

Extensionssysteme

Tektonik-WS2011

Educational Material

Author(s):

Burg, Jean-Pierre

Publication date:

2011

Permanent link:

<https://doi.org/10.3929/ethz-a-007204575>

Rights / license:

[In Copyright - Non-Commercial Use Permitted](#)

EXTENSIONSSYSTEME

EXTENSIONSSYSTEME - WO?

Divergente Plattengrenzen sind Zonen, in denen sich Platten in zwei oder mehrere kleinere Platten trennen und auseinanderdriften, und Extension ist das dominierende Spannungsfeld. Um diese Trennung aufzunehmen, bilden sich hauptsächlich Abschiebungen und sogar offene Spalten, wo Krustengesteine gestreckt, gebrochen und gedehnt werden. Die Lithosphäre wird ausgedünnt und es kommt zur **Aufwölbung** (Aufströmung, *upwelling*) des Mantels unter der Kruste. Gleichzeitige Druckentlastung führt im Mantel zu partieller Aufschmelzung und Bildung von basaltischen Magmen. Die Magmen dringen in die Spalten ein und können auch als Spalteneruptionen extrudieren. Der basaltische Magmatismus an der Achse des **Rückens** (*ridge*) erzeugt beim Auseinanderdriften der Platten neue ozeanische Lithosphäre; dieser Prozess wird **Spreizung des Meersbodens** (*seafloor spreading*) genannt. Divergente Plattengrenzen sind einige der aktivsten vulkanischen Gebiete der Erde. Dieser Vorgang ist von solcher Bedeutung, dass während der letzten 200 Ma mehr als die Hälfte der Erdoberfläche durch vulkanische Aktivität an divergenten Plattengrenzen entstanden ist.

Die allgemeine lithosphärische Rheologie kontrolliert die Entwicklung der grossräumigen Extensionstrukturen, die wie folgt klassifiziert werden können:

| Kontinentale Lithosphäre | |
|---------------------------|---|
| enge Riftsysteme | ostafrikanisches Rift, Rheingraben, Nordsee |
| breite Extensionssysteme | Basin und Range Provinz |
| passive Kontinentalränder | Bucht von Biskaya |
| Ozeanische Lithosphäre | |
| junge ozeanische Becken | Rotes Meer, Golf von Suez |
| mittelozeanische Rücken | Mittelatlantischer Rücken |
| Back-arc basins | Philippinen |

Im Hinblick auf die Plattentektonik befinden sich Extensionssysteme an:

- konstruktiven Plattengrenzen (ozeanische und kontinentale Riftzonen)
- destruktiven Plattengrenzen (*back-arc* Becken, Randbecken)
- intrakontinentalen Regionen (Rifts und Extensionsbecken).

Kleinere Extensionsszenarien sind Gravitationskollaps verdickter Kruste und kontinentaler Ränder, und lokale Streckung auf Grund von Magma- und Salzdomen.

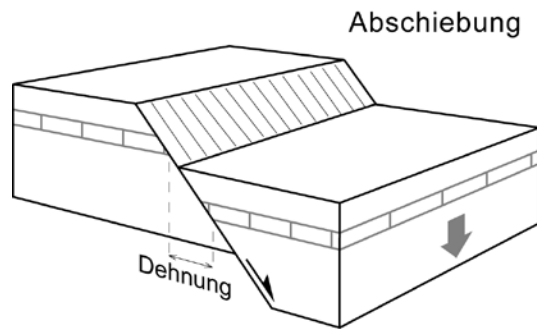
GEOMETRISCHE REGELN FÜR DAS ABSCHIEBUNGSVERHALTEN

Grundlegende Terminologie

Viele der folgenden Begriffe können für alle Verwerfungssysteme angewendet werden.

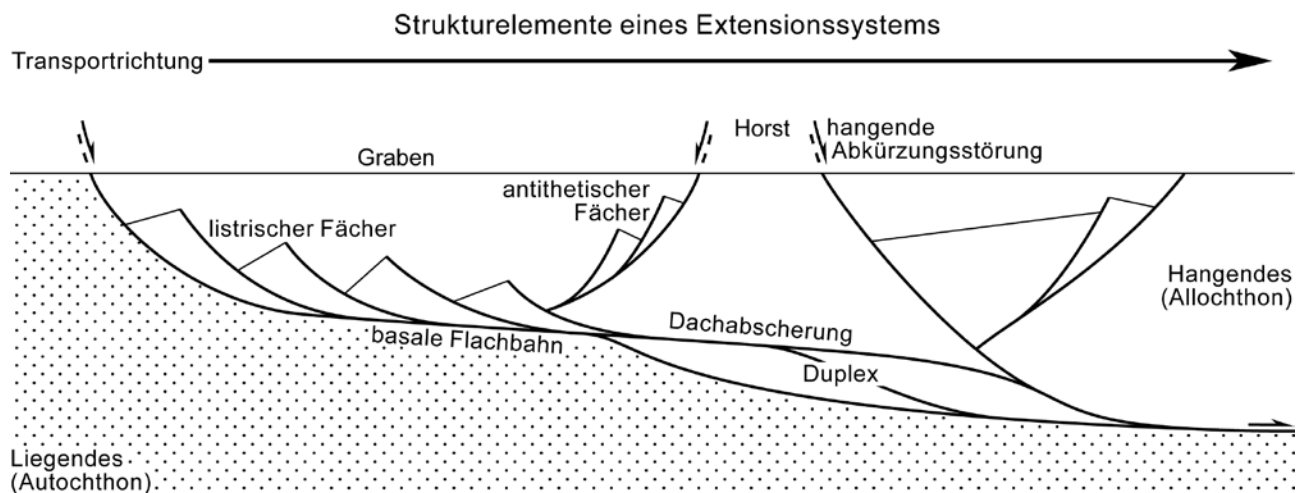
Definition

Eine **Abschiebung** (*normal fault*) ist eine Grosswinkel-Störung, entlang derer der Hangendblock in Einfallrichtung gegenüber dem Liegendblock nach unten versetzt ist. Jüngere Gesteine werden über ältere transportiert. In Vertikalschnitten durch die Störung fehlt ein Teil der stratigraphischen Abfolge. Wegen der Art der Trennung der geologischen Horizonte an einer Abschiebung, spricht man auch von **Dehnungsbrüchen** (*extensional faults*). Eine Abschiebung, die weniger als 45° einfällt, wird auch als **lag** bezeichnet. In der modernen Literatur wird dies als **Abscherhorizont** (*detachment*) oder **denudation fault** bezeichnet. Ein typischer Abscherhorizont hat keine Wurzeln und folgt einem stratigraphischen Horizont.



Abschiebungssysteme

Abschiebungen, die sich während des gleichen Extensionsereignisses entwickeln und häufig aufeinander wirken, bilden zusammen ein Extensions- (Abschiebungs-) System.



Seismogene Schicht

Erdbeben entstehen gewöhnlich in den obersten 15 km der Kruste innerhalb extendierender, kontinentaler Lithosphären. Tiefer in der Kruste, wird angenommen, dass die Deformation duktil ist und entlang von Scherzonen stattfindet. Die horizontale Grenze zwischen der oberen **seismogenen Schicht** (*seismogenic layer*) und der darunter liegenden aseismischen Kruste wird als eine entkoppelnde Oberfläche betrachtet, unterhalb derer spröde Bruchbildung nicht erfolgen kann.

Abschiebungstrajektorie

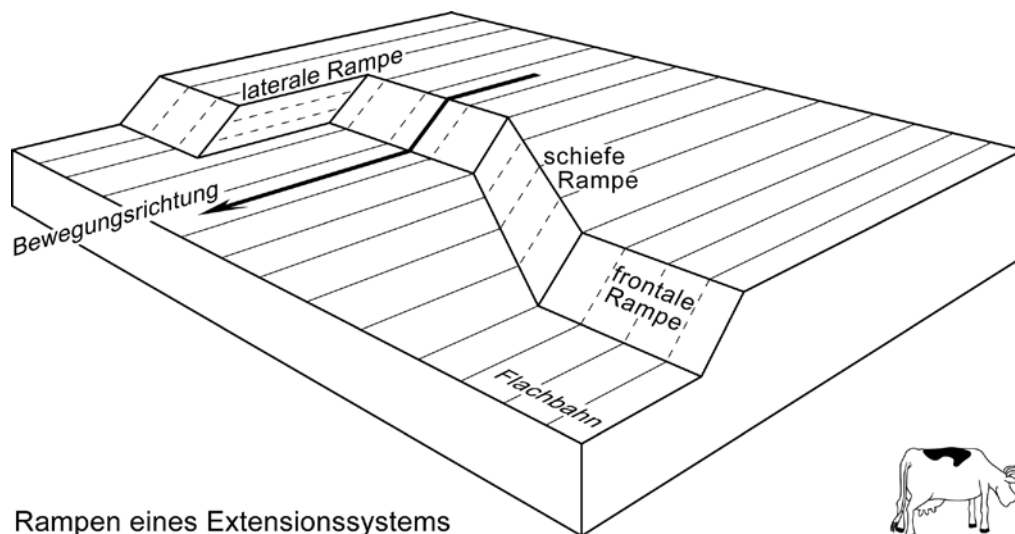
Die Spuren der Abschiebungen auf Karten und im Profil sind charakteristisch unregelmässig und unterbrochen.

Im Profil zeigen Abschiebungen eine grosse Vielzahl von Formen. Eine **ebene** (*planar*) Verwerfung ist eine Verwerfung, deren Einfallen in der Tiefe konstant ist. Einige normale Abschiebungen sind gekrümmt: **listrische** Abschiebungen sind konkav aufwärts, d.h. sie flacher mit der Tiefe werden. Andere werden mit Tiefe steiler (**antilistrische** Abschiebungen). Wo sich Abschiebungen (wie Überschiebungen) in gut geschichteten, horizontal gelagerten Formationen ausbilden, bauen sie in der Regel eine komplexe treppenförmige Geometrie (*staircase geometry*) auf. Die Stufen der Treppen werden als **Rampen** (*ramps*) bezeichnet, die die flacheren **Flachstücke** (*flats*) verbinden.

Flachstücke

Die Flachstücke bilden sich dort aus, wo sich das Hangende durch relativ schwache, subhorizontale Formationshorizonte oder mechanische Diskontinuitäten bewegt. Die Flachbahnen werden auch als **Detachment-Flächen** bezeichnet. Sedimentäre Gesteine, wie Evaporite und unter Überdruck stehende (*overpressured*) Tonschiefer, verhalten sich häufig als Abscherungshorizonte. Reibung entlang der Abscherungsfläche spielt eine wichtige Rolle in der Verteilung der

Abschiebungen, die sich im Hangenden entwickeln; der Zwischenraum wird über weichen Ebenen grösser als über den Abscherhorizonten mit hoher Reibung.



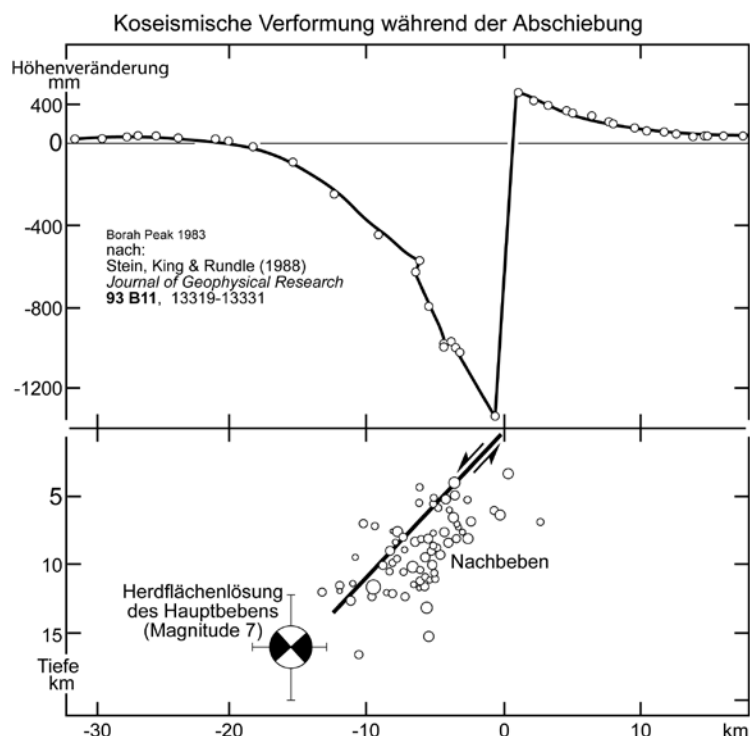
Rampen eines Extensionssystems

Rampen

Die Rampen „klettern“ durch eine stratigraphische Abfolge, die typischerweise für Abschiebungssysteme in einem Winkel von etwa 60° zur Horizontalen geschnitten wird. Rampen mit Extension sollte man als **Abscherung** (*detachment*) bezeichnen. Rampen streichen nicht unbedingt senkrecht zur Bewegungsrichtung; sie können auch schief (**schiefe Rampe**, *oblique ramp*) oder parallel zur Transportrichtung verlaufen (**seitliche Rampe**, *lateral ramp*). Nebeneinander liegende Rampen, die oben und unten von denselben Flächen begrenzt sind, bilden einen **Extensionsduplex** (*extensional duplex*).

Liegendes und Hangendes

Abscherhorizonte trennen gewöhnlich undeformiertes Liegendes von deformiertem und/oder gestörtem Hangendem. Geodätische Messungen auf der Erdoberfläche vor und nach einem Abschiebungserdbeben zeigen, dass der Versatz sowohl durch **Subsidenz** (*subsidence*) des Hangenden als auch durch **Anhebung** (*uplift*) des Liegenden zu Stande kommt.

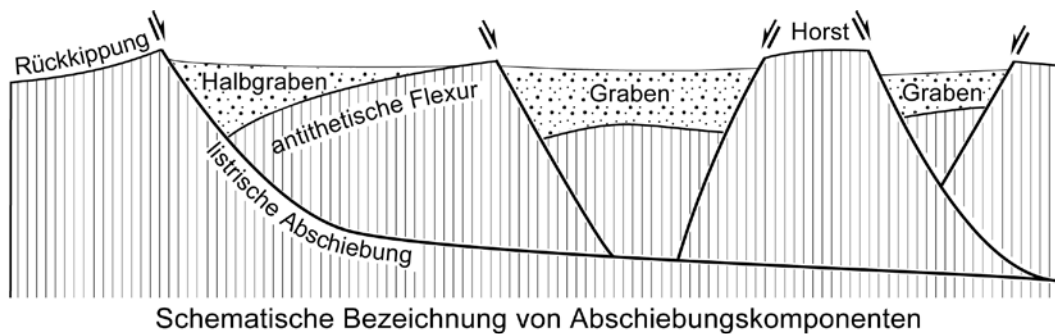


Synthetische/ antithetische Abschiebungen

Im Hangenden einer grossen **Hauptabschiebung** (*master normal fault*) findet man häufig kleinere **Zweigabschiebungen** (*secondary normal faults*), die entweder in die gleiche Richtung (**synthetische Abschiebung**, *synthetic fault*) oder in die entgegengesetzte Richtung (**antithetische Abschiebung**, *antithetic fault*) wie die Hauptabschiebung einfallen.

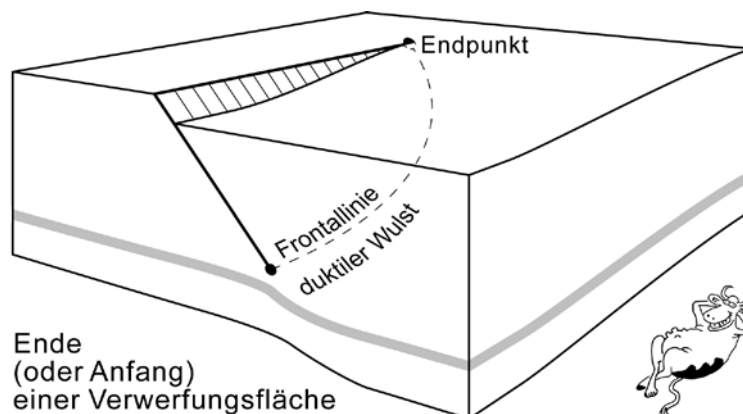
Graben/Horst

Einen nach unten versetzten Block, welcher durch konjugierte Abschiebungen, die gegeneinander einfallen, begrenzt ist, nennt man **Graben** (*graben*). Umgekehrt wird ein nach oben verschobener Block, der durch nach aussen einfallende Abschiebungen begrenzt ist, als **Horst** (*horst*) bezeichnet. Die Wachstumsraten von den Abschiebungen, die Horste und Gräben begrenzen, sind im Idealfall gleich, damit es keine Störungsblokrotation gibt und Gräben und Horste symmetrisch bleiben. Gräben im Lithosphären Massstab, die sich über grosse Breiten erstrecken, heissen **Rifts** (*rifts*). Ein Graben, der nur durch ein Set von Abschiebungsflächen begrenzt wird, hat einen dreieckigen Querschnitt und wird als **Halbgraben** (*half-graben*) bezeichnet.

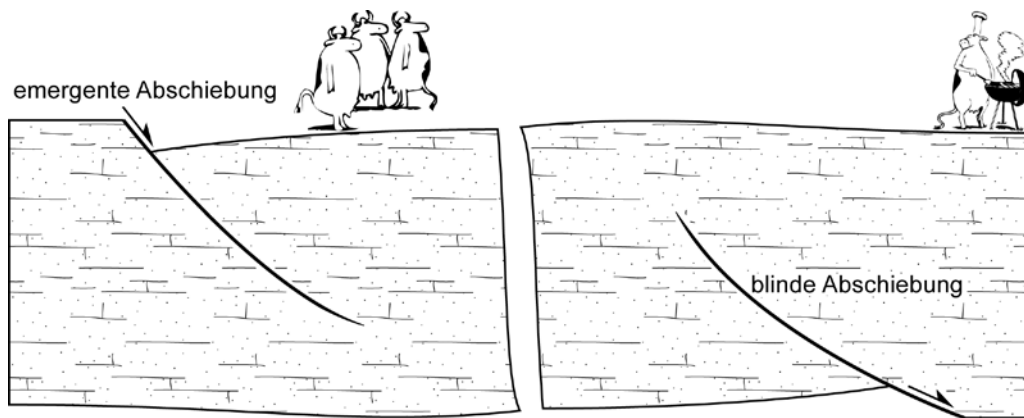


Frontallinie

Das Ende (oder der Anfang) einer Verwerfungsfläche ist eine Linie, auf der der Verschiebungsbetrag der Verwerfungsfläche auf null gesunken ist. Die Linie wird **Frontallinie** (*tip line*) genannt. In drei Dimensionen muss diese Begrenzungslinie kontinuierlich sein und eine geschlossene Linie um die Verwerfungsfläche bilden.



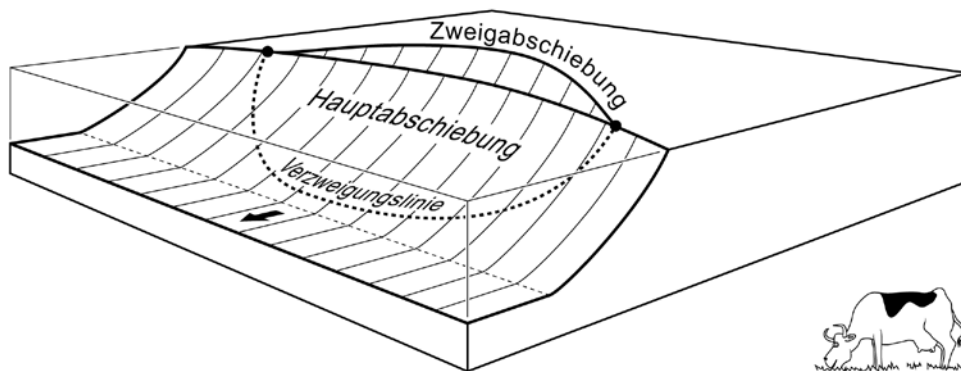
Wenn die Bruchfläche nicht die Oberfläche erreicht, spricht man von einem blinden Bruch (*blind fault*).



Verzweigungslinie

Eine **Verzweigungslinie** (*branch line*) ist eine Verbindungslinie, die dort entsteht, wo sich eine Verwerfung in zwei Verwerfungsflächen gleichen Typs aufspaltet.

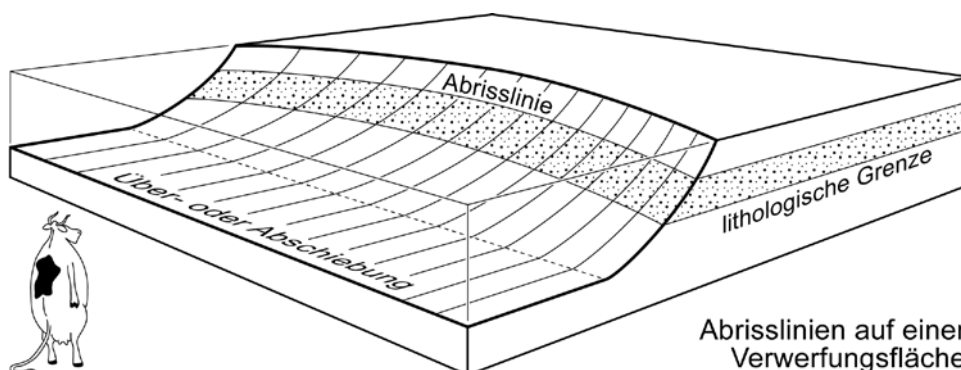
Fächer mit einer Verzweigungslinie und zwei Verzweigungspunkte



Abschiebungen enden normalerweise in einer Ansammlung von kleineren Nebenabschiebungen. Diese sind Zweigabschiebungen der Hauptabschiebung und bilden einen **Fächer** (*extensional fan*), der den Versatz (und die Verformung) auf ein grösseres Gesteinsvolumen verteilt. Zweigabschiebungen sind im Allgemeinen listrisch. Wo der Versatz im Verhältnis zur Länge der Verwerfung immer noch gross ist, wird die Bewegung von Fließprozessen begleitet, oder es kommt zur Ausbildung von Nebenverwerfungen oder schliesslich zu Volumenänderungen in transversalen Strukturen (siehe Blattverschiebungen).

