

KLÜFTE

Klüfte (auch **Extensionsbrüche**, *extensional fractures*, genannt) sind planare Spaltflächen in Gesteinen, auf denen keine oder nicht feststellbare Scherbewegung stattgefunden hat. Die zwei Wände von der resultierenden winzigen Öffnung bleiben gewöhnlich im festen (zusammenpassenden) Kontakt. Klüfte können durch regionale Tektonik (d.h. die Kompressionsspannungen vor einem Gebirgsgürtel), Faltung (aufgrund der Biegung von Schichtungen), Bruchbildung oder Entlastung während der Erhebung oder Abkühlung entstehen und sind gewöhnlich geöffnet. Sie bilden sich häufig unter hohem Flüssigkeitsdruck (d.h. niedrigen effektiven Spannung), senkrecht zur kleinsten Hauptspannung.

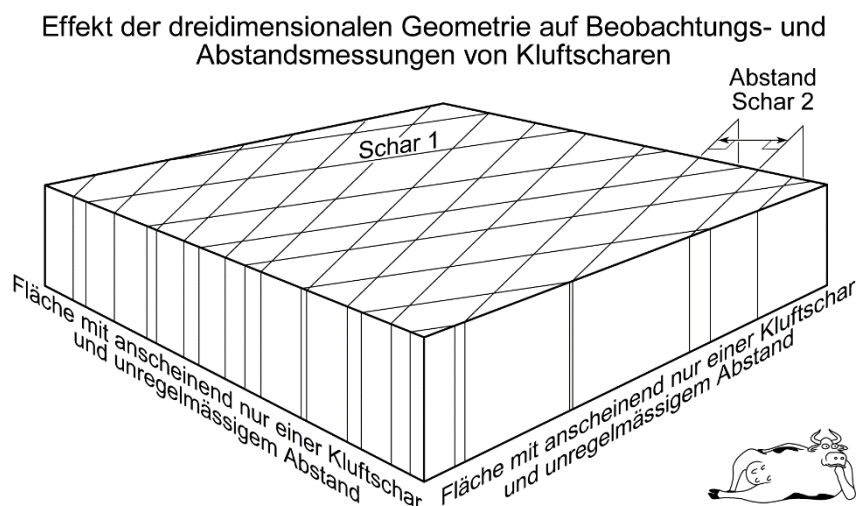
Die **Öffnung** (*aperture*) einer extensiven Kluft ist der Raum zwischen seinen zwei Wänden, die senkrecht zur durchschnittlichen Fläche gemessen werden. Sie können geöffnet sein (resultiert in einer Verbesserung der Permeabilität) oder durch Ausfällungsprodukte verschlossen sein (verringert die Permeabilität). Eine Kluft mit einer grossen Öffnung (> einige Millimeter) ist ein **Spalt** (*fissure*). Die **mechanische Schichtstärke** (*mechanical layer*) der sich verformenden Gesteine steuert das Wachstum der Klüfte. Eine ausreichend grosse Anzahl von geöffneten Klüften kann zu grosser Porosität und Permeabilität führen, und ein sonst undurchlässiges Gestein in ein produktives **zerbrochenes Reservoir** (*fractured reservoir*) verwandeln. Bei der Gewinnung von Steinen in einem Steinbruch, hängt die Blockgrösse vom Kluftabstand ab; hierbei werden viele Frakturen für die Gewinnung von Steinen, Schotter und Kies gewünscht.

Kluftgruppen (-scharen) und Kluftsysteme

Klüfte sind in fast allen Aufschlüssen weit verbreitet. Sie bilden Familien von geraden oder gebogenen 'Einzelbrüchen', die zu den Schichtgrenzen in den sedimentären Felsen gewöhnlich senkrecht sind. Eine **Schar** (*set*) ist eine Gruppe von Klüften mit ähnlicher Orientierung und Morphologie. Klüfte von verschiedenen Scharen kommen meistens zusammen vor, ohne sichtbare Wechselwirkung, und sie verleihen den Aufschlüssen ein würfeliges, zerspaltenes Aussehen. Zwei oder mehr Kluftscharen, die zusammen in einem Aufschluss vorhanden sind, nennt man manchmal **Kluftsystem** (*joint system*). Kluftscharen eines Systems schneiden sich im Allgemeinen mit konstantem **Raumwinkel** (*dihedral angle*). Sie sind konjugiert für einen Raumwinkel zwischen 30 und 60°, orthogonal wenn der Raumwinkel fast 90° ist.

Geometrie

Die Geometrie eines Kluftsystems bezieht sich auf die Orientierung (grafisch dargestellt auf Stereonez und Kluftrosen), den Massstab, die Formen und die Trajektorie, der Abstand, die Öffnung, die Schnittlinien und die Endpunkte der studierten Klüfte.



Die Mittelorientierung und die Orientierungsverteilung, der Abstand und die relative Chronologie sind die herkömmlichsten Eigenschaften, die benutzt werden, um die Kluftscharen zu definieren. In dieser Hinsicht ist eine dreidimensionale Beobachtung wesentlich, um ungenaue Messungen die auf Grund von vereinfachten geometrischen Gründen erlangt wurden, zu vermeiden.

Schichtklüfte (*bedding-contained joints*) enden an der Ober- und Untergrenze einer Schicht.

Systematische (*systematic*) Klüfte sind durch ungefähr planare Geometrie gekennzeichnet, haben eine relativ lange Spur und sind typischerweise fast parallel in gleichmässigen Abständen in sogenannten **Kluftscharen** (*joint sets*) angeordnet.

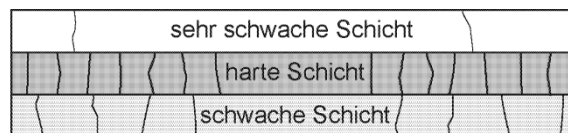
Unsystematische (*non-systematic*) Klüfte sind gewöhnlich kurz, gebogen und ungleichmässig angeordnet. Sie enden normalerweise gegen systematische Klüfte.

Verteilung

Die Grösse und der Abstand (der durchschnittliche orthogonale Raum zwischen benachbarten Bruchflächen) sind wesentliche Eigenschaften der Kluftschar. In isotropen Gesteinen (z.B. Granit) folgt der Abstand einer ungefähr log-normalen **Häufigkeitsverteilung** (*frequency*, d.h. die Anzahl von Klüften innerhalb einer Längeneinheit). In den anisotropen (geschichteten) Gesteinen unterscheidet sich der Kluftabstand entsprechend einigen Parametern wie der Lithologie, dem Porendruck und der strukturellen Position (besonders innerhalb der Falten).

Schichtdicke

Bei der Bildung von Klüften wird über eine laterale Distanz in einer Schicht eine Zugspannung freigesetzt, welche proportional zur Kluftlänge ist, daher ist der Abstand zwischen den Klüften in einer gleichen Lithologie sehr eng. Da Klüfte an Gesteinsgrenzen enden, welche Gesteinsdiskontinuitäten darstellen, treten längere Klüfte in mächtigeren Schichten seltener auf.



Abstand zwischen schichtparallelen Klüften
entsprechend der Kompetenz (elastisches Modul) von Schichten

Viele Arbeiten dokumentieren lineare Verhältnisse zwischen dem durchschnittlichem Kluftabstand, D , und der Schichtdicke, T :

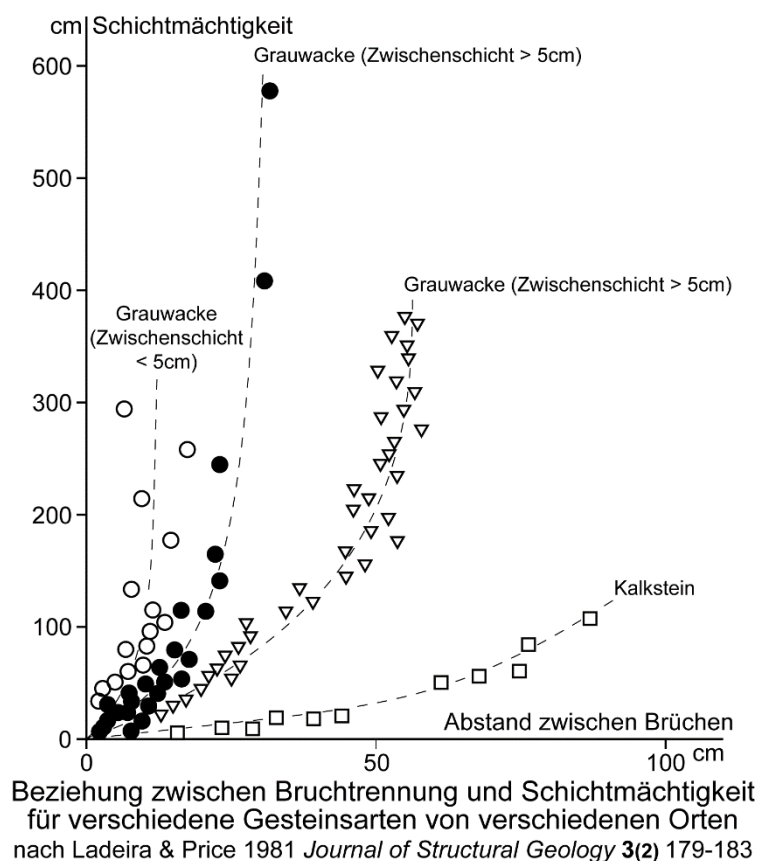
$$D = \alpha T$$

Die Steigung α ist eine Funktion der Lithologie und folglich auch eine Funktion der mechanischen Eigenschaft. Jedoch kann dieses lineare Verhältnis auch für Schichtdicken < 1.5 m gültig sein. Die Steigung kann sich für dickere Schichten ändern. Eine durchgehende Kurve mit einer positiven Steigung und einem negativen zweiten Differentialquotient:

$$d^2D/dT^2 < 0$$

stimmt mit den meisten Daten überein.

Allerdings haben systematische Untersuchungen gezeigt, dass die Dicke inkompetenter Zwischenschichten die Bruchtrennung in kompetenten Schichten beeinflusst. Der Abstand ist breiter, wo die Zwischenschichten dicker als der auf ca. 5 cm geschätzte kritische Wert sind; umgekehrt sind Brüche näher zueinander, wo schwache Zwischenschichten dünner als 5 cm sind.



Der Abstand zwischen Klüften ist gewöhnlich zur Schichtdicke proportional. Diese Abhängigkeit wird bei der Kartierung von Kontakten ausgenutzt, besonders bei der Interpretation von Flugaufnahmen, oder bei der Oberflächenkartierung von stark verwitterten und unzugänglichen Aufschlüssen. Solche Kartierungen können auch unterschiedliche Kluftsysteme in den Schenkeln und Scharnieren grosser Falten aufzeigen, oder je nach Abstand von grossen Verwerfungen.

Lithologie

Starke, spröde Gesteine haben dichtere Kluftscharen als die schwächeren Gesteine. Ähnlich zeigen Gesteine mit niedriger Dehnfestigkeit mehr Klüfte als steifere Lithologien, da die Verformung entlang der verschiedenen Schichten identisch ist. Aber höhere Spannungen sind erforderlich, um die gleiche Verformungsmenge in den stärkeren Schichten zu erreichen. Daher brechen die starken Schichten häufiger. Dieses Verhalten reagiert besonders empfindlich auf lokalen Porenflüssigkeitsdruck.

Strukturelle Position

Die strukturelle Position (besonders innerhalb der Falten) und die Grösse der Dehnungsverformung steuern auch den Kluftabstand.

Warum haben Klüfte einen gleichmässigen Abstand?

Der regelmässige Kluftabstand hat einige Erklärungen, aber keine von diesen konnte den Mechanismus erklären. Jedoch, kommen alle zur Schlussfolgerung, dass sich Klüfte in einer Abfolge bilden. Zu diesen Hypothesen zählen:

Wechselwirkung zwischen Porendruck und Porosität

Wenn eine Kluft sich bildet, fließen Flüssigkeiten in den Bruch und der Porendruck im anliegenden Gestein vermindert sich. Der lokale Mohr-Kreis bewegt sich weg von der Bruchbildungsumhüllende, und kein neuer Bruch ist neben dem ersten Bruch möglich. Ein anderer Bruch kann sich nur über dem Gesteinsvolumen mit verringertem Porendruck bilden. Der minimale Abstand hängt folglich von

der Permeabilität des Gesteins ab. Dieser minimale Abstand würde der gemessene finite Kluftabstand sein.

