

# Die Vorgeschichte der Kettengebirge

Autor(en): **Trümpy, Rudolf**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft = Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali**

Band (Jahr): **138 (1958)**

PDF erstellt am: **11.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-90519>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# Die Vorgeschichte der Kettengebirge

Von

RUDOLF TRÜMPY, Zürich/Glarus

Die Glarner Alpen sind klassischer Boden für die Lehre vom Bau der Kettengebirge. Hier erkannte ARNOLD ESCHER VON DER LINTH – vielleicht schon sein Vater, der Erbauer des Linthkanals – die Existenz großer und unerklärlicher Lagerungsstörungen, hier führte ALBERT HEIM seine bahnbrechenden Untersuchungen über die Gesteinsverformung durch, hier legte MARCEL BERTRAND zu Ende des 19. Jahrhunderts den Grundstein zur Deckenlehre, welche erst das Verständnis der alpinen Tektonik ermöglichte. Und der Bau der Alpen hat wiederum den Schlüssel zum Bau anderer Kettengebirge geliefert – einen Schlüssel freilich, der kein Universaldietrich ist und dessen schematische Anwendung die Deckenlehre oft unverdienterweise in Mißkredit gebracht hat. Denn wenn die weite Verbreitung großer Überschiebungen heute, nicht zuletzt dank den Ergebnissen der Ölbohrungen, mehr und mehr anerkannt wird, so stellen die Alpen mit ihren extremen tektonischen Komplikationen doch einen Sonderfall dar, der vielleicht nur noch im Himalaja seinesgleichen findet.

Diese alten und jungen Kettengebirge, von denen viele längst eingeebnet und von jüngern Schichten überdeckt worden sind, stellen mit ihrem Falten- und Deckenbau, ihrer Gesteinsmetamorphose und ihren Graniten die reizvollsten und schwierigsten Studienobjekte der Geologie dar. Aber auch ihr sedimentäres Baumaterial ist in mancher Hinsicht ganz anders als dasjenige der gleichalterigen ungefalteten oder nur schwach gestörten Bereiche. Dies bedeutet, daß die Faltung, die Deckenbildung, die Granitisierung usw. nicht irgendeine langgestreckte Zone der Erdkruste ergriffen haben, sondern einen Gürtel, der durch eine ganz besondere und gewissermaßen abnormale Vorgeschichte dazu prädestiniert war. Diese Vorgeschichte eines Gebirges, d.h. die historische Entwicklung des Raumes, in welchem seine Sedimente und Vulkanite gebildet worden sind, weist enge, wenn auch noch nicht in allen Teilen eindeutig geklärte Beziehungen zur tektonischen Struktur auf, und die eine kann ohne die andere nicht verstanden werden.

Die Erkenntnis der prinzipiellen Andersartigkeit der Schichtreihen in den Gürteln, aus denen sich später Kettengebirge entwickelt haben,

ist fast genau 100 Jahre alt. Sie geht auf JAMES HALL zurück, der festgestellt hatte, daß die paläozoischen Sedimente der Appalachen rund zehnmal mächtiger seien als die gleichalterige Serie weiter im W, im ungefalteten Tafelland der Mississippi-Senke. HALL stelle auch gleich die Regel auf, daß alle Faltengebirge aus derartigen Trögen mit abnorm großer Sedimentmächtigkeit entstanden seien. 1879 nannte DANA solche langgestreckte Sedimentationströge «*Geosynklinale*» und wurde damit zum Schöpfer eines der fruchtbarsten, aber auch eines der meistdiskutierten geologischen Begriffe. Heute werden zahlreiche Typen von Geosynklinale unterschieden, von denen einige nicht an den Bereich späterer Kettengebirge gebunden sind. Sie können innerhalb eines Kontinents, zwischen zwei Kontinenten, zwischen Kontinent und Ozeanbecken, vielleicht auch zwischen zwei Ozeanbecken liegen. Mit der Definition des Begriffes und seiner geschichtlichen Entwicklung haben wir uns hier nicht zu beschäftigen. Wir wollen vielmehr die Eigenschaften untersuchen, in welchen sich die Schichtreihen der Kettengebirge von denjenigen der Tafelländer unterscheiden.

Eines dieser Kriterien, nach der ursprünglichen Definition der Geosynklinale das einzig ausschlaggebende, haben wir bereits genannt: die *Mächtigkeit* der Sedimentserien in den Faltengebirgen. Sie erreicht in vielen Fällen 10 oder 15 km, fünf- bis zehnmal mehr als im umgebenden Bereich. Dabei bestehen diese sehr dicken Schichtstöße vielfach aus Sedimenten, die sich in geringer Meerestiefe abgelagert haben, manchmal sogar aus kontinentalen Bildungen. Eine Geosynklinale solcher Art ist z. B. die Typusgeosynklinale der «*Ridge and Valley province*» der westlichen Appalachen während des älteren Paläozoikums. In ihr kamen u. a. Quarzsandsteine zur Ablagerung, die durch ihren Mineralbestand die Herkunft aus einem alten, stark verwitterten Kontinentalgebiet und durch manche Schichtungsmerkmale ihre Bildung in seichtem Wasser verraten. Ebenfalls stark vertreten sind Kalke und Dolomite in charakteristischer Seichtwasserfazies. Auch Schiefertone und Schiefermergel können sehr mächtig werden, obschon die Meerestiefe gering blieb.

