

# **TECTONIC PROBLEMS OF THE ALPINE SYSTEM**

**EDITED BY**  
***M. Mahol'***

**VEDA, PUBLISHING HOUSE OF THE SLOVAK ACADEMY OF SCIENCES**  
**BRATISLAVA 1975**

# DIE ORÓGENESE IN DEN EXTERNIDEN DES SÜDAPENNINS (CAMPANIA, LUCANIA, ITALIEN)

P. Scandone\*

## 1. Einführung

In Süditalien werden folgende grosstektonische Elemente unterschieden (Fig. 1):

- a. *Apulische Plattform* (Vorland des apenninischen Orogens),
- b. „*Fossa Bradanica*“ (Vorsenke des apenninischen Orogens),
- c. *Deckengebirge des Apennins*.

Die *apulische Plattform* besteht aus einer über 5000 m mächtigen Folge von Karbonaten, die von der Trias bis ins Miozän reicht. Örtlich finden sich auch Einlagerungen von Vulkaniten. Verschiedene Schichtlücken sind vorhanden, vor allem im Tertiär; die Transgressionen sind aber immer schichtparallel (*disconformity*) und bezeugen so rein epirogenetische Bewegungen. Die Karbonatsequenz der apulischen Plattform stellt die Sedimentbedeckung eines kratonischen Sockels dar, der nirgends aufgeschlossen ist. Es handelt sich dabei mit aller Wahrscheinlichkeit um den Nordrand der afrikanischen Tafel.

Die „*Fossa Bradanica*“ entstand während und nach der letzten Gebirgsbildungsphase, welche durch vorwiegend horizontale Bewegungen gekennzeichnet war. Entlang des externen Randes des Orogens formte sich ein Trog, der von klastischen Pliozän- und Quartärablagerungen aufgefüllt wurde. Diese „Molasse“ überlagert auf der Westseite des Troges die Stirnregion der apenninischen Decken, von welcher sich Olistostrome ablösten, die während der

\* Prof. Dr. Paolo Scandone, Istituto di Geologia dell'Università, Napoli.

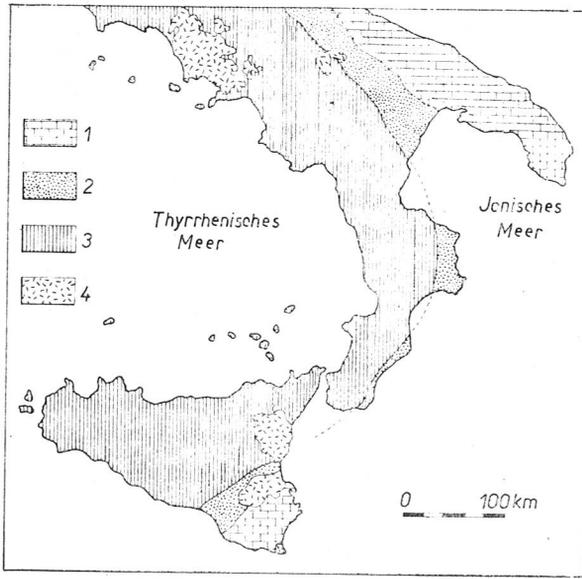


Fig. 1. Die grosstektonischen Elemente Süditaliens.

- 1 – Vorland des apenninischen Orogens
- 2 – Vorsenke des apenninischen Orogens
- 3 – Deckengebirge des Apennins
- 4 – Postorogenetische, pliozäne und quartäre Vulkane; des Vorlandes.

terrigenen Sedimentation in die „Fossa Bradanica“ glitten. Auf der Ostseite überlagern die klastischen Sedimente die Karbonatfolge des Vorlandes. Unter der „Fossa Bradanica“ stossen Vorland und Apennin aufeinander. Man kann diesen Kontakt durch Subduktion der Vorlandtafel unter das Apenninsystem deuten. In Fig. 2 wurde ein Profil quer durch die Italienische Halbinsel gezeichnet, das diese Deutungsmöglichkeit illustriert.

Das Deckengebirge des Apennins bildete sich in mehreren tektonischen Phasen. In der Campania und Lucania (Basilicata) betraf die alpine Orogenese nur die Sedimentbedeckung, während in der Calabria auch zum Teil das

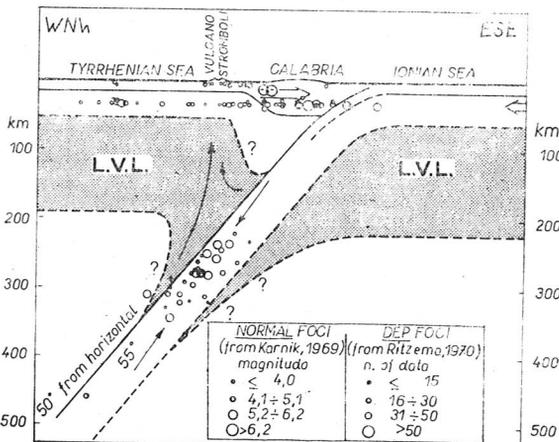


Fig. 2. Profil quer durch die Italienische Halbinsel, nach MORELLI, 1970.

