

Werk

Titel: Die Beziehung zwischen dem nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau.

Autor: Teichmüller, R.; Quitzow, H. W.

Jahr: 1935

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1935_0013|log12

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

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 angefaltet 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-

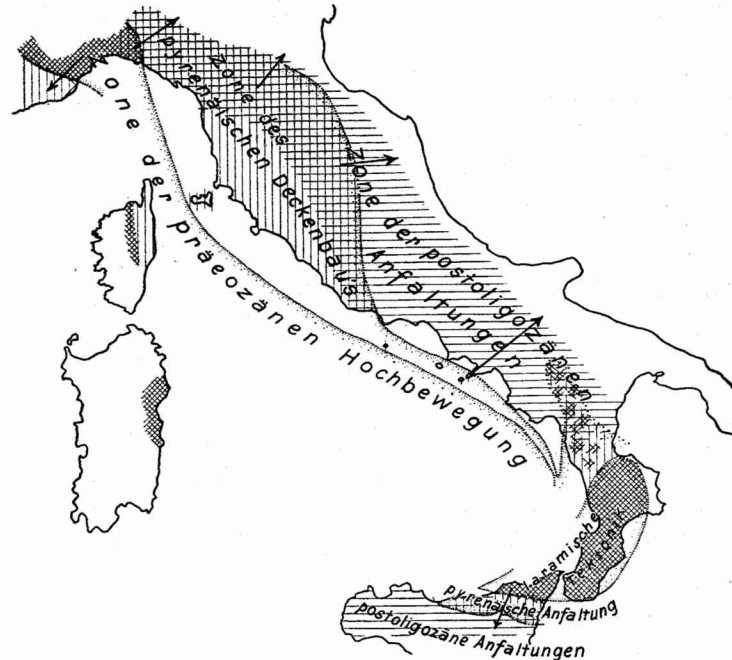


Abb. 57. Das Alter der Tektonik im Apenninbogen.

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-

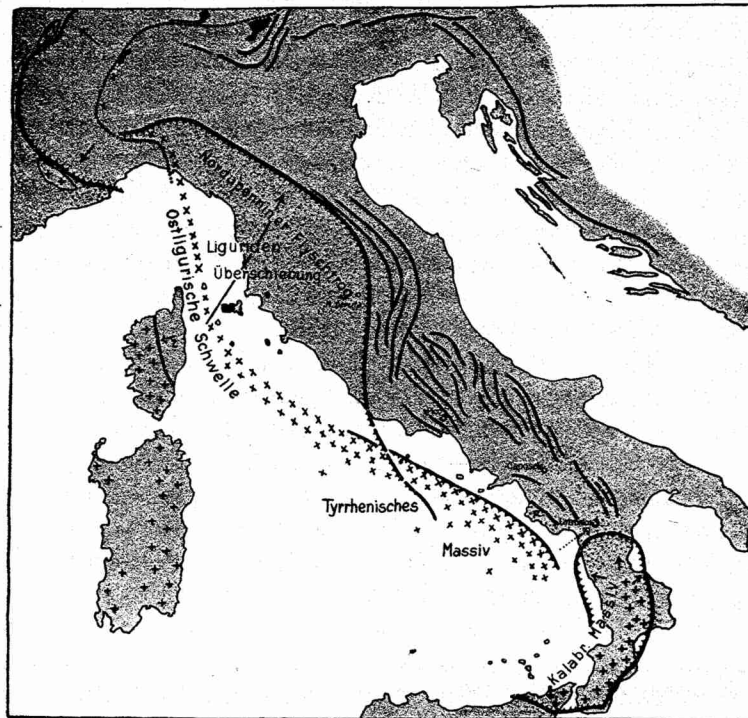


Abb. 58. Die tektonische Gliederung des Apenninbogens.
Die Pfeile veranschaulichen die Richtung der relativen Bewegung.
Kreuze weisen auf kristalline Schwellen.

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 posteozyänen 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 Kalabischem 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 präeozyän aufsteigenden Ostligurischen Schwelle ein tiefer Flyschtrogt, in dem das Eozän eine Mächtigkeit von mehr als 2000 m erreicht, ohne daß die Sedimentation mit der Senkung Schritt halten konnte. In diesen Trogt 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 Flyschtrogt 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.