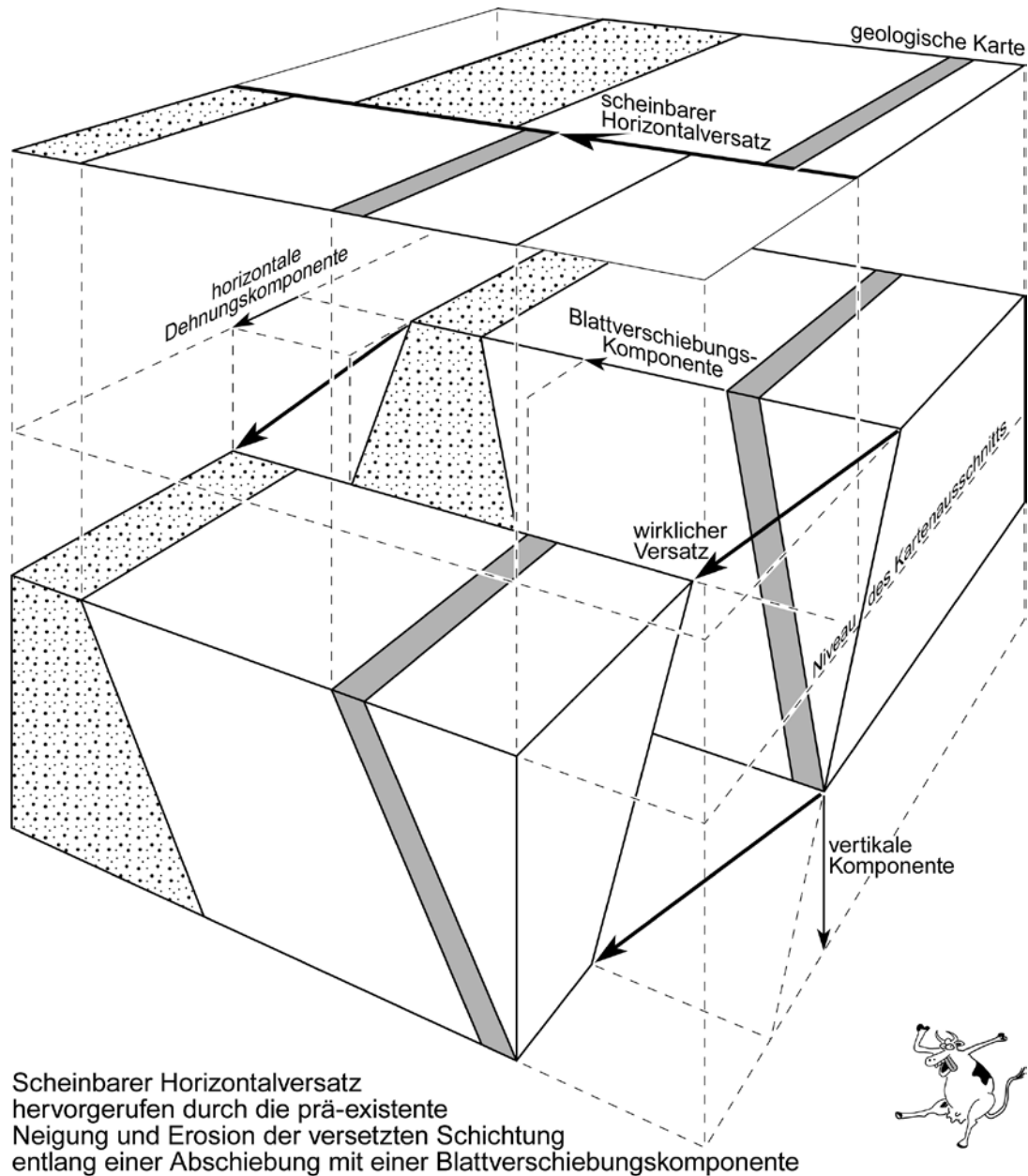
Abrisslinie

Jede geologische Einheit, die durch eine Abschiebung versetzt wird, besitzt im Liegenden wie im Hangenden eine **Abrisslinie** (*cutoff*: Liegendabbriss, Hangendabbriss).



Abrisslinien auf einer Verwerfungsfläche

Die Translationsdistanz zwischen dem Liegendabriss und dem Hangendabriss ist der Versatz oder Gesamtversatz zwischen zwei Abrisspunkten einer geologischen Vorgabe. Der Versatz lässt sich in einem geographischen Koordinatensystem als **Gleitvektor** mit einer Größe und Orientierung festlegen und beschreibt die Relativbewegung einer Gesteinseinheit gegenüber einer anderen. Der Gleitvektor besitzt eine horizontale Komponente (Seitenverschiebungskomponente) und eine Einfallrichtungskomponente bzw. eine Abschiebungs- oder eine Überschiebungskomponente. Diese Einfallrichtungskomponente unterteilt sich in zwei Komponenten getrennt, eine horizontale Komponente (*heave*; entweder Dehnungs- oder Einengungskomponente) und eine vertikale Komponente (*throw*; entweder **Hebung** oder **Subsidenz**).



Allgemeine Geometrie von Extensionsverwerfungen

Man gewinnt Daten über Abschiebungen auf dreierlei Weise:

(1) Geologie der Erdoberfläche: gut aufgeschlossenen Brüche (z.B. im gestreckten "*Basin and Range*"-Bereich, im Westen von Nordamerika) wo man auch einen topographischen Ausdruck der Brüche und vielleicht auch einige Aufschlüsse der Brüche untersuchen kann.

(2) Die Untersuchung grossräumiger aktiver Abschiebungen – Messung der Herdlösungsmechanismen von Erdbeben und gegebenenfalls auch von Oberflächenrupturen (Griechenland, Ostafrikanisches Rift).

(3) Reflexionsseismische Daten und Bohrungen aus Sedimentbecken (Nordsee, Rotes Meer, Golf von Biskaya, Ägäisches Meer).

Weitere Informationen werden durch analoge und numerische Modellierung gewonnen.

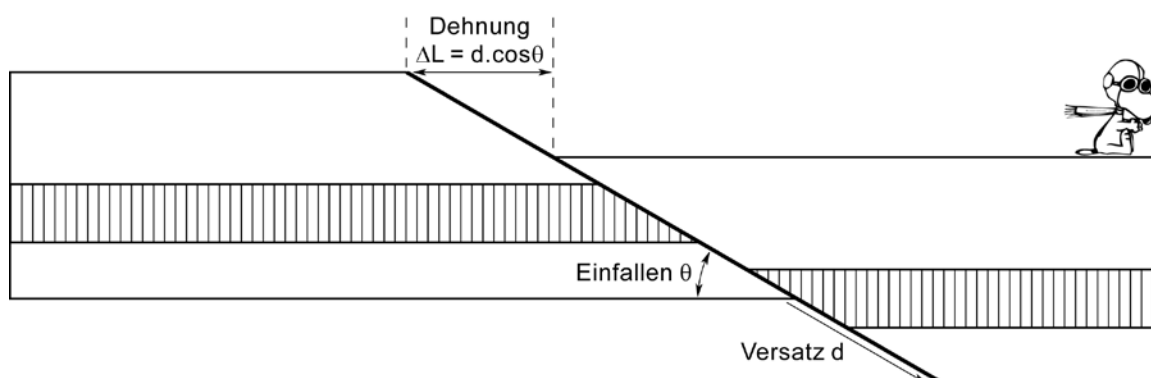
Die Orientierung von Verwerfungsblöcken kann als Resultat von Verwerfungen konstant bleiben oder sich ändern, wenn die Störungsbewegung eine Rotationskomponente mit einbezieht. Die Rotation während der Störungsaktivität hängt von der Geometrie der Verwerfung ab. Dementsprechend gibt es drei Abschiebungstypen:

- a) Ebene, nicht-rotierende Verwerfungen.
- b) Ebene, rotierende Verwerfungen.
- c) Listrische Verwerfungen.

Ebene nicht-rotierende Verwerfung

Der klassische Abschiebungsbruch ist eine gerade Fläche mit konstantem Einfallen (keine Biegung); welcher seitliche Verschiebung und keinerlei Rotation während der Störungsaktivität umfasst. Solche Störungen sind z.B. konjugierte Paare von Abschiebungen, die symmetrische **Gräben** kontrollieren, z.B. der Rheingraben. Ein verhältnismässig herausgehobener Block des Liegenden zwischen angrenzenden Verwerfungen, die entgegengesetzt voneinander eintauchen, wird als **Horst** bezeichnet. Horste und Gräben entstehen durch die Ausbildung von synthetischen und antithetischen Verwerfungen. Während der Bewegungsphase ändert der Bruch seine Orientierung nicht, d.h. er rotiert nicht.

Beziehung zwischen dem Versatz und der Dehnung einer ebenen Abschiebung



In diesem einfachen Fall wird das Streichen und Fallen der Verwerfung als uniform angenommen. Durch eine einfache geometrische Konstruktion kann die Änderung der Länge (Δl) aufgrund des Gleitversatzes (d) auf einer Fläche mit Neigung (θ) berechnet werden. Die Beziehung ist:

$$\Delta l = d \cdot \cos \theta.$$

Die Längenänderung in einer Region ist die Summe der horizontalen Dehnung auf allen Gleitverwerfungen. Die Annahmen limitieren die Genauigkeit des Dehnungsbetrags, der mit dieser Technik bestimmt wurde, obwohl diese auf limitierte Bereiche der Kruste angewandt werden kann, wo es keine Deformation der gestörten Blöcke gibt.

Jedoch zeigt dieses Modell des Abschiebungsbruches verschiedene Probleme auf. Die Extension im oberen Krustenbereich muss durch Extension im tieferen Krustenbereich kompensiert werden.

(1) Was passiert mit diesen Brüchen bei zunehmender Tiefe? Wie enden diese in der Tiefe? Erfolgt eine Kompensation der Extension am spröde-duktilen Übergang und durch Intrusion von Magmen in Kruste und Mantel?

- (2) Wie funktioniert ein konjugiertes Bruchsystem? Bewegen sich konjugierte Brüche gleichzeitig oder nacheinander?
 (3) Dieser Bruchtyp kann nur 30% Extension verursachen.

Ebene rotierende Verwerfung

Die Verwerfungsflächen und mit ihnen auch die Blöcke rotieren um eine Achse, die ungefähr parallel zum Streichen der Hauptverwerfung verläuft. Die Schichten werden zur Störung hin verkippt auf ähnliche Art und Weise wie das simultane Kippen einer Reihe von Dominos oder einer Reihe von Büchern in einem Regal. Es kommt zur Ausbildung von sogenannten **Domino-** oder **bücherregalartigen Brüchen** (*domino* oder *bookshelf faulting*). Ursprünglich sollten die Bruchebenen einen Einfallswinkel von 60° haben, der während der Dehnungs- und Rotationsphase stetig abnimmt. Diese Festkörper-Rotation vergrössert die horizontale Bewegungskomponente jeder Verwerfung, und gewährt folglich eine grössere Verlängerung als die nicht-rotierenden Verwerfungen. Das geometrische Modell von Domino- oder bücherregalartiger Bruchbildung vernachlässigt z.B. penetrative Deformation, Drucklösung oder schichtparallelen Versatz innerhalb der Blöcke. Folglich bleibt der Winkel zwischen den Schicht- und den Verwerfungsflächen konstant. Die Verwerfungen und die Störungsblöcke rotieren gleichzeitig und mit gleicher Rate. Wenn man annimmt, dass die Schichten ursprünglich horizontal waren, ist der Betrag der Dehnung (ε) eine Funktion des Einfallens der Schichten (α) und der Störung (θ):

$$\varepsilon = \frac{\sin(\alpha + \theta)}{\sin \theta} - 1$$

wobei,

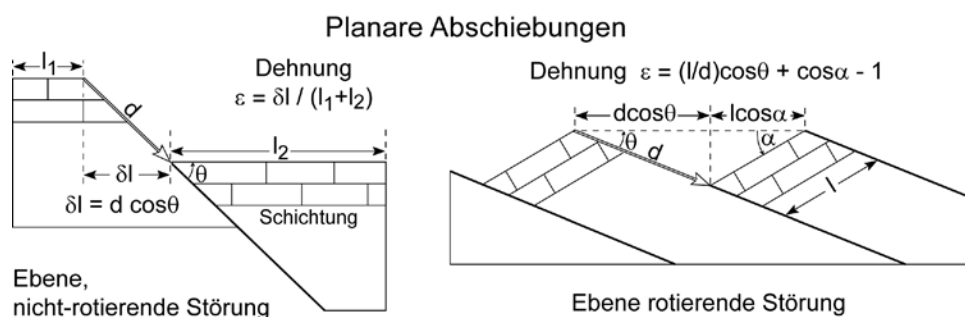
ε = Extension in %.

α = Der Einfallswinkel der Schichten.

θ = Der Einfallswinkel der Bruchebene.

Da natürliche Beispiele komplizierter sind, gibt diese Gleichung nur einen Näherungswert für die Extension. Jedoch sagt das Modell voraus, dass flach einfallende Abschiebungen durch Rotation von ursprünglich steil einfallenden Abschiebungen resultieren können.

Jeder neue Bruchblock hat seinen eigenen Halbgraben, der mit Sedimenten, und eventuell auch mit vulkanischem Material ausgefüllt ist. Jede Verwerfung hat eine unbestimmte Länge oder stösst an eine Transferstörung.



Wie enden diese Brüche in der Tiefe?

Das Modell wird Raumproblemen auf zwei Ebenen gerecht: (1) Jede Verwerfung muss denselben Versatz und dieselbe Neigung ohne Veränderungen entlang dem Verwerfungsstreichen haben oder Lücken sich öffnen zwischen den angrenzenden Bruchblöcken, die nicht gleich viel rotieren. (2) Wenn die Blöcke ohne penetrative Deformation passiv rotiert werden, würden dreieckigen Lücken unter gekippten Blöcken und an den Enden der Verwerfungen in der Tiefe entstehen.

Solche Lücken müssten mit Brekzierung und/oder duktiler Verformung aufgefüllt werden.

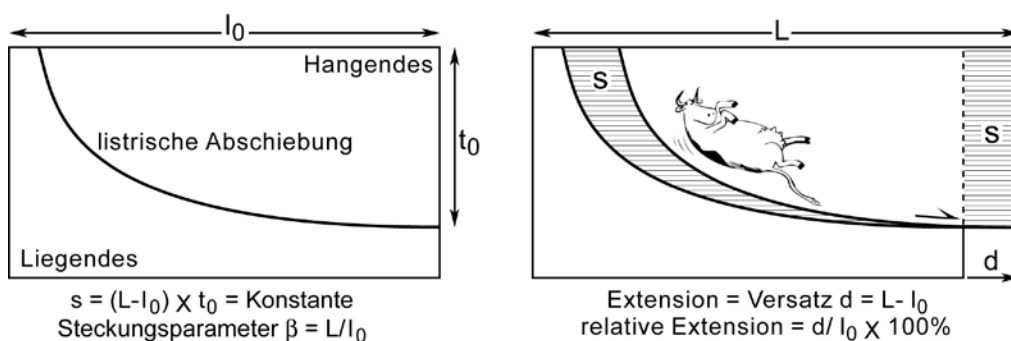
Die Bruchebenen können bis zu einem niedrigen Fallwinkel rotieren und so können eine grosse Verlängerung unterbringen. Bei sehr niedrigen Fallwinkeln verkeilen sich diese Brüche und ein neues Bruchsystem mit einem ursprünglichen Fallwinkel von 60° entsteht. Das alte Bruchsystem

und die alten Becken rotieren passiv. Die neuen Bruchblöcke werden ebenfalls ihre eigene Halbgräben entwickeln.

Listrische Brüche

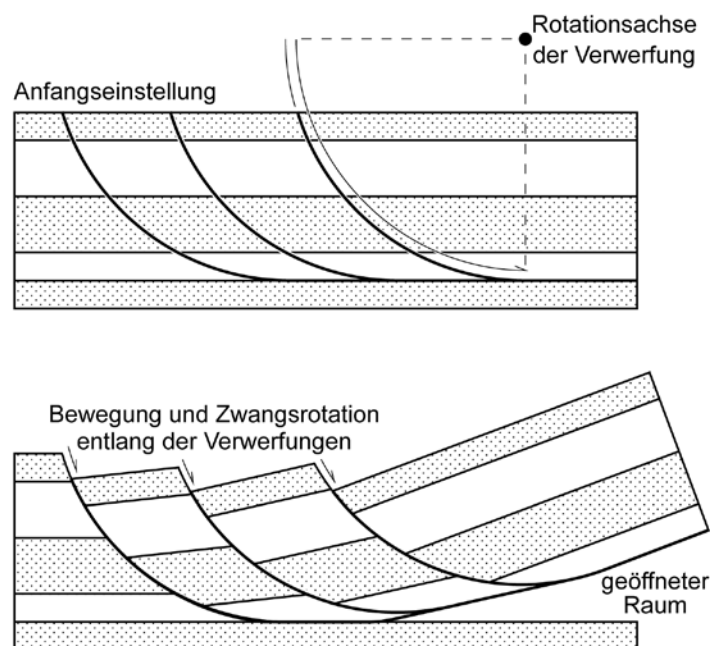
Definition

Eine **listrische** (Löffel- oder Schaufelförmige) **Verwerfung** (*listric fault*) ist eine nach oben hin konkav verlaufende Störung. Solche Verwerfungen können sich nicht zurück zur Erdoberfläche krümmen, was andeutet, dass ihre Biegung sich in einer bestimmten Tiefe ändert, wo sie in einem leicht einfallenden oder flachen Abscherhorizont wurzeln. Normalerweise entwickelt sich das flache Segment der Verwerfung entlang von schwachen Schichten aus Ton oder Salz. Einheiten, die von ihrem ursprünglichen Grundgebirge **abgetrennt** (*detached*) sind, werden entlang des flachen Teils horizontal versetzt. Listrische Verwerfungen können einen unbegrenzten Betrag an Extension aufnehmen.



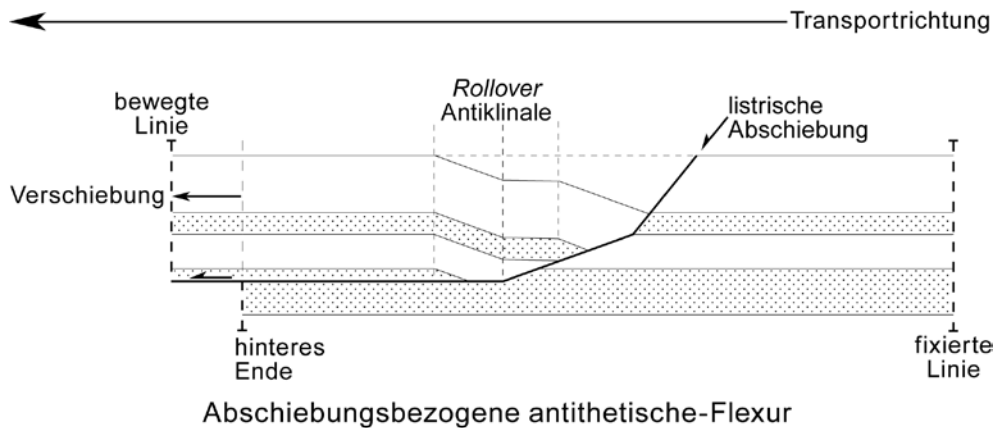
Antithetische Flexur

Bruchblöcke werden geometrisch gezwungen, zu rotieren, wenn die begrenzende Verwerfungsfläche gekrümmt wird. Jedoch wird das Hangende gezwungen, sich flach entlang des Trennungssegmentes der listrischen Abschiebung zu schieben, wodurch eine halbmondförmige Lücke zwischen dem Hangenden und Liegenden, über der gebogenen Rampe der Verwerfung, geöffnet wird.



Modell von zylindrischen listrischen Verwerfungen, die steife Blöcke begrenzen

Diese Lücke führt zum Kollaps oder zur Rotation des Hangenden, weil die Gesteine nicht stark genug sind grosse Lücken zu stützen. Mit fortschreitender Dehnung biegt sich das Hangende zu einer Halbantiklinale, die **antithetische Flexur** (*rollover anticline*), um den Kontakt zum Liegenden zu erhalten.



In ideal listrischen Verwerfungen bleibt der Winkel der Schichtung zur Störung, entlang der Störung immer gleich gross. Die syn-extensionalen sedimentären Schichten verdicken sich mit dem Fallwinkel in Richtung zur Hauptstörung. Wenn die Störungsbewegung zu nimmt, entwickelt sich die Hangendfalte. Neue Wachstumsschichten (die sedimentären Schichten, die während der Störungsaktivität abgelagert wurden) füllen die daraus entstandene Depression über der antithetischen Flexur. Infolgedessen sind die Schichten auf dem absinkenden Hängenden dicker als die entsprechenden Schichten des Liegenden. Die Schichten die älter sind als das Wachstum, als auch die Wachstumsschichten werden im Zuge der Störungsbewegung verformt. Beachten Sie, dass die dreieckige Form des Halbgrabens über einer antithetischen Flexur benutzt werden kann, um die Änderung im Einfallswinkel der damit verbundenen listrischen Verwerfung zu bestimmen. Obwohl diese Verwerfung an der Erdoberfläche fast vertikal erscheinen kann, verläuft sie in der Tiefe horizontal. Wenn Gleitung auf einer listrischen Abschiebung involviert ist, gibt es keine einfache geometrische Beziehung zwischen dem Versatz und dem Verhalten der Schichten und Verwerfungen.

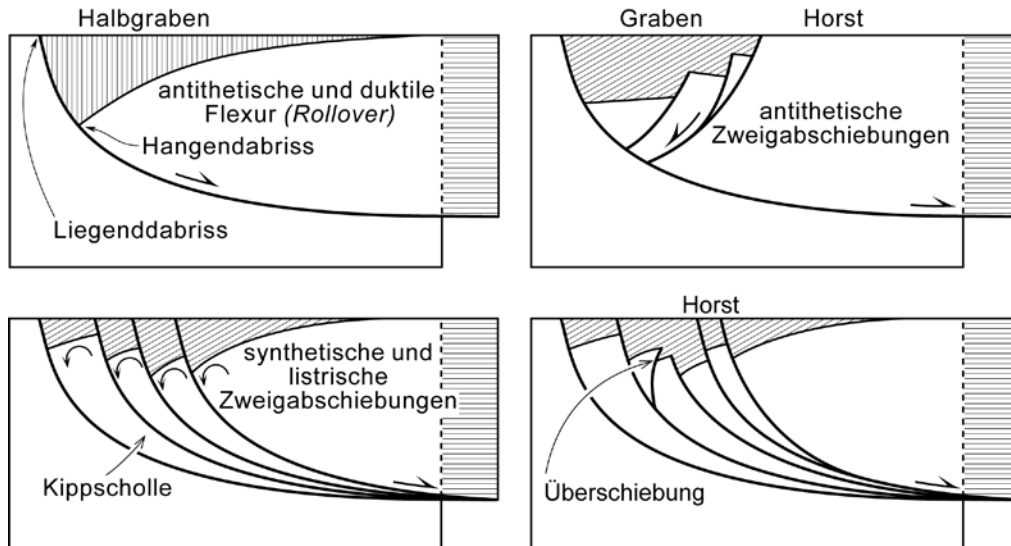
Alternativ kann eine **Schleppsynklinale** (*drag syncline*) die Antwort des sich verformten Hangenden gegen ein starkes Liegendes sein.



Zweigabschiebungen

Um die Deformation im Hangenden einer Hauptabschiebung ohne Biegegleitung oder duktiler Flexur aufzunehmen, sind eine Vielzahl von synthetischen und/oder antithetischen

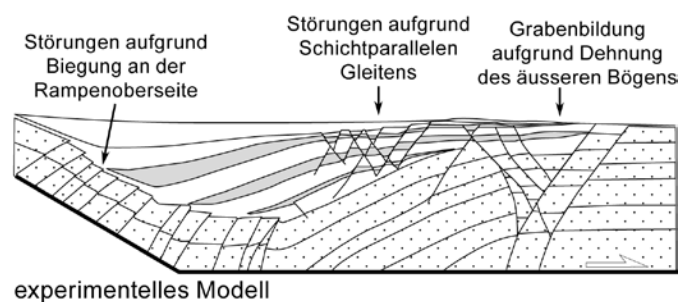
Zweigabschiebungen (*secondary faults*) notwendig. Durch diese Zweigabschiebungen kann sich der äussere Bogen des Hangenden strecken. Die Konsequenz ist, dass listrische Verwerfungen in einem verknüpften Bruchsystem auftreten. Wenn die Zweigabschiebungen in eng gescharten Gruppen auftreten, spricht man von **Staffelbrüchen**. Die Bruchblöcke zwischen den Zweigbrüchen werden als **Kippschollen** (*tilt blocks, imbricates, horses, riders*) bezeichnet. Mit einer listrischen Hauptabschiebung und einigen grossen antithetischen Zweigabschiebungen kann sich ein Graben entwickeln. Mit nur einer listrischen Hauptabschiebung bildet sich ein Halbgraben.



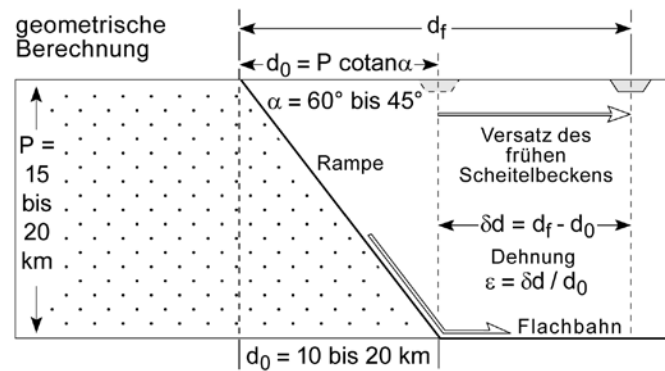
Kollapsverformung des Hangenden einer listrischen Hauptabschiebung, um die Lücke zwischen dem Hangenden und dem Liegenden zu füllen.