kristalline Grundgebirge herzynischen und präherzynischen Alters in die Gebirgsbildung miteinbezogen wurde; ein Beispiel dafür stellen die Kristallindecken des Sila dar. Die alpine Orogenese hinterliess in der Calabria eine komplexe Metamorphose des Gesteinsmaterials, deren älteste, kretazische Phasen in den Ophiolithen Glaukophan und Lawsonit bildeten, während die jüngste Phase (unteres Miozän) sich in den Sedimenten der Küstenkette in einer Grünschieferfazies manifestierte.

Die tektonischen Einheiten, die den Apennin aufbauen, kann man in „interne“ und „externe“ gliedern, entsprechend den paläogeographischen Zonen, aus denen sie stammen. In der Campania und Lucania unterscheidet man an „externen“ Einheiten: Mehrere Kalkdecken (Bulgheria-Verbicaro, Alburno-Cervati, Foraporta-Monti della Maddalena), die Lagonegro Decken, die tektonischen Einheiten des M. Alpi und des Matese-Maggiore, die Einheit von Frosolone. An „internen“ Einheiten unterscheidet man den Komplex der „Argille varicolori“, die Einheit des Cilento Flyschs und diejenige der „Argille scagliose ofiolitifere“. Letztere stellt ein „mélange“ dar, das aus Quarziten, Tonschiefern und schwach metamorphen Kalken besteht und tektonisch Ophiolithe verschiedenster metamorpher Überprägung (Glaukophanschiefer, Grünschiefer, kaum metamorphe Pillow-Laven) einschliesst sowie Kristallinmassen (Biotit-, Sillimanit- und Granatgneisse).

Die „externen“ tektonischen Einheiten können Faziesgürteln des ursprünglichen Ablagerungsraumes zugeordnet werden (Tab. 1), was dagegen für die „internen“ Einheiten noch nicht möglich ist, denn die bisher vorgeschlagenen Modelle vermögen nur einem kleinen Teil aller Tatsachenbefunde zu genügen.

In der Tabelle 2 werden die Sequenzen der verschiedenen externen Einheiten zusammengefasst (siehe Beilage).

In der Gruppe A werden alle Einheiten, die von den tektonischen Phasen des Burdigals, des Torton und des mittleren-oberen Pliozäns betroffen worden waren, aufgeführt.

In der Gruppe B figurieren alle Einheiten, die von der Phase des Torton und des mittleren-oberen Pliozäns betroffen worden waren.

In der Gruppe C werden die Einheiten, die nur von der Phase des mittleren-oberen Pliozäns betroffen worden waren, zusammengefasst.

Die Gruppe D umfasst die Einheiten der „Fossa Bradanica“.

Die Gruppe E stellt die Karbonatsequenz des Vorlandes dar.

Die Anordnung von rechts nach links entspricht der paläogeographischen Anordnung der Ablagerungsräume von extern nach intern.

Tabelle 1

Zusammenhänge zwischen den ursprünglichen Faziesgürteln und den „externen“  
tektonischen Einheiten des Südapennins

Ursprüngliche Faziesgürtel	Tektonische Einheiten
<b>Campania-Lucania Plattform</b>	<b>Bulgheria-Verbicaro Alburno-Cervati Foraporta-Monti della Maddalena</b>
<b>Lagonegro Becken</b>	<b>Lagonegro II Lagonegro I</b>
<b>Abruzzi-Campania- und M. Alpi Plattform</b>	<b>Matese-Maggiore und M. Alpi</b>
<b>Molise Becken</b>	<b>Frosolone</b>
<b>Apulische Plattform</b>	<b>Murge, Vorland des apenninischen Orogens</b>

## 2. Die paläotektonische Entwicklung der externen Zonen zwischen mittlerer Trias und unterem Miozän

### 2.1 Vorbemerkung

Zwischen mittlerem Lias und Alttertiär unterscheidet man an Faziesgürteln der externen Zonen, von extern nach intern (Fig. 3):

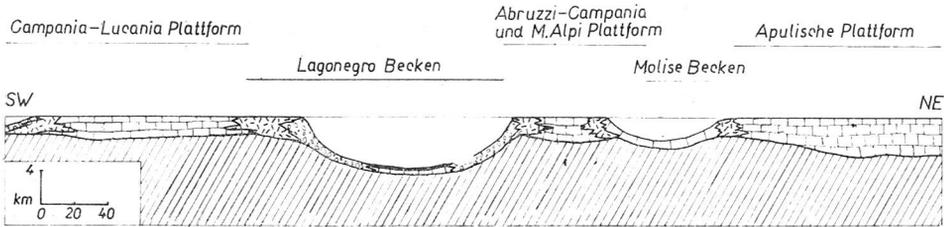


Fig. 3. Abwicklungsschema durch die Faziesgürtel der externen Zonen während des oberen Juras.