HANS STILLE hat solche Geosynklinale, deren Sedimente sich nur durch ihre Mächtigkeit, nicht aber durch ihren Charakter von denjenigen der stabilen Schelfregionen unterscheiden, *Miogeosynklinale* genannt. Beispiele hierfür bieten neben der Geosynklinale der westlichen Appalachen Devon und Unterkarbon der nördlichen Ardennen sowie Jura und Kreide der helvetischen Decken. Da die Meerestiefe stets bescheiden blieb oder höchstens um wenige 100 Meter schwankte, muß die Absenkung des Untergrundes ungefähr mit der gleichen Geschwindigkeit erfolgt sein wie die Erhöhung des Schichtstoßes durch die Bildung neuer Sedimente. Nach den Zusammenstellungen MARSHALL KAYS betrug diese Geschwindigkeit in den meisten Fällen 100 bis 200 Meter/Jahrmillion (0,1 bis 0,2 mm/Jahr). Höhere Werte werden aus Bruchgräben (von der Art des oligozänen Rheintalgrabens) und aus synorogenen Vorlandtrögen, z. B. aus der schweizerischen Molasse, angegeben. Das fein eingespielte Gleichgewicht der beiden Phänomene läßt auf eine Kausal-

verbindung schließen: entweder bestimmte der Subsidenzbetrag die Mächtigkeit der Sedimente, indem diese nur bis zum Meeresspiegel oder bis zum stark bewegten Oberflächenwasser hinauf wachsen konnten, oder aber das Gewicht der Sedimente bedingte ein isostatisches Einsinken des Untergrundes. Daß solche isostatische Kompensationsbewegungen schon bei geringer Mehr- oder Minderbelastung der Erdkruste und geologisch gesehen sehr rasch erfolgen können, zeigt der heute noch andauernde Aufstieg von Ostkanada und Skandinavien nach dem Abschmelzen der eiszeitlichen Gletscher. Höchst wahrscheinlich wirkten die beiden Mechanismen zusammen, so daß ein kumulativer Effekt zustande kam: wenn sich in einem Streifen der Untergrund aus irgendwelchen Gründen einsenkt, so wird das sedimentäre Material dort hinein getragen, und sein Gewicht bewirkt eine weitere Absenkung des Beckens. Als dritter Faktor kommt die Setzung (Kompaktion) der mächtigen, ursprünglich porösen Tongesteine des Geosynklinaltrogos hinzu.

Heute noch aktive Miogeosynklinalen sind aus der Bodengestalt allein, ohne geophysikalische Untersuchungen oder Tiefbohrungen, kaum zu erkennen. Außerhalb der tektonisch aktiven Muttertröge der Kettengebirge finden sich gewaltige Sedimentanhäufungen, bei denen wohl nur ein passives Einsinken des Untergrundes infolge isostatischer Kompensation und Kompaktion mitspielt, an den Kontinentalrändern, namentlich an Stellen stärkster Materialzufuhr, wie etwa im Mississippi-Delta.

Es bestehen natürlich alle Übergänge zwischen den stabilen Schelfregionen und den Miogeosynklinalen; aber in manchen Fällen ist der Rand des stärker einsinkenden Streifens doch recht scharf und durch Flexuren oder normale Verwerfungen, welche während der Sedimentation gespielt haben, gekennzeichnet. Auch außerhalb der Kettengebirge und der Geosynklinalen, z. B. im Paläozoikum der Sahara, zeigt es sich, daß die Gebiete größter Sedimentmächtigkeit relativ am stärksten gefaltet worden sind.

Auf den Schelfen, d. h. auf den von untiefen Meeren überfluteten Teilen der Kontinentalblöcke, ist die Sedimentation diskontinuierlich: Zeiten der Gesteinsbildung wechseln mit solchen des Stillstandes oder der submarinen bzw. subärischen Erosion. Ferner weisen die Gesteinsserien eine sehr deutliche zyklische Gliederung auf. Sie findet sich noch in vielen Miogeosynklinalen; ihr ist der charakteristische Anblick unserer Kreideberge, z. B. des Glärnisch, mit seinem Wechsel von Mergelbändern und Kalkwänden, zu verdanken. In andern Miogeosynklinalen oder in andern, meist gebirgseinwärts gelegenen Streifen derselben Geosynklinalen ist die aktive Absenkung des Untergrundes so kräftig, daß die Ablagerung kontinuierlich erfolgt und keine Schichtlücken mehr auftreten. Die zyklische Gliederung kann ebenfalls verschwinden, so daß mächtige, monotone Serien resultieren. Durch die starke orogen bedingte Subsidenz werden die großräumigen Pulsationen, welche die Sedimentationszyklen verursachen, völlig überprägt. Es kann sich bei diesen, meist schiefriegen Schichtmassen auch schon um Bildungen tieferer Meere handeln, in welchen Schwankungen des Meeresspiegels um etwa 100 Meter, welche



im Seichtmeer eine Umwälzung der Milieubedingungen mit sich bringen würden, ohne nachweisbaren Einfluß bleiben. Derartige ungegliederte Schiefermassen leiten von den Ablagerungen der typischen Miogeosynklinalen bereits über zu denjenigen der *Eugeosynklinalen*, wie sie für die eigentlichen Kernzonen der daraus entstehenden Kettengebirge bezeichnend sind.

Die Miogeosynklinalen – Streifen mit stark einsinkendem Untergrund, in welchen sich «normale» Seichtwasserablagerungen in abnormal großer Mächtigkeit anhäufen – sind nämlich nicht die einzigen Typen von Geosynklinalen, aus denen später Kettengebirge entstanden sind. Sie sind auch nicht die wichtigsten. Das entscheidende Phänomen in der Vorgeschichte der Kettengebirge ist vielmehr die Ausbildung der Eugeosynklinale – wobei man diesen Begriff wohl etwas weiter fassen darf als sein Autor, HANS STILLE.

