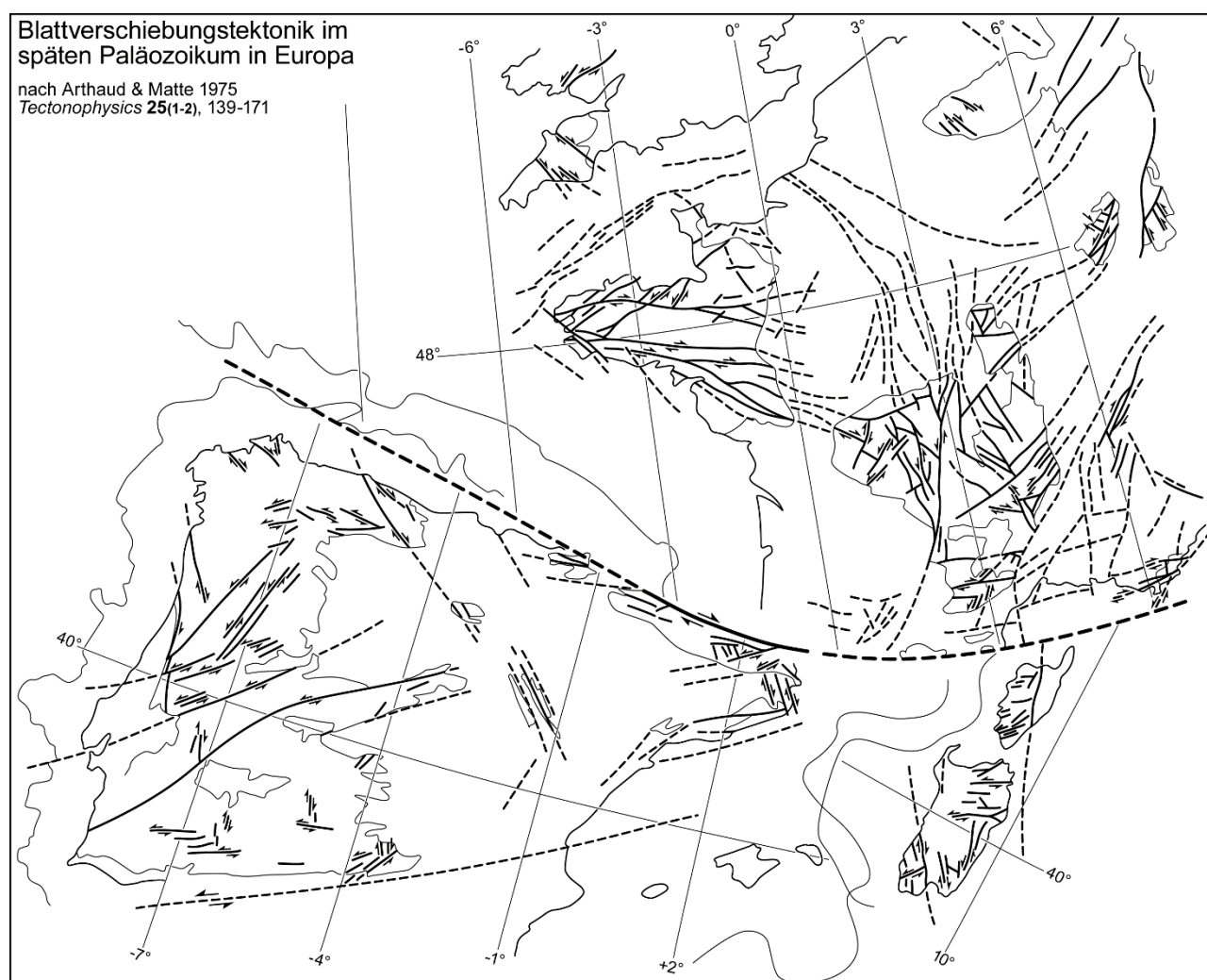


BLATTVERSCHIEBUNGSSYSTEME

Blattverschiebung ist ein verbreiteter Deformationsmodus in kontinentaler und ozeanischer Kruste und tritt in unterschiedlichen Massstäben auf. Blattverschiebungssysteme sind verhältnismässig enge und sub-vertikale Zonen, entlang denen die dominierende Bewegung der angrenzenden Blöcke horizontal und parallel zum Streichen der Zone (*wrench zone*) verläuft. Sie entstehen z.B. an Transformplattengrenzen, an denen sich die Platten horizontal gegeneinander verschieben. Es gibt keinen Nettogewinn oder -verlust von Krustenfläche. Es wird angenommen, dass Blattverschiebungen in einem dreiachsigen Spannungsfeld auftreten, in dem die maximale und die minimale Hauptspannung, σ_1 und σ_3 , in der Horizontalebene liegen und die intermediäre Hauptspannung σ_2 vertikal steht. In einem trigonometrischen System ist eine Blattverschiebung, die einen Winkel von $0 < \theta < 90^\circ$ zu σ_1 hat, **linkssinnig** (*sinistral*) und **rechtssinnig** (*dextral*) wenn der Winkel $90 < \theta < 180^\circ$ beträgt.



Nahezu 45% der Plattengrenzen besitzen relative Geschwindigkeitsvektoren, die grösstenteils nicht senkrecht zur Plattengrenze stehen, d.h. sie verlaufen schräg mit einem Winkel $>22^\circ$ zur Plattengrenzenormalen. 14% der Plattengrenzen zeigen Bewegungsvektoren, die fast parallel zur Plattengrenze verlaufen ($<22^\circ$). Diese Beobachtungen zeigen, dass Blattverschiebungsbewegungen sehr wichtig sind, ob als alleinige Bewegung oder als Komponente. Die heutige Plattentektonik zeigt vier Hauptarten von Blattverschiebungssystemen:

Konservative Plattengrenzen	
Transformstörungen an ozeanischen Plattengrenzen	Mittelatlantischer Rücken
Transformstörungen an kontinentalen Plattengrenzen	Basin and Range Provinz
Passive Kontinentalränder	Bucht von Biskaya
Destruktive Plattengrenzen mit schräger Konvergenz	
Transpression an kontinentalen Plattengrenzen	Neuseeland, Kalifornien
Konstruktive Plattengrenzen mit schräger Divergenz	
Back-arc Becken	Philippinen, Kurilenarchipelago
Intra-Platten Blattverschiebungen	
Tektonisches Entweichen (<i>tectonic escape</i>)	Asien

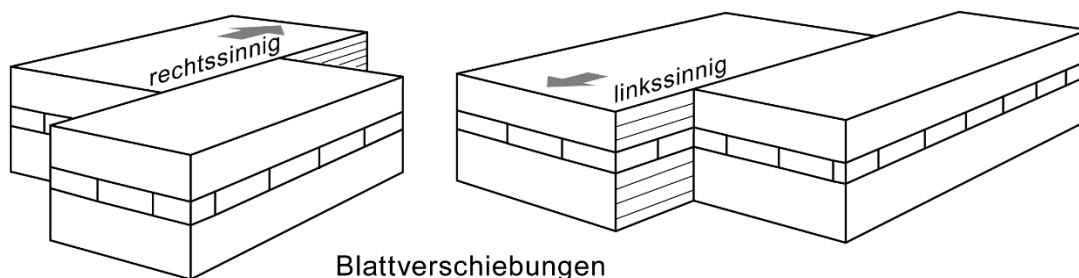
Im Allgemeinen ist das tektonische Blattverschiebungsregime durch eine schwache magmatische und metamorphe Aktivität gekennzeichnet.

GEOMETRISCHE REGELN DES BLATTVERSCHIEBUNGSVERHALTENS

Blattverschiebungssysteme sind im Allgemeinen schmaler und kontinuierlicher als Kompressions- oder Extensionssysteme. In der Tiefe sind Blattverschiebungen duktile Scherzonen (z.B. Süd-Armorikanische Scherzone) mit einer vertikal verlaufenden Schieferung und einer horizontalen Streckungslination. Solche Zonen können mehrere Kilometer breit sein.

Grundlegende Terminologie

Blattverschiebungen (*strike slip faults*) sind gewöhnlich vertikale Störungen, die horizontale Scherung in der Kruste aufnehmen. Die Richtung der streichenden horizontalen Verschiebung auf einer Blattverschiebung wird mit den Ausdrücken **linkssinnig** (im Uhrzeigersinn; *sinistral*) und **rechtssinnig** (gegen den Uhrzeigersinn; *dextral*) gekennzeichnet.



Der Bewegungssinn wird im vertikalen Profil durch Kreissymbole angedeutet, wobei ein Punkt im Kreis eine Bewegung zum Beobachter hin (Pfeilspitze) bedeutet; ein Kreuz im Kreis (Pfeilende) zeigt eine Bewegung vom Beobachter weg an.

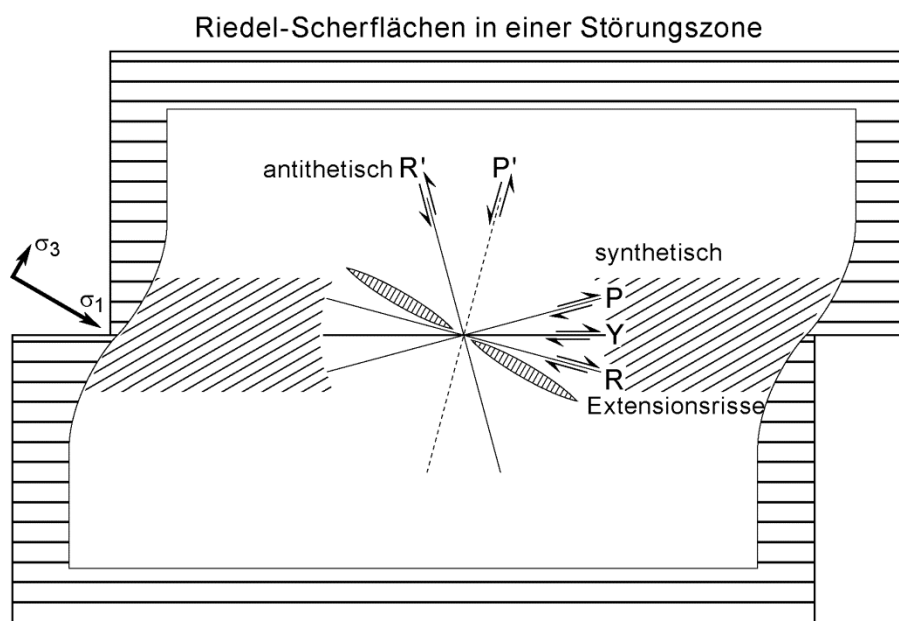
Erinnerung: Eine Blattverschiebung ist linkssinnig, wenn der Beobachter, der auf einem Block steht und auf den anderen schaut, den Eindruck hat, der gegenüberliegende Block sei nach links verschoben worden. Wenn im Gegensatz die Verschiebung nach rechts verläuft, ist die Verwerfung rechtssinnig.

Frontallinie; Verzweigungslinie; Abrisslinie

Diese geometrischen Merkmale haben die gleiche Definition wie die bei anderen Verwerfungstypen. Die Frontallinien sind die lokalisierten Enden der Verwerfungssegmente.

Nebenbrüche = Riedelscherflächen

Die Bildung von Blattverschiebungen wurde reichlich mit analogen Experimenten reproduziert. Solche Experimente haben die Rolle der **Riedelscherflächen** (*Riedel shears*) aufgezeigt. Es handelt sich dabei um kleinere Scherbrüche, die sich nur über eine kurze Strecke aus der Hauptstörung heraus fortpflanzen und sich zeitgleich mit der Hauptverwerfung entwickeln. Die Bezeichnung Riedelscherflächen wird auch bei Betrachtungen im grossen Massstab von Verwerfungsfeldern gebraucht, und kann sich auf fünf Richtungsfamilien von zusammenhängenden Brüchen beziehen. In diesem Fall bleiben einzelne Brüche aktiv nachdem andere Arten entstanden sind, so dass eine synchrone Bewegung auf allen Brüchen die Verformung in der Störzone kompensiert. Die geometrische Anordnung der Riedelscherflächen zeigt die Bewegungsrichtung innerhalb der Störzone an und wird folglich allgemein für die Deutung ihrer kinematischen Entwicklung verwendet.



