

## Werk

**Titel:** Die Stellung des "Ligurischen Scheitels" im alpinen Orogen

**Jahr:** 1935

**PURL:** [https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223\\_1935\\_0014|log9](https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1935_0014|log9)

## Kontakt/Contact

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

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

Im Grenzgebiet von Alpen und Apennin geht die Senkung der Scheitelzone noch heute fort. Dies ergibt sich aus der geringen Höhenlage des Oligozäns im Scheitelgebiet, während beiderseits der Scheitelung gerade der Bereich der posteozen überschobenen und gefalteten Flyschtröge beträchtlich aufsteigt (s. Abb. 18).

In den zentralen Teilen des „Ligurischen Scheitels“ wurde das Oligozän wohl noch schwach verbogen, gelegentlich auch zerbrochen und an präoligozänen Störungen posthum aufgerichtet wie z. B. im T. Morsone bei Voltaggio an einer alten Schubbahn (s. Abb. 16), aber doch nirgends mehr gefaltet. In den Außenzonen ist dagegen das Oligozän noch von jüngeren Faltungen betroffen worden. Dies zeigt z. B. das Profil von Godiasco im unteren Stafforatal und die Faltungen 1 km südlich von Varzi an der Straße nach Nivione (s. Taf. 6, Fig. 1). Bei Godiasco ist sogar noch das Pont in den Falten und Schuppenbau mit einbezogen worden (s. Abb. 13). Dabei wurden präoligozäne Deckensättel gelegentlich posthum aufgefaltet. Abb. 19 versucht die Entwicklung eines solchen Deckensattels zu veranschaulichen.

#### Zusammenfassung.

Die zentralen Teile des Ligurischen Scheitels zeigen schon im Mesozoikum eine Sonderentwicklung, die durch starken Geosynklinalvulkanismus gekennzeichnet ist. In dem zentralen Bereich des Scheitels setzten die orogenen Bewegungen zuerst ein, und zwar in der laramischen Phase. Im Anschluß an diese Faltung wurden die zentralen Teile des Scheitelgebietes aufgewölbt. Sie schütteten ihren Detritus in die beiderseits sich entwickelnden Saumensenken, die erst nach dem Eozän überschoben und aufgefaltet wurden. Diese Faltung war in der Nachbarschaft der Scheitelzone vor dem Mitteloligozän abgeschlossen. In den äußeren Zonen ist dagegen das Oligozän noch mit in die Faltung einbezogen worden, ja z. T. sogar noch das Pont posthum aufgewölbt worden.

### III. Die Stellung des Ligurischen Scheitels im alpinen Orogen.

Nachdem die Grenze von Alpen und Apennin genauer festgelegt und als eine Scheitelzone bestätigt worden ist, erhebt sich die Frage nach ihrer Fortsetzung in den Alpen und dem Tyrhenischen Meer (s. Abb. 20).