In diesen Trögen ist die Beweglichkeit des Untergrundes wesentlich größer als in den randlichen Miogeosynklinalen. Sie ist auch in vermehrtem Maße unabhängig von der Zufuhr sedimentären Materials. Es kann so der Fall eintreten, daß die Sedimentbildung auf weite Strecken nicht mit der Absenkung Schritt hält und daß der Boden einer Eugeosynklinale mehrere Kilometer tief unter den Meeresspiegel versenkt wird. In den Kernzonen der Kettengebirge kommen deshalb Gesteine vor, die wir in den Schichtreihen der Tafelländer und der andern Geosynklinalen nicht wiederfinden und die in großer Meerestiefe, zudem oft bei starker Bodenunruhe, gebildet worden sind. Ozeanische Ablagerungen älterer Zeiten sind uns ja aus den bisher zugänglichen Gebieten der Erdoberfläche sonst nicht bekannt, da im Verlauf der geologischen Geschichte wohl mehrmals Teile von Kontinenten in ozeanischen Tiefen versunken sind, nie aber Teile des Ozeanbodens einem späteren Kontinent einverleibt wurden. Einzig in den relativ schmalen Eugeosynkinaltrögen der Kettengebirge – die zudem durch die Orogenese ausnahmslos auf einen Bruchteil ihrer ursprünglichen Querausdehnung zusammengestaucht worden sind – herrschten jeweils eine Zeitlang fast ozeanische Verhältnisse. Einige dieser Gesteinstypen, die im wesentlichen auf die Kettengebirge beschränkt sind, mögen hier aufgezählt werden.

Tonige Sedimente können an sich in jeder beliebigen Meerestiefe entstehen und finden sich in großer Mächtigkeit sowohl in Miogeosynklinalen wie in Eugeosynklinalen. Die mächtigen, monotonen Schiefermassen, welche heute, meist in mehr oder weniger metamorphem Zustand, das vorherrschende Material der Kernzonen vieler Kettengebirge bilden, sind aber gewiß zum großen Teil schon in tieferem Wasser abgelagert worden.

Weitergehende Schlüsse lassen die *Sandsteine* zu, die namentlich in paläozoischen Eugeosynkinalserien oft mit den Tonschiefern vergesellschaftet sind. Diese Sandsteine gehören dem sogenannten Grauwackentypus an, d. h. sie haben ein toniges Bindemittel, und unter den Komponenten finden sich neben ungleich gerundeten Quarztrümmern auch viel Feldspäte und Gesteinsfragmente. Diese letzteren bestehen in den mesozoischen und tertiären Ablagerungen der Thetys weitgehend aus Kalk-

stein und Dolomit. Oft weisen die Grauwackensandsteine das Schichtungsmerkmal des Graded Bedding auf: jede Bank beginnt unten mit dem größten Material, das nach oben allmählich feiner, silt- und tonreicher wird, bis mit scharfer Grenze wieder die nächste Grobsandlage folgt. Man deutet diese Sandsteine mit Graded Bedding heute, namentlich auf Grund der Arbeiten von PH. H. KUENEN, als Ablagerungen von submarinen Strömen einer Wasser-Sand-Silt-Ton-Suspension hoher Dichte, den sogenannten Turbiditätsströmen. Die Suspension kann sich irgendwo, z. B. im Gefolge einer submarinen Rutschung, bilden und fährt mit erheblicher Geschwindigkeit auch auf wenig geneigten Hängen zum tiefsten Punkt, wo sie dekantiert und ein Graded Bed liefert. In Anbetracht der weiten Verbreitung dieser Turbidite in den Geosynklinalen muß man submarine Hänge von bis zu 20 oder mehr Kilometer Breite mit einem Minimalgefälle von einigen Grad in Betracht ziehen, was Minimaltiefen von einigen hundert bis wenigen tausend Metern ergibt – trotz der klastischen Natur der Sedimente also mehr, als in den Schelfmeeren je vorkommt. Bei den jungtertiären Turbiditsanden des kleinen Ventura-Beckens bei Los Angeles läßt sich die große Ablagerungstiefe auch direkt auf Grund der Foraminiferenfauna beweisen. In den heutigen Ozeanen werden durch Turbiditätsströme Sande bis in Tiefen von 2000 m und mehr verfrachtet. Die bis vor etwa zehn Jahren übliche Tendenz, Sandsteine automatisch als Bildungen seichter Meere zu interpretieren, hat in der Geologie der Kettengebirge viel Verwirrung gestiftet.

Dies gilt nicht nur für die Sandsteine, sondern auch für die größten detritischen Gesteine. Wie schon PAUL ARBENZ betonte, sind neben den monotonen Schieferserien *marine Breccienbildungen* geradezu ein Kennzeichen der alpinen Geosynklinale; auch aus andern Kettengebirgen werden sie oft beschrieben. Lange wurden sie als Küsten-, Delta- oder Plattformkonglomerate gedeutet, obschon ihnen alle lithologischen und schichtungsmäßigen Kennzeichen derselben, so namentlich die gute Rundung der Komponenten, abgehen. Die Trümmer in diesen z. T. sehr groben Breccien, welche oft ein undeutliches Graded Bedding aufweisen, sind vielmehr oft ganz eckig. Es dürfte sich größtenteils um submarine Schutt- und Bergsturzhalde an tektonisch aktiven, oft durch kontemporäre Verwerfungen bedingten Steilrändern handeln; solche können natürlich in beliebiger Meerestiefe auftreten, und manche unter ihnen sind wahrscheinlich Tiefseebildungen.