- a. Die apulische Plattform, mit karbonatischer Flachwassersedimentation;
- b. Das Molise Becken, mit karbonatischen Tiefseeablagerungen (während des obren Juras an der Grenze der Kompensation von Calcit);
- c. Die Abruzzi-Campania Plattform, mit karbonatischer Flachwassersedimentation;
- d. Das Lagonegro Becken, mit Tiefseeablagerungen (während des Juras unter dem Kompensationsniveau von Calcit; Radiolarienschlamm im zentralen Teil des Beckens);
- e. Die Campania-Lucania Plattform, mit karbonatischer Flachwassersedimentation.

Die Plattformen besaßen vorwiegend Hinterriff-Fazies, mit randlicher Riff- oder zumindest Schwellenfazies. In den Becken herrschte in den zentralen Teilen vor allem pelagisches Milieu, während sich entlang den Rändern wechsellagernd karbonatische Turbidite einschalteten. Die Transitionszonen zwischen Becken und Plattformen wurden zum grossen Teil durch die Orogenese zerstört und sind so nur schlecht bekannt.

Die Situation, die in Fig. 3 dargestellt ist, entstand durch zwei tektonische Phasen, deren eine in die mittlere Trias, die andere in den Infra- bis mittleren Lias fällt. Alle folgenden tektonischen Phasen änderten dieses Bild nicht wesentlich bis zur burdigalischen Phase, die den Beginn des Diastrophismus in den externen Zonen markiert.

Die mittlere Trias war in vielen Zonen des Mittelmeergebietes eine Periode grosser tektonischer Instabilität, so auch im apenninischen Raum. Die mitteltriadischen Bewegungen waren von taphrogenetischem Typus; sie zerschnitten den herzynischen Unterbau und produzierten eine grosse Menge klastischen Materials, das sich in Depressionen ansammelte. Die Sedimentstrukturen dieser Ablagerungen lassen sich mit denen eines Flyschs vergleichen.<sup>1</sup>

Mit dieser tektonischen Phase begann die Individualisierung der externen apenninischen Zonen. Das Lagonegro Becken differenzierte sich im Westen von der Campania-Lucania Plattform und im Osten von der Abruzzi-Campania Plattform. Ob sich das Molise Becken auch schon individualisierte oder erst später, im Laufe der Phase des Infra- bis mittleren Lias, ist nicht bekannt.

Die Plattformen waren während der oberen Trias sehr ausgedehnt; sie nahmen sicher grössere Bereiche ein als im Jura, während dessen dann die Migration von Schwellenzonen den Hinterriffbereich einengte.

Die Subsidenz der Plattformen wurde fortwährend von der Sedimentation kompensiert, so dass sich nur Flachwasserablagerungen bilden konnten. In der oberen Trias lag die Subsidenz- und Sedimentationsgeschwindigkeit zwischen 70 und 80 B.<sup>2</sup>

Im Lagonegro Becken dagegen war ab oberem Ladin die Zufuhr klastischen Materials reduziert, und die Sedimentation konnte mit der Absenkungsgeschwindigkeit nicht mehr Schritt halten. In der oberen Trias herrschte bereits ein deutlich pelagisches Milieu. Für die Randzonen des Beckens wurde eine Subsidenzgeschwindigkeit von mindestens 100 B berechnet, während für den axialen Bereich bis dreimal höhere Werte angenommen werden können. Die berechnete Sedimentationsgeschwindigkeit variierte zwischen 20 und 50 B.

