquappesa im Fenster von Cetraro [C 4]	127
„ 34. Der Deckenbau im Fenster von Cetraro (Nordkalabrien) [B 4, C 4]	128
„ 35. Das Abtauchen des südapenninen Mesozoikums unter die Decken des Kalabrischen Massivs [B 4]	129
„ 36. Profile durch die Triasfenster vom M. Cocuzzo und von Grimaldi (Kalabrien) [C 4, 5, D 5]	132
„ 37. Profile durch die Klippen der Kristallindecke bei San Severino und Episcopia (Basilicata) [A 5]	135
„ 38. Das Untertauchen der Phyllite unter die Kristallindecke bei Catanzaro (Kalabrien) [D 6]	138
„ 39. Die Deutung der Tektonik Kalabriens	141
„ 40. Profile der Kristallin-Überschiebung in den Peloritane Bergen (Sizilien) [G 2, 3]	144
„ 41. Die Granitklippen von Savoca (Sizilien) [G 3]	145
„ 42. Der Schuppenbau des Halbfensters von Ali (Sizilien) [G 3]. Profil an der Küstenstraße	146
„ 43. Der Schuppenbau des Halbfensters von Ali [G 3]	147
„ 44. Der Schuppenbau von S. Agata di Militello (Sizilien) [G 1] am Südrand des Kalabrischen Massivs	148
„ 45. Der Schuppenbau von S. Agata di Militello (Sizilien) [G 1]. Verschuppung von Phylliten und Mesozoikum am Kamm von S. Marco	149
„ 46. Der Schuppenbau von Roccella Valdemone (Sizilien) [G 2] am Südrand des Kalabrischen Massivs	150
„ 47. Der Schuppenbau von Taormina (Sizilien) [G 2] am Südrand des Kalabrischen Massivs	151
„ 48. Verschuppung von vormesozoischen Phylliten und Jura am Ziretto-Paß bei Taormina [G 2]	153
„ 49. Verschuppung von Phylliten und Jura bei Taormina [G 2] . . .	153
„ 50. Der Schuppenbau von Forza d'Agrò (Sizilien) [G 3] am Südrand des Kalabrischen Massivs	154

Verzeichnis der Textabbildungen.

	VII
	Seite
Abb. 51. Der Schuppenbau von Novara (Sizilien) [G 2] am Südrand des Kalabrischen Massivs	155
„ 52. Kristallin-Überschiebung und Schuppenbau im Aspromonte bei S. Lorenzo und Palizzi [G 4] am Südrand des Kalabrischen Massivs	156
„ 53. Die Lagerung des Mesozoikums von Stilo und Gerace (Südkalabrien) [F 5]	158
„ 54. Der Falten- und Schuppenbau im Nordosten des Kalabrischen Massivs bei Longobucco (Rossano) [C 6]	159
„ 55. Diskordantes Übergreifen des Pliozäns bei Catanzaro (Kalabrien) [D 6]	166
„ 56. Die Überfaltung der Crati-Senke bei Civita [B 5] und S. Agata d'Esaro (Nordkalabrien)	167
„ 57. Das Alter der Tektonik im Apenninbogen	182
„ 58. Die tektonische Gliederung des Apenninbogens	183



Einleitung.

Der Apenninbogen soll nach ED. SUESS und vielen anderen Alpen und Atlas verbinden. Im allgemeinen wurde bei dieser Annahme aus der morphologischen Gestaltung auf die tektonische Struktur geschlossen. Daß das aber nicht zulässig ist, zeigt schon das N-S- (also quer gerichtete) Streichen der Falten im Autochthon von Genua, in gewissen Teilen des Nordapennins, in der Catena Metallifera, in den Abruzzen und andernorts. Es liegt also die Vermutung nahe, daß der Apennin erst in jüngster Zeit aus mehreren heterogenen Elementen zur heutigen Einheit zusammengeschweißt worden ist.

Auf Anregung von Herrn Prof. STILLE wurde daraufhin die Entwicklung der wichtigsten Bauabschnitte des apenninen Faltenstranges untersucht. In der vorliegenden Arbeit werden zwei derselben, nämlich Nordapennin und Kalabrisches Massiv, hinsichtlich ihres Werdeganges und ihrer Einfügung in den Apenninbogen genauer betrachtet¹⁾. — In beiden Gebieten sollte ein Deckenbau von ungewöhnlichem Ausmaß bestehen. Es galt, ihn nachzuprüfen, nach den Zusammenhängen zu suchen und die Bedingungen zu erforschen, unter denen hier die Fernschübe erfolgt sind. Die vorliegende Arbeit will somit — über die Probleme der regionalen Geologie hinaus — dazu beitragen, die Entstehung der großen Deckengebirge zu klären.

Die Untersuchung des Deckenbaues im Nordapennin wurde von R. TEICHMÜLLER im Sommer und Herbst 1933 ausgeführt; dabei halfen die Herren cand. geol. P. CRAMER, G. HERBST und E. KRZYWICKI in sehr dankenswerter Weise. Der Tektonik Kalabriens galten die Untersuchungen von H. W. QUITZOW in den Jahren 1932 und 1933. Die Auswertung der Beobachtungen erfolgte im Geologischen Institut der Universität Berlin und im Mineralogischen Institut der Universität Göttingen.

1) Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin ist von JANP. SCHNEIDER, der Zentralapennin von R. B. BEHRMANN tektonisch untersucht worden. Auch diese Arbeiten werden in den „Beiträgen zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete“ veröffentlicht werden.

Wir danken Herrn Prof. STILLE, der diese Untersuchungen anregte, für ihre finanzielle Unterstützung sorgte und uns im Gelände und daheim jederzeit behilflich war. Wir danken weiter Herrn Prof. V. M. GOLDSCHMIDT-Göttingen, der H. W. QUITZOW bei der petrographischen Bearbeitung mit seinem Rat freundlichst unterstützte, sowie den Herren Professoren R. FABIANI-Palermo und V. NOVARESE-Rom, die uns schwer erreichbare Literatur zugänglich machten. Gern gedenken wir auch der gastfreundlichen Aufnahme, die uns von seiten der italienischen Bevölkerung zuteil geworden ist, sowie des Entgegenkommens der Behörden.

I. Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara.

Von

R. TEICHMÜLLER.

G. STEINMANN hat als erster im Nordapennin Deckenbau angenommen: eine mächtige Serie fossilärmer Schiefer und Grüner Gesteine (die sog. Ophiolith-Formation), die nach STEINMANN das Jungmesozoikum umfaßt, soll von Südwesten als „Ligurische Decke“ auf das \pm autochthone („toskanide“) Mesozoikum und Alttertiär des Nordapennins überschoben sein. N. TILMANN, O. LUDWIG, L. KOBER u. a. folgten G. STEINMANN in dieser Deutung. In jüngster Zeit sind G. ROVERETO, G. MERLA, R. STAUB und P. DE WIJKERSLOOTH zu einer ähnlichen Auffassung gekommen. — Aber auch an Widerspruch fehlte es nicht. Immer wieder tauchte der Gedanke auf, daß die Ophiolith-Formation dem Eozän angehöre (z. B. D. ZACCAGNA und B. LOTTI) oder daß sie zwar mesozoisch sei, aber vom Eozän überlagert würde (z. B. F. SACCO und P. PRINCIPI). Auch unter den Anhängern der Deckentheorie herrscht keine Einigkeit. Nach STEINMANN, TILMANN, KOBER und WIJKERSLOOTH liegen die Wurzeln der Ligurischen Decke im Westen unter dem Tyrrhenischen Meer, nach ROVERETO dagegen unter der Po-Ebene. R. STAUB sucht sie schließlich im Hochapennin selbst. Ebenso gehen die Meinungen über den Bewegungs-Mechanismus noch weit auseinander: L. KOBER, R. STAUB u. a. sehen im Nordapennin ein Gebirge von alpinem Typ, während WIJKERSLOOTH Alpen und Apennin scharf getrennt wissen will; die Alpen sollen nach ihm das Ergebnis eines Zusammenschubs —, der Apennin das einer Zerrung verbunden mit Troggleitung sein.

Es war also zunächst einmal festzustellen, ob im Nordapennin tatsächlich derart große Überschiebungen nachgewiesen werden können, wie es STEINMANN seinerzeit auf Grund relativ weniger Beobachtungen angenommen hatte.

A. Der Nachweis der Ligurischen Decke.

Die Liguriden-Hypothese STEINMANN'S setzt voraus, daß die Ophiolith-Formation jungmesozoisch ist und überall das Eozän überlagert. Diese Voraussetzungen sind aber keineswegs allgemein anerkannt; vielmehr ist das jungmesozoische Alter der Ophiolith-Formation, — ihr Auflager auf dem Alttertiär, ja überhaupt ihre Abgrenzung nach unten und oben umstritten.

1. Die Zusammensetzung der Ophiolith-Formation.

a) Sedimente.

Die Ophiolith-Formation wird vorwiegend von dunklen fossilarmen²⁾ Schiefertonen („Argille scagliose“) und Tonschiefern („Argilloscisti“) aufgebaut. Sie erreichen eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. An ihrer Basis stellen sich sandige, glimmerreiche Letten ein, die mit Konglomeraten und Brekzien wechselagern (so z. B. an der Barberino-Brücke nördlich von Bobbio und bei Rovegno im Trebbia-Tal, im oberen Baganza-Tal [a 1], bei Rossena [c 1], Tresana [a 2] (s. auch Taf. 2) und andernorts). Unter den Geröllen herrschen Granite, Gneise und Glimmerschiefer vor; sie sind meist faustgroß, erreichen aber bei Castello di Tresana [a 2] auch einen Durchmesser von 1,50 m. In den Konglomeraten treten gelegentlich Bänke von majolika-artigen Kalken auf. Im Hangenden werden sie häufiger und schließen sich zu linsenförmigen Einschaltungen zusammen.

Gelegentlich finden sich in den Schiefertonen auch rote Hornsteine, so z. B. bei Isola di Rovegno im Trebbia-Tal, bei Varese Ligure, im Vara-Tal nördlich Spezia, bei Aulla-Bibola [a 3], bei Camporgiano-Roccalberti [b 3], 8 km nördlich Berceto [a 1] (Abb. 2), im unteren Reno-Tal [e 2], bei Prato und Impruneta nahe Florenz, beim Futa-Paß zwischen Bologna und Florenz und andernorts. Sie erinnern an die jurassischen Radiolarite der Alpen. Anscheinend sind sie nicht im engeren Sinne horizontbeständig, denn sie liegen bald über, bald unter den majolika-artigen Kalken, ohne daß immer tektonische Verschuppungen bezw. Überkippungen anzunehmen wären. — Wie ZACCAGNA hervorhebt, sind die roten Hornsteine oft mit Grünen Gesteinen verknüpft; jedoch stellen sie keine Kontakprodukte dar.

Auf den Tonschiefern (Argilloscisti i. e. S.) ruhen sandige Kalke und Kalksandsteine, die eine Mächtigkeit von mehr als 700 m er-

2) Schlammproben lieferten bislang keine Foraminiferen.

reichen. Da diese Schichten stets konkordant auf den Argiloscisti liegen und im Osten allmählich aus ihnen durch Wechsellagerung hervorgehen, seien sie noch zur Ophiolith-Formation i. w. S. gerechnet.

b) Grüne Gesteine.

Wie schon der Name sagt, ist die eigentliche Ophiolith-Formation reich an Grünen Gesteinen. Häufig sind Serpentine, die vorwiegend aus Lherzoliten und Harzburgiten hervorgegangen sind, und Diabase; seltener sind Pyroxenite und Gabbros (mit teilweise uralitisierten Diagonalen), Hornblendegabbros und gabbroähnliche Diorite. Während die Serpentin- und Gabbrovorkommen meist nur wenige hundert Meter Durchmesser erreichen, schließen sich die Diabase in der Garfagnana [b 3] zu Platten von mehreren Quadratkilometern zusammen.

c) Granite.

Vereinzelt finden sich kleinere Granite, so bei Tresana [a 2] und Camporgiano [b 3] (vgl. Taf. 2), bei Canossa [c 1], Berceto [a 1] und andernorts. Überall sind sie mit den Granitkonglomeraten der Argiloscisti verknüpft. Der Verband der Ophiolith-Formation mit dem Granit ist besonders klar bei Berceto aufgeschlossen (Abb. 1). Hier ruht grober Granitdetritus auf Granit; nach oben

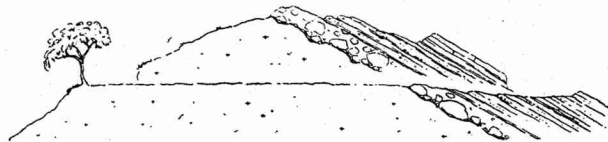


Abb. 1. Das Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Granit von Rombecco. 4,5 km SSW von Berceto [a 1].

schalten sich Schiefer ein, der Detritus wird feiner und verliert sich schließlich ganz. Bei Rombecco stellen also die Granitbrekzien das Basalkonglomerat der Ophiolith-Formation dar. Ebenso ist es bei Ricco südlich Tresana [a 2] (s. Taf. 2 und Abb. 4). Da die Granite keinerlei Verwandtschaft mit den Grünen Gesteinen der Ophiolith-Formation haben, wie BONATTI und MERLA zeigten, und stets an der Basis der Ophiolith-Formation auftreten, dürften sie das primäre Liegende der Ophiolith-Formation sein.

2. Alter und Schichtenfolge der Ophiolith-Formation.

Wir betrachten zunächst die Fossilfunde und versuchen dann, die Schichten zeitlich einzuordnen und hinsichtlich ihrer Fazies zu vergleichen.

a) Fossilfunde.

Im Süden des Hochapennins sind im Untersuchungsgebiet nur an vereinzelt Stellen Fossilien in der Ophiolith-Formation gefunden worden:

Bei Vezzano (Spezia) [a 3] sammelten COCCHI und CAPELLINI in einem Sandstein ähnlich denen, welche in der Ophiolith-Formation sonst vorkommen, einen Ammoniten, der von MENEGHINI als *Peroniceras cocchi* bezeichnet wurde (DESIO 1920 S. 239; vgl. SACCO 1893 b S. 631). Bei Mezzana [a 3] fand ZACCAGNA in Kalken, die die „Argiloscisti ofitiferi“ überlagern, einen *Inoceramus* (SACCO 1905 S. 252).

Im Hochapennin ist die Ophiolith-Formation wenig verbreitet und hat auch nur selten Fossilien geliefert. SACCO (1905 S. 252) führt *Inoceramus* sp. aus den Argiloscisti bei La Costa, Montelungo und Gravagna nördlich von Pontremoli [a 1—2] an, ferner nicht näher bestimmbare Ammoniten vom Passo Lagostrello [a 2] und vom Passo del Cerreto [b 2] (1925 S. 42).

Wesentlich zahlreicher sind die Funde in der Emilia, wo die Ophiolith-Formation große Flächen einnimmt. Die wichtigsten Funde seien von Westen nach Osten aufgezählt:

Bei Pracchiola kommen nach SACCO *Inoceramen* vor. Ich selbst sammelte einen *Inoceramus* sp. in den sandigen Einschaltungen der Mergelkalke an der Straße Berceto—Calestano [a 1] nordöstlich von Castello. Er gehört nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. LEONH. RIEDEL mit Sicherheit einer oberkretazischen Art an, wenn auch die genauere Zugehörigkeit zweifelhaft bleibt.

Bei Selvanizza und Ranzano [b 1—2] wurden *Inoceramus* cf. *crispus* MANT. und ein Ammonit auf sekundärer Lagerstätte gefunden; sie dürften jedoch aus der Ophiolith-Formation stammen (SACCO 1893 a S. 23, 28 u. 30). Weiter führt SACCO aus ihr an: von Torre Traversetolo [c 1] *Rhynchonella vespertilio* BR. (SACCO 1893 a S. 28), von Canossa [c 1] *Inoceramus* sp. (1923 S. 191 f.), von Paullo [c 1], Vallestra und dem Tresinaro-Tal bei Scandiano [d 1] *Cycadeoidea capelliniana* SOLMS (SACCO 1893 a S. 27), ferner von der Lokalität Tre Croci in den Hügeln von Scandiano [d 1] einen unbestimmbaren Ammoniten (1893 S. 30). Bekannt ist der Fund eines Rostrums bei S. Valentino [d 1] (SACCO 1928 S. 14), das zuerst als Krokodilschädel angesprochen, später aber von GORTANI und NOPCSA als Relikt eines Dinosauriers gedeutet wurde.

Im Bereich des Secchia-Tales ist die Lokalität Costa dei Grassi berühmt [b 2]. SACCO (1893 a S. 28 f.) nennt außer Inoceramen *Pachydiscus* cf. *galicianus* FAVRE und *Hamites* sp. Diese Fossilien wurden in Sandsteinen gefunden, die mit Schiefertonen wechsel-lagern. In den „galestri“ unterhalb des M. Cusna [b 2] sammelte ZACCAGNA (1931 S. 298) Inoceramen. LOTTI (1895 S. 433) fand bei Barigazzo [c 2] in Sandsteinen, die die Ophiolith-Formation i. e. S. überlagern, einen *Inoceramus*, der von DE STEFANI als *Inoceramus* aff. *cripsii* MANT. bestimmt wurde. Bei Gombola [d 2] ist *Ichthyosaurus campylodon* CART. var. *mutinensis* nachgewiesen (SACCO 1893 a S. 31), an der Rocca corneta [d 3] *Acanthoceras mantelli* SOW. (SACCO 1892 S. 461). Reicher ist die Umgebung von Montese [e 2]. Neben Inoceramen fand sich *Hamites* sp. (SACCO 1893 a S. 28 f.). Schließlich lieferten Porretta und Umgebung [e 3] neben Inoceramen und unbestimmbaren Ammoniten im Tunnel von Casale *Schloenbachia* cf. *goupiliana* D'ORB., *Ammonites neptuni* GEIN. (bei Fradetto) und *Oxyrrhina mantelli* AG. (bei Bombiana), sowie *Otodus appendiculatus* (SACCO 1893 a S. 29 ff.).

Diese Funde sind nicht eben zahlreich. Dabei sind die Fossilien schlecht erhalten. Immerhin zeigen sie, daß die Ophiolith-Formation i. w. S. beiderseits des Hochapennins nicht dem Alttertiär, sondern dem Mesozoikum angehört. Wo eine nähere Bestimmung möglich ist, weisen die Ammoniten und Inoceramen auf Oberkreide hin, und zwar vom Cenoman bis zum Senon. Darum glaubte SACCO die Schiefertone (Argille scagliose), ja die gesamte Ophiolith-Formation in die Oberkreide stellen zu müssen.

Indessen haben VINASSA DE REGNY (1900) und NEVIANI in den Hornsteinen der Ophiolith-Formation der Emilia bei Savignano, Grizzana, Lissano, Bombiana, Lizzo, Prada und anderenorts im Reno-Tal [e 2—e 3] Radiolarien des Oberen Jura nachgewiesen, während RÜST bereits 1885 (S. 273) auf das oberjurassische Alter der Radiolarite in Toskana aufmerksam gemacht hatte. Damit stimmt überein, daß *Calpionella alpina* LOR., die nach CADISCH auf Tithon und Infravalendis beschränkt ist, sowohl im Norden des Hochapennins — bei Bobbio (LUDWIG S. 50) und Rovigno (ROVERETO 1931 S. 32) — wie im Süden bei Prato (STEINMANN 1913 S. 573), Impruneta (CADISCH S. 254) und Livorno (STEINMANN 1913 S. 574) in den Kalken der Argillocisti und Argille scagliose gefunden ist. Da majolikaähnliche Kalke in enger Verknüpfung mit Radiolariten sehr häufig in den tieferen Schichten der Argille scagliose auftreten, dürfte der tiefere Teil der Ophiolith-Formation im ganzen Nordapennin dem Oberen Jura angehören.

b) Die Schichtfolge.

Oberjura und Obere Kreide sind, wie sich im vorhergehenden gezeigt hat, in der Ophiolith-Formation nachweisbar. Es fragt sich nun, welche Schichten dem Oberen Jura und welche der Oberen Kreide zuzurechnen sind.

Jura. Sicher oberjurassisch sind die basalen Schichten; denn schon in den tiefsten Teilen der Ophiolith-Formation treten bei Bobbio, wie LUDWIG dargelegt hat, Calpionellen auf. Dem Oberjura gehören ferner die Laven und Intrusiva der Grünen Gesteine an. Das ergeben folgende Beobachtungen: an der Barberino-Brücke bei Bobbio werden die Serpentine von Konglomeraten transgressiv überlagert, in deren Hangendem LUDWIG calpionellenführende Kalke fand. Die Serpentine sind darum älter als ein Teil der Calpionellenkalke. Bei Aulla sind aber noch Calpionellen-Kalke von Grünen Gesteinen gefrittet worden. Auch werden die calpionellenführenden Schichten an der Barberino-Brücke noch von Diabas durchbrochen. Die Grünen Gesteine sind also teilweise auch jünger als die Calpionellenkalke. Darum darf man aus der ständigen Vergesellschaftung von Grünen Gesteinen, Calpionellenkalken und Radiolariten wohl schließen, daß die Eruptionen und Intrusionen der Grünen Gesteine während der Sedimentation der Calpionellenkalke erfolgten.

Kreide. Erst in den Sandsteinen und Kalken über den Grünen Gesteinen treten keine Calpionellen mehr auf. Hier erscheinen Inoceramen und Ammoniten der Oberkreide (Varzi, Pian del Creto, Berceto). Im oberen Trebbia-Tal ist die Grenze ziemlich scharf. Rotschiefer und Quarzite bilden dort die Basis der Inoceramenschichten. Für Aufarbeitungen zu Beginn der Oberkreide spricht auch das Auftreten eines ca. 30 m mächtigen Konglomerates an der Basis der fossilführenden Oberkreide von Cassio [a 1] (s. Abb. 2). Es enthält neben Graniten und Porphyren zahl-

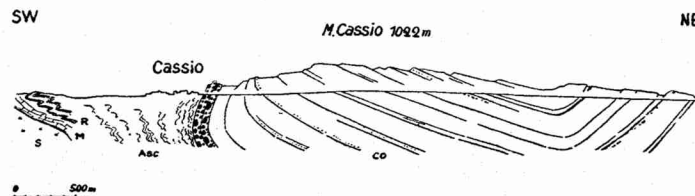


Abb. 2.

Die Oberkreide-Mulde von Cassio (8 km nördlich von Berceto [a 1]).
S Serpentin, M Majolika-Kalk, R Radiolarit, Asc Argilloscisti, co Oberkreide.

reiche Serpentine, Majolikakalke und Radiolarite aus der Ophiolith-Formation. — Ferner konnte Unterkreide niemals durch Fossilien belegt werden. Somit dürfte die Oberkreide zwischen Bobbio und Berceto transgredieren. Jedoch konnte niemals eine Winkeldiskordanz nachgewiesen werden. Eine austrische Faltung, wie sie KOBER (1927 S. 286 f.) annahm, könnte nur außerhalb des Sedimentationsbereiches der Liguriden stattgefunden haben.

Im Südosten nehmen die tonigen Einschaltungen in der Oberkreide zu, gleichzeitig werden sie mächtiger. In diesen höheren (oberkretazischen) Argille scagliose sind die Ammoniten im Casale-Tunnel bei Porretta [e 3], an der Costa dei Grassi [b 2] und anderen Orten gefunden worden. Im Marecchia-Tal wird die Oberkreide schließlich nur noch von Argille scagliose vertreten, wie PRINCIPi u. a. gezeigt haben. Eine petrographische Trennung von Jura und Kreide ist hier nicht mehr durchzuführen; bei der Kartierung konnte also nur die kalkige Oberkreide ausgeschieden werden.

Es ergibt sich somit folgende stratigraphische Gliederung der Ophiolith-Formation:

		Ältere Bezeichnungen
Kreide	Kalke mit sandigen und tonigen Einschaltungen. Im Südosten (Marecchia-Tal) Schiefertone.	„Arenarie superiore“, „Pietraforte“, „Calcari con Fucoidi ed Helminthoidi“, „Costa-Formation“, „Argille scagliose“ im Südosten.
Oberjura	Schiefertone und Tonschiefer mit Calpionellenkalcken, Radiolariten, GrünenGesteinen u. Basalbrekzien	„Galestri“, „Argille scagliose“ i. e. S., „Argilloscisti“ i. e. S., „Blockkalkformation“.

Zur Frage des liguriden Eozäns.

Es wird allgemein angenommen, daß die Ophiolith-Formation von Eozän, und zwar in Gestalt von Helminthoideen-Kalken, überlagert wird. So sind auf den geologischen Spezialkarten der Emilia fast alle Mergelkalke mit Helminthoideen ins Eozän gestellt worden. Soweit diese Kalke einwandfrei die Ophiolith-Formation überlagern, haben sie im Untersuchungsgebiet m. W. jedoch keine Nummuliten geliefert, sondern Ammoniten und Inoceramen der Oberkreide. Es sei nur an die Mergelkalke der Costa-Formation bei Varzi erinnert. Auch in den Mergelkalcken von Cassio [a 1], die auf Blatt Parma als Eozän kartiert sind, fand ich einen sicheren *Inoceramus* (s. S. 6). Nur die petrographisch sehr ähnlichen Mergelkalke im Liegenden der Ophiolith-Formation sind reich an Nummu-

liten, so bei Bobbio, bei Barigazzo [c 2] (S. 19), bei Corniglio [a 1] (S. 20) und anderenorts. Sie weisen auf unteres Obereozän.

An sich wäre ja das Auftreten von liguridem Eozän nicht verwunderlich. Vielleicht gibt es wirklich solches. Im Marecchia-Tal lagert nach PRINCIPI Eozän auf Argilloscisti. Ähnlich könnte es auch im Untersuchungsgebiet sein, so z. B. am M. Moscoso [e 2]³⁾, wo Lagerung und Alter des Paläogens noch einer genaueren Prüfung unter diesem Gesichtspunkt bedürfen. Da aber bislang kein nummulitenführendes Eozän im Hangenden der Ophiolith-Formation m. W. nachgewiesen ist, sind auf der geologischen Übersichtskarte (Taf. 1) vorläufig alle Helminthoideen-Kalke⁴⁾ als Oberkreide geendet worden.

c) Faziesunterschiede.

Der Jura ist innerhalb der Ophiolith-Formation recht gleichförmig entwickelt. Die Faziesunterschiede sind geringfügig. Im Oberjura des Untersuchungsgebietes fehlen z. B. die ca. 40 m mächtigen geschlossenen Calpionellen-Kalke und die Radiolarit-Massen, wie sie im Westen bei Varese Ligure, im Osten bei Firenzuola zwischen dem Passo della Futa und dem Passo Radicosa und im Süden bei Prato auftreten. Auch häufen sich mancherorts die Grünen Gesteine; so ausgedehnte Diabasplatten wie in der Garfagnana finden sich im Norden des Hochapennins nicht wieder.

Auffälliger ist der Gegensatz zwischen der Schiefertone-Entwicklung nördlich des Apennins und der Tonschiefer-Entwicklung im Süden. SACCO (1892 S. 453) hat das bereits in der Nachbarschaft erkannt: „Risalendo la Valle del Taro, si nota come in complesso le argille scagliose vengano gradatamente sostituite da argilloschisti più o meno alternanti con straterelli arenacei.“ Zu dem gleichen Ergebnis kommt man in den Profilen Bobbio-Genova und Bologna-Florenz. Darum muß man SACCO (1892 S. 447) zustimmen, wenn

3) Das Eozän des unteren Baganza- und Parma-Tales gehört nach Mitteilung von R. B. BEHRMANN einem Toskaniden-Fenster an.

4) Helminthoideen-Kalke treten sowohl im Eozän wie in der Oberkreide auf. Denn wie in der Emilia bei Pellegrino Parmense und Calestano (Parma), so findet sich auch bei Varzi und Bobbio das eine Mal *Helminthoidea labyrinthica* mit Ammoniten und Inoceramen der Oberkreide, das andere Mal mit Nummuliten des Eozäns. Wie SACCO (1925 S. 35) mit Recht hervorhebt, ist dieses Problematikum an eine Fazies, nicht aber an einen Horizont gebunden. *Helminthoidea labyrinthica* ist also kein Leitfossil. — Die überraschende Ähnlichkeit der sandig-mergeligen Alberese-Kalke des Eozäns mit denen der Oberkreide war schon CAPELLINI (1890 S. 6) und PRINCIPI aufgefallen.

er sagt: „In generale si può dire, che gli argilloschisti trovansi specialmente nell' alto Appennino, mentre le argille scagliose sviluppano . . . nel Subappennino sul versante padano.“ Darum treten auch mit Annäherung an die Tyrrhenis die großen Bergschlipfe mehr und mehr zurück.

Eine etwas größere tektonische Beanspruchung der Schichten im Südwesten mag zur Verfestigung der Schiefertone beigetragen haben, im wesentlichen ist diese aber wohl die Folge eines höheren Gehaltes an kieseligem Bindemittel und Quarzkörnern.

Der Detritus-Gehalt nimmt nach Südwesten auch in der Oberkreide zu. Denn so mächtige Sandeinschaltungen, wie sie die Arenarie superiore in Ligurien und die Pietraforte in Toskana darstellen, fehlen der Oberen Kreide in der Emilia (der „Scabiazza-Sandstein“ LUDWIG's bei Bobbio ist wesentlich geringmächtiger).

Die Schüttung kam also zur Zeit der Oberkreide im Sedimentationsbereich der Ophiolith-Formation teilweise von Südwesten. Dagegen weist das Berceto-Konglomerat auf eine kristalline Schwelle im Nordosten. Von dieser dürften auch die lateritischen Einschwemmungen stammen, die für die Argille scagliose des Subapennins der Emilia bezeichnend sind.

3. Das Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Alttertiär der Toskaniden.

Die vorstehenden Ausführungen ergaben, daß die Ophiolith-Formation tatsächlich jungmesozoisch ist, wie es G. STEINMANN bereits 1907 angenommen hatte. Es fragt sich nun noch, ob die Ophiolith-Formation auf oder unter dem Alttertiär liegt, eine Frage, die durch die Untersuchungen von PRINCIPI (1930) bei Rocca Corneta und Sèstola erneut aufgeworfen ist.

Vorausgeschickt sei ein kurzer Überblick über die Entwicklung des Eozäns zwischen Massa-Carrara und Modena. Es gliedert sich hier ähnlich wie bei Bobbio von oben nach unten in

3. mergelige Kalke („Foraminiferen-Mergelkalk“)
2. Schiefertone mit Kalkbänken („Kalk-Ton-Gruppe“)
1. Sandsteine („Macigno“).

Diese Dreigliederung ist bei Fosdinovo [a 3], Camporgiano [b 3], vor allem aber bei Barigazzo [c 2] und Castello di Graiano bei Corniglio [a 1] recht deutlich. — Im Hochapennin fehlen über den Sandsteinen „Kalk-Ton-Gruppe“ und „Foraminiferen-Mergelkalk“. Dabei handelt es sich größtenteils um eine fazielle Vertretung der Kalke durch Sandsteine; denn in Kalklinsen innerhalb der höchsten Sandsteine des M. Cimone [d 2—3] hat LOTTI eine obereozäne Fauna nachgewiesen, während ANELLI (1908) aus den tieferen Foraminiferen-Mergelkalen des Baganza-

und Parma-Tales [a 1] eine Fauna beschrieb, die etwa dem Auvers entsprechen dürfte.

Wie die Profile von ZACCAGNA (1932) zeigen, taucht das Eozän der Apuaner Alpen, das zwischen Sarzana und Massa [a 3] noch Nummuliten des Mittleren und Oberen Eozäns (ZACCAGNA 1932 S. 299) geliefert hat, unter die Ophiolith-Formation der Lunigiana. Die Foraminiferen-Mergelkalke sind nördlich von Fosdinovo intensiv verruschelt; das Auflager selbst ist m. W. nicht erschlossen.

Auch im Magra-Durchbruch nordöstlich von S. Stefano [a 3] fällt der Macigno-Sandstein unter die Ophiolith-Formation der Mulde von Aulla bzw. der Senke von Sarzana (s. Taf. 1 oberes Profil).

Sehr klar ist ferner die Ummantelung des Macigno-Sattels von Tresana [a 2] durch die Ophiolith-Formation (s. Taf. 2 unten). Nach Nordosten ist der Sandstein, dessen eozänes Alter durch Nummulitenfunde in der nächsten Nachbarschaft (s. ZACCAGNA 1925 S. 17, 1932 S. 289) sichergestellt ist, steil auf die Ophiolith-Formation aufgeschoben. Nach Südwesten taucht er allmählich unter die Serie mit den Grünen Gesteinen. Besonders deutlich ist dieses im Süden, wo er axial absinkt. In fensterförmigen Aufbrüchen erscheint das Eozän nochmals nordwestlich von Ricco und südlich von Tavella, wie es Abb. 3 veranschaulicht.

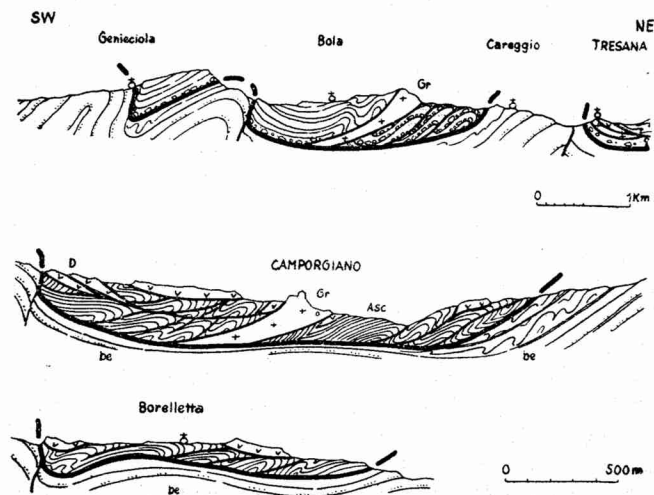


Abb. 3. Profil durch die Deckenmulden der Liguriden bei Tresana [a 2] und Camporgiano [b 3].

Auf den Sandsteinen und Schiefen des toskaniden Eozäns (be) ruht verschupptes Ligurikum mit Argillocisti (Asc), Grünen Gesteinen (D) und Graniten (Gr).

Die Aufschlüsse sind in der Umgebung von Tresana so klar, daß dort niemals an der Überlagerung des Eozänsandsteins durch die Ophiolith-Formation gezweifelt worden ist. Da hier somit Jungmesozoikum auf Eozän ruht, muß das Auflager tektonisch sein. Dafür spricht noch folgendes:

1. Trotz der intensiven Verknäulung und Verschuppung innerhalb der Ophiolith-Formation ist der Eozänsandstein relativ wenig gestört. Das Ausmaß des Zusammenschubs ist in der Ophiolith-Formation sehr viel größer als im Liegenden. Das setzt zum mindesten eine große Abscherung an der Basis der Ophiolith-Formation voraus.

2. In der Ophiolith-Formation finden sich zahlreiche kleine Granite. Der Granit ist bald feinkörnig, bald grobkristallin, bald pegmatitisch. Obwohl die Vorkommen einen Durchmesser von 1 km erreichen, ist keinerlei Metamorphose in den Kalken und Schiefer-tonen am Kontakt, der besonders klar am Gipfel des M. Piaggia erschlossen ist, festzustellen. Stattdessen ist der Granit fast stets mehr oder minder mylonitisiert u. das Nebengestein ver-ruschelt. Der Kontakt ist also tektonisch. Die Granite können somit nur als Schubfetzen ge-deutet werden. Das hat

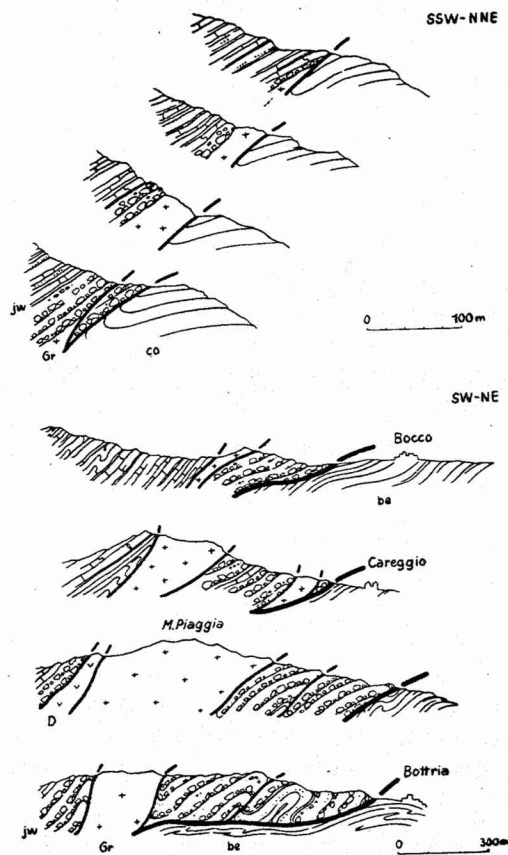


Abb. 4. Profile durch die Granitschuppen an der Liguridenbasis bei Ricco und am M. Piaggia bei Tresana [a 2].

be toskanides Eozän, Gr ligurider Granit, jw Argiloscisti des Oberen Jura, D Grüne Gesteine der Ophiolith-Formation, co Kalke und Kalksandsteine der Oberen Kreide.

MERLA (S. 23—36) bei Tresana bereits eingehend dargelegt. G. HERBST (s. Taf. 2) bestätigte es. Demgegenüber will es wenig besagen, daß unsere Profile (s. Abb. 4) von denen MERLA's (1933 Fig. 6 u. 8) in Einzelheiten abweichen.

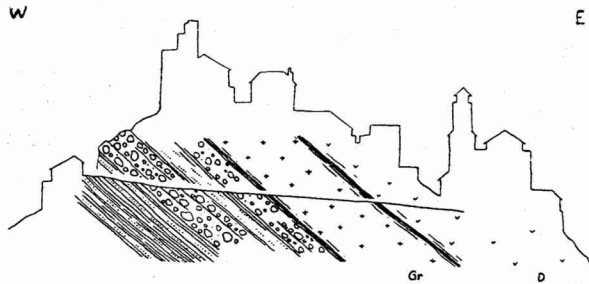


Abb. 5. Profil durch die Granitschuppe von Tresana [a 2].

Gr Granit, D Diabas.

Auch die Grünen Gesteine sind tektonisch begrenzt, wie die verruschelten Kontakte zeigen. Aber die Ophiolithe selbst sind doch selten so durchbewegt wie die Granite: diese sind eben echte Schubfetzen, während die Grünen Gesteine nur von den Tonen abgeschert sind. — Irgendwelche Zufuhrkanäle für die Grünen Gesteine sind im Liegenden der Ophiolith-Formation bei Tresana niemals beobachtet worden.

Alles führt zum Schluß: die Ophiolith-Formation ruht bei Tresana als eine in sich zerschuppte Schubmasse auf dem eozänen Flysch.

In der Umgebung von Camporgiano in der Garfagnana [b 3] (vgl. Taf. 2 oben) fand MERLA (S. 14—22) weitere Beweise für die tektonische Überlagerung des Alttertiärs durch die Ophiolith-Formation und für die Schubschollennatur der Granite. G. HERBST und ich können MERLA's Darstellung im wesentlichen nur bestätigen (s. Abb. 3).

