

Werk

Titel: Die Entwicklung des "Ligurischen Scheitels"

Jahr: 1935

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1935_0014|log8

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

Zusammenfassung.

Nördlich von Genua trennt eine N—S streichende schmale Zone ein Gebiet ausgeprägter Ostvergenz von einem Bereich deutlicher Westvergenz. Es handelt sich um eine Scheitelung, welche zwischen den westvergenten (alpinen) und den ostvergenten (apenninen) Bauelementen verläuft. Die Scheitelzone ist keine eng gepreßte Narbe, sondern ein Gebiet relativ ruhiger Lagerung.

Im Osten herrscht flacher Deckenbau. Das Mesozoikum der Ligurischen Decke liegt auf weite Erstreckung über dem Eozän der Toskaniden. Auch im Westen sind flache Decken nachweisbar, so besonders in den Fenstern von Castelvecchio und Savona. Erst nahe der Scheitelzone stellen sich steilere Schuppen ein, wobei es dahingestellt bleiben muß, ob es sich um eine Verschuppung innerhalb einer autochthonen oder allochthonen Serie handelt.

Da alle Übergänge vom Penninikum ins Ligurikum von den Schistes lustrées mit ihren Pietre verdi in die gleichaltrigen Argiloscisti mit ihren Grünen Gesteinen nachgewiesen werden können, wie TERMIER & BOUSSAC schon 1911 in ihrer Arbeit über den „Passage latéral“ gezeigt haben, sind stratigraphisch Alpen und Apennin in Ligurien nicht zu trennen. Tektonisch scheidet sie die Vergenz.

Die westvergenten Alpen und der ostvergente Apennin bilden bei Genua den „Ligurischen Scheitel“.

II. Die Entwicklung des „Ligurischen Scheitels“.

A. Das Bewegungsbild des Scheitelbereiches im Mesozoikum.

1. In der Trias.

Im Westen ist die Trias vom Briançonnais bis zur Zone von Voltaggio im wesentlichen in der gleichen Fazies entwickelt: Über geringmächtigen Basalquarziten liegen mehrere hundert Meter mächtige Dolomite mit Gipsen und Kalken der Mittleren und Oberen Trias.

Im Bereich der Liguriden fehlt die Trias an der Basis des transgredierenden Oberjura. Ob die Trias hier einst vorhanden war, ist fraglich. U. W. fanden sich niemals Triasgerölle in den Basalkonglomeraten des Oberen Jura. Darum ist wahrscheinlich die Trias im Ligurikum überhaupt nicht abgelagert worden. So nähert man sich also von Westen kommend einer Schwelle.

Im Osten ist die Trias wieder reich entwickelt. Am Cerreto-Paß treten im oberen Secchia-Tal unter den Rhätkalken noch mächtige Gipse zu Tage, die von Kalken und Quarziten der tieferen Trias unterlagert werden (TEICHMÜLLER & QUITZOW 1935). Für die weite Verbreitung der salinaren Trias im Untergrund des Eozän-flysches sprechen die Solquellen, die in den Deckensätteln aufsteigen. So finden sie sich bei Salsominore im Aveto-Tal, bei Bobbio im Trebbia-Tal und bei Salice Terme und Rivanazano im Staffora-Tal. In den Apuaner Alpen (Toskaniden II) transgrediert dagegen Rhät auf Grundgebirge. So nähert man sich auch von Nordosten her einem Schwellengebiet.

2. Im Jura.

Auch der tiefere Jura ist nur im Westen (von Piemont bis in die Zone von Voltaggio) nachgewiesen worden. Er fehlt im Bereich der Liguriden. Hier transgrediert der Obere Jura auf Grundgebirge. Erst in den Toskaniden stellt sich wieder Unterer Jura ein. Irgendwelche faziellen Übergänge zwischem dem Oberjura der Liguriden und dem der Toskaniden, wo der Jura konkordant auf Rhät liegt, sind nicht nachgewiesen worden. Vielmehr weisen lateritische Einschwemmungen in den Argille scagliose nahe der Po-Ebene auf eine Schwelle hin, die das Ligurikum vom Toskanikum trennt.