Übung

Erklären Sie mit einem Mohr-Diagramm und jeder möglichen gegebenen Permeabilität, wie die Schwankungen des Porendrucks den Abstand zwischen Klüften steuern können.

Spannungsschatten

Wenn sich eine Kluft bildet, wird die die Zugspannung auf beiden Seiten der Bruchfläche entlastet, die dadurch zu einer Fläche mit Null-Spannung wird. Die Spannung nimmt stufenweise weg vom Bruch zu, bis sie gleich der Fernfeldspannung wird. Der folgende Bruch kann sich nur ausserhalb des Gesteinsvolumens mit verringertem Porendruck (dem Druckschatten) bilden. Der minimale Abstand hängt folglich von der Breite der Druckschatten, und folglich von den elastischen Eigenschaften des Gesteins ab. Der konstante Abstand wird beherrscht durch den angrenzenden Druckschatten mit Klüften die in der Mitte angeordnet sind. Druckschatten sind für längere Klüfte breiter.

Kräfte zwischen den Lagen

Jede Schicht ist Kräften ausgesetzt, die durch die angrenzenden Schichten übertragen werden. Differentiale Verformung zwischen den Schichten übt eine Zugspannung in den kompetenteren (ein Prozess der Boudinage hervorruft) Schichten aus. Der Abstand zwischen Klüften wird bestimmt durch die Länge der Schicht die erforderlich ist, um Spannungen aufzubauen bis zur Dehnfestigkeit der beteiligten Lithologie.

Anordnungen von Klüften

Es gibt fünf Hauptanordnungen:

- parallele Kluftscharen sind gekrümmt oder gerade
- Fächerkluftscharen entlang Faltenscheitel oder Intrusionsrücken
- radiale Kluftscharen um Intrusionszentren
- konzentrische Kluftscharen um Intrusionen und Kollapszentren (Kegel, ring- oder zylinderförmig)
- polygonale Kluftscharen, säulenartig oder prismatisch.

Hauptklüfte

Klüfte mit Ausmassen von einigen zehn Zentimetern bis einigen hundert Metern und wiederkehrenden Abständen von einigen Zentimetern bis einigen zehn Metern nennt man **Hauptklüfte** (*masterjoints*). Zudem enthalten die meisten Gesteine zahlreiche unauffällige kleinere Klüfte mit kleinerem Abstand. Einige davon, die **Mikroklüfte** (*microjoints*) oder **Mikrobrüche** (*microfractures*), sind nur im Dünnschliff unter dem Mikroskop zu erkennen.

Orientierung der Klüfte

Die Permeabilität eines zerbrochenen Reservoirs ist häufig sehr anisotrop, weil Klüfte sich im Allgemeinen in sub-parallelen Scharen bilden. Jedoch können mehrere Kluftscharen anwesend sein, was in einem komplizierten **Kluftnetz** (*fracture network*) resultiert. Kenntnisse der räumlichen Verteilung und Orientierung der Klüfte ist erforderlich, um die Ausbeutung eines zerbrochenen Reservoirs zu optimieren.

Klüfte werden auf einer repräsentativen Oberfläche gemessen. Ziel der Technik ist es die Bruchdichte und ihre Orientierung zu messen.

- Mit Hilfe einer, an einem Stück Schnur mit der Länge r , befestigten Kreide wird ein Kreis (mit Radius = r) auf einer gut aufgeschlossenen Fläche gezeichnet.

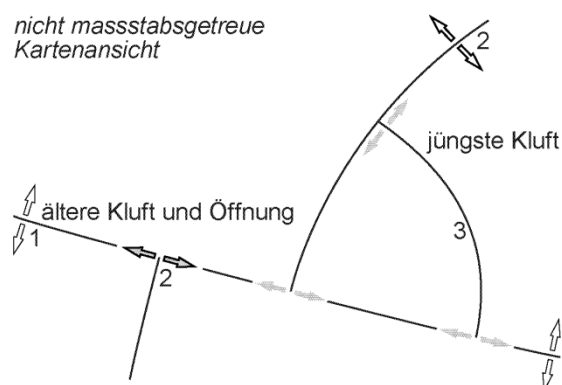
- Man misst die Orientierung (Streichen und Fallen) und die Länge L jedes Bruchs innerhalb des Kreises und kennzeichnet mit der Kreide jeden gemessenen Bruch, um Datenverdopplung zu vermeiden. Ist es nicht möglich das Fallen zu bestimmen, wie z.B. auf Photographien, werden Orientierungen auf einem Rosen-Diagramm dargestellt: Alle Klüfte innerhalb eines gegebenen Orientierungs-Sektor (z.B. innerhalb 10°) werden gezählt. Eine Radialzeile wird in die mittlere Richtung jedes Sektors gezeichnet. Die Länge der Linie ist ein Mass für die Anzahl der Klüfte, die im entsprechenden Sektor auftreten.
- Die Kluftdichte ist die kumulative Bruchlänge über der Kreisfläche:

$$\rho_f = \sum L / \pi \cdot r^2$$

In drei Dimensionen ist diese Dichte (Intensität) die Fläche der Kluftebenen pro Gesteinsvolumeneinheit.

Relative zeitliche Entwicklung von Klufscharen

Die Klüfte der gleichen Generation haben wahrscheinlich die gleiche Orientierung. Jedoch erfahren Gesteine während ihrer Geschichte unterschiedliche Spannungsregime mit dem Resultat, dass einige Bruchscharen, die ein Bruchnetz produzieren, aufeinander gelegt werden. Ausschnittsverhältnisse der unterschiedlichen Klufscharen erlauben ihr relatives Alter festzustellen. Einige Regeln helfen bei dieser Aufgabe.



Stossende Verhältnisse zwischen Kluftgenerationen mit Spannungsstörung in der Nähe von bereits existierenden Klüften

- Frühe Klüfte neigen dazu lang und verhältnismässig ununterbrochen zu sein.
- Frühe Klüfte stoppen die Verlängerung der späteren Klüfte und modifizieren ihre Orientierung.
- Wenn sich mehr Klufscharen im Gestein entwickeln, kann die Änderung der Spannungsorientierung durch die vererbten Brüche eine schlechte Winkelbeziehung zwischen der Orientierung der späten Klüfte und dem regionalen Spannungsfeld, das für ihre Entwicklung verantwortlich ist, ergeben.

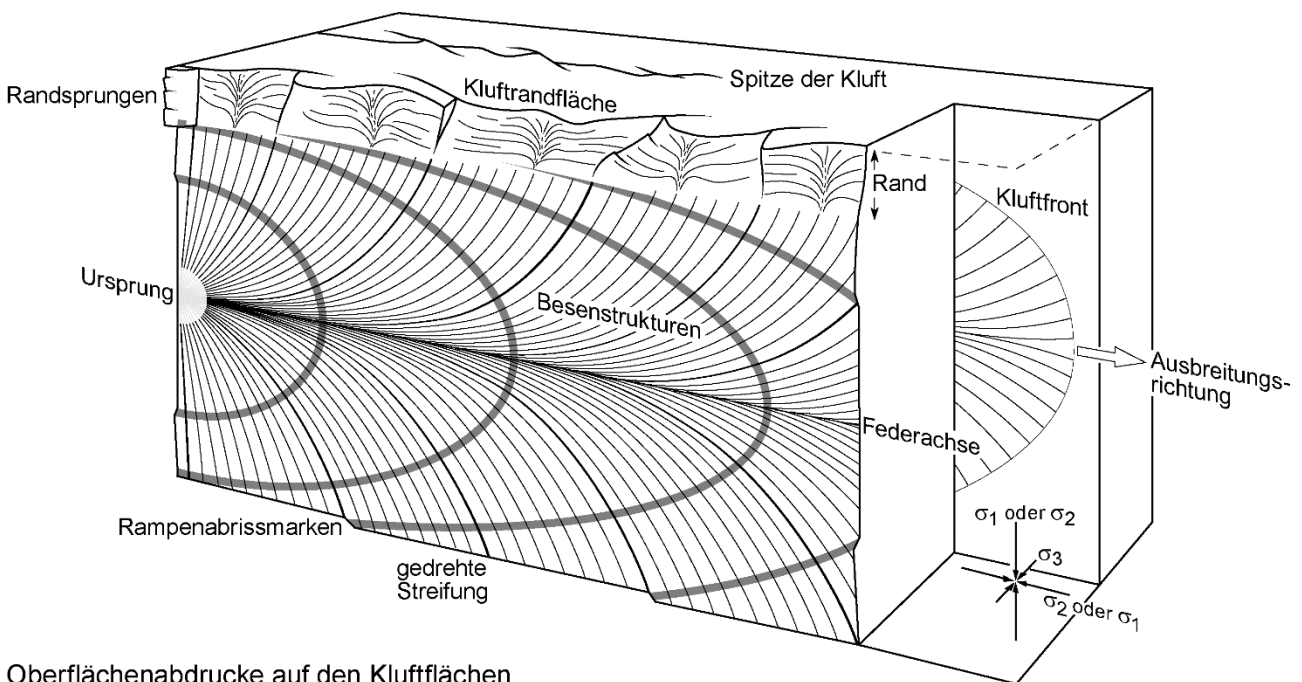
Jüngere Klüfte müssen gegen ältere Klüfte enden, weil sich ein Extensionsbruch nicht über einen früheren Bruch ausbreiten kann. Die Hauptspannungen werden nahe einer frühen Kluft neuorientiert. Die Kluftfläche ist dabei eine freie Fläche, die keine Scherspannung im Gestein erhalten kann, und ist daher eine Ebene des Spannungsellipsoids. Infolgedessen biegen neuere Klüfte senkrecht zu den früheren, während sie sich ihnen nähern und diese berühren; jüngere Klüfte sind folglich kürzer. Diese geometrische Beobachtung gibt Grund zur Vorsicht: die Orientierung der sekundären Brüche reflektiert nicht direkt das regionale Spannungsfeld.

Anatomie von Klüften

Klüfte sind normalerweise offene Risse oder leeren Spalten, wobei einige mineralische Auskleidungen enthalten können. Enge Gesteinsgänge und Adern gefüllt mit Mineralien (meistens Quarz oder Kalzit) sind auch Extensionsbrüche, die wie Klüfte behandelt werden.

Kluftoberflächen

Leere Klüfte sind durch saubere, körnige und zackige Brüche gekennzeichnet. Es sind **muschelige Strukturen** (*conchoidal structures*), das heisst, sie haben ungleiche Oberflächen mit kleinen Ausbuchtungen und Aushöhlungen (wie die von Muschelschalen), die keiner natürlichen Trennfläche folgen. Solche Strukturen sind typischerweise zu sehen, wenn ein formloses Material (Glas, Feuerstein, Obsidian, usw.) zerbrochen wird. Ebenso zeigen einige Kluftflächen grazile Verzierungen an, die in zwei Gruppen aufgeteilt werden: die **Rissmarken** (*rib-marks*) und die bekannteste Art, die **Besenstrukturen** (*plumose-marks*). Die Erhaltung dieser zarten Strukturen zeigt, dass die Kluft kein Scherbruch ist.



Oberflächenabdrucke auf den Kluftflächen

Rissmarken

Die Rissmarken bilden regelmässige, konzentrische und ringförmige Wechsel oder Stufen in der Ebene der Kluftfläche, und weisen so V-förmige Haken, Wellengebilde, gerundete Rücken oder Tröge auf. Sie sind konkav zum Ursprung des Bruchs. Die zentrale Zone von solchen Strukturen (der **Spiegel**, *mirror*) ist oft rund oder elliptisch. **Wallner Linien** ähneln Rissmarken, aber sie treten in ein oder zwei Sätzen schräg zu den Streifungen auf.

Die Rissmarken zeigen die Änderung der Ausbreitungsrichtung des Bruches, während der Änderung des Spannungsfeldes. Experimente haben gezeigt, dass sich Rissmarken, die sinusförmig mit glatten Kämmen im Profil sind, bei relativ schnell fortpflanzenden Brüchen entwickeln. Die propagierenden Brüche dringen in ein festes Medium, in welchem das Spannungsfeld vibriert. Stark asymmetrische Rissmarken mit scharfen Kämmen und gelegentlich abweichend von der Parallelität (**Stufen**; *arrest marks*) sind mit der langsamen Bruchausbreitung verbunden und zeigen Bruchfronten während des wiederholten Bruchwachstums unter wiederholten Belastungs/Entlastungsbedingungen.