Analogexperimente

Analogexperimente zeigen, dass sich zu Beginn **Gipfelgräben** (*crestal graben*) im spröden Hangenden direkt über der Verbindungslinie zwischen den steilen und flachen Abschnitten einer Verwerfung bilden. Die ursprüngliche Oberfläche des Hangendblockes kippt in Richtung zur Störung, was zur Öffnung eines **Halbgrabenbeckens** (*half-graben basin*) führt, das gewöhnlich dem frühen Gipfelgraben überlappt.



Wenn man die frühen, relativ engen Gräben auf einer Seite eines asymmetrischen *rollover* Beckens identifizieren kann, kann die relative Verschiebung ($\delta\delta$) des Grabens bestimmt werden, was eine gute Annäherung an die Krustendehnung erlaubt.



Berechnung der Dehnung
in einem Rampen- und Flachbahnsystem

nach: Burg et al. (1994) *Géologie de la France* 3, 33-51.

Abscherhorizonte und metamorphe Kernkomplexe

In Fällen extremer Dehnung treten Gesteine des Liegenden zu Tage, die ursprünglich tief genug versenkt waren, um zuerst duktile Deformation unter metamorphen Bedingungen erfahren zu haben. Sie bilden fensterähnliche Aufschlüsse mit kristallinen Grundgebirge, umgeben von flachen, mylonitischen Abscherhorizonten die während der Abkühlung kataklastisch reagierten: die sogenannten **metamorphen Kernkomplexe** (*metamorphic core complex*).

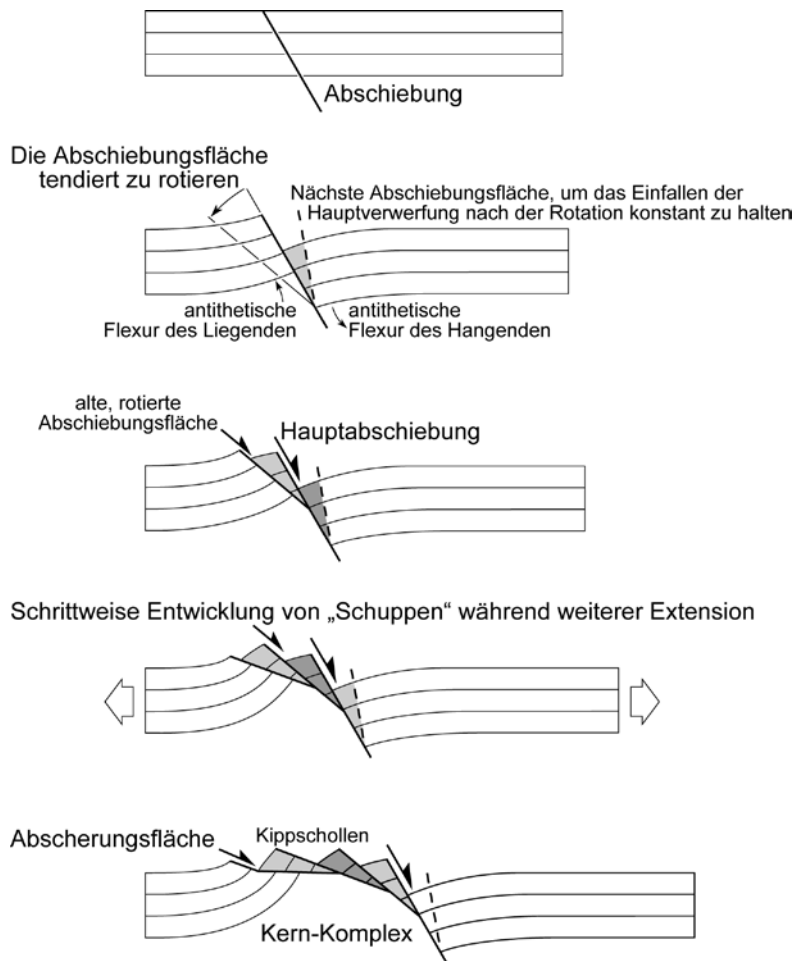
Abscherhorizont

Typische Eigenschaften eines Abscherhorizonts sind, wie folgt:

- der Abscherhorizont besitzt keine Wurzel,
- er findet normalerweise entlang eines schwachen, stratigraphischen Horizonts statt,
- jüngere Gesteine liegen auf älteren, häufig mit einer Lücke in Stratigraphie oder Metamorphosegrad,
- Verwerfungen und Brekzierung sind im Hangenden durchdringend und können im Liegenden fehlen und
- enge, liegende und eventuell gestörte Falten sind in den inkompetenten Schichten häufig.

Kernkomplexe

Metamorphe Kernkomplexe sind 25-50 Kilometer breite, längliche Domstrukturen, die durch flachliegende Abschiebungen begrenzt werden. Sie stellen stark gescherte Gesteine mit hohem metamorphem Grad im Liegenden und mit niedrigerem Grad in den Hangendgesteinen dar. Gewöhnlich gibt es einen Sprung in den metamorphen Bedingungen entlang der Trennungstörungen. Die Schieferung der Gneise definiert manchmal Antiformen und Synformen mit einer Breite von 5-25-Kilometer, die zur Transportrichtung parallel sind. Experimentelle Dehnung von spröde/duktile Systemen erzeugt Dome von duktilen Gesteinen, welche unter den Abschersystemen aufsteigen. Lokalisierte Deformation des Hangenden wird durch raumgreifendes Fließen der duktilen Kruste aufgenommen, was den Abscherhorizont zu einem konvex nach oben geformten Dom biegt und in einer subhorizontalen Orientierung des inaktiven Endes der Abscherzone resultiert. Während das duktile Niveau aufgrund weiterer Dehnung exhumiert wird, ist ein Schenkel der domartigen Struktur durch den steil einfallenden, aktiven Teil der Abscherzone begrenzt. Jedoch bildet der andere Schenkel aufgrund von Blockrotationen einen *rollunder* des Liegenden. Als Resultat dieser Rotation wird die spröde/duktile Grenze exhumiert und die geometrischen Beziehungen erlauben, die minimale relative Verschiebung abzuschätzen, die nötig war, um die vormals duktile Kruste zu exhumieren.

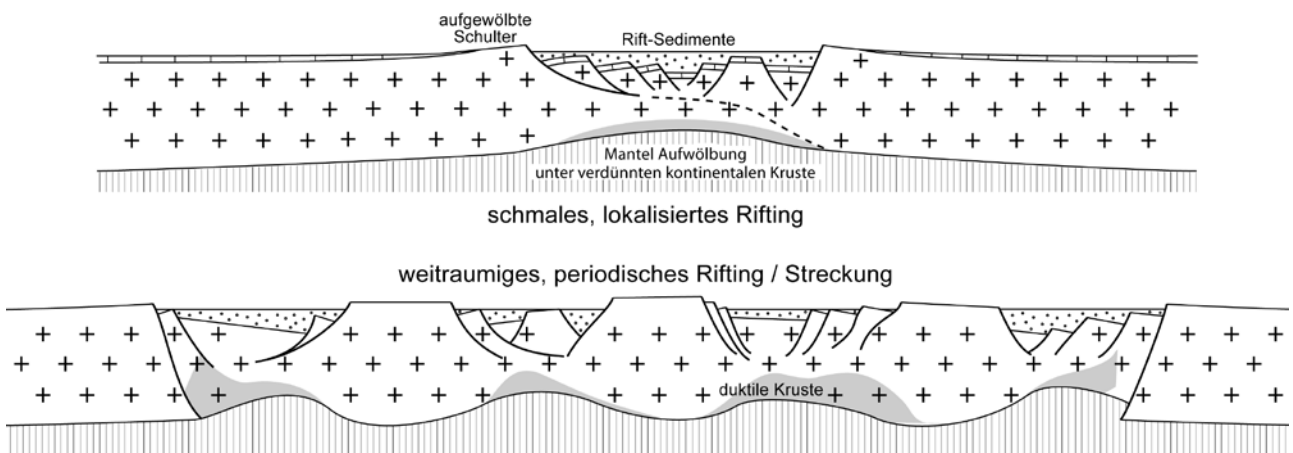


Entwicklung eines Kern-Komplexes
nach Buck W.R. (1988) *Tectonics*, 7(5), 959-973

Boudinage im Krustenmassstab

Während der fortschreitenden, experimentellen Dehnung von Zwei-Schicht-Analogsystemen beginnen die Abschiebungen als steil einfallende Verwerfungen, die Gräben und Horste in einem gleichmässigen Abstand in der spröden Schicht begrenzen.

Zwei Arten von kontinentalen Extension
umgezeichnet nach Brun & Choukroune 1983 *Tectonics* 2(4) 345-356

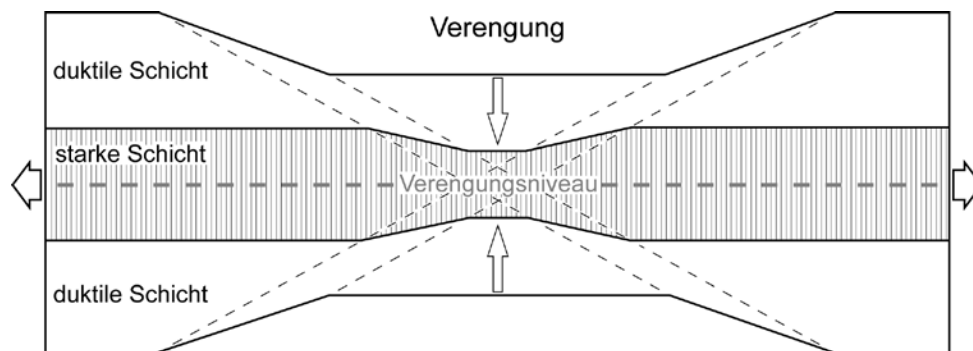


Horste bleiben scheinbar undeformierte aber gelegentlich gekippte, starre Gebiete zwischen den in regelmässigen Abständen vorkommenden Grabengebieten. Solange Bruchbildung in der spröden

Schicht stattfindet, wird die untere, viskose Schicht von duktiler Extension dominiert. Folglich schwillt die duktile Schicht aufwärts, um das entstandene Massendefizit, das in ausgedehnten/verdünnten Bereichen entsteht, auszugleichen.

Das Endprodukt sieht wie eine Boudinage aus. Angewendet auf die Geologie, ist Boudinage im Krustenmassstab eine mechanische Instabilität, die in einer sich dehnenen Lithosphäre zu erwarten ist. Die duktile Kruste und der Mantel werden unterhalb von Gräben, in denen leichtere Sedimente die Kruste ersetzen, erhöht. Da die Dehnung heterogen verteilt ist, entsteht eine *Basin und Range* Topographie, die durch die wechselnden Bergrücken und Täler, wie die Landschaft in Nevada, gekennzeichnet ist.

Das **Verengungsniveau** (*necking level*) ist diejenige Tiefe in der Kruste, an der das Material seine Überlagerungstiefe während des Rifting beibehält. Rifting veranlasst das Material über dem Verengungs-Niveau sich nach unten zu verlagern, während das Material unterhalb dem Verengungs-Niveau sich nach oben bewegt.



Ablauf der Abschiebungsbildung

Während der Bildung von Abschiebungen entlang einer Rampe kann sich die Position der Rampe ändern, wenn die Abschiebungsfläche Stufen enthält. Dies führt oft zu einer Stapelung von Abschiebungsdecken. Es entsteht eine **Schuppenzone** (*imbricate zone*). **Extensive Duplexstrukturen** können sich entwickeln, charakterisiert durch einen Stapel von Schuppen (*horses*), die sukzessive vom Liegendblock abgeschnitten werden und am Hangendblock angelagert werden. Die basale Verwerfung, die den Boden der Duplexstruktur definiert, ist die aktivste Verwerfung, während die Verwerfung im Dach zu keiner Zeit als durchgehende Verwerfung aktiv ist.

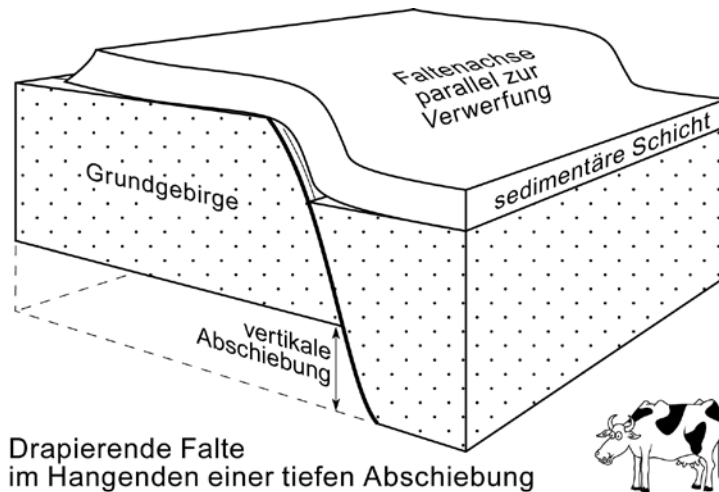
Beziehung zwischen Faltungs- und Abschiebungssystemen

Geschichtete Gesteinsabfolgen können in Erwiderung auf die Bewegung von Verwerfungen im Grundgebirge gefaltet werden. Zusätzlich kann die Bewegung eines passiven Hangenden über einer unregelmässigen Abschiebung Falten produzieren, deren Art von der Orientierung der Rampe im Verhältnis zur Transportrichtung abhängig ist. Es ist zu betonen, dass deswegen Falten nicht für ein regionales Verkürzungsereignis symptomatisch sind.

Passive Falten

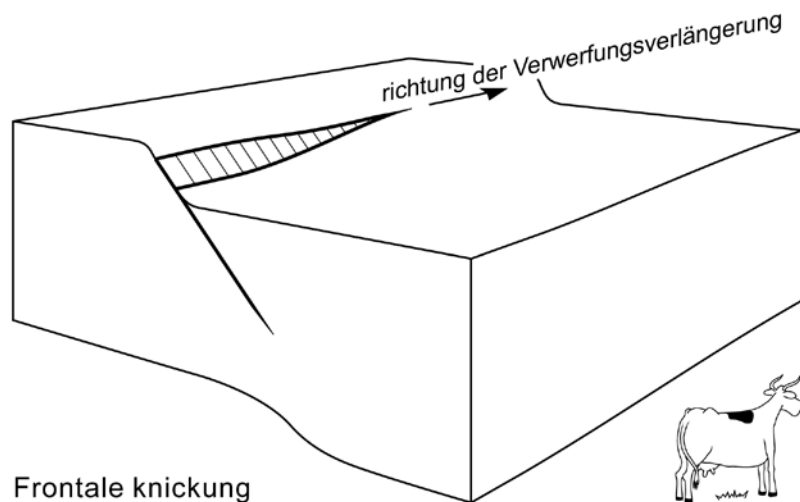
Verwerfungsbezogene drapierende und erzwungene Falten

Drapierende (*drape*) und **erzwungene** (*forced*) Falten können in Sedimenten auftreten die vertikale Versätze im Grundgebirge infolge von blinden Abschiebungen bedecken und passiv umhüllen. Diese verwerfungsparallelen Falten können sich zu frontalen Knickfalten entwickeln. Ihre Amplitude ist abhängig von der vertikalen Komponente der Verwerfungsbewegung.



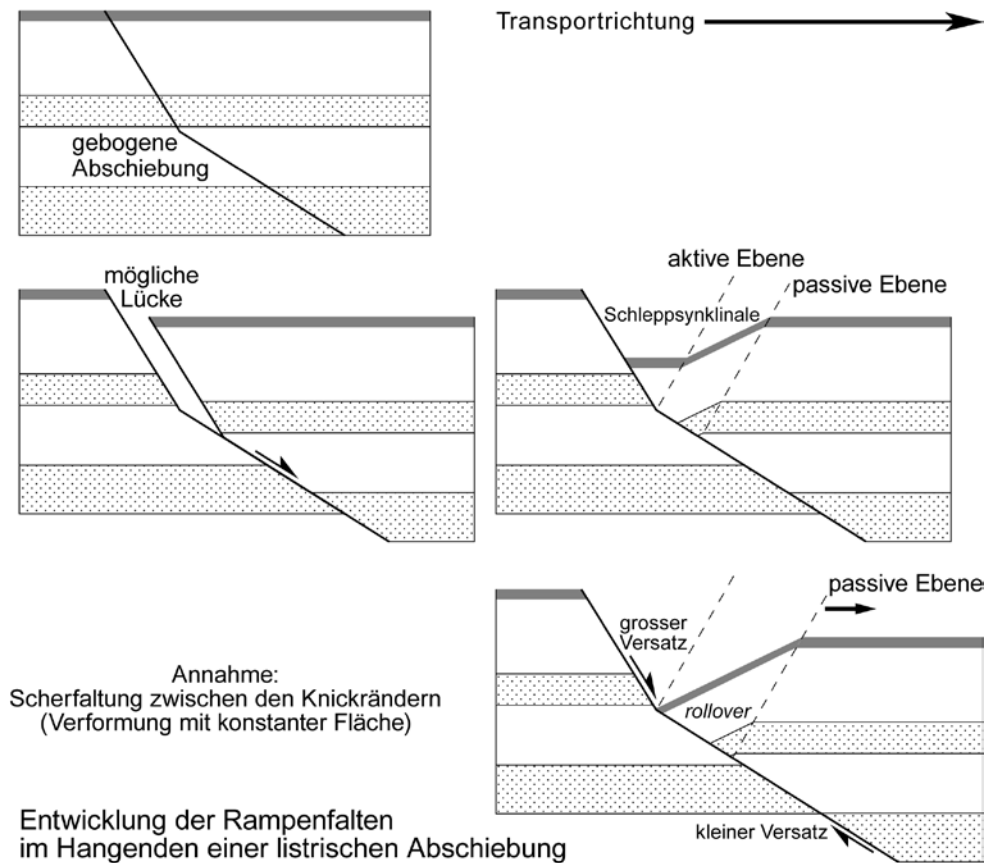
Frontale Knickung

Frontale Knickungen (*fault-propagation folds*) treten als Biegung vor der Verwerfungsspitze auf, während die Verwerfungsfläche wächst; die Biegung kann später von der sich erweiternden Verwerfungsfläche geschnitten werden. Die resultierende Geometrie ist **normaler Schleppung** (*normal drag*) ähnlich, mit einer Antiklinale im Liegenden und einer Synklinale im Hangenden.

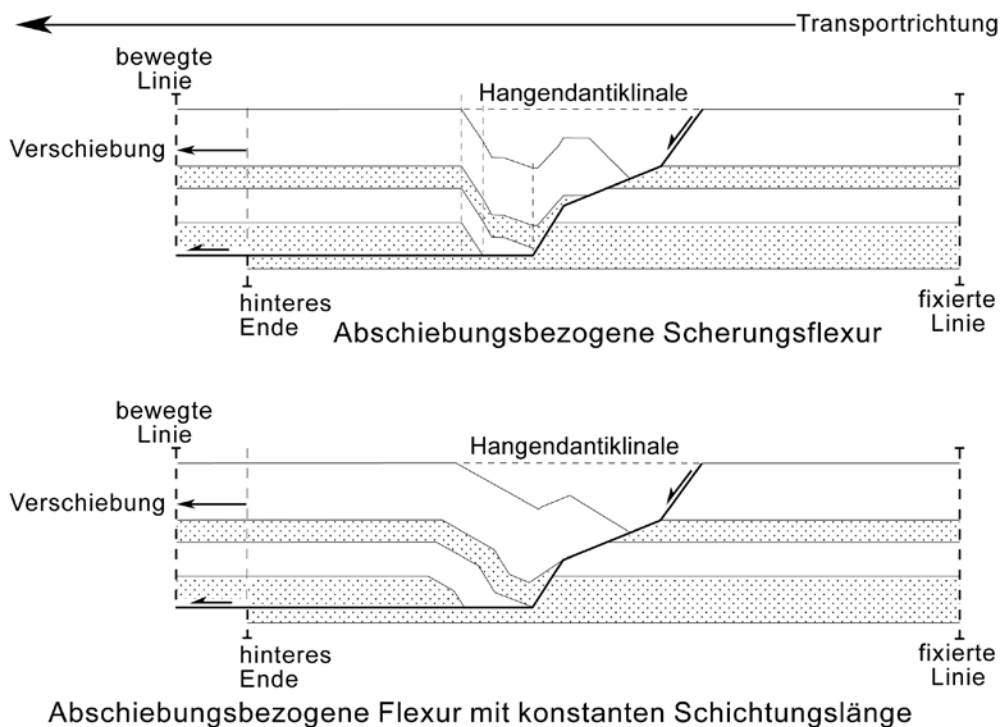


Rampenfalten

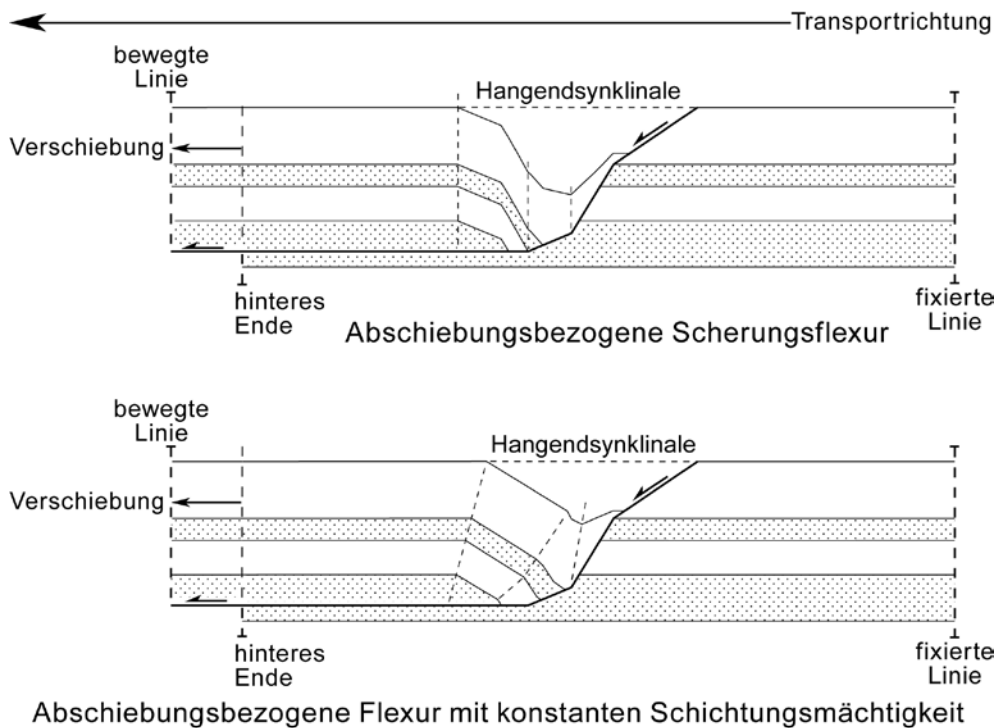
Die Verschiebung des abgetrennten Hangenden über einer gebogenen Abschiebung führt zur Faltung um die mögliche Lücke zwischen dem Hangenden und dem Liegenden aufzufüllen. Mit Zunahme der Verwerfungsbewegung falten sich die Gesteine des Hangenden ununterbrochen über der aktiven Achsenebene, welche am Liegenden der Verwerfungskrümmung verankert ist, während die inaktive Achsenebene, die beim ersten Bewegungsincrement gebildet wird, sich parallel zu sich selbst und mit dem Hangenden bewegt.