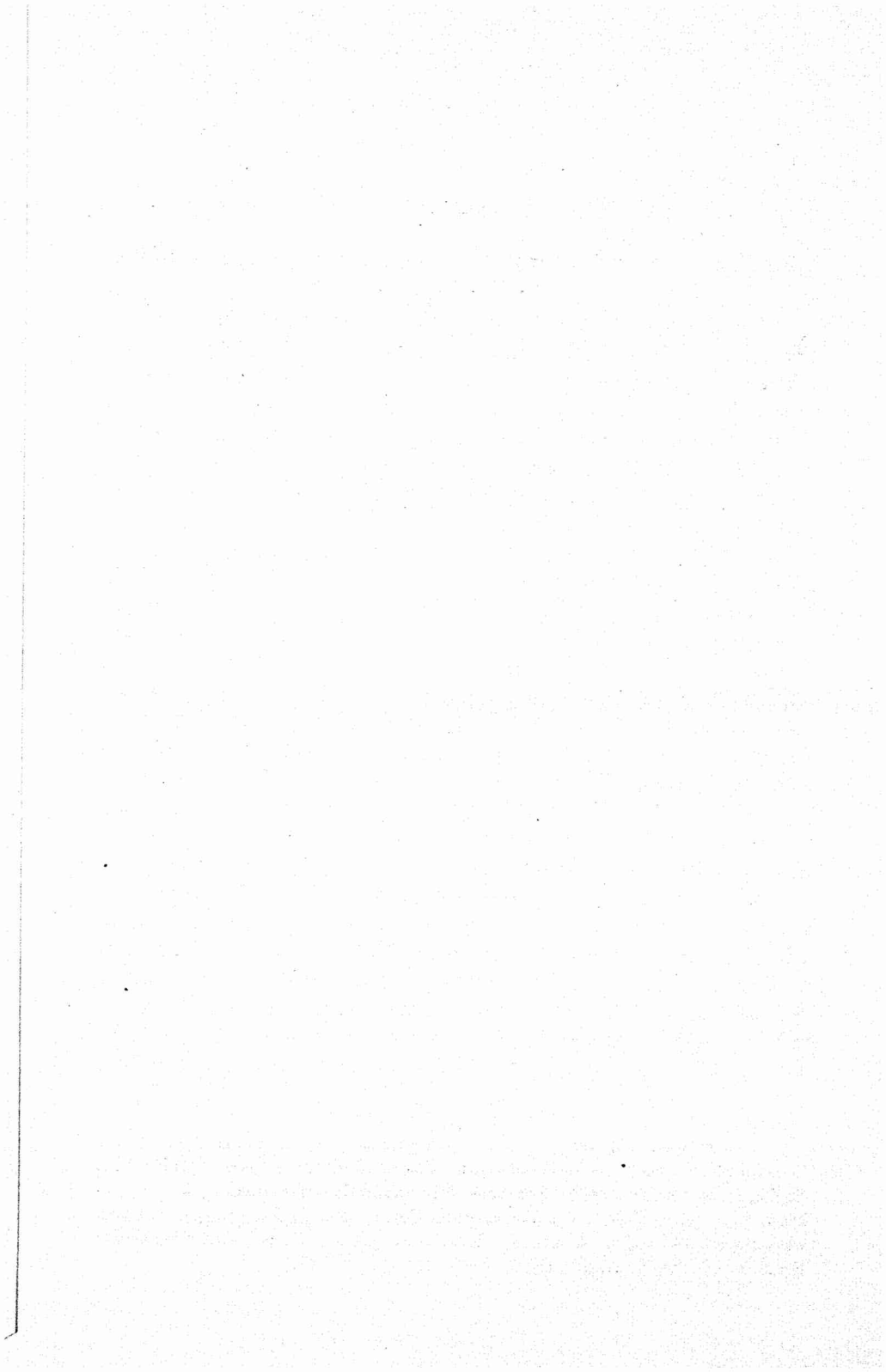
Die Beziehung zwischen der Absenkung der Saumtiefe und der Förderlänge der Decke ist im Apenninbogen recht auffällig: Der großen Absenkung und Breite des nordapenninen Flyschtroges entspricht die ungewöhnliche Schubweite der Ligurischen Decke. Wo der Flyschtrog sich im Nordwesten heraushebt, wird auch 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 Zerreibungen 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

