

## Werk

**Titel:** Teil II: Die epirogene Entwicklung des Apennins

**Jahr:** 1936

**PURL:** [https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223\\_1936\\_0015|log6](https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1936_0015|log6)

## Kontakt/Contact

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

✉ [info@digizeitschriften.de](mailto:info@digizeitschriften.de)

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 Argillocisti 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).

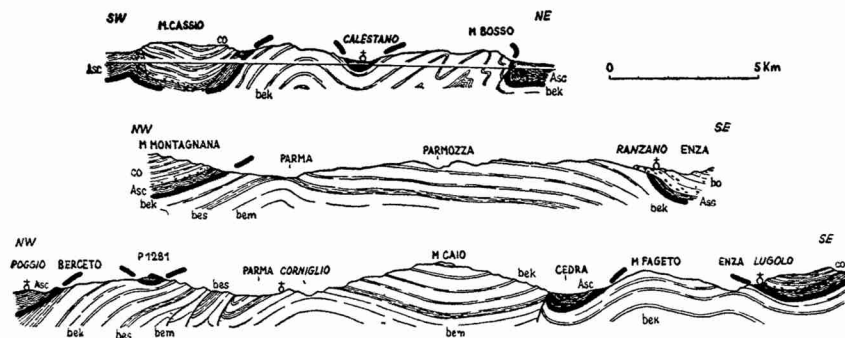


Abb. 18. Profilsérie durch das Parma-Fenster.

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-

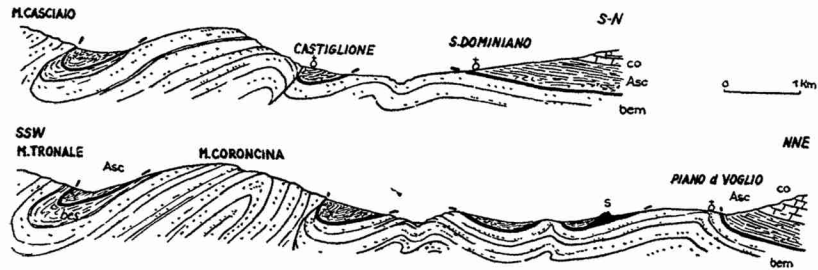


Abb. 19. Die Aufbrüche des Toskanikums bei Castiglione dei Pepoli. bem toskanider Macigno; asc Argiloscisti mit Serpentina (S); co Mergelkalke der liguriden Oberkreide.

retta und Riola noch einmal der Macigno unter den liguriden Argiloscisti 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 Argiloscisti und Mergelkalke der Oberkreide der Casentino-Mulde (s. Taf. 3). So überlagern an der Straße, die vom Casentino über La Consuma nach Florenz führt, Argiloscisti 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.

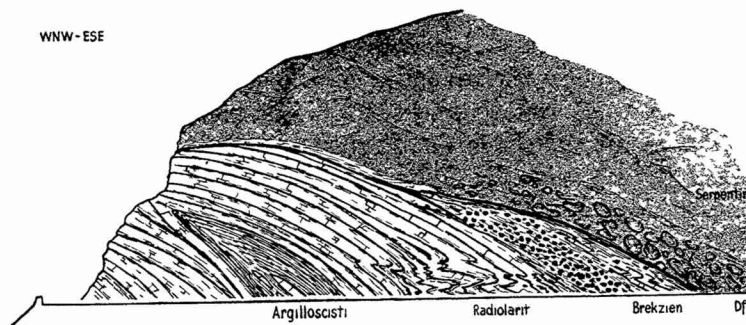


Abb. 20. Profil durch die Ophiolith-Formation der Sovara-Schlucht bei Pieve S. Stefano.

#### 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 toskoumbrischen 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.

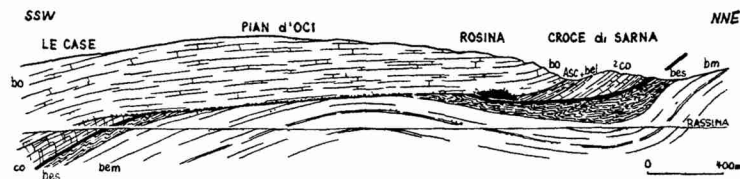


Abb. 21. Diskordantes Auflager von Oligozän auf Ligurikum und  
Toskanikum längs des Rassina-Baches (Casentino).  
bem Macigno-Sandstein; bes Buntschiefer; Asc + bel liguride Schiefer-  
tone mit Serpentin; co liguride Oberkreide; bo Oligozän.

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).

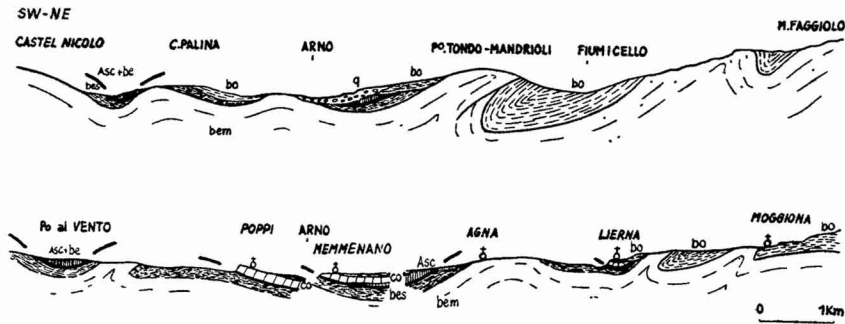


Abb. 22. Profile durch die Deckenmulde des Casentino.

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).

