

Mechanische Aspekte der Deformation

Bachelor-Semester2-2011

Educational Material

Author(s):

Burg, Jean-Pierre

Publication date:

2011

Permanent link:

<https://doi.org/10.3929/ethz-a-007199259>

Rights / license:

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

MECHANISCHE ASPEKTE DER DEFORMATION

Mechanik beschreibt die Auswirkungen von Kräften auf Körpern. Ein fester Körper, der äusseren **Kräften** (*forces*) ausgesetzt ist, tendiert dazu, sich zu verschieben und seine Form zu ändern. Während der **Festkörperverformung** (*rigid body deformation*) werden die Gesteine so verschoben und/oder rotiert, dass die ursprüngliche Grösse und Form erhalten bleibt. Wenn die wirkende Kraft auf den Körper teilweise oder ganz vom Körper selbst absorbiert wird, anstatt den Körper zu verschieben (z.B. die Kräfte, die auf ein Gestein wirken, das zwischen konvergierenden, divergierenden oder Transform-Plattengrenzen eingeklemmt ist), wird der Körper (d.h. das Gestein) **unter Spannung** (*stressed*) gestellt. Diese Kräfte bewirken dann die Bewegung von Teilchen innerhalb des Körpers. Somit verändert der Körper seine Form und/oder Volumen, das heisst, er wird verformt. Unter **Verformung** (*strain*) versteht man die Deformation eines Gesteins infolge von Krafteinfluss. In der Erdkruste sind die wichtigsten dieser Kräfte für relativ lange Zeit aktiv. Sie sind auf die **Schwerkraft** (*gravity*) zurückzuführen und die **relativen Bewegungen** (*relative motions*) grosser Gesteinsmassen in der Kruste und im oberen Mantel. Andere mögliche Kräfte sind meistens klein oder nur für kurze Zeitspannen aktiv, so dass keine bedeutende Verformung entsteht. Demzufolge können Gesteine auf drei verschiedene Weisen unter Spannung gestellt werden, wobei eine jede einer der drei grundlegenden Bewegungen an Plattengrenzen entspricht.

Wie jeder Festkörper verformen sich Gesteine, wenn die angewandte Spannung ihre **Festigkeit** (*strength*) übersteigt. Man unterscheidet zwei Hauptdeformationsarten in Gesteinen. Wenn ein Gestein bricht und seine Kohäsion verliert, so ist es **spröd** (*brittle*). Wenn das Gestein sich ohne Kohäsionsverlust in komplizierte Formen verformt, die bestehen bleiben, wenn die Kraftwirkung aufhört, so hat das Gestein eine permanente Verformung aufgenommen und das Gestein selbst war **duktil** (*ductile*). Das **Verhalten** (*behaviour*) der Gesteine, das heisst, ob sie sich permanent oder nicht permanent verformen, ob Verformung überwiegend durch duktilen, spröden oder einen anderen Deformationsprozess entsteht, hängt von der Wechselwirkung einer Anzahl von physikalischen und chemischen Faktoren ab. Wir konzentrieren uns in dieser Vorlesung darauf, diese Faktoren zu prüfen, um eine physikalische Einsicht zu gewinnen, wie sich Gesteine in der Natur verformen.

Beispiel von permanenter Verformung: Faltenzug in Gneiss



Kraft

Physikalische Grössen

Die mechanischen Eigenschaften eines Materials können mit den drei grundlegenden physikalischen Grössen **Masse** [M], **Länge** [L] und **Zeit** [T] ausgedrückt werden.

Definition

Erinnern Sie sich an die Physik, in der eine Kraft durch das Produkt von Masse und Beschleunigung definiert ist. Die Kraft ist eine vektorielle Grösse der Form

