

GROSSRÄUMIGE STRUKTUREN UND PLATTENTEKTONIK

Die intensive Deformation der Kruste in Gebirgsgürteln, die Beziehung von Vulkanen und Riftsystemen und die aktiven Bewegungen entlang von grossen Blattverschiebungen zeigen, dass die lithosphärischen Platten in kontinuierlichen relativen Bewegungen sind mit Raten von einigen cm pro Jahr. Der Zusammenhang zwischen Strukturen und der damit assoziierten Deformationsgeschichte aufgrund der Plattentektonik und daraus folgenden relativen Bewegungen an den Grenzen von Deformationszonen ist die Herausforderung der modernen Strukturgeologie.

In der Tat ist die Theorie der Plattentektonik eine wesentliche Voraussetzung für das Verständnis der dynamischen Umstände, die zu grossräumigen Verformungen führen. Erdbeben konzentrieren sich auf engen Zonen, die mit linearen topografischen Anomalien übereinstimmen. Diese Verteilung von Seismizität und topografischen Unregelmässigkeiten veranschaulicht die starke tektonische Aktivität an den Plattengrenzen. Die Platten selbst sind eher seismisch und topografisch, d.h. tektonisch und isostatisch inaktiv. Solche **stabile Kontinente** werden als **Kratone** (*cratons*) bezeichnet.

Becken (*basins*) sind grossräumige Vertiefungen, in denen Sedimentbildung stattfindet.

Gebirgssysteme (*mountain systems*) sind lange, lineare bis gebogene Gürtel an der Oberfläche der Erde und insbesondere entlang von Plattengrenzen. In diesen Gebirgen reflektieren die reichlich vorhandenen Deformationsstrukturen die regionale Verkürzung jener Kruste, in der man die Gebirge findet. Diese Verkürzung ist mit thermischer Aktivität assoziiert, wie aus den metamorphen und magmatischen Gesteinen ersichtlich ist. Die Gebirgsbildung ist folglich ein komplizierter Prozess, **Orogenese** (*orogeny*) genannt, deren allgemeiner Antriebsmechanismus die Plattentektonik ist. Aber das Vorhandensein der Gebirge als physiographische Eigenschaften der **Orogengürtel** (*orogenic belts*) (oder einfach Orogene (*orogens*)) ist kein integraler Ausdruck einer Orogenese. Alte Orogene werden zu Ebenen innerhalb der Kontinente eingeebnet und müssen als solche erkannt werden. Mehr noch, die strukturell interessanten Teile der sich vor kurzem gebildeten Orogene liegen möglicherweise nicht in dem sichtbaren Teil des Gebirges, sondern können sich 10 oder sogar 100 Kilometer unterhalb der Erdoberfläche befinden.

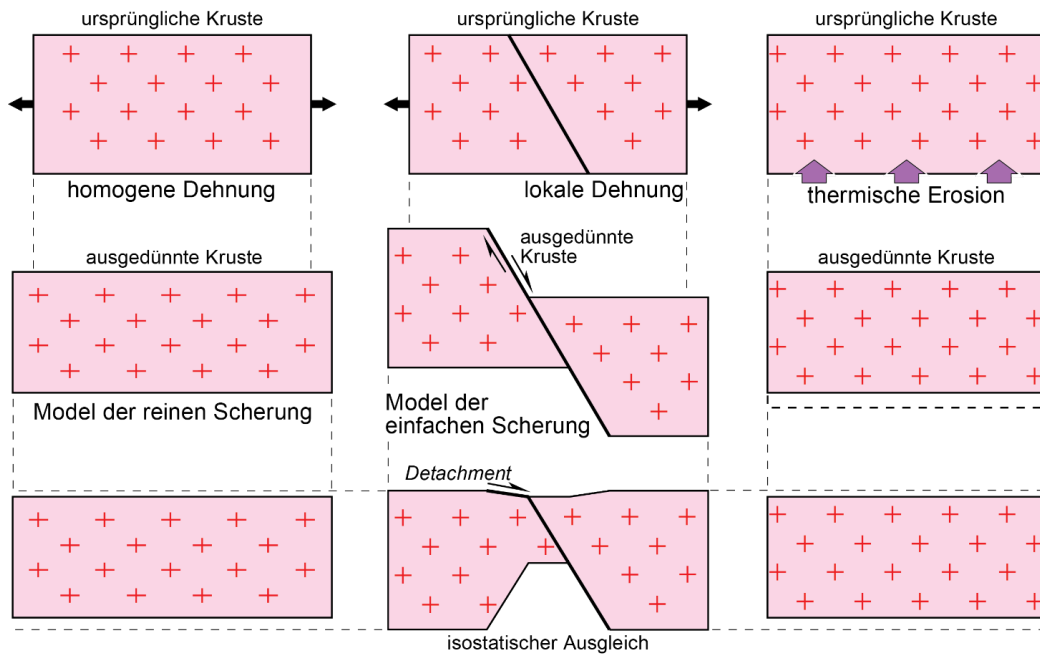
Die Geschichte des Auseinanderbrechens von Pangäa dokumentiert den **Zerfall** (*dispersal*) von Superkontinenten. Dem Zerfall voraus gehen Extensionsprozesse, die in krustaler Ausdünnung und bimodalem Magmatismus resultieren, bevor sich Rifts bilden und sich schliesslich zu kleinen Ozeanbecken entwickeln, wie z.B. das Rote Meer. Sobald sich ein kleines Ozeanbecken gebildet hat, werden klastische Sedimente in den Ozean geliefert, und ein passiver Kontinentalrand mit Ablagerungen von klastischen und Karbonat-Absfolgen entwickelt sich auf der älteren kontinentalen Kruste. Während des Zerfalls können kontinentale Fragmente an der Subduktion der ozeanischen Lithosphäre miteinbezogen werden, so wie an der Bildung eines magmatischen Bogens, wie z.B. heute in Indonesien (Timor). Deformation und Metamorphose verändern alle diese Gesteinsassoziationen, sobald die verschobenen Terrane (kontinentale Fragmente) wieder mit einem Kontinent kollidieren und am nächsten Zyklus einer Superkontinent-Bildung teilnehmen.

Um die Anordnung und Entwicklung der Becken und der Gebirge zu verstehen, muss man verstehen, wie sich die Kruste ausdehnen oder verdicken kann.

Krustenverdünnung

Es gibt drei Hauptmechanismen, die separat agieren oder kombiniert werden können, um die krustale Verdünnung zu erklären:

1. Das homogene Abplatten oder Ausdehnen der Kruste
2. Lokale Deformation entlang einer (oder mehrerer) krustalen Abschiebung(en) (ein sog. Detachment).
3. Erosion der unteren Lithosphäre durch Aufwölbung der thermischen Grenze zusammen mit der Asthenosphäre.



Drei Hauptmechanismen für krustale (lithosphärische) Ausdünnung

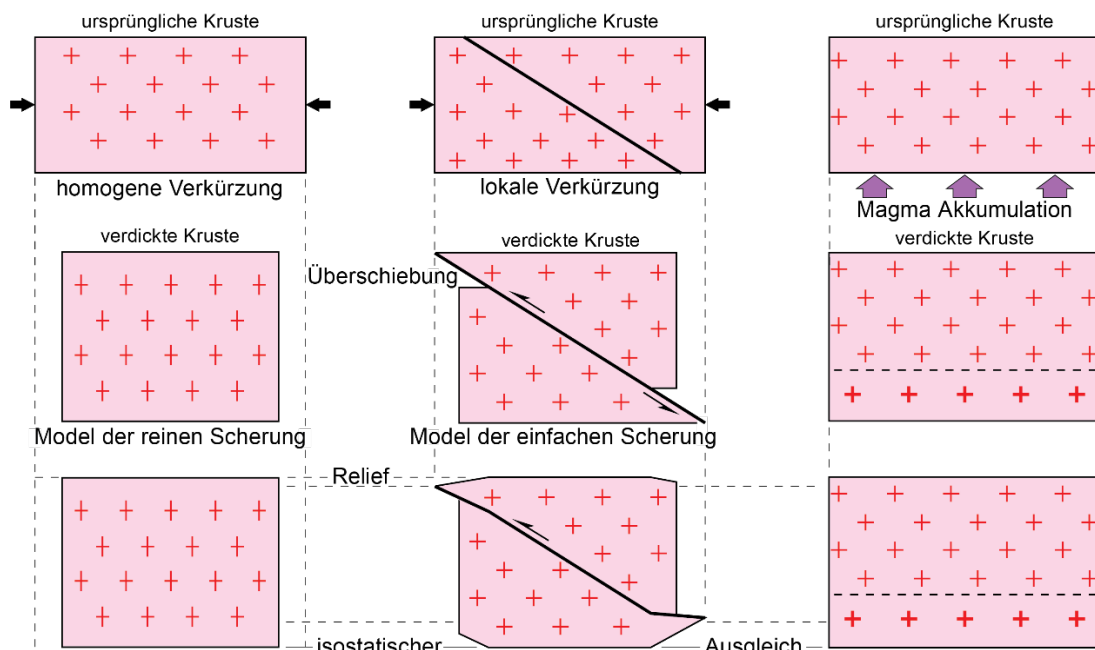
In allen Fällen impliziert das isostatische Gleichgewicht sowohl das Aufwölben des Mantels als auch eine Depression der Topografie.

Krustenverdickung

Es gibt drei Hauptmechanismen, die separat agieren oder kombiniert werden können, um die krustale Verdünnung zu erklären:

1. Das homogene Abplatteln oder Ausdehnen der Kruste
2. Lokale Deformation entlang einer (oder mehrerer) krustalen Abschiebung(en) (ein sog. Detachment).
3. Erosion der unteren Lithosphäre durch Aufwölbung der thermischen Grenze zusammen mit der Asthenosphäre.

In allen Fällen impliziert das isostatische Gleichgewicht sowohl das Aufwölben des Mantels als auch eine Depression der Topografie.



drei Hauptmechanismen für krustale (lithosphärische) Verdickung

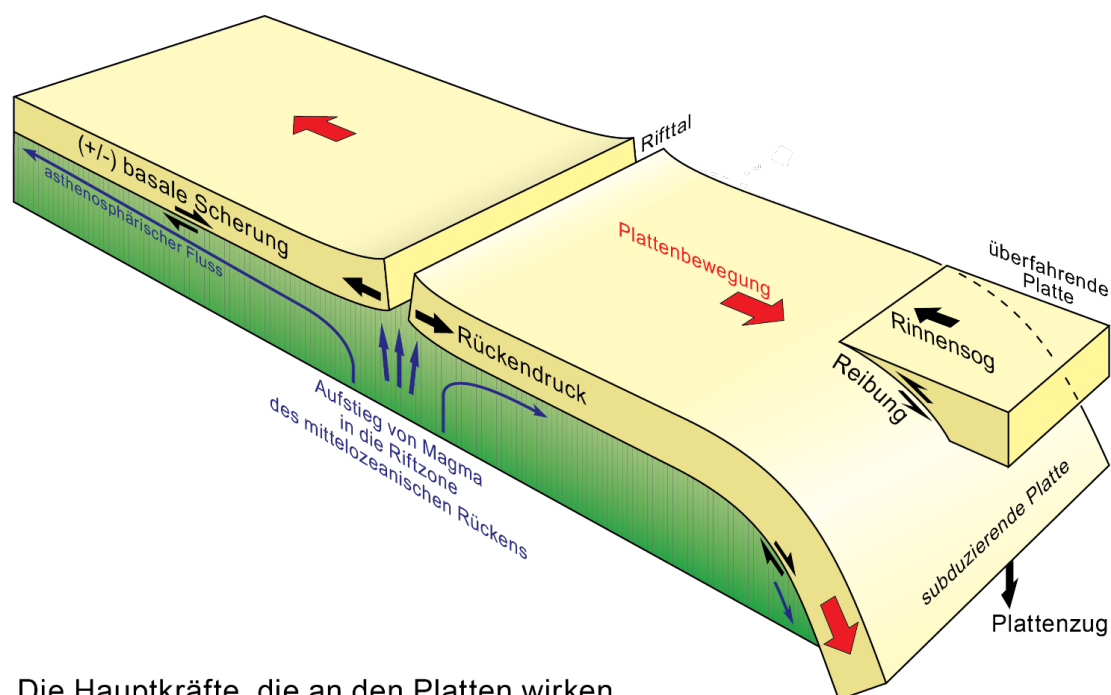
Relative Plattenbewegungen

Die äussere, feste Schale der Erde, die **Lithosphäre** (*lithosphere*), ist die kühle Oberflächenschicht des Konvektionssystems der Erde. Als solche ist die Lithosphäre eine sich abkühlende thermomechanische Grenzschicht, die sich mit der Zeit verdickt. Sie ist in Stücke zerteilt, die **Platten** (*plates*), die sich unabhängig relativ zueinander bewegen. Das Verschmelzen von kontinentalen Platten in eine einzelne grössere kontinentale Masse durch tektonische Prozesse wird als **Amalgamation** bezeichnet. Dadurch kann ein Superkontinent entstehen. **Dispersion** hingegen bezeichnet das tektonische Aufbrechen und Zerstören der vorher amalgamierten Platten. Im Laufe der Erdgeschichte gab es einige Amalgamations- (z.B. Rhodinia im Proterozoikum, Pangäa im Spät-Paläozoikum) und Dispersions-Phasen. Die Rate, mit der sich Platten im Verhältnis zueinander bewegen, wird hauptsächlich durch Beobachtungen der magnetischen Anomalien auf dem Meeresboden und durch paläomagnetische Daten ermittelt. Solche Messungen können nur langfristige, durchschnittliche Raten über ungefähr 1 Million Jahre ergeben. Aufgrund dieser Art von Informationen scheinen sich Platten ununterbrochen zu bewegen. Demgegenüber zeigen geodätische Messungen an, dass die Bewegungen in der Nähe der Plattengrenzen über kurze Zeiträume komplizierter sind.

Die Lithosphäre beinhaltet sowohl die **Kruste** (*crust*) als auch Teile des oberen **Mantels** (*mantle*). Die Dicke der Lithosphäre wird durch den Geotherm kontrolliert. Sie ist durch seismische Kriterien definiert, die einen graduellen Wechsel von verschiedenen physikalischen Eigenschaften widerspiegeln. Unterhalb der Lithosphäre befindet sich die **Asthenosphäre** (*asthenosphere*), eine mehr oder weniger kontinuierliche, heisse Schicht von schwachen Gesteinen. Analog zu Eisschollen auf dem Meer bewegen sich die lithosphärischen Platten folglich über der Asthenosphäre, die durch Konvektionsbewegungen in Bewegung versetzt wird. Die Platten bewegen sich ungefähr mit der gleichen Geschwindigkeit mit der Fingernägel wachsen.

Tektonische Kräfte

Die Plattenbewegung ist das Resultat von Antriebskräften, die grösser sind als die Kräfte, welche die Bewegung verhindern. Einige dieser antreibenden Kräfte resultieren aus internen Bewegungen in der Erde, in Tiefen, zu denen Geologen keinen Zugriff haben und sich deshalb auf geophysikalische Informationen verlassen müssen. Der Wärmefluss vom Kern und Mantel, erzeugt durch Radioaktivität, ist wahrscheinlich der fundamentale Prozess, der, für die Konvektion im Erdmantel, der die Platten teilweise trägt und bewegt, verantwortlich ist.



Die Hauptkräfte, die an den Platten wirken

Jedoch gibt es eine allgemeine Übereinkunft, dass die Mantelkonvektion allein nicht ausreicht, um alle Kompliziertheiten der Plattenbewegungen und der Deformation zu erklären. Platten sind keine passiven Passagiere, die auf Mantelkonvektionszellen schwimmen. So spielen die Platten zusätzlich auch eine aktive Rolle im Konvektionssystem und erzeugen selbst einige der verantwortlichen Kräfte. Zum Beispiel entsteht Subduktion nicht, weil der absinkende Mantel die Platte nach unten zieht, sondern weil die abkühlende Lithosphäre dichter wird als die darunterliegende Asthenosphäre und eventuell sinkt. In diesem Fall spielen gravitative Kräfte eine grosse Rolle. In der Tat haben die Spannungen, die die lithosphärischen Bewegungen kontrollieren, zwei Ursachen:

- (1) Die Schwerkraft, die auf Dichteveränderungen innerhalb der Lithosphäre wirkt, unterstützt die nicht-dynamischen Komponenten der Topographie.
- (2) Die Schwerkraft, die auf Dichteveränderungen unterhalb der Lithosphäre wirkt, verursacht die radialen und tangentialen Zugkräfte, die auf der Unterseite der Lithosphäre wirken. Diese Kräfte beeinflussen das Spannungsfeld in der Lithosphäre und produzieren eine dynamische Topographie.

Die tektonischen Kräfte fallen in zwei Kategorien - die treibenden und die widerstehenden Kräfte. Die Hauptkräfte, die an den Platten wirken, sind folgende Antriebskräfte: **Rückendruck** (*ridge-push*) und **Plattenzug** (*slab-pull*) und **Rinnensog** (*trench suction*). Die Widerstandskräfte sind **basale Scherung** (*basal drag*), **Subduktionswiderstand** (*subduction resistance*) und **Reibung** (*friction*) zwischen den Platten.