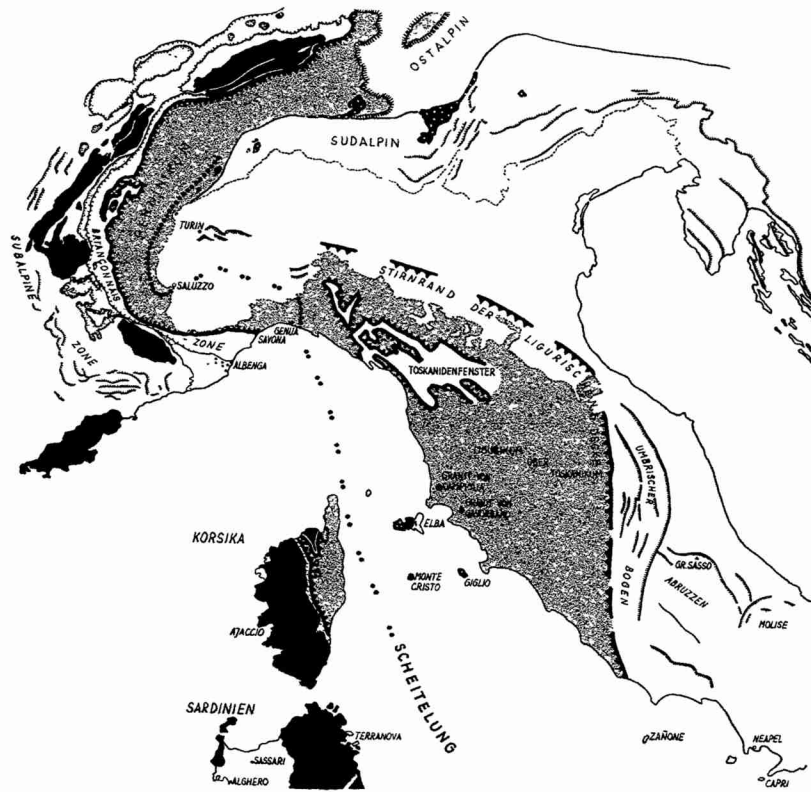


Abb. 20. Die Scheitelung von Alpen und Apennin  
nach R. B. BEHRMANN, GIGNOUX, R. STAUB u. a.

Grau das penninische bzw. liguride Deckenland, schwarz mit weißen Punkten junge Tonalite, schwarz Massive des Vorlandes, des Penninikums.

#### A. Die Fortsetzung des Ligurischen Scheitels in den Westalpen.

Schon bei Ronco ist das Streichen des Ligurischen Scheitels nicht mehr N—S, sondern NW—SE gerichtet. Der Ligurische Scheitel biegt also — wie die Zone von Voltaggio — nach Nordwesten um. Man darf wohl annehmen, daß der Scheitel mehr oder weniger parallel dem südwestlichen Außenrand des Penninikums verläuft. Damit würde übereinstimmen, daß auch im unteren Staffora-Tal (im Apennin von Voghera) schon W—E-Streichen vorherrscht.

Die apenninischen Achsen tauchen in den Turiner Bergen wieder aus dem Quartär der Po-Senke auf. Auch hier vergieren sie wie im Apennin von Pavia nach Norden. Von besonderer Bedeutung

ist, daß 40 km östlich von Turin (bei Piancerreto) noch Serpentin zu Tage tritt, der offenbar der Ophiolith-Formation angehört. Diese Scholle erreicht nach der Kartierung von SACCO einen Durchmesser von über 1 km. Im Untergrund ist also Ligurikum bzw. Penninikum zu erwarten.

In den Turiner Bergen vergittern sich die Falten. NE—SW-streichende Achsen werden mit Annäherung an die Westalpen immer häufiger. Das gleiche Streichen kehrt zwischen Asti und Alba und bei Saluzzo wieder. Darum dürfte auch der Scheitel in den Langhien diesem Streichen folgen. Sehr klar ergibt sich das Umknicken aller tektonischen Elemente bei Saluzzo aus den Spezialaufnahmen der italienischen Geologen. Darauf hat schon ED. SUESS aufmerksam gemacht. Wo weiterhin genau der Scheitel liegt, hängt von der Deutung der penninischen Tektonik in den Westalpen ab und ist für unsere Fragestellung von sekundärer Bedeutung.

### B. Die Fortsetzung des Scheitels im Tyrrhenischen Meer.

ED. SUESS hat bereits erkannt, daß die westalpinen Zonen zwischen Albenga und Genua ins Tyrrhenische Meer hinausstreichen und in Korsika wieder auftauchen. R. STAUB (1928) hat die weitgehende Ähnlichkeit in der Schichtentwicklung und dem Bau von Korsika und den Westalpen beschrieben:

Auch in Korsika läßt sich ein autochthoner Eozänflysch nachweisen, der von Triasquarziten und -dolomiten ähnlich denen der Briançonnais-Zone überschoben ist. Das korsische Penninikum mit seinen Grünen Gesteinen, Radiolariten und Calpionellenkalken gleicht dem Penninikum der Westalpen. Und auch die Parallelisierung der tertiären Sandsteine und Konglomerate der Balagne mit dem Niesen- bzw. Prättigau-Flysch der Westalpen ist nicht von der Hand zu weisen.