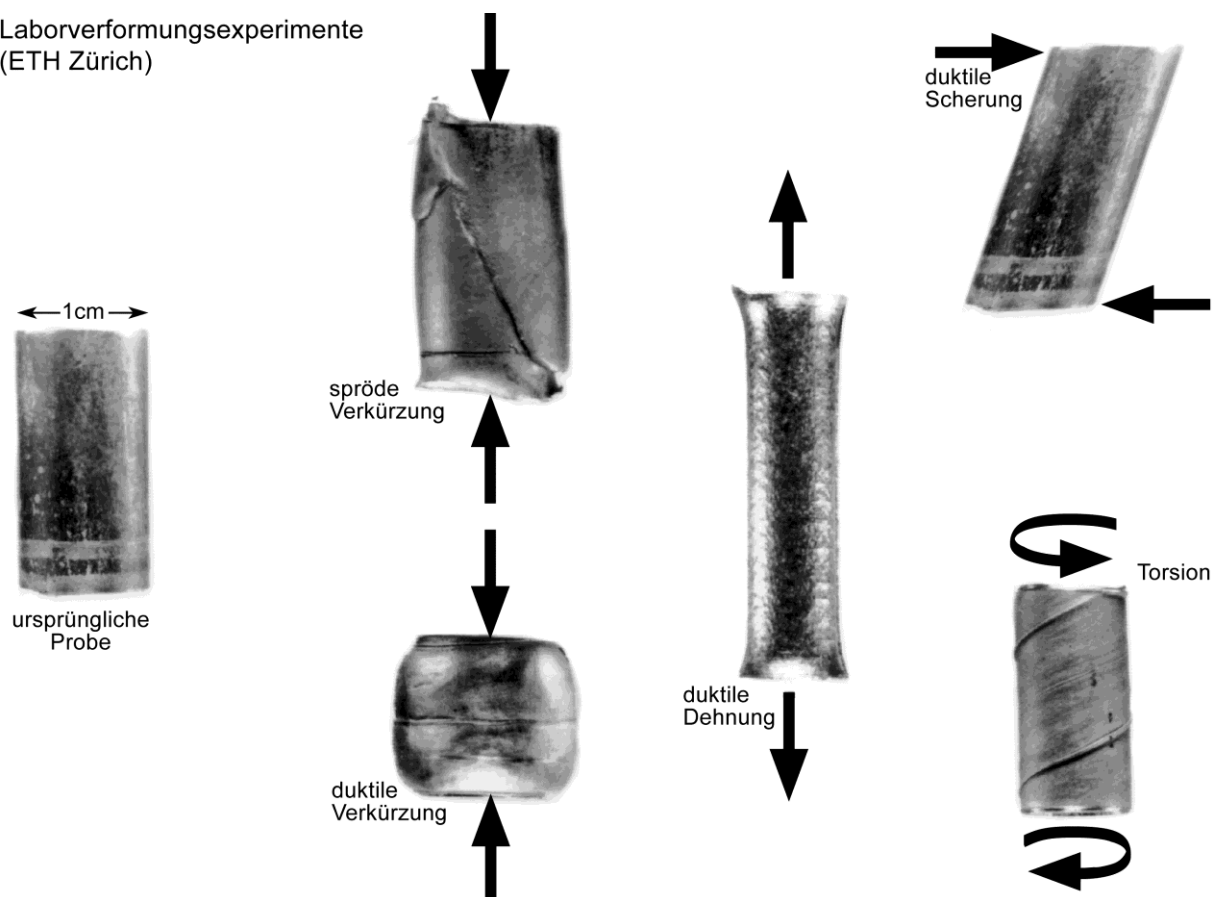
$$[F] = [MLT^{-2}]$$

Das Newton und das dyne sind die Grundeinheiten der Kraft (1N= die Kraft, die benötigt wird, um einen Körper von 1 kg mit 1m/s^{-2} zu beschleunigen; $1\text{N} = 10^5$ dynes).

Die Kraft besitzt sowohl **Grösse** (*magnitude*) als auch **Richtung** (*direction*; inkl. **Orientierung**). Gewöhnlich stellt man die Kraft als Pfeil dar, deren Länge die Grösse (Magnitude) bezeichnet, und deren Richtung (räumliche Orientierung der Linie) sich auf die Einwirkungsrichtung in einem Koordinatensystem bezieht. Der **Sinn der Richtung** (*sense = Orientierung*) wird durch eine Pfeilspitze wiedergegeben, die in Richtung der Beschleunigung weist. Die für uns am meisten vertraute Kraft ist das Gewicht. Die Gewichtskraft ist per Definition die Kraft die eine Masse (Produkt von Volumen und Dichte) in Richtung der Gravitationsbeschleunigung erfährt und deshalb normal zur Erdoberfläche ist.

Kräfte, die auf das Äussere eines Körpers einwirken, z.B. zum Bewegen eines Bleistifts, sind **Oberflächenkräfte** (*surface forces*, auch **angewandte Kräfte** = *applied forces*). Diejenigen Kräfte, die an jedem Punkt des Körpers angreifen werden **Körperkräfte** (*body forces*) genannt, z.B. das Gewicht des Bleistifts. Da Gravitationskräfte zur Masse proportional sind, bedeutet das Gewicht einer überlagerten Gesteinskolonie eine bedeutende Kraft auf die tiefer liegenden Gesteine in der Kruste.

Laborverformungsexperimente
(ETH Zürich)



Kräfte können in eine bestimmte Richtung wirken und werden deshalb auch **gerichtete Kräfte** (*directed forces*) genannt.

In der Geologie ist **Kompression** (*compression*) eine Kraft, die dazu tendiert, Körper zu komprimieren.

Unter der **Zugkraft** (*tension*) versteht man jene Kraft, die die Eigenschaft hat, Körper auseinanderzureissen.

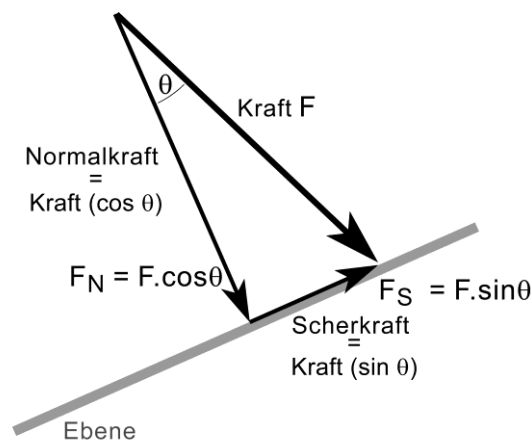
Scherung (**Scherkraft**; *shear*) wird durch ein Kräftepaar, das in der gleichen Ebene liegt, aber in entgegengesetzter Richtung orientiert ist, erzeugt.

Torsion (*torsion*) ist eine Drehung, die durch zwei entgegengesetzte Kräftepaare, die in parallelen Flächen wirken, entsteht.

Wie jede vektorielle Quantität, so kann auch die Kraft in verschiedene **Komponenten** (*components*), parallel zu jeder Koordinatenachse irgendeines Referenzsystems, aufgespalten werden. Eine Kraft, die auf eine Ebene wirkt, kann durch ein Körperelement Kräfte unterscheiden, welche parallel zur Ebene gerichtet sind und andere, die normal dazu stehen. Diese beiden Komponenten heissen **Normalkraft** und **Scherkraft**. Die einzelnen Komponenten der Kraft werden in zwei Dimensionen folgendermassen definiert:

$$\begin{aligned}\text{Scherkraft} &= (\text{Kraft})(\cos \theta) \\ \text{Normalkraft} &= (\text{Kraft})(\sin \theta) \\ (\text{Kraft})^2 &= (\text{Normalkraft})^2 + (\text{Scherkraft})^2\end{aligned}$$

θ ist der Winkel zwischen der Kraft und der Ebene.



Vektorielle Auflösung einer Oberflächenkraft in ihre Normal- und Scherkomponente

Stellen Sie sich innerhalb einer grossen Gesteinsmasse einen kleinen Gesteinswürfel vor. Alle sechs Flächen dieses Würfels werden durch die anstossenden Teile des umgebenden Gesteins angedrückt und es entstehen entsprechende Reaktionen vom Material innerhalb des Würfels. Zudem ist jedes Massenteilchen innerhalb des Würfels der Schwerkraft unterworfen.

Unter natürlichen **statischen Gleichgewichtsbedingungen** (*static equilibrium*, der Würfel bewegt sich nicht) müssen die Kräfte an gegenüberliegenden Flächen im Gleichgewicht miteinander stehen. Dies setzt voraus, dass Normalkräfte auf gegenüberliegenden Flächen gleiche Magnitude, jedoch entgegengesetzte Orientierung haben. Die Scherkräfte auf gegenüberliegenden Flächen (zwei auf jeder Fläche) müssen ebenfalls im Gleichgewicht stehen, um eine Rotation des Würfels zu verhindern. Vereinfachend können die Kanten des Würfels als die Hauptachsen des dreidimensionalen Koordinatensystems genommen werden. Daraus folgt dann, dass sich die Scherkomponente in zwei Scherkomponenten parallel zu den Kanten der betrachteten Fläche auflösen lässt.