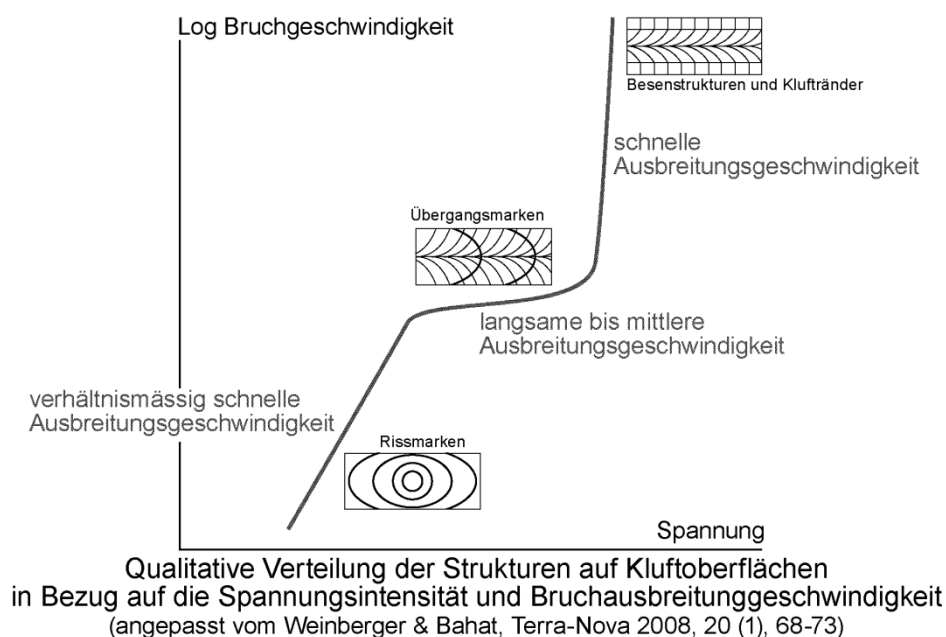
Besenstrukturen (Federmarken)

Besenstrukturen (auch Federmarken) sind Anhäufungen von weichen, linearen und gebogenen Wellenformen (die **Streifungen**, *hackle marks*), die sich aus einem einzigen Punkt oder einer Linie heraus fächerartig nach aussen bewegen. Sie gleichen dann der Form und dem Abdruck einer Feder. Der **Ausgangspunkt** (*origin*) ist im Allgemeinen eine Heterogenität im Gestein, wie z.B. Rippeln auf den Schichtflächen, oder Einschlüsse (Konkretion, Knötchen, Klast, Fossil, usw.) in der Schicht. Die Streifungen sind häufig am Ausgangspunkt der Kluft sehr fein während das differentielle Relief in Richtung zum **Kluftrand** (*fringe*) verstärkt wird. Die Streifungen laufen scharf mit einem Winkel von ca. 30° von der zentralen Mittellinie (**Federachse**) auseinander und werden mit einem Winkel von ca. 70° nahe den Seitenrändern der Kluftfläche gebogen. Die Grösse der Besenstrukturen scheint abhängig von der Korngrösse zu sein.

Ähnliche Merkmale wie die federförmigen Strukturen können auf Bruchoberflächen von Glas oder anderen spröden Materialien beobachtet werden. Sie werden als Oberflächenunregelmässigkeiten interpretiert, die sich als Folge der lokalen Veränderung der Ausbreitungsrichtung der Bruchfront (Geschwindigkeit) und als Folge der Heterogenität im Gestein entwickelten. Experimente zeigen, dass die divergenten Strahlen der Besenstrukturen immer parallel zur Ausbreitungsrichtung des Bruchs bleiben. So liefert die Konstruktion der Linien senkrecht zu diesen Strahlen die Position und die Form der Kluftfront zu unterschiedlichen Zeiten seiner Entwicklung. Die Bruchfront bildet eine Reihe konzentrischer Ellipsen, welche das Zentrum, den Ort der Brucheinführung markiert.

Interpretation

Feder- und Rissmarken können auf einer Kluftfläche überlagert sein und sind im Allgemeinen orthogonal zueinander. Solch grazile Strukturen auf entgegengesetzten Kluftflächen sind ineinander verzahnt, und das schliesst eine Scherbewegung aus (daher sind die Klüfte Modus 1, Öffnungsfrakturen parallel zur $(\sigma_1; \sigma_2)$ -Ebene). Feder- und Rissmarken sind ein direkter Ausdruck vom Weg der Kluft, weil die Ränder des Bruches sich ständig verdrehen und kippen, wenn diese fortschreitet.



Die Achsen der Besenstrukturen entwickeln sich parallel zur Hauptausbreitungsrichtung, gewöhnlich parallel zur Schichtung. Betrachtungen der linearen Bruchmechanik schlagen vor, dass diese Oberflächenstrukturen durch die Bruchgeschwindigkeit und/oder die Spannungsintensität gesteuert

werden. Die durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit wurde gemessen, und beträgt die Hälfte der Schallgeschwindigkeit. Experimente deuten auch darauf hin, dass die Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Brüchen mit **Federornamenten** (Besenstrukturen) die Hälfte der Schallgeschwindigkeit übersteigen können.

Inhalt von Klüften - Sekundäre Ablagerungen

Diese sekundären Ablagerungen entlang der Klüfte sind **dilatant**, wenn das Gangmaterial zwischen den zwei ursprünglichen Bruchoberflächen liegt. Oder sie können als **nicht-dilatant** klassifiziert werden, wenn das Gangmaterial ausserhalb der zwei ursprünglichen Bruchoberflächen liegt, d.h. wenn Platz freigegeben wird durch **Ersetzen** des ursprünglichen Gesteins.

Im Ingenieurwesen sind Mineralogie und Struktur der Gesteinsgänge wichtig, weil Klüfte mit unterschiedlicher Füllung verschiedene mechanische Eigenschaften aufweisen können, welche die Speicherung und das Fliessen von Flüssigkeiten steuern. Dann bewahrt der Bruch einen gewissen Grad an Kohäsions- oder Spannkraft. In Ausnahmefällen, wenn sich ein Bruch langsam genug fortpflanzt, kann die Heilung mit der Fortpflanzung schritthalten.

Endpunkte und Ränder der Klüfte

An ihren Rändern spalten und verdrehen sich die Kluftflächen in kleinen, schiefen Brüchen (gewöhnlich ca. 5-25°) und staffelförmigen Brüchen, die schief zur Hauptkluft sind. Diese **Randkluftflächen** (*fringe faces*) können Besenstrukturen zweiter Ordnung tragen, die fast orthogonal zur Ausbreitungsrichtung der Hauptkluft sind. Sie stehen durch gebogene oder eckige Verbindungen miteinander in Kontakt. Randkluftflächen können durch kleine Randstufen segmentiert werden, die zur Mittellinie der Kluft parallel sind. Klüfte enden mit oder ohne Änderung ihrer Orientierung. Die Verzweigung und das Berühren gegen eine andere Kluft sind andere allgemeine Beschreibungen.

Kluftmechanik

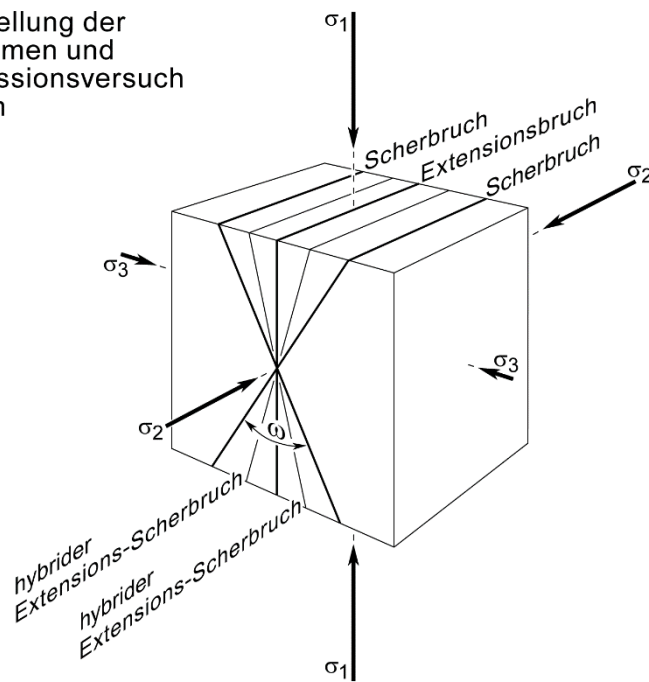
Brüche werden normalerweise mit den drei Hauptspannungsachsen eines Gebiets in Zusammenhang gebracht. Unglücklicherweise wurde eine genetische Klassifizierung der Klüfte von der Grösse der vermuteten, nicht wahrnehmbaren Scherverschiebung abhängig gemacht. Wenn die gesamte Verschiebung senkrecht zur Kluftoberfläche ist, sprechen wir von **Zugklüften** (*extension* oder *dilatant joint*; Modus 1 Brüche). Wenn eine finite, vernachlässigbare Scherkomponente auf der Kluftoberfläche vorkommt, wird von einigen Autoren oftmals von einer **Scherkluft** (*shear joint*; Modus 2 und 3 Brüche) gesprochen, obwohl es sich um eine echte Störung handelt. Es kann sich allerdings um eine ursprüngliche dilatante Zugkluft handeln, die später einer Scherbewegung ausgesetzt war.

Beziehung zwischen Klüften und Hauptspannungen

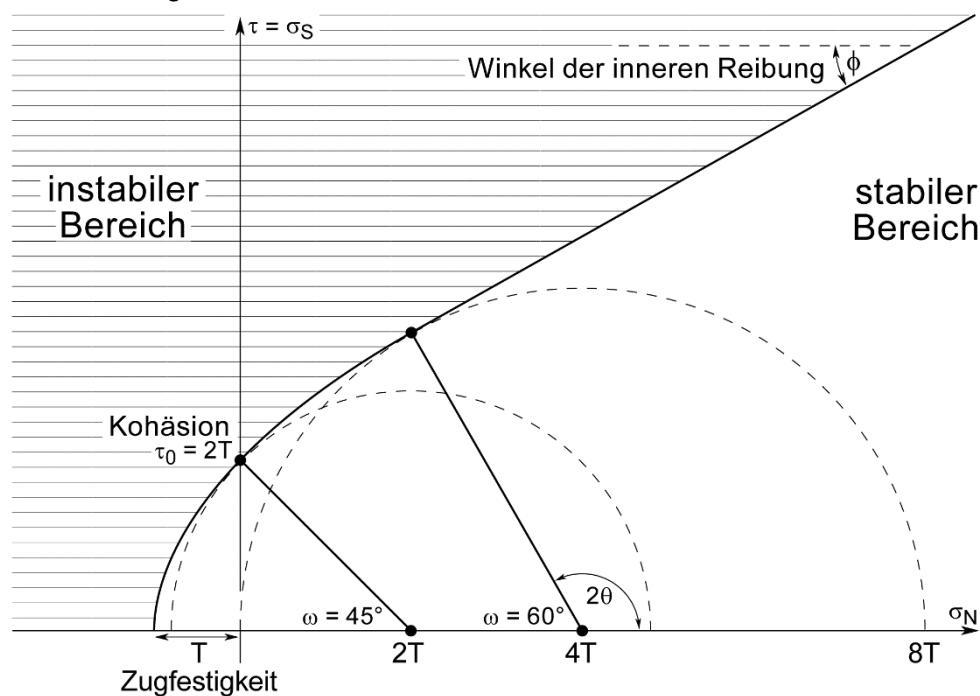
In der Tat wenn wir einen durchschnittlichen inneren Reibungswinkel von 30° für allgemeines Coulomb-Verhalten annehmen, teilt ein 2 θ Winkel von 135° auf dem Mohrdiagramm (d.h. Öffnungswinkel $\omega = 45^\circ$ zwischen konjugierten Brüchen) die Brüche in Unterklassen. Konjugierte Brüche mit einem Öffnungswinkel kleiner als 45° sind assoziiert mit negativen σ_3 und σ_N ; wenn $45 \leq \omega \leq 60^\circ$, ist σ_N positiv obgleich σ_3 negativ bleibt. Diese Verhältnisse haben zu einer einfachen Klassifikation geführt:

Bruch Modus	Klasse	$(\sigma_1 - \sigma_3)$	Öffnungswinkel
Dehnungsversagen	Extensionsbrüche	<4T	0°
Hybride Scherbrüche	Scher-Extensionsbrüche	4T – 8T	bis 60°
Scherbrüche	Kompressionelle Scherbrüche	>8T	>60°

