© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Gustav Steinmann und sein Einfluss auf die Erforschung von Gebirgsbildungsprozessen in Alpen und Apennin

Marc Krecher

Kurzfassung

Zwischen dem Ende des 19. und dem Anfang des 20. Jahrhunderts konnten bedeutende Fortschritte zum Verständnis der Gebirgsbildung und der Dynamik von Sedimentbecken erreicht werden. Eine der wesentlichen Fragestellungen war die nach der primären oder sekundären Ursache von horizontal verschobenen Gebirgsdecken. Erfolgten die tektonischen Bewegungen primär in der Vertikalen und nur sekundär als schwerkraftbedingte Gleitungen oder gab es dominierende horizontale Krustenverschiebungen, die eine Schubkraft auf die Gebirgsdecken ausübten? Eng damit verbunden war auch die Frage nach der Permanenz von Ozeanen und Kontinenten. Einer der engagiertesten Verfechter der horizontalen Krustenverschiebungen war Alfred Wegener, der seit 1912 mit seinem Modell der Kontinentaldrift intensive Diskussionen in der Geologengemeinschaft hervorgerufen hat. Gustav Steinmann, Gründer der Geologischen Institute in Freiburg i. Br. und in Bonn, erkannte die Bedeutung, welche den fossilen Tiefseesedimenten in den Gebirgen für das Verständnis der Krustendynamik zukommt. In der Kombination von bestimmten Gebirgsdecken in den Alpen und im Apennin mit Ozeanbodengesteinen und fossilen Tiefseesedimenten sah er den Schlüssel zur Rekonstruktion des Entstehungsraumes der beiden Gebirge. Mit dieser Rekonstruktion konnte „endgültiger Ozeanboden“ in Form von Schubdecken zum Gebirge werden, eine zu seiner Zeit sehr umstrittene Interpretation. Im Apennin waren diese Zusammenhänge besser zu studieren als in den komplex gebauten und schwerer zugänglichen Alpen. Mit seinen geologischen Arbeiten und Interpretationen legte er den Grundstein für die moderne Geologie des Nördlichen Apennins (Italien) und trug gleichzeitig in besonderer Weise zur Entwicklung der heutigen Plattentektonik bei. Die kontinuierliche Forschung deutscher Geologen im Apennin, zu denen auch die Schüler Steinmanns in mehreren Generationen gehören, ist ein glücklicher Umstand, mit dem die Entwicklung tektonischer und beckendynamischer Modelle über Jahrzehnte hinweg, bis zum Paradigma der Plattentektonik nachverfolgt werden kann.

Stichwörter
Gustav Steinmann, Gebirgsdecken, Kontinentaldrift, Sekundärtektonik, Flysch, Akkretionskeil

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Gustav Steinmann and his contribution to research and development of orogenic processes in the Alps and the Apennines

Marc Krecher

Abstract

At the end of the 19th and the beginning of the 20th century the geological science of orogenesis and sedimentary basin dynamics made important progress. One of the main question was that of primary or secondary origin of compressional tectonic regimes: Did vertical movements primarily trigger horizontal orogenic nappes by gravitational forces, or were large-scale horizontal crustal movements the reason for nappes, pushing them from the rear? In this context, the question of the permanency of oceans and continents was vividly discussed, in especially when Alfred Wegener published his view of continental drift. Gustav Steinmann, founder of the Geological Institutes of Freiburg i. Br. and Bonn, faced the fundamental significance of fossil deep-sea sediments for crustal dynamics. The combination of certain nappes in the Alps and in the Apennines with fossil deep-sea sediments and typical rocks of the ocean floor was a key for the reconstruction of the former depositional realms. From this he deduced that finally developed ocean floor can be pushed onto the continent by primary orogenic forces, a result which was heavily questioned in his and the following time. In the Apennines, these relationships could better studied than in the more complex and less accessible Alps. Following the perception of Steinmann, he foundered the basis for modern Geology in the Northern Apennines (Italy) and paved the way to plate tectonic theory. Continuous geological research in the Apennines by German geologists, to which belong also students of Steinmann in three generations, is a beneficial case for the study of the historical development from Mountain building theories to the advent of plate tectonics.

Keywords
Gustav Steinmann, nappes, continental drift, secondary tectonics, flysch, accretionary wedge

Anschrift des Verfassers:
Dipl.-Geologe Dr. Marc Krecher
Ludwig-Heilmeyer-Weg 6
79111 Freiburg
marc.krecher@kabelbw.de

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

1. Einleitung

Der Begriff „Pennin“ soll seinen Ursprung im keltischen Wort „Pen“ haben und kann ungefähr mit „Berg“, „Berggipfel“ oder „spitzer Berg“ übersetzt werden, sicherlich aber im Sinne eines besonders großen Berges (Lewis & Short 1879). Denn in der Erhabenheit eines so „großen Berges“ liegt die Gleichsetzung mit der keltischen Gottheit „Poeninus“, die im Römischen dem Gott Jupiter entsprach. Der Weg über den Großen St. Bernhard, als damals wichtigste und kürzeste Alpenüberquerung, war eine gefährliche Expedition für Kelten, später genauso für die Römer. So haben die Völker auf dem Pass ihre Tempel zu Ehren dieser Gottheit errichtet, von denen sich die alten lateinischen Namen Mons Poeninus oder Mons Penninus für diesen Berg abgeleitet haben. Die norditalienische Poebene war zunächst ebenfalls keltisch geprägt und trennt das „Penninische Gebirge“ nördlich dieser Ebene von den „Apenninen“ südlich der Ebene (Abb. 1). Seit den geologischen Arbeiten von Gustav Steinmann ist der enge Zusammenhang zwischen der Entstehung des Nördlichen Apennins und der Alpen auf wissenschaftlicher Basis begründet worden. Viele Gesteinseinheiten beider Gebirge weisen deutliche Parallelen auf. Gustav Steinmann, von 1886 bis 1906 Ordinarius und Gründer des Geologischen Institutes in Freiburg i. Br. - zudem Ehrenmitglied der Naturforschenden Gesellschaft in Freiburg i. Br. - erforschte als Geologe beide Gebirge, erkannte aber die Vorzüge der einfachen Begehbarkeit und der geringeren tektonischen Beanspruchung des Apennins (Wilckens 1930). Seine in den Veröffentlichungen wiedergegebenen Beobachtungen spiegeln eine Geologie des Nordapennins wider, die auch heute noch in ihren groben Zügen den modernen Interpretationen standhält. Drei Generationen geologischer Forscher aus Deutschland sind den Spuren Steinmanns gefolgt. Diese haben seine grundlegenden Erkenntnisse ausgebaut, umgebaut, teilweise sogar in ihr Gegenteil verkehrt, haben sich diesen dann wieder angenähert, um zuletzt den italienischen Geologen deren Heimatfeld zu überlassen. Die italienischen Geologen konnten sich lange Zeit seinen Interpretationen nicht anschließen, haben aber wertvolle Detailarbeit geleistet und am Ende seine Forschungsergebnisse in vielfacher Weise bestätigt (vgl. Elter et al. 1997). Mit dem Vertrauen auf seine eigenen Beobachtungen und der Anwendung unkonventioneller Lösungen hat er in besonderer Weise den Weg zur heutigen Theorie der Plattentektonik geebnet. Nicht allein als einer der Pioniere der Gebirgsdeckentektonik, sondern vor allem durch die Verbindung von Deckentektonik und der ozeanischen Entstehung von bestimmten Deckeneinheiten verwies er auf die Möglichkeit, dass „endgültiger Ozeanboden(?!)“ (Steinmann 1925) zu einem Faltengebirge werden kann. Denn nur so ist zu erklären, dass die ozeanischen Gesteine als Decken auf kontinentale Bereiche überschoben werden.

Die folgende Abhandlung soll auf Grundlage der Geologie von Alpen und Apennin einen Eindruck vermitteln, welchen Weg die Erforschung der Gebirgsbildung im Laufe des letzten Jahrhunderts genommen hat und welche Rolle Gustav Steinmann darin spielte. Dabei soll auch gezeigt werden, wie sich die verschiedenen Theorien

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

anhand von geologischen Gegebenheiten in den Gebirgen zeitweise verfestigt haben und später sukzessive in plattentektonischen Interpretationen eingebaut wurden. Dies lässt sich insbesondere am Beispiel des Nördlichen Apennins gut dokumentieren.

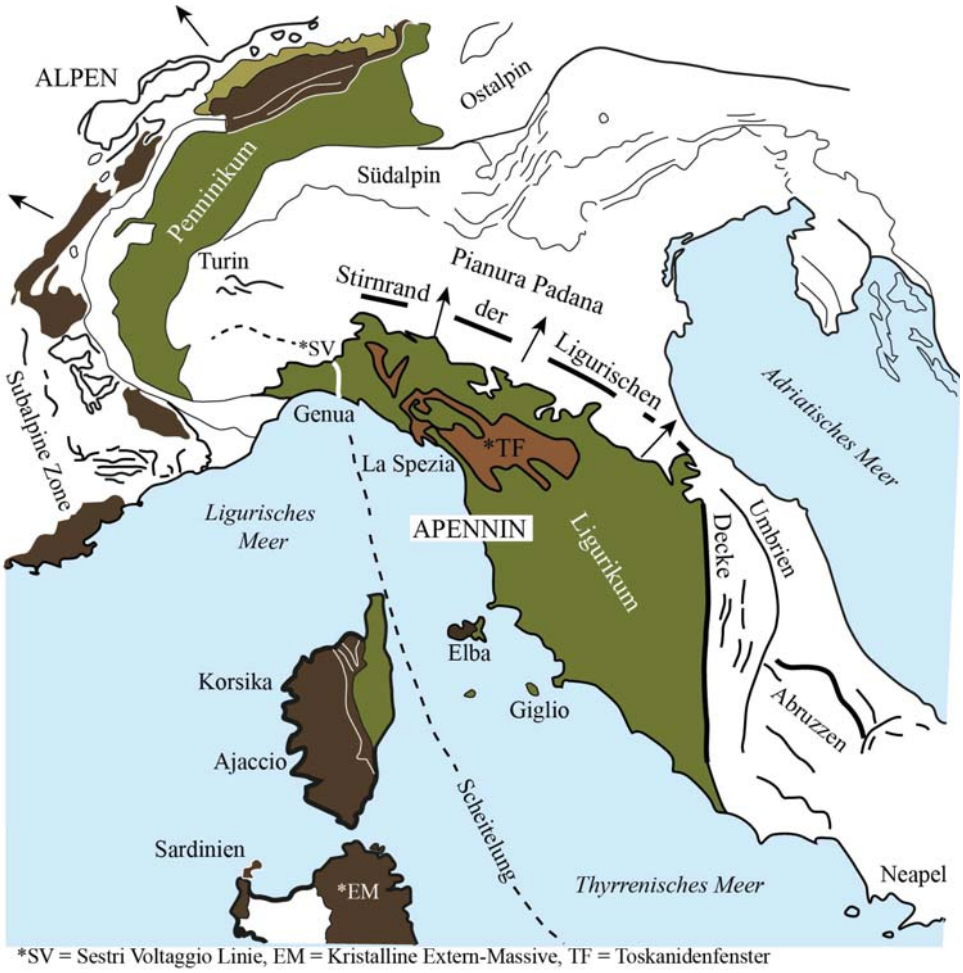

Abb. 1: Frühe Darstellung der wesentlichen geologischen Einheiten von Alpen und Apennin auf Grundlage einer Zeichnung von BEHRMANN (1936). **Fig. 1:** Early presentation of the main Alpine and Apennine units, based on a drawing by BEHRMANN (1936).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

2. Sedimentbecken und Gebirgsbildungsprozesse

Die Entstehung von Sedimentbecken und deren nachfolgende Verlandung oder Deformation ist eng an die tektonischen Bewegungen der Erdkruste gebunden. Mächtige Sedimentabfolgen können sich zu Gebirgen entwickeln. Sichtbar wird ein solches Gebirge erst dann, wenn sich die verdickte Erdkruste durch isostatische Kräfte aus dem Erdmantel heraushebt. Folglich wurde die Gebirgsbildung zunächst nur in der Vertikalen betrachtet. Wesentliche Deformationsgefüge entstehen jedoch lange vorher, tief unter der Erdoberfläche bei hohem Druck und hoher Temperatur.

Eduard Suess vertrat um 1875 in seinem Buch „Die Entstehung der Alpen“ als einer der ersten Geowissenschaftler die These, dass die gebirgsbildenden Kräfte nicht in den zentralen Bereichen der Alpen, sondern außerhalb derselben zu suchen seien und dass kontinuierliche Bewegungen den Alpenbau, hier insbesondere die Falten und Bögen der äußeren Bereiche, verursachten. Diese Vorstellung erfordert aber in ihrer Konsequenz dominierende horizontale Krustenverkürzungen. Als Ursache der gebirgsbildenden Kräfte wurde ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts vor allem die von de Beaumont (1852), Dana (1873) und Heim (1878) favorisierte Kontraktionstheorie angesehen, nach der die Erdkruste wegen der Abkühlung des Erdinneren schrumpeln sollte, „wie die Haut eines vertrocknenden Apfels“.

Im Gegensatz zum reinen Faltenbau der Gebirge erkannte der Schweizer Geologe Arnold Escher v. d. Lindt bereits 1834 in den Glarner Alpen, dass dort permischer Verrucano („Sernifit“) großflächig und deckenförmig auf jüngeren mesozoischen und känozoischen Gesteinen aufliegt (Heer 1873). Damit konnte zum ersten Mal in den Alpen eine Krustenverkürzung durch eine Gesteinsdecke belegt werden, die Escher v. d. Linth jedoch als Teil einer pilzförmigen Doppelfalte interpretierte (Escher 1866).

2.1 Geosynklinalen und das Wachstum der Kontinente

Die vom preußischen Bergrat Lehmann (1756) beschriebene Einteilung vom stark geneigtem „Ganggebürge“ und dem darüber flach lagernden „Flötz-Gebürge“ in Thüringen bildete eine sehr frühe und wesentliche Grundlage für die Unterscheidung von Gebirgsbildungsphasen, die ursprünglich eben abgelagerte Sedimente in Falten legen und zu Gebirgen werden lassen. Ein Jahrhundert später entwickelte Hall (1859), ausgehend von seiner Beobachtung, dass in den Gebirgen der nordamerikanischen Ostküste die gefalteten Sedimentstapel besonders dick sind, das Modell einer trogförmigen Einsenkung und deren Wiederauffüllung mit mächtigen flachmarin-kontinentalen Sedimentmassen. Diese würden unter ihrem eigenen Gewicht einsinken und in der Folge seitlich gepresst und gefaltet. Hall sah folglich die seitliche Einengung als eine Sekundärbewegung zur primären vertikalen Einsenkung. Dana hat 1873 dieses Konzept der Gebirgsbildung aufgegriffen und den Begriff der „Geosynklinale“ geprägt, die eine flexurartig absinkende Fläche darstellt, auf der sich mächtige Sedi-

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

mentabfolgen akkumulieren konnten. Der wesentliche Unterschied zu Halls Theorie war die Annahme, dass einengende Kontraktionskräfte von außen an die Sedimentmassen angreifen und damit selbst wiederum primärer Ursache seien. Diese Frage nach der primären oder sekundären Ursache horizontaler Bewegungen sollte noch gut ein Jahrhundert weiterhin gestellt werden und erst mit der Etablierung der Plattentektonik ab den 1980er Jahren endgültig entschieden werden. Ausgehend von den Verhältnissen des nordamerikanischen Kontinents wurde mit dem alternierenden Prozess von Einsenkung und Einengung die Gebirgsbildung als phasenhaft kontinentales Wachstum um einen „Urkontinent" Nordamerika herum verstanden (Dana 1873, Stille 1924, Kay 1951).

Im Jahr 1900 veröffentlichte Emil Haug die europäische Version der Geosynklinaltheorie, die sich insofern von der amerikanischen unterschied, dass die Alpen und die mediterranen Gebirge im Mittelmeerraum zwischen zwei Kontinentalmassen entstanden sind und nicht etwa einseitig, entlang des Kontinentalrandes. Es folgte damit auch die erste Differenzierung in verschiedene Sedimentationsräume, die als „Aires Continentales" (i. S. von flachen Schelfmeeren) und den „Aires Geosynclinaux" (i. S. v. tiefen Meeresbecken) bezeichnet wurden. Noch im Jahr 1965 und darüber hinaus war die Geosynklinaltheorie der geologische Standard schlechthin, an dem alle anderen Theorien gemessen wurden (Auboin 1965). Es sind die Sedimentmassen dieser kontinentalen Saumtiefen, aus denen heraus sich die Gebirge entwickeln sollten.

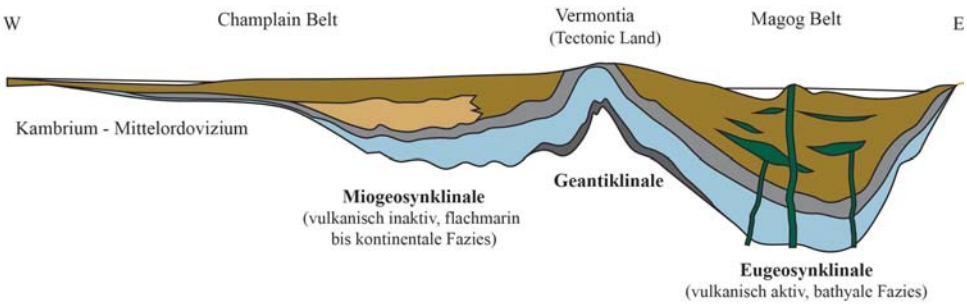

Abb. 2: Klassischer Aufbau der Orthogeosynklinale am Beispiel des östlichen Nordamerika nach KAY (1951). Präorogene Grünsteine (Ophiolithe) prägten den „initialen" Magmatismus der Eugeosynklinalen.
Fig. 2: Classical building of the Orthogeosyncline along the eastern border of the United States after KAY (1951). Preorogenic ophiolites coin the "initial magmatism" of the Eugeosyncline.

Eine noch viel weitergehende Differenzierung von Sedimentbecken erfolgte letztlich durch Stille (1936) und Kay (1951), die von den „Orthogeosynklinalen" (den „echten" oder „vollen" Geosynklinalen) als Mutter der Gebirge sprachen und eine Vielzahl sonstiger „Parageosynklinalen" auflisteten, mit denen Gräben, Molassebecken und andere Sedimentsammelbecken gemeint waren (Abb. 2). Vor allem aber verband

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Stille die Beckenbildungen mit jeweils nachfolgenden globalen Gebirgsbildungsphasen und begründete damit eine Dynamik, die in den USA mit Begeisterung von Kay (1951) aufgenommen und ausgeweitet wurde, konnte doch mit diesem Modell die amerikanische und europäische Sichtweise verknüpft werden. Denn das über Erdzeitalter hinweg stattfindende kontinentale Wachstum spiegelte sich im Sinne Stilles wider in der Entwicklung von der algonkischen „Ur-Tethys“ über die assyntische „Paläotethys“, dann weiter über die kaledonische „Mesotethys“ zur variszischen „Neotethys“ und am Ende hin zum alpidischen Mittelmeer (Stille 1924). Diese „konstruktive“ Vorstellung war für viele Geologen weit attraktiver als das „destruktive“ Hin und Her einzelner Kontinentalschollen. So schreibt etwa Otto Ampferer (1925) ungefähr ein Jahrzehnt nachdem Alfred Wegener (1912) seine These der Kontinentaldrift in der Geologischen Rundschau vorstellen durfte:

... „Dieser Urkontinent [Pangäa] soll seinerseits durch Zusammenschieben und Zusammenfalten einer noch weit älteren, gleichmäßigen Hülle unseres Planeten entstanden sein. Hier stehen wir vor einer großen Unverständlichkeit. In der älteren Zeit soll eine, wie mit Recht angenommen wird, ursprünglich gleichmäßige und gleichartige Hülle der Erde zu einer riesigen, ganz einseitigen Kontinentscholle zusammengeschoben worden sein, in der folgenden jüngeren Zeit, genauer vom Carbon ab, soll dann dieser Urkontinent wieder zerrissen und in immer mehr kleine Stücke aufgelöst und über die ganze Oberfläche wieder zerstreut werden.“ ...