- **R**-Riedelscherflächen sind im Allgemeinen die ersten Zweigbrüche die entstehen und die das markanteste Set bilden. Sie bilden sich unter einem spitzen Winkel (typisch sind 10-20°) im Uhrzeigersinn zur rechtssinnigen Hauptverwerfung, und im Gegenuhrzeigersinn zur linkssinnigen Hauptblattverschiebung. R-Riedelscherflächen entstehen oft in einer überlappenden *en-échelon* Anordnung, und sie sind synthetisch zur Hauptverwerfung; sie entwickeln sich als eine Reihe von verknüpften Versetzungsflächen. Hier zeigt der spitze Winkel zwischen den Riedelbrüchen und der Hauptverwerfung in Richtung der relativen Gleitrichtung. Dieser Winkel ist $\phi/2$, wobei ϕ der Winkel der inneren Reibung des Materials ist.
- **R'**-Riedelscherflächen sind antithetische Verwerfungen (d.h. mit einem Bewegungssinn entgegen der Gesamtbewegung), die in einem steilen Winkel (ungefähr 75°; d.h. $90^\circ - (\phi/2)$) im Uhrzeigersinn zur rechtssinnigen, bzw. gegen den Uhrzeigersinn zur linkssinnigen Hauptverwerfungsebene orientiert sind, konjugiert zu den R(iedel)-Scherflächen. Sie kommen bevorzugt in der Überlappungszone zwischen zwei parallelen R-Scherflächen vor und verbinden diese zwei R-Scherflächen miteinander. Sie können sich mit oder nach den R-Scherflächen entwickeln.
- **P**-Scherflächen sind synthetische, kleinere Verwerfungen. Sie sind symmetrisch zu den R-Scherflächen und zur Verwerfungsebene orientiert (mit $\phi/2$ zur Verwerfungsebene, im Uhrzeigersinn zu rechtssinnigen, beziehungsweise gegen den Uhrzeigersinn zu linkssinnigen Störungen). P-Scherflächen bilden ebenfalls eine *en échelon* Anordnung, die zeitgleich mit R-Scherflächen ist, oder später als Verbindungen zwischen R-Scherflächen auftreten. P-

Scherflächen entstehen unter Kontraktion und nehmen störungsparallele Verkürzung auf, während fortlaufender Scherung. Sie sind weniger häufig als die R- und R'-Scherbrüche und erfordern einen grösseren Versatz, um gebildet zu werden.

- Wie für R-Riedelscherflächen kann es ebenso auch **P'**-Scherflächen konjugiert zu den P-Scherflächen geben, sie sind aber von sehr untergeordneter Bedeutung und schwierig von **R**-Riedelscherflächen in Bezug auf die Orientierung zu unterscheiden.
- **Y**-Scherflächen sind synthetische Mikrobrüche, die subparallel zur Hauptstörung liegen, und sich offenbar als letztes bilden.

Riedel-Mikrobrüche können sich verbinden und so ein anastomosierendes Netzwerk von Brüchen in engen Bruchzonen bilden, deren Ränder parallel zur Hauptverwerfung liegen. Kompliziert wird es, wenn sich Riedel- innerhalb von Riedel-Brüchen bilden.

Riedelbrüche haben oft **Parabelformen** (*crescent-shapes*) auf der Verwerfungsoberfläche. Zwei halbmondförmige Spitzen zeigen die Bewegungsrichtung des entfernten Blocks an.

Blattverschiebungstrajektorie; Spur auf der Karte

Weil die Bewegung horizontal und allgemein parallel zur geraden Störungsspur ist, werden die Kinematik und Mechanik der Blattverschiebungen gut in Karten angezeigt. Eine perfekt ebene Blattverschiebung verursacht weder Extension noch Verkürzung; infolgedessen gibt es keine dazugehörige Topographie. Jedoch folgen lange Blattverschiebungen normalerweise einer treppenartigen Trajektorie, die abwechselnd aus langen und geraden Spuren (das vertikale Ebenbild einer Flachbahn) bestehen, die durch schräge Bögen (vertikales Ebenbild der Rampen) verbunden sind. Die daraus folgende Undulation der Verwerfungsflächen ist sowohl in 3D seismischen und Fernerkundungsdaten zu beobachten und Furchen werden der zeitweiligen Verknüpfung von Verwerfungssegmenten zugeordnet. Andere Blattverschiebungssysteme sind Zonen von gestaffelten (*en-échelon*) Verwerfungen, die durch **Abstufungen** (*offsets*, auch **Übertritte** = *stepovers*) getrennt sind oder durch kurze Verwerfungssegmente verbunden werden. Die daraus resultierende Wellenform der Verwerfungsflächen ist in den 3D seismischen Daten dokumentiert. Diese **Wellenformen** entstehen durch die Verbindung von Verwerfungssegmenten im Laufe der Zeit.

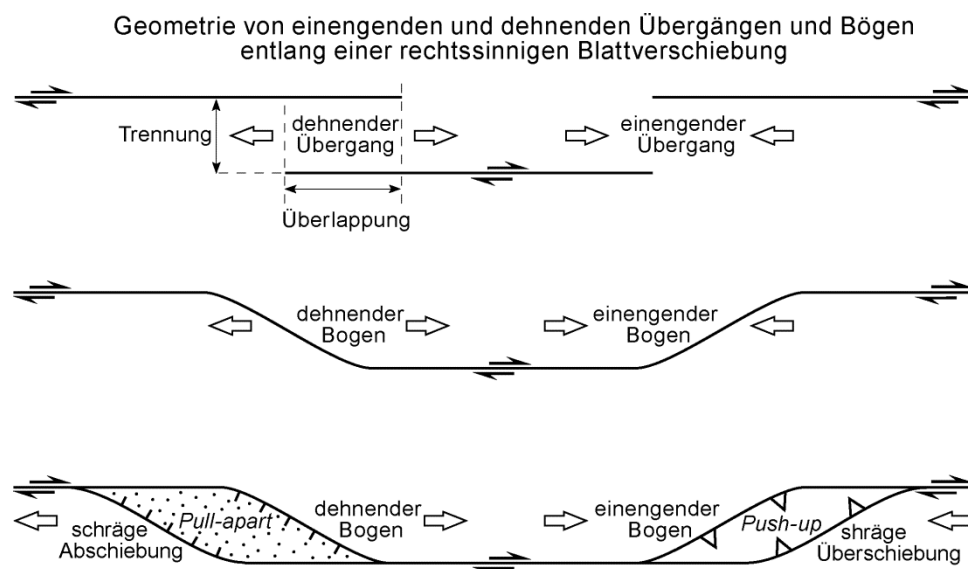
Verbindungsstrukturen

Blattverschiebungen sind in allen Massstäben und Aufschlussniveaus segmentiert, typischerweise in *en-échelon*-Anordnung, nicht-koplanare Blattverschiebungssegmente, die durch Abstufungen und Übertritte getrennt werden. Diese **Übertrittszonen** (*stepover zones*) vom Wirtsgestein zwischen dem Ende und Anfang von zwei angrenzenden *en-échelon* Scherbrüchen verformen sich, um den anhaltenden Blattverschiebungsversatz aufzunehmen. Diese lokale Deformation führt zur Bildung von kurzen Störungssegmenten, die die angrenzenden *en-échelon*-Störungssegmente verbinden und so eine durchgehende Störzone bilden. Die Geometrie von diesen Übertrittszonen und Verbindungsstörungen steuert wiederum die einengende oder dehnende Deformation entsprechend Bewegungs- und Verbindungsrichtung der *en-échelon*-Störungssegmente.

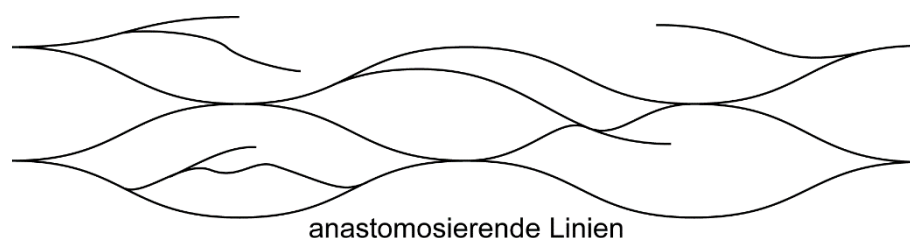
Ein **linkstretender Übertritt** (*left-stepping*) bezieht sich auf die Anordnung, in der ein Störungssegment auf der linken Seite des angrenzenden Segments auftritt, von dem aus die Störung betrachtet wird. Das Gegenteil ist ein **rechtstretender Übertritt** (*right-stepping*). Wenn zwei Störungen direkt miteinander verbunden sind, nennt man das eine harte Verknüpfung. Weiche Verknüpfungen hingegen bezeichnen verformte Zonen die zwei getrennte Störungen verbinden.

- Einengende oder **blockierende Krümmungen** (*restraining bends*) und Verbindungsstrukturen sind lokale Konvergenzzonen, in denen Material aufgrund der dominanten Störungsbewegung zusammengedrückt wird. Die Verbindung der angrenzenden Störungssegmente entsteht für gewöhnlich durch die Entwicklung von P-Scherflächen. Bei einem konstanten Volumen der verformenden Transpressionszone, entsteht durch lokale Verkürzung eine vertikale Verlängerung (*push up*) und folglich eine Oberflächenerhebung. Dieser Bereich wird erodiert.
- Dehnende oder **entlastende Krümmungen** (*releasing bends*) und Verbindungsstrukturen sind lokale Extensionszonen, in denen Material durch die dominante Störungsbewegung

auseinandergezogen wird. Die Verbindung der angrenzenden Störungssegmente entsteht für gewöhnlich durch die Entwicklung von R-Scherflächen. Bei einem konstanten Volumen der verformenden Transstensionszone, entsteht durch lokale Extension (*pull apart*) eine vertikale Verkürzung und folglich eine Oberflächensenke. Dieser Bereich ist ein Ort für Sedimentablagerung.



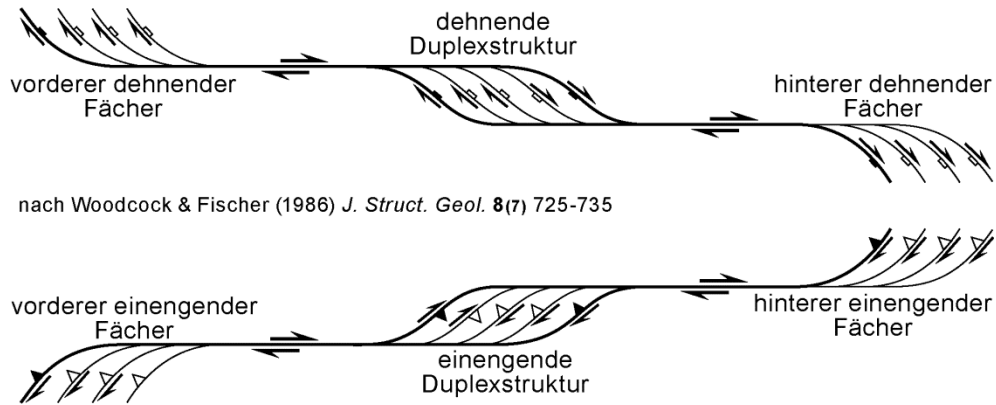
Blattverschiebungssysteme zeigen gewöhnlich ein geflochtenes Muster von gleichzeitig **anastomosierenden** (*anastomosing*) Störungen. Einengende und extensive Krümmungen und Verbindungsstrukturen können sich entlang einer einzelnen, aber komplexen Blattverschiebung abwechseln.



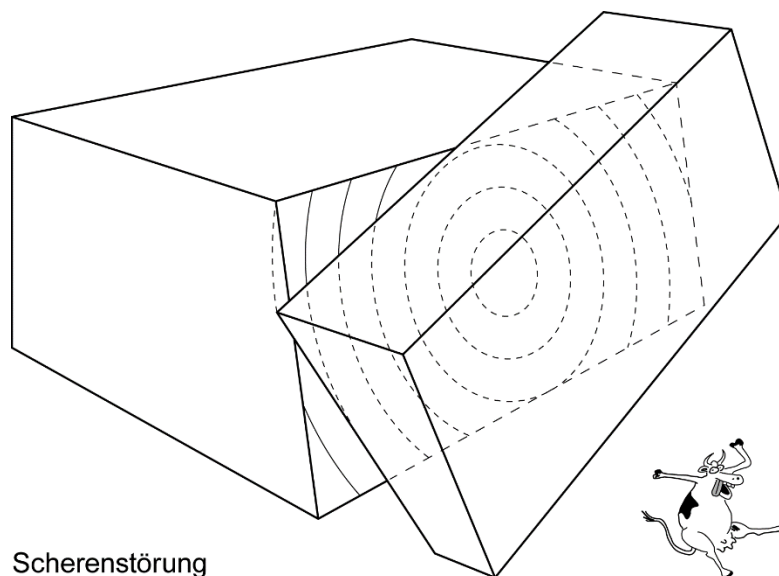
Duplexstrukturen von Blattverschiebungen

Die mehrfache Verbindung von eng getrennten R- und P-Scherflächen kann verlängerte Schuppen zwischen *en-échélon*-Störungssegmenten verursachen. Solch eine geschlossene Abfolge von horizontal gestapelten Schollen, die auf beiden Seiten durch parallele Segmente der Hauptstörung getrennt sind, stellen einen **Blattverschiebungsduplex** (*strike-slip duplex*) dar (wie Duplexstrukturen von Überschiebungen oder Abschiebungen, nur in die Vertikale gekippt). Blattverschiebungsduplexe entwickeln sich in Transferzonen, in denen der Versatz von einem Blattverschiebungssegment zum nächsten übermittle wird, durch ein System von abgestuften Blattverschiebungen und **Krümmungen** (*bends*), an denen die Orientierung der Hauptstörung abgelenkt wird.