---

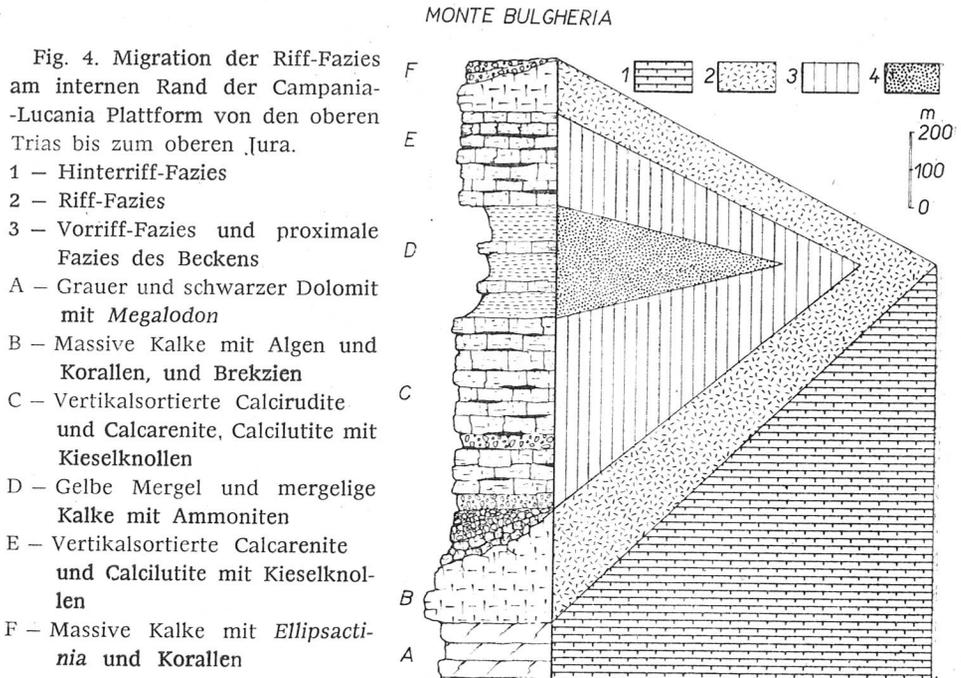
<sup>1</sup> In Beziehung zu analogen Sedimenten, die sich nicht nur im Apennin und in Sizilien finden, sondern auch in den Südalpen, den Dinariden, dem Balkan-Karpatenbogen usw. wurde von „Flysch“ und von „triadischer Orogenese“ gesprochen. Nach unserer Meinung handelt es sich hier aber um eine Erscheinung, die genau das Gegenteil einer Orogenese darstellt. Die triadische Taphrogenese im Mittelmeerraum führte nicht zur Bildung eines Kettengebirges, sondern zur Dissektion der alten herzynischen Strukturen, wobei die Grundzüge zur Anlage der alpinen Becken geschaffen wurden. Wenn in den Alpen die Verrucanobildung als Schlussakt des herzynischen Zyklus angesehen werden kann, muss man den triadischen „Flysch“ als die Overtüre zum alpinen Zyklus betrachten. Insofern ist dieser nicht ein Flysch, sondern ein „Antiflysch“.

<sup>2</sup> 1 B (Masseinheit BUBNOFF, FISCHER, 1969) entspricht 1 mm/1000 Jahren, oder 1 m/1 Million Jahre.

Im unteren Lias änderte sich an dem triadischen Bild nichts wesentliches.

Am Ende des unteren Lias betraf eine tektonische Phase, die im ganzen Mittelmeergebiet bekannt ist, die Randzonen der Plattformen: diese wurden durch grosse, während des restlichen Mesozoikums aktive Längsverwerfungen zerschnitten. Im Lagonegro Becken kam es als Folge dieser Bewegungen zu submarinen Rutschungen und zur Anhäufung karbonatischer Brekzien.

Die Plattformen zeigten während des unteren Juras eine Tendenz zur Einengung, die durch die tektonische Aktivität entlang den Rändern bedingt war. Diese Ränder entsprachen oft Verwerfungslinien, die Steilabhänge begrenzten. Wo aber die Verwerfungen nicht zur Anlage von Steilabhängen geführt hatten, entwickelten die Plattformen während des oberen Juras eine Tendenz zur Ausdehnung. In Figur 4 ist in einem Profil von der oberen Trias bis zum oberen Jura des M. Bulgheria (westlich von Sapri) ein sehr schönes Beispiel solcher Faziesmigration dargestellt. Im Gebiet des M. Bulgheria ist die Transitionszone zwischen der Campania-Lucania Plattform und dem externen der internen Becken erhalten geblieben, und es lässt sich zwischen unterem Lias und oberem Malm klar ein Transgressions- und Regressionszyklus der Schwellenfazies verfolgen.



In der Abruzzi-Campania Plattform betrug die Subsidenzgeschwindigkeit im zentralen Teil 15–20 B und wurde von der Sedimentationsgeschwindigkeit fortlaufend kompensiert, die Schwellenzonen dagegen zeigten minimale bis gar keine Subsidenz.

In der Campania-Lucania Plattform lag die von den Ablagerungen kompensierte Subsidenzgeschwindigkeit ebenfalls um 20 B. Auch hier konnte sich dieser Wert für die Schwellenzonen sehr reduzieren oder null werden.