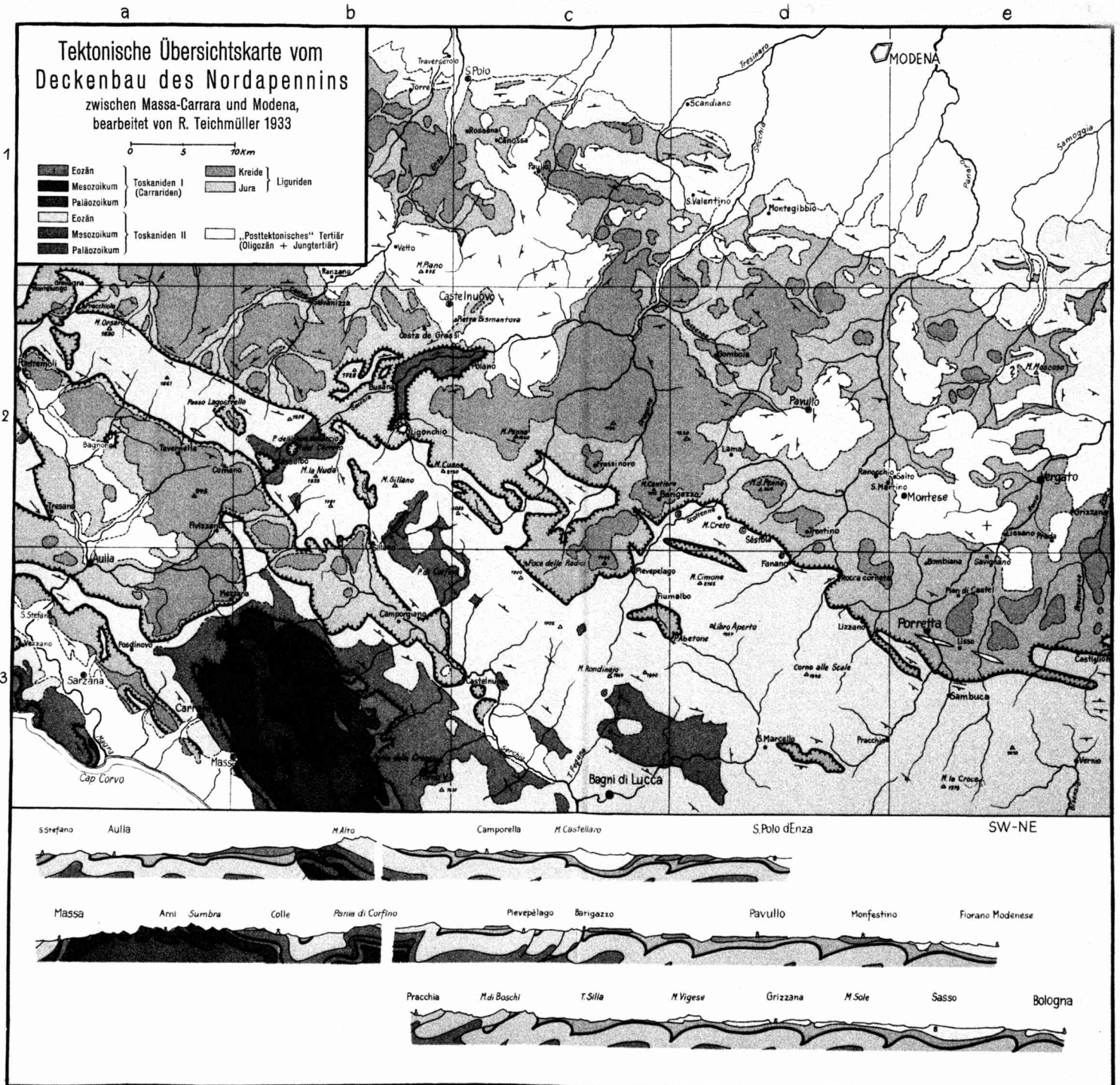
(vgl. Abb. 19 S. 44).

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).