So ergibt sich, daß auch im Unteren Jura zwischen dem penninischen Becken im Westen und dem toskaniden im Osten eine Schwelle bestand.

3. In der Kreide.

Obere Kreide ist in der penninischen Zone u. W. nicht mit Sicherheit bekannt geworden. Erst bei Ronco stellt sich mächtige kalkige Oberkreide ein. Sie läßt sich in den Liguriden bis zum Rand der Po-Senke verfolgen. Auch in den Toskaniden ist Oberkreide in Gestalt roter globigerinenreicher Mergel weit verbreitet. Eine Faziesverzahnung der Liguriden und toskaniden Oberkreide ist nicht nachgewiesen worden. Vielmehr deuten grobe kristalline Konglomerate, die sich bei Berceto, also nahe dem Stirnrand der Ligurischen Decke, in die Oberkreide einschalten, darauf hin, daß der Sedimentationsbereich der Liguriden und der Toskaniden durch eine kristalline Schwelle getrennt waren. Dieses Hochgebiet haben R. TEICHMÜLLER & QUITZOW (S. 32 f.) „Ostligurische Schwelle“ genannt. Im Grenzgebiet von Alpen und Apennin ist sie weithin von der ligurischen Decke überfahren worden.

Im Ligurikum scheint die Oberkreide auf dem Oberjura zu transgredieren, andererseits erreicht sie aber eine Mächtigkeit von > 700 m. Die Senkungstendenz des ligurischen Troges war also noch nicht erloschen.

In den Mergelkalken der Oberkreide stellen sich nahe der heutigen Küste mächtige Sandsteine („arenarie superiore“) ein. Diese Sandschüttungen keilen nach Nordosten aus. Die Sandschüttung dürfte daher von einer kristallinen Schwelle im Südwesten gekommen sein. TEICHMÜLLER & QUITZOW (S. 32f.) haben sie als „Westligurische Schwelle“ bezeichnet. Sie streicht nicht durch die Scheitelregion hindurch; denn hier sind ja überall noch Grüne Gesteine und Argilloscisti in großer Mächtigkeit erhalten. Die Westligurische Schwelle verschwindet also nach Norden.

Altalpidische Bewegungen haben im Untersuchungsgebiet, soweit nachweisbar, keine größere Bedeutung erlangt. Vielmehr setzten die Faltungen erst an der Wende Kreide—Tertiär ein.

B. Das Bewegungsbild des Scheitelbereiches im Tertiär.

1. Die voreozäne Orogenese der Scheitelzone.

Mancherlei Anzeichen weisen auf Bewegungen hin, die dem Eozän vorangegangen sind. So finden sich in den tieferen Horizonten des Eozäns klastische Einschaltungen von beträchtlichem Ausmaß.

Flyschkonglomerate von Alassio und Ceriale.

Bei Ceriale und Alassio treten mächtige Konglomerate auf. Es handelt sich bei Alassio (Cap S. Croce) um eine Folge von etwa 100 m mächtigen Quarziten, die bis zu 10 m mächtige grobe Konglomeratbänke einschließen. Unter den Geröllen herrschen graue dichte Kalke vor. Sie erreichen cbm-Größe und sind kaum kantengerundet. Daneben treten grüne und rote Porphyre auf, wie sie häufig im Kristallin zwischen Albenga und Savona anstehend vorkommen, sowie Granite, Staurolith- und Biotitglimmerschiefer. Vereinzelt beobachtete ISSEL (1892 S. 200) glaukonitische Kalke, die der Oberkreide entstammen.