In den Becken beobachtet man während des Juras eine allgemeine Tendenz zur Absenkung. Im Lagonegro Becken wurde das Kompensationsniveau von Calcit am Übergang Lias-Dogger erreicht. Für dieses Becken wird eine Subsidenzgeschwindigkeit von ungefähr 100 B angenommen (in den axialen Teilen kann der Wert ein Vielfaches betragen haben), die aber während des Dogger-Malm zum Stillstand kam und schliesslich, gegen Ende des Juras, negative Werte annahm. Die berechnete Sedimentationsgeschwindigkeit variierte von einem Minimum von 1–1,5 B in den distalen Zonen des Beckens bis zu einem Maximum von 4 B am internen Abhang.

## 2.4 Kreide

Während der Kreide blieben die liassischen Verwerfungen weiter aktiv, und neue Brüche entstanden auch in den zentralen Zonen der Plattformen. Diese neuen Verwerfungen besaßen kleine vertikale Sprunghöhen der Größenordnung von einigen zehn bis hunderten von Metern; die liassischen Verwerfungen dagegen erreichten vom mittleren Lias bis zur Oberkreide Sprunghöhen bis zu 2000 m. Anzeichen für horizontale Bewegungskomponenten der Verwerfungen bestehen keine.

In der Campania-Lucania Plattform verursachten kretazische Verwerfungen vor allem während des Barrême-Apt die Bildung von karbonatischen Brekzien.

In der Abruzzi-Campania Plattform lagen während der mittleren Kreide weite Gebiete über dem Meeresspiegel. In den Depressionen dieser Gebiete, die nach und nach von Kalken der Oberkreide konkordant transgrediert werden, entstanden Bauxitlager.

Im zentralen Teil der Abruzzi-Campania Plattform betrug die Subsidenzgeschwindigkeit anfangs Kreide 20 B und konnte von der Sedimentation kompensiert werden. Im folgenden reduzierte sich dieser Wert, bis er in der mittleren Kreide schliesslich negativ wurde. In der Oberkreide existierte von neuem eine Subsidenz der Größenordnung 10 B, die von den Ablagerungen kompensiert wurde. Ende Kreide nahm die Subsidenz wieder negative Werte an. Die peripheren Teile der Plattform besaßen während der ganzen Kreide geringe oder gar keine Subsidenz.

Im zentralen Teil der Campania-Lucania Plattform betrug die von der Sedimentation kompensierte Subsidenzgeschwindigkeit im Mittel ebenfalls 20 B, und auch hier reduzierte sich dieser Wert in den Schwellenzonen zum Teil bis null.

Das Lagonegro Becken besass wahrscheinlich keine oder negative Subsidenzgeschwindigkeit; für die Sedimentationsgeschwindigkeit lassen sich maximale Werte von etwa 10 B berechnen.

Im oberen Senon existierte eine tektonische Phase von ähnlicher Bedeutung wie diejenige des Lias. Verwerfungen, die in den Plattformen oft Hinterriffbereich und Schwellenzone trennten, reaktivierten sich plötzlich; die Hinterriffbereiche hoben sich heraus, während sich die Schwellenzonen rasch absenkten. Zwischen Hinterriffbereich und ehemaliger Schwellenzone bildete sich ein Steilhang, auf dessen Absätzen und zu dessen Füßen sich grobkörniges klastisches Material ansammelte, das in submarinen Rutschungen abgeglitten war. Entlang den grossen Maastrichtian-Brüchen der internen Schwellenzone der Campania-Lucania Plattform drang basaltische Lava empor.

In den Becken verursachte die tektonische Phase des Senons eine starke Sedimentation klastischen karbonatischen Materials in Form von Turbiditen.

## **25. Alttertiär**

Während des Alttertiärs lagen grosse Gebiete der Plattformen trocken; in den Becken aber wurden weiterhin in Wechsellagerung pelagische Sedimente (Calclutite und Mergel) und detritische Sedimente (Calcirudite und Calcarenite mit Vertikalsortierung, allodapische Kalke) abgelagert.

Die Gebiete über dem Meeresspiegel wurden von Karstbildung gezeichnet, aber die Verkarstung wirkte nur oberflächlich, da die trockengelegten Gebiete anscheinend nur wenig über den Meeresspiegel erhoben waren. In der Campania-Lucania Plattform bildeten sich lokal als Folge der Verkarstung Residualtone.

## **2.6 Unteres Miozän**

Im Aquitan lässt sich eine allgemeine Transgression nachweisen, die alle trockengelegten Gebiete der Campania-Lucania Plattform betraf. Die Sedimentation war zu Beginn karbonatisch, es bildeten sich Glaukonit-haltige Calcarenite, später aber dann mehr und mehr terrigen.

Der Beginn der terrigenen Sedimentation fällt mit dem Beginn des Diastrophismus in den externen Zonen zusammen.