Rückendruck

Trotz seines Namens wirkt die Kraft nicht am Rand der Platte. Sie beschreibt die gravitativ verursachte Körperkraft, aufgrund derer die Lithosphäre vom relativ erhöhten mittelozeanischen Rücken in Richtung des tiefen Meeresbodens wegrutscht. Die hohe Rückentopografie wird durch die nach oben treibende warme Asthenosphäre unterstützt, die kontinuierlich entlang des Rückens aufsteigt. Andere Gravitationskörperkräfte resultieren aus horizontalen Dichteunterschieden von der dünnen heissen Lithosphäre nahe dem Rücken bis zur kühleren stärkeren Lithosphäre von ihm weg. Beachten Sie, dass Rücken Brüche zwischen divergierenden Platten sind, die durch Magma gefüllt werden, das eher aus dem oberen Bereich der Asthenosphäre stammt als aus dem tiefen Mantel. Allgemeine Schätzungen des Rückendrucks sind 10-20 MPa.

Plattenzug

Die dichte ozeanische Lithosphäre sinkt in der Subduktionszone unter ihrem eigenen Gewicht und zieht den Rest der Platte in die weniger dichte Asthenosphäre. Dieser Plattenzug wird häufig dafür verantwortlich gemacht, dass sich die abtauchenden Platten der Erde 3-4-mal schneller als die überliegenden Platten bewegen. Plattenzug hängt stark vom Dichtekontrast zwischen einem Slab und der angrenzenden Asthenosphäre ab; möglicherweise wird die überschüssige Dichte durch den Subduktionsmetamorphismus der Kruste erhöht. Der Widerstand gegen das Versinken der Platte im Mantel verringert den Zug durch das Gewicht. Der Plattenzug variiert demnach mit der Länge und dem Alter der Platte. Der Dichtekontrast ist in einer Tiefe von 200 bis 300 km am grössten und verschwindet bei ca. 700 bis 1000 km, wenn sich die Temperatur des Slabs derjenigen der umgebenden Asthenosphäre angeglichen hat. Im Durchschnitt ist Plattenzug 2,5-mal so relevant wie Rückendruck in beweglichen Platten. Wenn Platten keine zugehörige Stärke hätten, wäre basaler Plattenzug die einzige platten treibende Kraft.

Rinnensog

Rinnensog ist eine Kraft an der Plattengrenze, welche die hängende Platte in Richtung Ozean zieht, weil die lokale, viskose Konvektion im Mantelkeil die obere Platte in Richtung **Rinne** (*trench*) zieht. Insbesondere dann, wenn das Scharnier der subduzierenden Platte sich von der Subduktionszone in die entgegengesetzte Richtung zur Plattenbewegung zurückzieht (ein Prozess der *roll-back* genannt wird), kommt es zur Entkopplung von der überfahrenden Platte und somit einer Zugkraft an deren Ende, welche Teil des Rinnensoges ist. Aufgrund dieses Soges können kleinere Platten oder

Fragmente auf die grösseren kontinentalen Platten überfahren. Er stellt auch einen plausiblen Mechanismus für den Ursprung der Back-arc-Becken dar.

Basale Scherung

Basale Scherung wirkt am Boden der Platten. Deshalb ist ihre Grösse proportional zur Fläche der Platte. Diese Reibungskraft wird durch die darunterliegende, konvektierende Asthenosphäre ausgeübt. Deswegen hängt sie von der **viskosen Koppelung** (*viscous coupling*) zwischen der Platte und der Asthenosphäre ab. Wenn die Platte passiv durch tiefe Mantelkonvektion angetrieben wird, fliesst die Asthenosphäre schneller, als sich die Platte bewegt, und die basale Scherung ist eine Antriebskraft, die die Plattenbewegung erhöht. Wenn die Platte schneller ist (zum Beispiel, wenn durch Plattenzug schnellere Bewegungen resultieren als durch das Fliessen der Asthenosphäre), wirkt die basale Scherung gegen die Bewegung. Der Wirkungsgrad der basalen Scherung war ein Schlüsselpunkt in den frühen Konzepten, in denen die Grössen der Konvektionszellen im Mantel der Grössen der lithosphärischen Platten entsprechen, sodass die divergenten Plattengrenzen über heissen aufsteigenden Konvektionströmen auftreten, während die Subduktionszonen mit kühleren absteigenden Strömen auftreten. Jedoch ist die Kopplung der Lithosphären zur darunterliegenden Asthenosphäre heutzutage grösstenteils unbekannt, sodass die Richtung der basalen Scherung nicht bekannt ist.

Subduktionswiderstand

Diese Kraft ist der viskose Widerstand des Mantels gegen das Eindringen der Platte. Diese Kraft hängt stark von den Dichteunterschieden zwischen der subduzierenden Platte und dem asthenosphärischen Mantel ab und ist folglich viel grösser für kontinentale Platten als für ozeanische Platten. Eine andere Kraft, die der Subduktion widersteht, tritt auf, wenn Tiefe und lange Platten die 660-km-Phasengrenze erreichen. Diese Grenze kann die absteigende Bewegung des Slabs behindern.

Reibung

Reibung ist der Widerstand entlang der Plattenkontakte; z.B. verringert Reibung an Transformstörungen den Rückendruck.

So kann also eine Platte durch Kräfte bewegt werden, die überwiegend unabhängig sind von der Bewegung des darunterliegenden Mantels. Tatsächlich legen seismische Bilder nahe, dass Platten die bedeutendsten Dichtabweichungen im Mantel bilden, und folglich die grösste Energiequelle für den Antrieb des Mantelflusses zur Verfügung stellen. Weil Plattenbewegungen der Ausdruck dieses Flusses an der Oberfläche sind, scheint die Gravitationszugkraft auf dichte Slabs die Primärkraft der Plattentektonik zu sein. Diese ist eine Grössenordnung höher als jede mögliche andere Kraft.

Jedoch kann diese Kraft offensichtlich nicht Platten antreiben, die nicht mit irgendeiner subduzierenden Platte (z.B. Eurasia) verbunden sind, obgleich Kontinent-dominierte Platten sich sehr langsam bewegen .

Plattengrenzen - Relative Plattenbewegungen

Die relative Horizontalbewegung von Lithosphärenplatten ist grundsätzlich eine **starre Festkörperverschiebung** (*rigid body motion*) einzelner mechanischer Einheiten; das heisst, wenn ein Teil sich bewegt, bewegt sich die ganze Platte. Durch die Bewegung kommt es zu Platzproblemen an den Kontakten zwischen zwei Platten. Diese Relativbewegungen und die daraus resultierenden Wirkungen werden **Plattentektonik** (*plate tectonics*) genannt. Die Ränder der Platten werden **Plattengrenzen** (*plate boundaries*) genannt. Punkte, an denen sich drei Platten treffen, heissen **Tripelpunkte** (*triple junctions*). Da die Lithosphäre relativ starr ist, verursachen die Platzprobleme Kräfte, die auf die Gesteine einwirken. Die Gesteine werden daraufhin deformiert und es entstehen sekundäre Strukturen.

Die Horizontalgeschwindigkeiten variieren von 1 bis ca. 20 cm/Jahr. Relative Plattenbewegungen werden im Sinn von Konvergenz, Divergenz und Blattverschiebung beschrieben.

- **Divergenz** (*divergence*) ist gekennzeichnet durch das Auseinanderbewegen benachbarter Platten. Der flächenmässige Anteil der Kruste vergrössert sich, weil neue ozeanische Kruste an solchen Grenzen gebildet wird.
- **Konvergenz** (*convergence*) ist gekennzeichnet durch eine Relativbewegung, die nebeneinander liegende Platten näher zueinander bringt. Ein Grossteil des Krustengebietes wird verkleinert und es verschwinden sogar ganze Platten entlang von Zonen abtauchender Platten, oder kurz **Slab** (*slabs*) (Wadati-Benioff-Zonen), hinunter in den Mantel. Wenn die Erde gleich gross bleibt, muss die Menge der verschluckten Kruste gleich gross sein wie die Menge der neu gebildeten Kruste in divergenten Zonen.
- Wenn Platten ohne Konvergenz oder Divergenz seitlich horizontal aneinander vorbeigleiten, nennt man das **Blattverschiebung** (*strike-slip*).

Plattenbewegungen können auch kombiniert vorkommen, je nachdem, welche Art von Plattenwechselwirkung aufgenommen werden muss. Die tatsächliche relative Bewegung kann senkrecht oder schräg zur Grenze zwischen benachbarten Platten sein. Sie ist abhängig von der gesamten Wechselwirkung der Platten. Eine schiefe Konvergenz von Platten führt zu **transpressiver Verformung** (*transpressive deformation*), eine schiefe Divergenz zu **Transtension** (*transtension*).

Eine Konsequenz der relativen Plattenbewegung ist, dass Plattengrenzen relativ zueinander wandern können. Das heutige Plattengrenzenetzwerk ist kurzlebig und viele der bekannten Plattengrenzen bewegen sich mit einer bestimmaren Rate. Als Beispiel nehmen Sie einen örtlich festgelegten Beobachter mitten in Afrika, welches divergente Plattengrenzen im Westen, Süden und Osten hat. Neues Material wird an jedem Rand gebildet. Es folgt, dass die Grösse der Platte entlang dieser Grenzen wächst, die, für den Beobachter, sich nach aussen bewegen. Ein ähnliches Argument gilt auch für Südamerika, das, wie Afrika, entlang des mittelatlantischen Rückens wächst. Dies deutet darauf hin, dass die ostpazifische konvergente Grenze nach Westen wandert.

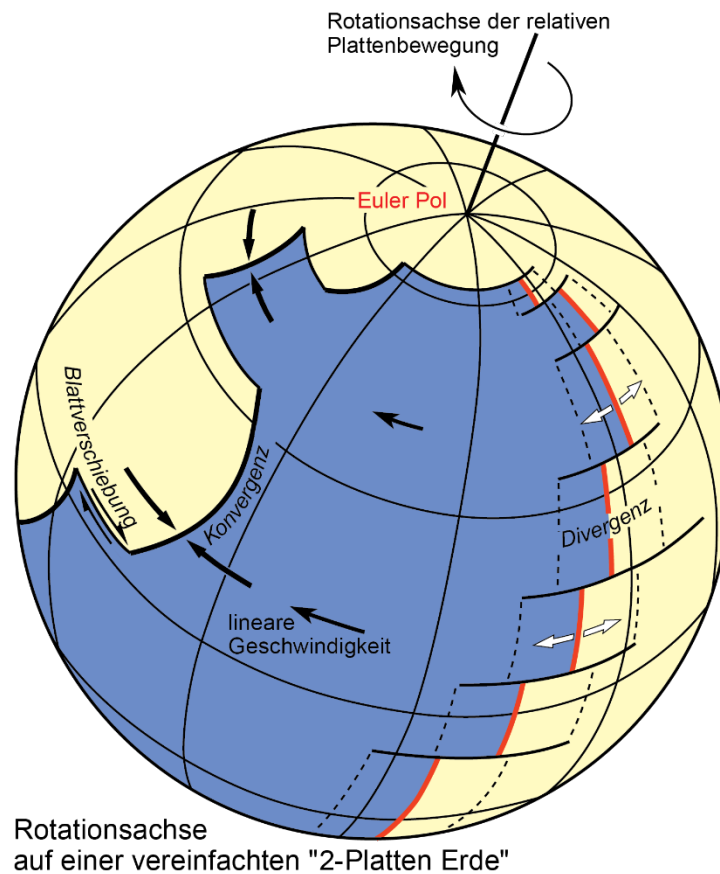
Bezugsrahmen

Geometrische Betrachtungen stellen Gesetze der Bewegung auf, die die natürlichen Beschränkungen für Plattenbewegungen widerspiegeln. Auf einer Fläche bewegt sich ein Objekt, das durch eine Kraft angetrieben wird, entlang einer Linie. Auf einer Kugel aber bewegt sich ein Objekt, das durch eine Drehkraft angetrieben wird, entlang einer Kreisbahn.

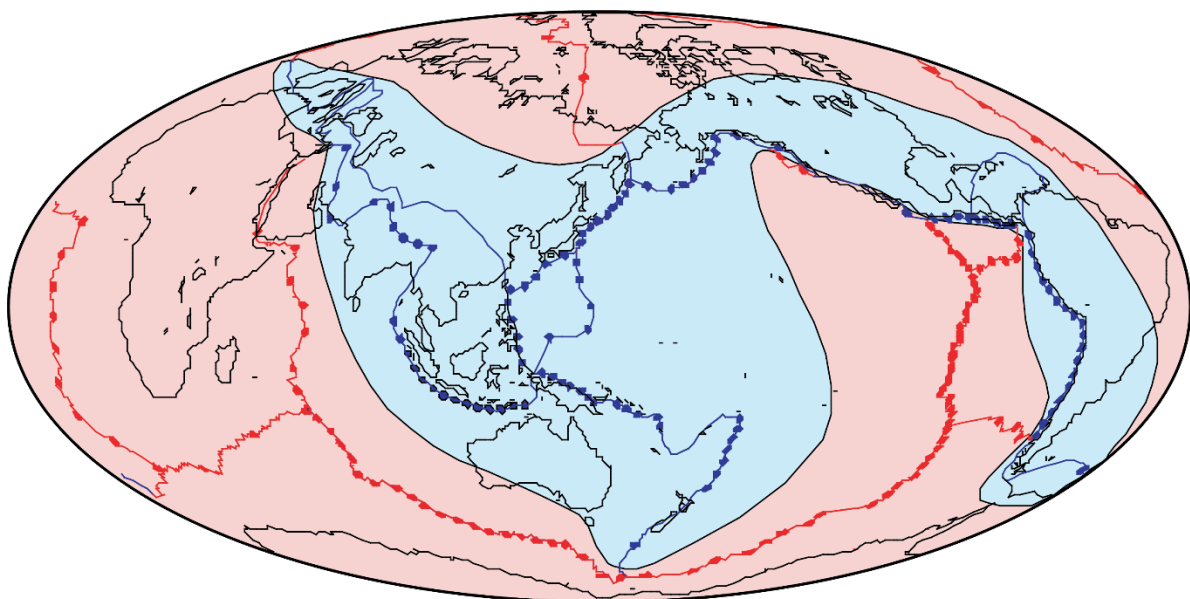
Jede horizontale Bewegung auf einer kugelförmigen Erde ist notwendigerweise eine Rotation über eine Linie durch die Mitte der Kugel. Platten in Bewegung sind steife kugelförmige Kappen, die sich um Achsen drehen, wobei jede Achse die Oberfläche der Erde in zwei antipodalen Punkten, die die **Rotationspole** darstellen, schneidet. Jedes Polpaar entspricht der relativen Rotation einer Platte in Bezug auf eine andere, die als fest betrachtet wird. Folglich hängt die Position dieser Pole von dem verwendeten Referenzsystem ab. Diese Pole sind die einzigen zwei Punkte auf der Oberfläche der Erde, die sich nicht in Bezug auf die zwei betrachteten Platten bewegen. Rotationspole werden auch **Eulerpole** zu Ehren des Schweizer Mathematikers genannt, der die grundlegende Geometrie der Bewegungen auf einer Kugel erstellte. Die Pole und der Rotationswinkel definieren die Bewegung einer Platte auf der Erdoberfläche.

Die Winkelgeschwindigkeit zwischen zwei Platten ist entlang der vollständigen Länge ihrer Grenze konstant. Infolgedessen wächst die lineare Geschwindigkeit, d.h. der relative Versatz pro Zeiteinheit vom Pol weg, an, um sich den immer grösser werdenden Umkreisen anzupassen.

- Divergente Grenzen laufen normalerweise entlang von Segmenten des Grosskreises, die sich in den Eulerpolen schneiden. Folglich streichen divergente Grenzen meistens orthogonal zur Richtung der Divergenz.
- Die Orientierung der konvergenten Grenzen verändert sich, weil steife Krusten auf einer Kugel normalerweise gebogene Grenzen haben.
- Ideale Transformergrenzen sind Segmente der Kleinkreise, die um die Eulerpole konzentrisch sind. So liegen sie entlang der Richtung der relativen Bewegung zwischen Platten.



Eine Änderung des Rotationspols zwischen zwei Platten benötigt eine Änderung in der relativen Bewegungsrichtung und infolgedessen eine Änderung im Charakter der Plattengrenzen. Plattengrenzen haben während ihrer geologischen Geschichte keine permanenten Eigenschaften. Jedoch zeigen Fallstudien, dass die Pole zwei beliebige Platten für einen langen Zeitraum ziemlich beständig bleiben und auf eine gewisse Massenträgheit in den Plattenbewegungen hinweisen. Auf der heutigen Erde hat die Plattenorganisation zwei Netze gebildet: eine Kette divergenter Grenzen und eine Kette konvergenter Grenzen. Beide werden von Transformalgrenzen unterteilt und verbunden. Diese einfache Organisation spiegelt das Konvektionsmuster des Mantels wider, das für eine lange Zeit stabil ist.