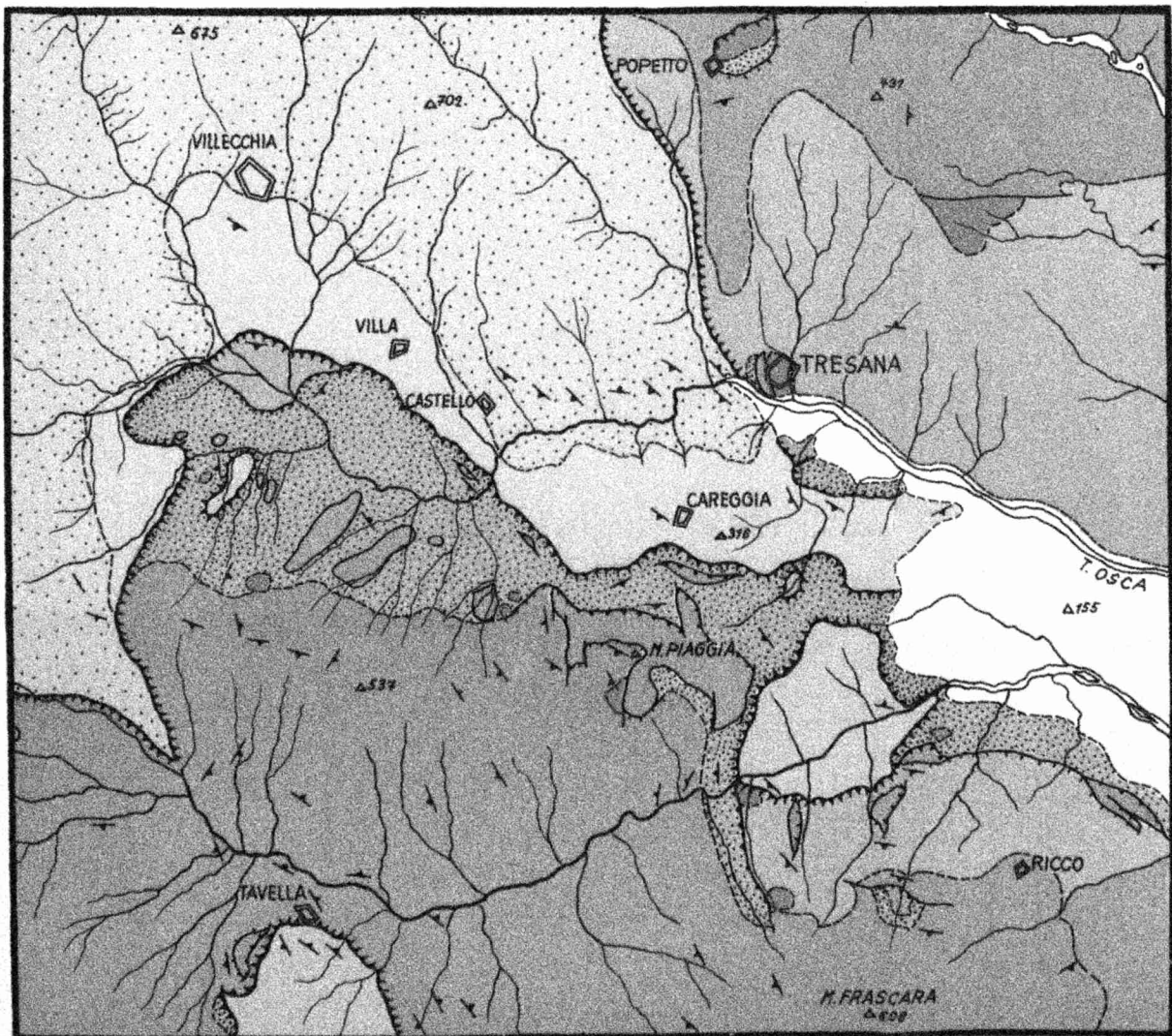
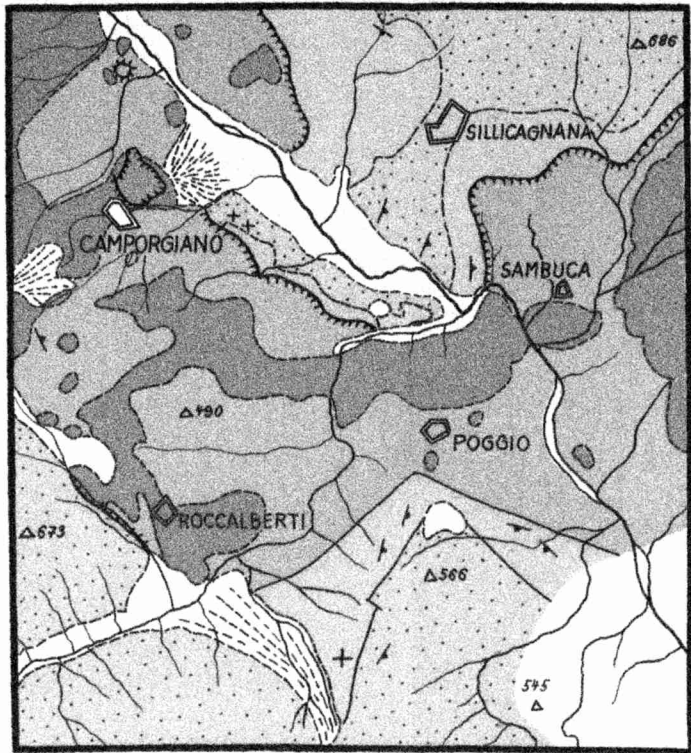
Auch hier taucht das toskanide Eozän unter die Ophiolithformation. Die Basalkonglomerate, Schiefertone und Tonschiefer (Argillocisti) des Oberen Jura sind mit Graniten (Reste des primären Untergrundes der Ligurischen Decke) intensiv verschuppt worden. Nirgendwo läßt sich eine Kontaktmetamorphose in der 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