Über den höchsten penninischen Decken liegt nun in Korsika, wie R. STAUB eingehend dargelegt hat, eine Serie, die dem Ostalpin entspricht: Trias und Jura in kalkiger Fazies. Dabei greift der Malm bis auf Granit über — ähnlich dem Kalk der Sulzfluh. Darüber transgrediert Eozänflysch.

Auch die Schubrichtung der korsischen Decken entspricht der in den Westalpen<sup>15)</sup>.

15) Freilich ist auch eine Ostvergenz am Rande des korsischen Kristallins festzustellen, aber sie ist jünger. Sie steht mit der Aufwölbung des Massivs in Zusammenhang. Es handelt sich um eine Überfaltung des sinkenden Deckenlandes. Ähnliche lokale Rückfaltungen treten auch am Rand der alpinen Zentralmassive auf.

Dafür hat R. STAUB erneut Beweise gebracht. Das zeigen ferner die westvergenten Schuppen in der Zone von Palasca-Corté und die gegen Westen überfaltete Deckenmulde von S. Lucia. Außerdem greift der autochthone Eozänflysch am Ostrand des korsischen Massivs unmittelbar auf Granit über, so daß hier die mesozoischen Geosynklinalgesteine der ostkorsischen Decken schwerlich wurzeln können.

Wie die Decken der Westalpen an den Zentralmassiven branden, so stauen sich die Decken von Ostkorsika am korsardinischen Massiv. Die höchsten „ostalpinen“ Decken Korsikas können also nur von Osten gekommen sein. Östlich des penninischen Troges von Ostkorsika lag mithin einst ein Bereich litoraler, lückenhafter Entwicklung, d. h. eine Geantiklinale. R. STAUB hat sie „Caporalino-Schwelle“ genannt. Es ist offenbar dasselbe Hochgebiet, welches seinen kristallinen Detritus nach Osten in die liguride Oberkreide schüttete, und das TEICHMÜLLER & QUITZOW (S. 32 f.) als „Westligurische Schwelle“ bezeichnet haben. — Nach Norden muß

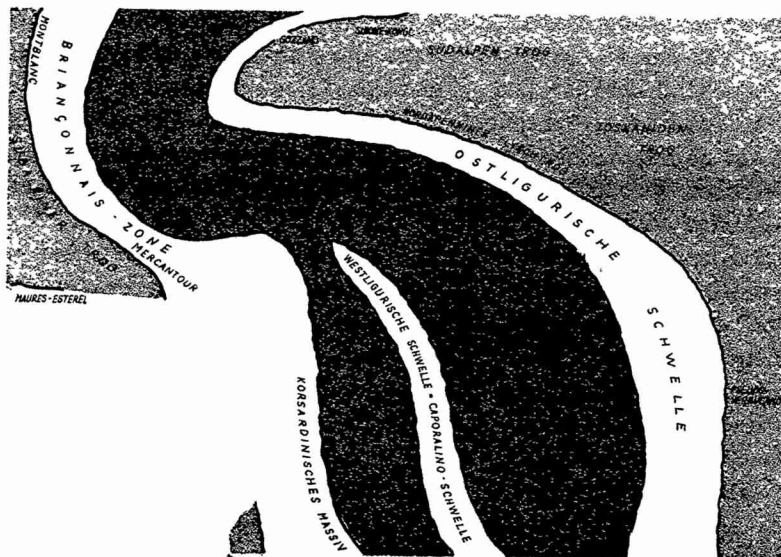


Abb. 21. Schwellen und Tröge im Grenzgebiet von Alpen und Apennin vor dem Deckenschub.

Dunkelgrau Penninikum i. w. S.

diese Geantiklinale absinken; denn bei Genua schließen sich ja, wie wir gesehen haben, Ligurikum und Penninikum zusammen (s. Abb. 21).

Ob die Gesteine der Caporalino-Schwelle nur nach Westen überschoben sind oder ob diese Geantiklinale ähnlich dem Kalabrischen Massiv einen großen Fächer bildet, ist nicht zu entscheiden.

Jedenfalls muß hier etwa die Scheitelung liegen; denn in Elba ruht bereits ostbewegtes Ligurikum auf den Toskaniden.