Schon die Profile, die ZACCAGNA von der Garfagnana gab (1894 und 1932) zeigen das Untertauchen des Eozäns vom Hochapennin einerseits und von den Apuaner Alpen andererseits unter die Ophiolith-Formation der Garfagnana. Es handelt sich hierbei um eine einfache Mulde (vgl. auch MERLA 1933 S. 14 Fig. 3). Das Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Eozän ist 200 m östlich der großen Eisenbahnbrücke oberhalb eines Steinbruches nahezu erschlossen: über fast horizontal ruhendem Macigno-Sandstein, der

keine Spuren stärkerer tektonischer Beanspruchung zeigt, liegen intensiv verschuppte und gefaltete Schiefertone mit Kalkbänken, die von Serizithäuten umkleidet sind. Besser erhalten sind die Ophiolithe, die oft noch Blocklaven-Strukturen erkennen lassen; nur die Grenzflächen weisen Spuren starker Bewegungen auf. Offenbar wurden die relativ starren Diabasdecken von den Argilloscisti weitgehend abgeschert.

Überraschend stark mylonitisiert ist der Granit von Camporgiano. Kaum einmal findet sich das Gestein unversehrt, stets ist es mehr oder weniger fein zerrieben. Spuren von Kontaktmetamorphose fehlen in der Nachbarschaft des Granites. Ebenso sind trotz der tiefen Aufschlüsse niemals irgendwelche Eruptivgänge im Liegenden der Ophiolith-Formation, d. h. also im Eozän, gefunden worden. Und wie häufig müßten doch Förderkanäle in der Garfagnana sein, wenn man mit ZACCAGNA, LOTTI und anderen annehme, daß hier die Diabase und Granite wurzeln.

Die Überlagerung des Eozäns durch die jungmesozoische Ophiolith-Formation, die starke Durchbewegung der Argilloscisti, die Mylonitisierung der Granite und das Fehlen der Förderkanäle im Liegenden der Ophiolith-Formation lassen auch bei Camporgiano nur die eine Deutung zu: daß die Ophiolith-Formation als ortsfremde Schubmasse auf dem Eozän ruht. Dabei ist die schüsselförmige Lagerung gerade in der Garfagnana besonders auffällig (s. auch Taf. 1 mittleres Profil, das die Deckenmulde der Garfagnana östlich von Colle schneidet).

Das Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Eozän des Hochapennins ist am Südabfall des Gebirges außerhalb der Garfagnana nicht immer deutlich, da hier auf große Erstreckung junge Störungen den Macigno gegen die Ophiolith-Formation begrenzen. Erst wo die Störungen westlich des Magra-Tales ausklingen, findet sich wieder das gewohnte Bild: bei Zeri (10 km WSW von Pontremoli [a 2]) taucht der Macigno allmählich unter die Ophiolith-Formation, um dann in einzelnen Fenstern am M. Gottero und am M. Zuccone bei Bedonia wieder zu erscheinen.

Auf dem Hochapennin selbst sind gelegentlich in kleineren Mulden Schiefertone erhalten. Dabei ist es oft schwer zu entscheiden, ob sie der Kalk-Ton-Gruppe des Eozäns oder den jungmesozoischen Argilloscisti angehören. Nur wo die ständigen Begleiter der jungmesozoischen Argilloscisti wie die Radiolarite, die Majolika-artigen Kalke und die Grünen Gesteine erscheinen, ist

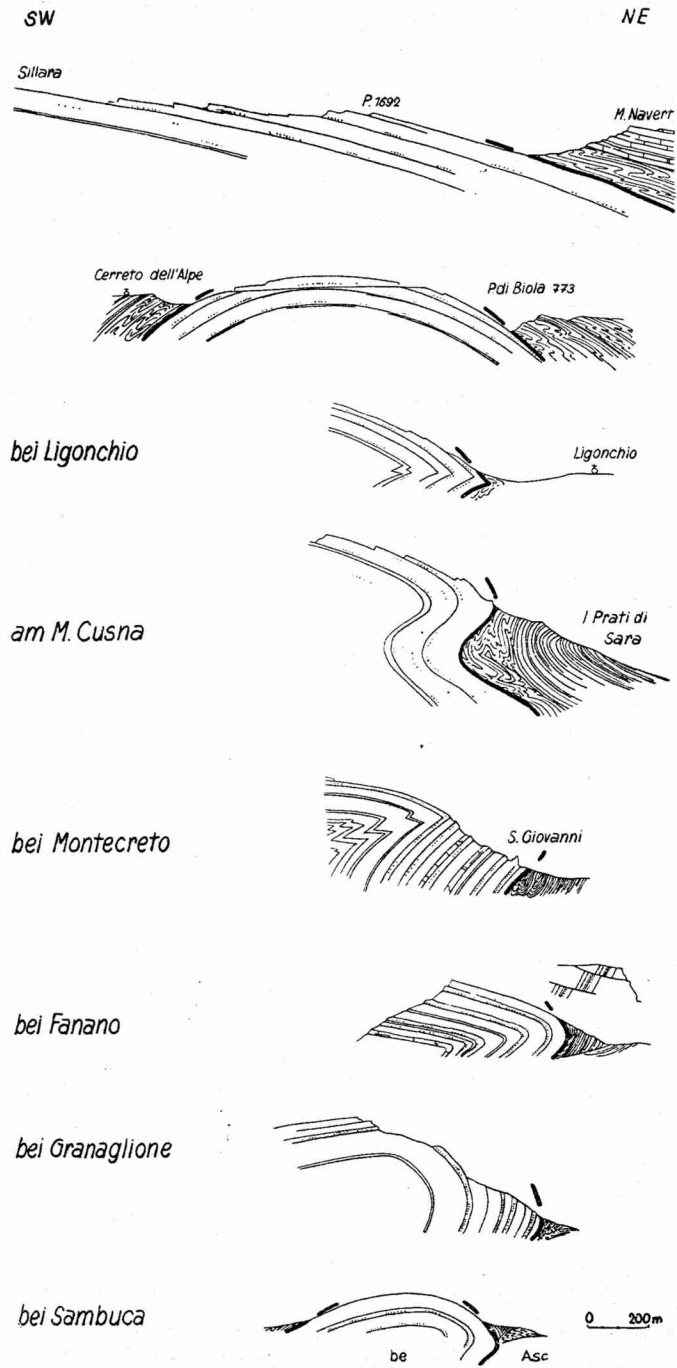


Abb. 6. Das Eozän des Hochapennins taucht unter die Ophiolith-Formation der Emilia.

be Eozän der Toskaniden, Asc Argilloscisti des liguriden Mesozoikums.

das Auftreten der Ophiolith-Formation im Hangenden des Eozäns wirklich gesichert. Das ist in den Mulden von S. Marcello [d 3] und vom M. Sillano bei Ospedaletto [b 2] der Fall. Besonders klar ist in der Mulde vom M. Sillano das allseitige Untertauchen des Macigno-Sandsteins unter die Ophiolith-Formation erschlossen.

Am Nordabfall des Hochapennins sinkt der Macigno westlich des Passo Lagostrello allmählich unter die Ophiolith-Formation (s. Abb. 6 oben). Von besonderem Interesse ist es, daß SACCO (1892 S. 457) hier Granite nahe der Basis der Ophiolith-Formation beobachtet hat. Vielleicht entsprechen sie den Schubspänen von Tresana und Camporgiano. Auch am Cerreto-Paß [b 2] zeigt der Macigno-Sattel von Cerreto d'Alpe, daß die Ophiolith-Formation auf dem Eozän liegt. Die Argillocisti sind am P. di Biola nahe dem Auflager stark durchbewegt. Bei Ligonchio und am M. Cusna [b 2] taucht der Eozänsandstein mit überkippter Flexur unter die Ophiolith-Formation i. w. S., in der ZACCAGNA (1932 S. 298) an der Lokalität Prati di Sara Inoceramen fand.

Ähnlich liegen die Verhältnisse zwischen Montecreto [d 2] und Porretta [e 3] (Abb. 6). Wo Taleinschnitte klare Aufschlüsse geschaffen haben, ist stets das flexurartige Abbiegen des fossilreichen Eozäns unter die Ophiolith-Formation zu beobachten. Im Einzelnen ist dabei die Flexur etwas verschieden. Bei S. Giovanni di Montecreto [d 2] fällt die intensive Kleinfältelung des Sattelkernes auf. Bei Fanano [d 3] ist an der nordwestlichen Talseite die Flexur zerrissen und der Hangendflügel an horizontalen Scherflächen vorbewegt worden. Im Reno-Tal weist das überkippte Granaglione-Gewölbe [e 3] eine intensive Spezialfaltung im Kern auf. Nach Südosten sinkt es axial langsam zum Sattel von Sambuca ab, auch hier beobachtet man an der Talsperre noch einmal das Auflager der Argillocisti auf dem Macigno.

Die Aufschlüsse am Nordrand des Hochapennins sind zwischen dem M. Orsaro und Porretta so überzeugend, daß ZACCAGNA und LOTTI (1910 S. 91) die Ophiolith-Formation für das normale Hangende des Eozäns gehalten haben. Dem widersprach aber die jungmesozoische Fauna der Argillocisti, wie SACCO und jüngst PRINCIPI mit Recht betonten. Beide Forscher waren darum bemüht, Aufschlüsse zu finden, wo der Macigno-Sandstein auf Argillocisti liegt.

SACCO glaubte solche zwischen Pontremoli [a 2] und Borgotaro nachweisen zu können. In der Tat ruhen am M. Molinatico Sandsteine, die denen des Eozäns ähneln, auf Argillocisti. Auch der große Tunnel von Borgotaro ist in den Argillocisti geblieben, —

im Liegenden der Sandsteine (BONARELLI 1901 S. 554). Doch dürften diese hier dem Oligozän angehören; denn die gleichen Sandsteine überlagern auch am nahen M. Barigazzo die Ophiolith-Formation und haben dort Nummuliten des Oligozäns geliefert. Es ergibt sich also, daß bei Pontremoli zwar Sandsteine transgressiv auf den Argiloscisti ruhen, daß sie aber nicht dem Eozän, sondern dem Oligozän angehören.

Bei Sèstola [d 2] und Rocca Corneta [d 3] glaubte PRINCIPI 1930 das transgressive Auflager des Macigno auf den Argille scagliose nachweisen zu können. In beiden Fällen wird ein hoher Macigno-Rücken auf drei Seiten von Argille scagliose umrahmt. Aber bereits der spitzwinklige Verlauf der Schichten im Macigno von Sèstola zur vermeintlichen Transgressionsfläche, den PRINCIPI naturgetreu in seinem Profil (Fig. 6) wiedergibt, veranlaßt Bedenken. An der Rocca Corneta zeigt sich denn auch, daß die hypothetische Transgressionsfläche des Sandsteins auf dem Bilde PRINCIPI'S (1930 Fig. 5) der \pm horizontale Ausstrich einer steilen Störung ist. Ähnlich ist es auf der Nordseite des Felsens. — Es handelt sich also bei Sèstola und Rocca Corneta nicht um ein transgressives Auflager des Macigno, sondern um keilförmige Macigno-Schollen, die von großen Querstörungen aus der überkippten Randflexur des Hochapennins herausgeschnitten und ein wenig abgesenkt sind.

Nirgendwo im Hochapennin ist bislang m. W. der Beweis erbracht worden, daß der Macigno-Sandstein auf den jungmesozoischen Argiloscisti transgrediert. Vielmehr ist er überall von ihnen überschoben worden. Auch im Kartenbild kommt das Abtauchen des Macigno unter die Ophiolith-Formation zum Ausdruck (Taf. 1). Von Castiglione [e 3] bis zum Passo del Cerreto [b 2] verschwinden immer wieder Macigno-Sättel westwärts unter den Argiloscisti. Bei Castiglione und Porretta [e 3] sinken die Achsen allmählich ab, so daß der Macigno im Flußbett des Reno beim Molinaccio nördlich Pian di Castel [e 3] noch einmal in einem Fenster⁵⁾ erscheint. So unbedeutend auch das Ausmaß dieses Fensters ist, so beweist es doch, daß auch hier noch die Ophiolith-Formation vom Macigno unterlagert wird. — Bei Pievepelago [c 3] und Barigazzo [c 2] ist das Achsengefälle etwas größer (s. Abb. 7 unten). Die Überlagerung des Eozäns durch die Ophiolith-Formation ist hier besonders deutlich. Außerdem liegt bei Barigazzo einmal der seltene Fall vor, daß beide Formationen im selben Profil Fossilien führen: in der Oberkreide der Ophiolith-Formation sammelte LOTTI

5) Wegen seiner Kleinheit konnte es nicht auf Taf. 1 verzeichnet werden.

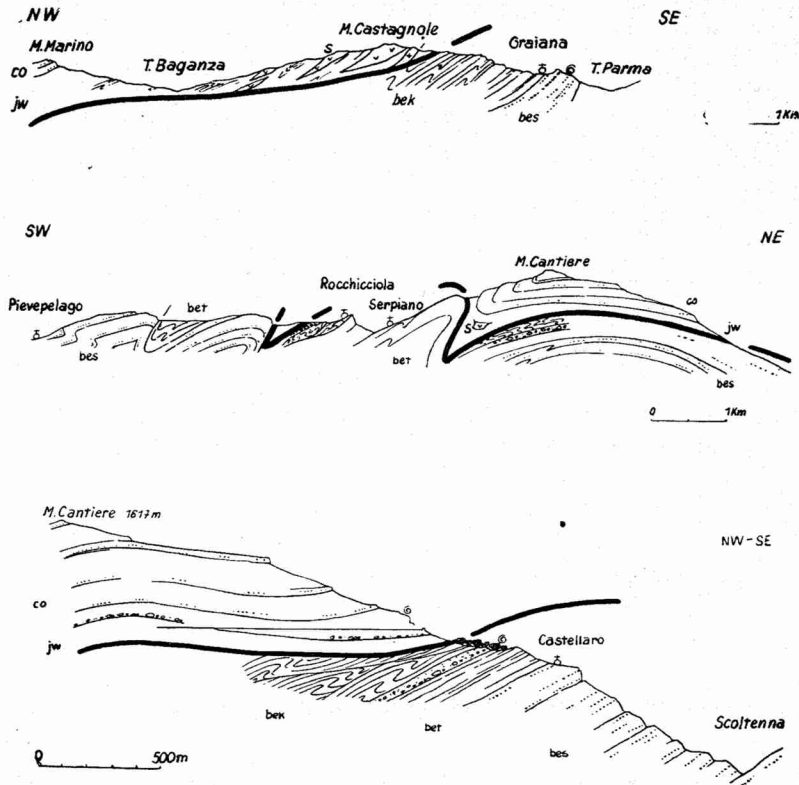


Abb. 7. Inoceramen-führende Oberkreide

überlagert nummulitenführendes Eozän bei Barigazzo [c 2].

jw Argilloscisti des Oberen Jura, S Serpentin, co Oberkreide, bes Eozän-Sandstein (Macigno), bet Tongestein des Eozäns, bek Foraminiferen-Mergelkalk.

(1910 S. 90) im Steinbruch oberhalb der Straße, der auf dem unteren Profil der Abb. 7 angedeutet ist, *Inoceramus aff. crispus* MANT., während ich in den Eozänkonglomeraten oberhalb Castellaro Nummuliten fand⁶⁾. Die intensive Durchbewegung der Schichten nahe der Überschiebungsbahn ist an der Straße südwestlich von Rocchicciola aufgeschlossen; ein Mylonit aus Kalk-, Serpentin- und Granitfetzen bildet die Basis der Ophiolith-Formation. Er ruht

6) Im Gehängeschutt liegen an dieser Stelle zahlreiche Kalkblöcke mit *Cypricardia*, *Thracia*, *Lucina* etc. des Helvets, die einst wohl den Gipfel des M. Cantiere gekrönt haben. Da sich so auf engem Raum Inoceramen neben Miozän-Fossilien und Nummuliten finden, hielt LORTI den Beweis für das alttertiäre Alter vieler Inoceramen für erbracht, umso mehr, als an dieser Stelle ja die Inoceramen über den Nummuliten auftreten.

auf den Foraminiferen-Mergelkalken des Obereozäns, die zu liegenden Falten zusammengestaucht sind.

Von den Macigno-Schuppen des M. Ventasso (= P. 1728 der Taf. 1 [b 2]) abgesehen, die gleichfalls unter die Argilloscisti tauchen (Abb. 16), finden sich die nächsten Aufbrüche von fossilführendem Eozän erst wieder im Parma-Tal [a 1] (s. Abb. 7 oben).

Die Burg von Graiana steht auf Macigno, der hier konglomeratische Lagen einschließt. In einer solchen fand ich bei der Kirche von Graiana [a 1] Nummuliten. Sie zeigen, daß der Macigno tatsächlich dem Eozän angehört. Im Hangenden wird der Eozän-sandstein mehr und mehr plattig. Zahlreiche Tonmittel und ein gewisser Kalkgehalt stellen sich ein. Darüber folgen viele 100 m mächtige Kalke, die den Foraminiferen-Mergelkalken von Bobbio bezw. Barigazzo gleichen. In ihren tieferen Teilen sind sie nicht nennenswert gestört. Im Hangenden stellen sich aber an großen Abscherungsflächen liegende Falten ein. Die Zusammenstauchung wird nach oben stärker. Dann folgen unvermittelt ein Mylonit mit Kalk-, Serpentin- und Granitresten, — einige stark durchbewegte Argilloscisti mit Majolika-artigen Kalken und schließlich Serpentin. Er baut den Gipfelfelsen auf; die Mylonite lassen sich fast ganz um ihn herum verfolgen. Es handelt sich also um eine kleine schwach eingemuldete Klippe der Ophiolith-Formation. Hier kann man tatsächlich einmal die Hand auf die Überschiebung legen.

Ebenso klar erschlossen ist das Auflager der Ophiolith-Formation im Baganza-Tal an der Brücke unterhalb von Poggio di Berceto [a 1]. Hier wird der Foraminiferen-Mergelkalk diskordant von einer flachen Überschiebung abgeschnitten, über der sich stark verruschelte Argilloscisti mit ausgewalzten Linsen von Majolika-artigen Kalken einstellen. An der Überschiebung selbst findet sich in den Straßenkurven hier und einige 100 m nordöstlich ein Mylonit, der wieder von zerquetschten Serpentin-, Kalk- und Granitbrocken aufgebaut wird. Auch bei Berceto kann also an dem Auflager der Ophiolith-Formation auf dem Eozän kein Zweifel sein.

Fraglich ist nur noch, ob die Mergelkalke des Obereozäns von Calestano und Langhirano [a 1], die petrographisch von der inoceramführenden Oberkreide von Cassio nicht zu trennen sind, fensterartigen Aufbrüchen in der Ophiolith-Formation angehören oder ob sie auf der Ophiolith-Formation transgredieren. Das gleiche gilt für das Eozän des M. Moscoso [e 2]. Bei der intensiven Verfaltung und Verschuppung der Schichten und den schlechten Aufschlüssen wird es noch viele Mühe kosten, diese Frage zu klären?).

7) R. B. BEHRMANN ist inzwischen diesen Fragen nachgegangen. Auf Grund einer Spezialaufnahme glaubt er den Beweis für die Fensternatur des Eozäns im unteren Parma- und Enza-Tal erbringen zu können.

Von diesen noch zweifelhaften Fällen abgesehen, tauchen am Nordrand des Hochapennins Macigno und Foraminiferen-Mergelkalk überall unter die jungmesozoische Ophiolith-Formation der Emilia. Somit haben allerorts große Überschiebungen stattgefunden. Dem entspricht die starke Durchbewegung der Argilloscisti, die in fast allen Aufschlüssen der Emilia zu beobachten ist. Wo die Lagerung einmal ruhiger erscheint, zeigt bald das plötzliche Umbiegen der Schichtbänke, daß es sich hier um eine Aufeinanderstapelung isoklinaler Falten und Schuppen handelt. Mit den Überschiebungen steht ferner im Einklang das Auftreten völlig zerquetschter Granite in der Ophiolith-Formation von Rossena (ANELLI 1922). Nirgends läßt sich so leicht wie hier zeigen, daß die Granite keine gangartigen sauren Nachschübe darstellen, wogegen schon ihr Chemismus spricht, sondern tektonische Einschaltungen. An einer sekundären Schubfläche ist hier der kristalline Untergrund der Ophiolith-Formation in diese selbst eingespießt worden. Dabei ist der Granit fast vollkommen ausgeschert worden. Es sind eigentlich nur noch einige größere und kleinere Linsen von Granit, die hier mit Grünen Gesteinen verschuppt sind.

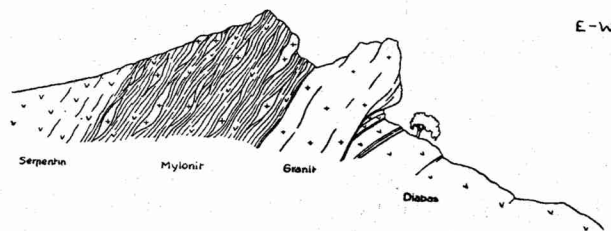


Abb. 8. Granitschuppe in der Ophiolith-Formation bei Canossa [c 1].

Im Süden und Norden des Hochapennins ist also die jungmesozoische Ophiolith-Formation auf das Eozän überschoben worden, und es fragt sich jetzt nur noch, ob es sich hierbei um lokale Aufschüppungen oder um Fernüberschiebungen handelt.

Schon im vorhergehenden hat sich gezeigt, daß die Macigno-Sättel axial unter die Ophiolith-Formation absinken (s. Taf. 1). Darum müßte allein am Nordrand des Hochapennins eine Überschiebung von mehr als 20 km Förderlänge angenommen werden. Aber auch auf dem Hochapennin selbst liegen noch Klippen der Ophiolith-Formation. Ferner werden die Apuaner Alpen im Norden, Westen und Süden von den gleichen Argilloscisti mit den gleichen Grünen Gesteinen ummantelt. Das tektonische Bild er-

gibt somit, daß die einzelnen Schubflächen sich zu einer gewaltigen Überschiebungsbahn zusammenschließen.

Diese Folgerung wird durch die Faziesverschiedenheit des Mesozoikums im Hangenden und Liegenden der Überschiebungsbahn bestätigt. Denn das Mesozoikum, das in den Apuaner Alpen und im Hochapennin unter dem Eozän zutage tritt, ist von dem der Ophiolith-Formation völlig verschieden, wie folgende Gegenüberstellung zeigt:

	Im Hangenden der Überschiebung	Im Liegenden der Überschiebung
Ob. Kreide	Mergelkalke und Sandsteine, untergeordnet Argilloscisti, örtlich Basalkonglomerat	bunte Schiefermergel (Scaglia)
Unterkreide	fehlt wahrscheinlich	} weiße Kalke mit Hornsteinen
Oberjura	Schiefertone mit Calpionellenkalken, Grünen Gesteinen, Radiolariten und Basalbrekzien	
Mittl. Jura	fehlt	rote Kalke mit Radiolariten
Unterer Jura	fehlt	graue Hornsteinkalke graue Kalke und Mergel, Hornsteinkalke, rote Ammonitenkalke und weiße massige Kalke
Trias	fehlt	Kalke und gipsführende Dolomite, Basalquarzite

Da die eine Fazies Enklaven in der anderen bildet (z. B. bei Pontremoli [a 2], Vezzano [a 3], am Passo del Cerreto [b 2] und anderenorts (s. TEICHMÜLLER 1932 b S. 435), ohne daß sich Faziesübergänge finden, so würde diese Tatsache allein schon die Annahme deckenartiger Überlagerung notwendig machen.

Ergebnis.

Der Macigno taucht allenthalben unter die Ophiolith-Formation; stets ruht Jungmesozoikum auf Eozän. Die einzelnen Überschiebungen fügen sich zu einer großen Deckengrenze zusammen. In ihrer Nähe sind die Gesteine intensiv verschuppt und mylonitisiert. Dazu stellen sich an der Basis der Ophiolith-Formation Granit-Schubfetzen ein. Für eine deckenartige Überlagerung spricht ferner, daß sich im Liegenden der Ophiolith-Formation niemals Förderschloten für die zahllosen Grünen Gesteine gefunden haben, und daß das Mesozoikum der Ophiolith-Formation von dem, welches unter dem Eozän zutage tritt, faziell völlig verschieden ist. Die STEINMANN'sche Liguriden-Hypothese hat sich also im wesent-

lichen bestätigt. Darum sei im folgenden mit STEINMANN die Ophiolith-Formation als „Liguriden“ bezeichnet, die überfahrene Scholle als „Toskaniden“.

B. Schubrichtung und Ausmaß der Ligurischen Decke.

Die Ophiolith-Formation ruht als Schubmasse auf dem eozänen Flysch. Es bleibt die Herkunft der Decke zu klären. Drei Wege sind dazu möglich:

1. Wenn die Vergenz der Deckenfaltung mit der Richtung des Deckenschubes übereinstimmt, so erlaubt die Vergenz einen Schluß auf die Schubrichtung.

2. Wenn Faltung und Vortiefen-Bildung sich in der Schubrichtung der Decke verlagern, so weist das Wandern der apenninen Randsenke und ihrer Anfaltung auf die Richtung der vorangegangenen Deckenbewegung hin.

3. Schließlich muß auch aus der Stellung des liguriden und toskaniden Faziesbereichs im alpinen Orogen die Herkunft der Liguriden hervorgehen.

1. Die Beziehungen zwischen dem Deckenschub und der Vergenz der Deckenfaltung.

Wie die Profile durch den Nordapennin (Taf. 1) zeigen, ist die Schubbahn der Liguriden nachträglich gefaltet worden; der Zusammenschub überdauerte also die Überschiebungsphase. Wenn der Bewegungssinn der gleiche geblieben wäre, so könnte aus der Vergenz der Deckenfaltung auf die Schubrichtung geschlossen werden.

In Abb. 9 sind die wichtigsten Vergenzen des apenninen Faltenstranges zusammengestellt. Es ergibt sich, daß wie im ganzen Apennin, so auch im Nordapennin die Nordost-Vergenz überwiegt. Aber zonenweise treten auch Südwest-Vergenzen auf; das hat R. STAUB 1932 mit Recht betont. Auch ist STAUB zuzustimmen, daß der Nordapennin bis zu einem gewissen Grade zweiseitig gebaut ist; denn zwischen Pontremoli [a 2] und Pracchia [d 3] vergieren die Falten im Norden des Hochapennins gegen die Po-Senke, im Süden gegen die Tyrrhenis (Abb. 10 S. 25), so z. B. bei Salsalbo [b 2] (Taf. 2 oberes Profil), an der Alpe di Corfino [b 3] (Taf. 2 mittleres Profil) und vor allem im Tal des Serchio di Soraggio [b 2] (Abb. 15 S. 30). Auch das Gewölbe der Apuaner Alpen ist nach Westen überkippt (Abb. 17 S. 40). Besonders deutlich ist die Westvergenz im isoklinalen Faltenbau der Sumbra [b 3]. Schließlich ist auch bei Jano eine südwestvergente Überschiebung von

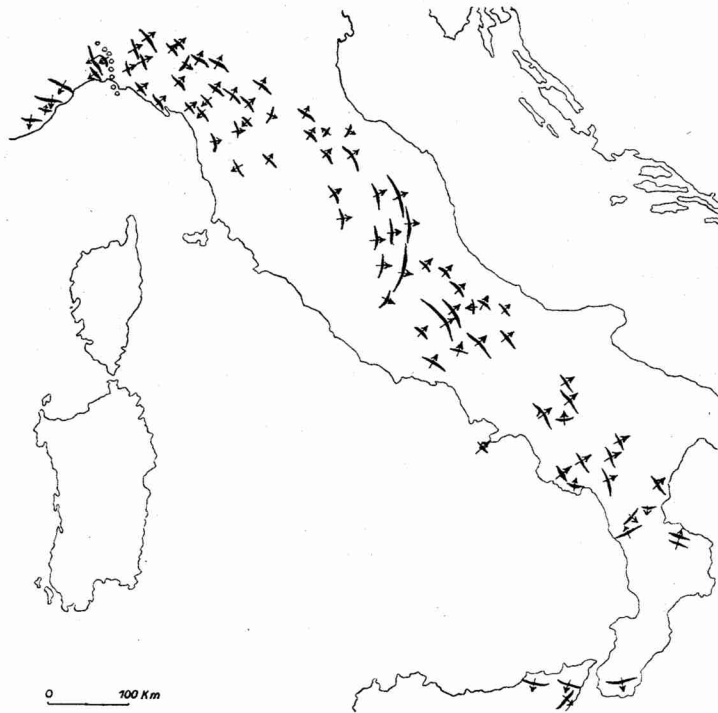


Abb. 9. Die Vergenzen des apenninen Faltenstranges.

In dieser Zusammenstellung sind bereits noch unveröffentlichte Untersuchungen von JANP. SCHNEIDER im Grenzgebiet von Alpen und Apennin und von R. B. BEHRMANN im Zentralapennin verwertet worden.

Karbon auf Jungtertiär durch eine Bohrung nachgewiesen worden (TEICHMÜLLER 1932 a S. 12).

R. STAUB folgerte nun aus diesem Fächerbau, daß die Wurzeln der Liguriden in der Scheitelzone des Hochapennins zu suchen seien. Wäre das richtig, so wäre dort eine besonders starke tektonische Beanspruchung der Schichten und Übergänge zwischen toskanider und ligurider Fazies zu erwarten. Beides ist nicht der Fall. Vielmehr offenbaren gerade hier tiefe Aufschlüsse die einfache Tektonik; die Schichten sind meist nur wenig geneigt, allenthalben ruht die Ophiolith-Formation ohne Andeutung einer Faziesänderung auf dem Eozän. Ferner herrscht nur in diesem kleinen Teil des Nordapennins ein zweiseitiger Bau. In den Apuaner Alpen besteht neben einer bedeutenden Südwest-Vergenz eine nicht minder bedeutende Nordost-Vergenz, wie bereits die Profile von ZACCAGNA (1932) zeigen. Auch im Apennin westlich des Magra-Tales vergiert die Deckenfaltung gegen die Po-Ebene. Das hat

ZACCAGNA (1925) zwischen Spezia und Pontremoli erkannt und konnte von FRANCHI (1927) und mir nur bestätigt werden. Auch die Sättel im Trebbia- und Avetofenster zeigen nach freundlicher Mitteilung von JANP. SCHNEIDER deutliche Ost- bzw. Nordost-Vergenz. Wohl am klarsten kommt die Nordost-Vergenz aber am Rand der Po-Senke zum Ausdruck, wo JANP. SCHNEIDER, R. B. BEHRMANN und ich eine Schuppenzone von Perino im Trebbia-Tal über Montechino und Salsomaggiore bis über das Parma- und Enza-Tal [b 1—c 1] hinaus nach Südosten verfolgten. — Dabei liegt allerorts unbekümmert um die Vergenz der Deckenfaltung dieselbe Ophiolith-Formation, — dieselbe Ligurische Decke auf den Toskaniden.

Der Schluß von der jungen Scheitelung des Hochapennins auf die Wurzelzone der Liguriden ist also offenbar verfehlt. Die Heimat der Liguriden liegt nicht im Apennin. Sie muß unter der Po-Senke oder dem Tyrrhenischen Meer gesucht werden. Da Nordost-Vergenzen in der Deckenfaltung weitaus überwiegen, dürften die Liguriden von Südwesten — von der Tyrrhenis — gekommen sein.

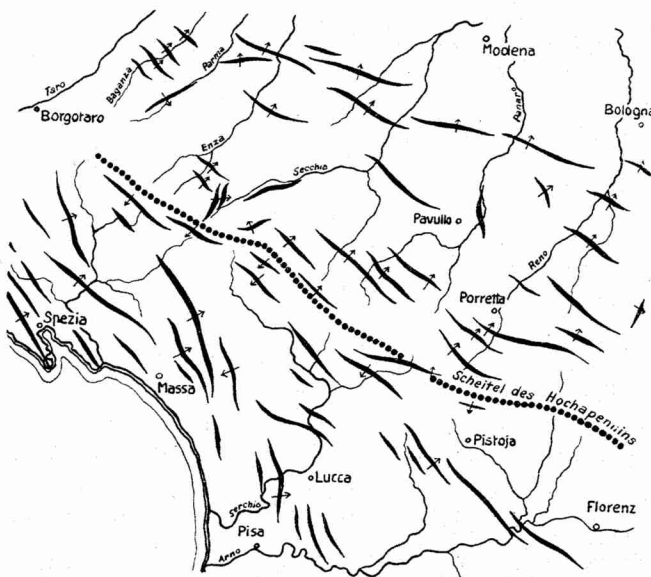


Abb. 10. Die Deckenfaltung des Nordapennins und ihre Vergenzen. Man beachte, daß der Scheitel fast genau mit der Wasserscheide zusammenfällt.

2. Beziehungen zwischen der Schubrichtung der Liguriden und dem Wandern von Faltung und Vortiefenbildung im Apennin.

In den meisten Gebirgen wandert und vergiert die Faltung gegen die Vortiefe, wobei diese allmählich dem Gebirge angefaltet bzw. vorlandwärts verdrängt wird. Wenn es im Apennin ähnlich wäre, müßten Rückschlüsse aus dem Wandern der Gebirgsbildung und der Verlagerung der apenninen Saumtiefe auf die Richtung der großen Deckenschübe möglich sein. Es gilt also, die Entstehung des nordapenninen Gebirges und seiner Vortiefe zeitlich und räumlich zu verfolgen.

Spuren einer kretazischen Gebirgsbildung sind in Liguriden und Toskaniden nicht nachzuweisen. Wohl findet sich im Ligurikum gelegentlich eine Lücke an der Basis der Oberkreide, aber Diskordanzen sind niemals beobachtet worden (s. S. 9).

Auch das Eozän liegt im Zentralapennin und in Toskana konkordant auf der Kreide (gelegentlich haben Abscherungen an der Basis des Macigno eine Diskordanz vorgetäuscht (s. S. 35)). Im Zentralapennin und in Toskana hat sich also keine laramische Orogenese ereignet. Nur ganz im Westen des Nordapennins haben ROCCATI, SACCO (1928 S. 20 f.) und ROVERETO (1923 S. 198) die Andeutung einer voreozänen Gebirgsbildung im plötzlichen Auftreten mächtiger kristalliner Konglomerate im Eozän des Aveto-Tales nachgewiesen. Da im Osten das Eozän konkordant auf Kreide liegt, können die Gerölle nur von Westen gekommen sein. Ob die Freilegung des Kristallins dort mit einer intensiven Faltung verbunden war, steht dahin, weil sich bislang kein dynamometamorphes Mesozoikum unter den Geröllen fand (ROVERETO 1923 S. 198). Aber mag nun auch die Denudation der zentralen Teile des alpin-apenninen Faltenstranges mit einer intensiven Auffaltung oder nur mit einer einfachen Aufwölbung im Zusammenhang stehen, — diese zentralen Teile haben jedenfalls ungeheure Detritismengen in ihre Randsenken geschüttet. Erreicht doch die Sedimentmächtigkeit des Eozäns in der südwestlichen (alpinen) Saumtiefe nach den Profilen von ZACCAGNA und FRANCHI 2—3000 m, während das Eozän in der apenninen Saumtiefe bei Bobbio, am Passo dell'Ospedalaccio [b 2], an der Alpe Tre Potenze [c 3] und bei Pracchia [d 3] auf über 2000 m anschwillt, ohne daß die Sedimentation mit der Senkung Schritt halten konnte (s. TEICHMÜLLER 1932 b S. 426 f.).

An Hand der großen Eozänmächtigkeit läßt sich die apennine Saumtiefe über Perugia hinaus nach Südosten verfolgen. Im Nordosten bzw. Osten hebt sie sich schnell wieder heraus; denn das

Eozän der Abruzzen erreicht nur eine Mächtigkeit von wenigen 100 m und zwar in Flachwasserfazies.

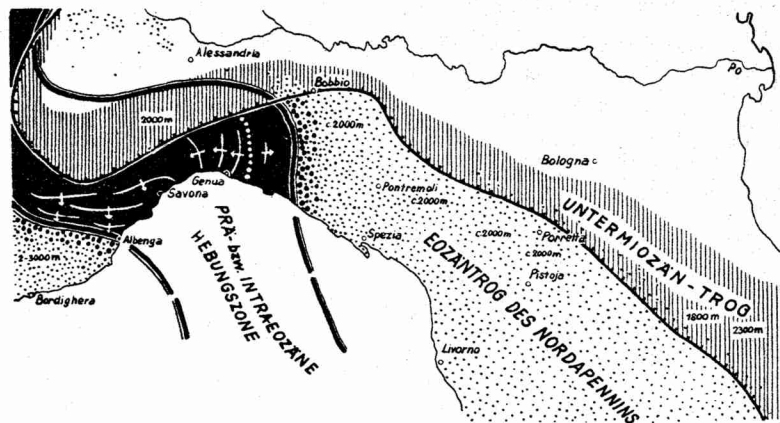


Abb. 11.

Die Verlagerung der nordapenninischen Saumtiefe im Untermiozän.

Die Zahlen geben die Mächtigkeit des Eozäns bzw. Untermiozäns an. Im Eozän lag das Zentrum der Randsenke zwischen der prä- bzw. intra-eozänen gehobenen Scheitelregion⁸⁾ und dem flachen Abruzzen-Schelf. Im Untermiozän wurde im Gebiet des Eozäntrages kaum noch sedimentiert. Dagegen bildete sich in der Zone des Abruzzen-Schelfes eine neue Senke: der Molasse-Trog.

Im apenninischen Flyschtrug ruht das Eozän mehr oder weniger konkordant auf der Kreide und dem übrigen Mesozoikum. Hier fehlen Spuren stärkerer präeozäner Bewegungen. Dafür ist die posteozäne Orogenese sehr kräftig; erfolgte doch nach dem Barton die gewaltige Liguriden-Überschiebung.

In den Deckenbau einbezogen sind die Schichten mit *Clavulina szaboi*. Sie enthalten eine Nummulitenfauna, die von LOTTI (1910) u. a. ins Eozän gestellt worden war. Doch fanden sich neben Orthophragminen auch Lepidocyclinen. PRINCIPI stellte darum die Fauna ins Oligozän. Aber auch im Obereozän von Amerika treten schon Lepidocyclinen auf, wie H. DOUVILLÉ (1927) gezeigt hat. Ferner fand PREMİK (1929) in Albanien *Lepidocyclina dilatata* zusammen mit *Nummulites fabianii*. Auch im Apennin ist an mehreren Stellen die Vergesellschaftung von Lepidocyclinen mit Nummuliten des Eozäns beobachtet worden, so z. B. von CHECCHIA-RISPOLI (1916 S. 35—38) in der Capitanata und von H. W. QUITZOW bei Verbicaro (s. Taf. 4) in Nordkalabrien. Darum liegt m. E. kein zwingender Grund vor, die Fauna ins Oligozän zu stellen.

Der Deckenschub des Nordapennins war vor dem Mitteloligozän abgeschlossen wie das diskordante Übergreifen des Oligozäns bei

⁸⁾ Die Angaben über die Vergenzen im Scheitelgebiet von Alpen und Apennin verdanke ich JANPETER SCHNEIDER.