2.2 Doppelfalten und Überschiebungsfalten

Gleichzeitig mit der Forschungsentwicklung auf dem Gebiet der geosynklinalen Sedimentbecken wurden wesentliche neue Erkenntnisse zur tektonischen Gebirgsbildung veröffentlicht. Die Vorstellung, dass Gesteinsdecken als „Überschiebungsfalten“ (Schardt 1893) autochthone, also unbewegte Gebiete überfahren können, wurde zuerst in den französischen Kohlebecken angewendet. Und so war es ein Franzose, Marcel Bertrand, der 1884 vermutete, dass sich die Doppelfalte der Glarner Alpen (Escher 1866, Heim 1878) besser als einzelne große Überschiebungsfalte interpretieren ließe (Abb. 3).

Damit wurde ein Paradigma in der Interpretation der geologischen Entstehung von Gebirgen eingeleitet. Denn die Doppelfalte als bipolare gegensinnige Faltenbildung galt als typisches Phänomen der alpinen Gebirgsbildung (Steinmann 1906), deren einengende Kraftwirkung von den beiden Rändern des Sedimentgebirges ausging. Mit der unipolaren nordwärts gerichteten Bewegung der Gesteinsdecken erfolgte der Schub hingegen einseitig, aus dem südlichen Hinterland heraus. Diese Schubkraft sorgte für ein Ausquetschen der Sedimentgesteine aus einer „Wurzelzone“ und für einen asymmetrischen Bau des Alpengebirges mit weit nach Norden verfrachteten Gesteinsdecken. Bertrand selbst, aber auch andere Schweizer Geologen führten diese Ideen weiter fort: Während Bertrand die Deckentheorie in den Französischen

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

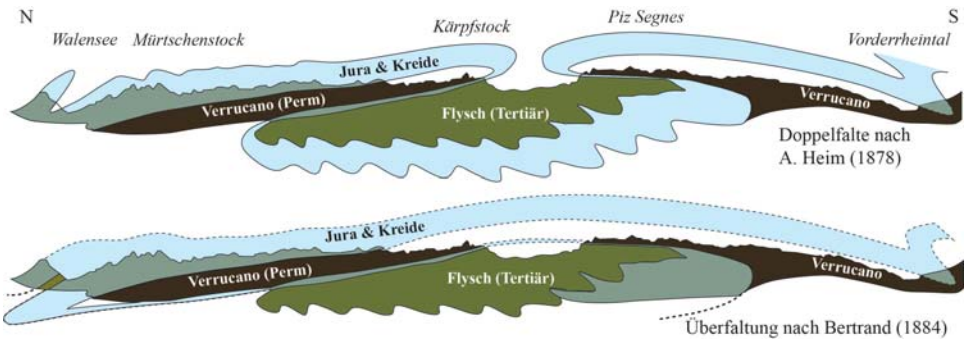

Abb. 3: Die Glarner Doppelfalte (oben) und ihre Uminterpretation als überfaltete Gesteinsdecke (unten). Profile nachgezeichnet und koloriert nach STEINMANN (1906) **Fig. 3:** The „Glarner Doppelfalte" (above) and their reinterpretation as a nappe (below). Sections redrawn and colored after STEINMANN (1906).

Alpen ausbaute, konnten SCHARDT (1893, 1898) und LUGEON (1901) die Theorie der „Überfaltung" auf die Préalpes (Zone du Chablais et du Stockhorn) anwenden, woraus der Begriff der „Schardt-Lugeonschen Deckentheorie" entstand.

In einer ersten Synthese wurde dann der Deckenbau der Alpen in seiner Gesamtheit von TERMIER (1903) für die Ostalpen präsentiert. Dabei erkannte er die große Gliederung in ostalpine und helvetische Decken, sowie eine dreiteilige mittlere Decke dazwischen (Abb. 4). Letztere wurde von STEINMANN (1906) zunächst als „lepontinisches Deckensystem" bezeichnet, später dann aber von Schweizer Geologen in „nord- und südpenninische Decken" uminterpretiert, mit dem „Briançonnais" dazwischen (vgl. HSÜ 1995). Nicht nur STEINMANN selbst trug zu wesentlichen Erkenntnissen des Deckenbaus in den Alpen bei, sondern auch seine Schüler: QUEREAU konnte bereits 1893 die Deckennatur der „exotischen Schubmassen" bei Iberg in der Schweiz belegen. HOEK (1906) beschrieb dann den noch heute gültigen Aufbau dieser Klippen, mit dem von ihm benannten „Unterostalpin" am Top der Deckenabfolge. 1906 zeichnete STEINMANN den damaligen Wissensstand über die Geologie der Alpen in einer Veröffentlichung für den deutschen und österreichischen Alpenverein nach, in der er den Deckenbau mit zahlreichen Illustrationen anschaulich darstellte und den Paradigmenwechsel zwischen den früheren und den jetzigen Interpretationen verdeutlichte. Auch der in Wien als Professor wirkende SUESS setzte mit seinem Bücherband „Das Antlitz der Erde" (1883-1909) den Diskussionen über die Existenz des Deckenbaus ein Ende. Ganz offiziell hat die Deckentheorie im Jahr 1905 auf dem 9. Internationalen Geologenkongress in Wien ihre endgültige Anerkennung erfahren. Bis 1927 waren wesentliche Elemente dieses Deckenbaus beschrieben, wie die Abb. 5 auf Grundlage einer Zeichnung von HEIM (1927) zeigt. Wenn es Zweifel gab, dann sicher auch aufgrund der hohen Komplexität und der weitläufigen Gesteinsmetamorphose

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

in den Alpen, die eine eindeutige Interpretation der Erkenntnisse erschwerten. Deutlich einfacher zugänglich hingegen - auch physisch - ist dieser Deckenbau im Apennin.

1907 ließ Steinmann seine Ideen und Erkenntnisse bezüglich des Deckenbaus im Nordapennin, vertreten durch seinen Schüler Otto Wilckens, auf dem Basler Kolloqium präsentieren. Dieser mit großem Selbstbewusstsein und voller Überzeugung geschriebene Vortrag gilt als weiterer Meilenstein in der Geschichte der Gebirgsdeckentheorie. Dem vorausgegangen waren Erkenntnisse, die ebenfalls heftig diskutiert und zuweilen deutlich abgelehnt wurden, nämlich die These, dass es in den Gebirgen Sedimentgesteine gibt, die ursprünglich in „abyssischen“ Tiefen ozeanischer Gebiete abgelagert wurden und dort typischerweise mit der „ophiolithischen Gesteinsassoziation“ zusammen auftreten (Steinmann 1905).

Die Deckentektonik selbst bedarf zwar nicht unbedingt des Wissens über die ozeanische Natur dieser Gesteinsassoziationen, aber in der Kombination von bestimmten Gesteinsdecken und ozeanischen Gesteinsassoziationen liegt der Grund für die Erkenntnis, dass auch endgültiger Ozeanboden zum Gebirge werden kann (Steinmann 1925). Damit hat Gustav Steinmann bereits in sehr früher Zeit einen wichtigen Schritt hin zur heutigen plattentektonischen Sichtweise gewagt.

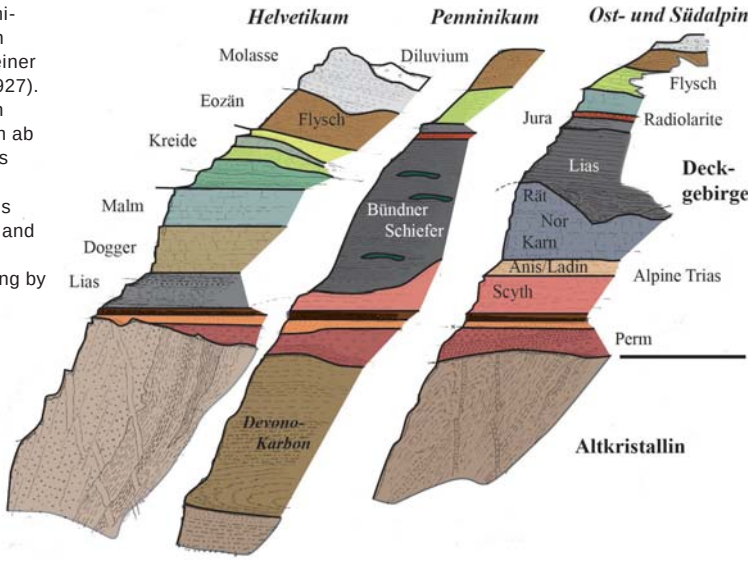

Abb. 4: Der Gesteinsaufbau der helvetischen, penninischen und austroalpinen Decken auf Grundlage einer Zeichnung von HEIM (1927). Die Ost- und Südalpinen Abfolgen entwickeln sich ab dem Jura gemeinsam als Austroalpine Abfolge.
Fig. 4: Rock successions of the helvetic, penninic and austroalpine nappes, based on an early drawing by HEIM (1927). From the Jurassic onwards, the east- and southalpine domains developed as austroalpine facies.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

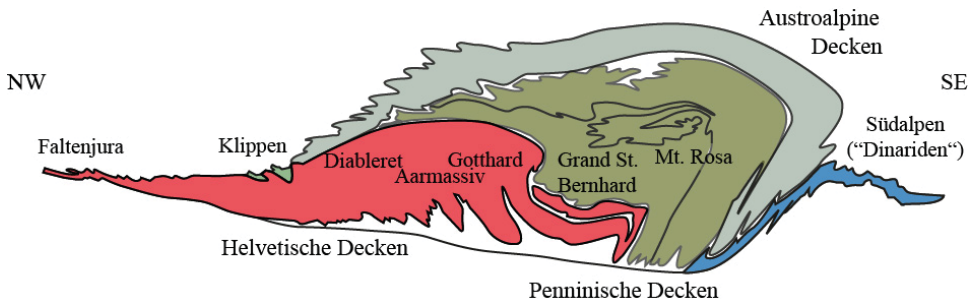

Abb. 5: Vorstellung über den Deckenbau der Alpen auf Grundlage einer Zeichnung von HEIM (1927) **Fig. 5:** Reconstruction of the alpine nappe building based on a drawing by HEIM (1927).

3. Die Gesteine des Ozeans

3.1 Ophiolithe und Sedimente der Tethys

Alexandre Brogniart (1813) prägte ein Jahrhundert zuvor den Begriff „Ophiolith" (vom altgriechischen für „Schlangensteine"; lateinisch: „Serpentinite") und meinte damit eine Gesteinsassoziation von grünen und dunklen, an Alkalien verarmten und an Kalzium, Magnesium und Eisen angereicherten Silikatgesteinen. Die Farbgebung erinnert an die grünlichen Farbspiele mancher Schlangenhäute, daher der Name. Zu der lithologischen Assoziation gehören serpentinisierte Peridotite, Gabbros und Basalte, die häufig wegen ihres metamorphen Mineralbestandes und des durchscheinend grünlichen Serpentins auch als „Grünsteine" bezeichnet werden. Wegener (1912) gebrauchte später dafür den bereits auch von Suess (1909) genutzten Überbegriff „Sima", also dunkle Magnesium-Silikatische Gesteine ozeanischer Kruste, im Gegensatz zum „Sial" der Sedimente und altkristallinen Gesteine kontinentaler Kruste. Aufgrund von Schweremessungen und auch auf Basis der hypsometrischen Kurve ozeanischer und kontinentaler Gebiete interpretierten sie die dichten und schweren Grünsteine als Bestandteile ozeanischer Kruste und des subkrustalen Mantels.

Suess stellte 1875 auch die Vermutung auf, dass bestimmte Kalksteine in den österreichischen Alpen ihren Ursprung im tiefen Meer haben. Sein Schüler Theodor Fuchs konnte alleine auf der Grundlage theoretischer Überlegungen zeigen, dass die so genannten Aptychenkalke der Unterkreide abyssische Ablagerungen sind, die unterhalb der Aragonit-Lysokline entstanden sein müssen (Fuchs 1877a). Er war auch der Erste, der allein durch systematische Beobachtungen erkannte, dass der klassische „Flysch" – ein Begriff, der von Studer (1827) für sandig-tonige und kalkmergelige Wechselfolgen in den Bergen oberhalb des Simmentales (Préalpes) geprägt wurde - nur tiefmariner Natur sein konnte, eine Interpretation, die erst sehr viel später ver-

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

einzelt akzeptiert wurde (vgl. Mutti et al. 2009). Alle diese Gesteine treten in den alpidischen Gebirgen des Mittelmeerraumes in enger Vergesellschaftung auf. Ein weiterer Schüler von Suess, Melchior Neumayr, wendete die aktualistischen Erkenntnisse seiner Zeit konsequent an und interpretierte diesen Gebirgsbildungsraum als tiefmarines „Centrales Mittelmeer“ im Sinne eines äquatorialen Ozeans (Neumayr 1885). Suess (1893) gab diesem Ozean den Namen „Tethys“ (die Schwester des Oceanus) und widersprach der damals weitgehend akzeptierten Permanenz der „Urmeere“ und „Urkontinente“.

3.2 Die „Steinmann Trinität“

Grundlegend für alle weiteren Arbeiten an Tiefseesedimenten war die Expedition des Forschungsschiffes H.M.S. Challenger zwischen 1873 und 1876, mit der Sedimente des tiefen Ozeanbodens ans Tageslicht befördert werden konnten und einen direkten Vergleich mit den Gesteinen der Gebirge möglich machten (Murray & Renard 1891). Murray selbst – als gewichtige geowissenschaftliche Autorität seiner Zeit – ließ sich von solchen Vergleichen nicht überzeugen (vgl. Bernoulli & Jenkyns 2009a). Vielmehr war es ein Lehrer von Steinmann an der Universität in München – Carl-Wilhelm von Gümbel – der die tiefmarine Natur z.B. von Eisen-Mangan-Knollen und Mangan führenden Kalksteinen erkannte, die er zuvor in den Alpen beobachtet hatte (Gümbel 1878). Steinmann (1905) beschrieb das „symbiotische“ Auftreten von Ophiolithen mit Radiolarienhornsteinen, tiefmarinen Massenkalken und braun-roten Tiefseetonen, welches er im Bereich der Iberger Klippen, der Freiburger Alpen, im Chablais und in der „Rhätischen Decke“, später auch im Apennin (Steinmann 1913) wiederholt beobachten konnte (Abb. 6). Serpentinisierte Peridotite, Basalte und tiefmarine Sedimente galten als das, was erst viel später mit dem Begriff der „Steinmann Trinität“ bezeichnet wurde. Ein Begriff, der sich mit einer Veröffentlichung von Bailley & McCallien (1950) in der geowissenschaftliche Literatur etablierte. Das Besondere an der „Steinmann Trinität“ war das systematische und zusammenhängende Auftreten von Gesteinen, die im tiefen Ozean beobachtet wurden und charakteristisch für bestimmte Gesteinsdecken waren, z.B. die Rhätische Decke in den Alpen und die Schieferdecke im Apennin. Andere Geologen vermuteten zwar ebenfalls schon eine tiefmarine Natur von Grünsteinen („Pietre Verdi“) und Radiolarienhornsteinen („Diaspri“), so z.B. Pantanelli (1880). Aber der Zusammenhang zum Deckenbau der Gebirge, die Systematik des Auftretens in verschiedenen Gebirgen und die immer wiederkehrende Abfolge dieser Gesteine wurde erst von Gustav Steinmann auch in seiner tieferen Bedeutung erkannt und beschrieben (Steinmann 1905, 1913, 1925, 1927; Bernoulli & Jenkyns 2009a; Abb. 6).

In seinem Buch „Das Antlitz der Erde“ vertrat dann auch Suess (1909) die Überzeugung, dass es sich bei den ophiolithischen Gesteinsassoziationen um gehobene Ozeangesteine handeln müsse. Nicht wenige und gewichtige Geologen dieser Zeit lehnten die These jedoch ab. Darunter Johannes Walther (1897), aber auch viele

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

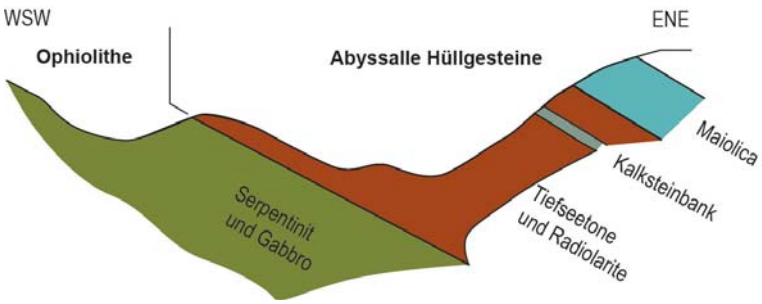

Abb. 6: Eine typisch abyssische Abfolge bei Figline, nördlich der Stadt Prato im Apennin (koloriert und etwas geändert nach STEINMANN (1913).
Fig. 6: A typical succession of oceanic abyssal rocks near Figline, a village west of Florence in Italy (colored and slightly modified after Steinmann (1913).

amerikanische Geologen, deren Vorstellungen sich an der Permanenz von Ozeanen und Kontinenten orientierten (vgl. Hsü 1995 und Bernoulli & Jenkyns 2009b). Die vehemente Verteidigung des „Fixismus“ selbst durch hervorragende Geologen dieser Zeit hat sicherlich viele Gründe. Einer dieser Gründe liegt im Gebirgsaufbau, wie er sich für die Geologen im Oberengadin (Schweizer Alpen) ergab: Dort finden sich Gesteine dieser ozeanischen Assoziation („Platta-Decke“) auf kontinentalen penninischen Gneisen und von kontinentalen Gesteinen des Austroalpins (Err-Bernina-Decke) überlagert. Es gab keinen direkten Anlass, davon auszugehen, dass die Gesteine der Platta-Decke, ausgehend von einem hypothetischen Ozean, dorthin verlagert wurden. Solange der Unterbau ozeanischer Bereiche unbekannt war, wurden die Ophiolithe als Plutone innerhalb von kontinentalen Gesteinen interpretiert (z.B. Steinmann 1927 oder Görler & Reutter 1963). Die echten Ozeane hingegen, die so genannten „Urmeere“, stellten sich Geologen als entlang von Flexuren abgesunkene riesige Gräben vor (z.B. Walther 1886).

4. Mobilismus und Fixismus

Mit der Erkenntnis der Deckennatur und dem Auftreten typisch ozeanischer Gesteine in den mediterranen Gebirgen ergab sich für die „Mobilisten“ zwangsläufig die Frage nach den Kräften und Bewegungsabläufen, die zu dieser allochthonen, also horizontalen Verfrachtung führen sollten.

4.1 Kontinentaldrift und Unterströmungstheorie

Otto Ampferer beschrieb 1906 die Unmöglichkeit, horizontale Bewegungen mit Hilfe der alten Kontraktionstheorie zu erklären. Er stellte seine Unterströmungstheorie in den Raum und verlegte damit die mobilisierenden Kräfte ins Innere der Erde. Teichmüller & Schneider (1935) wandten diese Theorie auf den Apennin, Kraus (1936) auf

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

die Alpen an. Andere Geologen rückten lange nicht von den Kontraktionskräften einer sich abkühlenden Erde ab und betrachteten die Gebirgsbildung als Geosynklinale im „Schraubstock“ (Kober 1927, Metz 1967; Abb. 7).

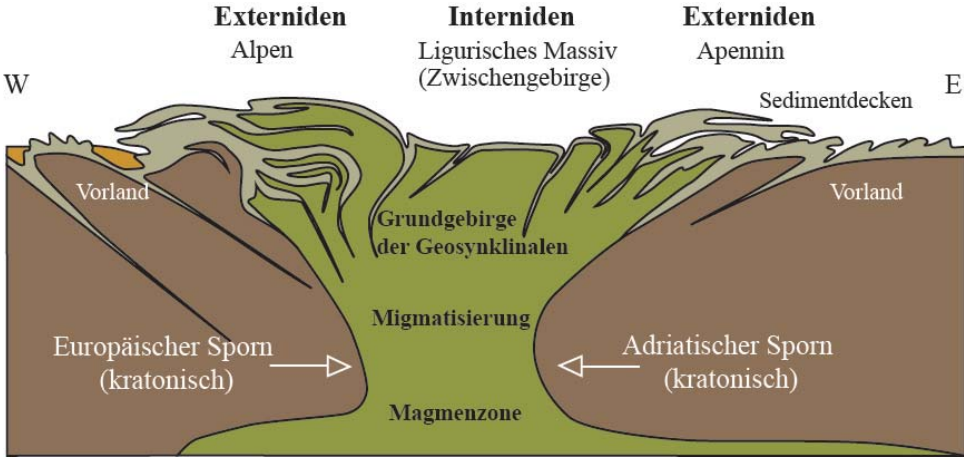

Abb. 7: Der orogene Bau im Sinne von KOBER und STILLE. Bildung des klassischen Gebirgsscheitels durch Ausquetschen (auf Grundlage einer Zeichnung von KOBER in METZ 1967). **Fig. 7:** Two-sided orogenic building figured by KOBER und STILLE, resulting in a classical vertex developed by squeezing between two continental indenters (drawing based on KOBER in METZ 1967).

