© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

auch viel weniger häufig, Reste, welche unverkennbare Übergangsmerkmale zu *Rh. Mercki* aufweisen.

Herr **W. Salomon** sprach über zwei altersverschiedene Moränen am Monte Bré bei Lugano.

C. Schmidt und Steinmann haben 1889 an Aufschlüssen am Monte Salvatore erkannt, dass dort in den Moränen des unteren Gehänges eine interglaziale Schicht von Seekreide mit Spongillen, Diatomeen und Schnecken eingeschaltet ist.

Wenig tiefer als der Gipfel des Monte Bré, nahe dem gleichnamigen Dörfchen, finden sich nun ebenfalls zwei deutlich altersverschiedene Moränen übereinander, die untere stärker verwittert und daher gelb bis gelbbraun erscheinend, die obere frisch, blaugrau. Beide enthalten spärlich kristalline Geschiebe, welche lokale Entstehung der Moränen ausschliessen. Eine genauere Schilderung wird an anderer Stelle mitgeteilt werden.

Zur Tektonik des Südapennins.

Von **N. Tilmann.**

Schon im Jahre 1907 hat G. Steinmann den Deckencharakter des Apennin erkannt. Zwei einander sich fremd gegenüberstehende tektonische Elemente sind nach ihm speziell im Nordapennin zu unterscheiden: eine hauptsächlich aus mesozoischen Kalken gebildete Masse austroalpiner Fazies baut den eigentlichen Kalkapennin auf; sie wird von den Gesteinen des Schieferapennins überlagert, der aus einer mächtigen, wahrscheinlich grössere Teile des Mesozoikums umfassenden Schichtenserie von meist flyschartigem Charakter besteht und als Leitgesteine grüne basische Eruptiva, Serpentin, Gabbro, Diabase nebst Ganggesteinen enthält. Diese Fazies entspricht völlig der lepontinischen Zone der Alpen. Doch ist sie im Apennin auf die austroalpine Zone überschoben. Dieses Verhalten erklärt sich dadurch, dass hier die Anordnung der Faziezonen gerade umgekehrt ist wie in den Alpen. Die lepontinische Zone lag ursprünglich innenwärts (südwestlich) der austroalpinen Serie und ist gegen den Aussenrand des Gebirgsbogens auf diese überschoben. Der Deckenschub fällt in vormiozäne Zeit; nach Ablagerung des Miozäns sind beide übereinander liegende Massen zusammengefaltet worden; infolge der Erosion erscheint daher heute im Kern der sekundär gebildeten Antiklinalen die austroalpine Serie als Fenster inmitten der lepontinischen Schiefermassen (Berge von Carrara, Mont Pisani).

Lugeon und Argand und später Arbenz haben Sizilien als ein Deckenland bezeichnet. Die mesozoischen Kalkberge, die die Bucht von Palermo umgürten, im Süden Sciacca erreichen und bei Trapani ins Meer hinausstreichen, sind mächtige, in eozänen Flysch eingewickelte wurzellose Massen, die aus dem Gebiet der heutigen Tyrrhenis heraus weit gegen Süden verfrachtet wurden. Aber hier gehört alles der austroalpinen Fazies an; die leitenden grünen Gesteine lepontinischer Herkunft fehlen gänzlich.

Durch eine weite Lücke von dem südlichsten Vorkommen lepontinischer Gesteine in Mittelitalien getrennt erscheinen Serpentine, auch Gabbro und Diabase in beschränkter Ausdehnung in Calabrien und in der südlichen Basilicata. In Calabrien im Gebiete der Sila, z. B. bei Catanzaro, zeigen sich die Serpentine innig verknüpft mit stark gefalteten, hochmetamorphen kristallinen Schiefern und Marmoren; dieser ganze Komplex besitzt hohes Alter; über ihn weg transgrediert schon der Lias mit einem Grundkonglomerat.