### 3. Die Orogenese in den externen Zonen

#### 3.1 Vorbemerkung

Die Bewegungen, die in den externen Zonen des Südapennins zur Gebirgsbildung führten, dehnten sich zeitlich vom Burdigal bis zum mittleren-oberen Pliozän aus und erstreckten sich räumlich vom internen Rand der Campania-Lucania Plattform bis zum internen Rand der apulischen Plattform. Die ursprüngliche Breite der externen Faziesgürtel musste mindestens 400 km betragen haben; 400 km wurden auch – vorsichtig – als totale Abwicklungsbreite vom internen Rand der Campania-Lucania Plattform bis zum internen Rand der apulischen Plattform angenommen (Tafel 1). Heute ist der Apennin 100–150 km breit, wovon aber mindestens 30 km auf das Vorland überschoben sind.

Es können drei tektonische Hauptphasen, die aus vorwiegend horizontalen Bewegungen bestanden, unterschieden werden: eine burdigalische, eine tortonische und eine mittel-oberpliozäne Phase.

Die *burdigalische Phase* führte zu ersten Deckenüberschiebungen, die eine Verkürzung der externen Zonen von total mindestens 150 km mitsichbrachten. Die *ortonische Phase* schuf den Apennin in seinen Hauptzügen und bewirkte eine weitere Verkürzung von ungefähr 100 km. Während der *mittel-oberpliozänen Phase* wurde anschliessend das Gebirgssystem als Ganzes mindestens 30 km vorwärtstransportiert.

Im oberen Pliozän und vor allem im Pleistozän kam es zu isostatischen Hebungen, so dass sich die Calabrische Stufe heute bis zu 1000 m über dem Meeresspiegel befindet.

Für die Überschiebungsgeschwindigkeit der Decken kann ein Wert der Grössenordnung von einigen Zentimetern/Jahr, d. h. von mehreren 10000 B angenommen werden, obschon sich exakte Werte nicht berechnen lassen, da quantitative Angaben über die Dauer der einzelnen orogenen Phasen fehlen. Die pleistozäne Hebung besass eine mittlere Geschwindigkeit von etwa einem Millimeter/Jahr, d. h. von etwa 1000 B.

Die Häufigkeit der Erdbeben, von denen einige in jüngerer Zeit verschiedene, auf dem Kamm des Apennins gelegene Dörfer zerstörten, bezeugt klar, dass tektonische Prozesse noch im Gang sind.

#### 3.2 Die burdigalische Phase

Während des Aquitan-Burdigal wurden die trockengelegten Gebiete der Campania-Lucania Plattform von einer allgemeinen Transgression betroffen.

Die Sedimentation war zu Beginn karbonatisch, später dann mehr und mehr terrigen (Flysch im obersten Teil der Karbonatsequenzen der Plattform und im obersten Teil der Lagonegro-Sequenz).

Das erste Anzeichen des Diastrophismus bildeten Olistostrome, die aus „Argille varicolori“ bestanden und in die terrigenen Aquitan- und Burdigalablagerungen glitten; anschliessend überschoben der Cilento Flysch und die „Argille varicolori“ die Campania-Lucania Plattform, welche gleichzeitig vorwärtsgeschoben wurde und dabei in zwei Teile brach: in die Einheit des Alburno-Cervati und in diejenige des Foraporta-Monti della Maddalena. Die erstere überschob die letztere, welche ihrerseits den internen Rand des Lagonegro Beckens überschob, während dieser (Einheit Lagonegro II) den axialen Teil des Beckens (Einheit Lagonegro I) überfuhr.

Mit der burdigalischen Phase reduzierte sich das breite Lagonegro Becken, und es blieb ein kleineres Becken übrig, das zum grossen Teil über den burdigalischen Decken lag und in dem die Flyschsedimentation („externe Flysche“), die durch die Ankunft der Decken unterbrochen gewesen war, wieder aufgenommen wurde. Von Osten nach Westen unterscheidet man drei typische Sequenzen der „externen Flysche“.

- a) kalkig-mergeliger Flysch (der, genau genommen, kein echter Flysch ist);
- b) „numidischer Flysch“ (vertikalsortierte Quarzarenite) und sandig-mergeliger Flysch (mit Einlagerungen von vertikalsortierten Calcareniten und Calcilutiten mit Globigerinen);
- c) sandig-toniger Flysch.

Während der Sedimentation der „externen Flysche“ lösten sich grosse Massen von der Stirnregion der Decken und glitten in das Becken, wechsellagernd mit terrigenen Sedimenten („Wildflysch“ mit Kalkmassen der Grössenordnung von einigen zehn bis hunderten km<sup>3</sup> und mit Olistostromen von „Argille varicolori“).

