

Werk

Label: Periodical issue

Jahr: 1936

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1936_0015|log4

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

Einleitung.

Seit mehreren Jahren wird der Apennin auf Anregung von Herrn Prof. STILLE von Göttingen bzw. Berlin aus tektonisch untersucht. In einer Zusammenfassung der bisherigen Arbeiten gaben R. TEICHMÜLLER & H. W. QUITZOW (1935) eine Entwicklungsgeschichte vom nordapenninen und kalabrischen Deckenbau. Um den Bau und Werdegang des gesamten Apennins verstehen zu können, fehlte noch die Bearbeitung des Zentralapennins.

Es fragte sich: Herrscht auch hier ein Deckenbau, dergestalt, daß er den Deckenbau von Nordapennin und Kalabrien verbindet, und hängen die großen Flyschtröge von Nordapennin und Südapennin zusammen, oder verläuft im Zentralapennin die Grenze zweier Gebirgssysteme, wie es R. STAUB jüngst nachzuweisen versuchte?

Die Geländeaufnahmen wurden in den Jahren 1932 bis 1934 ausgeführt. Die Ausarbeitung erfolgte in den Geologischen Instituten der Universitäten Göttingen und Berlin. Herrn Prof. Dr. H. STILLE danke ich für die Anregung zu diesen Untersuchungen, wie auch für die stete Förderung derselben im Gelände und bei der Ausarbeitung. Ebenso danke ich Herrn Dr. R. TEICHMÜLLER, der mir jederzeit behilflich war, sowie Herrn Prof. Dr. P. PRINCIPI-Perugia, der mich in der lebenswürdigsten Weise in seinem Institut aufnahm, und dem ich manche wertvollen Anregungen verdanke.

I. Teil: Die epirogene Entwicklung des Apennins.

Der Bau des Apennins ist nur aus der Anlage und Entwicklung seines Sedimentationsraumes zu verstehen. Darum sei zunächst die Gliederung des mesozoischen Sedimentationsbereiches betrachtet.

A. Die Gliederung des mesozoischen Sedimentationsraumes.

I. In der Trias.

Die wenigen kleinen Vorkommen von Unterer Trias lassen im Apennin kaum paläogeographische Rückschlüsse zu. In der Mittleren Trias deuten sich die ersten Faziesdifferenzen an.

Denn in den Apuaner Alpen vertreten mächtige dolomitische Kalke („Grezzoni“) mit *Encrinus liliiformis* SCHLOTH. den Muschelkalk, während dieser in der Basilicata bei Lagonegro und Potenza [k 8—9]¹⁾ als > 100 m mächtiger Hornsteinkalk, der von bunten Tonen und Kieselschiefern und Riffkalken überlagert wird, entwickelt ist. Diese zusammen > 300 m mächtigen Schichten führen bei Lagonegro und Tramutola eine dem Esino-Kalk entsprechende Fauna²⁾ mit *Pinacoceras damesi* MOJS., *Pecten discites* SCHLOTH., *Halobia* cf. *lommeli* WISM., *Proarcestes subtridentinus* MOJS. und *Protrachyceras ladinum* MOJS.

Die Karnische Stufe ist fossilführend nur am M. Gargano an der Punta delle Pietre Neri [i 6] nachgewiesen. Von dort gibt DI STEFANO (1894) aus dunklen bituminösen Plattenschiefern *Myophoria vestita* v. ALB. und andere Fossilien der Raibler Schichten an³⁾. Am M. Gargano sind die Raibler Schichten mit Gipsen und basischen Eruptivgesteinen verknüpft. Der gleichen Fazies begegnen wir in Kalabrien, wo unter fossilführendem Hauptdolomit nach TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935 S. 77 u. 80 ff.) neben Quarziten und Phylliten Kalke, Gipse und Grüne Gesteine (Diabasporphyrite) zu Tage treten. Auch die mächtigen Gipsaufbrüche des oberen Secchia-Tales im Nordapennin mögen karnisches Alter besitzen. Dagegen fehlen der Trias der Apuaner Alpen jegliche Gipse. Hier gehören die Grezzoni, die im Hangenden *Turbo* cf. *solitarius* BEN. (TILMANN 1926) führen, wohl z. T. noch der Karnischen Stufe an. In der Basilicata dürfte der Raibler Horizont noch von den Kieselschiefern und bunten Tonen vertreten sein; sind doch auf Sizilien in einer sehr ähnlichen Serie Fossilien der Karnischen Stufe gefunden worden (GEMMELLARO 1882).

In der Karnischen Stufe steht also die Geosynklinalfazies des Südapennins und des M. Gargano mit ihren Radiolariten und Grünen Gesteinen den Kalken und Dolomiten eines Schelfgebietes in den Apuaner Alpen gegenüber.

Die Norische Stufe ist im gesamten Apennin als Hauptdolomit entwickelt. Er entspricht petrographisch und faunistisch dem Hauptdolomit der Alpen. Die Dolomite enthalten u. a. *Gervilleia exilis* STOPP., *Megalodus gümbeli* STOPP., *Megalodus triquetus*

1) Die in eckige Klammern gesetzten Ortsbezeichnungen beziehen sich auf Taf. 1.

2) DE LORENZO (1892, 1894, 1895, 1896), SACCO (1910), BONARELLI (1932).

3) Vielleicht gehören auch ähnliche fossileere dünnplattige Kalkschiefer an der Basis des Hauptdolomites von Salerno bei La Cava [h 8] in die Karnische Stufe (DEECKE 1901).

WULF. und *Turbo solitarius* BEN. In den Dolomiten sind in den Apuaner Alpen und im Südapennin gelegentlich Mergelschiefer eingeschaltet. Bei Gaeta-Itri [e, f 7] treten neben den Dolomiten auch bituminöse Kalke auf. Ebenso stellen sich bei Giffoni in der Nähe von Salerno [h 8] bituminöse Schiefer ein, die eine reiche Fischfauna geliefert haben (BASSANI 1892, 1893). Sie erinnern an die Seefelder Fischechiefer. Auch in Nordkalabrien finden sich nach TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935 S. 82) bituminöse Mergelschiefer im Hauptdolomit.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomites schwankt. In den Apuaner Alpen beträgt sie 2—300 m. Bei Salerno [h 8] steigt sie auf mehr als 1300 m an. Auch in Kalabrien wird der Hauptdolomit noch 6—900 m mächtig, während bei Lagonegro nur ca. 400 m mächtige Dolomite der Norischen Stufe vorhanden sind. Doch könnten sie hier nachträglich reduziert worden sein.

In den Abruzzen tritt die Obere Trias nur am M. dei Fiori bei Ascoli Piceno [f 4], bei Antrodoco und am Gran Sasso [e, f 5] mit Dolomiten und dolomitischen Kalken mit Megalodonten zu Tage (s. SACCO 1907 und LOTTI 1926 a).

Das Rät ist bislang m. W. nur in den Apuaner Alpen und in Umbrien durch Fossilien belegt worden. In den Apuaner Alpen werden 100—200 m mächtige Kalke mit *Avicula contorta* PORTL. von 300—400 m mächtigen grauen Kalken mit schwarzen Kalklinsen überlagert.

In Umbrien vertreten bei Perugia am M. Malbe [c 3] schwarze bituminöse Lumachellenkalke das Rät. *Avicula contorta* PORTL. findet sich noch in den dolomitischen Kalken und Mergeln der Berge von Amelia (PRINCIPI 1908 und 1910).

Das Rät des Apennins ist also sehr gleichförmig entwickelt und erlaubt keine paläogeographische Spezialgliederung.

II. Die Gliederung des mesozoischen Sedimentationsraumes im Jura.

Faziesunterschiede sind im Jura des Apennins seit langem bekannt. Schon E. HAUG unterschied die tonige ammonitenreiche „pelagische“ Fazies in Toskana und Umbrien von der mehr kalkigen brachiopodenreichen „neritischen“ Fazies des südöstlichen Italiens. Diese Unterscheidung konnte bestätigt werden.

Der Lias in Toskana und Umbrien.

Die obertriadischen Dolomite und Kalke gehen petrographisch allmählich in den Jura über. Der Untere Lias besteht noch

aus dolomitischen Kalken, die am M. Bove [e 4] ca. 650 m mächtig werden. Diese Schichten führen u. a. *Pleuracantites biformis* Sow. und *Waldheimia ewaldi* STOPP. (LOTTI 1926 a). Am M. Nerone und M. Catria vertreten oolithische und pisolithische Kalke den Unteren Lias, wie die Aufschlüsse bei Pieia am M. Nerone [d 2] zeigen.

Als Vorläufer der „pelagischen“ Fazies greifen die roten Arietenschichten Toskanas (LOTTI 1910) an der Grenze zum Mittleren Lias weit nach Umbrien hinein. So finden wir rote Kalke mit *Arietites solaroides* bei Gualdo Tadino [d 3] (PARONA 1908). In den Sabiner Bergen und bei Narni-Amelia [c 4; d 4, 5] enthalten diese Kalke schon zahlreiche Brachiopoden, die für den Faziesbereich der Abruzzen bezeichnend sind.

Die eigentliche „pelagische“ Entwicklung beginnt im Mittleren Lias. In Toskana und den Sabiner Bergen besteht der Mittlere Lias vorwiegend aus hellen und graugrünen Kieselknollenkalken (Abb. 1, Zone a) mit *Arnioceras ceratoides* QUENST. und *Harpoceras ruthenense* REYN. Am M. Martano und bei Assisi [c, d 3, 4] vertreten gelegentlich bunte Mergelkalke, Mergel und Tonschiefer das Domérien, während das Pliensbachien noch aus brachiopodenreichen Kieselknollenkalken (Abb. 1, Zone b) besteht (DE ANGELIS D'OSSAT 1902, PRINCIPI 1910). Die Mergel enthalten bei Spello (LOTTI 1926 a) eine reiche Ammonitenfauna mit

Arietoceras algovianum OPP.

Arietoceras retrosicostata OPP.

Hildoceras boscense REYN.

Harpoceras cornacaldense TAUSCH

Racophyllites sariense MGH.

Phylloceras selenoides MGH.

Zwischen Foligno und Norcia und im Val Ussitá [e 4] gliedert sich der Mittlere Lias noch in die unteren mehr kalkigen Schichten und in die oberen mehr tonig-mergeligen Horizonte. Zwischen die einzelnen Kalkbänke schalten sich graublau Ton- und Mergelagen. Diese Folge (Abb. 1, Zone c) ist auch am M. Nerone und M. Catria [d 2, 3] entwickelt. Sie vermittelt zwischen dem mergeligen Domérien Zentral-Umbriens und der Kalkfazies weiter im Südosten. Schon bei Spoleto [d 4] bauen reine Hornsteinkalke den Mittleren Lias auf (Abb. 1, Zone d). Sie werden bei Leonessa von den Kalken mit *Terebratula aspasia* GEMM. der Abruzzen (LOTTI 1926 a) vertreten.

Orogene Bewegungen an der Grenze vom Mittl. zum Ob. Lias?

LOTTI glaubte orogene Bewegungen an der Grenze vom Mittleren zum Oberen Lias zu erkennen. Er stützte sich dabei auf klastische Einschaltungen im Oberen Lias sowie auf „Winkeldiskordanzen“ und Schichtlücken.

Sandige Lagen wurden von LOTTI (1926 a) zwischen Rieti und dem M. Terminillo [d 5] erwähnt. Bei Lisciano und am Colle Categne nordöstlich Rieti kommen neben sandigen Schiefeln, geringmächtigen Sandsteinen auch Kalksandsteine und konglomeratische Lagen mit mehr oder weniger kantengerundeten Kalkgeröllen vor, die bis zu 5 cm Durchmesser erreichen. Quarzkiesel fand ich nicht. *Rhynchonella curionii* MGH., *Rh. sequenzae* GEMM. var. *minor* und *Posidonomya bronni* VOLTZ deuten auf ein oberliassisches Alter der klastischen Sedimente hin. Die Herkunft der Gerölle und Quarzkiesel bleibt dunkel.

Die Diskordanzen unter dem Oberen Lias, die LOTTI (1926 a) angibt, beruhen m. E. auf Abscherungen der Kalke des Mittleren Lias von den Mergeltonen und -schiefern des Oberen Lias.

Da im Vergleich zur Größe des Gebietes nur wenige Fossilfunde in den einzelnen Horizonten vorliegen, bleibt die Frage nach etwaigen Schichtlücken offen. Wo jedoch bis jetzt wirklich Lücken nachgewiesen sind, handelt es sich um tektonische Unterdrückung an Verwerfungen und Abscherungen.

Der Obere Lias ist in Umbrien und Toskana gewöhnlich in der Fazies des „Ammonitico rosso“ entwickelt, d. h. als (40—50 m mächtiger) roter, im Hangenden auch gelblicher Knollenkalk. Dazu gesellen sich Mergelschiefer mit *Posidonomya bronni* VOLTZ und Letten.

Die roten Mergel sind sehr ammonitenreich. Sie vertreten auch noch das Aalien. Die wichtigsten Arten sind

Harpoceras radians REYN.

Hildoceras bifrons BRUG.

Hammatoceras insigne SCHÜBL.

Hildoceras comense v. BUCH

Harpoceras falcifer SOW.

Die Fazies dieser pelagischen Sedimente greift in Umbrien weit über den Raum der bunten Merkelkalke und Kalke des Domérien hinaus (Abb. 4).

Der Lias des südöstlichen Italiens.

Der Lias der Abruzzen und des südöstlichen Italiens unterscheidet sich von dem umbrisch-toskanischen Lias. Die bunten pelagischen Mergel und Mergelkalke des höheren Lias Umbriens gehen in einer annähernd N-S verlaufenden Zone zwischen Leonessa und Antrodoco [d 4, 5] in die neritischen Sedimente der Abruzzen über. Auch die 350 m mächtigen massigen dolomitischen Kalke des M. dei Fiori bei Ascoli Piceno [f 4] bilden sowohl faziell wie auch in der Mächtigkeit den Übergang von den geringmächtigen (mehr pelagischen) Sedimenten Tosko-Umbriens zu den mächtigen (mehr neritischen) Kalken der Abruzzen, in denen alle Lias-Stufen faunistisch belegt worden sind (SACCO 1907, 1910).

Die größte Mächtigkeit erreicht der Lias in den Abruzzen. So wird er am Gran Sasso [f 5] 800 m und in der Montagna

Grande und am M. Marsico zwischen Scanno und dem oberen Sangro [f 6] in klaren Profilen sogar mehr als 1500 m mächtig. Im Südapennin sinkt die Mächtigkeit des Lias am M. Bulgheria und bei Lagonegro [i, k 9] auf 500—700 m herab. Das Haupt-senkungsfeld liegt also in den Abruzzen.

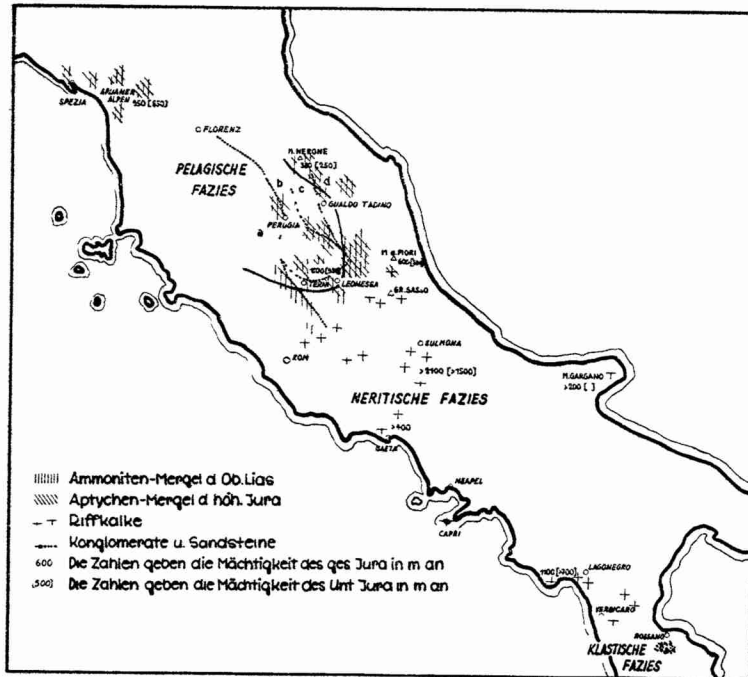


Abb. 1. Die Fazies und Mächtigkeit des autochthonen Jura im Apennin.

Die dicke Linie umrahmt den Bereich der roten Arietenskalke. Die Buchstaben (a—d) beziehen sich auf die Entwicklung des Mittleren Lias und sind im Text näher erläutert.

In Nordkalabrien schüttet das Kalabrische Massiv seinen Detritus in den Sedimentationsraum des Lias. Es werden ca. 600 m mächtige Kristallin-Konglomerate, Sandsteine, Schiefer, Mergel und Crinoidenkalke abgelagert. Diese klastische, litorale Fazies vertritt hier die neritische Entwicklung des Südapennins bzw. die pelagische Fazies Umbriens (s. Abb. 1).

Der höhere Jura.

Vom Bath an werden in Umbrien wie in den Abruzzen Kalke abgelagert, die sich nicht wesentlich unterscheiden. Erst im Kelloway und Kimmeridge erscheint der Gegensatz zwischen der

tonig-mergeligen Fazies Tosko-Umbriens und der kalkigen Fazies der Abruzzen aufs neue. Nördlich der Zone von Leonessa vertreten graugrüne und violette Mergelschiefer mit *Posidonomya alpina* und Aptychen-Schichten mit bunten Hornsteinlinsen das Kelloway (PRINCIPI 1909, SCARSELLA 1932).

Diese pelagische Fazies des Kelloway — Kimmeridge stößt gegenüber der oberliassischen „Ammonitico rosso“ — Fazies weiter nach Osten vor (Abb. 1). So sind noch am M. dei Fiori bei Ascoli Piceno [f 4] geringmächtige Aptychen-Schichten entwickelt. Im Kern des pelagischen Faziesbereiches treten in den Apuaner Alpen bunte Radiolarite auf.

An der Ostseite des umbrischen Kalkapennins ist der höhere Jura zwischen Cittareale und Trimezzo [e 4] zum Teil brekziöskonglomeratisch. Linsen mit (bis zu 3 cm großen) Kalkgeröllen unbekannter Herkunft stellen sich ein. Diese Schichten werden von graugrünen sandigen Letten, Aptychenmergeln und Posidonien-schiefern überlagert.

In den Abruzzen und im Südapennin ist der Obere Jura wieder als mächtiger neritischer Kalk mit vereinzelt Hornsteinen entwickelt.

Das Tithon wird sowohl in Toskana und Umbrien wie in den Abruzzen und im Südapennin von Hornsteinkalken und Ellipsactinienkalken vertreten. Am Ende des Jura verschwindet der Gegensatz zwischen der pelagischen und neritischen Fazies.

Das pelagische Faziesgebiet dehnte sich also im Jura von Zentralumbrien nach Nordosten und Südwesten ständig aus. Nur die Südostgrenze bleibt in der Zone von Leonessa. Im Oberen Lias ist ganz Umbrien von den Sabiner Bergen bis zu den Sibilliner Bergen in den pelagischen Faziesbereich einbezogen. Im höheren Jura erstreckt er sich sogar bis zum M. dei Fiori.

Eine tektonische Gliederung des jurassischen Sedimentationsraumes in Schwellen und Becken stößt auf Schwierigkeiten. Die tonig-mergelige ammonitenreiche Entwicklung Umbriens spricht zwar für Beckenfazies, die brachiopodenreiche Kalkentwicklung im Zentral- und Südapennin für Schwellenfazies. Aber die großen Mächtigkeiten liegen im „Schwellen“-Gebiet des Zentralapennins. Vielleicht sanken die Sedimentationsräume Umbriens und der Abruzzen relativ gleichmäßig ab. Dabei ermöglichte aber die geringere Meerestiefe in den Abruzzen und im Südapennin die Entstehung mächtiger Kalke.

Wo die Fazies dieselbe bleibt, erlaubt die Mächtigkeit einen

Schluß auf die epirogene Absenkung des Sedimentationsraumes. So deutet zwischen Scanno und dem oberen Sangro in der Montagna Grande [f 6] die ungewöhnliche Mächtigkeit des Juras mit 2100 m, von denen nur 600 m auf Dogger und Malm entfallen, auf eine besonders starke Absenkung hin.

III. Die Gliederung des mesozoischen Sedimentationsraumes in der Kreide.

a) Bewegungen vor der Kreide.

Wie Abb. 2 zeigt, greift zwischen Neapel und dem M. Bulgheria die Kreide unmittelbar auf Hauptdolomit über. Erst bei Lagonegro [k 9] ist der Lias wieder erhalten. Ebenso erscheint er nördlich bei Gaeta am M. Massico wieder. Der höhere Jura

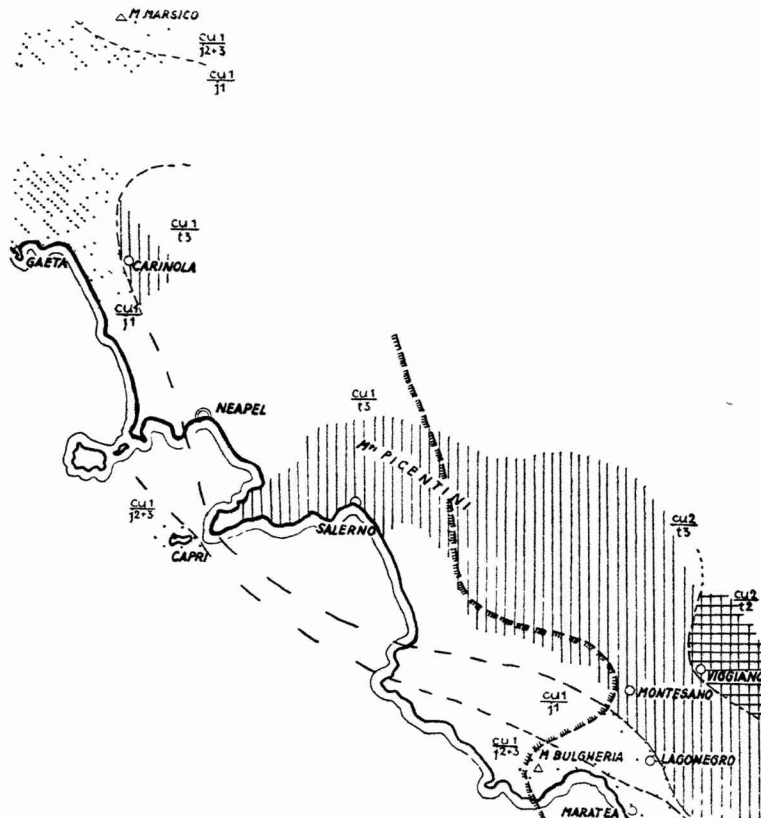


Abb. 2. Das Liegende der Unterkreide im südlichen Kalkapennin. Weit punktiert = höherer Jura; eng punktiert = Lias; senkrecht schraffiert = Obere Trias; Kreuzschraffen = Mittlere Trias; die Kammlinie gibt die Ost-Grenze des übergreifenden Neokoms an.

stellt sich in der Außenzone dieser Aufwölbung und zwar in den Abruzzen, auf Capri und am M. Bulgheria ein. Da der Jura in der Umrandung der Aufwölbung keine Randfazies zeigt, dürfte er überall abgelagert und erst präkretazisch z. T. denudiert worden sein.

In der älteren Unterkreide werden Teile der Hebungszone wieder Sedimentationsgebiet. So ist Neokom zwischen dem M. Sacro und dem Diano-Tal bei Sanza [k 9] bekannt. Auch bei Itri östlich Gaeta [e 7] überlagert tiefere Unterkreide konkordant den Lias.

Apt und Alb greifen weiter im Osten unmittelbar auf die Trias über. Am M. Piesco oberhalb Montesano im Diano-Tal [k 9] liegt nach BONARELLI (1932) das Apt mit schwacher Winkeldiskordanz auf dem Hauptdolomit. Im übrigen Gebiet herrscht aber Konkordanz. Die vorkretazische Heraushebung erreicht ihr Maximum bei Viggiano, wo die Kreide auf ladinischen Kieselschiefern transgrediert.

Von dieser NW-SE streichenden Aufwölbung ist nur der Westflügel der Beobachtung zugänglich, da östlich von Viggiano nirgends mehr das Liegende der Kreide zu Tage tritt.

b) Die Gliederung des Sedimentationsraumes in der Unteren Kreide.

In der tieferen Unterkreide sind die Faziesverhältnisse ähnlich wie im Jura. So ist das Neokom der Hornsteinkalke Tosko-Umbriens wieder reich an Ammoniten und Aptychen. Die porzellanartigen dichten Kalke, die „Majolika“ oder „Biancone“ genannt werden, stellen wohl Hochseeablagerungen dar. Andererseits wird die tiefere Unterkreide in den Abruzzen, auf der Salerner Halbinsel, in der Lucania und der Basilicata wieder von mächtigen z. T. dolomitischen Riffkalken mit Brachiopoden und Rudisten vertreten. Der Faziesgegensatz besteht bis zum Apt.

Im Alb herrscht im tosko-umbrischen Trog noch die pelagische Fazies. Geringmächtige bunte Mergelschiefer mit Hornsteinen, die den oberjurassischen Aptychenmergeln ähneln, stellen sich ein. Doch greifen die Alb-Mergel, die sogenannten Fucoiden-Schichten, nach Osten über den Raum der jurassischen pelagischen Sedimente hinaus (Abb. 4). Am M. dei Fiori bei Ascoli Piceno [f 4] sind sie wie in Umbrien noch 40—50 m mächtig. Die pelagische Fazies des Alb dürfte ihre östliche Grenze an der Adria erreichen, da die Mächtigkeit der Fucoiden-Schichten am M. Conero bei Ancona [f 2] nach BONARELLI (1895) auf 6 m sinkt.

In den Abruzzen entstehen weiterhin mächtige Riffkalke, mit denen sich die Alb-Mergel Umbriens in der Zone von Leonessa verzahnen.

Neu in der paläogeographischen Entwicklung des Apennins ist das Erscheinen einer Mergelfazies südlich der Abruzzen. Dort vertreten 70 m gelbgrüne hornsteinfreie Orbitulinen-reiche Mergel (am Capo d'Orlando bei Castellamare-Salerno [g 8] und in der Basilicata) die hornsteinreichen Fucoidenmergel Umbriens (BÖSE 1896).

Wie in der Fazies, so unterscheiden sich auch in der Mächtigkeit die Unterkreide-Sedimente der Abruzzen von denen Tosko-Umbriens. Den 250 m mächtigen pelagisch-neritischen Sedimenten Tosko-Umbriens stehen die ca. 700 m mächtigen Riffkalke der Abruzzen gegenüber. Weiter im Süden und Osten dürfte die Mächtigkeit etwas abnehmen. So sind bei Salerno [h 8] 600 m, am M. Gargano [l 6] nur 500 m Rudistenkalke der Unterkreide abgelagert worden. Auch in der Unterkreide erfolgte also die Hauptsenkung innerhalb der südostapenninen Faziesprovinz in den Abruzzen.

c) Die Gliederung des Sedimentationsraumes in der Oberkreide.

Der Gegensatz der Fazies von Umbrien und den Abruzzen besteht auch noch z. T. im Cenoman. Die bunten Alb-Mergel Umbriens gehen im Hangenden in geringmächtige bituminöse Fischschiefer über, die FIORENTIN (1912) und PRINCIPI (1927 c) ins Cenoman stellen. Die Fischschiefer sind auf den Raum zwischen Perugia und Assisi und dem M. Nerone—M. Catria [c 3—d 2, 3] beschränkt, d. h. auf den Bereich der pelagischen Fazies zur Zeit des Domérien.

In der Außenzone der umbrischen Faziesprovinz wird das Cenoman in den Sabiner Bergen [d 5] von Hornsteinkalken und in den Sibilliner Bergen [e 3, 4] und bei Ancona [f 2] von Hippuritenkalken vertreten. Im Südapennin entstehen in der Oberkreide Riffkalke, die eine reiche Fauna von Rudisten, Gastropoden und Korallen geliefert haben (PARONA 1897, SCHNARRENBERGER 1901).

Besonders groß werden im Senon die Faziesunterschiede.

In Toskana und Umbrien bilden sich ca. 150—200 m mächtige Globigerinen-reiche rote Mergelkalke und -schiefer. Dabei nimmt der Kalkgehalt von den Apuaner Alpen und dem nördlichen Hochapennin nach Umbrien zu. Diese Sedimente, die im Hangenden zuweilen grau sind, enthalten selten makroskopische Fossilien. In der sogenannten Scaglia rosata wurden nur an wenigen Stellen in Umbrien Inoceramen, Belemniten und Seeigel des Senon gefunden.

Der pelagische Faziesbereich erweitert sich im Senon. Während die nordöstliche Grenze im Alb ungefähr an der Adriaküste lag, ist sie im Senon weiter im Osten zu suchen, da bei Ancona [f 2] noch 50 m mächtige typische Scaglia-Mergel auftreten (BONARELLI 1894). Eine südöstliche Erweiterung des umbrische-pelagischen Faziesraumes ergibt sich aus den geringmächtigen Scaglia-Vorkommen am Ostrand des Gran Sasso [f 5] (Abb. 3). So wurden am Paß der Nationalstraße Teramo—Aquila wie auch am M. S. Franco, am M. Portella und an der Nordostecke des Campo Imperatore noch bis zu 60 m mächtige rote Mergelkalke des Senons beobachtet, die sich hier mit den Riffkalken der Abruzzen verzahnen. Auf der Westseite der Abruzzen reicht geringmächtige „Scaglia rosata“ nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. PRINCIPALI bis Castelmadama im oberen Aniene-Tal [d 6]. Die pelagische tosکو-umbrische Faziesprovinz umklammert also im Senon von Norden her die Riffkalfazies der Abruzzen (Abb. 3).

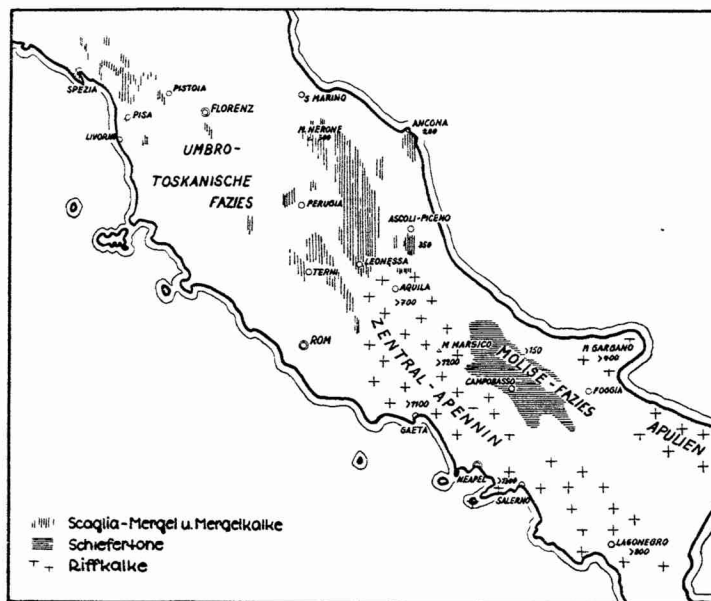


Abb. 3. Die Fazies der autochthonen Oberkreide (Senon) im Apennin.

Die Zahlen geben die Mächtigkeiten der gesamten Oberkreide in Metern an.

Im Molise ist die Oberkreide tonig entwickelt. Das plötzliche Auftreten von Tonen, die gelegentlich Kalklinsen mit Hippuriten des Senons einschließen (SACCO 1909), überrascht im Südapennin. Leider läßt sich über die Anlage des Molise-Beckens

nichts aussagen, da das Liegende der Oberkreide hier nirgends zu Tage tritt. Auch sind Übergänge dieser Fazies in die südapenninen oberkretazischen Riffkalke nicht beobachtet.

In den Abruzzen, im Südapennin und im Antiapennin (M. Gargano + Apulische Tafel) entstehen auch im Senon Riffkalke. Sie schließen eine reiche Fauna ein mit Hippuriten, Gastropoden und Orbitoiden (SACCO 1907, 1910; KLINGHARDT 1935).

Auch in der Kreide ändert sich mit der Fazies die Mächtigkeit der Sedimente. Nur 2—300 m mächtig ist die pelagische Oberkreide Tosko-Umbriens, während die Hippuritenkalke der Abruzzen und des Südapennins 800 m mächtig werden und bei Scanno [f 6] und auf der Salerner Halbinsel [g h 8] sogar eine Mächtigkeit von > 1200 m erreichen. — Zur Adria sinkt die Mächtigkeit der Riffkalke. Am M. Gargano werden die Riffkalke der Oberkreide nur 500 m mächtig. Man nähert sich hier einem Schelf, der schon in der Unterkreide durch seine relativ geringe Mächtigkeit angedeutet ist.

Ergebnis.

Im jüngeren Mesozoikum sind im Sedimentationsraum des Apennins zwei Faziesprovinzen zu unterscheiden: Die pelagische Faziesprovinz von Toskana und Umbrien und die neritische bzw. Riffkalk-Faziesprovinz der Abruzzen und des Südapennins. Die

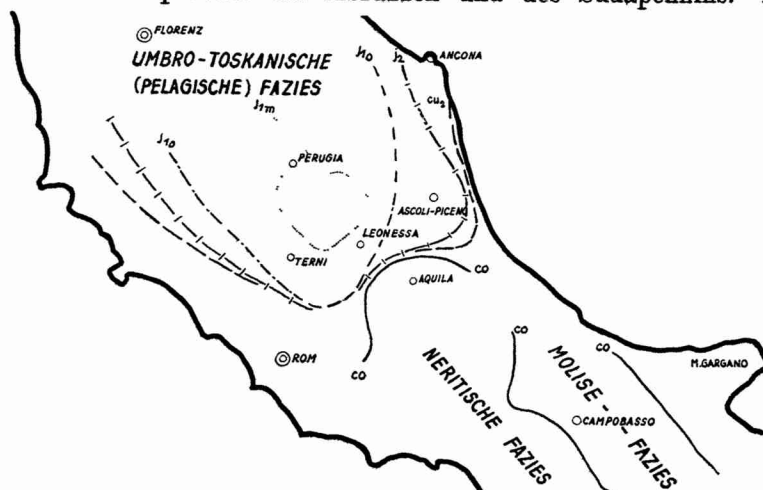


Abb. 4. Die Ausdehnung des pelagischen Faziesbereiches im Mesozoikum.

j 1 m Mittlerer Lias; j 1 o Oberer Lias; j 2 Dogger + unterer Malm;
cu 2 Alb; co Senon.

Faziesdifferenzierung beginnt im Mittleren Lias. Der Bereich der pelagischen Fazies erweitert sich stetig. Nur die Südost-Grenze bleibt in der Zone von Leonessa mehr oder weniger konstant. Die pelagische Fazies erreicht ihre größte Ausdehnung im Senon (s. Abb. 4).

Die pelagischen Sedimente sind weniger mächtig als die neritischen Sedimente, wie folgende Übersicht noch einmal zeigt:

	Tosko-Umbrien (pelagisch)	Abruzzen (neritisch)
Oberkreide	300 m	800—> 1200 m
Unterkreide	250	700
Dogger + Unterer Malm	200	600
Mittlerer und Oberer Lias	100	} 800—1500
Unterer Lias	350—650	
	1200—1500 m	2900—> 4000 m

Wahrscheinlich konnte in der pelagischen Faziesprovinz die Sedimentation nicht mit der Senkung Schritt halten. Nur in den Abruzzen und im Südapennin wurde die Senkung durch die Sedimentation ausgeglichen.

Die Linien gleicher Fazies und Mächtigkeit folgen im mesozoischen Sedimentationsraum nicht durchweg dem Streichen des Apennins. Immerhin sind die Mächtigkeitsdifferenzen in einem Querprofil erheblich (Abb. 5).

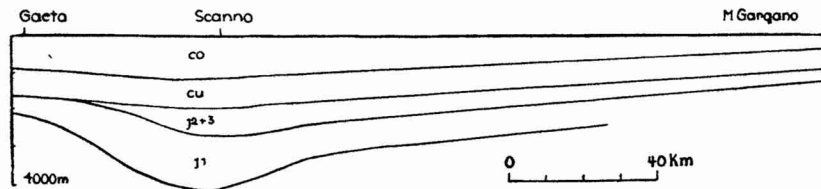


Abb. 5. Profil durch den mesozoischen Sedimentationstrog des Apennins zwischen Gaeta und dem M. Gargano.

B) Die Gliederung des liguriden Sedimentationsraumes.

Seit langem sind vielerorts im Nordapennin mesozoische Fossilien aus einer Gesteinsfolge bekannt geworden, die faziiell von jener der tosکو-umbrischen Provinz abweicht. Schon früh erkannte man auch, daß dieses fremdartige Mesozoikum weithin das Alttertiär überlagert. G. STEINMANN (1907) schloß daraus, daß die — der tosکو-umbrischen Entwicklung fremden — Sedimente einer

großen Decke mesozoischer Gesteine angehören. Da sie besonders in Ligurien verbreitet ist, bezeichnete STEINMANN diese Gesteinsfolge als „Liguriden“. Die tiefere (überschobene) Serie des Eozäns und Mesozoikums in Toskana nannte er „Toskaniden“.

Die Liguriden und Toskaniden sind also zwei verschiedene tektonische Einheiten und entsprechen damit auch verschiedenen Sedimentationsräumen. Während die Faziesbereiche Umbriens und der Abruzzen sich mannigfach verzahnen, fehlen Übergänge zwischen der tosko-umbrischen und der liguriden Fazies. Darum erscheint eine besondere Beschreibung der liguriden Faziesentwicklung gerechtfertigt.

I. Die Gliederung des liguriden Sedimentationsraumes im Mesozoikum.

a) Die Ophiolith-Formation.

Über dem kristallinen Grundgebirge folgen auf grobe Transgressionskonglomerate graue Tonschiefer und Kalke. Zu diesen einförmigen Tonschiefern — „Argiloscisti“ — gesellen sich zahlreiche Grüne Gesteine sowie rote Radiolarite und dichte porzellanartige Kalke („Majolika“), die gelegentlich *Calpionella alpina* LORENZ und *Calpionella elliptica* CADISCH, also Leitfossilien des Tithons und Infravalendis, enthalten.

Die Ophiolith-Formation i. e. S. ist durch ihre Radiolarite und Grünen Gesteinen als typische Geosynklinalablagerung gekennzeichnet, wie schon G. STEINMANN (1913, 1925 u. 1927) betont hat. Die Schichtserie ist in großer Einförmigkeit (in ungefähr 300—500 m Mächtigkeit) in Ligurien, Toskana und der westlichen Emilia verbreitet. Sandige und konglomeratische Lagen weisen auf lokale Anfarbungen hin; sie dürften z. T. mit den Extrusionen in Zusammenhang stehen.

Zur Po-Ebene hin werden aus den Tonschiefern Schiefertone („Argille scagliose“). Besonders auffällig ist dieser Übergang im Sillaro-Tal zwischen Piancaldoli und Castel S. Pietro d'Emilia [a, b 1]. Aus den Ophiolith-reichen grauen Tonschiefern mit dichten Kalken, vereinzelt Sandsteinen und Radiolariten entstehen im Nordosten bunte plastische Tone, die arm an Kalken und Grünen Gesteinen, dafür reich an Hornsteinlinsen sind. Nach Nordwesten erstreckt sich die Zone der plastischen bunten „Argille scagliose“ längs der Po-Ebene bis über Voghera hinaus. Im Südosten erscheinen die Schiefertone noch einmal im Marecchia-Tal und am M. Fumaiolo, wo sie z. B. bei Secchiano [c 2] kleine Serpentinlinsen

einschließen. Weiterhin dürften dann die bunten Schiefertone noch einmal bei Civitavecchia im nördlichen Latium auftreten.

b) Die Mergelkalk-Fazies der Oberen Kreide.

Über den „Argillocisti“ und auch z. T. über der „Argille scagliose“ folgen konkordant 700—1000 m mächtige Mergelkalke und Kalksandsteine. Dieser Horizont gehört nach zahlreichen Fossilfunden der Oberkreide und besonders dem Emscher und Senon an (DESIO beschrieb viele Ammoniten aus den Oberkreide-Mergelkalcken und Kalksandsteinen von Florenz und Pontassieve [a, b 2]).

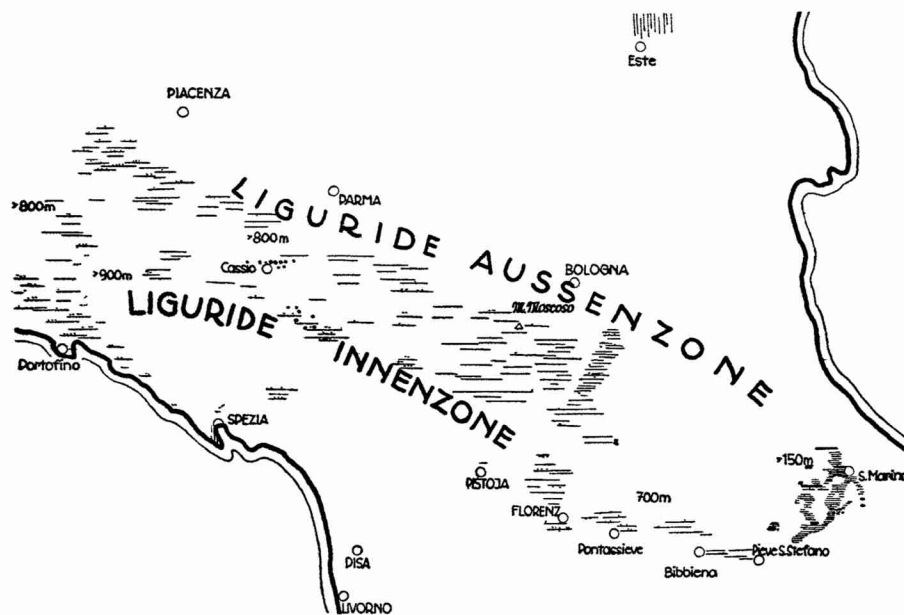
Bei Cassio südwestlich Parma transgrediert die Inoceramenführende Oberkreide mit einem bis zu 60 m mächtigen Basalkonglomerat, das Porphyr- und Granitgerölle neben kleinen Majolika- und Serpentin-Brocken enthält, auf Argillocisti. Zwischem dem Parma- und Secchia-Tal wird das Konglomerat geringmächtiger und geht in eine Arkose über. Hier stellen sich im Hangenden der Sandsteine und Konglomerate Tonschiefer ein. Im Südosten wechsellagern am M. Moscoso bei Bologna mehr als 150 m mächtige Schiefertone mit Glimmersandsteinen.

c) Die Schiefertone-Fazies der Oberkreide.

Ebenso wie im Jura nimmt auch in der Oberen Kreide der Tongehalt nach Osten zu, so daß die Oberkreide zwischen dem Sillaro- und Marecchia-Tal von Schiefertönen vertreten wird⁴⁾. Der Fazieswechsel erfolgt dabei recht schnell. Denn im oberen Tiber-Tal bilden bei Pieve S. Stefano [c 2] noch 500 m mächtige Mergelkalke die Oberkreide, während diese 15 km weiter östlich schon bedeutend geringmächtiger und als Argille scagliose entwickelt ist. Ebenso rasch vollzieht sich der Übergang auch vom Sillaro-Tal nach Westen (Abb. 6). Eine Verzahnung der Mergelkalke mit Tonschiefern deutet sich südwestlich Parma an (s. oben). Auch im Querprofil Genua—Piacenza wird die Oberkreide nach Osten immer reicher an Toneinschlüssen. Toneisensteingeoden und

4) In den Argille scagliose des unteren Sillaro-Tals [a b 1] sind *Inoceramus cripsi* MANT. und Cycadoiden des Senon gefunden worden (PRINCIPI 1928 b, 1929 b). Auch in den bunten fetten Tonen des Marecchia-Tales bei S. Marino [c 2] (s. Abb. 6) sind seit langem Oberkreidefossilien bekannt. SCARABELLI (1880) fand 2,5 km südlich Mercatino Marecchia [c 2] einige Ammoniten und Inoceramen. SACCO beschreibt ebenfalls von hier (1893) *Acanthoceras mantelli* SOW. und *Acanthoceras naviculare* MANT. PRINCIPI (1925 a) sammelte in den Aufschlüssen zwischen Caturchio und Capuccini nordöstlich Carpegna [c 2] einige Reste von *Schloenbachia* sp.

fingerdicke Sandsteinbänke sind den roten Tonen eingelagert. Solche klastischen Einschaltungen finden sich besonders im oberen Conca-Tal bei der Wassermühle am P. 514 südöstlich des M. Copiolo [c 2] und der Häuser von Monterotto. Diese liegenden Sandsteine sind auch östlich S. Donato im Senatello unterhalb des M. Fumaiolo [c 2] aufgeschlossen. Vielleicht sind die Sandsteine Äquivalente der Konglomerate von Cassio.



Die Abb. 6. Die Fazies der liguriden Oberkreide.

Lange waagerechte Striche Mergelkalke; kurze waagerechte Striche Tonschiefer; dicke Punkte Konglomerate; feine Punkte Sandsteine. Die Zahlen geben die Mächtigkeit der liguriden Oberkreide an.

Der Detritus dürfte von Nordosten gekommen sein — von der Ostligurischen Schwelle (TEICHMÜLLER & QUITZOW, S. 32). Andererseits weist die Zunahme des Sandgehaltes in den Sedimenten der liguriden Innenzone nach Südwesten auf eine Schüttung von Südwesten hin.

II. Der liguride Sedimentationsraum im Eozän (s. Tafel 3).

Untereozän—Mittellutet.

In Schiefertönen, die denen der Oberkreide sehr ähnlich sind, fanden sich am M. Carpegna bei Capuccini [c 2] in einer Brekzienkalk-Linse *Nummulites guettardi* D'ARCH., *N. subexilis* DOUV., *N. lucasanus*

DEFR. und *N. subatacicus* DOUV. Diese Arten weisen auf Unter-eozän und unteres Mitteleozän hin. Ebenso fand ich nahe dem Passo di Raticosa nördlich Firenzuola [a 1] 8 m unter den Mergelkalken des M. Canda Nummuliten-führende konglomeratische Kalkbänke in den Argille scagliose. Desgleichen beobachtet man auch am M. Moscoso südwestlich Bologna bis zu 20 m unter der Basis der Mergelkalke in bunten Tonschiefern Nummulitenkalke von 0,3—0,5 m Mächtigkeit. Aus solchen Kalklinsen stammen auch wohl die Nummuliten, die LIPPARINI (1930) aus den Argille scagliose des Rio Ronco, einem Nebenfluß des Sillaro [a, b 1], aufführt.

Im Hangenden gehen die Argille scagliose am M. Carpegna durch Wechsellagerung in mehr als 700 m mächtige Mergelkalke über. Weitere Vorkommen dieser Mergelkalke finden sich im Marecchia-Tal und im oberen Conca- und Uso-Tal [c 2]. Wahrscheinlich gehören auch die mit den Argille scagliose verschuppten — mehr als 300 m mächtigen — Mergelkalke des M. Canda und die Mergelkalke des M. Moscoso südwestlich Bologna dieser Serie an. Außer Fucoïden sind in diesen Mergelkalken noch keine Fossilien gefunden worden. Da sie aber die Schiefertone des Unterlutets überlagern und fossilführendes Oberlutet unterlagern, sind sie wohl ins Mittellutet zu stellen.

Oberlutet—Barton.

Das Hangende der Mergelkalke des M. Carpegna ist bei Badia Tedalda an der oberen Marecchia [c 2] aufgeschlossen (s. Abb. 7). Es sind bunte Tone.

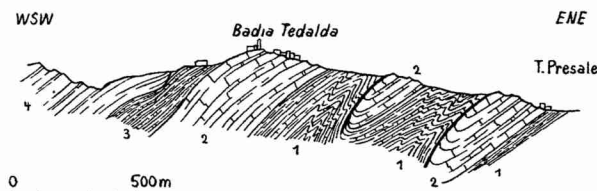


Abb. 7. Das liguride Eozänprofil von Badia Tedalda.

4. Burdigal
3. bunte Tone mit Brekzienkalken und Nummuliten des Oberlutets und Bartons
2. Mergelkalke und Kalke
1. bunte Tone mit Nummuliten des unteren Lutets.