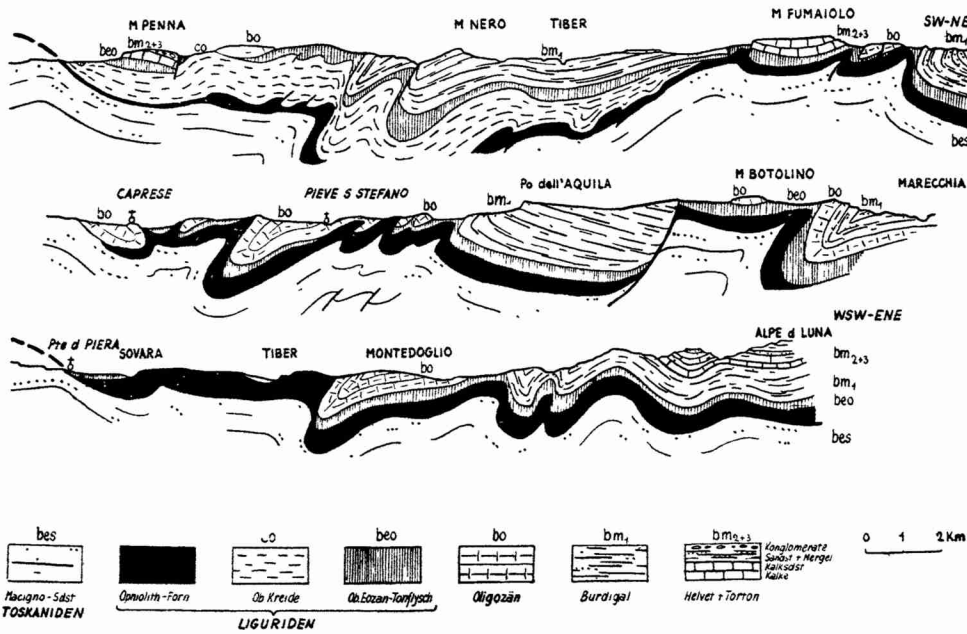


Abb. 23. Der gefaltete Deckenbau des oberen Tiber-Tales.

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 sind<sup>16)</sup>. 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.

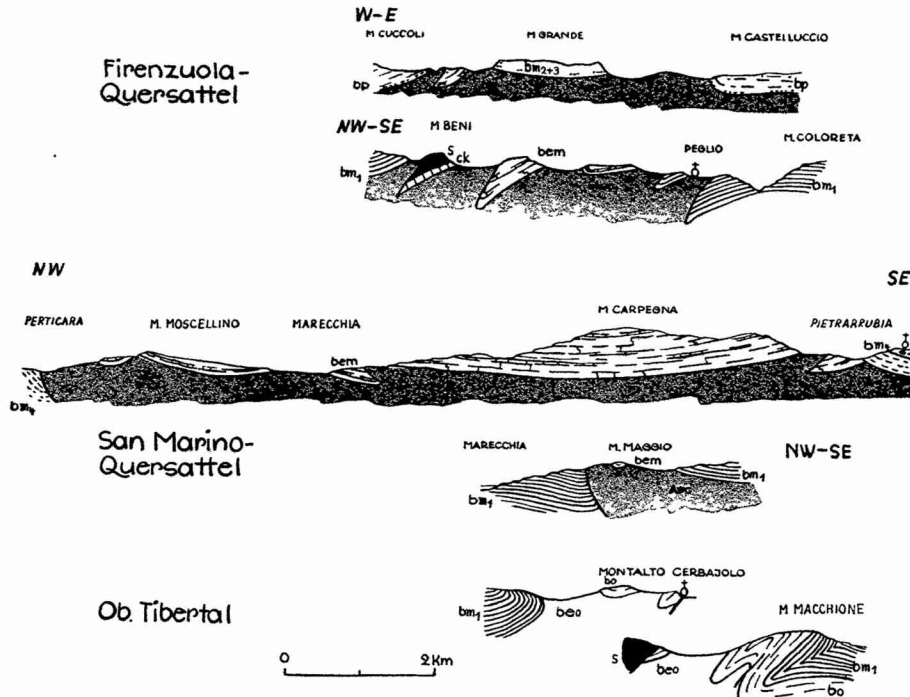


Abb. 24. Die abweichende Vergenz der Querswellen von Firenzuola und S. Marino.

Asc Argille scagliose; bem ligurides Mittel-EOZÄN; beo ligurider Tonflysch; bo Oligozän; bm1 Burdigal; m2 + 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 waren<sup>17)</sup>; 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