Anders verhält es sich mit den in der Basilicata auftretenden grünen Gesteinen. Hier finden wir das gleiche Gemisch verschiedenster basischer Erup-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

tivas, Serpentin, Gabbro, Diabase in buntem Durcheinander und auch hier begleitet von gangförmig im Serpentin aufsetzenden Nephriten wie im Nordapennin. Das Ganze ist eingehüllt in mächtige Schiefermassen, über deren Identität mit den Gesteinen des Schieferapennins schon lange die Mehrzahl der Beobachter einig ist und denen daher gleichfalls ein jungeozänes Alter zugesprochen wurde; denn im N. wie im S. überlagern diese flyschartigen Gesteine eine Folge von mesozoischen und alteozänen, meist kalkig ausgebildeten Schichten von austroalpinem Habitus. Da aber im Nordapennin neue Anschauungen Alter und tektonische Stellung der Schiefer und grünen Eruptivgesteine von Grund aus umwerten, so schien eine Prüfung der Frage geboten, ob auch bei dem weit weniger ausgedehnten Vorkommen des Südens sich ebenfalls Anhaltspunkte zugunsten der neuen Auffassungen ergeben und ob auch hier in ihnen Reste einer ehemals weit verbreiteten Decke lepontinischer Herkunft gesehen werden darf, die sich über eine austroalpine Unterlage breitet. Eine im Frühjahr 1912 mit Herrn S. Martius unternommene Reise nach Unteritalien bot die Gelegenheit, in dieser Hinsicht Untersuchungen anzustellen und aus eigener Anschauung ein Bild der tektonischen Verhältnisse in den für diese Frage besonders in Betracht kommenden Gegenden zu gewinnen.

Leicht würde sich die tektonische Überlagerung des austroalpinen Mesozoikums durch die Flyschmassen erweisen lassen, wenn man ebenso wie im Nordapennin auch hier in der Lage wäre, ein der Kalkunterlage gleiches Alter wenigstens für einen Teil der Schieferserie durch Fossilien zu belegen. Darin ist jedoch das Gebiet nicht so ergiebig gewesen wie der Nordapennin, wo Inoceramen und andere Fossilien ein mittel- bis jungmesozoisches Alter eines Teiles der Schiefer und damit auch der in sie eingehüllten grünen Gesteine verbürgen. Im Gegenteil erweisen hier allerdings spärliche Funde von Nummuliten die Zugehörigkeit zum Eozän für einen Teil des Flysches. Es erscheint jedoch nicht einwandfrei, auf Grund dessen den ganzen in Frage kommenden Schichten ein gleiches Alter zuzusprechen und sie als das normale Hangende der Kalkunterlage zu betrachten. Denn mit dieser Ansicht lässt sich eine Reihe von Tatsachen nicht oder nur gekünstelt in Einklang bringen; diese finden vielmehr nur durch Annahme einer Fernüberschiebung der Flyschschichten eine befriedigende Erklärung.

Das heutige tektonische Bild wird in seinen Grundzügen durch einen grossartigen Kuppelbau bedingt. Die einzelnen Aufwölbungen sind von beträchtlichem Ausmasse und bestehen in ihrem Kern aus der mesozoischen Kalkserie; ringsum werden diese Kuppeln von mächtigen, basische Eruptivgesteine einschliessenden Flyschmassen ummantelt, die im Gegensatz zu den Kernteilen ausserordentlich starke Faltung und Pressung aufweisen. Dass die Flyschschichten ursprünglich eine einheitliche Decke über den mesozoischen Schichten gebildet haben, erweist sich schon zur Genüge daraus, dass wir heute alle Stadien des Herausschälens der mesozoischen Kerne beobachten können. Es ist jedoch bemerkenswert, dass die Flyschmassen nur selten die tieferen Eozänschichten überlagern, sondern bald Kreide, bald Jura oder auch Trias diskordant überdecken.

Ist der Flysch in autochthonem Verbande mit seiner Unterlage, so kommen wir zu dem Schluss, dass schon vor seiner Ablagerung das Mesozoikum mit Einschluss des älteren Eozäns aufgefaltet und stark eingeebnet wurde, dass darauf durch eine neue Transgression des Meeres zur jüngeren Eozänzeit die Flyschserie gebildet wurde, in die die grünen Gesteine eindrangen, und dann erst erneut die Faltung einsetzte, die den Kuppelbau erzeugte. Während aber die Kuppeln nur schwach aufgewölbt wurden, müssten die Flyschschichten von den gleichen tektonischen Kräften in der erwähnten heftigen Weise verfaltet und verknetet sein. Für diesen auffälligen Kontrast kann man nur schwer eine plausible Erklärung geben; man müsste schon zu der Annahme greifen, die Flyschmassen seien durch Abscherungsvorgänge von ihrer Unterlage getrennt und gesondert gefältelt worden. Gehören die Flyschschichten mitsamt den Ser-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

pentinen einer ortsfremden Decke an, so behebt sich diese Schwierigkeit leicht. Die heftige Faltung des weit verfrachteten Flysches hat dann nichts Auffälliges mehr, und das heutige Bild würde sich dadurch erklären, dass nach der Überschiebung Unterlage und Decke gemeinsam aufgewölbt wurden.