Spannung

Definition; Physikalische Grösse

Die Grösse der Kräfte, die auf die Flächen des Würfels einwirken, hängt vom Flächeninhalt ab. Je grösser der Würfel, desto grösser muss die Kraft sein, um eine Formänderung oder Bewegung zu bewirken. Es ist deshalb vorteilhaft, ein Mass zu haben, welches von der Grösse des in Betracht gezogenen Würfels unabhängig ist.

Die **Spannung** (*stress*) wird als **Kraft pro Flächeneinheit** definiert:

$$\sigma = F / A$$

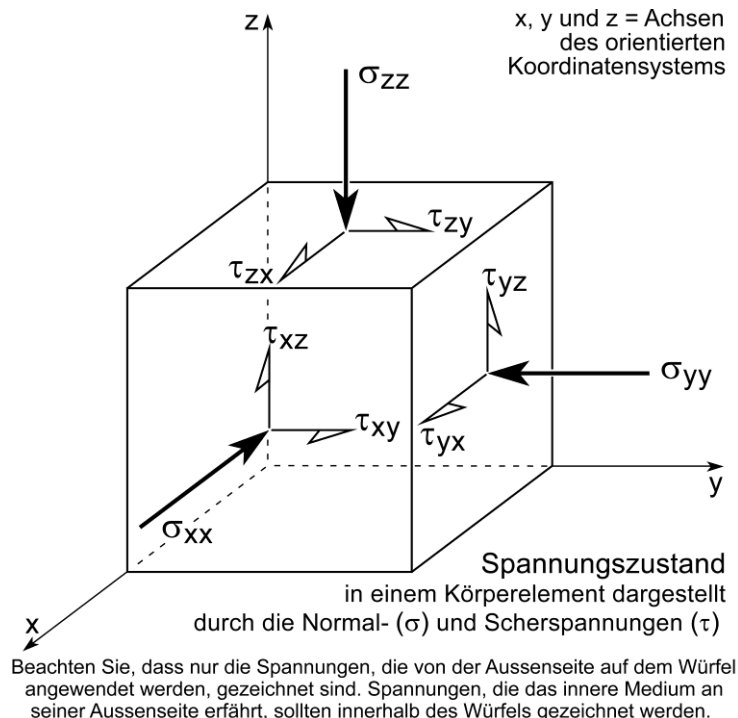
Die Spannung beinhaltet sowohl die Kraft als auch die Reaktion. Die Spannung ist deshalb ein **Paar von gleichen und entgegengesetzten Kräften**, die auf die Einheitsfläche des Körpers wirkt. Spannung hat die Dimension:

$$[M \cdot L T^{-2}] / [L^2] = [Masse \cdot Länge^{-1} \cdot Zeit^{-2}]$$

Die Einheiten, die heutzutage in der Geologie am häufigsten gebraucht werden, sind Pascal (1 Pa = 1 Newton.m⁻² mit 1N = 1 kg m s⁻²) und Bar (1 Bar = 10⁵ Pa ~ 1 Atmosphäre = 1 kg.cm⁻²).

Komponenten der Spannung. Spannung in einem 'Punkt'

Mit einem infinitesimal kleinen Würfel können wir den **Zustand der Spannung in einem Punkt** (*state of stress at a point*) betrachten. Die Kraft an jeder Einheitsfläche der Würfelflächen kann in drei orthogonale Komponenten zerlegt werden, eine **normal** zur Fläche und zwei parallel zur Fläche (Scherkräfte). Genauso können die Spannungen auf den Flächen eines Einheitswürfels in eine **Normalspannung** (*normal stress*) senkrecht zur Fläche und zwei **Scherspannungen** (*shear stresses*) parallel zu den Kanten aufgeteilt werden. Der Zustand der Spannung in einem Punkt ist drei-dimensional. Der Normalspannung wird das Symbol σ und den Scherspannungen das Symbol τ zugeordnet, obwohl σ oft in der Literatur verwendet wird.



Hauptspannungen

Das System von Normal- und Scherspannungen, die auf die Seiten eines Einheitswürfels einwirken, kann mathematisch durch die drei Normalspannungen (σ), die zueinander senkrecht stehen, und durch die sechs Scherspannungen (τ) parallel zu den Würfelflächen dargestellt werden.

Es ist erleichternd, die Kanten des Würfels als ein System von Kartesischen Koordinaten zu verwenden ($x_1 = x$, $x_2 = y$, $x_3 = z$) und das Symbol σ_{ij} dazu zu benützen, jene Spannungskomponente zu bezeichnen, die auf das Flächenpaar normal zu x_i einwirkt und in Richtung x_j wirkt. So können wir die Spannung auf einer Fläche in drei Komponenten aufteilen:

σ_{11} (oder σ_{xx}) ist die Komponente der Normalspannung auf der Fläche normal zu $x_1 = x$.

τ_{12} und τ_{13} sind die zwei Komponenten der Scherspannung auf dem Flächenpaar normal zu x_1 , wobei eine jede entlang der jeweiligen Koordinatenachsen x_2 beziehungsweise x_3 wirkt.

Für jedes Flächenpaar gibt es eine Fläche, für die die nach innen gerichteter Normalspannung (hier positiv), entgegengesetzt der Normalspannung ist, die auf die andere Fläche wirkt. Das gleiche gilt für die Flächen normal zu x_2 und x_3 , so dass wir für die drei Flächen insgesamt neun Spannungskomponenten erhalten.

In einem homogenen Spannungsfeld ist es immer möglich, drei gemeinsame orthogonale Ebenen zu finden, auf denen die Scherspannungen τ verschwinden.

$$\tau_{12} = \tau_{23} = \tau_{31} = 0$$

Diese drei Ebenen sind als **Hauptspannungsebenen** (*principal planes of stress*) bekannt und sie schneiden sich entlang den drei zueinander senkrechten **Hauptachsen der Spannung** (*principal axes of stress*) oder einfach **Hauptspannungsachsen**. Die Spannungskräfte, die in Richtung dieser drei Achsen wirken, sind die **Hauptspannungen** (*principal stresses*). Sie werden je nach ihrem Betrag mit σ_1 , σ_2 und σ_3 bezeichnet. Konvention ist, dass $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ ist. Dies entspricht den **maximalen, intermediären** und **minimalen** Hauptspannungswerten. Die Hauptspannungsachsen stimmen überein mit den Hauptachsen des Spannungsellipsoids.

Achtung: In der Physik und im Ingenieurbereich ist die Zugspannung positiv und die Kompressionsspannung negativ. In der Geologie ist der Spannungszustand innerhalb der Erdkruste immer in Kompression, auch in Extensionsbereichen, und darum ist es üblich, die Kompressionsspannung positiv und die Zugspannung negativ zu bezeichnen.