Varzi und in der Emilia zeigt. Auch die Deckenfaltung ist wenigstens in der Zone von Ronco vormitteloligozän; das ergeben die Aufnahmen von SACCO bei Varzi.

Der nordapennine Flyschtrog entstand also im Eozän am Fuß einer im Westen gelegenen präeozänen Hebungszone. In prämitteloligozäner Zeit wurde der Trog überschoben und zum Teil auch gefaltet. Damit verlagerte sich die Randsenke. Denn während das Miozän im Südwesten des Hochapennins nur geringmächtig ist, schwillt seine Mächtigkeit nach freundlicher Mitteilung von R. B. BEHRMANN in der Romagna und östlich der Abruzzen, wo es \pm konkordant auf dem Alttertiär bzw. dem Mesozoikum ruht, auf mehrere 1000 m an. Die apennine Randsenke ist also adriawärts gewandert. Im Pliozän wiederholt sich der Vorgang: der Molassetrog ist grobenteils postsarmat-präpiacentin aufgefaltet worden. Er wird zum Denudationsgebiet. Vor ihm entsteht eine neue Vortiefe, in der das Piacentin eine Mächtigkeit von über 1000 m erreicht. So wird es am M. Ascensione bei Ascoli Piceno z. B. mehr als 1200 m mächtig, auch bei Carpeneto südöstlich Piacenza ist es nach SACCO (1930 S. 164) bei 1400 m noch nicht von einer Bohrung durchsunken worden. Das Trogtiefste der apenninen Randsenke verschiebt sich also zur Adria bzw. Po-Senke. In gleicher Richtung verjüngt sich die Faltung, wie es nochmals im folgenden Schema veranschaulicht sei.

Penninikum	Flyschtrog	Molassetrog (Abruzzenschelf)	Po-Senke
		Piacentin Miozän	Piacentin Miozän
Oligozän	Oligozän	Oligozän	
Eozän	Eozän	Eozän	
Ob. Jura	Ob. Kreide	Ob. Kreide	

Faltung und Vortiefe wandern im Nordapennin nach Nordosten. Darum dürften auch die Liguriden in gleicher Richtung gewandert sein.

3. Die Stellung des toskaniden und liguriden Faziesbereiches im alpinen Orogen.

a) Die Stellung des toskaniden Faziesbereiches.

Das Mesozoikum des Nordapennins ist dem der Südalpen sehr ähnlich, wie folgende Gegenüberstellung zeigt:

	Nordapennin (Toskaniden II d. Apuaner Alpen)	Lombardische Südalpen (Luganer See)
Obere Kreide	rote Mergelschiefer („Scaglia“)	rote Mergel („Scaglia“)
Untere Kreide	weiße Kalke mit Hornsteinen („Biancone“)	weiße dichte Kalke, z. T. mit Hornsteinen („Biancone“)
Tithon	rote Kalke mit Radiolariten	rote Knollenkalke und Radiolarite
tief. Malm	graue Kalke mit Hornsteinen	hellgraue Kalke mit roten Mer- geln und Hornsteinen
Dogger		knollige Kalke und rote Mergel („Ammonitico rosso“)
Lias	graue Kalke und Mergel Hornsteinkalke rote Ammonitenkalke weiße massige Kalke	dunkle Hornsteinkalke
Rhät	Dolomite, Kalke und Mergel	Dolomite und Mergel
Norisch	cavernöse Dolomite und Kalke	Dolomite
Karnisch	—	bunte Mergel mit Gips
Ladinisch	—	} bituminöse Kalke und Schiefer
Anisisch	—	
Scythisch	—	

In Jura und Kreide sind also die Unterschiede zwischen der nordapenninen und südalpiner Entwicklung nicht größer als die Faziesdifferenzen in den Lombardischen Alpen selbst. Nur die Trias ist in den Toskaniden II der Apuaner Alpen unvollständiger: die Gipse der Raibler-Schichten und die Bitumenmergel und -kalke von Meride (Lugano) fehlen in den Apuaner Alpen. Aber sie treten auch in den Südalpen nur lokal auf. Außerdem dürften im Hochapennin und in der Emilia salz- und bitumenreiche Sedimente der Trias verbreiteter sein als heute angenommen wird, wie aus folgenden Beobachtungen (vgl. Abb. 12) hervorgeht.

Auf Salzlager weisen im Nordapennin zahlreiche Solquellen. Sie sind fast ausschließlich an Sattelachsen gebunden. Die Solquellen treten z. T. aus den Argille scagliose aus, finden sich bei Bobbio und Salsominore aber auch dort, wo die Argille scagliose längst abgetragen sind, nämlich im Eozän-Sandstein der Toskaniden. Salinare Sedimente sind nun im Eozän der Toskaniden niemals bekannt geworden und bei der im Apennin herrschenden Faziesentwicklung auch unwahrscheinlich. Das gleiche gilt für Jura und Kreide. Die Trias des oberen Secchia-Tales ist jedoch reich an Gipsen, die eine primäre Mächtigkeit von mehreren hundert Metern erreichen. Es liegt somit nahe, die Salzlösungen mit diesen karnischen Gipsen in Zusammenhang zu bringen⁹⁾. Dafür spricht

9) PARETO und CAPELLINI (1890 S. 18) suchten bereits die Muttergesteine der Sol-, Öl- und Gasquellen des Nordapennins in der Trias.

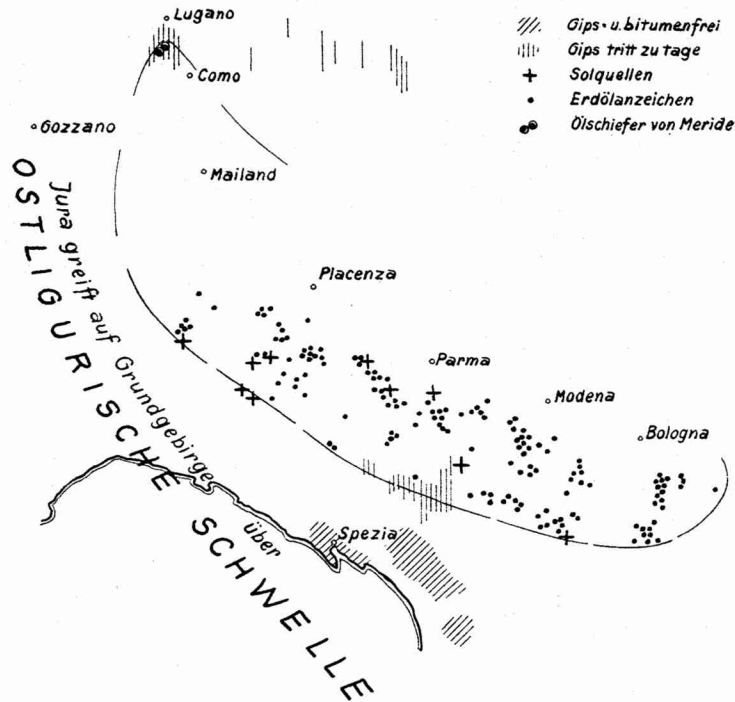


Abb. 12. Die Verbreitung der salinaren und bitumenreichen Fazies in der Trias der lombardischen Südalpen und der Toskaniden des Nordapennins.

Das umrahmte Gebiet stellt den z. T. noch hypothetischen Bereich der Bitumenfazies dar. Die Erdölanzeichen sind nach der Zusammenstellung von CAMERANA (1926) eingetragen. Von den Solquellen sind nur die bekanntesten, nämlich die von Salsominore und Bobbio im Aveto- bzw. Trebbia-Tal, Salice im Val Staffora, Salsomaggiore, Lesignano, Pojano und Porretta Terme verzeichnet. Hinzukommen vor allem noch die vielen Salzwässer, die bei den Ölbohrungen in der Emilia angetroffen wurden.

auch die Verbreitung der Solquellen: wo die Gipse der Trias fehlen, wie in den Apuaner Alpen und den Pisaner Bergen, fehlen auch Solquellen; dagegen entspringt bei Pojano aus den Gipsen selbst eine Quelle, die reich an Jod- und Kochsalz ist. Das ist wohl der beste Hinweis auf die Herkunft der Solquellen aus den salinaren Ablagerungen der Oberen Trias¹⁰⁾.

10) Wahrscheinlich hängen auch die Schwefelquellen, die mit den Solquellen aufs engste verknüpft sind, mit den karnischen Gipsen zusammen. — Karnische Gipse sind auch im Südapennin verbreitet, so am M. Gargano und bei Cetraro. Salz hat sich bislang nur an der Fontana Tavolara bei Lungro in Nordkalabrien

Schwieriger ist der Nachweis der Mutterlagerstätten des Erdöls. Auch dieses ist im Nordapennin an Antiklinalen gebunden und findet sich vorwiegend in den Argille scagliose, aber auch im Eozän der Toskaniden, wie z. B. bei Castagnola im Aveto-Tal (ROVERETO 1926 S. 128), bei Bobbio im Trebbia-Tal (LUDWIG S. 64) bei Corniglio [a 1, b 1] (CAMERANA 1926 S. 16), Sassostorno nahe Barigazzo [c 2] (CAMERANA 1926 S. 66) und beim Molinaccio nördlich Pian di Castelle [e 3] (CAMERANA 1926 S. 67)¹¹⁾. Wie die Sole, so muß also auch das Bitumen aus den Toskaniden stammen. Bitumenmergel und -kalke, wie überhaupt Gesteine, die als Mutterlagerstätten des Erdöls in Frage kommen, sind aber im Mesozoikum der Apuaner Alpen und des Sillaro-Tales im Hochapennin nicht bekannt geworden. Da bleibt m. E. nur die Annahme übrig, daß nördlich des Hochapennins die Fazies des Mesozoikums und vor allem der Trias eine andere wird, derart, daß sich mit den salinaren Sedimenten auch bitumenreiche Ablagerungen einstellen, sei es vom Anis bis zum Nor wie bei Meride, sei es im norischen Hauptdolomit wie bei Salerno, in Nordkalabrien und der Basilicata oder im Rhät wie am M. Malbe (6 km nordwestlich von Perugia). Dabei könnten die 800 m mächtigen Kalke und Mergel im Süden des Luganer Sees, die z. T. 58% organische Substanz enthalten (s. ALB. HEIM II S. 831 und HRADIL), der nördliche Ausläufer des apenninen Bereichs der Bitumenfazies sein.

Wenn diese Annahme richtig ist, liegt im Innern des Bogens, der von Südalpen und Nordapennin gebildet wird, ein Gebiet bitumenreicher und salinärer Entwicklung, wobei die salinare Fazies im Apennin etwas —, in den Südalpen erheblich über den Bereich der Bitumenfazies hinausgreift. An diesen Raum schließt sich im Südwesten eine Zone, in der die Obertrias unmittelbar auf dem Grundgebirge ruht (Toskaniden II der Apuaner Alpen). Bei Gozzano und im Ligurikum greift schließlich der Jura auf permischen Porphyryr bzw. kristallines Grundgebirge über.

Wenn nun dieses Bild von der Faziesverteilung der Trias in Südalpen und Nordapennin auch noch in vieler Hinsicht der Ergänzung bedarf, so ist jedenfalls jetzt schon klar, daß die Ähnlichkeit von Jura und Kreide in beiden Gebieten einen gemeinsamen Sedimentationsraum voraussetzt. Weder eine klastische Schüttung noch eine Abnahme der Mächtigkeit weist auf ein

gefunden (s. S. 78). Doch ist die Zugehörigkeit zur Karnischen Stufe noch nicht sicher erwiesen.

11) Der Macigno-Aufbruch ist hier so klein, daß er auf Taf. 1 nicht mehr dargestellt werden konnte.

Schwelengebiet im Untergrund der Po-Ebene. Südalpines und toskanides Mesozoikum sind Ablagerungen eines Troges. In der Po-Senke kann also die Heimat der Liguriden nicht liegen.

b) Die Stellung des liguriden Faziesbereichs.

Von der Po-Senke erstreckt sich die Ligurische Decke bis an die Riviera di Levante. Denn nach den Untersuchungen von LUDWIG, MERLA, JANP. SCHNEIDER u. a. schwimmen die Liguriden auch bei Spezia und im Trebbia- und Aveto-Tal noch auf den Toskaniden, die hier in großen Fenstern zutage treten. Dieselben liguriden Schiefertone lassen sich mit ihren Grünen Gesteinen über die Scheitelzone von Genua hinaus nach Westen bis ins Gebiet der Schistes lustrées und Pietre verdi verfolgen, die nach TERMIER & BOUSSAC als die dynamometamorphe Fazies der Liguriden zu deuten sind. In der Tat konnte JANP. SCHNEIDER (nach freundlicher Mitteilung) in der Zone von Voltaggio alle Übergänge zwischen Argiloscisti und Schistes lustrées nachweisen. Auch im Alter entsprechen die Schistes lustrées und Pietre verdi des Penninikums den Argiloscisti und Grünen Gesteinen des Ligurikums; denn sie erweisen sich in den Seealpen nach FRANCHI als postunterliasisch und präoberkretazisch. Die oberjurassischen Radiolarite des Ligurikums sind die Äquivalente der oberjurassischen Radiolarite von Cesana (PARONA 1891, QUINABOL 1912). Da die Zone der Pietre verdi schon zu den Alpen gehört, — sowohl stratigraphisch (penninische Fazies), wie tektonisch (West-Vergenz) — und somit die Liguriden nur den ostbewegten Teil des Penninikums darstellen, kann die Ligurische Decke nur von Südwesten auf die Toskaniden überschoben sein.

Es fragt sich nun, ob ein Zusammenhang zwischen dem liguriden und toskaniden Sedimentationsbereich bestand. Übergänge von einer Fazies in die andere sind nicht nachgewiesen. Vielmehr deuten konglomeratische Einschaltungen in beiden Trögen auf eine „ostligurische“ Schwelle im Grenzgebiet (Abb. 13); dort muß das kristalline Denudationsgebiet gesucht werden, das die Porphyre, Gneise und Granite in die liguride Oberkreide bei Berceto schüttete und das auch die Heimat des Pseudoverrucanos in Südtoskana, ja vielleicht auch des Sirone-Konglomerates südlich von Como ist. Vor allem aber war diese Schwelle der Sedimentlieferant für die Eozänkonglomerate des Avetotales wie überhaupt für die 1000 bis 2000 m mächtigen Sandsteine des Macigno.

Ergebnis.

Toskanides und südalpines Mesozoikum sind Sedimente eines Troges. Einer anderen Geosynklinale gehören Ligurikum und Penninikum an. Die Liguriden können darum nur von Südwesten auf die Toskaniden überschoben sein. Darauf weisen auch die vorherrschende Nordost-Vergenz der Deckenfaltung, das Wandern der Gebirgsbildung und die Verlagerung der apenninen Saumtiefe in Richtung auf die Po- bzw. Adria-Senke.

C. Die Tektonik der tieferen Stockwerke.

Im vorhergehenden bestätigte sich, daß eine große Decke — die Liguriden — von Südwesten über den ganzen nordapenninen Bereich bis zur Po-Senke gewandert ist. Da die Decke nur eine Mächtigkeit von 1000—2000 m erreicht, sind stärkere chemische Umsetzungen und Mineralneubildungen in diesem — höchsten — Stockwerk nicht zu erwarten. Die Gesteine sind fast nur mechanisch verändert worden. Sie sind gefaltet und zerschuppt und an den großen Bewegungsflächen auch zermahlen worden, wie vor allem die Untersuchungen von BONATTI und MERLA über die Granitschubspäne an der Basis der Liguriden gezeigt haben.

Etwas anders ist der Deformationstyp des nächst tieferen Stockwerks. Schieferung und Um-

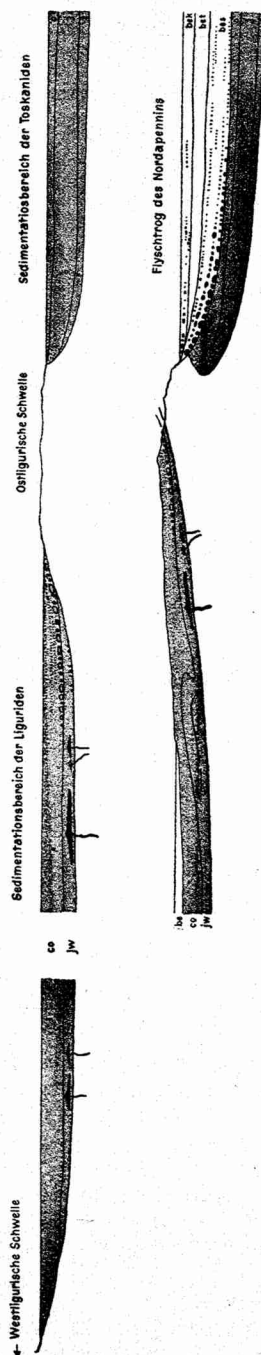


Abb. 13. Die Ostligurische Schwelle als Barre zwischen dem liguriden und toskaniden Sedimentationsbereich. t Trias, j Jura, jw Oberjura mit Grünen Gesteinen, c Kreide, co Oberkreide, be Eozän, bes Eozänsandstein (= Macigno), bet Kalk-Ton-Gruppe des Eozäns, bek Foraminiferenmergelkalke des Eozäns. — Oben vor-, — unten nach Ablagerung des Eozäns.

kristallisation spielen hier bereits eine größere Rolle. So sind die tonig-mergeligen Schichten der Oberkreide oft geschiefert (Abb. 14 unten), während die massigen Kalke des Rhäts und tieferen Juras zu feinkörnigen Marmoren umkristallisierten. Die dünnbankigen Mergelkalke des höheren Juras entmischten sich, so daß Kalkphyllite entstanden. Derartige Umwandlungen vollzogen sich besonders dort, wo die Toskaniden durch sekundäre Überschiebungen

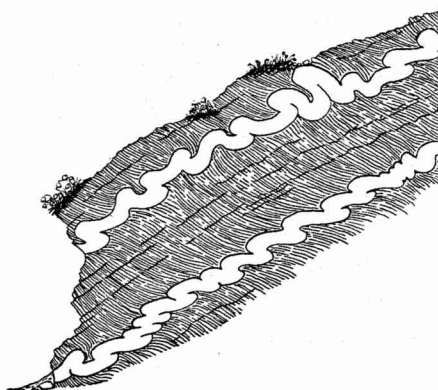
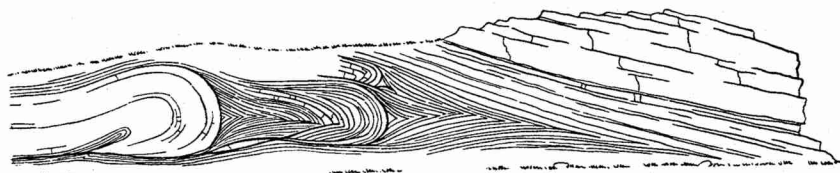


Abb. 14. Kleintektonische Deformationstypen in Toskaniden II.
 Oben: Liegende Falte in den Mergelkalken des Obereozäns dicht unter der Liguriden-Überschiebung. — An der Straße Berceto-Calestano gegenüber von Cassio [a 1]
 Unten: Faltung und Schieferung in Oberkreidekalken und Mergeln. — An der Straße Castelnuovo della Garfagnana-Pievepelago gegenüber der Pania di Corfino [c 3].

verschuppt wurden, so z. B. bei Ripafratta in den Pisaner Bergen. Dort sind, wie LOTTI (1910 S. 377—81) und TILMANN (1926 S. 637—650) gezeigt haben, Verrucano und Rhät auf Jura überschoben worden. Dabei sind die Jurakalke verschiefert und größtenteils entmischt worden.

Die Materialverschiedenheit dieses Stockwerkes führte ferner zu einer ausgeprägten disharmonischen Faltung. Die dickbankigen

Sandsteine des Eozäns und die massigen Dolomite und Kalke des Rhäts und tieferen Juras verhielten sich bei der Faltung starrer als die dünnbankigen mergeligen Schichten des jüngeren Mesozoikums. Ammonitico rosso, Radiolarite und Scaglia sind darum oft intensiv gefaltet und in die Fugen der massigen Sedimente gepreßt worden. Zu einer besonders großen Abscherung kam es an der Basis der 2000 m mächtigen Macigno-Sandsteine; sie ist besonders im Tal des Serchio di Soraggio [b 2] erschlossen. Unterhalb des M. Sillano stehen die Schichtbänke des abgescherten und in sich gefalteten Macigno fast senkrecht auf dem \pm flachliegenden Mesozoikum (s. Abb. 15). Am M. Brucina trennt eine ähnliche Abscherung Mesozoikum und Tertiär, nur ist hier das Mesozoikum stärker gefaltet als der Macigno. Auf diese Weise wird gelegentlich eine Diskordanz an der Basis des Eozäns vorgetäuscht, zumal wenn sich ein Konglomerat an der Basis des Eozäns einstellt. So ruht z. B. im Fegana-Tal [c 3] der Macigno-Sandstein mit einem Konglomerat flach auf eng gefalteter Scaglia. Trotzdem ist keine Diskordanz nachweisbar. Vielmehr ist auch hier der Macigno von dem rasch untertauchenden Kreidesattel abgeschert worden. Auf ähnlichen disharmonischen Bewegungen beruhen auch die Diskordanzen, die ZACCAGNA, LOTTI u. a. in ihren Profilen angegeben haben (TILMANN 1926 S. 655).

Sehr erleichtert wurden die Abscherungen im toskaniden Mesozoikum und Eozän des Hochapennins durch die Beteiligung mächtiger Gipse am tektonischen Bau.

1. Die „Intrusions“-Tektonik der toskaniden Gipse.

ZACCAGNA und DI STEFANO hatten schon vor langer Zeit mancherorts im Süden und Norden des Hochapennins Gipse beobachtet, die bald in der Trias, bald im Jura und in der Kreide, bald auch im Eozän auftreten. ZACCAGNA (1932 S. 424) deutete mit LOTTI (1910 S. 463 f.) die Gipse als metasomatisch umgewandelte Kalke. Jedoch fand ich nirgends Kalkrelikte in den Gipsen, geschweige denn eine Verzahnung von Kalk und Gips. Auch wären bei einer Schwefelsäurezufuhr Entfärbungen und Zersetzungen der benachbarten Schichten zu erwarten. Beide sucht man vergebens. Außerdem gleichen die Gipse des Hochapennins den viele 100 m mächtigen Gipsen des Secchia-Tales [b 2, c 2], die wohl stets als saline Sedimente der Trias gedeutet worden sind. Darum liegt die Vermutung nahe, daß auch die anderen Gipse der Trias angehören und in tektonische Fugen injiziert worden sind.

In der Tat ist stellenweise noch der Zusammenhang zwischen den triadischen und „jungmesozoischen“ Gipsen nachzuweisen: Die mächtigen Triasgipse von Sassalbo [b 2] bilden den Kern einer südostvergenten Aufsattelung, die im Streichen in eine z. T. überkippte und zerrissene Flexur übergeht (Taf. 1 oberes Profil). Die sicher triadischen Gipse von Sassalbo lassen sich nun fast ununterbrochen bis Tavernelle [a 2] verfolgen. Dort haben sie jedoch den Zusammenhang mit den anderen triadischen Sedimenten verloren und sind in den Macigno injiziert; nur die plastischen Mergel der Oberkreide konnten dem Gips mitunter folgen bzw. sind von ihm emporgeschleppt worden.

Auch alle anderen Profile zeigen, daß die Gipse des Hochapennins meist an tektonische Fugen gebunden sind. Am M. Ventasso (= P. 1728 [b 2]) z. B. folgt fast jeder Schubbahn ein Gips (Abb. 16), wie die Aufschlüsse in den tiefen Seitentälern der Secchia zeigen. Ebenso sind an der großen Randflexur des Hochapennins bei Ligonchio [b 2] Gipse emporgestiegen. Sie benutzten dabei die Grenze von Argiloscisti und Macigno. Am klarsten ist die Gebundenheit der Gipse an tektonische Fugen im Tal des Serchio di Soraggio (Abb. 15): am M. Sillano sind die Gipse an

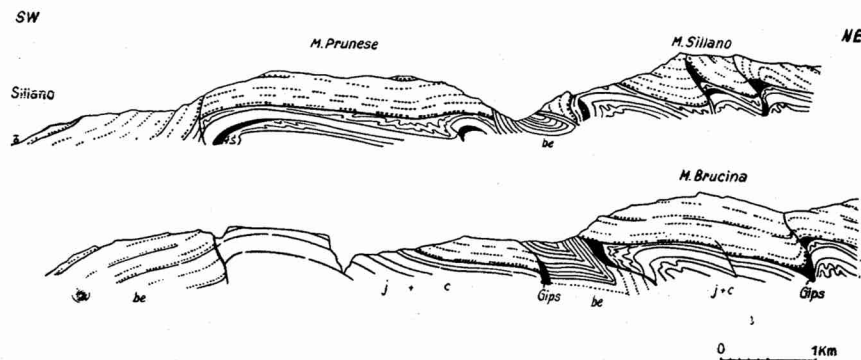


Abb. 15. Die Gipse der toskaniden Trias folgen den tektonischen Fugen und „intrudieren“ im Jungmesozoikum und Eozän.

Serchio di Soraggio, Garfagnana [b 2].

j Jura, c Kreide, be Eozän, schwarz die triadischen Gipse.

steilen Störungen hochgestiegen und haben sich von hier aus in die Risse und Lücken des tektonischen Baues gezwängt, so wie wir es sonst nur vom Magma, Salz und Asphalt kennen. Kommt es doch an horizontalen Bewegungsflächen zur Bildung mächtiger Lagergänge! Z. B. folgt am M. Sillano ein Gips der großen Scherfläche, die den massigen Macigno von den mobilen Mergeln der

Oberkreide trennt. Am M. Prunese ist ein Gips zwischen feste Kalke und nachgiebige dünnbankige Schichten des Jura „intrudiert“. Der Gips hat sich dabei in den Faltenumbiegungen angereichert. Am Südwesthang des M. Brucina ist er z. B. dem vordrängenden mobilen Jungmesozoikum noch vorausgeeilt und hat sich an der Stirn des überkippten Sattels gesammelt; offenbar staute er sich an den undurchlässigen Schiefertönen der überschobenen Mulde. Andererseits hat der Gips sich auch in den Mulden gesammelt, wie am M. Brucina. Wo eben ein tektonischer Hohlraum oder überhaupt eine Ausweichmöglichkeit bestand, drangen die hochmobilen Gipse ein.

So finden sich alle Übergänge von den großen Gipshorsten des Secchia-Tales, deren Gewölbebau an manche Salzdome erinnert (Abb. 16), zu den Gipsen, die am M. Pruneta (Abb. 15) anscheinend konkordant den mesozoischen Kalken eingelagert sind. Und wie bei den echten Lagergängen gelegentlich die Förderkanäle später wieder geschlossen werden, so sind auch die Zufuhrwege der Gipse manchmal nachträglich verquetscht worden, sodaß die Gipse jede Verbindung mit der Trias verloren haben. Das ist besonders bei den Gipsen der Fall, die in die plastischen Argille scagliose eingedrungen sind; sie bilden in der Umgebung von Ligonchio [b 2] heute Nester von mehreren Metern im Durchmesser mitten im Ligurikum.

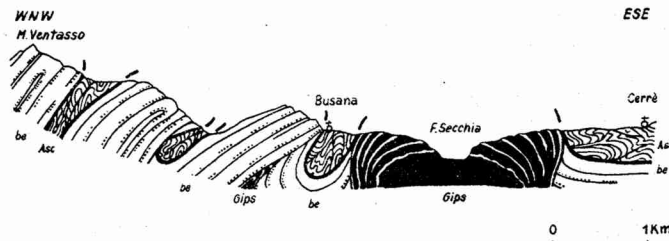


Abb. 16. Die Gipse der toskaniden Trias durchbrechen den zer-schuppten Deckenbau des Nordapennins. Oberes Secchia-Tal [b 2].

be toskanides Eozän; Asc Argilloscisti des liguriden Mesozoikums.

So steht also die „Intrusionstektonik“ der toskaniden Gipse den Durchspießungen der liguriden Argille scagliose, die ANELLI beschrieben hat, nicht nach. Vielmehr führte der größere Belastungsdruck in den tieferen Stockwerken und die erhöhte Plastizität der Gipse zu noch großartigeren „diapirischen“ Erscheinungen.

Aber auch in diesem Stockwerk reichten Druck und Temperatur für chemische Umsetzungen und Mineralneubildungen größeren Maßstabes nicht aus. Eine Fließtektonik ist erst in einem noch tieferen Stockwerk zu erwarten, wie es in den Apuaner Alpen einzigartig erschlossen ist.

2. Die Toskaniden-Überschiebung.

a) Ihr Nachweis.

In den Apuaner Alpen tritt unter dem nicht metamorphen Rhät-Dolomit des toskaniden Mesozoikums eine Serie von Serizitquarziten, Kalkphylliten und Marmoren zutage, die ihrerseits wieder von Triasdolomiten und paläozoischen Schichten unterlagert wird. Diese Serie wurde von D. ZACCAGNA als Trias gedeutet, da die hangenden und liegenden Sedimente Triasfossilien geliefert haben. LENCEWICZ wies andererseits auf die große Ähnlichkeit hin, die zwischen dem höchsten Schichtglied der metamorphen Serie, dem Serizitquarzit, und dem Eozänsandstein der nichtmetamorphen Serie besteht (sie war bereits früher aufgefallen und in der Bezeichnung „Pseudomacigno“ für den Serizitquarzit zum Ausdruck gekommen). LENCEWICZ parallelisierte Macigno und Pseudomacigno und wurde dadurch zur Annahme einer großen Überschiebung geführt. Wie WIJKERSLOOTH (1934 S. 112) auf Grund mikroskopischer Untersuchungen zeigte, ist die Zusammensetzung des metamorphen und nichtmetamorphen Sandsteins in der Tat die gleiche; nur sind die Feldspäte des Pseudomacigno meist bereits in Serizit und Quarz umgewandelt. — Von besonderer Bedeutung war der Nachweis von Fossilien im Pseudomacigno: DI STEFANO, ZACCAGNA und LOTTI fanden im Pseudomacigno Kalklinsen mit Nummuliten des tiefen Lutets (ZACCAGNA 1932 S. 286 ff.). Damit ist kein Zweifel mehr möglich, daß der Pseudomacigno tatsächlich stratigraphisch dem Macigno entspricht.

In den Marmoren und Glimmerschiefern unter dem Pseudomacigno wies FUCINI die Äquivalente des nichtmetamorphen Mesozoikums nach, einmal auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit, dann aber auch auf Grund von Ammoniten, die vor allem wieder ZACCAGNA und LOTTI gesammelt haben. Verdankt man doch ZACCAGNA selbst, der an dem triadischen Alter der metamorphen Serie bislang festhielt, den Nachweis von *Aegoceras* und *Phylloceras* (ZACCAGNA 1932 S. 182).

Somit ergibt sich, daß die metamorphe Serie Eozän und Jungmesozoikum umfaßt. Andererseits zeigen die vorbildlichen Karten und Profile von ZACCAGNA, daß die metamorphen Schichten stets

unter die nichtmetamorphen Rhätkalke tauchen. Die Überschiebung von Rhät auf Eozän ist vielerorts aufgeschlossen, so z. B. am Rio Orto delle Donne [b 3]. Die dolomitischen Kalke des Rhäts sind hier nahe der Überschiebung mylonitisiert, verschuppt und in Gleitlinsen aufgelöst. Einzelne tektonisch gerundete Schubspäne des Rhätkalces sind in die zerrütteten, schmierigen Glimmersandsteine des Eozäns der überfahrenen Scholle eingewalzt.

Noch klarer ist die Überschiebung dort, wo die Schichten flach liegen, wie im Fenster von Ponte Stazzemese. Dort ruht auf dem Pseudomacigno fast horizontal der Rhätkalk. An der Überschiebungsbahn sind die Schichten vererzt, wie WILKERSLOOTH gezeigt hat. Im Fenster von S. Anna im Val di Castello liegt gleichfalls die Überschiebung fast flach. An der Basis des Rhäts ist hier über dem Pseudomacigno noch polymetamorphes Kristallin erhalten, das offenbar als Grundgebirge der höheren Scholle zu deuten ist, wie TILMANN (1926 S. 655) dargelegt hat. Ein weiterer Schubsetzen von Grundgebirge findet sich an der Basis des Rhäts im Fenster von Forno Volasco. Auch dort ist der Pseudomacigno überfahren worden.

So taucht überall in den Apuaner Alpen die metamorphe Serie unter das nichtmetamorphe Mesozoikum bzw. dessen Grundgebirge. ZACCAGNA hat die Grenze verfolgt und gezeigt, daß sie sich schließt. Die Untersuchungen von TILMANN, STAUB, WILKERSLOOTH und mir haben das nur bestätigen können. Auch der Metamorphose-Sprung zwischen Pseudomacigno und Rhät beweist, daß es sich hier nicht um lokale Aufschuppung handelt, sondern um den Ausstrich einer großen Deckenbahn — der „Toskaniden-Überschiebung“. Mit TILMANN seien die Schichten im Hangenden der Überschiebung als „Toskaniden II“, die Schichten im Liegenden als „Toskaniden I“ oder mit STAUB als „Carrariden“ bezeichnet.

b) Das Ausmaß der Toskaniden-Überschiebung.

Das Ausmaß der Toskaniden-Überschiebung beträgt in den Apuaner Alpen 15—20 km. Andererseits überlagert, wie TILMANN (S. 656 ff.) gezeigt hat, auch am Cap Corvo [a 3] nichtmetamorphes Rhät die gleiche metamorphe Folge wie in den Apuaner Alpen. Ebenso gehören Mesozoikum und Eozän des Hochapennins noch zu Toskaniden II; denn der Macigno läßt sich bei der Kartierung von den Apuaner Alpen bis zum Hochapennin durchverfolgen (s. Taf. 1). Daraus ergibt sich eine Förderlänge für die Toskaniden-Überschiebung von 50—60 km. Aber auch das ist nur ein Mindest-

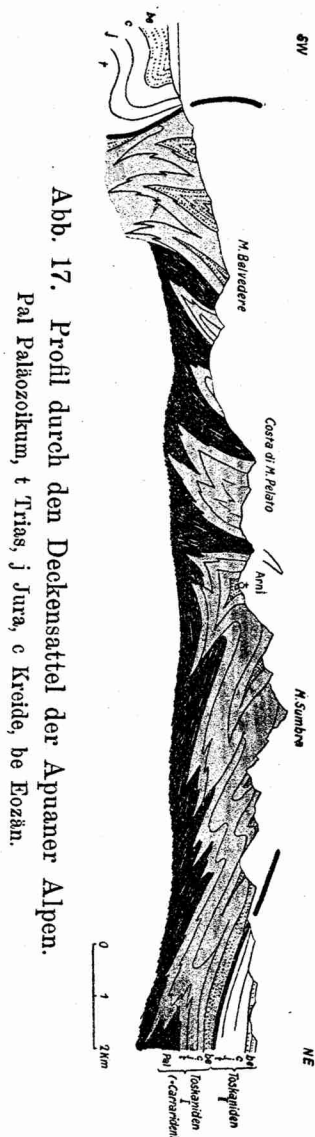


Abb. 17. Profil durch den Deckensattel der Apuaner Alpen.
Pal Paläozoikum, t Trias, j Jura, c Kreide, be Eozän.

betrag; denn es ist unbekannt, wie weit sich die Toskaniden I in der Emilia noch unter den Toskaniden II erstrecken. Es bleibt also offen, ob die Toskaniden-Überschiebung von ähnlicher Größenordnung wie die Liguriden-Überschiebung ist.

TILMANN und STAUB versuchten, aus der Faziesentwicklung auf die Größenordnung der Toskaniden-Überschiebung zu schließen. Dabei kamen sie jedoch zu verschiedenem Ergebnis:

N. TILMANN betonte, daß die Schichtentwicklung in Toskaniden II so weitgehend mit der Schichtentwicklung von Toskaniden I übereinstimme, daß beide Serien ein und demselben Faziesbereich angehören müßten, — daß mithin ein Vergleich mit der Liguriden-Überschiebung, die zwei verschiedene Fazies trenne, nicht möglich wäre. STAUB parallelisierte dagegen die metamorphe Serie mit dem Penninikum der Alpen, die nichtmetamorphe mit dem Ostalpin. Entscheidend war dabei für ihn der hohe Grad der Metamorphose und das vereinzelte Auftreten Grüner Gesteine in der metamorphen Serie, deren Äquivalente bislang in Toskaniden II nicht nachgewiesen werden konnten (STAUB glaubte die Grünen Gesteine der Carrariden mit den Pietre verdi des Penninikums vergleichen zu dürfen).

Wenn diese Parallelisierung der Carrariden mit dem Penninikum statthaft wäre, so wäre die Toskaniden-Überschiebung wohl ebenso groß, wenn nicht noch größer als die Liguriden-Überschiebung. Aber eine stratigraphische Gegenüberstellung von Toskaniden I und II zeigt m. E. doch noch größere Übereinstimmung:

	Toskaniden I	Toskaniden II
Mittel- bis Ob. Lutet	Serizitquarzit („Pseudomacigno“)	Sandstein („Macigno“)
Unter-Lutet Senon	Serizitquarzit mit Kalklinsen Rote Mergelschiefer (nur lokal erhalten)	Sandsteine mit Kalklinsen Rote Mergelschiefer
Neokom —Tithon	Graue und grünliche Kalkschiefer	Weißer Hornsteinkalke und Aptychenmergel
Tief. Malm	Rote und grau-grüne Radiolarite	Rote und grüne Radiolarite und Kalke
Dogger	Hornsteinkalke mit Crinoidenkalklinsen	Hornsteinkalke mit Crinoidenkalklinsen
Lias	Marmore	Posidonienschiefer, Hornsteinkalke, rote Ammonitenkalke
Rhät		helle kompakte Kalke
Tief. Trias	Graue Kalkem. Konglomeraten	fehlt

Demgegenüber treten die Unterschiede, die in dem Erscheinen der Grünen Gesteine¹²⁾ und im Fehlen der Oberkreide¹³⁾ der Toskaniden I bestehen, zurück. Besonderes Gewicht möchte ich dabei auf das Auftreten von mächtigem Macigno in den Toskaniden I legen, der bei Ponte Stazzemese eine Mächtigkeit von über 500 m erreicht. Toskaniden I und II gehören also eng zusammen, wie das bereits TILMANN und WIJKERSLOOTH betont haben. Es sind die Sedimente eines Troges.

Andererseits ähnelt das Ligurikum dem Penninikum. Beide sind (s. S. 32) durch das Auftreten mächtiger Grüner Gesteine, Radiolarite und fossilarmer Schiefertone im Oberen Jura gekennzeichnet. Da außerdem beide Bereiche ohne scharfe Grenze ineinander übergehen (s. S. 32), kann ich der Parallelisierung Toskaniden I = Penninikum nicht folgen. Die Toskaniden-Überschiebung trennt m. E. nicht wie die Liguriden-Überschiebung zwei verschiedene Fazies.

12) Ihre stratigraphische Stellung ist m. E. noch nicht geklärt, daher konnten die Grünen Gesteine nicht in die Tabelle aufgenommen werden.