Eine antithetische Flexur ist eine leicht konvexe Verbiegung von Schichten, die sich im Hangenden entwickelte, um die nach oben konkave Form der listrischen Verwerfung auszugleichen. Dann erzeugt Versatz eine **Hangendantiklinale** (*fault-bend anticline*), die mit einer *rollover* Antiklinale vergleichbar ist. Solche Hangendantiklinalen können mit **Hangendsynklinalen** (*fault-bend syncline*) wegen der antithetischen Rotation im Liegenden zusammengepasst werden. Dieses Faltenpaar ist **Rückschleppung** (*reverse drag*) ähnlich.



Wenn die Rampe steiler als das Hauptfallen der Verwerfung ist, bildet sich durch das Gleiten eine **Hangendsynklinale** (*fault-ramp syncline*).



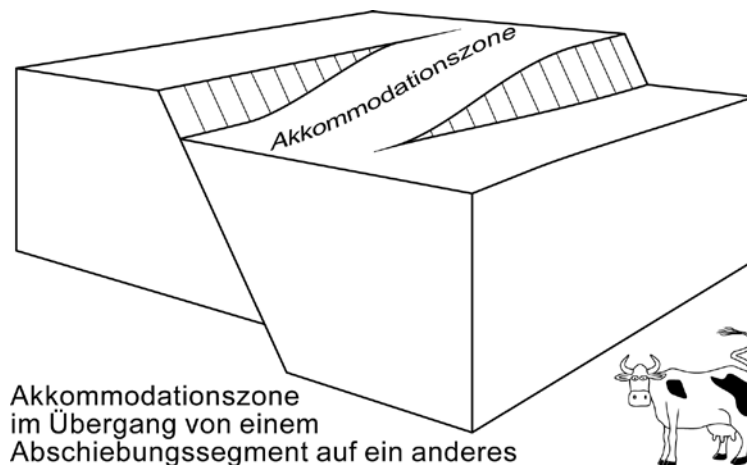
Querfalten

Querfalten (*transverse folds*) sind zu Hauptabschiebungen senkrecht. Sie können als lokale Verkürzungsstrukturen in den Relaiszonen und als Hangendfalten über lateralen und schiefen Dehnungsrampen entstehen.

Die Synklinale mit langen Wellenlängen, niedrigen Amplituden und Achsenebenen orthogonal zu den dazugehörigen Verwerfungen drücken die Versatzänderung entlang dem Verwerfungsstreichen, von null an der Verwerfungsspitze bis zu einem Maximum irgendwo entlang der Verwerfungslänge, aus. Solche Falten können von Querabschiebungen, die der Verlängerung des verbogenen Hangenden Platz bieten, geschnitten werden. Antiformen an den Verwerfungsspitzen und in den Akkommodationszonen stellen Verbindungen zu benachbarten Verwerfungen dar.

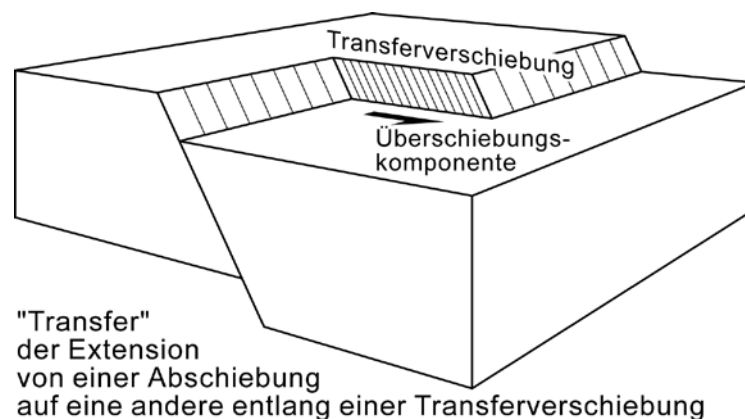
Akkommodationszonen: Relaisrampen und Transferstörungen

In extensiven Systemen beginnt das Rifting mit einer Reihe von unverbundenen Abschiebungen, die an einer Frontallinie enden. Die horizontale Verlängerung kann während des Verwerfungswachstums mehrere von ihnen verbinden, aber die meiste regionale Dehnung wird durch Versatz an benachbarten, angrenzenden und überlappenden Abschiebungen aufgenommen. Die Verbindungszone zwischen den Verwerfungen ist eine **Akkommodationszone** (*accommodation zone*, auch **Transferzone** = *transfer zone*), in welcher die Dehnung durch Faltung oder Bruchbildung aufgenommen wird.



Die allgemeine Entwicklung von Akkommodationszonen ist:

- 1) Verwerfungen verlagern sich entlang dem Streichen;
- 2) Wenn die Verwerfungen beginnen sich zu überlappen, wird die Schichtung in der Transferzone verbogen so dass sie eine **Relaisrampe** (*relay ramp*) bildet. Relaisrampen sind Bereiche der neuorientierten Schicht zwischen zwei Abschiebungen, die sich in der Kartenansicht überlappen und häufig die gleiche Fallrichtung haben. Die verbiegende oder kippende Schicht ist das Resultat der Abnahme der Versetzung an den Störungsspitzen, damit dieser Modus der Deformation genügend ist, eine kleine Menge differentiale Bewegungen aufzusaugen. Verbogene oder gefaltete Akkommodationszonen setzen eine allgemeine Art „weicher Verbindung“ fest.
- 3) Mit weiterer Bruchbildung, werden die Relaisrampen gestört. Die Relaisrampe wird von einer **Transferstörung** (*transfer fault*), die mit einer Blattverschiebungskomponente die überlappenden Verwerfungen verbindet, geschnitten. Gestörte Akkommodationszonen stellen eine „harte Verbindung“ dar.



Experimente zeigen, dass das Durchbrechen häufig durch die Ausbreitung der Verwerfung im Hangenden in Richtung zur Verwerfung im Liegenden auftritt. Transferverwerfungen spielen die gleiche Rolle wie ozeanische Transformstörungen, bei denen der Versatz von der einen zur anderen Verwerfung übertragen wird. Die Transferzonen unterscheiden sich aber dadurch, dass alle Bewegungsflächen innerhalb der spröden Kruste begrenzt werden. Zusätzlich können Transferzonen oder -verwerfungen in verschiedenen strukturierte und angrenzende Dehnungsprovinzen eingeteilt werden, die verschiedene Dehnungsbeträge, unterschiedliche Verwerfungsorientierungen oder Kipprichtungen haben. Folglich ist ihre Geometrie sehr variabel. Überwiegend sind Blattverschiebungssysteme die einzige Weise, grosse differentiale Versetzungen und Verformungen unterzubringen, vorausgesetzt dass die Blattverschiebungen zur Verlängerungsrichtung parallel sind. Transferverwerfungen können sich schliesslich zu ozeanischen

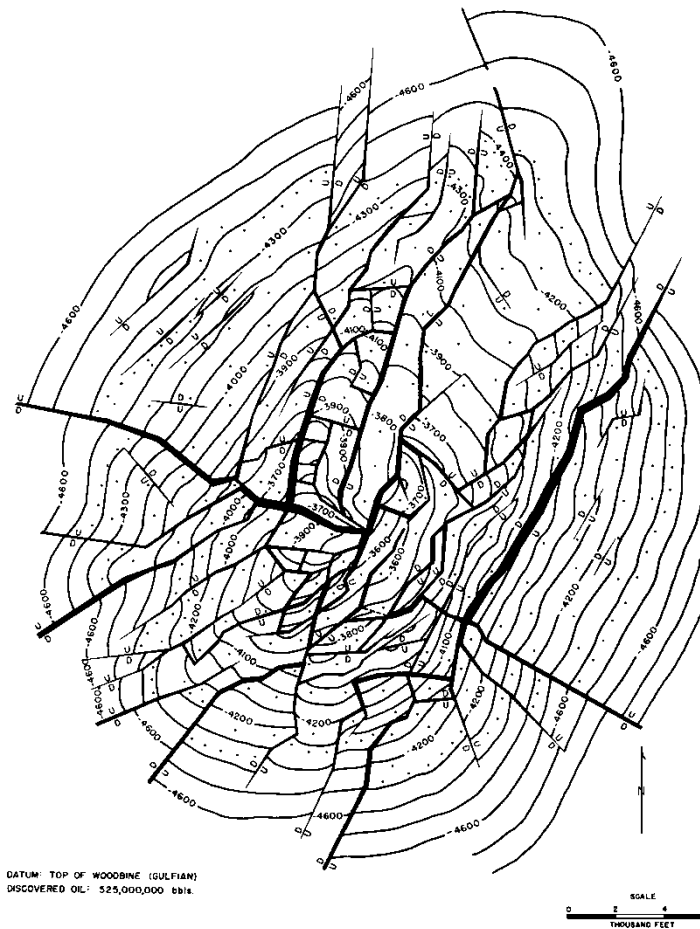
Transformverwerfungen entwickeln, wenn das Rifting weiter geht, so dass sich ein ozeanischer Rücken bildet.

Lokale, strukturbezogene Abschiebungen

Kleinere Dehnungszonen stehen in Zusammenhang mit:

Domstrukturen

Domstrukturen (*structural domes*) können über Salzkörpern oder magmatischen Domen liegen. Der punktuelle Auftrieb tieferer Gesteinseinheiten führt zur Spannungskonzentration bzw. zu starken Spannungsgradienten im Bereich der Hebungszone. Radiale und konzentrische Abschiebungen hören generell am Rand zum Dom auf.



DATUM: TOP OF WOODBINE (GULFIAN)
DISCOVERED OIL: 525,000,000 bbls.

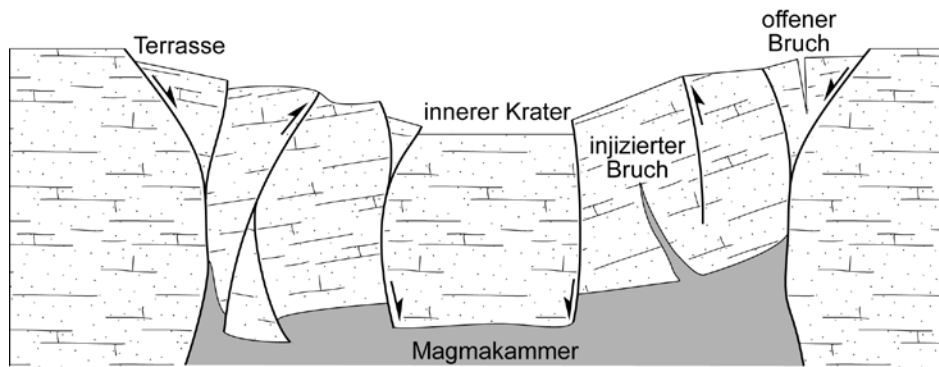
Radial fault patterns over Hawkins salt dome, Wood County, Texas. Structure contours are on top of the Woodbine sand. (After E. A. Wendlandt *et al.* [1946]. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **30**.)

Caldera

Eine Caldera ist ein Krater der durch einen in sich kollabierenden Vulkan entstanden ist. Die Entstehung erfolgt gewöhnlich durch niedrigen Druck innerhalb, oder durch gewaltsames Entfernen von Magma während einer Eruption aus der darunter liegenden Magmenkammer (z.B. Santorini, Krakatau). Der Kollaps vom Dach der Magmenkammer erfolgt entlang den angrenzenden konzentrischen **Ringstörungen** (*ring faults*).

Zwei Arten von Störungen existieren in einer Caldera:

- (1) nach aussen einfallende Überschiebungen treten meistens in der inneren Caldera auf, und erlauben den Grossteil der Kollapsbewegung.
- (2) Ringförmige und nach innen einfallende Abschiebungen bilden das Randgebiet der Caldera als Antwort auf den Kollaps entlang den inneren Verwerfungen.



Sukzessive nach Aussen entwickelnde Verwerfungen um eine Caldera

Sandmodelle deuten darauf hin, dass die Deformation mit einer ausgedehnten Absenkung beginnt, gefolgt von der Entwicklung von halbkreisförmigen oder linear nach aussen einfallenden Überschiebungen, die sich gewöhnlich fortpflanzen und sich gegenseitig beeinflussen, um schliesslich eine gesamte polygonale Struktur um die Caldera zu bilden. Wenn die Absenkung zunimmt, wächst die Caldera zusätzlich nach aussen und bildet nach und nach eine Reihe von konzentrischen nach aussen einfallenden Störungen. Äussere, einwärts abtauchende Abschiebungen entstehen spät und resultieren aus der Senkung entlang der inneren Störungen. Die Tiefe und die Form der Magmakammer beeinflussen den Bereich der Bruchbildung, die Symmetrie der Caldera und die Kohärenz der sinkenden Blöcke.

Die Verwerfungen der natürlichen Calderas bestimmen die Positionen und die Wanderung der eruptiven Entlüftungsöffnungen, die Grösse der Senkung, die Art des post-caldera auflebenden Magmatismus und den Umfang der hydrothermalen Zirkulation.

Falten

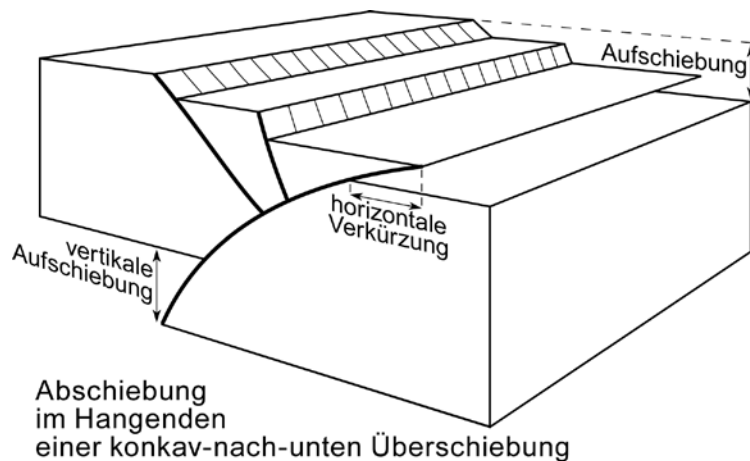
Abschiebungen entwickeln sich im äusseren Scharnier der Stauchungsfalten.

Pull apart

Pull-apart Becken sind rhombenförmige Einsenkungen, die auf beiden Seiten durch parallele und überlappende Blattverschiebungen und an ihren Enden durch diagonale Abschiebungen (im allgemeinen $30-35^\circ$) begrenzt werden. Die Abschiebungen sind Transferstörungen, welche die Enden der Blattverschiebungen mit der anderen Blattverschiebung verbinden.

Abschiebungen in Verbindung mit Überschiebungen

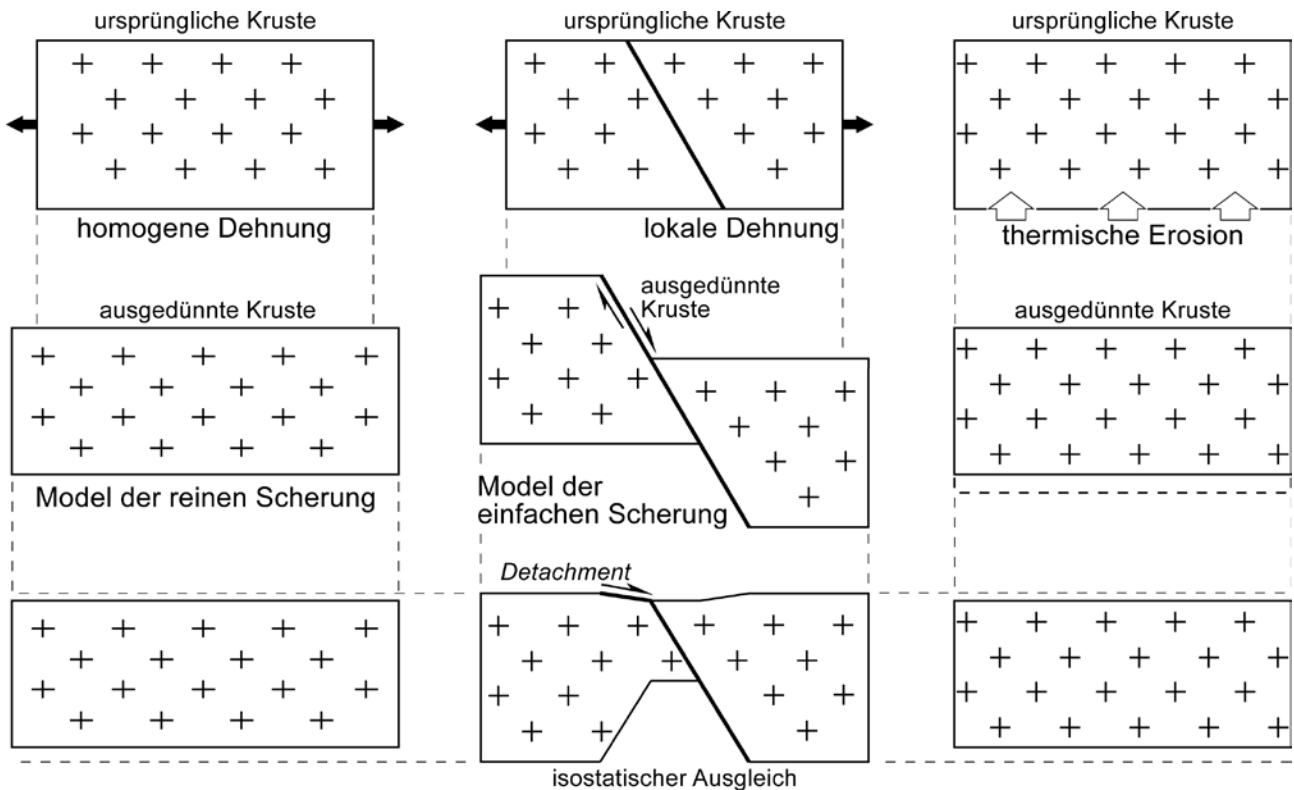
Abschiebungen und Oberflächenbrüche sind assoziiert mit lokaler Extension im Hangenden einer nach oben abflachenden Überschiebung. Sie erlauben eine Art *roll-over* Deformation, welche die mögliche Lücke füllt, die sich zwischen dem Hangenden und dem Liegenden während der Überschiebung öffnet. Sie sind subparallel zum Streichen der Rampe.



Abschiebung im Hangenden einer konkav-nach-unten Überschiebung

RHEOLOGISCHE KONTROLLE DER EXTENSIONSSYSTEME

Die Modelle der Lithosphärenstreckung bewegen sich zwischen zwei Endgliedern: einmal wird homogene, reine Scherung angewendet unter der sich Kruste und Mantel homogen strecken, und zum anderen einfache Scherung, unter welcher sich die Lithosphäre entlang einer leicht einfallenden Scherzone dehnt.



Drei Hauptmechanismen für krustale (lithosphärische) Ausdünnung

Modell Reine Scherung: sofortige symmetrische Dehnung

Das Modell der reinen Scherung (so genanntes McKenzie-Modell) bezieht sich auf einen quadratischen Marker in der undeformierten Kruste, der durch augenblickliche Deformation zu einem Rechteck mit dem gleichen Volumen nach gleichmässiger Extension deformiert wird. Extension geht einher mit der symmetrischen Ausdünnung der Lithosphäre, wodurch es zum passiven Aufwölben der heissen Asthenosphäre unterhalb der ausgedehnten Lithosphäre kommt. Die Unterseite der spröden oberen Kruste liegt nahe oder am spröde-duktilen Übergang in der Kruste. Darunter passt sich die Kruste an die Ausdehnung durch homogene duktile Verformung bzw. durch Bewegung auf konjugierten Scherzonen an. Isostatischer Ausgleich begleitet die Streckung. Der **lithosphärische Streckungsfaktor** β (*lithosphere stretching factor*) ist gleich dem Streckungsfaktor in der Strukturgeologie, d.h. er ist definiert als das Verhältnis von einer neuen zu einer alten Länge einer Linie. Demzufolge gilt:

$$\beta = L/L_0 = 1 + \varepsilon$$

mit der Extension:

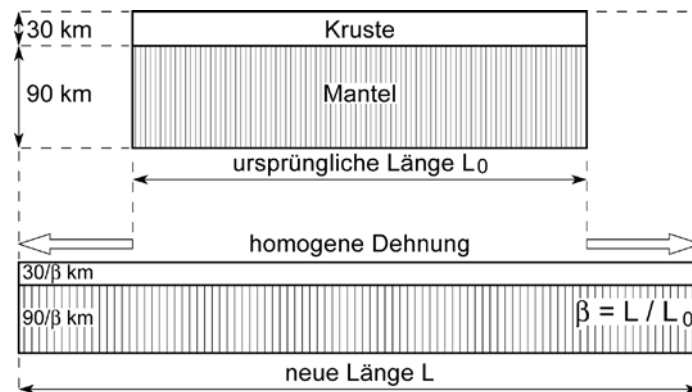
$$\varepsilon = (L - L_0)/L_0$$

Der isostatische Ausgleich erzeugt eine anfängliche Subsidenz verbunden mit mechanisch, symmetrischer Streckung, die von einer Phase thermischer Subsidenz gefolgt wird. Die Menge der anfänglichen Subsidenz S_i entspricht der Tiefe des neu gebildeten Beckens. Sie ist definiert als:

$$S_i = d \left(1 - \frac{1}{\beta} \right)$$

wobei d ein komplizierter Faktor ist, der die Ausgangsdicke der Kruste und der Lithosphäre, die Dichte des Mantels, der Kruste und der neuen Beckensedimente, die Temperatur an der Basis der Lithosphäre und den Wärmeausdehnungskoeffizienten für Mantel und Kruste enthält.

In Wirklichkeit sind viele dieser Parameter nicht unabhängig voneinander und d wird hauptsächlich durch die Dichte der neuen Beckensedimente gesteuert. d nimmt Werte von ca. 2,5 (Luft-gefülltes Becken) bis zu ca. 7,3 (Sediment-gefülltes Becken) an.



Definition des lithosphärischen Streckungsfaktors β

Die thermische Abweichung aufgrund der momentanen Ausdehnung nimmt exponentiell mit der Zeit ab, wobei die heisse, verhältnismässig gering dichte Asthenosphäre durch verhältnismässig dichte Mantellithosphäre ersetzt wird. Diese Zunahme der durchschnittlichen Dichte verursacht eine Periode von zeitabhängigen thermischen Subsidenz. In einer vereinfachten Form entspricht die thermische Subsidenz an einer bestimmten Zeit t :

$$S_T(t) = E \cdot r \left(1 - \exp\left(-\frac{t}{\tau}\right) \right)$$

wobei E , die Tiefe ist, zu der die Oberfläche der Lithosphäre absinkt. E ist abhängig von den Eigenschaften der Lithosphäre r , von dem Dehnungsfaktor β , und τ ist die thermische Zeitkonstante der Lithosphäre.

Dieses zweistufige Modell beinhaltet folglich:

- 1) Eine anfänglich, schnelle, isostatisch kontrollierte, syn-extensionale Subsidenz.
- 2) Eine exponentiale, post-extensionale Subsidenz, die durch Aufrechterhaltung des isostatischen Gleichgewichts während der Abkühlung der aufgestiegenen Asthenosphäre verursacht wird.

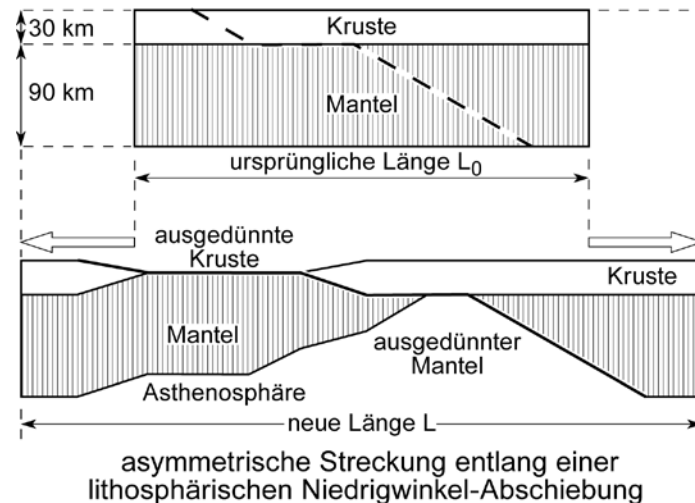
Das Modell hat eine Erklärung für die ungestörten Becken zur Verfügung gestellt, die auf der Erde bekannt sind. Berechnungen haben gezeigt, dass es einen guten Näherungswert der Beckengeschichte nur für die schwach ausgedehnten Becken gibt, die in einer kurzen Zeit gebildet werden ($\beta < 1,5$ über < 30 Ma.). Das Modell ist verfeinert worden, indem man die zeitabhängige Dehnung, den seitlichen Wärmefluss und die tiefenabhängige Dehnung mit einbezieht. Alle diese reine Scherungsmodelle indizieren, dass die resultierenden Becken ungefähr symmetrisch sind. Jedoch sagen sie nichts über die geometrische Veränderlichkeit der Extensionssysteme voraus, und sie geben keine rheologische Erklärung, wie die mittlere Kruste an die Erdoberfläche gebracht wird.