Der Zustand der Spannung in einem Punkt kann deshalb durch drei Hauptspannungen und Richtungen vollständig beschrieben werden. Fallen die Achsen der Hauptspannungen nicht mit den Koordinatenachsen überein, so sind sechs unabhängige Spannungskomponenten notwendig, um den Spannungszustand vollständig zu beschreiben.

Durchschnittliche Spannung und Spannungsdeviator

Die **Durchschnittsspannung** (*mean stress*) ist einfach das arithmetische Mittel der drei Hauptspannungen:

$$p = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) / 3$$

Sie steht im Zusammenhang mit dem Gewicht der Überlast.

Der **Spannungsdeviator** (*principal deviatoric stress*) der Hauptspannungen beinhaltet die Beträge, um wie viel jede Hauptspannung von der Durchschnittsspannung abweicht. Der Spannungsdeviator ist wichtig bei der Betrachtung von Formänderungen (im Gegensatz zu Volumenänderungen) eines Gesteinskörpers.

Wo $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ gilt, können wir uns vorstellen, dass zwei Komponenten auf das Gestein einwirken:

- die Durchschnittsspannung $\bar{S} = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) / 3$, manchmal auch als die hydrostatische Spannungskomponente bezeichnet.

- und drei Deviator-Spannungen:

$$s_1 = \sigma_1 - \bar{S}$$

$$s_2 = \sigma_2 - \bar{S}$$

$$s_3 = \sigma_3 - \bar{S}$$

Spannungsfeld; Spannungstrajektorien

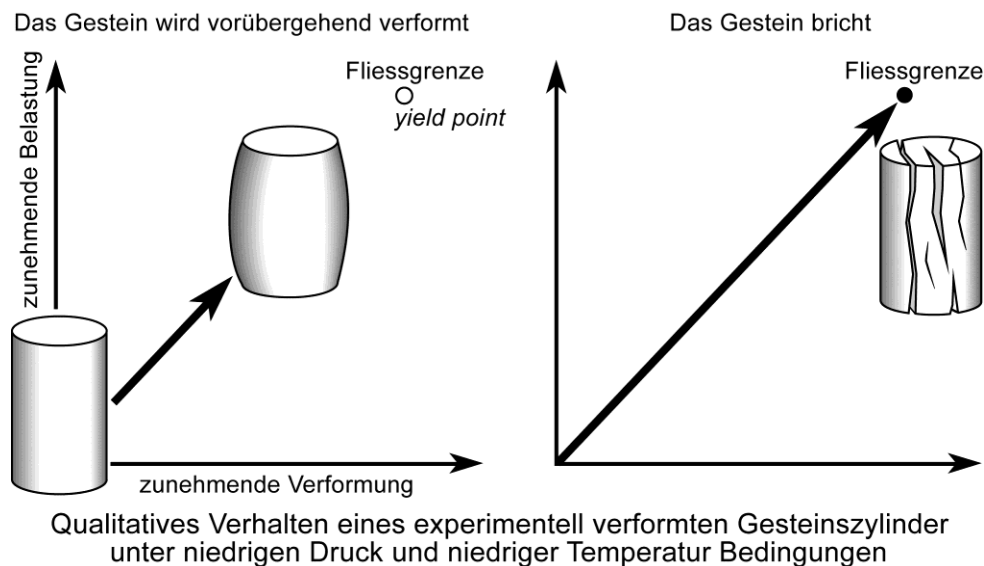
Die Verteilung aller Spannungen in allen Punkten in einem Körper wird als das **Spannungsfeld** (*stress field*) beschrieben. Wenn diese Komponenten in allen Punkten gleich sind, d.h. gleiche Magnitude und Orientierung, ist das Spannungsfeld **homogen**. Ansonsten ist es **inhomogen**.

Spannungstrajektorien (*stress trajectories*) sind gebogene Linien, die verschiedene Messpunkte einer Spannungsrichtung (z.B. σ_1) parallel zur Wirkungsrichtung der Spannung verbindet. Die Trajektorien zeigen die kontinuierliche Änderung der Richtungen innerhalb eines Körpers. Die Trajektorien der Hauptspannungen müssen sich aber in allen Punkten immer rechtwinklig schneiden. Zusammen stellen die drei Trajektorien das allgemeine Spannungsfeld in einem Körper dar. Zwei oder mehr Spannungsfelder verschiedenen Ursprungs können sich überlagern. Dies ergibt ein **zusammengesetztes Spannungsfeld** (*combined stress field*).

Verhalten von Gesteinen zu Spannung - Elemente der Rheologie

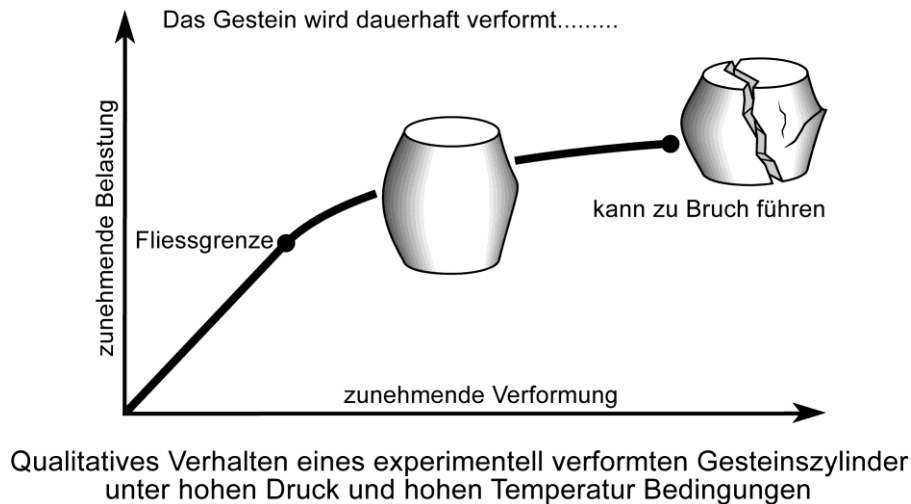
Das Deformationsverhalten von verschiedenen Materialien variiert bei einem bestimmten angelegten Spannungssystem beträchtlich. Eine Spannung wird ein Material nur dann permanent verformen, wenn die **Festigkeit** (*strength*) des Materials überstiegen wird. Einfacher gesagt kann die Festigkeit als die maximale Spannung betrachtet werden, die ein Material unter gegebenen Bedingungen aushalten kann. Zuerst müssen wir die Natur der Beziehung zwischen Spannung, Verformung und Zeit betrachten, was uns helfen wird, eine Anzahl idealer Verhaltensweisen der Deformation zu definieren (**Rheologien**, *rheologies*, wie elastisch, plastisch, etc.). Einige Materialien haben solche einfache Rheologien. Meist sind es aber nur Annäherungen an das wirkliche Verhalten. Es ist eine der Aufgaben der Rheologie, die verschiedenen Grade der Approximationen über die verschiedensten physikalischen Bereiche zu bestimmen (Beispiel: Deformationsverhalten von Kalk in Abhängigkeit der Temperatur).