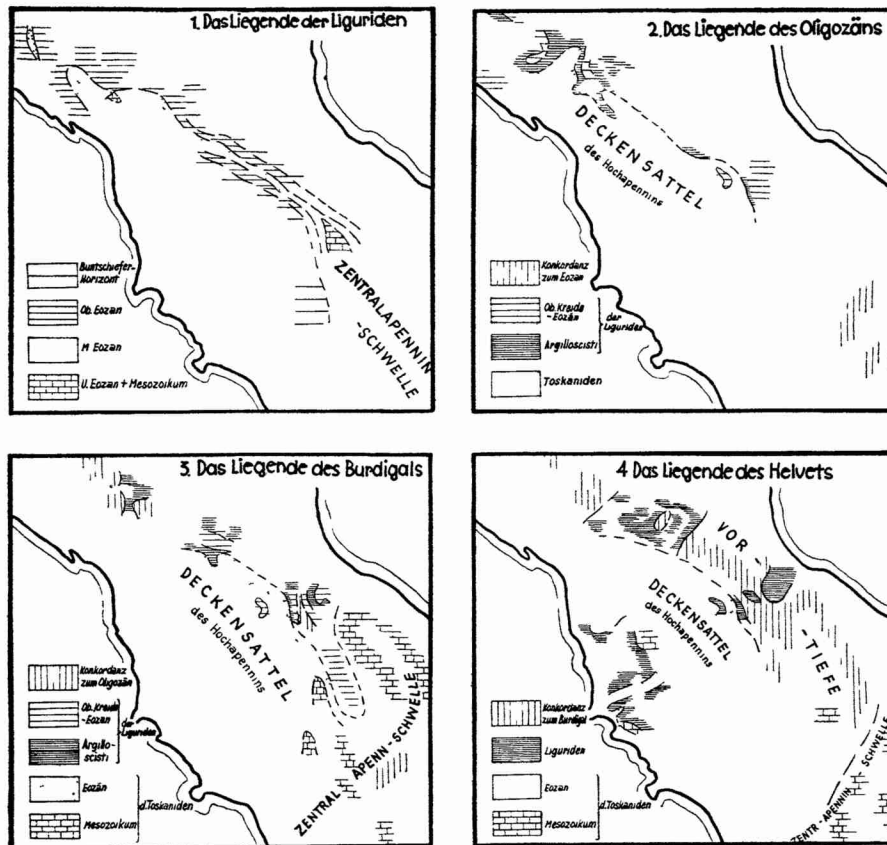


Abb. 25. Die Aufwölbung des Nord- und Zentralapennins vom Obereozän bis Torton.

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 Deckenfaltung. 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.

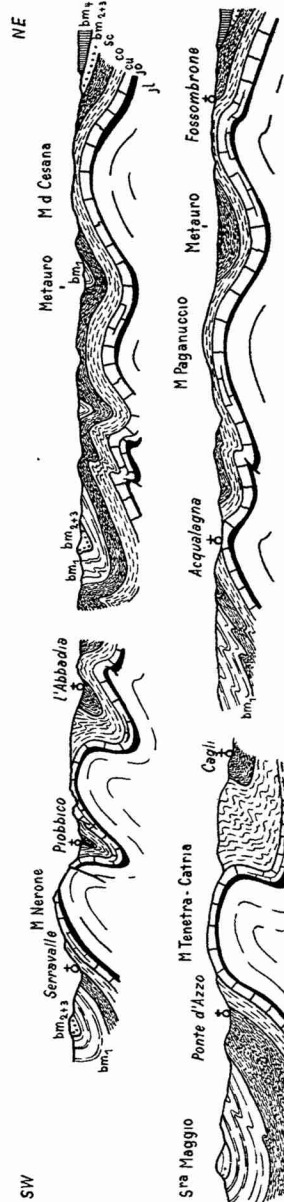


Abb. 26. Der Faltenbau in den nördlichen Marken.  
 j1 Lias; jo höherer Jura; cu Unterkreide; co eozäne Scaglia; bm 1 Burdigal;  
 bm 2 + 3 Helvet + Torton; bm 4 Sarmat.



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 bzw. 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.

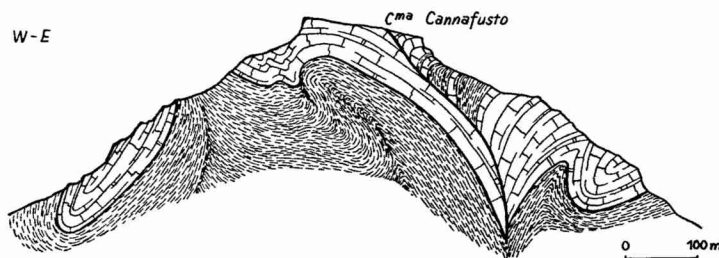


Abb. 27. Spezialfaltung in der Scaglia der Cima Cannofusto in den Sibilliner Bergen.

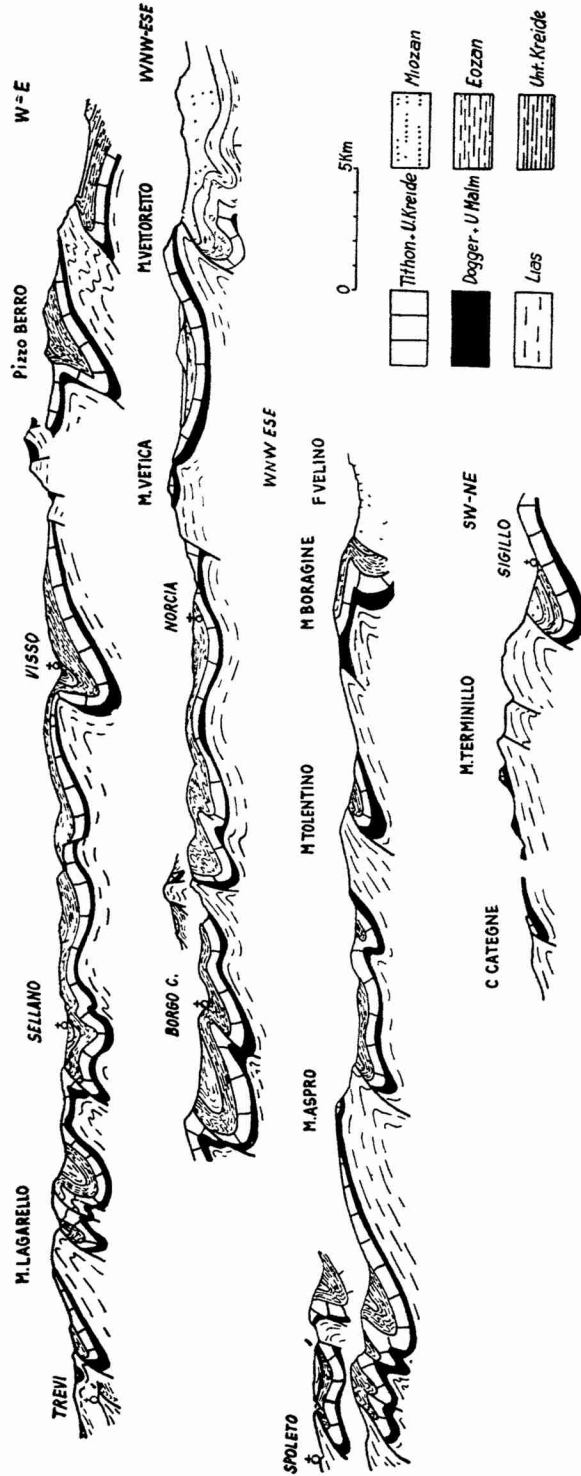


Abb. 28. Profile durch den umbrischen Kalkapennin.