13) Am Rio Orto delle Donne [b 3] ruht Eozän mit Hornsteinbrekzien an der Basis auf Oberjura bzw. Unterkreide. Oberkreide fehlt, aber eine deutliche Winkeldiskordanz ist nicht wahrzunehmen. Ähnliche Hornsteinbrekzien sind auch an der Basis des transgredierenden Alttertiärs in Toskaniden II 8 km nordwestlich von Bagni di Lucca und anderenorts nachzuweisen. So ist auch das Basalkonglomerat des Eozäns von Strada bei Florenz reich an Inoceramenschill. — Das lokale Fehlen der Oberkreide besagt also wenig, zumal TILMANN (nach freundlicher Mitteilung) in geringer Entfernung bereits Oberkreide auffand.

c) Die Richtung der Toskaniden-Überschiebung.

Die Richtung der Toskaniden-Überschiebung ergibt sich mit erheblicher Wahrscheinlichkeit aus der Schichtentwicklung in den Toskaniden I. Im Bereich der Ostligurischen Schwelle transgrediert der Jura bezw. fehlt die Trias (Ligurikum, Gozzano). Und auch in den Toskaniden II ist die Trias im Westen nur kümmerlich entwickelt; denn das Rhät transgrediert dort ja auf dem Grundgebirge. Erst im Osten, — im Hochapennin, stellt sich tiefere Trias ein. Da nun auch in den Toskaniden I tiefere Trias vorhanden ist, liegt die Annahme nahe, daß der Sedimentationsbereich der Toskaniden I östlich von dem der Toskaniden II lag. Dafür spricht auch das Fehlen einer groben konglomeratischen Randfazies im Pseudomacigno, die doch zu erwarten ist, wenn er westlich vom Macigno sedimentiert wäre. — Andererseits ähnelt die Fazies des Eozäns der Toskaniden I nicht der des Autochthons im umbrischen Kalkapennin (hier Pseudomacigno, dort „scaglia cinerea“), sondern sie entspricht der Fazies, wie sie den Toskaniden II im Hochapennin eigen ist. Der Sedimentationsbereich der Toskaniden I dürfte also unmittelbar östlich von dem der Toskaniden II gelegen haben. Da die Toskaniden II heute auf den Toskaniden I ruhen, müssen sie von Südwesten nach Nordosten, also in gleicher Richtung wie die Liguriden, gewandert sein.

d) Das Alter der Toskaniden-Überschiebung.

Das Alter der Toskaniden-Überschiebung ergibt sich daraus, daß noch der viele 100 m mächtige Pseudomacigno, der an seiner Basis eine Unterlutet-Fauna einschließt, überfahren ist. Wahrscheinlich hat sich also die Toskaniden-Überschiebung gleichzeitig mit der Liguriden-Überschiebung ereignet.

3. Deckenfaltung und Metamorphose.

In ihrer Schichtentwicklung entsprechen die Carrariden nicht dem Penninikum, wohl aber in ihrem tektonischen Habitus. So spielen Tauch- und Wickelfalten bereits eine gewisse Rolle (siehe Abb. 18). Außerdem zeigen die mesozoischen Gesteine Spuren von Durchgasung besonders mit Chlor und Bor. Neben Mineralien der ersten Tiefenstufe wie Chlorit, Epidot und Klinozoisit finden sich Turmalin und Skapolith (LINDEMANN S. 283 ff.). Einen Übergang zur 2. Tiefenstufe zeigen Disthen- und Ottrelithschiefer an.

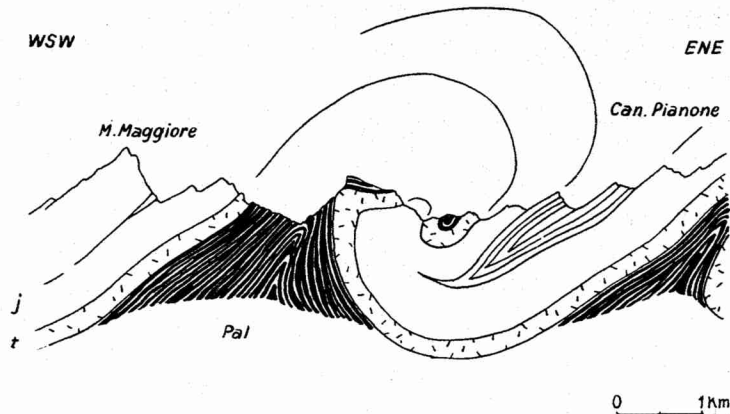


Abb. 18. Ostvergente Rollfalte im metamorphen Mesozoikum der Apuaner Alpen (nach ZACCAGNA 1932 S. 392)

Pal Paläozoikum, t Trias, j Jura.

Es fragt sich nun, welches zeitliche und ursächliche Verhältnis zwischen Deckenfaltung und Metamorphose besteht. Da ist folgendes wichtig:

Oberhalb Arni [b 3] sind die Gesteine der Toskaniden eng eingemuldet. Im Muldenkern ruht Rhät von Toskaniden II. Die Deckenfaltung muß also jünger als die Überschiebung sein. Andererseits muß die Umkristallisation hier z. T. vor der Überschiebung stattgefunden haben; denn das kaum 80 m mächtige Rhät ist wie die übrigen Gesteine von Toskaniden II nicht sonderlich umgewandelt, während die Serie von Carrara erhebliche Metamorphose aufweist. Dabei fällt der Metamorphose-Sprung mit der Überschiebungsbahn zusammen. Es ergibt sich somit die Zeitfolge:

1. Metamorphose von Toskaniden I
2. Überschiebung von Toskaniden II auf I
3. Deckenfaltung.

Für diese Zeitfolge spricht noch folgendes. Im Fenster von Ponte Stazzemese ruht das Rhät von Toskaniden II konkordant auf flach liegendem Pseudomacigno (= Eozän von Toskaniden I). Der Pseudomacigno ist aber trotzdem stark umkristallisiert; er hat ein so ausgeprägtes Parallelgefüge bekommen, daß 8—10 m lange Leisten aus dem Gestein gesägt werden können. Dagegen ist das Rhät nicht merklich umgewandelt worden. Der Metamorphosesprung fällt also wieder mit der Toskaniden-Überschiebung zusammen. — Auch hier ist somit die Metamorphose von Toskaniden I vor der Toskaniden-Überschiebung erfolgt und keine Faltung nachweisbar, die älter als die Überschiebungsphase ist.

Dagegen sind die Toskaniden I in der Mulde oberhalb von Arni stark spezialgefaltet, wobei die neugebildeten Mineralien

größtenteils nicht zertrümmert oder verbogen sind. Hier ist also einmal die Umkristallisation (= Metamorphose) der Faltung gefolgt.

Dieser Widerspruch ist wohl nur so zu erklären: Bereits vor der heran nahenden Decke wurden die Toskaniden I teilweise spezialgefaltet bzw. geschiefert (wie im Fenster von PonteStazzemese der Pseudomacigno) und durchgast. Als dann die Toskaniden II über diese Zone hinüber gewandert waren, wurde das fertige Deckenpaket gefaltet. Tatsächlich ist ein kleiner Teil der neugebildeten Mineralien der Toskaniden II auch bei Arni noch verbogen worden. Umkristallisation und Deckenfaltung überdauerten also die Toskaniden-Überschiebung. Im wesentlichen ist aber die Metamorphose vor-, die Deckenfaltung nach der Überschiebung erfolgt.

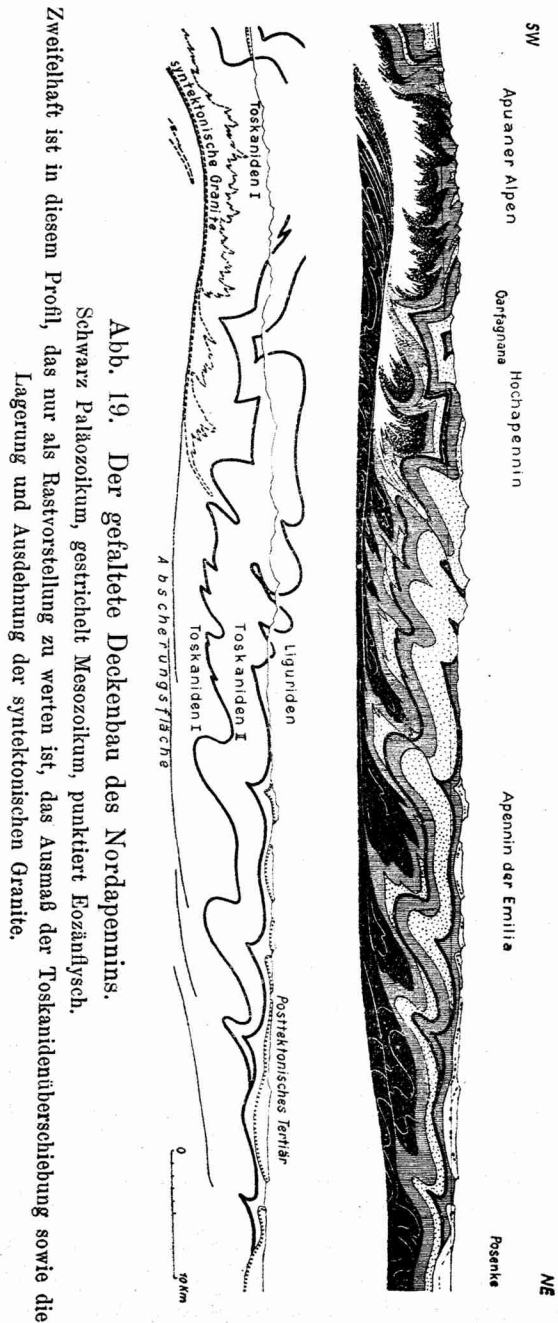


Abb. 19. Der gefaltete Deckenbau des Nordapennins.
Schwarz Paläozoikum, gestrichelt Mesozoikum, punktiert Eozänlysch.
Zweifelhaft ist in diesem Profil, das nur als Rastvorstellung zu werten ist, das Ausmaß der Toskanidenüberschiebung sowie die Lagerung und Ausdehnung der syntektonischen Granite.

Über die Herkunft der bor- und chlorreichen Gase und Erzlösungen lassen sich in den Apuaner Alpen nur Vermutungen äußern. Jedoch konnte WIKERSLOOTH in Südtoskana und auf Elba den Nachweis erbringen, daß die Erzlösungen mit Graniten, die nummulitenführendes Eozän noch kontaktmetamorph verändert haben, im Zusammenhang stehen, und daß die Granite auf großen Scherflächen während der Bewegung intrudiert sind. Darum dürften auch unter den Apuaner Alpen syntektonische Granitmagmen als Lieferanten der Gase und Lösungen anzunehmen sein, wie es Abb. 19 zu veranschaulichen sucht.

Ergebnis.

Die Deutung des nordapenninen Deckenbaues, wie sie G. STEINMANN und TILMANN vor Jahren gegeben haben, bestätigte sich im wesentlichen: Liguriden und Toskaniden II stellen große Decken dar. Beide umfassen Mesozoikum und Eozän, nur gelegentlich finden sich an ihrer Basis kleine Reste von Paläozoikum bezw. Kristallin. Das Mesozoikum der Liguriden und Toskaniden ist also von seinem Grundgebirge abgeschert worden. — Die Überschiebungen erfolgten posteoazän-präoligozän. Dabei wanderten die hangenden Schollen im Verhältnis zu den tieferen nach Nordosten. Die kleinen Reste vom Grundgebirge der Liguriden und Toskaniden wurden an den Überschiebungsbahnen ausgewalzt und zermahlen. Die Decken selbst verschuppten sich. Dabei wurden in der Liguriden-Decke die relativ starren Grünen Gesteine und Oberkreidekalke von den ungemein plastischen Argille scagliose abgeschert. Auch in den Toskaniden führte der Gegensatz von dem ca. 1000 m mächtigen massigen Macigno-Sandstein zu den mobilen Mergelkalken des Jungmesozoikums zu disharmonischen Bewegungen großen Stiles, die durch die Beteiligung triadischer Gipse erleichtert wurden.

Trotz der starken Beanspruchung kam es in diesen höheren Stockwerken nicht zu stofflichen Umsetzungen größeren Maßstabes. In den tieferen Stockwerken macht sich dagegen die Nachbarschaft syntektonischer Magmen in der Zufuhr von Erzlösungen entlang den Überschiebungsbahnen und in einer durchgreifenden Umkristallisation der Schichten geltend; die Durchtränkung mit Chlorgasen führte zur Bildung von Skapolith. Eine Art penninischer Fließtektonik mit Tauch- und Rollfalten stellt sich ein.

D. Die Auffaltung des Deckenbaues.

Wie die Profile der Taf. 1 zeigen, liegen die Decken des Nordapennins nicht mehr flach, sondern sind nachträglich gefaltet und aufgewölbt worden.

1. Das Alter der Deckenfaltung.

Die Faltung begann in den einzelnen tektonischen Stockwerken schon vor dem Deckenschub. Das ergab sich in den Carrariden aus der gelegentlich zu beobachtenden Phasenfolge (s. S. 44):

1. Faltung
2. Metamorphose
3. Überschiebung.

Auch die Toskaniden dürften schon vor der Liguriden-Überschiebung leicht gefaltet sein, wie die „Diskordanz“ an der Basis der Ligurischen Decke zeigt. So greifen (nach freundlicher Mitteilung von JANP. SCHNEIDER) die Liguriden im Aveto-Tal fast bis auf den Macigno über. Ebenso wurde auch der Hochapennin-Sattel schon vor dem Deckenschub leicht aufgewölbt; denn in den zentralen Teilen des Sattels [b 2] ruht das Ligurikum unmittelbar auf toskanider Trias.

Aber im wesentlichen erfolgte die Faltung erst nach dem Deckenschub; sind doch weithin die Liguriden korkordant mit dem toskaniden Eozän gefaltet worden. Diese Deckenfaltung hat unmittelbar nach den großen Überschiebungen eingesetzt. Im Grenzgebiet von Alpen und Apennin greift nämlich das Oligozän flach auf den bereits gefalteten Deckenbau über (s. S. 27f.). Im Süden fehlt das Oligozän, aber auch hier dürfte die Deckenfaltung in den inneren Zonen sich wenigstens teilweise vor dem Oligozän ereignet haben.

Anders in den äußeren Zonen. Dort sind Oligozän und Jungtertiär großenteils von der Faltung betroffen worden. Diskordanzen erlauben den Ablauf der Bewegungen zu verfolgen.

Im Bereich des Hochapennins greift Burdigal am M. Falterona bis auf den toskaniden Macigno-Sandstein über (PRINCIPI 1927), während beiderseits des Hochapennins noch die Liguriden in großer Mächtigkeit — im Norden von Oligozän bedeckt — erhalten sind. Die Aufwölbung des Hochapennins überdauerte also die Überschiebungsphase und das Oligozän. Aber auch das Burdigal des Hochapennins ist noch mitgefaltet worden, wie die eingeklemmten Mulden südöstlich von Porretta [e 3] zeigen. Andererseits liegt das Helvet am Sasso Simone im Marecchia-Tal flach auf dem ge-

falteten Deckenbau. Auch in Toskana ist das Helvet nicht mehr in die eigentliche Deckenfaltung einbezogen worden. Sie ist also im Südwesten des Hochapennins und im Hochapennin selbst im wesentlichen postburdigalisch-prähelvetisch¹⁴⁾ erfolgt.

Dagegen ist das Helvet im Norden des Hochapennins noch mitgefaltet worden. Bei Savignano [e 2—3] ist es gelegentlich bis zu 60° und mehr aufgerichtet. Je stärker die posthelvetische Faltung wird, desto mehr verklingt die präburdigalische. Bei Marzabotto (am unteren Reno) ruht das Helvet bereits konkordant auf dem Burdigal. Die Faltung ereignete sich hier erst zwischen Sarmat und Piacentin. Diese Zone läßt sich am Rand der Po-Senke weit verfolgen. Auch bei Gropparello, Lugagnano, Fornovo di Taro, nördlich Savigno und Lojano greift das Piacentin diskordant auf den gefalteten Deckenbau über.

Aber örtlich wurde auch das Piacentin noch mit in die Faltung einbezogen. So schließt der Reno südlich von Bologna eine große Mulde im Piacentin auf. Bei Traversetolo sind noch Argilloscisti mit Piacentin-Tonen verschuppt worden (ANELLI 1915). Ferner weisen die Bohrungen, die in den letzten Jahren in der Po-Senke heruntergebracht sind, auf erhebliche intra- bzw. postpiacentine Bewegungen: bei Carpaneto ist das Piacentin in 1400 m Tiefe noch nicht durchsunken worden, bei Fontevivo wurde dagegen das Mesozoikum schon in 80 m Tiefe erreicht (SACCO 1930 S. 164).

Während also in den inneren Teilen des Nordapennins die Deckenfaltung längst verklungen ist, erreicht sie am Rande der Po-Senke ihre größte Intensität erst im Pliozän. Die Deckenfaltung wandert also. Das sei noch einmal in folgender Gegenüberstellung veranschaulicht:

Grenzgebiet von Alpen und Apennin	Hochapennin	Zone von Gropparello	Zone von Sasso-Traversetolo
<u>Oligozän</u> <u>Eozän</u>	Helvet Burdigal <u>Oligozän</u> <u>Eozän</u>	<u>Piacentin</u> Helvet Burdigal <u>Oligozän</u>	<u>Piacentin</u>

Gesperrt sind die Horizonte, die nicht mehr gefaltet sind.

14) Nur der Deckensattel der Apuaner Alpen ist noch postpontisch versteilt worden, wie das bis zu 70° aufgerichtete Pont bei Sarzana [a 3] zeigt (ZACCAGNA 1932 S. 307 f.).

2. Die Aufwölbung des Hochapennins.

In der Geröllführung, in Fazies und Mächtigkeit, sowie in der übergreifenden Lagerung der posteoziänen Sedimente spiegelt sich die Aufwölbung des Nordapennins wieder (s. Abb. 20).

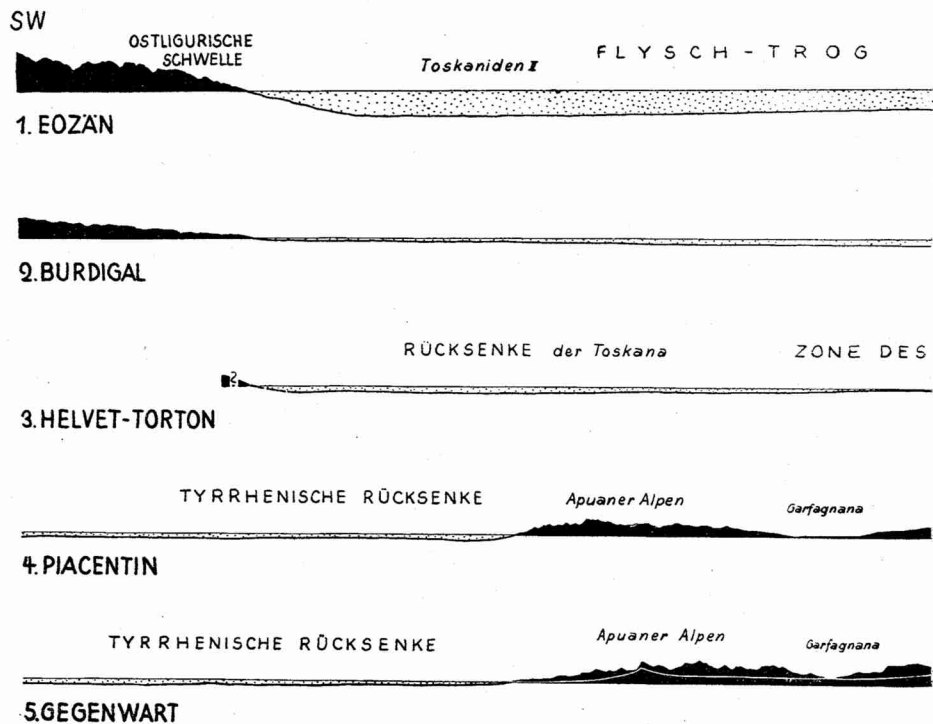


Abb. 20. Die Aufwölbung
Schwarz Denudationsgebiet,

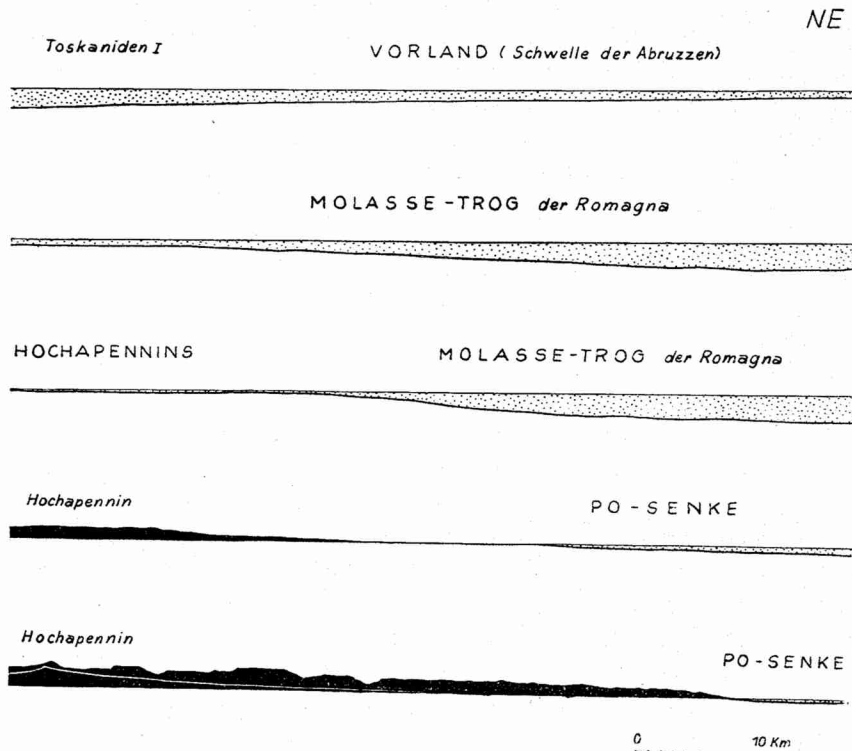
Im Oligozän und Burdigal schüttete noch die Ostligurische Schwelle ihren Detritus über den ganzen Bereich des Nordapennins. Das zeigen die groben Sandsteine des M. Barigazzo, von Porretta [e 3] und die Mergelsande im Osten der Abruzzen. Die paläogeographischen Verhältnisse waren also denen des Eozäns ähnlich. Aber zweierlei fällt auf:

1. Im Gebiet des M. Falterona greift Burdigal auf Macigno über, während im Südwesten und Nordosten noch Ligurikum erhalten ist.

2. Das Burdigal erreicht nördlich der Abruzzen nach freundlicher Mitteilung von R. B. BEHRMANN eine Mächtigkeit von mehr

Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara. 49
als 2000 m, während Oligozän und Burdigal nahe dem Hochapennin
nur wenige 100 m mächtig sind.

Daraus ergibt sich eine prä- und intraburdigale Aufwärtsbe-
wegung des Hochapennins gegenüber dem sich östlich anschließenden
Gebiet. Im Burdigal ist also erstmalig eine — wenn auch noch



des Hochapennins.
punktirt Sedimentationsgebiet.

undeutliche — Schwelle im Gebiet des Hochapennins und eine
Saumtiefe östlich davon erkennbar. Dieser „Molassetrog“ sinkt
im Helvet und Torton um weitere 2000 m, während in der
Zone des Hochapennins die Sedimente anscheinend geringmächtig
bleiben. In Toskana schwellen sie wieder etwas an. Die Schüttungs-
richtung der Sedimente ist hier m. W. noch unbekannt. Vielleicht
bestand auch im Helvet und Torton noch die Ostligurische Schwelle,
da die Konglomerate des M. Deruta als ihre Abkömmlinge gedeutet
werden könnten. Jedoch waren große Teile des toskanischen Ar-
chipels vom mittelmiozänen Meer überflutet.

Klarer sind die Verhältnisse im Pont. Die Konglomerate

von Sarzana enthalten bereits Material aus dem Kern der Apuaner Alpen (ZACCAGNA 1932 S. 306). Ebenso ist das Pont im Osten der Abruzzen reich an Kalkgeröllen, wie SACCO gezeigt hat. Zu dieser Zeit erscheint also der Apennin als Sedimentlieferant. Die Rücksenke wird damit endgültig von der Vortiefe getrennt¹⁵⁾.

Im Piacentin sind die Großformen die gleichen wie heute. Ein breiter Höhenrücken, der durch tektonisch angelegte Längstäler in einzelne Ketten gegliedert ist, trennt Adria und Po-Senke von der tyrrhenischen Rücksenke. Aber die Reliefenergie des Hochapennins war kleiner als heute. Die Denudationsräume waren zu schmal für die Entwicklung eines Hochgebirges. Darum ist die Konglomeratfazies des Piacentins auf eine schmale Zone beschränkt. Und darum sind auch die Gerölle sehr klein. Erst als die postpiacentine Orogenese (s. S. 47) weitere Falten dem Gebirge angegliedert hatte, konnte eine verstärkte Aufwölbung die heutigen Hochgebirgsformen schaffen. Bei dieser jungen Aufwölbung des Hochapennins wurde der diluviale alpine Schutt bei S. Andrea auf > 250 m Meereshöhe gehoben (s. Anm. 15), während er in der Po-Senke selbst fast um den gleichen Betrag sank. Ebenso steigt die Basis des Piacentins nördlich von Lojano im bologneser Apennin auf über 600 m, während sie bei Carpaneto in der Po-Senke heute > 1300 m unter dem Meeresspiegel liegt. Derartige Verbiegungen haben auch noch das Asti bei Quattro Castella und anderenorts am Fuß des Subapennins bis > 20° aufgerichtet (SACCO 1893 S. 576) und postpontische (? intrapiacentine) Verebnungen nördlich des Hochapennins gekippt, derart, daß sie heute von 500 m bei Guigla [e 2 oben links] auf ca. 1000 m im M. Penna und M. Belvedere [d 2] ansteigen.

Die Aufwölbung des Hochapennins vollzieht sich nicht symmetrisch. Vielmehr ist die südwestliche Abdachung des Hochapennins beträchtlich steiler als die nordöstliche. So ist z. B. die Wasserscheide des Hochapennins zwischen Bologna und Pistoja, die etwa 900—1100 m hoch liegt, nur 10 km von der 50 m-Isohypse im Südwesten, dagegen 60 km von der im Nordosten entfernt. Ebenso sind es von der Wasserscheide des Apennins zwischen Piacenza und Chiavari nur 17 km bis zur Küste, dagegen 55 km bis

15) Dem scheint zu widersprechen, daß sich nach SACCO (1892 S. 137) im Pont von S. Andrea di Medisano bei Fornovo di Taro grober Kristallindetritus findet. M. E. handelt es sich hierbei jedoch um jüngere, alpine Schotter, die das Pont bzw. Sarmat diskordant überlagern.

zur Po-Ebene. Infolge des stärkeren Gefälles zum Tyrrhenischen Meer werden die adriawärts gerichteten Hochtäler von Südwesten angezapft und die Wasserscheide nach Nordosten verlegt¹⁶⁾.

Das Wandern des Gebirgskammes ist besonders in Umbrien eindrucksvoll. Dort liegt zwar die Wasserscheide noch ziemlich weit westlich im alten Deckenland. Aber im Osten sind im Anschluß an die postsarmatische Faltung der Außenzone die Ketten des umbrischen Kalkapennins zu beträchtlicher Höhe aufgestiegen, so daß sie die niedrige Wasserscheide im Westen weit überragen und nur noch mühsam von den antezedenten Flüssen durchbrochen werden. Während also der Nordapennin an seiner Front durch Angliederung immer neuer Falten wächst und in die Höhe steigt, sinken in seinem Rücken die frühgefalteten Zonen — einst die Hauptdenudationsgebiete — wieder in die Tiefe. In diesem Wandern der Gebirgsbildung im morphologischen Sinne gleicht der Nordapennin den Balearen. Die HOLLISTER'schen Profile (Abb. 14) von Mallorca könnten ohne weiteres auf den Nordapennin übertragen werden.

3. Der Fächerbau des Hochapennins.

Liguriden und Toskaniden II sind von Südwesten nach Nordosten gewandert. Dagegen vergiert die Faltung, die das fertige Deckenpaket ergriffen hat, zonenweise nach Südwesten, wie die Profile der Tafel I und Abb. 19 zeigen.

Diese teilweise Umkehr der Bewegungsrichtung befremdet zunächst. — Vielleicht handelt es sich dabei um eine Rückfaltung, d. h. um die Überfaltung von rückwärtigen Senken. Tatsächlich ergab sich ja (S. 48 f.), daß der Hochapennin schon vor dem Burdigal eine deutliche Hebungstendenz gegenüber seiner Nachbarschaft im Südwesten und Nordosten erkennen läßt. Da nun die Deckenfaltung dieser Zone erst nach dem Burdigal erfolgte (S. 46 f.), darf die Südwest-Vergenz des Hochapennins somit wohl als Überfaltung sinkender Räume gedeutet werden, auch wenn zur Zeit der Faltung noch keine ausgeprägte Rücksenke im Südwesten dem Hochapennin vorgelagert war. — Ähnliches gilt für die Südwest-Vergenz der Apuaner Alpen; da die Aufwölbung bzw. Überkipfung dieses Deckensattels noch das mächtige Pont an der Küste betroffen hat, besteht hier kein Zweifel an der Überfaltung eines sinkenden Raumes.

16) In kleinem Maßstab gilt dies auch für den Deckensattel der Apuaner Alpen. Dort ist am Passo del Vestito bei Arni ein ostwärts entwässerndes Hochtal bereits von dem ungestüm rückwärts schreitenden Frigido gekappt worden.

Die Auffaltung des nordapenninen Flyschtroges bzw. Deckengebirges, das Untertauchen der Ostligurischen Schwelle und die Entstehung rückwärtiger Senken dürften also den Vergenzwechsel bedingen.

Somit liegen die Verhältnisse im Nordapennin ähnlich wie in den Tessiner Alpen, wo ja auch nach den voroligozänen — nordvergenten — Überschiebungen die Deckenwurzeln in der insubrischen Phase R. STAUB's rückgefaltet, d. h. gegen den jungtertiären Senkungsraum der Po-Ebene umbogen wurden.

Auch aus dem variscischen Gebirge sind Beispiele von ähnlichem Vergenzwechsel bekannt. So hat H. SCHOLTZ sehr anschaulich beschrieben, wie die Auffaltung der „nördlichen Mobilzone“ (Niederrheinisches Schiefergebirge) schließlich zur Entstehung und Überfaltung eines rückwärtigen Beckens, nämlich der Saar-Saale-Senke (über der mitteldeutschen kristallinen Schwelle!) führte.

Die Auffaltung eines Troges kehrt eben das Gefälle vom Rahmen zum Trog um. Und da die Vergenzen dem Gefälle zu folgen pflegen, bringt die Auffaltung auch einen Vergenzwechsel mit sich. Die junge Rückfaltung des Nordapennins steht also nicht vereinzelt da, sie scheint sogar gesetzmäßig bedingt zu sein.

Rückblick:

Die Entwicklung des nordapenninen Deckenbaues.

Die vorstehenden Ausführungen galten der Frage, ob im Nordapennin ein Deckenbau von derartiger Großzügigkeit besteht, wie vielfach angenommen worden ist.

Es ergab sich folgendes:

Die Ophiolith-Formation, — eine Folge von basischen und ultrabasischen Laven und Intrusiven, von Radiolariten und Foraminiferen-Kalken, von Brekzien und mächtigen Schiefertönen —, ist jungmesozoisch. Denn in der Ophiolith-Formation haben VINCASSA DE REGNY, NEVIANI, RÜST u. a. oberjurassische Radiolarien-Faunen nachgewiesen. Außerdem fand sich vielerorts *Calpionella alpina* LOR. Schließlich haben LOTTI, SACCO, CAPELLINI, der Verfasser und andere in den höheren Schichten Ammoniten und Inoceramen der Oberkreide gesammelt, die auf der Ophiolith-Formation (gelegentlich mit einem Basalkonglomerat aus Graniten, Porphyren und kristallinen Schiefeln) transgrediert.

Die jungmesozoische Ophiolith-Formation ist auf den altertären Flysch des Nordapennins postbarton-präoligozän überschoben worden. Denn überall taucht das Eozän der „Toskaniden“ unter

das Jungmesozoikum der Ophiolith-Formation, d. h. der „Ligurischen Decke“ G. STEINMANN'S. Bei dieser Überschiebung wurden die basalen Schichten der Ophiolith-Formation intensiv verschuppt. Gelegentlich finden sich auch Schubspäne von Granit als Reste vom Grundgebirge der Ophiolith-Formation. Das Auflager der Ligurischen Decke auf dem Alttertiärflysch und die Überschiebungsbreuzien sind vielfach erschlossen. Kein Eruptivgang durchbricht den Flysch. Die zahllosen petrographisch recht verschiedenen Grünen Gesteine wurzeln also nicht im Nordapennin, sondern schwimmen.

Das toskanide Mesozoikum, das im Liegenden des Flyschs im Hochapennin und den Apuaner Alpen zutage tritt, ist, wie seit langem bekannt, faziell von dem der Ligurischen Decke bis auf die Radiolarite und die Foraminiferen-Kalke des Oberjura völlig verschieden. Das toskanide Mesozoikum stimmt dagegen mit dem Mesozoikum der Südalpen und Euganeen weitgehend überein. Nichts weist auf ein Schwellengebiet im Untergrund der Po-Senke. Das toskanide Mesozoikum und das südalpine sind daher als Sedimente eines großen Troges zu deuten. Demnach können die Liguriden nicht aus der Po-Senke gekommen sein. Sie können auch nicht im Hochapennin wurzeln, da hier die Ophiolith-Formation allenthalben auf dem Flysch der Toskaniden ruht und sich nirgends im Hochapennin die Andeutung einer Wurzelzone findet. Die Heimat der Liguriden ist also in der Tyrrhenis zu suchen, in der Verlängerung der Zone von Genua, die von ROVERETO seit langem als autochthon erkannt worden ist. Mit diesem Ergebnis, daß die Ligurische Decke von Südwesten nach Nordosten gewandert ist, stimmen folgende Tatsachen überein:

1. Die Deckenfaltung vergiert überwiegend nach Nordosten.
2. Faltung und Vortiefenbildung wandern nach Nordosten.

Die Tektonik der Scheitelregion ist teilweise präeozän, die Tektonik im Bereich der großen Flyschtröge dagegen ausschließlich posteozän. Die Deckenfaltung erfolgte nahe der Scheitelregion schon präoligozän, in den randlichen Teilen postoligozän-präpiacentin, in der Po-Senke selbst größtenteils erst postpiacentin. — Das Tiefste des Eozän-Troges liegt im Hochapennin (2000 m Eozän), das Tiefste des Miozän-Troges am Stirnrand der Ligurischen Decke, d. h. in den Abruzzen bzw. am Rand der Po-Senke (4000 m Miozän). Das Piacentin schließlich erreicht seine größte Mächtigkeit in der Po-Senke selbst (über 1300 m).

3. Die Schüttung kam bis zum Obermiozän stets von Südwesten. Z. B. erreichen die kristallinen Gerölle im Eozänflysch des Aveto-Tales, also nahe der Scheitelregion, cbm-Größe, im Hochapennin werden sie dagegen nur faustgroß.

4. Die Konglomerate im Eozän des Aveto-Tales sind reich an Grünen Gesteinen. Im Westen des Flyschtroges wurde also neben Kristallin auch eine Ophiolith-Formation denudiert. Es liegt nahe, sie mit der Ligurischen Decke zu parallelisieren, zumal auch Radiolaritgerölle in den Flyschkonglomeraten auftreten.

Die Liguriden sind somit von der Tyrrhenis her über den ganzen Nordapennin gewandert. Bei einer derartigen Bewegung konnte der Untergrund nicht ungestört bleiben. Auch er ist verschuppt und in zwei Teildecken zerlegt worden. Denn in den Apuaner Alpen tritt unter dem toskaniden Mesozoikum eine metamorphe Serie (die sog. Carrariden) zutage, die, wie TILMANN gezeigt hat, die gesamte Schichtfolge vom Paläozoikum bis zum Eozän umfaßt, und zwar in einer Fazies, die der der Toskaniden entspricht. TILMANN'S Darstellung kann nur bestätigt werden. Die faziellen Gegensätze, die man jüngst zwischen Carrariden und Toskaniden aufzuzeigen versucht hat, existieren m. E. nicht, wie im einzelnen dargelegt wurde. Stratigraphisch entsprechen nicht die Carrariden, sondern die Liguriden dem Penninikum der Alpen. Darin ist G. STEINMANN und TERMIER zuzustimmen. Wohl aber erinnert die Tektonik der Carrariden an das Penninikum: Auswälvungen, Tauch- und Wickelfalten spielen bereits eine gewisse Rolle. Die Tektonik ist in diesen tieferen Stockwerken weit mobiler als in den höheren. Die Bewegungen erleichterten hier offenbar den Aufstieg heißer Gase. Die Paragenesen weisen auf 1. bis 2. Tiefenstufe. Unter den großen Abscherungsdecken der höheren Stockwerke kam es also zu einer Art Fließtektonik.

Auch nach dem Abschluß der großen Deckenbewegungen wurde der Raum des Nordapennins weiter eingeengt. Mit der Aufeinanderstapelung der Decken war der Boden weitgehend versteift worden. Jetzt wurde das ganze Deckenpaket gefaltet, verschuppt und in seiner Gesamtheit fächerförmig aufgewölbt: Im Nordosten des Hochapennins vergiert die Deckenfaltung gegen die Po-Ebene, im Südwesten wenigstens zonenweise nach der Tyrrhenis. Die junge SW-Vergenz hängt mit der Entstehung und Überfaltung rückwärtiger Senken (Pliozän-Becken der Garfagnana und Lunigiana) zusammen. Der Scheitel des Fächers deckt sich mit der hentigen Wasserscheide, ein Zeichen, daß die Aufwölbung des Apennins bis in die jüngste Zeit andauert. — Mit diesen Bewegungen hängen ferner großartige Intrusionen von Gipsen der toskaniden Trias in den fertigen Deckenbau zusammen.

Literatur.