Spreizungs- (rot) und Subduktions- (blau) Plattengrenzen definieren den aufwärts- (rosa) und den abwärtsgerichteten (hellblau) Teil einer Konvektionszelle des Erdmantels

Beinahe die gesamte tektonische Aktivität findet an den Plattengrenzen statt. Folglich erfahren Plattenränder bedeutende **nicht-Festkörperverformung** (*non-rigid body deformation*), die durch diese drei Arten von relativen Plattenbewegungen bestimmt wird. Da jedoch die Lithosphäre relativ starr ist, kann sie auch Kräfte von ihren Grenzen in das Innere der Platten übertragen. Deshalb können Strukturen auch innerhalb der Platten vorkommen. Deformation innerhalb der Platten ist in Bezug auf die ganze Fläche aller Platten bedeutungslos, und die Erdoberfläche kann als über eine bedeutende Zeitspanne konstant angenommen werden. Da es versteinerte Beweise gibt, dass sich die Erde tatsächlich seit devonischen Zeiten nicht ausdehnt, ist die Rate der Lithosphärenzerstörung an konvergenten Grenzen über mindestens die letzten 400 Ma praktisch dieselbe wie die Rate der Krusten Neubildung an divergenten Grenzen.

Platten-Divergenz

Divergente Plattengrenzen sind Gebiete mit Zugspannung, in denen sich eine Platte in zwei oder mehrere kleinere Platten trennt, die auseinander gleiten. Das dominante Spannungsfeld ist Extension. Um diese Trennung aufzunehmen, bilden sich hauptsächlich Abschiebungen und sogar offene Spalten, wo Krustengesteine gestreckt, gebrochen und gedehnt werden und eine Ausdünnung der Lithosphäre stattfindet. Während die kühle, dichte Lithosphäre ausdünnung, kommen heissere Mantelgesteine näher an die Oberfläche (was als **Aufwölbung** (**Aufströmung**, *upwelling*) des Mantels beschrieben wird) und heizen die darüberliegende Platte auf. Während die Platte weiter ausgedünnt wird, bricht die spröde Lithosphäre, um ein Rifttal oder einen Graben zu bilden. Entlastung führt im Mantel zu partieller Aufschmelzung und ständiger Bildung von basaltischen Magmen. Diese dringen in die Spalten ein und extrudieren auch als Spalteneruptionen. Wenn das Rift sich weiter verbreitet, erreicht der heisse Mantel die Oberfläche und erzeugt, zusammen mit basaltischem Magmatismus an den **Rückenachsen** (*ridge*) neue ozeanische Lithosphäre zwischen zwei Platten, die sich auseinander bewegen. Auf Rift- und Rücken zonen entfallen etwa 80 % der heutigen magmatischen Aktivität. Das Rote Meer ist ein Beispiel eines Rifts in den Anfangsstadien der Entwicklung einer Ozeankruste. Mit anhaltender Öffnung bewegt sich der Rand des Kontinents immer weiter weg vom mittelozeanischen Rücken. Der Prozess kann sich fortsetzen und schliesslich breite Ozeanbecken wie den Atlantik erzeugen, der durch das Rifting Nord- und Südamerikas von Eurasien und Afrika gebildet wurde. Mehr als die Hälfte der Erdoberfläche ist durch vulkanische Aktivität an divergenten Plattengrenzen während der letzten 200 Ma entstanden. Der vollständige Prozess ist als **Spreizung** (*seafloor spreading*) bekannt.

Rifts: Plattendivergenz auf dem Kontinent

Das Aufbrechen eines Kontinents wird durch Abschiebungen erreicht und führt zur Bildung eines Riftsystems. Horizontale Dehnung ist für grosse vertikale Bewegungen verantwortlich, da sich das Rifttal und die Regionen auf beiden Seiten des Rifts heben, um isostatisches Gleichgewicht beizubehalten. Bemerkenswerte Beispiele dafür sind das System vom Roten Meer, der ostafrikanische Grabenbruch und der Golf von Aden. Diese treffen sich in einem **Tripelpunkt** (*triple junction*) im Gebiet von Afar in Äthiopien. Rifting erzeugt lange und lineare Depressionen mit folgenden Charakteristiken:

- Eine Region, in der die Kruste nach oben gebogen wurde.
- Eine relativ geringe Breite ungefähr so gross wie die Dicke der gedehnten, kontinentalen Kruste und dabei unabhängig von der Länge des Rift-Tales.
- Die Ränder sind steile Bruchstufen mit bis zu 3-4 km hohen Abschiebungen, die die Krustendehnung aufnehmen; oft sind sie begleitet von parallelen subvertikalen Gangschwärmen und ausfliessenden tholeiitischen und alkalinen Basalten. Die grossen Vulkane Mount Kenia und Kilimandjaro sind Beispiele für diesen Magmatismus. Rhyolitisches Magma kann durch partielles Schmelzen der granitischen Kruste erzeugt werden. Die **bimodale** Assoziation der sauren und basischen Vulkanite ist charakteristisch für innerkontinentale Riftsysteme.
- Grosse Bergstürze kennzeichnen die ersten Ablagerungen der kontinentalen Becken, dann bilden sich Alluvialfächer von klastischem Detritus der angrenzenden, hochragenden Gebiete aus. Die

Ausdünnung der kontinentalen Kruste erfolgt normalerweise entlang einer Serie von listrischen Abschiebungen.

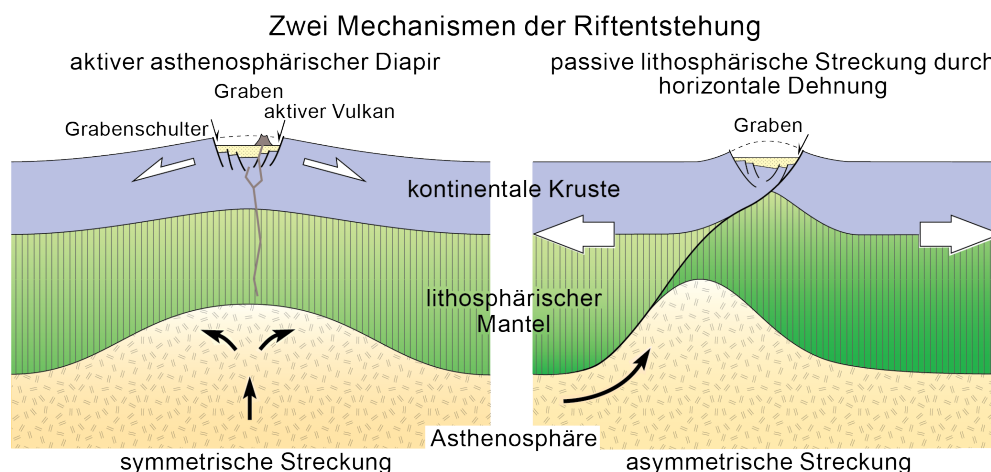
Riftsysteme können das Anfangsstadium eines Entwicklungszyklus darstellen, der später die beiden älteren Rift-Segmente trennt und schliesslich zum **Auseinanderbrechen der kontinentalen Platte** (*continental break-up*) und zur Bildung eines Ozean-Beckens zwischen zwei getrennten Stücken von kontinentaler Lithosphäre führt. Ein Rift, das nicht zum kontinentalen Auseinanderbrechen führte, bleibt innerhalb des Kontinentes als versagtes Rift oder **Aulakogen** (*aulacogen*) konserviert. Aulakogene werden häufig mit mächtigen Sedimenten gefüllt und enthalten Erzablagerungen, die mit ihrer ursprünglichen Aktivität assoziiert sind.

Zwei Arten der Riftentstehung sind vorgestellt worden, die sich auf die Rolle der Asthenosphäre beziehen.

- Der "Mantel-aktivierte" oder "aktive" Mechanismus betrachtet Rifts als durch **Mantelfahnen** (*plume*) oder Diapire eingeleitet. Die aufsteigende Asthenosphäre verbiegt die Lithosphäre in einen grossen Dom, auf dem Radialbrüche Rifts bilden.
- Der dazu alternative "Lithosphären-aktivierte" oder "passive" Modus schreibt Rifts Lithosphärenextension unter tektonischen Kräften zu.

Diese zwei Modi werden in ihrem Ausgangsstadium unterschieden.

- Aktive (Plume-erzeugte) Rifts, die mit Aufwölbung und reichlich vorhandenem Vulkanismus, gleichzeitig mit Bruchbildung, Entstehung regionaler Diskordanzen und Erosion des aufsteigenden Doms einsetzen.
- Passive Rifts, die mit schmalen Gräben klastischer Sedimentation und mit jüngerem, begrenzten Vulkanismus beginnen.



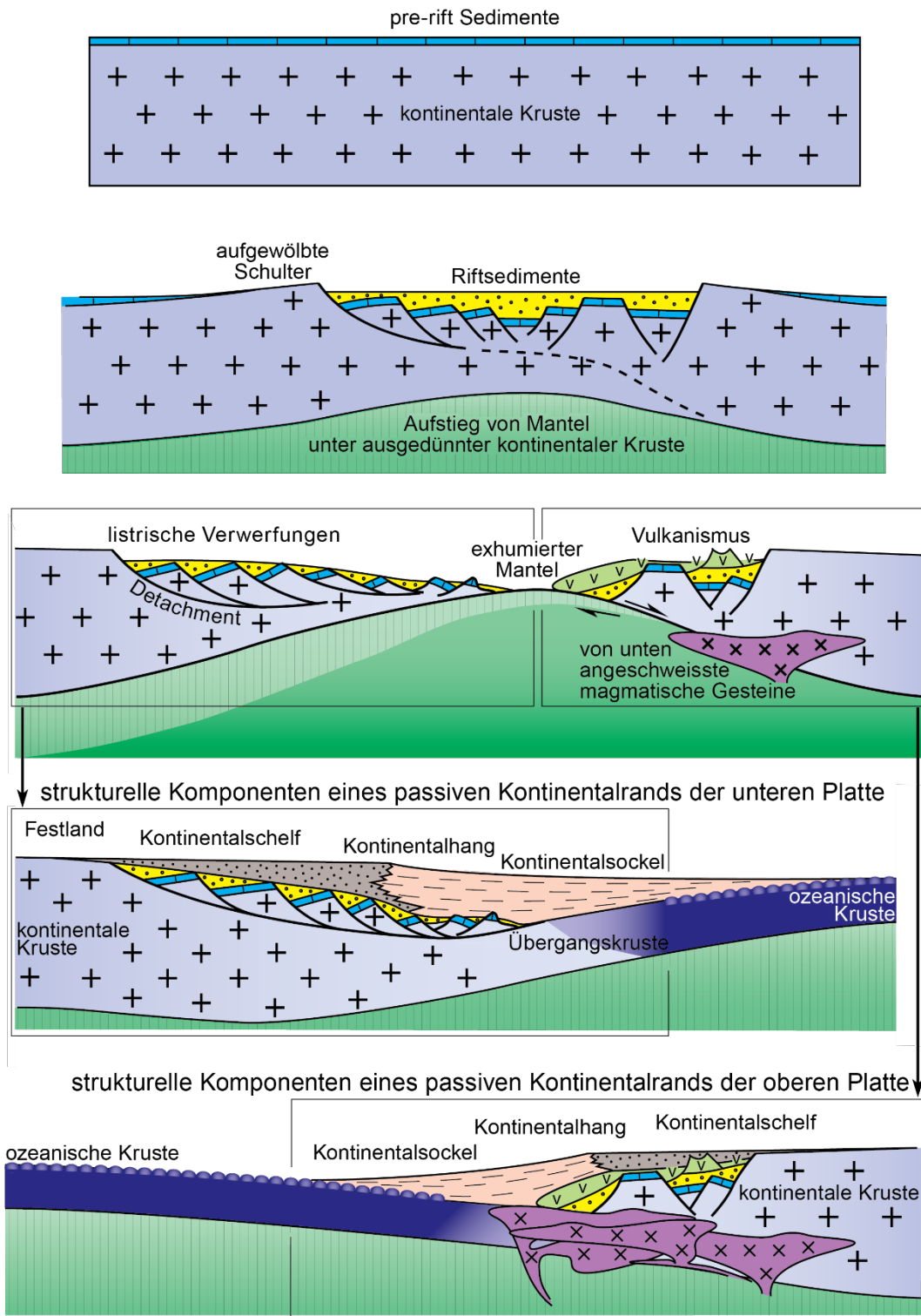
Zusätzlich neigen aktive Rifts dazu, über die vertikal aufsteigende Asthenosphäre symmetrisch zu sein, während die mechanisch gedehnte Lithosphäre eher asymmetrische Systeme erzeugt. Das Ostafrikanische Rift, mit seiner vulkanischen Bedeckung, ist als typisch Mantel-aktiviert betrachtet worden, der Baikal- und der Rheingraben, mit wenig vulkanischen Gesteinen, als Lithosphären-aktiviert. Passive Rifts können sich aber auch durch das aufwärts gerichtete Eindringen der Asthenosphäre in die entlang von Gräben ausgedünnte Lithosphäre zu aktiven Rifts entwickeln.

Passive Kontinentalränder

Beginnendes Rifting mit Abschiebungen wird von Streckung und Ausdünnung der kontinentalen Lithosphäre an den Rändern der beiden neuen Kontinente begleitet.

Das kontinentale Grundgebirge wird durch zunehmende Zerteilung an listrischen Abschiebungen gegen aussen immer stärker ausgedünnt. Diese Verwerfungen verbinden sich entweder mit einem Detachment oder sie werden von einem Detachment, an dem extreme Extension stattfindet, abgeschnitten. Im Hangenden dieser Hauptverwerfung werden die Sedimente normalerweise direkt auf geneigten und erodierten Blöcken des Grundgebirges abgelagert und bilden wichtige

Diskordanzen. Syntsedimentäre Bruchtektonik und Auffächern der Sedimentformationen (durch andauernde Kippung der Bruchblöcke) ist noch häufig. Alkalische magmatische Intrusionen sind in diesem Stadium häufig. Die Dicke von der Krustenobergrenze zur Obergrenze der Asthenosphäre wird stetig kleiner, mit fortlaufender Dehnung. Schliesslich ist die Lithosphäre soweit verdünnt, dass sie ihren Schwächepunkt erreicht und ein Aufbrechen des Kontinents erlaubt. Damit verbunden sind Intrusionen und Extrusionen basaltischer Magmen durch die gestreckte Lithosphäre, und dabei die Bildung neuer ozeanischer Lithosphäre.



In der sich entwickelnden Trennungszone zwischen den divergierenden Platten wird zunehmend mehr ozeanische Lithosphäre angelagert (symmetrisch). So bildet sich kontinuierlich ein immer

grösser werdendes Ozeanbecken dort aus, wo sich früher die ursprüngliche Riftzone befand. So wird auch ozeanische Kruste direkt an kontinentale Kruste geschweisst. Die Mischungszone von ursprünglich kontinentalen Gesteinen mit zugeführten ozeanischen Gesteinen, am Rand des Kontinents, ergibt eine **Übergangskruste** (*transitional crust*). Der thermische Wärmezuffluss vom aufgewölbten Mantel während des beginnenden Rifting ist so gross, dass sich der Rand des aufbrechenden Kontinents weiter hebt (thermischer Auftrieb). Von diesen Rändern wird weiterhin Erosionsschutt in das Becken geliefert.

Mit der Zeit werden Strukturen und Gesteinseinheiten der Riftphase in den Gesteinen des Kontinentalrandes „eingefroren“. Die Kontinentränder bewegen sich seitlich weg von der Mittellinie des Rückens. Spannungen verformen nicht mehr den treibenden Kontinentalrand, der dementsprechend als **passiver Kontinentalrand** (*passive continental margin*) bezeichnet wird (Referenzbeispiele sind die atlantischen Ränder). An Kontinentalrändern findet eine beträchtliche, weiträumige Absenkung durch die Last der überlagernden Sedimente und die Abkühlung der angrenzenden ozeanischen Kruste (thermische Subsidenz) statt. Die Sedimente werden zunehmend hemi-pelagisch/pelagisch (Kontinentalabhäng-abyssale Ebene) mit grobklastischen Einschaltungen (Turbidite) und überdecken grossräumig den Kontinentalrand. Diapirisches Aufsteigen von evaporitischen Riftsedimenten, wie auch oberflächliche, gravitative Sedimentverfrachtungen (*Slumps*) sind häufige Erscheinungen. Strukturen und Gesteinsassoziationen der Riftingphase sind unter den jüngeren Sedimentformationen des passiven Kontinentalrandes eingefroren und “treiben” nun mit der zugehörigen Platte seitlich weg. Die zwei Kontinentalränder entfernen sich weiter vom heissen Spreizungszentrum und kühlen ab. Kältere Kruste ist dichter und so sinken auch die inneren Ränder der Kontinente allmählich unter den Meeresspiegel, ein nicht mechanischer Prozess, der **thermische Subsidenz** (*thermal subsidence*) genannt wird.

