Der Aufbau der Alpen

Bericht Ulrich Kull, Stuttgart

Die Grundprinzipien des geologischen Aufbaus der Alpen sind heute gut bekannt. Die Alpen haben als Modell eines Gebirges vom alpidischen Typ für die Geologie weltweite Bedeutung erlangt. Die geologischen Kräfte, welche zur Alpenbildung geführt haben, werden durch die Plattentektonik beschrieben. Die geologische Entwicklung der Alpen erfolgte seit Ende des Erdaltertums zunächst im Bereich des Tethys-Meeres. Von der Kreidezeit an fand Einengung und Deckenbildung statt. Die Bewegungen im Alpenraum gehen auch heute noch weiter. Der alpine Bereich hat bereits vor der alpidischen Entwicklungsphase andere Gebirgsbildungen erlebt. Die Spuren des variskischen Gebirges sind in den Alpen gut zu erkennen, die Einzelheiten seiner Ausbildung aber noch ziemlich unklar.

Die Alpen sind das am besten bekannte Gebirge (Orogen) der Erde. Die Grundprinzipien ihres geologischen Baues sind mittlerweile gut bekannt, viele Detailfragen aber noch offen oder wenigstens nicht endgültig geklärt. Die Alpen haben als Modell eines alpidischen Orogens, das heißt eines Gebirges mit übereinander gestapelten oder dachziegelig angeordneten und verfalteten Gesteinspaketen (Decken), für die Geologie weltweite Bedeutung.

Die Frage nach dem *Alter der Alpen* ist verschieden zu beantworten, je nachdem, ob man betrachtet: die Entstehung der Sedimentgesteine, welche Teile des Gebirges aufbauen; die Entstehung der Decken und Deckenpakete (Orogenese i.e.S.); oder die Entstehung eines Hochgebirges durch Heraushebung des ganzen Alpenkörpers. Die Bildung der Sedimentgesteine der heutigen Alpen setzt bereits unmittelbar nach dem Ende der variskischen Gebirgsbildung gegen Ende der Karbonzeit ein. Im Perm dringt von Osten her allmählich das Meer in den Ablagerungsraum der heutigen alpinen Gesteine vor und von der Triaszeit ab bestimmen daher mächtige marine Ablagerungen aus Randbereichen des offenen Weltmeeres, das sich vom Alpenraum nach Osten zu erstreckte (der Tethys), die Sedimente. Diese geosynklinale Entwicklung setzt sich bis in die Unterkreide fort. Die Gebirgsbildung selbst erfolgte dann in mehreren Einzelphasen von der höheren Unterkreide an bis zum Ende des Alttertiärs. Die Bildung der Decken fand in der Regel in beträchtlicher Tiefe und weit unter dem Meeresspiegel statt. Durch die Übereinanderstapelung von Gesteinspaketen wurde die Kruste sehr stark verdickt. Dies wiederum verstärkte den isostatischen Auftrieb des spezifisch leichteren Krustenmaterials und so folgt schließlich eine Phase des Aufstiegs der Deckenstapel; erst durch diese kommt ein Hochgebirge zustande und können dann die Abtragungskräfte zunehmend wirksam werden.

Die *geologischen Kräfte,* welche diese Entwicklung hervorgerufen haben, sind in ihrem Grundkonzept heute bekannt. Die geosynklinale Sedimentation wird ausgelöst durch das Vordringen des Tethysmeeres nach Westen zu in den Superkontinent Pangäa hinein, der durch die variskische Gebirgsbildung entstanden war, aber offenbar keinen sehr stabilen Zustand der Erdkruste darstellte und daher ab Ende der Permzeit wieder zu zerbrechen begann. Der Transgression folgte die Bildung von Ozeanboden nach; dieser Vorgang wird durch die Plattentektonik erklärt, welche die Bewegung und Bewegungsursachen der Krustenplatten beschreibt. Im Jura entstand im Sedimentationsraum der Alpen ein relativ schmaler Ozean, der als Penninischer Ozean bezeichnet wird. Seine Ausbildung hängt eng zusammen mit der Öffnung des Atlantik, die im Nord- und Südatlantik unterschiedlich verlief und daher zu Relativbewegungen von Afrika einerseits und Eurasien (nördlich des mediterranen Gebirgsgürtels) andererseits führen mußte. Diese Scherbewegung war mit Zerrungen verknüpft, so daß es zu einer intensiven Bruchtektonik ab der oberen Trias kam, der die Bildung von Ozeanboden ab Jura nachfolgte. Der Zerrung durch Scherung entsprechend muß aber kein einheitliches Ozeanbecken mit *einer* Riftzone gebildet worden sein, sondern es spricht viel dafür, daß sich von West nach Ost im Streichen des alpinen Raumes mindestens zwei Becken gegenseitig abgelöst haben. Nach Trümpy lag im Westen der breitere piemontesische Trog, im Osten die schmälere Wallis-Tauern-Zerrzone, die sich vermutlich in den Pieniny-Trog der Karpaten fortsetzte und ihrerseits nach Südosten zu vom breiteren Vardartrog abgelöst wurde.