Kartenansicht von dextralen Blattverschiebungssystemen



In Abhängigkeit davon, ob die Duplexstrukturen an einem extensiven (in die Bewegungsrichtung gerichtet) oder einengenden (gegen die relative Bewegung gerichtet) Bogen gebildet werden, können sie kompressiv oder extensiv sein. Duplexstrukturen von Überschiebungen oder Abschiebungen nehmen vertikale Verdickung (durch Stapelung von vertikalen Platten, die nach oben und nach aussen über die angrenzenden Blöcke hinwegwachsen) oder Ausdünnung (durch Trennung von **Schollen, horses**) der Kruste auf. Bei Blattverschiebungen müsste die entsprechende Verdickung oder Ausdünnung in horizontaler Richtung erfolgen, was aufgrund der Abhängigkeit vom Rest der Kruste schwierig ist. Die benötigte Deformation kann vertikal einfacher aufgenommen werden und deshalb beinhalten die Duplexstrukturen von Blattverschiebungen schräge Bewegungen. In kompressiven Duplexstrukturen müssen die Störungen Blattverschiebungs- und Überschiebungsbewegungen kombinieren, in extensiven Duplexstrukturen hingegen Blattverschiebungs- und Abschiebungsbewegungen. Die Rotation der Schuppen um eine horizontale Achse kann **Scherenstörungen** (*scissor-fault*) produzieren, die von einer Abschiebung am einen Ende zu einer Aufschiebung am anderen Ende wechseln. Duplexstrukturen werden allgemein durch Verwerfungen durchbrochen, die die abgestuften Segmente verbinden.

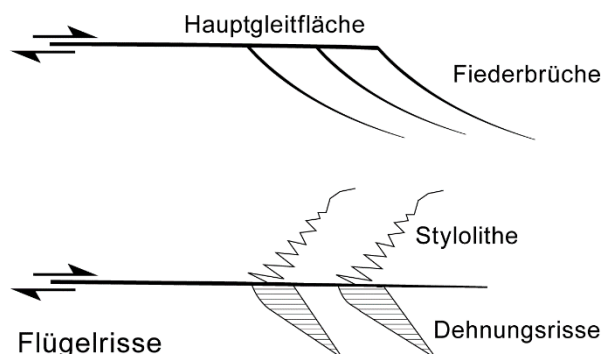


In kompressiven Duplexstrukturen müssen die Störungen Blattverschiebungs- und Überschiebungsbewegungen kombinieren; in extensiven hingegen Blattverschiebungs- und Abschiebungsbewegungen. Duplexstrukturen werden allgemein durch Verwerfungen durchbrochen, die die abgestuften Segmente verbinden.

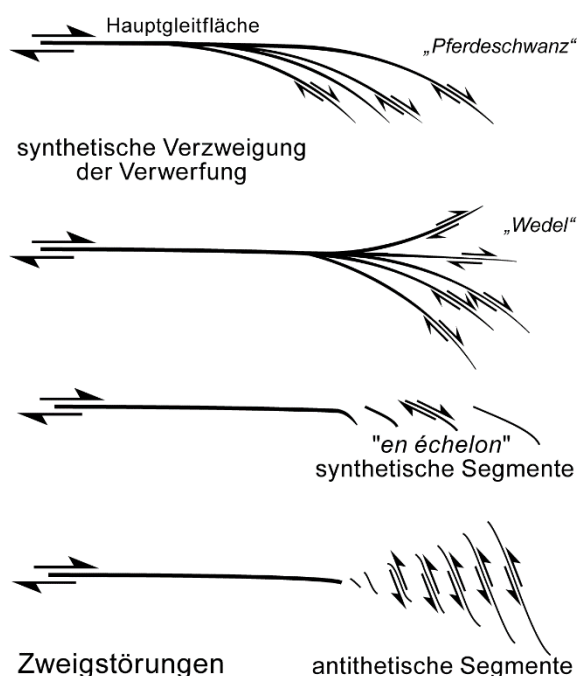
Wenn die aktive Störung einen neuen Kurs einschlägt können in grossen Systemen Schollen von einer Seite der Hauptstörung abgeschabt und auf die andere Seite übertragen werden. Dies kann weit versetzte Blöcke erzeugen, die exotisch gegenüber diesem Block sind, mit dem sie assoziiert sind. Blöcke dieses Typs wurden weit von ihrem Ursprung wegtransportiert und sie werden **versetzte** oder **exotische Terrains** genannt.

Fiederbrüche

Wie jede andere Störung können Blattverschiebungen in duktilen Deformationszonen enden. In den spröden Endzonen wird der Versatz auf einige verzweigte Störungen verteilt. Diese kleinen Störungen, welche vom Streichen der Hauptstörung wegbiegen, bilden einen vertikalen Schuppenfächer, der **Fiederbruch** (*horsetail splay*) genannt wird.



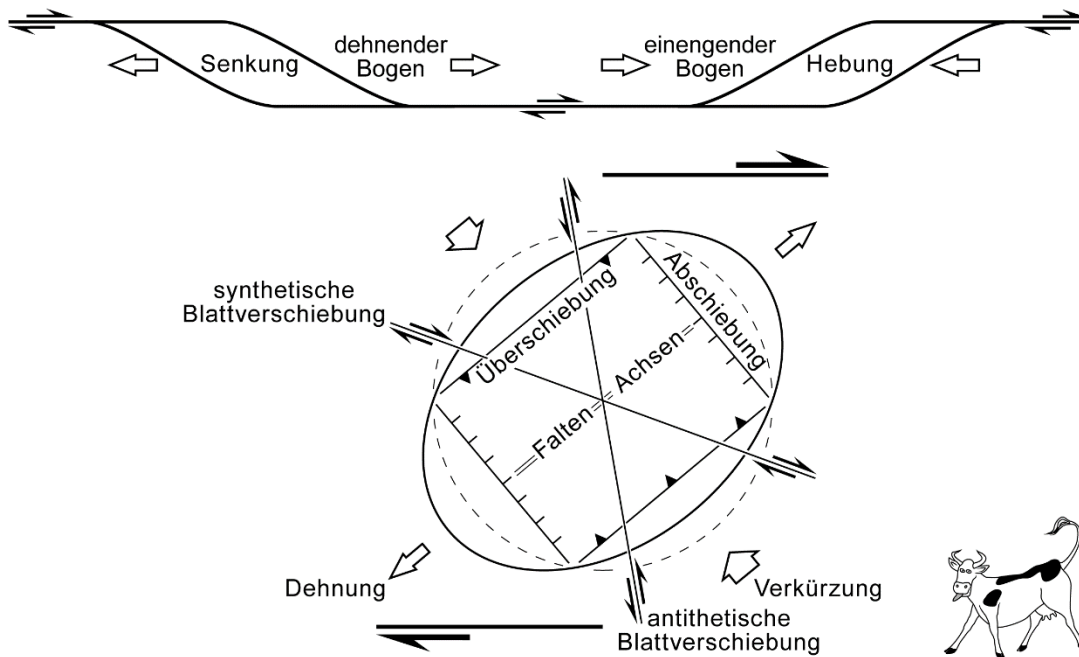
Die antithetischen und synthetischen, abgeschrägten Störungen an den Enden der Hauptblattverschiebungen haben oft eine kleine, vertikale Komponente, die mit der extensiven oder kompressiven Deformation übereinstimmt, welche am Ende der Hauptstörung existiert. Grossräumige, dehnende Fiederbrüche können sedimentäre Becken an den Enden von Hauptblattverschiebungen beherbergen, während kompressive Fiederbrüche Falten und Aufschiebungen anzeigen.



Komplexität der Oberflächengeometrie

Blattverschiebungen im Grundgebirge schneiden häufig nicht durch die sedimentäre Abdeckung. Stattdessen wird die gesamte Bewegung der Abdeckung in verschiedenen Strukturen innerhalb einer langen und schmalen **Seitenverschiebungszone** (*wrench-zones*) verteilt, oberhalb und parallel zur Blattverschiebung des Grundgebirges.

Strukturmuster einer rechtsinnigen Blattverschiebung

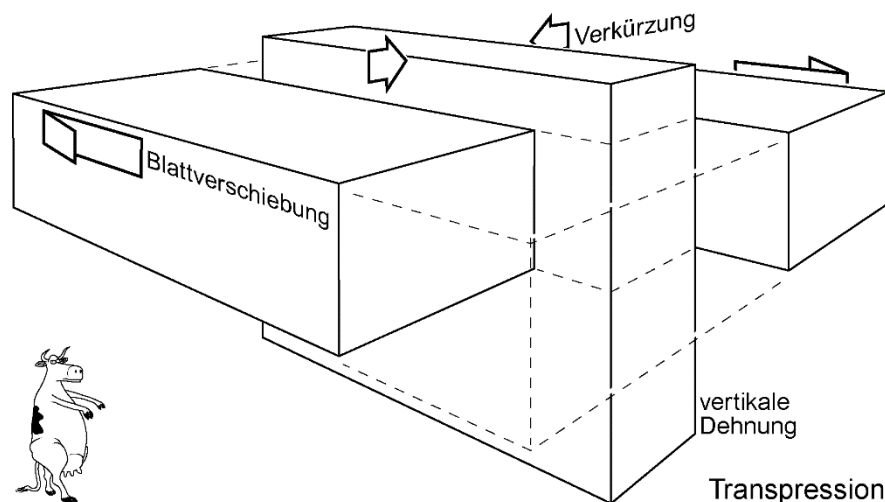


- Die geometrische Komplexität von schrägen und normalen Blattverschiebungen wird mit der Annahme erklärt, dass die Gesamtverformung eine Kombination ist aus kompressiver oder extensiver, reiner Scherung über die Blattverschiebung hinweg und aus einer einfachen Scherung parallel zur Blattverschiebung. Die Komponente reiner Scherung entsteht aus der Kompressions- oder Extensionskomponente in der Störzone, und die Komponente einfacher Scherung aus der Blattverschiebung. Für die infinitesimale einfache Scherung eines idealisierten homogenen Körpers, ist die Grenze der Blattverschiebungszone eine Linie ohne Verlängerung. Die Richtungen der momentanen Extension und Kompression werden durch die Orientierung der horizontalen Verformungsellipse gegeben und treten in einem Winkel von 45° zur Grenze der Blattverschiebungszone auf. Da sich die Erdoberfläche leicht verformen lässt, können sich verschiedene Strukturtypen, entsprechend ihrer Orientierung in Bezug auf die Orientierung der Ellipse gleichzeitig bilden.
- Falten und Überschiebungen bilden sich parallel zur langen Achse der Ellipse, typischerweise in einer *en-échélon*-Anordnung deren spitzer Winkel zur Hauptstörung in Richtung der Scherung geöffnet ist.
- Abschiebungen und Dehnungsbrüche (**T-Brüche**) sind parallel zur kurzen Achse der Ellipse ausgebildet, dies typischerweise in einer *en-échélon*-Anordnung deren spitzer Winkel zur Hauptstörung in die entgegengesetzte Richtung der Scherung geöffnet ist. Die Orientierung dieser Strukturen ist von der Intensität der Transpression oder Transtension abhängig.
- Konjugierte Abfolgen von Blattverschiebungen bilden sich schräg zur Hauptstörung (synthetische und antithetische Riedelbrüche, d.h. mit derselben oder entgegengesetzten Richtung der Bewegung entlang der Hauptstörung).

In Wirklichkeit resultiert eine allgemeine progressive Scherung wahrscheinlich aus Faltung und Rotation der Verwerfungen kurz nachdem diese initiiert worden sind. Zusätzlich werden vorher vorhandene Strukturen neuorientiert und schliesslich zerstört, während sich neue Falten und Störungen entwickeln.

Transpression und Transtension

Transpression bedeutet, dass entlang einer Blattverschiebungszone Verkürzung stattfindet (schräge Konvergenz wie entlang der San-Andreas-Störungszone). Im Gegensatz zur Transpression bedeutet **Transtension**, dass die Blattverschiebung von Extension begleitet wird (z.B. Golf von Kalifornien). Kombinierte, jedoch normalerweise verteilte Bewegungskomponenten sprechen für bestimmte regionale Grenzbedingungen, wie z.B. schiefe Konvergenz oder Divergenz an den Plattengrenzen, oder für lokale Zustände, wie bei hemmenden (in Kompression) oder „befreienden“ (in Extension) Bögen.