Zahlreiche Informationen über die Beziehungen zwischen Spannung und Verformung erhalten wir durch die Zusammenarbeit mit Geologen, Physikern und Ingenieuren, die Experimente mit Gesteinen in Labors durchführen, um zu verstehen, warum Gesteine an einer Stelle verfault sind und an der nächsten zerbrochen.



Indem wir Gesteine Kräften und Spannungen unter kontrollierten Bedingungen im Labor unterwerfen, können wir die Natur der Deformation und das spezifische Verhältnis zwischen Spannung und Verformung beobachten und mathematisch beschreiben. Die meisten Experimente bestehen darin, eine kleine zylindrische Gesteinsprobe entlang der Achsen des Zylinders unter Spannung zu setzen, indem mit einem Kolben auf ein Ende der Gesteinsprobe gedrückt wird, während an allen Seiten der Probe ein gleichmässiger Umgebungsdruck angelegt wird. Der Umgebungsdruck wird durch eine Flüssigkeit erzeugt, die unter Druck steht und die Probe in einer

Druckkammer umgibt. Diese Drucke simulieren sowohl eine realistische Kraft der Kompression als auch den Umgebungsdruck, dem Materialien tief in der Kruste durch das Gewicht der darüberliegenden Gesteinsmassen unterworfen sind. Die Flüssigkeit überträgt einen gleichmässigen Umgebungsdruck auf die Probe mit Hilfe einer undurchlässigen, biegsamen Hülle, die *jacket* genannt wird und gewöhnlich aus Kupfer besteht. Diese Experimente erlauben ebenfalls, Deformationen einer Probe unter veränderbaren und kontrollierbaren Bedingungen zu erzeugen.



* Unter niedrigen Umgebungsdrücken und Temperaturen, wie denen in geringer Tiefe in der Erdkruste, sind zwei Fälle möglich:

- Die Probe kommt in ihre ursprüngliche Form zurück, wenn die Belastung weggenommen wird (d.h. **elastisches** Materialverhalten)
- Oder sie verformt sich durch Bruchbildung. Das Material verhält sich spröde.

* Bei hohen Umgebungsdrücken und Temperaturen, wie denen in grösseren Krustentiefen, verformt sich die Probe langsam und stetig ohne zu zerbrechen. Sie verhält sich wie ein nachgiebiges, formbares Material; es verhält sich duktil. Die verformte Probe kehrt nicht in ihre ursprüngliche Form zurück, wenn die Belastung weggenommen wird. Wenigstens ein Teil der Deformation ist permanent. Die Probe verhält sich somit wie **plastisches** Material. Diese Art von Experimenten zeigt, dass insgesamt kalte Gesteine im oberen Teil der Kruste sich bruchhaft verformen und heisse Gesteine in der Unterkruste duktil.

Diese Annäherungen gestatten uns, mögliche Mechanismen in geologischen Materialien ausfindig zu machen. Der Umgebungsdruck verringert den Porenraum und verursacht nur Volumenänderung. Signifikante Deformation in Gesteinen tritt als Bruch, Fließen oder einer Kombination von beiden auf. Zuerst ist es jedoch notwendig, zwischen den **Materialgrundeigenschaften** und seinem **Verhalten** zu unterscheiden.

Materialeigenschaften

Das mechanische Verhalten eines Körpers wird stark durch seine internen Eigenschaften, insbesondere durch den Grad seiner Homogenität und der Isotropie beeinflusst.

Homogenität

Materialien können mechanisch **homogen** oder **inhomogen** sein. Ein homogener Körper besitzt identische Eigenschaften an jedem Punkt; ein inhomogener Körper ist ein Körper, in dem sich diese Eigenschaften von Punkt zu Punkt unterscheiden. Alle Proben eines ausschliesslich homogenen Materials, die gleichen mechanischen Eigenschaften auftreten.

Isotropie

Homogene Materialien können mechanisch **isotrop** oder **anisotrop** sein. Ein isotropes Material ist ein Material, in dem die mechanischen Eigenschaften in jeder Richtung identisch sind; ein

anisotropes Material ist ein Material, in dem sich diese Eigenschaften in den unterschiedlichen Richtungen unterscheiden.

Gute Beispiele homogener und isotroper Materialien sind Sandsteine und Granite.

Materialverhalten: Arten Deformation

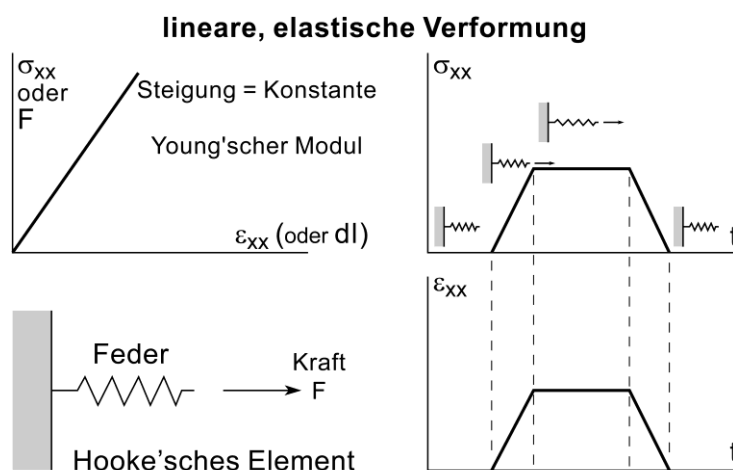
Theoretische Kontinuumsdeformation kann von drei Endgliedern im rheologischen Verhalten beschrieben werden: Elastizität, viskoses Fließen und Plastizität.