Schwer mit der Annahme der Autochthonie und ebenso leicht mit der Vorstellung einer weiten Verfrachtung lässt sich die Art des Auftretens der grünen Gesteine vereinigen. Sie scheinen gesetzmässig an den Flysch gebunden zu sein und meiden beharrlich die Gegenden, in denen die mesozoische Unterlage zutage tritt. Und doch sollte man erwarten in diesen weiten Terrains wenigstens die Zufuhrsröhren anzutreffen, durch die das eruptive Material sich seinen Weg in den eozänen Flysch bahnte. An einigen Stellen scheint allerdings der Hauptdolomit mit ihnen in innigen Konnex zu treten; aber für die Gegend von Mormanno haben schon Böse und de Lorenzo gezeigt, dass auch dort die grünen Gesteine an allerdings oft nur in geringer Ausdehnung erhalten gebliebene Flyschfetzen gebunden sind. Bei Castrovillari, wo wir an der Strasse nach S. Basile tatsächlich Linsen von stark zersetztem diabasartigem Gestein im Hauptdolomit sahen, lässt die ganze Art des Vorkommens, die starke Zerrüttung und Quetschung des Gesteins wie des Hauptdolomits und die unmittelbare Überlagerung durch gleichfalls stark gepressten Flysch keinen Zweifel daran, dass es sich auch hier um tektonisch in den Dolomit eingequetschte Linsen handelt.

Schon de Lorenzo hat die Eigentümlichkeit der ausschliesslichen Bindung der grünen Gesteine an den Flysch einer Erklärung bedürftig gefunden. Das Magma soll nur dort aufgestiegen sein und sich in die Flyschschichten eingeklemmt haben, wo Verwerfungen während des Absatzes des Flysches ihm den Weg bahnten. Eine schematische Skizze des Serpentinvorkommens im Nocetal verdeutlicht diese Annahme. Der Serpentin steigt an einer Stelle auf, wo mehrere Verwerfungen sich kreuzen. Einige dieser Störungen sind als direkt beobachtet gezeichnet; aber es hält schwer, in dem überaus verquetschten Komplex der Flyschgesteine wirklich Verwerfungen nachzuweisen. Wir haben uns von ihrem Vorhandensein an keiner Stelle wirklich überzeugen können. Es ergibt sich hier der gleiche Zwiespalt der Meinungen wie im Nordapennin. Auch dort konnte Steinmann wirkliche Verwerfungen nicht beobachten, während nach Kalkowsky z. B. die Nephritgänge an Verwerfungen zwischen Serpentin und Flysch gebunden sein sollen. Dass allerdings die Grenze zwischen Eruptivgestein und Flysch meist keine ungestört primäre ist, darüber ist ein Zweifel kaum möglich. Zu deutlich tritt bei Kombination aller Beobachtungen hervor, dass die grünen Gesteine linsenförmig im Flysch lagern und nirgends die Zufuhrskanäle sich nachweisen lassen. Dieser Tatsache entsprechen auch die Profile der geologischen Karte der Basilicata, in denen die Serpentine und verwandten Gesteine als Linsen im Flysch eingezeichnet sind. So wird es sehr unwahrscheinlich, dass die Intrusionen an Ort und Stelle vor sich gegangen sind; das heutige Bild findet vielmehr eine natürliche Erklärung, wenn man die grünen Gesteine als durch tektonische Vorgänge aus ihrem Verband gerissene und mit dem Flysch verfrachtete Massen auffasst.