Die durch von Taylor (1910) und systematischer von Wegener (1912) entwickelte Kontinentaldrift-Theorie konnte eine horizontale Verfrachtung ozeanischer Gesteine in den Alpen zumindest aus heutiger Sicht weitaus besser erklären. Argand (1924) und etwas später Staub (1928) nutzten diese Theorie für ihre Vorstellungen der Gebirgsbildung. Allerdings konnten die gezeiten- und erdrotationsbedingten Polfluchtkräfte, die zunächst für diese horizontalen Bewegungen herangezogen wurden, die geowissenschaftliche Gemeinschaft nicht überzeugen. Und auch die zahlreichen paläontologischen, geologischen und paläoklimatischen Befunde (Wegener 1912, 1929) fanden als „Beweis“ für eine tangentiale Kontinentalverschiebung kein Vertrauen (vgl. Kayser 1921). Genauso auch jenseits des Atlantiks, wo insbesondere der angesehene Geophysiker Harold Jeffreys (1924) der Wegener‘schen Kontinentaldrift massiv widersprach.

Es ist sicher kein Zufall, dass die von Steinmann im Jahr 1910 gegründete „Geologische Vereinigung“ dem Mobilisten Wegener (1912) als erste gewichtige Gesellschaft die Plattform zur Darstellung der Kontinentaldrift bot. Denn es „berührte“ Steinmann „eigenartig“, dass „in wissenschaftlichen und populären Büchern verkündet würde: Niemals ist endgültiger (?!) Ozeanboden zu einem Faltengebirge geworden“ (Steinmann 1925). Einige Geologen waren den Vorstellungen der heutigen Plattentektonik

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

sogar sehr nahe, was durch eine Veröffentlichung Ampferers von 1925 gezeigt werden soll: Darin hegt er zwar aufgrund der bereits oben zitierten „Unverständlichkeit“ inneren Zweifel an der Kontinentaldrift, erklärt aber gleichzeitig, wie diese sich mit seiner eigenen Unterströmungstheorie verwirklichen ließe. Ausgehend von der Wegener'schen Vorstellung, dass sich die Gebirge als Stauchung ergeben, wenn die Kontinentalmasse - angetrieben durch die Gezeiten- oder Polfluchtkräfte - durch das Sima der ozeanischen Masse schwimmt, zeigt Ampferer, dass dies nicht möglich ist. Vielmehr müsse der Ozeanboden verfaltet und deformiert werden, da dieser von seinen Materialeigenschaften her weniger starr ist als das kontinentale Sial (Abb. 8 links):

… „Es ist also gar nicht wahrscheinlich, dass die Anden von Amerika ein Stauungswulst sind, welcher bei der Verschiebung an der Stirnfront entstanden sein soll. Diese Auffassung wäre richtig, wenn etwa die Anden aus dem hochgestauten Sima des aufgefalteten pazifischen Meeresbodens beständen, was aber nicht der Fall ist.“

Weiterhin erklärt er, warum es sinnvoller ist, die antreibenden Kräfte im Inneren der Erde in Form von Unterströmungen zu suchen, als die viel zu kleinen äußeren Kräfte anzunehmen. Er folgert, dass dieses Mobilitätsproblem nur durch ein „Einsaugen“ des Sima an der Stirnfront der Kontinentalmassen und einem „Aufquellen“ hinter der wandernden Kontinentalmasse zu erklären sei. Das Aufquellen würde gleichzeitig als Ursache für das Zerreißen der Kontinente in immer kleinere Stücke herhalten. Er fährt fort mit bemerkenswerten Gedankengängen, die den Bau des ozeanischen Akkretionskeiles als ein wesentliches geologisches Phänomen der Plattentektonik widerspiegeln:

„Man kann nun einwenden, dass bei einer langsamen Westbewegung von Amerika die Erosion imstande sei, die Kontinentscholle mit einem Saum von Abtragungsschutt zu umgürten. Infolgedessen würde das am Stirnrand aufgestaute Material doch nur wieder aus umgelagertem Sial bestehen. Es hätte also der Kontinentalrand bei seiner Wanderung fortwährend nur seinen eigenen Abtragungsschutt vor sich her zu schieben und aufzufalten. Auf diese Weise würde eine recht merkwürdige Faltenzone entstehen, indem vorne immer jüngere neu gebildete Schichten angegliedert würden. Das Endergebnis wäre also eine Faltenzone, welche auf der einen Seite aus den ältesten, auf der anderen Seite aus den jüngsten Schichten aufgebaut ist, welche vom Anfang bis zum Ende der Kontinentverschiebung hier abgelagert wurden. … Wir hätten also in der Verschiebungsrichtung immer jüngere Faltungen zu erwarten.“

Er schließt mit einem Irrtum:
„Eine Faltenzone von dieser Bauart gibt es nicht auf der Erde.“

Nachdem er dann die Kontinentaldrift nach dem zuvor zitierten Abschnitt erneut in Frage stellt, kommt er aber nicht umhin, sogleich wieder diese eigenen Gedanken

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

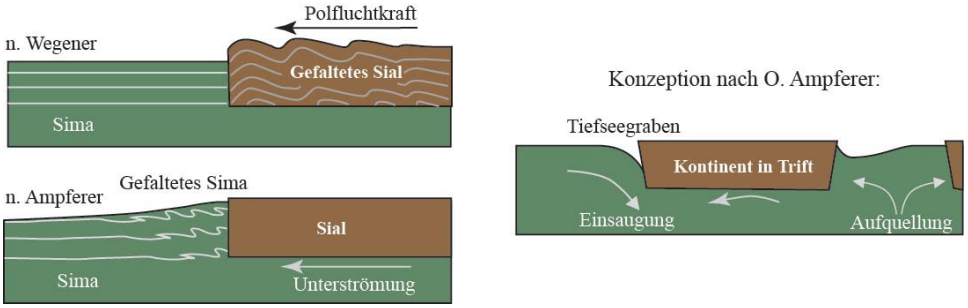

Abb. 8: Vorstellungen von AMPFERER (1925) zur Kontinentaldrift Alfred Wegeners.

Links: Nach WEGENER (1912) schwimmen die Kontinente auf dem Sima des Ozeanbodens. Die Drift der Kontinentscholle durch den Ozeanboden solle nach WEGENER eine Faltung des Sials (oben), nach AMPFERER hingegen eine Faltung des Ozeanbodens in Driftrichtung verursachen (unten). **Rechts:** AMPFERER nimmt Unterströmungen im Mantel als Ursache der Drift an und interpretiert den Tiefseegraben als Resultat einer Einsaugung des Sima. Das Zerbrechen der Schollen sieht er als Folge des Wiederaufquellens des Sima hinter der Kontinentalscholle.

Fig. 8: Figures depicting theoretical considerations by AMPFERER (1925), who tried to combine Wegeners continental drift with his own theory of mantle flow.

Left: WEGENER (1912) configured his drift theory by continents floating actively through the sima of the oceanfloor. This should create sialic foldbelts all along the front of the continental border (above). AMPFERER countered, that instead of the rigid sialic crust, the much less rigid simatic ocean crust should deform, but which is not the case (below). **Right:** AMPFERER supposed a mantle flow to explain the continental drift and interpreted the deep sea trench as formed by a forced suction in front of the passively moving continent, whereas in their back up-swelling of sima may break apart continental slabs.

weiterzuführen, wenn er schreibt:

„Der Massenaustausch hätte, um noch einmal auf das Beispiel von Amerika zurückzukommen, im Bereich des Pacifik eine absteigende, einsaugende, dagegen in jenem des Atlantik eine aufsteigende, auseinanderschiebende Richtung. Der große Tiefseegraben vor der Stirnfront aber würde eine Zone von gesteigerten Einsaugungen bedeuten. Eine solche Mechanik des unterirdischen Massenaustausches ist aber wahrscheinlich nicht als Folge einer von äußeren Kräften angetriebenen Kontinentaldrift, sondern vielmehr als ihre tiefere Veranlassung aufzufassen. In diesem Falle würde also der unterirdische Massenaustausch die leichteren Schollen in Bewegung setzen und nicht umgekehrt die Verschiebung der Schollen erst den Massenaustausch hervorrufen.“ …

Damit nimmt er den ozeanischen Subduktionsprozess und die Ozeanbodenspreizung faktisch vorweg und umgeht das große Problem der in der Geowissenschaft nicht akzeptierten Polfluchtkraft. Er schließt seine Schrift mit einer Bemerkung, die entgegen seiner aufgeführten Kritik deutlich macht, dass er der Theorie der Kontinentalverschiebung alles andere als ablehnend gegenübersteht. Vielmehr optimiert er diese mit seinen eigenen Vorstellungen über die Unterströmung:

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

„Wegener versucht die Erklärung der Kontinentverschiebungen nur mit Hilfe von äußeren Kräften. Mir scheint zumindest die Mitwirkung von Strömungen des heißen Erdinnern unumgänglich zu sein.“

Ampferer entwickelt mit diesen Gedanken die Kontinentaldrift in einem entscheidenden Punkt weiter zur heutigen Plattentektonik: Die Kontinente schwimmen nicht von äußeren Kräften angetrieben durch das Sima, sondern die Dynamik des Erdmantels selber bewegt die Kontinente.

Aus der gemeinsamen Betrachtung der unterschiedlichen Erkenntnisse von Wegener (1912), Steinmann (1925) und Ampferer (1925) resultiert zum einen, dass die Gebirgsbildung und das Wandern der Kontinente in einem engen Zusammenhang stehen und zum anderen, dass wesentliche Elemente der Plattentektonik bereits lange vor deren Etablierung in den 1970er Jahren bestanden. Aber nur wenige Geologen wendeten diese Erkenntnisse so konsequent an wie z.B. Staub (1928):

„Die Schaffung eines Gebirges geht hier ganz deutlich und zweifelsfrei auf selbstständige Wanderungen größerer, nach ihrem Bau und ihrer Zusammensetzung sicher kontinentaler Schollen zurück, und damit gelangen wir von der Geologie der Alpen zu der Anerkennung des Grundprinzips der großen Wegenerschen Theorie von den Verschiebungen der kontinentalen Schollen“.

4.2 Sekundärtektonik

Neben den mobilistischen Theorien Ampferers und Wegeners entwickelten sich jedoch seit 1930 restaurative fixistische Theorien, mit denen erneut versucht wurde, horizontale „Sekundärbewegungen“ durch vertikale „Primärbewegungen“ zu erklären. Letztere waren die Grundlage der Oszillationstheorie von Erich Haarmann (1930) und der Undulationstheorie von Reinout Willem van Bemmelen (1933). Wellenförmige bzw. vertikale Bewegungen sollten durch äußere oder erdinnere Prozesse ausgelöst worden sein und somit Hoch- und Tiefgebiete auf der Erde bilden. Mit den schwerkraftbedingten Abgleitungen der Erdmassen von den Hoch- in die Tiefgebiete („Troggleitung“) konnten so die Gebirgsdecken als Sekundärbewegungen ihre Erklärung finden. Diese Theorie fand bei vielen geologischen Arbeiten ihre Anwendung. 1934 wurde von de Wijkerslooth die auf Trogfalten zurückgehende „Gleitdecke“ als typisches Bauelement des Nordapennins genannt. Auch die italienischen Geologen nahmen diese Vorstellungen bereitwillig auf, ließ sich damit doch das weiträumige Auftreten der chaotischen „Argille scagliose“ (splittrige Schiefertone) mit den vielen ophiolithischen Einschaltungen im Nordapennin anschaulich erklären. Anelli (1938) nannte diese Gleitmassen „frane tettoniche“, Migliorini (1948) „frane orogeniche“. Die Begriffe verweisen bereits auf die Symbiose von sedimentärer Gleitmasse („frane“) und tektonischer Gleitdecke („tettoniche“).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

In den penninischen Flysch-Decken der Préalpes wurde die Theorie der Deckengleitung von Gagnebin (1942) angewendet. Lange vorher dachte aber bereits Schardt (1893) über diesen Mechanismus nach. Steinmann (1925) setzte dem seine Bedenken entgegen, da so die Stauchungen und sonstigen kompressiven Erscheinungen im zentralen Gebirge kaum befriedigend erklärt werden konnten. Vielmehr sollten durch die Gleitbewegung gerade dort Zerrungen und Dehnungen auftreten. So spricht Steinmann immer von der Ligurischen Decke als „Schubmasse“ (1925 und in Kober 1927) und übernimmt eher die Deutung Pierre Termiers (1903), bei dem die penninischen Decken durch den Schub des ostalpinen Schlittens („traîneau écraseur“) ausgequetscht worden seien. Am deutlichsten widersprachen Teichmüller (1935) und Teichmüller & Schneider (1935) der Interpretation einer Gleitdecke im Apennin, da neben den bereits dargestellten Gegenargumenten außerdem ein deutliches Hochgebiet und entsprechend ausgeprägte Diskordanzen nötig gewesen wären, für welche es keinerlei Hinweise gab. Und dennoch: Trotz der vielen Argumente gegen die „Sekundärtektonik“ wurde die „Gleitdecke“ auch später immer wieder bemüht (z.B. in Reutter 1961, Elter & Trevisan 1973, Reutter & Groscurth 1978). Auch ließ sich damit die Gesteinsmélange der Platta-Decke im Oberengadin als kontinentales Phänomen erklären, das des endgültigen ozeanischen Raumes nicht bedurfte (vgl. Hsü 1995).

Eine von Stille (1924) und Kober (1927) vertretene symmetrische Tektonik sollte außerdem steilstehende Wurzelzonen hervorrufen, aus denen die Decken zu beiden Seiten „ausgequetscht“ werden (Abb. 7). Stattdessen konnte auch dies aus den Beobachtungen nicht abgeleitet werden. Denn gerade im Nordapennin weist die Antola-Decke im Bereich des Ligurischen Scheitels eher eine flach geneigte Lagerung auf. Teichmüller & Schneider (1935) nutzten daher konsequenterweise die Unterströmungstheorie im Sinne von Kraus (1936), um die Entstehung des Apennins, insbesondere des „Ligurischen Scheitels“ bei Genua zu erklären (Abb. 9).

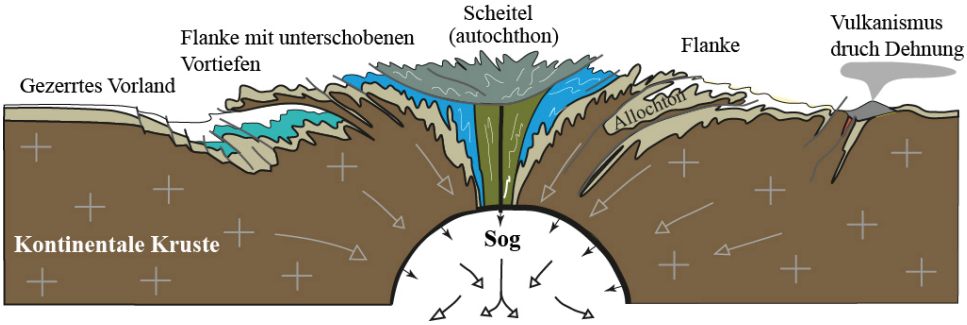

Abb. 9: Unterströmungstheorie i.S.v. E. KRAUS (1936): Die absteigende Konvektionsströmung im Mantel erzeugt einen Sog, der die Kruste nach unten zieht und dabei eine gebirgsbildende Verengung erzeugt. Wegen des Widerstandes der Kruste im Vorland kommt es dort zu Dehnungserscheinungen (aus K. Metz 1967). „Detachments“ im Scheitelbereich sorgen dafür, dass keine steilstehenden Wurzelzonen beobachtet werden müssen. Die Decke des Scheitelbereiches wird passiv von den Flanken unterschoben und ist damit autochthon. Die Flanken hingegen werden zum allochthonen Falten- und Deckengebirge. **Fig. 9:** „Unterströmungstheorie“ favoured by E. KRAUS (1936): A descending mantle convection generates a suction, which pulls and extends the continental crust toward a center beneath the vertex. Detachments in the vertex region leave autochthonous “nappes”, which are underthrusted by the allochthonous edges of the fold-belts.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Letztlich wurde aber auch die Unterströmungslehre meist nur angewendet, um die Vorstellung einer Permanenz der Ozeane und Kontinente aufrecht zu erhalten. Denn in den späteren Modellen (Kraus 1936) ging die Konvektion nicht etwa mit einer Kontinentaldrift einher, sondern mit einem „unterirdischen“ Sog, der die Vorländer der Gebirge zentral in die Tiefe zog und dadurch die Decken faktisch passiv – und nicht aktiv als Schubmasse – bewegte (Abb. 9). Die Decken der Scheitelregion wurden daher sogar als autochthon verstanden, gegenüber den allochthonen Deckschollen der Flanken. Genau genommen gab es also demnach keine Überschiebungen, sondern nur Unterschiebungen. Im Apennin wurde dieser Gebirgsbildungsprozess auch noch in den 1960er Jahren z.B. von Wunderlich (1964) angewendet und weiterentwickelt.

5. Die Ophiolithe als allochthone Massen

Nachdem der Schweizer Geologe Bernhard Studer (1851) die Ähnlichkeit zwischen den Gesteinen der penninischen Platta-Decke in den Alpen (damals als jene des Silser Sees beschrieben) und den Gesteinen der östlichen Riviera bei Sestri Levante im Apennin erkannte, begründete Gustav Steinmann lange vor seinen italienischen Kollegen die Deckennatur der ophiolithischen Gesteinsassoziation im Apennin.

5.1 Liguriden und Toskaniden

In seiner Schrift „Alpen und Apennin“ von 1907 beschreibt Steinmann die Überlagerung der „austroalpinen“ Fazies des „Kalkapennins“ durch die „lepontinische Fazies“ des „Schieferapennins“. Er erkennt das oberjurassisch-unterkretazische Alter der ophiolithischen „Hüllgesteine“ sowie die allochthone – also transportierte - Natur dieser Gesteinsassoziation. Neben seiner Überzeugung, dass es sich bei der lepontinischen Gesteinsfazies um Tiefseeablagerungen ozeanischer Räume handelt, die weiträumig auf tertiären sandigen Flyschsedimenten des „Macigno“ aufliegen, konnte er die Deckennatur auch durch die zeitliche Zuordnung der paläontologischen Befunde belegen. Den Überschiebungsbetrag schätzte er zunächst auf 260 km und vermutete die Wurzelzone des Schieferapennins zwischen Korsika und Elba liegend (Abb. 10).

Mit der theoretischen Rückführung der Decke gelangte er weiterhin zum Schluss, dass Alpen und Apennin ein Gebirge mit gemeinsamer Ausgangssituation sind: Einem ozeanischen Ablagerungsraum in lepontinischer Fazies (Penninikum bzw. Ligurikum) und einem kontinentalen Ablagerungsraum in austroalpiner Fazies (Austroalpin bzw. Toskanikum). Den jüngsten Zeitpunkt der Überschiebung bestimmte er in dieser Abhandlung als Miozän oder Vor-Miozän. Er veranschaulichte in dieser Schrift auch, dass die Polarität der Deckenüberschiebung zur Alpinen entgegengesetzt ist und dass folglich im Apennin die lepontinische Fazies der austroalpinen Fazies aufliegt.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Dies war für ihn jedoch kein Grund, nicht von einem einzigen ligurisch-piemontesischen Ozean zwischen Alpen und Apennin auszugehen und somit Alpen und Apennin in ihrer Anlage als ein Gebirge aufzufassen.