### C. Der Bogen der Westalpen und der Bogen des Nordapennins. Ein Vergleich.

Der nordapennine Bogen stellt bis zu einem gewissen Grad ein Spiegelbild des westalpinen Bogens dar:

Paläogeographisch entspricht der ligurische Trog dem penninischen. Während aber die penninischen Decken vor den Zentralmassiven halt machten, haben die Liguriden die Ostligurische Schwelle weithin überfahren. Dem Schuppen- und Faltenbau der subalpinen Zone entsprechen die überkippten Gewölbe des umbrischen Bogens (s. Abb. 20). Und wie in den Westalpen die Ostvergenz verkümmert, so verkümmert im nordapenninen Bogen die Westvergenz; denn was bedeuten die Förderlängen der korsischen Decken gegenüber der riesigen Schubweite der Ligurischen Decke?

Auch hinsichtlich des Alters und des Wanderns der Faltung besteht weitgehende Übereinstimmung in beiden Trögen:

Im nordapenninen Bogen kam es in der Nähe der Scheitelregion zu starken voreozänen Bewegungen. Das zeigen das Übergreifen des Eozäns auf den Granit der Caporalino-Schwelle und der Reichtum an kristallinen Geröllen im toskaniden Eozänflysch, wobei der Flysch im Trog konkordant auf Oberkreide liegt. Der Deckenschub selbst erfolgte im wesentlichen nacheozän—voroligozän, d. h. in der pyrenäischen Phase. Die Deckenfaltung wandert im Nordapennin in Richtung des Deckenschubes derart, daß die Faltung am Rande der Po-Senke erst im jüngsten Pliozän erfolgte (s. TEICHMÜLLER & QUITZOW S. 47).

Auch im westalpinen Bogen wandert die Faltung von innen nach außen. Denn nach W. LEUPOLD (S. 314) „läßt die gewaltige grobklastische Oberkreidemasse [Obersenon] des Niesen- und des Prättigau-Flysches, reich an Kristallinkomponenten und bis auf die Trias, bei Gsteig bis nahe an die kristalline Basis hinuntergreifend, jedenfalls auf ein starkes Ausmaß voroberkretazischer Bewegungen im südlich benachbarten penninischen Raum schließen“. Ebenso kommt — auf anderem Wege — RÜGER zu dem Schluß, daß die von der Tessiner Kristallisation fixierte Tektonik im Penninikum bereits im Eozän abgeschlossen war. Schließlich enthält nach ALBERT HEIM (II S. 588) der Niesen-Flysch bereits reichlich Glaukophan aufgearbeitet, der aus penninischem Mesozoikum stammen soll. Damit ist dort eine große Phase der orogenen Bewegungen

präeozänen Alters. Da nun auch das Eozän bei Albenga bereits massenhaft Kristallin der Briançonnais-Zone enthält und bis auf Perm übergreift, ist an der Existenz großer voeozäner Bewegungen im Penninikum und der Briançonnais-Zone nicht mehr zu zweifeln.

Andererseits ist aber das Eozän des alpinen Flyschtroges noch weithin überschoben und z. B. nördlich des Mercantour noch stark dynamometamorph verändert worden, während die glaukonitischen Mergelkalke der Oberkreide des M. Mondone — also die Sedimente der inneren Zone — tektonisch wenig beansprucht sind. Auch im westalpinen Bogen hat sich also offenbar der Bereich der größten Faltungsintensität nach außen verlagert.

Beiden Bögen gemeinsam ist schließlich auch, daß in den inneren Teilen, also in der Nähe der Scheitelzone, syn- und post-tektonische Intrusiva auftreten. Den Tonaliten des Adamello und Bergeller Massivs entsprechen die jungen Granite von Elba, Monte Christo, Giglio etc. — Der westalpine Bogen ähnelt mithin weitgehend dem nordapenninen.