- ANELLI, M.: L'eocene della vallata del Parma. *Boll. soc. geol. ital.* **27** S. 124—158, 1908.
- Cenni petrografici sul conglomerato dei „Salti del diavolo“ in Val Baganza (Prov. di Parma). *Boll. soc. geol. ital.* **29** S. 257—286, 1910.
 - I terreni miocenici tra il Parma e il Baganza (Prov. di Parma). *Boll. soc. geol. ital.* **32** S. 195—272, 1913.
 - Cenni geologici sui dintorni di Traversetolo e di Lesignano Bagni (Prov. di Parma). *Boll. soc. geol. ital.* **34** S. 79—136, 1915.
 - I dintorni di Rossena (Prov. di Reggio Emilia). *Boll. soc. geol. ital.* **41** S. 17—29, 1922.
 - Sulla presenza dell'Oligocene nel Subappennino reggiano. *Boll. soc. geol. ital.* **42** S. 182—194, 1923.
 - Tettonica dell'Appennino parmense e reggiano. *Boll. soc. geol. ital.* **42** S. 377—398, 1923.
 - Sul comportamento tettonico delle argille scagliose nell'Appennino emiliano. *Rend. Acc. Lincei cl. sc. fis. (5 a)* **32** S. 413—416, 1923.
 - I graniti di Groppo del Vescovo (Prov. di Parma). *Giorn. di Geol. (2)* **2**, Bologna 1927.
 - Sopra alcuni lembi di macigno dell'Appennino parmense. *Giorn. di Geol. (2)* **2**, 1927.
 - Su alcuni fenomeni di ricoprimento nell'Appennino emiliano. *Atti Rend. Acc. Lincei cl. sc. fis. (6 a)* **10** S. 202—205, 1929.
- ASHAUER, H. & HOLLISTER, J. S.: Ostpyrenäen und Balearen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. F.*, H. 10, Berlin 1934.
- BONARELLI, G.: Miscellanea di note geologiche et paleontologiche per l'anno 1900. *Boll. soc. geol. ital.* **20** S. 215—217, 1901.
- Miscellanea di note geologiche et paleontologiche per l'anno 1901. *Boll. soc. geol. ital.* **21** S. 544—570, 1902.
 - Affioramenti cretacei nell'Appennino settentrionale. *Boll. soc. geol. ital.* **20** S. 219—221, 1901.
 - Affioramenti di Serpentine preterziarie nell'Appennino Settentrionale. *Boll. soc. geol. ital.* **21** S. 559—566, 1902.
- BONATTI, S.: Studio petrografico dei graniti della formazione appenninica. *Boll. Uff. Geol. Ital.* **58**, Rom 1933.
- BRUSONI, A.: Osservazioni petrografiche sopra i graniti dell'Appennino pavese. *Rend. Ist. Lomb. sc. lett.* **56**. Mailand 1923.
- CADISCH, J.: Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. *Geol. Rdsch.* **23** S. 241—257, Berlin 1932.
- CAMERANA, E. & GALDI, B.: I giacimenti petroliferi dell'Emilia. *Mem. descr. carta geol. d'Italia* **14**, 1911.

- CAMERANA, E.: Le manifestazioni di idrocarburi nell'Emilia. Mem. descr. carta geol. d'Italia 20 S. 21—69, Rom 1926.
- CANAVARI, J.: I ciottoli erratici nel calcare marnoso da cemento di Fabriano. Proc. verb. soc. tosc. sc. nat., Pisa 1910.
- CAPELLINI, G.: Il Macigno di Porretta e le rocce a Globigerine dell'Appennino bolognese. Mem. acc. sc. Ist. di Bologna (4) 3, 1881.
- Il Cretaceo superiore e il gruppo di Priabona nell'Appennino settentrionale e in particolare nel Bolognese; loro rapporti col Grès di Celles in parte e con gli strati a *Clavulina szaboi*. Mem. acc. sc. Ist. di Bologna (4) 5 S. 535, 1884.
- Itiosauro e cicadee fossili nelle argille scagliose. Mem. accad. sc. Bologna (4) 10 S. 431—450, 1890.
- CHECCHIA-RISPOLI, G.: Osservazioni geologiche nell'Appennino della Capitanata. IV. Boll. soc. geol. ital. 35 S. 31—42, 1916. V. Boll. soc. geol. ital. 36 S. 79—98, 1917.
- Nuove osservazioni sulla fauna nummulitica dei dintorni di Castelluccio Valmaggiore. Boll. Uff. Geol. Ital. 56. 1931.
- DAINELLI, G. & VIDESOTT, P.: Il mare pliocenico nella Toscana settentrionale. Mem. Geol. e Geogr. di G. DAINELLI 1, Florenz 1930.
- DE MORTILLET, G.: Note sur le crétacé et le nummulitique des environs de Pistoie. Atti soc. Ist. sc. nat. 3, Milano 1861.
- DESIO, A.: La creta nel Bacino di Firenze. Palaeont. ital. 26 S. 189—243, 1920.
- I cefalopodi cretacei del bacino di Firenze. Boll. soc. geol. ital. 41 S. 190—194, 1922.
- DE STEFANI, C.: Il Gault e la Creta superiore nell'Appennino settentrionale. Proc. verb. soc. tosc. sc. nat. II, 1880.
- Verzeichnis von Fossilien der Oberen und Mittleren Kreide im nördlichen Apennin. Verh. österr. geol. Reichsanst. 1883, S. 43—47.
- Fossili cretacei dell'Emilia e delle Marche. Rend. Acc. Lincei (4) 1, 8, 1892.
- Nuovi fossili cretacei di Liguria, della Toscana e del Lazio. Rend. Acc. Lincei (4) 1, 9, 1892.
- Osservazioni geologiche sul terremoto di Firenze del 18 maggio 1895. Ann. Uff. Centr. di Meteor. e Geodinam. 18, 1, Rom 1895 [Karte der Umgebung von Florenz].
- Di alcuni carreggiamenti locali recentemente supposti in Italia. Rend. Acc. Lincei Cl. sc. fis., mat. e nat. 1908.
- Su una nota di STEINMANN intorno alle rocce di Prato in Toscana. Rend. Acc. Lincei 1914.
- DOUVILLÉ, H.: Les Lépidocyclines et la Mésogée. Verh. geol. Mijnbouw. Genotsch. Ned. Kol. Geol. Ser. VIII, 1927.
- FOSSA-MANCINI, E.: Le così dette argille scagliose del Preapennino modenese. Rend. Acc. Lincei cl. sc. fis. (5a) 33 S. 189—193, 1924.
- FRANCHI, S.: Le arenarie di Annot et la zona ad *Helminthoidea*. Boll. com. geol. ital. 45 S. 233—335, 1915.
- Osservazioni sulla seduta da chiusura del Congresso geologico di Piacenza. Boll. soc. geol. ital. 42 S. XLIII—XLVII, 1923.
- La prosecuzione della zona ad „*Helminthoidea*“ dalle Alpi Marittime all'Appennino Genovese e l'età delle „Argille scagliose“. Mem. Acc. Lincei cl. sc. fis., mat. e nat. (6) 1 S. 589—602, 1926.

- FRANCHI, S.: Ancora sull'età degli scisti argillosi ofiolitiferi della Riviera occidentale e della Lunigiana. *Boll. soc. geol. ital.* **46** S. 78—84, 1927.
- Uniformità di caratteri della zona ad *Helminthoidea labyrinthica* dall'Ubaye alle Alpi e alle Riviere ligure, e conseguente suo grande valore cronologico. *Rend. Acc. Lincei cl. sc. fis. (6 a)* **11** S. 935—940, Rom 1930.
- FUCINI, A.: Studi geologici sul M. Pisano. *Atti accad. Gioen. sc. nat. (5)* **14**, Catania 1924—25.
- GIGNOUX, M.: Condizioni di giacimento dei petroli emiliani e sulla tettonica dell'Appennino. *Boll. soc. geol. ital.* **41** S. 234—245, 1922.
- GRATTAROLA, G., MOMO, F. & ALESSANDRI, A.: Taglio del Viale dei Colli a Firenze. *Boll. com. geol. ital.* **1** S. 107—129, 1870.
- HEIM, ALB.: *Geologie der Schweiz* **2**. Leipzig 1921.
- HRADIL, G.: Zur Petrographie der Bitumenmergel von Meride am Luganer See. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **12** S. 280—285, 1932.
- KOBER, L.: Beiträge zur Geologie des Nordapennin und der angrenzenden Alpen. *Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien. math.-nat. Kl., Abt. I*, **136** S. 281—294, 1927.
- Neuere geologische Forschungen im Apennin und auf Korsika. *Forsch. u. Fortschr.*, **4**. Jg., Nr. 18, S. 184, 1928.
- *Das alpine Europa und sein Rahmen*. Berlin 1931.
- LENCEWICZ, ST.: Profile geologiczne przez Apennin Toskanski. *C. R. soc. sc. Warschau* 1917.
- LEUPOLD, W.: Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. *Eclog. geol. Helvet.* **26** S. 295—319, 1933.
- LINDEMANN, B.: Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Karbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur. *N. Jb. Min. Beil.Bd.* **19** S. 197—317, Stuttgart 1904.
- LIPPARINI, T.: Fossili vindoboniani del Flysch e argille scagliose nell'Appennino tosco-emiliano. *Giorn. di Geol., Annali del Mus. geol. di Bologna* **4**, 1930.
- Fauna a foraminiferi dello „Schlier“ bolognese. *Boll. soc. geol. ital.* **51** S. 237—247, 1932.
- LOTTI, B.: La creta e l'eocene dei dintorni di Firenze. *Proc. verb. soc. tosc. sc. nat.* **4**, S. 216. Pisa 1885.
- Strati eocenici fossiliferi presso Barigazzo. *Boll. com. geol. ital.* **26** S. 429—446, 1895.
- Studi sull'Eocene dell'Appennino toscano. *Boll. com. geol. ital.* **29** S. 26—81, 1898.
- *Geologia della Toscana*. *Mem. descr. carta geol. d'Italia* **13**, 1910.
- LUDWIG, O.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordapennin. *Geol. Rdsch.* **20** S. 36—66, 1929.
- MADDALENA, L.: Risultati geologici dell'attraversamento dell'Appennino tosco-bolognese colla grande galleria della direttissima Bologna-Firenze. *Rend. Acc. Lincei*, 1929.
- Studi geologici inerenti alla costruzione della grande galleria attraverso l'Appennino tosco-bolognese per la linea direttissima Bologna-Firenze. *C. R. 15. internat. geol. Congr.* S. 495—503, Pretoria 1930.
- MANTOVANI, P.: Delle argille scagliose e di alcuni ammonitidi dell'Appennino dell'Emilia. *Atti soc. tosc. sc. nat.* **18**, Pisa 1875.
- MARTELLI, A.: Ciottoli di rocce cristalline nell'Eocene di Mosciano di Firenze. *Publ. Ist. di studi sup. di Firenze*, 1909.

- MASINI, R.: Sopra due nuovi affioramenti di nummulitico nei dintorni delle cave di Matraia (Lucca). *Soc. tosc. sc. nat.* **36**, 3 S. 42—49, Pisa 1927.
- MERLA, G.: I graniti della formazione ofiolitica dell'Appennino e il loro significato tettonico. *Atti soc. tosc. sc. nat. proc. verb.* **41**, 2 S. 3—7, Pisa 1932.
- I graniti della formazione ofiolitica appenninica. *Boll. Uff. Geol. d'Italia* **58**, 6, S. 1—115, Rom 1933.
- NEVIANI, A.: Supplemento alla fauna a Radiolari delle rocce mesozoiche del Bolognese. *Boll. soc. geol. ital.* **19** S. 645—671, 1900.
- PANTANELLI, D.: Sopra un piano del Nummulitico superiore nell'Appennino modenese. *Atti soc. nat. di Modena*, **12**, 1893.
- Sull'estensione dell'Oligocene nell'Appennino settentrionale. *Atti soc. nat. e mat. di Modena* anno 44.
- PERETTI, L.: Osservazioni sulla giacitura dei Graniti e delle ofioliti nella formazione argilloscistosa appenninica. *Atti Assoc. Miner. del Piemonte*. Turin, März 1933.
- I graniti della formazione argilloscistosa ofiolitifera dell'Appennino settentrionale. *Boll. soc. geol. ital.* **53** S. 77—108, 1934.
- PFALZ, RICH.: *Morphologie des toskanisch-umbrischen Apennin*. Universitätsverlag Robert Noske, Leipzig 1932.
- PREMIK, J.: Calcaires à Alvéolines de Mali (Trvolit) Cuka Kunors dans l'Albanie Moyenne. *Ann. soc. géol. de Pologne, Krakau* 1929.
- PRINCIPI, P.: Alcune osservazioni sulla geologia e morfologia del bacino del Mugello. *Boll. soc. geol. ital.* **45** S. 49—66, 1926.
- Il terziario del gruppo del M. Falterona e della media Valle della Sieve. *Mem. Acc. Lincei* 1927.
- Intorno alle suddivisione dei terreni del Terziario inferiore e medio dell'Italia centrale. *Boll. soc. geol. ital.* **46** S. 31—50, 1927.
- Osservazioni geologiche sul bacino di Firenzuola in provincia di Firenze. *Boll. soc. geol. ital.* **47** S. 17—28, 1928.
- Osservazioni geologiche sul territorio compreso tra la valle del Sillaro e quella dell'Idice. *Boll. soc. geol. ital.* **48** S. 93—103, 1929.
- Osservazioni intorno alla geologia della catena del Monte Cimone (Appennino settentrionale). *Boll. soc. geol. ital.* **49** S. 297—312, 1930.
- I terreni terziari della regione compresa tra il bacino del Mugello e la valle del Reno. *Boll. soc. geol. ital.* **49** S. 161—169, 1930.
- Nuove osservazioni intorno alla presenza dell'Oligocene nell'Italia centrale. *Mem. soc. geol. ital.* **1** S. 1—14, Rom 1932.
- REDINI, R.: Sui presunti carreggiamenti del Monte Pisano e delle Alpi Apuane. *Rend. Acc. Lincei Cl. sc. fis., mat. e nat.* **18** (6a) 2. sem. S. 59—64, 1933.
- ROCCATI, A.: Conglomerati ad elementi cristallini nella valle Aveto. *Boll. soc. geol. ital.* **40** S. 166—168, 1921.
- ROVERETO, G.: Nuovi studi sulla stratigrafia e sulla fauna dell'Oligocene ligure. Genua 1914.
- Note al rilevamento geologico dei fogli „Rapallo“ e „Chiavari“. *Boll. soc. geol. ital.* **41—50**, 1922—1931.
- RÜGER, L.: Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphosen im Penninikum der Tessiner Alpen. *Geol. Rundschau* **25** S. 1—10. Berlin 1934.
- RÜST, D.: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. *Palaeontogr.* **31**, 3. F., 7 S. 270—321, Kassel 1885.

- SACCO, F.: L'Appennino della Romagna. Boll. soc. geol. ital. 18 S. 354—420, 1899.
- L'Age des formations ophiolithiques récentes. Mém. soc. belge géol., 1891.
 - L'Appennino settentrionale. Boll. soc. geol. ital. 10 S. 731—956, 1891.
 - Le Trias dans l'Apennin de l'Emilie. Bull. soc. belge géol. 6 S. 194—199, 1892.
 - L'Appennino dell'Emilia. Boll. soc. geol. ital. 11 S. 425—600, 1893.
 - Contribution à la connaissance paléontologique des argiles écailleuses et des schistes ophiolithiques de l'Apennin septentrional. Bull. soc. belge géol. 7, S. 1—34, Brüssel 1893 [a].
 - L'Appennino settentrionale (Appendice prima). Boll. soc. geol. ital. 12 S. 627—658, 1893 [b].
 - L'Appennino settentrionale. Parte III. La Toscana. Boll. soc. geol. ital. 14 S. 186—232, 1895.
 - L'Appennino settentrionale. Turin 1904.
 - Les formations ophiolithiques du crétacé. Bull. soc. belge géol. 19 S. 247—266, 1905.
 - La questione eo-miocenica dell'Appennino. Boll. soc. geol. ital. 25 S. 65—127, 1906.
 - Rinvenimento di „*Uvulacrinus*“ nell'Appennino settentrionale. R. acc. sc. di Torino 1922.
 - Nuovi cenni di fossili cretacei negli argilloscisti dell'Appennino settentrionale. Atti acc. sc. di Torino 1923.
 - Una placca isolata di cretaceo sul miocene. Rend. Acc. Lincei 32 (5 a) S. 189—193, Rom 1923.
 - L'età degli argilloscisti ofitiferi dell'Appennino. Atti acc. sc. di Torino 61 S. 23—52, 1925.
 - Ricerche di regioni petrolifere nell'Appennino dell'Emilia. — Mem. descr. carta geol. d'Italia 20, Rom 1926.
 - La questione dell'età degli argilloscisti ofitiferi dell'Appennino. Rend. acc. Lincei (6) 4 S. 500—505, 1926.
 - Ricerche di regioni petrolifere dell'Appennino dell'Emilia. II. Appennino Bolognese. Mem. descr. carta geol. d'Italia 20, 1926.
 - Nuovi dati di fatto riguardo l'età degli argilloscisti ofitiferi dell'Appennino. Atti acc. sc. di Torino 64 S. 11—30, 1928.
 - Le „Facies“ del cretaceo nell'Appennino. Atti acc. sc. di Torino 66 S. 67—84, 1930.
 - Il corrugamento appenninico marginale e subpadano. Atti acc. sc. Torino 64 S. 157—169, 1930.
 - Le formazioni abissali in Italia. Atti acc. sc. Torino 66 S. 195—216, 1931.
- SANGIORGI, D.: I graniti di Groppo Maggio nell'Appennino parmense. Boll. soc. geol. ital. 28 S. 157—168, 1909.
- SCHOLTZ, H.: Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahe-Gebiet und die Entstehungsweise der Saar-Saale-Senke. Z. deutsch. Geol. Ges. 85 S. 316—382, Berlin 1934.
- v. SEIDLITZ, W.: Tyrrhenis und Adriatis. Jenaer Zeitschr. f. Naturw. N.F. 56, 1928.
- Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin 1931.
- v. SEIDLITZ, W.: Zwischengebirge und Leitlinien des Mittelmeeres. Forsch. und Fortschr., 8. Jg., 20. Jan. 1932, Nr. 3.

- Die Asymmetrie des mediterranen Raumes. *Peterm. geogr. Mitt.* 1932, H. 11/12, S. 291—294.
- STAUB, R.: Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. *Schweiz. min. u. petrogr. Mitt.* 1 S. 78—149, 1924.
- Die Bedeutung der apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins. *Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich* 77, 1932, S. 184—248.
- Die Stellung Siziliens im mediterranen Gebirgssystem. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich* 77, S. 159—182, 1932.
- Zur tektonischen Analyse des Apennins. *Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich* 78 S. 127—151, 1933.
- STEINMANN, G.: Alpen und Apennin. *Z. deutsch. geol. Ges.* 59, Monatsber. S. 177—183, 1907.
- Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. *Geol. Rdsch.* 4 S. 572—576, 1913.
- Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? *Geol. Rdsch.* 16 S. 435—467, 1925.
- Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. *C. R. internat. geol. Kongreß 1926, Madrid.*
- TEICHMÜLLER, R.: Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Klasse, III. Folge, Heft 3*, 1931.
- Über das Vorland des Apennin. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl.*, 1932 S. 8—52 [a].
- Der Apennin-Flysch und seine Probleme. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, 1932 S. 418—448 [b].
- TERMIER, P. & BOUSSAC, I.: Sur l'existence dans l'Apennin ligure au Nord-Ouest de Gènes d'un passage latéral de la série cristallophyllienne dites des „schistes lustrées“ à la série sédimentaire ophiolithique de l'Apennin. *C. R. Acad. Sci.* 152 S. 1361—1366. Paris 1911.
- TILMANN, N.: Tektonische Studien in der Catena metallifera Toskanas. *Geol. Rdsch., Sonderbd.* 1926, S. 631—660.
- TRABUCCO, G.: Il Langhiano nella provincia di Firenze. *Boll. soc. geol. ital.* 14 S. 173—178.
- Fossili, stratigrafia ed età della creta superiore del bacino di Firenze. *Boll. soc. geol. ital.* 20 S. 271—294, Rom 1901.
- I terreni della provincia di Firenze. Florenz 1907.
- VINASSA DE REGNY, P. E.: Rocce e fossili dei dintorni di Grizzana e di Lagaro nel Bolognese. *Boll. soc. geol. ital.* 19 S. 321—348, 1900.
- Sulla Geologia del M. Pisano. *Rend. Acc. Lincei cl. sc. fis., mat. e nat.* 15 (6 a) 1. sem. S. 986—992, 1932.
- Sull'età dei calcari bianchi marmorei del M. Pisano. *Rend. Accad. Lincei* 17 (6 a) 1. sem. S. 351—354, Rom 1933.
- VIOLA, C. & SANGIORGI, F.: Sopra i supposti giacimenti granitici dell'Appennino Parmense. *Rend. Acc. Lincei* 16, 2. Semester, S. 332—337, 1907.
- DE WIJKERSLOOTH, P.: Der Deckenbau Südtoskanas. *Proc. kon. ak. Wetensch. Amsterdam* 33 S. 1189—1200, 1930.
- The mineralization of the Tuscan Mountains in connection with their tectonic evolution. *Proc. kon. Ak. Wetensch. Amsterdam* 33, S. 557, 1930.
- Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toskanas. Amsterdam 1934.

- ZACCAGNA, D.: Descrizione geologica delle Alpi Apuane alla scala 1 : 50000. 1894.
- Nuove osservazioni sui terreni costituenti la zona centrale dell'Appennino adiacente alle Alpi Apuane. Boll. com. geol. d'Italia 29 S. 97—121, 248—271, 1898.
 - Note illustrative della carta geologica delle Alpi Apuane. Rom 1920.
 - Sulla geologia della valle di Vara. Acc. Lunigianese di Sci. G. CAPELLINI 6, 1, Spezia 1925.
 - Descrizione geologica delle Alpi Apuane. Mem. descr. carta geol. d'Italia 25, Rom 1932.
-

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 klargelegt 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 saussuritisert 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 verschieferete 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 durchschwärmten. 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* BITTN. var. *bathycolpos* SAL.
- Spirigera wissmanni* MÜNST.
- Posidonomya gemmellaro* DE LOR.
- Posidonomya bittneri* DE LOR.
- 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, umsomehr 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.

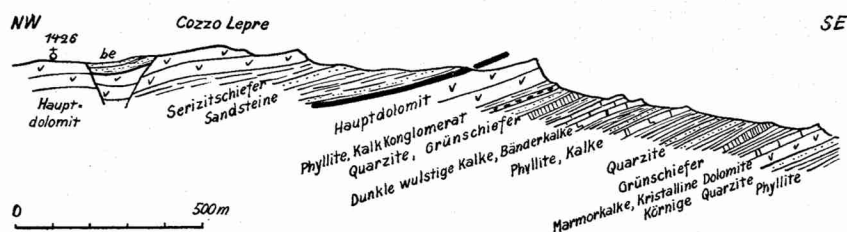


Abb. 21. Die Überlagerung von metamorphen Schichten der karnischen Stufe durch norischen Hauptdolomit bei Acquafredda (Nordkalabrien) [B 4].

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 Mergelkalk (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	Weisse 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 Crinoidencalke
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

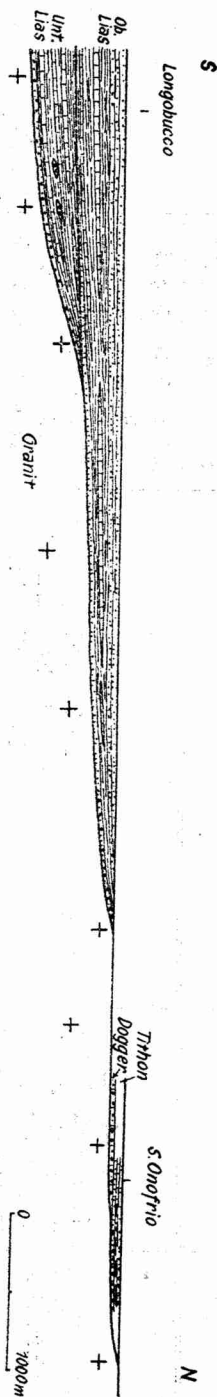


Abb. 22. Die übergreifende Lagerung des Jura auf dem Kalabrischen Massiv bei Rossano [B 6, C 6]. Die oberste Horizontale stellt den Meeresspiegel am Ende des Jura dar. Punktiert Sandsteine und Konglomerate, gestrichelt Schiefer, Mauersignatur Kalke.

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 Castroreale [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.

Hemiasperus gracilis SEG.

Ostrea delectrei COQ.

Exogyra flabellata GOLDF.

„ *africana* LMK.

„ *ratibonensis* SCHLOTH.

Alectryonia syphax COQ.

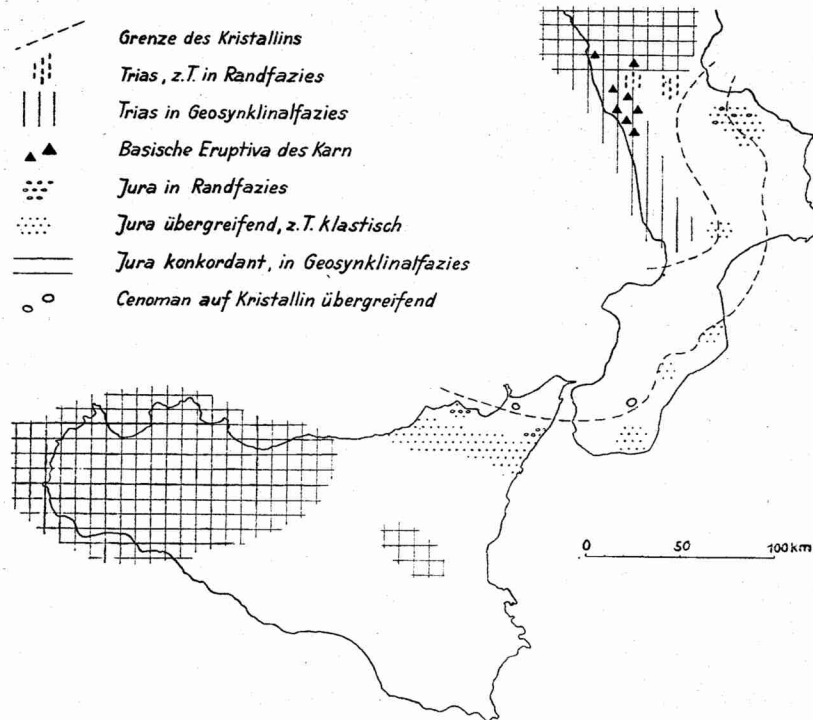


Abb. 23. Die Geantiklinal-Entwicklung des Kalabrischen Massivs im Mesozoikum. Jura und Kreide greifen auf Grundgebirge über.

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 Südapennintrogens 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-

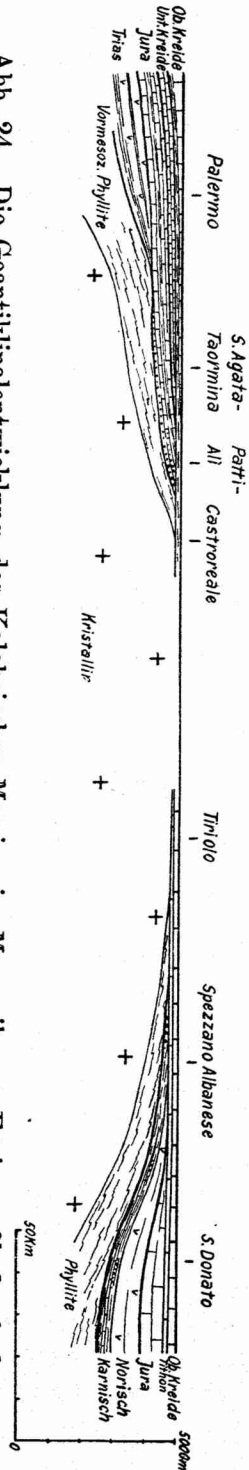


Abb. 24. Die Geantiklinalentwicklung des Kalabrischen Massivs im Mesozoikum. Faziesprofil durch das Kalabrische Massiv und seine Randgebiete am Ende des Mesozoikums. Punktiert Sandsteine und Konglomerate, gestrichelt Schiefer, Mauerstruktur Kalk. Das Profil verläuft annähernd im Streichen der vormesozoischen 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.

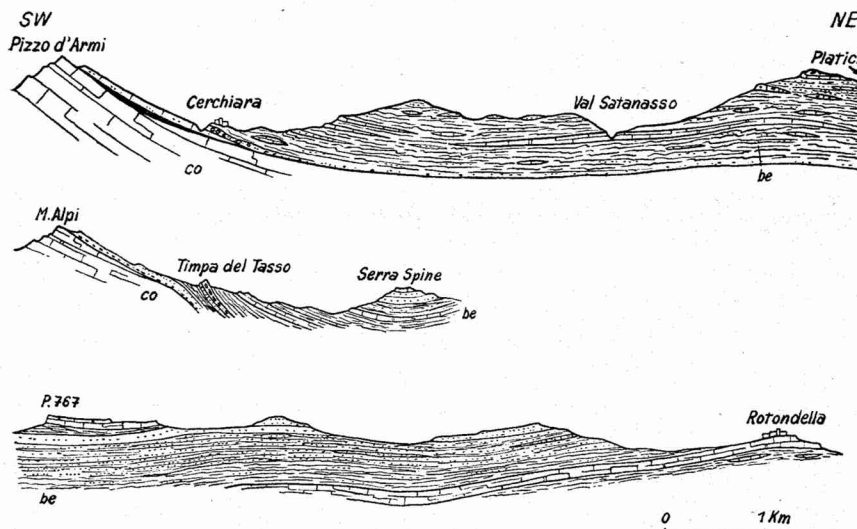


Abb. 25. Profile durch den Alttertiär-Flysch des Südapennins. Oben bei Cerchiara [A 5], Mitte bei Latronico [A 4], unten bei Rotondella [A 6].

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 Kristallingerölle vor. Unter den Kalkgerölln 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. Granitgerölle (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 Quarziteserie, 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.

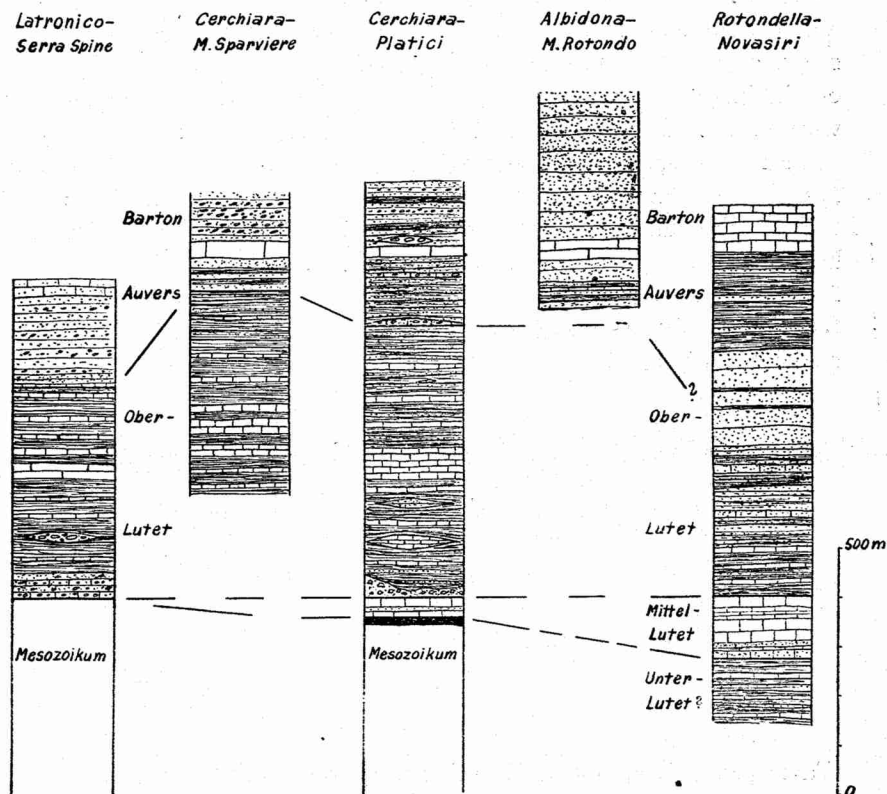


Abb. 26. Schichtfolgen des Alttertiärs im Südapennin.

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).

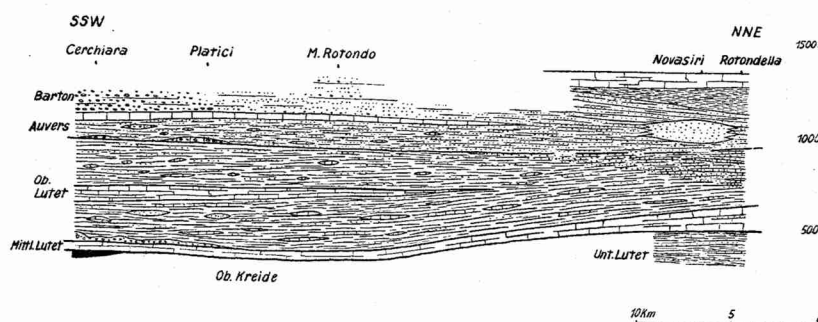


Abb. 27.

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

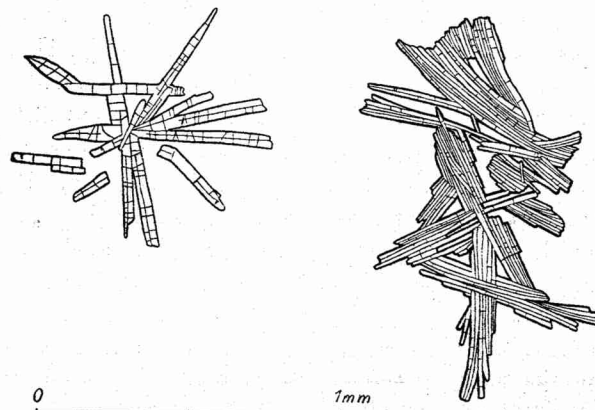


Abb. 28. Rosettenförmige und büschelige Aggregate von Titanaugit in zwei Stücken des „Limburgites“ von Castrovillari (Nordkalabrien) [B 5].

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.

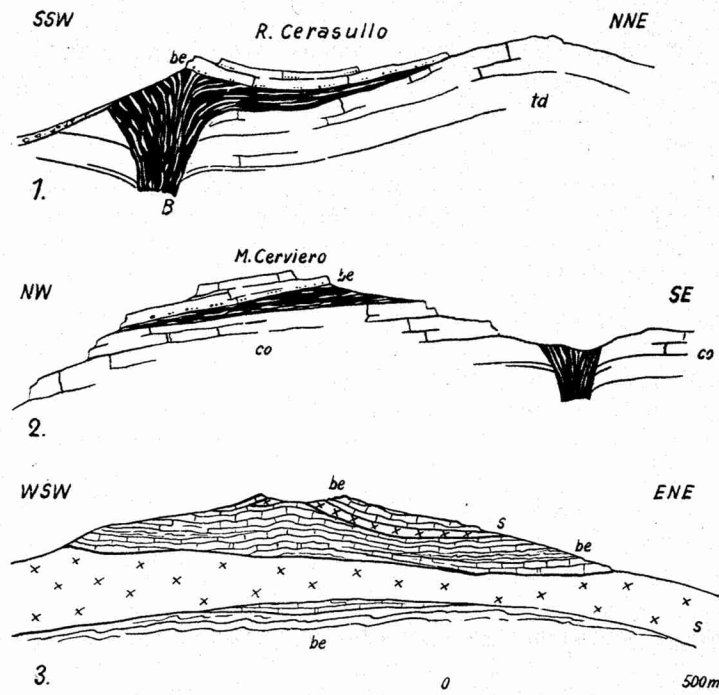


Abb. 29. Die Lagerungsverhältnisse der Grünen Gesteine im Alttertiärtrog des Südapennins [B 5, A 4, 5]. 1. bei Castrovillari, 2. bei Mormanno, 3. bei S. Severino.

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 Oberlutet 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 Schiefen 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.

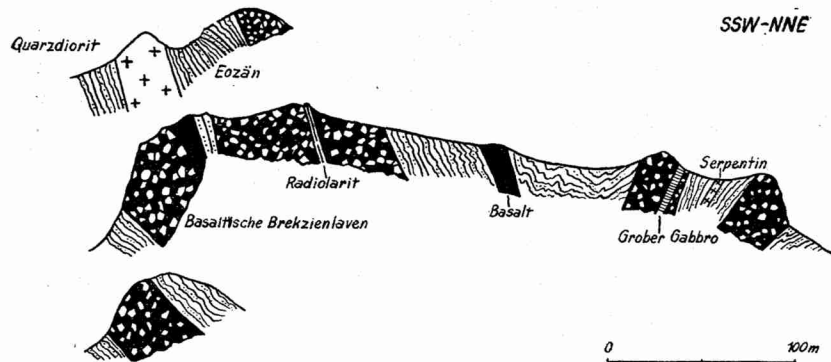


Abb. 30. Die Lagerungsverhältnisse der Grünen Gesteine im Alttertiärtrog des Südapennins. Basalte und Quarzdiorit bei Terranova di Pollino [A 5].

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 eoänen 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 Flyschtrogl 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 übergreifen 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°.

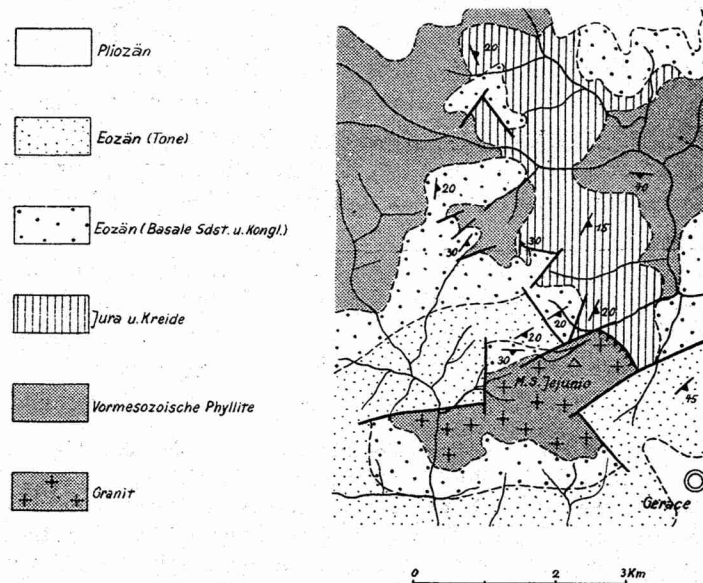


Abb. 31.

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 Südapennins 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

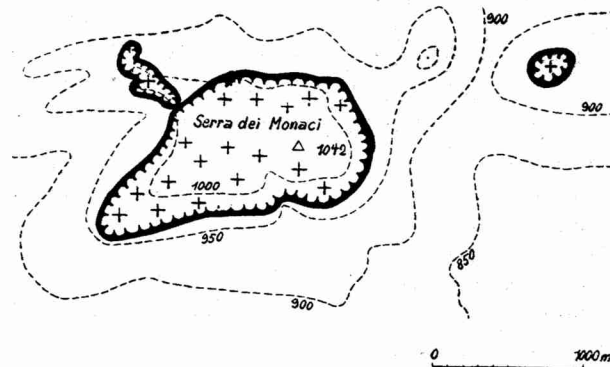


Abb. 32. Die Klippen der Kristallindecke an der Serra dei Monaci im Fenster von Cetraro [Nordkalabrien, B 4].
Kristallin (Kreuzsignatur) liegt flach auf metamorpher Trias. Gestrichelte Linien Isohypsen.

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.