Transpression oder Transtension werden durch den Winkel α zwischen der Störungszone und der horizontalen Konvergenz- bzw. Extensionsrichtung definiert. Experimentelle Resultate zeigen einen starken Kontrast zwischen den Strukturen, die bei $\alpha \leq 15^\circ$ und $\alpha \leq 30^\circ$ gebildet werden. Für kleinere Werte von α , ist die Deformation auf steil einfallende Störungen ($> 70^\circ$ eintauchend) beschränkt. Die entstehenden Strukturen sind typisch für ein Blattverschiebungsregime mit Riedel-Störungen. Für grössere α wird die Deformation mehr auf die flach eintauchenden Störungen verteilt. Je nach Regime bilden sich asymmetrische Erhebungen auf Überschiebungen oder Becken auf Abschiebungen.

Blumenstrukturen

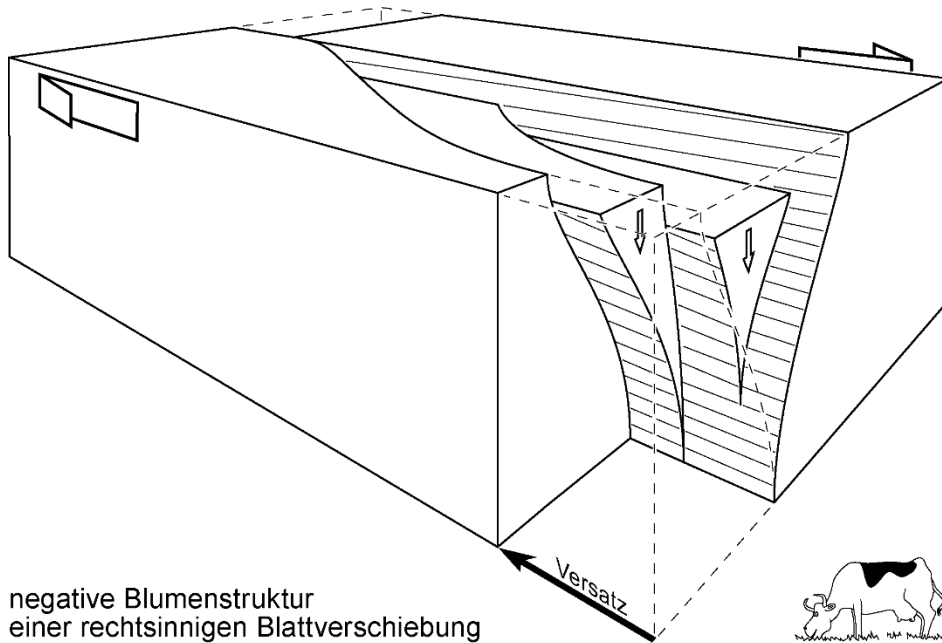
Seismische Profile in einem vertikalen Schnitt senkrecht zu transpressiven und transtensiven Duplexstrukturen, wie z.B. in blockierenden und entlastenden Krümmungen, zeigen folgende Charakteristiken:

- Fächerartige, relativ steile Störungen divergieren in der Tiefe aus einer einzelnen, subvertikalen Störung.
- Die tiefe Hauptstörung (*stem*) ist subvertikal.
- Starke Fazies- und Mächtigkeitsänderungen für den gleichen stratigraphischen Horizont auf beiden Seiten der Störungen.
- Auf- und Abschiebungsversätze entlang einer einzelnen Störungsfläche, was häufig aus der Inversion der relativen Bewegung entlang der Störung resultiert.

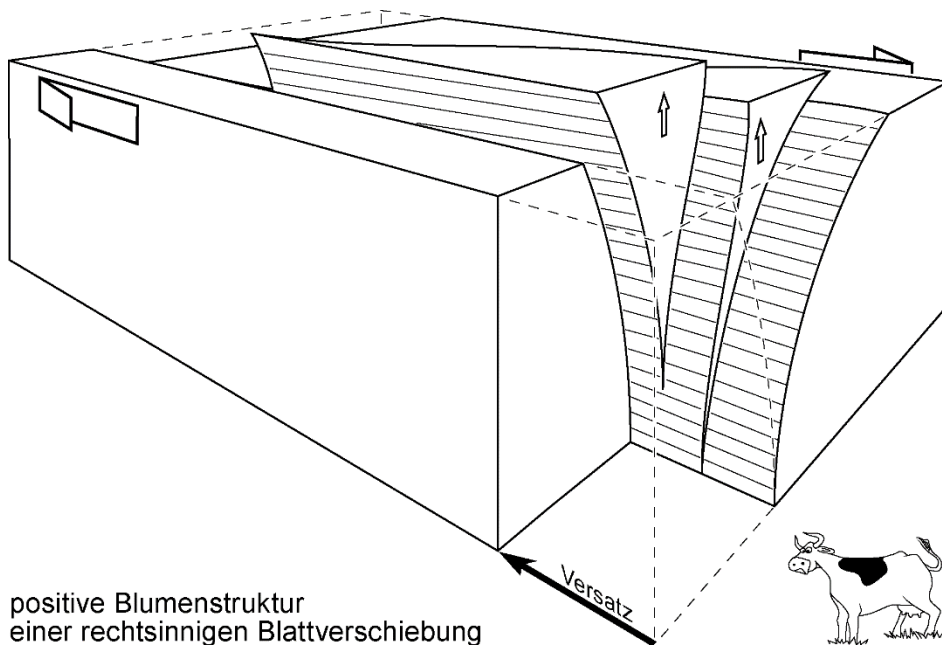
Dieses Verzweigen von Nebenverwerfungen nach oben hin wird als **Blumenstruktur** (*flower structure*) bezeichnet.

- Wenn die vertikale Komponente eine Abschiebungskomponente ist, ist die Störung meist listrisch und bildet eine **negative Blumenstruktur**, welche gewöhnlich eine synklinale Depression bildet. Dieser Absenkungsbereich hat im Allgemeinen eine Keil- oder Rhombenform. Er bildet eine **Absenkungsgrube** (*sagpond*), einen **Rhombengraben** (*rhomb graben*) oder auf einer grösseren Skala, ein **Aufreissbecken** (*pull-apart basin*). Blattverschiebungen begrenzen das Becken an den

zwei parallelen Seiten der Übertrittszone, während Abschiebungen die zwei Stirnseiten begrenzen. Negative Blumenstrukturen werden auch Tulpenstrukturen genannt.



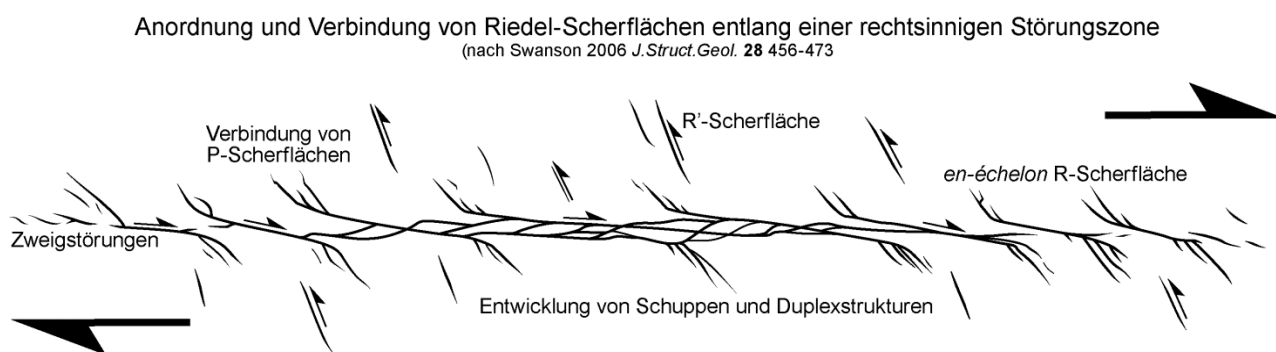
- Ist die vertikale Komponente eine Überschiebungskomponente, dann ist die Störung meist konvex nach oben, mit einem leichten Einfallen an der Oberfläche, und bildet eine **positive Blumenstruktur**, welche als gehobenes Gebiet erscheint (ein *rhombischer Horst* oder *push-up*). Positive Blumenstrukturen werden aufgrund der nach oben konvexen Form der auseinanderlaufenden Störungen auch **Palmenstrukturen** (*palm-tree structures*) genannt.



Profile von Blumenstrukturen zeigen starke Variationen entlang des gleichen Blattverschiebungssystems.

Bildung von Blattverschiebungen

Modelle welche Analogmaterialien wie Ton und Sand verwenden, haben ein ziemlich gleichbleibendes Entwicklungsmuster der experimentellen Blattverschiebungszonen aufgedeckt. Störzonen beginnen normalerweise mit einem Satz von relativ kurzen *en-échélon*-R-Scherflächen und gleichzeitigen, untergeordneten und konjugierten R'-Scherflächen, die sich zu grösseren R-Scherflächen entwickeln. Bei weiterer Verformung verbinden die R'-Riedelscherflächen die ausbreitenden mit den überlappenden Riedelscherflächen, während sich die P-Riedelscherflächen zu entwickeln beginnen. Verbindungen von R-, R'- und P-Scherflächen, Verschuppung und Bildung von rhomben- und linsenförmigen Schollen in Duplexstrukturen entwickeln zusammen eine durchgehende aber unregelmässige Störzone, die aus wechselnden R- und P-Schersegmenten besteht. Der Unterschied zwischen der Orientierung der R-, R'- und P-Segmente und der gesamten Y-Bewegungsrichtung bedeutet, dass sich die P-Scherflächen in einer eingeschränkten Orientierung mit anhaltender Bewegung befinden. Weitere Blattverschiebung kann zu einer Änderung dieser einengenden Segmente durch abrasive und adhäsive Abnutzung führen, um eine planare durchgehende Störzone zu bilden.

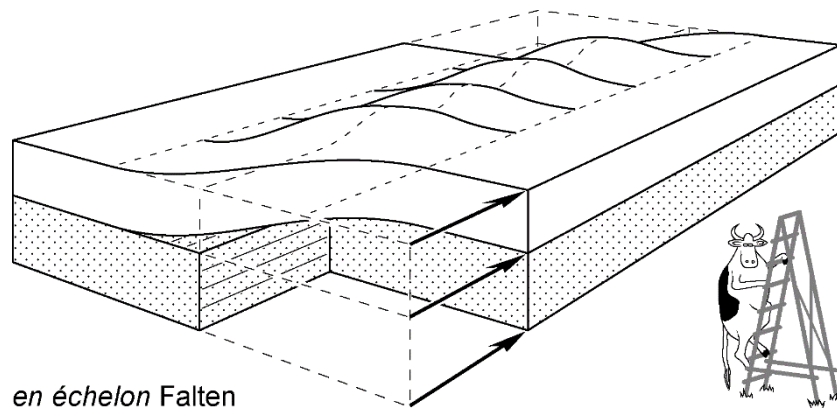


Theoretisch können alle Scherflächen zusammen auftreten und sich bewegen. Jedoch zeigen Analogexperimente, dass sie sich tatsächlich an unterschiedlichen Orten zu unterschiedlicher Zeit entwickeln. Nur einige Segmente oder Zweige der Störungen sind zu jeder möglichen Zeit aktiv. Störungen können über beträchtliche Perioden inaktiv sein. Dies führt zu komplizierten und wiederholten Reaktivierungen der Störungen und der Störungssegmente, was zu komplizierten Strukturen und Stratigraphie führt.

Beziehung zwischen Faltungs- und Blattverschiebungssystemen

Passive en-échélon-Falten

Die Falten, die Blattverschiebungssysteme begleiten, sind gewöhnlich nicht zylindrisch, zweiseitig abtauchend und zeigen relativ kurze, steile Achsenebenen. Sie sind räumlich so arrangiert, dass Kulminations- und Depressionszonen aufeinanderfolgender Falten entlang einer Linie liegen, die einen spitzen Winkel zu den parallelen Faltenachsen bilden. Bei solchen abgestuften, konsequent überlappenden Falten spricht man von einer *en-échélon*-Anordnung.



en-échele Falten

Wenn angenommen werden kann, dass die Achsenebenen senkrecht zur Verkürzungsrichtung liegen, erlaubt die räumliche *en-échele*-Anordnung der Falten, die mögliche Blattverschiebung zu der sie gehören, zu erraten. Solche *en-échele*-Falten kommen häufig im Gestein über Horizontalverschiebungen des Grundgebirges vor, dort wo das Deckgebirge nicht zerbrochen wurde. Eine *en-échele*-Anordnung weist auf einen relativen Schersinn hin.