Dreidimensionale Darstellung der verschiedenen Bruchformen und Bruchwinkel im Kompressionsversuch mit isotropen Gesteinen



Darstellung des Bruchkriteriums im Mohrdiagramm



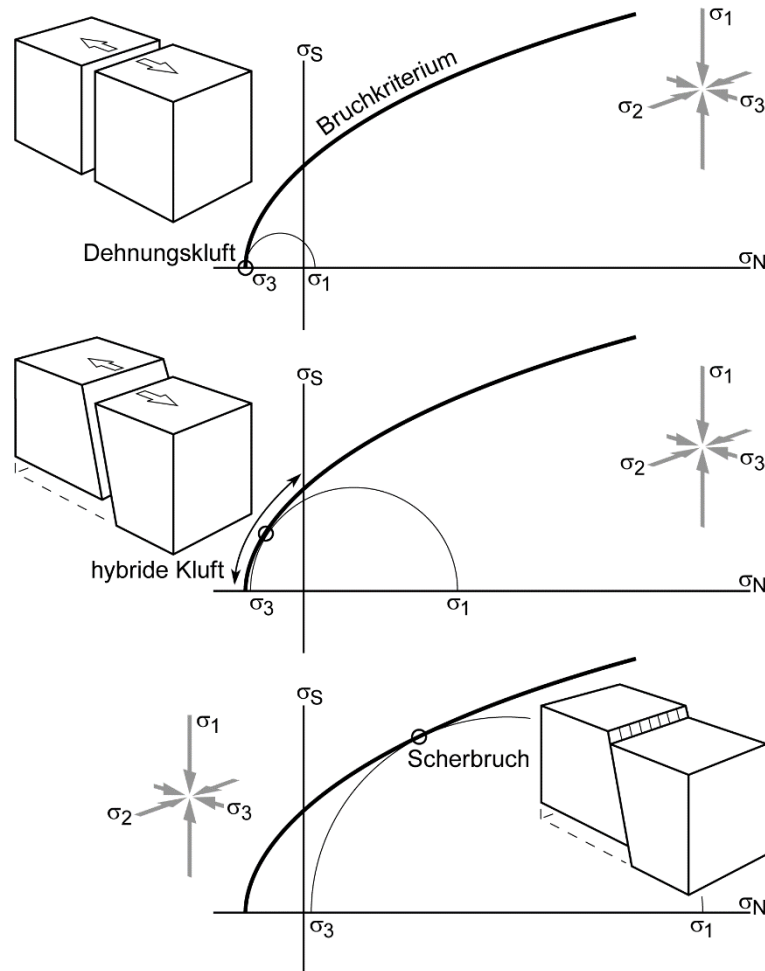
Beachten Sie, dass es ein direktes Verhältnis zwischen der Grösse der Differentialspannung ($\sigma_1 - \sigma_3$) und der Dehnfestigkeit T_0 des Gesteins gibt, was leicht von einem Mohrdiagramm abzulesen ist.

Dehnungsklüfte

Die lineare elastische Bruchmechanik sagt voraus, dass die Orientierung der dilatanten Zugklüfte (wahre Modus I Brüche) in einem verhältnismässig isotropen Gestein durch das Spannungsfernfeld zur Zeit der Bruchausbreitung gesteuert wird. Die Klüfte sind offene Flächen parallel zur grössten, kompressiven Hauptspannungsachse σ_1 und im rechten Winkel zur geringsten Hauptspannung σ_3 entstehen Klüfte in der Ebene, die durch σ_1 und σ_2 aufgespannt wird. Ansonsten würden eine Scherspannung und eine entsprechende finite Scherverschiebung auf den Kluftebenen stattfinden. Triaxiallaborversuche mit spröden, isotropen Gesteinen bekräftigten diese theoretische Überlegung. So

werden regional gleichbleibende Kluftscharen als wirkungsvolle Vertreter für Spannungstrajektorien während der Kluftentwicklung angenommen: verhältnismässig enggetrennte, parallele und lineare Klüfte schlagen vor, dass die regionalen Hauptspannungstrajektorien geradlinig und parallel über dem ganzen zerbrochenen Bereich sind; wechselweise hängen komplizierte Kluftorientierungen mit der Variabilität der Spannungstrajektorien zusammen.

Das Muster der dilatanten Zugklüfte ist im allgemein T-Förmig wobei die jüngeren Klüfte an die älteren angrenzen. Es ist möglich, dass sich Klüfte senkrecht zu σ_2 oder sogar σ_1 bilden, wenn eine geeignete Anisotropie der Zugfestigkeit vorliegt.



Hybride Klüfte

Hybride Klüfte zeigen Bestandteile sowohl von Zug- als auch von Scherkomponenten. Sie werden interpretiert als Flächen des Versagens welche initialisiert werden während des Übergangs von der Zug- zur Scherbruchbildung. Sie entstehen, wenn der Spannungskreis die (Griffith)-Bruchumhüllende in der Zug-Seite (negative Normalspannungen) des Mohr-Diagramms berührt. Die Winkel zwischen konjugierten hybriden Klüften sind typischerweise kleiner als zwischen Scherbruchflächen.

Scherklüfte

Dieser Begriff ist unglücklich und vieldeutig, weil Scherklüfte wirklich kleine Störungen sind. Konjugierte Scherklüfte beschreiben meist eine X-, Y- oder V-Form. Die Winkelhalbierende des spitzen Winkels ist parallel zu σ_1 , sofern diese Muster nicht überschneidende oder angrenzende Klüfte darstellen, die in keiner Beziehung zueinander stehen.

Entwicklung der Klüfte

Geologische Beobachtungen zeigen, dass die Klüfte an „Schwachstellen“ wie Fossilien, Kluste, Hohlräumen, etc. im Gestein entstehen. Harte und weiche Einschlüsse stören das Fernspannungsfeld, und sind folglich Entstehungsorte der Klüfte in drei Arten:

- Verstärkung einer kleinen Fernzugspannung, damit die Grösse der lokalen Zugspannung an der Schwachstelle die Dehnfestigkeit des Gesteins übersteigt;
- Umwandlung der Fernkompression in lokale Zugspannung.
- lokale Zugspannung infolge des Porendrucks.

Verstärkung der Fernzugspannung

Der Grund hierfür ist, dass diese Schwachstellen andere elastische Eigenschaften als das Gestein haben. Für solche Bedingungen betrachtet die Bruchmechanik einen kreisförmigen Einschluss und eine Konstante k , die das Verhältnis vom elastischen Schermodul des Gesteins / elastischen Schermodul des Einschlusses ist. Das Gestein und der Einschluss haben das gleiche Poisson-Verhältnis. Eine Fernzugspannung σ_{3r} verursacht eine gleichmässige Spannung σ_{3i} innerhalb des Einschlusses:

$$\sigma_{3i} = \sigma_{3r} \left[\frac{3k}{2k+1} \right]$$

und eine tangentielle Komponente σ_t bei zwei gegenüberliegenden Punkten der Einschlussgrenze:

$$\sigma_t = \sigma_{3r} \left[\frac{3}{2k+1} \right]$$

Wenn $k \rightarrow 0$, dann wird die tangentielle Spannung um den Faktor 3 verstärkt. Harte Einschlüsse (mit einem hohen k -Verhältnis) verstärken eine Fernzugspannung um Faktoren bis zu 1.5 im Inneren des Einschlusses, während die tangentielle Spannung ausserhalb des Einschlusses vermindert wird. In der Nähe zu weichen Einschlüssen wird die tangentielle Spannung verstärkt, und für einen geöffneten Raum oder eine Pore ist diese Verstärkung ein Faktor von 3.0. Das Griffith Argument hat bereits dargelegt, dass die lokale Spannung die Fernspannung durch Grössenordnungen an elliptischen Löchern mit einem sehr grossen Achsenverhältnis übersteigen kann.

Umwandlung von Fernkompression in lokale Zugspannung

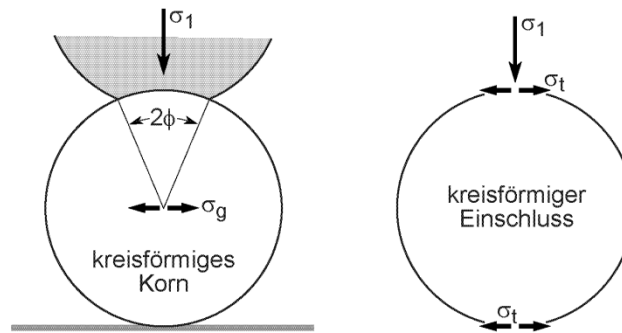
Experimente in Kompression haben gezeigt, dass die Schwachstellen lokale Zugspannungen verursachen können. Z.B. für einen kleinen Winkel 2ϕ der Kornkontakte, entspricht die Spannung σ_g in der Kornmitte einer Dehnung:

$$\sigma_g = -\sigma_{1r} (2\phi/\pi)$$

An den Enden des Einschlussdurchmessers, der zur angewandten Kompression σ_{1r} ist, ist die tangentielle Spannung:

$$\sigma_t = -\sigma_{1r} \left[\frac{(1-k)}{(2k+1)} \right]$$

In beiden Fällen zeigt die Änderung im Vorzeichen, dass sich die Fernkompression in eine lokale Dehnung ändert. Da Kompressionen in der Erde gross sind, und die Dehnfestigkeit der Gesteine klein ist, stellt diese Umwandlung einen attraktiven Mechanismus für die Entstehung von Klüften dar.



Umwandlung von Kompressions in Zugspannung an und in Partikeln

Das Griffith Argument hat auch gezeigt, dass die Verschiebung der Wände eines elliptischen Risses, der zur Fernkompression geneigt wird, dehnbare Spannungen an seinen Extremitäten verursacht (Flügelrisse in einem grösseren Massstab).

Durch Porendruck erzeugte Zugspannung

Der Porendruck, der die regionale, kompressive und minimale Hauptspannung übersteigt, verursacht eine Zugspannung, die größer als die Dehnfestigkeit des Gesteins ist, insbesondere an den Extremitäten der elliptischen Hohlräume und Mikrorisse. Weil die Spannungskonzentration mit der Länge der Klüfte (Effekt des Achsenverhältnisses) zunimmt, erhöht sich die Spitzenausbreitungsgeschwindigkeit während die Klüfte sich vermehren und wachsen können, solange ein ausreichender Porendruck (bis zu einem Grenzwert) aufrechterhalten wird.

Spitzenausbreitung

Brüche verlängern sich in eine Richtung parallel zu ihrer Ausgangsebene (**Eindringen**, *penetration*, des Wirtsmaterials) oder können von der anfänglichen Orientierung abweichen (**Refraktion**, *refraction*, und **Ablenkung**, *deviation*). Die Ausbreitung kann durch bereits vorhandene Diskontinuitäten wie Schichtungsflächen unterbrochen werden. Solche Diskontinuitäten können Orte treppenförmiger **Unterbrechung** (*step-over*) sein, wo zwei parallele, nicht koplanare Brüche ursprünglich versetzt waren.

Maximale Tiefe für die Entstehung

Im Allgemeinen wird angenommen, dass σ_1 in der Nähe der Erdoberfläche vertikal ist. In diesem Fall ist σ_1 das Gewicht der darüberliegenden Gesteine, das durch den Porendruck P_f vermindert wird. Der Porendruck wird allgemein durch das Verhältnis $\lambda = P_f / \rho g z$ ausgedrückt. Folglich kann σ_1 als Funktion der Tiefe z und der Gesteinsdichte ρ ausgedrückt werden:

$$\sigma_1 = \rho g z (1 - \lambda)$$

Mit dieser Annahme ist $\sigma_3 = T_0$ horizontal und negativ.