Häufig treten auch im Oberlutet und Barton neben graugrünen bis weinroten Schiefertönen dichte Kalke und geringmächtige Sandsteinbänke sowie Lagen aus aufgearbeiteten Hornsteinen und

Serpentinsplittern auf. Man beobachtet sie besonders bei Badia Tedalda [c 2], bei Pieve S. Stefano und Umbertide am oberen Tiber [c 3] und zwischen Perugia und Orvieto [c 4]. Diese konglomeratischen Sandsteinbänke sind reich an Nummuliten. Es fanden sich:

	Badia Tedalda [c 2]	M. Vergnano (zw. Perugia u. Orvieto [c 4] n. GENTILE (1901))	b. Montgabbione [c 4] (n. PRINCIPI 1932 c)	am M. Giove [c 4] (n. PRINCIPÌ 1932 c)	b. Piemontino (zw. Umbertide u. Gubbio [c 3])
<i>Num. guettardi</i> D'ARCH.	+	+	+		+
„ <i>incrassatus</i> HARPE	+				+
„ <i>boucheri</i> HARPE	+				+
„ „ var. <i>incrassata</i> HARPE	+				
„ „ „ <i>striatoides</i> HEIM	+				
„ „ „ <i>crassiradiata</i> HARPE					+
„ <i>chavannesi</i> HARPE	+		+	+	+
„ <i>striatus</i> BRUG.	+			+	
„ <i>variolarius</i> LAM.	+				
„ <i>garnieri</i> HARPE	+				+
„ <i>discorbimus</i> HARPE	+		+		+
„ <i>latispira</i> MGH.	+				
„ <i>densispira</i> TELL.	+				
„ <i>subgarganica</i> TELL.	+				
„ cf. <i>benoisti</i> PREV.	+				
„ <i>anomala</i> HARPE	+				
„ cf. <i>beaumonti</i> D'ARCH.	+				+
„ <i>partschi</i> HARPE	+				
„ <i>rouaulti</i> D'ARCH. et HAIME	+				
„ <i>melii</i> HARPE		+		+	
„ <i>atacicus</i> LEYM.			+	+	
„ <i>laevigatus</i> BRUG.			+	+	
„ <i>biarritzensis</i> D'ARCH. et HAIME			+		
„ <i>lamarki</i> D'ARCH. et HAIME			+		
„ <i>rütimeyeri</i> HARPE			+		
„ <i>bouillei</i> HARPE					+
„ <i>turnoueri</i> HARPE					+
„ „ var. <i>latispira</i> HARPE					+
„ <i>carapezzai</i> CH.-RISP.					+
„ <i>subdovillei</i> PREV.					+
„ <i>fiesolani</i> TRAB.					+
„ <i>orbigny</i> HARPE					+

Nach dieser Formengemeinschaft gehört der Tonfysch dem Oberlutet und Barton an. Die Hornstein- und Serpentinbrekzien im Tonfysch zeigen, daß damals ältere Formationen denudiert wurden. In der Tat transgrediert das liguride höhere Eozän unter

Ausfall des tieferen Eozäns weithin auf Mesozoikum. So ruht z. B. der „Tonfysch“ mit *Nummulites striatus* BRUG. bei Pontassieve, im Casentino bis etwa Pieve S. Stefano [b, c 2] (am Po. Cavello—Tramoggiano, bei La Verna) und im südlichen Casentino (bei Larniano—S. Martino di Tremotelo [b 2] (PRINCIPI 1925 d)) auf Inoceramen-führenden Mergelkalken der Oberkreide. Ebenso dürfte das höhere Eozän an der Cima Acquirico zwischen dem M. Senario und Florenz [a, b 2] die Liguride Oberkreide überlagern (der „Tonfysch“ ist hier graubraun und reich an Nummulitenbrekzien). Am M. Fumaiolo [c 2] und am Senatello greift der obereozäne Tonfysch auf die Ophiolith-Formation über. Ebenso fand im Sieve-Tal PRINCIPI (1927 a) bei San Martino di Scopeto, bei Dicomano [a, b 2] *Nummulites guettardi* D'ARCH. und *N. laevigatus* BRUG. in Tonen, die die Ophiolith-Formation überlagern. Auch im oberen Tiber-Tal (bei Pieve S. Stefano) und bei Piemontino östlich Umbertide [c 3] unterlagert die Ophiolith-Formation die Tone des höheren Eozäns⁵⁾.

Nach der Fazies und Mächtigkeit der Schichten lassen sich im Ligurikum eine Innenzone im Westen und eine Außenzone im Osten unterscheiden. Einem schiefrig-mergelig-kalkigen Jungmesozoikum (mit zahlreichen Ophiolithen) in der Innenzone stehen bunte Tone des Jungmesozoikums (mit wenigen Ophiolithen) in der Außenzone gegenüber. Ferner ist in der Außenzone die Schichtfolge bis zum höheren Eozän relativ vollständig. In der Innenzone greift dagegen das höhere Eozän bis auf die Ophiolith-Formation über. Schließlich sind schwache Bewegungen in der Oberkreide der Innenzone durch die klastischen Einschaltungen an der Basis der Oberkreide angedeutet. Auch die postmittellute-tisch-präoberlutetischen Bewegungen sind auf die Innenzone des Liguridentrogos beschränkt; denn in der Außenzone blieb noch mächtiges Mittellutet erhalten. Die postmittellutetischen Bewegungen können hier nur schwach und weitwellig gewesen sein, gibt es doch nirgends eine deutliche Winkeldiskordanz unter dem höheren Eozän. Denn wenn die Abnahme der Mächtigkeit der mittellute-tischen Mergelkalke vom M. Carpegna (700 m) nach Badia Tedalda

5) Unterhalb Scarpaccia (im oberen Casentino [b 2]) findet man an der Straße nach La Consuma in bunten Tonschiefern einige Brekzienkalke, die neben bunten Hornsteinen und Radiolariten, Quarzkieseln und Majolika-Kalken, massenhaft vergrüsten Serpentin und faustgroße Granitgerölle einschließen. Obwohl bislang in diesen Schichten keine Nummuliten gefunden sind, möchte ich sie nach ihrem petrographischen Habitus eher in den eozänen Tonfysch als in die Ophiolith-Formation stellen.

(300 m) mit einer Denudation vor der Ablagerung des Oberlutets in Zusammenhang stände, so beliefe sich die Winkeldiskordanz zwischen Mittel- und Oberlutet auch hier nur auf etwa 3°.

In folgender Tabelle möge noch einmal die Entwicklung der liguriden Innenzone der der Außenzone gegenübergestellt werden:

	Innenzone			Außenzone
	Cassio	Ob. Tibertal	Florenz Pontassieve Casentino	Sillaro-Tal Marecchia-Tal
Barton — Ob. Lutet	—	200 m Tonflysch 150 m		150 m Tonflysch ? ~~~~~ ?
Mittellutet	—	—	—	300—700 m Mergelkalke
Unt. Eozän bis Unt. Lutet	—	—	—	} > 250 m bunte Tone
Oberkreide	800 m 0—500 m Mergelkalke 700 m			
? Unterkreide bis Tithon	300 m Ophiolith-Formation			

C. Die Entstehung der alttertiären Tröge und Schwellen im apenninen Sedimentationsraum.

Wie R. TEICHMÜLLER 1932 zeigte, entstanden im Alttertiär im nordapenninen und südapenninen Flyschtrog mächtige, vorwiegend klastische Sedimente, während zwischen beiden Trögen, d. h. auf der zentralapenninen Schwelle, nur geringmächtige Kalke und Mergel abgelagert wurden. Im einzelnen blieb aber hinsichtlich der Anlage und Entwicklung der Flyschtröge noch manches zu klären. Hier konnten nur stratigraphische Spezialuntersuchungen zum Ziel führen.

I. Der nordapennine Flyschtrog.

Aus dem mesozoischen pelagischen Faziesbereich Tosko-Umbriens entwickelt sich im Eozän ein Trog. Sein Werdegang und seine tektonische Gliederung ergeben sich aus den Mächtigkeitschwankungen und Faziesunterschieden der Sedimente.

a) Der Flysch der Apuaner Alpen.

Um das Gewölbe der Apuaner Alpen legt sich ein mächtiger eozäner Flyschmantel. An der Basis des Alttertiärs treten Mergel und Kalke zutage. Aus diesen Gesteinen beschrieb ZACCAGNA (1932

S. 281) eine Nummulitenfauna des Ypern und Unterlutets. Die Kalke werden nach ZACCAGNA am M. Palodina bei Gallicano am Nordfuß der Apuaner Alpen 700—800 m mächtig. Im Mittelutet setzt plötzlich eine Sandschüttung ein. Graue, grobkörnige Sandsteine mit wenigen Schiefermitteln werden abgelagert. Es ist der sogenannte Macigno. Er erreicht hier eine Mächtigkeit von ca. 1000 m. Er wird bei Sarzana von Kalken mit Nummuliten des Oberlutets und Auvers überlagert. Sie werden bis zu 400 m mächtig.

b) Der Flysch der Emilia.

Der Macigno-Sandstein des Mittellutets.

Das Eozänprofil des Aveto und der Trebbia beginnt mit ca. 900 m mächtigen Macigno-Sandsteinen (das Liegende ist nicht erschlossen). In den unteren 300 m sind die Sandsteine reich an groben konglomeratischen Lagen. Die Gerölle erreichen über Kubikmetergröße. Sie setzen sich aus Grünen Gesteinen, Graniten, Porphyren, Glimmerschiefern, Kalken und Quarziten zusammen. In nächster Nachbarschaft des Aveto lag also ein Denudationsgebiet. Es ist im Westen zu suchen, wie TEICHMÜLLER & SCHNEIDER darlegten. Damit stimmt überein, daß nach Osten die Konglomerate des Aveto-Tales auskeilen. Denn die mächtigen Macigno-Sandsteine des Malpasso sind arm an Geröllen.

Die Tonschiefer und Mergelkalke des Oberlutets und Barton.

Im Oberlutet läßt die Detritusschüttung im nordwestlichen Teil des nordapenninen Flyschtroges nach. Der Macigno geht bei Bobbio durch Zunahme des Tongehaltes in 800 m schwarze „Tongesteine“ und schließlich in dunkle Schiefertone mit Kalk- und Quarzitbänken über. Darüber folgen 400 m mächtige Mergelkalke mit einer Fauna des oberen Lutet bzw. tiefsten Barton.

Das Eozän des Parma-Tales zwischen Corniglio und dem M. Polo ist ähnlich entwickelt (s. Abb. 8).

Die Tonschiefer im Hangenden des Macigno sind gelegentlich bunt. An der Grenze Tonschiefer/Mergelkalk sammelte ANELLI (1908 S. 131) eine Fauna des Oberlutet-Auvers mit

- Nummulites guettardi* D'ARCH.
- „ *tschihatcheffi* D'ARCH.
- „ *latispira* MGH.
- „ *venosa* FICHT. ET MOLL.
- „ *variolarius* LAM.
- „ *heberti* D'ARCH.
- „ *crispa* FICHT. ET MOLL.

Nummulites mammilla FICHT. ET MOLL.
 „ *orbigny* GAL.
 „ *wemmelensis* HARPE ET BROECK.
Orthophragmina sp.

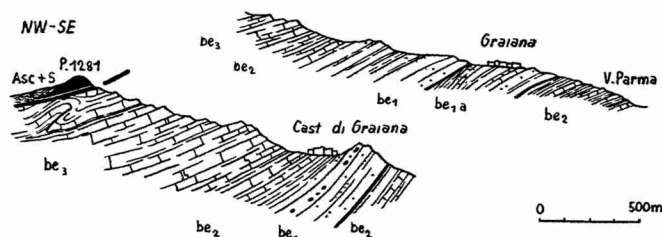


Abb. 8. Das Eozänprofil von Corniglio—Graiana.

Asc + S Argilloscisti mit Serpentin
 be 3 600 m helle Mergelkalke
 be 2 200 m schwarze Schiefertone mit Kalkbänken
 be 1 > 300 m konglomeratische Sandsteine, unten bankig, oben plattig.

Östlich der Parma werden die Foraminiferen-Mergelkalke am M. Caio 1500 m mächtig. Sie enthalten an der Parma und der Baganza häufig Orbitoiden- und Nummulitenbrekzien mit einer Fauna des Oberlutets-Barton (ANELLI 1908, S. 146).

In die Mergelkalke schalten sich manchmal, so besonders an der Baganza, einzelne bis zu 50 cm mächtige Glimmersandsteinbänke und dünne Konglomeratlagen ein. So fand sich zwischen Calestano und Ravarano eine wenige Zentimeter mächtige Konglomeratlinse mit kantengerundeten nußgroßen Geröllen von dunklen Hornsteinen, grünlichen und weißen Kalken, Glimmerschiefer, Quarz, Serpentin und Feldspat. Bei Corniglio sind ähnliche Konglomerate besonders am M. Cervellino (Taf. 2) im höheren Eozän häufig. Auch LUDWIG (1929) beobachtete bei Bobbio kleine Geröllagen mit aufgearbeiteten Radiolariten und Serpentin.

In den obersten Schichten der Mergelkalke stellen sich bei Tizzano an der Parma rötliche Mergelkalke ein. Die Mergelkalke gehen bisweilen in dunkle Tonschiefer über, so z. B. im Cedra-Tal zwischen Lugolo und Lugnano:

Hangendes

- > 80 m dunkle Tonschiefer mit Sandsteinen, Kalkbänkchen und nummulitenführenden Hornsteinbrekzien
- 200 m helle Mergel und Kalke
- > 30 m dunkle Tonschiefer, Mergelkalke und Mergel.

Da die Mergelkalke am M. Caio sehr mächtig (1500 m) sind, die Kalk-Ton-Gruppe aber nur eine Mächtigkeit von noch nicht

200 m erreicht, dürfte die Kalk-Ton-Gruppe hier von den Kalken z. T. faziell vertreten werden. Ist das richtig, so würde der Kalkgehalt im nordapenninen Flyschtrog nach Osten stark zunehmen, wie folgende Gegenüberstellung veranschaulicht:

Bobbio		Corniglio
Mergelkalke	400 m	1500 m
Kalk-Ton-Gruppe	800 m	200 m
+ Tongestein		

c) Der Flysch des Hochapennins.

Die mächtigen Mergelkalke der Parma fehlen im Hochapennin. Dafür erreichen die Macigno-Sandsteine hier eine Mächtigkeit von ca. 2000 m. Sie vertreten hier auch das Obereozän, wie die *Nummuliten* einwandfrei zeigen⁶⁾. — Die Mergelkalke der Emilia werden zum Hochapennin hin allmählich geringmächtiger. So sind bei Barigazzo die Foraminiferen-Mergelkalke nur noch 100 m mächtig, während das übrige Eozän von sandig-tonigen Gesteinen und vom festen Macigno aufgebaut wird. Am M. Cimone selbst ist das gesamte Eozän als reiner Sandstein entwickelt.

Weiter im Südosten schalten sich wieder Mergellagen in den Sandsteinen ein, wie folgendes Profil, das zwischen dem Sieve-Tal und dem M. Falterona [b 2] aufgenommen ist, zeigt:

Hangendes:

höheres Barton	> 200 m	Buntschiefer mit <i>Lepidocyclinen</i> -Mergeln und -Kalkbänken („ <i>Scisti variegati</i> “)
tiefere Barton	1100 m	grobkörnige Sandsteine, im oberen Teil oft konglomeratig, mit geringen Mergel- und Tonschieferzwischenlagen und Kalkeinschaltungen mit <i>Nummulites boucheri</i> HARPE und <i>Lepidocyclina</i>
? Ob. Lutet	300 m	Mergel und Mergelkalke mit <i>Orthophragmina papyracea</i> und <i>Orthophragmina sella</i>
Mittel-Lutet	450 m	Fucoiden-Sandsteine, sandige Mergel und Mergelkalke mit <i>Nummulites distans</i> DESH. und <i>Nummulites lenticularis</i> MONTF.

Dieselbe Eozänfolge trifft man auch zwischen Pontassieve und dem Casentino, sowie zwischen Arezzo und dem oberen Tiber [b 2] wieder. Auch hier wird das Obereozän größtenteils von mächtigen Sandsteinen aufgebaut.

6) PRINCIPI (1932 b) stellte die Sandsteine wegen der *Lepidocyclinen* ins Oligozän (s. S. 24).

Ebenso erwähnt LOTTI (1926, S. 105) vom M. Murlo südwestlich Umbertide [c 3] aus dem Macigno-Sandstein ⁷⁾ sowohl Foraminiferen des Mitteleozäns wie auch des Obereozäns, nämlich

Nummulites distans DESH.
Nummulites latispira SAVI & MGH.
Nummulites beaumonti D'ARCH.
Nummulites cf. *gassinensis* PREV.
Nummulites fabiani PREV.
Orthophragmina scalaris SCHLUMB.
Orthophragmina aspera GÜMB.
Lepidocyclina morgani LEM. & DOUV.
Lepidocyclina joffrei LEM. & DOUV.

Daraus ergibt sich, daß sich an der Wende vom Mittel- zum Obereozän die Sandschüttung nach Südosten verlagerte. Die ostligurische Schwelle schüttete ihren Detritus von Südwesten her in den nordapenninen Flyschtrog hinein. Der Außenrand dieses großen Deltafächers lag im Norden zwischen dem M. Cimone und Barigazzo, im Süden in Toskana und Nordumbrien.

Das Alter der Lepidocyclinen-Sandsteine.

Wegen der Vergesellschaftung von *Nummulites boucheri* HARPE und Orthophragminen mit Lepidocyclinen stellt PRINCIPI die Sandsteine, die hier als Obereozän gedeutet sind, ins Oligozän.

Es ist aber m. E. nicht ausgeschlossen, daß die Lepidocyclinen schon vor dem Oligozän beginnen. Beschreibt doch A. SENN (1935) aus Marokko Lepidocyclinen, die zusammen mit Discocyclinen und Nummuliten des Oberlutets auftreten. Ebenso erwähnt CHECCHIA-RISPOLI (1906, 1916, 1925) aus dem Südapennin und von Sizilien eine Vergesellschaftung von eozänen Nummuliten mit Lepidocyclinen. Auch TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935 S. 100) fanden in der südlichen Basilicata Lepidocyclinen zusammen mit Nummuliten des höheren Eozäns. Ich selbst beobachtete im Oberlutet des Südapennins (nördlich Castelnuovo di Conca bei Caposele) ebenfalls zahlreiche Exemplare von *Lepidocyclina dilatata* MICHT. Die Vergesellschaftung von Orthophragminen und Lepidocyclinen deutet auf Eozän, gelten doch die Orthophragminen als Formen, die auf das Eozän beschränkt sind.

Auch die Lagerung der Lepidocyclinen-Sandsteine spricht für Obereozän. Denn sie sind überall in den Deckenbau mit einbezogen, während sicheres Oligozän

7) Gelegentlich erscheinen in den obereozänen Sandsteinen konglomeratische Lagen, die besonders im Hangenden häufig werden. So wird der obereozäne Macigno bei Montegabbione zwischen Perugia und Orvieto [c 4] von einem Konglomerat überlagert, das bunte Hornsteine, Quarze, Feldspäte, dunkle Kalke und Granit aufgearbeitet enthält. Auch bei Florenz wird der Macigno durch ein 1 m mächtiges Konglomerat mit bis zu faustgroßen Geröllen abgeschlossen. Hier enthält das Konglomerat neben Quarzkieseln und Feldspäten Gerölle von dunklen und dichten Kalken, die man in einem kleinen Steinbruch im Fosso Gamberaia beobachten kann. Auch an anderen Stellen treten vielfach konglomeratische Lagen innerhalb der Sandsteine auf.

mit *Nummulites fichteli* und *N. intermedius* in Ligurien und der Emilia auf den fertigen Deckenbau übergreift (s. S. 45). Dieses sichere Oligozän transgrediert weithin mit einem Konglomerat an der Basis, während die Lepidocyclinen-Sandsteine ohne jede Diskordanz und ohne jedes Transgressionskonglomerat auf dem mitteleozänen Macigno liegen. Auch der petrographische Habitus des Mitteleozäns und der Lepidocyclinen-Sandsteine ist so ähnlich, daß eine Trennung oft nicht möglich ist, wie PRINCIPI (1927 S. 242) betont.

Darum dürften die Lepidocyclinen-führenden Sandsteine m. E. ins Obereozän zu stellen sein.

Die Buntschiefer.

Über dem Macigno liegen östlich des Arno und der Valdichiana [a 2—b 3] und nördlich bis Castiglione dei Pepoli rote bis graubraune Tonschiefer, Sandsteine und Lepidocyclinenkalke. Diese „scisti variegati“ werden 150—200 m mächtig.

An einigen Stellen läßt sich der allmähliche Übergang vom Macigno in die Buntschiefer verfolgen. So gehen oberhalb Rassina im unteren Casentino [b 2] die Sandsteine des Macigno durch Wechselagerung in die Buntschiefer über. Ähnliches zeigen auch die Aufschlüsse östlich La Consuma [b 2]. Am Po. Alberone, bei Lierna oberhalb Bibbiena im Casentino [b 2] und bei Badia a Prataglia im Apennin der Romagna enthalten die Buntschiefer *Nummulites striatus* BRUG. (PRINCIPI 1925 c).

In dem Tonschieferhorizont sind bisweilen Hornsteinkalke eingelagert, so bei Piegaro, Città della Pieve und Montegabbione [c 3, 4]. SILVESTRI beschrieb 1929 aus glaukonitischen Kalken bei Vasciano südlich Todi [c 4] eine Foraminiferenfauna.

Nach Nordwesten keilen die Kalkbänke der Buntschiefer aus (westlich Città di Castello [c 3] sind noch geringmächtige z. T. glaukonitische Lepidocyclinenkalke vorhanden). Gleichzeitig werden die Buntschiefer toniger, so daß sie mit dem liguriden Tonflysch verwechselt werden können.

Westlich des Arno sind im Chianti keine Buntschiefer bekannt. Wahrscheinlich werden sie hier, wie es im Hochapennin der Fall ist, von dem Macigno-Sandstein vertreten. Demnach ist am Ende des Eozäns der Bereich der Sandschüttung wieder kleiner geworden und auf den Hochapennin beschränkt.

Ergebnis.

Die pelagische tosco-umbrische Faziesprovinz des Mesozoikums behält im Eozän ihre Senkungstendenz bei. Ein Trog entsteht, in dem vorwiegend klastische Sedimente von großer Mächtigkeit abgelagert werden. Die groben Konglomerate an der Basis des Macigno

am Aveto weisen auf die Nachbarschaft eines sedimentliefernden Hochgebietes im Westen hin. Am Außenrand dieser Hebungzone (= Ostligurische Schwelle) waren im Eozän noch Reste des mesozoischen Deckgebirges vorhanden, wie die Kalk- und Hornsteingerölle im Eozän zeigen. Doch wurde auch schon das kristalline Grundgebirge der Schwelle denudiert. Dieses wurde der wichtigste Sedimentlieferant des nordapenninen Flyschtroges.

Im Mitteleozän erfolgte die Hauptschüttung nach Ligurien. Im Obereozän verlagerte sich die Sandschüttung nach Toskana und Umbrien. So wurden zwischen Florenz und dem M. Falterona und zwischen dem oberen Tiber und dem Arno mehr als 1300 m mächtige Sandsteine abgelagert, während im Obereozän Liguriens und der Emilia klastische Gesteine fast fehlen. Stattdessen entstanden hier bis 1500 m mächtige Mergelkalke.

Die Ausdehnung des Flyschtroges nach Osten ist unbekannt, da in der Emilia und östlich des Tibers das Eozän von jüngeren Sedimenten verdeckt ist.

Das Trogzentrum wanderte nach Osten. Denn in den Apuaner Alpen vertreten 700–800 m mächtige Nummulitenkalke das tiefere Eozän, während die entsprechenden Schichten im Hochapennin nur geringmächtig sind (Abb. 9). Dagegen erfolgte hier die Hauptsenkung im Mitteleozän, wie die größere Mächtigkeit der Macigno-Sandsteine

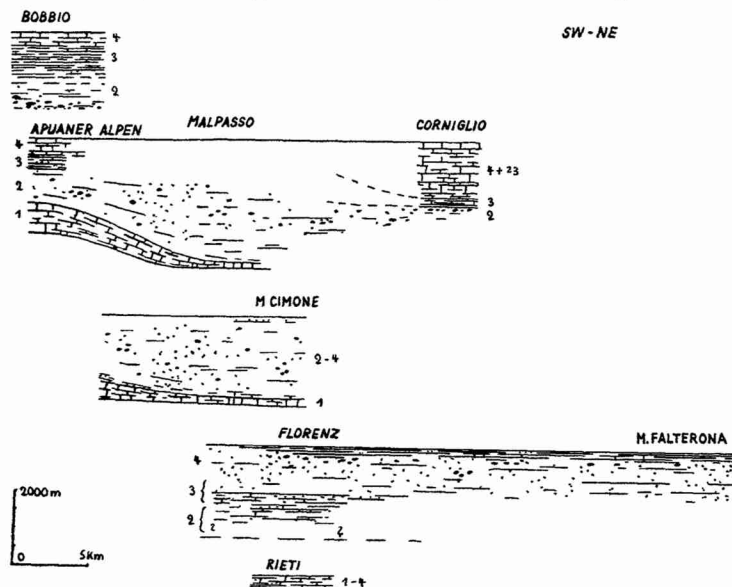


Abb. 9. Faziesprofile durch den nordapenninen Flyschtrog.
1. Ypern + Unterlutet; 2. Mittellutet; 3. Oberlutet + Auvers; 4. Barton.

zeigt. Im Obereozän wurden die größten Sedimentmächtigkeiten erst noch weiter östlich erreicht. So werden die Foraminiferen-Mergelkalke in den Apuaner Alpen, d. h. im Westen, nur 400 m mächtig, während sie an der Parma, d. h. im Osten eine Mächtigkeit von mehr als 1500 m erreichen (s. Abb. 9).

II. Die zentralapennine Schwelle.

Im Schwellengebiet des Zentralapennins sind drei Zonen im Alttertiär zu unterscheiden, wie SACCO (1907—1909) und LOTTI (1926) gezeigt haben: das Paläogen besteht in Umbrien und in den Marken aus grauen und bunten („Scaglia“-) Mergeln und Mergelschiefern, in den Abruzzen und Teilen des Südapennins aus Flachwasserkalken, und im Molise aus Tonschiefern, Kalken und sandigen Mergeln.

a) Die grauen Mergel („Scaglia cinerea“) Umbriens und der Marken.

Die Scaglia wird meist in die liegende rote Scaglia (*Scaglia rosata*) und die hangende aschgraue (*Scaglia cinerea*) eingeteilt. Dabei hat die Farbe der Scagliamergel aber keinen stratigraphischen Wert, wie schon SCARSELLA (1931) betont hat. So fanden SCARSELLA (1931) und LOTTI (1926) längs der Ussitā und im Nera-Tal [d, e 4] Nummuliten in der *Scaglia rosata*, die sonst zur Oberkreide gestellt wird⁵⁾. Ebenso sammelte ich am Paß des M. Macchialunga zwischen Visso und Norcia [d, e 4] zahlreiche Nummuliten. Gleiche Sedimentationsbedingungen müssen also sowohl in der Oberkreide wie auch im Eozän Umbriens und der Marken bestanden haben. Wahrscheinlich ist in diesem Schichtenkomplex auch das Paleozän vertreten.

Die nummulitenführenden Schichten des Eozäns bestehen im allgemeinen aus gelegentlich hornsteinführenden Mergelkalken und Mergelschiefern mit eingelagerten gelben Kalkbänken. Die Mächtigkeit beträgt ca. 300 m. Im höheren Teil stellen sich bei Rieti und im Nera-Tal [d 4, 5] örtlich sandige Schiefer und sandige Mergelagen neben Kalksandsteinlinsen ein. Die Mergel sind häufig reich an Nummuliten. So fand PRINCIPI (1933) bei Antrodoco [d 5] mittel- und obereozäne Nummulitenfaunen. Auch bei Visso, Norcia und im Becken von Rieti [d, e 4—5] sind neuerdings alle Eozänstufen in der Scaglia nachgewiesen worden (RENZ 1932; PRINCIPI 1933 b).

Im südlichen Umbrien und im südlichen Teil der Marken stellen sich allmählich feste Nummulitenkalke ein. Bei Antrodoco beginnt das Eozän mit massigen weißen und grauen brekziösen Kalken

⁵⁾ Nach freundlicher Mitteilung von O. RENZ-Basel reicht die *Scaglia rosata* (nach seinen Untersuchungen) von der Oberkreide bis weit in das Mitteleozän hinein.

(RENZ 1932). Auch am M. dei Fiori [f 4] sind in der grauen Scaglia 50 m mächtige Nummulitenkalke eingelagert. Die Nummuliten stellen das untereozäne Alter dieser Kalkbänke sicher (BALDACCII & CANAVARI 1884 S. 333; VIOLA 1893 S. 221 f.). Auch bei Ascoli Piceno fand BONARELLI (1899) in festen grauen Mergelkalken untereozäne Nummuliten. Diese festen Kalk-Einschaltungen sind die Ausläufer der Abruzzenzfazies.

b) Die Kalke der Abruzzenz-Zone.

In den nördlichen Abruzzenz keilen die Mergelschiefer aus. Die festen Kalke schließen sich zusammen. Dieser Übergang zwischen dem Faziesbereich Umbriens und dem der Abruzzenz ist bei Leonessa—Antrodoco [d 4, 5] und dem Gran Sasso [f 5] sowie im oberen Aniene-Tal [d, e 5—6] klar erschlossen. Auch am Grat des M. Corno in der Gran Sasso-Gruppe und beim Vado di Corno am Campo Imperatore sind ebenfalls im Eozän noch geringmächtige gelbe sandige Mergel vorhanden, während am M. Intermesole, am M. Corno und M. Prena das Eozän vollständig kalkig ist. Hier finden sich in den feinkristallinen, z. T. brekziösen und oolithischen Kalken Nummuliten von der Grenze Unter-/Mittlereozän. Bei Roccamorice im Pescara-Tal [f, g 5] fand SACCO (1907, S. 399) in den Kalken untereozäne Nummuliten⁹⁾.

Anderorts transgrediert Mittlereozän unmittelbar auf Hippuritenkalken der Oberen Kreide. So greift z. B. das Mittelutet am Ostrand der Majella südwestlich Guardiagrele (ungefähr 1 km WSW der Bocca di Valle) mit einem groben Basalkonglomerat auf Oberkreidekalke über. Ebenso sind nördlich Cassino die Nummulitenkalke des Mittleren Eozäns am M.S. Maria bei Belmonte Castello reich an Rudistentrümmern. Auch bei Atena [k 9] enthalten die 400 m mächtigen mittellutetischen brekziösen Riffkalke neben großen Nummuliten und Austern umgelagerte Rudistenreste. Die Rudistentrümmer, die sich in allen Schichten des Mittelutets finden, zeigen, daß während der Ablagerung der Nummulitenkalke noch Mesozoikum frei gelegen haben muß. Erst das Oberlutet greift über die alte Schwellenregion über, wie z. B. im oberen Sele- [i 8] und Agri-Tal [k, 19]. Auch zwischen Assergi und dem Gran Sasso transgrediert nach O. RENZ Obereozän auf Hippuritenkalken.

Die 6—700 m mächtigen Flachwasserkalke der Abruzzenz vertreten Mittel- und Obereozän. Vielleicht umfassen sie sogar noch

9) Neuerdings hat O. RENZ nach freundlicher Mitteilung auch noch Paleozän in den Kalken der Abruzzenz fonilführend nachweisen können.

das Oligozän. So weist eine Fauna, die SACCO (1907) in der Gran Sasso-Gruppe fand, auf obereozänes bis oligozänes Alter hin. Er fand nämlich *Nummulites budensis* v. HANTK., *N. guettardi* D'ARCHE., *N. boucheri* HARPE, *N. bouillei* HARPE, *N. vascus* JOL. et LEYM., *Ortho-phragmina* sp., *Operculina* sp. sowie zahlreiche Lepidocyclinen.

c) Die Tone und Mergelkalke des Molise.

Ypern + Unterlutet.

Während sich in den Abruzzen und im Antiapennin Flachwasserkalke bildeten, entstanden im Molise bunte Schiefertone. In diesen bunten Tönen finden sich Fucoidenkalke und Nummulitenkalklinsen. Bei Lacedonia—Bisaccia [i 7] beobachtet man im Tonfölsch außerdem einige wenige fingerdicke Serpentinlagen. Vielleicht sind diese Grünen Gesteine mit den postkretazischen-prämittellutetischen Deckenergüssen zu parallelisieren, die TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935 S. 105) aus der südlichen Basilicata beschreiben. Der Dünnschliff läßt nur ein Gemenge von Serpentin und Kalkspat erkennen. Ob es sich hier um ehemalige Tuffe, Laven oder um Lagergänge handelt, läßt sich nicht entscheiden. Das Nebengestein zeigt keine Spur von Kontaktmetamorphose.

In der Umgebung von S. Bartolomeo in Galdo und am M. Fortore [i 7] ist das Eozän folgendermaßen entwickelt:

> 100 m Mergelkalke und Kalke	}	Mittel- und ? Obereozän
10 m blaugraue feste Kalke		
150 m Kalke und Mergel		
6 m rote Tone, Sandsteine und Kalke mit <i>N. subplanulatus</i> DOUV.	}	Unterlutet und Ypern
12 m gelbe Sandsteine		
2 m tonige Mergel		

Nicht wesentlich anders ist das Eozän des Cervaro-Tales. Bei Savignano Iripino [i 7] sammelte ich unter den gelben Sandsteinen in graugrünen Tonschiefern eine Nummulitenfauna des Unterlutets mit

- Nummulites laevigatus* BRUG.
- „ *subirregularis* DESH.
- „ cf. *subatacicus* H. DOUV.
- „ *curvispira* MGH.
- „ cf. *granifer* H. DOUV.
- „ *lucasanus* DEFR.
- „ *planulatus* LAM.
- „ *subplanulatus* DOUV.
- „ *globulus* LEYM.

Nummulites exilis DOUV.
 „ *guettardi* D'ARCH.
Operculina couizaensis DONC.
Assilina sp.
Orbitoides sp.

Im allgemeinen werden innerhalb der Tonschiefer die Kalk-einschaltungen nach oben zu häufiger und reicher an Nummuliten. So fand ich am Fuße des M. Tagliarone bei S. Bartolomeo in Galdo [i 7] in Kalken, die mit bunten Tönen wechsellagern, eine Fauna des Untereozäns und unteren Mitteleozäns mit

Nummulites planulatus LAM.
 „ *lucanus* DEFR.
 „ *guettardi* D'ARCH.
 „ *latispira* SAVI ET MGH.
 „ *virgilo* PREV.
 „ cf. *granifer* H. DOUV.
 „ *pustulosus* DOUV.
 „ cf. *subatacicus* DOUV.
 „ cf. *subirregularis* HARPE

Auch in der Basilicata ist das tiefere Eozän in der gleichen Fazies entwickelt. Bei Vaglio östlich Potenza [k, 18] beobachtete ich in den roten Tönen Kalklinsen mit *Nummulites atacicus* LEYM. und *N. globulus* LEYM. Die Schichten gehören somit an die Grenze Unter-/Mittellutet.

Innerhalb der Tonschiefer tritt ein 3 m mächtiger Sandstein im Süden bei Zungoli—Monteleone [i 7, 8] auf. Er findet sich wieder bei Savigno, Biccari und Volturara Appula [i 7] sowie bei Montagano—Limosani nahe Campobasso [h 6]. Auch bei Trivento und S. Elia—Bonefro enthalten die roten Tone Sandsteinbänke, die im mittleren Sangro-Tal zu einer Folge von 50 m mächtigen sandigen Schiefen und Sandsteinen anschwellen. Östlich Torricella [g 6] keilen die Sandsteine in der Nähe der Majella aus. Zum letzten Mal sind solche Sandsteine bei Montenerodomo aufgeschlossen:

60 m feste Kalke	}	Mittellutet
5 m Konglomerate mit Kalkgeröllen		
30 m feste z. T. brekziöse Kalke	}	Unterlutet und Ypern
40 m Mergel und Kalke		
20 m glimmerreiche Sandsteine und Schiefer		
1 m Nummulitenkalk		
15 m Glimmersandsteine und Schiefer		
15 m rote Tonschiefer mit Sandsteinplatten und Kalkbänken		

Am Ostrand der Majella schließt das tiefere Eozän mit grau-grünen, z. T. rötlichen Mergeln ab, die besonders klar unterhalb von Palombaro im Verde-Tal aufgeschlossen sind und deshalb als

„Palombaro-Mergel“ bei der Kartierung ausgeschieden wurden (s. Taf. 5). Sie enthalten zwischen Gessopalena und Casoli und an der Straßenabzweigung nach Colledimacine *Nummulites guettardi* D'ARCH., *N. subplanulatus* DOUV., *N. cf. subexilis* DOUV. und *N. subirregularis* HARPE.

Oberhalb Palena schalten sich noch geringmächtige rote Letten zwischen Hippuriten- und Nummulitenkalken ein. Diese roten Letten enthalten Kalkbrekzien. Sie keilen wenig oberhalb der Brücke am Steilhang des M. Porarra aus. Es handelt sich hier wohl um eine Randfazies der Molise-Tone an der eigentlichen Abruzzen-Schwelle, die durch das Fehlen des tieferen Eozäns besonders gekennzeichnet ist.

Auch zwischen Sepino und Pietrarroia liegen am Passo di Crocella [h 7] auf der Ostseite des Matese-Berglandes 300 m mächtige rote und grüne Tone mit Nummulitenbrekzienkalken, Mergel und Sandsteinbänken zwischen Oberkreide und Mitteleozän (s. Abb. 10). Ebenso erwähnt SACCO (1910) rote Tone über Kreidekalken bei Venafro nahe Isernia [f, g 6].

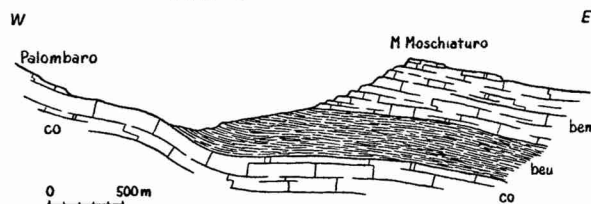


Abb. 10. Das Auflager der untereoazänen Tone auf Hippuritenkalken am Passo di Crocella im Matese-Bergland.

co Riffkalke der Oberkreide; beu Tone des tieferen Eozäns; bem Nummulitenkalk des Mittellutets.

Im tieferen Eozän greifen also die Schiefertone über den Bereich der kretazischen Tone hinaus nach Nordwesten vor (Abb. 36). Ein Übergang zwischen der Kalkfazies des tieferen Eozäns der Abruzzen in die Tonfazies des Molise ist nicht bekannt.

Mittellutet.

Im Molise transgrediert das Mittellutet weithin mit konglomeratischen Kalken. Neben Kalkgeröllen treten in ihnen Hornsteinsplitter und Rudistentrümmer auf. Bei Montenerodomo südlich Torricella Peligna greift das Mittellutet auf die Brekzienkalke des tieferen Eozäns mit einem 5 m mächtigen Basalkonglomerat über. Seine Kalkgerölle werden kopfgroß (s. S. 30). Auch zwischen

Torricella Peligna und Taranta dei Peligni ruhen im Aventino-Tal auf den Tonen des tieferen Eozäns mittellutetische Kalke mit einer Basalbrekzie aus bunten Kalken und Hornsteinen. In solchen brekziösen Kalken, die im gesamten Molise verbreitet sind, fand ich am Fuße des M. Cornacchia bei Biccari östlich S. Bartolomeo in Galdo [i 7]

- Nummulites* cf. *lucanus* DEFR.
 „ cf. *granifer* DOUV.
 „ *perforatus* MONTF.
 „ *laevigatus* BRUG.
 „ *curvispira* SAVI ET MGH.
 „ *subplanulatus* DOUV.
 „ *helveticus* KAUFM.
 „ *atacicus* LEYM.
 „ *guettardi* D'ARCH.
 „ *pustulosus* DOUV.
Orbitoides sp.

Im Mittellutet sind keine Faziesunterschiede zwischen Abruzzen und Molise mehr nachweisbar.

Oberlutet—Barton.

Im Molise wurden im Oberlutet und Auvers Kalke und Mergel abgelagert. Gelegentlich greifen aber Sandschüttungen, die im Obereozän des Südapennins große Bedeutung erlangen, auch auf die Zentralapennin-Schwelle über. So überlagern im Val Vandra nördlich Isernia [g 6] Sandsteine und Mergelschiefer konkordant die Kalke des Mittellutets. SACCO (1909) stellte diese Serie ins obere Mitteleozän. Nach Osten nimmt der Gehalt an klastischen Einschaltungen allmählich ab. Bei Capracotta [h 6] treten noch sandige nummulitenführende Kalke und Mergelkalke auf. Bei Frosolone [g 6] wird das sandige höhere Eozän noch einmal mächtiger, wie das Profil von der Rne. Ponticelle südlich Civitanova [g, h 6] zeigt:

Hangendes: Miozän.

250 m Sandsteine und sandige Schiefer mit *N. variolarius* LAM. und *N. prestwichianus* JONES (Auvers + Barton)

250 m z. T. brekziöse Kalke (in den höchsten Schichten mit Nummuliten des Mittellutets).

Weiter östlich verschwindet der Sandgehalt im Obereozän fast völlig. Nur in den höchsten Schichten der ca. 700 m mächtigen Kalke und Mergelkalke des Mittel- und Obereozäns von Bovino finden sich in den nummulitenführenden Mergelkalken einige Quarzkörner (CHECCHIA-RISPOLI 1916, 1917). Die Abnahme des Sandgehaltes

im höheren Eozän von Westen nach Osten zeigt, daß die Schüttung von der Tyrrhenis kam.

Ergebnis.

Das Schwellengebiet des Zentralapennins ist gegenüber dem nordapenninen Flyschtrog durch die geringere Mächtigkeit und vorherrschend kalkig-mergelige Fazies des Eozäns und größere Schichtlücken innerhalb desselben ausgezeichnet. Es gliedert sich in drei Zonen.

Die erste Zone — der Bereich der grauen Scaglia-Mergel Südumbriens und der Marken — vermittelt zwischen dem nordapenninen Flyschtrog und der zentralapenninen Schwelle. An die Trog-Entwicklung erinnern noch gelegentlich klastische Einschaltungen sowie die hornsteinführenden Mergelkalke. Andererseits sind die Sedimente schon bedeutend geringmächtiger und kalkiger.

Der Übergang zu der zweiten Zone — dem Bereich der reinen Kalkentwicklung der Abruzzen — vollzieht sich in der Zone von Leonessa, im oberen Aniene-Tal und am Gran Sasso. Die Scaglia-Mergel verzahnen sich hier mit Flachwasser-Kalken. Diese vertreten Mittel- und Obereozän bis zum Oligozän. Gelegentlich ist auch in den Kalken Untereozän nachgewiesen.

Die Tonschiefer-Entwicklung der dritten Zone (des Molise) deutet schon wieder auf Beckenfazies hin. Aber die Mächtigkeit ist gering. Auch lagern sich im Mittellutet in den Abruzzen und im Molise die gleichen Flachwasserkalke ab. Erst an der Wende zum Obereozän beginnt das Molise wieder eine Sonderstellung einzunehmen. Zwar bleibt die Sedimentmächtigkeit weiterhin gering, aber die klastischen Einschaltungen bei Frosolone und Isernia vermitteln bereits zur Flyschfazies des südapenninen Troges (s. Abb. 9).

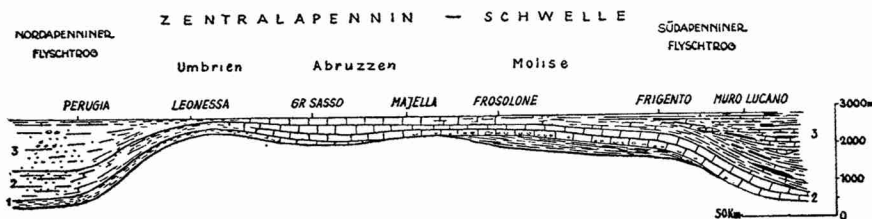


Abb. 4. Faziesprofil durch die Zentralapennin-Schwelle.

1. Ypern + Unterlutet; 2. Mittellutet; 3. Oberlutet—Barton.

III. Der südapennine Flyschtrog.

Der südapennine Flyschtrog ist in vieler Hinsicht ein Spiegelbild des nordapenninen Troges, wenn auch im einzelnen die Entwicklung anders verlief.

a) Der Flysch zwischen Sorrent und Roccadaspide.

Bei Termini westlich Sorrent [g 8] transgrediert das Oberlutet mit z. T. glaukonitischen kalkigen Sandsteinen und sandigen Schiefeln auf Kreidekalken. Gelegentlich ist eine schwache Winkeldiskordanz nachzuweisen. In den Sandsteinen wurden bei Termini und auf Capri *Nummulites variolarius* LAM. und *N. laevigatus* BRUG. gesammelt. Diese Funde zeigen, das die Sandsteine dem Oberlutet und Auvers angehören.

Dieselben Sandsteine finden sich in der Lucania bei Roccadaspide [i 9] wieder. Auch hier lieferten sie eine Fauna des Oberlutets. Ich sammelte:

- Nummulites lucasanus* DEFR.
 " *helveticus* KAUFM.
 " cf. *bassani* PREV.
 " cf. *curvispira* SAVI et MGH.
 " *latispira* TELL.

Orbitoides sp.

Doch wechsellagern hier die (> 400 m mächtigen) konglomeratischen Sandsteine mit globigerinenreichen Scherbenkalken und roten und graublauen Tonen mit Kalk- und Kalksandsteinlinsen. Auch folgen unter den klastischen nummulitenführenden Schichten nochmals 100—200 m Scherbenkalke, die mit Glimmersandsteinen, Ton- und Kieselschiefern vergesellschaftet sind. An der Basis des Flyschs stellen sich 50 m mächtige brekziöse Kalke ein. Sie ruhen auf der Oberkreide. — Die Sandsteine von Sorrent verzahnen sich also bei Roccadaspide mit landferneren Sedimenten.

Barton ist bei Sorrent und Roccadaspide nicht nachgewiesen worden. Vielleicht ist im Anschluß an die Bewegungen pyrenäischen Alters (S. 100) bei Sorrent und auf Capri ein Teil des Ober-eozäns abgetragen worden.

Das Oligozän greift am Golf von Neapel mit glaukonitischen Scutellensanden auf Oberkreide über (s. BEHRMANN 1934). Es findet sich in gleicher Entwicklung auf Capri wieder (OPPENHEIM 1889).

b) Der Flysch des Cilento.

Am M. Sacro und M. Stella [i 9] treten als tiefstes radiolarienreiche Lydite und Alaunschiefer zutage. Auch an der Südwest-

seite des M. Centaurino [k 9] sind die Alaunschiefer an der Alcano-Brücke am F. Faraone zu beobachten. Sie überlagern an der Serra di Fenrara bei Rofrano [i 9] 50 m mächtige Tonschiefer, die nach unten in konglomeratische Sandsteine übergehen. Die Konglomerate enthalten neben Geröllen mesozoischer Kalke und ladinischer Kieselschiefer auch viel kristallines Material. Die Gerölle werden kopfgroß.

An der Südseite des M. Centaurino stellen sich im Hangenden der Alaun- und Kieselschiefer Sandsteine und örtlich auch rote Tonschiefer mit Nummulitenbrekzien ein. Die Nummuliten weisen auf Oberlutet bzw. Auvers.

An der Wende Auvers—Barton werden große Sandmassen im gesamten Cilento abgelagert. Am M. Sacro werden diese Sandsteine über 1100 m, — am M. Stella über 700 m mächtig. Sie enthalten zahlreiche kristalline Gerölle. Auch am M. Centaurino sind diese konglomeratischen Sandsteine entwickelt. Bei Pisciotta nordwestlich des M. Bulgheria [i 9] tritt der Sandgehalt gegenüber den Geröllen zurück. Konglomerate mit Granit- und Glimmerschiefergeröllen herrschen hier vor.

Die Zunahme der Sandsteine und Konglomerate nach SSW zeigt, daß in geringer Entfernung in der Tyrrhenis ein sedimentlieferndes Hochgebiet lag. Dieses „tyrrhenische“ Hochgebiet muß am Ende des Auvers ruckartig aufgestiegen sein.

Im Lauf des Bartons läßt die Sandschüttung wieder nach. So entstehen am M. Stella und bei Torchiara [i k 9] 900 m mächtige Globigerinen-reiche Scherbenkalke mit geringen Sandstein- und Schiefermitteln. Am M. Sacro schließt die Schichtfolge mit 80 m mächtigen roten Letten ab, die sich auch vereinzelt im Flysch des M. Centaurino wiederfinden. In den Sedimenten des M. Centaurino macht sich im Obereozän und Oligozän die größere Landnähe durch ständigen größeren Sandgehalt in allen Schichten bemerkbar:

- 1500 m konglomeratische Sandsteine (Oligozän)
- 1100 m z. T. konglomeratische Sandsteine, Mergel, sandige Scherbenkalke, rötliche Kalke und Schiefer (? Barton)
- 300 m feste Sandsteine mit wenigen Schiefermitteln. Im obersten Drittel konglomeratisch (? Auvers)
- 700 m Schiefer und Sandsteine mit roten Tonschieferlagen und Nummulitenbrekzien (Oberlutet-Auvers).

Wahrscheinlich hat im Anschluß an Bewegungen pyrenäischen Alters im Oligozän auf dem tyrrhenischen Hochgebiet wieder eine starke Belebung der Erosion eingesetzt. Grobklastische Sedimente

werden im südapenninen Flyschtrog in großer Mächtigkeit abgelagert. Am M. Centaurino erreichen die Granitgerölle in den mehr als 1500 m mächtigen konglomeratischen Sandsteinen einen Durchmesser von 1 m. Am M. Stella und M. Sacro ist das Oligozän in gleicher Ausbildung mehr als 600 bzw. mehr als 800 m mächtig. Besonders zahlreich sind hier die Konglomeratbänke in den hangendsten Teilen. In ihnen fand sich am Gipfel des M. Sacro *Nummulites intermedius* D'ARCH. Die konglomeratische Fazies des Alttertiärs läßt sich vom Cilento bis Spinoso nordöstlich Lagonegro [19] verfolgen. Auch dort deutet der große Sandgehalt auf das nahe Festland des tyrrhenischen Hochgebietes hin.

c) Der Flysch zwischen Laurenzana und Rotondella.
Der Tonflysch (Oberlutet—Barton).