Beide Bögen sind unsymmetrisch gebaut. Nur dort, wo sich die Bögen verbinden und wo die Westvergenz der Westalpen und die Ostvergenz des Nordapennins verkümmern, ist der Bau bilateral symmetrisch. Der zweiseitige Bau des Grenzgebietes von Alpen und Apennin ist also durch die örtlichen Verhältnisse bedingt und darf nicht als Norm gedeutet werden. Wohl aber zeigt dieses Profil durch Alpen und Apennin, daß die Tektonik in Westalpen und Apennin nicht als eine einfache Trog-Faltung abgleitender Decken gedeutet werden kann, wie es WILKERSLOOTH 1934 für den Apennin angenommen hat. Denn eine solche Annahme setzt ein großes Gefälle voraus. Das Scheitelgebiet müßte zur Zeit der Deckenbewegung hoch gelegen haben. Ferner müßten in den Decken, wie vor allem im Scheitelgebiet selbst, Zerrungen nachzuweisen sein, zumal die Decken vom Scheitel nach beiden Seiten gewandert sind. Da schließlich vom Ligurischen Scheitel die ganze Decke des liguriden Mesozoikums abgeglitten wäre, müßte im Scheitelgebiet das Grundgebirge zu Tage treten.

Demgegenüber ist festzustellen:

1. Die Scheitelzone von Ronco kann niemals sehr hoch gelegen haben, da sonst die viele 100 m mächtige Oberkreide längst abgetragen wäre. Aus den postoligozänen Verbiegungen (s. Abb. 18) ergibt sich, daß auch in jüngster Zeit der Scheitel nicht eine Zone der Hebung, sondern der relativen Senkung darstellt.

2. Weder in den Decken, noch im Scheitelgebiet läßt sich eine eigentliche Zerrungstektonik nachweisen.

3. Kristallines Grundgebirge tritt im Scheitelgebiet überhaupt nicht zu Tage; vielmehr ist gerade hier das liguride bzw. penninische Mesozoikum noch in großer Mächtigkeit erhalten.

So bleibt beim Ligurischen Scheitel, ähnlich wie beim Kalabrischen Massiv, nur die Annahme übrig, daß das Vorland unter das relativ ruhende Scheitelgebiet gewandert ist. Wir sagen „relativ“, denn wenn auch das dinarische Gebirge durch Unterschiebung großer Decken entstanden ist, müßten sich die Verschluckungszonen beider Orogene einander genähert haben.

### Ergebnis.

Die vorliegende Arbeit galt der Frage, ob der Apennin eine einfache Fortsetzung der Alpen darstellt, oder ob eine Scheitelung bzw. Narbe beide Gebirge trennt (im letzteren Fall wäre ein Einblick in die Wurzelzone der großen Decken von Alpen und Apennin zu erwarten).

Eine Untersuchung des Grenzgebietes von Alpen und Apennin ergab folgendes:

#### 1.

Die tektonischen Achsen der Seealpen setzen nicht in den Apennin fort. Vielmehr trennt nördlich von Genua eine N—S streichende schmale Zone ein Gebiet ausgeprägter Ostvergenz von einem Bereich deutlicher Westvergenz.

Im Osten, d. h. im Apennin, herrscht flacher Deckenbau. Weithin ruht das Mesozoikum der Ligurischen Decke auf nummulitenreichem Eozänflysch. Die Überschiebungsbahn wird von mylonitisierten Graniten markiert. Es handelt sich dabei um Schubspäne von kristallinem Grundgebirge des liguriden Mesozoikums. — Dieser Deckenbau des Nordapennins ist nachträglich gefaltet und verschuppt worden.

Auch im Westen, d. h. in den Alpen, sind bei Castelvechio und Savona deckenartige Überlagerungen von Mesozoikum auf Flysch bzw. von Grundgebirge auf Mesozoikum nachweisbar. Hinzu kommt eine Dynamometamorphose der Schichten. Auch in diesem (alpinen) Anteil des Scheitels sind die Überschiebungsbahnen nachträglich verbogen worden.