Übung

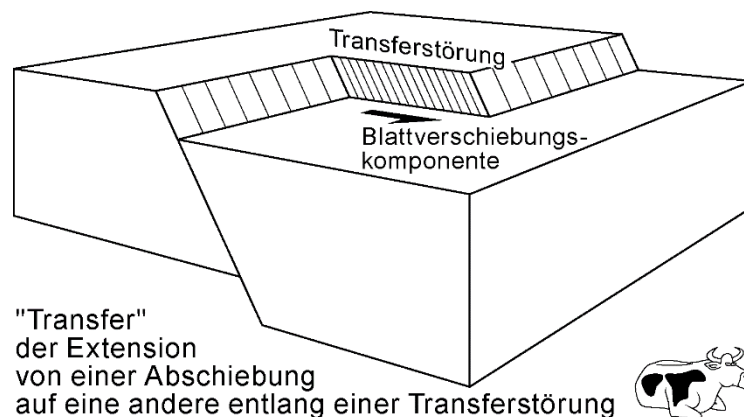
Zeichnen Sie *en-échele*-Falten auf einer linkssinnigen Blattverschiebung.

Kleinere Blattverschiebungen in Verbindung mit anderen Strukturen

Lokale Blattverschiebungen treten im Hangenden von flachen Überschiebungen auf und nehmen unterschiedliche Mengen des Versatzes auf; entweder auf verschiedenen Seiten der Störung oder zwischen den allochthonen und benachbarten autochthonen Gesteinen. Sie befinden sich allgemein in sich verformenden Regionen, die von den unteren Niveaus abgetrennt werden (z.B. in Vorland-Falten- und Überschiebungsgürteln). In diesem Fall sterben lokale Blattverschiebungen nach unten ab, wenn diese auf einen Abscherhorizont treffen, der die verformte Abdeckung vom unterliegenden Grundgebirge trennt.

Transferstörung

Eine **Transferstörung** (*transfer fault*) ist eine lokale Blattverschiebung, welche die Bewegung zwischen zwei ähnlichen, nicht-koplanaren Strukturen überträgt (z.B. in den Verbindungsstrukturen zwischen zwei Abschiebungen oder zwei Überschiebungen). Sie streicht parallel zur regionalen Extensions- oder Verkürzungsrichtung.



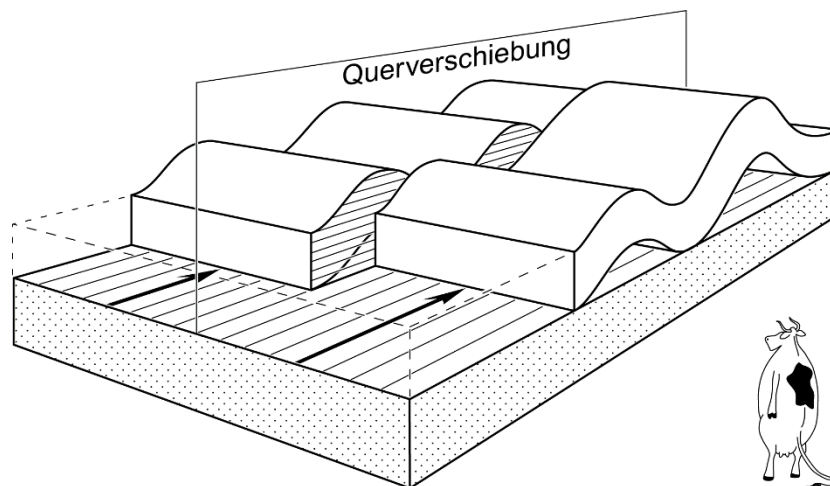
"Transfer"
der Extension
von einer Abschiebung
auf eine andere entlang einer Transferstörung

Die Transferstörung endet an diesen zwei anderen Strukturen und wird auch als laterale Rampe bezeichnet. Es ist ein lokaler, passiver Bruch, der als Reaktion auf aktive Bewegung entlang von Verwerfungen, die durch die Transferstörung verbunden sind, gebildet wird. Folglich können

Transferstörungen ihre relative Bewegung in Zeit und Raum umkehren und einen scheinbaren Versatz entgegengesetzt der wahren Bewegungsrichtung zeigen.

Querverschiebung

Eine **Querverschiebung** (*tear fault*) ist eine verhältnismässig kleine Blattverschiebung, die quer zum Streichen eines Falten- und Überschiebungs- oder Abschiebungsgürtel verläuft und ziemlich kleine differentiale Versätze zwischen zwei angrenzenden Segmenten des Gürtels aufnimmt. Querverschiebungen verlaufen folglich parallel zur Bewegungsrichtung von Überschiebungen oder Abschiebungen. Sie treten im Hangendblock von Flachbahnen auf (Ab- und Aufschiebungsabscherhorizonte). Die Faltenachsen, wo Faltung beteiligt ist, neigen dazu gegen die Querverschiebungen zu enden.



GROSSRÄUMIGE ANALYSE VON BLATTVERSCHIEBUNGSSYSTEMEN

Blattverschiebungstektonik ist charakteristisch für reifere Stadien von orogenen Gürteln. Z.B. tritt tektonisches Entweichen in Asien spät innerhalb der Indien-Asien Kollision auf. Ähnlich trat seitliches Entweichen von Nordwesteuropa weg vom nord-afrikanischen Stempel erst eine ganze Weile nach der variszischen Kollision auf.

Allgemeine Merkmale

Steilstehende **Horizontalverschiebungen** (*transcurrent fault*) und Scherzonen absorbieren die mechanischen Auswirkungen der Spannung, hervorgerufen durch Reibungsbewegung. Charakteristischerweise zeigen die verformten Gesteine eine steilstehende Schieferung und subhorizontale Lineation.

Transformplattengrenzen

Transformstörungen (*transform faults*) sind Blattverschiebungen entlang von Plattengrenzen, parallel zur Richtung der relativen Bewegung der Platten auf jeder Seite. Sie enthalten Transformstörungen, die eine konvergente und eine divergente Plattengrenze, oder eine Tiefseerinne mit einer anderen Tiefseerinne, usw. verbinden. Diese Transformstörungen enden abrupt in einem Punkt, in dem die Horizontalverschiebung in die konvergente oder divergente Plattenbewegung transformiert wird.

Dementsprechend gibt es drei grundlegende Transformbruchtypen,

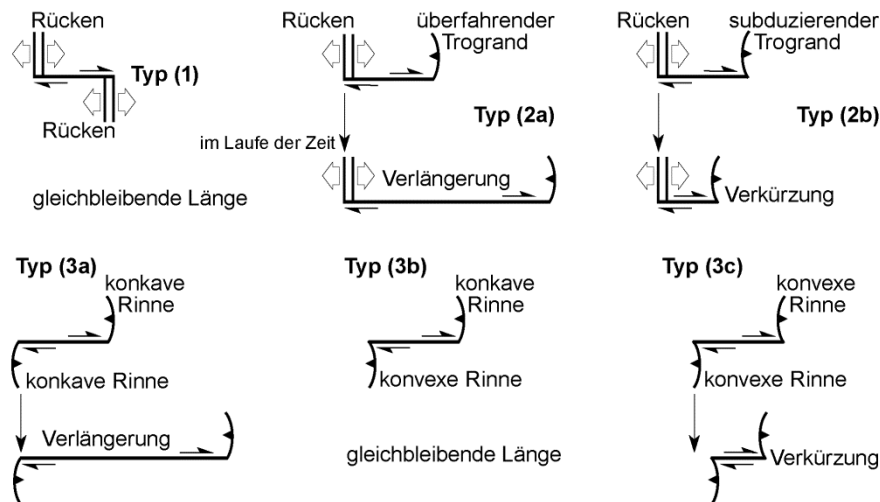
- Rücken-Rücken
- Rücken-Rinnen
- Rinnen-Rinnen

die auf sechs spezifischere Arten ausgedehnt werden:

Typ			z. B.
(1)	Rücken-	Rücken	mittelatlantischer Rücken
(2a)	Rücken-	überfahrende Rinne	
(2b)	Rücken-	subduzierende Rinne	Queen Charlotte
(3a)	konkave Rinne-	konkave Rinne	
(3b)	konkave Rinne-	konvexe Rinne	Alpine Fault, Neuseeland
(3c)	konvexe Rinne-	konvexe Rinne	Suliman Bruch

Diese Zahl kann auf zwölf Arten verdoppelt werden, wenn die Richtung des Versatzes (linkssinnig oder rechtssinnig) betrachtet wird.

Der ideale Typ (1) ist der häufigste, und tritt fast nur im ozeanischen Bereich auf. Die R-R Transformstörungen sind dynamisch stabil; der Versatz entlang der Rücken entspricht dem Versatz des Kontinentalrandes und die Länge der Transformstörung bleibt konstant. Andere Typen entwickeln sich mit der Zeit, allerdings nicht unbedingt Typ (3b). Die Bewegungsgeschwindigkeiten sind bei den Transformstörungen relativ zu Spreizung und Subduktion angegeben. Typ (2a) und (3a) neigen dazu zu verlängern, insbesondere wenn Rückrollen eine Rinnenmigration auferlegt. Umgekehrt, und aus dem gleichen Grund, neigen Typ (2b) und (3c) sich zu verkürzen.



Arten von rechtssinnigen Transformstörungen, nach Wilson 1965 *Nature* **207**(4995), 343-347

Eines der bekanntesten Beispiele ist die San-Andreas-Störung, die die Plattengrenze zwischen der pazifischen Platte im Westen und der amerikanischen Platte im Osten bildet.

Transformstörungen streichen parallel zur relativen Bewegung zwischen zwei Platten. Sie sind ozeanisch oder kontinental. Transformstörungen haben variable Dimensionen, von wenigen hundert Metern (kurzlebige Störungen die Rücken segmentieren), bis zu einigen hundert Kilometern in der Länge (eventuell schräge Störungen). Transformstörungen reflektieren enorme, seitliche Bewegungen zwischen Platten und durchschneiden folglich die ganze Lithosphäre.

Rücken-Rücken Transformbrüche

Keine divergente Plattengrenze hat eine glatte, ununterbrochene Spur; alle werden von Transformstörungen versetzt. Rücken-Rücken-Transformstörungen (auch **Bruchzonen**, *fracture zones*, genannt) sind ein charakteristisches Merkmal der Ozeane und die mittelozeanischen Rücken werden wiederholt daran versetzt, z.B. im Atlantischen, Pazifischen oder Indischen Ozean.

Ursprung der Transformstörungen

Die grossen Transformstörungen werden häufig vom kontinentalen Rift-Stadium übernommen, wenn Transferstörungen zwei unabhängige Rifts verbinden oder ungleichmässige Extension ausgleichen. Diese Störungen breiten sich ununterbrochen vom passiven Rand zum Ozean hin aus und segmentieren den Rücken (z.B. die Romanche-Transformstörung, die die afrikanische und südamerikanische Platte im zentralen Atlantik trennt). Die meisten Transformstörungen stammen aus Teilen der ursprünglichen Plattengrenze. Wenn sich eine neue Plattengrenze entlang einer alten schwachen Zone innerhalb eines kontinentalen Blockes entwickelt, die nicht senkrecht zum Bewegungsvektor ist, versuchen sich die Rückensegmente mit Transformstörungen als Verbindungsstrukturen, senkrecht zum Bewegungsvektor zu entwickeln.

Auf einer Kugel (die Erde) bewegen sich die ozeanischen Platten rund um einen Rotationspol voneinander weg. Die Transformstörungen sollten parallel mit dem Plattenbewegungsvektor sein. Die Transformstörungen beschreiben kleine Kreise um den Pol herum. Man kann deshalb die Transformstörungen benutzen, um den Rotationspol für divergente Plattengrenzen zu finden, z.B. im Südatlantik.