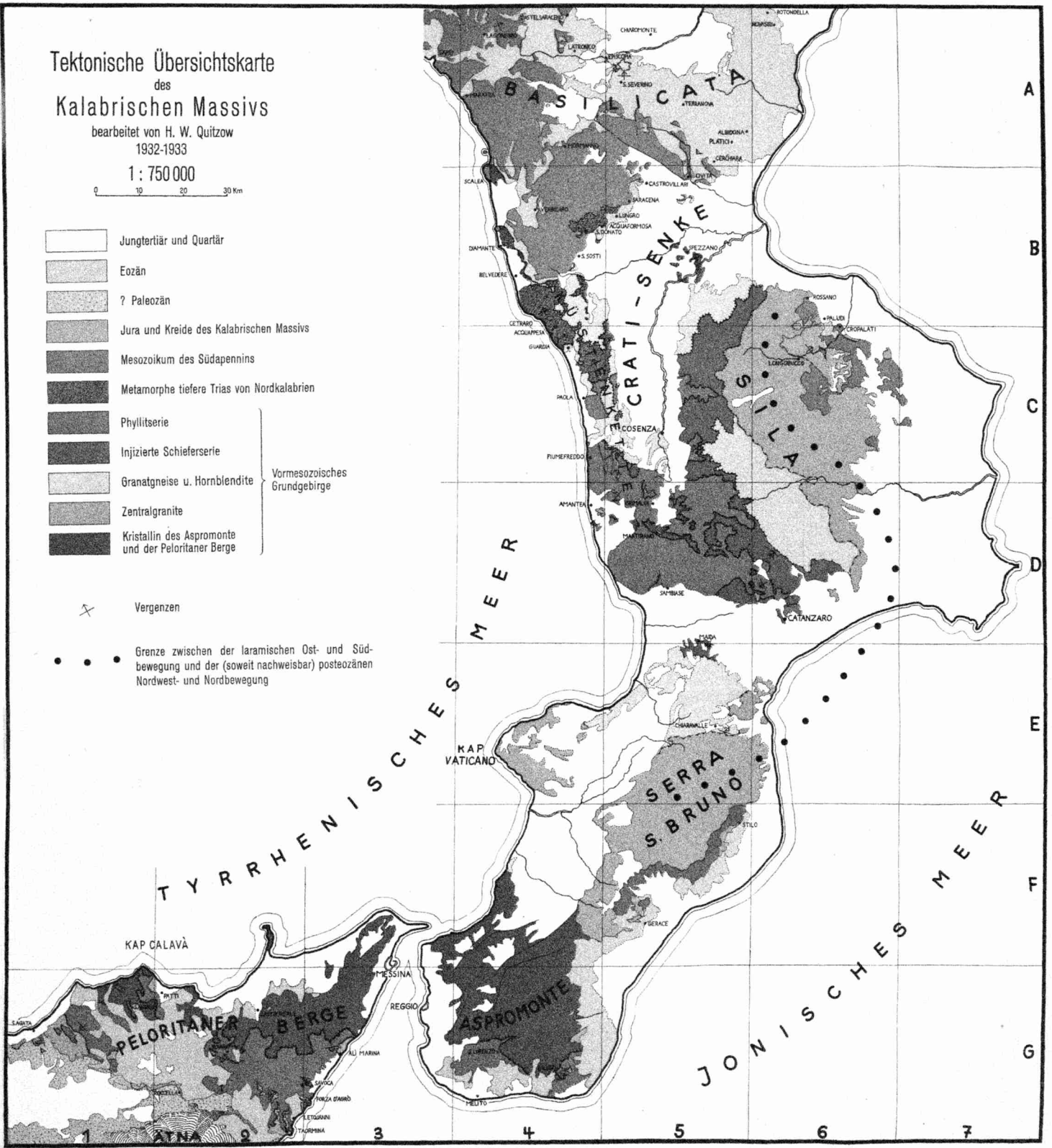


- Jungtertiär und Quartär
- Eozän
- ? Paleozän
- Jura und Kreide des Kalabrischen Massivs
- Mesozoikum des Südpennins
- Metamorphe tieferer Trias von Nordkalabrien
- Phyllitserie
- Injizierte Schieferserie
- Granatgneise u. Hornblendite
- Zentralgranite
- Kristallin des Aspromonte und der Peloritaneer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

Vormesozoisches Grundgebirge

Vergenzen

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



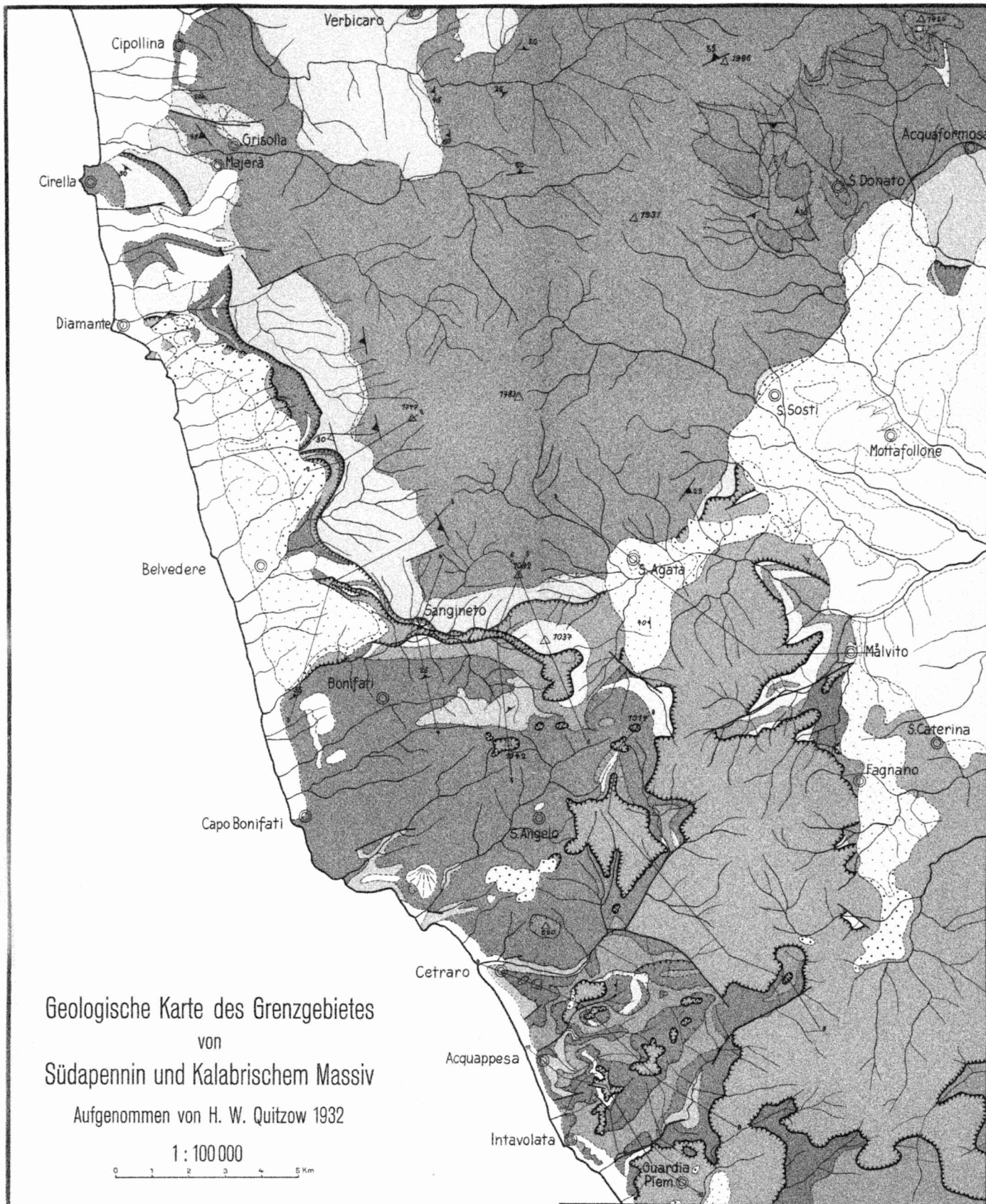
Tafel 4.