Modell Einfache Scherung: asymmetrische Dehnung

Das Modell der einfachen Scherung (so genanntes Wernicke-Modell) bezieht die Wirkung einer **Niedrigwinkel-Abschiebung** (*low-angle normal fault*) mit ein, welche die gesamte Lithosphäre als eine trennende Scherzone durchschneidet. In den **Ablösungsmodellen** (*delamination model*) ist die Abscherungszone für eine gewisse Strecke unter der spröde-duktilen Grenze flach, bevor sie darunter durch die untere Kruste steigt und weiter horizontal an der Unterseite der Kruste verläuft.

Mit dieser Geometrie versetzt sie räumlich die ausgedünnte obere Kruste gegenüber der ausgedünnten unteren Kruste und dem ausgedünnten lithosphärischen Mantel. Da die Region der oberen krustalen Dehnung nicht direkt über der Region der tieferen Extension und der asthenosphärischen Aufwölbung liegt, ist in diesem Modell die Zone, die später thermisch subsidenziert wird, nicht die gleiche, wie die obere, gestörte Kruste. Isostatischer Ausgleich ist aber auch in diesem Modell aktiv.

- Listrische Abschiebungen, die flach in der Abscherungszone liegen, schneiden Kippschollen im Hangenden, die sich gegeneinander durch Domino-artige Rotationen verschieben. Die anfängliche Subsidenz im Bereich der gestörten ober-krustalen Zone ist:
 - grösser als in dem reinen Scherungs-Modell.
 - Sie ist proportional zur Extension und
 - Sie wird von einem Aufstieg von der Unterseite der Lithosphäre begleitet, allerdings ohne Extension.
- Über dem ausgedünnten Mantel kann es signifikante, anfängliche Hebung geben, verursacht durch den Aufstieg heisser Asthenosphäre in die ausgedünnte Lithosphäre unterhalb nicht-ausgedünnter Kruste. Diese wird dann von thermischer Subsidenz gefolgt, verursacht durch das Abkühlen des Mantels. Wenn in der gehobenen Region Erosion stattfindet, wird durch das thermische Ereignis ein flaches Sackungsbecken erzeugt.



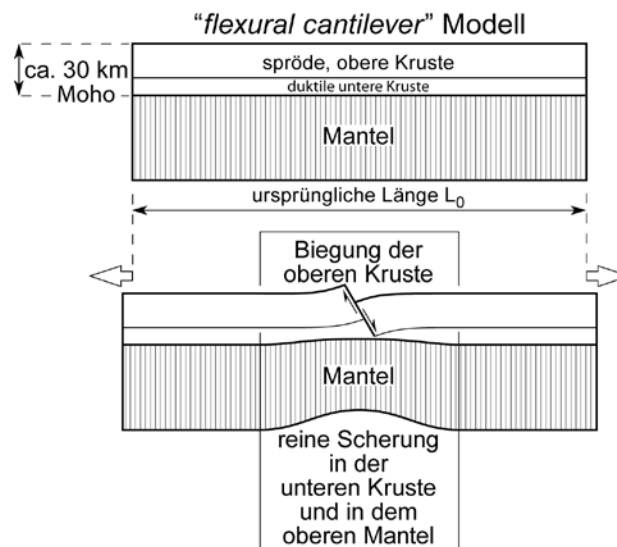
Das Modell sagt Asymmetrie in allen Skalen voraus.

- Obere Plattenränder sind gekennzeichnet durch wenig ausgedünnte, folglich dicke kontinentale Kruste mit schmalen kontinentalen **Schelfbereichen** (*shelves*) mit dünnen sedimentären Abfolgen, weil dort relativ wenig Subsidenz verzeichnet wird. Sie sind strukturell mit schwach rotierenden Abschiebungen einfach gebaut. Diese Region erfährt dann nur eine geringe thermische Subsidenz, während die Lithosphäre wieder equilibriert.
- Untere Plattenränder bestehen im Wesentlichen aus stark gedehnter, folglich dünner kontinentaler Kruste mit breiten Schelfbereichen und dicker sedimentärer Bedeckung, weil es mehr Subsidenz gibt. Da die untere Kruste und der Mantel entlang der Abscherungsfläche nach oben geschleppt werden, besteht das Grundgebirge aus exhumierter mittlerer und unterer Kruste, die allgemein durch Reste der oberen Platte in Form von gekippten Schollen überlagert wird.

„Flexural cantilever“ Modelle

Biegemodelle schätzen das Langzeitverhalten von Störungen anhand der Aufsummierung von wiederholter co-seismischer und post-seismischer Deformation um eine Hauptstörung herum ab. Die Bezeichnung "Flexur" bezieht sich auf den Durchbiegungsausgleich der elastischen (auf

geologischem Zeit-Massstab) oberen Kruste, als die isostatische Antwort zu den Lasten wie Gebirgen und sedimentären Becken. Man nimmt an, dass die obere Kruste als ein elastischer Gelenkträger (oder eine Schicht) wirkt, der auf der viskosen, flüssigen unteren Kruste und dem oberen Mantel schwimmt. Versetzungen auf einer lokalisierten Abschiebung verursachen die gebogene Senkung des Hangenden und die gebogene Anhebung des Liegenden. Der Radius der verformten Region, d.h. der seitliche Umfang von der Senkung des Hangenden und von der Anhebung des Liegenden, wird durch den Widerstand der elastischen Schicht zur Biegung (seine **Biegefestigkeit**) und durch die Dichte der darunter- und darüberliegenden Materialien gesteuert. Die flexurale Antwort zur Bruchbildung beeinflusst eine erheblich grössere Region als die co-seismische elastische Deformation (die durch die Grösse der Störungsoberfläche gesteuert wird) und sie ist asymmetrisch, weil die darüberliegende Last (Sedimente und/oder Wasser auf dem Hangenden, Luft auf dem Liegenden) asymmetrisch ist. Die bevorzugte Auslastung des Hangenden führt zu einer erhöhten Senkung und einer verringerten Erhebung des Liegenden.



Flexural cantilever Modelle ziehen die Beeinflussung um eine benachbarte Störung deren Abstand kleiner ist, als die Breite der Deformationszone um eine einzelne Abschiebung in Betracht. Diese Modelle kombinieren ein einfaches Schermodell in der oberen Kruste (durch listrische Abschiebungen kontrolliert) mit einem reinen Schermodell in der viskosen unteren Kruste und im sub-krustalen Mantel, unterhalb eines spezifizierten Niveaus horizontaler Trennung. Diese Modelle beinhalten ebenfalls die thermischen Effekte, die Erosion der Riftflanken und die Sedimentablagerung in den Gräben. *Flexural cantilever* Modelle sagen mächtigere syn-Riftsedimente als post-Riftsedimente voraus.

Verformungsrate und thermische Effekte

Lithosphärische Streckung vergrössert den geothermischen Fluss, weil heisse Asthenosphäre näher zur Oberfläche gebracht wird. Dies verursacht bedeutende Änderungen im Festigkeitsprofil der Lithosphäre.

- Wenn die Extension langsam ist, kann der geothermische Zustand Zeit haben, wieder ins Gleichgewicht zu kommen. Demzufolge bewegt sich die rheologische Basis der Lithosphäre nach unten, um die Krustenverdünnung zu kompensieren, was wiederum in einer Stärkung der Lithosphäre resultiert. Es scheint, dass langsame Extension selbstbegrenzend sein sollte, wenn das Rifting endet oder seitlich abwandert oder sich an anderer Stelle fortsetzt, wenn der Mantel unter dem Rift stabil genug ist.
- Im Gegensatz dazu führt schnelle Extension zu einer Schwächung der Lithosphäre, da der Temperaturanstieg die Krustenverdünnung übertrifft.

Numerische Modelle sagen voraus, dass schnelle Extensionsraten nur in heisser, thermisch junger Lithosphäre möglich sind. Dieser Umstand erlaubt eine lokale starke Extensionsdeformationen mit Verformungsschwächung, was zum kompletten Rifting der kontinentalen Kruste und zur Bildung eines Ozeans führen kann. Bei langsamer Extension mit Verformungshärtung wird erwartet, dass sich der Bereich der Deformation seitlich ausbreitet, um eine breitere Region in die Extensionsdeformation miteinzubeziehen. Folglich sollte eine Verbindung zwischen Riftbreite und Extensionsrate bestehen.

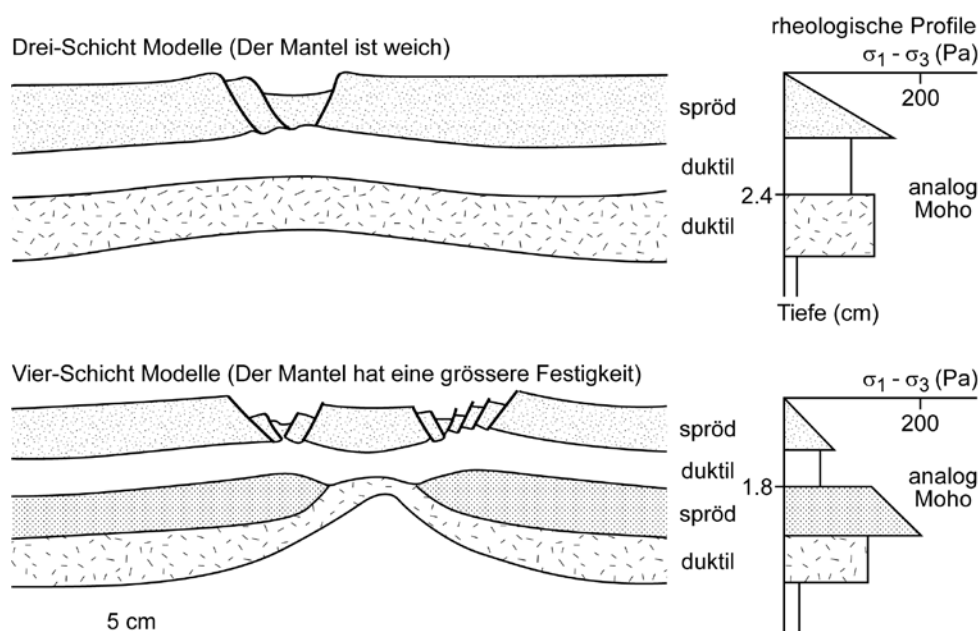
Lokalisiertes Rifting im Vergleich zu verteiltem Rifting

Extension kann innerhalb eines einzelnen isolierten Rifts (Rheingraben, Baikal) lokalisiert sein. Im Gegensatz dazu gibt es Fälle, bei denen die Extension breiter und über mehrere, normalerweise regelmässig parallel angeordnete Gräben und Horste verteilt ist (Ägäischer Meer, Basin and Range). Analoge und numerische Modelle zeigen, dass die mechanische Schichtung der Kruste die fundamentale Kontrolle über die Breite der verformten Region, dem Störungsabstand und dem Extensionsmodus (nämlich **Verengung** im Vergleich zu **Verbreitung**) ausübt. Diese zwei Extensionsformen beziehen dementsprechend den Wärmefluss, der das temperaturabhängige rheologische Profil stark beeinflusst, und folglich auch die elastische Stärke und die Tiefe (Krusten- bzw. Manteltiefe) der maximalen Festigkeit mit ein. In Gegenden in denen die Lithosphäre kalt ist, sind Rifts und angrenzende Deformationszonen eng begrenzt (ca < 100 km); in Gebieten in denen die Lithosphäre heiss ist, sind Rifts und die mit ihnen verbundenen Deformationszonen breit (> > 100 km). Die Kopplung zwischen den viskosen und spröden Schichten der rheologisch geschichteten Lithosphäre spielt ebenfalls eine wichtige Rolle. Diese bestimmte Rolle kann mit der Extensionsrate ausgedrückt werden, da eine Schicht mit einer gegebenen Viskosität bei niedriger Deformationsrate ein duktiler entkoppelndes Niveau sein kann, das bei Zunahme der Extensionsrate stärker wird. Bei niedriger Verformungsrate, d.h. niedriger Kopplung, herrscht der lokalisierte Modus vor. Bei Zunahme der Extensionsrate, d.h. erhöhter Kopplung zwischen den duktilen und spröden Schichten, wird die Deformation verteilt und die Extensionszone wird breiter.

Verengung

Metalle und Gesteinproben in Extensionstests zeigen, dass Ausdehnung, Verdünnung und folglich Schwächung der starken (kompetenten) Schichten, Verengung (auch **schmal-Rift Modus**, *narrow-rift mode*, genannt) auf einem lithosphärischen Massstab verursacht.

Extensionsmodus schmaler Riftzonen in Sand-Silikon analogen Modellen
nach Brun (2002) *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* **200**, 355-370



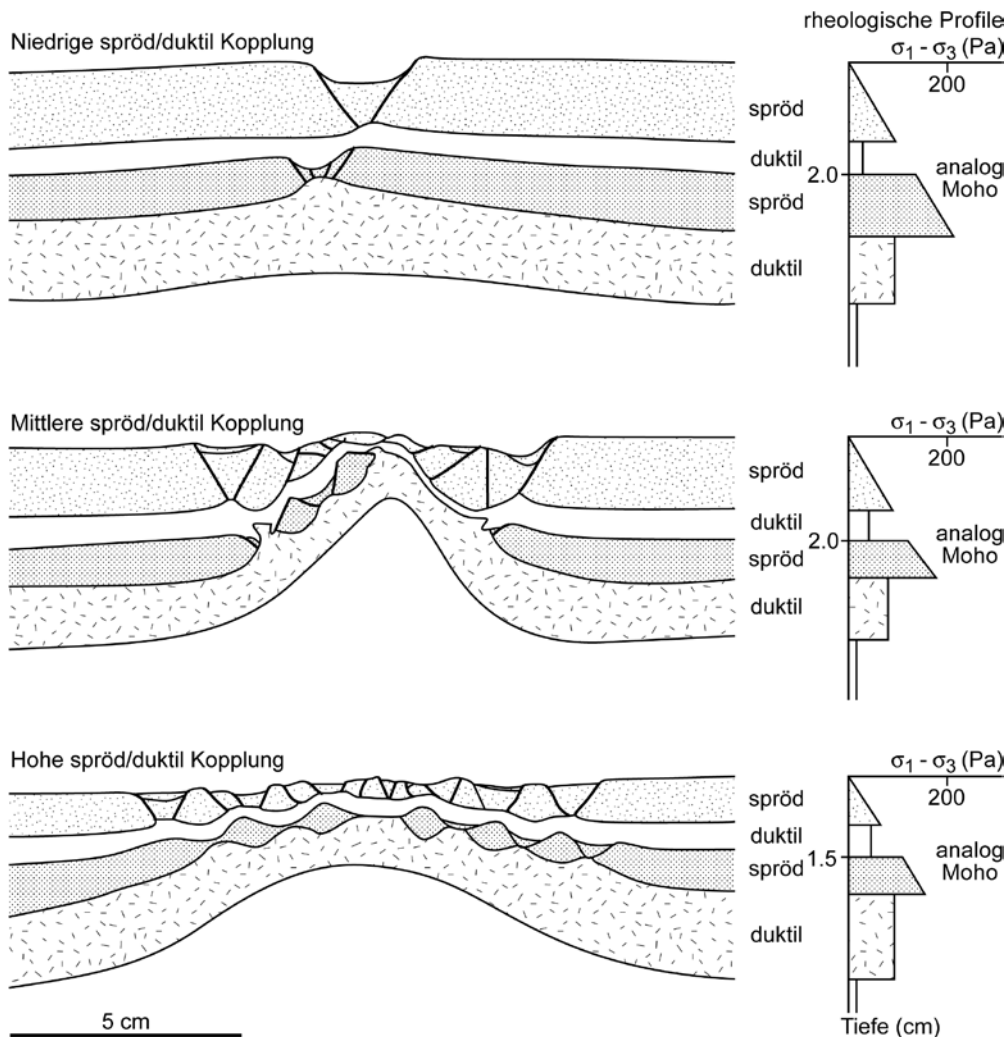
In Experimenten beginnt solch eine mechanische Instabilität an irgendeiner Unregelmässigkeit in der stärksten Schicht, die eine unterschiedlich schwächende und beschleunigende Verdünnung in den schwächsten Schichten einleitet.

Lithosphärische Verengung tritt vorzugsweise in einer stabilen Lithosphäre mit einem Wärmefluss der $< 70 \text{ mWm}^{-2}$ ist auf, und beginnt ähnlich in den stärksten Schichten der Lithosphäre, die normalerweise in der oberen Kruste und im oberen Mantel zu finden sind. Eine oder mehrere der kompetenten Schichten werden verhältnismässig dünn, folglich verringert sich die Festigkeit – was ein eindeutig instabiler tektonischer Prozess ist. Dadurch entwickeln sich schmale Rifts auf einer Kruste, deren „normale“ Ausgangsstärke geringer als 50 km ist. Schmale Rifts werden verursacht durch enge Regionen mit intensiven Abschiebungen. Entlang dieser beschränkten Verlängerung werden schmale Rifts durch grosse Gradienten in der krustalen Festigkeit und in der Topographie gekennzeichnet.

Verteilte Extension

Die verteilte Extension (auch **breit-Rift Modus**, *wide-rift mode*, genannt) tritt vorzugsweise in einer Lithosphäre in der der Wärmefluss $> 90 \text{ mWm}^{-2}$ ist auf. Ungleichmässig verteilte, aber hohe extensionale Verformung umfasst: kleine laterale Gradienten in der Topographie; eine eher gleichförmige Krustenmächtigkeit und eine gleichförmige Ausdünnung der Unteren Kruste und des Mantels über eine Breite grösser als die lithosphärische Mächtigkeit. Zwei grossräumige Erscheinungsformen hängen vom rheologischen Profil der Kruste ab: verteilte Bruchbildung und metamorphe Kernkomplexe.

Einfluss der Kopplung zwischen viskosen und spröden Schichten auf den Extensionsmodus in Sand-Silikon analogen Modellen nach Brun (2002) *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* **200**, 355-370

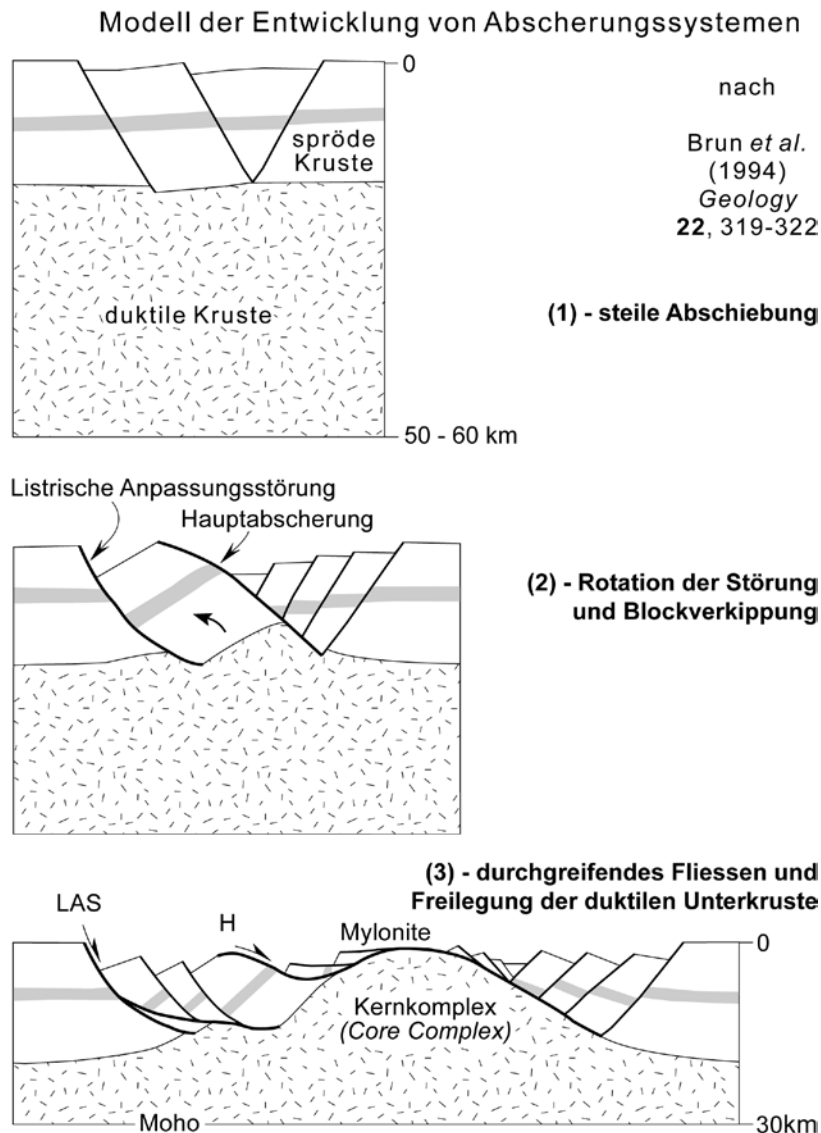


Verteilte Bruchbildung

Diese verteilte Deformation verursacht einen typischen Oberflächenausdruck der gekennzeichnet ist durch viele getrennte Horsts und Becken, die sich über eine beträchtliche Region (bis 1000 km) erstrecken. Solche dicht gedrängten Abschiebungen mit einem eher begrenztem Versatz bilden sich, wenn das Festigkeitsverhältnis der starken, spröden, oberen Kruste zu einer schwächeren, duktilen, unteren Kruste klein ist, d.h. die untere Kruste relativ stark ist. Ein Beispiel hierfür ist die Nordsee.

Metamorphe Kernkomplexe

Dieser breite Riftingsmodus führt zum Aufschluss von Gesteinen der unteren Kruste. Er findet häufig in einer verkürzten/verdickten Lithosphäre (mit einer krustalen Dicke > 50 km) während und/oder nach dem Ende der Konvergenz statt. Durch die frühe Gebirgsbildung wurde eine beträchtliche Menge der Kruste unter Hochtemperaturbedingungen begraben. Während der extensionalen Zerstörung eines vorhergehenden Orogenes, wird das Festigkeitsverhältnis zwischen der spröden, oberen Kruste und der duktilen, unteren Kruste erhöht, das heisst, das die untere Kruste schwächer wird und leichter fließt. Die Dehnung ist dann auf mehrere Trennungsstörzonen verteilt, die grosse Versetzungen aufnehmen können und die Ausgangstrennung der spröden Kruste auf charakteristischen listrischen Abschiebungen steuern. Schliesslich zerteilen diese Abschiebungen die obere Kruste und führen zur Exhumierung von tiefer mittel- bis hochgradiger Kruste in den metamorphen Kernkomplexen.



Zwei Stadien werden normalerweise erkannt, bei denen starre Verwerfungsblöcke die Kernkomplexbildung überprägen. Beispiele sind die westlichen USA und das Ägäische Meer.