Passive Kontinentalränder werden in drei Teile gegliedert:

- Eine **Küstenebene** (*coastal plain*) und einen **Kontinentalschelf**. Diese Bereiche sind von variabler Breite (von wenigen Kilometern, z.B. Korsika, bis zu über 1000 km in NW-Europa) in denen sich der Kontinentalrand leicht in Richtung zum Meer neigt. Darunter findet man meist biogene und reife klastische Sedimente, welche einen Keil bilden, der sich mit zunehmender Entfernung vom Kontinent verdickt. Ein **perikontinentales Meer** (*pericontinental sea*) bildet sich auf dem kontinentalen Schelf. Flachmarine Bedingungen können sich weit über den Kontinent ausbreiten und ein **epikontinentales Meer** (z.B. Nordsee) bilden.
- Den **Kontinentalabhang** (*continental slope*) am Rand des Kontinentalschelf, der an einem Punkt beginnt, an dem der Schelf in ein steileres topografisches Gefälle zum ozeanischen Becken hin übergeht (3-5°).
- Der **Kontinentalsockel** (*continental rise*) verbindet den flachen Ozeanboden mit dem Kontinentalabhang. Eine ziemlich mächtige Abfolge von Tiefwassersedimenten ist im Allgemeinen typisch für den kontinentalen Sockel und Kontinentalabhang. Diese Sedimente sind vom Kontinentalschelf durch Turbiditeströme den Kontinentalabhang hinuntergetragen worden. Sie bilden häufig einen sedimentären Keil, der sich mit zunehmender Entfernung vom Kontinent verdünnt.

Massive Subsidenz (bis zu 10-15 km) des passiven Kontinentalrandes findet statt, wenn die angelagerten ophiolitischen Gesteine abkühlen. Die meisten Sedimente der Erde liegen auf passiven Kontinentalrändern, die deshalb mehr als die Hälfte der Ölreserven der Erde enthalten.

Rücken: Plattendivergenz im Ozean

Die heutigen divergenten Plattengrenzen liegen zum grossen Teil in ozeanischen Becken, wo sie breite, gebrochene Schwellen generell breiter als 1000 km bilden. Die junge Ozeankruste ist heiss und hat Auftrieb. Das auffallende physiographische Merkmal ist eine weltumspannende, ca. 100 km breite und symmetrische topografische Relieferhöhung am Ozeanboden. Es wird **ozeanisches Gebirgsrücken-System** (*oceanic ridge mountain system*) genannt, das bis zu 3000 m höher als der angrenzende Ozeanboden ist, und welches sich um die Erde wie die Naht eines Tennisballs spannt und ungefähr 70000 km lang ist. Das Gravitationsfeld über diesen Unterwassergebirgsstrecken zeigt,

dass sie isostatisch kompensiert werden. Sie sind hoch, weil sie von einer jungen Lithosphäre unterlagert sind, in der das Material heiss und deshalb weniger dicht als die kältere, benachbarte ozeanische Lithosphäre ist. Der dynamisch aktive Teil des Systems beschränkt sich stark auf ein **axiales Rifttal** (*axial rift valley*), das die eigentliche Plattengrenze darstellt. Innerhalb einer 20-30 km breiten Zone wird die Öffnung zwischen den divergierenden Platten kontinuierlich durch hochströmende Intrusionen von olivin-tholeiitischen Magmen gefüllt, die von teilweise aufgeschmolzenen Mantelperidotiten stammen. Neue ozeanische Lithosphäre wird aus einer Kombination von Intrusionen mafischer Plutonite, Extrusionen basaltischer Laven, die mit ozeanischen Sedimenten wechsel lagern, und der Aktivität von Abschiebungen lateral in beide Richtungen produziert. Wenn sie abkühlen und kristallisieren, werden die Intrusionen und die frisch akkumulierten **Mittelozeanischen-Rücken-Basalte** (abgekürzt MORBs) sowie die Sedimente Teile der wandernden Platten. Demgemäss werden die Plattengrenzen entlang ozeanischer Rücken auch **konstruktive Plattengrenzen** (*constructive plate boundaries*) genannt. Wenn sich neue Kruste bildet, bewegt sie sich kontinuierlich mit Raten von mehreren Zentimetern pro Jahr vom Rücken weg. Diese Beifügung von Krustenmaterial heisst **Akkretion** (*accretion*).

Während sich die Platten vom Rücken weg bewegen, kühlen sie ab, verdicken sich und werden in der Richtung der Bewegung dichter; infolgedessen sinkt die Lithosphäre ab und es gibt ein direktes Verhältnis zwischen Wassertiefe und Alter der Lithosphäre. Die Charakteristik eines mittelozeanischen Rückens hängt von seiner Ausbreitungsgeschwindigkeit ab. Langsame Rücken (z.B. Atlantik) zeigen eine höhere und schroffere Topografie als schnellere (z.B. Ostpazifik). Der grössere Auftrieb der verdünnten, heisseren Lithosphäre nahe dem Rücken ist die Ursache für die topografische Erhöhung des Rückens.

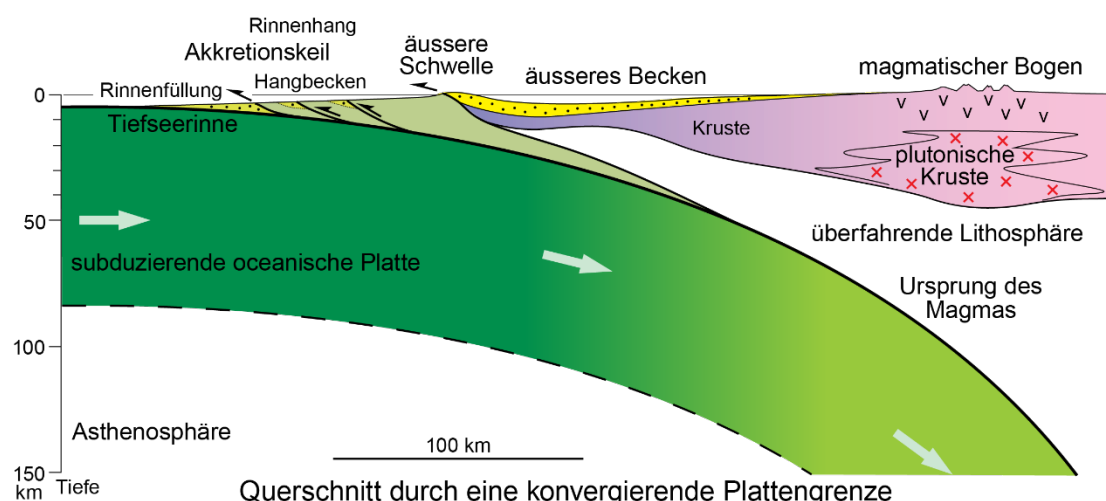
Während die Laven im Rift abkühlen, werden sie magnetisiert. Jedes eben gebildete Element der ozeanischen Kruste erwirbt die Richtung der Magnetisierung des vorherrschenden magnetischen Feldes. Während der seitlichen Spreizung bewegt sich der magnetisierte Ozeanboden symmetrisch weg vom Rücken, was die magnetische Anomalienstreifung ergibt, die benutzt wird, um die Plattenbewegungen und ihre Rate über die letzten 200 Mj zu errechnen.

Als Antwort auf sich ändernde tektonische Bedingungen kann ein Rücken wachsen und in benachbarten Platten wandern. Ganze Bereiche eines Rückens können "springen" und einen neuen Rücken parallel zum existierenden bilden. Wichtig ist, dass sich bei einer Beschleunigung der Spreizungsrate das Rückenvolumen vergrössert und dann Meerwasser verdrängt. Dieser Prozess führt zu einem Anstieg des Meeresspiegels. Schwankungen der Spreizungsrate sind die Primärursache für weltweite Änderungen im Meeresspiegel.

Platten-Konvergenz

Konvergente Plattengrenzen sind Zonen, an denen Platten sich aufeinander zubewegen und die dominante Spannung kompressive ist. Konvergierende Plattengrenzen werden in intra-ozeanischen Positionen und in der Umgebung der Kontinentalränder, aber weniger häufig innerhalb kontinentaler Platten angetroffen. Die gewöhnliche Reaktion auf das Platzproblem, das durch die Konvergenz hervorgerufen wird, ist das strukturelle Abtauchen einer Platte, meistens die dichtere, unter die andere. Dieser tektonische Prozess ist als **Subduktion** (*subduction*) bekannt. Die Subduktion wurde zuerst als geneigte planare Zone von Erdbebenaktivität erkannt, die unterhalb der Inselbogensysteme eintaucht: die **Wadati-Benioffzone**. In der Tat schleppt die sinkende Lithosphäre ihre Isothermen mit hinunter und bleibt so kalt genug, um sich spröde zu deformieren, sodass Erdbeben als Reaktion auf subduktionsbezogene Spannungen erfolgen. Die **abtauchende Platte** (der *Slab*) wird fortwährend aufgeheizt und vom Erdinneren absorbiert, während die überfahrende Platte verdickt wird. Da Subduktion die Aufnahme einer Platte in das Erdinnere beinhaltet, werden Subduktionszonen auch **destruktive Plattengrenzen** (*destructive plate boundaries*) genannt. Konvergente Plattengrenzen sind folglich Bereiche komplexer geologischer Prozesse, einschliesslich magmatischer Aktivität, krustaler Deformation und Gebirgsbildung. Die speziellen Prozesse, die entlang konvergenter Plattengrenzen aktiv sind, hängen vom Typ der Kruste ab, die in die Kollision der Platten einbezogen ist, ab.

Wegen der Versenkung und der nachfolgenden Aufheizung der Gesteine entsteht bei allen Arten von konvergenten Plattenrändern eine Vielzahl von regional metamorphen Zonen. Weiterhin gelangen mit den Sedimenten und den Kissenbasalten, die mit einer subduzierenden Platte versenkt werden, eine grosse Menge Wasser in die Tiefe. Wasser ist wichtig, weil es die Schmelztemperatur der Gesteine erniedrigt. Durch Entwässerung und eventuelles Aufschmelzen der abtauchenden ozeanischen Kruste entstehen Volatile, die nach oben weg diffundieren. Diese Volatile verursachen partielles Aufschmelzen des darüberliegenden Mantelkeils, wodurch Magmen generiert werden. Da sich die darüberliegende Platte nicht in Bezug auf die Subduktionszone bewegt, wird Magma kontinuierlich der überlagernden Platte, mehr oder weniger am selben Ort, hinzugefügt. Auf diese Weise entstehen Ketten von Vulkanen: der **magnetische Bogen** (*magnetic arc*). Die Sedimente, die auf der abtauchenden ozeanischen Platte abgelagert wurden, werden passiv zur Plattengrenze transportiert. Dort werden sie abgeschabt und im **Akkretionskeil** (*accretionary prism*) verformt und metamorphisiert. Tief entlang der Subduktionszone begrabene Gesteine erleiden eine Hochdruckmetamorphose. Überschiebungssysteme sind meistens synthetisch (= gleicher Bewegungssinn. Gegenteil ist antithetisch) zur Subduktionszone. Das graduelle Wachsen der Kontinente durch die Anlagerung von Magma und die Deformation der präexistente Kruste ist als **kontinentale Akkretion** (*continental accretion*) bekannt.



Querschnitt durch eine konvergierende Plattengrenze
nach Hamilton 1995 *Geological Society of London Special Publication* 81, 3–28

Eine wichtige Konsequenz ist die Polarität der Subduktionszonen, die der Asymmetrie des vollständigen Systems, mit unterschiedlicher Deformation und petrologischen Entwicklungen auf beiden Seiten des Plattenrandes entspricht. Diese Polarität wird in den geologischen Rekonstruktionen von alten tektonischen Systemen verwendet.

Magmatismus und Deformation finden über eine lange Zeit statt, so lange wie Platten sich annähern und die Subduktion andauert. Nach lang andauernder Konvergenz kann die subduzierte Platte lang genug sein, um ein Gewicht, das grösser als die lithosphärische Festigkeit ist, zu erreichen. Dann bricht die Lithosphäre und ein Teil der Platte trennt sich ab, um in die Asthenosphäre zu sinken und zu schweben. Dieses Ereignis ist bekannt als **Slab Break-off**. Wenn die abtauchende Platte lang und schwer, oder im Mantel verankert ist, kann sie schneller sinken als die Konvergenzrate. Dadurch wird sie steiler, was zu einer Migration der Biegung der Platte weg vom Bogen resultiert. **Rollback** beschreibt die zur offenen See gerichtete Migration der Rinne wegen der durch die Gravitation verursachten Zugkraft des Slabs, die Extension in der überfahrenden Platte verursacht.

Wenn die überfahrende Platte ozeanisch ist, kann die Richtung der Subduktion umgekehrt werden (sie kann umspringen, engl. *flip*), und die vorher überfahrende Platte fängt an subduziert zu werden, während der aufgegebenen Slab in der Asthenosphäre aufgesogen wird. Wenn jedoch die subduzierte Lithosphäre kontinental ist, hat sie aufgrund ihrer geringeren Dichte einen starken Auftrieb und kann deshalb nicht subduziert werden. Sobald eine solche Lithosphäre mit einer ebenfalls kontinentalen

Lithosphäre am Rand der oberen Platte zusammentrifft, entsteht aus der Subduktionszone eine **Kollisionszone**.

Nach der Kollision kann es sein, dass die Subduktion hinter dem Kontinent oder dem Bogen, der an der kontinentalen Hauptmasse **angekoppelt** (*docked*) wurde, weitergeht. Wenn die angekoppelten Platten klein sind, bleibt das Plattensystem ungefähr ähnlich und keine Änderung in den Plattenbewegungen ist nötig. Wenn aber die neue Subduktionszone weit entfernt von der Kollisionszone entsteht, werden neue Plattengrenzen erzeugt und eine globale Neuordnung der Plattentektonik findet statt.

Konvergenz kann vorkommen:

- Zwischen zwei ozeanischen Platten (z.B. Marianen, Aleuten).
- Zwischen einer ozeanischen und einer kontinentalen Platte (z.B. die Anden),
- Zwischen zwei kontinentalen Lithosphären (z.B. Alpen, Himalaja).

Die spezifischen Prozesse, die sich entlang konvergenter Plattengrenzen abspielen, hängen vom Krustentyp ab.

Die Prozesse und Strukturen, die in diesen Beispielen beschrieben werden, können auch auf andere Fälle übertragen werden.

Inselbögen: Plattenkonvergenz in intra-ozeanischen Bereichen

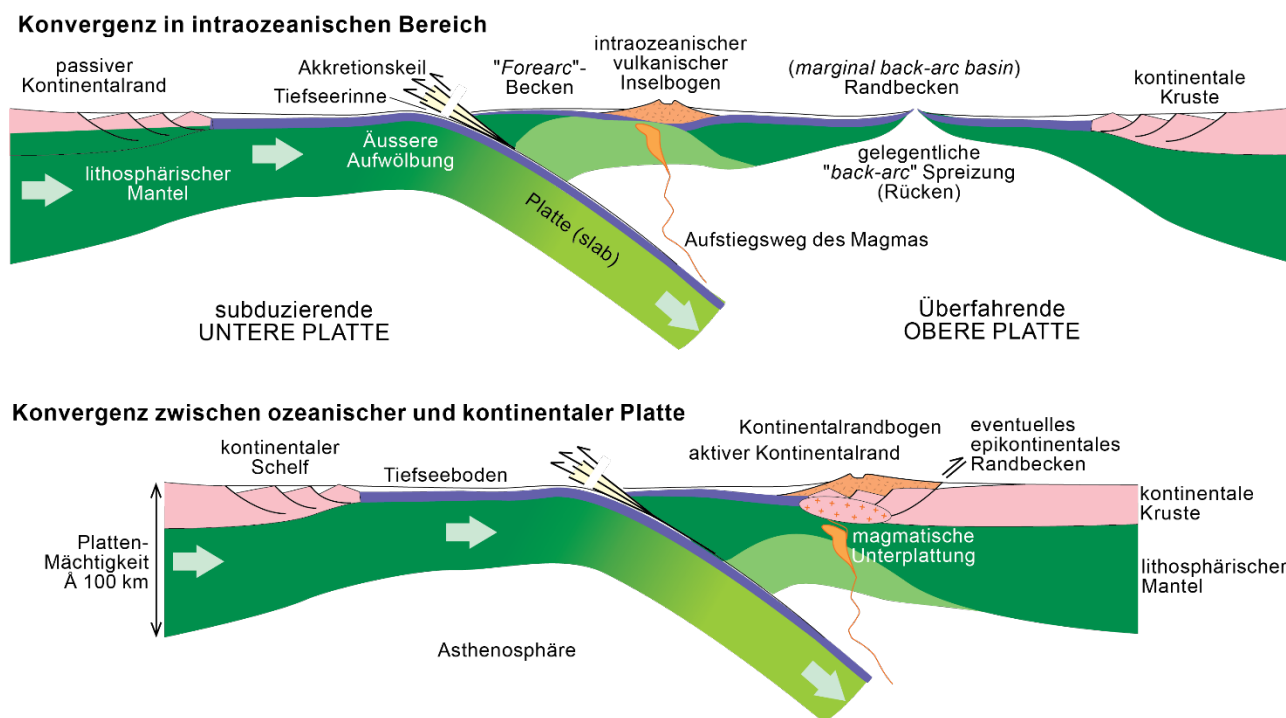
Wo zwei ozeanische Platten aufeinander treffen, wird die ältere allgemein unter die jüngere subduziert, da die ältere Platte kühler und dichter ist. Bei etwa 150 km Tiefe gibt die subduzierte Platte flüchtige Stoffe (meist H₂O und CO₂) frei, die das partielle Aufschmelzen des darüber liegenden asthenosphärischen Keils auslösen. Wegen der Auftriebskraft steigen diese heißen geschmolzenen Materiale geringer Dichte nach oben auf, durch die überfahrende Platte bis zur Oberfläche, wo Eruptionen eine Vulkankette bilden: den **vulkanischen Bogen** (*volcanic arc*). Zur gleichen Zeit, in der Vulkane entstehen, wird auch Magma an der Unterseite der Kruste akkumuliert, ein Prozess, der magmatic Underplating genannt wird. Diese Produkte von Intrusion und Extrusion tragen zur Bildung eines **magmatischen Bogens** (*magmatic arc*) parallel zur konvergenten Plattengrenze bei. Gewöhnlich ist der Magmatismus kalk-alkalisch (andesitische Laven und I-Typ Plutone).