Eine weitere Gruppe von Gesteinen, welche fast nur in den Kernzonen der Kettengebirge vorkommt, ist diejenige der *pelagischen Kieselgesteine*. Hierzu gehören etwa die bekannten Radiolarienhornsteine im Jura der Alpen oder die schwarzen Lydite im Unterkarbon der herzynischen Gebirge. Sie wurden schon von GUSTAV STEINMANN in Analogie zum rezenten Radiolarienschlamm als Tiefseesedimente aufgefaßt; doch wurde diese Deutung alsdann von den meisten Autoren in Zweifel gezogen, und zwar namentlich auf Grund der Vergesellschaftung mit sogenannten «neritischen», d. h. Seichtwasserablagerungen. Diese vermeint-

lichen Seichtmeerbildungen sind aber Sandsteine und Breccien des oben-erwähnten Typus, die sehr wohl in großer Tiefe entstanden sein können. Ferner wurde das Vorkommen von verkieseltem Holz in Radiolariten als Argument für Flachwasserbildung herangezogen. Treibholz und Tang können aber natürlich auch in tiefem Wasser und weit weg vom Kontinent zu Boden sinken; tatsächlich ist Seetang vor der Küste Kaliforniens in Tiefen gefunden worden, die weit jenseits des euphotischen Lebensbereichs dieser Algen liegen. Wir glauben nach wie vor, daß die meisten Radiolarite der Alpen und vieler anderer Kettengebirge in tiefen (wenn auch nicht notwendigerweise abyssalen) Trögen zur Ablagerung gekommen sind, und sehen uns in dieser Auffassung durch das Vorkommen von Manganknollen bestärkt, welche geradezu ein Leitfossil der heutigen Tiefseesedimente darstellen.

In den jurassischen und jüngeren Eugeosynklinalen werden die Radiolarite von sehr feinkörnigen *pelagischen Kalken* begleitet. Sie enthalten keine Bodenfauna, sondern nur Überreste schwimmender, pseudoplanktonischer und planktonischer Lebewesen, wie Ammoniten, bestimmte dünnchalige Muscheln, treibende Foraminiferen und Echinodermen, Infusorien, Coccolithophoriden und winzige Organismen ungewisser Stellung. Sie scheinen sich z. T. in einer Tiefe gebildet zu haben, wo der hohe CO<sub>2</sub>-Gehalt des Wassers bereits eine beginnende Auflösung des Kalziumkarbonats bewirken konnte; so sind die aus Aragonit bestehenden Schalen der Ammoniten verschwunden, während ihre kalzitischen «Deckel», die Aptychen, noch erhalten sind. Schichtlücken infolge submariner Auflösung sind in solchen Kalken nicht selten; auch sie sind ganz zu Unrecht als Flachwasserindiz gewertet worden.

Radiolarite, Aptychenkalke, gewisse schwarze, bitumenreiche Schiefer usw. sind Mangersedimente (SONDER), welche dort entstehen, wo die detritische Materialzufuhr sehr gering ist und wo auch die Bedingungen für die Entstehung größerer Kalkmassen nicht gegeben sind. Dies ist in der Tiefsee der Fall; doch kann die selbe Konstellation auch in seichterem Wasser realisiert sein. Diese Mangersedimente bilden sich sehr langsam, so daß wenige Meter Radiolarit oft einen Zeitraum von Dutzenden von Jahrillionen vertreten können. Auch in den heutigen Ozeanen ist die Sedimentation ja außerordentlich langsam, mit Ausnahme der Zonen längs der Kontinentränder, wo die Turbiditätsströme Detritus zuführen. Man darf Tröge, in welchen Tiefseeablagerungen geringer Dicke zum Absatz kommen, nicht kurzweg als Geosynklinalen bezeichnen, da sich ja deren Definition ausdrücklich auf die große Mächtigkeit der Schichtfolge bezieht. Wir haben deshalb für derartige Becken den Begriff der *Leptogeosynklinale* vorgeschlagen. In manchen Fällen wird es sich allerdings nur um ein leptogeosynklinales Stadium einer Eugeosynklinale handeln. Beispiele leptogeosynklinaler Serien bieten Jura und Kreide der Platta-Decke (Aroscher Schuppenzone) oder die Argille scagliose des Apennin.

Eugeosynklinalen sollen sich nach STILLE von den Miogeosynklinalen im wesentlichen durch das Auftreten von *vulkanischen Gesteinen* unter-

scheiden. Es scheint uns nicht ratsam, die Unterscheidung der beiden Geosynklyaltypen auf ein einziges und vielleicht oft sekundäres Merkmal abzustellen, um so mehr, als es charakteristische Eugeosynklyalinen ohne Vulkanite gibt und andererseits einzelne Lagergänge, submarine Ergüsse oder Tufflagen auch in Miogeosynklyalinen auftreten können. Aber die bezeichnenden präorogenen Vulkanite sind doch eindeutig in der Eugeosynklyaline beheimatet. Ihr Chemismus und ihre Lagerungsform variieren allerdings stark von einem Kettengebirge zum andern und auch innerhalb eines Faltegürtels. In vielen älteren Geosynklyalinen sind es mächtige Massen von extrusiven Laven, Tuffen, Tuffiten und Agglomeraten. Für die basischen und ultrabasischen alpinen Ophiolithe wird großenteils intrusive Natur angenommen, und sie sollen sogar im Zusammenhang mit frühen Faltungsphasen und längs Schubbahnen eingedrungen sein. Die geologischen Feldbeweise hierfür sind aber nicht eindeutig. Kissenlaven, Tuffe und vulkanische Breccien weisen auch hier in vielen Fällen auf Ergüsse hin. Der Aufstieg der alpinen Ophiolithmagmen erfolgte hauptsächlich in der Kreide, zu einer Zeit, als die granitische Kruste unter den Geosynklyaltrögen stark ausgedünnt war. Man kann sich diesen Aufstieg natürlich zwangloser im Gefolge eines Zerrungsmechanismus als eines beginnenden Zusammenschubes vorstellen.