Die Konglomerate deutete FRANCHI (1916 S. 271) als eozän; denn sie werden von grauen glimmerigen Schiefen mit Sandsteinen und Kalkbänkchen mit Hornsteinlinsen unterlagert, in denen FRANCHI (1928 S. 26) am Mte. Brugnone eozäne Nummuliten fand. Im Hinterland von Albenga, T. Neva usw., treten jedoch ähnliche Konglomerate — mit Flyschschiefern — auf (sie sind als „breccie

polygenische“ seit langer Zeit bekannt), die von FRANCHI (1925 S. 199, 1928 S. 26) mit den „Brèches du Télégraphe“ von KILLIAN parallelisiert und in den Oberen Lias bzw. höheren Jura gestellt wurden, da sie in fossilführende Liaskalke übergehen und stellenweise Marmorlinsen mit Pentacrinen einschließen sollten. Vielleicht handelt es sich dabei jedoch um eingeschupptes Mesozoikum; denn bei Ceriale gehen dieselben polygenen Brekzien durch Wechselagerung in sandige Schiefer mit kleinen Nummuliten über. Darum stellte auch ZACCAGNA (1909 S. 6 u. 17) die polygenen Brekzien¹³⁾ ins Eozän.

Bei Ceriale sind die Konglomerate ähnlich zusammengesetzt wie bei Alassio, doch herrschen Dolomite und grobe flaserige Granite vor. Diese erinnern an das Kristallin von Savona und dem M. Spinarda. Die Granitgerölle erreichen einen Durchmesser von > 1,20 m. — Nicht gefunden wurden in diesen Konglomeraten die Grün- und Kalkschiefer des dynamometamorphen Mesozoikums der penninischen Zone. Dagegen könnten die zahlreichen Porphyroide, wenn sie dynamometamorph veränderte Quarzporphyre des Permokarbons darstellen, auf präeozäne Durchbewegung hinweisen. Dasselbe gilt von den zerfaserten Graniten vom Savona-Typ. Die polygenen Brekzien von Alassio und Ceriale zeigen jedenfalls, daß im höheren Eozän in der nördlichen Nachbarschaft das Mesozoikum bereits weitgehend abgetragen war.

In der Tat greift nach ROVERETO das Eozän auf folgende Formationen über:

über Jura bei Castellermo und dem M. Nero,
über Trias bei Rocca Levina und bei Alto,
über Perm zwischen Alto und Castellermo.

Auch nach FRANCHI (1916 S. 272 ff.) ruht das Eozän in der Briançonnais-Zone bald auf Jura und Kreide, bald auf Trias und Perm, während das Eozän bei Ventimiglia zwar transgressiv, aber doch konkordant auf Oberer Kreide liegt. Da in den Eozänkonglomeraten von Alassio auch Oberkreide noch aufgearbeitet ist, dürften

13) BOUSSAC parallelisierte 1912 die polygenen Brekzien mit dem Sandstein von Annot, den er für Oligozän hielt (FRANCHI 1916 S. 210). Die Konglomerate bei Ceriale sind aber noch tektonisch stark beansprucht. Außerdem gehören die Konglomerate von Alassio in den tiefsten Teil der Flyschserie, welche bei San Remo noch isoklinal gefaltet ist. Demgegenüber ist das Oligozän aber in ganz Ligurien von keiner Faltung mehr betroffen. Wir möchten daher der Ansicht von FRANCHI zustimmen, der den gesamten Flysch ins Obereozän stellt.

ROVERETO (1932 S. 221) hält die Konglomerate für Reibungsbrekzien, jedoch enthalten sie Schiefermittel, und ihre Bestandteile sind zum großen Teil gerundet.

der Ablagerung der Eozänkonglomerate von Alassio und Ceriale stärkere iaramische Bewegungen in der Briançonnais-Zone vorangegangen sein.