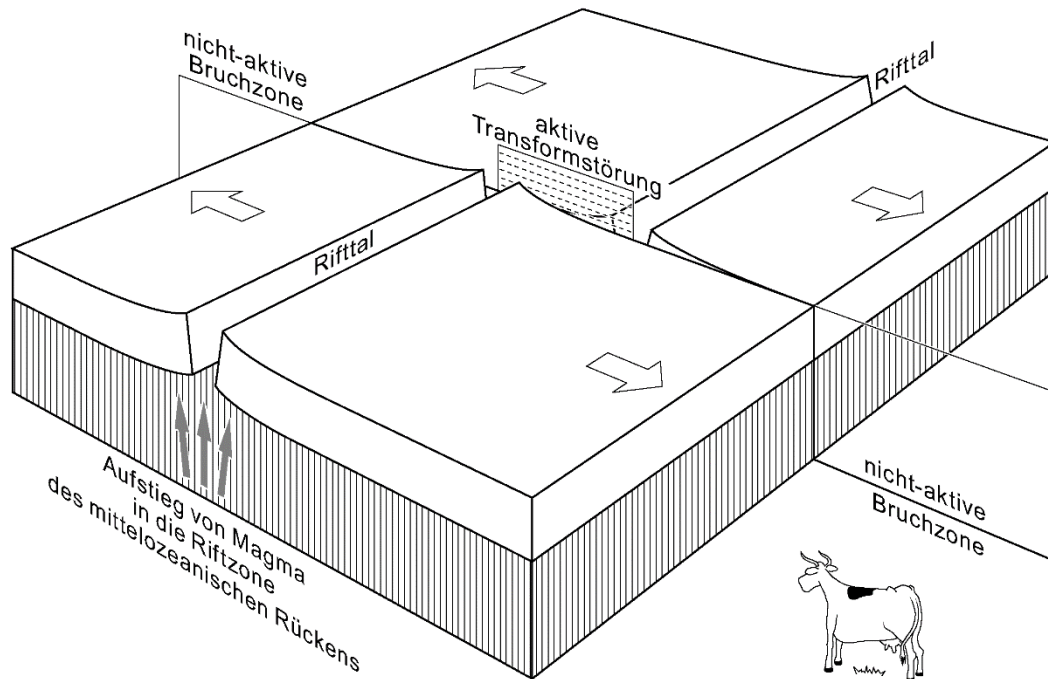
Morphologie

Bruchzonen sind lange, lineare bathymetrische Depressionen mit scharfer Topographie.

Rücken-Rücken Transformstörungen haben folgende Eigenschaften:

- (1) Die Bruchzone ist fast parallel zur Relativbewegung zwischen den zwei ozeanischen Platten, d.h. zur Spreizungsrichtung des ozeanischen Rückens. Sie verbindet zwei versetzte Rückensegmente, die zur Spreizungsrichtung fast senkrecht sind. Die Divergenz vom Rücken weg wird entlang solch einer Störung zu einer Blattverschiebung „transformiert“.
- (2) Die Enden der Rückensegmente sind abrupt. Transformstörungen sind auch Plattengrenzen und dienen als Akkommodationszonen für Blattverschiebungen zwischen auseinander driftenden Gebieten des Ozeanbodens.
- (3) Der Versatz entlang des ganzen Bruches ist konstant.
- (4) Rücken-Rücken Transformstörungen können unbegrenzten Versatz aufnehmen. Der Versatz kann grösser als die Länge des Bruches sein, d.h. es gibt keine Beziehung zwischen der Länge eines Transformbruches und seinem Versatz.
- (5) Im Gegensatz zu gewöhnlichen Blattverschiebungen können angrenzende, parallele Transformbrüche den entgegengesetzten Schersinn haben. Der Schersinn an einem Transformbruch kann entgegengesetzt sein zum scheinbaren Versatz, den man vom ozeanischen Rücken aus sieht.
- (6) Der ozeanische Spreizungsvorgang am mittelozeanischen Rücken und die Transformstörungen sind gleichzeitig aktiv. Die seismische Aktivität ist 100 Mal stärker entlang von Transformstörungen als entlang der Rücken. Die gesamte seismische Aktivität findet wegen der relativen Bewegung zwischen den Platten entlang der Transformstörungen, zwischen den zwei Rückensegmenten, statt. Ausserhalb dieses Bereichs bewegen sich die Platten auf beiden Seiten des Bruchs gleich schnell in gleicher Richtung und können als miteinander verbunden angesehen werden. Die Horizontalverschiebung endet am jeweiligen Rücken und ausserhalb bewegt sich die Platte als Ganzes. Es gibt fast keine Seismizität ausserhalb der Rücken (inaktive Segmente). Das bedeutet, dass sich der augenscheinliche Versatz des Rückens entlang der Transformstörung nicht notwendigerweise während der Aktivität des Systems, dessen Geometrie für eine lange Zeit fortbestehen kann, erhöht oder verringert.

Divergierende Plattengrenze mit einer Transformstörung



- (7) Die Gesteine erfahren, im Vergleich zur normalen ozeanischen Kruste, entlang der Transformstörungen starke Scherverformung und Metamorphismus. In diesen Zonen finden sich grosse Blöcke von Serpentin, was darauf hindeutet, dass wahrscheinlich ultramafische Gesteine entlang der Transformstörungen intrudieren. Ausserdem findet man auch alkalischen, basaltischen Vulkanismus und hydrothermale Aktivität entlang dieser Störungen.
- (8) Durch Transformstörungen werden zwei Blöcke mit verschiedenem Alter nebeneinander gestellt, welche folglich eine unterschiedliche Tiefe haben. Infolge der thermischen Unterschiede kann sich ein grosser vertikaler Versatz von 2-4 km entlang der ozeanischen Transformstörungen bilden, wo ozeanische Lithosphären mit unterschiedlichen Altern aneinander grenzen. Mit zunehmender Entfernung vom Rücken wird die ozeanische Kruste immer kühler und folglich immer dichter. Die Meerestiefe des ozeanischen Bodens ist somit vom Alter der ozeanischen Kruste abhängig. Da die thermische Kontraktion anhält, während sich die ozeanische Lithosphäre vom Rücken wegbewegt, wird erwartet, dass vertikale Bewegung entlang von alten Spuren der Transformstörungen auftritt und etwas Seismizität verursachen. Die ältere Seite wäre tiefer und eine topographische Stufe entwickelt sich entlang der Transformstörung. Manchmal erhalten sich diese Topographien über 100 Millionen Jahre und indizieren, dass die zwei Seiten verschweisst worden sind.

Assoziierte Eigenschaften

Entlang von Transformstörungen ziehen sich auch **Querrücken** (*transverse ridges*). Diese sind isolierte ozeanische Gebirge mit einem Relief von bis zu 6 km. Sie können sich nur auf einer Seite oder auf beiden Seiten der Transformstörung entwickeln. Sie bestehen oft aus ultramafischen Gesteinen, z.B. ist die Insel St. Peter-Paul im Südatlantik, ein Gebirge, das aus Mantelperidotit besteht. Ihre Entwicklung ist nicht einfach zu erklären. Es wird angenommen, dass sie durch vulkanische Aktivität oder Blattverschiebungsbewegungen entlang der Transformstörungen entstehen. Es braucht allerdings auch kompressive oder Dehnungskomponenten auf der Transformstörung. Aber wie gesagt, verstehen wir noch nicht genau, wie sich diese Gebirge entlang von Transformstörungen entwickeln.

Lecktransformzonen (*leaky transforms*) entstehen, wenn eine neue Dehnungskomponente auf eine reine Transformstörung einwirkt. Der Transformbruch passt seine Trajektorie so an, dass er parallel zum Bewegungsvektor ist. Um dies zu erreichen, muss er sich in Segmente aufteilen, die mit dem

kurzen Spreizungsrücken verbunden sind. Einige Lecktransformzonen findet man im Golf von Kalifornien und dem Adaman-See.

Rücken-Trog Transformstörungen

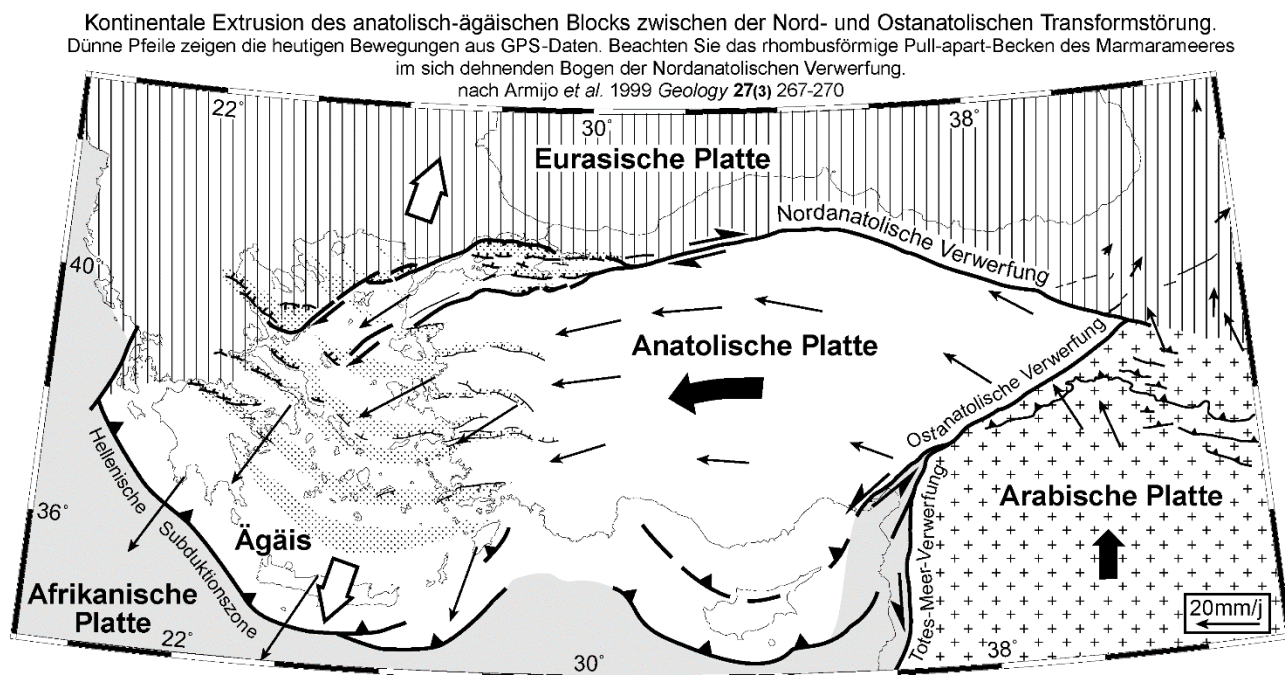
Die längsten Transformstörungen verbinden spreizende und konvergierende Plattengrenzen (Südamerika). Eine Untereinheit würde einen Rücken mit einem Gebirgsgürtel verbinden. Dies ist für die Jordan Verwerfung der Fall, entlang der sich das Rote Meer bildete und die das Spreizungszentrum des Roten Meeres mit dem Nord-Syrien-Ost-Türkei Kollisionsgebirge verbindet.

Trog-Trog Transformstörungen

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

Kontinentale Transformstörungen

Transformstörungen, die eine kontinentale Kruste zerschneiden, sind ähnlich zu denen im Ozean. Die Seismizität ist flach. Die bekanntesten Beispiele sind die San-Andreas-Blattverschiebungszone (sie verbindet einen Rücken mit einer Rinne im Norden Amerikas), die Alpine Fault in Neuseeland, die Nordanatolische Bruchzone in der Türkei und die Jordan Störung. Die Jordan Störung in der Osttürkei wandelt die Öffnung des Roten Meeres in eine kontinentale Kollision um.



Schräge Subduktion

Während einer schrägen Kontinent-Kontinent-Kollision oder Subduktion kann der schräge Bewegungsvektor in zwei Komponenten aufgeteilt werden: eine Konvergenzkomponente, die für die reine Unterschiebung in der Subduktionszone verantwortlich ist, und eine rein parallel streichende Blattverschiebungskomponente, die verantwortlich ist für die seitliche Bewegung an Blattverschiebungen parallel zum Plattenrand. Regionen mit Auf-, Abschiebungen und

Blattverschiebungen treten im Allgemeinen in unterschiedlichen geographischen Bereichen auf. Ein korrektes kinematisches Modell kann nur abgeleitet werden, indem man einen sehr grossen Bereich betrachtet.

Schräge Subduktion ist weit verbreitet und diese wird oft von grossen Blattverschiebungszonen im Hangenden aufgenommen, z.B. der Semangko Bruch in Sumatra. Woodcock (1986) hat die Beziehungen zwischen (1) dem Winkel zwischen dem Bewegungsvektor des Liegenden und der Plattengrenze, (2) dem Fallwinkel der subduzierten Platte, und (3) dem **Reibungskoeffizienten** (*coefficient of friction*) entlang der Subduktionszone beschrieben. Verschiebungen entlang steiler Blattverschiebungszonen im Hangenden entstehen, wenn der Fallwinkel der Subduktionszone weniger als $35-55^\circ$ und der Reibungskoeffizient hoch ist.

Die Verteilung von Störungsbewegungen ist ein wichtiger Mechanismus, mit dem sich grosse oder kleine Blöcke seitlich weit bewegen lassen. Viele dieser Blöcke sind innerhalb von Gebirgsketten gefunden worden, z.B. ist die interne Zone der Rocky Mountains aus solchen Blöcken aufgebaut. Einige von diesen Blöcken haben sich mehr als 600 km bewegt. Man bezeichnet solche Blöcke als **akkretionäres Terran** oder **allochthones Terran** (*allochthonous terranes*).