Dieses konvergente System enthält vier wichtige Komponenten:

- **Inselbögen** (*island arcs*) bestehen aus teilweise unter Wasser liegenden und 50 bis 100 km breiten vulkanischen Gebirgsketten, die auf der überlagernden Platte auftreten, sich 60 bis 170 km über der Oberseite des Slabs befinden und etwa 150 km von der tatsächlichen Plattengrenze entfernt sind. Diese Beziehung würde auf eine systematische Rolle des Slabfallwinkels und der Konvergenzrate in der Bogenentwicklung und -Position hinweisen. Vulkanische Bogen sind konvex in Richtung zur subduzierenden Platte wegen der kugelförmigen Geometrie der Platten. Partielle Aufschmelzung der unterschobenen ozeanischen Lithosphäre und des überliegenden Mantels ergibt kalk-alkalisches Magma, welches in die obere Lithosphäre intrudiert oder sogar extrudiert und dabei den magmatischen Bogen nährt, solange die Subduktion weitergeht. Schöne Beispiele sind die Aleuten oder die Philippinen, die von Basalten und basaltischen Andesiten dominiert werden. Vulkanische Inseln können auch von SiO₂- und K₂O-ärmeren Inselbogentholeiiten (Marianen) aufgebaut werden. Die kontinentale Kruste ist nicht zwingend beteiligt (z.B. Aleuten), aber einige Inselbögen bildeten sich aus Stücken kontinentaler Kruste, die sich von einem nahen Kontinent losgelöst haben (z.B. Japan, Borneo). Die kontinentale Kruste ist leicht und widersetzt sich immer der Subduktion, sie überfährt die ozeanische Platte.
- Die **ozeanische Rinne** (*oceanic trench*) folgt an der Oberfläche der Grenze zwischen der abtauchenden und der überlagernden Platte. Die Rinne ist eine mehrere hundert Kilometer lange, schmale topografische Vertiefung des Meeresbodens. Sie markiert, auf der konvexen Seite, 50 bis 250 km vom Inselbogen entfernt, den Ort, an dem sich die **subduzierende Platte** (*slab*) zu biegen beginnt und nach unten taucht. Die Rinnen sind sehr tief, ca. 10 km Wassertiefe und ca. 100 km breit, weil der Slab die Platte nach unten zieht. Deshalb sind die Rinnen ein wichtiger Bereich der Sedimentation (**Rinnenfüllung**; *trench fill*), überwiegend turbiditisch, mit einigen pelagischen

Komponenten. Seismische Untersuchungen haben gezeigt, dass Tiefseerinnen eine charakteristische asymmetrische V-Form besitzen, wobei die steilere Seite der subduzierenden Platte gegenüber liegt. Die äussere **Aufwölbung** (*bulge* oder *outer swell*) ist eine einige hundert Meter hohe topografische Höhe auf einem ausgedehnten Bogen, der wahrscheinlich durch eine elastische Biegung der subduzierenden Platte verursacht wird, die stattfindet, wenn die Platte gebogen wird, um in die Asthenosphäre zu tauchen.

Allgemeiner schematischer Aufbau von Bogen Systemen an destruktiven Plattenrändern (es sind nicht immer alle Komponenten vorhanden)



Zwischen dem Bogen und der Rinne befindet sich der **Bogen-Rinnen-Spalt** (*arc-trench gap*) oder auch **Forearc**, dessen Breite stark vom Fallen der Platte abhängt. Das eher undeformierte Forearc-Becken nimmt hemipelagische und klastische Sedimente auf, die meistens vom Bogen geliefert werden. Das Forearc-Becken kann von einem dicken Keil unterlegt sein, der aus stark verformtem, vom Bogen geliefertem, klastischem Material besteht und verschuppt ist, mit Spänen der Rinne und ozeanischen Materials, das von der abtauchenden Platte abgeschabt wurde: der **Akkretionskeil** (*accretionary prism*). Der Akkretionskeil an der Front der überfahrenden Platte ist der Ort, an dem die grösste Krustendeformation an einer Subduktionszone entsteht. Er wird gebildet, während die sedimentäre Abdeckung der abtauchenden Lithosphäre nach und nach durch den äussersten Rand der überfahrenden Platte abgeschabt wird. Abgeschabte Sedimente werden nach und nach an der Unterseite in den Akkretionskeil eingebunden. Diesen Vorgang nennt man **tektonisches Unterplating** (*tectonic underplating*). Charakteristischerweise sind die Gesteine in einem Akkretionskeil durch zahlreiche gestapelte Überschiebungen, die mit der Subduktionszone synthetisch sind, zerbrochen. Die Überschiebungen laufen in einem Abscherhorizont an der Basis des Keils zusammen. Dieser Horizont ist die Grenze zwischen überschiebender und subduzierter Platte. In einigen Fällen ist die Deformation des Akkretionskeils so stark, dass jegliche stratigraphische Abfolge zerstört ist. Solche chaotischen Ablagerungen, die aus Millimeter bis Kilometer grossen Fragmenten in einer feinkörnigen sedimentären Matrix bestehen, werden als **Mélange** bezeichnet. Durch das tektonische Aufstapeln von Schuppen im Akkretionskeil entsteht eine strukturelle Höhe, die das Forearc-Becken auf der Ozeanseite begrenzt.

Der **Backarc-Bereich**, auf der anderen Seite des Bogens, erfährt Kompressions-, Extensions- oder Blattverschiebungsdeformation, abhängig von der Dynamik der Platten. Im einfachsten Fall wird

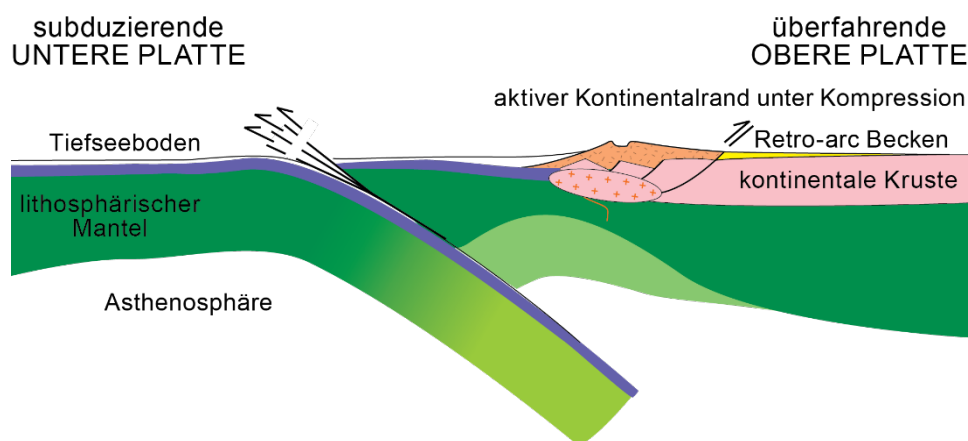
Ozeanlithosphäre hinter dem Inselbogen „eingefangen“ (z.B. die Beringsee hinter dem Aleuten-Bogen). Extension und daraus folgend die Entstehung eines neuen Ozeanbodens hinter dem Inselbogen (z.B. Philippinisches Meer hinter den Marianen-Bogen) in einem konvergenten System ist wahrscheinlich das Resultat einer komplexen Konfiguration der Konvektionszellen in der Asthenosphäre über der subduzierten Platte. Der Boden des Backarc-Beckens ist jünger als die subduzierte ozeanische Lithosphäre und verursacht, in Bezug auf den Kontinent, ozeanwärts gerichtete Migration des Bogens und seines Forearc-Bereichs. Die Extension wird auch durch das Rollback der Rinne unterstützt. Die Spreizung kann auch einen Teil des Bogens vom aktiven Bogen abtrennen. Es wird dann ein Becken zwischen dem abgestorbenen, **verbliebenen Bogen** (*remnant arc*) und dem aktiven Bogen gebildet. Abhängig von der Nähe zum Bogen sind die Sedimente vulkanoklastisch, pelagisch oder hemipelagisch. Das Gebiet der ozeanischen Kruste zwischen Inselbogen und dem Kontinent der oberen Platte wird **Randbecken** (*marginal basin*) oder **Backarc-Becken**, in dem sich alkaliner shoshonitischer Magmatismus entwickelt (Japanisches Meer), genannt.

Rinnen und Subduktionszonen: Plattenkonvergenz entlang von Kontinentalrändern

Wo ozeanische und kontinentale Platten konvergieren, widersetzt sich die leichtere, kontinentale Kruste der Subduktion in den Mantel und überfährt die ozeanische Platte. Infolgedessen sinkt die ozeanische Platte unter die kontinentale Platte, auf der ein kalk-alkalischer magmatischer Bogen wächst, ab. Ein **Batholith** ist aufgebaut aus einer Vielzahl grosser plutonischer Körper. Ein Gebirgsgürtel wird überwiegend durch thermische Mechanismen gebildet, die auf den Aufstieg einer Vielzahl von Magmen zurückzuführen sind. Fraktionierte Kristallisation von andesitischem Magma und teilweises Aufschmelzen andesitischer und kontinentaler Kruste erzeugt den SiO_2 - und K_2O -reichen Magmatismus, der eine Granit-Rhyolit-Folge definiert. Jedoch sind Andesite und Dacite die dominierenden Laven. Dieses tektonische System ist ein sogenannter **aktiver Kontinentalrand** (*active continental margin*). Das beste Beispiel für Subduktion am Rande eines Kontinents ist die Westseite von Südamerika. Die Subduktion der pazifischen Platte ist verantwortlich für die Entstehung der Anden. Der lineare vulkanische Gürtel befindet sich auf dem Kontinent, ca. 300 km von der Peru-Chile-Rinne entfernt. Ein synthetischer Überschiebungsgürtel mit mehreren Überschiebungen und entsprechenden Falten entsteht durch die Unterschiebung der ozeanischen Platte während der Subduktion.

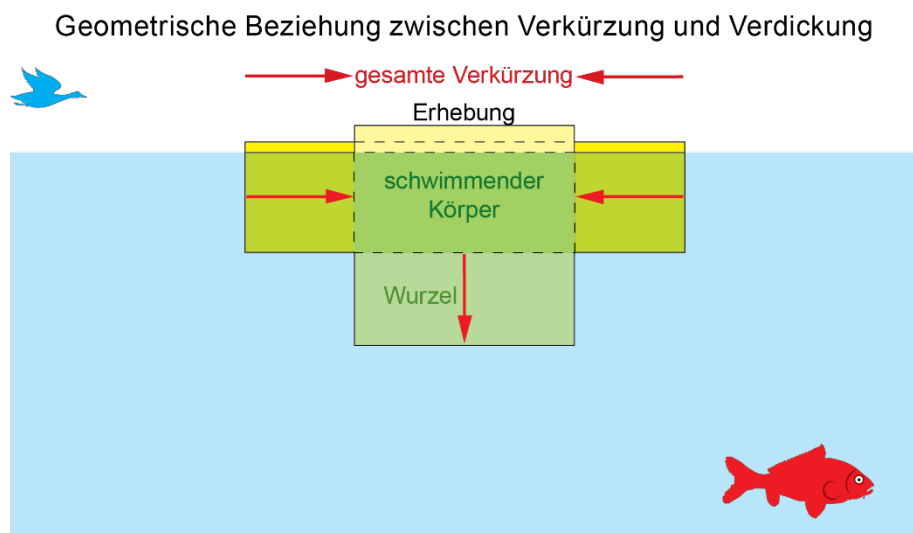
In seltenen Fällen resultieren Inselbögen aus der Subduktion einer kontinentalen Platte unter eine ozeanische Platte (z.B. Salomonen), d.h. einer Subduktion mit entgegengesetzter Polarität.

Retro-arc Becken kommen an Kontinentalrändern unter Kompression vor. Bewegungen an Überschiebungen transportieren Material vom Bogen weg und bauen es teilweise auf der kontinentalen Kruste auf, was eine Überlast auf der Platte erzeugt und zu Subsidenz führt. Grobkörnige terrigene Sedimente sind das übliche Füllmaterial.



Kollisionsgürtel: Plattenkonvergenz entlang von Kontinentalrändern

Die Schliessung eines Ozeans bringt zwei Kontinente zusammen. Anders als ozeanische Platten haben alle kontinentalen Platten zu viel Auftrieb, um über längere Distanzen in den dichteren, unter ihnen liegenden Mantel zu subduzieren. Wenn deshalb beide konvergierenden Platten aus kontinentaler Kruste bestehen, kann eine limitierte Subduktion von einer Platte unter die andere entstehen, doch dieser Prozess wird schnell behindert. Stattdessen werden beide kontinentalen Massen zusammengedrückt, verformt durch Überschiebungen und Falten, und schlussendlich zu einem einzigen Kontinentblock verschweisst. Diesen Vorgang nennt man **Kollision** (*collision*). Die intensivste Deformation und die grösste Hebung und infolgedessen die höchsten Berge, wie entlang des Himalaja, treten dort auf, wo zwei kontinentale Platten kollidieren.



Bedeutung der abgesenkten Wurzelzone im Vergleich zum erhöhten Relief

In Wirklichkeit ist die Verkürzung eng verbunden mit Verdickung, einfachheitshalber kann man sagen, dass hier die Verformung der kontinentalen Kruste volumenkonstant ist. Strukturelle Untersuchungen haben tatsächlich gezeigt, dass eine Platte sich so stark vertikal verdickt, wie sie horizontal verkürzt wird. Folglich ist ein Gebirgsgürtel, entstanden durch kontinentale Konvergenz, auch ein Gürtel mit verdickter Kruste. Die Plattentektonik lehrt uns, dass die Kruste auf dem Mantel schwimmt wie ein Eisberg im Meer: Der grösste Teil liegt unter Wasser. Ebenso reicht auch die verdickte Kruste tief nach unten — die Krustenwurzel. Der Dichteunterschied von Kruste zu Mantel verlangt 5 bis 7 km Krustenwurzel, um einen Kilometer Gebirgshöhe (ein topografischer Überschuss) auszugleichen. Oder anders gesagt: Ein Gebirge wächst 5 bis 7 Mal schneller in die Tiefe als in die Höhe! Folglich finden in Kollisionssystemen intensive Metamorphose und Eruptionsaktivität statt. Die Verdickung der schwimmenden Kruste und nachfolgende **Hebung** (*uplift*) schaffen eine hohe Topografie, den **Faltengebirgsgürtel** (*folded mountain belt*).

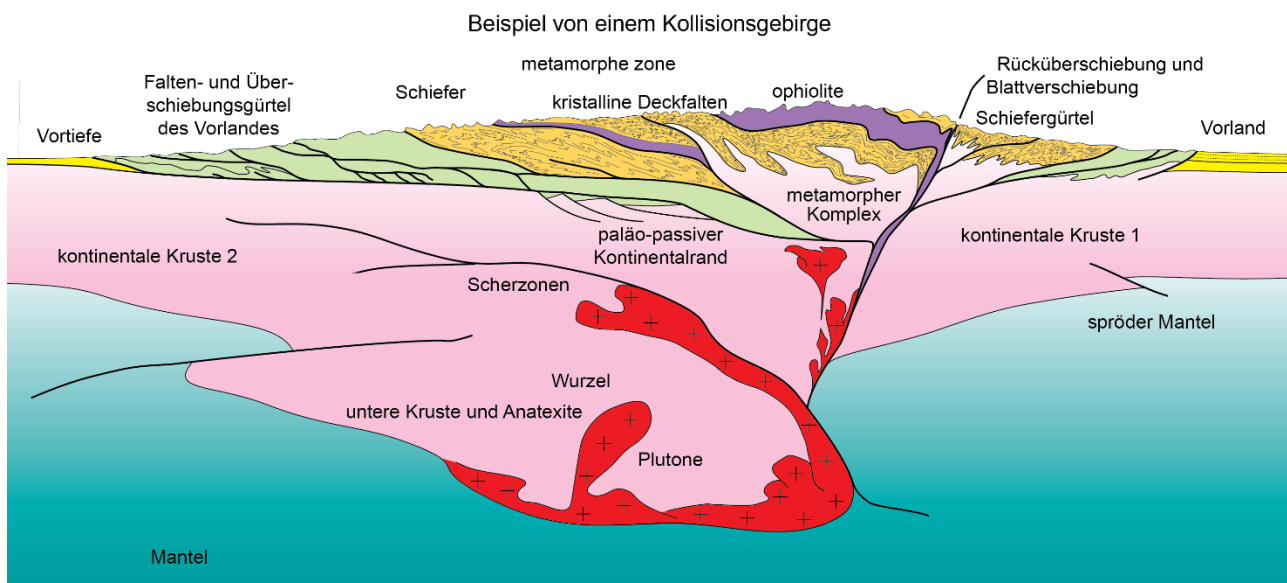
Zum Beispiel kollidiert im Fall des Alpen-Himalaja-Gürtels Eurasia im Norden mit Afrika und Indien im Süden. Im Normalfall nimmt man an, dass die Länge und Form eines solchen Gebirgszuges die Form der Kontaktzone der Platten, den Kollisionsbetrag und die Festigkeit der Lithosphärenplatten widerspiegeln. Starke Lithosphären bilden eher enge und hohe Kollisionsgebirge. Schwache Lithosphären produzieren breite und niedrige Kollisionssysteme.