Bei Corneto Perticara und Viggiano [29] finden sich noch 50—100 m mächtige Alaunschiefer neben Mergeln und Sandsteinen an der Basis des Flysches. Auch zwischen dem Agri- und Dianotal treten bei Atena über geringmächtigen Mergeln Scherbenkalk und Lydite auf. Dazu gesellen sich Nummulitenbrekzien. Östlich des Cilento verschwinden zwischen Laurenzana und Kalabrien [19] allmählich die Alaunschiefer und Lydite. Die Kieselschieferfazies erstreckt sich bis Kalabrien. Von hier geben TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935, S. 99 u. 109 ff.) bunte Tone mit Kieselschiefern und Kieselkalken an. Daneben treten hier im höheren Eozän zahlreiche Grüne Gesteine auf. Sie sind an die tonig-kieselige Fazies gebunden. Weiter im Nordosten verschwinden die Kieselschiefer-Einlagerungen. Nur bunte Tonschiefer mit Nummulitenkalken, Scherbenkalken und konglomeratischen Kalksandsteinen vertreten das höhere Eozän. Bei Laurenzana [19] fand ich im Torrente Castelbellotto in den obersten Schichten der bunten Tone

Nummulites lamarki ARCH. ET HAIME

- „ *perforatus* MONTF.
- „ *oosteri* HARPE
- „ cf. *curvispira* SAVI ET MGH.
- „ cf. *planulatus* LAM.
- „ cf. *irregularis* DESH.
- „ *atacicus* LEYM.
- „ *latispira* TELL.
- „ *guettardi* D'ARCH.
- „ *variolaris* LAM.

Orbitoides sp.

Operculina sp.,

Auch diese Fauna weist auf das Oberlutet—Auvers-Alter des Tonflysches hin.

Bei Pietrapertosa und Castelmezzano [19] ist das Hangende des Tonflysches aufgeschlossen. Es gliedert sich folgendermaßen:

5. 700 m Sandsteine und Mergel mit Tonschiefern und Foraminiferen-Kalkbänken Oligozän
4. 500 m konglomeratische Sandsteine
3. 800 m Sandsteine, Schiefer, Scherbenkalke und Foraminiferenkalke in Wechsellagerung Priabon
2. 200 m gelber mittelkörniger Sandstein
1. 700 m bunte Tone mit Sandstein- und Nummulitenkalklinsen (Oberlutet—Barton)

In Horizont 1., dem bunten Tonflysch, sammelte ich:

<i>Nummulites subatacticus</i>	DOUV.
" <i>cf. globulus</i>	LEYM.
" <i>guettardi</i>	D'ARCH.
" <i>discorbinus</i>	HARPE
" <i>curvispira</i>	SAVI ET MGH.
" <i>helveticus</i>	KAUFM.
" <i>lucasanus</i>	DEFR.
" <i>partschi</i>	HARPE
" <i>cf. pustulosus</i>	DOUV.
" <i>fabiani</i>	PREV.
" <i>laevigatus</i>	BRUG.
" <i>lamarcki</i>	D'ARCH. ET HAIME
" <i>perforatus</i>	(A + B) MONTF.
" <i>cf. anomala</i>	HARPE
" <i>cf. incrassatus</i>	HARPE
" <i>cf. rütimeyeri</i>	HARPE
" <i>contortus</i>	DESH.
" <i>variolarius</i>	(A + B) D'ARCH u. LAM.
" <i>cf. orbigny</i>	HARPE

Damit gehören auch hier die bunten Tone dem Oberlutet und Auvers an. *Nummulites fabiani* zeigt aber, daß der Tonflysch am Basento noch ins Barton hinaufreicht.

Die bunten Tone werden bei Stigliano [19] mehr als 1250 m mächtig. In den oberen Teilen wechsellagern Kalke und Kalksandsteine. Der Übergang vom Tonflysch in die hangenden Schichten ist an der Straße von Guardia Perticara nach Corneto Perticara [19] aufgeschlossen. Bunte Kalke und Nummulitenbrekzien verdrängen nach oben die Tone, die schließlich nur noch Zwischenmittel bilden. Im Hangenden stellen sich Mergelkalke und Sandsteine ein. Diese Folge sei als „Sand-Mergel-Flysch“ zusammengefaßt.

Der Sand-Mergel-Flysch (Barton).

In der südlichsten Basilicata setzen die klastischen Ablagerungen schon früh ein. So ist bei Rotondella das 400—500 m mächtige Oberlutet neben bunten Tonen reich an Sandsteineinschaltungen (TEICHMÜLLER & QUITZOW 1935, S. 101). In der mittleren Basilicata stellen sich Sandsteine und Konglomerate erst im Barton ein. Bei Laurenzana ruhen auf dem Tonflysch unmittelbar feste Sandsteine mit kristallinen Geröllen. An der Serra di Autotero schaltet sich zwischen den Tonflysch und den konglomeratischen Sandsteinen noch eine 250 m mächtige Folge von Tonschiefern, Kalken, Mergeln und Sandsteinen ein. Wenig über den tiefsten Sandsteinen fand ich an der Serra di Autotero bei Laurenzana [19]:

- Nummulites* cf. *incrassatus* HARPE
 " *striatus* BRUG.
 " cf. *lamarki* ARCH. ET HAIME
 " cf. *garnieri* HARPE
 " *brongniarti* ARCH. ET. HAIME
 " *perforatus* (A + B) MONTF.
 " cf. *partschi* HARPE
 " cf. *fabiani* PREV.

Diese Arten weisen auf die Grenze Auvers-Barton. Die Sand-schüttung hat hier also etwas früher eingesetzt als bei Stigliano und Pietrapertosa, wo nach den Nummulitenfunden noch zum mindestens ein Teil des Bartons im Tonflysch vertreten ist. Bei Pietrapertosa schalten sich in die Sandsteine bereits Mergellagen ein (Horizont 3 der Tabelle, S. 37). In ihnen fand ich an mehreren Stellen — besonders am C. Saletta:

- Nummulites* *budensis* v. HANTKEN
 " *variolaris-héberti* D'ARCH. u. LAM.
 " cf. *prestwichianus* JONES
 " cf. *vascus* JOL. ET LEYME
Orbitoides sp.

Damit gehört der Horizont 3 dem Priabon an.

Ähnlich ist auch die Schichtfolge bei Tricarico und Stigliano [18, 9], wo das Barton als eine 1000 m mächtige Folge von Sandsteinen, Scherbenkalken und Foraminiferen-Kalken entwickelt ist. Nach Nordwesten erstrecken sich diese Schichten über Tolve bis Ripacandida bei Melfi [k 8]. Auch dort führen sie Nummuliten des Barton (SACCO 1910).

Der Sandgehalt nimmt nach NNE ab. Es fällt auf, daß in der mittleren Basilicata die Detrituszufuhr im Barton stärker als im Cilento ist. Vielleicht hat sich der Schuttfächer nach Südosten

verlagert, vielleicht gehören aber auch die Sandsteine der mittleren Basilicata einem Deltakegel an, der sich von Südosten her bis Melfi erstreckte. Damit stimmt überein, daß in Nordkalabrien die Sandsteine des Bartons reich an konglomeratischen Einschaltungen sind.

Die Sandsteine des Oligozäns.

Ihr größtes Ausmaß erreichen die Sandschüttungen im süd-apenninischen Flyschtrogl während des Oligozäns. Bei Stigliano wurden 1500 m mächtige konglomeratische Sandsteine abgelagert. Auch bei Tricarico treten die gleichen festen Sandsteine auf, die bei Canna südlich Rotondella *Nummulites intermedius* D'ARCH. (SACCO 1910) geliefert haben. Bei Pietrapertosa werden mehr als 500 m mächtige feste Sandsteine mit konglomeratischen Sandsteinen noch von 700 m mächtigen sandigen Mergeln mit Tonschiefer- und Sandsteineinschaltungen überlagert (s. S. 37). In einer glaukonitischen Kalkbank im höheren Teil dieser Serie sammelte ich an der Serra Briglia zahlreiche Lepidocyclinen neben

- Nummulites* cf. *bouillei* HARPE
- „ cf. *ournoueri* HARPE
- „ cf. *budensis* HANTKE.
- „ *subfabiani-fichteli* PREV.-MGH.
- „ *boucheri* HARPE
- „ cf. *vascus* HARPE.

Damit ist diese Folge ins Oligozän zu stellen.

Die Gerölle der konglomeratischen Oligozänsandsteine werden manchmal überraschend groß. Unterhalb Laurenzana [19], also weit vom tyrrhenischen Festland entfernt, erreichen kristalline Blöcke (an der Brücke über den T. Camastra) noch 0,5 m Durchmesser. Auffällig ist auch das schwarmweise Auftreten einzelner Geröllkomponenten.

Die Gerölle stammen überwiegend vom tyrrhenischen und kalabrischen Hochgebiet. Aber schwache pyrenäische Bewegungen haben auch im Südapennin-Trog kleine Denudationsgebiete geschaffen. So greift das Oligozän am Ostrand der präkretazischen Schwelle nordöstlich Avellino [h 8], bei Caposele [i 8] und an der Timpa di Pilato bei Laurenzana [19] bis auf Mesozoikum über. Diese örtlichen Aufwölbungen erklären die aufgearbeiteten Kalke, Sandsteine und Kieselschiefer im Oligozän.

Bei Stigliano [19] treten die kristallinen Gerölle sogar ausnahmsweise hinter denen von mesozoischen und tertiären Sedimentgesteinen zurück. Auch nordöstlich Caposele finden sich häufig (bis kopf-

große) Gerölle von Hippuriten- und Nummulitenkalken in den Oligozänsandsteinen.

d) Der Flysch zwischen Benevent und Potenza.

Eozän.

Auf mittellutetischen Kalken ruhen bei Castelnuovo östlich Caposele [i 8] geringmächtige sandige Lepidocyclinenmergel des Oberlutets. Darüber folgen Schiefer, Sandsteine und Mergel mit Scherbenkalken und geringen Alaunschieferlagen. Im oberen Ofanto-Tal [i 8] bei Teora und Pescopagano wird das Oberlutet—Auvers dagegen von roten Tonen mit Brekzienkalklinsen vertreten. Bei Caposele verzahnen sich beide Faziesbereiche: Zwischen dem Kloster Materdomini und der Cresta di Gallo setzt sich die 700 m mächtige Serie vorwiegend aus Scherbenkalken mit Schiefer- und Sandsteineinschaltungen zusammen. Gegenüber von Caposele zwischen Materdomini und der Costa S. Lucia wechsellagern rote Tonschiefer mit Mergelkalken, Sandsteinen und sandigen Schiefen.

Weiter östlich ist zwischen Muro Lucano und Pescopagano [k 8] das Eozän etwas abweichend entwickelt:

Hangendes: 300 m geröllführende Sandsteine	Oligozän
400 m bunte Tone mit Kalklinsen	} Barton
100 m z. T. brekziöse Hornsteinkalke mit Orbitoiden	
150 m bunte Tone	
300 m Hornsteinkalke (mit bunten Tonen wechsellagernd) mit <i>Nummulites rouaulti</i> D'ARCH. ET HAIME	
700 m dunkle Tone mit Hornsteinbrekzien und <i>Nummulites chavannesi</i> HARPE, <i>N. cf. boucheri</i> HARPE, <i>N. variolarius</i> LAM. und <i>N. prestwichianus</i> JONES.	Auvers-Barton
10 m graue und grüne Kalke und Sandsteine	
500 m Nummulitenkalk	Mittel- u. Oberlutet
Liegendes: Hippuritenkalk.	

Die dunklen Auvers-Barton-Tone, die schon W. DEECKE (1891) beschrieb, ähneln den Tonen von Atena im Agri-Tal [k 9]. Dagegen sind im Ofanto-Tal und im Basento-Tal rote Tone im Auvers häufiger. Bei Biscotti (zwischen Vaglio und Potenza) [k 8, 9] sammelte ich in einer Kalklinse innerhalb der roten Tone:

- Nummulites subatacicus* DOUV.
 „ *guettardi* D'ARCH.
 „ cf. *montis-fractis* KAUFM.
 „ cf. *ficheuri* PREV.
 „ *helveticus* KAUFM.
 „ *striatus* BRUG.
Orbitoides sp.

Diese Arten weisen auf Oberlutet bzw. Anvers hin. PREVER (1901, 1902) beschreibt ebenfalls Nummuliten des Oberlutet-Auvers aus jener Gegend. Bei Lacedonia [i 7] fand PREVER (1905) in dem bunten Kalktonflysch aber auch Formen des Bartons.

Weiter im Nordwesten herrschen ähnliche Faziesverhältnisse. Nur nimmt nach dort die Mächtigkeit des höheren Eozäns ab. Bei Caposele wird das höhere Eozäns noch etwa 800 m mächtig. Bei Frigento (30 km südöstlich Benevent) [i 7] ist es nur noch 600 m mächtig. Von hier gibt TARAMELLI (1908, S. 27) ein Grünes Gestein im Tonflysch an. Kieselkalke und Kieselschiefer finden sich besonders im mittleren Teil des Tonflysches, während der höhere Teil reich an Sandsteinbänken ist. Der Tonflysch vertritt hier noch das gesamte Barton. Von Benevent nimmt die Mächtigkeit des höheren Eozäns zum Lirital [e, f 7] weiter ab. Dort wird es nur noch 250 m mächtig. Bunte Tone schließen hier Nummulitenkalklinsen und Sandsteinbänke ein.

Oligozän.

Im Oligozän werden Sandsteine sedimentiert. Bei Caposele [i 8] enthalten sie Kristallingerölle von mehr als 30 cm Durchmesser. Die Gerölle werden weiter im Osten bei Castelgrande [i 8] noch faustgroß, bei Frigento nur noch nußgroß. Bei Melfi [k 8] sind die Sandsteine fast geröllfrei. Hier am Nord- und Nordostende des südapenninen Flyschtroges wird auch die Mächtigkeit der oligozänen Sandsteine gering. Stehen doch den 600—1500 m mächtigen Sandsteinen in der Basilicata nur die 300 m mächtigen Sandsteine bei Frigento—Melfi und Caposele gegenüber.

Ergebnis.

Im Südapennin entsteht im Oberlutet ein Trog. Am Fuße der aufsteigenden Tyrrhenischen Masse, die ungefähr längs der heutigen Küste anzunehmen ist, erstreckte sich vom Oberlutet bis zum Oligozän eine Saamtiefe. Sie fing den Schutt des kristallinen Hochgebiets auf.

Die Absenkung des südapenninen Flyschtroges muß im Oberlutet rasch erfolgt sein. Die Detritusmengen reichten nicht aus, die Senkung zu kompensieren. Alaunschiefer, Radiolarien-reiche Lydite, Hornsteinkalke und bunte Tone entstanden. Sie sind z. T. mit Grünen Gesteinen vergesellschaftet. Immer wieder weisen aber klastische Einschaltungen im Cilento auf die Nachbarschaft des tyrrhenischen Hochgebietes. Bei Rotondella deutete sich auch

die Nähe der Kalabrischen Masse durch Sandeinschaltungen im Tonflysch des Oberlutets an (s. Abb. 12).

An der Wende Auvers-Barton werden die Schüttungen des tyrrhenischen Hochgebietes kräftiger. Die Senkung wird durch die Ablagerung mächtiger Sandsteine kompensiert. Bryozoenkalke — also sichere Flachwasserbildungen — stellen sich in den Sedimenten ein.

Drei große Deltakegel sind nachzuweisen. Der Schuttfächer von Sorrent breitete im Oberlutet und Auvers seine Sedimente bis zum Molise und den Picentiner Bergen, sowie bis Roccadaspide aus. Noch größer war der Deltakegel des Cilento, der besonders an der Grenze Auvers-Barton seine Schuttmassen von Südsüdwesten her in den Trog schüttete. Schließlich brachte der kalabrische Fächer von Süden her mächtige Sand- und Geröllmassen in den südapenninen Trog. Seine Sandschüttung beginnt im Oberlutet bei Rotondella, — erreicht an der Grenze Auvers-Barton Laurenzana und endlich im Barton Pietrapertosa und Melfi.

Trotzdem bleiben im Barton noch Teile des südapenninen Flyschtroges (zwischen Benevent und Potenza) frei von klastischen Einschaltungen. Erst im Anschluß an die pyrenäischen Bewegungen im tyrrhenischen und kalabrischen Hochgebiet wachsen die Deltakegel zu einem einzigen Schuttfächer zusammen, der sich über den ganzen Flyschtrog breitet.

Die Außenzone des oligozänen Deltafächers deutet sich durch die geringere Mächtigkeit der Sandsteine von Melfi, Caposele und Frigento sowie durch kalkig-mergelige Einschaltungen am M. Carrozzo bei Castelgrande (Caposele) und bei Pietrapertosa an. Die kristallinen Gerölle werden in den oligozänen Schuttablagerungen im Cilento cbm-groß. Bei Laurenzana beträgt der Durchmesser der Gerölle noch 0,5 m, bei Caposele meist nur noch 0,3 m. Bei Avellino und Frigento werden die Gerölle kaum noch nußgroß.

Nach der großen Mächtigkeit des Alttertiärs (3600 m) zu urteilen, lag das Trogzentrum im Cilento. Auch die „Geosynklinal“-Fazies des Oberlutets-Auvers, die sich von Roccadaspide über das Cilento bis nach Nord-Kalabrien (Cerchiara) erstreckt, zeigt, daß hier das Trogtiefste zu suchen ist. Andererseits weist die grobe Konglomeratschüttung des Cilento auf die unmittelbare Nachbarschaft des tyrrhenischen Hochgebietes hin. Das Gefälle muß hier also sehr groß gewesen sein. Denn nur so ist es verständlich, daß sich noch in einer Entfernung von mehr als 80 km vom Festland Gerölle mit einem Durchmesser von 0,5 m finden.

Der südapennine Flyschtrog ist unsymmetrisch. Nach Osten wird der Trog nur langsam flacher. Denn seine Sedimente werden

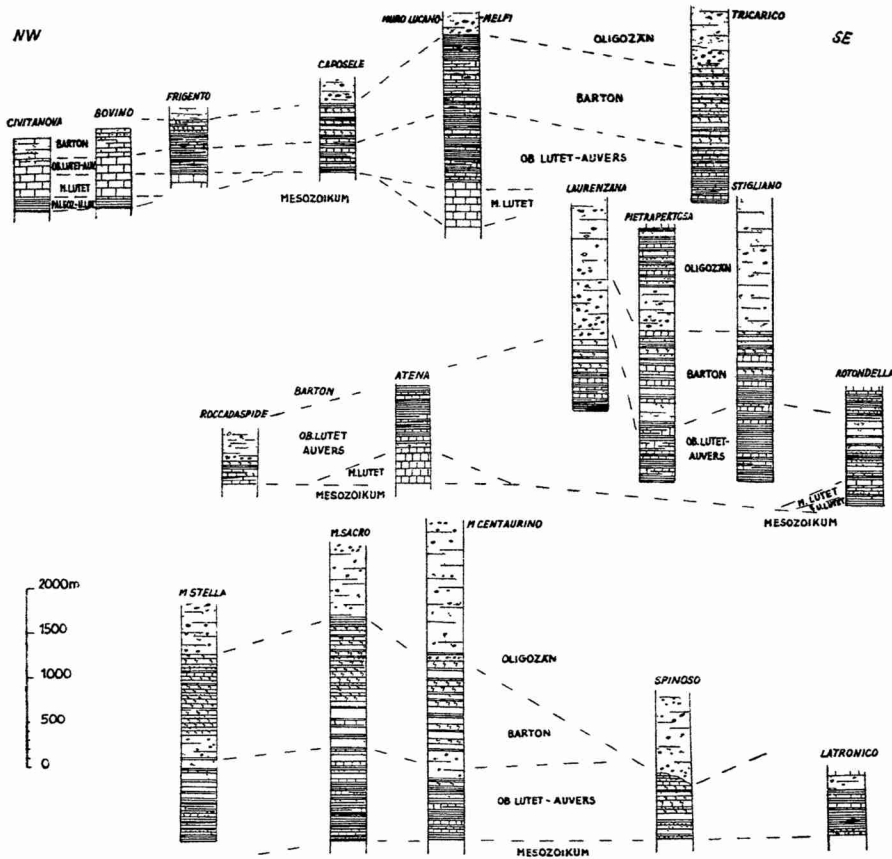


Abb. 12. Fazies und Mächtigkeit im südapenninen Flyschtrög.

Fein punktiert Sandsteine; grob punktiert Konglomerate; wagerecht gestrichelt Mergelschiefer und Tone; Mauersignatur Kalke; Mauersignatur mit gebrochenen Querbalken Scherbenkalke; dicke schwarze Striche Hornsteine, Radiolarite und Alaunschiefer.

noch am Basento und Ofanto 2500 m mächtig. Der Ostrand des südapenninen Flyschtroges ist nicht bekannt, da junge Sedimente den alttertiären Untergrund verhüllen. Doch ist am M. Gargano [16] das Eozän rein kalkig, d. h. in Schelf-Fazies entwickelt. Dort hat jedenfalls der Trog schon längst sein Ende erreicht. — Nördlich des Cilento hebt sich der Trog heraus. Das Alttertiär wird bei Caposele nur noch 1000 m mächtig. Der Nordwestrand des südapenninen Flyschtroges kann nicht weit von Frigento entfernt gelegen haben. Das nur 250 m mächtige höhere Eozän des Liri-Tales dürfte schon auf einem „Schelf“ abgelagert sein.

Zusammenfassung.

Der apennine Sedimentationsraum im Alttertiär.

Im Alttertiär entstehen im Nord- und Südapennin zwei große Flyschtröge. Sie werden vorwiegend mit klastischen Sedimenten gefüllt. Der Detritus kommt von Westen aus der Zone der Iarischen Gebirgsbildung. Mit den grobklastischen Sedimenten wechsellagern (ähnlich wie im Wildflysch der Alpen) feine Foraminiferen-Sedimente. Im nord- und südapenninen Flyschtrog werden die Sedimente mehr als 3000 m mächtig.

Es lassen sich einzelne Schüttungskegel erkennen. Im nordapenninen Flyschtrog erfolgte im Miozän die Hauptschüttung nach Ligurien und der westlichen Emilia. Im Obereozän verlagert sich der Schuttstrom nach Südosten. Er lud in Toskana und Umbrien seinen Detritus ab, so daß der Nordwest-Teil des nordapenninen Flyschtrog im höheren Eozän fast frei von klastischen Einschaltungen ist.

Im südapenninen Flyschtrog breitet sich im Oberlutet-Barton der Deltafächer von Sorrent vom Molise bis zum Sele aus. Der Schuttkegel des Cilento füllt besonders an der Grenze Auvers-Barton das dortige Trogtiefste mit klastischen Ablagerungen aus. Von Südosten schiebt sich ein weiteres Delta im Oberlutet-Auvers Basanto-aufwärts vor. Es erreicht im Barton fast Melfi.

Im Oligozän verstärkt sich im südapenninen Flyschtrog die Sandschüttung im Anschluß an pyrenäische Bewegungen in der Tyrrhenis. Die einzelnen Schuttkegel verschmelzen zu einem großen Fächer, der fast den gesamten Trogräum überdeckt (s. Taf. 7; Fig. 1—4).

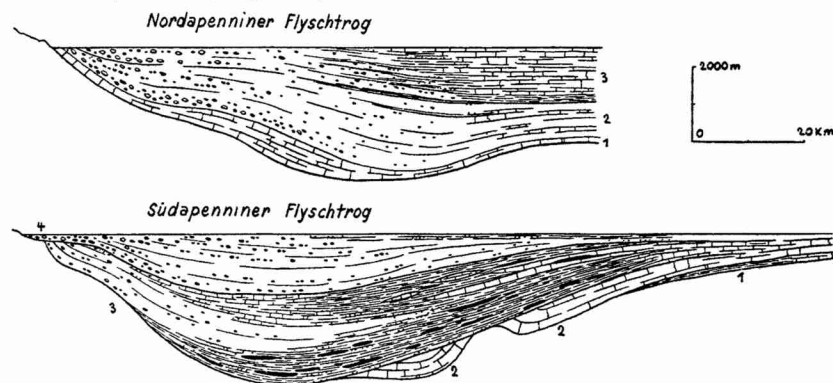


Abb. 13. Profil durch den nord- und südapenninen Flyschtrog. Grob punktiert: Konglomerate; fein punktiert: Sandsteine; eng gestrichelt: Ton-schiefer; weite Striche: Mergel; Striche mit Querbalken: Kalke; dicke schwarze Striche: Alaunschiefer, Radiolarite und Hornsteinkalke sowie Grüne Gesteine.

1. Tieferes Eozän; 2. Mittellutet; 3. Oberlutet-Barton; 4. Oligozän.

Links liegt das tyrrhenische Hochgebiet, rechts der Schelf des Antiapennins.

Beide Tröge sind asymmetrisch. Die steilere Westflanke erleichterte den Transport grober kristalliner Schuttmengungen vom westlichen Hochgebiet bis weit in den Trog hinein.

Die Anlage und der Werdegang beider Tröge sind etwas verschieden. Der nordapennine Flyschtrog entwickelt sich im Untereozän aus der mesozoischen pelagischen Faziesprovinz Tosco-Umbriens. Das Trogtiefste wanderte nach Osten. Die Trogentwicklung ist Ende Eozän abgeschlossen. — Der südapennine Flyschtrog entstand im Schwellen- bzw. Schelfbereich des südlichen Kalkapennins. Die Senkung beginnt erst im Oberlutet, dauert aber bis Ende Oligozän an. Der Geosynklinalcharakter dieses Raumes wird durch das Auftreten Grüner Gesteine unterstrichen.

Nord- und Südtrog werden durch die Schwelle des Zentralapennins getrennt. Ihren Kern bilden die Abruzzen i. w. S., in denen wenige hundert Meter Flachwasserkalke Eozän und Oligozän vertreten. Die Molise-Zone vermittelt mit ihren z. T. tonig-sandigen Sedimenten zur Entwicklung im Südapennin-Trog. In der umbrischen Zone stellen sich gleichfalls Tone und Sande ein, die zu den Sedimenten des nordapenninen Flyschtroges überleiten.

D. Die Entwicklung der jungtertiären Saumtiefe.

I. Die Anlage der Saumtiefe im Oligozän.

Die beiden Flyschtröge und die zentralapennine Schwelle werden im Lauf des Jungtertiars zu einer Einheit zusammengeschweißt, vor der sich eine ausgedehnte Saumtiefe hinzieht. Die jungtertiäre Vortiefe entsteht im Nordapennin nach starkem pyrenäischen Bewegungen (s. S. 70 f.) aus dem Rest des alten eoanen Troges.

Im nordapenninen Flyschtrog wird als erstes postorogenes Sediment das Oligozän abgelagert. Es transgrediert in den inneren Zonen auf dem bereits gefalteten Deckenbau. So ruhen bei Portofino etwas nordwestlich von Rapallo 200—300 m mächtige grobkonglomeratische Sandsteine auf der gefalteten liguriden Oberkreide. Die Gerölle werden cbm groß. Neben liguriden Oberkreide-Kalken finden sich darin auch Grünschiefer der Zone von Voltri. Die groben Konglomerate weisen auf ein nahes Festland im Westen hin. — Auch das Oligozän von Ronco nördlich Genua ist noch grobkonglomeratisch. Nach Osten werden die Gerölle kleiner. Die Konglomerate keilen aus. Geröllführende Sandsteine stellen sich ein. Sie sind am M. Senario und M. Giovi östlich Florenz aufgeschlossen. Die Gerölle werden höchstens faustgroß. Sie bestehen vor allem aus kristallinen und liguriden Gesteinen. Bei Borgotaro und am M. Barigazzo (im Apennin der Emilia) wird das Oligozän von >400 m mächtigen Sandsteinen mit Mergel- und Schiefer einschaltungen vertreten. Bei Ranzano im unteren Enza-Tal sind nur noch die basalen Schichten des Oligozäns sandig-konglomera-

tisch. Das Hangende ist mergelig-tonig. SACCO (1893, S. 104) gibt von hier kleine Nummuliten aus der Verwandtschaft des *Nummulites fichteli* MICH. an. Diese Beckenfazies des Oligozäns erstreckt sich am Rande der Po-Senke zwischen Traversetolo und Voghera.

Nach Südosten wächst der Kalk-Gehalt. Im oberen Arno- und oberen Tiber-Tal ist das Oligozän mergelig-kalkig. Es erreicht eine Mächtigkeit von 400 m. Eine Folge von 150 m mächtigen Mergelkalken und Sandsteinen oberhalb Scarpaccia (an der Straße vom Casentino nach La Consuma) vermittelt zwischen der mergeligen Beckenfazies und der sandig-konglomeratischen Randfazies des Oligozäns am M. Giove im Sieve-Tal. Der Sandgehalt sinkt im Casentino nach Osten und Süden.

Das Alter des „Alberese“.

Die oligozänen Mergelkalke „Alberese“ sind nicht immer leicht von den Mergelkalken der liguriden Oberkreide zu trennen. Nur die Basisschichten sind charakteristisch. Das Oligozän transgrediert nämlich meist mit einem Konglomerat oder einer Brekzie von aufgearbeiteten Gesteinen der liguriden Serie. So beginnt am Felsen von Cerbajolo östlich Pieve S. Stefano [c 2] das Oligozän mit einer mächtigen Brekzie, die sich aus aufgearbeiteten Grünen Gesteinen, Radiolariten und Calpionellenkalken zusammensetzt. Besonders klar ist weiterhin die Transgression des Oligozäns über dem liguriden Serpentin am M. Murlo etwa 2 km unterhalb Pieve S. Stefano aufgeschlossen. Serpentinbrocken und -grus sind an der Basis der Mergel zwischen dem oberen Tiber und dem Casentino häufig eingeschaltet. Der Serpentingrus erinnert zuweilen an Tuffe, wofür er auch früher häufig gehalten wurde.

Helle Mergelkalke, die denen des Oligozäns ähneln, sind im Apennin weit verbreitet. Wegen ihrer petrographischen Übereinstimmung hat man sie früher als „Alberese“ zusammengefaßt und als einen stratigraphischen Horizont gedeutet. Jedoch treten „Alberese“ — bzw. Helminthoideen-Kalke auf:

1. in der liguriden Oberkreide
2. im liguriden Mittellutet
3. im toskaniden Obereozän (Foraminiferen-Mergelkalke)
4. im Oligozän.

Die Bezeichnung „Alberese“ hat also keine stratigraphische Bedeutung und wird darum vermieden.

Der oligozäne Sedimentationsraum deckt sich weitgehend mit dem eozänen. Doch zeigt die Zunahme der Mergel und Tone zur Po-Ebene, daß im Oligozän erst dort das eigentliche Beckenzentrum lag. Hier wird das Oligozän 800—1000 m mächtig. In dieser Verlagerung des Beckenzentrums in den subapenninen Bereich vollzieht sich die erste Anlage der jungtertiären Saumsenke.

II. Die subapennine Saumtiefe im Burdigal.

Aquitain ist bislang nur zwischen Voghera und Salsomaggiore in Gestalt 100—200 m mächtiger Mergel und Letten fossilführend nachgewiesen worden¹⁰⁾. Weit verbreitet ist dagegen im Nordapennin das Burdigal.

Das Burdigal der Emilia.

Bei Bagni della Porretta wird das Burdigal von festen Sandsteinen mit *Ostrea langhiana* TRAB. und *Aturia aturi* BAST. vertreten. Nach Osten nimmt der Sandgehalt ab. Die Sandsteine reichen von Porretta nur bis Montefredente und Piano di Voglio. Dagegen ist das Burdigal zwischen Vergato und Sasso im unteren Reno-Tal, bei Traversetolo und am M. Fuso südlich Parma mergelig-tonig bzw. kalkig. Seine Mächtigkeit ist auf > 300 m gestiegen. Sandige Lagen finden sich nur noch vereinzelt.

Das Burdigal von Toskana und der Romagna.

Zwischen Firenzuola und dem Sieve [a 1, 2] erreicht das Burdigal am M. Faggio eine Mächtigkeit von mehr als 750 m. Es ist hier vorwiegend mergelig, doch stellen sich zum Liegenden hin immer mehr Sandsteinbänke ein. Die Basalschichten bestehen aus grobkörnigen Sandsteinen, die gelegentlich Gerölle von Calpionellenkalken, Radiolariten, Serpentin und Macigno-Sandsteinen enthalten. Noch etwas sandiger ist das Burdigal am Savio (PRINCIPI 1925 d), wo die Mächtigkeit auf 1900 m anschwillt, und zwischen S. Piero in Bagno und dem Poggio Incisa. Östlich des M. Falterona und am Sieve ist das Burdigal ähnlich entwickelt. Die sandigen Einschaltungen sind westlich des Tibers bis Monterchi [c 3] zu verfolgen. Zwischen Pieve S. Stefano und Badia Tedalda herrschen Pteropodenmergel im Burdigal vor. Es wird hier ca. 900 m mächtig. Seine größte Mächtigkeit erreicht das Burdigal an der Voglia bei Sestino und am M. Bello mit 2300 m. Es ist dort mergelig-sandig.

Das Burdigal in Umbrien.

Zwischen dem oberen Tiber und Rieti [c, d 3—5] beginnt das Burdigal mit 6 m mächtigen Mergelkalken, die mit schwarzen Hornsteinen wechsellagern. Darüber folgen sandige Schiefer, („genga“) mit sandigen Mergeln („gengone“) und graugelben Kalkbänken („bisciaro“) (ANGELIS D'OSSAT & LUJIC 1899). Zwischen Gubbio und der Catria-Kette [d 3] enthält das Burdigal noch klastische

10) O. RENZ hat jetzt Aquitain fossilführend auch in der Scaglia Umbriens und den Kalken der Abruzzen nachgewiesen.

Beimengungen. O. RENZ fand sogar in Macigno-ähnlichen Sandsteinen zwischen dem Trasimenischen See und dem M. Acuto nördlich Perugia Miogypsinen und Lepidocyclinen des Burdigals neben aufgearbeiteten Nummuliten. Daneben treten in den Sandsteinen noch Gerölle von Scagliamergeln und Resten von Hippuriten auf. Es handelt sich hier also um eine Randfazies¹¹⁾ ähnlich dem burdigalen „Macigno“ von Porretta. Auch bei Cagli sind den Mergeln noch feinkörnige (5—30 cm mächtige) dünnplattige Sandsteine eingelagert. Der Übergang zur reinen Kalk-Mergel-Fazies vollzieht sich ungefähr zwischen Pian di Meleto und dem Metauro [c, d 2]. Dort keilen die Sandsteinbänke allmählich aus. Die sandigen Mergel gehen in Mergelkalke über. Südsüdwestlich Urbania [c, d 2] treten die letzten Sandsteinbänke am M. S. Tutriaria auf.

Die mehr als 1000 m mächtigen Kalkmergel enthalten neben sandigen Mergellagen gelegentlich Kieselknollen. Die kalkigen Mergel sind der Scaglia cinerea sehr ähnlich. Jedoch fanden sich nach PRINCIPI (1925 a) bei Urbino (zwischen dem M. Spadara und M. d'Oro), bei Pergola und in den Zementkalken von Fabriano [d 3] und anderenorts *Aturia aturi* BAST. und *Ostrea langhiana* TRAB.

Das Burdigal in Latium und den Abruzzen.

Im Untermiozän des Latiums macht sich die größere Nähe des tyrrhenischen Hochgebietes durch klastische Beimengungen in den Mergeln bemerkbar. So besteht im Val Latina [e, f—6, 7] das Burdigal aus 2—300 m mächtigen sandigen Mergeltonen, Letten und Mergeln mit Foraminiferen-Kalkbänken. Der Sandgehalt nimmt apenninwärts schnell ab. Im Aniene-Tal [e 5] sind bei Subiaco nur noch wenige sandige Mergel den Mergelkalken eingelagert. In den Sabiner Bergen [d 5, 6] verschwindet der Sandgehalt fast völlig. Statt dessen wird der Kalkgehalt größer. Die Lepidocyclinen-Kalke werden häufiger. Sie wechsellagern mit kalkigen Mergeln. In ähnlicher Weise gehen die mächtigen Mergel und Mergelsande Umbriens in die nur 200—300 m mächtigen Mergelkalke der Zentralapennin-Schwelle über. Dieser Übergang vollzieht sich wieder in der als Faziesgrenze so wichtigen Zone von Leonessa—Antrodoco.

In den Abruzzen enthalten bei Aquila [e 5] und in der weiteren Umgebung bei Rocca di Mezzo (NELLI 1901) und bei Filetto-Camarola Kalke und Mergel Foraminiferen, Pecten und Austern von unter-

11) Diese grobklastische Randfazies ist auf Taf. 7, Fig. 5 westlich von Perugia noch nicht vermerkt.

miozänem Gepräge. In den 50 m mächtigen Bryozoenkalken und den hangenden 150m mächtigen Fucoidenmergeln und -mergelschiefern bei Tocco di Casauria im Pescara-Tal [f5] ist eine reiche Fauna gefunden worden, deren Formen im Schlier von Ottnang wieder auftreten (ANGELIS D'OSSAT & LUJZ 1899).

Ergebnis.

Die rund 2000 m mächtigen sandigen Mergel des Burdigals der Romagna, der nördlichen Marken und Umbriens sind die Sedimente der sinkenden Saumtiefe. In der Abnahme der Mächtigkeit, sowie in der Zunahme des Sandgehaltes deutet sich bei Porretta, Firenzuola, im oberen Tiber-Tal und bei Perugia der westliche Trogrand an (s. Abb. 14, 1).

In Umbrien und den Marken hebt sich die Saumtiefe an der Zentralapennin-Schwelle heraus. Das Burdigal dieser Zone ist geringmächtig und kalkig. Die Nerone-Catria-Kette war in Burdigal ein Sporn der Zentralapenninen Schwelle (s. Abb. 14, 4). Denn die Mächtigkeit des Burdigals steigt von Perugia bis Gubbio von 1200 auf 1800 m, um weiter östlich am M. Nerone wieder auf 800 m

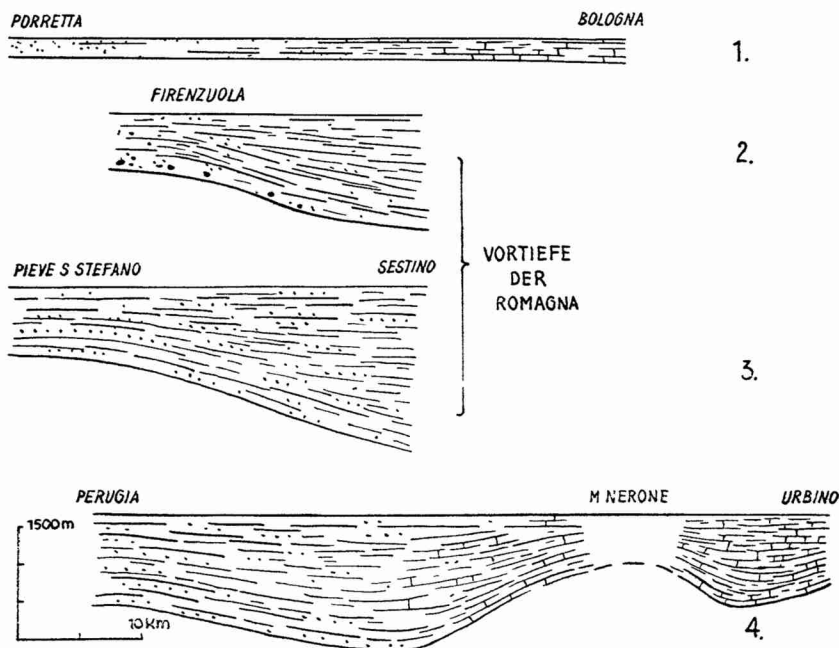


Abb. 14. Fazies-Profile durch die Saumtiefe im Burdigal.

zu sinken. Jenseits der Nerone-Catria-Kette schwillt die Mächtigkeit wieder von Urbino nach Fabriano von 900 m auf 1200 m an.

III. Die subapennine Saumtiefe im Helvet.

Die Randfazies des Helvets im Reno-Tal und bei Firenzuola.

Zwischen Castel di Casio und Piancasale östlich Porretta besteht das Helvet aus groben Arkosesandsteinen. Ebenso sind die tiefsten Schichten bei Riola (zwischen Porretta und Vergato) grobsandig und konglomeratisch. Sie enthalten kopfgroße Gerölle von Sandsteinen aus dem Burdigal bzw. dem Eozän des Hochapennins. Schließlich ist auch das Helvet am M. Vigese bei Vergato und Grizzana sandig. Es ist ungefähr 300 m mächtig.

Reno-abwärts treten bei Marzabotto und Pioppe Sandsteine nur noch an der Basis auf. Die höheren Schichten sind sandig-mergelig, bzw. kalkig. Auch im Tal des Idice und Sillaro nordöstlich Firenzuola [a, b 1] ist das Helvet unten sandig. Darüber folgen 300 m mächtige sandige Mergel. Im Subapennin fehlt der Sandgehalt. 200 m mächtige Mergelkalke, Mergelschiefer und Kalke vertreten das Helvet am unteren Reno.

Die Sandsteine und Konglomerate bei Porretta sind als eine Randfazies in der Nachbarschaft des Hochapennins zu deuten, während die Mergelablagerungen längs der Po-Ebene faziell der Beckenfazies angehören. Aber ihre Mächtigkeit ist gering.

Die Sandstein-Mergelfolge der Romagna und der nördlichen Marken.

Die Sedimente des Helvets können in der Romagna und den Marken petrographisch schwer von den Sandsteinen und Mergeln des Burdigals getrennt werden, wenn auch der Sandgehalt im Helvet etwas größer ist. Auch das Torton ist ähnlich entwickelt. Darum ist eine petrographische Abgrenzung der Miozänstufen unmöglich. Nur die Gesamtmächtigkeit läßt sich feststellen: In der Romagna werden die Sandsteine und Mergel des Burdigals—Tortons bis zu 4000 m mächtig. Im Savio-Tal [c 1, 2] beträgt die Mächtigkeit des Helvets—Tortons noch 1800 m. Weiter im Südosten sind in den Marken zwischen S. Angelo in Vado und Sestino [c 2] im Helvet und Torton noch 1400 m Sandsteine und Mergel abgelagert worden.

Die Lithothamnienkalke in Toskana, Nord-Umbrien und dem Marecchia-Tal.

Das Helvet wird zwischen dem oberen Tiber und dem Casentino von mehr als 200 m mächtigen glaukonitischen und sandigen

Kalken vertreten (PRINCIPI 1925). Am M. Fumaiolo werden die Helvet-Kalke 250 m mächtig. Sie enthalten an der Basis Kalk- und Hornsteinbrekzien. Auch im nordwestlichen Toskana ist das Helvet kalkig. Denn LOTTI (1895) sammelte in Kalkblöcken unterhalb Barigazzo eine Fauna, die den Helvet-Formen des oberen Tiber-Tales entspricht¹²⁾.

Im Marecchia-Tal sind die Basalkonglomerate des transgredierenden Helvets reich an Kalken des liguriden Mittelalters und an Hornsteinen aus den Argille scagliose. Darüber folgen ca. 120 m mächtige Bryozoenkalke und Kalksandsteine. Bei San Marino sind die festen Lithothamnienkalke des Helvets 350 m mächtig. Dieselben Kalke lassen sich bis Perugia verfolgen. Die Kalksandsteine von Maria S. Tiberina westlich Città di Castello [c 3] sind reicher an klastischen Einschaltungen als die Helvet-Kalke des Marecchia-Tales.

Alle diese geringmächtigen organogenen Kalke sind Ablagerungen einer Schwellenregion, die nach postburdigaler orogener Aufwölbung (s. S. 77) im Helvet epirogen aufstieg. Der Kern der „Querschwelle von San Marino“ deutet sich durch die geringmächtigen Kalke und Kalksandsteine am Sasso Simone und an der Alpe della Luna an. Die Mächtigkeitszunahme der Kalke bei San Marino und am M. Fumaiolo weist auf die Außenzone der Schwelle hin.

Die Mergel und Kalke in den südlichen Marken, Süd-Umbrien und den Abruzzen.

Der Sandgehalt nimmt im Mittelmiozän in den Marken und in Umbrien nach Südosten ab. So beschreibt PRINCIPI (1922) südöstlich des M. Deruta [c 4] bei Perugia Korallenmergel mit einer Helvetfauna aus dem Fosso del Vallone und von Castelleone. Auch bei Ancona ist das Helvet als Pteropodenmergel und Mergelkalk entwickelt. Es erreicht eine Mächtigkeit von 500 m. Die Mergelkalke lassen sich bis zum Vomano- und Tronto-Tal verfolgen.

In den Sabiner Bergen [d 5] stellen sich in den grauen Mergeln des Helvets sandige Einschaltungen ein. Die Mergelkalke und Mergel gehen in Umbrien und den Abruzzen in Lithothamnienkalke und Foraminiferenkalke über. So ist das Helvet bei An-trodoco [d 5] als Foraminiferenkalk entwickelt (PRINCIPI 1933). Bei Narni [c 4] finden sich sandige Kalke, die neben Bryozoen und

12) LOTTI stellte die Fauna ins Eozän, da er die Fossilien der „Leitha-Kalke“ mit Nummuliten des eozänen Untergrundes zusammen sammelte.

Austern zahlreiche Lithothamnen enthalten. Ähnliche Kalke vertreten auch im Pescara-Tal [f 5] das Helvet. Z. B. wechsellagernd bei S. Valentino und an der Majella bei Guardiagrele Bryozoenkalke mit schwach sandigen Mergelkalken. Die Folge wird 100 m mächtig. In den südlichen Abruzzen finden sich bei Scanno—Anversa [f 6] und bei Opi im oberen Sangro-Tal [f 6] 200—300 m Mergelkalke und Kalke des Helvet. Die Lithothamnenkalke erscheinen im Liri-Tal wieder, so z. B. bei Frosinone und Cassino [e 6, f 7].

Das Helvet des Südapennins.

Auch im Molise ist das Helvet als heller Mergelkalk entwickelt. Er enthält Einlagerungen von feinschichtigen, schwach sandigen „Kalken“, die besonders foraminiferenreich sind. — Weiter im Südosten sind kaum noch Ablagerungen des Helvets bekannt. Bei Montemurro ist das Helvet nach CREMA (1934) sandig-mergelig und schließt Konglomeratbänke mit kristallinen Geröllen ein. In Nordkalabrien mag der liegende Teil der groben Konglomerate von Belvedere dem Helvet angehören (TEICHMÜLLER & QUITZOW 1935). Wahrscheinlich wurde im Helvet die kalabrische Decke im südlichen Apennin denudiert.

Ergebnis.

Im Gegensatz zum Burdigal sind Ablagerungen des Helvets aus dem gesamten Apennin bekannt. Die Lage der Saamtiefe ergibt sich im Helvet wieder aus den Sedimentmächtigkeiten. Das Trogtiefste liegt in der Romagna und den nördlichen Marken, wo das Helvet einen großen Anteil an der 1400—2500 m mächtigen Schichtfolge der zweiten Mediterranstufe hat. Die Saamtiefe erstreckt sich im Helvet bis Ancona.

Die mächtigen Sandsteine und Mergel der Saamtiefe werden im Marecchia-Tal von geringmächtigen Lithothamnenkalken vertreten. Sie sind von San Marino bis ins Casentino und das mittlere Tiber-Tal zu verfolgen. Die Querschwelle von San Marino teilt damit die Vortiefe des Helvets in das Becken der Romagna und in das Becken der Marken.

Die konglomeratische Randfazies des Helvets bei Porretta deutet mit ihren großen Sandsteingeröllen auf ein nahes Festland im Südwesten. So dürfte zum mindesten ein Teil des Hochapennins im Helvet erstmalig als Sedimentlieferant für die Becken beiderseits der San Marino-Schwelle in Erscheinung getreten sein. Da

aber bei Massa Marittima in der Catena metallifera schon wieder Helvet (z. T. in klastischer Fazies) entwickelt ist, kann das junge Apenninfestland nur einen schmalen Rücken gebildet haben.

Inwieweit der schwache Sandgehalt der Helvetmergel in den Sabiner Bergen und an der Majella sowohl wie bei Trivento und Potenza von einer Hebungszone in der Tyrrhenis stammt, muß dahingestellt bleiben. Denn das alte Denudationsgebiet war im Helvet in der Tyrrhenis zum mindesten teilweise untergetaucht, wie die Mergelkalke auf der Insel Pianosa zeigen.

IV. Die subapennine Saumtiefe im Torton.

Die Randfazies.

Nordöstlich Firenzuola und zwischen Porretta und Bologna ist das Torton mergelig-sandig, gelegentlich auch konglomeratisch. Es wird am M. Grande südöstlich Castel S. Pietro d'Emilia [b 1] und am M. Vigese im Reno-Tal 300 m mächtig. Nach Südosten erstreckt sich die klastische Randfazies bis ins Casentino [b 2]. So wechsellagern am M. La Verna 70 m mächtige Konglomerate und Sandsteine mit sandigen Mergeln. Darüber liegt eine Erosionsdiskordanz. Im Hangenden stellen sich abermals Sandsteine ein. — Die Konglomerate des Torton sind recht grob. An der Straßenabzweigung von Chiusi in Casentino nach Pieve S. Stefano werden die Gerölle in den Konglomeraten cbm-groß. Es sind Sandsteine und Mergelkalke, die aus dem Oligozän oder der liguriden Oberkreide stammen. Kristalline Gerölle wurden nicht beobachtet. Das Abtragungsgebiet lag nah im Westen. Es war der Festlandsrücken des Apennins.