Tektonisches Entweichen

Anhaltende Konvergenz zwischen zwei kollidierenden Kontinenten kann mehr Verkürzung erfordern als ein Gebirgssystem aufnehmen kann. Wenn eine feste kontinentale Platte gegen eine jüngere, weichere kontinentale Platte kollidiert, kann sie das Material der weicheren Platte auf grossen Blattverschiebungen seitlich wegstossen. Dann kann die Deformation in die Kontinente hinein propagieren und die Verkürzung durch **kontinentale Extrusion** (*continental extrusion*) angepasst werden. Diese intrakontinentale Deformation vollzieht sich durch das Bewegen von grossen kontinentalen **Fluchtschollen** (*escape blocks*) entlang von grossen Blattverschiebungen (*transcurrent faults*). Solch grosse, einzelne Blattverschiebungen können auf die obere Kruste begrenzt sein, während die Blattverschiebung durch verteiltes, duktiles Kriechen in tieferen Niveaus aufgenommen wird. Das **Querfliesspressen** (*lateral extrusion*) von krustalen Blöcken entlang von solchen Störungen beseitigt die Notwendigkeit an krustaler Verdickung in einem konvergenten Szenario.

Konzept

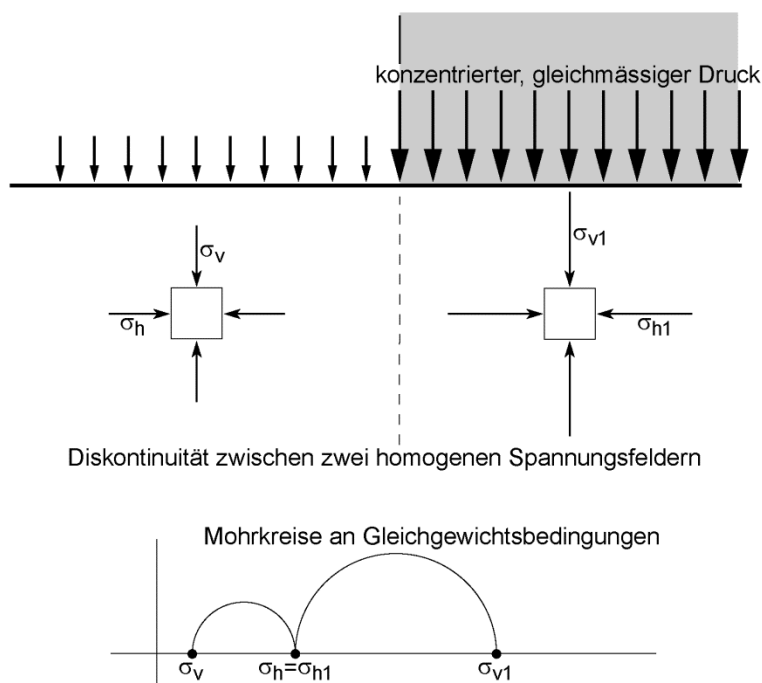
Das Konzept des tektonischen Entweichens ist entwickelt worden, um die aktive Tektonik von Asien zu erklären. Seit der Kollision ist Indien ungefähr 2000 km in Asien eingedrungen. Im Moment beträgt die Konvergenzrate ungefähr 5 cm/Jahr. Um diese Grössenordnung von Verkürzung zu verstehen wurde eine Parallele aus der **Indentationstheorie** abgeleitet, die Bauingenieure entwickelt haben, um die Stabilität von Fundamenten, Einschnitten, Dämmen und Tunnels festzustellen. Die lithosphärischen Platten werden als dünne Schichten ohne vertikale Verformungen betrachtet. Die mathematische Theorie sagt für einfache Formen eines plastischen Mediums und eines festen **Stempels** (*indenter*) eine bestimmte Konfiguration von Bruchlinien in zwei Dimensionen (d.h. ebene Deformation) voraus, die sog. **Gleitlinien** (*slip lines*).

Das Problem von Indien, welches nur eine limitierte Breite aufweist und gegen das enorme Asien drückt, kann idealisiert und verglichen werden mit einer Wand die auf einen Untergrund drückt. Der horizontale Boden und der Untergrund (Asien) bilden einen homogenen Halbraum in welchem das Spannungsfeld aus drei Regionen von homogenen Spannungszuständen besteht:

- Das Gewicht der Wand erzeugt eine konstante Spannung über die gesamte Breite der Wand auf der horizontalen Oberfläche;
- Auf beiden Seiten der Wand ist die ausgeübte konstante Spannung auf der horizontalen Oberfläche null (in Wirklichkeit das Gewicht der Luft).

Die vertikalen Spannungskomponenten in den drei Regionen steigen mit der Tiefe z an, gemäss $\rho g z$, mit ρ als die Untergrunddichte. Die zwei vertikalen Linien die von den Wandseiten nach unten in den Halbraum projiziert werden, repräsentieren Unstetigkeiten der vertikalen Spannungskomponenten.

Spannungen in einer Halbebene mit einer Stufenlast auf die Oberfläche



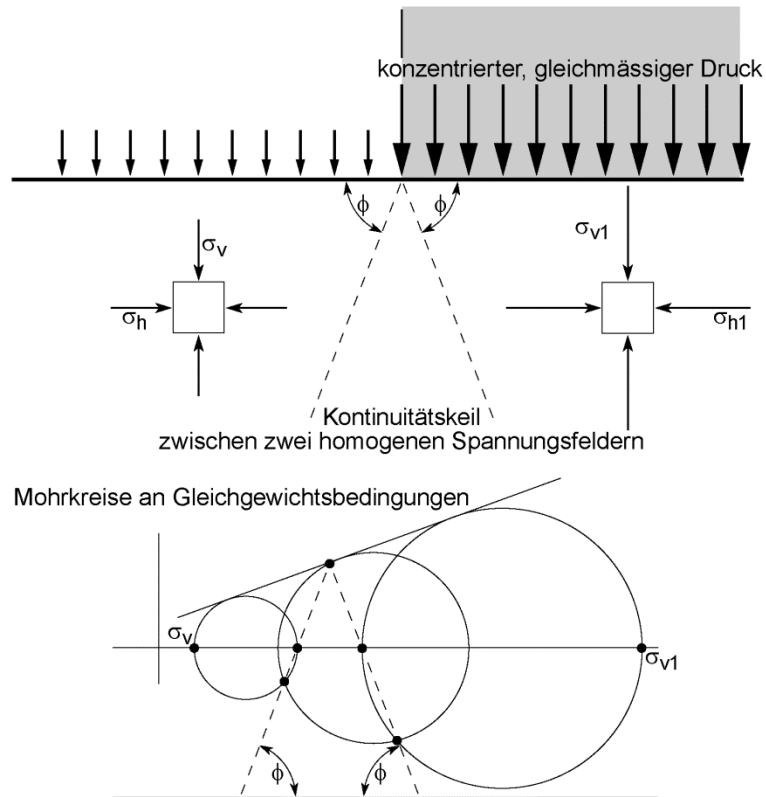
Die horizontalen Spannungskomponenten müssen in den drei Regionen jedoch gleich sein, um ein horizontales Gleichgewicht zu erhalten.

Wie kann ein Spannungsfeld eine ununterbrochene horizontale Spannungskomponente und einen Sprung in der vertikalen Spannungskomponente haben?

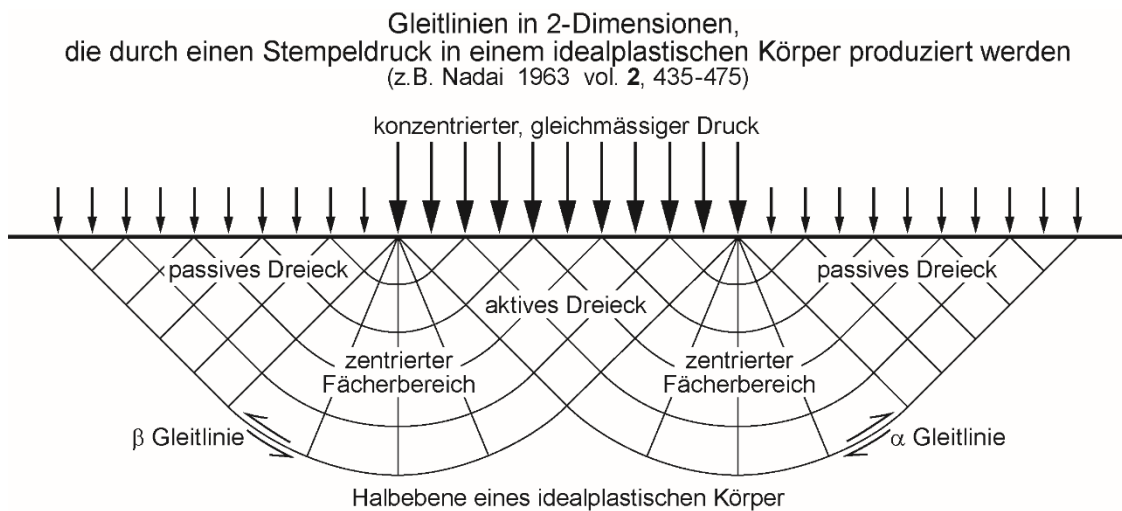
Der Halbraum verhält sich entsprechend des Mohr-Coulomb Bruchkriteriums. In dieser Konfiguration sind die vertikalen und horizontalen Spannungskomponenten die Hauptspannungen. Die Bruchbedingungen können mit zwei Mohrschen Kreisen dargelegt werden; wobei jeder Mohrkreis als ein homogener Spannungszustand, wie oben, beschrieben werden kann. Kontinuität wird gewährleistet, falls die beiden Kreise tangential an einer bestimmten Hauptspannung sind. Bruchversagen wird dann erfolgen, wenn die Mohrkreise die Bruchumhüllende erreichen.

Das Spannungsfeld ist komplizierter weil die Grenzen der Wand auf der Oberfläche gestufte Ränder aufweisen. In diesem Fall sind die Unstetigkeitslinien symmetrische Keile, die sich von den Wandgrenzen nach unten hin in einem bestimmten Winkel zur Horizontalen öffnen. Um das Gleichgewicht zu erhalten, müssen die Normal- und Scherspannungskomponenten entlang der Keilgrenzen von einem Gebiet zum Nachbargebiet kontinuierlich sein. Die Mohr-Darstellung, auf welche die Orientierungen der Keilgrenzen geplottet werden, gibt die Punkte, in denen die Normal- und Scherspannungen für zwei angrenzende Gebiete gleich sind, wenn die zwei benachbarten Mohr-Kreise durch diesen Punkt gehen. Die Spannungszustände in den drei angrenzenden Regionen sind folglich bestimmt, wenn die drei Kreise zur Coulomb-Umhüllenden tangential sind. Die Konstruktion ist für beide Seiten der Wand symmetrisch.

Spannungen in einer Halbebene mit einer Stufenlast auf die Oberfläche



Beachten Sie, dass die Hauptspannungen in den Zwischenkeilen weder horizontal noch vertikal sind. Die zwei Keile unterhalb jeder Wandseite begrenzen ein starres, nach unten zeigendes Dreieck, dessen obere Basis genauso breit wie die Wand ist. Dieses nicht deformierbare, "aktive" Dreieck tendiert dazu sich durch den Druck der Wand vertikal nach unten zu bewegen.



Auf beiden Seiten des Dreiecks, und in der Spiegelebene über der Mittellinie, tendieren zwei Zonen dazu, sich horizontal auseinander zu bewegen. Dadurch kann sich das starre Dreieck nach unten bewegen, während Teile des Untergrundes an beiden Seiten der Wand dazu tendieren sich nach oben zu bewegen, um Platz für die horizontal verschobenen Zonen zu machen. Diese seitlichen und aufsteigenden Verdrängungen treten entlang von Scherflächen auf.

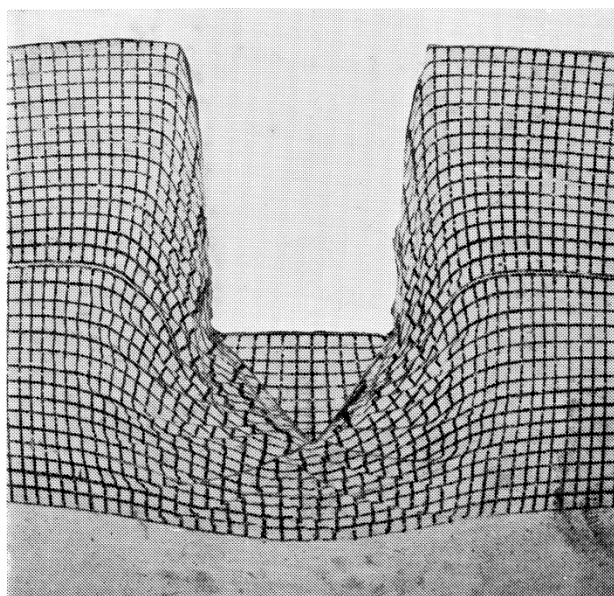
Gleitlinien

Die mathematische Lösung definiert zwei Familien von normalerweise gebogenen Gleitlinien, die α - und β -Linien genannt werden. Sie bilden ein orthogonales Netz in den idealplastischen Körpern ohne Reibungsfestigkeit. In diesem Fall halbiert die Richtung der grössten Hauptspannung den rechten Winkel zwischen den α - und β -Richtungen. Die α - und β -Linien stimmen mit den Trajektorien der maximalen Scherspannung überein und entsprechen im geologischen Zusammenhang jeweils rechtssinnigen und linkssinnigen Bewegungen. In Materialien, die eine Reibungsfestigkeit $\phi \neq 0$ haben, sind die α - und β -Linien nicht mehr orthogonal, müssen sich aber mit einem Winkel von $[(\pi/2) - \phi]$ schräg schneiden.