Ist die Eugeosynklyaline einerseits durch besondere Gesteinstypen – ophiolithische Vulkanite, pelagische Kieselgesteine und pelagische Kalke, Grauwacken und Tonschiefer sowie submarine Breccien – charakterisiert, so stellt andererseits die *extreme Mobilität* der Erdkruste in ihrem Bereich vielleicht das entscheidende Merkmal dar. Sie wirkt sich in einer minimalen räumlichen Ausdehnung und einer minimalen zeitlichen Permanenz der paläogeographischen Elemente (Schwellen und Tröge) aus.

In den Schelfregionen außerhalb der Faltegebirge ist die Fazies gleichalteriger Ablagerungen oft erstaunlich konstant. Küstenlinien und Riffbauten bringen wohl etwas Abwechslung ins Bild, aber dünne Horizonte lassen sich manchmal über Hunderte von Kilometern hinweg verfolgen. In vielen Becken unterliegt selbst die Mächtigkeit der einzelnen Bänke nur geringfügigen Schwankungen. Gleichzeitig sind die paläogeographischen Konfigurationen sehr langlebig; Becken- und Schwellenregionen dauern über Hunderte von Jahrillionen an oder werden doch immer wieder reaktiviert.

Schon in den Miogeosynklyalinen ändern sich diese Verhältnisse. Fazies und Mächtigkeit einer Formation sind viel stärkeren Schwankungen unterworfen. Die Faziesänderungen gehen in vielen Fällen kontinuierlich vor sich. Wo plötzliche Fazies- und Mächtigkeitssprünge existieren, können sie oft auf Bewegungen längs Bruchflächen während der Sedimentation zurückgeführt werden.

In den eugeosynklyalinen Gürteln der Erdoberfläche erreichen paläogeographische Gliederung und paläogeographische Peripetien ihr höchstes Maß. Es tritt eine sehr ausgeprägte Aufteilung in Teiltröge und Teilschwellen ein, welche beide in der Längsachse der Geosynklyaline, oft

aber auch etwas schief dazu, verlaufen. Die Längserstreckung dieser Zonen ist oft sehr bedeutend, wenn auch nicht unbegrenzt; ihre Breite dagegen viel geringer. Freilich ist es wegen der sehr starken transversalen Krustenverkürzung und der longitudinalen Dehnung oft schwierig, die ursprüngliche Umgrenzung paläogeographischer Einheiten festzustellen. Aber auch innerhalb einer einzigen Decke, wo sicher keine Beobachtungslücken vorliegen, kann sich die Ausbildung einer Schichtreihe auf wenige Kilometer Distanz senkrecht zum Streichen des Gebirges von Grund auf verändern, so daß man kaum einen Horizont wiedererkennt. Die Schwellenzonen waren zeitweilig submarin, zeitweilig reichten sie auch über den Meeresspiegel hinaus und trugen oft Vulkane. Über ihre tektonische Natur existieren verschiedene Ansichten. Diejenigen in der alpinen Geosynklinale wurden von EMILE ARGAND als Decken in statu nascendi interpretiert, als Stirnen von unter Tangentialdruck vorrückenden Großschuppen. Diese Hypothese einer bis ins ältere Mesozoikum zurückreichenden *Embryonaltektonik* würde bedeuten, daß in der Geosynklinale schon während oder kurz nach ihrer Entstehung kompressive Wirkungen aktiv gewesen wären. Wir haben in einigen Arbeiten darzulegen versucht, daß diese geniale Theorie nicht mit den beobachteten Tatsachen in Einklang zu bringen sei. Vielmehr scheinen Tröge und Schwellen während der frühen Geosynklyalphasen weitgehend durch bruch- und flexurartige Störungen begrenzt zu sein, und es herrschten Vertikalbewegungen vor, die eher auf Zerrung als auf Zusammenschub hinweisen. Dies ist auch in fast allen andern Kettengebirgen der Fall.

Neben dieser intensiven Quergliederung der Geosynklinale durch Schwellen und Inselkränze ist auch die Nichtpermanenz der paläogeographischen Elemente bezeichnend, in welcher sich die außerordentliche Mobilität der Erdkruste spiegelt. Besonders in den Alpen sind die Tröge und Schwellen relativ ephemere Erscheinungen. In bezug auf die Beweglichkeit des paläogeographischen Bildes stellt die alpine Geosynklinale wohl einen Extremfall dar; in ihr konnten sich auch nicht wie anderswo viele Kilometer dicke Sedimentfolgen anhäufen, da bereits abgelagerte Formationen immer wieder lokal herausgehoben und zerstört wurden. Die Geosynklinale frißt ihre eigenen Kinder, die aus ihr hervorgegangenen internen Hochzonen, welche in den früheren Stadien horstartigen, in den späteren falten- oder schuppenartigen Bau aufweisen. Das detritische Material der Eugeosynklyalserien, namentlich auch der Flyschbildungen, welche die Endphase der Geosynklinale charakterisieren, stammt zum allergrößten Teil von solchen internen Rücken.