GROSSRÄUMIGE ANALYSE VON EXTENSIONSSYSTEMEN

Allgemeine Eigenschaften

Abschiebungen liegen gewöhnlich als ein System von vielen assoziierten Verwerfungen vor. Aus regionalen Beispielen wird die Entwicklung von einem kontinentalen Rift zu einem neuen Ozean rekonstruiert. Es wird angenommen, dass das Rifting mit der Aufwölbung der kontinentalen Lithosphäre beginnt. Hierbei kommt es zur Dehnung und damit zur Ausdünnung der Kruste, die letztendlich entlang von Verwerfungen zerbricht. Während der Ausdünnung der Kruste kommt es zum Aufstieg des Mantels (*mantle upwelling*) und die Dekompression produziert Basalteruptionen. Im frühen Stadium können durch das teilweise Schmelzen der granitischen Kruste rhyolitische Magmen produziert werden. Während sich die kontinentalen Blöcke vom heissen, aufgewölbten ozeanischen Rücken weg bewegen, kühlt die kontinentale Lithosphäre ab, wird dichter und sinkt ab (thermische Subsidenz). Mit anhaltender Extension wird neue ozeanische Lithosphäre entlang des Rückens zwischen zwei passiven Rändern produziert. Dieser Prozess ist so wichtig, dass während der letzten 200 Millionen Jahre mehr als die Hälfte der Oberfläche der Erde durch vulkanische Aktivität entlang von mittelozeanischen Rücken gebildet wurde. Man kann daraus folgern, dass das kontinentale Rifting und die Bildung von neuer ozeanischer Lithosphäre eine Kombination von magmatischen und tektonischen Prozessen mit einbezieht.

Extensionssysteme

Rifts: Plattendivergenz auf dem Kontinent

Das Anfangsstadium des Aufbrechens eines Kontinents wird durch Abschiebungen bewerkstelligt und führt zur Bildung eines **Riftsystems**.

Morphologie

Aktive Rifts sind lange und schmale Senkungen auf der Erdkruste. Sie sind durch seismische Aktivität in Tiefen von bis zu ca. 15 km, durch hohen Wärmefluss und durch topographisch erhöhte Schultern, welche sich in Folge der isostatischen Biegung der Lithosphäre entwickeln, gekennzeichnet. Einige der besten Beispiele 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, die Gebiete mit mächtigen Sedimentablagerungen mit folgenden Merkmalen darstellen:

- Eine relativ geringe Breite (30-60 km) der linearen Strukturen, die ungefähr der Dicke der gedehnten kontinentalen Kruste entspricht; die Länge des Rifttales ist unabhängig von den obigen Grössen. Da sich der Boden der aktiven Riftzonen zuerst über dem Meeresspiegel befindet, sind **Synriftsedimente** häufig kontinental oder von Lagunen und an einigen Stellen stark durch Synriftvulkanismus beeinflusst. Bergstürze kennzeichnen die ersten Ablagerungen der riesigen kontinentalen Gräben, dann bilden sich Alluvialfächer mit klastischem Detritus der angrenzenden, hochragenden Gebiete aus. Diese Sedimente verleihen dem Rifttal die verhältnismässig flache Topographie, obgleich sie innerhalb eines unregelmässigen Musters von Teilablagerungsstellen abgelagert werden. Grosse Seen und Flüsse sind üblich in diesem zentralen Senkungsgebiet, das durch Sedimente gefüllt wird.
- Die subparallelen Ränder bestehen aus steilen Bruchstufen, die 3-5 km höher als der Riftboden sind. Diese eindrucksvolle Landschaftseigenschaft resultiert aus angehäuften Abschiebungen, die zum zentralen Tiefland hin abstufen. Einige dieser Abschiebungen sind sehr lang, aber gelegentlich verbinden sich die meisten in einer *en-échélon* Anordnung. Die Anhebung der Riftflanke (Schulter) entsteht durch mechanische Entlastung des liegenden Blockes. Isostasieberechnungen zeigen an, dass das gesamte Relief einer Riftwand ungefähr 2,25mal

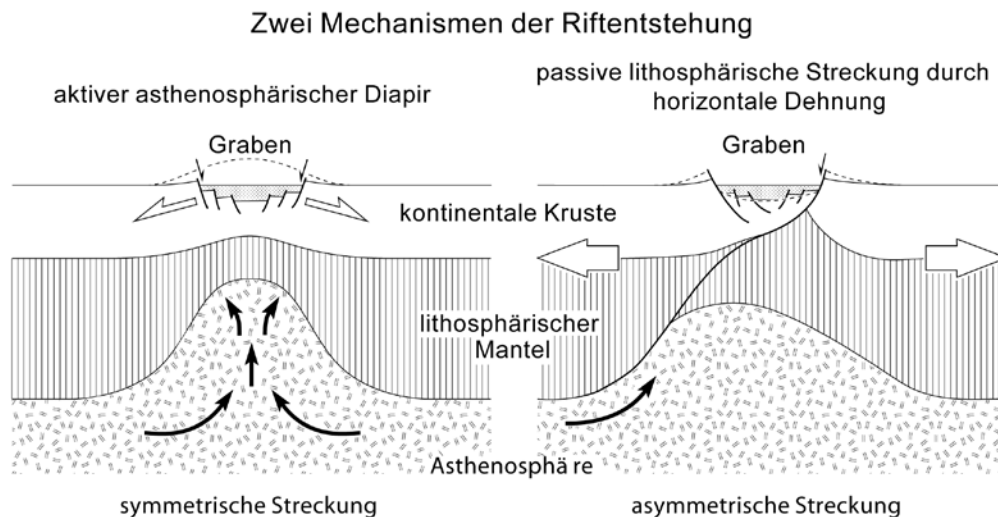
der Hebung entspricht. Der Umfang der Hebung, sowie die Breite der Riftflankenhebung wird durch die elastische Stärke der Lithosphäre T_e bestimmt. Die Breite der Schulter schwankt zwischen 80 km für $T_e=15$ km (Rheintalgraben) und 200 km für $T_e = 50$ km (Baikal).

- Rifts sind nicht gleichmässig tief entlang ihrer Länge. Die Ausdünnung der kontinentalen Kruste erfolgt normalerweise entlang von mehreren planaren und listrischen Abschiebungen, die vertikale Bewegungen von mehreren km zeigen. Die Rifts, die durch solche seriellen Abschiebungen begrenzt werden, werden in Segmente geschnitten und aus einer Ansammlung von Halbgräben mit unterschiedlichen Polaritäten aufgebaut, die aufeinanderfolgend oder nebeneinander angeordnet und durch Akkommodationszonen verbunden sind. Die Grösse der Halbgräben wird hauptsächlich durch die Dicke der seismogenen, spröden Kruste bestimmt. Sie sind gewöhnlich 25-100 km lang und 20-50 km breit. Lange und enge Becken, die durch Abschiebungen begrenzt sind, entwickeln sich auf den Rift-parallelen Extensionsblöcken, die um eine horizontale Achse rotieren während die Riftzone sich verbreitert. Die Entwässerung ist wiederum zum Grossteil verantwortlich für den Sedimenteintrag in den Halbgraben. Ihre sedimentäre Füllung ist asymmetrisch, mit groben detritischen Sedimenten in den Schuttkegeln und den Schwemmfächern, die die Störungsstufen erfassen. Feinkörnige Sedimente werden auf den gemässigt einfallenden Gegenböschungen abgelagert. Eine Umkehrung der Polarität durch die Entwicklung von jüngeren Störungen, während die älteren deaktiviert werden, können Sedimentverteilungen komplizieren. Diese Beschreibungen deuten an, dass viele Rifts asymmetrisch sind, wenn ein Seitenrand höher als der andere ist, und der untere Sedimentboden gekippt wird.
- Episodische Extensionspulse verursachen Raum für Sedimentansammlung mit einer sehr schnellen Rate. Stadien von schneller mechanischer Subsidenz werden gewöhnlich gefolgt von Zeiträumen von relativ tektonischer Ruhe, wenn die Sedimentversorgung den vorhandenen Raum füllt (was **Akkommodation**, *accommodation*, genannt wird). Synsedimentäre Tektonik (Kippung der Becken mit Fächerung der Sedimentformationen, Winkeldiskordanzen, Schichtlücken etc.) ist sehr aktiv. Alluviale Sedimente und Flussablagerungen überschreiten aufwärts in einer flachen und tiefen lakustrinen Fazies (Konglomerate, Sandsteine, Kohle, feinkörniger Schlamm) wo sich Seen zeitweilig und lokal entlang der Achse des Grabens bilden können. Während sich das Rift verbreitert, senkt sich sein Boden weiter ab und sinkt schliesslich unter den Meeresspiegel. Zu diesem Zeitpunkt ist das Meer, welches das Becken bedeckt, sehr seicht und kann austrocknen. In diesem Umfeld kommt es zur Ausfällung von Evaporiten. Bei der Weiterentwicklung des Rifts (mit Subsidenz des Grabens) erfolgen zeitweise marine Ingressionen (mit Evaporitbildung), bis das Milieu voll-marin wird. In den randlichen Hochzonen erfolgt teilweise Erosion, teilweise bilden sich weiterhin kontinentale Sedimentbecken aus (weiteres siehe passive Kontinentalränder).
- Kontinentale krustale Extension wird aufgenommen durch Abschiebungen, und ist begleitet von parallelen subvertikalen Gangschwärmen mit tholeiitischen und alkalischen Basalten. Die grossen Vulkane Mount Kenia und der Kilimandscharo sind Beispiele für diesen Magmatismus. Rhyolitisches Magma kann durch partielles Schmelzen der granitischen Kruste erzeugt werden. Die **bimodale** Assoziation von sauren und basischen Vulkaniten ist charakteristisch für innerkontinentale Riftsysteme. Tatsächlich zeigen die magmatischen Gesteine eine grosse Variationsbreite und schliessen auch extreme Zusammensetzungen ein, die selten ausserhalb der Rifts zu finden sind, wie extrem natrium- und kaliumreiche Gesteine, häufig auch reich an Karbonat. Die Karbonatitkomplexe von E-Afrika werden als die subvulkanischen Äquivalente solch ungewöhnlicher Vulkane angesehen, die Natriumkarbonat-Lava und -Asche zu Tage fördern (Oldoinyo Lengai, in Tanzania).
- Post-Rift, thermische Subsidenz wird durch die Abkühlung des asthenosphärischen Erdmantels, der während der Riftbildung zu lithosphärischen Höhen aufgewölbt war, eingeleitet. Die **post-Rift Sedimente** sind meistens marine, pelagische und klastisch-arme Materiale. Die thermische Subsidenz umfasst breite Zonen über die eigentliche Riftzone hinaus, aber die raue

syn-rift Morphologie des Beckens kann trotzdem durch verschiedene Sedimenttypen reflektiert werden. Die relativen Erhebungen wie z.B. pelagische Schwellen sind gekennzeichnet durch Sedimentmangel mit einer typisch kondensierten Fazies, Sedimentlücken und Neptunischen Gängen usw. Die Becken sind gekennzeichnet durch hemipelagische und eupelagische Sedimentbildung, diskontinuierlich beeinflusst durch Wiederablagerungsereignisse die Material von den nahe gelegenen Erhebungen einbringen.

Modi der Riftbildung

Das Spannungsfeld, das aus Körperkräften und Plattengrenzenkräften innerhalb einer Platte resultiert, kann durch die lithosphärischen und die unterlithosphärischen Kräfte am Ort geändert werden. Zum Beispiel erzeugt der Kopf eines schwimmenden Mantelplume horizontale Dehnungsspannungen in der überliegenden Lithosphäre und kann, zusammen mit der unterkrustalen Erosion helfen, die Platte aufzuspalten. Zwei Arten der Riftentstehung sind beschrieben worden, die sich auf die Rolle der Asthenosphäre beziehen: aktive gegen passive Riftbildung. Die zwei Modelle der Riftbildung unterscheiden sich in ihrem Ausgangsstadium, welches die Menge des verbundenen Magmatismus aufzeigt, wodurch die Menge des damit verbundenen Magmatismus bestimmt wird.



"Mantel-aktivierte", "aktive" Riftbildung

Die "Mantel-aktivierte" oder "aktive" Riftbildung wird durch einen heissen und schwimmenden **Mantelplume** (*plume*) oder -Diapir eingeleitet. Die aufsteigende Asthenosphäre verbiegt die Lithosphäre zu einer grossen, kuppelförmigen topographischen Erhebung von bis zu einigen Tausenden Kilometern im Durchmesser (die Hoggar und Tibesti Erhebungen in der zentralen Sahara sind moderne Beispiele), auf der sich radial angeordnete Rifts bilden. Die Lithosphäre wird von unten durch Aufheizung (nach oben steigende Isothermen) thermisch und mechanisch ausgedünnt und Rifts pflanzen sich entlang der topographischen Gradienten weg von der Auswölbung fort. Die Hauptbrüche bilden schliesslich drei Hauptgräben, die sich in der Mitte an einem Tripelpunkt verbinden.

Plume-erzeugte Rifts, beginnen mit der Aufdomung und massivem, überwiegend alkalischen Vulkanismus/Plutonismus auf/in der kontinentalen Kruste. Die Intrusionen sind üblicherweise gabbroitische oder doleritische Lagergänge in der unteren kontinentalen Kruste. Zusätzlich neigen aktive Rifts dazu, über der vertikal aufsteigenden Asthenosphäre symmetrisch zu sein und weite und verhältnismässig hohe Schultern zu haben; Störungsstufen können 2000 m hoch sein und der Gesamtversatz an diesen Abschiebungen kann örtlich 3-4 km erreichen. Das Ostafrikanische Rift ist als typisch Mantel-aktiviert betrachtet worden.

Lithosphären-aktivierte, "passive" Riftbildung

Der dazu alternative "Lithosphären-aktivierte" oder "passive" Modus beschreibt Rifts, die durch Lithosphärenextension unter tektonischen Kräften entstehen. Dehnungskräfte können an den Plattengrenzen durch Plattenzug oder Rinnensog erzeugt werden und weit innerhalb der Platte übertragen werden. Heterogenitäten in der Struktur (vorher vorhandene Bruchzonen), Thermik (hoher Wärmefluss) und Zusammensetzung (Gesteine mit niedriger Festigkeit) können Deformationslokalisierung in bestimmten Zonen anregen.

Passive Rifts beginnen mit schmalen Gräben klastischer Sedimentation und zeitlich begrenztem, jüngerem Vulkanismus. Im Gegensatz zu aktiven Rifts erzeugt die mechanische Antwort der gedehnten Lithosphäre eher asymmetrische Systeme, die eine Abscherungszone durch die ganze Lithosphäre mit einbezieht. Die Aufwölbung der Isothermen ist nur ein sekundärer Effekt, weil sie durch die mechanische Ausdünnung der Kruste aufsteigen. Die magmaverhungerten Baikalsee- und Rhein-Gräben sind als typisch Lithosphären-aktiviert betrachtet worden.

Geologische Unterlagen über Riftzonen zeigen, dass beide Modelle existieren und vermutlich gleichzeitig arbeiten, wobei das eine oder das andere dominierend ist. Zusätzlich können passive Rifts sich aber auch durch das aufwärts gerichtete Eindringen der Asthenosphäre in die entlang von Gräben ausgedünnte Lithosphäre zu aktiven Rifts entwickeln.

Riftausbreitung

Wenn es mehrere Plume-erzeugte Riftsysteme nicht weit voneinander gibt, können sich ihre benachbarten Abschiebungen in eine ununterbrochene, aber unregelmässige Riftzone zusammenschliessen. Rifts, die sich verlagern, brechen stufenweise durch die lithosphärischen Platten hindurch. Die senkrechte Kombination von Extension über dem Rift und dem längsgerichteten Ausbreiten erzeugt einen charakteristischen v-förmigen Keil von ausgedünnter Lithosphäre mit einem fortschreitenden jüngerem Alter der Extensionsstrukturen in der Ausbreitungsrichtung.

Eine der drei Hauptgrabenrichtungen über einem Plume kann inaktiv werden und einen unterbrochenen (*failed, aborted*) Riftarm ausbilden. Alternativ können sich alle drei Arme in ozeanische Becken entwickeln um eine intraozeanische Tripeljunction zu errichten (z.B. die Kreuzung an der die Antarktische, Südamerikanische und Afrikanische Platte aufeinander treffen). Zwei Arme der Afar Tripeljunction des Afro-Arabischen Riftsystemes haben sich bereits in das Rote Meer und den Golf von Aden entwickelt. Es wird erwartet dass der dritte Arm – das Ostafrikanische Riftsystem – sich ebenfalls in ein paar Millionen Jahren zu einem Ozeandurchgang entwickeln wird. Dies wird zu Spaltung der Afrikanischen Platte in zwei Platten – die Nubische und die Somalische Platte – führen.

Aulakogene: abgestorbene Rifts

Ein Rift, das nicht zum kontinentalen Auseinanderbrechen führte, bleibt innerhalb des Kontinentes als abgestorbenes Rift oder **Aulakogen** (*aulacogen*) erhalten. Wenn die Lithosphäre in diesem Stadium zu spreizen aufhört, kühlt der heisse Mantel unterhalb der verdünnten Lithosphäre langsam ab und wird dichter. Das jetzt schwere Mantelmaterial fungiert wie ein Senkblei, das die darüberliegende Kruste nach unten zieht und eine regionale Absenkung verursacht. Die umgebenden Gebirgszüge werden erodiert und liefern Sedimente in den sinkenden Bereich. Isostatischer Ausgleich zum Gewicht der Sedimente verursacht zusätzliche Subsidenz. Aulakogene werden häufig mit mächtigen Sedimenten gefüllt und enthalten Erzablagerungen, die mit ihrer ursprünglichen hydrothermalen Aktivität assoziiert sind.

Merkmale

Aulakogene sind tief abgesunkene, durch Störungen begrenzte sedimentäre Becken. Erstmals wurden diese Strukturen in den 60-iger Jahren in der UdSSR als Querbecken und Querbrüche beschrieben, welche die Kratone segmentierten. Das älteste Aulakogen, das man kennt ist das 3 Ga alte Pongola Aulakogen im südöstlichen Afrika. Diese Beispiele zeigen einige Eigenschaften:

- Aulakogene sind schmale und längliche Depressionen, die sich fast senkrecht zu den Kontinentalrändern in Richtung des Inneren von Kratonen ausdehnen. Dennoch sind sie genetisch an grössere ozeanische Becken, mit denen sie in Verbindung stehen, gekoppelt.
- Die Initiierung ist mit dem kontinentalen Rifting gleichzeitig und ist mit alkalischen plutonischen Intrusionen verbunden.
- Sie enthalten eine viel dickere sedimentäre Abfolge als die, die auf der umgebenden Plattform gefunden wird.
- Sie sind langlebige, mit einer Dauer, die der des angrenzenden aktiven Plattenrandes ähnlich ist.
- Aulakogene neigen dazu, durch erneute Bruchbildung und Subsidenz (sogenannte *posthume* Bewegungen) reaktiviert zu werden, was gelegentlich auch zu schwacher Faltung und Metamorphose führen kann.

Ursprung

Das Konzept nimmt an, dass Aulakogene durch Initiierung eines RRR-Tripelpunktes über einem thermischen Plume innerhalb einer kontinentalen Platte entstehen. Drei Rifts treffen über dem thermischen Plume in einem Winkel von 120° aufeinander. Diese Konfiguration benötigt die geringste Arbeitsenergie und ist somit die bevorzugte Konfiguration, um die durch Aufwölbung entstandenen Spannungen abzubauen. Wenn die Separierung der Platten fortschreitet, verbinden sich zwei der Arme und bilden eine divergente Plattengrenze, entlang der sich ein Ozean öffnet. Der dritte Arm wird deaktiviert und bleibt im Kontinent als gescheitertes Rift. Alternativ können Aulakogene einen RRF Tripelpunkt bilden, aber dieser Fall ist seltener. Folglich können, abhängig davon wo und wann Bruchbildung entsteht, entweder kontinentale Kruste oder ozeanische Kruste den Boden eines Aulakogens bilden. Andere seltene Fälle umfassen unterschiedliche Modi der kontinentalen Extension, erzwungen durch geologische Ereignisse oder durch unregelmässige **Stempel** (*indenter*) an den Plattengrenzen.

Weiterentwicklung

Alle drei Arme teilen die frühe tholeiitische Basaltphase, aber normalerweise entwickelt sich nur der verlassene Arm als alkalische bis peralkalische Eruptivprovinz (z.B. die frühe tertiäre Provinz von E Grönland).

Nach der Initiierung des Rifting sind Aulakogene sehr vorteilhafte Standorte für ein Flusssystem das detritisches Material vom Kraton transportiert (z.B.: Nigerfluss) mit marginalen Fanglomeraten, Arkosen, Mudstones und lokale Playaevaporiten. Nach Öffnung des Ozeans entlang der zwei Arme des Systems kann das Aulakogen die kontinentale Entwässerung lokalisieren und grosse Deltas an seiner Mündung bilden (z.B. Mississipi Delta).

Wenn sich der Ozean schliesst, bleibt das Aulakogen in einem grossen Winkel zum Faltengürtel erhalten. Komprimierung kann achsenparallele, jedoch schwache Faltung (z.B. das Dnyepyr-Donetz) oder eine neue Riftbildungsphase oder eine Blattverschiebung entlang der Grenzen verursachen. Diese unterschiedlichen Möglichkeiten sind für Erdölexploration wichtig.

Kontinentale Riftsysteme stellen im Wesentlichen Zonen von lokalisierter extensionaler Verformung dar. Die Riftzone erweitert sich kontinuierlich während ihre Ränder sich von einander weg bewegen. Sobald die kontinentale Kruste vollkommen ausgedünnt ist, wird das Rift zu einem ozeanischen Becken und die Extensionszone wird zu einer konstruktiven Plattengrenze. Als solche, können die Rifts das Anfangsstadium eines tektonischen Zyklus darstellen, der später die beiden älteren Rift-Segmente trennt und schliesslich zum **Auseinanderbrechen der kontinentalen Platte** (*continental break-up*) und zur Neubildung eines Ozeanbeckens zwischen zwei getrennten Teilen von kontinentaler Lithosphäre führt.