Die Torton-Konglomerate Umbriens sind dagegen der Schutt des tyrrhenischen Hochgebietes. So sind vom M. Deruta nördlich von Spoleto [c 4] seit langem Torton-Konglomerate bekannt. Die Gerölle erreichen oft 1 m im Durchmesser. Sie bestehen meist aus kristallinen Gesteinen, wie Biotitgraniten, Pegmatiten, Syeniten, Dioriten, Quarzuralitporphyren und Glimmerschiefern. Dazu kommen noch Kalke und Sandsteine (ANGELIS D'OSSAT & VERRI 1900). Diese Konglomerate sind in 8 m Mächtigkeit an der Mühle am L'Attone bei Bevagna und bei Savagno zwischen dem M. Deruta und M. Martano aufgeschlossen.

Weiterhin stellen sich Tortonkonglomerate bei Schifanoia ein. CHELUSSI (1914) gibt Glaukophan- und Granatglimmerschiefergerölle von Fiastra in der Nähe von Camerino [d 3] an. Ferner sind Torton-Konglomerate am Südostrand der Abruzzen beobachtet worden. Im Liri-Becken sind am Colle Grande nördlich Pico Kristallingerölle neben untergeordneten Kalkgeröllen in Sandsteinen des Torton eingebettet. Die Kristallingerölle erreichen einen Durchmesser von 40 cm.

Im Molise beobachtete man vielerorts große isolierte Kristallinblöcke, die vielleicht als Reste einer ehemaligen Torton-Bedeckung zu deuten sind. So findet man bei Torrella del Sannio [h 6] Granit-Blöcke (CHELUSSI 1914). Auch in der Nachbarschaft der Strada nazionale sannitica liegen Gerölle von Biotitgranit auf den Feldern verstreut. Die Granite ähneln nach CHELUSSI dem Kristallin Kalabriens und der Peloritaner Berge. In den Tälern des Laosento, Callagio und der Scava zwischen Lacedonia und Bisaccia [i, k 7] sind große Kristallingerölle ebenfalls nicht selten. Ferner wurden sie auf der Höhe zwischen Monteleone und Zungoli [i 7] und in der Umgebung von Campobasso [h 6] beobachtet. Bei S. Elia und bei Mancini [h 6] fand ich kopfgroße Granitgerölle. Ein Zusammenhang dieser Gerölle mit Sedimenten des Torton ist nicht nachzuweisen, aber wohl wahrscheinlich. Späterhin mögen diese „Restschotter“ nochmals umgelagert sein.

Die viele hundert Meter mächtigen Torton-Konglomerate von Belvedere (Nordkalabrien) werden fast ausschließlich von kristallinen Geröllen aufgebaut. Es ist der Schutt der kalabrischen Decke, die im Südapennin denudiert wurde. Dieses Denudationsgebiet des südlichsten Apennins war wahrscheinlich eine Insel, die der größeren Kalabrischen Insel im Norden vorgelagert war. Weisen doch auf der ionischen Seite bei Lungro und Rossano Konglomerate, Sande und Mergeltone auf eine Verbindung zu den Torton-Ablagerungen von Amantea auf der tyrrhenischen Seite hin. Die Meeresverbindung folgte der heutigen Crati-Senke.

Von Umbrien bis Nordkalabrien ist somit das Torton an der tyrrhenischen Seite konglomeratisch. Immer ist es reich an kristallinen Geröllen.

Das Torton der zentralapenninen Schwelle.

Auch die zentralapennine Schwelle wurde von der Tyrrhenis her mit Sand überschüttet. In den westlichen Abruzzen werden 350 m mächtige grobe Sandsteine und sandige Mergeltone abgelagert. In den Zentralabruzen vertreten dickbankige Sandsteine das Torton. Erst im Pescara-Tal schalten sich in die 250 m mächtigen Sandsteine Mergellagen ein (LOTTI 1926). Bei Spoleto [d 4] vertreten sandige Foraminiferenmergel das Torton (MARTINOTTI 1915). Dieser Fazies vergleichbar ist das „Miopliozän“ im Aniene-Becken, wo bei Carsoli und in den Sabiner Bergen [d, e 5] sandige Mergel und Kalksandsteine auftreten. Aber schon bei Cappadocchia (am oberen Liri) werden sie wieder konglomeratisch (SACCO 1907).

Die Querschwelle von San Marino.

Das Torton ist längs der Marecchia [c 2] sandig-mergelig und konglomeratisch. Fazies und Mächtigkeit ändern sich schnell. Am M. Fatogno bei Secchiano ist folgendes Profil aufgeschlossen:

30 m konglomeratische Sandsteine mit kopfgroßen Kalkgeröllen, kleineren Sandstein- und Hornsteingeröllen

30 m Mergelsande

40 m Sandsteine

Liegendes: Helvet.

Bei Montebello sind die Mergelsande und Sandsteine des Torton etwas mächtiger. Bei San Marino ruhen 150 m mächtige Torton-Konglomerate unmittelbar auf Helvet. Ebenso überlagern nördlich der Marecchia (am Felsen von Scorticara) die Konglomerate des Torton direkt die Lithothamnienkalke des Helvets.

Marecchia-aufwärts folgen am M. Perticara über den Lithothamnienkalken des Helvets zunächst 500 m mächtige Sandsteine und mergelig-sandige Tone. Sie gehen im Hangenden in lockere Sandsteine über. Diese werden ihrerseits von 600 m mächtigen konglomeratischen Sandsteinen überlagert. Die Gerölle werden kopfkroß und bestehen in der Hauptsache aus eozänen Mergelkalken, aber auch aus Sandsteinen und schwarzen Kalken. Kristalline Gerölle sind selten und werden höchstens nußgroß. CHELUSSI (1914) fand an der Marecchia-Brücke unweit Talamello in den Konglomeraten auch kleine Serpentin-, Diabas- und Porphyritgerölle. Über den Konglomeraten folgen bei Sogliano am Rubicon sandige Mergel mit Ligniten, die PRINCIPI (1925) auf Grund von Fossilfunden noch zum Torton stellt.

Die groben Konglomerate im Torton des Marecchia-Tales deuten auf die Nähe eines Denudationsgebietes. Der zentrale Teil der San Marino-Querschwelle dürfte als schmaler Rücken über den Meeresspiegel gestiegen sein (s. Abb. 15).

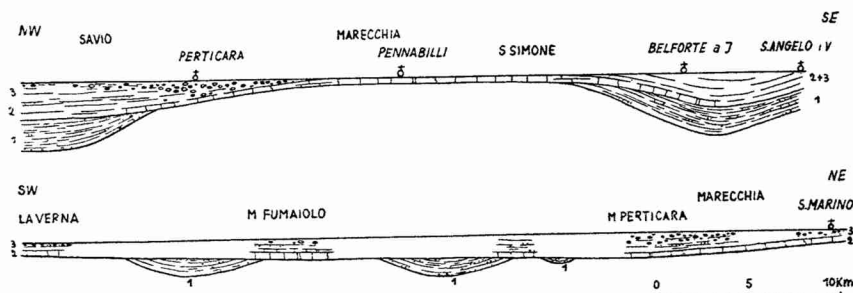


Abb. 15. Die S. Marino-Schwelle im Mittelmiozän.

1. Burdigal; 2. Helvet; 3. Torton.

Die S. Marino-Schwelle muß im Torton ständig gestiegen sein, sonst hätte sie nicht derart viel Detritus liefern können. Besonders im späteren Torton muß sie sich ruckartig aufgewölbt haben.

Nur so ist die plötzliche Schüttung der groben Konglomerate in den hangenden Teilen verständlich¹³⁾. Die vielen großen Eozänkalk-Gerölle zeigen, daß es das Gebiet des M. Carpegna war, das sich über den Meeresspiegel erhob. Die S. Marino-Schwelle ragte wohl nur als kleine Insel aus dem Meere heraus. Besteht doch schon am M. Fumaiolo das Torton wieder aus 450 m mächtigen glaukonitischen Kalksandsteinen und Sandsteinen, die arm an Geröllen sind.

Das Torton der Saumtiefe.

In der Romagna hat das Torton einen großen Anteil an den 1800—2500 m mächtigen Sandsteinen und Mergeln der zweiten Mediterran-Stufe. Zwischen Imola und dem Savio-Tal [b, c 1] schließt das Mittelmiozän wie am M. Perticara im Hangenden mit sandigen Mergeltonen und Ligniten sowie Konglomeratbänken ab (PRINCIPI 1928 a). Die Konglomerate werden bei Mercato Saraceno [c 2] und im Bidente-Tal [c 1] mehr als 40 m mächtig. Die bis kopfgroßen Gerölle bestehen aus Kalken.

Die Mächtigkeit des Mittelmiozäns in der Romagna weist darauf hin, daß sich die Saumtiefe im Torton am M. Perticara heraushebt. Jenseits der S. Marino-Schwelle werden graublau gut geschichtete Sandsteine mit Mergelzwischenlagen über dem Helvet wieder viele hundert Meter mächtig. An der Serra Maggio [c 2] und bei Urbino treten die Mergel zurück. Es stellen sich 650 m mächtige feste Sandsteine ein. Im südöstlichen Fortstreichen hat das Torton einen großen Anteil an den 2200 m mächtigen mergeligen Sandsteinen im Tronto-Tal westlich Ascoli Piceno. Die Saumtiefe dürfte sich im Torton östlich um die Abruzzen herumziehen. Denn noch im Molise beträgt die Mächtigkeit der Sandsteine des Torton-Sarmats 1200 m.

Bei Ancona hebt sich die Saumtiefe wieder heraus. Das Mittelmiozän wird dort ca. 500 m mächtig. Die Saumtiefe bildete also nur eine schmale Rinne zwischen dem Anti-Apennin (M. Conero bei Ancona) und dem Apennin.

Ergebnis.

Im Torton wird die Detritus-Schüttung des tyrrhenischen Hochgebietes noch einmal sehr kräftig. Auch die Zentralapennine Schwelle wird mit Sanden bedeckt. Das kleine nordapennine Fest-

13) An der Marecchia-Brücke unterhalb des M. Fatogno ist das unvermittelte Einsetzen der groben Konglomeratschüttung über den feinsandigen Mergeln gut zu beobachten.

land lieferte gleichfalls Schutt. Dazu gesellen sich noch zeitweise als Denudationsgebiete Teile der Zentralapenninen Schwelle.

Die Saumtiefe wird durch den schmalen Festlandsrücken der S. Marino-Schwelle in zwei Spezialbecken gegliedert. In ihnen werden die Sedimente über 1000 m mächtig. Die Saumtiefe begleitet die Abruzzen und erstreckt sich bis zum Molise.

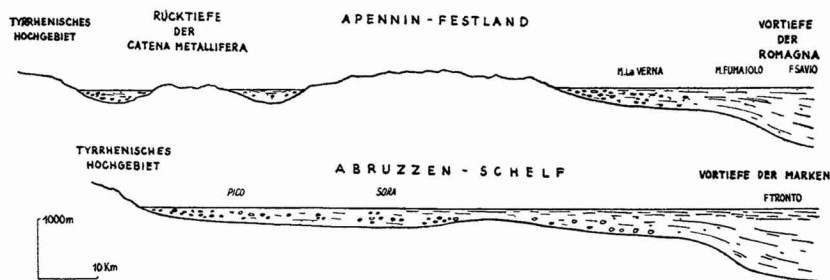


Abb. 16. Fazies-Profile durch die Vortiefe des Torton.

Fein punktiert = Sandsteine; grob punktiert = Kristallinkonglomerate; Kreise = Gerölle von Sedimentgesteinen; wagerechte Striche = Mergel und Tonlagen.

Im Westen wird die Saumtiefe von den sedimentliefernden Hochgebieten durch einen „Schelf“ getrennt, auf dem geringmächtige grobkörnige Sandsteine abgelagert werden.

V. Die Saumtiefe im Sarmat.

Die Randfazies.

Die Abtragungsprodukte eines nahen Festlandes sind im Sarmat längs der Po-Senke und Adria gelegentlich beobachtet. So enthält das Sarmat südwestlich Parma (zwischen Stirone und Taro) grobe Konglomeratlagen. Ferner ist eine feinklastische Entwicklung des Sarmats aus den Marken bekannt. Z. B. ist am Tronto und Vomano [e, f 4] das Sarmat in der mehr als 2200 m mächtigen Serie des „Miopliozäns“ als toniger Sandstein entwickelt. Dabei keilen die Sandsteinbänke nach Süden und Osten allmählich aus, so daß die mergelig-tonigen Lagen sich zusammenschließen. Am M. Ulive, am Ostrand des Gran Sasso und an der Majella [f, g 5] stellen sich Konglomerate mit faustgroßen Kalkgeröllen ein. Sie stammen aus der Kreide und dem Eozän der Abruzzen.

Weiter südlich finden sich im Sarmat von Pietraroia im Matese und in der Macchia Valfortore im Molise [h 6] Sandsteine und Mergeltone mit 0,6 m großen Geröllen von Graniten und bräunlichen Kalken¹⁴⁾, die wohl aus dem Lias stammen (Sacco 1907).

14) Ob die kristallinen Gerölle noch direkt vom tyrrhenischen Hochgebiet

Auch im mittleren Sangro-Tal ist das obere Miozän überwiegend sandig. Ebenso sind im Südosten des Molise die Foraminiferenkalke des Sarmats bei Civita Campomarano und im Valfortore [h 6] reich an sandigen Einschaltungen. Daneben treten aber auch schon Tone und Mergel und etwas Gips auf.

Somit sind die westlichen Sarmat-Vorkommen von der Po-Ebene bis zum Molise klastisch entwickelt. Die Konglomerate längs der Abruzzen und im Molise zeigen, daß der Zentralapennin dem nordapenninen Festland angegliedert ist.

Die Beckenfazies.

Dunkle bituminöse Mergel und Tone vertreten das Sarmat adriawärts. Sie sind reich an Gipseinschaltungen, die bei Tossignano südwestlich Imola [b 1] in der „Vena di Gesso“ 150 m mächtig werden. Gelegentlich enthalten die Sarmat-Tone auch Lignit- und Braunkohlenschmitzen. Die Beckensedimente des Sarmat wurden im allgemeinen 400—500 m mächtig, während die Randfazies westlich Ascoli Piceno [f 4] und Agnone [g 6] infolge der Detrituszufuhr vom nahen Apenninestland wohl noch mächtiger ist.

Die San Marino-Querschwelle ist im Sarmat nicht mehr nachzuweisen. Überall ist hier das Sarmat in eintöniger Beckenfazies entwickelt. Diese läßt sich nach Südosten über Ascoli Piceno, wo die gipsführenden Mergeltone nach Westen in die klastische Randfazies übergehen, und über die ca. 400 m mächtigen Mergeltone des Pescara-Tales [g 5] durch das östliche Molise bis zur Basilicata und zum Ionischen Meer verfolgen.

So besteht das Sarmat zwischen Gissi und Trivento und in der Basilicata aus graublauen gipsreichen Mergeltonen, die Lignite enthalten. Bei S. Barbara—Gissi sind auch Diatomeen-Sedimente mit Fischresten nachgewiesen worden. Bei Melfi finden sich wieder Braunkohlenschmitzen. Bei S. Mauro Forte, Stigliano, Armento, Corleto Perticara [19], im oberen Cervaro-Tal und im Basento-Tal treten größere Gipslinsen auf.

Das Sarmatbecken hat sich im Südapennin weit nach Westen erstreckt. Ist doch bei Paternopoli und Altavilla [h, i 7] das Sarmat noch in Beckenfazies mit bituminösen Tonen mit Gipslinsen und Braunkohlenschmitzen entwickelt. Auch bei Neapel, Avellino und Foggia ist das Sarmat nirgends gröber klastisch ausgebildet. Ebenso ist das Sarmat bei Salerno [h 8] tonig-mergelig. Darum dürfte das Sarmatbecken östlich des Apennins zwischen Foggia

abzuleiten sind, sei dahingestellt. Wahrscheinlich liegen sie im Sarmat auf sekundärer Lagerstätte, da die zahlreichen Kalkgerölle auf ein Festland deuten, welches die Saumtiefe von der Tyrrhenis trennt.

und Neapel mit dem Sarmatbecken der Tyrrhenis in Verbindung gestanden haben. Das tyrrhenische Hochgebiet war untergetaucht. Finden sich doch längs der tyrrhenischen Küste nirgends kristalline Gerölle oder Sandsteine im Sarmat.

Ergebnis.

In der subapenninen Saamtiefe entstehen im Sarmat 400—500 m mächtige bituminöse gipsführende Tone. In gleicher Fazies und Mächtigkeit erstrecken sie sich von der Po-Ebene bis zum Ionischen Meer. Diese Vortiefe hatte durch die „Straße von Neapel“ Verbindung mit der tyrrhenischen Rücktiefe.

Das Apennin-Festland ist größer geworden. Von der Po-Senke bis zum Molise läßt sich die klastische Randfazies verfolgen. Im Südapennin greift Sarmat vom Molise bis zur östlichen Basilicata und bis zum Ionischen Meer in einen Raum über, in dem das ältere Miozän bereits abgetragen oder gar nicht abgelagert war.

VI. Die subapennine Vortiefe im Pont.

Im Pont haben sich die paläogeographischen Verhältnisse kaum geändert. Längs der Po-Ebene ist das Pont in gleicher Ton-Mergel-Fazies wie das Sarmat entwickelt. Die Fauna ist limnisch-brackisch. Im Hangenden schließt das Pont mit Konglomeraten ab. Solche sind auch weiter im Südosten im Savio-Tal [c 1] zu beobachten, wo bei Rivoschio, Voltre, zwischen S. Donato und Marazzana sowie südwestlich Perticara auf graue Mergeltone Kalkkonglomerate und Sandsteine des Ponts folgen. Auch bei Pietrafagna [d 2] ruhen auf der Südseite der alten S. Marino-Schwelle auf dem Sarmat mergelige Schiefertone, Sande und schließlich Konglomerate. Die Gerölle sind etwa faustgroß. Sie bestehen aus den Eozänkalken des M. Carpegna und mittelmiozänen Kalksandsteinen, sowie aus roten und grünen Hornsteinen der Argille scagliose. Die Konglomerate zeigen, daß die S. Marino-Schwelle ungefähr in ihren heutigen Umrissen im Pont bestanden hat. Die bunten Tone des Marecchia-Tales haben damals schon zum Teil freigelegen.

Weiter im Südosten dürfte das Pont bei Fossombrone und besonders bei Pesaro [d 2] durch ca. 50 m mächtige Konglomerate vertreten werden. Unterhalb Ascoli Piceno enthält eine mächtige konkordante Schichtfolge unten Fossilien des Sarmat, oben solche des Piacentins (Sacco 1931). In ihr dürfte auch das Pont enthalten sein, und zwar in Mergelfazies. — Im unteren Pescara-Tal [f 5] werden graue Mergeltone von 10 m mächtigen Konglomeraten über-

lagert. Bei Campobosso [h 6, 7,] mögen am M. Vairo mehr als 100 m mächtige Konglomerate über dem Miozän dem Pont angehören.

Ergebnis.

Eine weitere Aufwölbung des Apennins führte zu einer Regression des Vortiefenmeeres im Pont. Die Sedimente erreichen, soweit es sich feststellen läßt, nirgends eine größere Mächtigkeit.

VII. Die subapennine Vortiefe im Piacentin.

Die Randfazies.

Im Piacentin wächst abermals das apennine Festland, das Meer nach Nordosten zurückdrängend. Wieder läßt sich eine klastische Randfazies entlang dem Apennin verfolgen. So ist das Piacentin in der Emilia bei Sasso südwestlich Bologna sandig-konglomeratisch. Es gliedert sich folgendermaßen:

Hangendes
200 m konglomeratische Sandsteine
250 m sandig-mergelige Tone
250 m Sande und Sandsteine.

In den konglomeratischen Sandsteinen finden sich bei Sasso [a 1] kopfgroße Gerölle von ligurider Oberkreide, Miozänmergeln, Serpentin und Sandstein. Auch im Sillaro-Tal liegen am Colle Varano bei S. Lucia—Castel S. Pietro d'Emilia [b 1] in den Sanden des Piacentins große Sandsteinblöcke aus dem Torton des M. Grande. Bei Regnano di sotto ist das Piacentin noch grobsandig. Aber nach Nordosten keilen die klastischen Einschaltungen ähnlich wie bei Sasso in den Mergeltonen bald aus.

Die konglomeratische Randfazies des Piacentins ist weiter südlich erst wieder in den Marken [d 2] und am M. Ascensione bei Ascoli Piceno [f 4] erhalten. Dort werden mergelige Piacentin-Tone von ca. 700 m mächtigen konglomeratischen Sandsteinen überlagert. Längs der Abruzzen und im Molise bei Atessa, Casoli, Civitella Messer Raimondo [g, h 5], Penne und bei Conzano in der Umgebung von Teramo [f 4, 5] deuten sandige Austernbänke in den Mergeltonen küstennahe Flachwasserablagerungen an. Auch bei Bovino ist das Piacentin konglomeratisch¹⁵⁾, ebenso bei Lacedonia.

15) Es enthält dort auch kristalline Restschotter, die wohl aus aufgearbeiteten oligozänen bzw. miozänen Konglomeraten stammen. Beweist doch das starke Überwiegen der Kalkgerölle, daß das Apennin-Festland das sedimentliefernde Hochland gewesen ist und nicht mehr das tyrrhenische Hochgebiet.

In der Basilicata greift das Piacentin weit über den Flysch-Apennin über. Die Küste mit ihren sandig-konglomeratischen Ablagerungen lag erst am Kalkapennin. Zwischen Benevent und Avellino und im oberen Ofanto-Tal [h 7—i 8] wird das Piacentin von mächtigen Sanden und Konglomeraten vertreten. Aber nur eine schmale Festlandsbarre (von den Picentiner Bergen über den M. Partenio und M. Tamburno zwischen Neapel und Caserta einerseits und Benevent—Avellino andererseits) trennt die „Adria“ vom „Tyrrhenischen Meer“. Die Bucht von Avellino—Benevent ist der letzte Rest der Neapolitanischen Straße.

Bei Potenza [k 8] besteht das Piacentin aus pectenreichen Sanden und Mergeln und blauen Tönen. Die Basalkonglomerate des Piacentins, das am Basento 300—400 m mächtig wird, enthalten ausschließlich Gerölle mesozoischer Kalke. In den Sanden des unteren Agri-Tales und Sinni-Tales werden konglomeratische Einschaltungen zum Kalkapennin immer häufiger. Auch die Crati-Senke wird von piacentinen klastischen Ablagerungen umsäumt. Sila und kalabrische Küstenkette waren also schon Festland.

Die Beckenfazies.

An die konglomeratisch-sandige Fazies des Piacentins schließt sich im Osten eine tonig-mergelige Zone. Sie läßt sich von Voghera bis zum Ionischen Meer verfolgen. Ihre Sedimente werden fast überall im Subapennin sehr mächtig. So sind südlich Piacenza bei Carpaneto die Piacentin-Tone bei 1400 m noch nicht durchbohrt worden. Zwischen Sasso und Bologna [a 1] erreicht das Piacentin eine Mächtigkeit von 1100 m. In der Romagna und in den nördlichen Marken dürften die Mergeltone des Piacentins 500 m mächtig werden, — zwischen dem M. Ascensione bei Ascoli Piceno und der Adria sogar 1500 m.

In der Basilicata greift die Beckenfazies des Piacentins weit nach Westen über. So sind noch 650 m mächtige Mergeltone bei Ariano Irpino [i 7] aufgeschlossen. Die Mergeltone des Piacentins lassen sich längs des Ostrandes des südlichen Kalkapennins verfolgen. Im mittleren Agri- und Sinni-Tal verbindet sich das Piacentin von Latronico mit den Mergeltonen der Crati-Senke. Im Molise und zwischen dem Flysch-Apennin und Apulien erreicht das Piacentin in der Apulischen Rinne eine Mindestmächtigkeit von 300—500 m.

Ergebnis.

Die klastische Randfazies des Piacentins ist auf den Fuß des apenninen Festlandes beschränkt. Sie erstreckt sich vom mittleren Reno-Tal längs des Außenrandes des umbrischen Kalkapennins über Ascoli Piceno und die Kalkabruzen durch das Molise bis Benevent. Die Neapolitanische Straße wurde im Piacentin geschlossen. Längs des südlichen Kalkapennins weisen Konglomerate und Sandsteine auf ein westliches Hochgebiet.

Im Osten gehen die Konglomerate und Sande in die Mergel und Tone des Beckeninneren über. Sie werden mehr als 1000 m mächtig. Die Hauptsenkung erfolgte in der subapenninen Saamtiefe dicht vor dem aufsteigenden Apennin-Festland.

VIII. Die subapennine Saamtiefe im Asti.

Erneute epirogene Aufwärtsbewegung des Apennins führte im Asti zu einer Regression des Meeres. Sie zeigt sich besonders in den Faziesverhältnissen. Denn das Asti besteht durchweg aus litoralen Sanden und Konglomeraten, die im Subapennin 100—200 m mächtig werden.

Östlich der Majella [g 5] besteht das Asti aus 100 m mächtigen austernreichen Mergelsanden, die bei Guardiagrele, Lanciano und Ortona reich an Kalkgeröllen sind. SACCO (1930) deutet die Konglomerate wohl mit Recht als Schotter, die die Sturzbäche von der Majella herabbrachten. Allmählich verlandeten diese Deltas, so daß die marinen Konglomerate im Hangenden in fluviatile Schotter mit Wirbeltierresten der Villafrancha-Stufe übergehen.

Die geringmächtigen randnahen Asti-Sedimente am Rande des Nord- und Zentralapennins können nicht als Vortiefen-Sedimente gewertet werden. Die entsprechenden Beckenablagerungen sind nicht der Beobachtung zugänglich.

Bei Melfi [k 8] ist das Asti sandig-konglomeratisch. Kristalline Gerölle herrschen vor. Die Asti-Sande ähneln in der Basilicata petrographisch den oligozänen Sandsteinen. Sie dürften aus ihnen durch Umlagerung hervorgegangen sein.

Die Mächtigkeit der Asti-Konglomerate nimmt nach Nordwesten zu. Sie beträgt nach W. DEECKE (1891) bei Melfi—Venosa nur 60 m. Sie steigt bei Aquilonia [i 7] auf 150 m, bei Andretta [k 8] auf 200 m und erreicht bei Ariano Irpino [i 7] 300 m.

Auch im Südapennin sind keine Beckenablagerungen des Asti bekannt. Darum sind tektonische Schlußfolgerungen auf die Entwicklung der subapenninen Saamtiefe nicht möglich.

Ergebnis:

Die Entwicklung der jungtertiären Saamtiefe.

Die mehrere tausend Meter mächtigen Sedimente des subapenninen Jungtertiärs sind in einer Saamtiefe am Fuße des aufsteigenden Apennin-Festlandes entstanden.

Die subapennine Saamtiefe wird im Nordapennin im Oligozän angelegt. Die oligozänen Sedimente sind dort in einem Raum abgelagert, der zwischen dem Flysch- und Molasse-Trog sozusagen den Übergang bildet. Die Verbreitung der Oligozän-Sedimente läßt noch eine Fortentwicklung des eozänen Flysch-Trogges erkennen, während die tonige Fazies und die große Mächtigkeit längs der Po-Ebene auf eine Beckenverlagerung nach Osten hinweisen.

Im Burdigal entsteht die Saamtiefe der Romagna und der Marken. Der größte Teil dieses Trogges hat seinen Detritus noch vom tyrrhenischen Hochgebiet erhalten.

Im Helvet tritt zum ersten Mal ein sedimentlieferndes Festland im nordwestlichen Apennin in Erscheinung. Die Saamtiefe wird durch die Querschwelle von S. Marino in zwei Spezialbecken gegliedert. Das tyrrhenische Hochgebiet sinkt und ist im Helvet wenigstens teilweise Sedimentationsgebiet.

Erst im Torton schüttet wieder das alte tyrrhenische Hochgebiet seinen Detritus in den apenninen Sedimentationsraum, wie die weitverbreiteten Kristallinkonglomerate zeigen. Teile der Abruzzen und der Catena metallifera liefern vorübergehend Schutt. Auch die S. Marino-Querschwelle hebt sich im Torton als kleine Insel heraus. Die Saamtiefe erstreckt sich im Torton nach Südosten bis zum Molise.

Im Sarmat werden weite Teile des Apennins Festland. Darauf weisen die Geröllablagerungen längs der Abruzzen und im Molise hin. Zwischen Neapel und Foggia fehlen dagegen klastische Sedimente. Durch die „Neapolitanische Straße“ hatte das Meer der Vortiefe Verbindung mit dem Meer der Tyrrhenis. Denn das dortige Hochgebiet war offenbar untergetaucht, wie das Fehlen von Sandschüttungen im Sarmat zeigt. — Die Saamtiefe sank im Sarmat nur wenig. Dagegen verbreiterte sie sich, und zwar besonders im Molise.

Während schon die Sedimente des Sarmats auf zeitweilige Trockenlegung des Meeres weisen, tritt im Pont eine starke Regression des Meeres ein. Es zieht sich in die Außenzonen des Apennins zurück, von wo lakustre — bzw. litorale (vorwiegend klastische) Ablagerungen bekannt sind.

Im Piacentin stößt das Meer wieder apenninwärts vor. Doch wurde die Küstenlinie des Sarmats auf der Adriaseite nicht erreicht, wie die randnahen Ablagerungen bei Bologna und Ascoli Piceno zeigen. Nach den Konglomeraten und Sanden von Avellino und Benevent zu urteilen, schloß sich im Piacentin die Neapolitanische Straße. Damit erscheint zum ersten Male der gesamte Apenninbogen von den Alpen bis Kalabrien als einheitliches Festland. An der adriatischen Seite ist ihm die subapennine Saumtiefe vorgelagert, in der die Piacenton-Tone weit über 1000 m mächtig werden.

Das Asti ist wieder in regressiver Fazies mit Sanden und Konglomeraten entwickelt. Trotzdem bleibt die Sedimentation noch mehr oder weniger im piacentinen Sedimentations-Raum bestehen.

Seit dem Helvet hebt sich also der apennine Festlandsrücken im Südosten mehr und mehr heraus. Er wächst im Torton von Nord-Toskana über die Catena metallifera bis zu den west-

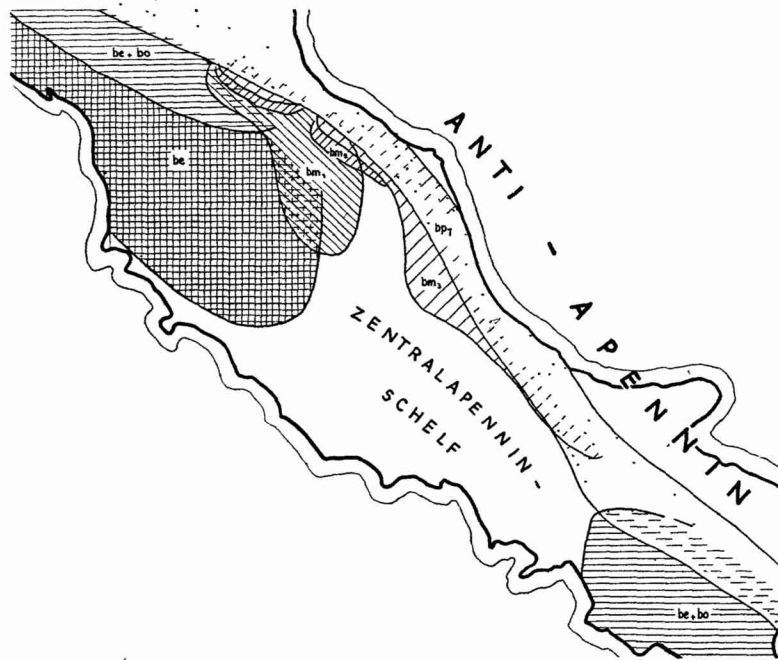


Abb. 17. Die Verlagerung der Senkungsfelder im Tertiär.

Die alttertiären Flyschtröge verschmelzen im Jungtertiär zur subapenninen Saumtiefe. Dabei wandert die Senkung adriawärts.
 be Eozän; bo Oligozän; bm 1 Burdigal; bm 2 Helvet; bm 3 Torton; bp 1 Piacentin.

lichen Abruzzen. Im Sarmat gliedern sich die östlichen Abruzzen und der südliche Kalkapennin (bis Neapel) dem Festland an. Im Piacentin bildet endlich der Apennin ein Festland von den Alpen bis Kalabrien.

Im gleichen Maß wie das apennine Festland vergrößert sich auch die Saumtiefe. Endet sie im Burdigal und Helvet noch an der Zentralapennin-Schwelle, so erstreckt sie sich im Torton und Sarmat längs der Abruzzen bis zur Capitanata, um im Piacentin den gesamten Apennin von der Po-Ebene bis zur Apulischen Rinne zu begleiten. Gleichzeitig verlagert sich die Saumtiefe adriawärts (s. Abb. 17).

II. Teil: Die orogene Entwicklung des Apennins.

A. Der Deckenbau des Nordapennins.

Ein Deckenbau wurde im Nordapennin zuerst von G. STEINMANN (1907) angenommen. Die mesozoische Ophiolith-Formation der „Liguriden“ sollte als gewaltige Decke auf dem Eozän der „Toskaniden“ ruhen. 1926 beschrieb TILMANN eine große Überschiebung innerhalb der Toskaniden der Apuaner Alpen. Die Arbeiten von R. STAUB (1932—34), R. TEICHMÜLLER, JANPETER SCHNEIDER und H. W. QUITZOW (1932—35), G. MERLA (1933) und P. DE WIJKERSLOOTH (1934) bestätigten den Deckenbau.

I. Die nacheozänen Überschiebungen.

a) Das Ausmaß der Liguriden-Überschiebung.

N. TILMANN wies 1926 nach, daß die Kuppel der Apuaner Alpen mit ihrem Eozänmantel allseitig unter die Ophiolith-Formation der Ligurischen Decke untertaucht. R. TEICHMÜLLER & QUITZOW (1935) erkannten das Abtauchen des Macigno des Hochapennins unter die liguride Ophiolith-Formation der Emilia. Es blieb die Frage offen, wo die Liguriden-Stirn liegt. Darum war vor allem zu entscheiden, ob das Eozän des unteren Parma-Tales in einem fensterartigen Aufbruch der Toskaniden erscheint oder ob es sich hier um ligurides Eozän handelt, das transgresiv auf den Argiloscisti liegt. Ferner war unbekannt, wie weit sich die Liguriden nach Südosten verfolgen lassen.

Das Fenster der Parma (s. Taf. 2).

Bei Terenzo scheinen nummulitenführende Mergelkalke über den liguriden Argille scagliose zu liegen, ebenso südlich Langhirano. Die Argille scagliose tauchen dort deutlich unter das Eozän. Aber

auch das Eozän wird wieder von der Ophiolith-Formation überlagert. Dabei kann es sich um einen einfachen Schuppenbau oder um einen verschuppten Deckenbau handeln. Auch am Südrand des M. Caio scheint das Eozän auf der Ophiolith-Formation zu liegen. Aber klar aufgeschlossen sind die Verhältnisse hier nicht. Ein Beweis für das primäre Auflager des Eozäns auf der Ophiolith-Formation ist nicht zu erbringen.

Demgegenüber taucht das Eozän vielerorts einwandfrei unter die Argilloscisti. So sinken die nummulitenführenden Mergelkalke des M. Fageto allmählich unter die liguriden Tonschiefer von Lugolo, Palanzano und Madonna di Conetto. Das Eozän ist unter den Argille scagliose an der Enza stark durchbewegt. Klar ist ferner auch das Untertauchen des Eozäns unter die Ophiolith-Formation bei Pratopiano aufgeschlossen. Ebenso sinkt das Eozän des M. Cervellino und M. Vitello deutlich unter Argille scagliose, auf denen die inoceramienführende Oberkreide des M. Cassio und M. Montagnana transgriert (s. Abb. 18).

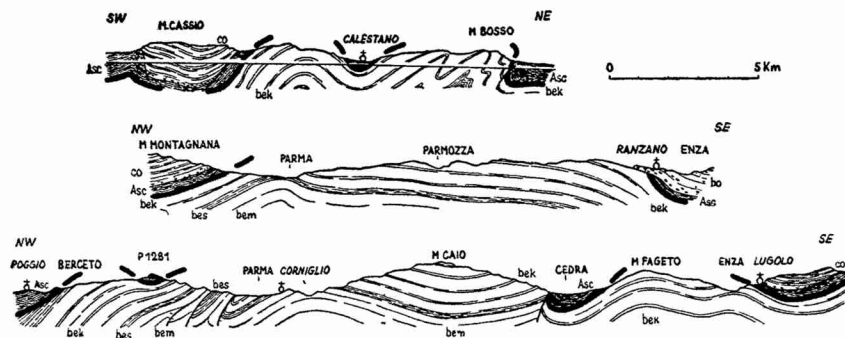


Abb. 18. Profilsérie durch das Parma-Fenster.

bem Macigno; bes Tongruppe; bek Foraminiferen-Mergelkalk; asc Argille scagliose; co Oberkreidemergelkalke; bo Oligozän.

Die Mylonite an der Basis der Ophiolith-Formation lassen sich am Serpentinfels des P. 1281 (s. Abb. 18) fast ringherum verfolgen. Besonders klar sind sie in einem Bachriß an der Südseite des Berges 10 m unterhalb des Weges aufgeschlossen. Unter zerrüttetem Serpentin liegen dort Brekzien, die sich aus Schiefnern, Serpentin und Kalken zusammensetzen. Nicht selten sind auch Fetzen von mylonitisierten Graniten und Gneisen. Die eozänen Foraminiferen-Mergelkalke sind unter der Überschiebung verruschelt. Etwas tiefer sind einige große NE-vergente Falten zu beobachten.

Ferner ist die Überschiebung mehrfach längs der Straße von Poggio Berceto nach Calestano zu erkennen. So überlagert an

der Baganza-Brücke unterhalb Poggio eine Reibungsbrekzie mit mylonitisierten Serpentin- und Granitbrocken die stark durchbewegten Tonschiefer und Mergelkalke der Toskaniden. Auf der Brekzie liegen die liguriden Argille scagliose.

Vielerorts sind also die Argille scagliose auf Eozän überschoben. Es fragt sich nun, ob es sich hier um eine Verschuppung handelt oder ob sich die einzelnen Überschiebungen zu einer großen Deckenbahn zusammenfügen. — Die Kartierung ergab das letztere. Die Überschiebungen schließen sich in der Tat zu einer Decke zusammen. Gegen die Annahme lokaler Aufschuppungen spricht außer dem Faziesgegensatz, daß das Streichen und die Vergenz ständig wechseln. Das Eozän des Parma-Tales gehört also nicht der liguriden Decke an, sondern den Toskaniden, die hier in einem fensterartigen Aufbruch zutage treten.

Die Liguriden-Überschiebung zwischen Bologna und Florenz (s. Taf. 3).

Ein Querprofil von Florenz längs des Mugnone nach Borgo S. Lorenzo [a 2] zeigt das Untertauchen des nummulitenführenden Macigno und der Buntschiefer von Fiesole unter die Argilloscisti und Mergelkalke, deren kretazisches Alter auch hier durch Ammoniten gesichert ist (DESIO 1920; TRABUCCO 1901). Kleinen fensterartigen Aufwölbungen gehören die Buntschiefer und der Macigno bei S. Andrea a Sveglia und Pratolino an. Zum Becken von Firenzuola hin heben sich die nummulitenführenden Toskaniden wieder steil unter der Ophiolith-Formation heraus.

Weiter im Nordosten ist die Basis der Ligurischen Decke unterhalb des Futa-Passes bei S. Lucia aufgeschlossen. Dort liegt über den eozänen Sandsteinen ein Mylonit aus Serpentin, Radiolarit, Schiefer und Kalk. Diese Brekzie wird von Serpentin überlagert. Darüber folgen Mergelkalke und Kalksandsteine der Oberkreide. — Auch bei Casaglia und Rosseto bilden mylonitisierte Radiolarite und Serpentine die Basis der Liguriden. Nicht viel weiter im Südwesten fand LOTTI (1899) am M. Cassio inoceramenführende Mergelkalke, die dort die toskanischen nummulitenführenden Sandsteine und Buntschiefer überlagern. — Jenseits des Futa-Passes erscheinen bei Castiglione dei Pepoli erneut die Toskaniden in Fenstern (s. Abb. 19).

Sehr klar wurde auch die Überlagerung des Macigno durch die Ophiolith-Formation beim Bau des Tunnels der Direttissima zwischen Florenz und Bologna erwiesen (MADDALENA 1929, 1930).

Im Nordosten tritt im Reno-Tal am C. Cristo zwischen Por-

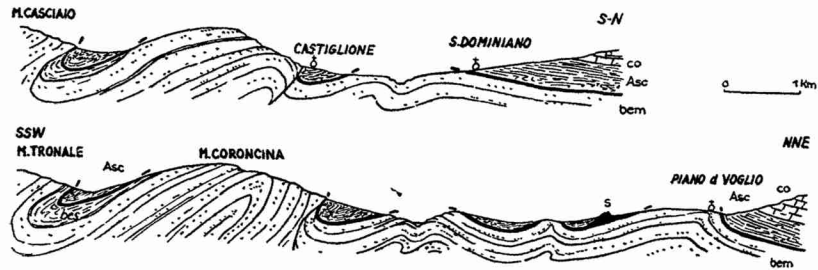


Abb. 19. Die Aufbrüche des Toskanikums bei Castiglione dei Pepoli. bem toskanider Macigno; asc Argillocisti mit Serpentina (S); co Mergelkalke der liguriden Oberkreide.

retta und Riola noch einmal der Macigno unter den liguriden Argillocisti in einem kleinen Fenster zu Tage. Ebenso tauchen im Sammoggia-Tal bei Savignano südöstlich Bologna unter den bunten liguriden Tonschiefern in einem steilen Sattel Mergelkalke mit Sandsteinbänken auf. Wahrscheinlich handelt es sich auch hier um einen Aufbruch des toskaniden Untergrundes. Bilden doch auch im Parma-Fenster die obereozänen Mergelkalke das Liegende der liguriden Tonschiefer.

Somit sind die Toskaniden von der Ligurischen Decke bis zum Rande der Po-Senke überfahren. Ebenso reichen die bunten Argille scagliose im Sillaro-Tal und Marecchia-Tal [c 2] über den gesamten Hochapennin und Subapennin hinüber. Das Liegende tritt hier nirgends zu Tage. Da aber die Argille scagliose des Marecchia-Tales denen von Bologna gleichen und von der mesozoischen Serie des Umbrischen Kalkapennins verschieden sind, liegt es nahe, in den serpentinführenden bunten Tönen der Marecchia Klippen der Ligurischen Decke zu vermuten.

Die Liguriden-Überschiebung zwischen Arno- und Tiber-Tal.

Der Deckensattel des Hochapennins taucht bei Pontassieve [a 2] und im unteren Sieve-Tal mit nummulitenführenden Sandsteinen unter die inoceramenreiche liguride Oberkreide (Taf. 1, Profil II). Ebenso fallen der nummulitenführende Macigno und die Buntschiefer unter die serpentinführenden Argillocisti und Mergelkalke der Oberkreide der Casentino-Mulde (s. Taf. 3). So überlagern an der Straße, die vom Casentino über La Consuma nach Florenz führt, Argillocisti mit bunten und dichten Kalken die Toskaniden. In den Tonschiefern sind (ungefähr 30 m oberhalb der Straße) einige wurzellose mylonitisierte Serpentinblöcke

eingebettet. Bei Memmano unweit Bibbiena [c 2] ruhen ca. 10 m mächtige Kalksandsteine, in denen LOTTI 1899 Inoceramen sammelte, auf stark durchbewegten Buntschiefern des toskaniden Eozäns.

Ein klassischer Aufschluß der Liguriden-Überschiebung findet sich an der Sovara im oberen Tiber-Becken unweit Pieve S. Stefano [b, c 2]. Hier erkannte schon G. STEINMANN, daß der nummulitenführende Macigno unter die Ophiolith-Formation taucht (s. Abb. 20). Diese ist hier typisch entwickelt: Unter einem Serpentin liegt Diabasfladenlava (Dfl) und 30 m mächtiger Radiolarit. Im Sattelkern sind noch Argilloscisti mit Majolikakalken, in denen ich *Calpionella alpina* LORENZ fand, aufgeschlossen.

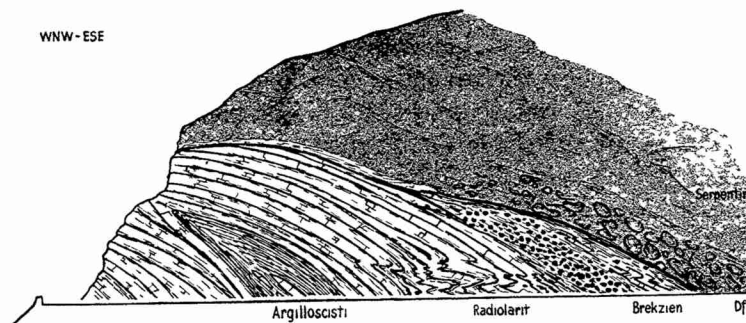


Abb. 20. Profil durch die Ophiolith-Formation der Sovara-Schlucht bei Pieve S. Stefano.

Die Liguriden bei Perugia.

Bunte Schiefertone, die den Argilloscisti ähneln und Serpentinbrekzien enthalten, erscheinen unter dem Burdigal in kleinen Aufbrüchen zwischen Perugia und Città di Castello [c, d 3] in den Bergen östlich des Tibers. Dieselben Schiefertone überlagern auch den Macigno zwischen Perugia und Orvieto [c 3, 4]. In den Serpentinbrekzien sammelten SILVESTRI und PRINCIPI (1932 c) Nummuliten von der Grenze Mittel-/Obereozän. Der Macignosandstein und die Buntschiefer enthalten dagegen eine Nummuliten-Lepidocyclinen-Fauna des höchsten Eozäns. Zweifellos sind hier also die Serpentinbrekzien überschoben worden. Vielleicht ist diese Überschiebung mit der Liguriden-Überschiebung im Norden zu parallelisieren. Könnten doch an der Basis des Tonflysches noch mesozoische Argille scagliose vorhanden sein, wenn sie sich bei der großen petrographischen Ähnlichkeit auch nicht von dem obereozänen Tonflysch trennen lassen.

Ergebnis.

Im Nordapennin herrscht Deckenbau. Überall taucht das Eozän der Toskaniden unter das Mesozoikum der Liguriden. Die Ligurische Decke läßt sich von den Apuaner Alpen bis zur Po-Senke und von der Emilia über das Marecchia-Tal bis südlich Perugia verfolgen. Nach den Untersuchungen von R. TEICHMÜLLER (1935) kann die Ligurische Decke nur von Westen her die toskanide Serie überfahren haben. Gegen eine Überschiebung von Osten sprechen besonders Fazies und Vergenz. Auch für eine Wurzelzone innerhalb des Apennins bleibt kein Platz. Denn einmal ist die West-Vergenz nur eine schwache Rückfaltung des Apennins, die viel jünger als der Deckenschub ist. Und dann ist eine Ablagerung der ligurischen Gesteine innerhalb des sehr einförmigen tosکو-umbrischen Sedimentationsraumes auch höchst unwahrscheinlich.

Der Stirnrand der Ligurischen Decke ist weitgehend denudiert. Jedoch haben die Liguriden den Zentralapennin nicht überschritten. Denn nur örtlich sind die Kalke und Mergel dort einmal stärker tektonisch beansprucht. Nirgends finden sich Klippen der Ligurischen Decke. Der Außenrand der Liguriden dürfte sich von der Po-Ebene östlich des Marecchia-Tales und von Perugia nach Latium erstreckt haben, um zwischen Rom und Civitavecchia ins Meer hinauszustreichen.

b) Das Alter der Liguriden-Überschiebung.

Die oligozänen Mergelkalke überlagern bei Pieve S. Stefano die Ophiolith-Formation. Bei Anghiari greifen sie auf toskanides Eozän über. Das Oligozän ist also jünger als die Liguriden-Überschiebung. Auch bei Ranzano im Enza-Tal südlich Parma liegen die oligozänen Sandsteine auf den Foraminiferen-Mergelkalken der Toskaniden, während bei Lagrimone das Oligozän auf der Ophiolith-Formation (Taf. 2) ruht. Desgl. tauchen NNE Caprese (7 km südwestlich Pieve S. Stefano) Liguriden und Toskaniden unter die oligozänen Mergelkalke. Ebenso ist es in der Deckenmulde des Casentino zwischen Scarpaccia und Agna.

Besonders klar zeigen die Aufschlüsse längs der Rassina bei Chitignano, daß das Oligozän auf den fertigen Deckenbau transgrediert (s. Abb. 21). Im Bach liegen bei der Wassermühle Le Case oligozäne Mergelkalke mit Glimmersandsteinen an der Basis flach auf steilstehenden durchbewegten Mergelkalken der liguriden Oberkreide. Diese keilt ca. 50 m nordwestlich aus. Weiterhin ruht am Wege von Le Case nach Rosina und bei Castel Focognano

das Oligozän unmittelbar auf toskaniden Sandsteinen und Schiefern (s. Abb. 19). Oberhalb Rosina stellen sich wieder bunte Schiefer-
tone mit einem kleinen Serpentin ein. Weiter nordöstlich treten
Mergelkalke und Sandsteine auf, die wahrscheinlich der liguriden
Oberkreide angehören. Darunter folgen Macigno und Buntschiefer
der toskaniden Serie.

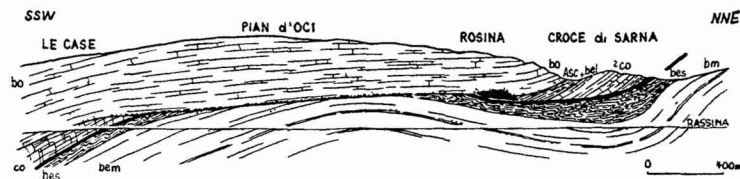


Abb. 21. Diskordantes Auflager von Oligozän auf Ligurikum und
Toskanikum längs des Rassina-Baches (Casentino).
bem Macigno-Sandstein; bes Buntschiefer; Asc + bel liguride Schiefer-
tone mit Serpentin; co liguride Oberkreide; bo Oligozän.