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.

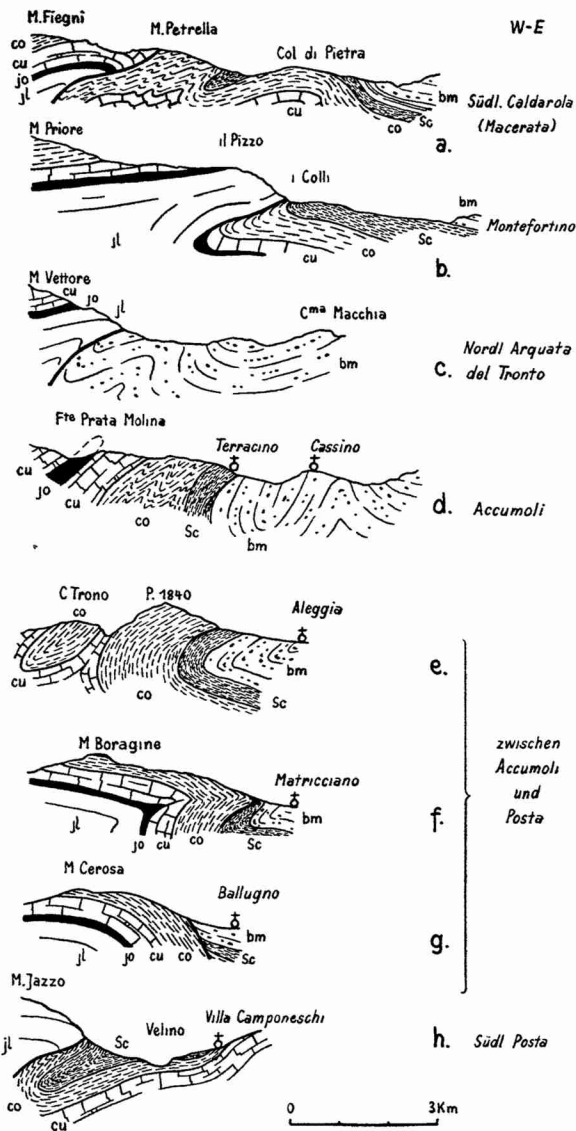


Abb. 29. Profile durch den Außenrand des Umbrischen Bogens.

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 Überfahung 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 Tertiär<sup>18)</sup>. 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).

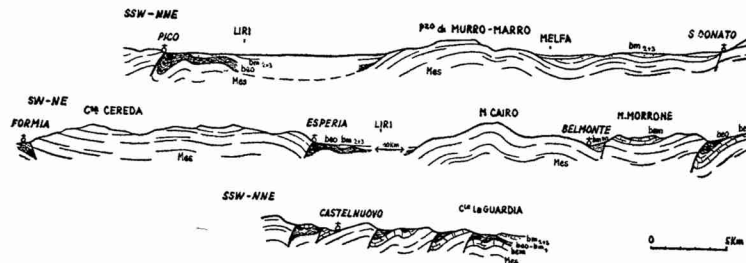


Abb. 30. Profile durch das Val Latina.

Mes mesozoische Kalke; bem Mittellutet-Kalke; beo Obereozän-Flysch; bm<sub>1</sub> Untermiozän-Flysch; bm<sub>2</sub> + 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.

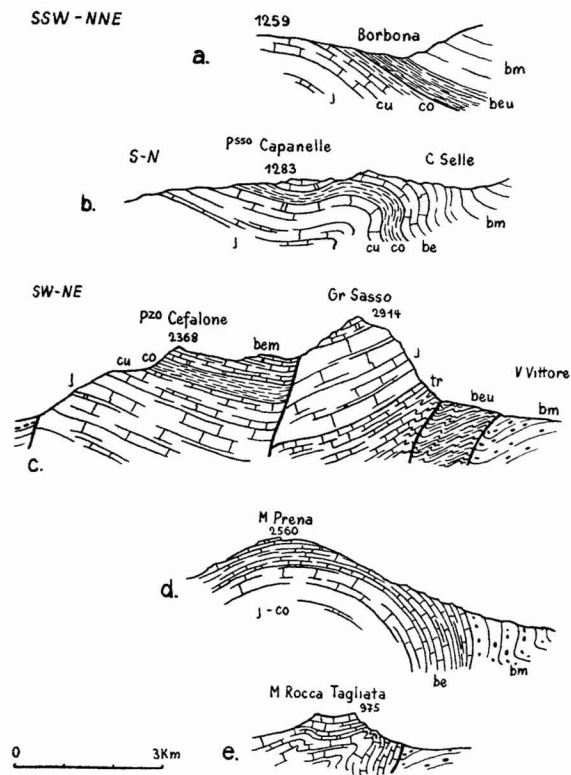


Abb. 31. Profile durch den Ostrand der Abruzzen.  
j Jura; cu Unterkreide; co Oberkreide; be und beu Nummulitenkalk und Scaglia cinerea; bm Miocänsandstein.