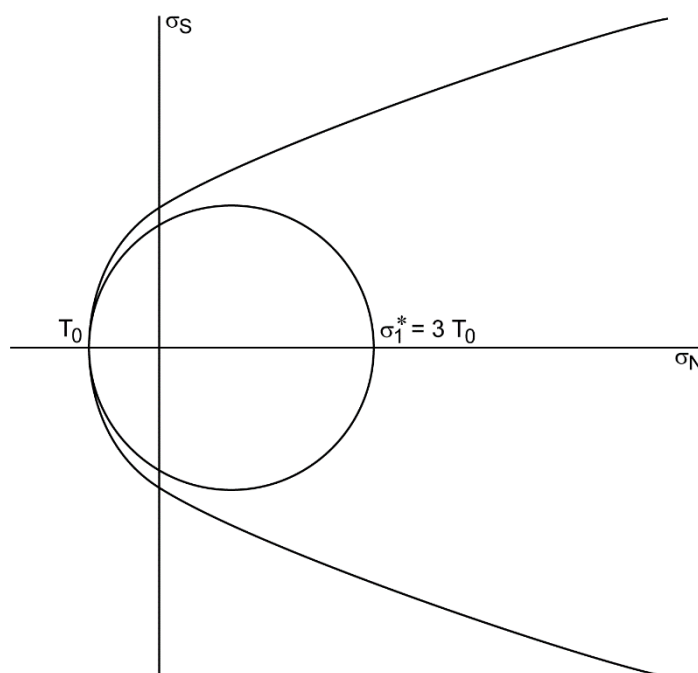
Wenn man bedenkt, dass es für eine "reine" Kluft auf einem Mohrdiagramm nur eine einzige Lösung gibt (d. h. der einzige Punkt wo die Bruchumhüllende auf der negativen Seite die σ_N -Achse schneidet), und dass die Differentialspannung mit der Zugfestigkeit ($\sigma_1 - \sigma_3 > 3T_0$) verbunden ist, so ist die maximale Tiefe der sich ausdehnenden Kluft:

$$z_{\max} = \frac{3T_0}{\rho g (1 - \lambda)}$$

Wenn man einen Standardwert von $T_0 = 40$ MPa (der Schnittpunkt zwischen der Griffith-Parabel mit der Normalspannungsachse) für Gesteine annimmt, ist die maximale Tiefe für die Bildung einer Kluft ca. 6km. Ausnahmen treten unter hohem Porendruck auf.

Übung

Erklären Sie, warum man annimmt, dass σ_1 vertikal in der Nähe der Erdoberfläche ist. Unter solchen Umständen ist σ_1 der lithostatische Druck, der durch den Porendruck verringert werden kann; rechtfertigen Sie diese Aussage. In Betracht der einzigartigen Lösung für die Entstehung einer Dehnungskluft und in der Annahme, dass die Dehnfestigkeit eines Gesteins 40 MPa ist, berechnen Sie die maximale Tiefe, in der Klüfte auftreten können.



Entlastungsklüfte

Gesteine haben elastische Eigenschaften, die im Labor gemessen werden können. Ausserhalb von Gebirgen lösen Hebung und Erosion Veränderungen in der horizontalen und vertikalen Spannung aus. Diese Spannungen können die Zugfestigkeit des Gesteins überschreiten. Insbesondere nimmt der hydrostatische Umgebungsdruck während der Entlastung ab, dadurch dehnen sich die Gesteine radial aus. Die Unterschiede in der **Kompressibilität** zwischen benachbarten, verschiedenen Gesteinsarten und Körnern mit unterschiedlicher Orientierung oder Zusammensetzung bilden lokale, deviatorische Spannungen. Diese lokalen, nicht-hydrostatischen Spannungsbedingungen, die durch Dekompression entstehen, sind so, dass über einer kritischen Tiefe die zwei Hauptspannungen σ_2 und σ_3 Zugspannungen sind.

Abschalungsklüfte

Durch die Erosion kommt es zur Entlastung von vertikalen Spannungen, die eine Normalspannung von 1 Atmosphäre erreichen, wobei aber die laterale Spannung (mindestens der lithostatische Druck) nicht proportional vermindert wird. Damit wird der Spannungszustand nicht-hydrostatisch und die vertikale Spannung wird zur minimalen Hauptspannung σ_3 , so dass sich Klüfte nahegehend parallel zur Erdoberfläche bilden. Die Zugklüfte, die während der Erosion von homogenen Gesteinen wie Granit entstanden sind, sind oberflächenparallele Kluftscharen von flachliegenden, gebogenen und grossen Klüften, genannt **Abblätterung** oder **Abschalung** (*sheeting* oder *sheet structure*). Der

Abstand zwischen Abschalungsklüften nimmt mit der Tiefe (50-100 m) zu. Tiefere Klüfte haben einen grösseren Krümmungsradius.

Sobald sich die Spannung in σ_3 in vertikaler Richtung löst, wird das ursprüngliche σ_2 die grösste Zugspannung. Falls die Zugspannung nochmals überschritten wird, bildet sich eine Extensionsklufte senkrecht zur ersten Klufte aus. Normalerweise ist die zweite Klufte weniger stark entwickelt als die erste. Die Grösse der Expansion, die durch die Freigabe elastischer Verformungsenergie erwartet werden kann, wird durch die **Kompressibilität** (*compressibility*) der Gesteine gekennzeichnet. Die Kompressibilität ist das Verhältnis zwischen Volumenänderung zu Druckänderung.

Schichtparallele Klüfte und Schichtklüfte

Druckänderungen von 200 MPa entsprechen in etwa einer Tiefenänderung von 6 km. Solche Zustandsänderungen führen zu Volumenänderungen in der Grössenordnung von einigen Zehnteln eines Prozentes bis zu mehreren Prozenten. Wenn solche Volumenänderungen schnell genug durch hauptsächlich vertikale Streckung erfolgen, können horizontale Extensionsklüfte entstehen. Die **schichtparallelen Klüfte** (*bedding parallel joints*) stehen teilweise ebenfalls mit Entlastung im Zusammenhang.

Dekompressionsklüfte können sich auch vertikal bilden. Sie stossen dann häufig gegen Schichtgrenzen und zerlegen geschichtete Gesteine in blockartige Elemente. Solche **Schichtenthaltene Klüfte** (*bedding-contained joints*) haben unterschiedliche Abstände von Schicht zu Schicht, was wahrscheinlich die Unterschiede bezüglich der Kompressibilität zwischen verschiedenen Schichten widerspiegelt.

In homogenen und isotropen Gesteinen wie Granit und Sandstein, zerlegen horizontale und vertikale Klüfte Gesteine in fast kubische Elemente. Verwitterung entlang dieser Klüfte kann zur extremen Rundung führen, woraus **Rollsteine** (*boulders*) entstehen.

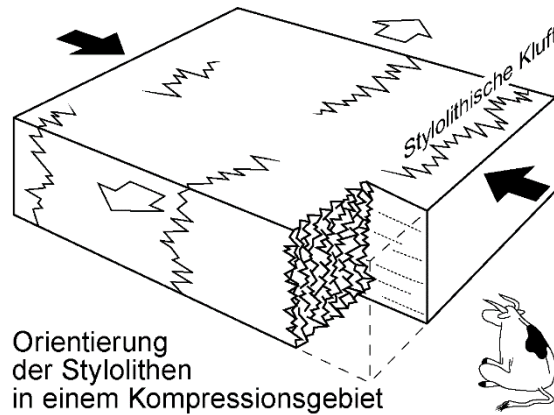
Durch Volumenänderung entstandene Klüfte

Die meisten Gesteinskörper bestehen aus mehreren Gesteinsarten, die in Schichten oder in einer anderen geometrischen Konfiguration nebeneinander liegen. Wenn solche Körper abgekühlt werden, werden sich lokal deviatorische Spannungen aufbauen. Die Ursache dafür sind die Unterschiede in den thermischen Ausdehnungskoeffizienten der nebeneinanderliegenden verschiedenen Gesteinsarten. Lokale deviatorische Spannungen bilden sich auch im Kornmassstab, in benachbarten Körnern mit unterschiedlicher Orientierung oder Zusammensetzung und können unterschiedliche Verformung durch die Abkühlung aufweisen. Lokale, nicht-hydrostatische Spannungsbedingungen, die durch Abkühlung entstehen, dürften äusserst wichtig bei der Bildung von Klüften in magmatischen Gesteinen sein. Die regionale Deformation kann materielle Austausch behindern, die örtlich in einer signifikanten Volumenänderung resultieren.

Stylolithische Klüfte

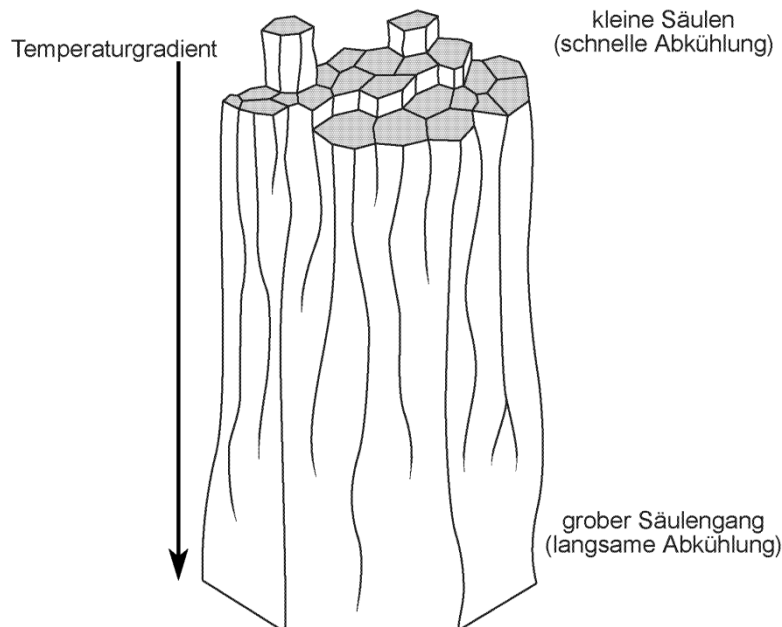
Stylolithische Klüfte (*stylolitic joints*) haben ein charakteristisches Sägezahnprofil und eine **fingerförmige ineinandergreifende** (*interdigitating*) Kegel-Form in drei Dimensionen. Die ineinandergreifenden Gesteins-"Zähne" sind normal oder schräg zur Kluftoberfläche orientiert. Die stylolithischen Klüfte sind Flächen entlang denen verhältnismässig lösliches Gesteinsmaterial durch chemische, druck-induzierte Lösung weggelöst wurde, um die Verkürzung unterzubringen. Die Verkürzung ist zur Zahnrichtung parallel. Lösung wird durch Druckkonzentration am Kontakt zwischen den Körnern ausgelöst. Verhältnismässig unlösliche Materialkomponenten (Lehm, Eisenoxide, usw.) bleiben entlang der Kluffläche angesammelt. Dieser Deformationsprozess wird als **Drucklösung** (*pressure solution*) bezeichnet. Die Stylolithen kommen häufig in Kalksteinen vor. In der Annahme, dass die Stylolithenebene bei deren Bildung flach war und nicht aus ihrer Ebene heraus propagierte, repräsentiert die Länge der Zähne eine minimale Schätzung der Verkürzungsgrösse (Kompaktion). In der Annahme, dass das unlösliche Material zuerst gleichmässig in den Gesteinen verteilt war und dass es keine Verschmutzung durch Flüssigkeiten gegeben hat,

würde die Dicke des unlöslichen Überrestes entlang einer Stylolithenebene zur Menge des aufgelösten Materials proportional sein. Folglich würde die Dicke des unlöslichen Überrests zum Verkürzungsversatz über die Stylolithenebene hinaus proportional sein. Infolge von diesem Versetzungsmodus nennen einige Autoren die Stylolithenebenen **anticracks** oder **Modus 4 (Schliessmodus, closing mode) Brüche**.



Säulenklüfte

Säulenklüfte (*columnar joints*) sind am auffallendsten in basaltischen **Lagergängen** (*sills*) und Lavaströmen. Sie bilden ein dreidimensionales Netz von verbundenen Brüchen, die das Gestein in lange und spektakuläre prismatische Säulen (im Allgemeinen mit fünf oder sechs Seiten) zergliedern. Kleinere Kluftscharen, die senkrecht zur Säule sind, segmentieren die Säulen entlang ihrer Länge und enden im Allgemeinen an den Klüften, die die Seiten der Säule bilden. Thermische Kontraktion bei der Abkühlung, verursacht die säulenparallelen und säulennormalen Kluftscharen, die sich senkrecht zu den Isothermen entwickeln und fortpflanzen.