Die Überschiebung der Liguriden auf die Toskaniden ist somit
älter als das transgredierende Oligozän. Einbezogen in den
Deckenbau sind im nordwestlichen Hochapennin die Foraminiferen-
Mergelkalke und im südlichen Hochapennin noch die Sandsteine
und Buntschiefer des Bartons. Darum ist der Deckenbau in Li-
gurien, der Emilia und Toskana gleichaltrig. Er ist zwischen dem
Barton und Oligozän, d. h. also in der pyrenäischen Phase, ent-
standen.

II. Die Faltung der Decken.

a) Art und Ausmaß der Decken-Faltung.

Wie die Profile durch den Nordapennin zeigen (Taf. 1, Profil
I—II) ist der Deckenbau nachträglich gefaltet worden. So stellt
der Hochapennin einen großen Deckensattel dar, der sich nach
Südosten im südlichen Toskana in mehrere Spezialsättel auflöst.
Der Hochapennin-Sattel vergiert noch Nordosten. Die Südwest-
flanke ist östlich von Florenz nicht mehr (wie zwischen Pontremoli
und Pistoia) nach Südwesten überkippt.

Falten und Schuppen mit Nordost-Vergenz.

Zwischen dem Sieve-Becken und dem Becken von Firenzuola
ist die Nordostflanke des hochapenninen Deckensattels überkippt.
Hier ist Burdigal zwischen überkipptem Macignosandstein und
Argilloscisti eingeklemmt. Am Giogo-Paß ist das toskanide Eozän

auf das Burdigal überschoben. Auch in der Deckenmulde des Casentino sind Toskaniden und Liguriden mit dem Oligozän und Jungtertiär gefaltet worden (s. Abb. 22).

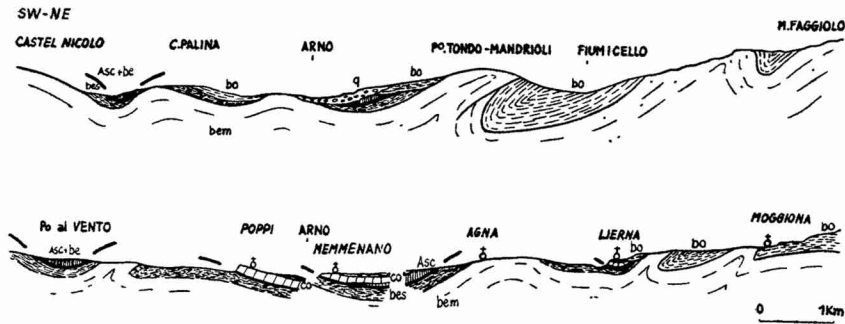


Abb. 22. Profile durch die Deckenmulde des Casentino.

bem Macigno; bes toskanide Buntschiefer; Asc + bel liguride Argilloscisti und Tonflysch; co Oberkreide; bo Oligozän.

Bei der Auffaltung der Ligurischen Decke wurden im oberen Tiber-Tal die starren Serpentine auf den liguriden Tonflysch und die oligozänen Mergelkalke steil aufgeschoben, wie die Profile des Colle Destro-Tales bei Pieve S. Stefano zeigen (s. Abb. 23).

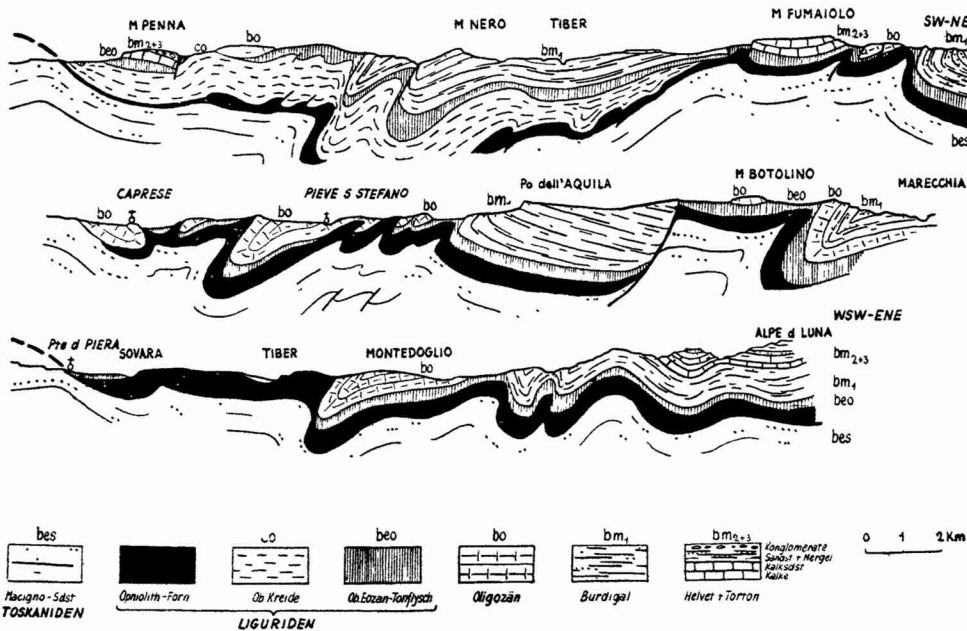


Abb. 23. Der gefaltete Deckenbau des oberen Tiber-Tales.

Wie im oberen Tiber-Tal so sind überall im Nordapennin die Serpentine bei der Deckenfaltung mit den plastischen Argilloscisti und dem jüngeren Tertiär verschuppt worden, so daß die Serpentine im südlichen Toskana und Umbrien oft scheinbar im nummulitenführenden Tonflysch eingebettet sind¹⁶⁾. Am M. Fumaiolo (s. Abb. 23) sowie auf der S. Marino-Querschwelle vergiert die Deckenfaltung ebenfalls nach Nordosten. Auch zwischen Perugia und Orvieto ist der Deckenbau in gleicher Richtung gefaltet und verschuppt worden.

Querfaltung und abweichende Vergenz.

Im Nordapennin herrscht zwischen Trebbia und Marecchia eine Querfaltung. Auch in der Emilia i. w. S. treten NE—SW-streichende Faltenachsen auf. Besonders auffällig ist die Querfaltung im Macigno und in den Mergelkalken am M. Zuccone bei Bedonia im oberen Taro-Tal. Auch der Macigno des Hochapennins hebt sich bei Borgotaro an einer NE—SW-streichenden Linie heraus. Die gleiche Richtung erscheint mehr oder weniger wieder in der Umrandung des Halbfensters der Parma. Hier hat die Querfaltung auch zu einer SE-vergenten Verschuppung des toskaniden Untergrundes bei Corniglio geführt (Taf. 2). Ebenso ist im Secchia-Tal der Macigno des M. Ventasso mit triadischen Gipsen und Ligurikum mehrmals verschuppt. Die Gipsaufbrüche des Secchia-Tales folgen einer großen Querstörung. Zwischen dem Trebbia- und Secchia-Tal ist die Faltenvergitterung besonders deutlich. Manchmal überwiegt sogar die Querfaltung. Erst südöstlich der Secchia läßt die Intensität der Querfaltung nach. Nur bei Carpineto südlich Reggio Emilia und Giulia im Panaro-Tal südlich Modena tritt noch einmal überwiegend NE—SW-Streichen auf.

Etwas stärker ist die Querfaltung bei Firenzuola [a 1] und S. Marino [c 2] (s. Abb. 24). Der San Marino-Sattel ist divergent. Denn an der Nordwest- und Südostflanke des M. Carpegna überfahren die Argille scagliose die eozänen Mergelkalke. — Querfaltung herrscht weiterhin im oberen Marecchia-Tal. Dort ist Burdigal von Südosten überschoben worden. Am M. S. Paolo bei M. Cerignole werden die eozänen Mergelkalke von den Argille scagliose dagegen von Nordwesten her überfahren. — Die Querfaltung des S. Marino-Sattels ist bis in das obere Tiber-Tal zu verfolgen. Dort ist Ligurikum auf das Miozän des Poggio Aquila und bei Castelnovo unweit Pieve S. Stefano nach Nordwesten bzw. Südosten überkippt worden (s. Abb. 24).

16) Darum wurden die Serpentine oft ins Obereozän gestellt. Jedoch sind nirgends Kontakterscheinungen im Nebengestein der Serpentine beobachtet worden.

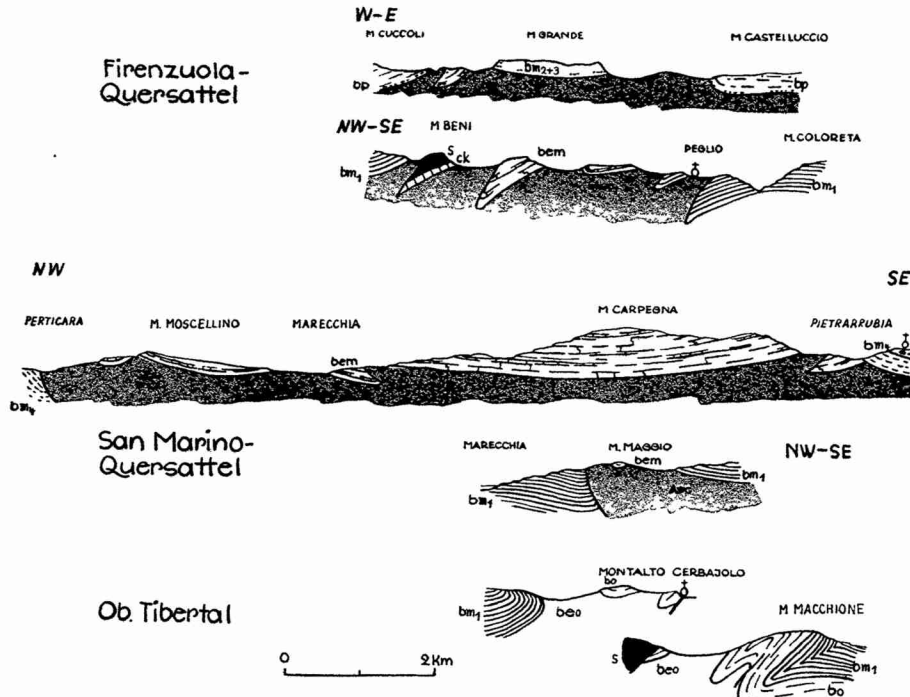


Abb. 24. Die abweichende Vergenz der Querswellen von Firenzuola und S. Marino.

Asc Argille scagliose; bem ligurides Mitteliozän; beo ligurider Tonflysch; bo Oligozän; bm 1 Burdigal; m 2 + 3 Mittelmiozän; bp Piacentin; S Serpentin.

b) Das Alter der Deckenfaltung.

1. Die Aufwölbung des Hochapennins.

Im Hochapennin ruht das Ligurikum auf Macigno. Im Baganza-Tal und im Parma-Tal stellen sich über dem Macigno noch Mergelkalke in einer Mächtigkeit bis zu 1500 m ein. Die Annahme, daß die Mergelkalke des Hochapennins bei der Überschiebung abgeschert seien, ist nicht sehr wahrscheinlich, da sie dann wohl an anderer Stelle angehäuft sein müßten. Wahrscheinlicher ist vielmehr, daß die Foraminiferen-Mergelkalke schon vor dem Deckenschub auf dem Hochapennin nach einer leichten Aufwölbung abgetragen waren¹⁷⁾; liegt doch auch an der Baganza-Brücke unterhalb Poggio Berceto das Ligurikum mit einer Winkeldiskordanz von etwa 20° auf dem Eozän. Auch bei der Kartierung (Taf. 2) ergab sich, daß im Parma-Halbfenster die Liguriden auf verschiedenen Schichten der Toskaniden ruhen.

17) Soweit sie nicht vom Macigno faziell vertreten werden (s. S. 23).

Ebenso liegen die Verhältnisse in Toskana. In einer Zone, die sich von der Südwestseite des Sieve-Beckens über Dicomano—Vicchio—La Consuma bis zum Casentino [b 2] hin erstreckt, ist im Kern des hochapenninen Deckensattels mitteleozäner Macigno-Sandstein überfahren worden. Erst weiter östlich stellen sich unter der Liguriden-Überschiebung obereozäne Sandsteine und nordwestlich des Futa-Passes und am M. Falterona [b 2] und in Umbrien [c 3] auch Buntschiefer ein. An der Westflanke des Deckensattels sind bei Fiesole—Florenz [a 2] auch wieder Buntschiefer unter den Liguriden erhalten. Von dieser schwachen Aufwölbung der Toskaniden vor der Überschiebung ist also noch das Barton betroffen worden.

Andererseits greift das Oligozän zwischen dem Casentino und dem oberen Tiber, d. h. wieder im Bereich des hochapenninen

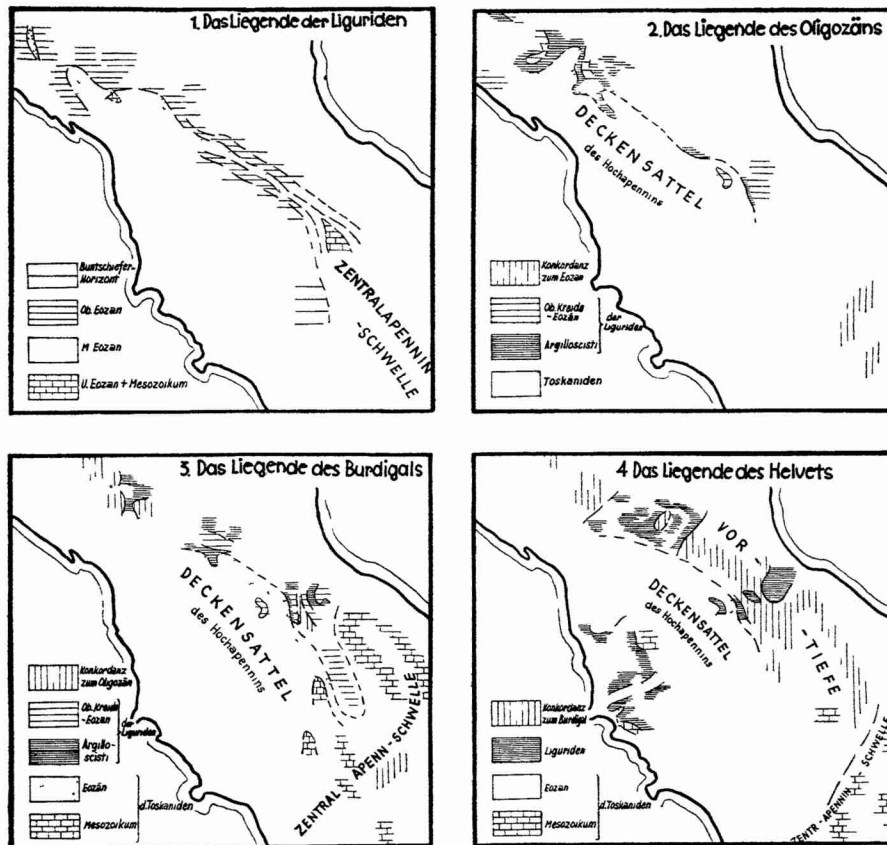


Abb. 25. Die Aufwölbung des Nord- und Zentralapennins vom Obereozän bis Torton.

Deckensattels, unmittelbar auf die eozänen Sandsteine der Toskaniden über. Hier und am M. Giovi im Sieve-Tal [f 3] sind also die Liguriden noch vor der Ablagerung des Oligozäns denudiert worden (s. Abb. 25, 2). Somit kam es im Bereich des Hochapennins kurz vor und kurz nach dem Deckenschub zu Aufwölbungen.

Auch nach dem Oligozän ist der Deckensattel des Hochapennins posthum weiter aufwärtsbewegt worden. So greift längs der Apennin-Wasserscheide vom Futa-Paß über den M. Falterona, Pieve S. Stefano [b, c 2] bis südlich Perugia [c 3] Burdigal (unter Ausfall von Oligozän und Ligurikum) auf obereozänen Macigno über. Die Geröllführung des Burdigals zwischen dem Trasimenischen See und Perugia zeigt nach den Untersuchungen von O. RENZ, daß lokal auch schon Oberkreide denudiert wurde. Bei Dicomano im Sieve-Tal [b 2] ruhen die Mergelsandsteine des Burdigals auf toskanidem Mitteleozän. Der Deckensattel muß aber bald wieder eingeebnet sein, da im allgemeinen das tyrrhenische Hochgebiet im Burdigal seinen Detritus über den Apennin hinweg bis in die Romagna schüttete (s. S. 49).

Über die weitere Hochbewegung des Deckensattels läßt sich wenig aussagen, da jüngere Sedimente im Bereich des Hochapennins fehlen. Nur im Casentino nordöstlich Soci (Taf. 3) greift Helvet unter Ausfall des unteren Miozäns auf Macigno über.

2. Die Deckenfaltung im Osten des Hochapennins.

Die prämiozäne Deckenfaltung.

Im Gebiet östlich des Hochapennins ermöglichen die jungtertiären Ablagerungen die genauere Festlegung des Alters der Decken-Faltung. Sie hat in Ligurien und in der Emilia schon vor dem Oligozän eingesetzt. Denn bei Lagrimone und Ranzano an der Enza südlich Parma greift bereits das Oligozän auf die toskaniden Mergelkalke des Halbfensters der Parma über. Auch die Querfaltung hat also bald nach dem Deckenschub begonnen (Abb. 25, 2).

Später hat die savische Orogenese zu stärkeren Verbiegungen geführt. Infolgedessen wurde das Oligozän bis auf geringe Reste wieder beseitigt, so daß das Burdigal meist unter Ausfall des Oligozäns auf Liguriden und Toskaniden übergreift, wobei sich nach Südwesten — zum Deckensattel hin — immer ältere Schichten unter dem Altmiozän einstellen (Abb. 25, 3): Transgrediert bei Parvo und Montefredente im oberen Setta-Tal das untere Miozän auf der Oberkreide der Liguriden, so bilden dessen Liegendes bei

Porretta die Argillocisti und am M. Falterona der Macigno des Deckensattels.

Die steirische Deckenfaltung.

Im Zusammenhang mit der postburdigalen-prähelvetischen Aufwölbung des Hochapennins wurden in der Emilia vor dem Helvet die Schichten gefaltet und verschuppt. Im oberen Renotal ist noch das Burdigal stärker gefaltet. Das Helvet transgrediert auf dem fertigen Faltenbau. Die Orogenese gehört damit der steirischen Phase an.

Im Südosten der Emilia springt der Bereich der steirischen Faltung apenninwärts zurück, um am Sillaro im Quersattel von Firenzuola wieder bis zur Po-Ebene vorzugreifen. Weiter östlich bleibt in der Vortiefe der Romagna die Faltung aus. Erst der Quersattel von S. Marino ist wieder steirisch aufgefaltet worden. Somit sind die großen SW—NE streichenden Störungen und Achsen in der steirischen Phase entstanden (Abb. 25, 4).

Im Casentino und am oberen Tiber [b, c 2] ist die Deckenfaltung ebenfalls in der steirischen Phase erfolgt. Denn das Helvet transgrediert dort auf dem gefalteten Deckenbau, in den das Burdigal noch einbezogen ist. An der NE-Seite des M. Fumaiolo oberhalb Casteldelci ist dieses sogar bis zur Überkipfung aufgerichtet. Dort hat sich trotz des kleinen Ausmaßes der Quersättel und der Sattelzone des M. Fumaiolo und der La Verna eine starke Hochbewegung ereignet. Fehlt doch das gesamte Burdigal, das an den Flanken dieser Sättel ohne Andeutung einer Randfazies noch über 600 m mächtig wird (Abb. 15 u. 23). Aber eine Diskordanz ist nur zwischen dem Sasso Simone und Belforte all'Isauro [c 2] beobachtet worden. Dort ruht Helvet auf Burdigal.

Die posthelvetischen Bewegungen.

Nach dem Torton lebt in der Außenzone des Apennins die Faltung wieder auf. So sind im Reno-Tal zwischen Porretta und Marzabotto die liguriden Argillocisti etwas auf das Mittelmiozän aufgeschuppt. Auch auf der Ostflanke des Firenzuola-Quersattels [b 1] wird am M. Alafine Piacentin von den Argille scagliose überfahren (Abb. 24). Ebenso sind am San Marino-Quersattel die bunten Tone häufig auf das Helvet-Torton nach Nordosten aufgeschoben, während das Sarmat bei Perticara von Südosten überschoben ist. Pont ist an der Ostseite des San Marino-Sattels bei Pietrafagna noch um mehr als 60° aufgerichtet. Unterhalb des M. Titano sind Argille scagliose noch auf Piacentin steil aufgeschuppt.

Im oberen Tiber-Tal ereignete sich die Hauptdeckenfaltung zwar in steirischer Zeit. Aber auch das Torton ist am M. Nero noch überschoben. Im nördlichen Umbrien hat sich eine starke Deckenfaltung sogar noch nach dem Torton ereignet. Z. B. ist dort bei Maria S. Tiberina noch das Mittelmiozän in konkordantem Verbande mit dem Altmiozän gefaltet worden. — Zwischen Savio und Marecchia, an der Conca und bei Pietrarubia [c, d 2] greift das Sarmat auf den fertigen Faltenbau über. Im Savio-Tal liegen bei Savigno Gipse des Sarmats flach auf um 30° aufgerichteten Mergeln und Sandsteinen, die das Helvet und vielleicht auch noch das Torton vertreten.

Ergebnis.

Im Nordapennin erfolgte in der pyrenäischen Phase der Deckenschub. Die ligurische Decke ist von der Po-Ebene bis nach Perugia zu verfolgen und überlagert allerorts die Toskaniden. Das nordapennine Deckenland ist gefaltet. Die Faltung vergiert nach Nordosten. Abweichende Vergenzen sind zwischen dem Trebbia- und Reno-Tal und bei San Marino und Firenzuola zu beobachten. Sie hängen mit Quersätteln zusammen.

Die erste Aufwölbung im Bereich des hochapenninen Deckensattels ist in dem Übergreifen des Oligozäns auf das Eozän der Toskaniden angedeutet. Die Aufwölbungszone wird im Lauf des Jungtertiärs zum Deckensattel versteilt. Der Fortbau des hochapenninen Deckensattels nach Südosten kann vom Oligozän bis zum Helvet verfolgt werden. Die Deckenfaltung wandert von der inneren Zone des Apennins nach außen. Sie ist präoligozän in den inneren Teilen, postorton in den äußeren Zonen.

B. Der Bau des Zentralapennins.

I. Art und Ausmaß der Tektonik.

Im Zentralapennin herrscht kein Deckenbau. Die Sedimente sind nur gefaltet und verschuppt. In den Abruzzen ist es sogar nur zur Bruchfaltung gekommen.

a) Art und Ausmaß der Tektonik im Umbrischen Kalkapennin.

Der Faltenbau der nördlichen Marken.

Aus dem Miozän der Vortiefe tauchen zwischen Urbino und dem Metauro [d 2] einzelne Achsen mit mesozoischen Kalken im Kern heraus. Auch morphologisch erscheinen diese Sättel als große Kuppeln, die sich allmählich nach Südosten verbreitern.

Die Mantelschichten der Gewölbe sind anders gefaltet als die Schichten des Sattelkernes: Stark spezialgefaltet sind die Mergel und Mergelschiefer von Alb und Eozän. Sie sind dabei auf der Nordostseite der Gewölbe angereichert. So sind NNE-vergente Spezialfalten in den bunten Albmergeln oberhalb Piobbico [c, d 2] und an der Nordostseite der Murano-Schlucht zu beobachten. Auch die Scaglia-Mergel sind oft zu spitzen Sätteln zusammengestaucht, so z. B. bei Cagli, Secchiano und Aqualagna [d 2]. An der Ostflanke des M. Nerone [d 2] überfalten von Südwesten her rote Scaglia-Schiefer die untereozänen Mergel (Abb. 26). Ebenso ist zwischen Cagli und der Abbadia und weiter im Nordosten bei S. Lorenzo Configio am M. l'Abbate der Sattel überkippt. — Auch im Miozän vergieren die Falten zwischen Urbania und Urbino nach Osten.

In den Schluchten des Candi-gliano bei Piobbico und am Furlo-Paß, in den tiefen Tälern des Certano und Borana [d 2] treten im Sattelkern die festen Kalke des Neokom und Jura zu Tage. Die relativ starren Kalke des Lias, Tithons und Neokoms sind weitspannig gefaltet, zerbrochen und überschoben. So liegt am Fosso Tamburello südlich Piobbico Unterer Lias auf Unterkreide. Nur die roten Amonitenmergel des Oberen Lias und die Aptychenschichten des höheren Jura sind oft intensiv spezialgefaltet. Oft sind sie auch völlig verquetscht worden, wie z. B. bei Pieia am M. Nerone.

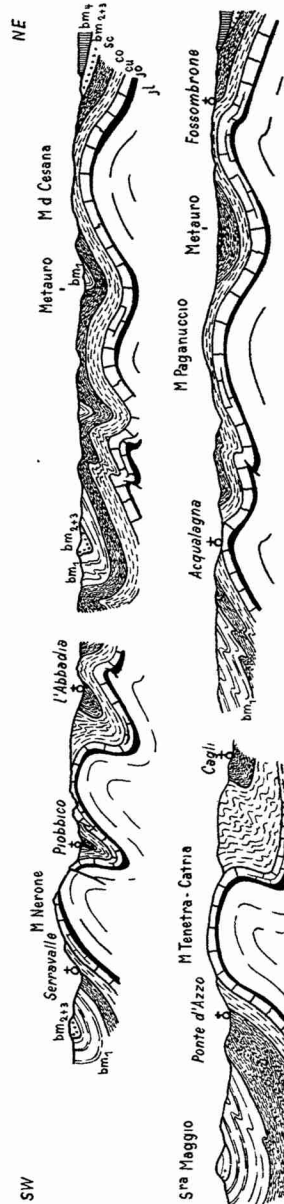


Abb. 26. Der Faltenbau in den nördlichen Marken.
 j1 Lias; cu höherer Jura; cu Unterkreide; co eozäne Scaglia; bm 1 Burdigal;
 bm 2 + 3 Helvet + Torton; bm 4 Sarmat.

Der Schuppenbau des Umbrischen Bogens (s. Taf. 4).

Schon seit langer Zeit sind im umbrischen Kalkapennin kleinere Überschiebungen bekannt (vgl. LOTTI 1906, 1908 u. 1926 und LOTTI & CREMA). Zwischen Foligno—Spoleto und dem Neratal weist die mehrfache Folge von Lias bis Oberkreide bezw. Eozän bei dauerndem Westfallen der Schichten auf eine Verschuppung hin. Weiter im Südosten stellen sich bei Leonessa weitere Schuppen ein.

Ebenso wie in der Nerone-Catria-Kette erleichtern die roten Ammonitenmergel des Oberen Lias Abscherungen von den festen Kalken des tieferen Lias. Diese zerbrechen und werden aufeinandergeschoben, wie die Profile von LOTTI (1926 a) aus der Terminillo-Gruppe bei Rieti [d 5] zeigen. Gelegentlich bilden die festen Liaskalke auch einfache Horste. Es handelt sich um herausgepreßte Schollen. So beobachtet man bei Cerreto am M. l'Aspro im Neratal einen symmetrischen Horst von Liaskalken. An seinen Flanken fehlen die Schichten bis auf das steil hochgeschleppte und ausgedünnte Neokom. Der „Horst“ des M. l'Aspro erweist sich an seinem Südennde als aufgeschuppter Sattelkern. Ähnlich ist der mächtige Liaskalk-Klotz des M. Bove (Taf. 4) [e 4] gebaut. Er wird auf allen Seiten von normalen Störungen begrenzt. Das hat schon SCARSELLA (1934) beschrieben.

Die mesozoischen Aufbrüche des M. Martano, der Berge von Gubbio, des M. Subasio bei Assisi und des M. Malbe, M. Tezio, M. Acuto, M. S. Croce nördlich Perugia stellen Halbhorste dar [c 3—d 4] (Taf. 1, Profil IV). Im einzelnen bleibt es unsicher, ob es sich bei den Randstörungen um steile Brüche oder steile Aufschiebungen handelt. Nach dem Ausstreichen der Störungen muß es sich um recht steile Brüche handeln. Aus der Art der Tektonik nördlich von Perugia möchte man jedoch auf steile Aufschiebungen der Halbhorste des M. Acuto, M. Tezio usw. schließen.

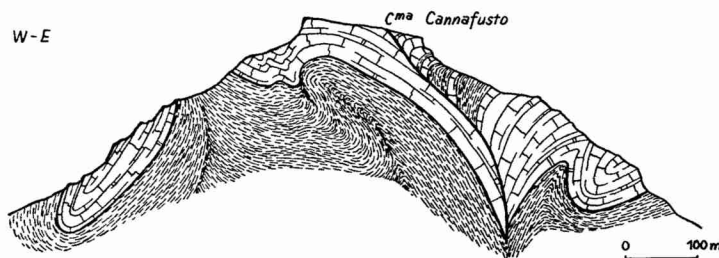


Abb. 27. Spezialfaltung in der Scaglia der Cima Cannofusto in den Sibilliner Bergen.

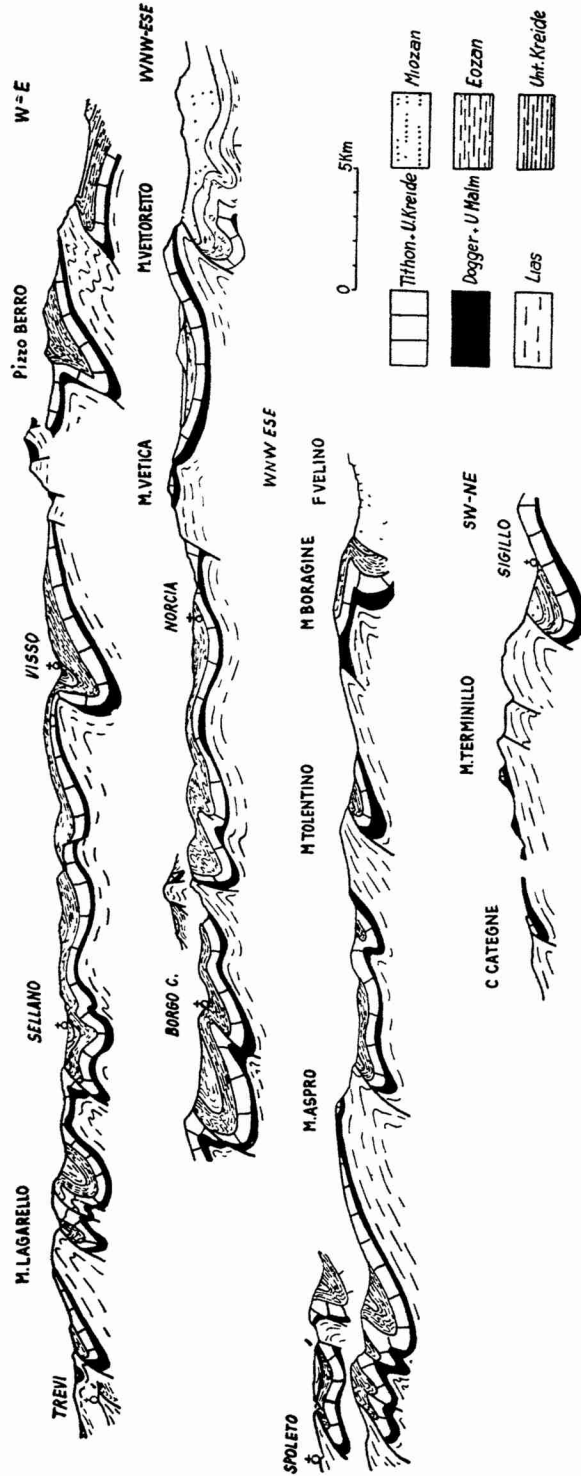


Abb. 28. Profile durch den umbrischen Kalkapennin.

Auch im südlichen Umbrien sind die Mergel und Mergelkalke der Oberkreide und des Eozäns spezialgefaltet. In den Tälern der Nera und Ussita, ferner bei Norcia, Cascia und im Velino-Tal südlich Posta [d, e 4] sind die NE-vergenten Spezialfalten der Scaglia-Mergel aufgeschlossen (s. Abb. 27).

Wie die Scaglia-Mergel verhalten sich auch die Alb-Mergel und Aptychen-Schichten. Diese sind häufig zwischen den festen Tithon-Neokom- und Liaskalken ausgequetscht. An anderen Stellen sind sie dafür stark angereichert. Gelegentlich sind sie zwischen die festen Kalke ihres Liegenden und Hangenden „injiziert“ worden und umschließen große Schollen.

Wie Abb. 28 zeigt, zerreißen im umbrischen Kalkapennin oft die Liegendschenkel der überkippten Antiklinalen. Die relativ starren Schichten des Sattelkernes überfahren die Liegendschenkel. Als Schmiermittel dienen dabei die Mergel und Mergelschiefer der Oberkreide und des Eozäns. Dieser Übergang vom Falten- zum Schuppenbau ist an einzelnen Sätteln in allen Stadien zu verfolgen. Am M. Pelosa beobachtet man z. B. unweit Leonessa [d 4] (an der Straße nach Piediluco) einen ostvergenten Sattel. Die Ostflanke ist gerade aufgerissen. Die Aptychenmergel sind ausgequetscht und der Lias legt sich überkippt auf das stark durchbewegte Neokom. Dagegen ist in der östlich folgenden Schuppe am M. Tolentino (Abb. 28) der Lias des Sattelkernes an einer verhältnismäßig flachen Schubbahn mehr als 2 km weit überschoben worden.

Im ganzen erinnert die Tektonik des umbrischen Kalkapennins an den Faltungstyp des Schweizer Jura.

Die Überschiebung bei Spoleto.

Eine größere Überschiebung von Lias auf Oberkreide beschrieb LOTTI (1915 und 1926) bei Spoleto [d 4]. Ich kann seine Darstellung im wesentlichen bestätigen:

An der Straße von Spoleto nach der Forca di Cerro überlagern im Fosso Cortaccione mylonitisierte Liaskalke durchbewegte rote Oberkreidemergel. Die überschobene Scaglia untertäuft von Valcieca bis fast zum Val Umbra den Lias. Daraus ergibt sich eine Schubweite von mindestens 4 km. Südwestlich des Halbfensters ist die Überschiebung des Lias auf Scaglia rosata über Voglia, wo auch die Erosion ein kleines Halbfenster geschaffen hat, nach Pratico zu verfolgen. Die durchbewegten Scaglia-Mergel tauchen vor dem Pian di Gallo unter den Lias unter. Am Colle Campelle ist der Schichtenverband wieder \pm normal.

Die Liasscholle südwestlich des Halbfensters des Cortaccione verbindet sich mit der Nordostscholle über die kleinen Klippen am Castelmonte. Einige Liaskalke ruhen hier auf stark mylonitisierter Oberkreide.

An der Nordostscholle ist das Auflager des Lias auf Oberkreide zwischen Valcieca und Pieve di Vallochta zu verfolgen. Die Liaskalke sind in sich zusammengestaucht, wie das steile und oft wechselnde Einfallen auf dem Wege von Valcieca nach der Straße Spoleto—Furca di Cerro zeigt.

Ob weiter nördlich unter dem Schutt bei Borgiano noch einmal Scaglia rosata unter dem Lias zutage tritt, ist ungewiß. Die Überschiebung scheint sich von Pieve di Vallochta nach Norden herauszuheben. Vielleicht streicht sie in der Rinne aus, die von Vallochta über Borgiano—Matrignano in das Val Umbra hinabzieht.

Der Außenrand des Umbrischen Bogens.

In den nördlichen Ausläufern des Kalkapennins bildet die Ostflanke eine mehr oder minder überkippte Flexur. Auch in den Sibilliner Bergen taucht das Mesozoikum des Umbrischen Bogens oft an einer einfachen Flexur unter die Vortiefen-Sedimente. Aber manchmal reißt auch eine Überschiebung in der Randzone auf, wie es besonders zwischen Amandola und Borbona [e 4] am Oststrand des umbrischen Kalkapennins der Fall ist.

Bei Caldarola beginnt der Überschiebungsbau noch im Innern des Kalkapennins: Jura ist flach auf Oberkreide überschoben worden (Abb. 29 a). — Auf der nördlichen Talseite der Tenna ist unterhalb des M. il Pizzo bei i Colli die Scaglia rosata steil an der Überschiebung aufgerichtet. Oberkreide und Eozän werden von Lias überfahren (Abb. 29 b). Weiter südlich ist der Jura des M. Vettore gleichfalls mehr oder weniger flach auf das Tertiär überschoben worden, wie das überfahrene Torton bei Capodaqua zeigt (Abb. 29 c). Die Schichten sind im Westen um ungefähr 2000 m aufwärts bewegt.

Zwischen Arquata al Tronto und Capodaqua stellen sich stark verquetschte Reste des Liegendschenkels ein. Bei Accumoli [e 4] bildet eine schwach überkippte Flexur den Ostrand des Umbrischen Bogens (Abb. 29 d). Die oberkretazische Scaglia ist in der Umbiegung angereichert und spezialgefaltet. An der nach Osten überkippten Sattelflanke des M. Cassiano und M. Speluca (Abb. 29 e) beobachtet man an der Straße von Cittareale nach Norcia eine Aufschiebung innerhalb der Scaglia. Südlich Posta reißt die Randüberschiebung an der Westseite des Velino-Tales wieder auf. Der in sich geschuppte Jura der Terminillo-Gruppe [d 5] überfährt Mesozoikum und Tertiär.

Im Velino-Tal tauchen die W-E-streichenden Sättel der Abruzzen mit einem Axialgefälle von 10—20° unter die N-S streichenden Achsen des Umbrischen Bogens.

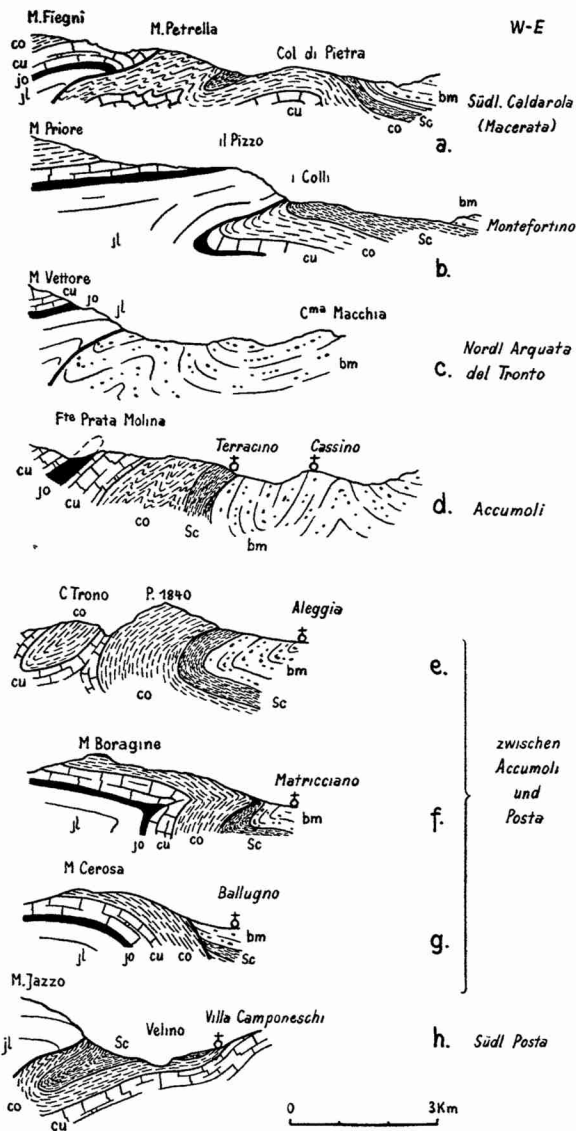


Abb. 29. Profile durch den Außenrand des Umbrischen Bogens.

jl Lias; jo höherer Jura; cu Unterkreide; co Oberkreide; sc eozäne Scaglia; bm Miozän.

b) Art und Ausmaß der Tektonik in Latium und den
Abruzzen.

Der Schollenbau des Val Latina und der westlichen Abruzzen.

Im Val Latina (s. Taf. 6) kamen GRZYBOWSKI, FRANCHI, CACCIAMALI und GROSSI (1933) zur Annahme großer Überschiebungen.

GRZYBOWSKI (1921) beobachtete in einer Bohrung bei Pico (Abb. 30) Flysch, der bei 800 m noch nicht durchsunken war, obwohl die Bohrung nur 30 m vom Mesozoikum der Lepiner Berge entfernt stand. Er sah ferner die isolierten mesozoischen Kalkberge inmitten der Flyschniederung des Liri-Tales. Beide Beobachtungen glaubte er mit der Annahme großer Überschiebungen am besten vereinbaren zu können. Er deutete den Kreidekalkkegel des M. Leucio bei Pico als eine tektonische Klippe. Die Kalke der „Tyrrheniden“ sollten den Flysch des Liri-Tales weitgehend überfahren haben.

FRANCHI folgte GRZYBOWSKI in den Gedankengängen vom großartigen Deckenbau am Liri. Er sah, daß das Tertiär auf weite Erstreckung unter das Mesozoikum taucht. Auch die mylonitisierten mesozoischen Kalke sind für ihn Beweise für deckenartige Verfrachtungen (1921). Er machte auf eine Überschiebungslinie auf der Südseite des Sacco-Tals aufmerksam (1922). Zerscherte Gerölle in der miozänen Molasse sollen für eine weitgehende Überführung des Tertiärs durch die mesozoischen Kalke sprechen (1924). Ferner beschreibt er große Überschiebungen bei Esperia und Ausonia. Neben FRANCHI (1924) beobachtete CACCIAMALI (1924) weiter im Nordosten die Überschiebung von Mesozoikum auf Miozän im oberen Liri-Tal oberhalb von Sora und eine Überschiebung von Kreide auf Obereozän bei S. Biagio [f 6]. Er deutet das Tertiär des oberen Liri-Tals, des Beckens von Alvito—S. Donato, des Tals von Atina—S. Biagio und das Becken von Belmonte und von Terrelle als Fenster unter dem Mesozoikum einer hangenden Scholle.

Zweifellos sind Überschiebungen im Val Latina vorhanden. So taucht südöstlich Pico [e 7] der obereozäne Flysch mit 55° unter das Mesozoikum. Auch nördlich von Pico ist in einzelnen Wasserrissen eine Überschiebung, die hier etwas flacher einfällt, aufgeschlossen. Ebenso kann westlich S. Giovanni Incarico und bei Esperia das Tertiär überschoben sein. Ferner ruhen bei S. Biagio stark durchbewegte Kreidekalke auf dem zusammengestauchten Tertiär des Mollarino-Tales.

Der M. Leucio bei Pico könnte als kleine Klippe auf dem Flysch schwimmen, doch sind hier die Aufschlüsse zu schlecht,

als daß eine Entscheidung möglich ist. Bei Ausonia—Esperia liegt zweifellos eine Überschiebung vor. Doch fällt sie steil ein. Eine stärkere Mylonitisierung des Mesozoikums wurde nicht beobachtet. Es liegt deshalb näher, hier eine streichende Störung und nicht den Ausstrich einer Decke anzunehmen.

Beim M. Majo östlich Ausonia bemerkt man eine häufige Aufeinanderfolge von Kreide und Eozän bei ständigem Südwest-Fallen. Hier handelt es sich um einen Schuppenbau von Kreide und Tertiär¹⁸⁾. Schon GIGNOUX (1927) macht auf das normale Auflager des tertiären Flyschs auf der Kreide aufmerksam.

Mit einer weiten Überschiebung ist schwer zu vereinbaren, daß an der „Deckenstirn“ die jüngsten Schichten auftreten. Das generelle Einfallen des schwach gefalteten Mesozoikums zwischen Itri und Pico läßt ein Abtauchen des Mesozoikums zur „Stirn“ hin erkennen: An vielen Stellen sinkt das Mesozoikum unter den tertiären Flysch. So tauchen auf der Nordseite des Mollarino-Tales bei S. Biagio das Mesozoikum und Mitteleozän der La Meta-Gruppe normal zum Flysch hin ab. Auch CREMA (1929) beschreibt vom oberen Liri und Fucino ein normales Auflager von Miozän auf Kreide. Bei Belmonte fällt ebenso wie auf der Südwestseite des Beckens die Kreide unter das Mesozoikum, während es auf der Nordostseite gegen das Tertiär abbricht (Abb. 30).

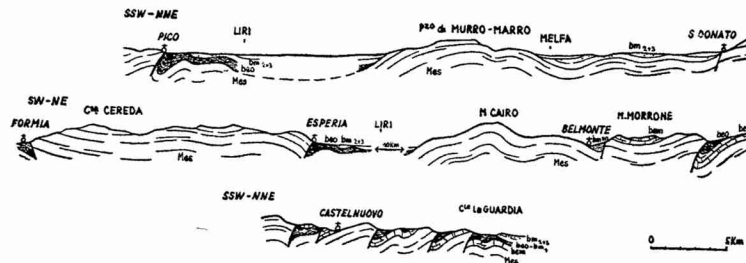


Abb. 30. Profile durch das Val Latina.

Mes mesozoische Kalke; bem Mittellutet-Kalke; beo Obereozän-Flysch;
bm, Untermiozän-Flysch; bm 2 + 3 Mittelmiozän.

Das „Fenster von Terelle“ wurde schon 1927 von GIGNOUX abgelehnt. Es handelt sich um einen Erosionsrest von Flysch auf mesozoischen Kalken. Daß der tiefe Einschnitt der Melfa zwischen Casalvieri und Roccasecca noch nicht den überfahrenen Flysch unter dem Mesozoikum angeschnitten hat, erklärt CACCIAMALI durch Deckenfaltung. Wesentlich näher liegt es jedoch, das Mesozoikum

18) FRANCHI (1924) sieht in dem Schuppenbau des M. Majo und Abb. 30 den Ausstrich tieferer Decken.

als autochthon anzusehen; biegen doch die Kreidekalke einwandfrei sowohl bei Casalvieri wie bei Roccasecca zu den jungen Becken flexurartig ab.

Die Deutung der Senken von Montelanico und Amaseno südwestlich Frosinone [e 6] als Fenster (FRANCHI 1924) ist recht zweifelhaft. Sind doch die Senken fast ganz von jungen Sedimenten erfüllt. Nur an wenigen Stellen tritt Miozän zutage, unter das am Rande der Senken die Kreide hervortaucht.

Im Liri-Gebiet sind also keine deckenartigen Verfrachtungen des Mesozoikums über dem tertiären Flysch nachzuweisen. Auch der von GRZYBOWSKI betonte Faziesgegensatz zwischen der Kalkfazies der aufgeschobenen „Tyrrheniden“ und dem autochthonen „Flysch“ besteht nicht, da keine gleichaltrigen Schichten verglichen wurden: Die Kalke gehören dem Mesozoikum und dem Mitteleozän an, der Flysch dem Obereozän und Miozän. Außerdem ist man bei einer Bohrung in Ripi aus den Sandsteinen des Tortons nach ungefähr 250 m in massige Kalke gekommen, die bei 730 m noch nicht durchbohrt waren (SALOMON-CALVI 1930). Hier dürfte das kalkige Mesozoikum unter der Molasse erreicht worden sein.

Auch die Fazies spricht also nicht für einen Deckenbau mit einem Überschiebungsmaß von mehr als 25 km, wie ihn FRANCHI 1924 annahm. Die mesozoischen Kalke des Val Latina sind vielmehr autochthon und nur lokal auf den tertiären Flysch aufgeschuppt worden. So ist das Mesozoikum bei Ausonia nach Nordosten herausgepreßt. Bei Spigno Saturno beschreibt FRANCHI (1925) eine Aufschiebung der Kreide auf den Flysch, die nach Osten gerichtet ist. Am Bahnhof von Formia ist Mesozoikum auf Molasse überschoben worden, die mit 45° nach Westen unter die Kreide fällt. Die mesozoischen Kalke sind selbst wenig gefaltet. Auch der Flysch ist nicht sehr gestört. Nur in nächster Nachbarschaft der Überschiebungen ist er gestaucht und verruscht.

Die Tektonik zwischen dem Liri- und Sangro-Tal.

Das Mesozoikum zwischen Liri und Sangro bildet eine große Antiklinale. Am Molarino bei S. Biaggio ist das Mesozoikum der M. Simburini auf den Flyschmantel der Sangro-Liri-Antiklinale aufgeschuppt. Ebenso überfahren die starren Kalke dieses Sattels die Flyschmulde des oberen Sangro. Die Nummulitenkalke der Meta-Gruppe legen sich auf das Miozän.

Der Abruzzenbogen.

Die einzelnen Achsen der Abruzzen verlaufen ebenso wie die des umbrischen Kalkapennins bogenförmig. Und wie im umbrischen Kalkapennin, so ist auch in den Abruzzen das wichtigste tektonische Element der Außenrand.

Das Mesozoikum der Abruzzen taucht im allgemeinen mit einer einfachen Flexur zur Vortiefe ab. Am Gr. Sasso ist es aber lokal auf das Tertiär überschoben worden (s. Abb. 31). Auch weiter im Südosten lösen sich Flexuren und Überschiebungen ab.