Im Penninikum und Ligurikum läßt sich über eine Diskordanz zwischen Oberkreide und Eozän nichts aussagen, weil das Oligozän stets unmittelbar auf Oberkreide oder Jura transgrediert. Da die Oberkreide im Ligurikum noch heute in großer Mächtigkeit erhalten ist, dürfte dieser Bereich präeozän nicht stark aufgefaltet worden sein.

Flyschkonglomerate des Aveto-Tales.

Im Apennin finden sich mächtige Flysch-Konglomerate im Aveto-Tal zwischen Ruffinati und der neuen Talsperre. Sie wurden schon von ROCCATI (1921 S. 166 f.) und ROVERETO (1926 S. 127) beschrieben und enthalten:

- 60 % Grüne Gesteine, besonders Diabas, daneben Gabbro und Serpentin.
Die Gerölle erreichen einen Durchmesser von 0,80 m.
- 20 % kristalline und nichtmetamorphe Kalke (Durchmesser < 0,8 m).
- 10 % flaserige Gneise und Granite (Durchmesser < 1,2 m).
- 8 % Muskovitgneise (> 70 cm), Glimmerschiefer (0,5 m), Felsitporphyre mit Graniteinschlüssen (0,45 m), schwarze öglänzende Quarzite.

Radiolarite, wie sie im liguriden Mesozoikum so häufig sind, wurden bisher nicht gefunden. SACCO (1928 b, S. 11 f.) beobachtete dagegen große Blöcke eines Helminthoideen-reichen Kalkes in diesem Konglomerat. Die Kalke sind von denen der liguriden Oberkreide nicht zu unterscheiden. Trotzdem brauchen sie nicht unbedingt aus der liguriden Oberkreide zu stammen, da auch Kalkbänke, die im tiefsten Teil des Konglomerates mit roten Letten auftreten, Helminthoideen führen. Es kann sich also auch um lokale Aufarbeitungsprodukte handeln.

Die Konglomerate wechsellagern mit nummulitenführenden Sandsteinen. Sie gehören dem tieferen Eozän an. In ihrer Zusammensetzung und ihrem Reichtum an kristallinen Geröllen erinnern die Aveto-Konglomerate an das Basalkonglomerat der Oberkreide vom Berceto (s. TEICHMÜLLER & QUITZOW S. 8 f.); sie enthalten dieselben Porphy-, Granit- und Glimmerschiefergerölle. Da die Aveto-Konglomerate nach Osten auskeilen — bei Pontremoli werden die Konglomeratlinsen nur noch wenige Zentimeter dick — und im Osten das Eozän konkordant auf der Oberkreide ruht, können die Gerölle nur von Westen gekommen sein, d. h. von der Ostligurischen Schwelle, die ja auch der Sedimentlieferant des Berceto-Konglomerates ist.

Die Porphyre des Konglomerates sind unverschiefert. Auch die Tiefengesteine sind nicht gepreßt. Eine stärkere voreozäne

Dynamometamorphose hat also die Heimat der Gerölle nicht betroffen. Wohl aber dürften schwächere laramische Bewegungen stattgefunden haben; denn im Aveto-Konglomerat treten unvermittelt große Kristallinblöcke auf, während bei Spezia und Pontremoli noch mächtige Oberkreide unter dem Eozänflysch erhalten ist.

In den zentralen Teilen des Ligurischen Scheitels sind also voreozäne Bewegungen nachweisbar, während sie im Bereich der Flyschtröge fehlen oder doch sehr zurücktreten.

2. Die Bildung der beiderseitigen Flyschtröge im Eozän.

Der alpine Flyschtrogl.

Im Eozän entstand zwischen Ceriale und Ventimiglia ein großer Trogl. In ihm häufte sich der Flysch bis zu einer Mächtigkeit von ca. 3000 m an, wie ZACCAGNA (1909) und FRANCHI (1916 S. 263 f.) gezeigt haben. Der Flysch setzt sich im wesentlichen aus foraminiferenreichen Mergelkalken zusammen. Nur vereinzelt finden sich terrigene Einschwemmungen.