Der Dehnungsphase folgte dann die Einengungsphase, die nach der Plattentektonik durch Subduktion erklärt wird. Das Prinzip des Hinabwanderns von Gesteinspaketen ist übrigens bereits viel früher von dem österreichischen Geologen und Bergsteiger Otto Ampferer in seiner „Verschluckungshypothese" (1906) formuliert worden. Die Subduktion des Ozeanbodens führte im randlichen Bereich der anstoßenden Kontinentalscholle zur Ausbildung von „Spänen" (riesige Gesteinspakete aus Grund- und Deckgebirge), die zunächst abwärts wandern, dann aber als spezifisch leichteres Material gegenläufig wie „Gleitbretter" wieder herausgehoben werden und sich übereinander anordnen. So entstehen die Decken. Das Ausmaß der

Prof. Dr. Ulrich Kull, Biologisches Institut der Universität, Ulmer Straße 227, 7000 Stuttgart 60.

Einengung in den Alpen ist unsicher. Tollmann schätzt die Breite des Meeresbeckens im Jura auf etwa 1000 km; bei einer Zusammendrängung der entsprechenden Gesteine auf jetzt etwa 200 km Breite entspräche dies einer Einengung von 800 km. Allerdings ist die Breite des Ozeanbodens unbekannt (er wurde ja später subduziert) und nur sehr hypothetisch zu erschließen. Wenn man die gegenseitige Ersetzung von Trögen mit Ozeanboden annimmt und damit für einzelne tektonische Einheiten eine gegenseitige Vertretung, so kann man wohl auch mit geringeren Einengungsbeträgen auskommen. Erst in den letzten Jahren ist die Bedeutung von Lateralverschiebungen in den Alpen erkannt worden. Möglicherweise findet man heute in einem Alpenquerprofil Einheiten, die ursprünglich sehr viel weiter östlich oder westlich angeordnet waren. Daher darf die Untersuchung der Orogenese heute nicht mehr nur von Querprofilen ausgehen.

Der *Ablauf der Vorgänge* im Alpenraum beginnt, soweit er die Bildung der Alpen betrifft, im obersten Karbon. Die von da an entstandenen Gesteine gehören zum Deckgebirge; sie liegen diskordant über einem bereits zuvor gefalteten Untergrund, dem Grundgebirge (Variszikum). Vorkommen von Steinsalz im Perm belegen das schon erwähnte Vordringen des Meeres. An der Wende Perm/Trias kam es zu einer weltweiten Regression, so daß der Schelfmeerbereich weitgehend trockenfiel. Da die Mehrzahl der marinen Lebewesen stets Schelfbewohner sind, hatte dies das Aussterben zahlreicher Arten zur Folge. In der Triaszeit kommt es im Sedimentationsraum der Alpen zur Ablagerung von weit über 2000 m mächtigen Kalken und Dolomiten (Karbonatplattform im Randbereich der Tethys). Diese Karbonatsedimentation wird nur in der Stufe des Karn durch eine andersartige Sedimentbildung unterbrochen, die mit einer Gebirgsbildung im ostasiatischen Raum zusammenhängt (Indosinische Gebirgsbildung durch die Anlagerung des Kimmerischen Kontinents an Asien). Im europäischen Raum macht sich dieses Ereignis nur noch schwach, eben zum Beispiel durch eine Sandschüttung im alpinen Karn, bemerkbar. In der folgenden norischen Stufe der Trias wurde in sehr flachem Wasser der Hauptdolomit gebildet; in etwas tieferem Flachmeer entstand der Dachsteinkalk. Ferner kam es zur Herausbildung der ersten Tiefwasser-Zonen in Form schmaler Rinnen, in denen die roten ammonitenreichen Hallstätter Kalke zur Ablagerung kamen. Im Jura hält die Sedimentation mit dem Absinken des Meeresbodens nicht mehr Schritt, das Meer wird daher rasch tiefer. Außerdem entsteht nun Ozeanboden. Aus dem Oberjura sind verbreitet Ablagerungen aus weit mehr als 1000 m Meerestiefe bekannt. Während der Dehnung sind auch ganze Sedimentpakete unter der eigenen Schwere aus dem Flachmeer in tiefere Meeresteile hinein abgeglitten. Regionale Unterschiede bei der Sedimentation in der Trias- und Jurazeit haben später großen Einfluß auf die Ausbildung und die Grenzen der einzelnen transportierten Gesteinspakete gehabt und so die Deckentektonik deutlich beeinflußt.