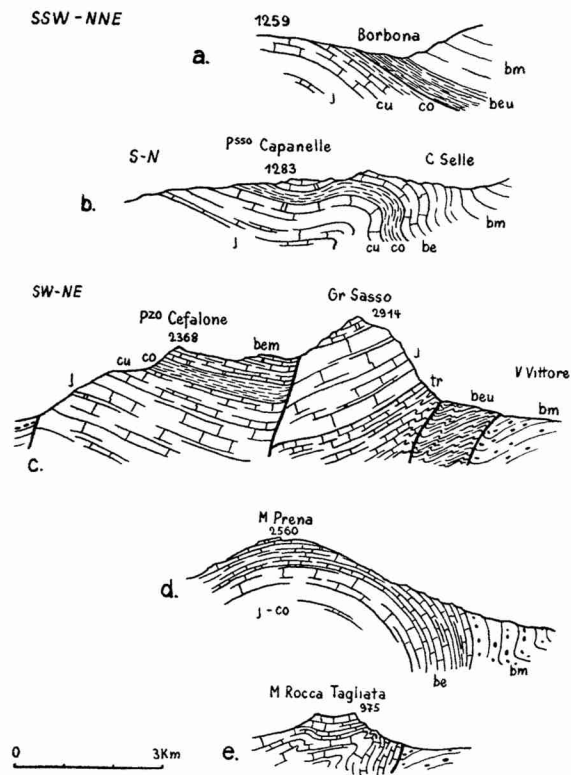


Abb. 31. Profile durch den Ostrand der Abruzzen.
j Jura; cu Unterkreide; co Oberkreide; be und beu Nummulitenkalk und Scaglia cinerea; bm Miocänsandstein.

Die Grenze von Abruzzenbogen und Molisescholle.

Am Ostrand der Majella (s. Taf. 5) tauchen am Außenrande des Kalkapennins die Kalke des Mittleren Eozäns flexurartig nach Nordosten und Osten ab. Am Nordostrand werden sie normal von Jungtertiär bedeckt. An der Ostseite werden sie aber tek-

tonisch von bunten Tonschiefern der Oberkreide und des Untereozäns überlagert.

GRZYBOWSKI (1921) machte schon auf den großen Faziesgegensatz an der Majella aufmerksam. Er nahm an, daß Schichten verschiedener Fazies weitgehend übereinander geschoben seien.

In der Tat besteht in der Kreide ein starker Faziesgegensatz an der Majella. Aber im Eozän ist er eigentlich nicht vorhanden. Entspricht doch den untereozänen Tonschiefern des Molise eine Schichtlücke am Ostrand der Majella. Erst bei Sulmona stellen sich Untereozänkalke unter dem Mitteleozän ein. Sowohl in den Abruzzen (und besonders in der Majella) als auch im Molise transgrediert nämlich das Mittellutet in der Fazies der Nummulitenkalke.

Eine Aufschuppung der kretarischen Molisetone auf das Eozän der Majella ist zweifellos vorhanden. Doch kann über ihr Ausmaß nur wenig ausgesagt werden. Es sind weder Kreide-Klippen auf dem Eozän, noch eine stärkere Beanspruchung der höchsten Eozänkalke nachgewiesen worden. Darum ist die Vorstellung einer deckenartigen Überlagerung der Molisetone über den Kalken des Zentralapennins eine Hypothese geblieben. Es ist auch zu bedenken, daß in den Deckenschub zu mindesten das Helvet mit einbezogen sein müßte (s. Abb. 32); jedoch sind derartig große posthelvetische Bewegungen sonst nirgends aus dem Apennin bekannt. Die Annahme einer größeren Überschiebung ist also wenig wahrscheinlich.

Die Eozänkalke der Majella zeigen, wie gesagt, keine Spuren stärkerer tektonischer Beanspruchung. Dagegen sind die Molisetone eng gefaltet. Die Falten vergieren nach Westen, d. h. gegen die Majella (s. Abb. 32).

Nach Osten läßt die Intensität des Zusammenschubs nach. Die Schuppen und Falten werden im Sangro-Tal von weitspannigen Falten abgelöst.

Die West-Vergenz an der Majella ist im Apennin eine Ausnahme. Bei einem Deutungsversuch ist folgendes zu berücksichtigen:

1. Die west-vergente Schuppenzone biegt schon bei Torricella nach Osten bzw. Südosten um. Dort sind die Vergenzen schon wieder normal, d. h. gegen die Adria gerichtet.

2. Die Zone der West-Vergenz ist auf die Grenze von Kalk- und Tonfazies bzw. von Schwellen- und Beckenfazies begrenzt.

Ich möchte deswegen annehmen, daß es sich bei der West-Vergenz an der Majella um die lokale Überfaltung des stabilen Rahmens seitens hochmobiler Beckensedimente handelt. Die all-

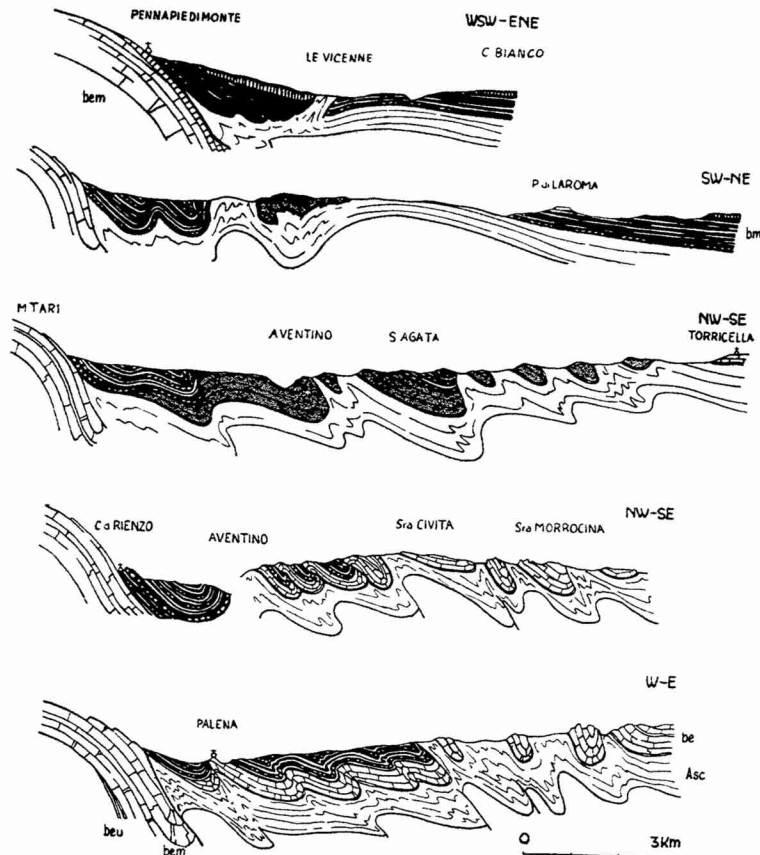


Abb. 32. Der Schuppenbau am Ostrande der Majella.

Eng senkrecht gestrichelt = Pliozän; schwarz (bm) = Sarmat, weit senkrecht gestrichelt = Helvet; schmale Mauersignatur bem = Mittellutet; grau = Mergel von Palombaro, geschlängelte Linien (beu und Asc) = Schiefer-tone des Molise (Untereozän und Oberkreide).

gemeine Bewegung war dabei gegen Nordosten gerichtet. Die stabile Kalkscholle der Abruzzen konnte aber der relativen Nordost-Bewegung der Molise-Scholle nicht folgen. Fiederspaltan rissen in der Grenzzone auf. Die Gräben von Pescocostanzo entstanden.

Die Grenze von Umbrischem Bogen und Abruzzen-Bogen.

Die Zone von Leonessa—Antrudoco trennt den pelagischen Faziesbereich des umbrischen Mesozoikums von dem neritischen der Abruzzen. Sie trennt auch zwei Gebiete verschiedener Tektonik. Denn die relativ mobilen Mergel Umbriens konnten ganz anders

gefaltet und verschuppt werden als die ungefügten Riffkalkklötze der Abruzzen. Das Bewegungsbild des umbrischen Faltenbogens ist darum viel flüssiger als das der Abruzzenschollen. Sobald sich aber in den nordwestlichen Abruzzen die ersten Mergel einstellen, sind auch hier die Schichten gefaltet. So tritt im Gebiete des M. Giano zwischen dem Velino und dem Becken von Aquila-Pizzoli [e 5], wo die ersten Scaglia-Mergel erscheinen, die Bruchtektonik zurück.

Die Achsen der Abruzzen tauchen im Velinotal mit einem Axialgefälle von 10—20° unter den Umbrischen Bogen. Doch schon bald darauf biegen die Abruzzen in die allgemeine NW—SE-Richtung des Apennins ein. Nur die aus dem Jungtertiär auftauchende Scholle des Gr. Sasso streicht W-E. Vor dem Umbrischen Bogen scharen sich somit zwischen Aquila, Antrodoco und Montereale die Achsen des M. Giano und des Gr. Sasso. Die Scharung steht vielleicht mit der Aufschiebung des Umbrischen Bogens auf die Abruzzen im Zusammenhang.

Es ist hier ähnlich wie an der Majella. Wie dort die mobilen Molise-Tone die starren Kalke der Abruzzenschwelle überfalten, so überfalten auch hier die mobilen Mergel und Merkelkalke Umbriens die Riffkalke der Abruzzen. Und wie die Achsen des Molise am Ostrand der Abruzzenscholle geschleppt und umbogen sind, so werden auch hier am Westrand der Abruzzenscholle die Faltenzüge des Umbrischen Bogens in ihrer Ostbewegung gehemmt und geschleppt (s. Abb. 43).

II. Das Alter der Tektonik im Zentralapennin.

Prämiozäne Bewegungen.

Im gesamten Zentralapennin herrscht Konkordanz von der Trias bis zum Alttertiär. Im südlichen Umbrien ist sogar noch das Burdigal in den konkordanten Schichtverband einbezogen. Vielerorts greift das Burdigal in Umbrien aber auch auf Untereozän und Oberkreide über. So ruhen zwischen Orvieto und Todi an der Nationalstraße südlich des M. Castellano [c 4] ungestörte Burdigalmergel auf durchbewegter untereozäner Scaglia, während in nächster Nachbarschaft östlich und westlich noch ober- und mitteleozäne Sandsteine erhalten sind. Die Scaglia liegt hier (auf dem First der präburdigalen Aufwölbung!) ausnahmsweise flach und konkordant unter dem Burdigal. Am M. Martano zwischen Perugia und Terni [c, d 4] greift das Burdigal bis auf Oberkreide über.

In den Marken erreichen die präburdigalischen Bewegungen größeres Ausmaß. Auf der Nordwestseite des M. Nerone überlagert zwischen S. Andrea und M. Fornoro [d 2] das Burdigal spezialgefaltete rote und graue Scaglia. Bei Cantiano westlich des M. Catria beträgt am M. Cospio [d 3] die Winkeldiskordanz zwischen Untereozän und Untermiozän 15° .

In den Abruzzen greifen Burdigalmergel im oberen Aniene-Tal bei Subiaco auf Hippuritenkalke über. Im Val Latina liegt Untermiozän in den Mulden auf Obereozän¹⁹⁾. Auf den Horsten greift Burdigal bis auf Oberkreide über. Die heutigen Horste haben also schon als Aufwölbungen vor dem Miozän bestanden. Doch wurde hier nirgends eine Winkeldiskordanz unter dem Miozän festgestellt.

Die vormiozänen Bewegungen haben somit im Zentralapennin bloß zu schwachen Aufwölbungen geführt. Nur im nördlichen Umbrien sind kleine Winkeldiskordanzen nachweisbar.

Intramiozäne Bewegungen.

In den Marken herrscht Konkordanz zwischen Unter- und Mittelmiozän. Dagegen greift in Umbrien bei Spoleto (im Fosso di Vallocchia) [d 4] Torton bis auf Oberkreide über, während an den Rändern des Val Umbra [d 4] noch mächtiges Burdigal vorhanden ist. Hier haben also steirische Bewegungen den umbrischen Kalkapennin bei Spoleto etwas aufgewölbt und zur Abtragung des älteren Miozäns und Alttertiärs geführt. In den Sabiner Bergen [d 5, 6] liegt das Helvet auf Jura. Bei Borgo Velino und Antrodoco [d 5] transgrediert das Mittelmiozän sogar auf Rät, während in nächster Nachbarschaft das gesamte Jungmesozoikum erhalten ist. Im Val Latina und im oberen Sangro-Tal [e, f 6] greift das Helvet und teilweise das Torton auf den Antiklinalen bis auf Oberkreide über. In den Grabenmulden ist dagegen noch das Burdigal erhalten.

Am Ostrande der Majella weist oberhalb Fara San Martino und Pennapedimonte (s. Abb. 32) eine Diskordanz von 10° zwischen Helvet und Eozän auf schwache altsteirische Bewegungen hin (im Pescara-Tal ist noch Burdigal vorhanden). Posthelvet-präsarmat sind die Molisetone auf die Riffkalke der Majella aufgeschuppt worden. Biegt doch bei Fara S. Martino das Helvet \pm konkur-

19) Oligozän ist bisher im Val Latina nirgends nachgewiesen. Doch besteht die Möglichkeit, daß es im konkordanten Schichtverband zwischen dem Obereozän und Burdigal in den Mulden noch erhalten ist.

dant mit den Nummulitenkalken unter die Molisetone ab, während Sarmat auf die gefalteten Schichten übergreift.

In der steirischen Phase müssen also die Aufwölbungen gelegentlich ziemlich kräftig gewesen sein, da örtlich Jura und Obere Trias freigelegt wurden. Abgesehen von den Faltungen und Überschiebungen am Ostrande der Majella sind aber die steirischen Bewegungen nur Vorläufer der eigentlichen Faltung.

Postmiozäne Bewegungen.

Nach dem Sarmat erfolgte die Hauptfaltung des Zentralapennins. In der Miozänmulde von Cagli—Camerino [d, e 2, 3] ist noch das Sarmat \pm konkordant mitgefaltet. Der Umbrische Bogen überschiebt in den südlichen Marken [e 4] das Torton und Sarmat der Vortiefe. Ebenso ist in den Gräben und Halbgräben der Abruzzen noch Torton und z. T. auch Sarmat verworfen worden. Auch am Außenrand des Abruzzenbogens ist Sarmat noch mit in die Faltung einbezogen worden, wie die Aufschlüsse am Ostfuß des Gran Sasso (Abb. 31) im Pescara-Tal und an der Majella [e—g 5] beweisen. Am Ostrand der Majella greift das Sarmat sowohl auf die bunten Molise-Tone wie auch auf die Rifflalke der Majella über. Aber es ist auch seinerseits noch verschuppt (s. Abb. 33).

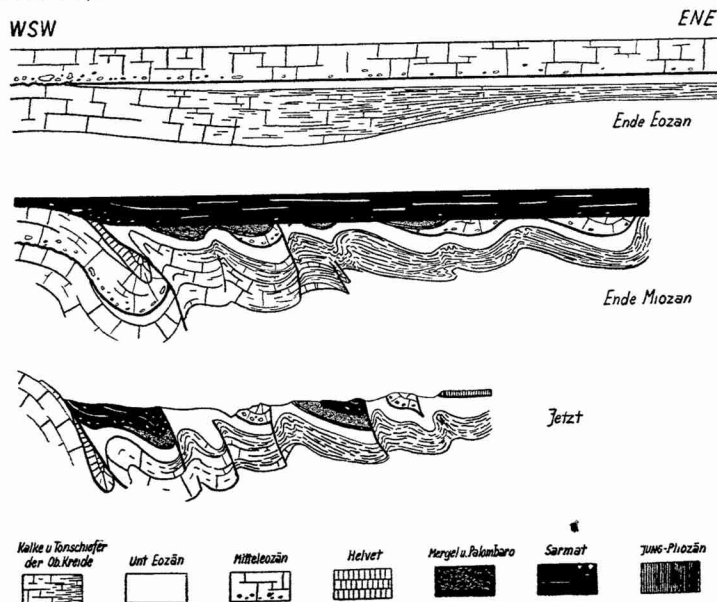


Abb. 33. Die Entwicklung der „Narbenzone“ zwischen Abruzzen und Molise am Ostrande der Majella.

Das genaue Alter der Hauptfaltung ist im Zentralapennin schwer festzulegen, da Pont in den inneren Zonen fehlt. Erst das Piacentin greift in den Sabiner Bergen [d 5, 6], an der Pescara und der Majella [f, g 5] diskordant auf den fertigen Faltenbau über. Somit ist die Hauptfaltung zwischen Sarmat und Piacentin erfolgt. Nach dem Piacentin rissen einige alte tektonische Linien posthum auf. So ist in den Sabiner Bergen noch das Piacentin vom Mesozoikum überschoben worden. Auch an der Nordostseite der Majella sind örtlich noch Molise-Tone auf das Piacentin geschuppt (s. Abb. 32).

Ergebnis.

Die Tektonik der einzelnen Teile des Zentralapennins ist entsprechend der verschiedenen Mobilität der Gesteine nicht die gleiche. Die Mergel und Mergelkalke des Umbrischen Bogens sind gefaltet und verschuppt, — die Riffkalke der Abruzzen zerbrochen und gekippt.

Die Intensität der Faltung nimmt im Umbrischen Bogen nach Südosten zu. Die Falten vergieren immer stärker nach Osten. Überschiebungen reißen auf, so daß sich nahe der Stauchung des Umbrischen Bogens an der Abruzzenscholle die Einengung zwischen Spoleto und der miozänen Vortiefe auf ungefähr 30% berechnet.

Dem Schweizer Jura-Typ des Umbrischen Bogens steht in den Abruzzen und im Latium die Bruchfaltung gegenüber. Die Riffkalkplatten zerbrochen, wurden schräg gestellt und z. T. auf den Flyschmantel der Nachbarscholle steil überschoben. Die Vergenz wechselt dabei. So täuschen im Val Latina lokale Aufschuppungen große deckenartige Überlagerungen vor.

Im Molise erlaubten die Tone und Mergel wieder eine stärkere Faltung und Verschuppung.

Die vorherrschende Vergenz ist in Umbrien, den Abruzzen und im Molise nach ENE gerichtet. Jedoch konnten die mobilen Mergel Umbriens und die Tone des Molise ganz anders der Bewegung folgen als die starren Kalke der Abruzzen. Die Abruzzenscholle bleibt gegenüber den vordrängenden Faltenbögen Umbriens und des Molise zurück. Die mobilen Mergel der Beckenfazies von Umbrien und dem Molise quellen dabei über die Kalke der Abruzzenschwelle über: die Abruzzen werden beiderseits überfaltet. Die alten Faziesgrenzen von Leonessa — Antrodoco und am Ostrande der Majella werden jetzt zu großen Bewegungsbahnen.

Die ältesten Bewegungen haben im Zentralapennin posteozyän-prämiozän stattgefunden. Aber sie waren nur unbedeutend. Die intramiozänen (steirischen) Bewegungen führten zu stärkeren Auf-

wölbungen und am Ostrande der Majella auch bereits zu einer kräftigern Faltung. Die Hauptfaltung des Zentralapennins ereignete sich postsarmatisch-präpiacentin (attisch-rhodanisch). Die postpiacentinen Bewegungen sind geringfügig und an alten Störungen erfolgt.

C. Der Bau des Südapennins.

I. Art und Ausmaß der Tektonik.

a) Die Tektonik des westlichen Südapennins.

Die Bruchfaltung.

In der Innenzone des Apennins ist auf Capri die Bruchfaltung mit nach NE gerichteten Überschiebungen von Mesozoikum auf Alttertiär-Flysch verbunden. Auf der Salerner Halbinsel [g, h 8] und in den Picentiner Bergen [h, i 8] machen die steilen Aufschiebungen normalen Brüchen Platz (Taf. 1, Profil VII).

Das Bergland des Matese i. w. S. [g 7] ist zwischen Caserta und Isernia das eigentliche Gebiet der Bruchfaltung. Dort bilden der M. Partenice, M. Taburro und der M. Camposauro westlich Benevent und Avellino große Halbhorste.

Deckenbau bei Caposele?

Im oberen Sele-Tal [i 8] glaubte GRZYBOWSKI (1921) den Beweis für deckenartige Überschiebungen erbringen zu können. An der Cresta di Gallo bauen feste Kalke mit Rudistenresten den Berggipfel (Abb. 35 u. 36) auf. Darunter liegt alttertiärer Flysch. Da der Berg von einem Tunnel der apulischen Wasserleitung durchfahren ist, ohne daß Rudistenkalke angetroffen wurden, schien der Beweis für eine tektonische Klippe erbracht zu sein. SALOMON-CALVI (1930) schloß sich der Deutung GRZYBOWSKI's an und übertrug die Deckentheorie auf ähnliche Verhältnisse im Südapennin, wo ebenfalls isolierte mesozoische Kalkberge den tertiären Flysch überragen.

Eine Spezialuntersuchung der Cresta di Gallo ergab zunächst, daß ein Mylonit an der Deckenbasis nicht nachgewiesen werden konnte. Die Kalkplatte ruht vielmehr ungestört auf Sandsteinen und Kalktonflysch des Alttertiärs. Mit den Sandsteinen sind die Kalke des Gipfels der Cresta di Gallo durch Wechsellagerung verbunden (s. Abb. 34).

Die Kalke der Cresta di Gallo gleichen auch petrographisch nicht den dichten, marmorisierten Kalken der Kreide, wie sie in den Bergen, die das Sele-Tal umgeben, aufgeschlossen sind. Der Kalk der Cresta di Gallo ist vielmehr brekziös-konglomeratisch. Die Rudistenreste liegen in einem Kalkdetritus. Neben Rudisten

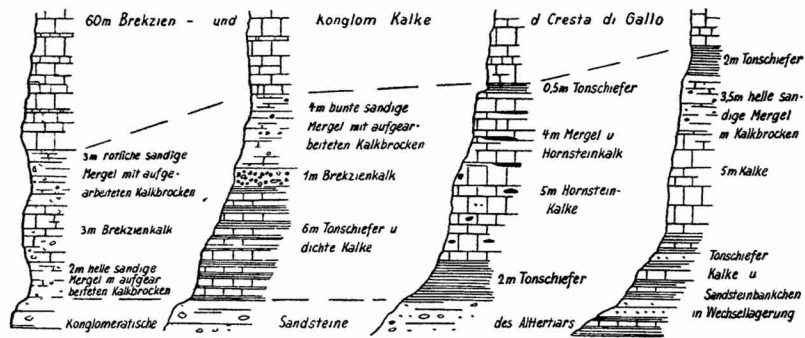


Abb. 34. Das Auflager der Kalke der Cresta di Gallo auf dem alttertiären Flysch bei Caposele.

1. Cresta di Gallo Westseite 180 m SE der Masseria del Monte.
2. " " " Südwestseite.
3. " " " Südsüdwestseite (750 m ENE des Schulgeb.).
4. " " " Südseite (am Schulgebäude).

und Orbitulinen-Bruchstücken enthält die Brekzie nach einer Bestimmung von Herrn Dr. W. SCHEFFEN-Hamburg *Lepidocyclina marginata* und *Lepidocyclina morgani*. Damit gehören die Kalke der Cresta di Gallo nicht der Oberen Kreide an, sondern dem Altmiozän.

Nun machte aber GRZYBOWSKI auch auf einige kleinere Klippen im Flysch in der Nachbarschaft der Cresta di Gallo und zwar an der Pietra di Bojara (Abb. 36) aufmerksam, die tatsächlich aus Oberkreidekalk bestehen. Doch liegen sie nicht flach auf dem Flysch, sondern fallen steil unter den Flysch ein, sodaß es sich dort um Aufbrüche des mesozoischen Untergrundes im geringmächtigen Flysch handelt.

Normale Brüche an der Grenze Flysch-Kreidekalk sind nordwestlich Caposele im Bachanschnitt der Aqua delle Breccie und in der Umgebung von Valva und Colliano zu beobachten. Der Flysch des Sele-Grabens erscheint also nicht in einem Fenster unter einer Decke von mesozoischen Kalken. Vielmehr gehört er einem Graben von Alttertiär an. Dabei ist der Graben z. T. nachträglich gepreßt worden. Die Grabenränder wurden auf das Grabeninnere überschoben, wie die Aufschlüsse oberhalb der Kirche von Caposele und an der Rne. di Biaggio nahe der Piana delle Pietre zeigen, wo Oligozän von Oberkreide überfahren wird.

Weiter ist die Überschiebung zwischen Caposele und der Sele-Brücke unterhalb der Pietra S. Bruno (Abb. 35) aufgeschlossen. Ferner wurde die Randüberschiebung an der südöstlichen Grabenseite in einem Bach südwestlich der Rne.

S. Vittore und unterhalb des M. Castello östlich Olivetro Citra und im Pazzano-Bach unter dem M. S. Penice südlich Colliano beobachtet.

Im Pazzano-Bach und unterhalb der Pietra di Tamburo fällt die Randüberschiebung mit 10—20° ein, während auf der Rne. S. Vittore und bei Caposele ein Einfallen von 60° beobachtet wurde. Wahrscheinlich stellen die Grabenränder steile Überschiebungen dar, die erst nahe der Oberfläche in dem plastischen Kalktonflysch flacher werden (s. Abb. 35).

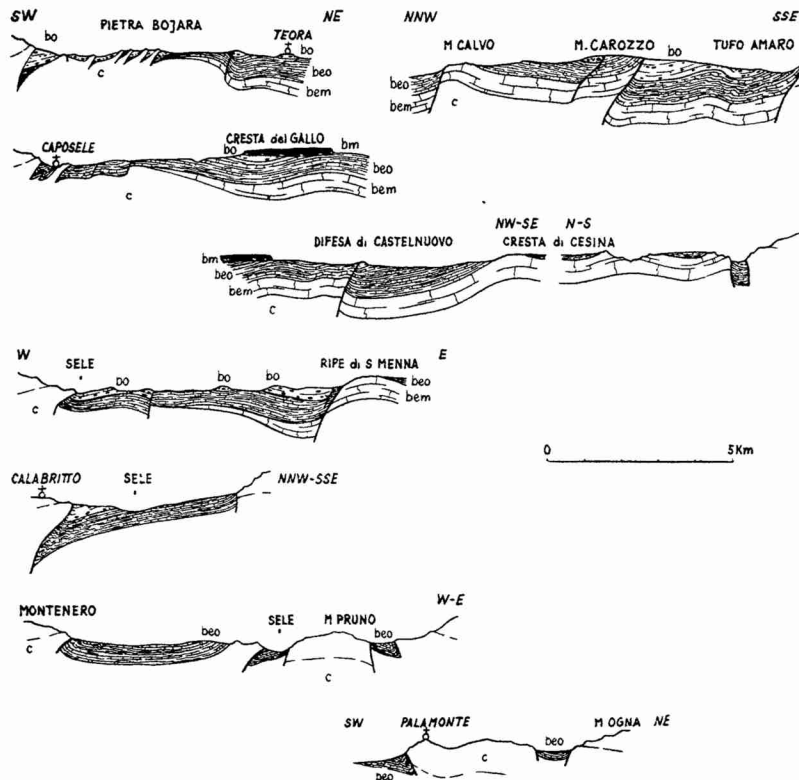


Abb. 35. Profile durch den Sele-Graben.

c Hippuritenkalke; bem Nummulitenkalke des Mittelalters; beo Kalktonflysch des Obereozäns; bo Konglomeratische Sandsteine des Oligozäns; bm Kalkbrekzie des Altmiozäns.

Am Nordausgang von Caposele bauen die Kreidekalke die Costa S. Lucia auf. Während sie am Nordrand der Kalkrippe noch einen mehr oder weniger symmetrischen Horst bilden, ist am Südrand das Mesozoikum flach auf das Alttertiär nach Nordosten überschoben worden (Aufschlüsse im Bachbett zwischen Pianelli und der Costa S. Lucia!). Auch an der Südostseite der Kalkrippe der Costa S. Lucia ist der Flysch von der Kreide überfahren und dabei nahe Pianelli zu einer isoklinalen Mulde zusammengestaucht worden. Auch im südlichen Sele-Graben wechselt die Bewegungsrichtung der Schuppen schnell (Abb. 36). So sind die Kalke von Contursi, des M. Frano, der Pistelli dei Lauri mehr oder weniger

senkrecht nach oben durchspießt worden, während die Kreide von Oliveto Citra nach Nordosten herausgeschoben ist. Dabei vergieren die Kalkschuppen am Molino Nicolo nach Süden. Der Kalk von Palomonte ist wiederum nach Nordwesten auf den Flysch geschoben.

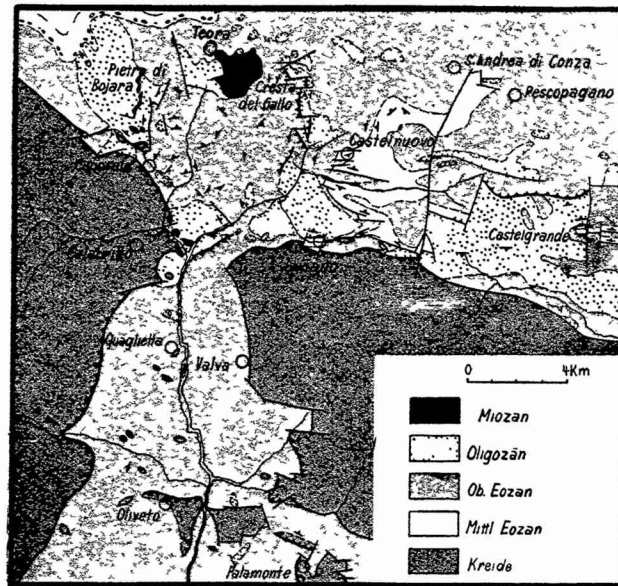


Abb. 36. Kartenskizze des Sele-Grabens.

Der Flysch ist ebenfalls gestört. Östlich und südlich der Cresta di Gallo überfährt obereozäner Tonflysch das Oligozän.

Die Tektonik zwischen dem oberen Agri- und Diano-Tal.

Einfacher gebaut ist das nordwestlich streichende Senkungsfeld des Val di Diano und seiner Umgebung [i 8]. Gräben und Halbgräben werden von Flexuren und normalen Störungen begrenzt. Bei Atena [k 9] bricht das Mesozoikum in mehreren Staffeln zur Diano-Senke ab. Bei Tramutola werden ähnlich wie im Sele-Gebiet die Täler aus Flyschgesteinen, die Berge aus festen mesozoischen Kalken gebildet. Auch hier meinte GRZYBOWSKI (1921) eine Decke von mesozoischen Kalken über dem tertiären Flysch nachweisen zu können. Doch ruhen auf der rechten Talseite der Aggia kleine Flyschreste auf dem Mesozoikum. Ferner werden die Kalke der Rupe di Cavolo wohl allseitig vom Flysch umgeben. Aber sie schwimmen nicht auf ihm, sondern tauchen unter ihn unter bzw. sind neben ihm verworfen. Eine Bohrung am Fuße

dieses Berges kam nach 40 m aus dem Flysch in triadische Kalke (CREMA 1925)²⁰).

Die mesozoischen Kalke sind im westlichen Südapennin zerbrochen, gekippt und verschuppt, aber nicht gefaltet (Taf. 1, Profil VIII). Dagegen zeigen die ladinischen Kiesel-schiefer von Tramutola und Viggiano [k, 19] und der alttertiäre Flysch schöne Faltenbilder. Besonders reich an (nordost-vergenten) Spezialfalten sind die Kiesel- und Alaunschiefer bei Pollica und am Bahnhof von Vallo della Lucania zwischen dem M. Stella und dem M. Sacro [i 9]. Unterhalb des M. Centaurino sind am P. Altano am Faraone-Bach die Alaunschiefer in große südost-vergente Falten gelegt. Die Transgressionsfläche des Flysches ist bei diesen disharmonischen Bewegungen in eine große Abscherungsbahn umgewandelt worden.

Der Außenrand des südlichen Kalkapennins.

Das Mesozoikum ist zwischen Castel di Sangro [f 6] und Avellino [h 8] in einzelne Schollen zerstückelt, deren größte das Bergland des Matese [g 7] darstellt. Südöstlich Avellino ist der Außenrand des Kalkapennins wieder zusammenhängender, wenn auch Querbrüche noch oft den Rand zerlappen. Zwischen Avellino und Caposele [h, i 8] taucht die Kreide unter den Flysch. Sehr oft ist jedoch die Randflexur zerrissen und Flysch gegen Kalk verworfen.

b) Die Tektonik des östlichen Südapennins.

Im östlichen Südapennin tritt fast ausnahmslos Flysch zu Tage. Eine dem Kalkapennin ähnliche Tektonik zeigen die Aufwölbungen der mittellutetischen Kalke. Die festen Nummulitenkalke sind verbogen, zerbrochen und gelegentlich aufeinander geschoben. Zahlreiche Halbhorste finden sich zwischen Castel di Sangro, Isernia, Campobasso und Agnone [g, h 6]. Der Flysch ist intensiv gefaltet und verschuppt. Zwischen Isernia und den Vandra-Tal [g 6] sind mitteleozäne Nummulitenkalke auf den obereozänen Flysch nach Nordosten überschoben. Die Schuppenzone am Ostrand der Majella klingt in der Nachbarschaft des M. Pizj [g 6] in einer Verschuppung und Verfaltung des Mitteleozäns mit den bunten Molisetonen aus. Am unteren Sangro setzt sich diese in der engen Verfaltung des Alt- und Jungtertiärs fort. Südlich Agnone ist ein ostvergenter Sattel an seinem Liegendschenkel zerrissen, obereozäne Mergelkalke sind auf Miozän überschoben (Abb. 40).

²⁰ Im einzelnen sei auf die Spezialarbeiten von CREMA 1925 und 1926 und PORRO 1926 verwiesen. Sie kamen zu einer Ablehnung des Deckenbaus.

Weiter im Südosten ist der Flysch weitwellig gefaltet. Nur am Apenninsaum ist der Zusammenschub wieder größer (s. S. 107).

II. Das Alter der Tektonik.

Die ersten Bewegungen haben sich im Südapennin an der Jura-Kreide-Grenze ereignet. So greift die Unterkreide auf einer breiten Schwelle bis auf Ladin über (s. S. 8 f.). Schwache Iaramische Bewegungen sind bei Sorrent und auf Capri [g 8] nachzuweisen. Hier liegt Obereozän mit einer Winkeldiskordanz von ca. 10° diskordant auf Oberkreide. Vor der Mittellutet-Transgression führte die Aufwölbung der Majella zur Anarbeitung des Yperns und Unteren Lutets. Nach neuen Aufwölbungen im südlichen Kalkapennin wurde fast das gesamte Mittellutet denudiert. Ober-

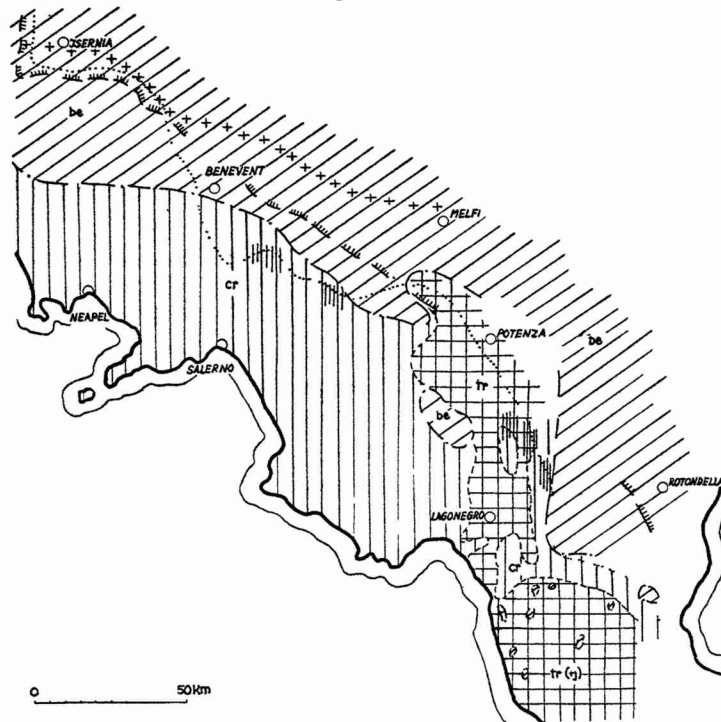


Abb. 37. Präoligozäne Bewegungen im südlichen Kalkapennin.

Kreuzschraffen: Obereozän greift auf Trias über; senkrechte Schraffen: Obereozän greift auf Kreide über; schräge Schraffen: Obereozän liegt auf Mittellutet; Kammlinie: westliche Verbreitungsgrenze des Untereozäns; Kreuzlinie: Westgrenze der durchgehenden Sedimentation vom Mittel- zum Obereozän; eng senkrecht gestrichelt: Pyrenäische Diskordanz; punktierte Linie: Heutiger Außenrand des Kalkapennins.

lutet und Auvers greifen bei Laurenzana und Potenza bis auf Mittlere Trias über²¹⁾ (Abb. 37).

Doch sind alle diese Bewegungen recht schwach. Größere Winkeldiskordanzen fanden sich bislang nicht. Die Winkeldiskordanzen, die unter dem transgredierenden Oberlutet bei Rocca-daspide [i 8] 10° und an der Serra di Fenrara bei Rofrano am M. Sacro [i, k 9] $10-20^{\circ}$ betragen, sind Ausnahmen und wohl das Gesamtergebnis der postkretazisch-präoberlutetischen Bewegungen. — Im Val Diano überlagert bei Atena [k 9] das Oberlutet noch konkordant mittellutetische Nummulitenkalke, während es 4 km entfernt auf der anderen Talseite schon auf Mesozoikum ruht. Das Übergreifen des Oberlutets auf diese Entfernung entspricht auch nur einer Winkeldiskordanz von ungefähr 10° .

Die Faltung ergriff in der pyrenäischen Phase im Südapennin nur eng begrenzte Gebiete. Doch weist das plötzliche Einsetzen der Sandschüttung im südapenninen Flyschtrug (s. S. 39) auf größere Bewegungen in einer inneren Zone hin. Am Rande dieser Zone wurde auf Capri und Sorrent [g 8] das Eozän teilweise beseitigt; das Oligozän greift hier auf Oberkreide über. Auch an einigen Stellen des Südapennins, so bei Chiusano östlich Avellino, bei Caposele sowie bei Viggiano liegt Oligozän auf Mesozoikum (s. Abb. 37), während in unmittelbarer Nachbarschaft noch mächtiges Obereozän erhalten ist. Bei Caposele [i 8] ruhen an der Costa S. Lucia am Wege nach den Rne. Fontanelli die Oligozänsandsteine auf Hippuritenkalcken das Campans. An der Timpa del Pilato bei Viggiano [19] transgrediert Oligozän auf Ladin. Doch war hier wohl die Kreide schon vor der Oberlutet-Transgression beseitigt, so daß sich auch hier kein größeres Ausmaß der Orogenese ergibt. — Die einzelnen Stellen mit pyrenäischer Diskordanz (s. Abb. 38) sind im südlichen Kalkapennin auf eine schmale Zone verteilt, die etwa dem heutigen Außenrand des Kalkapennins entspricht.

Eine Folge pyrenäischer Bewegungen ist vielleicht auch die Diskordanz am Fuß des M. Raparello bei Spinoso [19]. Geringmächtiger Oberlutetflysch wird mit einer Winkeldiskordanz von 25° von einer Sandsteinserie abgeschnitten. CREMA (1935) fand in den hangenden Teilen der mehr als 1000 m mächtigen konglomeratischen Sandsteinen zwischen Montemurro und Armento [19] eine Fauna des Helvets. Die liegenden Teile der Sandsteine ähneln petrographisch aber dem Oligozän. Da nirgends auf dem Südapennin ein so mächtiges Helvet bekannt ist, könnten im tieferen Teil der konglomeratischen Sandsteine Altmiozän und Oligozän enthalten sein (s. Abb. 38).

21) Obere Trias und Jura sind hier wohl schon präkretazisch denudiert (s. S. 8).

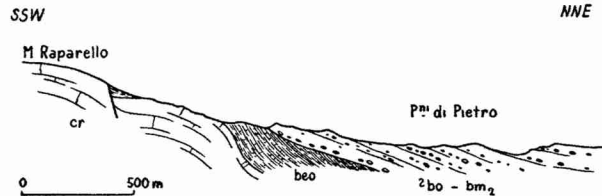


Abb. 38. Posteoziäne Diskordanz am M. Raparo (Basilikata).

? bo—bm 2	1000 m konglomeratische Sandsteine (Helvet + ? Oligozän)	
beo	550 m Scherbenkalke mit dünnplattigen z. T. glimmerhaltigen Sandsteinen, untergeordnet Schiefer und sandige Mergel in Wechsellagerung	} Ob. Lutet-Auvers
	150 m feste dünnplattige Sandsteine, im Liegenden mit Scherbenkalken und Kieselschiefern	
	5 m sandige und brekziöse Kalke und Mergel	
cr	Kreidekalke	

Savische Bewegungen sind an der Cresta di Gallo bei Caposele nachzuweisen. Altmiozän greift auf Oligozän und Obereozän über. Hippuritenreste in den altmiozänen Brekzienkalken weisen auf eine Freilegung der Kreide in vormiozäner Zeit hin. Hier muß das Ausmaß der orogenen Bewegungen schon recht erheblich gewesen sein.

Im östlichen Südapennin läßt sich über das Alter der Faltung wenig aussagen. Eine schwache Orogenese ist dort postoligozän-prähelvet erfolgt. Das Helvet greift nämlich vom Obereozän bis auf die Oberkreide des Molise über. Eine kleine Winkeldiskordanz unter dem Mittelmiozän wurde nur am Cervaro bei Bovino [i 7] festgestellt (s. Abb. 41).

Jüngere Bewegungen führten zwischen der Majella und Larino [g, h 5, 6] zu einem Übergreifen des Sarmats. Das Sarmat ruht am Ostrande der Majella und im unteren Sangro-Tal, sowie bei Gissi und Palata und in der Basilicata teilweise auf Oberkreide, während bei Campobasso, Agnone, im Fortore-Tal [g, i 6] und anderenorts Mittelmiozän erhalten ist.

Die litoralen Pontablagerungen bei Campobasso machen vorangegangene Bewegungen und damit verbundene Verlandung im Südapennin wahrscheinlich. Die Auffaltung weiter Teile des Südapennins dürfte somit präpontisch erfolgt sein. Der östliche Teil des Südapennins und besonders die subapennine Saumtiefe sind aber auch noch postpiacentin schwach gefaltet worden.

Ergebnis.

Der Südapennin besteht aus dem Kalkapennin im Westen und dem Flyschgebiet im Osten. Der Faltungstyp des Kalkapennins ähnelt dem der Abruzzen. An den Schuppenbau auf Capri schließt sich ostwärts eine intensive Bruchtektonik auf der Salerner Halbinsel und in den Picentiner Bergen an. Zwischen Caserta und Isernia [g, h 6, 7] herrscht ein Schollenbau mit Halbhorsten vom Abruzzen-Typ. Größere deckenartige Überschiebungen von kalkigem Mesozoikum über tertiärem Flysch, wie sie im Sele-, Agri- und Diano-Tal vorliegen sollten, sind nicht nachzuweisen. Vielmehr kreuzen sich bei Caposele zwei Gräben. Dabei kommt es in den gesunkenen Schollen im Bereich der Vergitterung am Nord- und Südennde des Sele-Grabens zu horstartigen Aufbrüchen und Verschuppungen des mesozoischen Untergrundes mit dem Flysch. Die Randschollen sind auf den Sele-Graben lokal überschoben.

Im südlichen Kalkapennin führte die verschiedene Mobilität der Gesteine zu einer Stockwerk-Tektonik. Die mesozoischen Kalke sind zerbrochen, schräggestellt und verschuppt, während der Flysch oft spezialgefaltet ist.

Die tektonischen Bewegungen haben im Südapennin von Ende Jura bis zum Oligozän nur geringes Ausmaß erreicht. Da jungtertiäre Sedimente wenig verbreitet sind, bleibt das Alter der Hauptfaltung im Südapennin ungewiß. Wahrscheinlich erfolgte sie im Kalkapennin (nach stärkeren savischen und steirischen Bewegungen) an der Wende vom Sarmat zum Pont. Auch im Flyschgebiet ist die Faltung mehrphasig. So greifen Helvet, Sarmat und Piacentin über die verschiedenen älteren Horizonte bis zur Oberkreide über. Die Hauptfaltung dürfte in der westlichen Zone des Flyschgebietes postsarmat-präpiacentin erfolgt sein. Im Osten ist noch das Piacentin von der Faltung betroffen.

D.

I. Die Anfaltung der subapenninen Saumtiefe.

Im Subapennin lassen sich allerorts sehr junge Bewegungen nachweisen.

Im Reno-Tal oberhalb Bologna ist ein präpiacentin angelegter Sattel posthum aufgewölbt worden; das Piacentin ist auf der NE-Flanke des Sattels oberhalb Bologna bis 30° aufgerichtet. Auch bei Sasso im mittleren Reno-Tal haben junge Bewegungen zu kräftigen Verbiegungen geführt. Weitaus stärker ist aber die Tektonik am Außenrande des Apennins bei Parma. Dort weist südöstlich Langhirano im Parma-Tal eine öftere Wiederholung von Argille

scagliose und Foraminiferen-Mergelkalken (bei ständigem Südwest-Fallen) auf einen Schuppenbau hin (s. Abb. 39). Östlich Lesignano dei Bagni ist noch Piacentin mit verschuppt. Der Schuppenbau ist also wenigstens teilweise postpiacentin.

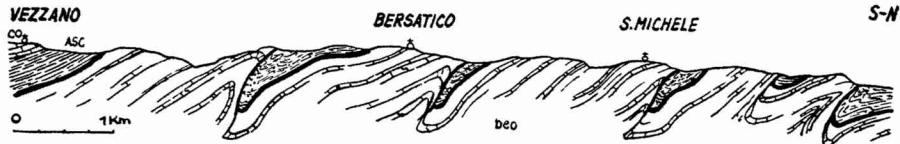


Abb. 39. Der Schuppenbau am Apenninrand oberhalb Langhirano im Parmatal.

beo toskanide Foraminiferenmergelkalke des Obereozäns; Asc liguride Argille scagliose; co liguride Oberkreide.

Die Querswellen von Firenzuola [a 1] und San Marino [c 2] sind posthum von einer jungen Faltung betroffen worden. An den Schwellenrändern ist das Piacentin noch steil aufgerichtet und bei Firenzuola sogar überfahren. Auch bei San Marino und bei San Pietro d'Emilia sind Helvet-Kalke und Argille scagliose steil auf das Piacentin der Vorhügelzone geschoben worden.

In der Vortiefe der Romagna folgen die einzelnen Miozän- und Pliozän-Stufen konkordant aufeinander, so z. B. in den Tälern des Bidente und Montone [b, c 1]. Doch besagt dieses nicht, daß sich die Faltung in der ganzen Romagna erst am Ende des Pliozäns ereignet habe, vielmehr dürfte sie in mehreren Phasen seit dem Miozän erfolgt sein. Die Zonen des diskordanten Übergreifens der einzelnen Stufen sind eben infolge der jungen Aufwölbung des Apennins nicht mehr erhalten. Nur im unteren Savio-Tal ruht bei Sapiro [c 1, 2] Sarmat-Gips flach auf gefaltetem Mittelmiozän.

Der Außenrand des Kalkapennins tritt von Urbino bis Amandola [d 2—e 4] und vom Gran Sasso bis zur Basilicata morphologisch deutlich hervor. Jüngere Aufwölbungen haben das Miozän zwischen Amandola und dem Gran Sasso aufgefaltet und damit den Umbrischen und Abruzzen-Bogen enger verschweißt. Auch der Halbhorst des M. dei Fiori [f 4] und der Kalkstock des Gran Sasso dürften posthum gehoben sein, wie die großen morphologischen Abbrüche von 1000—2000 m andeuten.

Östlich des M. dei Fiori verklingt die junge Faltung. Das Pliozän ist nur noch bis zu 10^0 aufgerichtet. Auch östlich der Abruzzen wurde keine stärkere Faltung des Pliozäns mehr beobachtet. Hier scheinen sich die jungen Bewegungen auf die

Heraushebung des Kalkapennins zu beschränken. Nur bei Guardia-grele ist am Ostrand der Majella Oberkreide bzw. Eozän auf Piacentin geschuppt.

Im Molise selbst sind die Schichten zwischen Gissi und Larino am Apenninrand präpiacentin intensiv gefaltet worden (Abb. 40). Auch im Cervaro-Tal bei Bovino [i 7] wurde ein prämiozäner Faltenbau postpiacentin etwas versteilt (s. Abb. 41).

Im Südapennin greift das Piacentin nach vorangegangener schwacher Faltung über einen weitwelligen Faltenbau bis zum Fuße des Kalkapennins über. Nur gelegentlich ist das Piacentin noch von Faltung betroffen worden. So ist es östlich Benevent im Misceno-Tal [h, i 7] bis zu 60° aufgerichtet. Ebenso ist es bei Paternopoli noch kräftig eingemuldet.

Intensive Saumfaltung nach Art der Schuppenzone von Langhirano (s. S. 103) stellt sich zwischen Laurenzana und Tricarico—Stigliano [19] ein.