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.



Geologische Karte des Grenzgebietes
 von
 Südapennin und Kalabischem Massiv
 Aufgenommen von H. W. Quitzow 1932

1 : 100 000



- | | | |
|-------------------------------|----------------------------|---------------------------------------|
| Quartär | Nor. Hauptdolomit | Überschiebungen |
| Pliozän | Phyllite | Abscherungen |
| Miozän - Sandsteine und -Tone | Obere Kalkserie | Streichen und Fallen
der Schichten |
| Miozän-Konglomerate | Karnisch | der Störungen |
| Eozän-Flysch | Untere Kalkserie | Profilinien der Textabbildungen |
| Eozän-Basalbrekzie | Porphyrite u. Serpentin | |
| | Vormesozoisches Kristallin | |

Tafel 5.

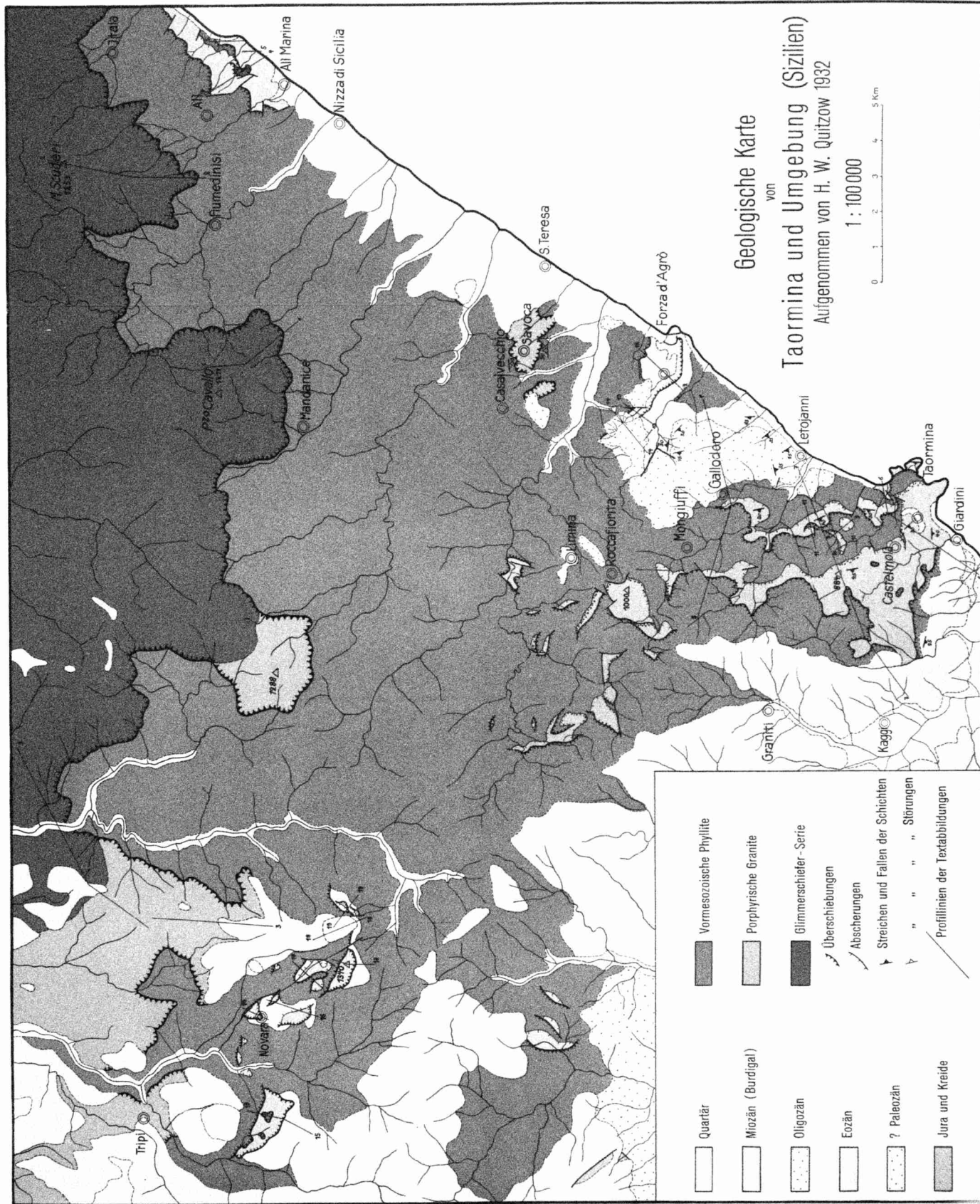
Geologische Karte von Taormina und Umgebung.