Elastische Verformung

Wenn eine akustische Welle eines Erdbebens oder einer Explosion einen Gesteinskörper durchquert, werden die einzelnen Partikel im Gestein örtlich von ihrer normalen Position verschoben. Nach der Störung kehren die Partikel wieder in ihre Grundposition zurück. Unter solchen Umständen sind die durch die Störung entstandenen Spannungen klein, die **Verformungsgeschwindigkeiten** (*strain rates*) aber relativ gross (mindestens in der Größenordnung 10^{-3}sec^{-1}). Durch diese Art der Deformation entsteht keine permanente Verformung des Gesteins. Die gleiche Art temporärer und total **rückführbarer Verformung** entsteht, wenn eine Gesteins- oder Mineralprobe im Labor mit einer relativ geringen Spannung beladen wird. Das Gestein kann in seine ursprüngliche Form zurückkehren und das durch die Spannung erzeugte Volumen wird wieder entfernt.

Zweidimensionale Diagramme von Verformung gegen Spannung veranschaulichen das Verhalten einer grossen Anzahl von Gesteinen und Mineralien, die unter tiefen hydrostatischen Drücken und Temperaturen axial belastet worden sind. In dem Moment, in dem eine Probe belastet wird, beginnt sich die Probe zu verformen. Dabei ist die ideale Beziehung zwischen der Axialspannung und der **longitudinalen Verformung** (*longitudinal strain*) linear. Vorausgesetzt, dass die Probe nicht zerbricht, kehrt sie bei Entfernen der verformenden Last augenblicklich wieder in ihre ursprüngliche, unverformte Position zurück. Diese Art des Verhaltens, bei dem augenblicklich bei Belastung Spannung oder bei Entlastung Entspannung einsetzt, nennt man **elastisches Verhalten** (*elastic response*).

Diese Art der Deformation kann durch Kompression oder Extension einer schraubenförmigen Feder repräsentiert werden.



Die Beziehung zwischen Spannung und Verformung in elastischen Körpern sagt, dass für ein gegebenes Material Spannung / Verformung = konstant. Deshalb ist es eine lineare Beziehung, die Hooke'sche Elastizität heisst und wie folgt formuliert werden kann:

$$\sigma = E\varepsilon = E(l - l_0) / l_0 \quad (1)$$

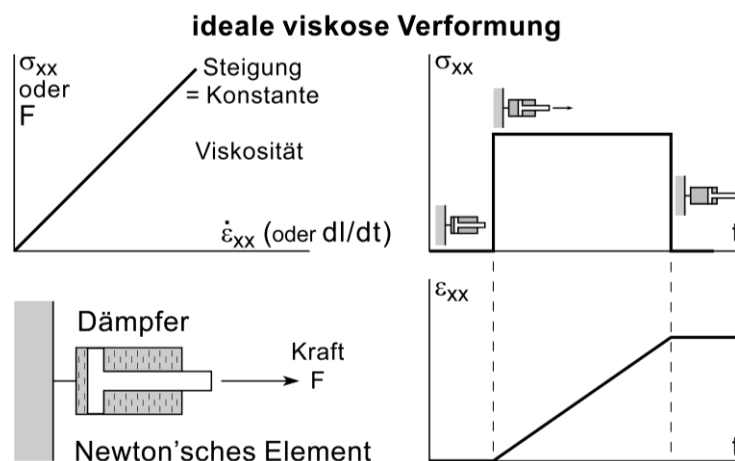
wobei : σ die angewandte Spannung bedeutet
 ε ist die dimensionslose Streckungsverformung proportional zu σ ,
 l = die neue Länge, l_0 = ursprüngliche Länge

E = eine Proportionalitätskonstante, unter **Young'sches** oder **Elastizitäts-Modul** (*Young's modulus*) bekannt und mit der gleichen Dimension wie die Spannung.

Gesteine verhalten elastisch für die kleinen oder schnellen, geologisch blitzschnellen Deformationen. Elastisches Verhalten von Gesteinen wird z.B. durch die Ausbreitung von seismischen Wellen bestätigt. Die Lithosphäre der Erde kann sich über eine längere Zeitskala auch elastisch verhalten. Zum Beispiel, kommt eine wichtige Schätzung von den Messungen der Rate des Anhebens der skandinavischen Strände. Die Anhebung begann nachdem Abbau des pleistozänen Eispanzers vor ca. 10 Tausenden Jahren was durch den isostatischen Rückstoss ausgelöst worden war und ist nun fast vollendet. Der schnelle Rückstoss in einem geologisch vernachlässigbaren Zeitintervall (eigentlich augenblicklich) wird als eine elastische de-deformation der gebogenen Lithosphäre angesehen.

Viskose Verformung

Diejenigen Deformationen, die für Strukturgeologen von Interesse sind, beinhalten **permanente** und irreversible Deformationen. Dies bedeutet, dass nach dem Abbau der deformierenden Spannungen ein bleibender Verformungszustand zurückbleibt. In vielen stark gefalteten Gebieten kommen unter bestimmten Bedingungen Gesteine vor, die grossen Verformungen ausgesetzt wurden, jedoch keinerlei Anzeichen von Bruchbildung oder anderweitigem Kontinuitätsverlust aufweisen. Dieser Deformationstyp steht häufig - zumindest teilweise - mit der viskosen Verformung im Zusammenhang.



Dieses Verhalten kann am besten durch das Fließen von Flüssigkeiten veranschaulicht werden. Viskose Verformung kann durch ein Zylindergefäss und einem darin sich bewegenden in Kompression oder Extension befindlichen Kolben beschrieben werden (ein Dämpfer). Grosse, anhaltende Verformungen können **Newton'sche** oder **ideal viskose** Materialien aufnehmen. Es gibt keine **Rückgewinnung** (*recovery*, das bedeutet Zerstörung) nachdem die deformierende Spannung entfernt wurde. In diesen Materialien ist die Spannung direkt proportional zur Verformungsrate.

$$\sigma = \eta \dot{\epsilon} \quad (2)$$

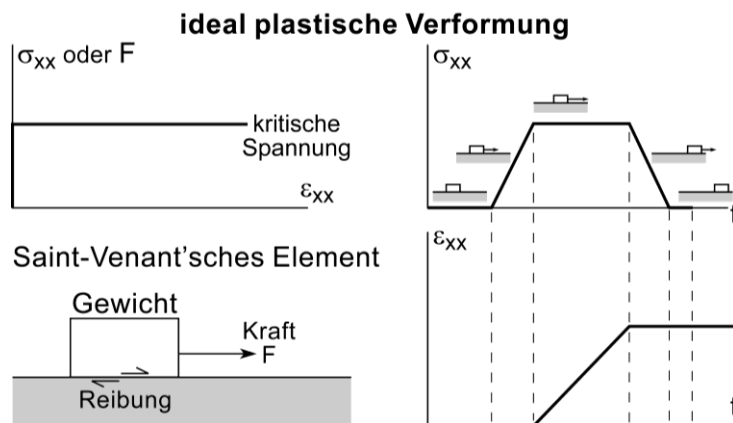
wobei $\dot{\epsilon}$ die Verformungsrate und η die **Viskosität** darstellt.