### 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-

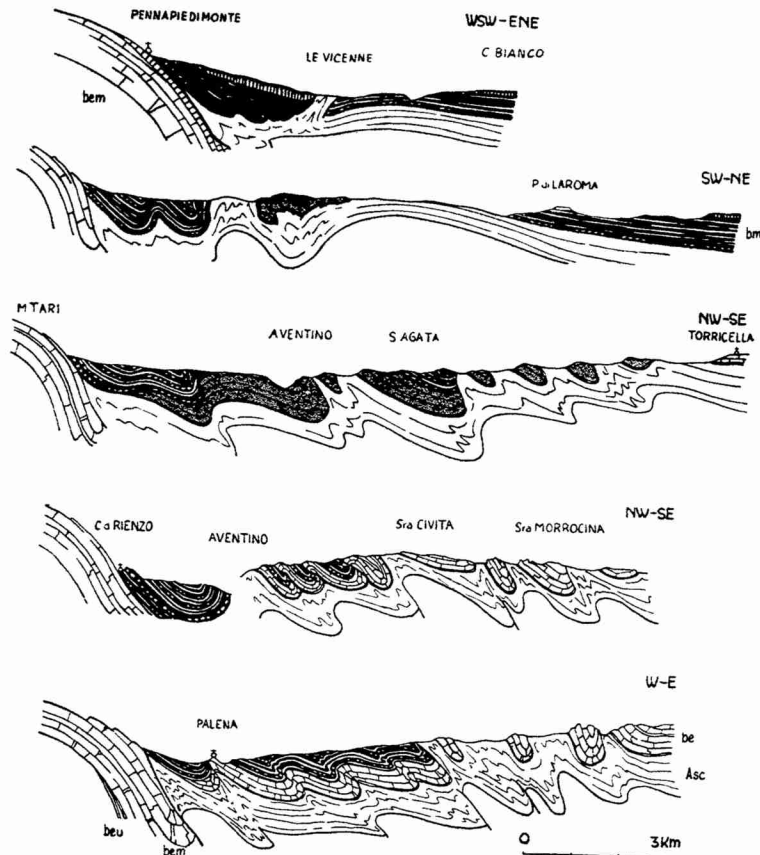


Abb. 32. Der Schuppenbau am Ostrande der Majella.

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 umgebogen 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  $15^{\circ}$ .

In den Abruzzen greifen Burdigalmergel im oberen Aniene-Tal bei Subiaco auf Hippuritenkalke über. Im Val Latina liegt Untermiozän in den Mulden auf Obereozän<sup>19)</sup>. 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  $10^{\circ}$  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).

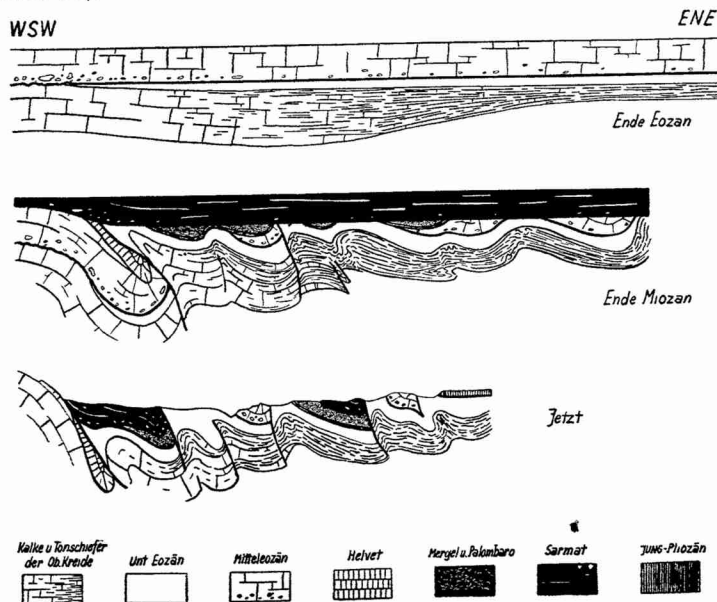


Abb. 33. Die Entwicklung der „Narbenzone“ zwischen Abruzzen und Molise am Ostrande der Majella.

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



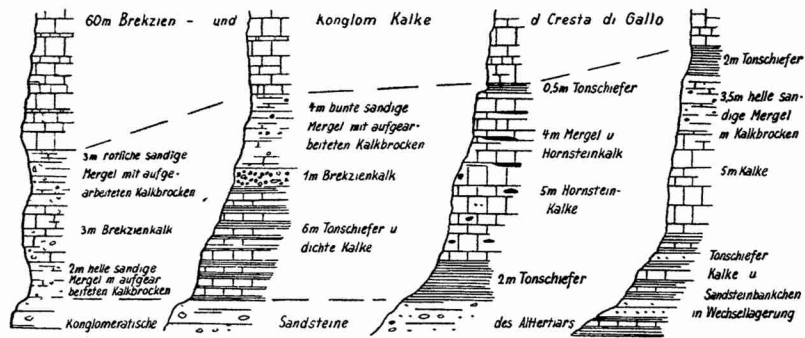


Abb. 34. Das Auflager der Kalke der Cresta di Gallo auf dem alttertiären Flysch bei Caposele.

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).

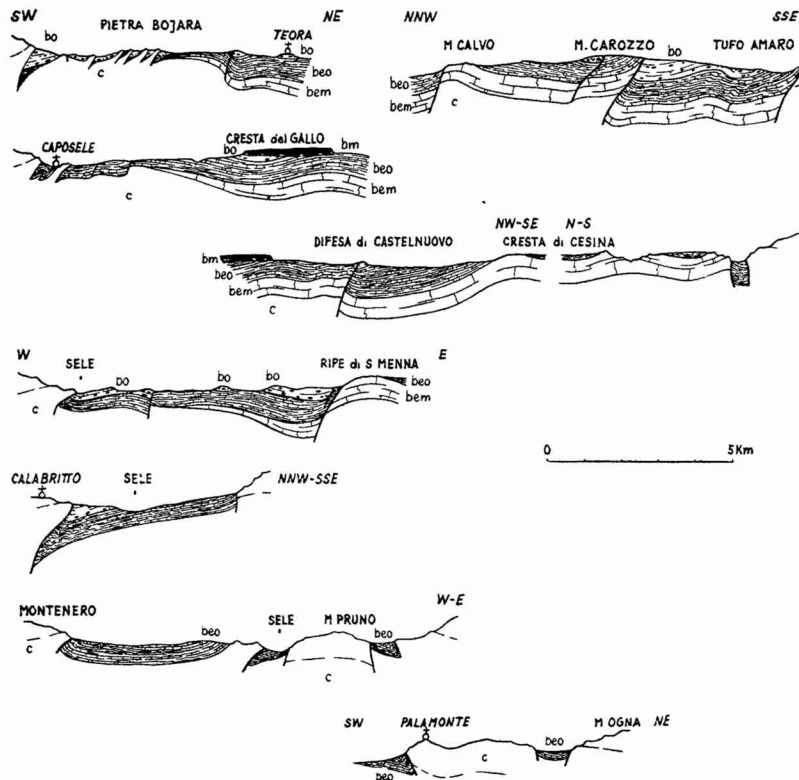


Abb. 35. Profile durch den Sele-Graben.

c Hippuritenkalke; bem Nummulitenkalke des Mittelalters; beo Kalktonflysch des Obereozäns; bo Konglomerat 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.