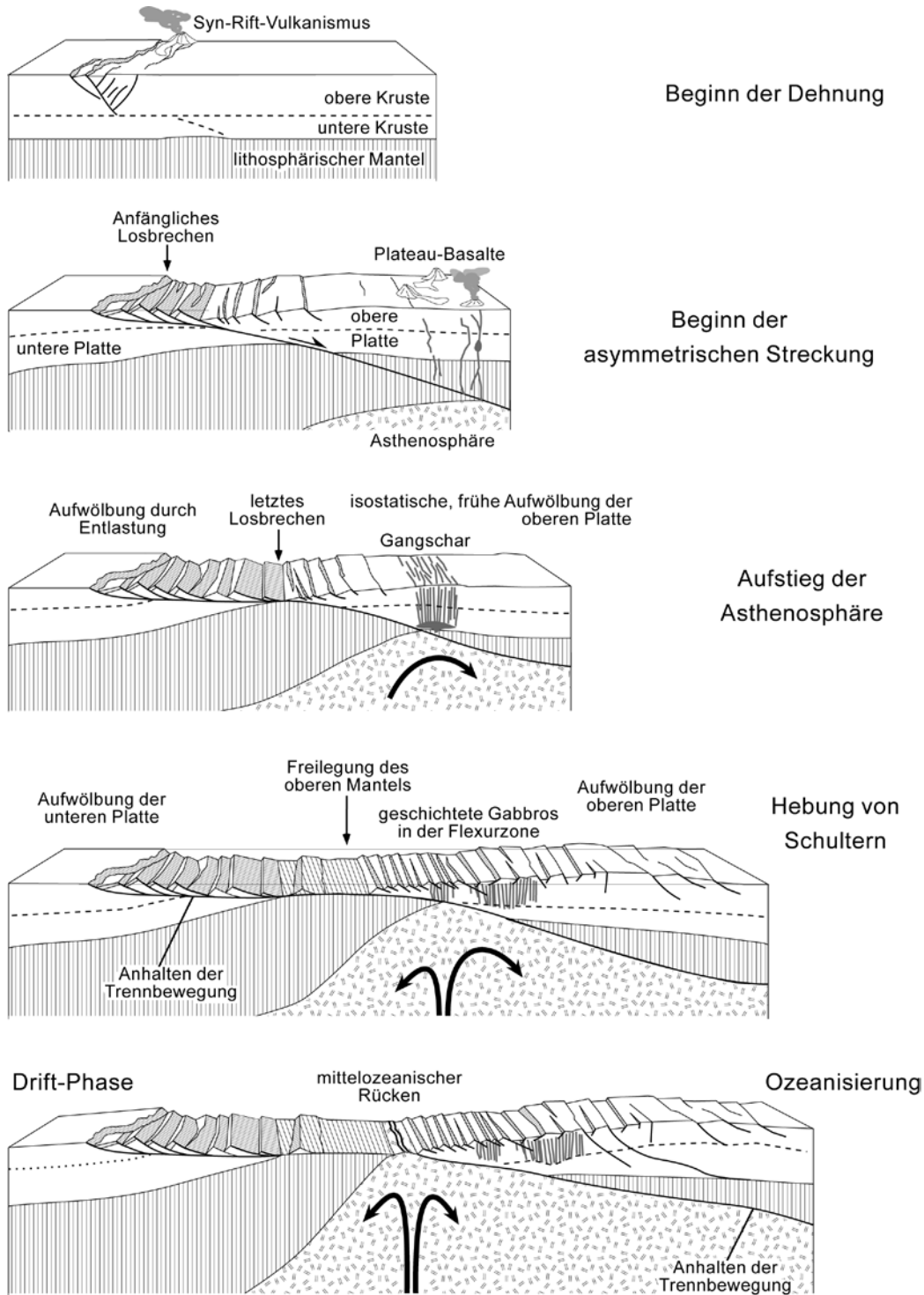
Passive Kontinentalränder

Die natürliche Entwicklung von einer divergenten Plattengrenze wird entlang dem Rand eines ursprünglichen gestreckten Kontinentes dokumentiert. Der Kontinent wird durch den Spreizungsprozess aufgespaltet, so dass die resultierende Platte aus kontinentaler und ozeanischer

Lithosphäre besteht. So sind die passiven Kontinentalränder Zeugen der früheren kontinentalen Riftstrukturen, aber wurden zu Intraplattenstrukturen als sich die Spreizungszone weg bewegte.

Entwicklung

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 eines asymmetrischen Systems gegen die ehemalige Riftachse immer stärker ausgedünnt.



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. In der Trennungszone zwischen den divergierenden Platten wird zunehmend mehr ozeanische Lithosphäre angelagert. So bildet sich kontinuierlich ein immer grösser werdendes Ozeanbecken dort aus, wo sich früher die Riftzone befand. Von diesen Rändern wird kontinuierlich Erosionsschutt in das Becken geliefert.

Die Dicke von der Krustenoberfläche zur Obergrenze der Asthenosphäre wird stetig kleiner mit fortlaufender Streckung. Während sich die kontinentale Riftzone verbreitert, beschränkt sich der Vulkanismus direkt auf die enge Riftzone. Alkalische Intrusionen sind in diesem Stadium die Regel. Ein Teil des Magmas bleibt an der Unterseite der Kruste eingeschlossen (*magmatic underplating*).

Schliesslich ist die Lithosphäre soweit ausgedünnt, dass sie ihren mechanischen Schwächepunkt erreicht und ein Aufbrechen des Kontinents ermöglicht. Der Magmatismus entwickelt sich von alkalisch zu tholeiitisch, verbundenen mit Intrusionen und Extrusionen von basaltischen Magmen durch die gestreckte Lithosphäre. Die Asthenosphäre steigt nur einige Kilometer unter den Rücken auf, um eine Magmakammer zu bilden, die ununterbrochen Basalte (MORB) der Unterwasservulkane des mittelozeanischen Rückens fördert, wodurch es zur Bildung von neuer ozeanischer Lithosphäre kommt.

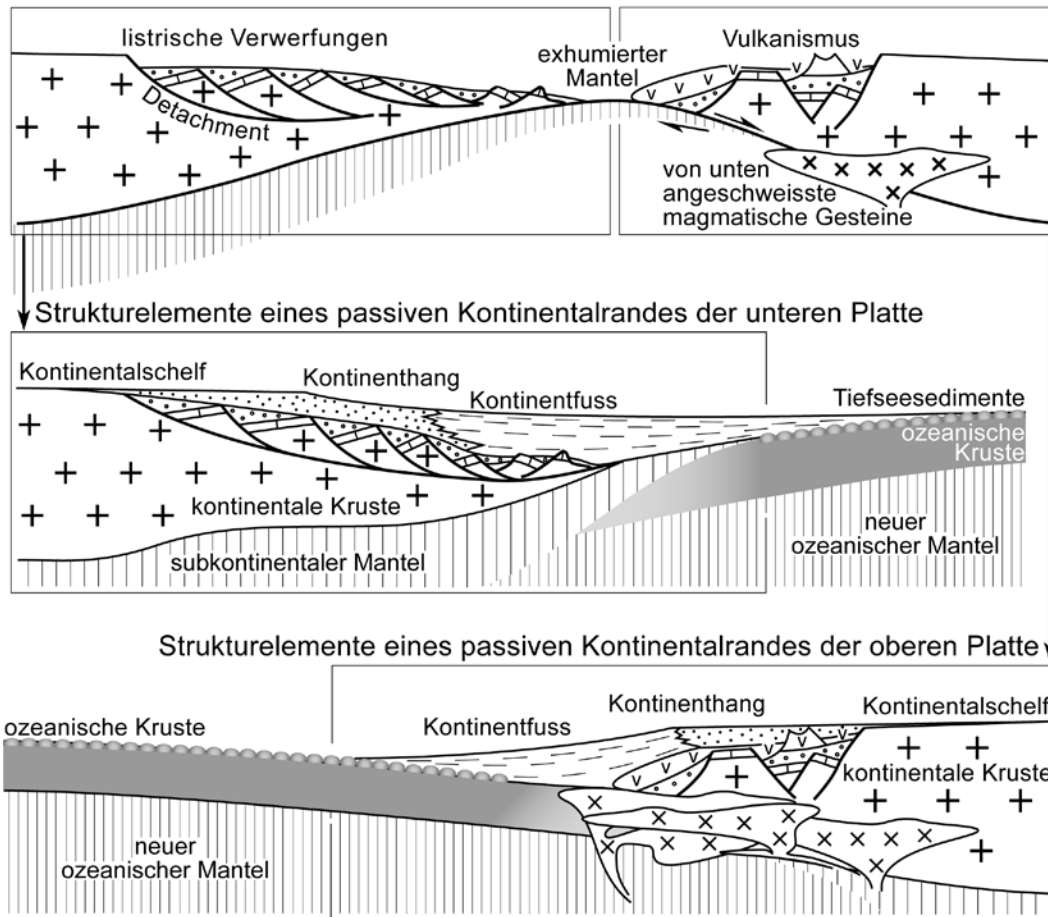
Morphologie

Die Kontinentränder werden zu **passiven Kontinentalrändern** (*passive continental margin*), im Sinn dass keine starke Verformung mehr stattfindet, sondern beträchtliche, weiträumige Subsidenz durch die Last der überlagernden Sedimente und die Abkühlung der angrenzenden ozeanischen Kruste (thermische Subsidenz). Strukturen und Gesteinsvergesellschaftungen der Riftingphase sind unter den jüngeren Sedimentformationen des passiven Kontinentalrandes eingefroren und "treiben" nun mit der zugehörigen Platte seitlich weg.

Hauptteile

Die ozeanische Kruste wird direkt an kontinentale Kruste geschweisst. Die Mischzone von ursprünglich kontinentalen Gesteinen mit zugeführten ozeanischen Gesteinen am Rand des Kontinents wird als **Übergangskruste** (*transitional crust*) bezeichnet. Ein passiver Kontinentalrand besteht aus folgenden drei Teilen:

- **Küstenebene** (*coastal plain*) und **Kontinentalschelf** mit einer variablen Breite (von wenigen Kilometern, z.B. Korsika, bis zu über 1000 km in NW-Europa). Darauf werden biogene und klastische Sedimente abgelagert. Der Übergang von Kontinentalschelf zu Kontinentalabhang wird häufig durch massive Körper von Karbonataufbauten, d.h. durch Riffe (z.B. das Great Barrier Reef in NE Australien) verstärkt. Das dahinterliegende Schelfbecken ist mit mächtigen Flachwasserkarbonaten (aus der Lagune) und mit detritischen Sedimenten gefüllt.
- Der **Kontinentalabhang** befindet sich am Ende des Kontinentalschelfes, und beginnt dort wo der Schelf mit einem steileren topographischen Gefälle (3-5°) in das ozeanische Becken übergeht. Die Hänge sind instabil und durch Unterwasserschuchten tief eingeschnitten. In ihnen wird sedimentäres Material vom Schelf zum Kontinentalfuss und in benachbarte ozeanische Tiefseeebenen transportiert. Die Kontinentalhänge sind mit ungleichmässig mächtigen Schuttkegeln von Sedimenten, die vom Schelf oder von den Barrierriffen stammen, überdeckt. An der Vorderseite von grossen Flüssen, werden ungewöhnlich mächtige und breite Fächer von klastischen Sedimenten in den **Flussdeltas** (z.B. Mississippi oder Nildelta) abgelagert. Im Allgemeinen bestehen sie aus einem sedimentären Keil, welcher sich seewärts von einem Federrand bis zu 15 km oder mehr verdickt.
- **Kontinentalfuss** (*continental rise*), der das Ozeanbecken mit dem Kontinentalabhang verbindet. Eine verhältnismässig mächtige Abfolge von Tiefwassersedimenten ist im Allgemeinen typisch für den kontinentalen Sockel und Kontinentalabhang.



Obere- und untere Plattenränder

Die Hauptabschiebung zeigt Asymmetrie in allen Massstäben, was durch die Kontinentalrandsstruktur und seine Geschichte reflektiert wird (siehe oben):

- Der obere Plattrand stellt das Hangende der Detachment-Verwerfungen dar. Obwohl dieser Rand stark ausgedünnt ist, erfolgt die Subsidenz langsam, weil darunter heisse Asthenosphäre hochgezogen wird. Diese Ränder sind charakterisiert durch eine mächtige kontinentale Kruste mit schmalen Kontinentalschelfen und dünner sedimentärer Überdeckung, die hauptsächlich, durch eine starke Diskordanz gekennzeichnet, auf schwach geneigten und erodierten Basementblöcken abgelagert werden. Die Ablösung (Delamination) zwischen der Kruste und dem Mantel erzeugt eine nachfolgende adiabatische Dekompression, dadurch kommt es zur Schmelzung des unteren Erdmantels. Der untere Mantel wird durch den oberen Mantel, der mit der oberen Platte zusammen hängt, ersetzt. Demzufolge sind die Ränder der oberen Platten durch gewaltigen Magmatismus gekennzeichnet (z.B. die atlantischen Ränder von Brasilien und von Grönland).

- Untere Plattenränder bestehen aus dünner kontinentaler Kruste mit breitem Schelf und dicker sedimentärer Bedeckung. An der Basis von stark rotierten Blöcken zeigt das Basement exhumierte mittlere bis untere Kruste. Isostatische Kompensation nach der Ausdünnung erzeugt mehr thermische Subsidenz als in den oberen Plattenrändern. Untere Plattenränder sind mit fast keinem Magmatismus assoziiert (z.B. Atlantikküsten von Nordamerika, NW Afrika, W Iberia). Selbst dort nicht, wo die kontinentale Kruste tektonisch zu solch einem Ausmass ausgedünnt wurde, dass der Mantel über einer kontinentalen Ozeanübergangszone, welche einige 100er Kilometer weit sein kann, exhumiert wurde. Weite Bereiche von serpentinisierten Peridotiten sind ebenfalls sehr charakteristisch für die untern Plattenränder.

In der Übergangszone zwischen dem unterem und dem oberem Plattenrand können dünne allochthone Blöcke von kontinentaler Kruste direkt den exhumierten Mantel überlagern.

Thermische Subsidenz

Der thermische Wärmefluss vom aufgewölbten Mantel während des beginnenden Rifting ist so gross, dass sich die inneren Ränder der aufbrechenden Kontinente weiter heben (thermischer Auftrieb). Mit anhaltender ozeanischer Spreizung entfernen sich die zwei Kontinentalränder immer weiter vom heissen **Spreizungszentrum** (*spreading centre*), d.h. dem mittelozeanischen Rücken, und kühlen ab. Die kälteren Gesteine sind dichter und so sinken auch die inneren Ränder der Kontinente allmählich unter den Meeresspiegel. Dies ist ein nicht-mechanischer Prozess, der **thermische Subsidenz** (*thermal subsidence*) genannt wird. Flachmarine Bedingungen können sich weit über den Kontinent ausbreiten und ein **perikontinentales** (*pericontinental*) oder **epikontinentales** (*epicontinental*) **Meer** (z.B. Nordsee) bilden. 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 mehr als die Hälfte der Ölreserven der Erde enthalten. Die gesamte post-Rift Subsidenz hängt mit der thermischen Abwärtsbiegung und der sedimentären Auflast zusammen. Jedoch üben Meeresspiegelfluktuationen eine starke Steuerung auf die Akkommodationsgeschichte und infolgedessen auf den stratigraphischen Rahmen der Becken im passiven Kontinentalrand aus.

Ozeanische Rücken: Plattendivergenz im Ozean

Der Übergang zum ozeanischen Stadium, dem "kontinentalen Auseinanderbrechen", ist gekennzeichnet durch eine **Aufbruch-Diskordanz** (*break-up unconformity*) zwischen gekippten und gestörten Sedimenten unterhalb der Diskordanz und durch undeformierte Sedimente oberhalb der Diskordanz. Diese Diskordanz weist daraufhin, wann die Streckung zwischen den beiden divergierenden Platten aufhörte die beiden konjugierenden kontinentalen Ränder zu deformieren und durch die Bildung der intervenierenden neuen ozeanischen Lithosphäre aufgenommen wurde.

Morphologie

Die heutigen divergenten Plattengrenzen liegen grösstenteils im Ozean, wo sie breite, zerbrochene Schwellen bilden, die generell breiter als 1000 km sind. Das auffallende physiogeographische Merkmal ist eine weltumspannende, ca. 100 km breite und symmetrische topographische Relieferhöhung am Ozeanboden, die bis zu 3000 m höher liegt als der angrenzende Ozeanboden. Sie wird **ozeanisches Gebirgsrücken-System** (*oceanic ridge mountain system*) genannt, das die Erde, wie eine ca. 70 000km lange Naht eines Tennisballs, umspannt. Fast alle Erdbebenlösungen aus den Kambereichen der Rücken zeigen Abschiebungsbildung. Das Gravitationsfeld über diesen Unterwassergebirgen zeigt, dass sie isostatisch ausgeglichen werden, aber keine tiefen krustalen Wurzeln haben. Das liegt daran, dass das Material heiss und deshalb weniger dicht ist als die kältere benachbarte ozeanische Lithosphäre. Durch das Abschneiden des klastischen Sedimenteintrages, sind die mittelozeanischen Rücken an Sedimenten verarmt. Die Mächtigkeit der basaltischen Kruste wird durch die Spreizungsgeschwindigkeit, Temperaturen und die Zusammensetzung des aufgewölbten Erdmantels beeinflusst.

Die Struktur der mittelozeanischen Rücken ist von der Spreizungsrate abhängig. Langsame Spreizungsrücken (< 4cm/a, z.B. der Mittelatlantische Rücken) sind schmaler und zeigen eine ausgeprägtere Topographie als schnell spreizende Rücken (> 4 cm/a, z.B. der Ostpazifische Rücken). Schnell spreizende Rücken weisen typischerweise kein Rifttal auf. Stattdessen bildet die Anhebung des Meeresbodens um mehrere hundert Meter ein **axiales Hoch**. Dieser morphologische Unterschied kann unterschiedliche Magmaproduktionsraten reflektieren.

Spreizungsdynamik

Der dynamisch aktive Teil des Systems beschränkt sich stark auf ein **axiales Rifttal** (*axial rift valley*), das die eigentliche Plattengrenze darstellt. Innerhalb einer 1-2 km tiefen, 5-30 km breiten Riftzone 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 tholeiitischen Intrusionen mafischer Plutonite, Extrusionen basaltischer Laven, die mit ozeanischen Sedimenten wechsellagern, und durch die Aktivität von Abschiebungen geschaffen. Eine räumliche Veränderung zwischen magnesiumreichen und magnesiumarmen Basalten kann die unterschiedlichen Spreizungsraten des Ozeanbodens zwischen verschiedenen Segmenten desselben Rückens reflektieren. Riftachsen-ferner Vulkanismus, dessen Verhältnis zum Magmatismus am Rücken selbst noch unverstanden ist, produziert eine Reihe von Mg-reichen Basalten, Basaltkomatiten und Pikriten. Wenn die Intrusionen und die frisch akkumulierten **Mittelozeanischen Rückenbasalte** (MORBs), samt ihrer dünnen sedimentären Abdeckung abgekühlt und kristallisiert sind, werden sie Teil der sich bewegenden Platten und stellen neue Bereiche der Lithosphäre dar. Folglich werden Plattengrenzen entlang von ozeanischen Rücken **konstruktive Plattengrenzen** (*constructive plate boundaries*) genannt. Die neu gebildete Kruste bewegt sich kontinuierlich mit Raten von mehreren Zentimetern pro Jahr vom Rücken weg. Die Anlagerung von Krustenmaterial wird als **Akkretion** (*accretion*) bezeichnet. Während sich die Platten vom Rücken weg bewegen, kühlen sie ab, verdicken sich und werden in Bewegungsrichtung dichter; infolgedessen sinkt die Lithosphäre ab. Es ergibt sich ein direktes Verhältnis zwischen der Wassertiefe und dem Alter der Lithosphäre. Die kennzeichnenden Merkmale eines mittelozeanischen Rückens hängen von seiner Ausbreitungsgeschwindigkeit ab. Langsame Rücken (z.B. Atlantik) zeigen eine höhere und schroffere Topographie als schnelle Rücken (z.B. Ostpazifik). Der grössere Auftrieb der dünneren, heisseren Lithosphäre nahe dem Rücken ist die Ursache für die topographische 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 von dem Rücken, was die magnetische Anomalienstreifung ergibt, die benützt wird, um die Plattenbewegungen und ihre Rate über den letzten 200 Ma zu errechnen.

Als Antwort auf sich ändernde tektonische Bedingungen kann ein Rücken wachsen und in benachbarte 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.

Segmentierung

Der Rücken verläuft in einer systematischen Art und Weise wellenförmig auf und ab und definiert so eine grundlegende Aufteilung des Rückens in Segmente, die durch eine Vielzahl von Diskontinuitäten abgegrenzt werden. Wellenlängen und Amplituden sind entlang schnellen Spreizungszentren grösser als entlang von langsamen. Diese Veränderungen können erhöhte Magmaproduktion entlang flacher Abschnitte und erschöpfte Magmaproduktion an Segmentenden widerspiegeln. An den Segmentenden werden die mittelozeanischen Rücken durch Transformstörungen und deren Bruchzonen, die senkrecht zum axialen Rifttal versetzt sind, in Segmente geteilt. Die Rückenaktivität wird auch durch das Nebeneinanderliegen von dicker kalter Lithosphäre gegen das Ende eines Spreizungssegmentes beeinflusst.

Extension an den konvergenten Plattengrenzen

Es erscheint paradox das Extension in konvergierenden Systemen auftritt. So genannte Back-arc Becken können bei der Subduktion einer ozeanischen Platte unter eine andere ozeanische Platte entstehen. Solche Becken befinden sich entlang des Pazifiks (Aleutisches Becken, Ochotskisches Meer, Japanisches Meer, Ryukyu Trog, Südchinesisches Meer). Die *Back-arc* Becken werden durch die ozeanische Lithosphäre entlang von unregelmässigen Systemen von aktiven und nicht mehr aktiven, oder sogar sich schneidenden Rücken erzeugt. Die *Backarc*-Becken zeigen an, dass sich Extension über Subduktionszonen ereignet. Heutige **Randbecken** (*marginal basins*) sind kurzlebige, inaktive *Back-arc* Becken. Diese können sich unter günstigen Umständen wie Unterschiede im Bewegungsvektor und in den Geschwindigkeiten der oberen und unteren Platte,

oder Änderungen im Subduktionsabtauchwinkel bilden. *Back-arc* Extension scheint durch den Abtauchwinkel der Subduktion kontrolliert zu sein.

Flachwinkel-Subduktion erzeugt Kompression in der oberen Platte, da die Subduktionsstörung einen längeren Kontakt mit der oberen Platte hat. Folglich wird sie Reibungsgleiten unterworfen und der daraus folgende Plattenzug wird als Kollisionswiderstand auf die obere Platte übertragen, die Druckspannungen erzeugt. Der südamerikanische Andenrand ist ein typisches Beispiel.

Steil eintauchende Platten verursachen einen kleinräumigen konvektiven Fluss des Mantels unter dem Vulkanbogen, aber über der absinkenden ozeanischen Platte (*slab*): Der Slab kann den viskosen Mantel mit sich schleppen und die heisse Asthenosphäre aus dem tieferen Mantel veranlassen aufwärts zu fließen, um oberflächennah Platz zu nehmen. Das resultierende Konvektionsmuster dünnt die darüber liegende Lithosphäre aus und kann Dehnungsspannungen auf die Hangend-Platte übertragen (z.B. Ägäis-Westtürkei). Extension und daraus folgend die Entstehung eines neuen Ozeanbodens in oder hinter dem Inselbogen (z.B. Philippinischem Meer hinter dem Mariannen Bogen) in einem konvergenten System ist wahrscheinlich das Resultat einer komplexen Konfiguration der Konvektionszellen in der Asthenosphäre über der subduzierenden Platte. Der Magma-erzeugende Prozess findet im oberen Mantel statt und produziert die tholeiitischen Basalte, die den Basalten des Ozeanbodens ähnlich sind, wenngleich Schwankungen in der Zusammensetzung eine Al-reiche Gruppe von Basalten umfassen, die in den frühen Stadien des Backarc-Rifts produziert werden. Der Boden des Backarc Beckens ist jünger als die subduzierende ozeanische Lithosphäre und verursacht, in Bezug auf den Kontinent, eine ozeanwärts gerichtete Wanderung des Bogens und seines *Forearc*-Bereiches.

Ebenfalls können sich steil abtauchende Slabs vom **Tiefseegraben** (*trench*), in entgegengesetzter Richtung zur Plattenbewegung wegbewegen (**Abrollen** = *roll back*) und Extensionsstrukturen in der **Vor-Bogenregion** (*forearc*) entwickeln. Das Abrollen erzeugt Grabensogkräfte, die Dehnungsspannungen auf den oberen Plattenrand erzeugen. Rift-Bildung und Extension der oberen Platte wird gefördert durch thermische Schwächung, die durch die Aufwölbung des Mantels und dem Vulkanismus über dem Slab verursacht wird. Die rückschreitende, subduzierende Platte steuert auch in welche Richtung die überliegende Platte gedehnt wird.

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. Eine wichtige Variable, die Kompression oder Extension in konvergenten Systemen steuern kann, könnte das Einfallen der subduzierten Platte sein.

Rücken assoziierte Tripelpunkte

Wenn eine Plattengrenze gegen eine andere Plattengrenze endet, ist der Schnittpunkt ein sog. **Tripelpunkt** (*triple point*), weil zwei Plattengrenzen drei individuelle Platten voneinander trennen. Sechs grössere Rücken beherrschen die heutige Erde. Sie enden entweder an Transformstörungen (F), an Tiefseegraben (T) oder an anderen ozeanischen Rücken (R). Drei Rücken Schnittpunkte (RRR) bilden den stabilsten Typ, wie in Rodriguez und im Galapagos. Andere Schnittpunkte umfassen RRT (Ostpazifischer Sockel und südöstlicher Indischer Ozean), RTT (keiner momentan aktiv), RFF (Owen-Bruch- Carlsberg Rücken) und RFT (südliches Ende der San Andreas Verwerfung). RRF-Tripelpunkte gehören zu den zwei instabilen Arten.