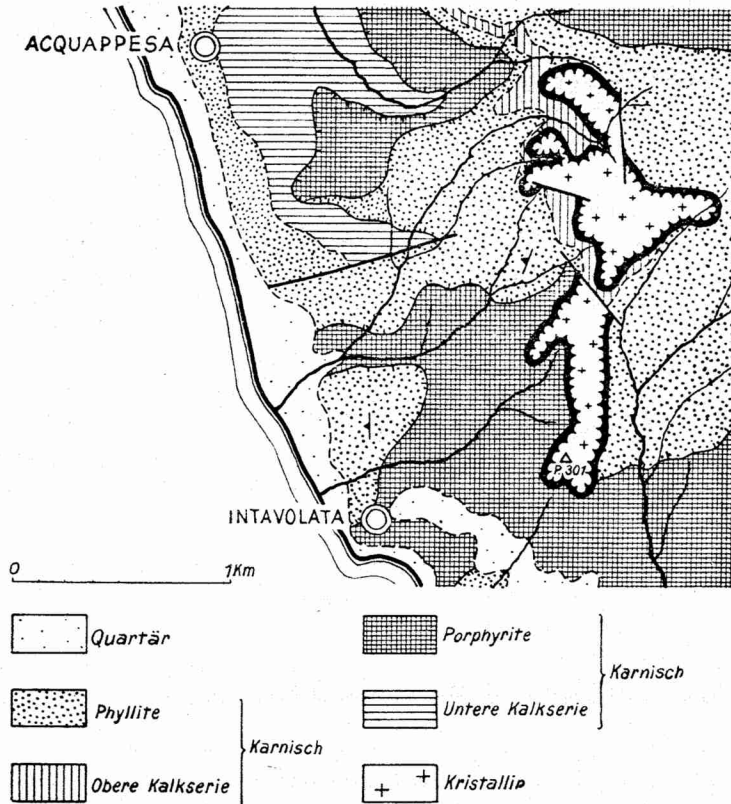


Abb. 33. Die Klippen der Kristallindecke bei Acquappesa im Fenster von Cetraro (Nordkalabrien) [C 4].

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-Porphyrten. 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,

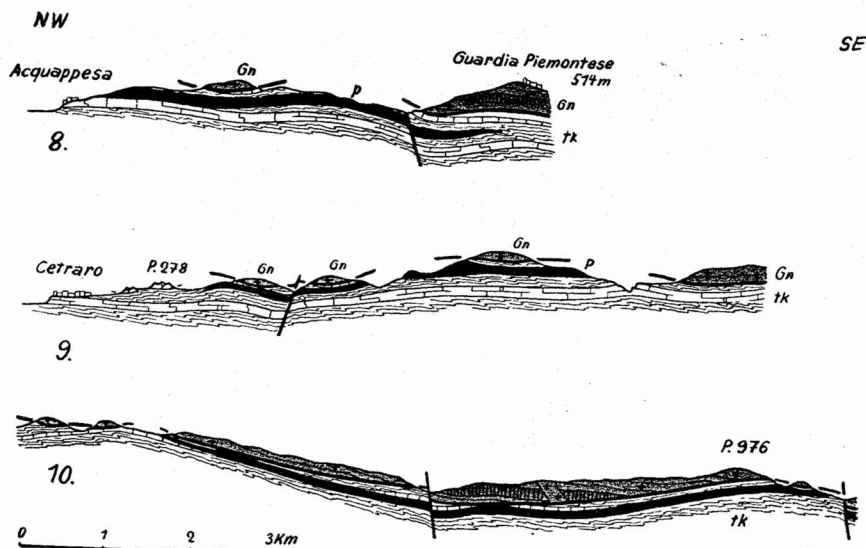


Abb. 34. Der Deckenbau im Fenster von Cetraro (Nordkalabrien)
[B 4, C 4].

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).

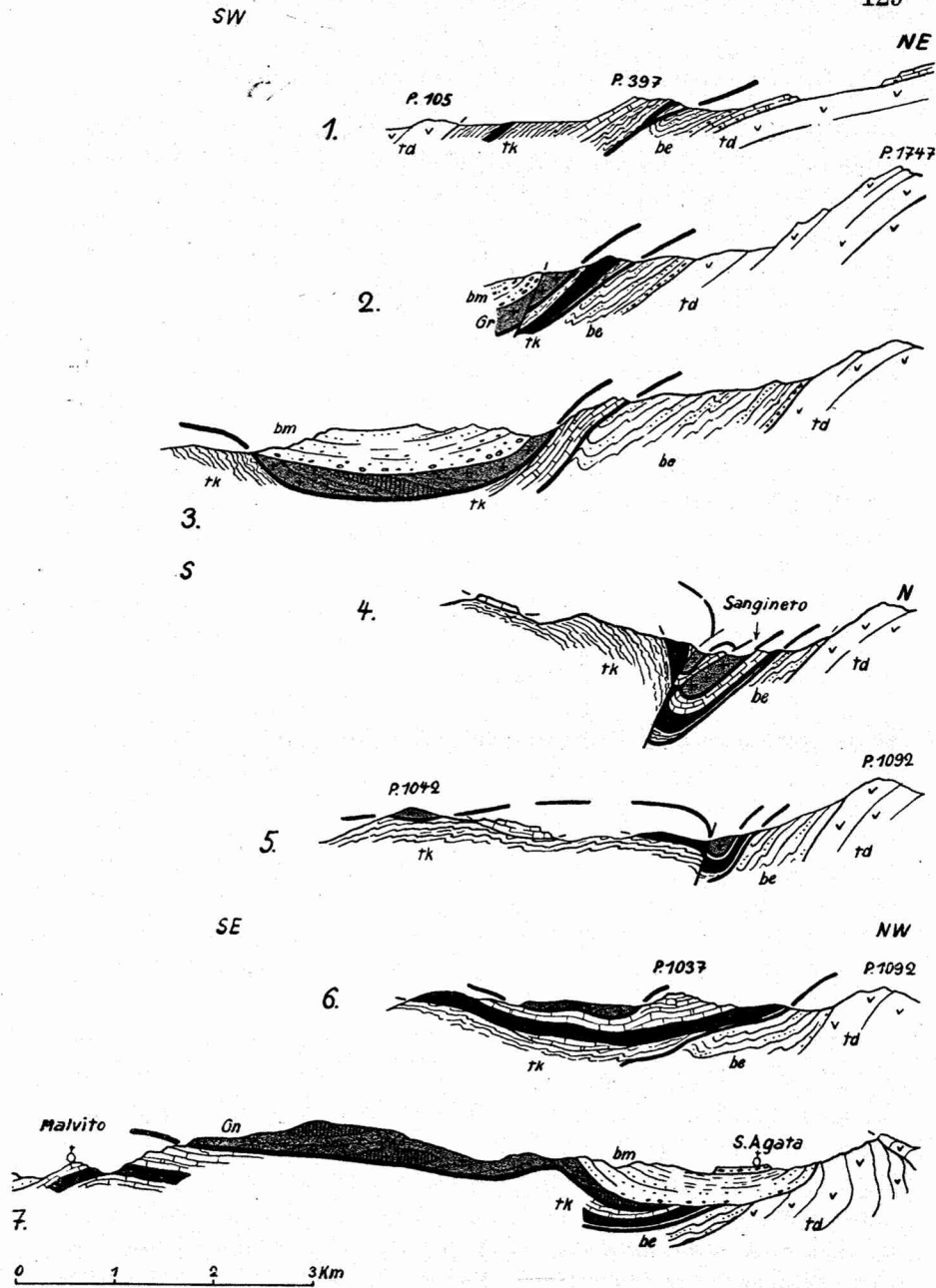


Abb. 35. Das Abtauchen des südapenninen Mesozoikums unter die Decken des Kalabrischen Massivs [B 4].

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 abgesichert. 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

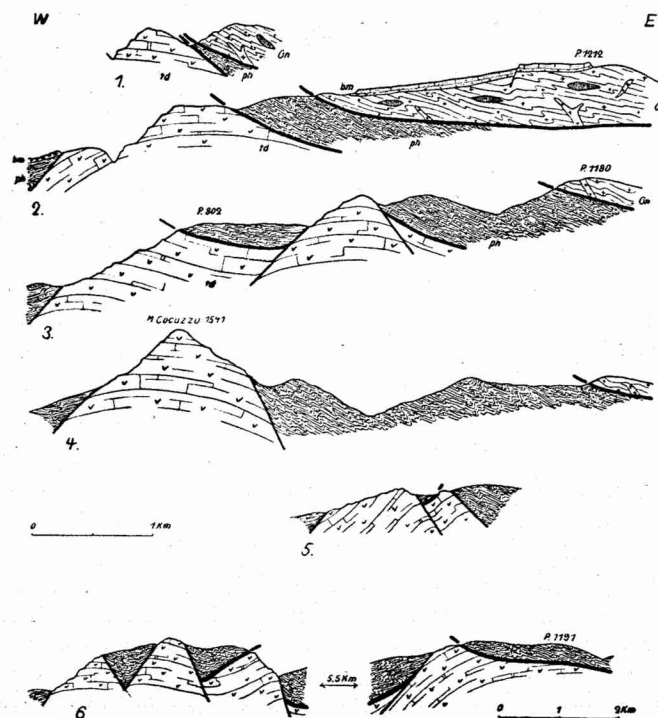


Abb. 36. Profile durch die Triasfenster von M. Cocuzzo bei Fiumefreddo und von Grimaldi (Kalabrien) [C 4, 5, D 5]. Die Zahlen 1—6 weisen auf die Profilinien der Tafel 7 a. Gn Granatgneis-Serie, ph vormesozoische Phyllite, td Hauptdolomit, bm Miozän.

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 Hornblende-gabbro 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 Hornblende-gabbros 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.

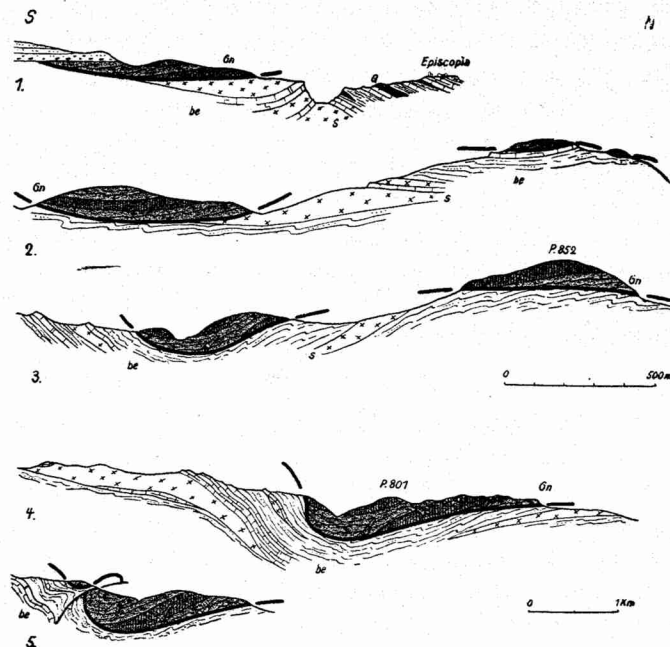


Abb. 37. Profile durch die Klippen der Kristallindecke bei San Severino und Episcopia (Basilicata) [A 5].

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

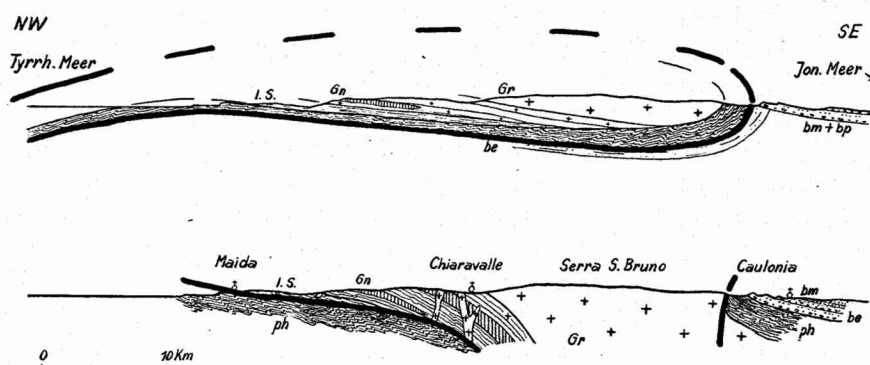


Abb. 39. Die Deutung der Tektonik Kalabriens. Oben Deutung im Sinne von LIMANOWSKI, unten eigene Deutung.

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 Peloritaner Berge unter den Gneisen und Glimmerschiefern liegen. LIMANOWSKI (1913 S. 371) beschrieb als erster die deckenförmige Überlagerung der peloritanischen 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-

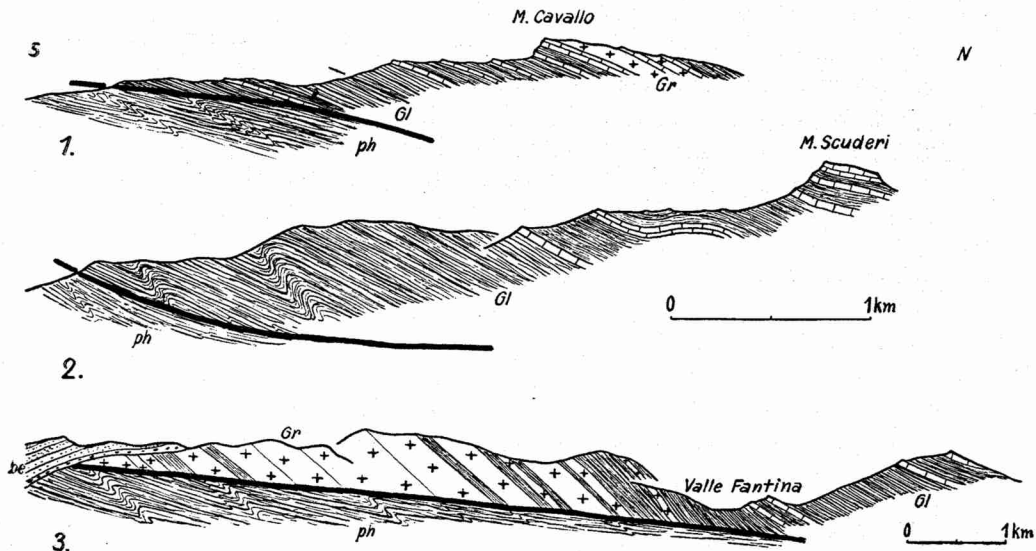


Abb. 40. Profile der Kristallinüberschiebung in den Peloritani-
Bergen (Sizilien) [G 2, 3].

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

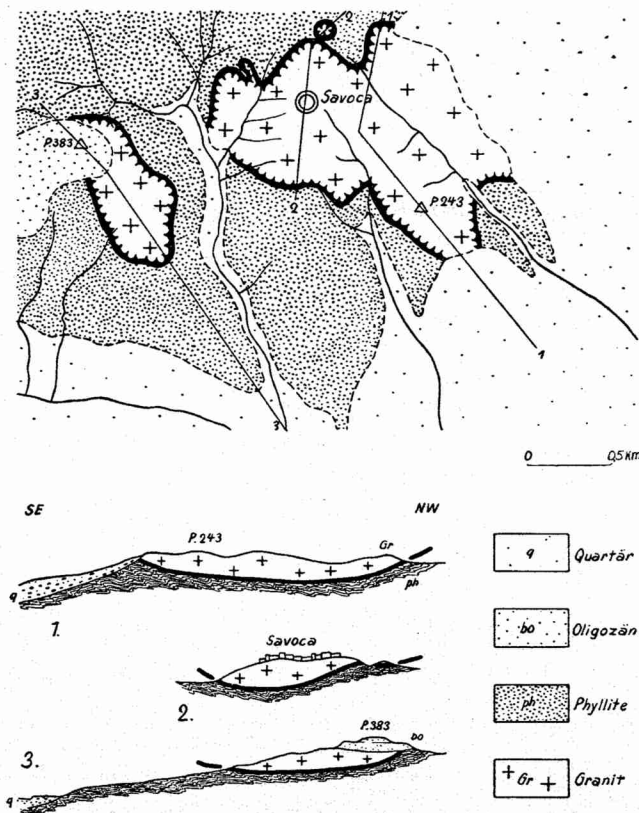


Abb. 41. Die Granitklippen von Savoca (Sizilien) [G 3]
(s. auch Tafel 5).

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

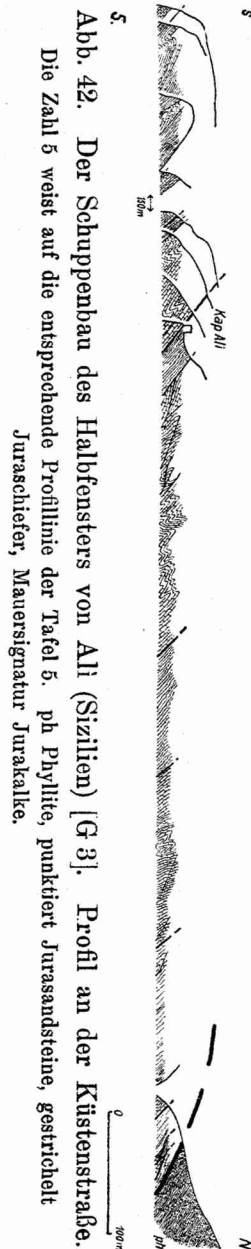


Abb. 42. Der Schuppenbau des Halbfensters von Ali (Sizilien) [G 3]. Profil an der Küstenstraße.

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

Juraschiefer, Mauer-signatur 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.

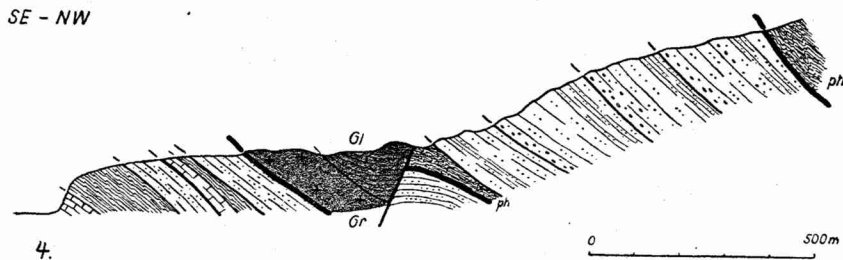


Abb. 43. Der Schuppenbau des Halbfensters von Ali (Sizilien). [G 3].

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.

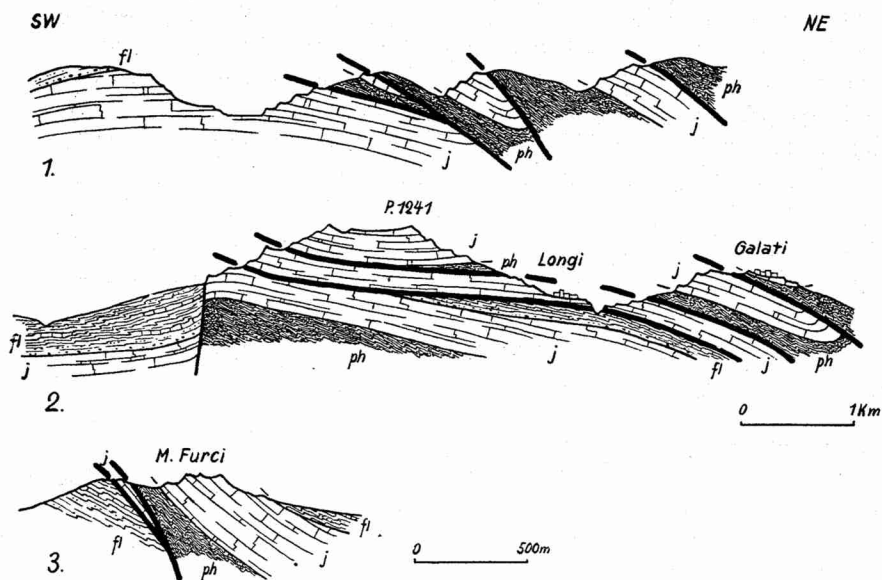


Abb. 44. Der Schuppenbau von S. Agata di Militello (Sizilien) [G 1] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

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.

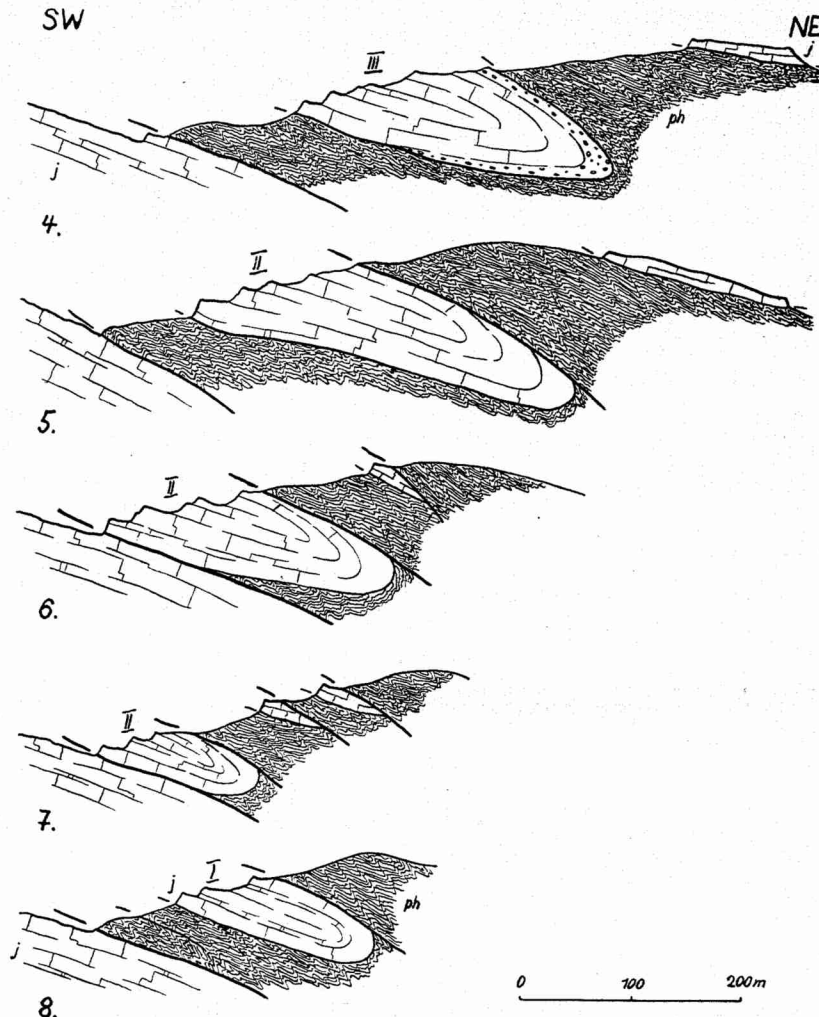


Abb. 45. Der Schuppenbau von S. Agata di Militello (Sizilien) [G 1]. Verschuppung von Phylliten (ph) und Mesozoikum (j) am Kamm von S. Marco.

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-

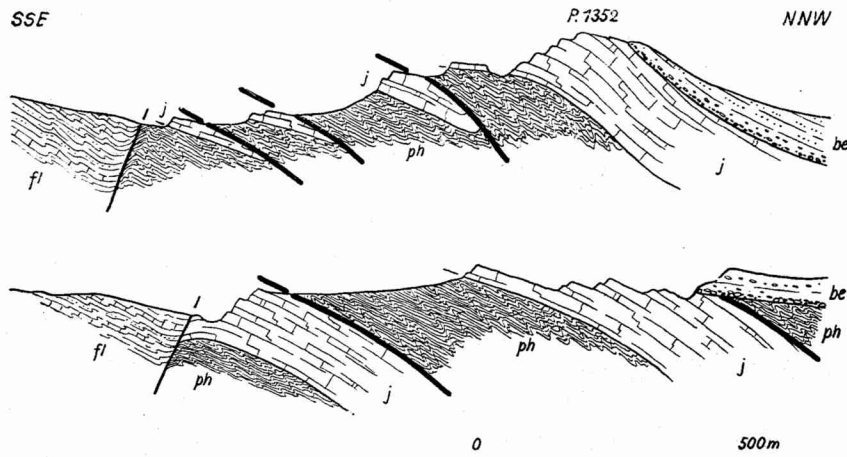


Abb. 46. Der Schuppenbau von Roccella Valdemone (Sizilien) [G 2] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

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.

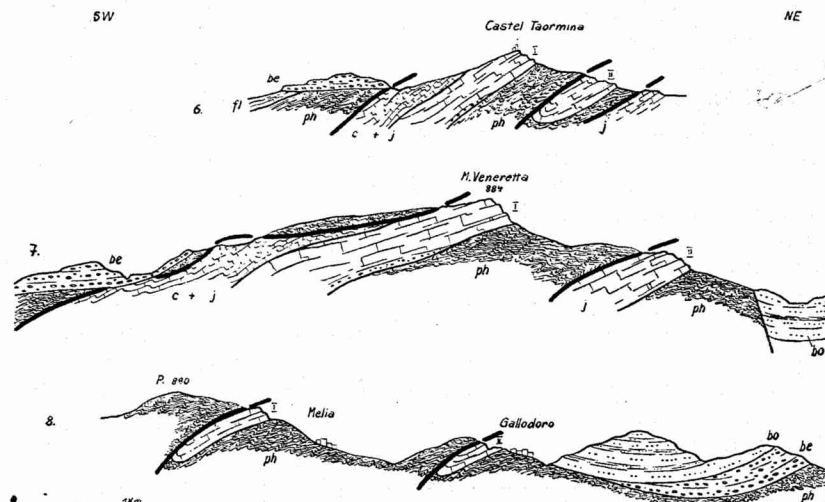


Abb. 47. Der Schuppenbau von Taormina (Sizilien) [G 2] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

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 Verschuppungen 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 Oberluteum (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.

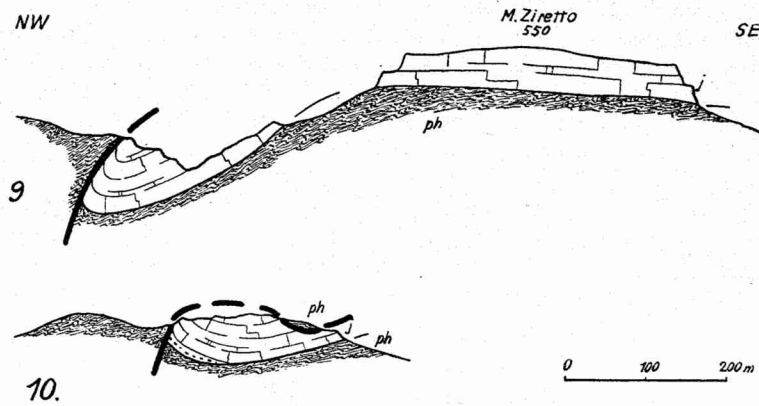


Abb. 48. Verschuppung von vormesozoischen Phylliten (ph) und Jura (j) am Zirettopass bei Taormina [G 2].

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.

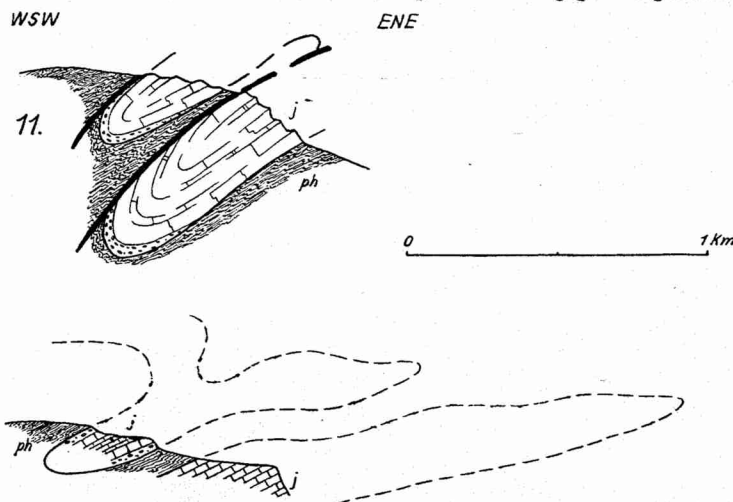


Abb. 49. Verschuppung von vormesozoischen Phylliten (ph) und Jura (j) bei Taormina [G 2].

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.

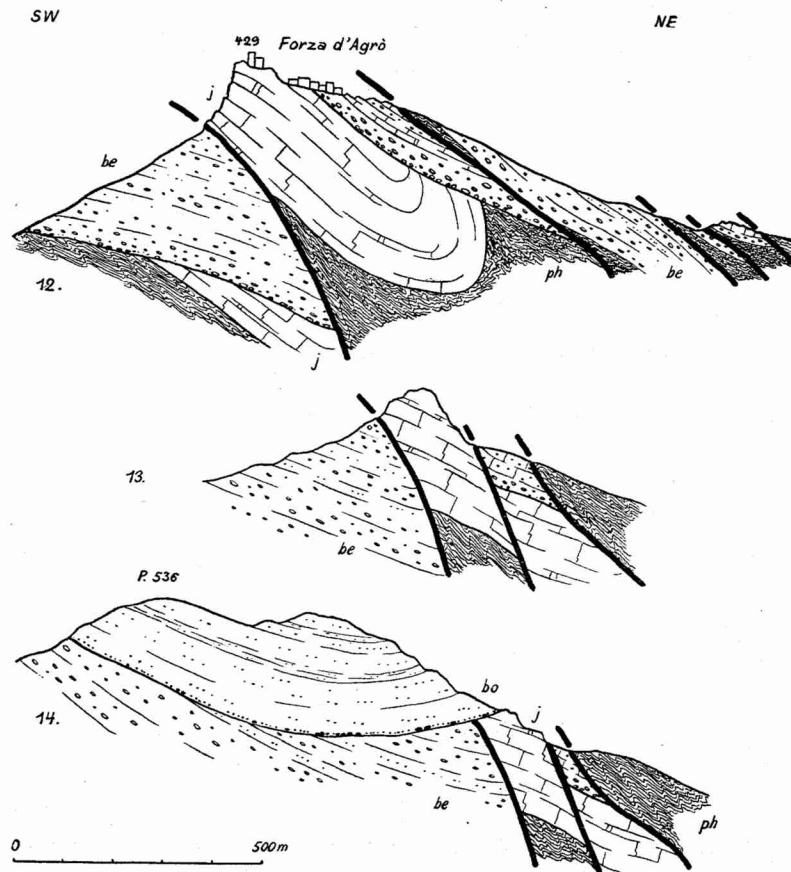


Abb. 50. Der Schuppenbau von Forza d'Agrò (Sizilien) [G 3] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

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.

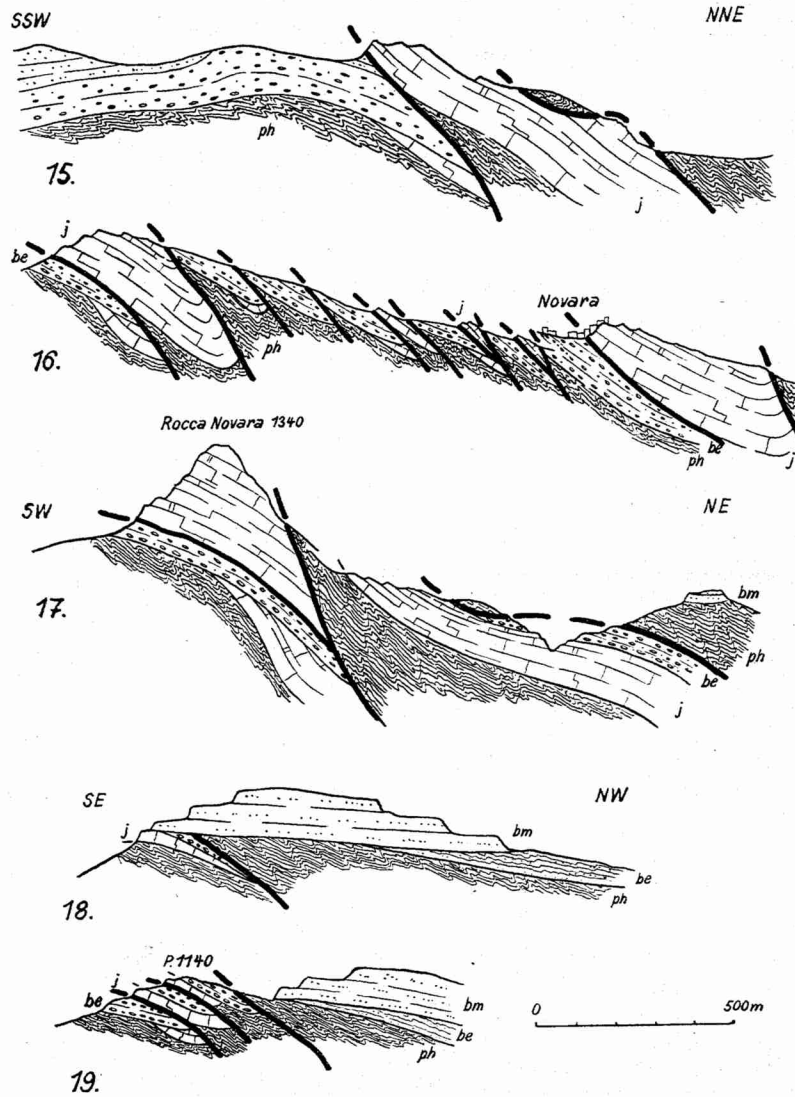


Abb. 51. Der Schuppenbau von Novara (Sizilien) [G 2] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

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).

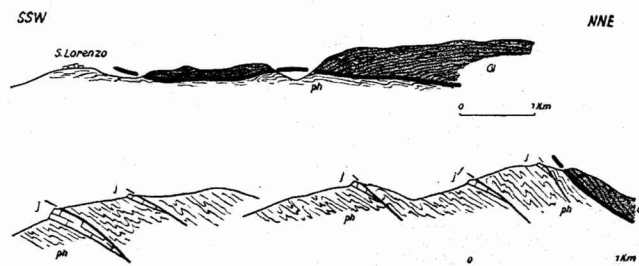


Abb. 52. Kristallinüberschiebung und Schuppenbau im Aspromonte bei S. Lorenzo und Palizzi [G 4] am Südrand des Kalabrischen Massivs.

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).

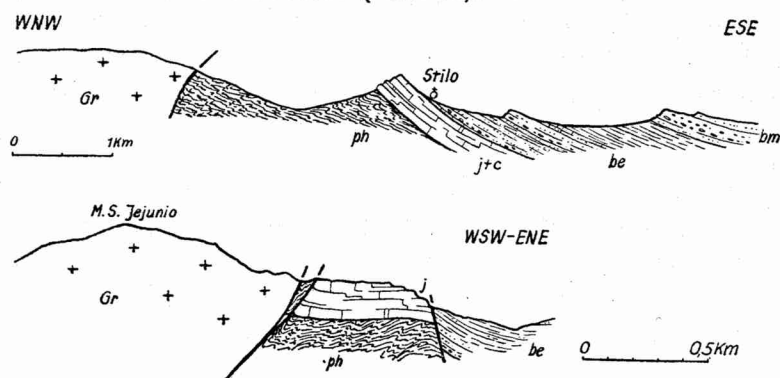


Abb. 53. Die Lagerung des Mesozoikums von Stilo und Gerace (Südkalabrien) [F 5].

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 Kristalllindecke, 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-

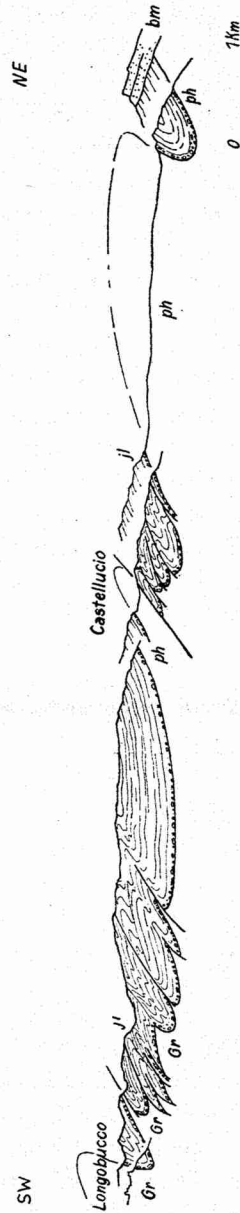


Abb. 54. Der Falten- und Schuppenbau im Nordosten des Kalabrischen Massivs bei Longobucco (Rossano) [C 6].
Gr Granit, ph Phyllite, jl Lias, bm Miozän.

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

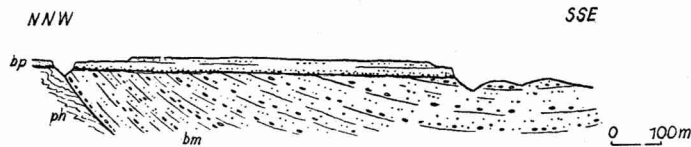


Abb. 55. Diskordantes Übergreifen des Pliozäns bei Catanzaro (Kalabrien) [D 6].

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

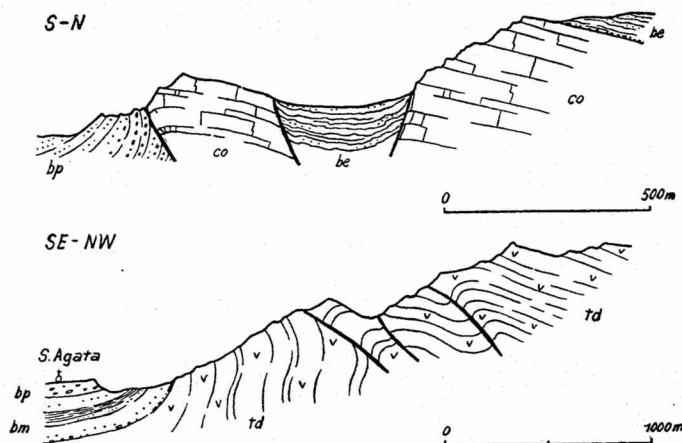


Abb. 56. Die Überfaltung der Crati-Senke bei Civita [B 5] und S. Agata d'Esaro (Tafel 4) (Nordkalabrien).

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 (vorozeän) 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.

Literatur.