Von der mittleren Unterkreide an ändern sich die Sedimentationsverhältnisse. Der Meeresboden wird unruhig und es bilden sich relativ schmale Ablagerungsräume in sehr tiefem Wasser, die im Streichen durch die ganzen Alpen hindurch verfolgt werden können. Diese Tiefseegräben kennzeichnen die Subduktionszone. Die Sedimentbildung im Tiefwasser erfolgt nun auf andere Weise: Charakteristisch sind Trübeströme, die eine rhythmische Sedimentation zur Folge haben. Diese gibt uns also davon Kenntnis, daß die Gebirgsbildung unter Einengung in Gang gekommen ist. Die gebildeten Gesteine werden unter dem Begriff Flysch zusammengefaßt. Die Deckenüberschiebungen finden unter hohen seitlichen Drücken statt, außerdem wird das Material tief versenkt und somit hohen Temperaturen ausgesetzt. Dies hat eine Metamorphose der Gesteine zur Folge. Bei der Einengung findet ferner eine intensive Faltung statt, wobei die Falten alle Größen, vom mm- bis weit über km-Bereich, haben können. Die Falten und Überschiebungen zeigen generell Nordvergenz. Die zahlreichen Decken lassen sich zu mehreren großen Deckensystemen (tektonischen Großeinheiten) zusammenfassen. In den Ostalpen sind dies das Penninikum, das Unter-, Mittel- und Oberostalpin. In den Westalpen kommt als kleinere, aber für die Morphologie sehr wichtige nördlichste Einheit das Helvetikum hinzu. Im Bereich der Ostalpen (von der Iller an nach Osten) ist das Helvetikum auf eine sehr schmale Randzone der Alpen beschränkt. Die weitreichende Überschiebung der Decken nach Norden und insbesondere der Nördlichen Kalkalpen auf ihr Vorland ist in den letzten beiden Jahrzehnten durch eine Reihe von Bohrungen nachgewiesen worden. In der Bohrung Vorderriß (Raum Garmisch) wurde die Untergrenze der Kalkalpen nach Durchteufung von zwei Decken bei etwa 6000 m Tiefe angetroffen. Die österreichischen Bohrungen Vordersee und Grünau zeigen, daß relativ spät eine höhere Kalkalpen-Decke über tiefere randliche Kalkalpeneinheiten, die ihrerseits zum Teil noch von Molasse bedeckt sind, hinweggewandert sein muß.

In der letzten Phase der Gebirgsbildung, beim Aufsteigen der eingespannten Gesteinsblöcke, kam es zu einem Splittern des Materials, so daß zahlreiche Sprünge (Verwerfungen) und Scherbrüche entstanden. Diese sind im Alpenkörper am besten auf Satellitenaufnahmen zu erkennen. Beim letzten Zusammenschub im Alpenbereich im Tertiär gelangten die Südalpen etwa auf dem Brennerquerschnitt besonders weit nach Norden. Dies hatte eine starke Heraushebung der Tauern zur Folge, so daß dort durch die Abtragung heute die tiefe tektonische Einheit des Penninikums zutage tritt und in dieser der höchste Berg der Ostalpen, der Großglockner, liegt. Die Bewegungen im Alpenraum gehen auch heute noch weiter. Die Heraushebung beträgt derzeit etwa 1 mm im Jahr. An der Grenze zu den Südalpen, der periadriatischen Naht,

finden horizontale Verschiebungen in etwa gleichem Ausmaß statt. Daher sind auch Erdbeben in diesem Raum nicht selten. Das letzte größere Beben im Friaul 1976 ist allerdings nicht durch Horizontalbewegungen, sondern durch eine flache Überschiebung verursacht worden. Dieser Befund macht es wahrscheinlich, daß auch noch Einengungsbewegungen erfolgen.

Von besonderem Interesse ist schließlich die Frage nach der *Vorgeschichte des Alpenraums* vor der geschilderten alpidischen Entwicklungsphase. Wie erwähnt, liegen die Sedimente des Deckgebirges diskordant auf dem variskischen Grundgebirge. Dessen Gesteine sind in erheblichem Ausmaß metamorph, aber es gibt in den Zentralalpen auch noch paläozoische Gesteinsserien geringer Metamorphose. Die variskische Gebirgsbildung lief ganz analog zur alpidischen ab. Vom Ordovizium ab entstand ein mariner Sedimentationsraum; die Sedimentation dauerte bis ins höchste Oberdevon an und danach folgte die orogene Entwicklung mit vermutlich weitreichenden Deckenüberschiebungen. Die Nordgrenze des Variskischen Gebirges verläuft in Mitteleuropa vom Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes nach Ostsüdost. Im nördlichen Anteil findet man nach Norden gerichtete Deckenüberschiebungen (östliches Schiefergebirge, Harz, Frankenwald, Sachsen). Weiter im Süden, in Böhmen, Oberösterreich und dem Teil des Variskischen Gebirges, das später in die Alpenbildung einbezogen wurde, sind die Deckenüberschiebungen, soweit bekannt, nach Süden gerichtet.