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.

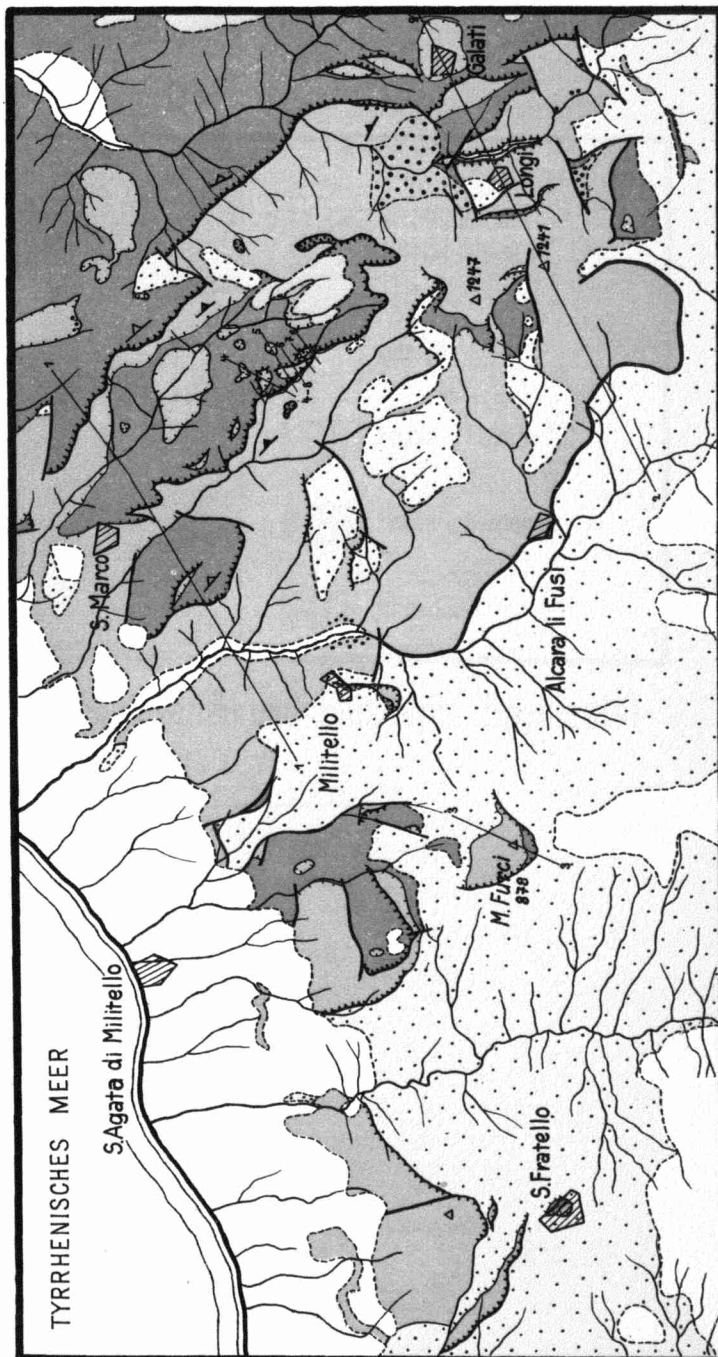
Die Profilinien 1—3 weisen auf die Abb. 44 S. 148,
die Profilinien 4—8 auf Abb. 45 S. 149.

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.