Skizzierte Vergrößerung eines säulenförmigen Kluftmusters
nach Goehring & Morris 2005 *Europhys. Lett.* **69(5)** 739-745

Keine Spannung tritt auf, wenn die Temperatur eines beliebigen homogenen und isotropen Körpers geändert wird. Spannungen entwickeln sich wenn der Körper an seiner Ausdehnung oder seiner Schrumpfung gehindert wird, oder wenn es eine ungleiche Temperaturverteilung gibt, z.B. von der

kalten Oberseite zur warmen Unterseite eines Lavastroms. Kluftwachstum fängt an, wenn die lokale Spannung der Dehnfestigkeit des Gesteins (bis zu 485MPa für Basalte) gleich ist. Bruchbildung führt zur Freigabe der thermischen Spannung entlang der Kluftseiten, senkrecht zur Bruchfläche, aber zu Spannungskonzentration an den Spitzen. Wenn sich die Säulen ausbilden, wandern die Klüfte von dem kühlen Aussenrand zur heißen Mitte des Lavakörpers, rechtwinklig zur Fläche gleicher Temperatur. Säulenklüfte pflanzen sich in Richtung des thermischen Gradienten fort, und folgen ihm, während er sich durch die abkühlende Lava von der kühlen Aussenseite zum heißeren Inneren bewegt. So wachsen Brüche durch aufeinanderfolgende Entwicklung von neuen Segmenten auf die vorhergehenden.

Ausbreitung tritt auf, wann immer die Spannungskonzentration an der Bruchspitze grösser als oder gleich der Dehnfestigkeit des Basalts ist. Bruchwachstum hört auf, wenn ungenügende thermische Spannung für Ausbreitung vorliegt, oder wenn die Verformungsrate zu niedrig ist, um die Entspannung der Fließspannung zu überwinden, wo die Bruchspitze bei der Abkühlungsfront ist. Die Abkühlungsfront ist der Übergang zwischen abgekühlter, spröder Lava und warmer, flüssiger oder viskoelastischer Lava.

Drei Kluftscharen sind für viele abgekühlte Lavaströme gewöhnlich, in denen Isothermen (folglich thermische Spannungen) im Wesentlichen horizontal sind. Der untere Teil, genannt **Kolonnade**, enthält regelmässige vertikale Säulen. Die zentrale, ungefähr elliptische Zone ist das **Entablature**, häufig etwas unterhalb der Strommitte gelegen; sie zeigen unregelmässige verdrehte Säulen an, und drücken die schnelle, konvektive Abkühlung aus. Die obere Zone kann säulenartig regelmässig sein (die obere Kolonnade), grob säulenartig (Pseudo-säulenartig), oder umfangreich. Diese Verteilung kann die Tatsache reflektieren, dass die leitende Abkühlungsrate den Kluftabstand steuert: schnelle Abkühlung führt zu engen Säulen, deren Durchmesser sich nach innen hin von den Seitenrändern des Flusses vergrössert.

Übung

Zweidimensionale thermische Verformung wird linear mit der Temperaturänderung verbunden:

$$\varepsilon = \alpha \Delta T$$

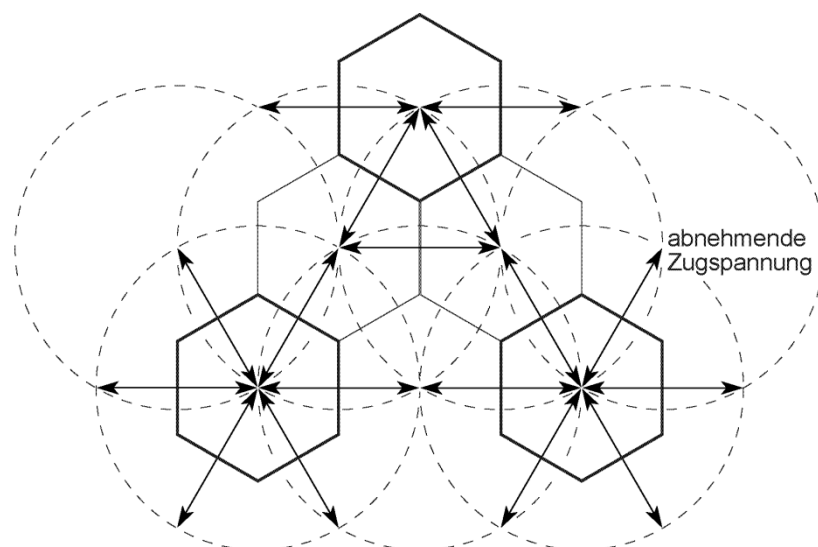
wobei α der Wärmeausdehnungskoeffizient im betrachteten Bezugsrahmen ist. Man nimmt an, dass die Verformung homogen verteilt ist. Betrachten Sie einen Basaltlavafluss mit 1200°C, der auf 0°C abkühlt (wir sind in Island). Öffnungen entlang von Säulenklüften gleichen den thermischen Rückzug eines 5000 m langen Flusses aus, der nicht schrumpfen kann, weil er seiner Unterseite folgt. Berechnen Sie die lineare Verformung mit $\alpha = 2.5 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. Was wäre die durchschnittlich Grösse der Säulen, wenn die „Breite“ der Klüfte $5 \cdot 10^{-4} \text{ m}$ ist? Ist dies geologisch relevant?

Klüftung tritt auch in den intrusiven magmatischen Gesteinen auf, weil diese sich mehr zusammenziehen als die kälteren Nebengesteine. Wie für die heißen vulkanischen Gesteine, hängt Klüftung von den thermischen Spannungen ab, die entstehen, wenn eine freie thermische Schrumpfung des Gesteins nicht stattfinden kann. Vertikale Kontraktion kann durch Abwärtsbewegung der überlagerten Nebengesteine erfolgen. Wenn die Grenze zwischen den beiden Gesteinsarten kohärent bleiben soll, müssen sich Kompressionsstrukturen im Nebengestein bilden, oder Dehnungsstrukturen im abkühlenden Magma, um die horizontale Kontraktion aufzunehmen.

Austrocknungsrisse

Austrocknungsrisse in Sedimenten bilden ein polygonales Muster (idealerweise sechseckige), das in mancher Beziehung ähnlich wie die Säulenklüfte in vulkanischen Gesteinen ist. Das Zuwachswachstum der Austrocknungsrisse ist kinematisch den Abkühlungsklüften ähnlich, aber die

Art des Wachstums ist infolge des Wasserverlustes in gelagerten Gesteinen nicht weiter bekannt. Die Bruchmorphologie wird durch den Trocknungsgradienten beeinflusst; die starken Gradienten haben einen starken Effekt auf die Kluftorientierung. Die Grösse der Polygone und die Breite und Tiefe der Risse hängen von der Schichtdicke des nassen Schlammes ab.



Entwicklung eines sechseckigen Kluftmusters infolge des Dehnungszuges zu den gleichmässig verteilten abgekühlten oder trockenen Zentralbereichen innerhalb eines homogenen Materiales

Warum sind diese sechseckig? Diese symmetrische Anordnung ist eine einfache geometrische Richtlinie. Wenn das Gestein tadellos homogen ist und die Austrocknung (oder Abkühlung) auch tadellos uniform ist, dann werden die Schrumpfungsmittelpunkte gleichmässig verteilt und die Kontraktion ist in allen Richtungen gleich. Der Abstand zwischen allen Mittelpunkten ist gleich, was auf einer Ebene sechs Kreise, die tangential zueinander und zentriert auf einem Kernkreis sind. Die Klüfte entwickeln sich senkrecht zur Zugspannung, die von Mittelpunkt zu Mittelpunkt gleich gross ist. Unter diesen idealen Bedingungen treten Hexagone auf.

Entstehung von Klüften aufgrund regionaler Deformation

Viele Klüfte scheinen direkt mit der Bildung von Falten durch regionale Deformation im Zusammenhang zu stehen. Dies insbesondere dort, wo Klüfte unterschiedlichste Lithologien durchschneiden. Die Falten oder Verbiegungen können äusserst geringfügig sein, wie die Verbiegung der Lithosphärenplatten. Die grossen Krümmungsradien von verbogenen Lithosphärenplatten führen auf diese Art zur Kluftbildung. Klüfte, die geometrisch auf die Falten bezogen werden können, sind nicht unbedingt gleichzeitig mit der Falte, das heisst während der Faltenbildung entstanden. Falls sie während der Faltung entstanden sind, so sind es Zugklüfte, die eine faltenachsenparallele Streckung erzeugte. Falls sie jedoch nach der Faltung entstanden sind, so ist ihre Orientierung auf die mechanische Anisotropie des gefalteten Gesteinskörpers zurückzuführen.

Adern

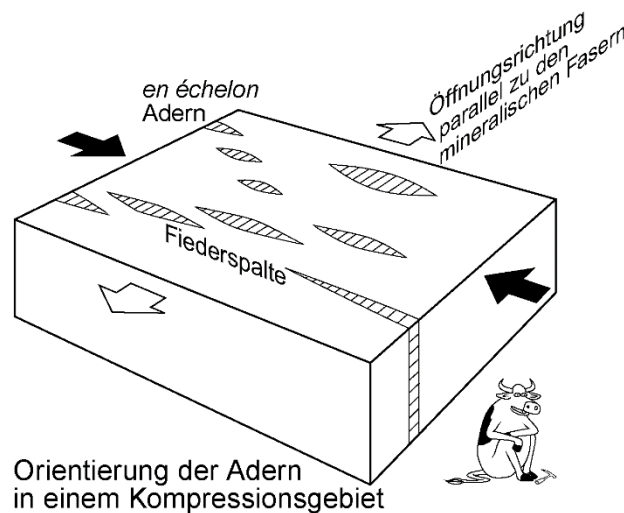
Adern (*veins*) sind gedehnte Brüche, die mit orientierten Kristallfasern oder nicht orientierten Kristallisationen gefüllt sind (typischerweise Quarz, Kalzit oder andere Karbonate). Solche sekundären Kristallisationen sind aus Lösungen unter geeigneten Temperatur- und Druckbedingungen ausgefallen. Die Adern werden als Beweis für den Fluss von Fluiden entlang von Klüften angesehen. Sie treten mit Dicken von weniger als einem Millimeter bis zu einigen Metern in Gesteinen aller Arten und metamorphen Grade auf. Die Dicke der Kluftfüllung entspricht der lokalisierten Extension, es sei denn die Wände wurden vorher durch Zirkulation von Flüssigkeiten aufgelöst.

Nicht-faserige, massive Kristalle wachsen normalerweise in offenen Hohlräumen und die Adern selber enthalten Lücken, in welche idiomorphe Kristalle hineinwachsen und frei enden. Sie bilden eine **fault-cast vein**. Mineralisierte Adern enthalten manchmal ökonomisch wichtige Konzentrationen von Metallen oder anderen nützlichen Elementen in den **Erzablagerungen** (*ore deposits*). Möglicherweise viel wichtiger ist, dass die Adern häufig datierbares Material enthalten. Adern sind geschlossene Brüche, daher sind sie Beweise für eine geringere Durchlässigkeit. Sie stärken das Gestein und stellen die Kontinuität über den Bruch wieder her. Wenn die Ader schwächer als das Wirtsgestein ist, lokalisiert sich wiederholte Bruchbildung in der Ader oder an der Gesteinsgrenze; umgekehrt neigt erneute Bruchbildung im umgebenden Gestein aufzutreten, wenn das Adermaterial stärker als das Gestein ist. Dann widerspiegelt jede Ader ein einziges Bruchereignis, das als **Rissprungmechanismus** (*crack-jump*) bekannt ist. Gruppen von Adern bilden eine **Aderschar** (*vein-array*).

Extensionsadern

Beschreibung; Definition

Extensionsbrüche und Adern sind gefüllte Modus I-Klüfte. Sie sind Reaktionen auf die Kombination von Tektonik und hohen Porendrücken. Der Porendruck ist hoch genug gewesen, um eine dehnbare wirksame minimale Hauptspannung σ_3 zu ermöglichen, die orthogonal zur Bruchfläche (auch **Dehnungskluft**) ist.



Die Kohäsion des Ader-Gesteinssystems legt fest, wo neue Brüche auftreten:

- Geheilte Risse stellen die mechanische Festigkeit des Systems wieder her, in welchem die zementierten Adern in der Regel versiegelt bleiben und neue Risse im Wirtsgestein auftreten.
- Schwache Risse lokalisieren die späteren Brüche und wachsen bei jedem Bruchereignis.