Bilanzierte Profile

Genaue geologische Profile sind von entscheidendem Wert, wenn grosse kommerzielle Investitionen auf dem Spiel stehen. Aus diesem Grund haben sich Strukturgeologen viel um bilanzierte Profiltechniken bemüht. Die Idee hinter dem Konzept besteht darin, dass man in der Lage sein muss, die ursprüngliche Interpretation der Strukturen, unter Beibehaltung des konstanten Volumen der Gesteine während der Deformation, wieder herzustellen. Der rückdeformierbare oder retro-deformierbare Querschnitt wird so **gültig** (*viable*). Volumenerhaltung wird konfrontiert mit einigen häufigen Ausnahmen wie Lösung, Erosion, bewegliche Schichten (insbesondere Salz), etc.

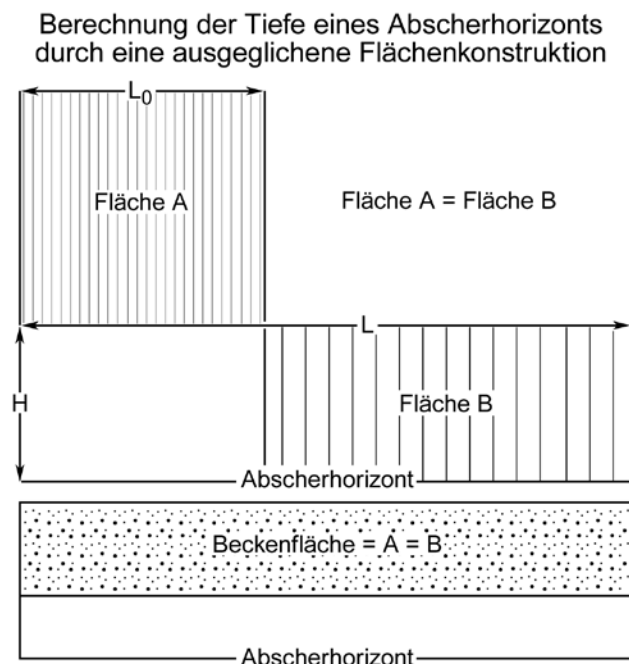
Die bilanzierte Profilkonstruktion ist ein Arbeitsmittel, um die tektonische Deformation schrittweise zurückzunehmen. Profilbilanzierung kann auf Beckensedimente angewandt werden, weil die Bilanzierung Formen im Hangenden auf die Störungsgeometrie bezieht. Dies geschieht mit der Hauptannahme dass sich das Liegende unterhalb des Detachmenthorizontes steif verhält. Ein wichtiger Ansatz ist, dass es nur ebene Verformung in der Profilebene gibt. Diese grundlegende Annäherung nimmt an, dass die zweidimensionale Schnittfläche einer Formation mit ihrem Volumen gleichgesetzt wird, und dass die Oberflächen vom ursprünglichen zum endgültigen Zustand erhalten bleiben. Andere wichtige Annahmen in sedimentären Becken sind, dass das **Kompaktionsverhalten** (*compaction behaviour*) bekannt ist, und dass die Zeit-Tiefe Umwandlung durch **Dekompaktion** der Sedimente korrekt ist. Unterschiedliche Techniken machen unterschiedliche Annahmen darüber, wie das Hangende sich verformt: ob es eine Volumen-, Flächen- oder Schichtlängen-Bilanz gibt.

Ausgeglichene Fläche Konstruktion

Diese Technik wird verwendet, um die Tiefe H des flachen Teils einer listrischen Abschiebung zu berechnen. Die Profilfläche des bei der Extension entstandenen Halb-Grabens ist gleich der rechteckigen Profilfläche des Hangenden, das durch die Extension aus den pre-Extensionssystemgrenzen bewegt wurde. Die Gesamtfläche von stratigraphischen Intervallen in einem Querschnitt bleibt gleich im heutigen und in den rekonstruierten Zuständen, unter Berücksichtigung der Dekompaktion. Mit der Annahme, dass nur ebene und isovolumetrische Verformung stattfand, ist die Fläche A_B des Beckens durch die Geometrie der antithetischen Flexur definiert. Wenn die Ausgangslänge des Systems L_0 (Schichtlängen des Liegenden + Hangenden) und die Länge nach Extension L ist, gilt:

$$A_B = (L - L_0)H$$

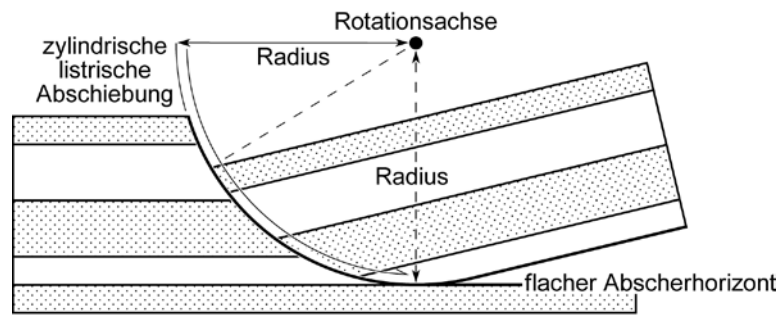
Dies ist nur eine grobe Abschätzung, da Deformation innerhalb des Hangenden nicht ein Viereck aber ein Trapez oder andere Formen ergeben kann. Dann muss die Gleichung dementsprechend geändert werden.



Zylindrische listrische Verwerfung

Angenommen, dass das Verwerfungsprofil einem Kreisbogen folgt, kann die Rotationsgeometrie verwendet werden, um die Tiefe zur Trennungsfläche zu modellieren. Die Rotationsachse wird

durch den Durchschnitt von zwei Linien, die zur Störungsfläche orthogonal sind, definiert. Der Radius gibt den Abstand von der Rotationsachse zum flachen Abscherhorizont ab.



Modell von einer zylindrischen, listrischen Abschiebung
um die Tiefe des Abscherhorizonts zu bestimmen

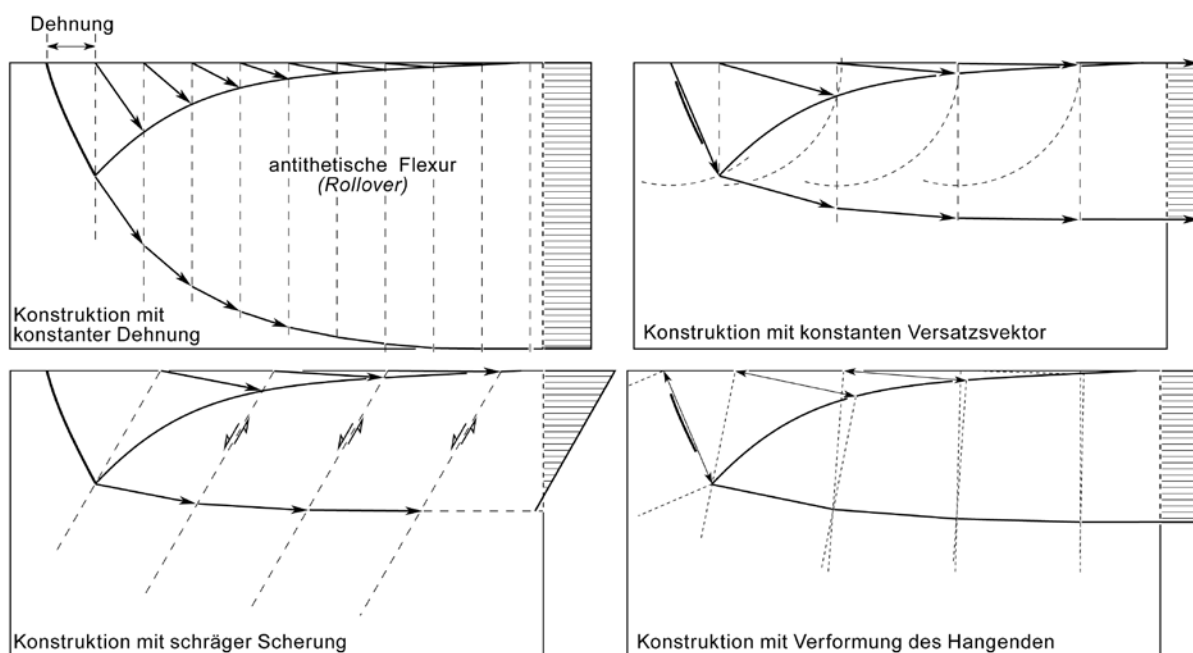
Vertikale Scher-Konstruktion (mit konstanter Dehnung)

Dies ist eine geometrische Methode, mit der man die Form einer listrischen Abschiebung anhand der **Hangendantiklinale** (*rollover anticline*) definieren kann. Es wird angenommen, dass der horizontale Versatz des Hangenden konstant ist und der Magnitude der Extension entspricht. Die Deformation des Hangenden wird durch vertikale einfache Scherung vollzogen. Diese Scherung stellt den Kollaps entlang vertikaler Flächen dar, um die Lücke zwischen dem Liegenden und dem Hangenden zu füllen. In dieser Technik unterteilt man den Versatzvektor entlang der Verwerfungsfläche in **Dehnung** (horizontale Bewegungskomponente, *heave*) und **Sprunghöhe** (vertikale Bewegungskomponente, *throw*). Die horizontale Bewegungskomponente wird näherungsweise überall entlang der Länge der Verwerfung als konstant angesehen. Wenn die Abschiebung listrisch ist und sich kein synsedimentärer Bruch entwickelt, steht die Krümmung der Flexur in direkter Beziehung zur Geometrie der listrischen Abschiebung.

Die Methode:

- Auf einem geologischen Profil (oft ein seismisches Profil) suchen Sie einen stratigraphischen Leithorizont im Liegenden und im Hangenden, der im letzteren auch eine Flexur nachzeichnet.
- Messen Sie den horizontalen Betrag als den horizontalen, **stratigraphischen Sprung** (*stratigraphic separation*) der Leitschicht.
- Unterteilen Sie anschliessend das Profil des Hangenden in vertikale Segmente, deren Breite gleich gross wie die horizontale Komponente des Versatzes ist. Diese Segmente schneiden die horizontale Oberfläche und die Oberfläche der antithetischen Flexur an aufeinanderfolgenden Punkten.
- In jeder Säule zeichnen Sie einen Vektor von der oberen Intersektion einer vertikalen Linie mit der horizontalen Oberfläche zur Intersektion der folgenden Linie mit der Oberseite der antithetischen Flexur. Diese Vektoren werden nach und nach flacher in Richtung des Hangenden.
- Verschieben Sie abwärts vertikal jeden vorher definierten Vektor jedes vertikalen Segments und setzen Sie das Ende eines Vektors am vorhergehenden Kopf der Pfeile in Richtung der Transportrichtung, weg von dem Störungsausbrechen. Jetzt wird die Verwerfungsfläche mit ihrer segmentierten Versetzung durch die verschobenen Vektoren konstruiert
- Da die Vektoren parallel bleiben, wird die Abschiebungsfläche immer flacher je weiter sie sich vom Liegenden entfernt, d.h. sie ist listrisch.

Mit dieser Technik bleiben die Schichtmächtigkeiten entlang der vertikalen Scherflächen konstant, und die Falten im Hangenden werden mit ausgeglichenen Flächen balanziert. Demgegenüber ist die orthogonale Mächtigkeit der Schichten variabel und die Schichtlängen nehmen zu.



Vier geometrische Methoden um die Form einer listrischen Abschiebung anhand der Hangendantiklinale zu definieren

Konstruktion mit konstantem Versatz

Diese Konstruktion (auch Chevron Konstruktion genannt) kann unterschiedlichen Annahmen angepasst werden. Z.B. wird sie verändert, wenn anstatt der Dehnung der Versatzvektor entlang der Verwerfungsfläche als konstant angenommen wird. Dann wird die Breite der aufeinanderfolgenden vertikalen Segmente wie folgt definiert:

- Der Versatzvektor wird auf einem Profil definiert und zeichnen Sie wie vorher beschrieben die erste vertikale Linie.
- Von dem Schnittpunkt der Linie mit der horizontalen oberen Oberfläche zeichnen Sie einen Kreis mit einem Radius gleich dem Versatzvektor. Nachfolgend werden vertikale Linien von dem Schnittpunkt des Kreises mit der antithetischen Flexur gezeichnet.
- Holen Sie Dieses Procedere für jeden Punkt wieder und bestimmen Sie die Geometrie der Verwerfungsfläche genauso wie für die vertikale Scher-Konstruktion.

Geneigte Scher-Konstruktion

Zusätzliche Anpassungen des Modells beinhalten:

- Willkürlich geneigte einfache Scherung, oder einfache Scherung entlang Flächen, die parallel zu den synthetischen und antithetischen Verwerfungen sind;
- Variable Scherrichtungen;
- Verformung im Hangenden durch den Materialtransport parallel zum Verwerfungsprofil;
- eine Kombination der vertikalen einfachen Scherung und der konstanten Schichtlänge, die Biegegleit-Faltung erfordert, um die antithetische Flexur zu erzeugen;
- Kompaktion im Hangenden.

Alle diese Techniken erzeugen unterschiedliche Geometrien und alle ergeben eine grobe Abschätzung der zutreffenden Geometrie.

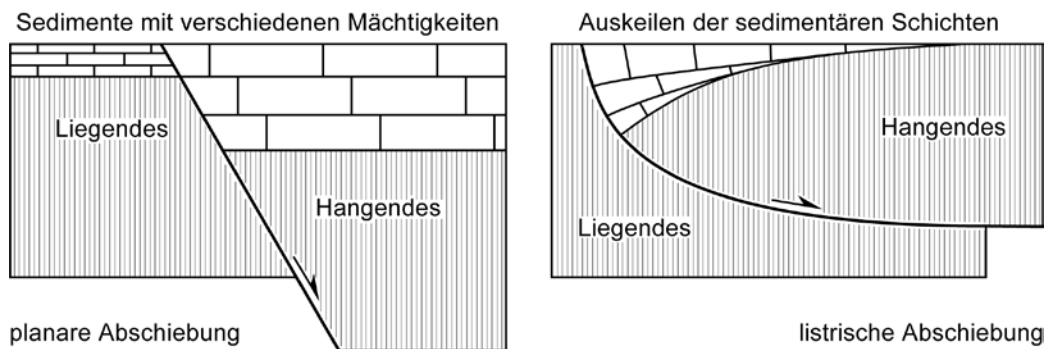
Übung

Zeichnen Sie eine listrische Abschiebung mit einer Rampe, die flacher als die Hauptabschiebung ist, und die Falten, die sich im Hangenden entwickeln.

Zeichnen Sie eine listrische Abschiebung mit einer Rampe, die steiler als die Hauptabschiebung ist, und die Falten, die sich im Hangenden entwickeln.

Abschiebungen und Sedimente

Grossräumige Extension ist normalerweise assoziiert mit Beckenbildung und gleichzeitiger Sedimentation. **Synsedimentäre Abschiebungen** (*synsedimentary faults* oder *growth faults*) bewegen sich, während die Gräben oder Halbgräben nach und nach mit Sedimenten aufgefüllt werden. Folglich lassen sich die synsedimentären Abschiebungen durch den Mächtigkeitsunterschied einer sedimentären Einheit im Liegenden und im Hangenden erkennen. Die Mächtigkeit ist im abgeschobenen Hangenden grösser.



Wachsende Abschiebungen mit assoziierten Extensionsbecken

Die die sedimentäre Hangendesequenz in einem Halbgraben hat eine **Keilform** (*sedimentary wedge*), d.h. sie dünnt über der antithetischen Flexur aus, weg von der listrischen Hauptabschiebung. Streckung und Sedimentation sind häufig gleichzeitig und der Öffnungswinkel des sedimentären Keils nimmt nach und nach zu. Dabei verringern sich der Versatz und die Menge der Verkippung von älteren zu jüngeren Schichten. Die höher im Graben gelegenen und deshalb jüngeren stratigraphischen Einheiten weisen einen progressiv geringeren Versatz und einen progressiv niedrigeren Fallwinkel gegen die Verwerfung auf, als die tiefer gelegenen Schichten.

Die zunehmende Kompaktion der Sedimente kann mit zunehmender Tiefe die Bildung einer Kompaktionssynklinale verursachen. Kleine Kompaktionsabschiebungen unterschiedlicher Kompaktion erfolgen in nebeneinanderliegenden aber verschiedenen Lithologien z.B. Ton und Sand.

Auseinanderbrechen von Pangäa

Tektonische Rekonstruktionen des späten Paläozoikums zeigen einen Ozean, Panthalassa, der einen Superkontinent, Pangäa, umgibt.

Tethys

Das Auseinanderbrechen von Pangäa begann während des späten Perms mit dem kontinentalen Rifting entlang den zukünftigen Rändern von zwei Kontinenten, Gondwana im Süden und Laurasia im Norden eines Ost-West verlaufenden, äquatorialen ozeanischen Becken, der Tethys.

Generalisiertes Rifting und die folgende Ozeanöffnung breiteten sich nach Westen aus:

- zwischen Afrika und Europa in Permo-Trias Zeiten;
- zwischen Afrika und Nordamerika während der mittleren-Spät Trias;
- zwischen Nord- und Südamerika während des mittleren Jura.

Linksinnige Blattverschiebung begleiteten die Kontinentaldrift zwischen Laurasia und Gondwana von der mittleren Trias bis in den späten Jura.

Die Schliessung der mesozoischen Tethys hat während der späten Kreide begonnen und kontinentale Kollisionen begannen während des Eozäns aufzutreten, wobei die Tethys-Reste unterbrochene Ophiolite bildeten.

Heutige Ozeane

Jüngere ozeanische Ableger bildeten sich später, und führten zur heutigen tektonischen Konfiguration.

Auseinanderbrechen von Gondwana

Während des mittleren Juras (ca. 165 Ma) begann Gondwana auseinander zu brechen, als ein östlicher Kontinent, bestehend aus Antarktika, Arabien, Australien, Indien, Neuseeland und Madagaskar, von Afrika getrennt wurde.

Der Südatlantik begann sich, zusammen mit dem Benoue Aulakogen in Tschad, während der frühen Kreide (ca. 130 Ma) zu öffnen.

Neuseeland trennte sich von Antarktika zwischen 130 und 85 Ma.

Australien trennte sich von Antarktika in der Spät Kreide (ca. 80 Ma).

Madagaskar und der enge Mikrokontinent der Seychellen-Inseln wurden an der Kreide-Tertiär Grenze (ca. 60 Ma) von Indien abgetrennt. Die Indien-Madagaskar-Seychellen Trennungen stimmen mit der Eruption der Dekkan-Trappbasalte überein, deren Eruptionsort als der Réunion Hotspot im Indischen Ozean überlebt haben könnte.

Australien und Neu-Guinea trennten sich voneinander um 55 Ma.

Antarktika trennte sich von Südamerika während des Oligozäns (ca 30 Ma).

Das aktive Rote Meer und das Ostafrikanische Rift zeigen, dass die Zerstückelung von Gondwana anhält.

Auseinanderbrechen von Laurasia

Vor ca. 180 Millionen Jahren öffnete sich der Nordatlantik. Dies führte zur Trennung von Laurentia (Nordamerika) und Eurasia.

Zusammenfassung

Um ca. 1100 Ma existierte ein Superkontinent – Rodinia genannt. Das Auseinanderbrechen dieses Superkontinentes erfolgte ungefähr um 800-700 Ma. In ähnlicher Weise illustriert die Geschichte des Auseinanderbrechens von Pangea den **Zerfall** (*dispersal*) von Superkontinenten. Dem Zerfall gehen Extensionsprozesse voraus. Diese resultieren in krustaler Ausdünnung und bimodalem Magmatismus, bevor sich Rifts bilden und sich schliesslich zu kleinen Ozeanbecken entwickeln, wie z.B. das Rote Meer. **Rift-Tektonik** innerhalb der Kontinente entsteht durch Extension der Lithosphäre, die erzeugt wird durch Intra-Platten Spannungen, *Hot Spots* oder durch **Indentationstektonik**, assoziiert mit kontinentaler Kollision. Das kontinentale Stadium der Rift-Bildung wird von einer typisch dreifachen Reihenfolge von kontinental-alluvialen Rotschichten (red beds), Evaporiten und marinen Karbonaten begleitet. Sobald sich ein kleines Ozeanbecken gebildet hat, werden klastische Sedimente in den Ozean geliefert, und ein passiver Kontinentalrand mit Ablagerungen von klastischen und Karbonatabfolgen entwickelt sich auf der älteren kontinentalen Kruste.

Hört die Extension frühzeitig auf kommt es zur Entwicklung eines Aulakogens. Anhaltende Extension kann zum kontinentalen Zerfall und zur Bildung von neuer ozeanischer Lithosphäre führen, die abgesenkte kontinentale Ränder trennt. Kontinentalränder werden auch in vulkanische (obere Platte) oder nicht-vulkanische (untere Platte) Ränder, als Funktion der Menge des verbundenen Magmatismus unterteilt.

Gewöhnlich bestehen Abschiebungen in einem Extensionssystem aus einer Reihe oder einer Anordnung von parallelen Störungsegmenten. Die Störungsegmente sind normalerweise in allen Massstäben verbogen, sowohl in der Kartenansicht als auch im Querschnitt. Bewegungen auf den Abschiebungen ergeben im Allgemeinen eine Rotation der Hangendblöcke, die mit *Rollover-*

Antiklinalen und Synklinalen gekippt sind. Die dabei entstehenden Platzprobleme verursachen, dass die Sedimentformationen in *Rollover*-Antiklinalen und –Synklinalen deformiert werden. Die Lokalisation der Dehnungsverformung hängt von den rheologischen Eigenschaften der Lithosphäre, den Grenzen und den Ausgangsbedingungen, wie die angewandten Dehnungsraten, ab. Die Art der Deformation wird hauptsächlich durch die Konkurrenz zwischen dem Gesamtwiderstand der Lithosphäre und den Gravitationskräften gesteuert. Verständnis der Isostasie ist kritisch zum Verständnis der Entwicklung der sedimentären Becken. Insbesondere syn- und post-Extensions-Subsidenz haben einen grossen Einfluss auf das sedimentäre System. Für die Interpretationen und Herstellung balanzierter Profile ist die Wahl des korrekten Modells für die jeweiligen Umstände (d.h. reine Scherung gegen einfache Scherung) wichtig.

Empfohlene Literatur

Eisbacher, G.H. 1991. Einführung in die Tektonik. s50-57.

- Brun, J.-P. 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **357**, 695-712.
- Brun, J.-P. & Choukroune, P. 1983. Normal faulting, block tilting, and décollement in a stretched crust. *Tectonics* **2**(4), 345-356.
- Buck, W. R. 1991. Modes of continental lithospheric extension. *Journal of Geophysical Research* **96**(B12), 20161-20178.
- Burke, K. 1977. Aulacogens and continental breakup. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* **5**, 371-396.
- Burke, K. & Dewey, J. 1973. Tomographic image of the magma chamber at 12°50'N on the East Pacific Rise. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *Journal of Geology* **81**, 406-433.
- Gibbs, A. D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society of London* **141**, 609-620.
- Kusznir, N. J. & Park, R. G. 1987. The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, crustal composition and thickness. In: *Continental extensional tectonics* (edited by Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L.) **28**. Geological Society Special Publication, London, 35-52.
- Park, R. G. 1993. *Geological structures and moving plates*. Chapman & Hall, Glasgow.
- Peacock, D. S. P. 2002. Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews* **58**, 121-142.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M. 1992. *Structural geology*. W.H. Freeman & Company, New York.
- Wernicke, B. 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature* **291**(5817), 645-648.
- Wernicke, B. & Burchfiel, B. C. 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology* **4**(2), 105-115.

Videos in der geologischen Bibliothek

McClay & BP. 1990. Analogue Modelling

1: Extensional Fault Structures.

2: Inversion Fault Structures.