- ARBENZ, P.: Zur Tektonik Siziliens. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Jg. 53 S. 281—294. Zürich 1908.
- BALDACCI, L.: Descrizione geologica dell'isola di Sicilia. Mem. descr. carta geol. d'Italia 1. Rom 1886.
- BLUMENTHAL, M.: Geologische Beobachtungen auf Sizilien. Eclogae Geol. Helvet. 22 S. 133—143. Basel 1929.
- BÖSE, E. & LORENZO, G. DE: Geologische Beobachtungen in der südlichen Basilicata und dem nordwestlichen Calabrien. Jb. geol. R. Anst. 46 S. 235—268. Wien 1896.
- BOUSSAC, J.: Études paléontologiques sur le Nummilitique alpin. Mém. carte géol. de France 2. Paris 1911.
- BUCCA, L.: Sopra alcune roccie della serie cristallina di Calabria. Boll. com. geol. d'Italia 15. Rom 1884.
- Le varioliti del Monte Cerviero in Calabria. Boll. Acc. Gioenia di sc. nat. 1893. Catania 1894.
- CANAVARI, M.: Conglomerati, arenarie e quarziti liasiche di Puntadura in provincia di Cosenza. Proc. verb. soc. tosc. di sc. nat. 8. Pisa 1891—93.
- CAPELLINI, G.: Ariano e dintorni. Cenni geologici sulle valli dell' Ufita, del Calore e del Cervaro. Mem. Acc. sc. dell' Istituto di Bologna (2) 9. 1869.
- CHECCHIA-RISPOLI, G.: Sull'Eocene di Capo S. Andrea presso Taormina. Rend. Acc. Lincei 15, 2 S. 325—327. Rom 1906.
- Osservazioni geologiche sull'Appennino della Capitanata. Boll. soc. geol. ital. 35 S. 31—42. Rom 1916.
- CHELUSSI, I.: Alcune roccie cristalline della Calabria. Boll. soc. geol. ital. 33 S. 177. Rom 1914.
- CORTESE, E.: Descrizione geologica della Calabria. Mem. descr. Carta geol. d'Italia 9. Rom 1895.
- Il Paleozoico inferiore di Ali nel Messinese. Genua 1911.
- Profondità di sedimentazione dei depositi calabro-siculi dal tortoniano all'astiano. Boll. soc. geol. ital. 51 S. 69. Rom 1932.
- CUMIN, G.: Il diabase dello scoglio Pomo (Dalmazia). Boll. soc. geol. ital. 40 S. 156—158. Rom 1921.
- DOUVILLÉ, H.: Revision des Lépidocyclines. Mém. soc. geol. de France, nouv. sér. 1, 2. Paris 1924.
- FABIANI, R.: Primi risultati di nuove ricerche negli affioramenti permiani del bacino di Sosio (Palermo). Rend. Acc. Lincei (6a) 3 S. 612. Rom 1926.
- Risultati delle escursioni geologiche da me fatte in Sicilia durante il 1925 e il 1926. Boll. soc. sc. nat. ed econ. di Palermo 1926 S. 54—71.
- Volcanismo e movimenti tettonici nel Giurese di Sicilia. Boll. soc. geol. ital. 47 S. 295—299. Rom 1928.

- FABIANI, R.: Analogie tettoniche fra la Sicilia e la Tunisia. C. R. Internat. Geol. Congr. 15. Sess. 1929, 2 S. 507—510. Pretoria 1930.
- FOULLON, C. von: Der Augitdiorit des Scoglio Pomo in Dalmatien. Verh. geol. R. Anst. Wien 1883 S. 283.
- FRECH, F.: Lethaea geognostica I, 2. Stuttgart 1897—1902.
- FUCINI, A.: Molluschi e brachiopodi del Lias inferiore di Longobucco. Bull. soc. malac. ital. 16. 1892.
- Due nuovi terreni giurassici del circondario di Rossano in Calabria. Proc. verb. soc. tosc. di sc. nat. Pisa 1894.
- GEMMELLARO, C.: Descrizione geognostica della valle di Messina. Atti Acc. Gioenia di sc. nat. 10. 1834.
- GEMMELLARO, G. G.: Ricerche sui pesci fossili della Sicilia. Atti Acc. Gioenia di sc. nat. (2 a) 13. Catania 1858.
- Sui terreni cretacei della Sicilia. Boll. soc. di sc. nat. ed econ. di Palermo 12. Juni 1878.
- Sul Trias della regione occidentale della Sicilia. Atti Acc. Lincei. mem. cl. sc. fis. mat e nat. 12 S. 451—473. Rom 1882.
- I Cefalopodi del Trias superiore della Regione occidentale della Sicilia. Palermo 1904.
- Il Trias dei dintorni di Palermo. Giorn. sc. nat. ed econ. di Palermo 33. 1921.
- GIGNOUX, M.: Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. Ann. Univ. Lyon 1913.
- Géologie stratigraphique. Paris 1926.
- GOLDSCHMIDT, V. M.: Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von Nordwest-Spitzbergen. Vidensk. Selsk. Skr. I. Mat.-Nat. Kl. 9 1911. S. 1—17.
- GRECO, B.: Il Lias inferiore nel circondario di Rossano Calabro. Atti soc. tosc. di sc. nat. 13. Pisa 1893.
- Il Lias superiore nel circondario di Rossano Calabro. Boll. soc. geol. ital. 15 S. 92—121. Rom 1896.
- La fauna della zona con *Lioceras opalinum* REIN. sp. di Rossano in Calabria. Palaeontogr. Ital. 4 S. 93—140. Pisa 1898.
- Sulla presenza del Dogger inferiore al M. Foraporta presso Lagonegro. Boll. soc. geol. ital. 18 S. 65. Rom 1899.
- GRUBENMANN, U.: Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910.
- HAUER, F. VON: Prehnit von Comisa auf der Insel Lissa und Eruptivgesteine aus Dalmatien. Verh. geol. R. Anst. 17 S. 89—91. Wien 1867.
- Der Scoglio Brusnik bei St. Andrea in Dalmatien. Verh. geol. R. Anst. Wien 1882 S. 75—77.
- HAUG, E.; Traité de Géologie. Paris 1920.
- KOBER, L.: Die Bauelemente des Apennins in Calabrien und Sizilien und des Atlas in Tunis und Algerien. Forsch. u. Fortschr. 6. Jg. 10. Juli 1930.
- Das alpine Europa und sein Rahmen. Berlin 1931.
- LEMBKE, H.: Beiträge zur Geomorphologie des Aspromonte (Kalabrien). Ztschr. Geomorphol. 6, H. 2, 3. Berlin 1931.
- LIMANOWSKI, M.: Sur la tectonique des Monts Péloritains dans les environs de Taormina. Bull. soc. Vaudoise sc. nat. 45. Lausanne 1909.

- LIMANOWSKI, M.: Die große Kalabrische Decke. Bull. Acad. des sc. de Cracovie. Cl. sc. math. et nat. Ser. A S. 370—385. Krakau 1913.
- LLUECA, F. G.: Los Numulítidos de España. Comisión de Invest. pal. y prehist. mem. 36. Madrid 1929.
- LORENZO, G., DE: Sul Trias dei dintorni di Lagonegro. Neapel 1892.
 — Le montagne mesozoiche di Lagonegro. Neapel 1894.
 — Osservazioni geologiche nell'Appennino della Basilicata meridionale. Neapel 1895.
 — Studi di geologia nell'Appennino meridionale. Atti Acc. sc. fis. e mat. di Napoli 8 S. 58 ff. Neapel 1896.
 — Guida geologica dei dintorni di Lagonegro in Basilicata. Boll. soc. geol. ital. 17 S. 170—196. Rom 1898.
- LOVISATO, D.: Sulle Chinzigiti della Calabria. Mem. Acc. Lincei (3 a) 3. Rom 1879.
- LUGEON, M. & ARGAND, E.: Sur de grands phénomènes de charriage en Sicile. La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre. C. R. Acad. sc. Paris 142, 2 S. 966—968, S. 1001—1003, S. 1107—1109. Paris 1906.
- LUGEON, M. & ÉLISABETH JÉRÉMINE: Granit et Gabbro de la Sila de Calabre. Mém. soc. vaudoise sc. nat. 3 S. 209—231. Lausanne 1930.
- MARINELLI, O.: Osservazioni geologiche sopra i terreni secondari del gruppo del M. Judica in Sicilia. Atti Rend. Acc. Lincei (5) 8 S. 404—412. Rom 1899.
- MARTELLI, A.: Notizie petrografiche sullo scoglio di Melisello. Boll. soc. geol. ital. 27 S. 259—282. Rom 1908.
- MAUGERI-PATANÈ, G.: Introduzione allo studio geo-paleontologico del M. Ucina e dintorni (Prov. Messina). Boll. soc. geol. ital. 51 S. 115—170. Rom 1932.
- MERLA, G.: I graniti della formazione ofiolitica dell'Appennino e il loro significato tettonico. Atti soc. tosc. sc. nat. proc. verb. 41, 2 S. 3—7. Pisa 1932.
- MOJSISOVICS, E. VON: Zur Altersbestimmung der sizilischen und süditalienischen Halobienkalke. Verh. geol. R. Anst. Wien 1896 S. 197—201.
- NOVARESE, V.: Calcarei e calciferi dell'Arcaico calabrese. Boll. com. geol. d'Italia 24. Rom 1893.
 — La formazione diorito-kinzigitica in Italia. Boll. uff. geol. d'Italia 56, 7 S. 1—62. Rom 1931.
- PREMIK, J.: Calcaires à Alveolines de Mali (Trvolit) Cuka Kunors dans l'Albanie Moyenne. Ann. soc. géol. de Pologne. Krakau 1929.
- QUITZOW, H. W.: Diabas-Porphyrite und Glaukophangesteine in der Trias von Nordkalabrien. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. IV, N. F. 1, 9 S. 83—118. Berlin 1935.
- SACCO, F.: L'Appennino meridionale. Boll. soc. geol. ital. 29 S. 287—338. Rom 1910.
 — La geotettonica dell'Appennino meridionale. Boll. soc. geol. ital. 31 S. 379—387. Rom 1912.
- SCALIA, S.: Osservazioni stratigrafiche e geotettoniche nella provincia di Messina. Boll. Acc. Gioenia Catania 1914 S. 31.
 — Geotettonica del Capo S. Andrea e dei monti di Taormina. Boll. soc. geol. ital. 39 S. 189—207. Rom 1920.
 — Struttura geologica del Capo Sant'Andrea e dei monti di Taormina. Mem. Acc. di sc. lett. ed arti degli Zelanti (3) 10 1918/19. Acireale 1921.
- SEGUENZA, G.: Sulle importanti relazioni paleontologiche di talune rocce cretacee della Calabria con alcuni terreni di Sicilia e dell'Africa settentrionale. Mem. soc. ital. sc. nat. 2, 6. Mailand 1866.
- Abhandlungen d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-Phys. Kl. III. Folge, Heft 13. 12

- SEGUENZA, G.: Sul Cretaceo medio dell' Italia meridionale. Atti soc. ital. sc. nat. **10**. Mailand 1867.
- Le formazioni terziarie nella provincia di Reggio (Calabria). Atti Acc. Lincei mem. **6** (3). Rom 1879/80.
 - Studi geologici e paleontologici sul Cretaceo medio dell'Italia meridionale. Atti Acc. Lincei (3 a) mem. cl. sc. fis. mat. e nat. **12**. Rom 1882.
 - Il Lias superiore nel territorio di Taormina. Mem. Istituto Veneto. Venedig 1886.
- SEGUENZA, L.: L'*Hippopotamus Pentlandi* di Taormina. Atti Acc. sc. lett. ed arti degli Zelanti **10**. Acireale 1899—1900.
- SEIDLITZ, W. VON: Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin 1931.
- STAUB, R.: Die Stellung Siziliens im mediterranen Gebirgssystem. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich **77**, S. 159—183. Zürich 1932.
- Zur tektonischen Analyse des Apennins. Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich **78** S. 127—151. Zürich 1933.
- STEFANI, C. DE: Escursione scientifica nella Calabria. Mem. Acc. Lincei. (3 a) **28**. Rom 1884.
- Il Paleozoico inferiore di Ali nel Messinese. Atti soc. tosc. sc. nat. proc. verb. Pisa 1911.
 - La regione sismica Calabro-Peloritana. Mem. Acc. Lincei cl. sc. fis. mat. e nat. (5) **9**. Rom 1912.
 - Il supposto Permiano di Ali nel Messinese. Atti soc. tosc. sc. nat. proc. verb. **27**, 3. Pisa 1918.
- STEFANO, G. DI: Sull'età dei calcari neri e grigi con *Megalodus* delle parti elevate della catena del Pollino. Boll. soc. geol. ital. **12**. Rom 1893.
- Lo scisto marnoso con *Myophoria vestita* della Punta delle Pietre Nere in provincia di Foggia. Boll. com. geol. d'Italia **26** S. 4—51. Rom 1895.
 - Studi stratigrafiche e paleontologiche sul sistema cretaceo della Sicilia.
 - I. Gli strati con *Caprotina* di Termini-Imerese. Atti Acc. sc. lett. e belle arti **10**, 16. Palermo 1888.
 - II. I calcari con *Polyconites* di Termini-Imerese. Palaeontogr. Ital. **4** S. 1—46. Pisa 1898.
 - Osservazioni geologiche nella Calabria settentrionale. Mem. descr. carta geol. d'Italia. Appendice **9**. Rom 1904.
 - I pretesi grandi fenomeni di carreggiamento in Sicilia. Atti Acc. Lincei (5) **16**, 1 S. 258—271, S. 375—381. Rom 1907.
 - Cenno storico sullo sviluppo degli studi geologici in Sicilia. Boll. soc. geol. ital. **28** S. LXXXV. Rom 1909.
 - La Dolomia principale dei dintorni di Palermo e di Castellamare del Golfo. Palaeontogr. Ital. **18**. Pisa 1912.
 - Nuovi studi sul periodo Triassico della Sicilia occidentale in relazione alla teoria dei grandi carreggiamenti. Boll. Acc. sc. lett. e belle arti **1** S. 20. Palermo 1917.
 - & CORTESE, E.: Guida geologica dei dintorni di Taormina. Boll. soc. geol. ital. **10** S. 197—246. Rom 1891.
- STEINMANN, G.: Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C. R. Congr. géol. int. **14** S. 637—668. Madrid 1927.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.

- SUESS, E.: Das Antlitz der Erde, 1—3. Wien-Leipzig 1886—1910.
- TARAMELLI, T.: Sul deposito di salgemma di Lungro nella Calabria Citeriore. Mem. Acc. Lincei (3) 5 S. 136—143. Rom 1880.
- TEICHMÜLLER, R.: Über das Vorland des Apennin. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl. IV. H. 17. Berlin 1932 a.
- Der Apenninflysch und seine Probleme. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. IV. H. 28. Berlin 1932 b.
- TELLINI, A.: Le nummulitidi della Majella, delle isole Tremiti e del promontorio Garganico. Boll. soc. geol. ital. 9 S. 360—422. Rom 1890.
- TILMANN, N.: Zur Tektonik des Südapennins. Geol. Rundschau 3 S. 416—420. 1912.
- UFFICIO GEOLOGICO: Carta geologica dell'isola di Sicilia 1:100 000.
- Carta geologica della Calabria. 1:100 000.
- Carta geologica della Basilicata 1:100 000.
- VINASSA DE REGNY, P.: Rinvenimento di un interessante fossile presso Ali (Messina). Atti soc. ital. per il progr. delle sc. Torino 5 S. 834. Rom 1912.
- VIOLA, C.: Nota preliminare sulla regione dei gabbri e delle serpentine nell'alta valle del Sinni in Basilicata. Boll. com. geol. d'Italia 23 S. 105—125. Rom 1892.
- Comunicazione preliminare sopra un terreno cristallino in Basilicata. Boll. com. geol. d'Italia 23 S. 244—246. Rom 1892.
- Le rocce eruttive della Punta delle Pietre Nere in provincia di Foggia. Boll. com. geol. d'Italia 25 S. 391—406. Rom 1894.
- Sopra l'albite di secondaria formazione quale prodotto di metamorfismo di contatto delle diabasi e dei gabbri in Basilicata. Boll. com. geol. d'Italia 25 S. 301—305. Rom 1894.
- L'Augitite anfibolica di Giumarra presso Ramacca (Sicilia). Boll. com. geol. d'Italia 32 S. 289—312. Rom 1901.
- & DI STEFANO, G.: La Punta delle Pietre Nere presso il Lago di Lesina in provincia di Foggia. Boll. com. geol. d'Italia 24 S. 129—143. Rom 1893.
- WEPPER, E.: Beiträge zur geologischen Geschichte der südlichen Apennin-Halbinsel seit dem Pliozän. N. Jb. Min., Geol., Pal. Beil.-Bd. 46 S. 382—429. Stuttgart 1922.
- WIJKERSLOOTH, P. DE: Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toscanas. Amsterdam 1934.

III. Die Beziehungen zwischen dem nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau.

Von

R. TEICHMÜLLER und H. W. QUITZOW.

A. Zur Frage des räumlichen Zusammenhangs zwischen dem nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau.

Bei den ungewöhnlichen Schubweiten der nordapenninen und kalabrischen Decken dürften die Überschiebungen auch im Streichen weit zu verfolgen sein. Damit erhebt sich die Frage, ob eine Verbindung zwischen dem kalabrischen Deckenbau und dem des Nordapennins besteht.

Der Stirnrand der Ligurischen Decke dürfte etwa bei Civitavecchia ins Meer hinausstreichen (s. Abb. 58). Die kalabrischen Decken lassen sich bis Diamante und San Severino bzw. Scalea verfolgen, dann tauchen auch sie unter die Tyrrhenis. Im Zwischengebiet sind auf dem italienischen Festland keine Klippen bekannt geworden, die der einen oder anderen Decke zugerechnet werden könnten. Ja, es fehlt hier jeder Hinweis auf stärkere Bewegungen der pyrenäischen Phase: Eozän und Oligozän sind \pm konkordant miteinander verbunden. Zentral- und Südapennin gehören also einer Zone an, die erst später angefaltete wurde (s. Abb. 57).

Nur auf der weit in die Tyrrhenis vorspringenden Halbinsel von Sorrent ist eine erhebliche Diskordanz zwischen Eozän und Oligozän nachweisbar. Hier nähert man sich wieder dem Bereich der großen voroligozänen Tektonik. Man möchte darum die Fortsetzung des Stirnrandes der Liguriden oder der kalabrischen Decken unfern der heutigen Küste vermuten. Aber diese Hypothese erweist sich als unrichtig. Denn niemals fanden sich in den mächtigen Konglomeraten des südapenninen Tertiärs die Leitgesteine der Liguriden; weder Radiolarite noch Calpionellenkalke sind beobachtet worden. Ebenso vermißt man Abkömmlinge des kala-

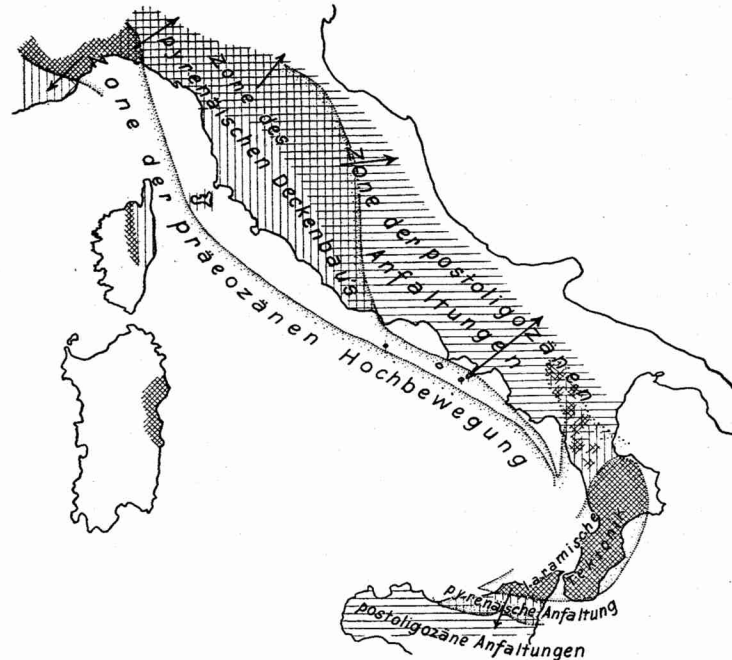


Abb. 57. Das Alter der Tektonik im Apenninbogen.

Die Pfeile veranschaulichen die Richtung, in der die Faltung wandert.

Horizontal gestrichelt ist der Bereich der nacholigozänen Faltung, senkrecht das Gebiet des naheozänen-voroligozänen Deckenbaus.

brischen Kristallins. Die im Kalabrischen Massiv so weit verbreiteten Hornblendegabbros und Granatgneise fehlen schon in den Konglomeraten der Timpa del Tasso bei Latronico. Stattdessen stellen sich grüne Granite und Felsitporphyre in großer Zahl ein, die wieder dem nördlichen Teil des Kalabrischen Massivs fremd sind.

Weder ligurides Mesozoikum noch kalabrisches Kristallin scheinen also unter der Tyrrhenis begraben zu liegen, sondern ein anderes tyrrhenisches Kristallin, das durch grüne Granite, Porphyre, Diorite und Glimmerschiefer (insbesondere Disthenschiefer) gekennzeichnet ist. Wie verhält sich dieses tyrrhenische Kristallin nun zu den Liguriden einerseits und dem Kalabrischen Massiv andererseits?

Nach Norden läßt sich das tyrrhenische Kristallin an Hand der Konglomerate von Caposele und Pico und vom M. Deruta bis zum Trasimenischen See verfolgen. Alle diese Konglomerate enthalten die Leitgesteine des tyrrhenischen Kristallins. Neben kopfbis kubikmetergroßen Geröllen von Graniten finden sich Felsit-

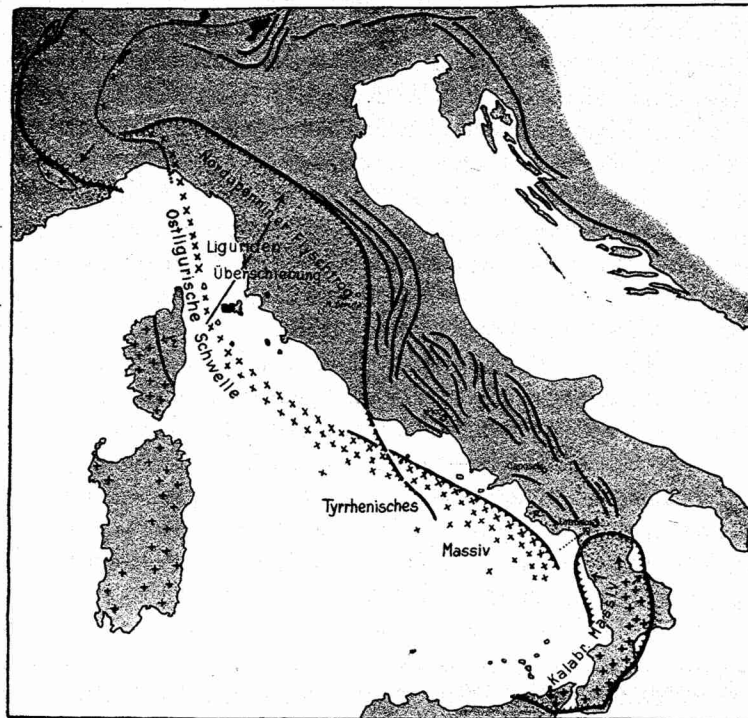


Abb. 58. Die tektonische Gliederung des Apenninbogens.
Die Pfeile veranschaulichen die Richtung der relativen Bewegung.
Kreuze weisen auf kristalline Schwellen.

porphyre, Glimmer- und Disthenschiefer etc., die in oligozänen und jungtertiären Sedimenten eingebettet sind. Weiter nördlich fehlen u. W. Kristallingerölle, die mit Sicherheit von der Tyrrhenis stammen. Jedoch stellt sich hier im Eozän des nordapenninen Flyschtroges mächtiger kristalliner Detritus ein, dessen Zusammensetzung auffallend an die Konglomerate des südapenninen Flyschtroges erinnert. Das gleiche kristalline Denudationsgebiet dürfte daher in den nordapenninen und in den südapenninen Flyschtroge geschüttet haben; die „Tyrrhenische Masse“ im Süden ist also dasselbe Hochgebiet, das wir im Norden „Ostligurische Schwelle“ genannt haben. Wenn im Zentral- und Südapennin die kristalline Schüttung bis ins Jungtertiär andauert, im Norden aber im Oligozän fast erloschen ist, so dürfte das einfach daran liegen, daß im Norden die Liguriden die Ostligurische Schwelle überfahren haben, im Süden aber die Tyrrhenische Masse Hochgebiet blieb und somit weiterhin Detritus liefern konnte.

Räumlich kommen die Tyrrhenische Masse und das Kalabrische Massiv einander sehr nahe. Weisen doch schon die großen Blöcke im Konglomerat von Latronico auf die Nachbarschaft des tyrrhenischen Kristallins hin. Andererseits findet sich das erste kalabrische Kristallin bereits bei San Severino und Diamante. Aber die Trias von Westkalabrien zeigt, daß vor dem posteoziänen Deckenschub eine breite Zone mit mächtiger Mesozoikum-Entwicklung kalabrisches und tyrrhenisches Kristallin trennte. Zudem sind die Vergenzen auf Capri und der Halbinsel von Sorrent nach Nordosten, in der kalabrischen Küstenkette dagegen nach Nordwesten gerichtet. Eine unmittelbare Verbindung von Tyrrhenischer Masse und Kalabrischem Massiv ist somit nicht anzunehmen. Eine andere Frage ist es, ob der südapennine Bereich „bathyalen“ Triasentwicklung mit dem der Palermitaner Berge zusammenhängt, oder ob weiter im Süden — etwa in der Nachbarschaft des Cap Vaticano oder der Peloritane Berge — Tyrrhenis-Masse und Kalabrisches Massiv wenigstens zeitweise verschmolzen waren. Vielleicht können einmal Einschlüsse mesozoischer Kalke in den Laven der Liparischen Inseln diese Frage entscheiden.

Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs hängt also nicht mit dem des Nordapennins zusammen. Er ist vielmehr auf die Randzonen eines selbständigen kleinen Massivs beschränkt. Seine Stellung im Apenninbogen erinnert an die mancher alpiner „Zentralmassive“, die gleichfalls gelegentlich eine „Rückfaltung“ erkennen lassen.

B. Zur Entwicklung des Deckenbaues im Apenninbogen.

Wenn es im Apenninbogen gerade im Nordapennin und in Kalabrien zu Überschiebungen von ungewöhnlichem Ausmaß gekommen ist, so müssen hier die Vorbedingungen besonders günstig gewesen sein.

Im Nordapennin erstreckte sich vor Beginn der großen Überschiebungen am Fuß der präeoziän aufsteigenden Ostligurischen Schwelle ein tiefer Flyschtrug, in dem das Eozän eine Mächtigkeit von mehr als 2000 m erreicht, ohne daß die Sedimentation mit der Senkung Schritt halten konnte. In diesen Trog glitt die Ligurische Decke hinein. Da nach dem Deckenschub die Schüttung noch von Südwesten kam, dürfte auch während der Liguridenüberschiebung ein Gefälle bestanden haben.

In ähnlicher Weise wurde auch das voreozän aufgefaltete Kalabrische Massiv im Norden von einem Flyschtrug umsäumt,

dessen Eozän eine Mächtigkeit von mehr als 1000 m erreicht und das reich an Grünen Gesteinen ist. Auch hier glitten die Decken nach dem Eozän z. T. 65 km weit in die Senke hinein. — Schließlich scheint auch am Südrand des Kalabrischen Massivs ein Gefälle die Deckenbewegungen erleichtert zu haben.

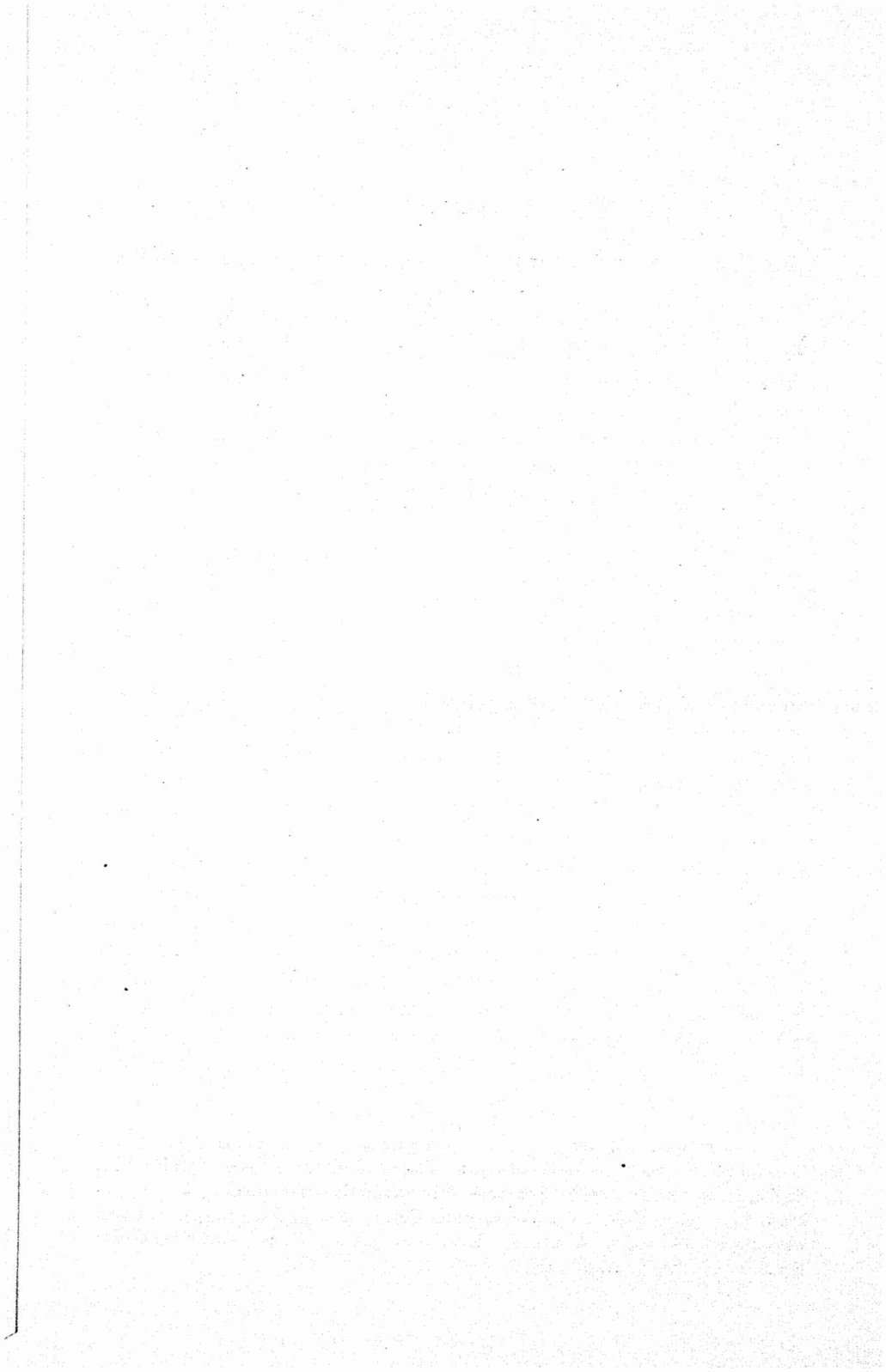
Die Beziehung zwischen der Absenkung der Saumtiefe und der Förderlänge der Decke ist im Apenninbogen recht auffällig: Der großen Absenkung und Breite des nordapenninen Flyschtroges entspricht die ungewöhnliche Schubweite der Ligurischen Decke. Wo der Flyschtrog sich im Nordwesten heraushebt, wird auch die Förderlänge der Decke gering. Ebenso haben die Liguriden vor dem Zentralapennin, der im Eozän eine Schwelle bildete, Halt gemacht. Ähnlich war es in den Randgebieten des Kalabrischen Massivs: nur im Norden kam es zu großen posteoziänen Überschiebungen, da nur dort ein tiefer Eozäntrog vorhanden war.

All das zeigt, daß das Gefälle und damit die Schwerkraft bei der Entstehung des Deckenbaues im Apenninbogen eine Rolle gespielt hat. Aber man darf diesen Faktor auch nicht überschätzen. Selbst wenn wir im nordapenninen Flyschtrog ein Meer von mehreren tausend Metern Tiefe und im Südwesten, d. h. im Gebiet der Ostligurischen Schwelle, ein Gebirge von mehreren tausend Metern Höhe annehmen, so ergäbe das bei der Horizontalentfernung von über 200 km doch nur eine Gesamtböschung von kaum 5°. Noch geringer ist das Gefälle am Nordrand des Kalabrischen Massivs zu veranschlagen. Wäre außerdem die Schwerkraft das einzig treibende Moment gewesen, so müßten die Decken vom Scheitel abgeglitten sein, und dort müßten Zerreißen nachgewiesen werden können. Aber das Autochthon der Zone von Genua zeigt keine Spur großer Zerrung. Es ist vielmehr gefaltet und geschiefert; außerdem ist das ganze mächtige liguride Mesozoikum hier noch erhalten geblieben. Ebenso sind auf dem Kalabrischen Massiv keine Zerrungen im Zentrum nachzuweisen, obwohl hier doch große Decken nach Norden und Süden auseinandergewandert sind. Hier ist gleichfalls das Mesozoikum auf der Scheitelregion zum Teil noch erhalten. — Auch vom Kalabrischen Massiv können also die Decken nicht einfach, der Schwerkraft folgend, abgeglitten sein.

Der Bau des kalabrischen „Pilzes“ wird erst verständlich, wenn man annimmt, daß das Vorland allseits unter das Massiv wanderte. Bei der geringen Hochbewegung des kalabrischen und ligurischen Scheitelgebietes setzen diese Unterschiebungen allerdings großen Massenschwund unter dem Scheitel-

gebiet voraus. Denn all das, was einst primär unter den Decken lag, mußte ja verschluckt, d. h. mehr oder weniger aufgeschmolzen werden. Spuren von Durchgasung sind in den wurzelnahen Teilen der nordapenninen Decken in der Tat nachzuweisen. Und wie in der alpinen Scheitelregion, so sind auch in den wurzelnahen Teilen von Südtoskana und Elba mächtige granitische Magmen aufgestiegen.

Die große Unterschiebung des adriatischen Vorlandes unter den Apenninbogen überdauerte den Deckenschub: Die Decken des Nordapennins wurden nachträglich noch zu einem Fächer zusammengestaucht. Im jüngsten Tertiär wurde auch der Raum zwischen dem Nordapennin und dem Kalabrischen Massiv, der bis dahin fast ungefaltete geblieben war und in dem sich zonenweise mächtiges Oligozän und Miozän abgelagert hatten, angefaltete. Erst diese Gebirgsbildung und die Entstehung einer einheitlichen pliozänen Vortiefe schufen den Apenninbogen als neue tektonische Einheit.



Tafel 1.

Tektonische Übersichtskarte vom Deckenbau des Nordapennins

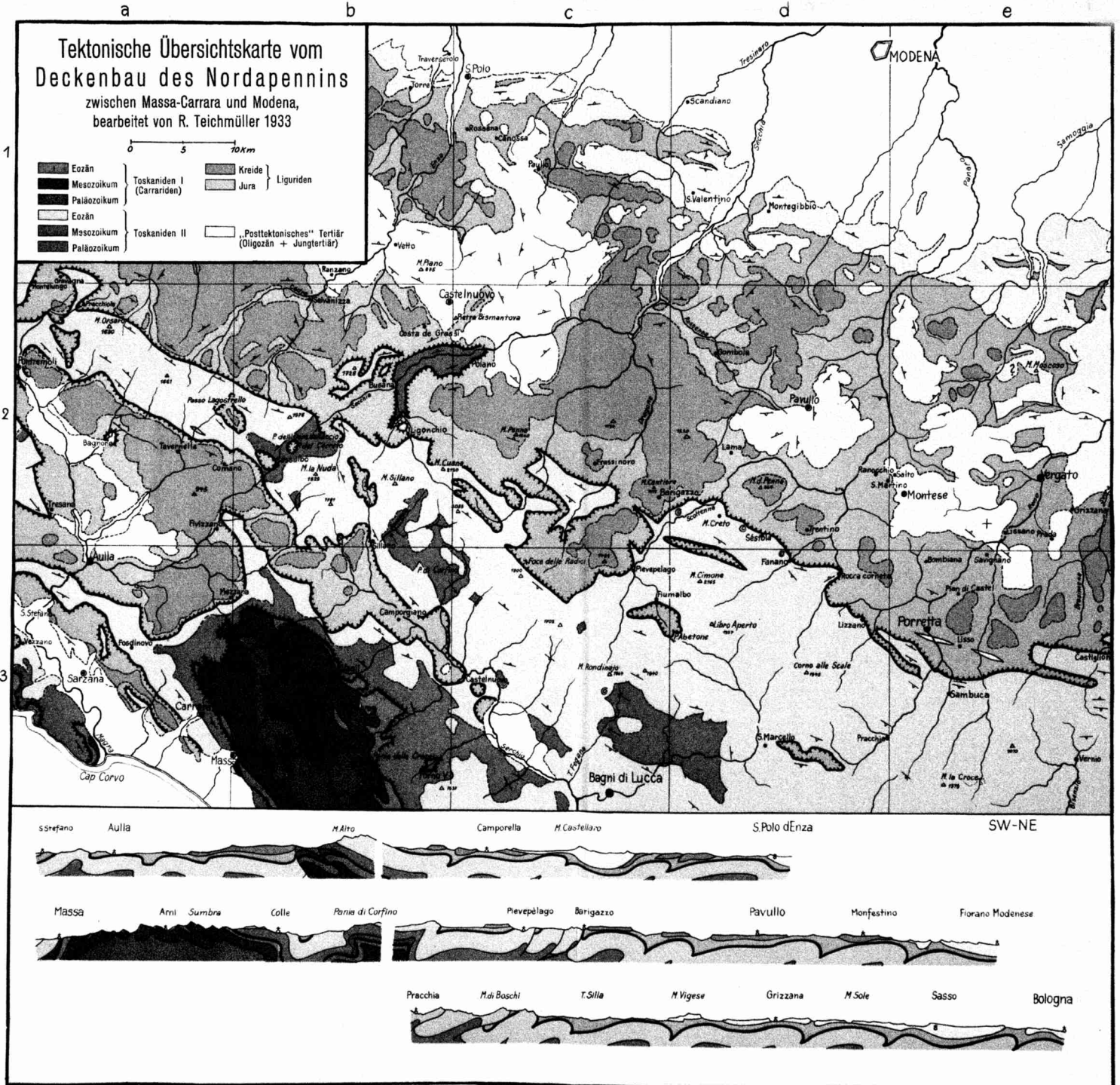
(vgl. Abb. 19 S. 44).

Die Unterlagen für diese Übersichtskarte verdankt man vor allem LOTTI, SACCO und ZACCAGNA. In der stratigraphischen und tektonischen Deutung ihrer Aufnahmen weichen jedoch diese Autoren so voneinander ab, daß eine neue Untersuchung der wichtigeren Profile notwendig war. Sie führte zu dem Ergebnis, daß der Magigno-Sandstein dem Eozän angehört und überall unter die Tonschiefer („Argillocisti“) der Ophiolith-Formation taucht, wie es LOTTI und ZACCAGNA auch stets angenommen hatten. Sie bestätigte aber weiter die Ansicht SACCO's von dem mesozoischen Alter der Ophiolith-Formation. Damit ergibt sich, daß auf weite Erstreckung Mesozoikum auf Eozän ruht. Die Hypothese STEINMANN's von der Überschiebung des („liguriden“) Mesozoikums auf das („toskanide“) Eozän bewahrheitete sich also. Die ungewöhnliche Durchbewegung an der Basis der Ophiolith-Formation, das Auftreten von Granit-schubspänen, das Fehlen von Förderkanälen für die Grünen Gesteine der Ophiolith-Formation, die Faziesverschiedenheiten des Mesozoikums im Hangenden und Liegenden der Überschiebung, — alles fügt sich dem Bilde vom Deckenbau harmonisch ein. Auch die Toskaniden II sind eine Decke. Denn unter ihnen erscheinen in den Apuaner Alpen [b 3] die Toskaniden I (die „Carrariden“ STAUB's).