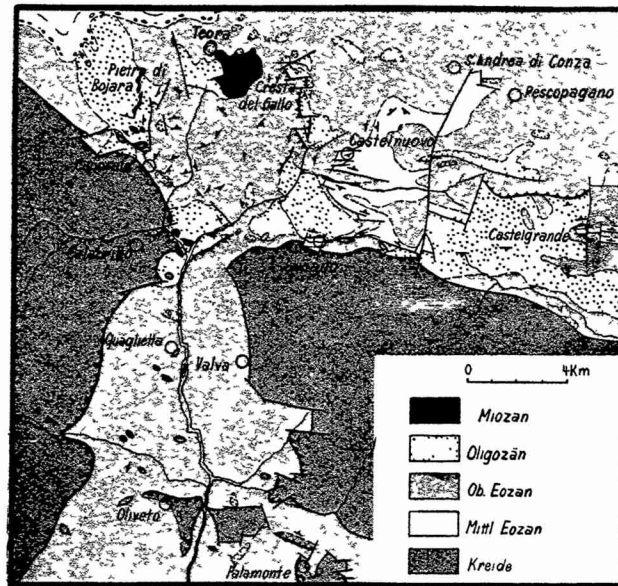


Abb. 36. Kartenskizze des Sele-Grabens.

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)<sup>20</sup>).

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).

<sup>20</sup> 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.  $10^{\circ}$  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-

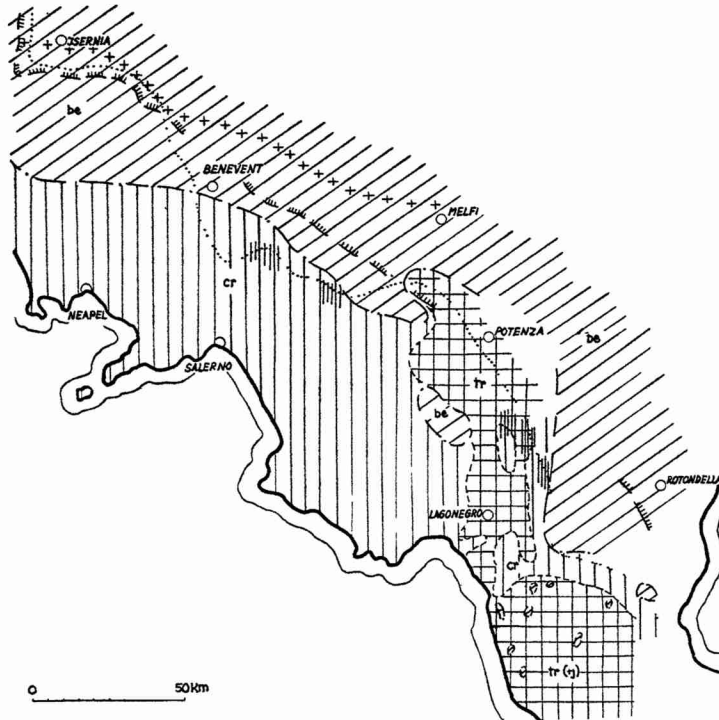


Abb. 37. Präoligozäne Bewegungen im südlichen Kalkapennin.

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 über<sup>21)</sup> (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]  $10^{\circ}$  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  $10^{\circ}$ .

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  $25^{\circ}$  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).

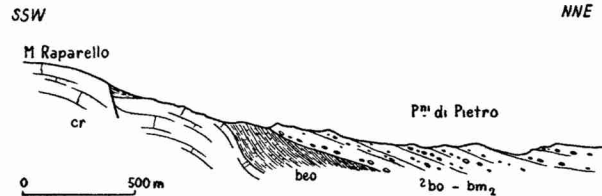


Abb. 38. Posteoziäne Diskordanz am M. Raparo (Basilikata).

? 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.

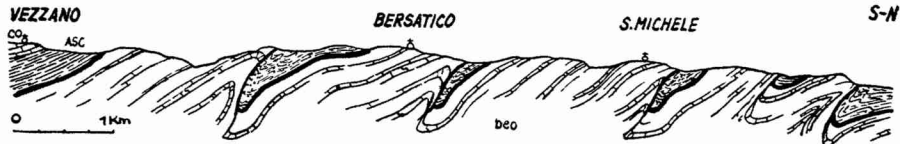


Abb. 39. Der Schuppenbau am Apenninrand oberhalb Langhirano im Parmatal.

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.