In der Scheitelzone selbst ist die Durchbewegung der Schichten gering. Die Sedimente sind zwar gefaltet und geschiefert, aber im großen und ganzen ist die Tektonik der Scheitelzone sehr einfach. Es handelt sich jedenfalls nicht um eine eng gepreßte Narbe. Von steilstehenden Wurzeln ist nichts zu bemerken. Vom Apennin



kommend bleiben wir bis zu den Alpen im gleichen wenige 100 m mächtigen Horizont der Ophiolith-Formation. Da die Schistes lustrés des Penninikums mit ihren Pietre verdi zeitlich und faziell den Argillocisti und Grünen Gesteinen des Ligurikums entsprechen, können Alpen und Apennin nur mittels der Vergenz getrennt werden.

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

## 2.

Der Ligurische Scheitel ist symmetrisch gebaut. Diese bilaterale Symmetrie ist in der paläogeographischen Entwicklung vorgezeichnet. Schon im Mesozoikum zeigen die zentralen Teile des Ligurischen Scheitels eine Sonderentwicklung, die durch starken Geosynklinalvulkanismus charakterisiert ist. In den zentralen Teilen setzten auch die orogenen Bewegungen zuerst ein und zwar in der laramischen Phase. Im Anschluß an diese Faltung wölbte sich der zentrale Bereich des Scheitels auf und schüttete mächtigen Detritus in die sich beiderseits entwickelnden Saumsenken: in den alpinen Flyschtrog im Südwesten und den nordapenninen Flyschtrog im Nordosten. Beide Tröge wurden nach dem Eozän überfahren und aufgefaltet. Dabei wanderte die Deckenfaltung von der Scheitelzone in die Saumtiefe: In der Scheitelzone selbst ist die Faltung vor dem Oligozän beendet, am Rand der Po-Senke ist es dagegen zu kräftigen posthunen Auffaltungen präoligozäner Sättel gekommen. Am Rande des alpinen Flyschtroges fehlen zwar Oligozän und Miozän; da aber im Fortstreichen dieser Zone auf Korsika noch das Burdigal, ja sogar noch das Pont von der Deckenfaltung ergriffen ist, dürfte auch in der Zone von Albenga die Deckenfaltung z. T. postmiozänen Alters sein.

## 3.

Die Scheitelzone biegt bei Ronco nach Nordwesten um und dürfte parallel dem Außenrand des Penninikums im Süden der Turiner Berge auf Saluzzo zu streichen. Im Tyrrhenischen Meer ist sie etwa in der vom Meer bedeckten „Caporalino-Schwelle“ STAUB's bzw. in der „Westligurischen Schwelle“ von TEICHMÜLLER & QUITZOW zu suchen.

Damit wird der Bogen des Nordapennins nahezu ein Spiegelbild des westalpinen Bogens. Dem penninischen Trog mit seinen typischen Geosynklinalgesteinen entspricht der liguride Trog, den Zentralmassiven der Westalpen die Ostligurische Schwelle, der subalpinen Zone mit ihren mächtigen Kalken die Toskaniden. (Aller-

dings haben späterhin die penninischen Decken vor den äußeren Massiven halt gemacht, während die Liguriden sie weithin überfahren haben). In beiden Bögen wandert ferner die Faltung von innen nach außen, schließlich sind die inneren scheidelnahen Teile der Bögen durch syn- und posttektonische Intrusionen gekennzeichnet. Beide Bögen sind asymmetrisch. In den Westalpen verkümmert die Ostvergenz, im Profil Korsika-Apennin die Westvergenz. Nur dort, wo beide Bögen sich treffen, ist der Bau bilateral symmetrisch. Insofern stellt der zweiseitige Bau des Ligurischen Scheitels im alpinen Orogen eine Ausnahme dar.

Ein eigentliches sedimentlieferndes Zwischengebirge fehlt. Auch eine Narbenzone ist nicht entwickelt: die Decken sind weder vom Ligurischen Scheitel allein der Schwerkraft folgend in die Flyschtröge geglitten, noch sind sie aus einer engen Wurzelzone herausgequetscht worden. Wie der pilzartige Bau des Kalabrischen Massivs, so wird auch der Ligurische Scheitel erst verständlich, wenn man große Unterschiebungen des Vorlandes unter den relativ ruhenden Scheitelbereich annimmt.

---