Die Decken des nordapenninen Flyschtroges sind nachträglich gefaltet und verschuppt worden, und zwar vergieren die Falten, wie die Profile zeigen, nördlich der Wasserscheide zur Po-Senke, südlich der Wasserscheide wenigstens zonenweise zur Tyrrhenis. Da die Überschiebungen nach Nordosten gerichtet waren, hat somit im Jungtertiär ein Vergenzwechsel stattgefunden. Er steht mit der Bildung der tyrrhenischen Rücksenke im Zusammenhang.

Druckfehlerberichtigung.

Bei Bagnone [a 2] tritt nicht posttektonisches Tertiär, sondern Eozän der Toskaniden II zutage. — Barigazzo [c 2] liegt auf einem NW—SE streichenden Deckensattel von toskanidem Eozän. — Die Sandsteine nordwestlich von Montelungo [a 1] gehören nicht dem überfahrenen Eozän, sondern dem transgredierenden Oligozän an. — In dem kleinen Erosionsfenster [a 1 rechts] erscheinen unter der liguriden Oberkreide Argillocisti.



Tafel 2.

Geologische Karte von Camporgiano [b 3]

(vgl. Abb. 3 S. 12).

In der Garfagnana ist eine große Klippe der Ligurischen Decke in einer Mulde erhalten geblieben. Auf dem relativ wenig gestörten Eozän von Toskaniden II, das 800 m östlich von Camporgiano noch Nummuliten bezw. Lepidocyclinen geliefert hat, ruht stark verschupptes Ligurikum. Es ist reich an Grünen Gesteinen. Förderkanäle finden sich im toskaniden Eozän nicht. Die Burg von Camporgiano steht auf einem Schubspan von mylonitisiertem Granit. Es ist keinerlei Kontaktmetamorphose in der Nachbarschaft zu beobachten.

Geologische Karte von Tresana [a 2]









(vgl. Abb. 3 S. 12, Abb. 4 S. 13 und Abb. 5 S. 14).

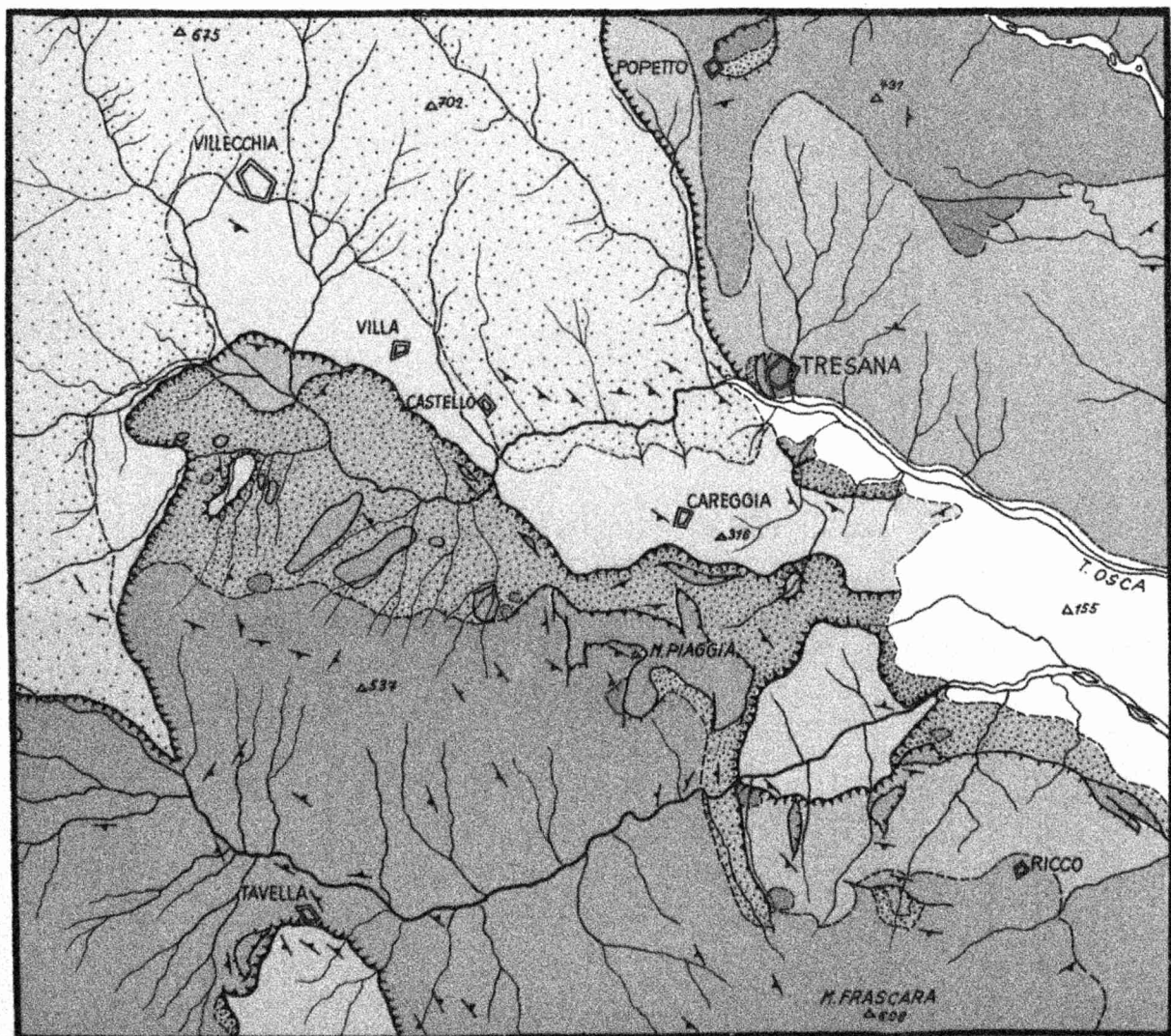
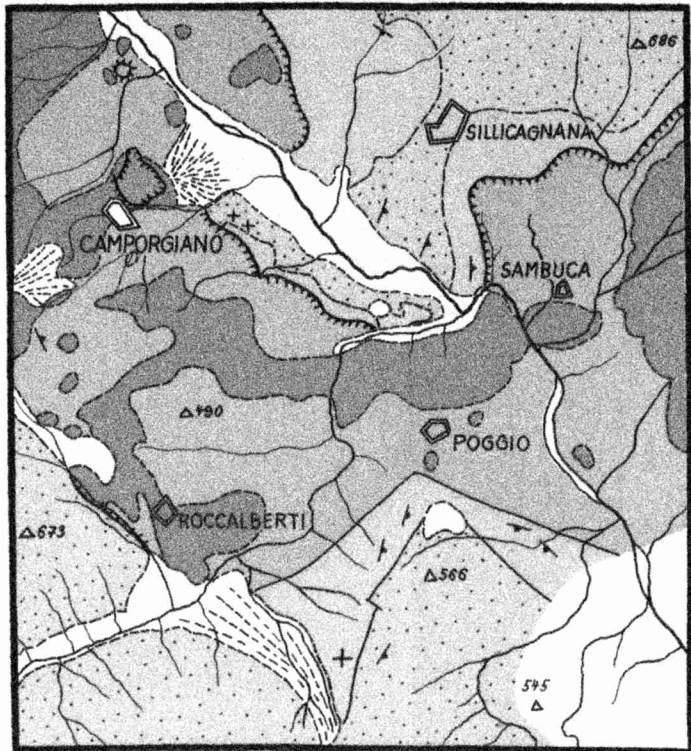
Auch hier taucht das toskanide Eozän unter die Ophiolithformation. Die Basalkonglomerate, Schiefertone und Tonschiefer (Argillocisti) des Oberen Jura sind mit Graniten (Reste des primären Untergrundes der Ligurischen Decke) intensiv verschuppt worden. Nirgendwo läßt sich eine Kontaktmetamorphose in der Nachbarschaft der Granite nachweisen. Auch hier sucht man im Eozän vergeblich nach den Förderkanälen für die Grünen Gesteine.

Geologische Karten von Camporgiano und Tresana

aufgenommen von Georg Herbst
1933

0 1 Km

- | | | |
|---|---------------------------|---------------------------|
|  | Pliozän und Quartär | |
|  | Kalk - Ton - Gruppe | } Eozän von Toskaniden II |
|  | Macigno - Sandstein | |
|  | Ob. Kreide - Kalke | } der Ligurischen Decke |
|  | Ob. Jura (Argiloscisti) | |
|  | Grüne Gesteine | |
|  | Basalbrekzien d. Ob. Jura | |
|  | Kristallines Grundgebirge | |



Tafel 3.

Tektonische Übersichtskarte des Kalabrischen Massivs

(vgl. die Entwicklungs-Profile der Tafel 8).

Die Grundlagen zu dieser Übersichtskarte lieferten die Aufnahmen von CORTESE, BALDACCI, NOVARESE, VIOLA, MAZZETTI u. a. neben eigenen Kartierungen bei S. Severino, Scalea, im Südapennin und in der Küstenkette, am M. Cocuzzo und in Sizilien (Zonen des Mesozoikums von S. Agata di Militello bis Taormina und bei Novara und Ali) sowie Profilaufnahmen in den übrigen Gebieten.

Die Karte zeigt zunächst den vorwiegend variszischen Bau der Kristallinmassive: Der zentrale Granit der Sila und Serra S. Bruno ist in den Kern eines nach Westen überkippten Gewölbes intrudiert und liegt heute auf einer mächtigen Serie von Granatgneisen und Hornblendegabbros. Sie überlagern injizierte Schiefer, unter welche schließlich die Phyllite der Außenzone tauchen. Die einzelnen Serien sind meist durch Abscherungen voneinander getrennt. Nur am Ostrand der Granitmassive liegen kontaktmetamorphe Phyllite normal dem Granit auf. — Über diesen alten Bau transgrediert bei Rossano-Longobucco [B, C 6] der Jura.

Bei der alpidischen Faltung wurden die zentralen Teile des Kalabrischen Massivs fast allseits auf die benachbarten Randsenken überschoben: Das Kristallin der Peloritaner Berge und des Aspromonte wurde nach Süden auf Phyllite und Mesozoikum verfrachtet; das Kristallin der Sila und Serra S. Bruno ist nach Nordwesten und Norden auf den Flysch des Südapennins und das Mesozoikum der Küstenkette überschoben worden. Diese Decke reichte bis S. Severino-Episcopia [A 5], wie Kristallinklippen auf dem Flysch dort zeigen. In der Küstenkette ruht auf dem Mesozoikum und Alttertiär des Südapennins zunächst eine Decke von metamorpher Trias (ihre höchsten Schichten bestehen aus fossilführendem Hauptdolomit). Sie wird in der südlichen Küstenkette und Sila von einer (? paläozoischen) Phyllitserie überfahren. In fensterartigen Aufbrüchen erscheint bei Fiumefreddo, Grimaldi, Amantea und Sambiasi [C, D 4, 5] unter den Phylliten der Hauptdolomit. Über Trias- und Phyllit-Decke greift das Kristallin der höchsten Schubmasse hinweg bis auf das autochthone Alttertiär und Mesozoikum des Südapennins. Östlich der Sila ist der Jura gegen Osten verschuppt. Eine schwache Ostvergenz zeigt auch die Zone am Südostrand der Serra S. Bruno. — Die Grenze zwischen der N- bzw. NW-Vergenz und der Süd- und Ostbewegung — die Scheitelung also — liegt in den zentralen Granitmassiven der Sila und Serra S. Bruno.

Im Jungtertiär entstanden besonders am Rande der Zentralmassive Senken, während die Massive selbst emporstiegen.

Tektonische Übersichtskarte des Kalabrischen Massivs

bearbeitet von H. W. Quitzow
1932-1933

1 : 750 000

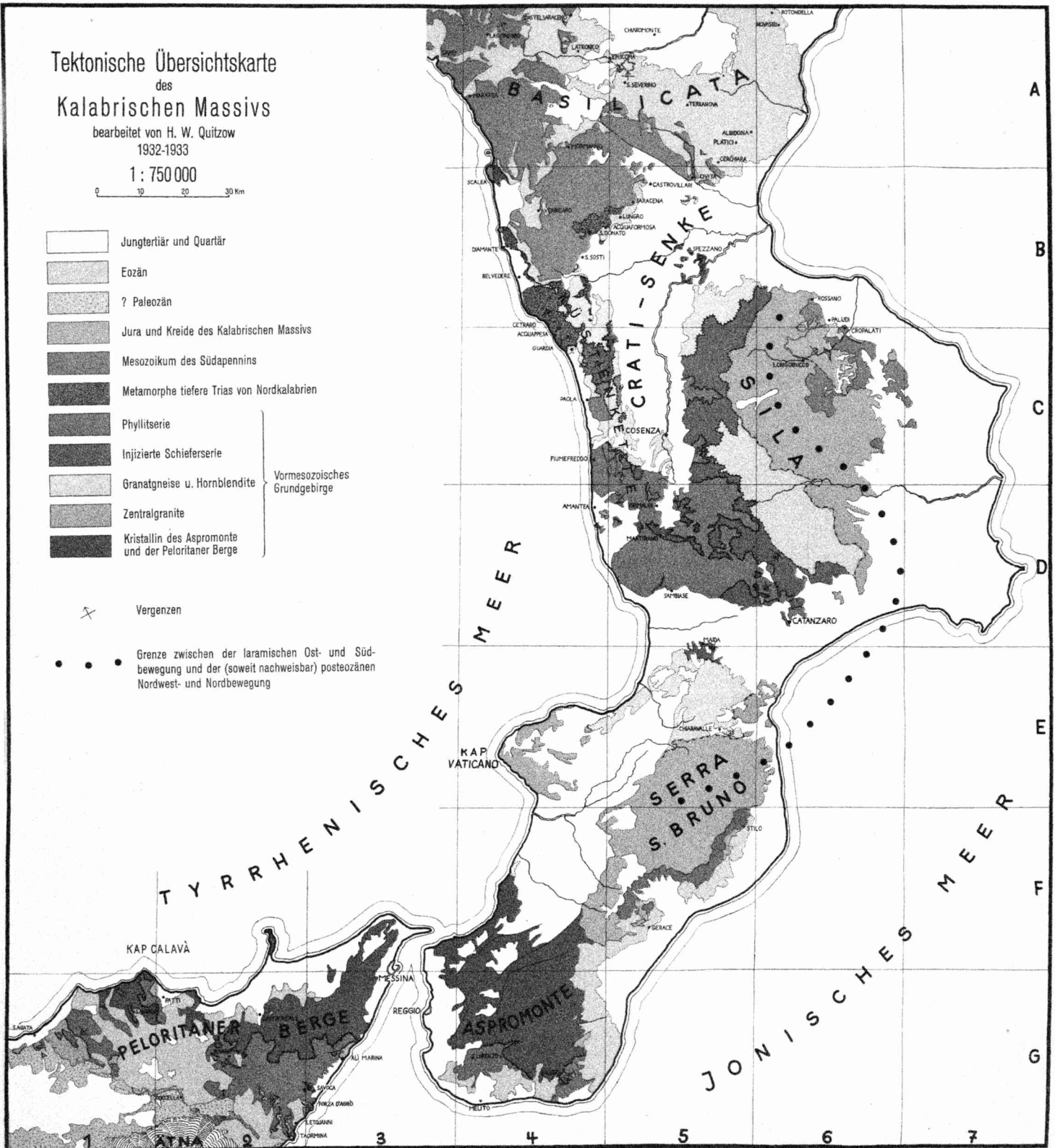


- Jungtertiär und Quartär
- Eozän
- ? Paleozän
- Jura und Kreide des Kalabrischen Massivs
- Mesozoikum des Südpennins
- Metamorphe tiefere Trias von Nordkalabrien
- Phyllitserie
- Injizierte Schieferserie
- Granatgneise u. Hornblendite
- Zentralgranite
- Kristallin des Aspromonte und der Peloritaneer Berge

Vormesozoisches
Grundgebirge

Vergenzen

Grenze zwischen der laramischen Ost- und Süd-
bewegung und der (soweit nachweisbar) posteoziänen
Nordwest- und Nordbewegung



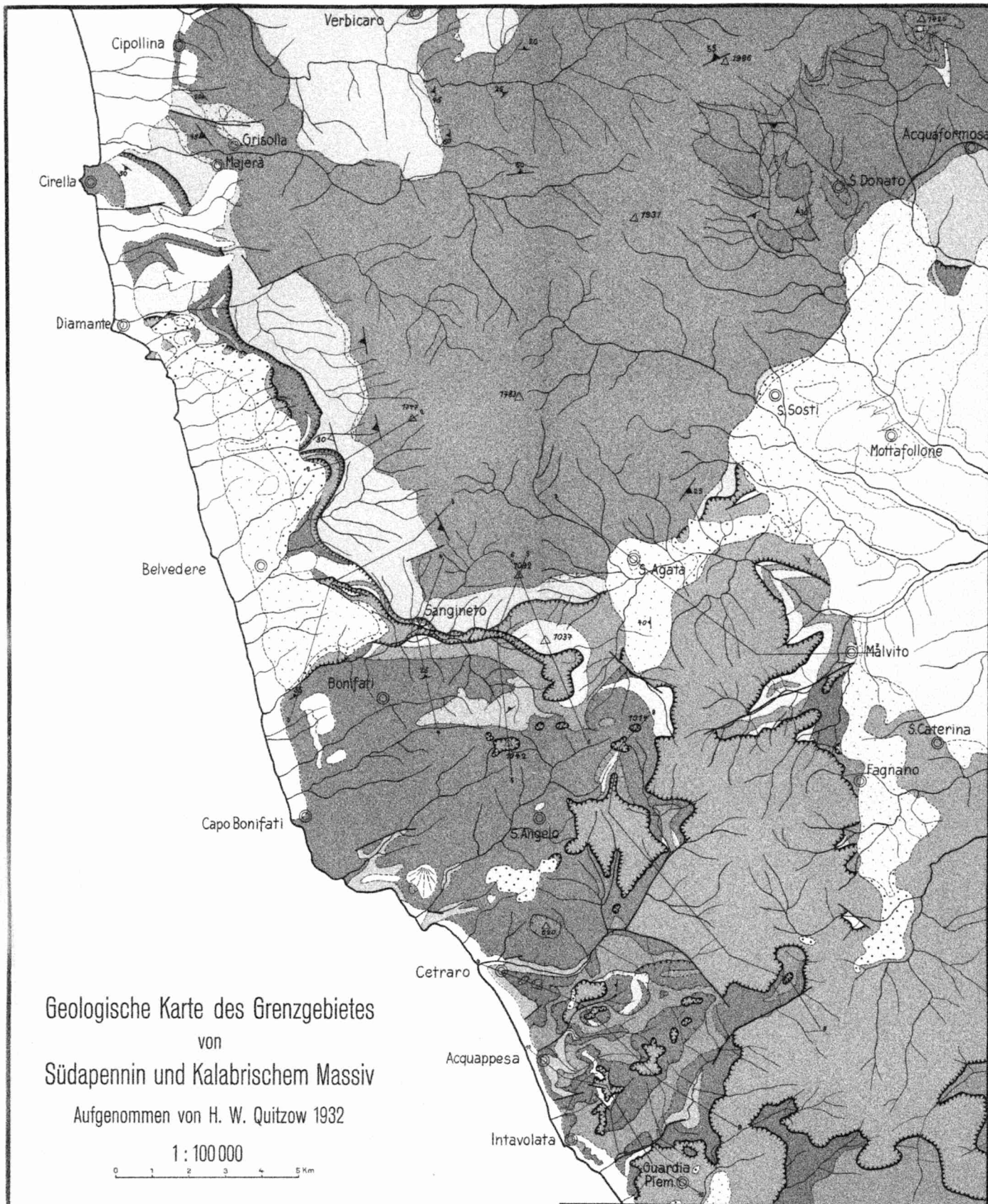
Tafel 4.

Geologische Karte des Grenzgebietes von Südapennin und Kalabrischem Massiv.

Die Profilinien 2—7 weisen auf Abb. 35 S. 129,
die Profilinien 8—10 auf Abb. 34 S. 128.

Diese Karte wurde im Maßstab 1 : 100 000 aufgenommen, das besonders wichtige Gebiet um Cetraro—Guardia Piemontese im Maßstab 1 : 25 000.

Die Karte zeigt, wie Hauptdolomit und Eozänflysch des Südapennins von den Decken des Kalabrischen Massivs überfahren sind. Auf dem autochthonen Südapennin ruht eine Decke von karnischen Phylliten mit Kalken und Diabas-Porphyrten; bei Cetraro ist in ihrem Hangenden fossilführender Hauptdolomit erhalten. Darüber liegt eine Kristallindecke aus Granatgneisen, Graniten und Hornblenditen. Das Mesozoikum und Eozän des Südapennins taucht heute an jungtertiären Flexuren unter diese Decken. Südlich von Sangineto ist die Kristallindecke in einem schmalen Streifen eingefaltet und mit der tieferen Decke verschuppt worden. Sonst liegen die Decken flach.



- Quartär
- Pliozän
- Miozän - Sandsteine und -Tone
- Miozän-Konglomerate
- Eozän-Flysch
- Eozän-Basalbrekzie

- Nor. Hauptdolomit
- Phyllite
- Obere Kalkserie
- Karnisch
- Untere Kalkserie
- Porphyrite u. Serpentin
- Vormesozoisches Kristallin

- Überschiebungen
- Abscherungen
- Streichen und Fallen der Schichten
- der Störungen
- Profillinien der Textabbildungen

Tafel 5.

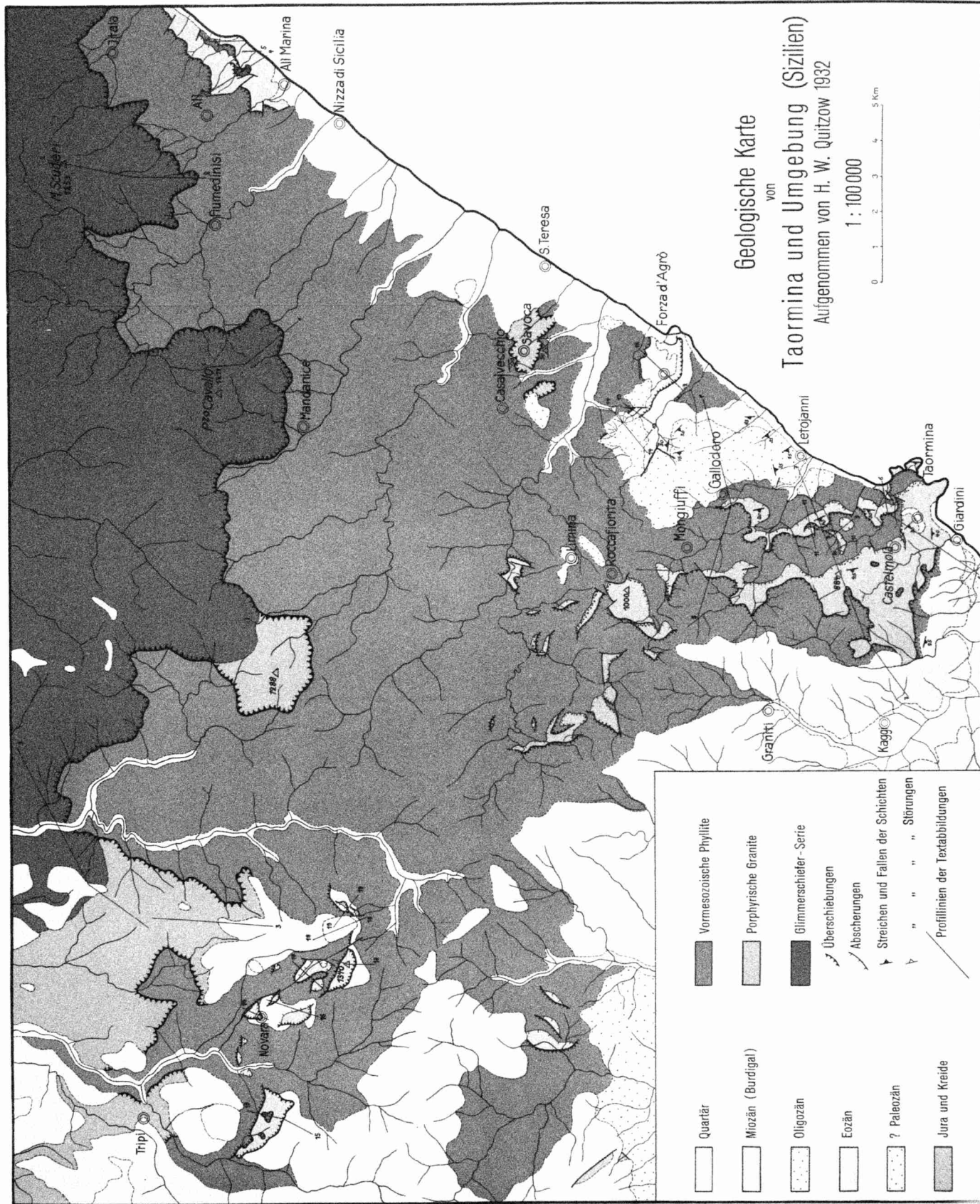
Geologische Karte von Taormina und Umgebung.

Die Profilinien 1—19

weisen auf die Textabbildungen 40, 42, 43, 47, 48, 49, 50 und 51.

Von dieser Karte wurden die Gebiete des verschuppten Mesozoikums bei Novara, Ali und Taormina-Limina, sowie die Granitklippen von Savoca im Maßstab 1:25000 neu aufgenommen. Die übrigen Teile stellen im wesentlichen eine Umdeutung der alten geologischen Karte von Sizilien dar.

Auf dem vormesozoischen Phyllit der Peloritaner Berge liegt als große Schubmasse eine Glimmerschieferserie mit kristallinen Kalken. In ihrem Südteil herrschen verschieferte porphyrische Granite vor, welche auch eine Klippe dieser Decke bei Savoca zusammensetzen. Unter und vor der Kristallinüberschiebung wurde das Mesozoikum mit den Phylliten verschuppt. Im Eozän bildeten sich durch Abtragung der Kristallindecke mächtige grobe Kristallinkonglomerate, welche den Deckenbau bei Novara diskordant überlagern. Sie wurden in einer späteren Phase bei Forza d'Agro und Novara noch mitverschuppt. Oligozäne und miozäne Sandsteine überlagern diskordant diese Schuppen.



Tafel 6.

Geologische Karte von S. Agata di Militello.

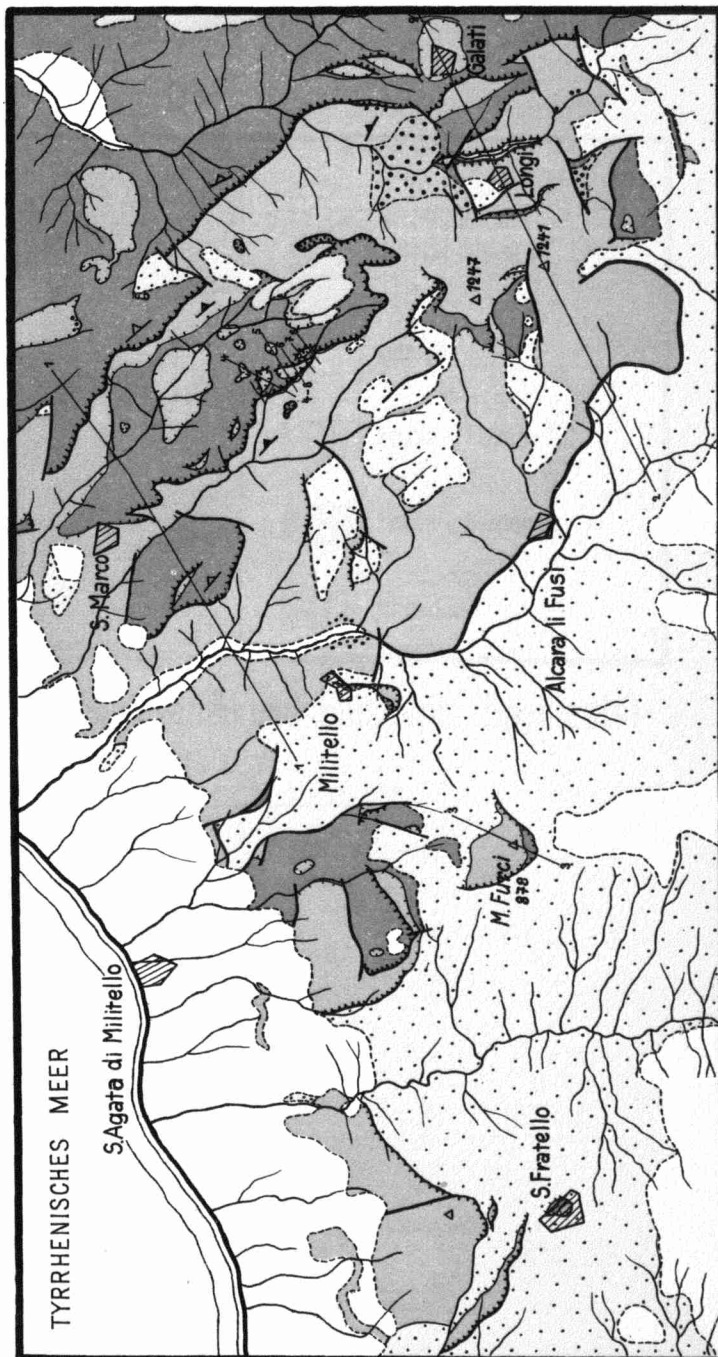
Die Profilinien 1—3 weisen auf die Abb. 44 S. 148,
die Profilinien 4—8 auf Abb. 45 S. 149.

Die Karte, welche im Maßstab 1 : 25 000 aufgenommen ist, zeigt die z. T. sehr intensive Verschuppung von Phylliten und Mesozoikum.

Der ? paleozäne Tonfysch ist in den Schuppenbau miteinbezogen. Im Tal von Longi erscheint er in der Talsohle als schmales Fenster unter mesozoischen Kalken. Mittel- und Oberlutet überlagern diskordant den Schuppenbau.

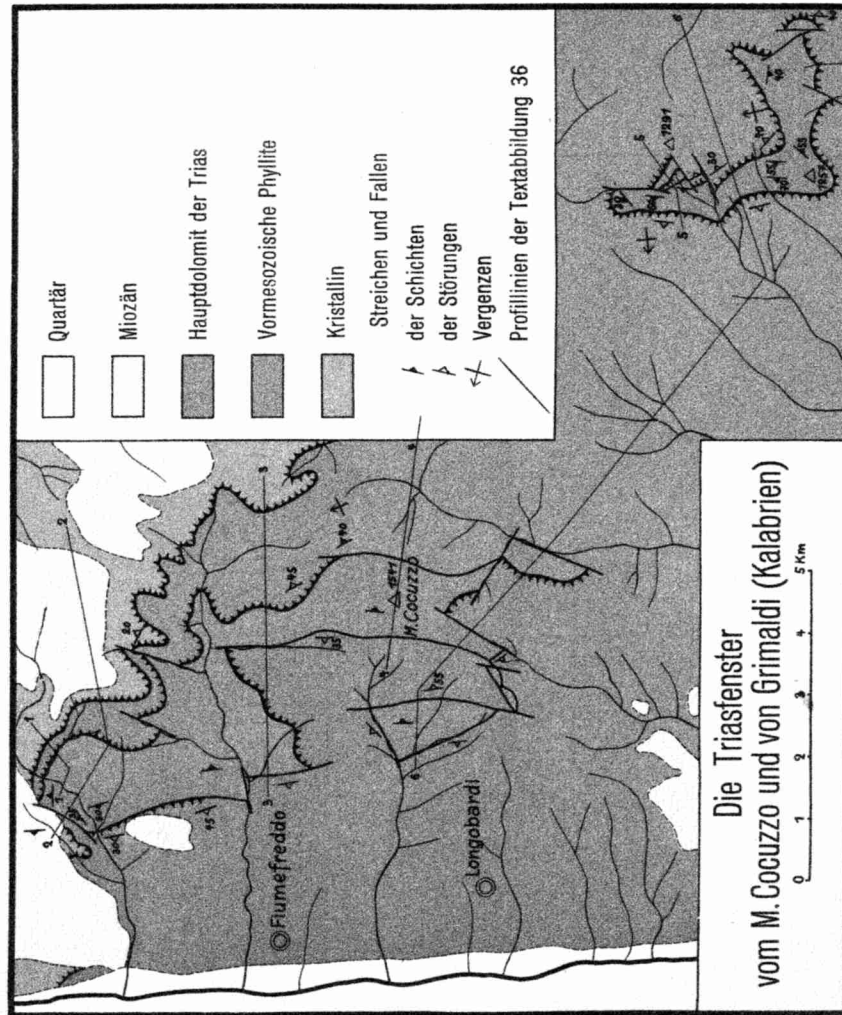
Geologische Karte von S. Agata di Militello (Sizilien)

1 : 100 000



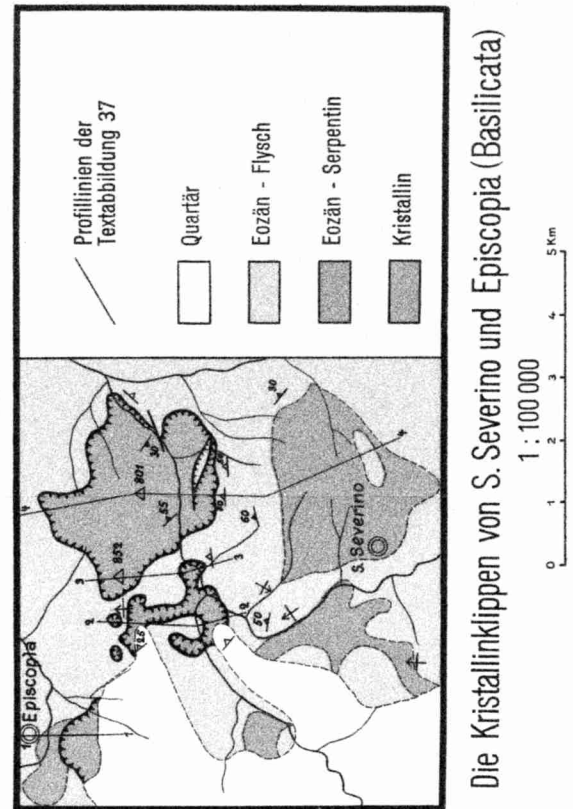
Farbenerklärung siehe Tafel 5. Die Profilinien beziehen sich auf Textabbildungen.

a.



Die Triasfenster vom M. Cocuzzo und von Grimaldi (Kalabrien)

b.



Die Kristallinkluppen von S. Severino und Episcopia (Basilicata)

Die Entwicklung des Kalabrischen Massivs.

0 10 20 30 km

S I Z I L I E N

Zone von Forza d'Aggrò

Zone von Ali



K A L A B R I S C H E S M A S S I V



Zone von Castrovillari

S Ü D A P E N N I N

Zone von Forza d'Aggrò

Zone von Ali



Zone von Castrovillari

Zone von S. Severino



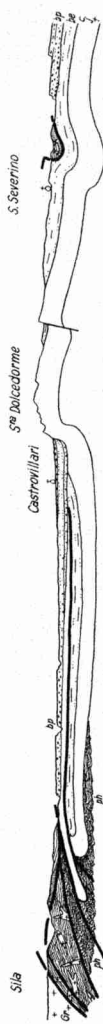
Peloponneser Berge

Sila

S. Severino

S^{no} Dolcedorme

Castrovillari



II Jetzt

Gr Granit, G1 Glimmerschiefer, Inj. Sch. Injizierte Schiefer, ph Phyllite, t Trias, j Jura, c Kreide, be Eozän, bp Pliozän.

NACHRICHTEN
VON DER
GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN
ZU GÖTTINGEN

FACHGRUPPE IV: GEOLOGIE UND MINERALOGIE

Von den Sonderdrucken aus dem Gebiete der Fachgruppe IV sind
bisher erschienen:

Bd. I (Nr. 1—16) Jahrgang 1930 und 1931
mit Beiträgen von *v. Gaertner, Goldschmidt,
Lotze, Mügge, Peters, Richter, Stille.*
Preis 8,50 RM.

Bd. II (Nr. 17—31) Jahrgang 1932
mit Beiträgen von *Aschan, Brinkmann, Gold-
schmidt, Hauptmann, Laves, Lotze, Noll,
Peters, Schlüter, Stille, Teichmüller.*
Preis 11,— RM.

Bd. III (Nr. 32—40) Jahrgang 1933
mit Beiträgen von *Bermann, Brinkmann,
Goldschmidt, Hámos, Hauptmann, Hefter,
Peters, Stscherbina, Teichmüller.*
Preis 5,— RM.

Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete

Herausgegeben im Auftrage
der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen

von

HANS STILLE

1. **Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge.** Von H. STILLE. Gr.-8°. (IV und 62 S.) 1927. 5 RM.
2. **Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges zwischen Ebrömündung und Ampurdan.** Von W. SCHRIEL. Mit 11 Tafeln und 29 Textfiguren. Gr.-8°. (IV und 79 S.) 1929. 12 RM.
3. **Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien).** Von F. LOTZE. Mit 17 Tafeln und 44 Textfiguren. Gr.-8°. (XIII und 320 S.) 1929. 30 RM.
4. **Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes.** Von W. SCHRIEL. Mit 9 Tafeln und 27 Textfiguren. Gr.-8°. (VII und 105 S.) 1930. 12 RM.
5. **Zur Tektonik der Keltiberischen Ketten.** Von C. HAHNE, G. RICHTER und E. SCHRODER. Mit 8 Tafeln und 56 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 180 S.) 1930. 17 RM.
6. **Betikum und Keltiberikum in Südostspanien.** Von R. BRINKMANN. Mit 7 Tafeln und 32 Textabbildungen. Gr.-8°. (VII und 108 S.) 1931. 14 RM.
7. **Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes.** Von R. TEICHMÜLLER. Mit 3 Tafeln und 47 Textabbildungen. Gr.-8°. (VI und 128 S.) 1931. 12 RM.
8. **Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen.** Von HERM. SCHMIDT. Mit 2 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (IV und 85 S.) 1931. 8 RM.
9. **Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten.** Von G. RICHTER und R. TEICHMÜLLER. Mit 3 Tafeln und 56 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (VII und 121 S.) 1933. 13 RM.
10. **Der betische Außenrand in Südostspanien.** Von R. BRINKMANN und H. GALLWITZ. Mit 3 Tafeln und 22 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 95 S.) 1933. 12 RM.
11. **Ostpyrenäen und Balearen.** Von H. ASHAUER und J. S. HOLLISTER. Mit einem paläontologischen Beitrage von O. H. SCHINDEWOLF und Schlußbemerkungen von H. STILLE. Mit 8 Tafeln und 44 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 208 S.) 1934. 18 RM.
12. **Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien).** Von H. KARRENBERG. Mit 4 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (V und 104 S.) 1934. 12 RM.
13. **Der Bau der mittleren Südpyrenäen.** Von P. MISCH. Mit 6 Tafeln und 51 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (VI und 168 S.) 1934. 18 RM.
14. **Deckenbau im Apenninbogen.** Von R. TEICHMÜLLER und H.W. QUITZOW. Mit 8 Tafeln und 58 Textabbildungen. Gr.-8°. (VII und 186 S.) 1935.

WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG · BERLIN SW 68