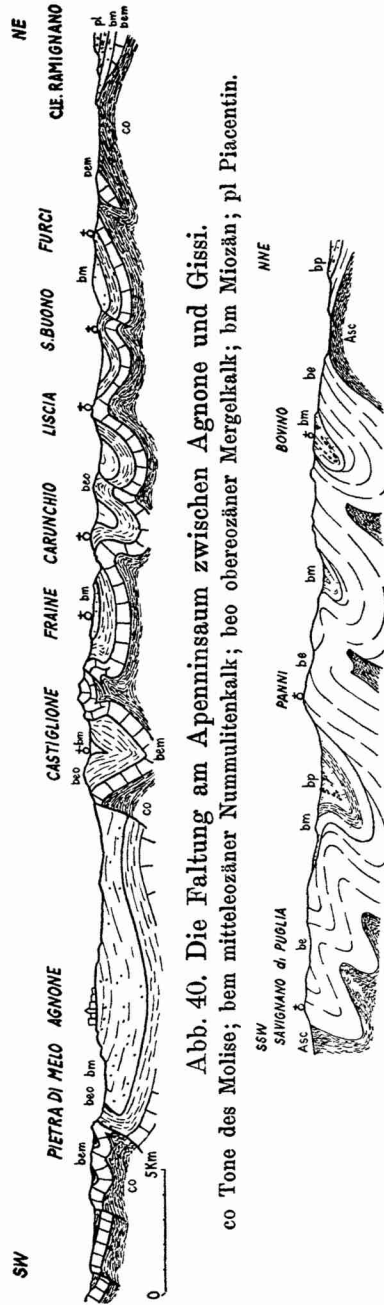


Abb. 40. Die Faltung am Apenninsaum zwischen Agnone und Gissi. co Tone des Molise; beo mitteozäner Nummulitenkalk; beo obereozäner Mergelkalk; bm Miozän; pl Piacentin.

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

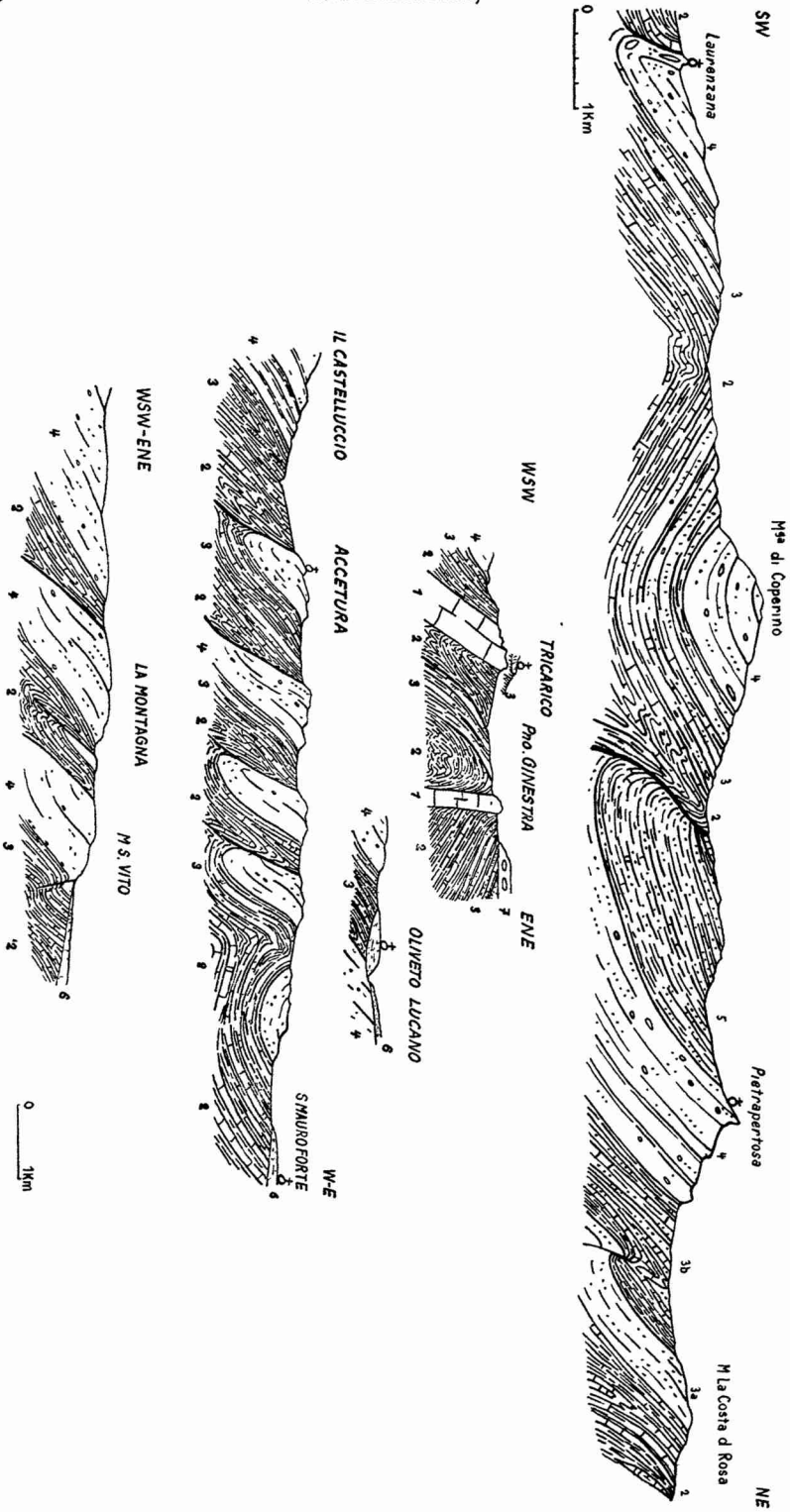


Abb. 42. Der Schuppenbau in der östlichen Basilicata.  
 1 ? Mittleleozän, 2 bunter Tonflysch des Oberlutets-Auvers, 3 Kalksandflysch des Bartons,  
 4 Sandsteine des Oligozäns, 5 Sandmergellysch des Oligozäns, 6 piacentine Sande,  
 7 Quarzär.