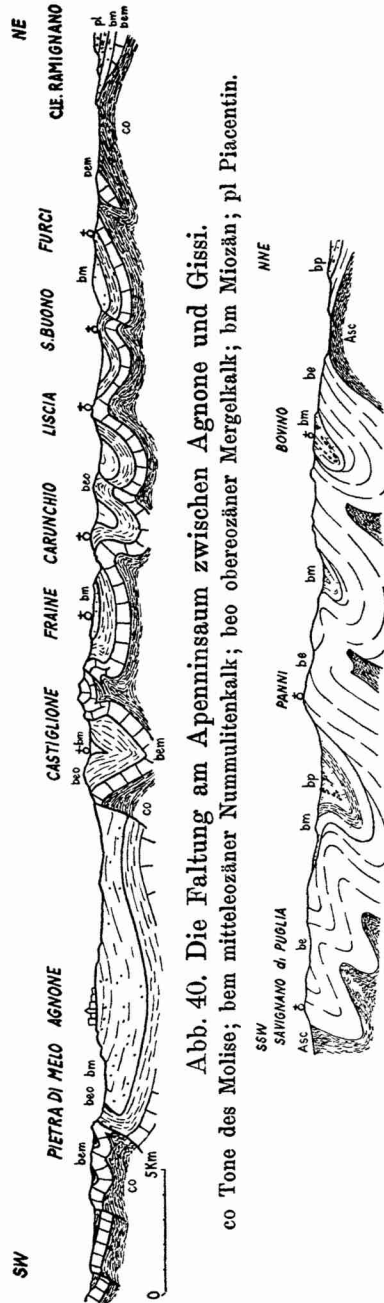


Abb. 40. Die Faltung am Apenninsaum zwischen Agnone und Gissi. co Tone des Molise; beo mitteozäner Nummulitenkalk; beo obereozäner Mergelkalk; bm Miozän; pl Piacentin.

Abb. 41. Der Faltenbau des Cervaro-Tales bei Bovino. Asc Tone des Molise; be mittel- und obereozäne Kalke und Mergel; bm Miozän; bp Piacentin.

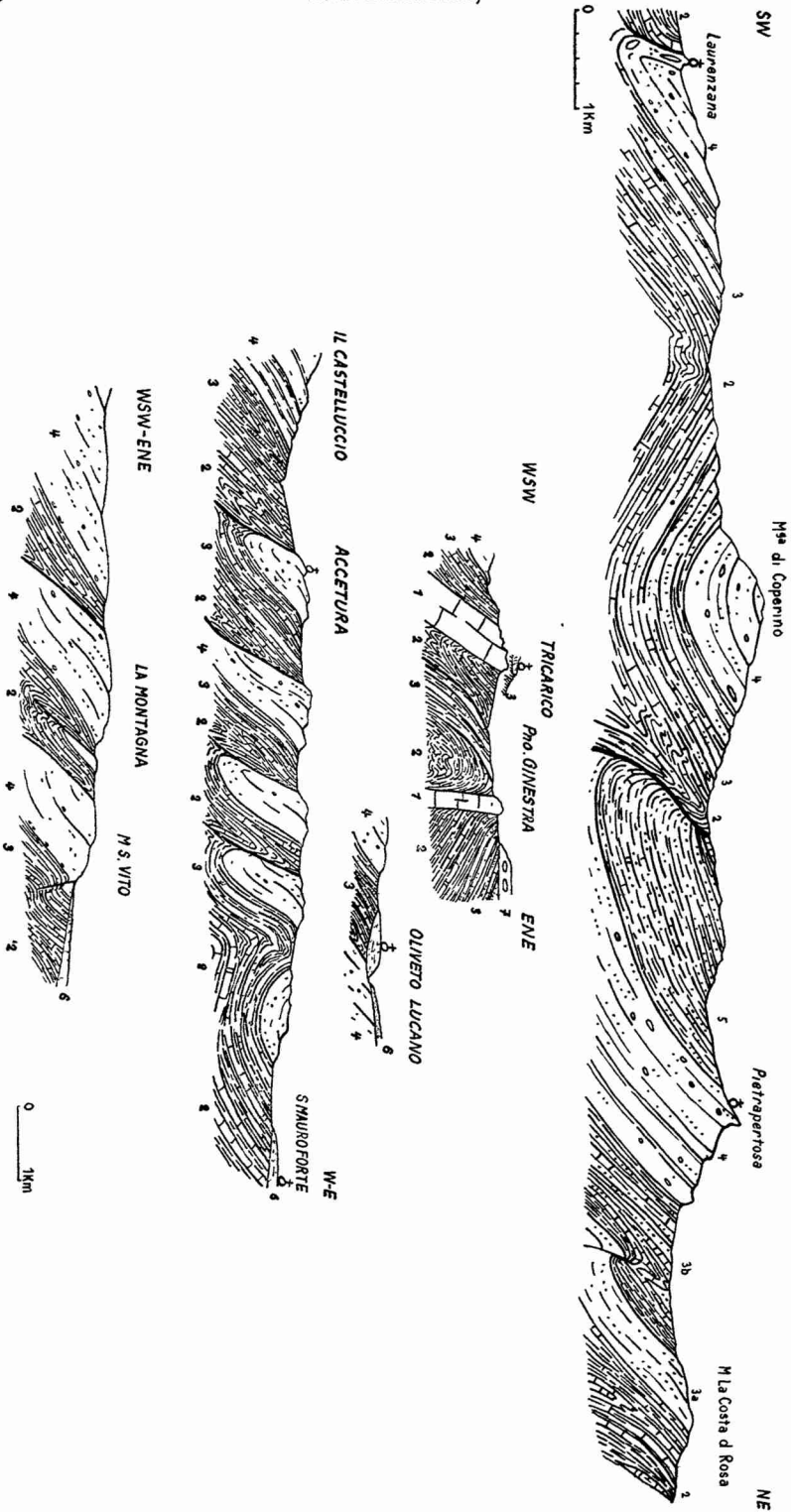


Abb. 42. Der Schuppenbau in der östlichen Basilicata.
 1 ? Mitteleozän, 2 bunter Tonflysch des Oberlutets-Auvers, 3 Kalksandflysch des Barton, 4 Sandsteine des Oligozäns, 5 Sandmergellysch des Oligozäns, 6 piacentine Sande, 7 Quarzär.

Hier sind die Sedimente des Alttertiärs miteinander verschuppt worden, wie schon TEICHMÜLLER (1932 b, S. 420) gezeigt hat. Dabei nimmt die Intensität der Faltung von Laurenzana gegen den Apenninrand bei Stigliano zu. Treten am M. Coperino bei Laurenzana und bei Corneto Peticara noch einfache Sättel und Mulden auf, so ist das Alttertiär bei Stigliano eng verschuppt (s. Abb. 42).

Das Alter dieses Schuppenbaues ist nicht genauer festzulegen. Oligozän ist noch überschoben. Piacentin transgrediert auf dem fertigen tektonischen Bau.

Ergebnis.

Am adriatischen Fuß des Apennins sind die Schichten meist intensiv gefaltet und geschuppt. Wir stehen in der Zone der Randfalten. Oft ist das Piacentin noch in den Schuppenbau posthum einbezogen. Nur im Südapennin transgrediert es auf dem fertigen Bau.

II. Der „Einbruch“ der Rücktiefe.

Nachdem der apennine Sedimentationsraum durch das aufsteigende Festland des Apennins in Vor- und Rücktiefe getrennt war, entwickelten sich beide Tiefen verschieden.

Burdigal ist im westlichen Toskana m. W. nicht nachgewiesen. Das Helvet transgrediert mit einer mehr oder weniger starken Diskordanz auf dem Ligurikum. So ruht bei Livorno auf dem Ligurikum ein Konglomerat aus Ophiolith-Geröllen, das im Hangenden von einem Korallenkalk mit *Ostrea kochlear* überlagert wird. Im Gebiet des Val di Bruna, Val Albenga und Val d'Ombrone liegen Mergel und Sandsteine, die bei Casteani (SSE Massa Marittima) eine marine Fauna des Helvets einschließen, diskordant auf Ligurikum und Toskanikum. Dem Helvet ist also in Toskana eine stärkere Deckenfaltung vorangegangen.

Zur Tyrrhenis hin zeigt das Helvet keinerlei Randfazies. Auch auf der Isola Pianosa ist das Helvet als bituminöser Mergelkalk entwickelt. Im Helvet ist also das tyrrhenische Festland zum mindesten teilweise untergetaucht.

Im Torton ist wohl das Rücktiefenmeer zu einem brackischen Meeresarm zwischen dem nochmals aufgetauchten tyrrhenischen Festland und dem Apennin-Rücken verkümmert. Die starke Geröllschüttung im ganzen Torton der Rücktiefe weist auf die Nachbarschaft von Denudationsgebieten hin. Aus dem großen Anteil an Geröllen kristalliner Gesteine geht hervor, daß im Westen wieder

das tyrrhenische Hochgebiet Schutt lieferte. Die Gerölle von Turmalin-Granit und Granitporphyr der jungen Granitfolge von Elba zeigen, daß auch dieses Gebiet denudiert wurde. Andererseits wurde auch das liguride und toskanide Mesozoikum abgetragen. Erscheinen doch im Val d'Elsa in den Konglomeraten neben Serpentin-geröllen auch zahlreiche Gerölle der toskaniden Rätkalke.

Im Val d'Era und in den Livorneser Bergen stellen sich lignit-führende Zonen im Torton ein. Vielleicht bestand im schmalen Rücktiefenmeere während des Torton ein Archipel. Er entwickelt sich im Sarmat weiter. In seinem Bereich wurden nun auch die Sande und sandigen Tone mit Ligniten und Süßwasserfossilien von Roccastrada abgelagert. Sonst besteht das Sarmat aus gips-führenden Tonen.

Im oberen Liri-Tal treten zwischen Capadoccia und Sora [e, f 6] sowie bei Anversa im Sagittario-Tal sandig-mergelige gipsführende Tone mit Kalkgeröllen auf. Im Sarmat schüttet also auch das Hochgebiet der Abruzzen schon seinen Detritus in das Rücktiefenmeer. Zum ersten Mal ist damit auf der Rücktiefenseite eine Heraushebung des südlichen Apennins erkennbar. Das Auftreten von apenninen Kalkgeröllen einerseits und das Fehlen von kristallinem Detritus in den Sarmat-Sedimenten andererseits zeigt, daß im gleichen Maße wie das Apennin-Festland auftauchte, das ehemalige tyrrhenische Hochgebiet im Westen unter den Meeresspiegel versank.

Im Pont sind auf der Rückseite des Apennins die paläogeographischen Verhältnisse noch unklar.

Im Piacentin entstehen in der Rücktiefe blaugraue, mergelige Tone. Während auf der Adriaseite das Piacentin nicht wieder bis zur Strandlinie des Sarmatmeeres vordrang, wird auf der tyrrhenischen Seite diese Linie weit überschritten. Denn ganz Süd-toskana und der toskanische Archipel werden an der Grenze Pont—Piacentin versenkt, und die mergeligen Tone des Piacentins reichen über die gesamte bis Catena metallifera nach Orvieto, Ficulle und bis in das untere Val di Chiana [c 3, 4]. Strandablagerungen stellen sich erst bei Montelupo östlich Empoli ein. Bei Orvieto [c 4] beobachtet man an der Straße nach Todi oberhalb der Villa S. Giorgio eine Zunahme des Sandgehaltes im Piacentin, das dort reich an großen Austern ist. Bei Capretta werden die liegenden Teile des Piacentins konglomeratisch und schließen bis zu kopfgroße Sandsteingerölle ein. Die Küste selbst erreicht man etwa bei Prato. Das Piacentin ist hier sandig-konglomeratisch. West-

lich des Ortes stehen an der Straße rote Scaglia-Mergel an, die von Bohrmuscheln durchlöchert sind.

Der Einbruch des Piacentin-Meeres in das apennine Festland läßt sich weit nach Südosten verfolgen. So transgrediert in den Sabiner Bergen [d 5, 6] austernreiches Pliozän (Sacco 1907). Auch im Liri-Tal treten unterhalb Sora [e, f 6, 7] wieder sandige Tone des Piacentins auf, die sich bis Salerno verfolgen lassen.

Anders ist dagegen die fazielle Entwicklung des Asti. Wenn auch nach WILKERSLOOTH (1934) die mergeligen Tone des Piacentins noch faziell in das Asti hinaufreichen sollen, so bauen doch in der Hauptsache gelbe Sande mit Konglomeraten und gelegentlichen Tonmitteln diese Stufe auf. Im Hangenden folgen mitunter noch harte massige Kalke mit *Amphistegina* und Korallen. Sie gleichen den litoralen Kalken des Asti in Apulien und der Basilicata. Die Amphisteginenkalke verzahnen sich mit den gelben Sanden.

Das marine Asti füllt noch die gesamte toskanische Bucht von Lucca bis in das untere Val di Chiana aus. Auch im Val Latina, bei Salerno und im Sele-Tal bis Vitri Potenza hinauf [i 8] sind litorale Asti-Sedimente bekannt. Aus der Verbreitung des marinen Asti geht hervor, daß sich das Meer noch keineswegs aus der toskanischen Bucht zurückgezogen hat.

Im unteren Val di Chiana überlagern bei Piegaro und Tavernelle [c 4] Mergel, Sande und Konglomerate mit Süßwasserfossilien das marine Asti. Doch beweisen *Venus islandicoides* LEM. und *Cladochora caespitosa* E. H., die von LOTTI 1910 im westlichen Umbrien unter den lakustren bzw. fluviatilen Sedimenten gefunden sind, daß sich der Rückzug des Meeres aus der toskanischen Bucht erst während der Villafranca-Stufe vollzog.

III. Die junge Hebung des Apennins.

Das langsame Zurückweichen des Rücktiefenmeeres aus der toskanischen Bucht im Laufe des Altquartärs zeigt, daß sich noch in jüngster Zeit Bewegungen zwischen Apennin und Tyrrhenis ereignet haben. Und zwar müssen diese Bewegungen noch recht kräftig gewesen sein, wie die heutige Höhenlage des marinen Jungpliozäns im Apennin erkennen läßt: Im allgemeinen steigt längs der Po-Ebene und der Adria bis zu den Abruzzen das marine Asti bis 300 m an. Bei Bologna ist das Piacentin auf 6—700 m gehoben. Am M. Ascensione bei Ascoli Piceno [f 4] steigt es sogar auf fast 1100 m. In der „Neapolitanischen Straße“ liegt die Basis des marinen Asti heute 900 m hoch. Zwischen S. Chirico und Roton-della [l 9] in der südlichen Basilicata steigt es sogar auf 1300 m.

Die Quersenke der Neapolitanischen Straße macht also die junge Aufwärtsbewegung des Apennins mit. Am Rande der Rücktiefe ist das Piacentin 800 m gehoben worden. Die junge Aufwölbung erfolgte in den zentralen Teilen des Apennins nicht einheitlich. Spezialuntersuchungen von MINUCCI (1933) in Kampanien führten zu dem gleichen Ergebnis.

In der apulischen Rinne ist die Hebungstendenz gering. Etwas stärker wird sie wieder in der apulischen Tafel. Am M. Gargano ist das marine Altquartär zwischen S. Severino und S. Marco in Lamis [k 6] noch um 78 m gehoben worden.

Junge Hochbewegungen ergeben sich schließlich auch aus der heutigen Höhenlage der mittelquartären Panchina-Ablagerungen (bei Grosseto, Livorno und auf Elba) und der entsprechenden Strandterrassen.

Bei den Verbiegungen des apenninen Festlandes entstanden im Quartär innerapennine Becken mit Süßwasserablagerungen, so z. B. bei Brienza, Muro Lucano, bei Eboli und östlich Salerno [i, k 8, 9]. Weit verbreitet sind ferner Altquartär-Becken in Toscana, Umbrien und den Abruzzen. Die Becken Umbriens hat PRINCIPI (1922) eingehend beschrieben. Die Gesamtmächtigkeit des Altquartärs und vielleicht auch noch des frühen Mittelquartärs beträgt im Tiber-Tal etwa 250 m. Ähnliche Werte werden auch in den Hochtälern der Abruzzen erreicht (z. B. im Campo Imperatore [f 5] unterhalb des Gr. Sasso, im Campo Imperiale unterhalb des M. Vettore und im Becken von Norcia [e 4]).

Diesen morphologischen und tektonischen Senken stehen im Apennin Steilformen gegenüber, die auf junge Hebung deuten. So sind die Flanken des nordapenninen Deckensattels wohl noch in junger Zeit versteilt worden, wie der große morphologische Abbruch am Nordostrand des Hochapennins zeigt. Auffällig ist auch der morphologische Gegensatz zwischen dem Kalkapennin und der östlich vorgelagerten Flyschzone in den Abruzzen und im Südapennin. Daß hier an der Randflexur posthum tatsächlich noch junge Bewegungen stattgefunden haben, ergibt sich daraus, daß das Pliozän bei Avellino [h 8] noch apenninwärts aufgerichtet ist.

Auch die Hebungstendenz der großen Gewölbe Umbriens und der Abruzzen ist noch nicht erloschen. Denn östlich Perugia liegt die Wasserscheide des Apennins am M. Urbino nur 600 m hoch, während das Nerone-Catria-Gewölbe, welches die Flüsse in antezedenten Tälern zur Adria durchbrechen, bis zu 1700 m Höhe aufragt. Auch im Nera-Tal [c, d 4] und im Pescara-Durchbruch bei Bussi [f 5] liegen die Verhältnisse ähnlich.

Im Jungtertiär und Quartär ist also der Apennin gestiegen und das tyrrhenische Rückland gesunken. Diese Verbiegungen führten zum Aufreißen großer Sprünge. Solche Störungen sind auch die jungen Abbrüche längs der tyrrhenischen Küste. Ihnen folgen im Apennin zahlreiche Parallelsprünge. In der Bruchzone zwischen Apennin und Tyrrhenis konnte das Magma relativ leicht emporsteigen und Vulkane aufbauen.

Ergebnis.

Die junge Aufwärtsbewegung des Apennins erfolgt nicht überall gleichmäßig. Die inneren Teile werden mehr gehoben. Abnorm große Hebungswerte sind in der „Neapolitanischen Straße“ und in der südlichen Basilicata nachweisbar. Dort liegt marines Asti in 1050 m bzw. in 1300 m Höhe. Der M. Gargano, M. Conero bei Ancona und Apulien stellen eine gesonderte, vom Apennin durch die apulische Rinne getrennte Hebungszone dar. Es ist der sogenannte Antiapennin.

Die ungleichmäßige Aufwölbung des Apennins wird durch die Bildung innerkontinentaler Becken und durch Brüche kompliziert, die z. T. an alten Störungen erfolgten. Längs der tyrrhenischen Küste bilden sich Zerrsprünge aus, an denen das Apennin-Festland zum Tyrrhenischen Meer abbricht. Diesen Störungen sitzen die Vulkane längs der tyrrhenischen Küste auf.

Zusammenfassung.

Die Zusammenhänge zwischen epirogener und orogener Entwicklung.

A. Die Übereinstimmung der Faltenbögen mit den mesozoischen Faziesbereichen.

Bei der Betrachtung der epirogenen Vorgeschichte des Apennins ergab sich, daß im Mesozoikum fünf Faziesbereiche zu unterscheiden sind. Sie seien in der folgenden Tabelle noch einmal einander gegenübergestellt (s. S. 112).

Dabei lassen sich Übergänge nachweisen von der tosco-umbrischen zur Abruzzen-Fazies und von der Abruzzen-Fazies zu der des südlichen Kalkapennins. Die übrigen Faziesräume sind scharf geschieden.

Die tektonische Analyse ergab, daß sich der Apennin in mehrere Faltenbögen auflöst. Die einzelnen Bögen stoßen mit

	Ligurische Fazies	Tosko-umbrische Fazies	Abruzzen-Fazies	Molise-Fazies	Südapennin-Fazies
Oberkreide	Helle Mergelkalke u. Schiefer tone	Bunte pelagische Foraminifere Mergel		Bunte Schiefer tone m. Hippuritenkalkklinsen	Riffkalke und Ellipsact-Kalke
Unt. Kreide	?		Riffkalke und neritische Kalke	?	
Tithon	Schiefer tone m. Radiolariten u. Ophiolithen	Pelag. Hornsteinkalke			
Dogger-Unt. Malm		Pelag. Mergelkalke	Flachwasserkalke u. Dolomite		Neritische Kalke Riffkalke u. Dolomite
Lias		Flachwasserkalke u. Dolomite.			
Ob. Trias					Radiolarite, Schiefer u. Kieselkalke
M. Trias		Neritische Kalke			

scharfer Grenze aneinander, an denen es jeweils zu mehr oder minder großen Überschiebungen kam.

Die mesozoischen Faziesbereiche stehen in engem Zusammenhang mit den Faltenbögen. So ist die ligurische Fazies auf das Deckenland des Liguriden-Bogens beschränkt. An der Liguriden-Stirn liegt der große Faziessprung; denn die Schwelle, die den Liguriden-Trog vom tosکو-umbrischen Becken trennte, ist vom Westen her überfahren worden. — Die tosکو-umbrische Fazies ist im wesentlichen auf den Umbrischen Bogen beschränkt. Die Grenze zur Faziesprovinz der Abruzzen fällt ungefähr mit dem Außenrand des Umbrischen Bogens zusammen. — Ebenso deckt sich die Kalkentwicklung der Abruzzen mit dem Abruzzenbogen. Fazies- und tektonische Grenzen fallen am Ostrande der Majella zusammen. Sekundär sind die Faziesbereiche der Abruzzen und des Molise einander tektonisch genähert worden. — Die Grenze zwischen der Ton-Flysch-Entwicklung des Molise und der Kalk-Entwicklung des Südapennins läßt sich nicht genau angeben, da die in Betracht

kommende Zone weitgehend von jüngeren Sedimenten bedeckt ist. Darum bleibt die Frage offen, ob auch diese Faziesgrenze mit orogenen Strukturen zusammenfällt.

Die Faziesgrenzen decken sich also weitgehend mit den großen tektonischen Fugen: die Rand-Überschiebungen der einzelnen Bögen

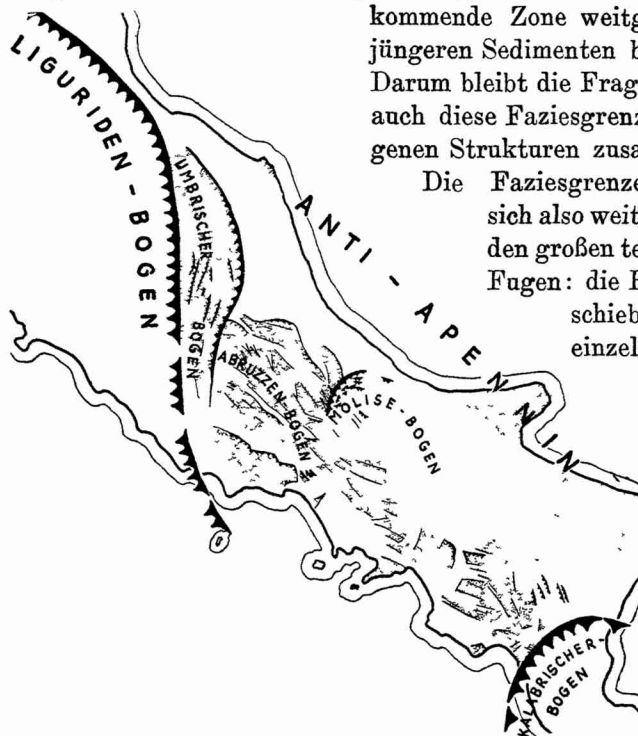


Abb. 43. Die Faltenbögen des Apennins.

Punktiert sind die Aufbrüche des autochthonen nicht überfahrenen kalkigen Mesozoikums.

sind dort aufgerissen, wo auch die Faziesdifferenzen auf eine verschiedene Entwicklung hinweisen. Offenbar handelt es sich um alte Schwächezonen, an denen sich immer wieder Bewegungen auslösten.

Der Zentralkern des Apennins (die Abruzzen) taucht beiderseitig unter die etwas mobileren Sedimente des Umbrischen und Molise-Bogens. Diese drei inneren Bögen des Apennins, deren Fazies durch Übergänge verknüpft ist, stellen die autochthonen Schollen des Apennins dar. Sie werden von Westen her von der ligurischen und von Süden her von der kalabrischen Decke überfahren. Die Schichtfolge beider Decken zeigt eine wesentlich andere Entwicklung.

B. Die Bildung der Flyschtröge als Einleitung der großen Deckenbewegungen.

Im Alttertiär entstanden im Apennin zwei große Flyschtröge. In ihnen werden die Sedimente 2000—3600 m mächtig. Der süd-apennine Flyschtrogl ist zudem noch durch das Auftreten grüner Geosynklinalgesteine gekennzeichnet. Die Schüttung kam in beiden Trögen fast ausschließlich von Südwesten. Das Troggefälle muß nach der Tyrrhenis zu recht erheblich gewesen sein, wie die weite Verfrachtung grober kristalliner Geröllmassen zeigt. Beide Flyschtröge sind asymmetrisch. Das zeigen die Fazies- und Mächtigkeitsänderungen. Die Flyschtröge sind Saamtiefen vor der laramisch aufgefalteten tyrrhenischen Innenzone (s. TEICHMÜLLER & QUITZOW und TEICHMÜLLER & SCHNEIDER).

Später wurden die Flyschtröge von den Sedimenten der Innenzone überfahren. Dabei mag das starke Troggefälle vor dem westlichen Hochgebiet den Deckenschub wesentlich erleichtert haben. Der nordapennine Flyschtrogl, der sich aus dem tosco-umbrischen Spezialtrogl entwickelte, hebt sich in Umbrien an der zentral-apenninen Schwelle heraus. Hier hat auch die ligurische Decke halt gemacht. Die Schwelle wurde nicht mehr überfahren. Sie leistete als starrer Block lange Zeit der Faltung Widerstand, bis dann endlich an der Wende vom Miozän zum Pliozän auch diese Zone an den pyrenäischen Deckenbau angefaltet wurde.

C. Die Verlagerung der Saamtiefe, das Wandern der Faltung und ihre Beziehung zum aufsteigenden Apennin-Festland.

Die Verlagerung der Saamtiefe.

Nach starken posteozen-präoligozänen Bewegungen entstand vor der Faltungszone eine Saamtiefe. Im Nordapennin erfolgt die erste Anlage dieser Saamtiefe noch in dem Bereich des eozänen Flyschtroges. Im Südapennin leitet die Entwicklung der Saamtiefe direkt vom Obereozän zum Oligozän hinüber.

Im Miozän tritt eine entscheidende Wendung ein: Der südapennine Flyschtrog verkümmert in seiner Eigenschaft als Saamtiefe vor dem älter gefalteten Tyrrhenisgebiet. Im Nordapennin verlagert sich im Burdigal das Senkungsfeld nach Osten in die Außenzone des Deckenlandes. An die 2000 m mächtigen Sedimente des Burdigals schließen sich adriawärts die nicht minder mächtigen Ablagerungen des mittleren Miozäns an. Im Pliozän erfolgt eine stärkere Ostwärts-Verlagerung der Saamtiefe. Denn mächtige

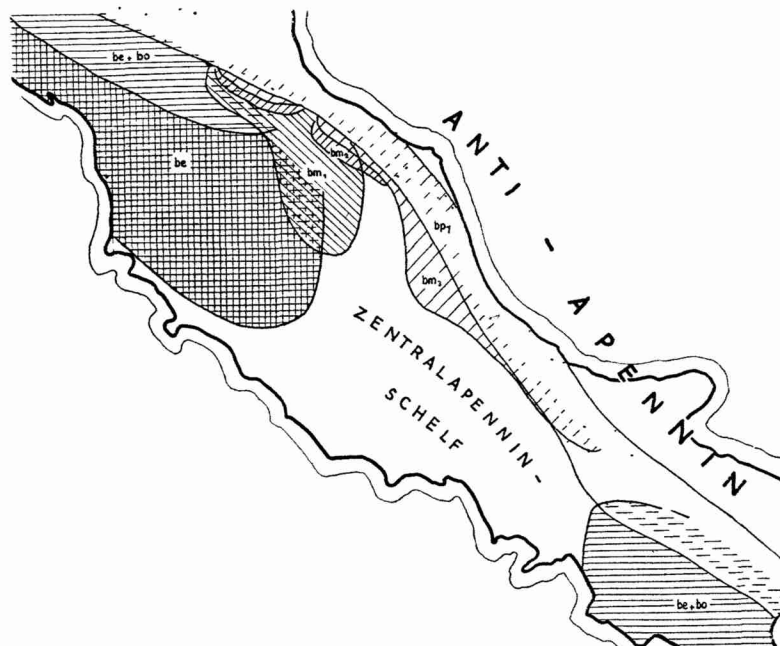


Abb. 44. Die Verlagerung der Senkungsfelder im Tertiär.

Die alttertiären Flyschtröge verschmelzen im Jungtertiär zur subapenninen Saamtiefe. Dabei wandert die Senkung adriawärts.
be Eozän; bo Oligozän; bm 1 Burdigal; bm 2 Helvet; bm 3 Torton; bp 1 Piacentin.

Piacentin-Sedimente sind erst am Außenrand des Apennins abgelagert worden.

Im gleichen Maße wie die Saumtiefe zur Adria wandert, wächst sie auch nach Südosten. So reicht sie bis zum Helvet nur an die zentralapennine Schwelle heran. Erst im Torton und Sarmat werden auch die Abruzzen im Osten von der Vortiefe umsäumt. Sie erstreckt sich dann im Piacentin zum ersten Mal durchgehend von der Po-Ebene bis zum Ionischen Meer (s. Abb. 44).

Das Wandern der Faltung.

Zwischen der Entwicklung der Saumtiefe und dem Wandern der Faltung besteht eine enge Verbindung. Wenn wir von der tyrrenischen Zone absehen, die schon voreozän (laramisch) zum Hochgebiet geworden war, stellt der nacheozäne (pyrenäische) Deckenbau des Nordapennins die innere Zone der Apenninfaltung dar. Das Deckenland erfährt besonders in seinem Ostteil starke Nachfaltungen vor und während des Miozäns, d. h. in der savischen und steiri-

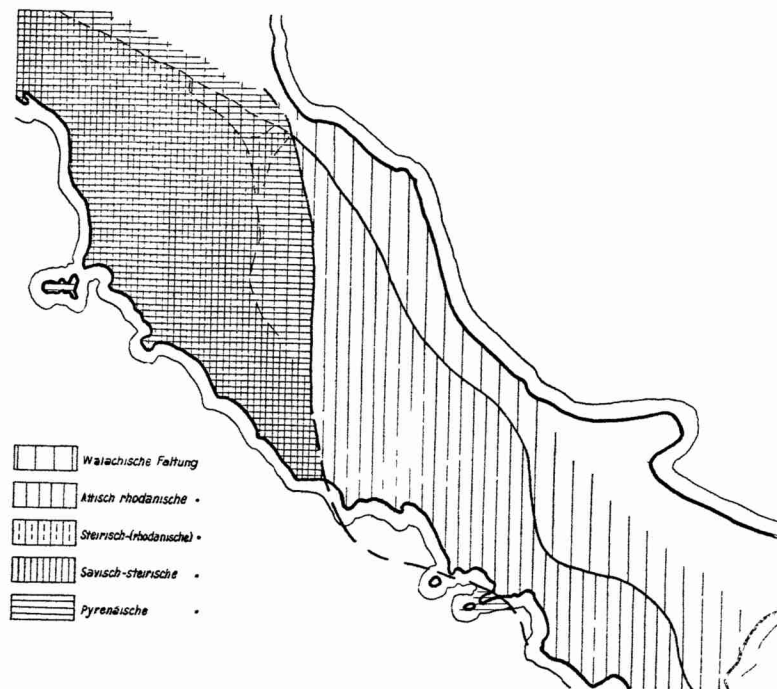


Abb. 45. Die Faltung wandert im Apennin zur Adria. Dunkel der Bereich der voroligozänen Faltung. Hell der Bereich der jungen Anfaltungen.

schen Phase. Die zentralapennine Schwelle verhält sich lange Zeit resistent zur Faltung, ebenso wie zur Vortiefenbildung. Erst an der Grenze von Miozän zum Pliozän wird sie aufgefaltet. Damit werden die Faltenbögen Umbriens, der Abruzzen und des Molise dem nordapenninen und kalabrischen Deckenbau angegliedert. Diese postsarmatisch-präpiacentine Orogenese ist im Zentralapennin die Hauptfaltung, während sie im Nordapennin nur eine posthume Saumfaltung im subapenninen Teil darstellt. In der Flyschregion des Südapennins war sie dagegen wohl nur eine mehr oder weniger starke Vorfaltung. Dort dürfte die Hauptfaltung erst im Pliozän erfolgt sein.

Die Faltung wanderte also von der Innenzone des pyrenäischen Deckenbaues nach außen. Immer neue Teile wurden dem nordapenninen Kern angegliedert. Der An- und Fortbau der Faltung erfolgt in derselben Weise wie die Verlagerung der Saumtiefe. Die Faltung wandert nach Osten in die jeweilige Vortiefe hinein. Das Wandern der Faltung und die Entwicklung der Saumtiefe stehen daher wohl auch in engem genetischen Zusammenhang.

Das Aufsteigen des apenninen Festlandes.

Hand in Hand mit der Verlagerung der Saumtiefe und dem Wandern der Faltung geht auch die Entwicklung des apenninen Festlandrückens. Im Helvet war bereits ein Teil des Nordapennins Festland. In der Folgezeit verbreitert und verlängert sich dieser Rücken. Die Strandzone des jungtertiären Meeres weicht immer mehr adriawärts zurück.

Dem Aufsteigen des jungen Apennin-Festlandes entspricht ein Versinken des alten tyrrhenischen Hochgebietes, an dessen Stelle sich seit dem Mittelmiozän das Rücktiefenmeer ausbreitet. Besonders deutlich wird die Senkung der tyrrhenischen Scholle im Piacentin, als das Rücktiefenmeer in die toskanische Bucht einbricht. „Zum Ausgleich“ dieser Senkung wird der Apennin weiter gehoben: Die Neapolitanische Straße schließt sich, Zentralapennin und Südapennin wachsen zu einem Festlandsrücken zusammen. Die einzelnen heterogenen Teile des Apennins werden somit erst im Pliozän zu einem einheitlichen Gebirge zusammengeschweißt.

Im gleichen Maße, wie sich die Saumtiefe verlagert und die Faltung wandert, wächst also auch das Festland des Apennins: Ein Beispiel für die enge Verbindung von orogener und epiogener Entwicklung eines Gebirges.

Literatur.

- DE ANGELIS D'OSSAT, G.: I ciottoli esogenici del M. Deruta. — Rend. R. Accad. Lincei, 9, 1900.
- Fauna liassica di Castel di Monte (Umbria). — Boll. Soc. Geol. Ital. 21, 1902.
 - Il Miocene nel versante orientale della Montagna della Majella. — Boll. Soc. Geol. Ital. 25, 1906.
- DE ANGELIS, G. & LUZZI, G. F.: Altri fossili dello Schlier delle Marche. — Boll. Soc. Geol. Ital. 18, 1899.
- ANELLI, A.: L'Eocene di Val di 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 fra il Parma ed il Baganza. — Boll. Soc. Geol. Ital. 32, S. 195—277, 1913.
 - Sulla presenza dell'Oligocene nel Subappennino reggiano. — Boll. Soc. Geol. Ital. 42, S. 182—194, 1923.
- ARLT, H.: Zur Tektonik der Insel Capri. — Z. deutsch. geol. Ges. 65, S. 186—188, 1913.
- BALDACCI, L. & CANAVARI, M.: La regione centrale del Gran Sasso d'Italia. — Boll. R. Com. Geol. d'Ital. (2) 5, No. 11—12, 1884.
- BASSANI, F.: La Ittiofauna della Dolomia principale di Giffoni. 1892 [a].
- Sui fossili ed età dei scisti bituminosi di M. Pettini. 1892 [b].
 - Fossili nella dolomia triasica di Mercato S. Severino. 1893.
- BASSANI, F. & D'ERASMO, G.: Ittiofauna del calcare cretacea di Capo d'Orlando presso Castellamare. 1912.
- BEHRMANN, R.: Ein oligozänes Kliff bei Sorrent in Südtalien. — Z. deutsch. geol. Ges. 86, S. 155—158, 1934.
- BELLINI, R.: Osservazioni relativi alla geologia del Monte Subasio. — Atti Accad. Properziana del Subasio di Assisi. 1899.
- BOESE, E. & DE LORENZO, C.: Zur Geologie der Monti Picentini bei Neapel. — Z. deutsch. geol. Ges. 48, S. 202—215, 1896.
- BOESE, E.: Contributo alla geologia della Penisola di Sorrento. Napoli 1896.
- BONARELLI, G.: Il territorio di Gubbio. Roma (Tip. Econ.) 1891.
- Carta geologica del M. Conero presso Ancona. — Boll. Soc. Geol. Ital. 13, fasc. 2 1895.
 - Escursione della Società geologica italiana nei dintorni di Ascoli Piceno. — Boll. Soc. Geol. Ital. 18, 1899.
 - Sulla presenza dell'Oligocene nell'Umbria. — Boll. Soc. Geol. Ital. 20, S. 221—227, 1901.
 - Possibilità petrolifere nel territorio di Tramutola in Basilicata. — Consigli. Naz. d. Ricerche Com. Naz. per la Geologia 1932.

- CACCIAMALI, G. B.: Careggiamenti nell'Appennino Abruzzese-Campano. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **43**, S. 128—138, 1924.
- CADISCH, J.: Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. — *Geol. Rdsch.* **23**, S. 241—257, 1932.
- CAPEDE, G.: Appunti geologici sui dintorni di Potenza. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **20**, S. 478—487, 1901.
- CHECCHIA-RISPOLI, G.: Nuove osservazioni sulla fauna triassica della Punta delle Pietre Neri presso il Lago di Lesina (Capitanata). — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **20**, S. 138—148, 1901.
- Osservazioni geologiche lungo la Valle del Fortore in Capitanata. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **23**, 1904.
- Di alcune Lepidocycline eoceniche della Sicilia. — *Riv. Pal. Ital.* **12**, 1906.
- I Foraminiferi dell'Eocene dei dintorni di S. Marco di Catola in Capitanata. — *Paleont. Ital.* **19**, S. 103, 1913.
- Nuove osservazioni sulla fauna nummulitica dei dintorni di Castelluccio Valmaggiore. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **34**, 1916.
- Osservazioni geologiche sull'Appennino della Capitanata. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **35**, 1917.
- L'Eocene dei dintorni di Roseto Valfortore. — *Boll. Com. Geol. Ital.* **46**, 1916—1918.
- Considerazioni paleontologiche sulla fauna dell'Eocene di Castelluccio Valmaggiore (Capitanata). Roma 1925.
- Nuove osservazioni sulla fauna nummulitica dei dintorni di Castelluccio Valmaggiore. — *Boll. R. Uff. Geol. Ital.* **56**, 1931.
- CHELUSI, I.: Alcuni ciottoli cristallini del conglomerato di Campobasso. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **33**, 1914.
- CORTESE, E.: Studi e ricerche in Campania, Puglie, Calabria e Sicilia. — *Mem. descr. Carta geol. d'Ital.*, **20**, S. 125—168, 1926.
- CREMA, C.: Esistono careggiamenti nei dintorni di Tramutola in Basilicata? — *Boll. R. Uff. geol. Ital.* **50**, 1925.
- A proposito dei careggiamenti supposti nella parte alta del Sangro e nelle valli limitrofe. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **45**, 1926 [a].
- Giacimenti della Basilicata. — *Mem. descr. Carta Geol. d'Ital.* **20**, S. 191—209, 1926 [b].
- Sezioni geologiche nella conca del Fucino e nell'alto bacino del Liri. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **47**, S. 303—306, 1929.
- Appunti di geologia Aquilana. — *Boll. R. Uff. Geol. Ital.* **57**, No. 11, 1932.
- L'età delle arenarie di Montemurro e di Armento (Potenza). — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **53**, S. 173—175, 1934.
- DAINELLI, G.: Appunti di stratigrafia sulla valle del Mugnone. — *Proc. verb. Soc. Tosc. Sc. Nat.* **13**, S. 110 ff.
- DEECKE, W.: Der Monte Vulture in der Basilicata. — *N. Jb. Min. etc.* **7**, 1891.
- *Geologischer Fuhrer durch Campanien.* Berlin 1901
- DESIO, A.: La Creta nel bacino di Firenze. — *Paleont. Ital.* **26**, S. 198—243, 1920.
- I cephalopodi cretacei del bacino di Firenze. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **41**, S. 190—194, 1922.
- DOUVILLÉ, H.: Révision des Lépidocyclines. — *Mém. Soc. Géol. France* 1932.
- FIorentin, L.: Il M. Subasio. — *Boll. Com. Geol. Ital.* **4**, 1912.

- FRANCHI, S.: Alcuni fatti a documentazione dei careggiamenti della Valle del Liri. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 1920/21.
- Sulla presenza di banchi calcari con scutelle e con „*Amphistegina niasi*“ e di sedimenti planctonici nella formazione marnoso-arenacea della Valle del Liri. — Boll. Soc. Geol. Ital. 41, 1921.
 - Ciottoli deformati nei conglomerati del Miocene della Valle del Liri. — Boll. Soc. Geol. Ital. 43, S. XXXVIII, 1924.
 - Il grande slittamento delle masse calcaree secondarie dei Monti Ausoni e Lepini sui terreni miocenici della Valle del Liri e della Valle Latina. — Rend. Accad. Lincei, cl. fis. sc. (5 a) 33, 1924.
 - Nuove osservazioni sulle falde di ricoprimento dei Monti Ausoni e Lepini e del Preappennino campano-laziale. — Rend. R. Accad. Lincei. cl. fis. sc., (5 a) 33, 1924.
 - Nuove osservazioni sul grande careggiamento Ausonio-Lepino. — Rend. R. Accad. Lincei (6 a) 1, S. 110—115, 1925.
 - Sopra un probabile „finestra tettonica“ attraverso il careggiamento Ausonio-Lepino presso Vallecorsa. — Boll. Soc. Geol. Ital. 45, 1926.
- GALDIERI, A.: Sul Trias dei dintorni di Giffoni. — Contr. a conoscenza d. terreno triasica nel Salernano. Napoli 1908.
- GEMMELLARO, G. G.: Sul Trias della regione occidentale della Sicilia. Atti Acc. Lincei mem. cl. sc. fis. mat. e nat. 12, S. 451—473 Rom 1882.
- GIGNOUX, M.: Sur la tectonique de la vallée Latine (entre Rome et Naples). — C. R. Soc. Géol. France 6. S. 66—72, 1927.
- GRZYBOWSKI, I.: Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale. — Boll. Soc. Geol. Ital. 40, S. 85—97. 1921.
- GRECO, B.: Sulla presenza del Dogger inferiore al M. Foraporta presso Lagonegro. — Boll. Soc. Geol. Ital. 18, S. 65, 1899.
- GROSSI, M.: Note illustrative della Carta geologica d'Italia. Foglio di Frosinone. Roma 1933.
- KARSTEN, H.: Zur Geologie der Insel Capri. I u. II. — N. Jb. Min. etc. I. S. 139—161, 1895; II. S. 39—52, 1898.
- KLINGHARDT, F.: Die Kreide-Tertiär-Grenze und verwandte Fragen. — Z. deutsch. geol. Ges. 87, H. 1, S. 22—39, 1935.
- KOBER, L.: Bewegungsrichtungen der alpinen Deckengebirge des Mittelmeers. — Petermann's Mitt. 1914.
- Beiträge zur Geologie des Nordapennins und der angrenzenden Alpen. — Ber. Akad. Wiss. Wien, 1927.
 - Neuere geologische Forschungen im Apennin und auf Korsika. — Forsch. u. Fortschr., Jg. 4, Nr. 18, 1928.
 - Das alpine Europa. Berlin (Gebr. Borntraeger) 1931.
- KOSSMAT, F.: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. 1913.
- LIPPARINI, T.: Fossili vindoboniani del Flysch d'argille scagliose nell'Appennino tosco-emiliano. — Giorn. Geol. Ann. R. Mus. Geol. di Bologna IV, 1930.
- DE LORENZO, G.: Sul Trias dei dintorni di Lagonegro. Napoli 1892.
- Le montagne mesozoiche di Lagonegro. Napoli 1894.
 - Osservazioni geologiche nell'Appennino della Basilicata meridionale. Napoli 1895.
 - Studi di geologia nell'Appennino meridionale. — Atti R. Accad. sc. fis. e mat. di Napoli (2) 8, No. 7, 1896.

- DE LORENZO, G.: Guida geologica dei dintorni di Lagonegro in Basilicata. — Boll. Soc. Geol. Ital. 17, S. 170—196, 1898.
- LOTTI, B.: Strati eocenici fossiliferi presso Barigazzo. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 26, S. 429—446, 1895.
- Inocerami nell'Eocene del Casentino (Toscana). — Boll. R. Com. Geol. Ital. 27, S. 394—400, 1896.
 - Rivelamento geologico nei dintorni del Lago Trasimeno di Perugia e di Umbertide. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 30, S. 207—218, 1899.
 - Sull'età della formazione marnoso-arenacea fossilifera nell'Umbria superiore. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 31, S. 231—246, 1900.
 - Inocerami nella scaglia cinerea presso Titignano (Orvieto). — Boll. R. Com. Geol. Ital. 32, S. 216—222, 1901.
 - Risultati del rivelamento geologico nei dintorni di Piediluco, Ferentillo e Spoleto. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 37, S. 5—40, 1906.
 - Osservazioni geologiche dei dintorni di Rieti. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 38, 1907.
 - La faglia inversa Lugnano-M. Tolentino, fra l'altipiano di Rieti e quello di Leonessa. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 39, 1908.
 - Geologia della Toscana. — Mem. descr. Carta geol. d'Italia, 13, 1910.
 - Di un caso di ricoprimento presso Spoleto. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 44, 1915.
 - Il Monte Fumaiolo e le sue sorgenti. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 45, S. 115—133, 1916.
 - Descrizione geologica dell'Umbria. — Roma 1926 [a].
 - Geologia e tettonica della valle del Pescara. — In: Studi per la ricerca del petrolio in Italia. — Mem. descr. Carta geol. d'Italia, 20, S. 169—181, 1926 [b].
- LOTTI, B. & CREMA, C.: I terreni mesozoici dell'Appennino centrale. — Boll. R. Uff. Geol. 52, No. 14, 1927.
- LUDWIG, O.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordappennin. — Geol. Rundsch., 20, S. 36—65, 1929.
- MADDALENA, L.: Risultati geologici dell'attraversamento dell'Appennino toscobolognese colla grande galleria della direttissima Bologna-Firenze. — Rend. Accad. Lincei 1929.
- Studi geologici inerenti alla costruzione della grande galleria attraverso l'Appennino tosco-bolognese per la linea direttissima Bologna-Firenze. — C. R. Internat. Geol. Congr. 15, S. 495—503, Pretoria 1930.
- MARTINOTTI, C.: Foraminifere di Val Cieca nel fosso della Vallocchia (M. di Spoleto). — Boll. Soc. Geol. Ital. 1915.
- MERLA, G.: I graniti della formazione ofiolitica appennina. — Boll. R. Uff. Geol. Ital. 58, 6, S. 1—115, Roma 1933.
- MINUCCI, E.: Il mare pliocenico nella Campania. — Mem. Geol. e Geogr. di G. DAINELLI, 8, Firenze 1933.
- MORENA, T.: Il sinemuriano negli strati a *Terebratula aspasia*. — Boll. Soc. Geol. Ital. 1897.
- NELLI, B.: Il Langhiano di Rocca di Mezzo. — Boll. Soc. Geol. Ital. 20, S. 346—350, 1901.

- NOWACK, E.: Über nachtertiäre Faltenbewegungen in Albanien. — *Geol. Rundsch.* **13**, S. 35—51, 1921.
- OPPENHEIM, P.: Beiträge zur Geologie der Insel Capri und der Halbinsel Sorrent. — *Z. deutsch. geol. Ges.* **41**, S. 442—490, 1889.
- Über die großen Lucinen des Macigno im Apennin. — *Cbl. Min. etc.* 1900.
- Die Priabona-Schichten und ihre Fauna. — *Palaeontogr.*, **47**.
- PARONA, C. F.: Contributo allo studio della fauna liassica dell'Appennino centrale. — *R. Accad. Lincei Mem.* **15**, S. 3, 1883.
- Fauna del Cretaceo di colle Pagliare presso Aquila. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **16**, 1897.
- Sulla fauna e sull'età dei calcari a megalodontidi delle cave di Trevi (Spoleto). — *Atti Accad. sc. Torino*, 1906.
- PATRONI, C.: Intorno all'età degli strati a Lamellibranchiati e ad Echinidi di Baselice in Prov. di Benevento. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **11**, 1892.
- Fossili miocenici di Baselice in Prov. di Benevento. — *Rend. Accad. Lincei sc. fis. e mat.* (2a) **8**, *Atti Accad. Lincei* (2) **5**, Napoli 1893.
- PREVER, P.: Cenni prel. sulle Nummulitidi dei dintorni di Potenza. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **20**, S. 480—505, 1901.
- Le Nummuliti della Forca di Presta e dei dintorni di Potenza, ecc. — *Mem. Soc. Paleont. Suisse*, **29**, 1902.
- Sulla fauna nummulitica della scaglia dell'Appennino centrale. — *Rend. R. Accad. Sci. Torino*, 1904/05.
- Ricerche sulla fauna di alcuni calcari nummulitici dell'Italia centrale e meridionale. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **24**, 1905.
- La fauna a Nummulitidi ed Orbitoidi dei terreni terziari dell'alta valle dell'Aniene. 1912.
- PRINCIPI, P.: Osservazioni geologiche sul M. Subasio. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* 1909.
- Brachiopodi del Lias medio di Castel del Monte. — *Riv. Ital. Paleont.* **16**, fasc. 3, 1910.
- Alcune osservazioni sul terziario dell'Umbria. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **33**, S. 311—320, 1914.
- La geologia del gruppo del M. Catria e del M. Nerone. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **40**, S. 51—84, 1921.
- I Bacini pliocenici e quarternari dell'Umbria centrale. — *Atti Soc. Ligustica sc. e lett.* **1**, fasc. 2, 1922 [a].
- Il Miocene nella regione compresa fra i rilievi mesozoici eugubini e la Catena del Catria. — *R. Accad. Naz. Lincei* **31**, (5 a), 1. sem., fasc. 6, 1922 [b].
- Tentativo di ordinamento del Terziario inferiore e medio dell'Umbria centrale. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **41**, 1922 [c].
- Classificazione dei terreni mesozoici dell'Umbria centrale. — *Atti Soc. Ligustica sc. e lett.* **2**, fasc. 2, 1923 [a].
- Studio geologico dei terreni ad Est della Catena del Catria. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **42**, S. 37—47, 1923 [b].
- I terreni terziari dell'Alta Valle del Tevere. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **43**, fasc. 1, 1924 [a].
- Nuove osservazioni sulla geologia dell'alta Valle del Tevere. — *R. Accad. Naz. Lincei*, **33**, (5 a), 2. sem., fasc. 11, 1924 [b].
- I terreni miocenici della regione Urbinate. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **44**, fasc. 1, 1925 [a].