Es sei dem Berichter gestattet, hier einige eigene Gedankengänge anzuschließen. Die heute in den Alpen einbezogenen variskischen Einheiten müssen vor der alpinen Phase wenigstens um den Abwicklungsbetrag der alpidischen Decken weiter im Süden beheimatet gewesen sein. Daher war das variskische Gebirge sehr viel breiter als es die Alpen sind. Der geophysikalisch im mittel- und süddeutschen Raum erschlossene große Tiefgang, über den die in der Oberpfalz geplante kontinentale Tiefbohrung voraussichtlich näheren Aufschluß geben wird, spricht ebenfalls für ein sehr umfangreiches Variskisches Gebirge. (Es muß allerdings wohl nicht unbedingt auch höher gewesen sein als es die Alpen sind.) Bauvergleiche sind daher vielleicht eher möglich mit dem sehr stark abgetragen gedachten Himalaya. Man kann für die Bildung des Variskischen Gebirges durchaus an ein Aufeinandertreffen großer Kontinentalschollen infolge der Subduktion denken. Beim Vergleich mit der alpidischen Gebirgsbildung ist ferner zu überlegen, daß die letztere zumindest im ostmediterranen Raum (hellenischer Bogen mit Kreta) noch nicht zu Ende gekommen ist. Der südvergente Ast des alpidischen Systems in Europa ist also noch in Bildung begriffen; der Endzustand ist uns unbekannt. Für das alpidische Gebirgssystem charakteristisch ist das Auftreten einzelner starrer Bereiche zwischen dem nord- und dem südvergenten Teil, die infolge von Zerrungen und Krustendehnung abgesunken sind (tyrrhenisches Becken, pannonisches Becken). Dies hängt wohl zum Teil mit einer Rotationsbewegung von Mikroplatten zusammen. Solche Mikroplatten entstehen, wenn Kontinente mit komplizierten Umrissen einander nahe kommen und randlich aufsplittern (z. B. Korsika — Sardinien = korsardische Platte als Teil von Eurasien; apulisch — adriatische Platte als Teil von Afrika). Derartige Plattenfragmente können oft sehr stark verschoben werden und auch sehr weit wandern. Im letzteren Fall werden sie als „displaced terranes", im Deutschen neuerdings als Terrane, bezeichnet. Derzeit ist völlig unbekannt, welche Rolle Mikroplatten und displaced terranes im Rahmen der variskischen Gebirgsbildung gespielt haben.

Fragen wir nun weiter: Was war vor der variskischen Phase, so stoßen wir auf im Alpenraum gemessene Gesteinsalter, die auf die vorhergegangene kaledonische Gebirgsbildung hinweisen. Über deren mögliche Auswirkungen bis in den Alpenraum besteht jedoch keine Klarheit. Tollmann lehnt einen Einfluß der kaledonischen Gebirgsbildung ab, andere Autoren (z. B. Trümpy) halten ihn für wahrscheinlich oder zumindest möglich. Kaledonische Gesteinsalter sind auch aus dem Moldanubikum des außeralpinen Bereiches des Variskischen Gebirges bekannt (z. B. aus dem Schwarzwald). Für diese wird häufig eine frühvariskische tiefe Versenkung von Ausgangsgesteinen (thermisches Ereignis) verantwortlich gemacht. Nun dürfte das Kaledonische Gebirge, dessen eingerumpfte Strukturen in Europa von Schottland bis Nordnorwegen zu Tage treten, ebenfalls eine erhebliche Größe besessen haben, da es durch die Subduktion des Iapetus-Ozeans (gewissermaßen des Ur-Nordatlantik) entstand. Somit ist auch eine zumindest bis weit nach Mitteleuropa reichende Auswirkung der kaledonischen Orogenese plausibel. Das Vorliegen kaledonischer Gesteinsalter in Einheiten des Variskischen Gebirges ist ohne weiteres verständlich, denn wir finden in Deckeneinheiten der Alpen ja auch variskische Alter und somit Bauelemente des Variskischen Gebirges.

Gemessene Alter einzelner Mineralkörner aus Gesteinen, vor allem von Zirkonen, zeigen, daß es im Alpenraum auch noch ältere Gebirgsbildungsphasen gegeben hat. Diese gehören ins Präkambrium. Allerdings sind darüber keinerlei weitergehende Aussagen möglich. [Nach Vorträgen von A. Tollmann, G. Wessely und L. Ratschbacher anläßlich der Tagung des Oberrhein. Geol. Vereins in Innsbruck 1986. — R. Trümpy, Neujahrsbl. Naturforsch. Ges. Zürich, Nr. 197 (1985).]