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 kristal-linem Detritus in den Sarmat-Sedimenten andererseits zeigt, daß im gleichen Maße wie das Apennin-Festland auftauchte, das ehemalige tyrrhenische Hochgebiet im Westen unter den Meeres-spiegel 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 tyr-rhenischen 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 kopf-große 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 Amphistegienkalke 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-umbriische Fazies	Abruzzen-Fazies	Molise-Fazies	Südapennin-Fazies
<b>Oberkreide</b>	Helle Mergelkalke u. Schiefer tone	Bunte pelagische Foramin. 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

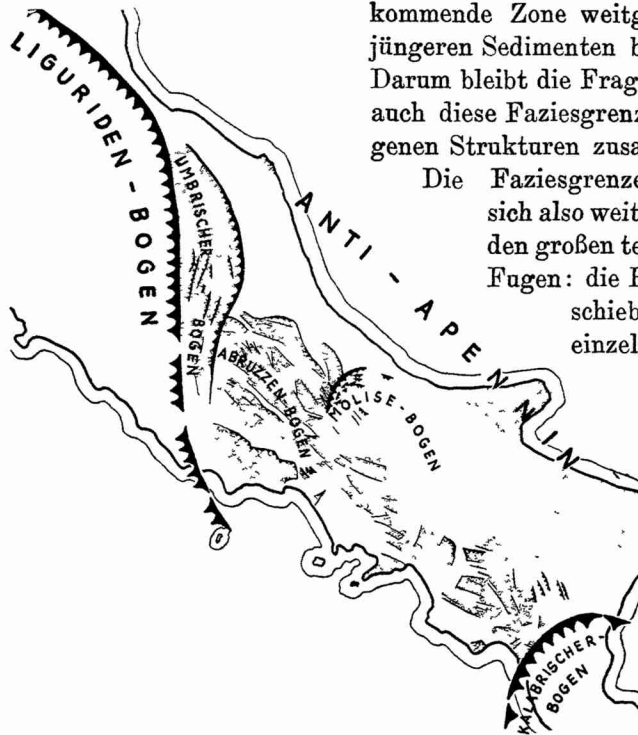


Abb. 43. Die Faltenbögen des Apennins.

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 südapennine Flyschtrog 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).

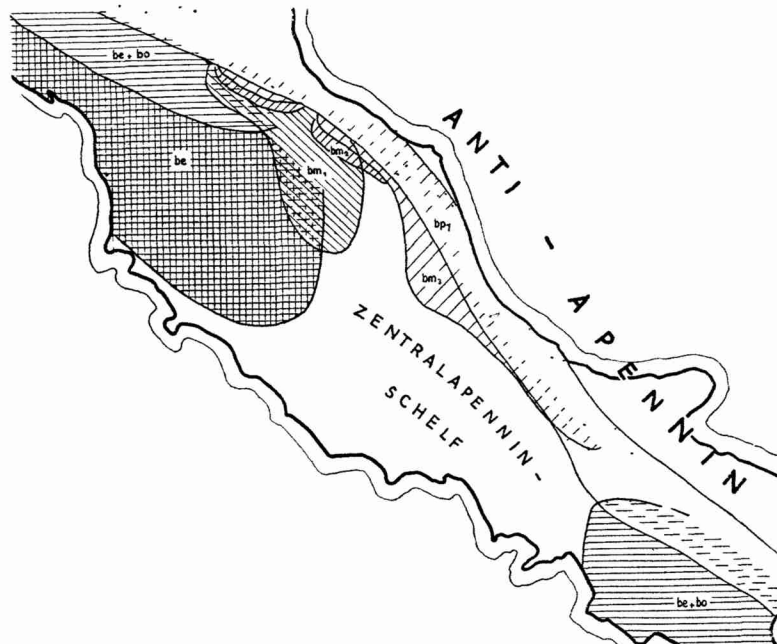
Später wurden die Flyschtröge von den Sedimenten der Innenzone überfahren. Dabei mag das starke Troggefälle vor dem westlichen Hochgebiet den Deckenschub wesentlich erleichtert haben. Der nordapennine Flyschtrog, der sich aus dem tosco-umbrischen Spezialtrog entwickelte, hebt sich in Umbrien an der zentralapenninen 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 Saamtiefe 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 Saamtiefe 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-

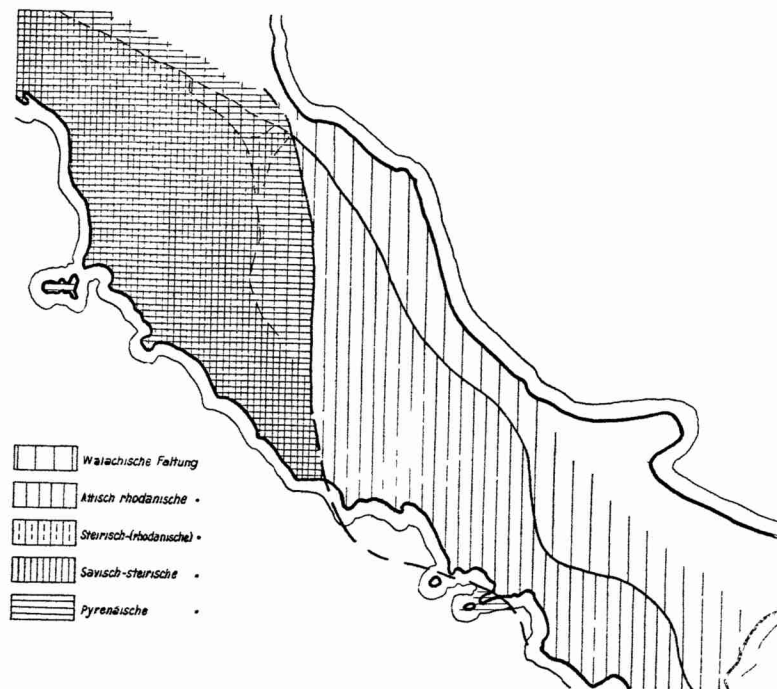


Abb. 45. Die Faltung wandert im Apennin zur Adria. Dunkel der Bereich der vorligozänen Faltung. Hell der Bereich der jungen Anfaltungen.

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.

---