- PRINCIPI, P.: I terreni terziari dell'alta Valle della Marrecchia. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **44**, fasc. 1, 1925 [b].
- Nuove ricerche sul bacino pliocenico del Casentino. — *Universo*. Anno VI, No. 4, Aprile 1925 [c].
 - Osservazioni sulla geologia dell'alta e media valle del Savio. — *Rend. Accad. Naz. Lincei* **2** (6 a), 2. sem., fasc. 10, 1925 [d].
 - Alcune osservazioni sulla geologia e morfologia del bacino del Mugello. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **45**, 1926.
 - Il terziario del gruppo del M. Falterona e della media valle della Sieve. — *Mem. R. Accad. Lincei* 1927 [a].
 - Intorno al suddivisione dei terreni del Terziario inferiore e medio dell'Italia centrale — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **46**, 1927 [b].
 - Relazione sul rilevamento geologico del quadrante al 50000 „Cagli“ del foglio 116 della Carta Geologica d'Italia. — *Boll. R. Uff. Geol. Ital.* **52**, No. 13, 1927 [c].
 - I terreni miocenici tra la valle del Senio e quella del Sillaro. — *Rend. R. Accad. Lincei*, cl. sc. fis. mat. e nat., **7**, (6 a), fasc. 7, 1928 [a].
 - Osservazioni geologiche sul bacino di Firenzuola in Prov. di Firenze. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **47**, 1928 [b].
 - Relazione sul rilevamento geologico dei quadranti al 50000 „Citta di Castello“ e „Monterchi“ app. al foglio 115 della Carta Geologica d'Italia. — *Boll. R. Uff. Geol. Ital.* **53**, No. 9, 1918 [b].
 - Intorno ad alcuni affioramenti di „argille scagliose“ nell'Umbria meridionale. — *Rend. R. Accad. Naz. Lincei*, cl. sc. fis. mat. e nat. **9**, (6 a), 1. sem-fasc. 1, 1929 [a].
 - Osservazioni geologiche sul territorio compreso tra la valle del Sillaro e quella dell'Idice. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **48**, 1929. S. 93—103 [b].
 - Relazione sul rilevamento geologico del quadrante al 50000 „Sansepolcro“ app. al foglio 115 della Carta Geologica d'Italia. — *Boll. R. Uff. Geol. Ital.* **54**, No. 6, 1929 [c].
 - Relazione al rilevamento geologico del quadrante al 50000 „San Angelo in Vado“ app. al foglio 115 della Carta Geologica d'Italia. — *Boll. R. Uff. Geol. Ital.* **54**, No. 13, 1931.
 - Alcune osservazioni sulla costituzione geologica del quadrante al 50000 „Monterchi“ del foglio 115 della Carta Geologica d'Italia. — *Boll. R. Uff. Geol. Ital.* **57**, No. 9, 1932 [a].
 - Il Miocene nell'Umbria meridionale. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **51**, fasc. 1, 1932 [b].
 - Nuove osservazioni intorno alla presenza dell'Oligocene nell'Italia centrale. — *Mem. Soc. Geol. Ital.* **1**, 1932 [c].
 - I terreni miocenici nella regione di Antrodoco. (Abruzzo). — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **52**, fasc. 2, 1933 [a].
 - I terreni terziari nel bacino di Rieti. — *Boll. Soc. Geol. Ital.* **52**, 1, S. 8—18, 1933 [b].
 - Relazione del rilevamento geologico del quadrante al 50000 „Pieve S. Stefano“ del foglio 108 della Carta Geologica d'Italia. — *Boll. R. Uff. Geol. Ital.* **58**, No. 8, 1933 [c].
- PORRO, C.: Abruzzi, Marche, Campania, Basilicata. — *Mem. descr. Carta Geologica d'Italia*, **20**, S. 211—262, Roma 1926.

- Relazione sul servizio minerario nell'Anno 1932. Roma 1934.
- SACCO, F.: L'Appennino della Romagna. — Boll. Soc. Geol. Ital. 18, 1899.
- L'Appennino settentrionale e centrale. Torino 1904.
 - La questione eo-miocenica dell'Appennino. — Boll. Soc. Geol. Ital. 25, fasc. 1, S. 65—127, 1906.
 - Gli Abruzzi. Roma 1907.
 - Il gruppo del Gran Sasso d'Italia. — R. Accad. sc. Torino 1907.
 - Il gruppo della Majella. — R. Accad. sc. Torino 1909.
 - Il Molise. Roma 1909.
 - L'Appennino meridionale. Roma 1910.
 - Contribution à la connaissance des argiles écailleuses et des schistes ophiolithiques de l'Appennin septentrionale. — Bull. Soc. Géol. Belge 1923.
 - L'età degli argilloscisti ofitiferi dell'Appennino. — Atti Accad. sc. Torino 61, 1925.
 - La questione dell'età degli argilloscisti ofitiferi dell'Appennino. — Rend. R. Accad. Lincei (6) 4, 1926.
 - Il corrugamento appenninico marginale e subpadano. — Atti Accad. sc. Torino 64, S. 157—169, 1928 [a].
 - Nuovi dati di fatto riguardo l'età degli argilloscisti ofiolitiferi dell'Appennino. — Atti Accad. sc. Torino, 64, 1928 [b].
 - Le „Facies“ del Cretaceo nell'Appennino. — Atti Accad. sc. Torino 66, S. 67—84, 1930 [a].
 - Le formazioni abissali in Italia. — Atti Accad. sc. Torino 66, 1930 [b].
 - Note illustrative della Carta geol. d'Italia. Foglio di Vasto e di Lanciano. 1930. A. IX [c].
 - Note illustrative della Carta geol. d'Italia. Foglio Ascoli Piceno e Giulianova. Roma 1931.
 - Note illustrative della Carta geol. d'Italia. Foglio Modena e Reggio. 1932.
- SALOMON-CALVI, W.: Das Erdöl in Italien. — In: ENGLER-HÖFER: Das Erdöl. Bd. II, 2, Leipzig 1930.
- SANGIORGI, D.: Il tortoniano dell'alta valle dell'Idice. — Riv. Ital. Paleont. 1896.
- Fossili pliocenici raccolti nei colli fiancheggianti il Santerno. — Riv. Ital. Paleont. 1899.
 - Lo „Schlier“ nell'Imolese. — Riv. Ital. Paleont. 10, 1904.
 - Cenni degli strati a Congerie e dei terreni sovrastanti nelle vicinanze d'Imola. — Riv. Ital. Paleont. 12, 1906.
- SCARSELLA, F.: Sulla geologia della Valle d'Ussità (Sibillini settentr.). — Boll. Soc. Geol. Ital. 50, 1931.
- La diffusione degli strati a *Posidonomya alpina* nell'Appennino centrale. — Rend. R. Accad. Lincei, cl. fis. mat. e nat. 14, (6 a), 2. sem., fasc. 3—4, 1932.
- SCHNARENBERGER, C.: Über die Kreideformation der M. Ocre-Kette in den Aquilananer Abruzzen. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 11, 1901.
- VON SEIDLITZ, W.: Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. — Berlin 1931.
- SENN, A.: Die stratigraphische Verbreitung der tertiären Orbitoiden. — Ecl. geol. Helvet. 28, No. 1 S. 51—113 u. 369—373. Basel 1935.
- SILVESTRI, A.: Fauna paleogenica di Vasciano presso Todi. — Boll. Soc. Geol. Ital. 42, 1924; 48, 1929.

- STAUB, R.: Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana. — Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, B. 2, 1932 [a].
- Die Stellung Siziliens im mediterranen Gebirgssystem. — Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 77, 1932 [b].
- Zur tektonischen Analyse des Apennins. — Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 78, S. 127—151, 1933.
- DE STEFANO, G.: Lo schisto marnoso con *Myophoria vestita* della Punta delle Pietre Neri. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 1895.
- STEINMANN, G.: Alpen und Apennin. — Z. deutsch. geol. Ges. 1907.
- Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin. — Geol. Rundsch. 1913.
- Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. — 14. Internat. Geol. Kongr. C. R., Madrid 1927.
- Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? — Geol. Rundsch. 1925.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
- Die sogenannte Rückfaltung des Apennins. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., H. 3, S. 292—312, 1927.
- TEICHMÜLLER, R.: Über das Vorland des Apennins. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., H. 1, S. 8—52, 1932 [a].
- Der Apenninflysch und seine Probleme. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., S. 418—448, 1932 [b].
- TEICHMÜLLER, R. & QUITZOW, H. W.: Deckenbau im Apenninbogen. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III. Folge, Heft 13.
- TEICHMÜLLER, R. & SCHNEIDER, JANP.: Die Grenze von Alpen und Apennin. — Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III. Folge, Heft 14.
- TILMANN, N.: Tektonische Studien in der Catena metallifera Toskanas. — Geol. Rundsch. Sond.-Bd. 1926, S. 631—660.
- Zum Bau der nördlichen Tyrrhenis. — Geol. Rundsch. 20, S. 390 ff., 1929.
- TRABUCCO, G.: Il Langhiano nella Provincia di Firenze. — Boll. Soc. Geol. Ital. 14, 1895.
- Fossili, stratigrafia ed età dei terreni del Casentino. — Boll. Soc. Geol. Ital. 19, S. 699—729, 1900.
- Fossili, stratigrafia ed età della creta superiore del bacino di Firenze. — Boll. Soc. Geol. Ital. 20, S. 271—294, 1901.
- VERRI, A.: Dei ciottoli esotici nel terziario antico dell'Umbria. — Boll. Soc. Geol. Ital. 33, 1914.
- VERRI, A. & DE ANGELIS D'OSSAT, G.: Contributo allo studio del Miocene dell'Umbria. — Rend. R. Accad. Lincei 1899.
- Contributo allo studio del Miocene dell'Umbria. — Boll. Soc. Geol. Ital. 1900/01.
- VIOLA, C.: Appunti geologici ed idrologici sui dintorni di Teramo. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 24, S. 221—228, 1893.
- Sopra alcuni Pettini del calcare a piccole nummuliti dei dintorni di Subiaco in Prov. di Roma. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 31, 1900.
- VIOLA, C. & DE STEFANO, G.: La punta delle Pietre Neri. — Boll. R. Com. Geol. Ital. 24, S. 101—129, 1893.
- WIJKERSLOOTH, P. DE.: Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toskanas. Amsterdam 1934.
- ZACCAGNA, O.: Descrizione geologica delle Alpi Apuane. — Mem. descr. Carta geol. d'Italia, 25, Roma 1932.
-

Tafel 1—6.

Geologische Übersichtskarten vom Apennin.

Die Grundlagen zu diesen Karten bildeten größtenteils die Aufnahmen des R. Ufficio Geologico d'Italia. Daneben sind überall eigene Beobachtungen und Aufnahmen verwertet worden, die oft zu einer stratigraphischen und tektonischen Umdeutung führten.

Tafel 7

veranschaulicht die paläogeographische Entwicklung des apenninen Raumes im Tertiär. Die Zahlen geben die Mächtigkeit der Sedimente an.

Nachtrag: O. RENZ wies jetzt nach freundlicher Mitteilung im Burdigal eine Randfazies ähnlich der von Porretta zwischen dem Trasimenischen See und Perugia nach.

Tafel 8—10.

Die Tabellen geben einen Überblick über die Schichtfolge des Apennins.

Berichtigungen zu Taf. 8: Die Grenze zwischen Oberem Lias und Mittlerem Jura liegt über dem Toarcien. — Die Zahlen 800 bzw. 1500 im Domérien des Gran Sasso und oberen Sangrotales geben die Mächtigkeit von Lias + Aalen an.

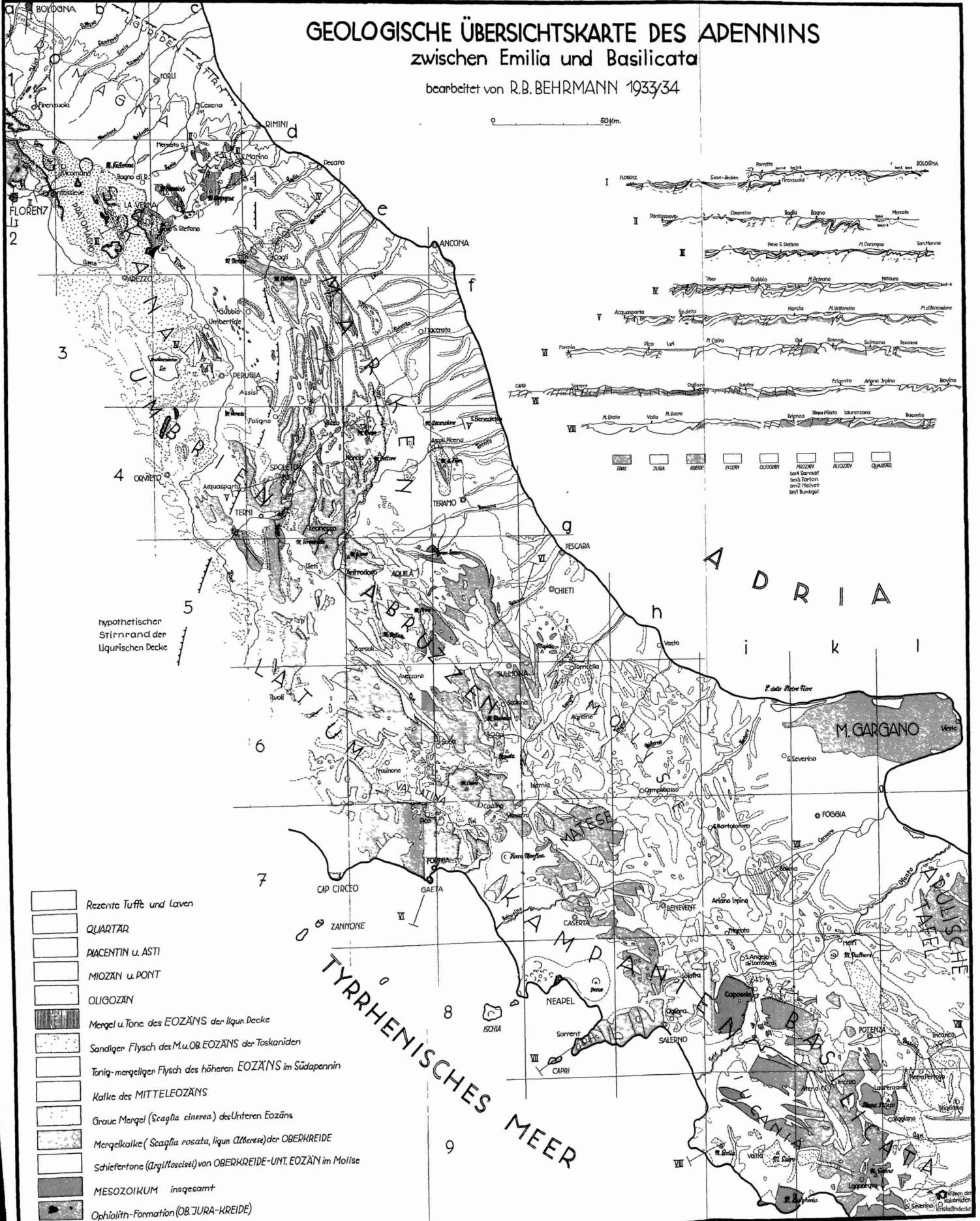
Berichtigungen zu Taf. 9: Die tiefsten Nummulitenkalke des Sudapennins gehören dem Mittellutet an. Die Schichtfolge des Tonflysches beginnt im Oberlutet. — Bei Roccadaspide liegen unter den 400 m konglomeratischen Sandsteinen bunte Tone mit Nummulitenkalken und Kalksandsteinen. Darunter folgen 200 m Scherbenkalke etc. — In den Apuaner Alpen vertritt 1000 m mächtiger Sandstein das Mittellutet und 400 m mächtige Kalke vertreten Oberlutet und Auvers. — Die brekziösen Nummulitenkalke des Molise gehören dem Mittellutet an.

Berichtigungen zu Taf. 10: Das Burdigal wird im oberen Reno-Tal von Macigno-ähnlichen Sandsteinen vertreten. Darunter liegt eine Diskordanz. — Das Burdigal von Sestino—S. Angelo i. V. wird 2300 m mächtig. Das Jungtertiär des Molise und der Basilicata beginnt im Helvet.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES ADENNINS zwischen Emilia und Basilicata

bearbeitet von R.B. BEHRMANN 1933/34

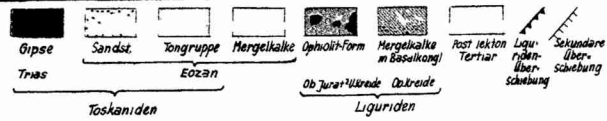
0 50 km.



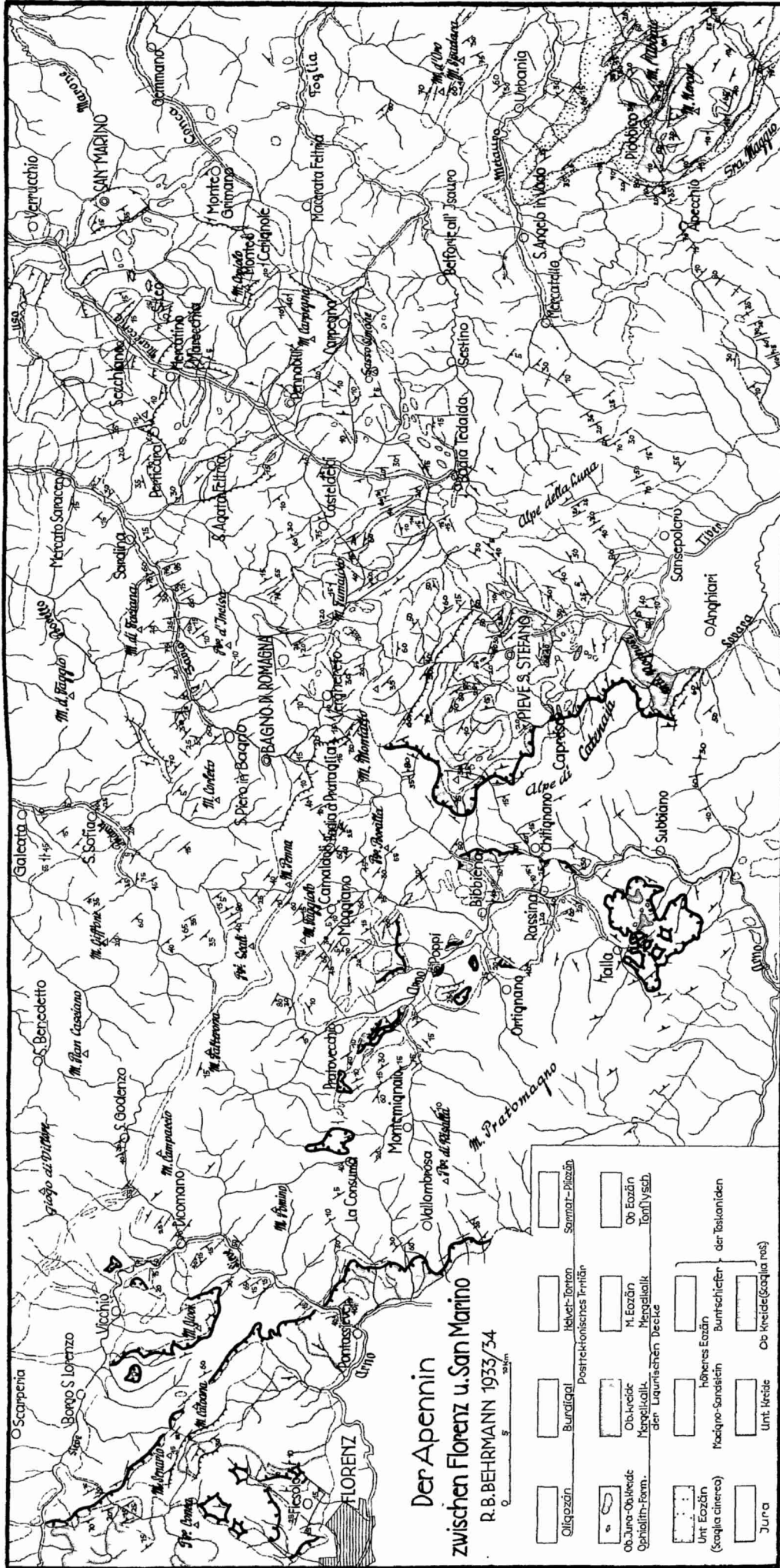
hypothetischer Strinnrand der Liguirischen Decke

- Rezente Tufft und Laven
- QUARTAR
- DIACENTIN u. ASTI
- MIOZÄN u. PONT
- OLIGOZÄN
- Mergel u. Tone des EÖZÄNS der Ligu Decke
- Sandtger Flysch des M.u. OB. EÖZÄNS der Toskaniden
- Tönig-mergeligen Flysch des höheren EÖZÄNS im Südpennin
- Kälke des MITTELEÖZÄNS
- Graue Mergel (Scaglia cinerea) des Unteren Eozäns
- Mergelkälke (Scaglia rosata, Liguir Altesse) der OBERKREIDE
- Schiefer-tone (Argill. fasciati) von OBERKREIDE-UNT. EÖZÄN im Molise
- MESOZOIKUM insgesamt
- Ophiolith-Formation (OB. JURA-KREIDE)

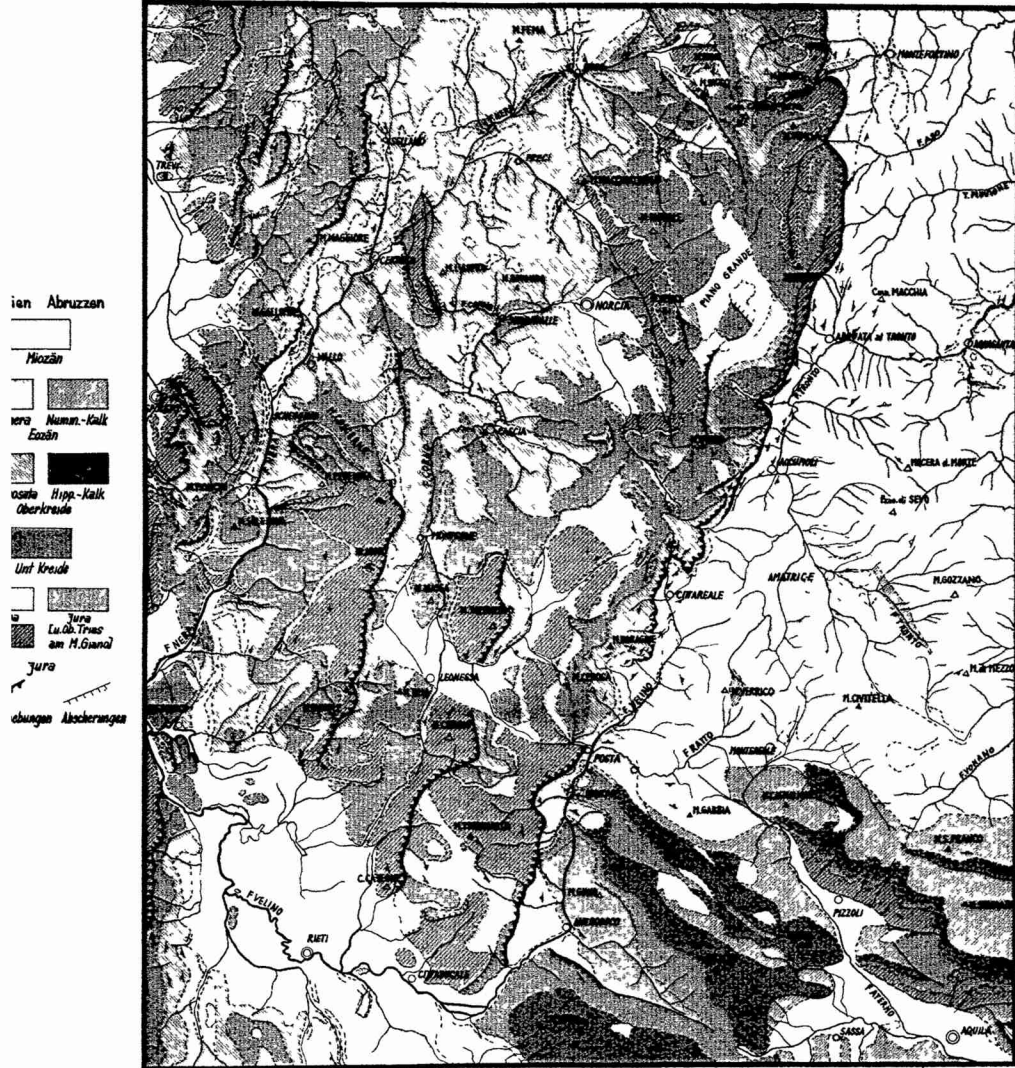
- Fiume
- JURA
- AENEI
- EÖZÄN
- OLIGOZÄN
- MIOZÄN u. PONT
- QUATERNÄR



Geologische Übersichtskarte des Parma-Fensters

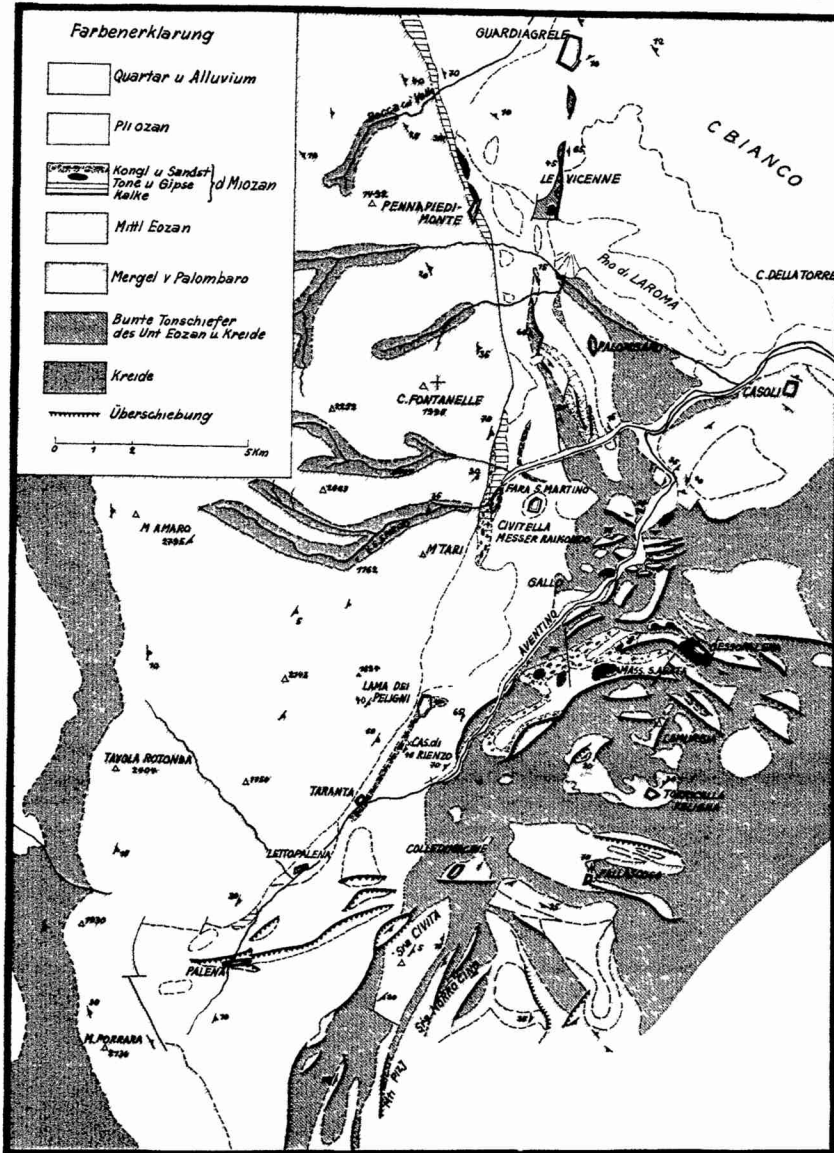


Geologische Übersichtskarte vom Hochapennin zwischen Florenz und San Marino
1 : 400 000

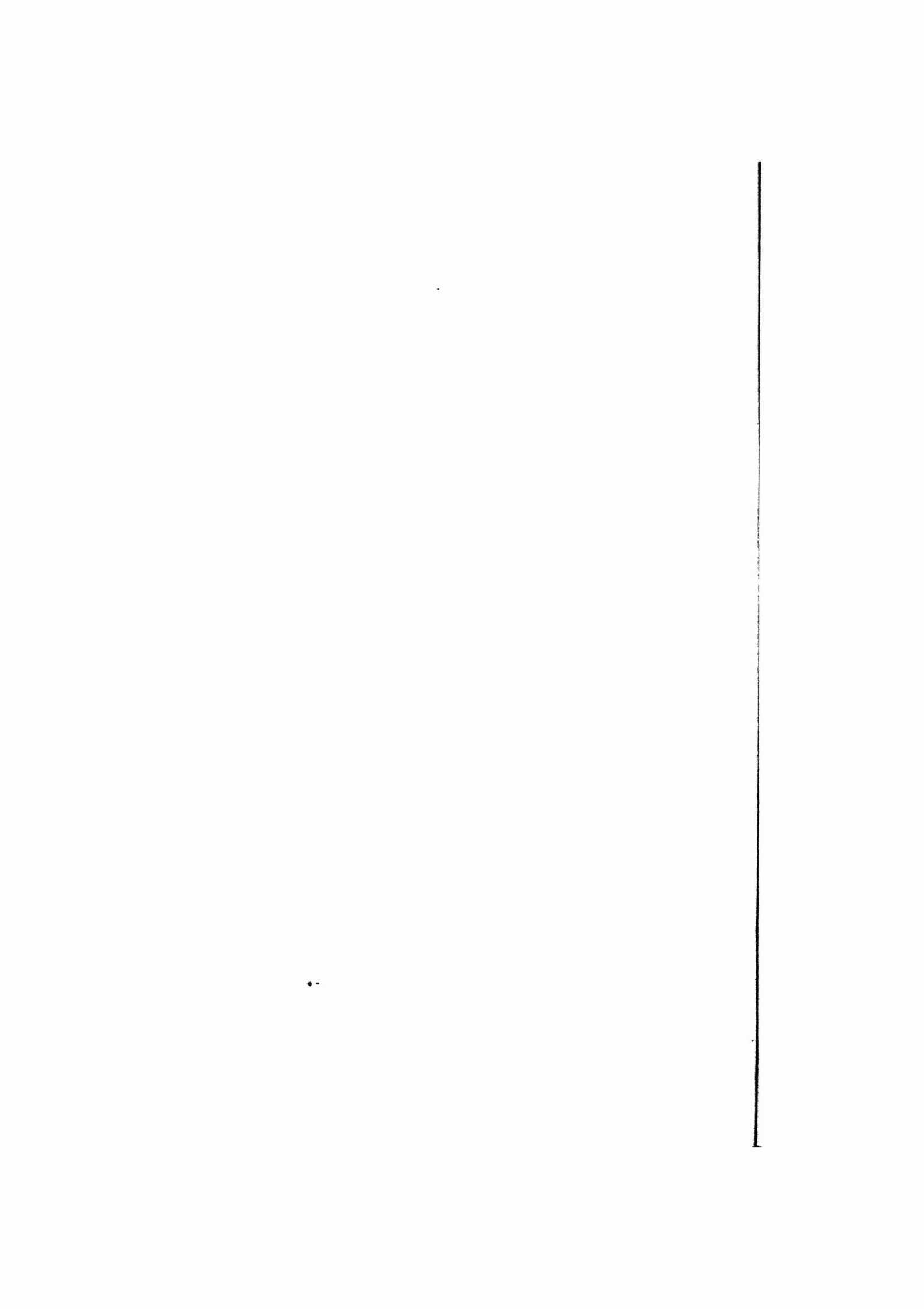


Geologische Übersichtskarte
vom Schuppenbau des Umbrischen Bogens
1 : 500 000





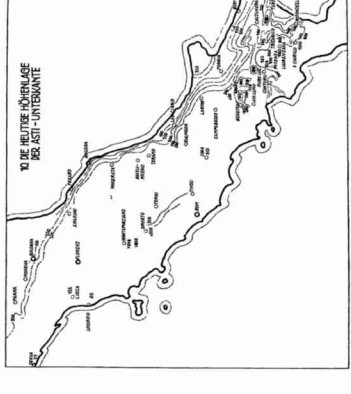
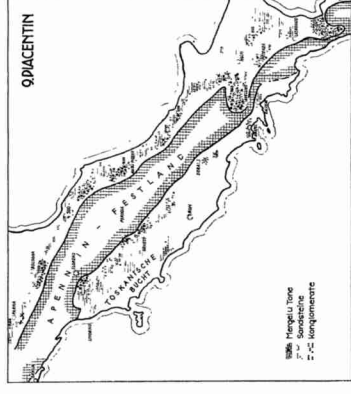
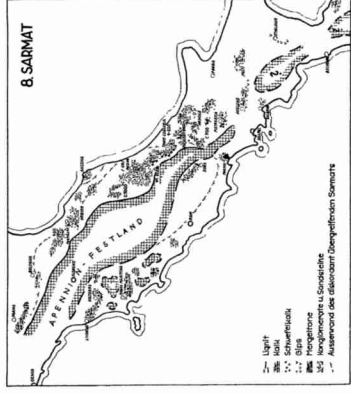
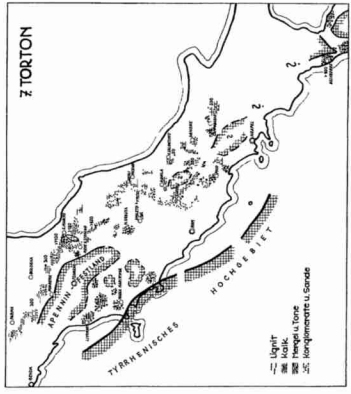
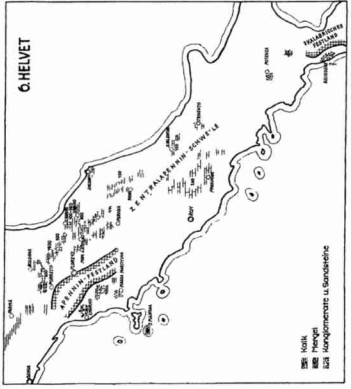
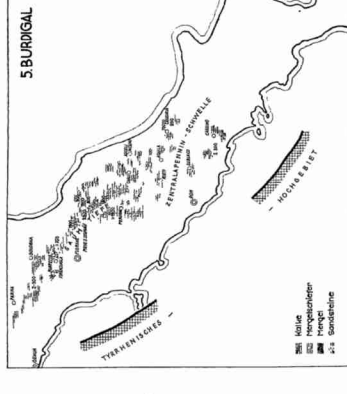
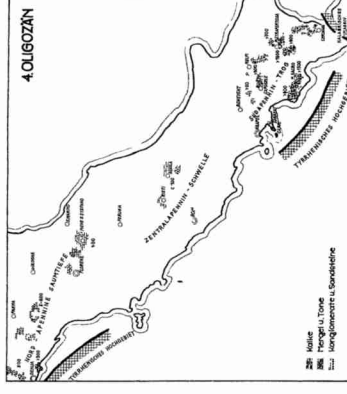
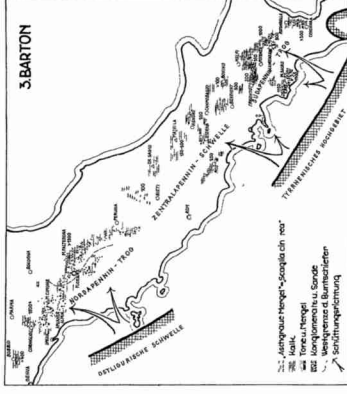
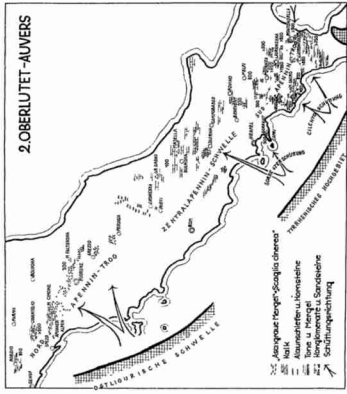
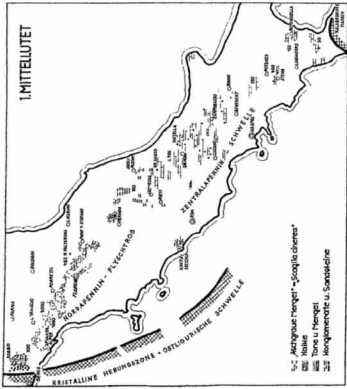
Geologische Übersichtskarte
vom Schuppenbau am Ostrand der Majella
1 : 200 000

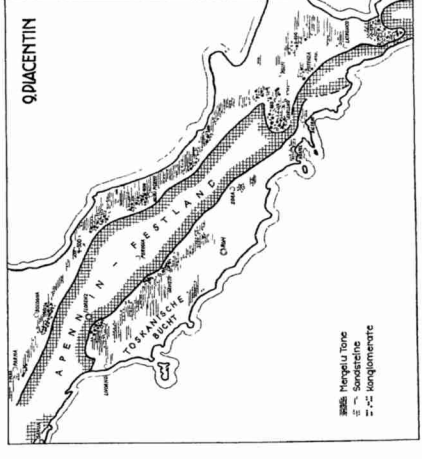
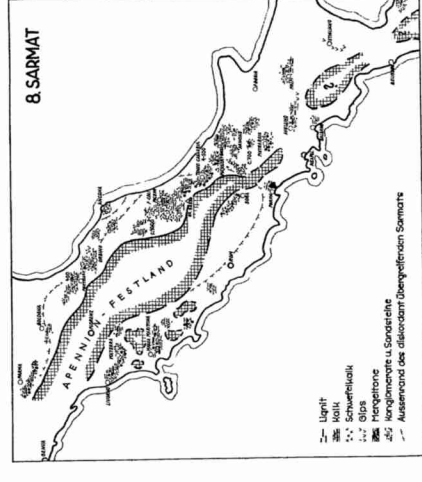
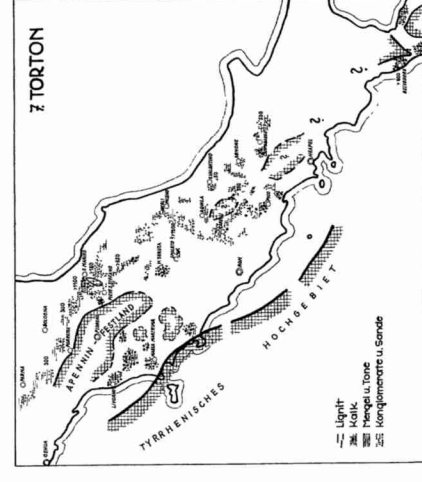
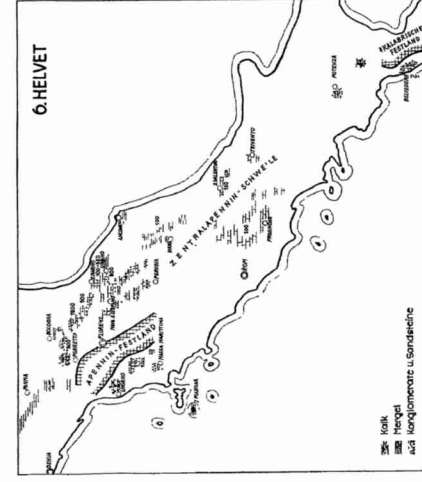
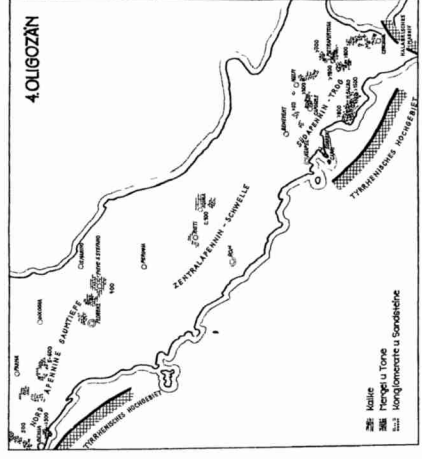
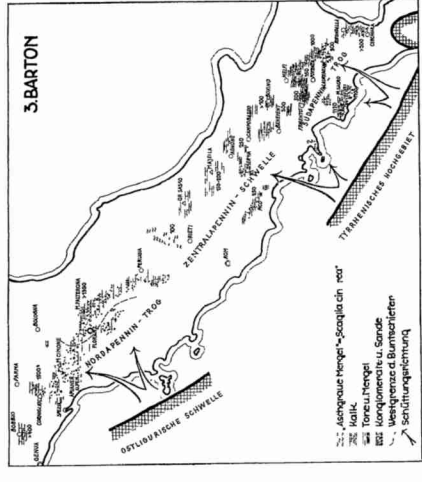
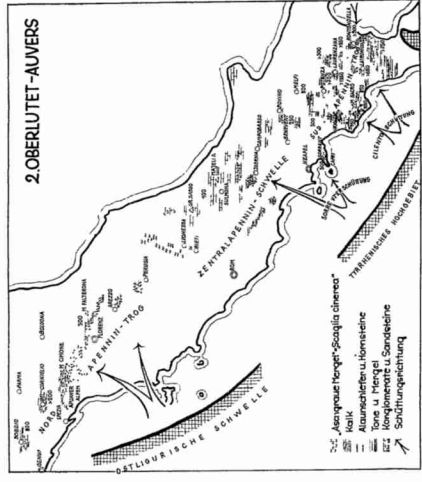
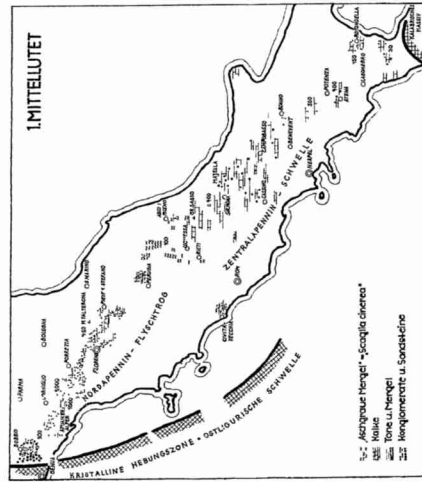


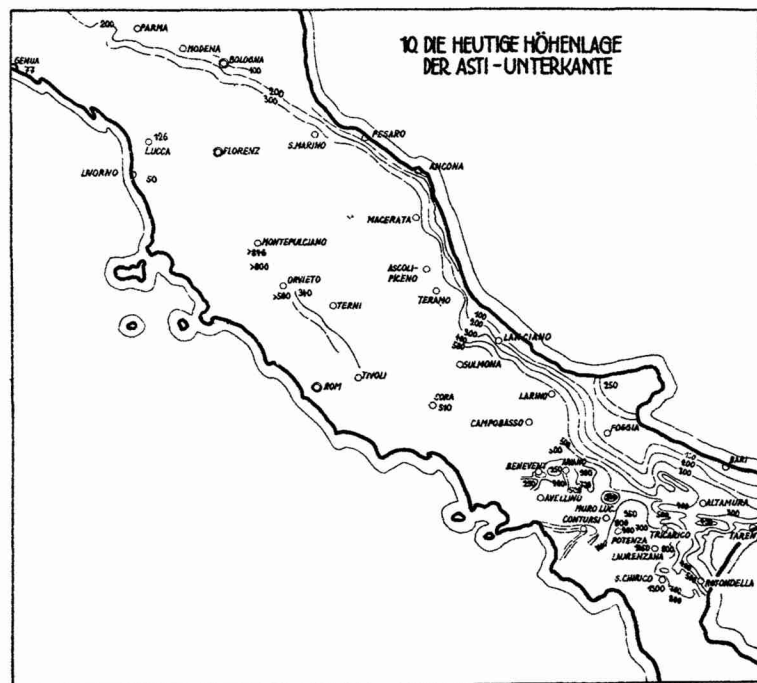
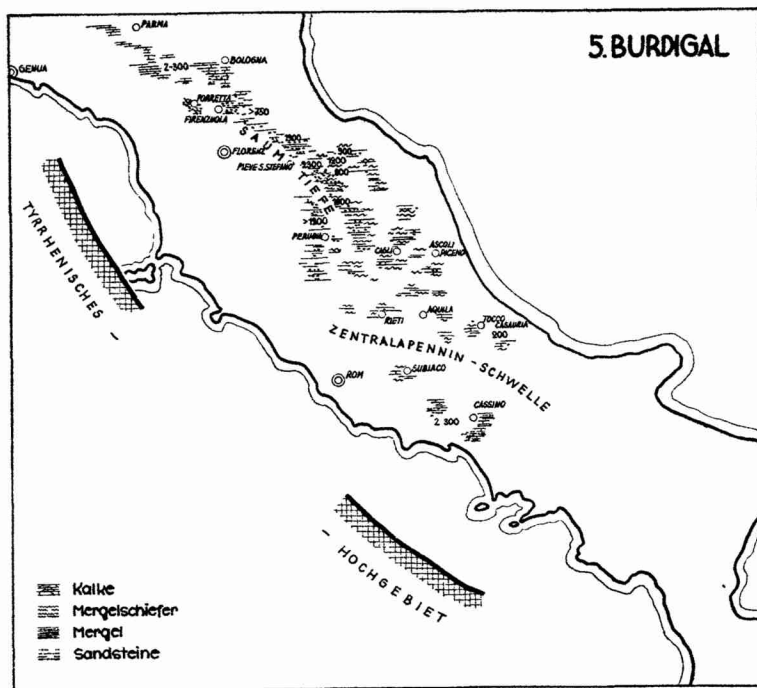


Geologische Übersichtskarte vom Liri-Tal

1 : 400 000







Photolithographie Berliner Lithographisches Institut Berlin W 35

11

12

13

Die jungtertiäre Schichtfolge der Vorliefe des Apennins zwischen Emilia u. Basilikata
 zusammenge stellt nach Angaben von LOMI (1929), PRINCIPALI (1922, 1924, 1925, 1927, 1928, 1933), SACCO (1906, 1909, 1910)
 und SANGIORGIO (1896, 1899, 1906) sowie nach eigenen Beobachtungen.

	Parma	oberes Renotal	unteres Renotal	Romagna	Marecchia	Ob.Tiberthal	Sessino (S. Angelo V.)	Ascoli Piceno	Umbrien	Vall'Arfina	Molise	Basilicata
Asti	100m kongl Sande	400m kongl Sande	100-200m Sande u Konglomerate	100-200m Sande u Konglomerate			100-200m Sande u Konglomerate	400-200m Sande u Konglomerate	400-200m Sande u Konglomerate	400-200m Sande u Konglomerate	400-200m Sande u Konglomerate	100-1800m Sande u Konglomerate
Piacentin	>100m mengenige z.T. sandige kongl Sande in wechsellagerter Mergel	>100m mengenige z.T. sandige kongl Sande in wechsellagerter Mergel	400-500m mengenige z.T. etwas sandige Tone	400-500m mengenige z.T. etwas sandige Tone			>1800m mengenige Tone (konglomeratlos) in sandigen Tonen	400m mengenige Tone	400m mengenige Tone	400m mengenige Tone	400m mengenige Tone	300-650m mengenige Tone z.T. mit konglomeratigen Sandsteinen
Pont	?	?	Mergelsteine, Konglomerate u sandige Congeria	Mergelsteine, Konglomerate u sandige Congeria			?	Mergelsteine in Konglomeraten	ca 400m Congerlente u Kalk u Konglomerate			?
Sarmat	graue qipadilh. Töne		400-500m qipadilh. Töne mit Schwerfialium	400-500m qipadilh. Töne mit Schwerfialium			>2200m lockere Sande	lockere Sande				200m qipadilh. Töne
Torton	150-300m mengenige Sandsteine		Sandsteine, Lignitföhren- u. Mergelsteine	Sandsteine, Lignitföhren- u. Mergelsteine			lockere Sande mit Mergel- u. Schlufflagen	lockere Sande mit Mergel- u. Schlufflagen				>500m Sandsteine u Konglomerate mit eingelagerten Schieferen und Kalken
Helvet	400m Mergel- u. Kalksteine	300m Mergel und kongl Sandsteine	300m Mergel und Kalksteine	300m Mergel und Kalksteine			100-200m Mergelkalk	100-200m Mergelkalk				
Burdigal	0-200m Mergelkalk u Mergelschiefer	?	1000m Mergel u sandsteine	1000m Mergel u sandsteine			?	?				
Aquitan	200m sandige Mergel		200m Mergel u sandsteine	200m Mergel u sandsteine			?	?				

5, 14