Die Schüttung kam vorwiegend von Osten bzw. Norden. Das ergibt sich aus der groben konglomeratischen Randfazies bei Ceriale. Die Gerölle bestehen aus Kristallin und Kalken, und zwar überwiegen in den tieferen Schichten die Kalke, in den höheren Horizonten das Kristallin. Das vormesozoische Grundgebirge wurde also im selben Maß wie der Flyschtrogl sank, aus seiner Kalkhülle herausgeschält. Die Geröllgröße nimmt nach Südwesten rasch ab: Bei Ceriale haben einzelne kristalline Gerölle noch einen Inhalt von etwa 2 m³, bei Alassio noch von 0,5 m³; bei Bordighera sind die Gerölle nur noch faustgroß.

Der Westhang des Flyschtrogl scheint weniger Detritus geliefert zu haben.

Der apennine Flyschtrogl.

Das Eozän erreicht im Fenster von Bobbio eine Mächtigkeit von etwa 2000 m. Die Fazies der Ablagerungen weist darauf hin, daß die Sedimentation nicht mit der Senkung Schritt halten konnte; denn die Sedimente sind reich an Schwefelkies und Organismen tieferen Wassers. Auf ein Gefälle zum Trogl weisen ferner die subaquatischen Rutschungen, die besonders im tieferen Macigno-sandstein an der Trebbia häufig sind, sowie die konglomeratischen Einschaltungen, die sich immer wieder — auch noch in den Foraminiferenmergelkalken des Barton am M. Penice — einstellen.

Eine deutliche Randfazies läßt sich nur im Westen des Flyschtrogl (am Aveto) nachweisen. Die Schüttung kam offenbar von

dem kristallinen Hochgebiet der Ostligurischen Schwelle. Auch die subaquatischen Rutschungen deuten auf ein Gefälle nach Nordosten bzw. Osten. Damit stimmt ferner überein, daß in dieser Richtung die Konglomerate auskeilen.

Das Auftreten von Radiolarit- und Serpenterollen im Eozänflysch des T. Carlone bei Bobbio zeigt, daß die Liguriden z. T. bereits freigelegt haben müssen. Darum glaubte STEINMANN (LUDWIG 1929 S. 62), daß der Deckenschub der Liguriden schon vor dem Barton stattgefunden habe. Das Barton ist jedoch konkordant mit dem Mitteleozän verbunden. Außerdem erweist sich die Liguriden-Überschiebung stets als postbarton.

Beiderseits des Bereiches der voreozänen Faltung entstanden also im Eozän mächtige Saumtiefen. Ihre Schichtenfolge ist verschieden, die Fazies aber die gleiche. Ein Zusammenhang beider Tröge, wie ihn SACCO (1904) auf seiner Karte annahm, ist unwahrscheinlich. Vielmehr trennte ein sedimentlieferndes Hochgebiet, das den laramisch aufgefalteten (innern) Teil des alpinen Faltenstranges umfaßt, beide Tröge.

3. Die nacheozäne Überfaltung der Flyschtröge.

Das Eozän der beiden Flyschtröge ist vom Mesozoikum überfahren worden. Diese Überschiebungen sind somit postobereozän. Das zeigen die Verhältnisse bei Ceriale, Castelvecchio und im Fenster von Bobbio. Andererseits transgrediert das Mitteloligozän auf dem fertigen Deckenbau. Die großen Überschiebungen sind somit postobereozän — prämitteloligozän. Sie gehören damit wohl der pyrenäischen Phase an.

Außer diesen Überschiebungen haben sich im gleichen Zeitraum auch noch die Faltung des Flyschs vor der Überschiebungsphase und die Faltung des fertigen Deckenpaketes ereignet (s. S. 25f.). Damit kommt der pyrenäischen Orogenese die größte Bedeutung im Bereich des „Ligurischen Scheitels“ zu.