Der Gebirgsgürtel wird auch zu einem Gebiet mit Erosion, und dies führt zu **Freilegung** (*exhumation*) von tiefliegenden Gesteinen und auch zur Auffüllung von sedimentären Becken.

Jeder Kollisionsgürtel besitzt seinen eigenen Charakter und viele alte Kollisionsgürtel zeigen die sukzessive Abfolge von Subduktion, Obduktion und Kontinent-Kontinent-Kollision. Jedoch sind einige Elemente allgemein:

- Die **Sutur** oder **Suturzone** (*suture* oder *suture zone*) ist die Kontaktzone zwischen den kollidierten und verkürzten Platten, und sie wird durch einen Gebirgszug markiert. Anhaltspunkte für die Erkennung von Suturzonen umfassen:

- (1): Ketten von Klippen mafischer und ultramafischer Gesteine in charakteristischer Assoziation, die **Ophiolite**, die die Reste des geschlossenen Ozeans darstellen. Die Akkretion von ozeanischer Lithosphäre am Rand einer kontinentalen Platte wird **Obduktion** (*obduction*) genannt.
- (2): Offensichtliche Fazieskontraste, die weit getrennte ursprüngliche Ablagerungsorte nahelegen; zum Beispiel stammen die mit dem Bogen in Verbindung stehenden Gesteine, die auf einer Seite der Sutur gefunden werden, von der überfahrenden Platte. Die Gesteine auf der anderen Seite der Sutur werden hauptsächlich vom passiven Kontinentalrand des subduzierten Kontinents geliefert.
- (3): Unterschiedliche paleomagnetische Geschichten.



- Der **metamorphe Kern** (*metamorphic core*) oder die Achse ist eine sehr komplizierte Zone, die sich häufig neben der Sutur befindet. Weil krustale Gesteine in Tiefen mit höheren Druck- und Temperaturbedingungen begraben werden, werden die tiefen Wurzeln der Gebirge metamorph und schmelzen sogar (was **Anatexis** genannt wird). Die Faltung und Überschiebungen, gleichzeitig mit metamorpher Umkristallisierung, sind durchdringend und dominieren im überfahrenen Kontinent. Krustale Einheiten können Hunderte von Kilometern als **allochthone Decken** (*allochthonous nappes*) transportiert werden. Überlappung von Krustenteilen (= überschobene dünne "Krustenschnitze") und **Akkretion** (*accretion*) (in diesem Zusammenhang als tektonischer Zusammenbau gemeint) von Gesteinen der einen Platte am äussersten Rand der anderen Platte sind allgemein mit Mitteldruckmetamorphose und folgendem Plutonismus assoziiert. Während ein Kontinent über den anderen geschoben wird, wird die Kruste einem horizontalen Kräftepaar ausgesetzt, das den Strukturen und dem resultierenden Gebirgssystem eine starke Asymmetrie (**Vergenz**, *vergence*) vermittelt. Normalerweise ist die Scherbewegung synthetisch zur kontinentalen Subduktion. Das Aufschmelzen krustaler Gesteine produziert Schmelzen mit granitischer Zusammensetzung, die in die obere Kruste aufsteigen. Peraluminöse S-Typ-Granite können ein Kennzeichen für Kollisionsgürtel sein. Diese Zone, in der Grundgebirge und krustale Gesteine intensiv verformt werden, wird auch **Hinterland** (*hinterland*) genannt. Hauptüberschiebungen trennen das Hinterland vom **Vorland** (*foreland*) entlang der Ränder der metamorphen Achse, in der das schwach verformte Grundgebirge verhältnismässig steif bleibt.

- Vorland-**Falten-und-Überschiebungsgürtel** (*fold-and-thrust belt*) werden aus Sedimenten, die von der orogenen Achse weg gestapelt und verdickt wurden, aufgebaut. Gewöhnlich wird die sedimentäre Bedeckung unabhängig von der Verkürzung im Grundgebirge verkürzt.
- Periphere **Vorlandbecken** (*foreland basin*) resultieren aus dem Herunterbiegen der Lithosphäre unter der Last, die durch seitliche Überschiebungen verursacht wird, sodass Material auf die Ränder der kollidierenden Platten hinzugefügt wird. Die folgende Subsidenz an den Rändern der Gebirgsgürtel bildet Becken, in denen das vom angrenzenden Gebirgsgürtel erodierte Material abgelagert wird (Molassebecken im Norden der Alpen, Ganges Becken im Süden des Himalajas). Die Sedimente widerspiegeln kontinentale alluviale Fächer, Überschwemmungsebenen und Flachlandumgebungen und werden zusammen **Molasse** genannt. Sie bilden gewöhnlich einen Keil klastischer Sedimente, der sich mit zunehmender Entfernung vom Gebirgszug verdünnt.

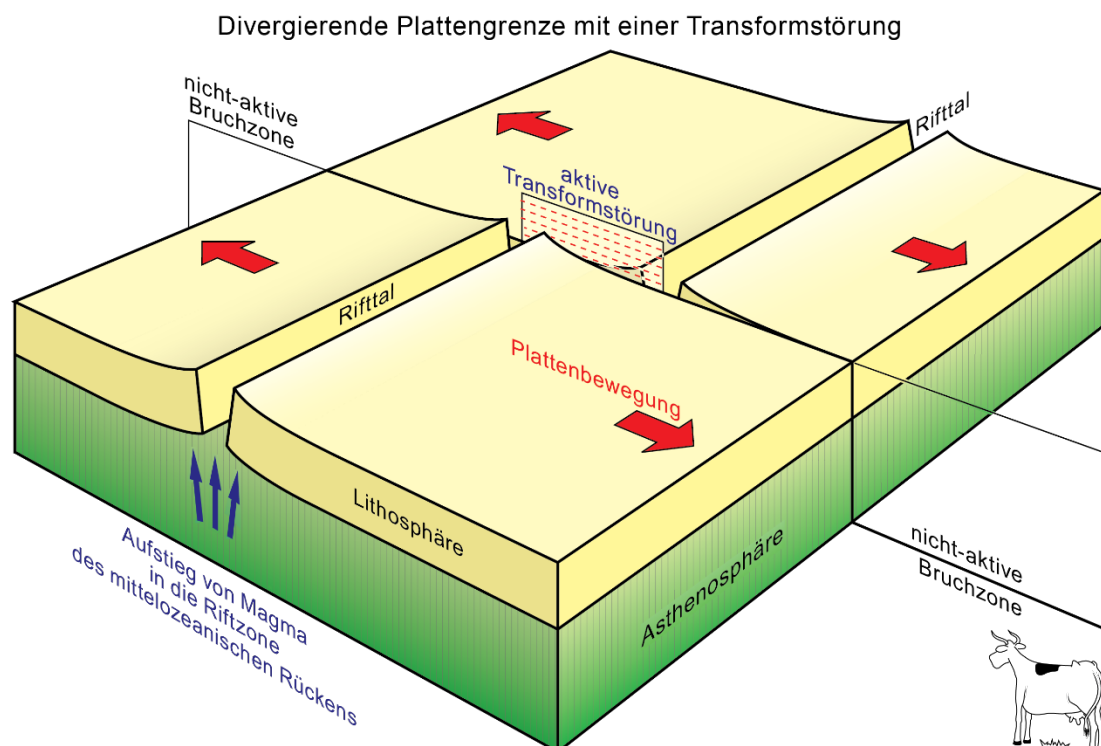
Herkunft von Gebirgen

Obwohl sich die Verformung auf Grenzregionen zwischen Platten konzentriert, kommen auch einige regionale Strukturen im Innern von Platten vor. Anscheinend geschieht dies durch tektonische Spannungsübertragung über weite Distanzen von den Plattengrenzen her. Dies ist der Fall in Asien, wo sich aus der Indien-Asien Kollision auf der asiatischen Seite der Suture ein breiter Gürtel komplexer Strukturen ergab. Verformung innerhalb von Platten fordert unsere Vorstellung von Gebirgsbildung und unser Verständnis für Spannungsausbreitung heraus.

- Gebirge entlang divergenter Plattengrenzen sind höher als das Landesinnere stabiler Platten wegen der heisseren und dadurch mehr Auftrieb besitzenden Lithosphäre, egal ob es sich dabei um neue Lithosphäre an den mittelozeanischen Rücken handelt oder um Lithosphäre erhitzt durch vulkanische Aktivität in den kontinentalen Rifts.
- Die höchsten Gebirge treten an konvergenten Plattengrenzen auf, in denen regionale Verkürzung mit thermischer Aktivität assoziiert ist, wie aus den metamorphen und magmatischen Gesteinen ersichtlich ist.

Blattverschiebungsgrenzen

Transformstörungen (*transform faults*) sind Zonen, in denen Platten aneinander vorbeigleiten, im Idealfall ohne Divergenz oder Konvergenz. Blattverschiebungen sind das erzeugte Hauptstrukturmerkmal.



Weil es kein Platzproblem gibt, wird an solchen Transform-Grenzen Plattenmaterial weder neu hinzugefügt noch zerstört. Demgemäss werden sie auch **konservierende Plattengrenzen** (*conservative plate boundaries*) genannt. Transformstörungen sind generell vertikal und parallel zur Richtung der Relativbewegung. Eines der klassischen Beispiele ist die San Andreas Störung, entlang der sich die pazifische Platte im Westen in Richtung Nordwesten relativ zur amerikanischen Platte im Osten mit einer Rate von ungefähr 5 cm/j bewegt. Kompression und/oder Extension entwickeln sich nur in kleinen, sekundären Gebieten, in denen die Transformstörung nicht genau parallel zur Richtung der relativen Plattenbewegung ausgerichtet ist.

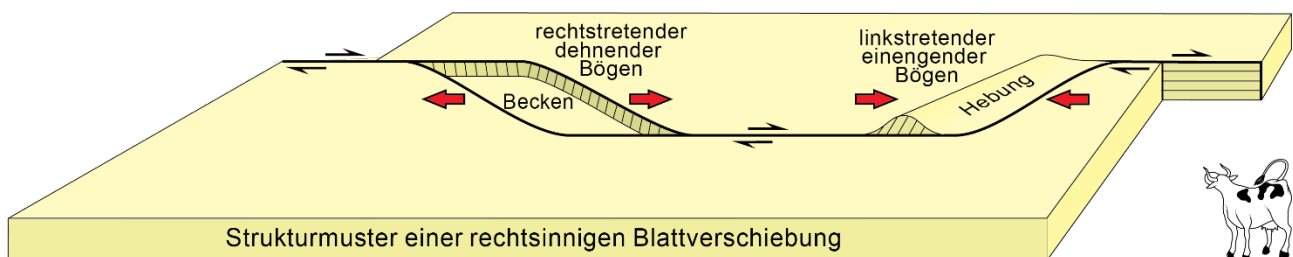
Die drei Haupttypen von Transformergrenzen sind:

- Rücken-Rücken Transformzone, die zwei Teile von divergierenden Plattengrenzen verbindet.
- Rücken-Trog Transformzone, die divergierende und konvergierende Plattengrenzen verbindet.
- Trog-Trog Transformzone, die zwei Teile von konvergierenden Plattengrenzen verbindet.

Steilstehende Horizontalverschiebungen und Scherzonen absorbieren die mechanischen Auswirkungen der Spannung, die die Reibung hervorruft. Charakteristischerweise haben die verformten Gesteine eine steilstehende Schieferung und subhorizontale Lineation.

Transform-Ränder

Transform-Rand oder **Strike-slip-Rand** (*transform/strike-slip margin*) sind meistens unregelmässig (gewunden). Die Bewegung der Platten ist jedoch in der Regel nicht einfach parallel, und lokal entsteht Kompression (Transformzone + Kompression = Transpression) und Extension (Transformzone + Extension = Transtension). An solchen Rändern bilden sich Becken mit steilen Bruchbegrenzungen und rhomboederförmigen Umrissen aus.



Eine der wichtigsten Eigenschaften dieser Becken ist, dass sie im Vergleich zu ihrer geringen Grösse sehr tief sind. Gegenüber anderen beckenbildenden Mechanismen erfolgt in diesem Fall die Subsidenz der Beckenböden sehr rasch (km in wenigen Ma) und die steilen Brüche schneiden sich tief in die Kruste ein. Ihre Form hängt vom Muster der Verwerfungen ab. Rauten-förmige **Pull-apart-Becken (Zerrbecken)** sind typisch für diese Situation (Totes Meer).

Rücken-Rücken Transformstörungen und Blattverschiebungen im Ozean

Keine divergente Plattengrenze hat eine glatte, ununterbrochene Spur; alle werden von Transformstörungen versetzt. **Bruchzonen** (*fracture zones*) sind ein charakteristisches, enges und topografisch paralleles Merkmal der Ozeane und die mittelozeanischen Rücken werden wiederholt daran versetzt, z.B. im Atlantischen, Pazifischen oder Indischen Ozean. Die Orientierung der Bruchzonen ist parallel zur Relativbewegung zwischen den zwei ozeanischen Platten, d.h. zur Spreizungsrichtung des ozeanischen Rückens. Die Divergenzbewegung am Rücken wird dort in eine **Horizontalverschiebungen** (*transcurrent fault*) "umgewandelt". Auf einer Karte lässt der scheinbare Versatz des mittelozeanischen Rückens vermuten, dass es sich um eine einfache Blattverschiebung handelt; aber die Störung ist nur im Bereich des versetzten Rückens aktiv, dort wo die relative Bewegung zum scheinbaren Versatz entgegengesetzt ist! Die Horizontalverschiebung endet an den Rücken und darüber hinaus bewegt sich alles gleich schnell in gleicher Richtung und kann als miteinander verbunden angesehen werden, wenn auch die nebeneinander liegenden Teile nicht das gleiche Alter aufweisen. Der Rücken wird durch die Horizontalverschiebung nicht weiter versetzt!

Rücken-Trog Transformstörungen

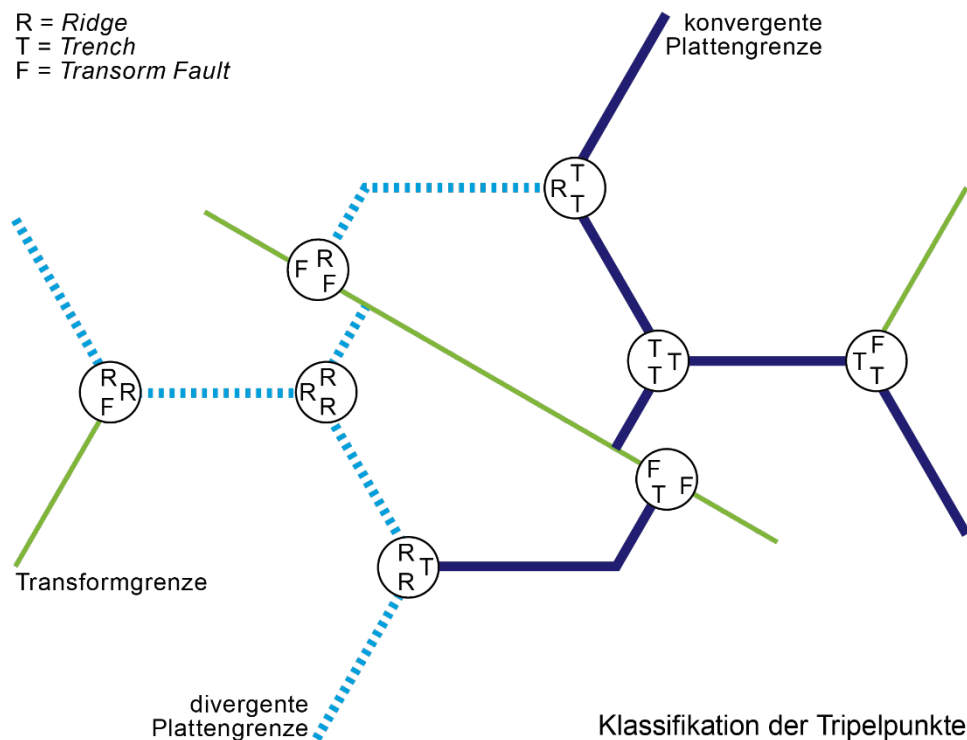
Die längsten Transformstörungen verbinden spreizende und konvergierende Plattengrenzen (Südamerika). Ein Spezialfall würde einen Rücken mit einem Gebirgsgürtel verbinden. Dieses ist der Fall für die Mittlerer-Osten-Verwerfung, entlang der sich das Rote Meer bildete und die das Spreizungszentrum des Roten Meeres mit dem N-Syrien-E-Türkei-Kollisionsgebirge verbindet.