Anwendung

Dieses Konzept wurde auch durch analoge Modelle weiter gefestigt: Die Apparatur beinhaltet einen Block aus Plastilin. Dieser wird durch einen steifen **Stempel** (*indenter*), der mit einer konstanten Geschwindigkeit vorrückt, deformiert. Die Rotation und das Entweichen von **verdrängten** (*extruded*) Blöcken erfolgt entlang von α - und β -Gleitlinien. Die Grösse der Blöcke ist abhängig von der Breite des Stempels und von der Breite des plastischen Blockes.

Bei ebenen Indentationsexperimenten, die an einer Seite begrenzt sind, ist die resultierende Deformation asymmetrisch. In Materialien, die eine Reibungsfestigkeit $\phi \neq 0$ haben, sind die α - und β -Linien nicht mehr orthogonal, müssen sich aber mit einem Winkel von $[(\pi/2) - \phi]$ schräg schneiden.



Eindrucksexperiment mit seitlichem Entweichen in Plastilin
nach Johnson, Sowerby & Haddow 1970, Arnold (Publishers) Ltd, London, 176 s.

Die geometrische Übereinstimmung zwischen der Vorhersage von solchen Modellen und der Tektonik in Asien zeigt, dass Bruchbildung der dominierende Modus ist, um Deformation in der kontinentalen Lithosphäre zu verteilen. Die Ausbreitung der Störungen als Antwort auf die Eindrückung am Rand einer plastischen Platte vereint intrakontinentale Deformation und Plattentektonik.

Tektonisches Entweichen (*tectonic escape*) zeigt folgende Eigenschaften:

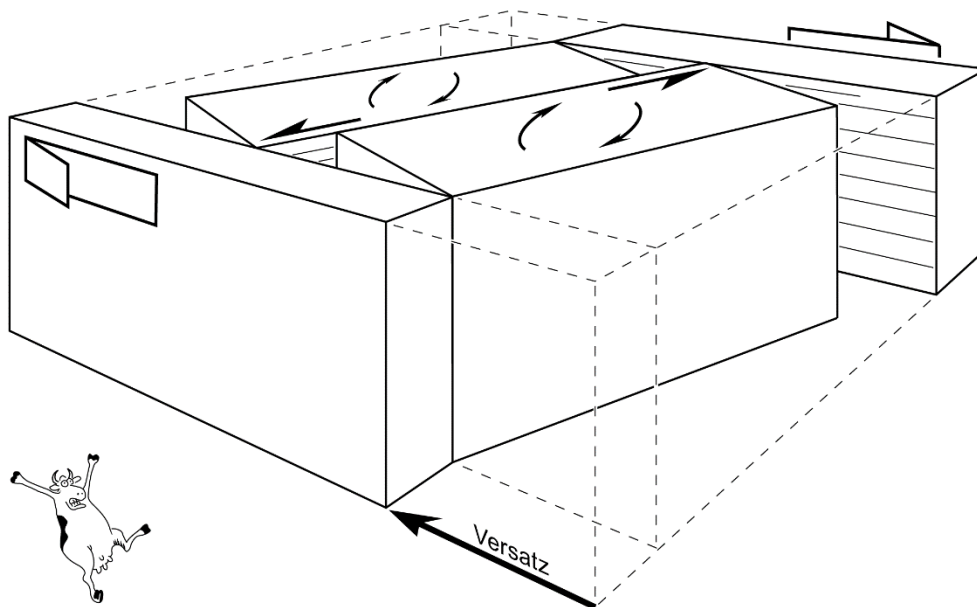
- Die entweichenden Blöcke liegen zwischen zwei dominierenden Blattverschiebungssystemen, die den gleichen oder entgegengesetzten Bewegungssinn zeigen.
- Der Versatz an solchen Blattverschiebungen nimmt im Allgemeinen in Fluchtrichtung zu.

Dieser Prozess kann auch in kleinerem Massstab entlang von unregelmässigen Kontinentalrändern auftreten.

Blockrotation

Durch Messen der paläomagnetischen Deklination hat man festgestellt, dass sich krustale Blöcke in Blattverschiebungssystemen mit den angrenzenden Störungen zusammen gedreht haben. Die Drehachse ist im Wesentlichen vertikal. Die Drehung der Blöcke erfolgt in Übereinstimmung mit der allgemeinen Richtung der Scherung, ähnlich wie im Dominomodell bei den Abschiebungen.

Uhrzeigersinnige Blockrotation in einer rechtsinnigen Blattverschiebungszone

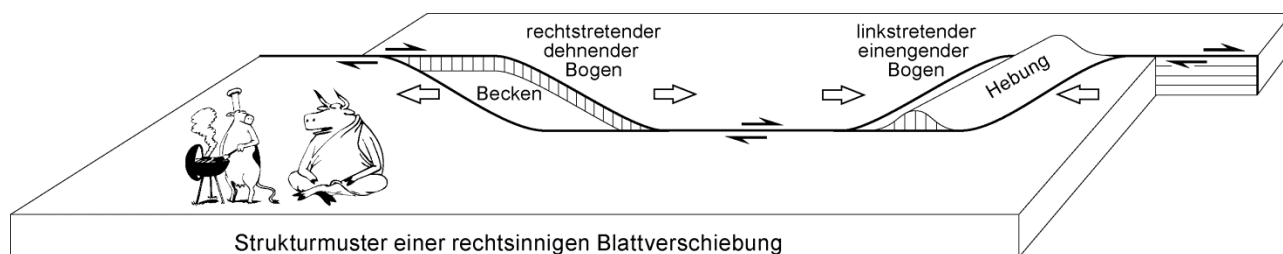


Blattverschiebungen und Sedimentation

Die sedimentären Becken, die sich in Blattverschiebungssystemen entwickeln, sind gewöhnlich rhombenförmige, von Störungen begrenzte Depressionen (*pull-apart basins*), die in Transtension gebildet wurden.

Pull-apart Becken

Dehnung in Pull-apart Becken nimmt die Grösse des verantwortlichen Blattverschiebungsversatzes auf. Sobald sie gebildet sind, sinken diese Becken sehr schnell ab und sammeln grosse Mächtigkeiten von alluvialen und Seeablagerungen an. Dies sind grobkörnige, terrigene Sedimente in grossen Deltas oder Schwemmkegel nahe den Steilstufen der randlichen Halbgräben und Beckenablagerungen im Zentrum. Ein weithin bekanntes Beispiel ist das Tote Meer. *Pull-apart*-Becken (Aufreissbecken) können schliesslich zur Plattentrennung entlang eines Systems von seitlich versetzten Rückensegmenten führen. Das geschieht im Golf von Kalifornien, welches mit der Zeit ein ozeanisches Becken geworden ist. Die thermische Entwicklung der *pull-apart*-Becken hängt davon ab, ob der Mantel beteiligt ist oder nicht, d.h. ob die kontrollierende Blattverschiebung die ganze Kruste/Lithosphäre durchschneidet oder nicht.



Wenn der Mantel beteiligt ist, dann hat das Becken eine Wärme- oder Kühlphase; wenn nicht, dann ist es einfach ein tiefes, durch Störungen kontrolliertes Becken.

Springende („porpoising“) Subsidenz

Unter springender („porpoising“) Subsidenz versteht man die abwechselnde Hebung und Senkung in Raum und Zeit. Wiederholte Zyklen von Beckenhebung und -senkung, die mit der Entwicklung von Übertrittszonen und Krümmungen entlang der Blattverschiebungssysteme verbunden sind, verursachen mehrfache Diskordanzen in den Blattverschiebungsbecken. Diese syntektonische Sedimentbildungsart, die durch abwechselnde, mehrfache Beckeninversion gesteuert wird, zeigt dass sich Krustenstücke entlang mehrerer befreiender und blockierender Krümmungen heben und senken. Dadurch kommt es zum Wechsel zwischen Transpressions- und Transtensionszonen. In Becken in denen hauptsächlich Transtension dominiert, kann Vulkanismus auftreten.

Zusammenfassung

Klar identifizierbare Beweise für Blattverschiebungssysteme sind:

- Riedelscherflächen in jeglichem Massstab.
- *en-échelon*-Falten und Blattverschiebungen.
- horizontale Lineationen auf ursprünglich subvertikalen Schieferungen.

Blattverschiebungstektonik wird im Allgemeinen von der **Bruchbildung im Grundgebirge** (*basement-involved faulting*) kontrolliert. Wenn Grundgebirgsstörungen reaktiviert werden, entwickelt sich eine Zone von **Rotationsmassenverformung** (*rotational bulk strain*) in der sedimentären Bedeckung. Die Verformung wird durch eine Vielzahl von *en-échelon*-Strukturen einschliesslich Riedelscherflächen, Abschiebungen, Überschiebungen und Falten aufgenommen. Bei vom Grundgebirge abgetrennter Tektonik (z.B. über einer Salzschiebung) entwickelt sich ein symmetrisches, konjugiertes Paar an Blattverschiebungen, das die rotationsfreie Allgemeinverformung aufnimmt. Liegt der Ursprung für Blattverschiebungstektonik im Grundgebirge, sind *en-échelon*-Riedelscherflächen die ersten Strukturen die entstehen. Riedelscherflächen sind wichtige kinematische Indikatoren. Z.B. zeigen linkstretende Übertritte der Riedelflächen eine rechtssinnige Komponente der relativen Bewegung auf der Hauptstörung an. Die Orientierung des Streichens der frühen Riedelbrüche an der Geländeoberfläche, ihr Einfallen und ihre Länge schwanken entsprechend des Ausgangsspannungszustands, der horizontalen Schichtung der Auflast und der Kompliziertheit der Konfiguration der Grundgebirgsstörung. Mit zunehmendem Versatz entwickeln sich kurzlebige **Fiederbrüche** (*splay faults*) an den Spitzen der Riedelscherflächen, gefolgt von der Entwicklung von Riedelscherflächen mit kleinem Winkel, und P-Scherflächen, die die Riedelscherflächen verbinden und stören. Im Profilschnitt ist das allgemein beobachtete Störungsbild eine Blumenstruktur.

Bei der Transtension und Transpression sind die Richtung des vertikalen Versatzes und die Geometrie der Störungen, die einen schrägen Versatz haben charakteristisch für das tektonische Regime. Die **Aufteilung** (*partition*) der Störungsbewegungen wird durch das Vorhandensein einer duktilen Schicht in der Tiefe gefördert. Bewegungen entlang seitlich versetzter Sockelstörungen erzeugen *pop-up* Strukturen in blockierenden bzw. *pull-apart*-Becken in entlastenden Biegungen. In diesen Fällen ist das Verhältnis zwischen der Länge des Versatzes der Grundgebirgsstörung und der

Mächtigkeit der sedimentären Bedeckung der Hauptparameter, der die Geometrie des Störungsbildes steuert.

Empfohlene Literatur

Eisbacher, G.H. 1991. *Einführung in die Tektonik*. S. 69-81.

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

Harding, T. P. 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* **69**(4), 582-600.

Kearey, P. & Vine, F. J. 1990. *Global tectonics*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Mann, P., Hempton, M. R. & Bradley, D. C. 1983. Development of pull-apart basins. *Journal of Geology* **91**(5), 529-554.

Moores, E. M. & Twiss, R. J. 1995. *Tectonics*. W.H. Freeman and Company, New York.

Park, R. G. 1993. *Geological structures and moving plates*. Chapman & Hall, Glasgow.

Scholz, C. H. 1977. Transform fault systems of California and New Zealand: similarities in their tectonic and seismic styles. *Journal of the Geological Society of London* **133**, 215-229.

Sylvester, A. G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* **100**, 1666-1703.

Twiss, R. J. & Moores, E. M. 1992. *Structural geology*. W.H. Freeman & Company, New York.

Woodcock, N. H. 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **A317**, 13-29.

Woodcock, N. H. & Fischer, M. 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology* **8**(7), 725-735.

Videos in der geologischen Bibliothek

Wrench tectonics in the Chukchi Sea, Alaska 1989 D. Thurston, Minerals & Management Service.