Mineralische Fasern

Verlängerte Kristallisationen in Adern und Fiederspalt wachen mit der langen Faserachse parallel zur inkrementellen Dehnungsrichtung, während die Adern sich öffnen. Folglich können Fasermineralien mehrere aufeinanderfolgende Dehnungsrichtungen aufweisen, und dokumentieren so die Geschichte der Entwicklung des Dehnungsbruchs. Die Mineralnatur dieser Fasern zeigt auf die diagenetischen oder metamorphen Bedingungen und die Zusammensetzung der Flüssigkeiten hin. Drei Arten von internen Strukturen werden benutzt, um die Form und Orientierung der Adern mit den Spannungsorientierungen in Bezug zu bringen:

- Unverformte Fasern sind senkrecht zum Aderrand in reinen Extensionsadern.
- Unverformte (gerade) Fasern sind schräg zum Aderrand in Scheradern.

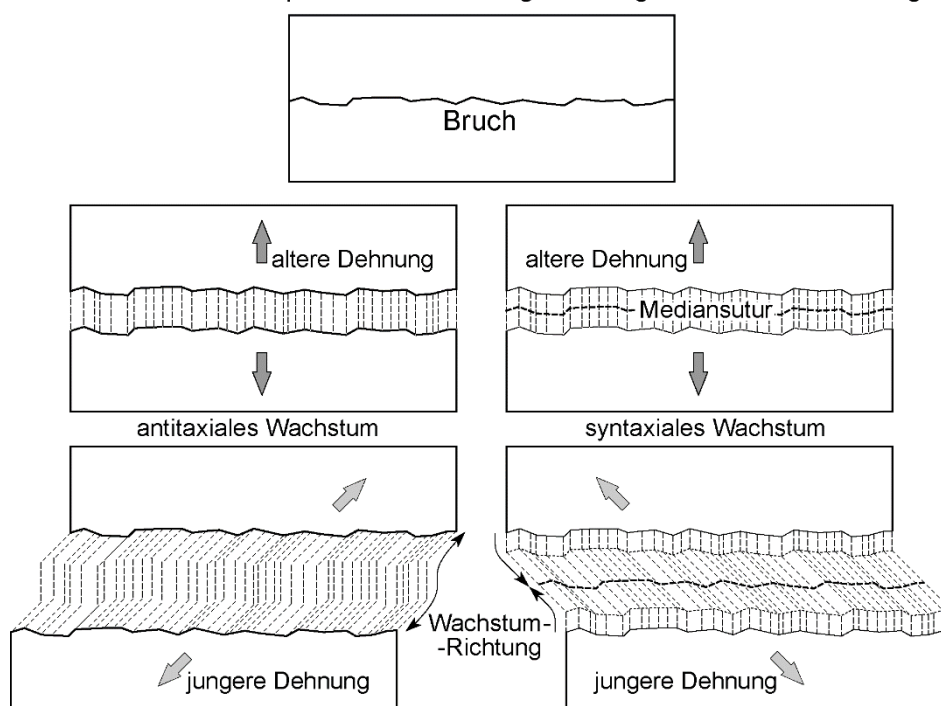
- Mineralische Fasern wachsen häufig mit einer gebogenen Form in einem hohen Winkel zum Aderrand, ohne Verformung des Gitters. Das zeigt, dass die gebogene Form eine Wachstumseigenschaft ist.

Die ursprünglich gebogenen Fasern (die nicht gefaltet sind) zeigen eine Rotationskomponente in der Erweiterung des Bruches, während des Faserwachstums. Sie zeigen an, dass sich die Öffnungsrichtung während der Aderanordnung änderte.

Drei Arten von Wachstumsrichtungen der Aderkristalle werden in Bezug auf die Wandgesteine gekennzeichnet:

- **Syntaxiales (nach innen) Wachstum** fügt Material entlang der Mitte der Ader hinzu. Mineralfasern wachsen in optischer Kontinuität mit Mineralkörnern derselben Zusammensetzung wie das Wandgestein. Kristallisation kann man interpretieren als progressives Wachstum, während der Gangöffnung, von der Wand zum Zentrum, in Öffnungsrichtung. Fasern, die sich von gegenüberliegenden Wänden erstrecken, kommen an einer **Mediansutur** (*medial suture*, manchmal auf einer Seite) zusammen, wo gleichzeitig eine strukturelle und optische Diskontinuität besteht. Die Mediansutur ist die Bruchfläche, die ununterbrochen mit hinzugefügtem Material entlang der Adermitte von den zwei Seiten versiegelt wird. Dies zeigt, dass die Mediansutur mit der schwächsten Dehnfestigkeit des Ader-Gesteinssystems hält.

Mineralische Fasern parallel zur Öffnungsrichtung der Klüfte oder Gänge



- **Antitaxiales (nach aussen) Wachstum** fügt Material entlang den Aderwänden hinzu. Es entsteht, wenn im Nebengestein kein Fasermaterial vorkommt oder solches nicht üblich ist. Einzigartige Faserkristalle erstrecken sich von Wand zu Wand und sie sind von der Mediansutur der Ader aus gewachsen. Die Mediansutur kann Einschlüsse der Wandgesteine enthalten. Dies deutet darauf hin, dass es zwei gleichzeitige Bruch-/Wachstumsflächen gibt, zwischen der Ader und den zwei Gesteinwänden. Neues Material wird ununterbrochen entlang den Aderwänden hinzugefügt. Diese Erscheinung zeigt, dass die Haftung entlang der Ader-Gesteinsgrenze schwächer als die allgemeine Dehnfestigkeit ist.
- **Ataxiales Wachstum** bezieht sich auf Adern, die wegen der wiederholten Öffnung und Schliessung der Bruchflächen, innerhalb der wachsenden Ader die Position verändern. Fasern sind ausgedehnte (mikroboudinierte) Kristalle. Derartige Strukturen zeigen, dass das Adermaterial die schwächste Dehnfestigkeit des Ader-Gesteinssystems hat.

Bruchversiegelungsmechanismus

Lineare Bänder von festen und flüssigen Einschlüssen die regelmässig orientiert sind und die sich in regelmässigen Abständen parallel zum Aderrand befinden, aber durch die Mineralfasern verlaufen schlagen wiederholte Mikrobruchbildung der Faser entlang ihrer Länge vor, gefolgt von Ablagerung optisch kontinuierlicher Überwucherungen, die den Bruch verschliessen. Dieser wechselnde Öffnungs- und Verheilungsprozess wird als **Bruchversiegelungsmechanismus** (*crack-seal mechanism*) bezeichnet. Jedes Mikrobruch-Ereignis zeichnet einen Zuwachs an Gangöffnung auf. Kristallwachstum konserviert die Einschlüsse, die die mehrmalige Zerbrechung anzeigen.

Gänge

Gestein gefüllte Adern werden als **Gänge** (*dikes*) klassifiziert.

Meist handelt es sich dabei um magmagefüllte Frakturen.

Es gibt aber zwei Arten von mit Sediment gefüllten Brüchen:

Intrusive sedimentäre Gänge

Intrusive, klastische Gänge entstehen durch verflüssigte oder brekzienartige Sedimente, die hydraulisch in Brüche des darüberliegenden Sediments injiziert worden sind. Die Injektion erfolgt auf Grunde des hohen Porendruckes in den nicht-konsolidierten Quellsedimenten.

Diese klastischen Gänge folgen im Allgemeinen einem Klufmuster.

Neptunische Gänge

Neptunische Gänge (*Neptunian dike*) sind von oben her mit Sediment gefüllt Brüche, die tief in das Sediment eindringen können. Die sedimentären Gänge folgen im Allgemeinen einem Klufmuster.

Klüfte und Adern in Bezug auf andere Strukturen

Bruchsets haben häufig gleichbleibende geometrische Beziehungen zu anderen strukturellen Orientierungen.

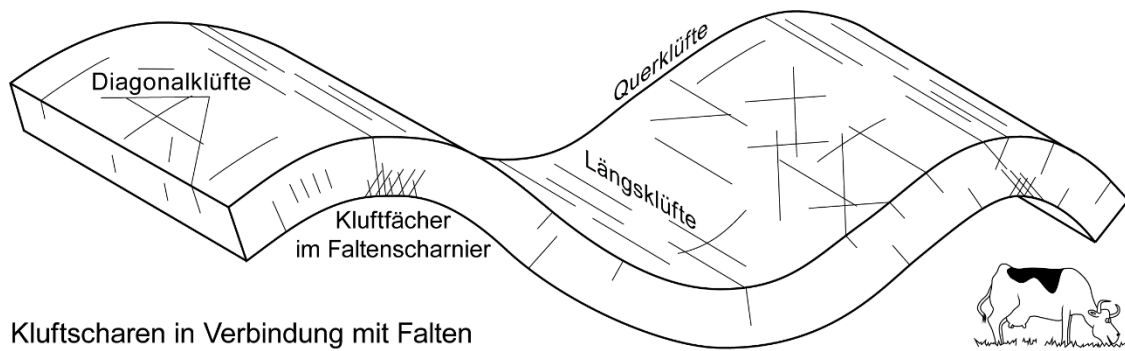
Flache Regionen

In flach einfallenden geschichteten Gesteinen, die nur schwach oder undeformiert sind, schneiden sich die am stärksten ausgeprägten Klüfte in einem grossen Winkel und zeigen eine auffällige Stetigkeit in ihren Orientierungsmustern. Die Interpretation dieser orthogonal zur Schichtung orientierten Kluftsysteme führt selten zu guten Schlussfolgerungen, die mit der Spannungs- oder Verformungsgeschichte der untersuchten Gegend übereinstimmen. Solche Muster sind aus Gebirgsvorländern bekannt. Das zeigt, dass Teile der oberen Kruste von geradlinigen Spannungsfeldern abhängig sind.

Gefaltete Regionen

In Gebieten, in denen die Gesteine gefaltet wurden, sind die Klüfte häufig Teil der Deformation. Auch wenn sie meistens senkrecht zur Schichtung sind, können sie sich allgemein in einem vorhersagbaren Muster in Bezug auf die Scharnierlinie bilden.

- **Längsklüfte** sind grob parallel zu den Faltenachsen und fächern häufig um eine Falte.
- **Querklüfte** sind beinahe senkrecht zu den Faltenachsen. Querklüfte sind gewöhnlich und zeigen eine faltenparallele Dehnung an.
- **Diagonalklüfte** kommen gewöhnlich paarweise vor, in konjugierten Gruppen, die schräg zur Scharnierlinie sind, und die zu den Längs- und Querklüften mehr oder weniger symmetrisch angeordnet sind.
- Man kann die Klüfte auch einteilen in solche parallel zum Streichen der Faltenachsebene (*strike-joints*) und solche, die die Faltenachsebene schneiden (*cross-strike-joints*).



Klufscharen in Verbindung mit Falten

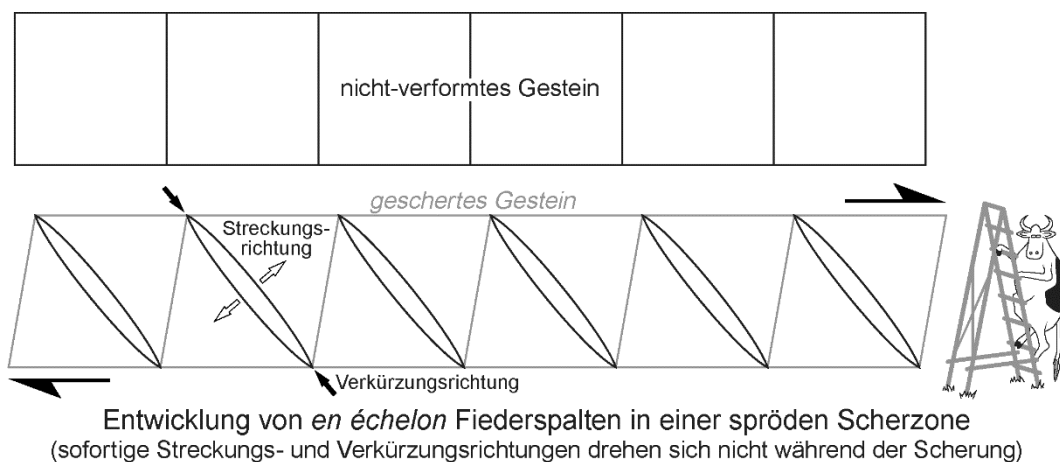
Die Orientierung und die relative Intensität der Bruchbildung innerhalb der gefalteten Strukturen können durch die **Gauss'sche Kurve** (*Gaussian curvature*) oder durch die Spannungsgeschichten-Analyse vorausgesagt werden. Die Gauss'sche Kurve ist das Produkt (K) der allgemeinen Biegungen (k_1 und k_2), die dem Verlauf der Hauptverformungsachsen folgen (X und Z). Extensionsbrüche sind parallel zu einer dieser Hauptbiegungsrichtung, abhängig vom Spannungsfeld, das die Falte bildete. Die Intensität der Bruchbildung ist proportional zum Grad der Biegung der Schichten.