Während große Sedimentmächtigkeiten das Kennzeichen miogeosynklyaler Schichtfolgen sind, ist dies für die Eugeosynklyalen nicht so unbedingt der Fall. Zwar finden sich auch hier viele Kilometer dicke Schiefer-, Grauwacke- und Vulkanitserien; aber dicht daneben sieht man Streifen mit äußerst kümmerlicher Sedimententwicklung, sei es, weil große Teile der Serie vororogenen Erosionsphasen zum Opfer fielen oder weil die Ablagerungsgeschwindigkeit in Tiefseetrögen oder auf submarinen Schwellen außerordentlich reduziert war. Miogeosynklyalen



sind, wie gesagt, oberflächenmorphologisch gar nicht erkennbar; Eugeosynklinalregionen mögen ein Bild bieten, wie es heute in den kleinen Sundainseln oder den Molukken zu sehen ist.

Typische Miogeosynklinale und typische Eugeosynklinale sind zwei deutlich verschiedene paläogeographische Erscheinungen. Aber es gibt ebensoviel Übergänge zwischen den beiden Arten von Trögen mit labilem Untergrund, und eine scharfe Abgrenzung kann nur ganz willkürlich gezogen werden. In den meisten Meeresbecken, aus denen Kettengebirge hervorgegangen sind, bilden die Miogeosynklinale mehr oder weniger breite Gürtel zwischen der Eugeosynklinale der Kernzone und den Schelfmeeren oder dem Kontinentalgebiet des Vorlandes; sie können auf einer oder auf beiden Seiten der Kernzone ausgebildet sein. Der Übergang in die zentrale Eugeosynklinale kann ganz graduell sein, oder es kann eine Schwellenzone eine mehr oder weniger deutliche Trennung bilden. Außerdem sind die beiden Arten von Geosynklinale raumzeitlich nicht stabil. Besonders in der Endphase der Vorgeschichte eines Kettengebirges, zur Zeit der ersten Faltungsphasen, verlagern sich die Einzeltröge sehr rasch, und ein Gebiet, das sich vordem als Miogeosynklinale oder gar als stabiles Vorland verhalten hatte, nimmt nun ebenfalls mächtige eugeosynklinale Sedimente vom Flyschtypus auf.

Diese Beziehungen lassen eine gewisse Gesetzmäßigkeit erkennen; aber es wäre eine grobe und unstatthafte Simplifikation, etwa ein Schema für die Vorgeschichte *aller* Kettengebirge aufstellen zu wollen. Vorgeschichte wie Struktur verleihen vielmehr jedem Faltengürtel seinen besonderen Charakter. Wenn wir im folgenden einen außerordentlich kondensierten und vereinfachten Überblick über die Vorgeschichte der *französischen und schweizerischen Alpen* geben möchten, so soll dies nicht bedeuten, daß diese Vorgeschichte als Muster für diejenige anderer Ketten dienen soll; die alpine Geosynklinale repräsentiert, wie gesagt, einen Sonderfall oder zumindest einen Extremfall. Doch zeigt sie auf engem Raum die außerordentlich verschlungenen Zusammenhänge, welche zwischen den verschiedenen Typen von Sedimentationsräumen innerhalb einer Großgeosynklinale existieren können.

Das ehemals 500 bis 800 km breite Gebiet, aus dem die späteren Alpen entstehen sollten, wurde, wie ganz Mittel- und Südeuropa, im jüngeren Paläozoikum gefaltet. Die Hauptphase dieser *herzynischen Bewegungen* fand hier wahrscheinlich zwischen Unter- und Oberkarbon statt. Wie jede Faltung, bewirkte auch diese Störungen des isostatischen Gleichgewichts, welche durch den Einbruch von grabenartigen Senken auf dem jungen Faltengebirge kompensiert wurden. In diesen post-orogenen Bruchgräben oder Taphrogeosynklinale lagerten sich mächtige, meist kontinentale Schuttmassen oberkarbonen und permischen Alters ab. Sie erlitten eine weitere Faltungsphase während der Permzeit; auch große Granitmassen dürften in diese letzte herzynische Phase zu stellen sein. Bis hierher unterscheidet sich die Geschichte des alpinen Sedimentationsraumes wohl nicht von derjenigen der umgebenden Gebiete.

Absenkung und Auffüllung der meisten dieser kontinentalen Tröge endete mit der permischen Faltung. Einige von ihnen persistierten bis in die *Trias*, wobei in der Untertrias meist reine Quarzsandsteine, in der Mitteltrias mächtige Kalke und Dolomite gebildet wurden – eine Abfolge, die auch in andern «interorogenen» Miogeosynklinalen dieser Art häufig zu finden ist. An der Wende Mitteltrias/Obertrias bahnte sich eine völlige Umstellung des paläogeographischen Bildes an. Es lassen sich die ersten alpinen Bauelemente erkennen, im besonderen die spätere piemontesische (südpenninische) Geosynklinale, vorerst allerdings nur in Form einer ganz flachen Einmündung, welche geringmächtige lagunäre und Seichtmeersedimente erhielt. Überhaupt war das triadische Relief außerhalb einiger Zonen in den Ost- und Südalpen außerordentlich flach, und diese Periode stellt eindeutig eine Ruhe- und Übergangszeit zwischen herzynischem und alpinem Zyklus dar.