Gleichung (2) zeigt uns, dass die Spannung direkt proportional zum Verformungsgrad ist, so dass, je höher die angewandte Spannung, desto schneller die Verformung des Materials ist. Und die gesamte Verformung hängt von der Magnitude der Spannung sowie dem Zeitraum, in der sie angewendet wird, ab. Das Newton'sche Verhalten mag eine genaue Annäherung an jenes von echtem Gestein bei hohen Temperaturen (1000-1500°C) sein und niedrigen Verformungsraten (10^{-12} bis 10^{-14} sec⁻¹). Es sind jedoch mehr Versuche notwendig, um dies zu beweisen. Für anisotrope Materialien wird (2) durch ein System linearer Gleichungen ersetzt. Diese physikalischen Umgebungsbedingungen entsprechen denen des oberen Mantels. Die Raten, bei denen die

Plattentektonik und die Mantelkonvektion arbeiten, suggerieren, dass tiefe Gesteine als viskose Flüssigkeiten, über geologische Zeitskalen, behandelt werden können. Die Viskosität verringert sich im Allgemeinen mit der Tiefe als direkte Konsequenz der erhöhten Temperaturen.

Plastische Verformung

Das **ideal plastische** Material ist ein Festkörper, der nur bis zu einem ganz bestimmten kritischen Spannungswert σ_c die Spannungen aufbauen kann. Bei der **kritischen Spannung** σ_c oder **Fliessgrenze** (*yield stress*) verformt sich der Körper permanent und kontinuierlich. An der Fliessgrenze ist es theoretisch möglich, unbegrenzte plastische Deformationen zu erzeugen. Unterhalb der Fliessgrenze treten elastische Verformungen auf. Das ideal plastische Material wird auf charakteristische Art und Weise verformt, indem nur örtlich, das heisst dort, wo die Spannungen die Fliessgrenze erreicht haben, Deformationen auftreten.



Das Modell für Plastizität ist ein ruhendes Gewicht, das auf einer rauhen Fläche liegt. Das Gewicht verschiebt sich erst ab einer bestimmten Kraft. Ist die Kraft kleiner, so ruht der Körper an Ort und Stelle.

Mechanismen der Gesteinsverformung

Sprödes / duktiles Verhalten

Unter atmosphärischen Druckbedingungen, bei Anwendung relativ grosser Spannungen, zerbrechen die meisten Gesteine und Mineralien nach einer gewissen elastischen Verformung in Fragmente. Diese Eigenschaft, bei der elastische Verformung zum **Bruchversagen** (*rupture*), das heisst zum Kohäsionsverlust des Materials führt, wird **sprödes** Verhalten (*brittle behaviour*) genannt. Der Kohäsionsverlust entsteht durch die Entwicklung von **Brüchen** oder **Störungen**. Die maximale Spannung, der ein Gestein widerstehen kann, ohne permanent verformt zu werden, ist seine **Proportionalitätsgrenze** (*yield point*) oder auch sein **elastisches Limit**.

Brüche sind gewöhnlich parallel zur Lastachse und es gibt keinen Versatz parallel zur Bruchfläche. Verwerfungen sind gegenüber der Lastachse geneigt und zeigen lokal Versatz parallel zur ihrer Fläche. Sprödes Verhalten beinhaltet die Bildung von Verwerfungen und Klüften. Die mechanischen Eigenschaften von Gesteinen bei spröder Verformung sind nicht sehr stark abhängig von der Temperatur, dafür aber stark abhängig vom Druck. Deshalb steigt die Reibungsfestigkeit linear mit der Tiefe an.

Im Gegensatz dazu und unter anderen Bedingungen, wie höheren Temperaturen und Drucken, kann ein Gestein seine Proportionalitätsgrenze überschreiten und seine Kohäsion behalten, wird aber eine nicht wieder umkehrbare Veränderung seiner Form oder seines Volumens erfahren. Die **duktilen Deformation** ist einerseits durch permanente und penetrative Verformung, andererseits durch kontinuierliche, stetige Verformungsänderung, das heisst ohne sichtbare Diskontinuitäten, charakterisiert. Die Festigkeit von Gesteinen bei duktiler Verformung ist nahezu unabhängig von Druckvariationen, fällt aber exponentiell mit der Tiefe ab, aufgrund von thermischer Schwächung.

Wenn der hydrostatische Druck zunimmt, findet je nach Gesteinstyp ab einem bestimmten Druck der Übergang von sprödem zu duktilem Verhalten statt. Diese Änderung im Deformationsverhalten nennt man **spröd-duktilen Übergang** (*brittle-ductile transition*). Der Übergang ist allerdings nicht bloss vom hydrostatischen Druck abhängig, sondern auch von der Temperatur und der Verformungsgeschwindigkeit. Generell kann gesagt werden: Je niedriger die Temperatur und der hydrostatische Druck, und je höher die Verformungsgeschwindigkeit, desto eher verhält sich ein Gestein spröde. Andererseits, je höher die Temperatur und der hydrostatische Druck, und je niedriger die Verformungsgeschwindigkeit (oder je länger Spannung angesetzt wird), desto eher verhält sich ein Gestein duktil.

Kataklase

Deformation bei niedrigeren Temperaturen und Umgebungsdrücken ist meistens mit der relativen Verschiebung der einzelnen Körner oder starrer Elemente verbunden, die Zertrümmerung, intergranulare Bewegungen und mechanische Granulation durchmachen. Dieser Prozess ist bekannt als **Kataklase** (*cataclasis*) und bildet ein **kataklastisches Muster** (*cataclastic fabric*). Das Gestein verhält sich makroskopisch duktil, aber die Deformation wird durch das Wachstum von gleichmässig verteilten Mikrobrüchen erreicht.

Kataklase kann in allen Grössenordnungen vorkommen. Die einzelnen Komponenten können jegliche Grösse haben; von feinen klastischen Körnern bis zu grossen, durch Brüchen begrenzte, Blöcke.