1925 definierte Steinmann im Deckenbau des Apennins die noch heute verwendeten Begriffe „Liguriden“ für den Schieferapennin als Decke und „Toskaniden“ für die (par) autochthonen Gesteinsserien (Abb. 10). Er erkannte, dass die „Tiefseeabsätze im Gebirge eine beträchtliche Bedeutung für die Geogenie“ haben. Denn hier ging es nicht nur um die Frage der Deckentektonik, sondern um die Frage des Entstehens und des Vergehens von Ozeanen. In der Veröffentlichung von 1925 („Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung?“) klassifizierte er systematisch die Ablagerungen der Tiefsee und teilte diese in Hemiabyssal, Hypabyssal und Euabyssal ein. Mit dieser Klassifizierung gründete er die begriffliche Basis für den direkten Vergleich zwischen rezenten ozeanischen Sedimenten und fossilen Tiefseegesteinen in den Gebirgen. Die lithologische Klassifizierung war eine Voraussetzung für die Beantwortung der Frage nach der erdgeschichtlichen Bedeutung fossiler Tiefseeabsätze und damit für die Frage nach der Beständigkeit oder der Vergänglichkeit von Ozeanen.

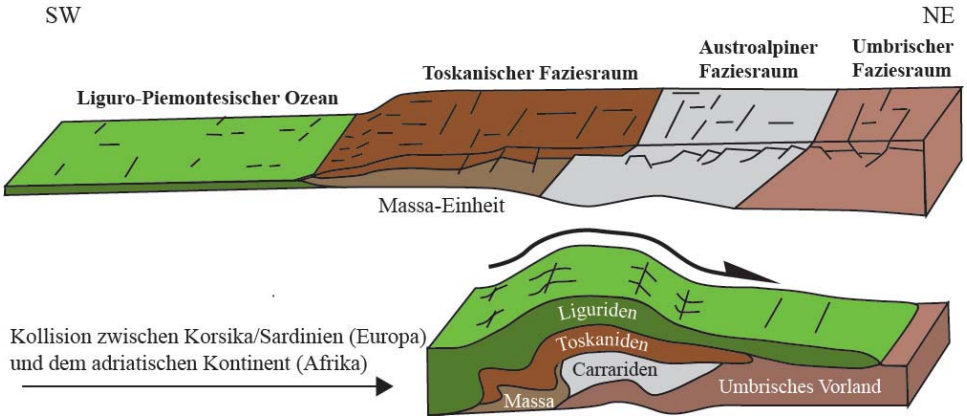

Abb. 10: Relative Zuordnung der ursprünglichen Ablagerungsräume zum heutigen Deckenbau im Nordapennin. Die Abbildungen spiegeln sehr vereinfacht die heutige Vorstellung der Gebirgsbildung wider, sind aber den frühen Vorstellungen nach STEINMANN (1907, 1925) am nächsten. Carrariden (Süd – und Austroalpin bzw. Kalkapennin, autochthon) – Toskaniden (parautochthone sandige Ablagerungen der Vortiefe: Macigno und Cervarola Flysch) – Liguriden (Schieferapennin, allochthon). Die Massa-Einheit bildet das verfaltete Grundgebirge der Toskaniden. Der Grund für den Deckenschub wurde von Steinmann nicht diskutiert. **Fig. 10:** The nappes of the northern Apennines thrust-belt spatialized to their former depositional realms. This is what STEINMANN (1907, 1925) envisaged when restoring the nappe pile. Carrariden (South- and Austroalpine carbonate rocks and marls, „Kalkapennin”), Toskanides (parautochthonous mud- and sandstone units: “Macigno” and „Cervarola sandstone”), Ligurides (allochthonous abyssal oceanic realm with ophiolite crust, “Schieferapennin”). The Massa-unit is the folded base of the Toskanides. The latter came to deposition along the fore-deep during continental collision.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Abb. 11: Gesteinsfazies der Ophiolithe und der abyssalen Hüllgesteine im Sinne von STEINMANN (1925):

Bild links: Überkippte Kissenbasalte im Hangenden von serpentinisierten Peridotiten (Bargone, bei Sestri Levante; Mittlerer Jura) **Bild mitte:** Verkieselte rot-braune Tiefseetone und Radiolarite (Fortezza di Volterraio, Elba; Mittel-Oberjura) **Bild rechts:** Verfaltete Maiolica (Val Graveglia, bei Sestri Levante; Oberjura)

Fig. 11: Ophiolites and abyssal sedimentary rocks meant by STEINMANN (1925):

Left: Pillowbasalts, covering serpentinized Peridotites (Bargone, near Sestri Levante; Mid-Jurassic) **Middle:** Silicified red-brown muds and Radiolarites (Fortezza di Volterraio, Elba; Mid-Upper Jurassic) **Right:** Folded Maiolica (Graveglia valley near Sestri Levante; Upper Jurassic)

Die größten Meerestiefen, in denen Sedimente abgelagert werden, bezeichnet er als „euabyssal". Zu diesen zählte er die Radiolarite und die braun-roten Tiefseetone (Abb. 11 Mitte). Die im Tethysraum typischerweise darüber folgende „Maiolica" hingegen ordnete er dem hypabyssalen Ablagerungsraum zu, in dem auch kalkreiche Tiefseesedimente überdauern konnten (Abb. 11 rechts). Steinmann konnte zeigen, dass diese weißen Tiefseekalke wesentlich aus Coccolithen, also den rundlichen Plättchen von Kalkalgen bestehen. Neben dem Begriff Maiolica existierten viele weitere Namen für diesen weißen feinkörnig-massigen Kalkstein: Ursprünglich war es der „Biancone", oder der „Calcare rupestre", zuweilen auch der „Calpionellenkalk" oder auch der „Aptychenkalk" – je nach regionalem Vorkommen und Inhalt. Heute werden diese Gesteine allgemein als „Kreidekalk" bezeichnet. Um 1913 konnte Steinmann die Maiolica wegen des Vorkommens von *Calpionella alpina* Lorenz zeitlich dem Tithon (Oberjura) zuordnen.

Im Nördlichen Apennin sowie in weiten Teilen der Tethys sind die Ophiolithgesteine mit dem Radiolarit, den Tiefseetonen und der Maiolica eng assoziiert. Da Steinmann – wie es zu seiner Zeit üblich war – die Ophiolithe für „Tiefeneruptiva", also für plutonische Magmatite hielt, die in das bereits existierende Tiefseesediment eindrangen, beschrieb er diese Sedimentassoziation als „Hüllgesteine". Demnach handelte es

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

sich eigentlich gar nicht um eine „Trinität“ sondern um eine „Dualität“, die Steinmann (1905, 1925) beschrieb: Ophiolithe und abyssal-sedimentäre Hüllgesteine (Abb. 6 und 11). Bereits 1905 machte er darauf aufmerksam, dass die magmatisch-intrusiven Ophiolithe keinerlei Zufuhrkanäle im Liegenden aufweisen, auch nicht in den Alpen. Diese konnten daher als passiv transportierte, allochthone Gesteine interpretiert werden (vgl. Argand 1916). Lange Zeit galt diese Beobachtung somit als wichtigstes Argument für die Deckennatur des Schieferapennins, genauso aber auch für die Platta-Decke in den Alpen. Aus dem Vergleich mit den Südalpen nahm Steinmann (1927) als Intrusionsalter höhere Unterkreide an.

5.2 Ophiolithe s.s. und Ophiolithe s.l.

Trotz der vielen Hinweise auf eine effusive Natur einzelner Ophiolithbestandteile (z.B. die basaltischen Kissenlaven, Abb. 11 links) war Steinmann (1927) auch gegen Ende seines Lebens noch überzeugt, dass die Ophiolithe vollständig intrusiver Natur sind. Er begründete dies zum einen mit dem Auftreten von diskordanten Basaltgängen im Gabbro und zum anderen mit der Tatsache, dass die Basalte dem Serpentinit fast immer direkt aufliegen. Wären die Basalte effusiv, müssten zwischen diesen und den intrusiven Serpentiniten und Gabbros, als deren gedachte „Tiefenäquivalente“, eine vertikale Distanz und entsprechende Fördergänge bestehen – so seine Erklärung.

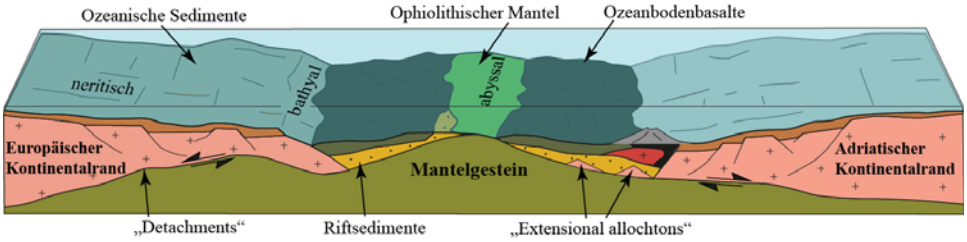

Abb. 12: Extrem gedehnte kontinentale Kruste, bei der peridotitische Mantelgesteine exhumiert werden und direkt als Ozeanboden aufgeschlossen sind. Durch die extreme Dehnung reißen Schollen der kontinentalen Kruste ab und werden zu „extensional allochthons“. PIERO ELTER hat diese, hier um diese Krustenallochthone leicht abgewandelte Konzeption, im Jahr 1972 auf die Entstehung des Liguro-Piemontesischen Ozeans angewendet. **Fig. 12:** Hyperextended continental crust with exhumed mantle peridotites outcropping as ocean floor (based on a drawing from ELTER 1972). Crustal slabs pulled off forming now „extensional allochthones”, which are added to the figure by the Author of this publication. These as well as the basalts do overlay directly the mantle, when extension goes on.

Diese Argumente führten zwar zu einer falschen Schlussfolgerung, aber das Selbstvertrauen auf seine Beobachtungsgabe macht so auf den damals unbekannten Umstand aufmerksam, dass die Ophiolithe der Liguriden Mantelgesteine sind, die tatsächlich direkt am Meeresboden aufgeschlossen waren und somit anormale Konstellationen aufweisen (Decandia & Elter 1969). Die Unterscheidung zwischen

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

den „echten“ Ophiolithen (Penrose-Konferenz 1972: Ophiolithe s.s.) und den mediterranen Ozeanbodengesteinen eines exhumierten Mantels (Ophiolithe s.l.) wurde damit von Steinmann (1927) unbewusst vorweggenommen. Denn tatsächlich treten bei den echten Ophiolithen s.s. die so genannten „sheeted dikes“ auf – also die durch die Ozeanbodenspreizung aneinandergereihten Fördergänge basaltischer Laven - zwischen Peridotit/Gabbro und Kissenbasalten. Erst Elter (1972) erkannte in den Liguriden diesen Zusammenhang gegen Ende der 1960er Jahre, nachdem neuere Forschungsergebnisse in den Alpen gezeigt haben, dass auch die Dehnungsphase des Liguro-Piemontesischen Ozeans fossil überliefert ist (Trümpy 1960, Bernoulli 1964, Decandia & Elter 1969, Manatschal & Nievergelt 1997, Marroni & Pandolfi 2007, Abb. 12).

6. Sedimentabfolge und tektonischer Bau im Nördlichen Apennin

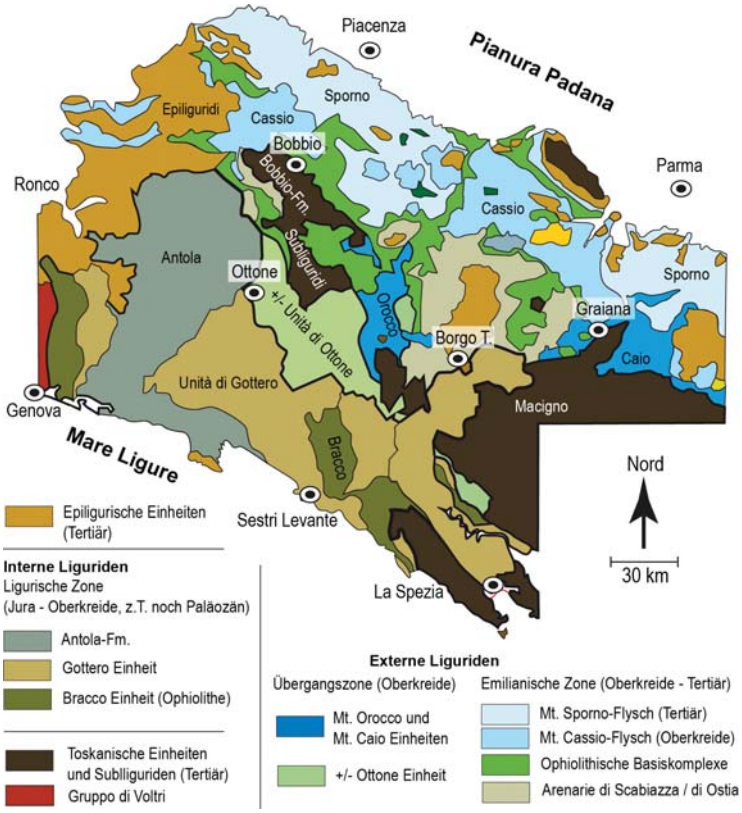

Abb. 13: Geologische Karte des Nördlichen Apennins (Italien) auf Grundlage von ELTER & MARRONI (1991)
Fig. 13: Geological map of the Northern Apennines (Italy) based on ELTER & MARRONI (1991).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Die italienischen Geologen beharrten trotz der vielen Gegenargumente noch lange Zeit auf der Autochthonie des Gebirges. Sie gliederten den Gesteinsaufbau des Apennins in Form einer einzigen stratigraphischen Abfolge und stellten sowohl die ophiolithischen Gesteine als auch die toskanischen Flyschabfolgen in das Tertiär („il terziario ofiolitico"). Denn alles, was oberhalb der „Scaglia" – eine spätkreidezeitliche Ablagerung des austroalpinen Sedimentationsraumes – lag, musste folglich jünger sein. Erst ab 1924 öffneten sich die italienischen Geologen langsam für die Deckentheorie (Rovereto 1924). Und erst 1951 ließ Giovanni Merla dann keinen Zweifel mehr daran. Nur mit Hilfe der Deckentheorie konnten die paläontologischen Hinweise auf ein mesozoisches Alter der stratigraphisch oben liegenden Gesteinseinheiten verstanden werden. Um nachzuvollziehen, wie sich die fixistischen Theorien der Gebirgsbildung in der Geowissenschaft verfestigen und sich so lange, trotz der zahlreichen Gegenargumente, behaupten konnten, ist es nötig, sich etwas detaillierter mit dem Aufbau des Nördlichen Apennins zu beschäftigen. Die Verbreitung der Gesteinseinheiten ist auf der Karte in Abb. 13 dargestellt.

6.1 Die Entwicklung der stratigraphischen Abfolge

Erste allgemein-stratigraphische Gliederungen des Nordapennins gehen auf die italienischen Geologen Taramelli (1916) und Rovereto (1922) zurück (Abb. 14). Wesentliche Elemente dieser Abfolge waren der sandig-tonige Flysch und der kalkmergelige Flysch (Abb. 15 und 16).

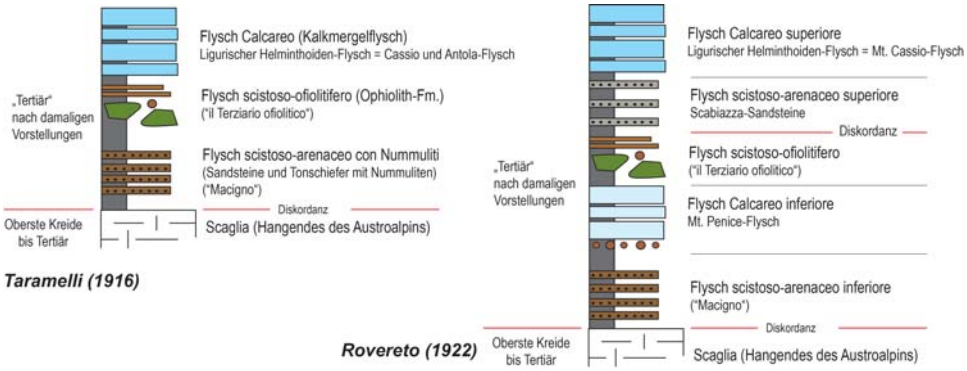

Abb. 14: Erste stratigraphische Gliederung nach den italienischen Geologen TARAMELLI (1916, links) und ROVERETO (1922, rechts). Beide Abfolgen sind rein autochthon gedacht, das heißt mehr oder weniger in-situ zur Zeit des Tertiärs entstanden. **Fig. 14:** First stratigraphic reconstructions by TARAMELLI (1916) and ROVERETO (1922). Both successions are autochthonous and Tertiary in age, as was assumed by most of the Italian geologists.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Abb. 15: Klassischer Kalkmergelflysch des Nordapennins („Alberese“, „Helminthoidenflysch“)

Bild links: Mt. Cassio Kalkmergel-Flysch im Val Baganza (Provincia di Parma) **Bild rechts:** Typischer dreiteiliger Schichtaufbau von Bänken eines Kalkmergel-Flysch.

Fig. 15: Classical marly flysch of the “Alberese-type” of the Northern Apennines

Left: Mt. Cassio Flysch in the Baganza valley (Province of Parma) **Right:** Typical three-fold division of calcerous and marly flysch.

Abb. 16: Sandstein-Flysch (ursprünglich allgemein als „Macigno“ bezeichnet)

Bild links: Sandig-toniger Mt. Gottero-Flysch zwischen Pontremoli und Borgo Taro (Oberkreide). **Bild rechts:** Sandiger Flysch des Hochapennins am Mt. Orsaro (Macigno Formation, Oligozän)

Fig. 16: Macigno-Type sandstone flysch

Left: Layers of sandy and muddy flysch of the Gottero unit between Pontremoli and Borgo Val di Taro (Upper Cretaceous). **Right:** Sandy Flysch of the higher Apennines at Mt. Orsaro (Macigno Fm., Oligocene).

Die lithologische Abfolge nach Taramelli (1916) unterschied zunächst drei Einheiten: Einen sandigen Flysch an der Basis, der generell als „Macigno“ bezeichnet wurde, eine Ophiolith führende Schicht darüber und der Kalkmergelflysch, „Alberese“ genannt, im Hangenden. Dies war auch die Abfolge, mit der Steinmann (1907) den

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Deckenbau des Apennins begründete, in dem er die Ophiolithgruppe und den Macigno durch eine Überschiebung voneinander trennte. Rovereto (1922) erkannte später, dass es auch in der oberen Einheit sandige Flyschabfolgen gibt, genauso wie in der unteren Einheit noch Kalkmergelabfolgen auftreten. Die sandigen Flyschsedimente der oberen Abfolge sind folglich als „Arenarie superiori“ bezeichnet worden, um sie von den „zähen Sandsteinen“ des Macigno abzugrenzen. Obere und untere sandige Flysch-Einheiten wurden jeweils von einem Kalkmergelflysch überlagert.

Zwischen diesen beiden großen Flyscheinheiten schaltet sich die ophiolithische Gesteinseinheit ein, die zusammen mit Sandsteinschichten, splittrigen Schiefertonen und Brekzien ein insgesamt chaotisches Gefüge aufweist. Für diese markante Einheit fanden sich damals die Begriffe „Argille scagliose con ofioliti“ oder „Flysch scistoso-ofiolitifero“ im Italienischen und „Serpentinserie“ oder „Ophiolithformation“ (abgekürzt Ophiolith-Fm.) im Deutschen (Abb. 14 und 17).

Abb. 17: Klassische Gesteinsfazies der Liguriden: Ophiolith-Fm. (Complesso base di Mt. delle Tane)

Bild links: Typische Fazies der „Argille scagliose“: stark deformierte und verschuppte Tonsteine. **Bild rechts:** Typischer Anblick von Aufschlussbereichen der Ophiolith-Fm., bei der dunkle Ophiolith-Megablöcke (gelbe Pfeile) aus den mit Vegetation bedeckten splittrigen Tonen und Brekzien herausschauen. Die Ausdehnung einzelner Blöcke erreicht hier weit über 100 m.

Fig. 17: Classical facies of ophiolite rocks in the Ligurides (Mt. delle Tane basal complex):

Left: Typical facies of the “Argille scagliose”: strongly deformed and splintery mudstones. **Right:** Typical aspect of the ophiolite outcrop areas: dark ophiolite blocs (yellow arrows) which stand out of the argillaceous and brecciated materials covered by vegetation.