Das eigentliche alpine Geosynklijalstadium setzt erst im Verlauf des unteren *Jura*, des *Lias*, ein. Es entstehen nun zwei große Geosynklijaltröge. Der äußere, nördliche davon läuft schief zu den tektonischen Leitlinien, aus dem Gebiet der höheren helvetischen Decken der Glarner Alpen in dasjenige der tiefhelvetischen Einheiten der Westschweiz und in die subalpinen Ketten des Dauphiné. Der Nordrand dieses Troges ist durch normale, antithetische Flexuren und Verwerfungen gegeben und weist also typische Zerrungserscheinungen auf. Ebenfalls in der Obertrias und im *Lias* wurde die zentrale, mittel- bis eventuell südpenninische Schwelle des Briançonnais ausgebildet, eine zirka 50 km breite, horstartige, schief durch die Geosynklinale ziehende Plattform. Einwärts davon lag ein steiler Bruchrand, der die Schwelle gegen die piemontesische Geosynklinale abgrenzte. In dieser kamen etwa 1500 m (?) tonig-kalkig-sandige Bildungen, die heutigen Schistes lustrés, zum Absatz; einige Vulkanite darin sind vielleicht schon liasischen Alters. Die Meerestiefe war zu Anfang noch gering; erst vom Mittellias an wurde der Grund des Beckens durch die immer stärker werdende Subsidenz in bedeutendere Tiefen versenkt.

Diese Phase ziemlich intensiver, vorwiegend detritischer Sedimentation, mit Schüttung bedeutender, größtenteils schiefriger Ablagerungen in zwei Gürteln, dauert noch im Mitteljura an. Sie wird gegen Ende des Mitteljura durch ein leptogeosynklinales Stadium abgelöst, das dem Maximum der Meerestiefe entspricht. In der piemontesischen Eugeosynklinale und im Bereich der heutigen ostalpinen Decken kommen geringmächtige Tiefseeablagerungen (Radiolarite und pelagische Kalke) zum Absatz; auch in weiten Gebieten des westlichen Mittelmeerraumes sind diese Gesteine sehr verbreitet, so daß hier wohl eine Zeitlang fast ozeanische Verhältnisse geherrscht haben mögen. In der helvetischen, nord- und mittelpenninischen Zone der Alpen war die Meerestiefe geringer; auch hier trat die detritische Sedimentation zur Oberjurazeit in den Hintergrund, und es wurden hauptsächlich Kalke gebildet.

Im Verlauf der *unteren Kreide* tritt die Geosynklinale in ein kritisches Stadium ein. Eine Miogeosynklinale, in der sich mächtige kalkig-



mergelige, zyklisch gegliederte Sedimente seichten bis mäßig tiefen Wassers anhäufen, nimmt den Raum der helvetischen Decken und der subalpinen Ketten ein. Südöstlich davon liegt ein in Graubünden um 200 km breiter, in den Westalpen viel schmalerer Trog, der vorwiegend detritische Sedimente in einer Dicke von mehreren Kilometern aufnimmt. Es sind dies die nordpenninischen Bündnerschiefer sowie die Ferret-Schiefer des Wallis, welche bereits Anklänge an Flyschfazies aufweisen, zum Teil aber nachweisbar in seichtem Wasser gebildet worden sind. Im innern (südlichen) Teil dieser Geosynklinale wurden ophiolithische Magmen gefördert. In der piemontesischen Geosynklinale setzten sich weiterhin dünne Tiefseebildungen ab. Die mächtigen Ophiolithemissionen dieses Gürtels scheinen ebenfalls größtenteils in der Unter- oder Mittelkreide erfolgt zu sein.

Normale Seichtwasserablagerungen von *Oberkreide*-Alter fehlen dem helvetischen und penninischen Bereich, wo zwei Streifen mit pelagischer Kalk- und Mergelfazies mäßiger Meerestiefe und zwei Tröge mit Flyschfazies (im Nordpenninikum einerseits, im Hochpenninikum und Unterostalpin andererseits) existieren. Die innerpenninische Briançonnais-Schwelle hat ihre Individualität verloren und ist in einem viel breiteren Gürtel aufgegangen, der durch die pelagischen Mergelkalke der Couches Rouges gekennzeichnet ist; dies spricht entschieden gegen ihre Natur als Decken-Embryo, da sich ein solcher mit dem Herannahen der Faltungsphasen doch eher hätte verstärken müssen. Weiter im SE, in den höheren ostalpinen Decken, ist die Entwicklung bereits viel weiter gediehen, und die Molassebildungen der Gosau liegen diskordant über erodierten Schubdecken.

Im *älteren Tertiär* (Paläozän, Eozän und unterstes Oligozän) greift die Flyschfazies auch auf das Helvetikum und das Mittelpenninikum über. Auffallenderweise findet sich in einem gegebenen Profil stets die Folge normale Seichtwasserbildungen—pelagische Sedimente—Flysch; die Eintiefung der Flyschtröge ist also der Schüttung mächtiger detritischer Sedimente vorausgegangen. Die oberkretazischen und alttertiären Flyschtröge sind viel zahlreicher und kleiner als die älteren Sedimentationsbecken und von diesen weitgehend unabhängig. Unter sich weisen sie erhebliche Unterschiede in bezug auf Alter und Ausbildung der Sedimente auf, so daß eine allgemein gültige Definition des Flyschbegriffes auf Schwierigkeiten stößt. Es handelt sich meist um einen Wechsel von siltigen Schiefertönen bzw. Schiefermergeln mit schlecht sortierten, feldspatreichen Kalksandsteinen oder seltener Grauwackensandsteinen. Die Sandsteine zeigen oft Graded Bedding, und Turbiditätsströme spielten zweifellos bei ihrer Entstehung eine große Rolle. Die Komponenten der grobdetritischen Gesteine sind schlecht sortiert und schlecht oder ungleich gerundet; viele Flyschbreccien sind das Produkt submariner Murgänge. Kalke sind selten und nur durch sehr feinkörnige, fossillere Typen vertreten, deren Entstehung ein heute noch ungelöstes Rätsel darstellt. Charakteristisch ist die Abwesenheit einer autochthonen schalentragenden Bodenfauna. Die Flyschbildungen sind rasch, in ziem-

lich tiefen Meeren mit normalem Salzgehalt, zwischen schmalen, tektonisch aktiven Schwellenzonen abgelagert worden; sie entsprechen der Endphase der alpinen Geosynklinale und leiten von den präorogenen zu den synorogenen Bildungen über. Die schmalen Schwellenzonen der Oberkreide- und Alttertiärzeit zeigen einen ändern Bau als die mesozoischen Hochzonen; ihre Anlage dürfte auf die beginnende Kompression zurückzuführen sein, und einige von ihnen mögen effektiv embryonale Deckenstirnen sein.