Der Paroxysmus dieser Phase fiel ins mittlere Burdigal. Im Helvet findet man eine Wiederaufnahme der Bewegungen, die vor allem die Einheit des Alburno-Cervati betrafen, so dass diese fast völlig die Einheit Foraporta-Monti della Maddalena überschob. Die helvetische Phase besitzt aber viel geringere Bedeutung als die burdigalische und die tortonische Phase und kann als Verlängerung der ersteren betrachtet werden.

### 3.3 Die tertionische Phase

Während des Burdigal-Helvet wurden die trockengelegten Gebiete der M. Alpi Plattform von einer allgemeinen Transgression betroffen. Zuerst finden sich karbonatische Flachwasserablagerungen (Calcareniten mit Makro-

foraminiferen, Ostreiden, Echinodermen usw.), anschliessend pelagische Kalke mit *Orbulina*, und schliesslich terrigene Sedimente. Auch diesmal bedeutete das Einsetzen der terrigenen Sedimentation den Beginn einer neuen orogenetischen Phase. Die Lagonegro-Einheiten, die Karbonatdecken der Campania-Lucania Plattform, die „internen“ Decken und die „externen Flysche“ überschoben die M. Alpi Plattform, welche ihrerseits mit grösster Wahrscheinlichkeit das Molise Becken überschob. Während des orogenetischen Transportes zerbrach die Einheit des Albarno-Cervati und es entstand neu die Bulgheria-Verbicaro Einheit. In den Deckendepressionen bildeten sich anschliessend an die tortonische Phase eine Anzahl kleinerer Becken mit im allgemeinen geringer Zirkulation und evaporitischen Ablagerungen. Diese Becken verbreiterten sich während des Pliozäns zunehmend und vereinigten sich schliesslich in einem grossen, über 70 km breiten Becken, das sich längs des Apennins erstreckte und im Osten vom Vorland begrenzt wurde.

### **3.4 Die mittel-oberpliozäne Phase**

Die mittel-oberpliozäne Phase stellt die letzte tektonische Phase mit vorwiegend Horizontalbewegungen dar. An der Oberfläche hinterliess diese Phase nur Winkeldiskordanzen in den innerapenninischen Becken und am Westrand der „Fossa Bradanica“: Das untere-mittlere Pliozän kann bis vertikale Lagerung besitzen, im unteren Pleistozän dagegen findet sich subhorizontale Lagerung. In der Tiefe ist diese Phase gut bekannt durch Erdölbohrungen, die zeigten, dass die Überschiebungsdistanz der apenninischen Decken über Tongesteine des mittleren Pliozäns, die in Erosionsdiskordanz die Murge-Sequenz überliegen, ungefähr 30 km beträgt.

### **3.5 Die subsequente Hebung des Apennins**

Nach der letzten orogenetischen Phase verschmälerte sich das Becken, das im mittleren Pliozän Apennin und Vorland trennte, und migrierte Richtung Osten, wo es das Becken der „Fossa Bradanica“ bildete. Gleichzeitig entstanden eine Reihe kleinerer Becken in innerapenninischen Depressionen. Anschliessend begann die isostatische Hebung, die in den kompetenten Karbonaten eine Reihe von Vertikalverwerfungen mit grosser Sprunghöhe verursachte. Die inkompetenten Flysch- und „Argille varicolori“-Decken reagierten auf die Bewegungen mit plastischer Deformation. Dazu glitten von der Stirnregion der Decken Olistostrome aus „Argille varicolori“ in die „Fossa Bradanica“, wechsellagernd mit pleistozänen Tonen (Tafel 1 s. Beilage).

Es ist auffallend, wie assymetrisch der Apennin gebaut ist. Die höchsten Erhebungen von etwa 2000 m liegen in der Nähe des Thyrrhenischen Meeres, während das Gebirge in nordöstlicher Richtung sehr sauft gegen das Bradano-Tal abfällt. Diese Asymmetrie widerspiegelt die asymmetrische pleistozäne Hebung, welche entlang des Thyrrhenischen Meeres am grössten war und am Rand der Murge am geringsten. Halbwegs zwischen dem Thyrrhenischen Meer und dem Rand des Vorlandes betrug die post-calabrische Hebung ungefähr 1000 m, am Rand der Murge nur etwa 100 m. Den heutigen Aspekt nahm der Apennin schliesslich im oberen Pleistozän an.