Für die meisten italienischen Geologen gehörten alle diese Einheiten dem Tertiär an, auch wenn einzelne Geologen, wie z.B. Sacco (1905), der Ophiolith-Fm. bereits ein kreidezeitliches Alter zuwiesen.

Eine neue tektono-stratigraphische Gliederung, die nach der Erkenntnis der Decken-

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

tektonik im Apennin von weitgehender Bedeutung war, wurde von einem Schüler Steinmanns beschrieben (Abb. 18). Otto Ludwig veröffentlichte 1929 die Ergebnisse einer detaillierten geologischen Kartierung und deren Interpretation in der Umgebung von Bobbio (Abb. 13). Er definierte dort innerhalb der Liguridendecke drei größere Gesteinseinheiten, sowie eine weitere große im Liegenden der Decke. Der tertiäre „Bobbio-Sandstein“ wurde kartographisch von Ludwig (1929) als tektonisches Fenster erkannt, da dieser die Liguridendecke in einer Aufwölbung durchstößt (Abb. 10, 13). Das „Fenster von Bobbio“ (Elter et al. 1997) ist heute eine der bekanntesten geologischen Strukturen im Nördlichen Apennin. Den paläo- bis eozänen Mt. Penice Flysch stellte er zusammen mit der so genannten Kalk-Ton-Gruppe (heute: Unità Canetolo) entsprechend der Gliederung seiner italienischen Kollegen ebenfalls in die Toskaniden (Abb.14 und 18). Er beschrieb die tektonische Verschuppung dieser kalktonigen Gesteinsserie, die erst viel später als „Subliguriden“ bezeichnet wurden (vgl. Elter et al. 1997). Auch mit seiner Interpretation, dass es sich beim Kalkmergelflysch der Costa-Fm. (heute: Flysch del Monte Cassio) und der Antola-Fm. nicht etwa um ein transgressives „Neoautochthon“ handelt, sondern um eine Gesteinsdecke, war er ebenfalls den Kenntnissen seines Lehrers weit voraus. Lediglich in deren zeitlichen Zuordnung zum Tertiär, anstatt in die Oberkreide, irrte er sich.

Die wurzellosen Peridotite der Ophiolith-Fm. galten weiterhin als Intrusionen, die in die „Hüllgesteine“ der Jura- und Unterkreidezeit eingedrungen sind (siehe 5.2). Auf Grundlage seiner Beobachtungen näherte sich Ludwig (1929) aber der Interpretation einiger seiner italienischen Kollegen an, die bereits eine sedimentäre Entstehung der Ophiolith-Fm. vermuteten (Rovereto 1922, Bortolotti 1962). Diese Sichtweise hat sich bei den deutschen Geologen erst gegen Ende der 1960er Jahre durchgesetzt. Der Grund dafür lag in der extrem weiten Ausdehnung der Ophiolith-Fm. und in den

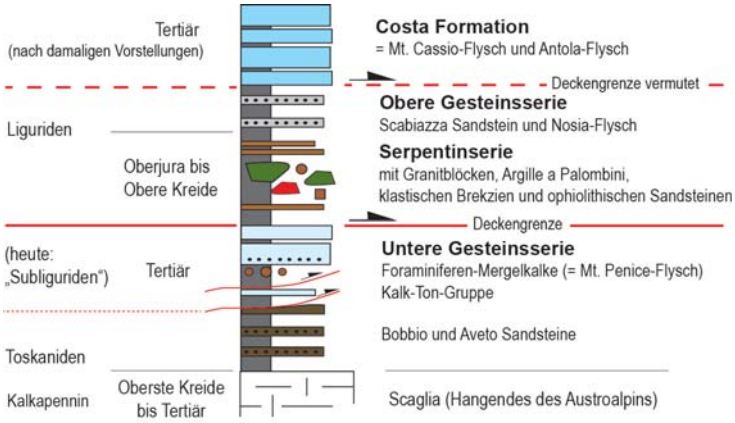

Abb. 18: Stratigraphische Abfolge des Nordapennins bei Bobbio, nach LUDWIG (1929). **Fig. 18:** Stratigraphy of the Bobbio region and application of the nappe theory, published by LUDWIG (1929).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

extremen, bis zu kilometerweiten Ausmaßen der wurzellosen Ophiolithblöcke. Die Vorstellung einer so gigantischen sedimentären Mélange, gebildet durch eine Art von Rutschung oder durch einen Trümmerstrom, war daher schwierig nachzuvollziehen. Mit der Veröffentlichung von Ludwig (1929) ist der wesentliche Aufbau und die Deckentektonik in einer Schlüsselregion für die Geologie des Nördlichen Apennins beschrieben worden. Die Arbeit war Ausgangspunkt weiterer intensiver Forschungen durch italienische und deutsche Geologen. Deren Ergebnisse unterschieden sich jedoch in wesentlichen Aspekten von den Vorstellungen Steinmanns.

7. Von Schwellen und Trögen in der ligurischen Geosynklinale

Steinmann starb 1929 in Bonn. Die geotektonische Forschung im Apennin wurde von Rolf Teichmüller, Janpeter Schneider, Heinrich W. v. Quitzow, Hans Stille und Rolf B. Behrmann fortgesetzt, die ihre Ergebnisse unter anderem in der Reihe „Beiträge zur Geologie der Westlichen Mediterrangebiete“ oder als einzelne Abhandlungen zwischen 1927 und 1936 veröffentlichten.

7.1 Die Struktur der Geosynklinalen

Der Deckenbau des Apennins konnte mit den oben genannten Arbeiten weiträumig und anhand vieler Darstellungen bestätigt werden. Neu war die Anwendung der insbesondere von Stille (1924, 1936 und 1940) weiterentwickelten Geosynklinaltheorie, nach welcher die apenninische Orthogeosynklinale in mehrere untergeordnete Teil-Geosynklinalen und Schwellenregionen gegliedert wurde (vgl. Abb. 2). Mit der Anwendung der Geosynklinaltheorie wurden die stratigraphischen und faziellen Erkenntnisse erstmals geodynamisch interpretiert, allerdings immer auf der Grundlage der Permanenz von Ozeanen und Kontinenten. Primär unterschieden die Geologen eine weiter entwickelte Voll- oder Eugeosynklinale („Liguriden“) von einer geringer entwickelten Minder- oder Miogeosynklinalen („Toskaniden“).

Die genannten Geologen nahmen an, dass zwischen den Ablagerungsräumen der Liguriden und der Toskaniden eine trennende Schwelle bestand, da keine direkten stratigraphischen Zusammenhänge zu beobachten seien. Als Hinweis auf diese Schwelle wurden außerdem kristalline grobklastische Einschaltungen in tertiären Sandsteinen gesehen, so z.B. die konglomeratischen Sandsteine der heutigen „Unità Aveto“ im Tal des Aveto, südlich von Bobbio. Das postulierte Liefergebiet wurde von Teichmüller & Quitzow (1935) als „Ostligurische Schwelle“ bezeichnet und unter anderem im Gebiet des Scrivia-Tales bei Ronco vermutet (Abb. 13 und 19). Der eigentliche Ligurische Scheitel, der tektonisch betrachtet die apenninische Ostvergenz von

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

der alpinen Westvergenz trennt, liegt nördlich von Genua entlang der Sestri-Voltaggio Linie (Kober 1927, Abb. 1). Der Gebirgsscheitel sollte nach Süden hin seinen Ursprung in einer „Westligurischen Schwelle“ haben. Von dieser Geantiklinalen ausgehend, sind die sandigen Flyschsedimente der Liguriden („Arenarie superiori“) nach Osten in den „Ostligurischen Trog“ geschüttet worden - so die Modellvorstellung.

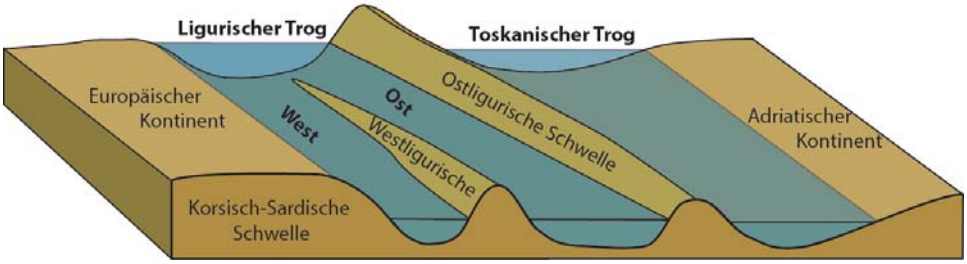

Abb. 19: Skizze der apenninischen Orthogeosynklinalen. Die westligurische Schwelle trennt die alpine von der apenninischen Vergenz und taucht nach Norden ab. Die ostligurische Schwelle entspricht der Insubrischen Linie in den Alpen. **Fig. 19:** Schematic drawing of the apenninic orthogeosyncline. The strata of the West Ligurian Basin was thrusted to the west, that of the East Ligurian and the Toscanides Basins to the east. The West Ligurian Rise plunges to the north into the later Sestri-Voltaggio zone, whereas the East Ligurian Rise is the southern prolongation of the Insubric line of the Alpine belt.

Insgesamt gab es nun somit drei Tröge (Abb. 19): Ganz im Westen, zwischen Korsika und der westligurischen Schwelle der westligurische Trog, dessen Sedimente als Decke mit alpidischer Vergenz auf Korsika aufgeschlossen sind; ganz im Osten, jenseits der ostligurischen Schwelle, der toskanische Trog und dazwischen der ostligurische bzw. „Ligurische Trog“, dessen Sedimente überwiegend mit apenninischer Vergenz in den Liguriden überliefert sind.

Steinmann (1925) verfolgte eine ganz andere Art der Interpretation: Konglomerate und stratigraphische Beziehungen waren für ihn keine Hinweise auf eine Schwelle, die ganze Sedimentationsräume voneinander trennte. Vielmehr lag zwischen den Liguriden und den Toskaniden keine weitere Gesteinsdecke mit flachmariner oder kontinentaler Fazies. Ganz im Gegenteil: Genauso wie die Liguriden, so bestanden auch Teile der Toskaniden aus Tiefseeablagerungen, wie die Fazies der Radiolarite, des Ammonitico Rosso oder der Maiolica belegen. Folglich schloss sich der abyssale ligurische Ozean direkt an den ebenso abyssalen toskanischen Ablagerungsraum an, mit dem Unterschied, dass nur der ligurische Faziesraum ophiolithisch geprägt war (Abb. 10). Beide zusammen ergaben nach Steinmanns Berechnungen einen tiefmarinen Ozean von ca. 550 km Breite und bis zu 2000 km Länge, der sich mit ähnlicher Breite in den Alpenraum fortsetzte (Steinmann 1925). Die heutigen Vorstellungen über dessen Ausdehnung liegen nicht weit davon entfernt (vgl. Hsü 1995). Die späteren

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Bearbeiter begnügten sich jedoch mit einer Breite von mindestens 35 km, der Strecke zwischen östlichstem Auftreten der Liguriden und dem westlichsten tektonischen Fenster (Teichmüller & Schneider 1935). Mit diesem eher minimalistischen Ansatz wird bereits deutlich, dass die Decken in ihrer zuvor angenommenen Transportweite deutlich reduziert wurden. Auch die grobklastischen Schüttungen der gedachten Schwellenregionen konnten keinen weiten Transport erfahren haben, so dass sich die sedimentäre und tektonische Dynamik immer stärker auf den regionalen Aufschlussbereich beschränkte. Dieser Trend kommt auch mit der damals gängigen Interpretation der Ophiolith-Fm. zum Vorschein.

7.2 Ozeanisches oder kontinentales Grundgebirge?

In den Arbeiten von Teichmüller & Schneider (1935) und Teichmüller (1935) wurden die Ophiolithe dem initialen Magmatismus der ligurischen Eugeosynklinalen zugeordnet, die zwar tiefmarin-bathyaler Natur aber nicht ozeanisch gedacht war. Mit dem Auftreten und der Überbetonung von stark zerscherten Granitblöcken innerhalb der Ophiolith-Fm. wollten die Autoren den kontinentalen Charakter der Geosynklinalen begründen. Solche Granitblöcke lassen sich in den Seitentälern und oberhalb des Avetotales als Teil der Ophiolith-Fm. antreffen. Intuitiv wurden sie als tektonische Schuppen gedeutet, die bei der Deckenüberschiebung von ihrem granitischen Grundgebirge abgeschert wurden. Auch Steinmann (1927) hat sich darüber Gedanken gemacht, hob aber hervor, dass diese stark deformierten granitischen Gesteine in ihrer Verbreitung innerhalb der Ophiolith-Fm. tatsächlich keine große Rolle spielen. Genauso wie seine Kollegen postulierte er eine Abscherung der Ophiolith-Fm. von einem kristallinen Grundgebirge. Einige heutige Geologen sehen darin bei Steinmann gegen Ende seiner Forschertätigkeit einen Wandel der Ansichten hin zum Fixismus der Geosynklinalen (z.B. Bernoulli & Jenkyns 2009b). Dem ist entgegenzuhalten, dass Steinmann vor allem in seinem großen Artikel von 1925 (und damit nur zwei Jahre zuvor) sich nochmals klar positioniert hat und auch keinen Zweifel daran gelassen hat, dass die Ophiolithe und ihre Hüllgesteine ozeanischen und abyssalen Ursprungs sind. Zwar spricht er 1927 von der „ophiolithischen Geosynklinale“, wendet aber damit lediglich den gängigen Sprachgebrauch der damaligen Zeit für ein Sedimentbecken mit ophiolithischem Boden an. Denn was „endgültiger (?!) Ozeanboden“ sein sollte, konnte auch Steinmann (1925) nicht beantworten. Daher wohl sein Fragezeichen hinter dem Begriff. In seinem Artikel beschreibt er die „Alpin-Apennine Geosynklinale“ als schmalen Ozean oder als Tiefseegraben, ähnlich dem des pazifischen vor Chile und Peru. Auch der Tiefseegraben war nach gängiger Auffassung Teil des Ozeans (vgl. Kayser 1921, S. 212).

Heute werden die Granite der Ophiolith-Fm. als so genannte „extensional allochthones“ interpretiert und als abgescherte Reste eines in extremer Dehnung (!) begriffenen Kontinentalrandes angesehen (Abb. 12, Marroni & Pandolfi 2007). Im Zuge

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

dieser extremen Dehnung konnte der subkontinentale Mantel als Ozeanboden freigelegt werden und später als ophiolithisches Gestein zusammen mit den Granitschuppen auf die kontinentalen Bereiche obduziert werden. Solange der serpentinisierte Peridotit also nicht als exhumiertes Mantelgestein des Ozeanbodens erkannt wurde, musste in der Vorstellung der damaligen Geologen eine Intrusion in oder zwischen ein wie auch immer geartetes kristallines Grundgebirge erfolgen. Für Steinmann (1927) war die räumlich extrem ausgedehnte ophiolithische Einheit der erosive Rest eines „Plakoliths“, wie er es nannte. Dieser riesige plattenförmige Lagergang sollte daher nach seiner Vorstellung flächig ausgehend von einer Spalte am Rande der „ophiolithischen Geosynklinalen“ zwischen Grundgebirge und Hüllgesteine intrudiert sein (wegen der im Aufschluss immer fehlenden Förderkanäle). Ophiolith-Plakolith und abyssale Sedimente wurden dann gemeinsam von einem „typischen granitischen Grundgebirge“ abgeschert und als Schubmasse auf den Kontinent verfrachtet.

Es ist vor dem Hintergrund aller seiner Veröffentlichungen nicht erkennbar, das er mit dem Ausdruck des „typischen granitischen Grundgebirges“ tatsächlich den Kontinent als Grundlage der ophiolithischen Gesteine meinte (vgl. Bernoulli & Jenkyns 2009a, b), zumal der typische Granit im ozeanischen Grundgebirge nach damaligem Kenntnistand nicht ausgeschlossen war (z.B. Ampferer 1925 und dessen Fig. 4).

7.3 Der sediment-stratigraphische Bau der Tröge

Die „Ophiolith-Fm.“, wie Teichmüller (1935) sie nannte, wurde damals noch nicht auf zwei Großräume verteilt. Aber Teichmüller erkannte, dass im Bereich des emilianischen Apennins der kalkmergelige Flysch der Oberkreide direkt auf die ältere Ophiolith-Fm. „transgrediert“, während im ligurischen Apennin mächtiger Sandsteinflysch des Mt. Gottero dazwischen liegt. Damit nahm die Zweiteilung der Liguriden in eine östliche und eine westliche Faziesabfolge ihren Lauf. Diese Faziesdifferenzierung fand ihre Erklärung darin, dass sich die Geologen Kalkmergelflysch und sandigen Flysch als zeitliche und laterale Äquivalente dachten. Das heißt, dass die Sandsteine des Mt. Gottero – damals noch allgemein den „Arenarie superiori“ zugeordnet – laterale und basale Äquivalente des weiter nördlich gelegenen Antola-Kalkmergelflyschs seien (so auch noch in Elter 1962). Die klastischen Schüttungen kämen in diesem Fall von der westligurischen Schwelle, die nach Norden in Richtung auf Genua abtauchen sollte (Abb. 1 und 19). Gegen Norden und gegen Osten zu, also dort, wo sich die Schwelle verliert und mit weiterer Entfernung zur Schwelle, würden die klastischen Sedimente eines neritischen Ablagerungsraumes von den Kalkmergeln des etwas tieferen Meeres ersetzt.

Ein interessantes Beispiel für diese Art von Korrelation liefert Behrmann (1936) für den toskanischen Trog in einem Abschnitt über das „Eozänprofil von Corniglio-Graiana“ im Val Parma (Abb. 20). Als Liegendes der Ophiolith-Fm. galt das „Eozän“ ent-

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

lang der Trebbia bei Bobbio und im Tal des Aveto (Ludwig 1929, Teichmüller & Schneider 1935, Abb. 18). Auch hier galten die kalkmergeligen Einheiten der Kalk-Ton-Gruppe als zur ostligurischen Schwelle distale Ablagerungen und als laterale Äquivalente des klastischen „Macigno“. Wegen der Armut an Fossilien bereitete das verwirrende Neben- und Übereinander von optisch kaum zu unterscheidenden Kalkmergeleinheiten große Probleme. Basierend auf den Erkenntnissen bei Bobbio verwechselt daher Behrmann (1936) bei Castello di Graiana den Kalkmergel-Flysch der Oberkreide (Mt. Caio Flysch) mit dem des Eozän bei Bobbio (Mt. Penice Flysch).

In seinem „Eozänprofil“ oberhalb der Parma (Abb. 20) geht Behrmann (1936) von einem kontinuierlichen Übergang aus, mit konglomeratischen Sandsteinen an der Basis über schwarze Schiefertone mit Kalkbänken zu hellen Mergelkalken (heute: Mt. Caio Flysch, Oberkreide). Genauso, wie es sich scheinbar auch bei Bobbio verhält. Am Top erkannte er die Ophiolith-Fm. Die hellen Kalkmergel des Caio-Flysch stellt er folglich und aus Mangel an Fossilien ins Eozän. Die Ophiolith-Fm. musste somit nach allgemeiner Erkenntnis die Basis der Liguridendecke sein (Abb. 18). Gleichzeitig übersieht er aber die eigentliche Deckengrenze im Liegenden des Caio-Flysch.