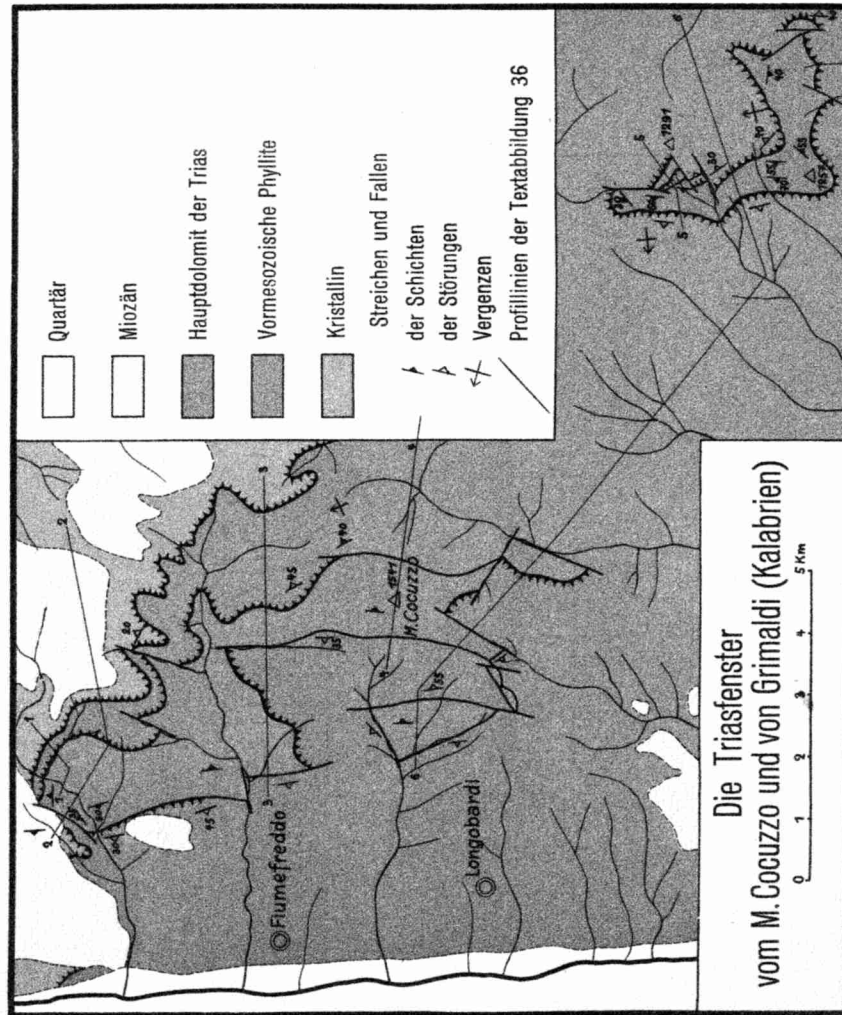
Geologische Karte von S. Agata di Militello (Sizilien)

1 : 100 000

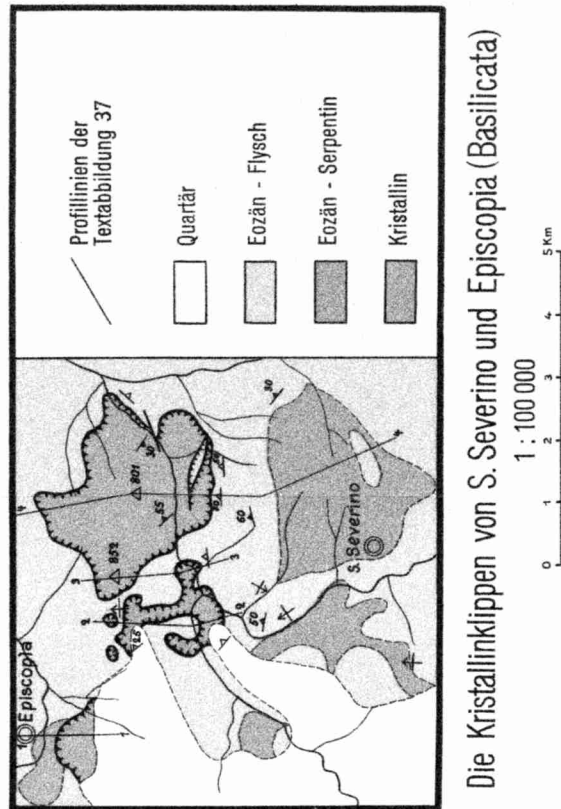


Farbenerklärung siehe Tafel 5. Die Profilinien beziehen sich auf Textabbildungen.

a.



b.



Die Entwicklung des Kalabrischen Massivs.

0 50 km

SIZILIEN

Zone von Forza d'Agro

Zone von Ali



KALABRISCHES MASSIV

Zone von Castrovillari

Zone von S. Severino



Zone von Forza d'Agro

Zone von Ali



Zone von Castrovillari

Zone von S. Severino



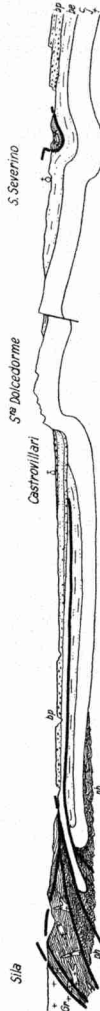
Peloponneser Berge

Sila

S. Severino

S. Diaceborme

Castrovillari



II Jetzt

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