Ein weiterer Beweis für die Ortsfremdheit des Flysches darf in dem gelegentlichen Auftreten von Konglomeraten gesehen werden, die aus einem sonst dem ganzen Gebirge fremden Material gebildet werden. Allerdings ist der Verband dieser Schichten nicht immer völlig klar, so an der Timpa di Tasso nördlich Latronico in der Basilicata, wo wir diese Bildungen zu studieren Gelegenheit hatten. Viola und de Lorenzo haben sie ausführlich beschrieben. Anscheinend an der Basis der Flyschmassen finden sich hier Kalkbänke, die winzige Partikel grünlicher kristalliner Schiefer enthalten. In einzelnen Bänken aber schaltet sich ein überaus grobes Konglomerat ein, dessen Komponenten zwar meist deutliche Abrollung zeigen, in dem aber auch z. T. riesige Brocken fremder eigenartiger Gesteine auftreten, die uns durch das geringe Mass der

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

Abrollung beweisen, dass das Konglomerat, in dem diese Blöcke stecken, sich in nächster Nähe der anstehenden Schichten gebildet haben muss. Neben kieselschieferartigen und jaspisähnlichen Komponenten finden sich grünliche Phyllite, helle zweiglimmerige Granite, Quarzporphyre und endlich grosse Brocken eines eigenartigen grünen Granits, der lebhaft an gewisse grüne Granite der lepontinischen Zone der Alpen erinnert; dagegen scheinen einheimische Gesteine ganz zu fehlen. Um die Bildung dieser Konglomerate an der heutigen Stelle erklärlich zu machen, kann man die Annahme nicht umgehen, dass in unmittelbarster Nähe der Timpa di Tasso zur Eozänzeit ein kristallines Massiv von bunter Zusammensetzung der Brandungswoge des Eozänmeeres zum Opfer gefallen ist. Es ist aber misslich, mit Vermutungen operieren zu müssen, die man heute durch keine durchaus zwingende Beobachtungen glaubhaft machen kann. Betrachtet man aber die das Konglomerat einschliessenden Schichten als Bestandteil einer weither transportierten Deckmasse, so schwindet das Befremdliche des Auftretens dieser Geröllbildungen.

An dieser Stelle sei daran erinnert, dass wir ganz ähnliche Bildungen in den lepontinischen Decken der Alpen antreffen, als deren Fortsetzung die Flyschmassen des Apennin nach der Deckentheorie zu gelten haben, z. B. die tithonische Falknisbreccie. Doch soll damit nicht auch für die Vorkommen der Basilicata ein gleiches Alter festgelegt werden; das kann erst durch Fossilfunde bewiesen oder wenigstens durch den Nachweis des Fehlens jeglichen Kreide- und Eozängesteins im Konglomerat wahrscheinlich gemacht werden.

Die hier angeführten Beobachtungen dürften jede für sich, um so mehr aber in ihrer Gesamtheit dazu führen, in den Flyschschichten und den mit ihnen vergesellschafteten Eruptivgesteinen nicht mehr autochthone Bildungen zu sehen, sondern sie als Reste einer ortsfremden Decke zu bewerten, die im frühen Tertiär über den Kalkapennin wohl von Westen herübergeschoben wurde. Damit gewinnt das tektonische Bild des südlichen Apennins eine vollkommene Ähnlichkeit mit dem Aufbau seiner nördlichen Teile. Die Überschiebung muss gegen Ende der Eozänzeit vor sich gegangen sein, während später in einer zweiten Faltungsphase beide übereinander lagernde Massen — Unterlage und Decke — zusammen aufgewölbt wurden.

Am Crati endet der eigentliche Kalkapennin mit der mächtigen Entwickelung des Mesozoikums, besonders der oberen Trias. Weiter im Süden jenseits der breiten Flussebene erscheint in dem kristallinen Massiv der Sila ein ganz anders geartetes Gebiet, dessen direkte Fortsetzung der Aspromonte und jenseits der Strasse von Messina die Peloritanischen Berge bilden. Hier herrschen kristalline Gesteinsarten verschiedenster Natur, und über diesen Sockel transgrediert im Osten und Süden mit einem Grundkonglomerat der Lias und darüber meist in küstennaher Fazies das jüngere Mesozoikum, in dem die Kreide afrikanischen Typus trägt. Das Mesozoikum von Rossano bildet mit dem von Gerace und Taormina eine Einheit.

Schon lange ist man auf die grundlegende Verschiedenheit der beiden Talseiten des Crati aufmerksam geworden, und das Fehlen der mächtigen Kalkmassen der Trias, die in schroffem Absturze an das Cratital von Norden herantreten, hat zeitig das Auge der Geologen auf sich gelenkt. Bislang glaubte man sich mit der Erklärung genügen zu können, die Sila sei zur Triaszeit eine Insel gewesen, die erst dem vordringenden Liasmeer zum Opfer gefallen sei. Aber auch die spärlichen Fetzen von Trias, die in der Cratiniederung nahe dem Nordrand der Sila eine Fortsetzung der Triasberge der Basilicata und Nordcalabriens verraten, weisen nicht auf die Nähe einer Insel hin.