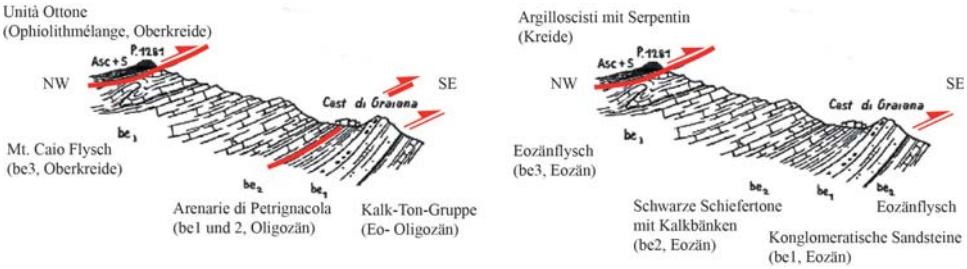

Abb. 20: Das „Eozänprofil“ von Corniglio-Graiana im Val Parma nach BEHRMANN (1936)

Bild links: Heutige Interpretation und stratigraphische Gliederung nach Cerrina Feroni et al. (2002): Die Hauptüberschiebung zwischen Liguriden und Subliguriden liegt zwischen be3 und be2 im Liegenden des Caio-Flysch. Dieser wird im Hangenden von der Ophiolith-Fm. überschoben. **Bild rechts:** Interpretation nach Behrmann (1936): Er sieht die Hauptüberschiebung der Liguriden an der Basis der Ophiolith-Fm. und verwechselt den Caio-Flysch mit dem Eozänflysch des Mt. Penice bei Bobbio. Die Abfolge entspricht in seinem Sinne der Abfolge des Aveto- und Trebbiatales mit Macigno-Sandsteinen und Schiefertonen an der Basis und dem Kalkmergel darüber. Die Überschiebung im Südosten deutet er als eine tektonische Verschuppung.

Fig. 20: The „Eocene section“ of Corniglio-Graiana in the Parma Valley (Behrmann 1936).

Left: Actual interpretation and stratigraphic division: The Late Cretaceous Caio-Flysch (be 3) is a Ligurian thrust unit between the Ottone-unit on top and the Subligurides (Cerrina Feroni et al. 2002). **Right:** Interpretation from Behrmann (1936): The main thrust he observed on top of the Caio-flysch. The latter he confused with the Eocene Penice-flysch of the Toscanides, which caused wrong correlation patterns.

Infolge der Verwechslung mit dem Eozän-Flysch und auf der Grundlage der Erkenntnisse bei Bobbio, beginnt Behrmann (1936) konsequent - und geradezu symptomatisch für seine Zeit - falsch zu korrelieren: Die hellen und sehr mächtigen „eozänen“

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Kalkmergel mussten für ihn zeitliche Äquivalente der weiter südwestlich gelegenen ebenfalls sehr mächtigen „eozänen“ Macigno-Sandsteine sein (Abb. 13 und 16 rechts). Die sedimentäre Füllung der Geosynklinalen bestand somit – wie gehabt - aus einer klastischen Fazies entlang der ostligurischen Schwelle (Macigno) und einer distal dazu gelegenen Kalkmergel-Fazies im Osten des Troges („Eozän-Flysch“, Abb. 21). Damit ließ sich das klassische Modell der geosynklinalen Sedimentfüllung mit ihrer zentral ausgehenden klastischen Fazies scheinbar bestätigen. Paläontologische Hinweise italienischer Geologen auf das in Wahrheit jüngere Alter des Macigno im Hochapennin wurden zugunsten des Modells in Zweifel gezogen (Principi 1932, zitiert in Behrmann 1936). Es waren somit modellbedingte stratigraphische Rekonstruktionen dieser Art, die das Bild von Geosynklinalen (Tröge) und Geantiklinalen (Schwellen) in den Köpfen der Geologen verfestigten und zu vermeintlich logischen Gebirgsbildungsprozessen werden ließen.

Erst die geologischen Arbeiten von Sames (1963), Schulze (1965) und Zanzucchi (1967) lieferten Unterscheidungsmerkmale, mit denen eine Stratigraphie und die räumliche Verteilung der Kalkmergeleinheiten genauer definiert werden konnten und somit deutliche zeitliche Abgrenzungen zu den sandigen Flyscheinheiten möglich machten.

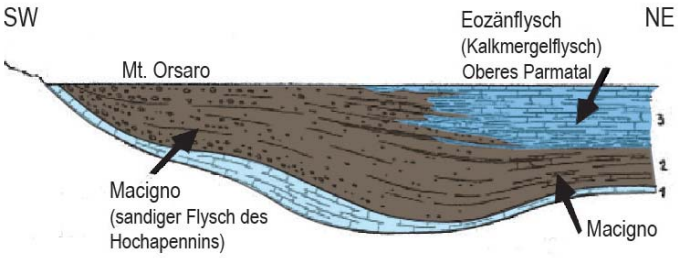

Abb. 21: Geosynklinale Konzeption und Faziesverteilung nach R. B. BEHRMANN (1936)
Fig. 21: Geosynclinal concept and facies distribution in the sence of R.B. BEHRMANN (1936)

8. Die Berliner Schule der Apenningeologie

Nach dem zweiten Weltkrieg wurde die von deutschen Geologen betriebene Forschung im Apennin Ende der 1950er Jahre wieder aufgenommen. Max Richter von der Freien Universität Berlin leitete eine Arbeitsgruppe, die sich mit dem Übergang zwischen den Ligurischen Alpen und dem Nördlichen Apennin beschäftigte. Richter wurde 1900 in Bingen am Rhein geboren, studierte zunächst Chemie und später Geologie bei Steinmann in Bonn. 1921 promovierte er bei diesem mit einer Arbeit über das Devon der Wiehler Mulde im Rheinischen Schiefergebirge und bereits 1923 wurde er ebenfalls bei Steinmann mit einer Arbeit über die Kreide in Feuerland habilitiert

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

(Schmidt-Thomé & Schönenberg 1965). Sein Lehrer wurde ja nicht zuletzt bekannt für seine damals noch als spektakulär angesehenen Überseeexpeditionen in Südamerika. Die Apenninforschung konnte also mit einem Steinmann-Schüler fortgesetzt werden. Im Rahmen von Diplomarbeiten, Dissertationen und Forschungsarbeiten wurden unter dessen Leitung zahlreiche Gebiete Liguriens und des Nördlichen Apennins neu aufgenommen und faziell-stratigraphisch analysiert. Hier gelten insbesondere mehrere Veröffentlichungen von Klaus-Joachim Reutter, Carl Wolfgang Sames und Hillert Ibbeken als wegweisend für die weitere geologische Interpretation der Gebirgsbildung im Apennin. Die für diesen Artikel relevanten Arbeiten werden in den folgenden Absätzen entsprechend zitiert.

8.1 Und immer wieder Troggleitung

In seiner ersten Veröffentlichung „Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin“ beschreibt Reutter (1961) die heute noch mehr oder minder gültige Abfolge des Ligurischen Apennins (Abb. 22, links).

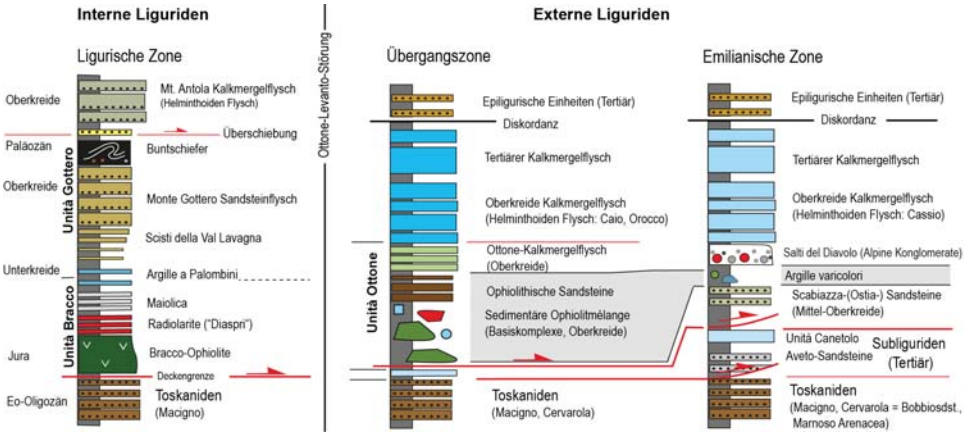

Abb. 22: Heutige Sicht auf den stratigraphischen Bau des Nördlichen Apennins (verändert auf Grundlage von CODEGONE ET AL. 2012). **Fig. 22:** Actual interpretation of the stratigraphic record in the Northern Apennines (based on CODEGONE ET AL. 2012).

Auch in dieser Zeit wurden die Ophiolithe weithin noch als plutonisch-magmatische Intrusionen angesehen. Hier im Bereich der Westabdachung des Nördlichen Apennins liegen die Ophiolithe jedoch nicht als Teile einer deformierten Mélange vor, sondern als gehobener Ozeanbodenkomplex. Damit ist die von Reutter (1961) dargestellte Abfolge auch die tatsächlich stratigraphische. Wegen der großen Verbreitung von Tonschiefergesteinen (früher im Ligurischen Apennin auch als „Argilloscisti“ und „Scisti Galestri“ oder einfach „Galestro“ bezeichnet) hatte bereits Steinmann (1907) ursprünglich vom „Schieferapennin“ gesprochen.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Die Sandsteine oberhalb der Lavagnaschiefer (Abb. 22 links) wurden von Reutter (1961) zum ersten Mal als „Gottero-Sandsteine“ bezeichnet (siehe auch Abb. 16), um diese von den „Arenarie superiori“ des östlichen Apennins bei Bobbio und im Val Taro zu differenzieren. Sowohl der sandige Gottero-Flysch als auch die darüber lagernden Buntschiefer werden tektonisch vom Mt. Antola-Alberese überlagert, der wiederum mit dem Mt. Orocco-Alberese des emilianischen Apennins gleichgesetzt wurde. Letzterer wird von Reutter (1961) als abgeglittene Masse dieses Antola-Flyschs interpretiert. Hier wurde also weiterhin eine Gleitdecken-Tektonik propagiert, obwohl viel früher schon gravierende Argumente dagegen vorgebracht wurden (vgl. 4.2). Warum trotzdem diese Theorie weiter angewendet wurde, kann an diesem Beispiel sehr gut mit den faziellen und stratigraphischen Zusammenhängen erklärt werden. Der Mt. Orocco-Alberese als Pendant des oberkretazischen Antola-Flysch liegt in den externen Liguriden tektonisch betrachtet unterhalb der Ophiolith-Fm. (Unità Ottone) - genauso wie dies bereits im Falle des Mt. Caio-Flysch in Abbildung 20 gezeigt wurde. Eine damals als älter angenommene Ophiolith-Fm. liegt also über einer kartographisch isolierten Scholle des jüngeren Kalkmergel-Flyschs, wie dies anhand des tektonischen Baus in der Abb. 23 zu erkennen ist. Die „Unità Ottone“ gilt dementsprechend als chaotische Gleitmasse, genauso wie die jüngere Flyschscholle. Beide sollen durch eine zentrale und kontinuierlich stattfindende Hebung der ligurischen Einheiten im Südwesten zeitlich nacheinander abgeglitten sein, was zu der umgekehrten stratigraphischen Abfolge auf emilianischer Seite im Nordosten geführt habe. Erst hat die Abgleitung des Antola-Flyschs stattgefunden - die folglich zur „Alberese Decke“ wurde (Elter et al. 1961) -, dann die der „Unità Bracco“. Alljährlich auftretende rezente Rutschungen im Apennin dürften diese Vorstellung anschaulich untermauert haben.

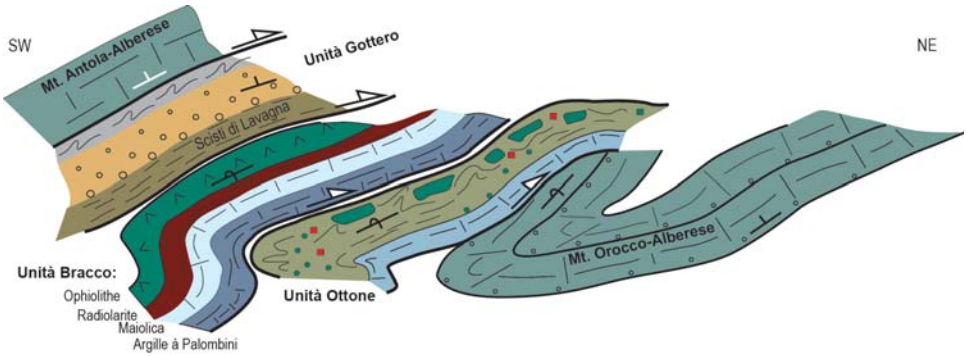

Abb. 23: Skizze der tektonischen Struktur im Übergangsbereich Ligurien - Emilia Romagna, basierend auf der geologischen Karte von ELTER ET AL. (2005). **Fig. 23:** Schematic drawing of the tectonic structure in the transitional area between Liguria and Emilia Romagna, based on the geological map from ELTER ET AL. (2005).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

8.2 Interne und externe Liguriden

Die in ihrem Ursprung zunächst von Teichmüller (1935), später dann von Sames (1963) und Görler & Reutter (1963) begründete Differenzierung von ligurischen und emilianischen Gesteinsabfolgen spiegelt sich auch heute noch in der Einteilung der Liguriden in „intern“ und „extern“ wider (Abb. 22). Einerseits war diese Differenzierung der liguridischen Geosynklinale ein großer Fortschritt in Bezug auf die Verteilung der Faziesräume und stratigraphischen Abfolgen, andererseits war es aber ein Rückschritt insofern, als insbesondere Reutter (1968) damit einen großen Teil der tektonischen Einheiten – nämlich die östlichen - zu parautochthonen Abfolgen gemacht hat. Denn tektonisch nutzte dieser die Gliederung, um die ansonsten sehr großen und für ihn unerklärlichen Überschiebungsweiten zu relativieren. Dazu wurde sogar eine tektonische Überschiebung des Cassio-Flyschs in die entgegengesetzte Richtung erwogen (Reutter 1968). Diese komplizierten tektonischen Konstrukte näherten sich einem neuen Fixismus an. „Neuer Fixismus“ deshalb, weil bereits vor der „Schardt-Lugeon‘schen Deckentheorie“ die „Doppelfalte“ ihre Begründung darin fand, damals unvorstellbar große Überschiebungsweiten zu verhindern (vgl. Kap. 2.2). Mit der Geosynklinaltheorie ließen sich diese Überschiebungsweiten erneut verhindern, diesmal mit Trögen und Schwellen. Denn ein Extra-Trog am Rande der Geosynklinale ermöglichte die quasi in situ-Lage einer ansonsten weit zu transportierenden Gesteinseinheit.

Insbesondere Piero Elter und seine Kollegen haben mehr und mehr das „Ruder“ in der geologischen Entzifferung des Apennins übernommen, indem sie weniger komplizierte Entwicklungen propagierten und viel konsequenter die Steinmann‘sche Deckentektonik des Apennins zu Ende geführt haben (Elter et al. 1960, Elter & Raggi 1965, Elter et al. 1966, Decandia & Elter 1972). Die italienischen Geologen haben durch die Entzerrung des tektonischen Profils in Abb. 23 die Liguriden in eine interne und eine externe tektonostratigraphische Einheit differenziert. Was oberhalb der Unità Bracco lag, war ehemals zentral gelegen, also intern innerhalb der Eugeosynklinalen, und was unter der Unità Bracco lag, war extern, also am Rande der Eugeosynklinalen entstanden (Elter & Raggi 1965, Elter et al. 1966). Die Ophiolithe selbst bildeten eine Schwelle, die „Ruga del Bracco“. Diese Zonierung in intern und extern hat begrifflich das Paradigma der Plattentektonik bis heute überlebt und wird neuerdings durch die unterschiedlich starke Ausdünnung des Kontinentalrandes am Ozean-Kontinent-Übergang erklärt (Marroni & Pandolfi 2007).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

9. Von den „frane orogeniche“ zum ozeanischen Akkretionskeil

9.1 Die Basiskomplexe und ihre tektonische Bedeutung

Nach Steinmann (1907) wurde die Gesteinsassoziation der Liguriden - wie bereits beschrieben – als Schubmasse auf die mesozoisch-känozoischen Ablagerungen des adriatischen Kontinents überschoben. Das oftmals chaotische Gefüge der Gesteinseinheiten dieser Decke wurde zunächst durch ihre Heraushebung im Zuge der Gebirgsbildung erklärt. Dabei soll es in der Oberkreide zu einer Erosion gekommen sein, in deren Folge der ophiolithische „Plakolith“ zersetzt und anschließend transgressiv durch den „Alberese“ als so genanntes „Neoautochthon“ überlagert wurde. Soweit die Sicht von Steinmann bis 1927. Transgressiv deswegen, weil Flyschsedimente gemeinhin als flachmarine Ablagerungen galten. Konglomerate an der Basis von Alberese-Einheiten wurden dementsprechend auch als Transgressionskonglomerate gedeutet. So z.B. die Salti del Diavolo im Val Baganza (Abb. 22 rechts, Anelli 1910, Teichmüller 1935).

Die chaotisch wirkenden ophiolithischen Gesteinseinheiten – „Argille scagliose con ofioliti“ – werden heute vielfach als Basiskomplexe („Complessi di base“) bezeichnet, weil diese weiträumig die stratigraphische Basis der Kalkmergel-Flysch-Einheiten begleiten. Eine dieser Einheiten ist die „Unità Ottone“, deren Aufbau in Abbildung 24 dargestellt ist. Für Kober (1927), der an einer der letzten von Steinmann im Apennin geleiteten Exkursionen teilnahm und darüber berichtete, handelte es sich um eine Mélange, die von den ligurischen Deckenfronten in das frontal daran anschließende randliche Restbecken geschüttet wurde. Kober (1927) näherte sich mit dieser Vorstellung dem Konzept des „precursory olistostrome“ an, was mit „vorauseilender Schutt- und Schlammstrom“ zu übersetzen ist (Elter & Trevisan 1973).

Der Begriff „Olisthostrom“ (Griechisch für Gleitmasse) wurde 1955 von Flores in die italienische Literatur eingeführt, als intraformationale chaotische Ablagerung mit einem Block-in-Matrix-Gefüge sowie Komponenten, deren Herkunft nicht der Normalsedimentation im Liegenden und im Hangenden entspricht. Der Antrieb dieser Gleitmassen sei schwerkraftbedingt, d.h., es gibt eine Hebung – z.B. ausgelöst durch eine Schwellenbildung – und eine dadurch bedingte Abgleitung von Sedimentmassen, die dabei ihr geordnetes Gefüge verlieren.

In den 1930er bis 1940er Jahren wurde die Steinmann‘sche Schub-Deckentheorie des Apennins durch das Konzept der schwerkraftbedingten Gleitdecken und den damit einhergehenden „frane orogeniche“ abgelöst (im Englischen: „orogenic landslides“; im Deutschen: „orogene Troggleitung“, Anelli 1938, Migliorini 1948). Chaotische Gesteinseinheiten wie z.B. die Basiskomplexe wurden als solche kriechenden Abglei-

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

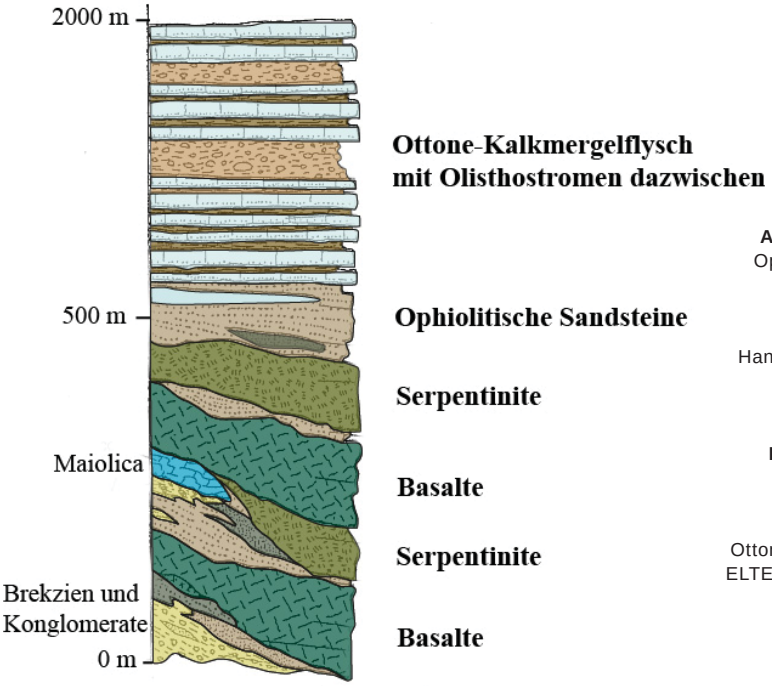

Abb. 24: Unità Ottone: Ophiolithische Mélange als Basiskomplex mit kalkmergeligem Ottone-Flysch im Hangenden (nach ELTER ET AL. 1997, Carta Géologica d'Italia – Blatt „Bobbio").
Fig. 24: Unità Ottone: Ophiolite mélange as basal complex with calcerous and marly Ottone-flysch above (after ELTER ET AL. 1997, Carta Géologica d'Italia – Foglio "Bobbio").

tungen tektonischer Massen betrachtet, ausgelöst durch von W nach E wandernde Hebungen und Senkungen. Dabei stellten sich die oben genannten Geologen bruchtecktonisch aneinandergereihte Krustenelemente („cunei composti" = „composit wedges") vor, die sich wellenartig vertikal gegeneinander verschieben und so die chaotischen Gesteinsmassen vor sich hergleiten ließen (Abb. 25 oben).