#### LITERATUR

- ACCORDI, B. (1964): Lineamenti strutturali del Lazio e dell'Abruzzo meridionali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 4 (1962), 1, S. 595–633.
- ACCORDI, B. (1966): La componente traslativa nella tettonica dell'Appennino laziale-abruzzese. *Geol. Rom.*, 5, S. 355–406.
- BEHRMANN, R. B. (1936): Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, s. 3<sup>a</sup>, 16, S. IV–125.
- BOUSQUET, J. C. (1972): La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique. Thèse, Montpellier.
- BOUSQUET, J. C. — GRANDJACQUET, C. (1969): Structure de l'Apennin calabro-lucanien (Italie mérid.). *C. R. AC. SC.*, s. D, 268, S. 13–16.
- CARISSIMO, L. — D'AGOSTINO, O. — LODDO, C. — PIERI, M. (1963): Petroleum exploration by Agip Mineraria and new geological informations in central and southern Italy from the Abruzzi to the Taranto Gulf.
- D'ARGENIO, B. (1966): Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 5, S. 279–299.
- D'ARGENIO — SCANDONE (1970): Jurassic facies pattern in the Southern (Campania-Lucania) Apennines. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 54, 2, S. 383–396 (Colloquium on the Mediterranean Jurassic, Budapest, Sept. 1969).
- D'ARGENIO, B. — PESCATORE, T. — SCANDONE, P. (1972): Schema geologico dell'Appennino campano-lucano. *Acc. dei Lincei*, im Druck.
- D'ARGENIO, B. — RADOIČIĆ, R. — SGROSSO, I. (1971): A paleogeographic section through the italo-dinaric external zones during Jurassic and Cretaceous times. *Nafta Simp. Zadar*, S. 195–207.
- DIETRICH, D. — SCANDONE, P. (1972): The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines. *Atti Acc. Pontan. in Napoli*, n. s., 21, im Druck.
- DE LORENZO, G. (1896): Studi di geologia nell'Appennino meridionale. *Atti Acc. Sc. fis. e mat. in Napoli*, s. 2<sup>a</sup>, 8, 7, S. 1–128.
- FABIANI, R. — SEGRE, A. G. (1952): Schema strutturale della regione italiana. *Contr. Sc. Geol., suppl. „La Ric. Sc.“*, C. N. R., 2, S. 7–23.
- FANCELLI, R. — GHELARDONI, R. — PAVAN, G. (1966): Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 5, S. 67–90.

- FISCHER, A. (1969): Geological time-distance rates: the Bubnoff Unit. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, S. 549–552.
- GRANDJACQUET, C. (1963): Schéme structurale de l'Apennin campano-lucanien (Italie). *Rév. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*, 5, 3, S. 185–202.
- GRANDJACQUET, C. – HACCARD, D. – LORENZ, C. (1972): Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins de la Ligurie à la Calabre. *Soc. Geol. Ital.*, Vorabdruck.
- MANFREDINI, M. (1964): Schema dell'evoluzione tettonica della Penisola Italiana. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, 84 (1963), S. 101–130.
- MIGLIORINI, C. (1949): I cunei composti nell'orogenesi. *Boll. Soc. Geol. It.*, 67 (1948), S. 29–142.
- MORELLI, C. (1970): Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian Sea. *Boll. Geof. teor. appl.*, 12, 48, S. 275–308.
- OGNIBEN, L. (1969): Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8, 4, S. 453–763.
- ORTOLANI, F. – TORRE, M. (1971): Il Monte Alpi (Lucania) nella paleogeografia dell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 90, S. 213–248.
- PESCATORE, T. (1970): Considerazioni sulla sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-lucano. *Atti Acc. Pontan. in Napoli*, n. s., 20, S. 1–17.
- PESCATORE, T. – SGROSSO, I. – TORRE, M. (1970): Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano. *Mem. Soc. dei Natur.*, in *Napoli*, suppl. 78, S. 337–408.
- PIERI, M. (1966): Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale. *Geol. Rom.*, 5, S. 407–424.
- SCANDONE, P. (1968): Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silicomarnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. *Boll. Soc. dei Natur. in Napoli*, 76 (1967), S. 301–469.
- SCANDONE, P. (1972): Studi di geologia lucana: nota di aggiornamento, illustrativa alla carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa. *Boll. Soc. dei Natur. in Napoli*, im Druck.
- SCANDONE, P. – BONARDI, G. (1968): Synsedimentary tectonics controlling deposition of Mesozoic and Tertiary carbonatic sequences of areas surrounding Vallo di Diano (Southern Apennines). *Mem. Soc. Geol. It.*, 7 (1967), S. 1–10.
- SCARSELLA, F. (1957): I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 75 (1956), 3, S. 115–137.
- SELLI, R. (1957): Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale. *Giorn. di Geol.*, s. 2<sup>a</sup>, 26 (1954–55), S. 1–54.
- SELLI, R. (1962): Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 3, S. 737–789.
- SIGNORINI, R. (1947): Struttura marginale dell'Appennino lucano. Nota I e II. *Rend. Acc. dei Lincei, Cl. Sc. fis.*, s. 8<sup>a</sup>, 2, S. 642–646 und p. 808–812.