Die Bewegungen waren im Osten gegen Osten, im Westen gegen Westen gerichtet¹⁴⁾. In der Mitte entstand eine deutliche Scheitelung. Das Mesozoikum der zentralen Zone wurde von seinem kristallinen Untergrund abgeschert und beiderseits weit überschoben. Dabei erreichen die Decken im Apennin eine Förderlänge von > 40 km.

14) Zwischen Alassio und Albenga sind die sandig-tonigen Schichten des tiefsten Eozäns noch stark geschiefert. Die Schieferungsflächen fallen nach Westen ein, auch die Kleinfaltung weist auf deutliche Ostvergenz. Es handelt sich hierbei vielleicht um eine verkümmerte Ostvergenz am Ostrande des ausgequetschten alpinen Flyschtroges.

So ergibt sich, wie schon während der Bildung der Flyschtröge, ein zweiseitiger Bau des „Ligurischen Scheitels“.

4. Jüngere Anfaltungen und posthume Bewegungen.

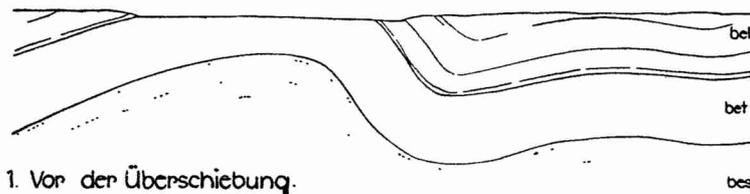
Das soeben aufgefaltete Gebirge wird bald wieder Sedimentationsbereich, wie die Transgression des Oligozäns zeigt. Die



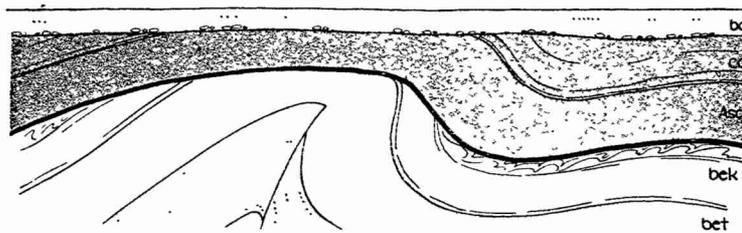
Abb. 18. Postoligozäne Verbiegungen im Grenzgebiet von Alpen und Apennin.

Grobpunktiert ist das zutagetretende Oligozän. — Die Zahlen geben an, wie hoch heute die Unterkante des Oligozäns mindestens liegt. Die beiden dicken Linien umrahmen den Bereich (grau), in dem das Oligozän heute unter dem Meeresspiegel liegt. Es ergibt sich aus dieser Zusammenstellung, daß die wichtigsten Pässe tektonisch angelegt sind und daß gerade der Bereich der beiden großen ehemaligen Flyschtröge besonders aufsteigt.

Grünschiefer-Gerölle im Oligozän von Portofino und die Kristallin-Konglomerate im Oligozän des M. Barigazzo (TEICHMÜLLER & QUITZOW S. 48) weisen auf ein großes Abtragungsgebiet im Westen unter dem Tyrrhenischen Meer. Es ist z. T. aus Glaukophangesteinen und Serizitquarziten aufgebaut, d. h. aus Gesteinen der Zone von Voltri.



1. Vor der Überschiebung.



2. Nach der präoligozänen Deckenfaltung.



3. Nach den postoligozänen Deckenfaltungen.

Abb. 19. Die posthume Auffaltung eines Deckensattels (Schema).

Für 1) und 2) liefern die Deckensättel des Hochapennins bzw. des Aveto-Tales Beispiele, für 3) der Sattel von Godiasco.

Asc Argilloscisti, co Oberkreide, bes Eozän-Sandstein, bet Eozän-Tongestein, bek Foraminiferen-Mergelkalke des Eozäns, bo Oligozän, bp Pont.