Wie anhand der italienischen Begriffe zu erkennen ist, verschmelzen damit zwei eigentlich sehr verschiedene Phänomene miteinander: Die Gleitung einer festen, kompetenten Gesteinsdecke und das Fließen einer inkompetenten Sedimentmasse. Der Schub von hinten konnte nach Meinung damaliger Autoren für den Deckentransport nicht verantwortlich sein, da die inkompetenten tonig-mergeligen Gesteine diesen nicht übertragen könnten (Elter & Trevisan 1973). Steinmann (1905) hingegen erwog als Mechanismus den „Ausdrückungsschlitten" des Überlagers. Tatsache ist, dass die Deutung als gravitative Gleitdecken (Abb. 25 oben und links) sich sehr stark von mobilistischen Theorien entfernte und versuchte, horizontale Bewegungen als sekundär verursacht zu beschreiben. Auch die ophiolithische Mélange der Platta-Decke in den Alpen wurde als eine Abgleitung sedimentärer Massen interpretiert. Solange diese Interpretation in Betracht kam, ließ sich das fixistische Konzept einer randkontinentalen Orthogeosynklinale aufrechterhalten (Hsü 1995).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

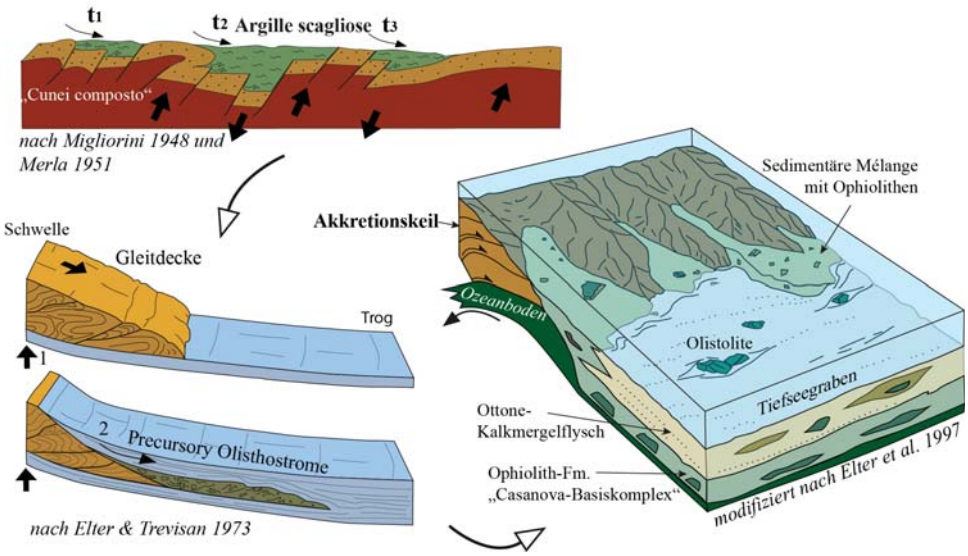

Abb. 25: Die historische Entwicklung von Tektonik und Sedimentation im Apennin:

Oben: Frühe Vorstellungen von C.I. MIGLIORINI (1948) und G. MERLA (1951) über das Zusammenspiel vertikaler Bewegungen von Krustenblöcken („cunei composti“) und der Entstehung der Argille scagliose als tektonische Fazies. **Links:** Gravitative Trogdeckengleitung mit vorauseilenden Olisthostromen nach ELTER & TREVISAN (1973). **Rechts:** Heutige Vorstellung: Entstehung der sedimentären Mélange mit Ophiolithblöcken im Bereich einer Subduktionszone und nachfolgende Akkretionierung der Sedimente zwischen Ozeanboden und Kontinent.

Fig. 25: Historical development of tectonics and sedimentation in the Northern Apennines:

Top: Orogenic landslide model by MIGLIORINI (1948) and G. MERLA (1951) of vertical and wavy moving composit wedges of continental crust. The ophiolite unit became more and more disintegrated by this movement. The product of this slowly moving rock slab was the „Argille scagliose” as a tectofacies.**Left:** Gravity sliding and development of precursory olistostromes as large-scale sedimentary “forrunners” (ELTER & TREVISAN (1973). **Right:**Actual model: Sedimentary mélanges form along accretionary wedges, where slabs of formerly accreted ocean crust move downhill due to instable slopes. In the trench area these were covered by calcerous flysch. Later on, accretionary processes incorporated these deposits becoming a thrust slice of the wedge.

9.2 Olisthostrome und Flysch als Sedimente eines Akkretionskeiles

Der Begriff „Argille scagliose“ (Bianconi 1840) war ursprünglich ein rein beschreibender für eine bestimmte Gesteinsfazies, die vornehmlich aus splittrigen Schiefertonen bestand („scaly clays“, Abb. 17). Schon bald aber wurde der Begriff als tektonische Fazies in einem engen Zusammenhang mit der Ligurischen Decke verwendet: zunächst als Resultat der „frane orogeniche“, später dann als Resultat des „precursory olistostromes“ und dessen nachfolgender Deformation im Zuge der Überschiebung. Noch Görler & Reutter (1967) verstanden die „Olisthostrome“ als sehr langsam, mit

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

wenigen Kilometern pro Millionen Jahre voranschreitende Akkumulationen von submarinen Schlamm- und Schuttströmen, die von einem Hochgebiet des Gebirges abgeglitten sind. Elter & Trevisan (1973) beschrieben hingegen den „precursory olistostrome“ als den „forrunner“ der herannahenden Gleitdecken und als submarines Sedimentationsereignis entlang der Deckenfront.

Anfangs war es also die gravitativ bedingte Sekundärgleitung, die zur tektonischen Entstehung der „Argille scagliose“ geführt hat. Später waren es dann die „Olisthostrome“ im Sinne von Görler & Reutter (1967), die als langsam voranschreitende Akkumulationen von Schlammströmen und Gleitschollen verstanden wurden und eng mit den Gleitdecken verwandt waren. Dann wandelten sich diese Olisthostrom-Massen in die „precursory olisthostromes“, die im Zusammenhang mit herannahenden Decken als sedimentäre Ereignisse im submarinen Milieu aufgefasst wurden (Elter & Trevisan 1973, Abb. 25 links). Heute werden die Basiskomplexe der externen Liguriden als eine Mischung von sedimentärer und tektonischer Mélange betrachtet (Bettelli & Vannucchi 2003, Codegone et al. 2012; Abb. 25 rechts).

Im engen Zusammenhang damit ist auch die Gesteinsfazies des so genannten „Flysch“ zu sehen. Das gemeinsame Auftreten von Flysch und Argille scagliose wurde schon früh in Form eines ursprünglichen Zusammenhanges gedeutet (Fuchs 1877b, Schardt 1898). Die mächtigen tonig-sandigen bzw. kalkmergeligen Sedimentgesteine des Flyschs konnten nach und nach in allen Gebirgen wiedererkannt werden. Lange Zeit galten diese Gesteine als flachmarine Absätze küstennaher Bereiche. Erst Kuenen & Migliorini (1950) veröffentlichten die sedimentgeologischen und experimentellen Grundlagen, die zu deren Interpretation als tiefmarine Ablagerungen turbulent oder laminar fließender Suspensionsströme führten. Es werden vor allem im Apennin seit je her zwei wesentliche Typen im Flysch unterschieden: Der kalkmergelige „Alberese-Typ“ und der sandige „Macigno-Typ“. Zur Zeit der Geosynklinalen waren es erosive Schuttmassen, die sich ausgehend von den Geantiklinalen in die angrenzenden Becken verteilten (Tercier 1947). Proximal zur Schwelle sollten diese Sedimente siliziklastisch geprägt sein, distal dazu kalkmergelig. Tektonisch interpretierten Schardt (1893) und Arbenz (1919) Flysch als synorogene Sedimente der Gebirgsvortiefe, geschüttet von den herannahenden Decken. Damit waren der Flysch und die „vorauseilenden Schuttströme“ nahe Verwandte einer tektonisch bedingten Dynamik im Frontbereich von Gebirgsdecken. Ein Großteil des Apennins wird von diesen beiden Gesteinstypen aufgebaut. Tiefmarine Suspensionsströme und den herannahenden Decken vorauseilende Schutt- und Schlammströme waren gleichzeitig aber Konzepte, die den Prozessen im Bereich eines ozeanischen Akkretionskeiles immer näher kamen. Aber erst als sich die Plattentektonik mehr und mehr durchgesetzt hat, machte die gravitative Gleitdecke allmählich Platz für die akkretionierenden tektonischen Prozesse, die im Zusammenhang mit der Subduktion von Ozeanboden und der nachfolgenden Kollision mit dem Kontinent stehen.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

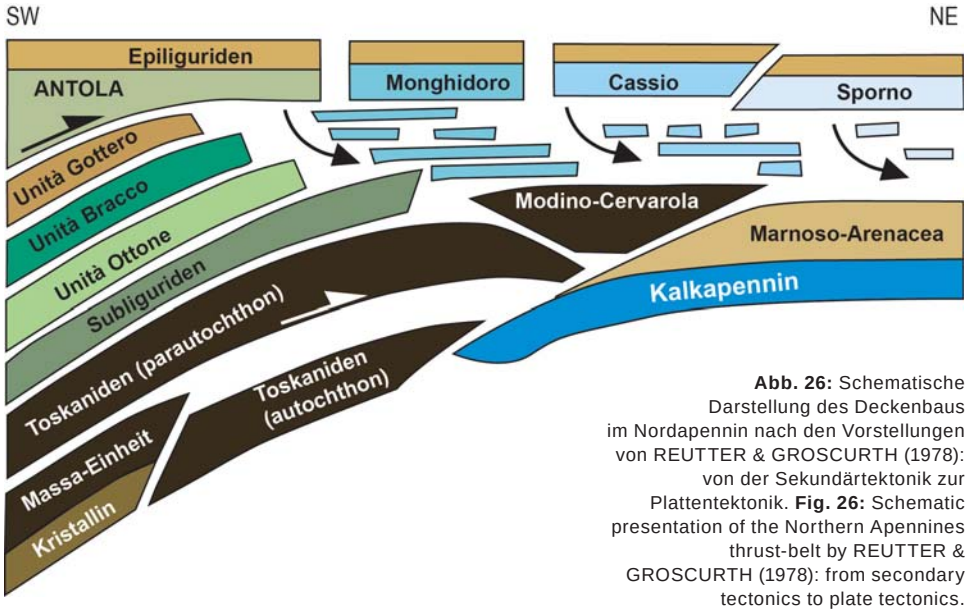

Abb. 26: Schematische Darstellung des Deckenbaus im Nordapennin nach den Vorstellungen von REUTTER & GROSCURTH (1978): von der Sekundärtektonik zur Plattentektonik. **Fig. 26:** Schematic presentation of the Northern Apennines thrust-belt by REUTTER & GROSCURTH (1978): from secondary tectonics to plate tectonics.

Im deckentektonischen Modell des Apennins, so wie es von Reutter & Groscurth (1978) in der Abbildung 26 dargestellt ist, wird der langsame Wandel von den schwerkraftbedingten tektonischen Modellen hin zu den akkretionierenden Modellen deutlich. Zwar ist auch hier die Gleitdecke weiterhin ein wichtiger Prozess – wie es durch die Auflösung der Antola-Decke in zahlreiche Untereinheiten in der Abbildung angedeutet ist - aber die hervorgehobene Tieflage des Deckenstapels, der sich auf das kontinentale Vorland schiebt, verweist auf den akkretionierenden Prozess im Bereich einer Wurzelzone und zwar einer Wurzelzone, die ursprünglich aus einer Subduktionszone hervorgeht, bei der die ozeanische unter der kontinentalen Kruste abtaucht. Denn in den Jahrzehnten zuvor galt nicht der permanent existierende ozeanische Raum als Mutter der Gebirge, sondern die Orthogeosynklinale als eine Saumtiefe der Kontinente (Stille 1936). Bereits mit der Veröffentlichung eines plattentektonischen Modells für die westlichen Alpen und den Nördlichen Apennin durch Boccaletti et al. (1971) wurden die fixistischen Modelle langsam aber sicher überwunden. 1980 hat auch Reutter erste plattentektonische Konzepte für den Apennin angewendet und 1984 haben dann Principi & Treves die Liguriden als fossil überlieferten Akkretionskeil reinster plattentektonischer Anschauung interpretiert (vgl. 4.1). Damit ist die Gleitdecke endgültig Geschichte geworden, während die eng damit zusammenhängenden Olisthostrome das Paradigma überlebt haben - allerdings heute im Sinne von mächtigen und ereignisartigen Schutt- und Schlammlawinen.

Ob nun die Plattentektonik die letzte Antwort auf die zahlreichen tektonischen Fragen ist, wird sich noch zeigen. Aber zunächst schließt sich hier nun der Kreis wieder: Für

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Steinmann (1925) waren die Liguriden ozeanische Gesteine, die von einem schmalen Ozean ausgehend ihren Weg als Schubdecke auf den Kontinentalrand fanden. Die Permanenz der Ozeane und Kontinente, von Steinmann (1925) in Frage gestellt, erlaubte eine solche Konstruktion nicht. Gleitdecken waren Bestandteil von Konzepten, bei denen die Gebirgsbildung innerhalb eines fixen Raumes – der Orthogeosynklinalen – stattfand. Tröge und Schwellen sorgten darin für ein gravitatives Potenzial zur horizontalen Abgleitung der Decken. Gehobene Gesteine eines „endgültigen Ozeanes(?!)“ und „Schub“-Deckentheorie waren hingegen eine Konsequenz dynamischer Erdkrustenmodelle, für die insbesondere auch Steinmann den Weg bereitet hat. Heute wird die ophiolithische Assoziation der „Platta-Decke“ in den Alpen als tektonische Mélange ehemaliger Ozeanbereiche gedeutet, die auf die penninischen Gneise überschoben und vom austroalpinen „Schlitten“ zerschert wurden (Hsü 1995). Der Flysch, welcher als Deckschicht der ophiolithischen Basiskomplexe im Apennin noch vorhanden ist (Abb. 23), wurde in den Alpen weit nach Norden verfrachtet und bildet heute einen Teil der Préalpes Romandes und du Chablais. Die korrekterweise als tektonische „Platta-Mélange“ zu bezeichnende Einheit ist ursprünglich genauso wie die ophiolithischen Basiskomplexe der externen Liguriden zumindest teilweise als sedimentäre Mélange eines Akkretionskeiles entstanden, als die ozeanische Kruste unter dem Kontinent abtauchte (Principi & Treves 1984, Abb. 25 rechts). Die Ophiolithe selbst werden genauso wie im Apennin als Reste eines Ozean-Kontinent-Überganges in der Entstehungsphase des Liguro-Piemontesischen Ozeanes angesehen (Manatschal & Nievergelt 1997).

10. Schlusswort

Mit der Anwendung der Deckentheorie und der Erkenntnis über den ozeanischen Ursprung des Schieferapennins revolutionierte Gustav Steinmann die geologische Forschung des Apennins und legte für die moderne Geologie wesentliche Grundsteine. Bedeutende Arbeiten wurden auch von seinen Schülern veröffentlicht. Nachdem zunächst in den dreißiger Jahren wesentliche Arbeiten durch Rolf Teichmüller, Heinrich von Quitzow, Rolf Behrmann und Janpeter Schneider weitergeführt wurden, folgten mit Max Richter erneut die Schüler von Gustav Steinmann dessen Spuren im Apennin. Bis in die 1980er Jahre haben die Geologen der deutschen Institute in Hannover und Berlin im Apennin wertvolle Beiträge geliefert. Dabei erfolgte auch eine Zusammenarbeit mit den italienischen Geologen (z.B. Reutter et al. 1978). Gegen Mitte der 1980er Jahre endete das über drei Generationen bestehende Engagement deutscher Geologen im Apennin, welches wesentlich mit Gustav Steinmann seinen Lauf nahm. Das Konzept der Troggleitung, als fixistische Erklärung horizontaler Deckenbewegungen, wird heute abgelehnt. Steinmann (1905, 1925) hat die Ungereimtheiten dieser Konzeption bereits beim Aufkommen dieser Theorie erkannt und mit der Vorstellung von Schubdecken und dem „Traîneau écraseur“ – dem Ausdrü-

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

ckungsschlitten im Sinne Termiers (1903) – bis heute Recht behalten. Seine strikte Anwendung der Deckentheorie, nach der die Überlagerung zweier Decken aus einem ursprünglichen Nebeneinander hervorgeht, hat auch dazu geführt, dass er einen kontinuierlichen Übergang zwischen ozeanischem Raum (Liguriden und tiefmarines Austroalpin) und adriatischem Kontinent rekonstruierte, entgegen der späteren Auffassung von Trögen und trennenden Schwellen.

Auch die italienischen Geologen haben lange Zeit auf geosynklinalen Bau und damit eng verbundenen Gleitdecken gesetzt, am Ende aber mit den plattentektonischen Modellen (Bocalletti et al. 1971, Principi & Treves 1984) den frühen Gedankengängen Ampferers (1906, 1925), der Überzeugung Wegeners (1912) und der Konzeption Steinmanns (1905 bis 1927) Recht gegeben. Die Liguriden sind nach heutiger Auffassung und ungeachtet vieler komplexer Zusammenhänge das Resultat eines ozeanischen Akkretionskeiles, der bei der Schließung des Ozeanes und der Subduktion seiner Kruste am Rand des adriatischen Kontinentes entstand. Dieser Akkretionskeil, der die Reste des Liguro-Piemontesischen Ozeanbodens enthält, wurde bei der Kollision mit Paläoeuropa auf den Kalkapennin als Liguridendecke überschoben (Elter & Marroni 1991, Elter et al. 1997).

Gustav Steinmann (1856 – 1929) studierte bei einem der renommiertesten Paläontologen seiner Zeit: bei Zittel in München. 1877 promovierte er bei ihm über fossile Hydrozoen. 1880 wurde er in Straßburg bei Ernst-Wilhelm Benecke über die jurassisch-kretazische Stratigraphie von Teilen Boliviens habilitiert. 1885 begann er seine Professorenkarriere in Jena, wechselte aber bereits 1886 als junger Ordinarius nach Freiburg i. Br., wo er das dortige Geologische Institut aufbaute. 1899 bis 1900 bekleidete er die Stellung des Rektors der Freiburger Albrecht-Ludwigs-Universität. Frühe Arbeiten über die Tiefseesedimente und über die Deckennatur der Alpen und des Apennins wurden in der Freiburger Zeit beendet oder begonnen. 1906 nahm er den Ruf als Professor bzw. Ordinarius und die Stellung als „Geheimer Bergrat“ in Bonn an, baute dort erneut nach dem Freiburger Muster ein Geologisch-Paläontologisches Institut auf und führte zahlreiche, zuweilen sehr unterschiedliche Forschungen weiter. In Freiburg engagierte er sich als Schriftleiter des Oberrheinischen Geologischen Vereins und war Ehrenmitglied der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 1907 gründete er in Bonn den „Niederrheinischen Geologischen Verein“, 1910 die „Geologische Vereinigung“. In diesem Zusammenhang gab er die Zeitschrift „Geologische Rundschau“ heraus, die heute noch unter dem Namen „International Journal of Earth Sciences“ firmiert und von Anfang an als eine der wichtigsten geologischen Zeitschriften in Deutschland und Europa genannt werden darf. Die Internationalität dieser Zeitschrift leitet sich nicht zuletzt von der international betriebenen Geologie des Gründers ab. So konnte er 1929 mit Hilfe seiner Schüler die „Geologie von Peru“ veröffentlichen (Seibold & Seibold 2010, Wilckens 1930).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Der Begriff „Steinmann Trinity“ ist auch heute noch eine gängige Bezeichnung in der internationalen Fachliteratur. Seine tiefgreifende Bedeutung für die dynamische Geologie der Erdkruste dürfte jedoch so manchem nicht mehr bewusst sein. Steinmanns Frau, Adelheid Steinmann (geb. Holtzmann), war eine fortschrittlich denkende emanzipierte Persönlichkeit, die zusammen mit Max Weber und Friedrich Naumann die Deutsche Demokratische Partei gründete und dafür sorgte, dass Frauen an der Universität Freiburg auch ohne Einverständniserklärung oder Begleitung ihrer Gatten früher als anderswo studieren durften. Ihr ist zu Recht in Freiburg ein Straßenname gewidmet. Ihrem Mann Gustav Steinmann sollte diese bescheidene Ehre nicht verwehrt bleiben.