Trog-Trog Transformstörungen

Trog-Trog-Transformstörungen sind selten (Alpine Fault in Neuseeland). Die Subduktionsrichtung wechselt über die Transformstörung hinweg. Eine Untereinheit von diesen Transformstörungen, die zwei konvergente Plattengrenzen verbindet, tritt auf den Kontinenten auf und verbindet zwei Gebirgssysteme. Ein klassisches Beispiel ist das Störungssystem, das das N-Pakistan-, Himalaja- und das Zagros-Gebirge im Iran verbindet. Eine weitere Unterart verbindet einen Graben und ein Gebirge (Javagraben - Osthimalaja). Auf jedem Fall sind Deformation und Metamorphose im kontinentalen Bereich wichtiger als im ozeanischen Bereich. Trog-Trog-Transformstörungen verbinden Segmente, in denen die Konvergenzraten unterschiedlich sein können. Als Folge solcher Transformstörungen kann sich die Länge mit der Zeit erhöhen.

Tripelpunkte

Plattengrenzen können nur auf eine einzige Art und Weise enden, in dem sie an eine andere Plattengrenze stossen; die Intersektion ist ein Tripelpunkt, an dem drei Platten aufeinandertreffen. Die Klassifikation der Tripelpunkte entspricht den möglichen Kombinationen der drei grundlegenden Typen von Plattengrenzen, wobei R für die Rücken (divergent) steht, T für Rinnen (konvergent) und F für Transformstörungen. Theoretisch können 10 Arten von Tripelpunkten bestehen: RRR, RRF, RRT, RFF, RFT, RTT, TTT, TTF, TFF, FFF. Tatsächlich haben konvergente Grenzen zwei mögliche Polaritäten, abhängig davon welche die überfahrende Platte ist, und Blattverschiebungsgrenzen können entweder dextral oder sinistral sein, die zwei Richtungen der lateralen Bewegung. Folglich gibt es fünf Konfigurationen von Plattengrenzen.



Da sich drei Platten an einem Tripelpunkt treffen, gibt es $5 \times 5 \times 5 = 125$ theoretische Möglichkeiten. Jedoch sind nur 16 davon kinematisch auf einem Sphäroid möglich, wovon 14 davon stabil genannt werden, weil sie ihre Geometrie beibehalten können, während sie sich über einen geologisch

bedeutenden Zeitraum entwickeln. Stabilität bedeutet, dass die Verzweigung ihre Form durch die Zeit beibehält. Der geforderte Zustand für Stabilität ist, dass die Summe der relativen Geschwindigkeitsvektoren der drei Platten null ist. Das heisst, dass die Addition der drei Geschwindigkeitsvektoren der Platten an einem Tripelpunkt ein geschlossenes Dreieck bilden muss. Nur sechs stabile Typen existieren in der aktuellen Plattentektonik (RRR, TTT, TTF, FFR, FFT und FRT). Nur RRR-Tripelpunkte sind für alle Orientierungen der Plattengrenzen beständig, aber werden abwandern, wenn die Divergenzrate auf den Rücken ungleich ist. Andere Tripelpunkte sind immer instabil, was Änderungen in ihrer Konfiguration erfordert, während sie entlang einer Plattengrenze abwandern.

Rücken assoziierte Tripelpunkte

Sechs grössere Rücken beherrschen die heutige Erde. Sie enden entweder gegen Blattverschiebungen, Rinnen oder an Tripelpunkten. Drei Rücken-Tripelpunkte (RRR) bilden den stabilsten Typ, wie in Rodriguez und im Galapagos. Andere Endpunkte umfassen RRT (Ostpazifischer Sockel und südöstlicher Indischer Ozean), RTT (keiner momentan aktiv), RFF (Owenbruch- Carlsberg Rücken) und RFT (südliches Ende der San Andreas Verwerfung). RRF-Tripelpunkte sind eine der zwei instabilen Arten.

Rinnen assoziierte Tripelpunkte

Tripelpunkte, die Rinnen enden lassen, umfassen RRT-, RTT- und RFT-Tripelpunkte und TTT (beide extremen Enden der Marianenplatte), TTF (Peru-Chile Rinne und westchilenischer Sockel) und FFT Tripelpunkte (westlicher Rand von Nordamerika).

Transformstörung assoziierte Tripelpunkte

Tripelpunkte, die Transformstörungen enden lassen, sind in den zwei vorhergehenden Paragraphen definiert worden. FFF-Tripelpunkte gehören zu den instabilen Konfigurationen von den 16 oben bereits erwähnten Tripelpunkten.

Achtung: Tripelpunkte migrieren entlang von Plattengrenzen, um die unterschiedlichen Geschwindigkeiten der drei Platten anzupassen.

Intra-Platten Deformation

Die Annahme, dass die tektonische Deformation an den Grenzen der steifen Platten konzentriert wird, ist eine anfängliche Näherung. Tektonische Spannungen können innerhalb der Platten weit übertragen werden, in denen dann fern wirkende Deformation auftreten kann. Erdbeben innerhalb einer Platte, obwohl weitaus weniger häufig als an Plattengrenzen, zeigen eine weit verbreitete tektonische Aktivität an. Die vertikalen Bewegungen, **Epeirophorese** genannt, sind mustergültig hierfür und dennoch nur indirekt in Verbindung dazu stehende Phänomene. Ausserdem sind andere Deformationsprozesse Antworten auf horizontale Plattenbewegungen.

Regionale Ausgleichsbewegung

Vertikale Bewegungen der stabilen Kratone sind die Antwort auf die Umverteilung der Massen auf der Erdoberfläche, die kurzfristig belastete und entlastete Bereiche produziert. Für Lasten grösser als 150-200 km versucht die Erde, einen Zustand des flüssigen Gleichgewichts beizubehalten: die Isostasie. Wenn das Oberflächenmaterial von einem Bereich entfernt und zu einem anderen umverteilt wird, erfährt die Landoberfläche unter dem entlasteten Bereich einen isostatischen Ausgleich und sinkt unter der beladenen Region ab. Die Umverteilung der Glazial-Last von Nordamerika und von Skandinavien ist möglicherweise der drastischste Beweis für diesen Prozess. Vor ungefähr 12.000 Jahren schmolzen ausgedehnte kontinentale Gletscher (> 3 km dick in Kanada, > 2,5 km dick in Skandinavien) und brachten weltweit ungefähr 110 m Schmelzwasser zu den Ozeanen zurück. Erhöhte und gekippte alte Küstenlinien und Terrassen, die spektakuläre Topografie der Fjorde und geodätische Messungen der andauernden Erhebung der Landoberfläche (über

1 m/100Jahr in beiden Kontinenten) dokumentieren eine ausgedehnte Aufwölbung der entgletscherten Bereiche. Berechnungen der globalen Eislast-Umverteilung schlagen eine konstante (Newton'sche) Mantelviskosität von 10^{22} Poise vor. Ein wichtiger Aspekt des **postglazialen isostatischen Ausgleiches** (*postglacial isostatic rebound*) ist seine globale Auswirkung, die nicht auf den unmittelbaren Bereich des Gletscher-Rückzugs eingeschränkt ist. Schmelzende Eisdecken entlasten nicht nur die unterliegende Kruste, sondern beeinflussen auch die Verteilung des Wassers in den Ozeanen der Welt. Die Reaktion der Erde auf diese Umverteilung von Massen resultiert in einem komplizierten Muster der relativen Bewegung von Land und Meer rund um Welt.

Abschiebungen in Kontinenten

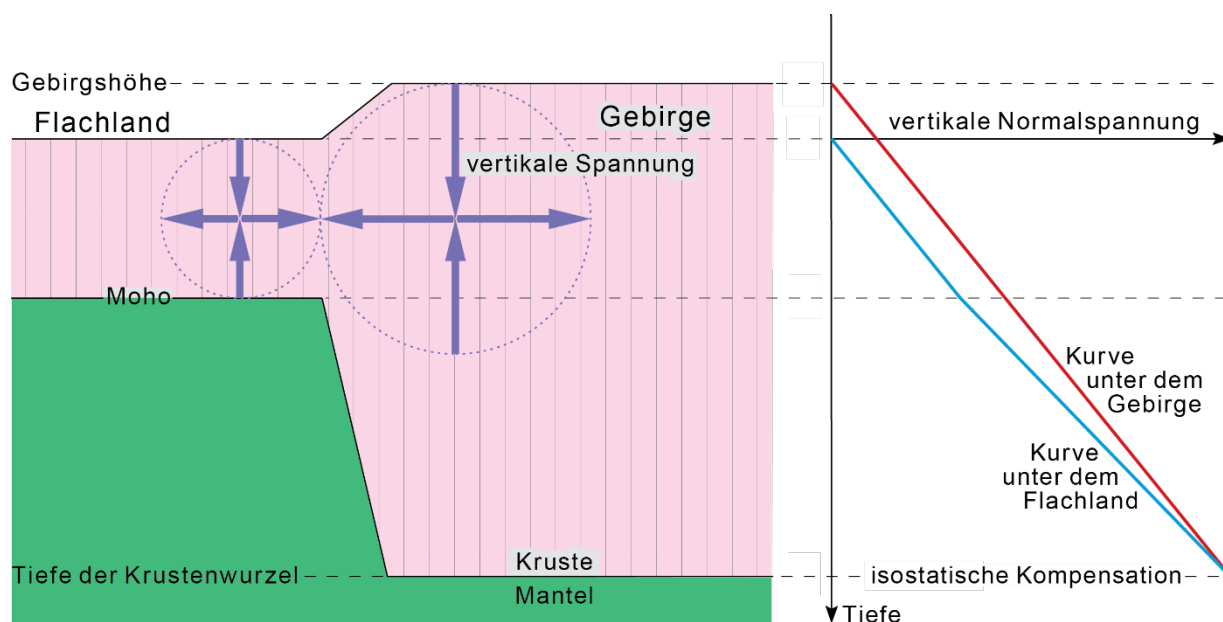
Tektonische Kräfte sind der Kern, um ein Gebirge aufzubauen, aber auch um es weiter zu erhalten. Forschungen in Tibet und in der Basin and Range Province der USA konnten belegen, dass verdickte kontinentale Kruste auch durch andere Kräfte, als die der Plattenbewegungen verformt werden kann.

Tibetisches Plateau

Die asiatische Tektonik wird von der Konvergenz mit Indien dominiert. Frühe känozoische Kontinentkollision (vor 50 Ma) ist verantwortlich für die ungleichmässige Nordwärtsbewegung von Indien, wobei sich die Konvergenzrate schnell von 10 cm/Jahr auf 5 cm/Jahr verlangsamte. Die fortgesetzte N-S Konvergenz (heute noch 5 cm/Jahr) resultiert im Himalaja, einem aktiven Kollisionssystem. Ein Merkmal dieser Kollision ist die immer noch aktive Krustenüberschiebung Tibets auf Indien und das tibetische Plateau.

Das tibetische Plateau existiert nur wegen der Krustenverdickung anschliessend an die immer noch aktive kontinentale Verkürzung. Wie auch immer, rezente Verformung im tibetischen Plateau stimmt nicht mit der Verkürzung überein.

Herdflächenlösungen von Erdbeben, quartäre Störungen und Beckenbildung zeigen eine Kombination von Blattverschiebung und Abschiebung, die für eine E-W-Extension sprechen. Diese Extension ist auch die Ursache für den spektakulären N-S-Graben. Demzufolge wird die obere tibetische Kruste flächenmässig immer grösser, bei abnehmender Mächtigkeit.



Extension und anschliessende Krustenverdünnung in einem Gebiet unter Kompression, in dem eigentlich Überschiebungen und Falten erwartet würden! Dies löste die Idee aus, dass als Reaktion auf die kontinentale Konvergenz und ihre Krustenverdickung ausgedehnte Extension stattfinden kann. Ein Paradoxon, das behauptet, Extension sei, im Umfeld von allgemeiner Verkürzung, ein Teil des Gebirgsbildungsprozesses. Berge besitzen ein selbstzerstörerisches Verhalten (= Extension).

Die Eigenschaften der kontinentalen Lithosphäre, wie Dichte und Rheologie, können dieses mechanische Verhalten erklären.

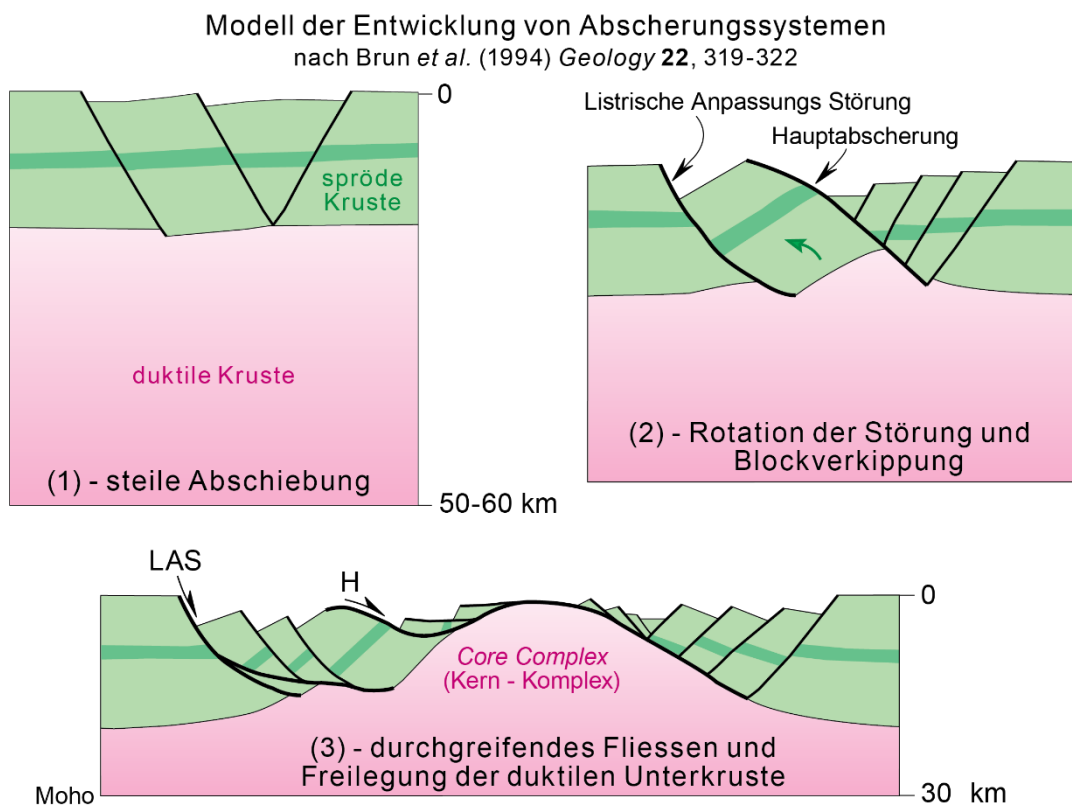
Bei Betrachtung der Isostasie zeigt sich, dass der Druck in der Kruste unter dem dicken Gebirge grösser ist als in gleichen Tiefen unter dem angrenzenden Vorland. Dieser grössere Druck in der Bergregion presst die Gesteine in Gebiete niederen Drucks.

Ein weiterer Punkt ist die lokale Erwärmung der tiefliegenden Gebirgswurzel. Die Festigkeit vom Gestein ist abhängig von der Temperatur, somit ist die Möglichkeit des Fließens für die tiefe Kruste erhöht (*thermal softening*), speziell dann, wenn grosse Mengen von granitischer Schmelze gebildet werden, wie das der Fall im südlichen Tibet ist. Dort entstanden mehrere Gürtel aus Leukogranit.

Thermisch entspannte hohe Berge erreichen in ihren tiefsten Wurzelbereichen Temperaturen weit über der Festigkeitsgrenze des Gesteins. Die Kräfte erreichen extreme Werte. Weil das Gebirge seitlich gegen das flache Vorland hin ausweichen kann, kommt es zu diesem Kollaps und seitlichem Ausbreiten unter dem eigenen Gewicht (der gravitativ potenziellen Energie), sobald es die kritische Mächtigkeit erreicht hat. Diese Entwicklung von einem festen Körper zu einem weichen, fließenden, wurde von französischen Geologen als „l'effet Camembert“ bezeichnet. Dieser ausgezeichnete gute Käse, auf dem Tisch liegengelassen, fließt seitlich weg, wenn er reif wird. Ein verdicktes und reifes Gebirge wie im Tibet ist schwach, weil es heiss ist. Darum kann es seitlich weg fließen. Das seitliche Ausbreiten der tiefen Wurzel verursacht Extension der oberen Kruste und vermindert die durchschnittliche Dicke der Kruste. Dieser Prozess verhindert, abhängig von verschiedenen Bedingungen, dass Berge höher als ungefähr 10 km werden.

Basin and Range Province

Die „Basin and Range Province“ in Nevada (den westlichen USA) und dem nördlichen Mexiko ist ein modernes, kontinentales System regional verteilter Abschiebungen und damit verbundener Blattverschiebungen. Extension führte zur Bildung von ungefähr 150 linearen und parallelen Horst- und Graben-Strukturen.