Flysch ist ein Berner Oberländer Lokalausdruck, der mit der Zeit in den Alpen eine bestimmte, oben skizzierte Bedeutung erhalten hat. Der Name wird heute auf viele, z. T. recht andersartige und andersalterige Bildungen verschiedener Gebirge übertragen, was nicht immer glücklich ist. Wohl ist die Flyschfazies in ihrer charakteristischen Ausbildung unverkennbar; aber es ist unmöglich, sie nach unten gegen die «jüngeren», unterkretazischen Bündnerschiefer und nach oben gegen die untere Meeresmolasse scharf abzugrenzen. Auch können sich flyschfremde Gesteinstypen, wie z. B. kreuzgeschichtete Quarzsandsteine, in eine ansonst typische Flyschfolge einschalten.

Im Verlauf des Eozäns und Oligozäns werden die Flyschtröge durch die fortschreitende Faltung immer weiter alpenauswärts, nach Norden verdrängt und aufgefüllt. Zuletzt bleibt nur noch ein schmaler, brackischer Meeresschlauch in der subalpinen Molasse übrig, der schließlich durch die Deltas der aus den aufsteigenden Alpen herunterfließenden mitteloligozänen Flüsse zugeschüttet wird. Die fast rein detritischen, synorogenen Molassebildungen kontinentaler oder marin-brackischer Fazies erfüllen in gewaltiger Mächtigkeit die Vorlandsenke außerhalb des Alpenkörpers. Die Geschichte dieser Exogeosynklinale gehört aber nicht mehr zur Vorgeschichte des Gebirges, da sie sich während und nach den wichtigsten Faltungsphasen abgespielt hat.

Wir haben die Vorgeschichte der Westalpen durch einen verkehrten Feldstecher betrachtet; aber selbst aus diesem verstümmelten Schema dürfte die außerordentlich komplexe Verschachtelung der verschiedenen Geosynklyntypen in Zeit und Raum hervorgehen. Ähnliche und doch wieder in jedem Fall eigentümliche Evolutionslinien zeigen die andern großen Kettengebirge der Erde.

Von der ersten Anlage der Geosynklinale bis zur Auffaltung des Kettengebirges führt ein langer und durchaus nicht immer gerader Weg. Die Geschichte eines Gebirges beginnt viele, meist Hunderte von Jahrmillionen vor dem Einsetzen des orogenen Zusammenschubes und vor der morphologischen Heraushebung. Die erste Einsenkung des Troges ist offenbar in erster Linie autonom; sie geht vielleicht auf eine Verdünnung der granitischen Kruste von unten her, durch subkrustale Erosion, zurück. Zwischen zwei orogene Zyklen schaltet sich meist eine längere Ruhepause und neutrale Zeit (Trias der Alpen) ein, so daß die Entstehung der Geosynklinale kaum auf dem isostatischen Ausgleich von Schwerstörungen im Gefolge einer vorhergehenden Orogenese (Hsu) beruhen kann. Die Existenz leptogeosynklinaler Schichtfolgen

beweist das aktive, von der Sedimentlast weitgehend unabhängige Absinken des Untergrundes. Während des größeren Teils der geosynklinalen Vorgeschichte waren Zerrungskräfte am Werk, und erst gegen Ende dieser Vorgeschichte, in der Flyschphase, setzt der Zusammenschub, setzen die Kompressionskräfte ein, welche dann schließlich zu der Hunderte von Kilometern betragenden Krustenverkürzung führen.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß zwischen der geosynklinalen Vorgeschichte und dem eigentlichen Faltungsprozeß eine sehr enge Kausalbeziehung besteht. Das soll nicht heißen, daß die Einsenkung der Geosynklinale etwa die «Ursache» der späteren Faltung und Hebung gewesen sei; vielmehr sind Subsidenz, Faltung und Hebung drei Phasen *eines* Vorganges, dessen Ursachen viel tiefer liegen. Zur Deutung dieses Vorganges kann der Stratigraph nichts direkt beitragen; er überläßt das Feld dem theoretischen Tektoniker, dem Geophysiker, dem Petrologen und Geochemiker. Er darf aber fordern, daß eine gültige Theorie über die Ursachen und den Mechanismus der Gebirgsbildung auch eine Erklärung für die Entstehung und die Entwicklung der Geosynklinalen liefere. Und sehr viele der zahllosen Hypothesen versagen in diesem Punkt.

Es kann nicht unsere Sache sein, in diese Grundfragen der allgemeinen Geologie einzudringen. Aber das Studium der gefalteten Sedimentserien in den Kettengebirgen, die nicht immer einfache, für den Beteiligten außerordentlich spannende Analyse ihrer Vorgeschichte, wird dem Theoretiker vielleicht einen wichtigen Beitrag zur Deutung des Phänomens der Gebirgsbildung in die Hand geben. Hier ging es ja nur darum, einen Eindruck von den zahlreichen und komplexen Problemen zu vermitteln, die das Baumaterial der großen Gebirge dem Geologen stellen kann.