Danksagung

Der Autor bedankt sich sehr bei PD Dr. Ursula Leppig und bei Prof. Dr. Andreas Hoppe für die kritische und konstruktive Durchsicht des Manuskripts.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Angeführte Schriften

Ampferer, O. (1906): Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. Geol. R. A. Wien, 56: 539 – 622.

Ampferer, O. (1925): Über Kontinentalverschiebungen. Die Naturwissenschaften, Heft 31: 669 – 675.

Anelli, M. (1910): Cenni petrografici sul conglomerato dei Salti del Diavolo in Val Baganza (Provincia di Parma). Boll. Soc. Geol. It., Roma.

Anelli, M. (1938): Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza. Mem. Real Accad. Sci. Lettere Arti Modena, Ser, 5, 3: 228 – 262.

Arbenz, P. (1919): Probleme der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung in den Alpen. Naturforsch. ges. Zürich, Vierteljahresschrift, 64: 246 - 275.

Argand, E. (1916): Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclogae Geol. Helv. 14: 145 – 191.

Argand, E. (1924): La tectonique de l'Asie. Proc. 13th Congr. Géol. Int. 1: 171 – 372.

Aubouin, J. (1965): Geosynclines, Developments in Geotectonics 1, Elsevier: 335 S., New York.

Bailey, E. B. & McCallien, W. J. (1950): Serpentine lavas, the Ankara Mélange and the Anatolien thrust. Nature, 166: 938 – 943.

Behrmann, R. B. (1936): Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung. Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, Heft 15: 1 – 117.

Bernoulli, D. (1964): Zur Geologie des Monte Generoso. Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F., 118: 1 – 134.

Bernoulli, D. & Jenkyns, H. C. (2009a): Ophiolites in ocean-continent transitions: From the Steinmann Trinity to sea-floor spreading. C. R. Geoscience, 341: 363 – 381.

Bernoulli, D. & Jenkyns H. C., (2009b): Ancient Oceans and continental margins of the Alpine-Mediterranean Tethys: deciphering clues from Mesozoic pelagic sediments and ophiolites. Sedimentology, 56: 149 – 190.

Bertrand, M. (1887): Rapports de structures des Alpes de Glaris et du bassin houlliers du Nord. Bull. Soc. Geol. France, 3e series, 12: 318 – 330.

Bettelli, G. and Vannucchi, P. (2003) Structural style of the offscraped Ligurian oceanic sequences of the Northern Apennines: new hypothesis concerning the development of mélange block-in-matrix fabric. J. Struct. Geol., 25: 371–388.

Bianconi, G. (1840) Storia naturale dei terreni ardenti, dei vulcani fangosi, delle sorgenti infiammabili, dei pozzi idropirici e di altri fenomeni geologici operati dal gas idrogene e della origine di esso gas. Marsigli, Bologna, 164 pp.

Boccaletti, M., Elter, P. & Guazzone, G. (1971): Plate Tectonic Models for the development of the western Alps and the Northern Apennines. Nature, 234: 108 – 111.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Bortolotti, V. (1962): Sui rapport ofioliti-alberese tra Pieve St. Stefano e Borgo Sansepolcro (Arezzo). Bol. Soc. Geol. It., 80, fasc. 3.

Brogniart, A. (1813): Essai d'un classification minéralogique des roches mélangeés. J. Mines. Paris, 199: 5 – 48.

Cerrina Feroni, A., Ottria, G. & Vescovi, P. (2002): Note illustrative del Foglio 217 „Neviano degli Arduini", della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50000. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma: 1 – 112.

Codegone, G., Festa, A., Dilek, Y. & Pini, G. A. (2012): Small-scale polygenic mélanges in the Ligurian accretionary complex, Northern Apennines, Italy, and the role of shale diapirism in superposed mélange evolution in orogenic belts. Tectonophysics, 568 – 569: 170 – 184.

Dana, D. J. (1873): On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior: Am. J. Sci., ser. 3, 5: 423 – 443; 6: 6 – 14, 104 – 115, 161 – 172.

Decandia & Elter (1969): Riflessioni sull problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (nota preliminare). Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A: S. 76.

Decandia, F. A. & Elter, P. (1972): La 'zona' ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levanto e la Val Graveglia (Appennino Ligure), Mem. Soc. Geol. It., 11: 503 – 530.

De Beaumont, Elie (1852): Notice sur les systèmes de Montagnes. 3 Bände, 1852, Paris.

Elter, P. (1962): Bref aperçu sur la géologie de l'Apennin au NW des Apuanes. Bull. Soc. Géol. France, 7, 4: 668 – 674.

Elter, P. (1972): La zona ofiolitica del Bracco nel quadro dell'Appennino settentrionale: Introduzione alla geologia delle Liguridi. In: Congresso della Società Geologica Italiana - Guida alle Escursioni: 5–35, Pisa.

Elter, G., Elter, P., Sturani, C. & Weidmann, M. (1966): Sur la prolongation du domaine de l'Appennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. Arch. Soc. Phys. Nat., Genève, 19, 3: 279 – 377.

Elter, P., Ghiselli, F., Marroni, M. & Ottria, G. (1997): Note illustrative del Foglio 198 „Bobbio" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50000. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma: 1 – 106.

Elter, P., Giannini, E., Tongiorgi, M. & Trevisan, L. (1961): Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale. Accad. Naz. Lincei, Rendic. Cl. Sci. fis. mat. nat., 8, 29/6: 497 – 502.

Elter, P., Lasagna, S., Marroni, M., Pandolfi, L., Vescovi, P., Zanzucchi, G. (2005): Note illustrative del Foglio 215 „Bedonia", della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50000. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma: 1 – 117.

Elter, P. & Marroni, M. (1991): Le Unità Liguri dell'Appennino Settentrionale: sintesi dei dati e nuove interpretazioni. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., XLVI: 121 – 138.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Elter, P. & Raggi, G. (1965): Contributo alla conoscienza dell'Appennino Ligure: 3 – Tentativo di interpretazione delle brecce ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino Ligure. Boll. Soc. Geol. It., 84 (5): 1 – 14.

Elter, P. & Trevisan, L. (1973): Olistostromes in the Tectonic evolution of the Northern Apennines. In: K.A. De Jong and R. Scholten (Hrsg.): Gravity and Tectonics: 175–188. John Wiley and Sons, New York.

Escher v. d. Linth, A. (1866): Sur la Géologie du Canton de Glaris. Acta Soc. Helv. Sci. Nat., 50e session, Neuchâtel: 71 – 75.

Flores, G. (1955): Les résultats des études pour les recherches pétrolifères en Sicile: Discussion. 4th World Petr. Congr., Proc. Sect. I-A-2: 120 – 121.

Fuchs, T. (1877a): Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? N. Jahrbuch Mineral. Geol. Paläont. Beil., 2: 487 – 584.

Fuchs, T. (1877b) Ueber den Flysch und die Argille scagliose. Sitzber. K. Akad. Wiss., 76, 1. Abt, Oct.-H.: 1–7.

Gagnebin, E. (1942): Les idées actuelles sur la formation des Alps. Acta Soc. Helv. Sci. Nat.: 47- 53.

Görler, K. & Reutter, K.-J. (1963): Die stratigraphische Einordnung der Ophiolithe des Nordapennins. Geol. Rundsch., 53: 358 – 375.

Görler, K. & Reutter, K.-J. (1967): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. Geol. Rundsch., 57: 484 – 514.

Gümbel, C. W. (1878): Ueber die im Stillen Ocean auf dem Meeresgrunde vorkommenden Manganknollen. Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., 8: 189 - 209.

Haarmann, W. (1930): Die Oszillationstheorie: eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde und Mond. Enke-Verlag, Stuttgart: 260 S.

Hall, J. (1859): Natural history of New York: Paleontology. Geol. Surv. New York, 3: 66 – 96.

Haug, E. (1900): Les géosynclinaux et les aires continentales: Contribution à l'étude des transgressions et regressions marines. Bull. Soc. Geol. France, 3e séries, 28: 617 – 711.

Herr, O. (1873): Arnold Escher v. d. Linth – Lebensbild eines Naturforschers. Druck und Verlag von Friedrich Schulthess, 385 S., Zürich.

Heim, A. (1927): Die Gipfelflur der Alpen. Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 129: 1 – 25.

Heim A. (1878): Untersuchung über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen Gruppe. Schawabe, Vol. 1, 348 S., Basel.

Hoek, H. (1906): Ueber den Deckenbau der Iberger Klippen. Centralblatt f. Min. Geol. XX: 461 – 465.

Hsü, K. (1995): The Geology of Switzerland: An Introduction to Tectonic Facies. Princeton University Press: 250 S., Princeton.

Jeffreys, H. (1924): The Earth: Its origin, history and physical constitution: Cambridge University Press: 278 S.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Kayser, Emanuel (1921): Lehrbuch der Allgemeinen Geologie - Band 1. Ferdinand Enke Verlag, 422 S. Stuttgart.

Kay, M. (1951): North American Geosynclines. Geol. Soc. Am. Memoir, 48: 1 – 107.

Kober, L. (1927): Beiträge zur Geologie des Nordapennin und der angrenzenden Alpen. Sitzungsberichte d. mathem.-naturw. Kl. Abt. 136, Bd. 21: 281 – 294.

Kraus, E. (1936): Der Aufbau der Gebirge. In: Bd. 1 - Der alpine Bauplan. Bornträger: Berlin.

Kuenen, P. & Migliorini, C. I., (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol., 58: 91 – 127.

Lehmann, J. G. (1756): Versuch einer Geschichte von Flötz-Gebürgen, betreffend deren Entstehung, Lage, darinne befindliche Metallen, Mineralien und Foßilien, gröstentheils aus eigenen Wahrnehmungen, chymischen und physicalischen Versuchen, und aus denen Grundsätzen der Natur-Lehre hergeleitet und mit nöthigen Kupfern versehen. Zu finden in der Klüterschen Buchhandlung (bezw. bei anderen Exemplaren mit neugesetztem, eingeklebtem Titel: zu finden bey Gottlieb August Lange), Berlin.

Lewis, C. T. & Short, C. (1879): A Latin Dictionary. Clarendon Press, Oxford.

Ludwig, O. (1929): Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordapennin. Geol. Rundsch., 20: 36 – 66.

Lugeon, M. (1901): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. Géol. France, 4e series, 1: 723 – 825.

Manatschal, G. & Nievergelt, P. (1997): A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (Eastern Switzerland). Eclogae geol. Helv., 90: 3 – 27.

Marroni, M. & Pandolfi, L. (2007): The architecture of an incipient oceanic basin: a tentative reconstruction of the Jurassic Liguria-Piemonte basin along the Northern Apennines-Alpine Corsica transect. Int. J. Earth Sci., 96: 1059 – 1078.

Merla, G. (1951): Geologia dell'Appennino settentrionale. Bol. Soc. Geol. It., 70 (1): 95 – 382.

Metz, K. (1967): Lehrbuch der Tektonischen Geologie. Ferdinand Enke Verlag: 357 S., Stuttgart.

Migliorini, C. I. (1948): I cunei composti nell'orogenesi. Boll. Soc. Geol. It., Vol. 77: 29 – 142.

Murray, J. & Menard, A. F. (1891): Report on deep-sea deposits based on specimens collected during the voyage of H.M.S. "Challenger" in the years 1873 – 1876. In: Challenger Reports, H.M.S.O.: 525 S., Edinburgh.

Mutti, E., Bernoulli, D., Ricci Lucchi, F. & Tinterri, R. (2009): Turbidites and turbidity currents from Alpine "flysch" to the exploration of continental margins. Sedimentology, 56: 267 – 318.

Neumayr, M. (1885): Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschr. K. Akad. Wiss., math.-natwiss. Classe, Wien, 49/1: 57 – 144.

Pantanelli, D. (1880): I diaspri della Toscana e I loro fossili. Atti della Reale Accademia dei Lincei, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Scienze Naturali, Serie 3, 8: 35 – 66.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Principi, G. & Treves, B. (1984): Il sistema Corso-Appenninico come prisma d'accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini. Mem. Soc. Geol. It., 28: 549 – 576.

Quereau, E. C. (1893): Die Klippenregion von Iberg. Beitr. Z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. 33.

Reutter, K.-J. (1961): Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin. N. Jahrbuch f. Geologie u. Paläontologie, Monatshefte 11: 563 – 588.

Reutter, K.-J. (1968): Die tektonischen Einheiten des Nordapennins. Eclogae geol. Helv., Vol. 61/1,: 183 – 224.

Reutter, K.-J. (1980): Subduktion und Orogenese im Nordapennin, Übereinstimmungen und Abweichungen von heutigen Inselbogenmodellen. Berliner geowiss. Abh., A, 20: 100 – 115.

Reutter, K.-J. & Sames C. W. (1962): Fazieszusammenhänge im Nordapennin. Zeitschrift deutsch. geol. Ges., 114/III: 620 – 646.

Reutter, K.-J. & Groscurth (1978): The pile of nappes in the Northern Apennines, its unravelment and emplacement. – In: Cloos, H., Roeder, D. & Schmidt, K. (eds.): Alps, Apennines and Hellenides. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 234 – 243, Stuttgart.

Reutter, K.-J., Teichmüller, M., Teichmüller, R. & Zanzucchi, G. (1980): Le ricerche sulla carbonificazione dei frustoli vegetali nelle rocce clastiche, come contributo ai problemi di paleogeotermia e tettonica nell'Appennino Settentrionale. Mem. Soc. Geol. It., 21: 111 – 126.

Rovereto, G. (1922): Note al rilevamento geologico dei fogli Rapallo e Chiavari. Boll. Soc. Geol. It., I – V.

Rovereto, G. (1924): Trattato di Geologia Morphologica, Vol. I: Milano.

Sacco, F. (1905): Les formations ophitifères du Cretacé. Bull. Soc. Géol. Belge.

Sames, C. W. (1963): Beitrag zur Gliederung des Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin, Italien. Geol. Jahrbuch, Band 81: 481 – 518.

Schardt, H. (1893): Sur l'origine des Préalpes Romandes (Zone du Chablais et du Stockhorn). Arch. Sc. phys. & nat. Genève, 30, No. 12.

Schardt, H. (1898): Les régions exotique du versant nord des Alpes Suisse. Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat., 34: 113 – 219.

Schmidt-Thomé, P & Schönenberg, R. (1965): Max Richter-Festschrift. 344 S., Clausthal-Zellerfeld.

Schulze, K.-H. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen Valdena - Borgo Val di Taro – Valmozzola (Provinz Parma, Nördlicher Apennin). Dissertation Freie Universität Berlin.

Seibold, E. & Seibold, I. (2010): Gustav Steinmann (1856 – 1929): Ein deutscher Ordinarius der Kaiserzeit. Int. J. Earth Sci., 99 (Suppl. 1): S3 – S15.

Staub, R. (1928): Der Bewegungsmechanismus der Erde. Bornträger: 270 S., Berlin.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Steinmann, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen, II. Die Schardtsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i.Br., 16: 18 – 67.

Steinmann, G. (1906): Geologische Probleme des Alpengebirges. Zeitschrift des deutschen und österreichischen Alpenvereins, 37: 1 – 44.

Steinmann, G. (1907): Alpen und Apennin. Monatsber. Deutsch. Geol. Ges., 59: 77 – 83.

Steinmann, G. (1913): Über Tiefseeabsätze des Oberjura im Apennin. Geol. Rundsch., 4: 572 – 575.

Steinmann, G. (1925): Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geol. Rundsch., 16: 435 – 468.

Steinmann, G. (1927): Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. Compte- rendue, XIV*e* Congrès Géologique International, 1927, Vol. 2: 637 – 667.

Steinmann, G. (1929): Die Geologie von Peru. Heidelberg.

Stille, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Bornträger: 443 S., Berlin.

Stille, H. (1936): Die Entwicklung des amerikanischen Kordillerensystems in Zeit und Raum. Sitz.-Ber. preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., 1936: 134 – 156.

Stille, H. (1940): Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. Preuß. Ak. Wiss., m.n. Kl. 19: Berlin.

Studer, B. (1827): Remarques géognostiques sur quelques parties de la chaine septentrionale des Alpes. Ann. Sci. Nat. Paris, 11: 1 – 47.

Studer, B. (1851): Geologie der Schweiz. Stämpflische Verlagsbuchhandlung, Bern, und Friedrich Schulthess: 485 S., Zürich.

Suess, E. (1875): Die Entstehung der Alpen. Wilhelm Braumüller: 1 – 168, Wien.

Suess, E. (1893): Are great ocean depths permanent? Nat. Sci., 2: 180 – 187.

Suess, E. (1909): Das Antlitz der Erde. Vol. 1 – 3, F. Tempsky, Prag und Wien, und G. Freytag, Leipzig.

Taramelli, T. (1916): Descrizione géologica della Provincia di Pavia, con anessa carta géologica 1:100000. Ist. Geogr. di Agostino, Novara.

Taylor, F. B. (1910): Bearing of the Tertiary Mountain Belt on the Origin of the Earth›s Plan. Bull. Geol. Soc. Amer., 21, 2: 179-226.

Teichmüller, R. (1935): Der Deckenbau des Nordapennin zwischen Modena und Massa-Carrara. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. Folge, Heft 13: 1 – 54.

Teichmüller, R. & Quitzow, H. W. (1935): Deckenbau im Apenninbogen. Ges. Wiss. Göttingen, Weidmannsche Buchhandlung:168 S., Berlin.

Teichmüller, R. & Schneider, J. (1935): Die Grenze von Alpen und Apennin. In: Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. Folge, Heft 15: 1 – 55.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Tercier, J. (1947): Le Flysch dans la sédimentation alpine. Eclogae Geol. Helv., 40: 164–198.
Termiers, P. (1903): Les Nappes des Alpes Orientales et al Synthèse des Alpes. Bull. Soc. Geol. France, series 4, 3: 711 – 766.
Trümpy, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Geol. Soc. Am. Bull, 71: 843 – 908.
van Bemmelen, R. W. (1933): The undulation theory of the development of the earth's crust. Proc. 16th. Int. Geol. Congr, Washington D.C., 2: 965 – 982.
Walther, J. (1886): Über den Bau der Flexuren an den Grenzen der Kontinente. Jenaische Zschr. Natwiss. N. F., 13: 1 – 36.
Walther, J. (1897): Ueber die Lebensweise fossiler Meeresthiere. Z. Deut. Geol. Ges., 49: 209 – 273.
Wegener, A. (1912): Die Entstehung der Kontinente. Geol. Rundsch., 3: 276 – 292.
Wegener, A. (1929): Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Vieweg, 4. Auflage: 231 S., Braunschweig.
Wijckerslooth, P. (1934): Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toscanas. Geol. Inst.: 426 S., Amsterdam.
Wilckens, O. (1930): Gustav Steinmann. Geol. Rundsch., 21: 389 – 415.
Wunderlich, H. G. (1964): Gebirgsbildung im Alpen-Nordapennin-Orogen. Tectonophysics, 1: 73 – 84.
Zanzucchi, G. (1967): Osservazioni preliminary sulla tettonica della media Val Taro (Carta Geologica 1:50000e sezioni). L'Ateneo Parmense-Acta Naturalia, 3: 59 – 89.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau

Jahr/Year: 2015

Band/Volume: 105

Autor(en)/Author(s): Krecher Marc

Artikel/Article: Gustav Steinmann und sein Einfluss auf die Erforschung von Gebirgsbildungsprozessen in Alpen und Apennin 37-86