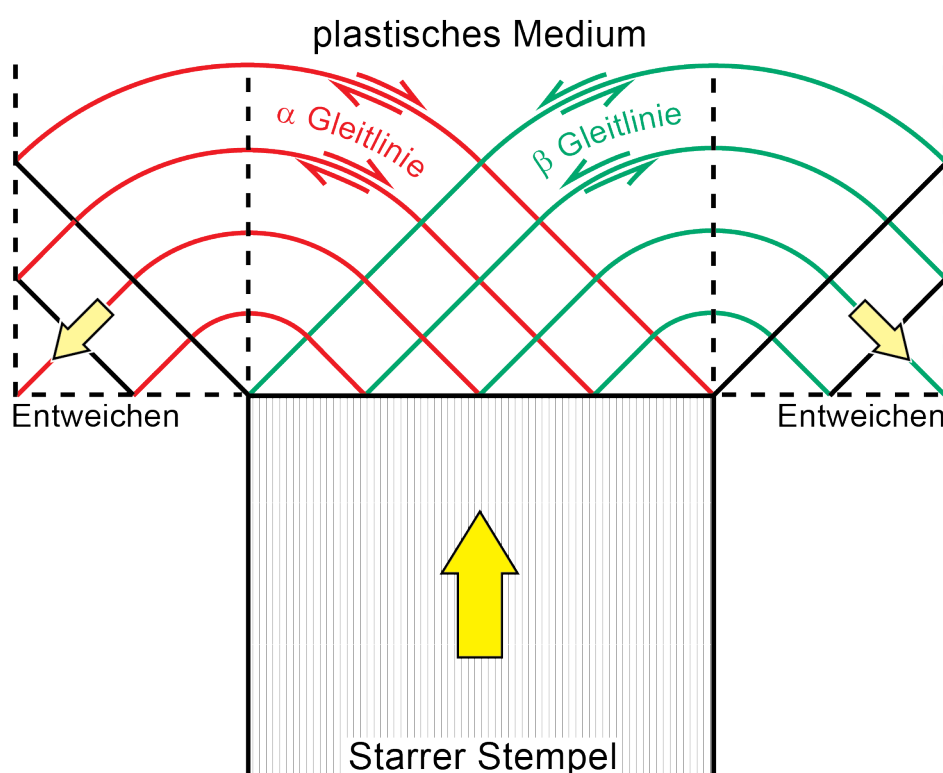


Die Horste ragen bis zu 4000 m Höhe hinauf und alternieren mit Gräben, z. B. dem Death Valley, welche zumeist mit Erosionsmaterial der angrenzenden Horste aufgefüllt sind. Die Abschiebungen

fallen an der Oberfläche mit ca. 60° ein, tiefer unten werden sie von flacheren **Abscherhorizonten** (*detachments*) abgeschnitten oder sie verbinden sich mit ihnen. Oligozäne und Miozäne Sedimentschichten sind durch die Bewegung am Abscherhorizont stark rotiert. Extrem grosse Extension hat lokal die flacheren Lagen abgestreift und Gesteine, die ursprünglich bis zu 20 km unter dem Abscherhorizont waren, sind nun aufgeschlossen. Diese Erscheinungen nennt man **metamorpher Kernkomplex** (*metamorphic core complex*). Sie besitzen eine flach einfallende Schieferung, wurden stark mylonitisiert und später kataklasiert. Dies spiegelt den Übergang von duktiler zu spröder Verformung während der Entlastung und Abkühlung durch das Aufsteigen tieferer Gesteine an Abschiebungen wider. Stark-differenzierte Eruptivgesteine sind reichlich vorhanden, aber die typischen Suiten sind bimodal, zwischen tholeiitischen oder kalk-alkalischen Basalten und Andesiten und sauren, häufig Na-haltigen Gesteinen, im Allgemeinen Rhyoliten und Obsidian. Die Basin and Range Province wurde um den Faktor 2 gestreckt, aber sie besitzt immer noch eine Krustenmächtigkeit von 25 bis 30 km. Daraus lässt sich ableiten, dass sie einst ein Gebirge mit mindestens 2 Mal so dicker Kruste wie heute war, etwa so wie der jetzige Zustand in Tibet, bevor die Extension vor etwa 20 Ma begann. Mit dieser Argumentation lässt sich zeigen, dass Tibet und die Basin and Range Province, je ein Beispiel für das Anfangs- und Endstadium eines syn- bis postkonvergenten Ausdünnungsprozesses einer Orogenese ist.

Verteilte Blattverschiebungen in den Kontinenten

Anhaltende Konvergenz zwischen zwei kollidierten Kontinenten kann mehr Verkürzung benötigen, als ein Gebirgssystem aufnehmen kann. Dann kann die Deformation in die Kontinente hinein propagieren und die Verkürzung durch kontinentale Extrusion (*continental extrusion*) angepasst werden. Intrakontinentale Deformation vollzieht sich durch das Bewegen von grossen kontinentalen Blöcken entlang von Blattverschiebungen.



Dieses Konzept wurde entwickelt, um die aktive Tektonik von Asien zu erklären. Seit der Kollision ist Indien ungefähr 2000 km in Asien eingedrungen. Im Moment beträgt die Konvergenzrate 2 bis 5 cm/Jahr. Um diese Grössenordnung von Verkürzungen zu verstehen, wurde eine Analogie von der Indentationstheorie, die Maschinenbauingenieure entwickelt haben, abgeleitet. Die Theorie sagt

mathematisch für einfache Form eines Plastikmediums und eines Indenters eine bestimmte Konfiguration von Bruchlinien voraus, die sogenannten Gleitlinien (*slip lines*).

Die mathematische Lösung definiert zwei Familien von normalerweise gebogenen Gleitlinien, die α - und β -Linien genannt werden. Sie entsprechen jeweils rechtssinnigen und linkssinnigen Bewegungen. In Bezug auf Asien ist Indien der rigide Indenter, der weit in das rigid-plastische Asien eingedrungen ist. Das Modell sagt die Biegung und die Richtung der Bewegung an den aktiven Hauptverwerfungen von Asien voraus (wie den Herat, Kunlun, Altyn Tagh- und Roter-Fluss-Störungen). Diese Störungen sind ungefähr parallel zu den α - und β -Linien, wie das Modell vorhersagt. Folglich konnten, in Analogie zum Modell, 500 km oder vielleicht sogar 1000 km Konvergenz zwischen Indien und Eurasia durch seitliche Bewegungen, d.h. durch Entweichen (*escape*) der stabilen Blöcke, kompensiert werden.

Dieses Konzept wurde auch durch analoge Modelle weiter gefestigt: Die Apparatur beinhaltet einen Block von Plastilin. Dieser wird durch einen steifen Indenter, der mit einer konstanten Geschwindigkeit vorrückt, deformiert. Bei geradlinigen Identationsexperimenten ist die resultierende Deformation asymmetrisch. Die Rotation und das Entweichen von verdrängten (*extruded*) Blöcken erfolgen entlang von α - und β -Gleitlinien. Die Grösse der Blöcke ist abhängig von der Breite des Indenters und von der Breite des Plastilinblockes. Das Modell des *continental escapes* zeigt auffallende Ähnlichkeiten zu den tektonischen Gegebenheiten in Ostasien. Insbesondere erklärt es, wieso grosse Teile des heutigen Südostasiens sich entlang von Blattverschiebungen bewegen, um Raum für das nach Norden vorrückende Indien zu machen. Die geometrische Übereinstimmung zwischen der Vorhersage von solchen Modellen und der Tektonik in Asien indiziert, dass Bruchbildung der dominierende Modus ist, um die Deformation in der kontinentalen Lithosphäre zu verteilen. Die Ausbreitung der Störungen vereint intrakontinentale Deformation und Plattentektonik.

Mantelfahnen und Hotspots

Die linearen Ketten von erloschenen Vulkanen, die man innerhalb der Platten auf dem Meeresgrund findet, sind unabhängig von den Plattengrenzen. Sie werden durch riesige und lokalisierte Säulen von heissem Mantelmaterial, sog. Mantelfahnen (*mantle plumes*), produziert. Grosse, aktive Vulkane, die *hotspot* (heisse Flecken) genannt werden, repräsentieren die Lage des Hotspots an der Stelle, wo die Oberseite der Mantelfahnen die überliegende Platte bis zur Erdoberfläche durchbohrt. Die aseismische lineare Kette von erloschenen Vulkanen deutet an, dass die Mantelfahnen stationäre Objekte sind, über welche sich die Platte hinwegbewegt. So entsteht eine Reihe von vulkanischen Zentren. Typischerweise ist die magmatische Aktivität umso älter, je weiter die Zentren vom Hotspot entfernt sind. Die sog. Hotspot-Spur (*plume trace*) bildet auf ozeanischen Platten eine Kette von nach und nach kleineren Inseln und Seebergen (*seamounts*), wobei die ältesten Vulkane unter Wasser sind. Die Mantelfahnen steigen von grossen Tiefen innerhalb des Mantels (der Ursprung ist nahe der Übergangszone zwischen unterem und oberem Mantel, der sogenannten 670 km-Diskontinuität, oder sogar tiefer, möglicherweise an der Kern-Mantelgrenze ca. 2900 km tief), zur Unterseite der Lithosphäre auf. Die Aufwärtsbewegung der heissen Asthenosphäre (d.h. über 200 °C heisser als normal), die aufgrund der Temperatur eine geringere Dichte hat und niedriger viskos ist, produziert mehr als 1000 km breite und 1000 bis 2000 m hohe topografische Dome. Die vulkanischen Zentren befinden sich meist in der Mitte dieser Dome. Das aufgrund der Druckentlastung und der Wärmeadvektion teilweise Aufschmelzen führt zu ungewöhnlich grossen Volumina von Magma. Die Laven, die an der Oberfläche ausfliessen oder in der obersten Kruste intrudieren, sind im Wesentlichen tholeiitische und alkalische Basalte.

Die Hawaii-Inseln sind der bekannteste Fall von Intraplatten-Vulkanismus. Die riesigen Vulkane, die hauptsächlich aus sub-alkalischen und alkalisch-tholeiitischen Basalten, ozeanische Inselbasalte (OIB) genannt, bestehen, sind ausgehend von der Tiefsee-Ebene aufgebaut, sodass pyroklastische Gesteine nur im obersten Teil des vollständigen Stapels auftreten, wo Eruptionen nahe am Meeresspiegel stattfanden. Die späten Stadien beinhalten die Eruption der stärker differenzierten Magmen, wenn die trachytischen Gesteine allgemein als Dome und parasitische Kegel entwickelt sind. Die erloschenen, abgewanderten Vulkane (die Emperor Seamount-Kette) versinken im Meer,

weil sie nicht mehr durch leichtes Magma unter ihnen angehoben werden. Die Subsidenz einer linearen Kette von alten Vulkanen ist im Einklang mit einem Modell, in welchem sich die Platten über einen verhältnismässig örtlich festgelegten Mantel bewegen .

Mehr als 120 Hotspots sind in der Welt bekannt. Der älteste Hotspot auf einer ozeanischen Platte (Kerguelen) ist für mehr als 110 Millionen Jahre aktiv gewesen.

Hotspots sind auf den kontinentalen Platten (Yellowstone) weniger häufig und können für Rifts verantwortlich sein (Afar), indem sie das Aufbrechen der Kontinente initiieren (sehen Sie den Absatz über aktives Rifting und Aulakogene an). Infolgedessen überrascht es nicht, Mantel Plumes an divergenten Plattengrenzen (Island) sowie auch innerhalb der Platten zu finden.

Viele Hotspot Spuren fangen mit einem Flutbasalt (*flood basalt*) oder einer grossen Eruptivprovinz an. Vulkanische Volumina und Altersdaten zeigen, dass diese Flutbasalte und Provinzen während kurzer Zeit sich mit viel höheren Eruptionsraten bildeten, als die Raten, die an den heutigen Hotspots gefunden werden. Beispiele für kontinentale Flutbasalte schliessen die Dekkan Traps (verbunden mit dem Réunion-Hotspot) und die Paraná-Basalte mit ein (verbunden mit dem Tristan da Cunha-Hotspot).

Intraozeanische basaltische Plateaus (intraozeanische Plateaus, *oceanic plateaus*) sind im Umfang und im Volumen vergleichbar mit den Flutbasalten. Die Aktivität der Mantel plumes scheint innerhalb der Kontinente nur auf alkalischen Magmatismus und Kimberlite begrenzt zu sein, wie man in Afrika und in Nordeuropa sieht.

Nach der Identifizierung der linearen Vulkanketten konnte gezeigt werden, dass die relativen Bewegungen zwischen den Hotspots ca. 10-mal kleiner sind als die relativen Plattenbewegungen. Bis jetzt haben wir nur relative Plattenbewegungen betrachtet, weil es keine Weise gab, die Positionen der Platten an den Mantel zu binden. Eine Methode, die diese Beziehung herstellt und somit absolute Plattenbewegungen bestimmt, nimmt an, dass Hotspots örtlich fixiert bleiben. Bedeutende Änderungen in den Hotspot-Lineamenten wie die 60°-Biegung zwischen der NW-streichenden Hawaiikette und den fast Nord-Süd verlaufenden Emperor Seamounts passen jedoch nicht zu den paläomagnetischen Informationen. Sie könnten die Bewegung des aufsteigenden Mantels statt einer Änderung in der Plattenbewegung anzeigen.

Allgemeine Schlussfolgerungen

Wiederholtes Zusammenschliessen, nachfolgendes Auseinanderbrechen und Verbreitung der kontinentalen Lithosphäre haben die Dynamik der Erde und die Oberflächenprozesse seit dem Archaikum tiefgreifend beeinflusst. Wenn wir die heutige Plattenkonfiguration betrachten, lernen wir, dass Orogengürtel hauptsächlich entlang oder nahe den Plattengrenzen vorkommen. Wenn Kontinente konvergieren und zusammenstossen, entstehen Gebirge, in denen die Kruste an Oberfläche verliert und die Mächtigkeit zunimmt. Überschiebungssysteme bilden sich bei oder in der Nähe von aktiven konvergenten Plattengrenzen. Wenn sich Kontinente teilen, bilden sich Abschiebungen, während krustale Gesteine eine Streckung und ein Verlängern durchmachen, bis sich ein neuer Ozean bildet.

Kontinente sind mehr als 20-mal älter als die älteste ozeanische Lithosphäre. Dieser enorme Unterschied bedeutet, dass jeder einzelne Kontinent wahrscheinlich durch einige Zyklen der Bildung und der Zerstörung einer ozeanischen Lithosphäre (sogenannte Wilson-Zyklen) beeinflusst worden ist. Die vielen Strukturen, die mit jedem Zyklus verbunden sind, und folglich die Geometrie der alten Platten, sind in den Kontinenten gespeichert worden. Nur sorgfältige Feldstudien können das lange Leben der Erde aufklären.

Das Studium der Strukturen ist wesentlich für das Verständnis, wie Krustengesteine auf physische Prozesse, die über lange Zeit wirken und die nicht direkt beobachtet werden können, reagieren. Körner- bis kontinentgrosse Krustengesteinskörper wurden im Dialog mit den Erdkräften versetzt, rotiert, gehoben und intern verformt. Strukturen wie Brüche, Klüfte, Falten und Lineationen sind so stark verbreitet, weil die Gesteine, worin die Strukturen sind, ihre Grösse und/oder Form und/oder Lage ändern mussten. Strukturgeologen erkennen, beschreiben und messen die Orientierung solcher

Deformationsstrukturen ein, um auf die Versetzung, Rotation und Verzerrung solcher Gesteine rückschliessen zu können. Wenn diese Informationen in theoretische und experimentelle Konzepte integriert werden, können wir die Art der Krustenverformung analysieren. Detaillierte Analysen von Strukturen haben nämlich gezeigt, dass die Geometrie und Symmetrie der Verformungsstrukturen von Gesteinen die Geometrie und Symmetrie der für die Verformung verantwortlichen Kinematik und Dynamik widerspiegeln.

Konvergente Plattengrenzen sind folglich Bereiche komplexer geologischer Prozesse, einschliesslich magmatischer Aktivität, krustaler Deformation und Gebirgsbildung. Die speziellen Prozesse, die entlang konvergenter Plattengrenzen aktiv sind, hängen vom Typ der Kruste, die in die Kollision der Platten einbezogen ist, ab.

Die Umverteilung der krustalen Lasten durch Sedimentbildung, Erosion und Bruchbildung ist in der Geologie grundlegend. Sedimentäre Ablagerung vergrössert offenbar thermomechanische Senkung während der Bildung von sedimentären Becken und während der Entwicklung der passiven Kontinentalränder. Die Grösse der krustalen Belastung während des Gebirgsbildungsprozesses wird als Hauptfaktor in der Entwicklung der sedimentären Becken erkannt, die sich entlang der Frontseiten der Gebirgsgürtel bilden (Vorlandbecken). Die Natur der Beckensubsidenz zu verstehen ist wichtig, da Becken einen Grossteil der Kohlenwasserstoff-Vorräte der Welt enthalten.

Empfohlene Literatur

<http://pubs.usgs.gov/publications/text/understanding.html>

<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html>

<http://www.scotese.com/earth.html>

Frisch W., Meschede M. (2007) *Plattentektonik: Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung*. Primus, Darmstadt, 196S.