So darf vielleicht die Annahme wenigstens eine eingehendere Prüfung verdienen, dass die beiden sich faziell schroff einander gegenüber stehendem Gebiete, die Sila und der Kalkapennin, erst durch tektonische Vorgänge einander nahe gebracht sind. Ist diese Vermutung richtig, so kann nur die Kalkmasse des Nordens die bewegte Schubmasse gewesen sein; denn die Sedimente am Ost-

© Biodiversity Heritage Library, http://www.biodiversitylibrary.org/; www.zobodat.at

rand der Sila tragen deutlich den Charakter der Autochthonie, auf den schon E. Suess aufmerksam machte.

Damit erscheint aber auch eine bisher noch strittige Frage der Lösung näher gebracht. Dass Sizilien ein Deckenland ist, darüber ist Arbenz mit Lugeon und Argand einig. Aber während diese die Wurzelregion der Fortsetzung der westsizilianischen Decken im Osten in den Peloritanischen Bergen suchen, holt Arbenz diese Schubmasse aus grösserer Entfernung aus den jetzt vom Meere bedeckten Teilen der südlichen Tyrrhenis her. Er glaubt, dass sie über die kristallinen Massen der Peloritanischen Berge hinweg nach Süden gewandert seien, während diese selbst im wesentlichen autochthon seien und sich den Decken gegenüber durch mangelnde Entwickelung der Trias und den afrikanischen Charakter der Kreide auszeichnen, der durch die ursprünglich südlichere Lage bedingt ist. Das gleiche negative Merkmal aber weist auch die Sedimentzone bei Rossano, die ja die Fortsetzung des Mesozoikums von Taormina ist, gegenüber der Masse des Kalkapennins der Basilicata und des nördlichen Calabriens auf, der zu ihr in dem gleichen Verhältnis steht wie die sizilianischen Decken zu den Peloritanischen Bergen und ihrer Sedimentbedeckung.

Damit aber ergibt sich ein zusammenhängendes tektonisches Bild für Sizilien und ganz Unteritalien:

1. Als autochthon sind nur anzusehen die kristallinen Massive der Sila, des Aspromonte und der Peloritanischen Berge mit ihrer z. T. lückenhaften Sedimentbedeckung vom Lias ab.

2. Darüber legt sich eine Deckmasse austroalpiner Fazies, in Sizilien in Gestalt der in mehrere Decken gegliederten westsizilischen Schubmasse, im südlichen Italien als Kalkapennin der Basilicata und des nördlichen Calabrien.

3. Darauf schiebt sich in der Basilicata und im nördlichen Calabrien die Decke lepontinischer Fazies, bestehend aus den Flyschmassen mit grünen basischen Eruptivgesteinen, während sie in Sizilien nicht entwickelt oder doch durch die Abtragung wieder zerstört ist.

Nachtrag: Erst während des Druckes erhielt ich Kenntnis von einer Studie von M. Limanowsky: Sur la tectonique des monts Péloritains dans les environs de Toarmina (Sicile). Bull. Soc. Vandoise sc. nat. Vol. 45, 1909. Das Mesozoikum von Taormina gehört nach L. den nach S. eintauchenden Verfingerungen einer das Massiv der Peloritanischen Berge umfassenden Decke an; er folgert daraus, dass auch die calabrischen Gebirge Deckencharakter tragen. Diese Annahme entbehrt bisher jeglicher zwingender Begründung. Die nach S. tauchenden Überfaltungen bei Taormina dürften vielmehr nur Teile des autochthonen peloritanischen Massivs sein, die beim Herüberwandern der westsizilischen Decken abgescheert, verfaltet und nach S. auf kurze Entfernung mitgeschleift wurden. Es ist das eine Erscheinung, die auch in anderen Deckengebirgen dem von den Decken überfluteten autochthonen Untergrunde nicht fremd ist.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie

Jahr/Year: 1912

Band/Volume: 3

Autor(en)/Author(s): Tilmann N.

Artikel/Article: Zum Tektonik des Südapennins 416-420