Plastizität

Permanente Verformung entsteht bei plastischem Fließen durch Kristallgitterdeformation und kommt in Gesteinen meist in zwei Arten vor: **Versetzungsgleiten** (*dislocation glide*) und **Versetzungskriechen** (*dislocation creep*). Diese Prozesse sind unumkehrbar und können unter angemessenen Spannungsebenen und physikalischen Bedingungen Anlass zu gleichmässigem viskosen Fließen der sekundären oder *steady-state* Stufe der Kriechverformungskurve geben. Die Entwicklung von Verzerrungen innerhalb der Kristalle durch Biegen, Zwillingen und ähnliche Prozesse (ohne Mikrobrüche) nennt man *cold-working*. Solch eine Deformation kann durch optische Mikrostrukturen identifiziert werden, wie Deformationszwillinge, undulöse Auslöschung, Deformationsbänder und -lamellen und die Anwesenheit von Subkörnern.

Formänderung in polykristallinen Aggregaten kann auch durch Materialtransport aufgrund von Diffusion erreicht werden. Bei tiefen Temperaturen und bei Anwesenheit von Fluiden, kann ein geologisch wichtiger Mechanismus des Materialtransports stattfinden: Drucklösung. Porenflüssigkeit löst selektiv Material in Zonen mit hohem Druck und lagert es wieder in Zonen mit niederem Druck ab. Gelöstes Material kann über beträchtliche Distanzen transportiert werden.

Zusammenfassung

Es gibt in der Geologie zwei fundamentale Klassen von Kräften. Körperkräfte wirken auf die Masse eines Körpers und hängen von der Menge an Material im Körper (d.h. das Gewicht) ab. Kontaktkräfte wirken an Oberflächen. Wie jede vektorielle Quantität, so kann auch die Kraft in verschiedene Komponenten, parallel zu jeder Koordinatenachse irgendeines Referenzsystems, aufgespalten werden.

Die Spannung wird als Kraft pro Flächeneinheit definiert und beinhaltet die Aktion und die Reaktion. In der Geologie ist der Spannungskonzept vorteilhaft, weil die Spannung von der Grösse des in Betracht gezogenen Körpers unabhängig ist. Die Grössen und die Richtungen der drei Hauptspannungen spezifizieren den Spannungszustand an einem Punkt in einem Medium. Die Hauptspannungen agieren an drei, zueinander orthogonalen Flächen mit Null Scherspannung. In der Geologie sind die Druckspannungen positiv.

Die meisten Gesteine können sich entweder spröde oder duktil verhalten, was abhängig ist von materiellen Parametern und externen Bedingungen wie z.B.: dem hydrostatischen Druck, der Temperatur, dem Flüssigkeitsdruck sowie von der Grösse der angewandten Differentialspannung

und der Verformungsrate. In der Realität zeigen Gesteine, wie alle Materialien, kurzfristig elastisches Verhalten und langfristig viskoses Kriechen. Die Effekte der Testbedingungen können wie folgt kurz zusammengefasst werden:

Parameter	Bedeutung und Definition	Auswirkungen
Temperatur	nimmt mit der Tiefe entsprechend dem geothermischen Gradienten (5 bis $75^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ auf der Erde) zu.	Je höher die Temperatur, desto duktiler und weniger spröd werden die Gesteine.
Umgebungsdruck	nimmt mit der Tiefe entsprechend des Gewichts der überlagernden Gesteine zu.	Umgebungsdruck hindert das Zerbrechen. Gesteine sind relativ spröd unter niedrigem Umgebungsdruck und neigen dazu sich unter hohem Umgebungsdruck duktil zu verhalten.
Verformungsrate	Ist ein Mass für die Zeit, während der die Verformung stattfindet (oder Spannungen wirken).	Gesteine können spröd sein, wenn eine plötzliche Spannung angewendet wird, aber duktil, wenn die gleiche Spannung über einen langen Zeitabschnitt angewendet wird. Je niedriger die Verformungsrate, desto duktiler reagiert das Gestein.
Zusammensetzung	Entspricht dem Mineral- und Flüssigkeitsgehalt eines Gesteins	Jede Mineralsorte hat ihr eigenes Verhalten. Schwache Mineralien wie Kalzit können schon duktil reagieren, während starke Mineralien wie Olivine sich noch spröd verhalten, auch wenn Temperatur, Umgebungsdruck und Verformungsrate gleich sind. Wasser erhöht die Duktilität der Mineralien und des Gesteins.

Mit Hilfe dieser Informationen können wir verstehen, weshalb in der oberen, kalten Kruste spröde Deformationen, in der unteren, wärmeren Kruste und Lithosphäre duktile Deformationen auftreten. Das rheologische Schichtverhalten ist fundamental, wenn es um grossräumige Deformationen in der Kruste und der Lithosphäre geht.

- In den oberen Krustenebenen brechen die Gesteine und lösen Erdbeben aus. Sie zeigen gewöhnlich durch Faltung hervorgerufene Deformation und Zerklüftung oder es entstehen sogar tektonische Breccien. In der Übereinstimmung mit dieser Zusammenfassung, entstehen die meisten Erdbeben auf der Erde in den oberen 10-15 Kilometer der Kruste, in einer **seismogenischen Schicht** (*seismogenic layer*).
- Die meisten Gesteine, die in die tiefe Kruste gelangen, werden duktile Deformation erfahren, wie sie Geologen vertraut ist, die gefaltete Gesteine in metamorphen Gebieten untersucht haben. Wegen ihres duktilen Verhaltens verursachen sehr ausgedehnte Spannungen anhaltende und sehr langsame Deformation.

Diese Einteilung in rheologischen Schichten ist Fundamental um die grossräumige Deformation der Kruste zu verstehen. Mit diesem Basiswissen der mechanischen Aspekte der Deformation können

nun verschiedene Einzelstrukturen betrachtet werden, die aus verschiedenen mechanischen Verhaltensweisen entstanden sind.

Viele Deformationsstrukturen, die in Oberflächengesteinen beobachtet werden, wurden hauptsächlich durch duktile Deformation (oder **Fliessen**) gebildet und das in Tiefen, in denen hohe Temperaturen und Drücke vorherrschten. Während der späteren Erosion und Exhumierung wurden diese Gesteine statisch und konnten nicht länger fließen. Duktile Deformationsmuster werden allgemein durch darauffolgendes, sprödes Zerbrechen und Bewegungen entlang Störungen in geringen Tiefen verändert.

Empfohlene Literatur

Allgemeine Geologie (1995) F. Press & R. Siever (Amerikanische Originalausgabe: *Understanding Earth*, 1994 ; Freeman & Company ; übersetzt und herausgegeben von V. Schweizer). Spektrum Lehrbuch (Spektrum Akademischer Verlag), 602 S.