Störungsregionen

Klüfte, die mit Verwerfungen im Zusammenhang stehen, können älter als die Verwerfungen sein. Sie müssen deshalb nicht unbedingt eine genetische Beziehung zu den Verwerfungen haben. Klüfte, die oft im Zusammenhang mit Verwerfungen vorkommen, sind gewöhnlich in einem Set parallel zu der Verwerfungsfläche und einem schiefen dazu, egal um was für eine Art von Störung es sich handelt. Die Kluftdichte nimmt zur Störung hinzu.

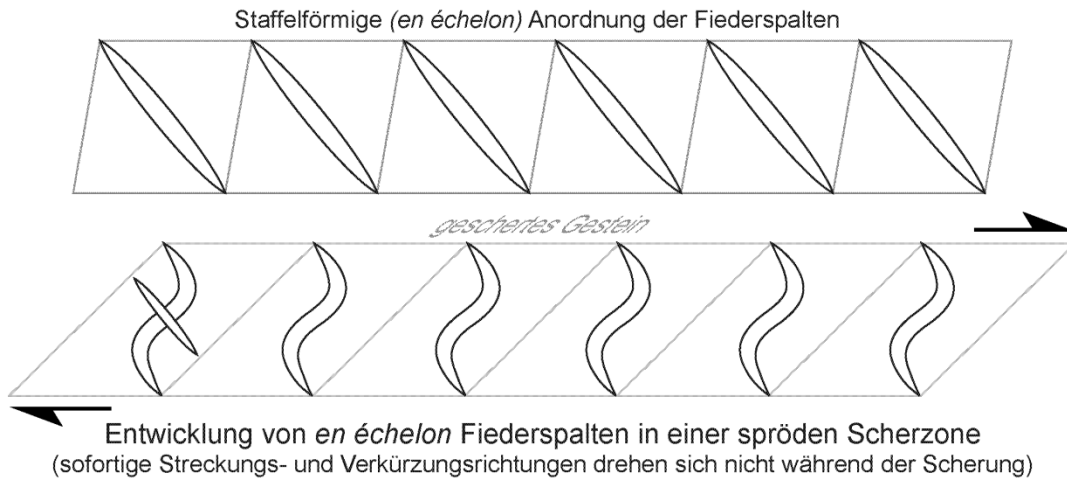
En échelon und sigmoidale Fiederspalten

Die Spitzen von kleinen, sigmoidalen (S-förmigen) **Fiederspalten** (*tension gashes*) pflanzen sich senkrecht in Richtung zur inkrementellen Hauptverlängerung fort. *En-échelon* (**staffelförmige**) Adern sind planar, regelmässig getrennt und gegenseitig parallel in einer überlappenden oder gestaffelten Anordnung.

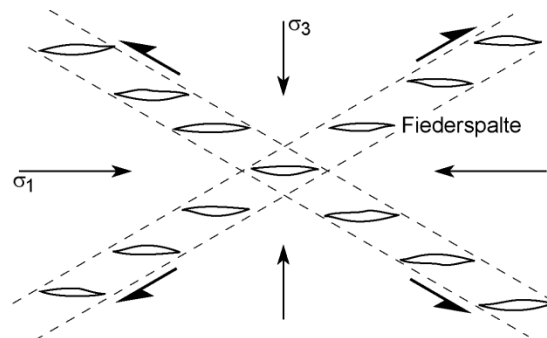


En-échelon bedeutet eine schiefe, leitersprossenartige oder federartige Anordnung. Jede Fiederspalt hat eine relativ geringe Ausdehnung, aber die Fiederspalten bilden zusammen eine lineare Zone, die durch zwei parallele, nicht-materielle Flächen abgegrenzt wird. Die Streichrichtung der einzelnen Fiederspalten ist schräg zur linearen Zone, die als eine diskrete, potenzielle und spröde Scherzone interpretiert wird. Sie bilden mit der Scherzone einen spitzen Winkel. Die *en-échelon* Fiederspalten stehen gegen die Scherrichtung. Sie werden als Dehnungsbrüche gedeutet, die senkrecht zur

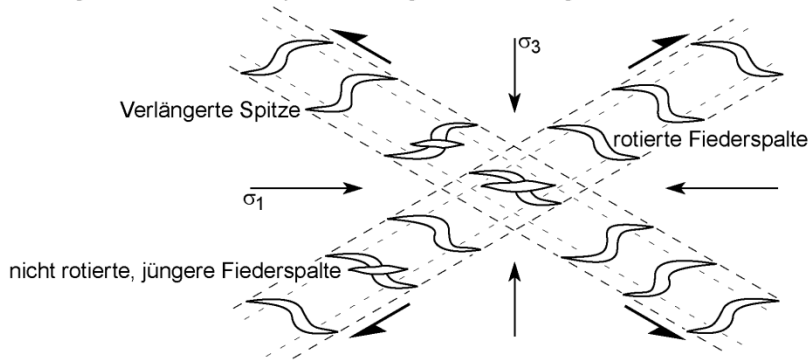
stufenweisen Extension innerhalb der potenziellen Scherzone angelegt wurden. **Drucklösungsnähte** (*pressure solution seams*) suborthogonal zu den Adern sind im nebenstehenden Gestein üblich. Da Fiederspalten als frühes Stadium der spröden Dehnung entstehen, ist die *en échelon* Anordnung der Adern parallel zu einem **potentiellen** Scherbruch, der zunächst in parallelen und schräg angeordneten Zugklüften oder Adern segmentiert. Die Adern und damit verknüpfte Frakturen verbinden sich und bilden mit zunehmender Verformung eine grössere Störzone.



En-échelon Fiederspalten werden sigmoidal (S- oder Z-förmig) wenn der zentrale Teil jeder Fiederspalte (zusammen mit den Gesteinsbrücken dazwischen) rotiert, während die Fiederspalte mit anhaltender Deformation verlängert wird. Jede neue inkrementelle Verlängerung der Fiederspalte oder die Öffnung von neuen Fiederspalten spürt die inkrementellen Hauptverformungsrichtungen (Verlängerung in Richtung der regionalen Komprimierung, senkrecht zur Öffnung in Richtung der regionalen Dehnung) auf. Fiederspalten werden schliesslich im zentralen Bereich der Scherzone verzerrt, wobei der Bewegungssinn der Verzerrung den Schersinn der Scherzone angibt.



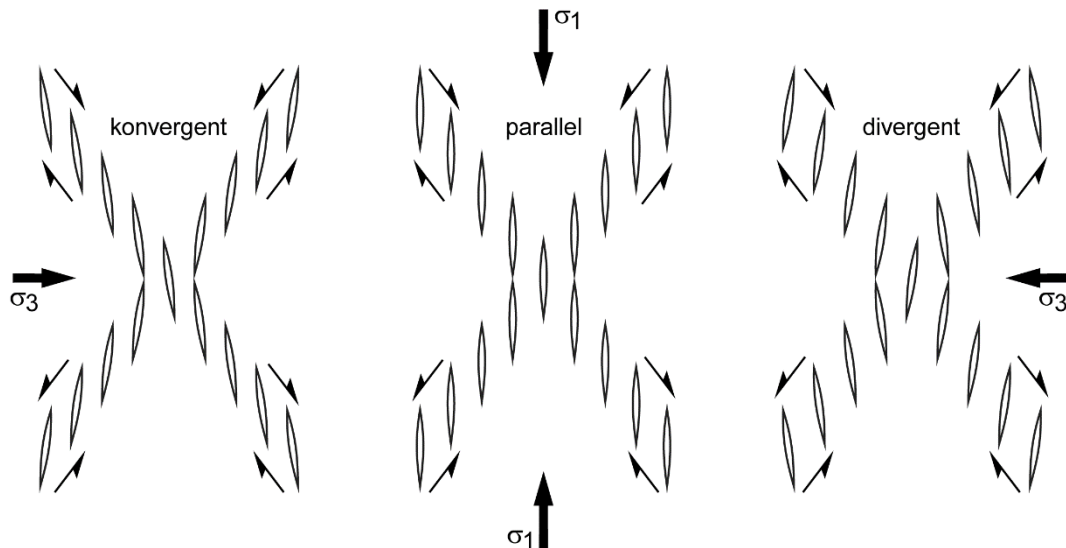
En échelon Anordnung von Fiederspalten entlang von konjugierten, spröden Scherzonen
und
Entstehung von sigmoidalen Fiederspalten infolge von heterogener Rotation der Fiederspalten in den Scherzonen



Zwei geometrische Fiederspaltenskonfigurationen konjugierter Anordnungen können identifiziert werden:

- Konjugierte Paare von *en échelon* Anordnungen, in denen die unverzerrten Teile der Fiederspaltenspalten in beiden Reihen parallel sind; Die Länge der Extensionsklüfte halbiert den spitzen Winkel zwischen den noch zu bildenden konjugierten Scherbrüchen.
- Konjugierte Paare von *en échelon* Anordnungen, in denen die unverzerrten Teile der Fiederspaltenspalten in einer Reihe nicht parallel zu den unverzerrten Teilen der Fiederspaltenspalten in der anderen Reihe sind. In diesem Fall ist das Paar divergent, wenn die Fiederspaltenspalten beider Reihen in Richtung zum Durchschnitt der konjugierten Paare auseinander laufen; umgekehrt ist das konjugierte Paar konvergent.

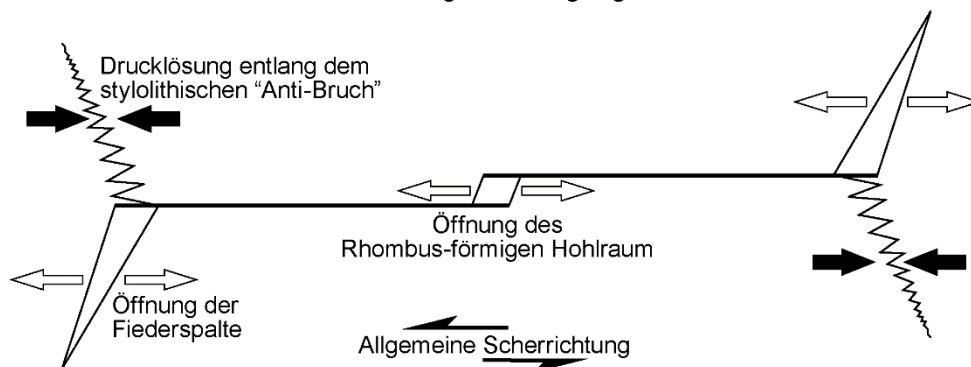
Konfiguration konjugierter Paare von Fiederspaltenspalten in *en échelon* Anordnungen



Fiederspaltenspalten und stylolithische Anti-Brüche

Während die Ader sich öffnet, bewegen sich die Adergrenzen voneinander weg. Andererseits bewegen sich die Oberflächen einer stylolithischen Kluft aufeinander zu, was zu dem Namen "**Anti-Bruch**" (*anticrack*) führte. Gepaarte Fiederspaltenspalten und Stylolithen können als Fiederklüfte auf gegenüberliegenden Seiten kleiner Störungen auftreten, insbesondere an den Extremitäten kleiner Bewegungsflächen.

Gepaarte Fiederspaltenspalten und Stylolithen an den Enden einer linksinnigen Bewegungsfläche



Die Öffnungs- und die Schliessrichtungen helfen die Scherrichtung zu definieren.

Fiederklüfte

Die **Fiederklüfte** (*pinnate joints*) sind diagonal entlang der Störung angeordnet und bilden oft eine *en échelon* Anordnung, die bevorzugt in nächster Umgebung der Verwerfungsebene vorkommt und

die Verwerfung in einem spitzen Winkel schneidet (dieser Winkel zeigt in die Bewegungsrichtung der Verwerfung).

Sie schneiden die dazugehörige Verwerfungsfläche senkrecht zum Bewegungsvektor und bilden einen spitzen Winkel mit ihr. Der spitze Winkel zeigt in Richtung der relativen Bewegung der Blöcke. Abhängig von ihrer Orientierung gegenüber der Relativbewegung des Störungsblocks, können sie entweder Scher- oder Zugklüfte sein. Fiederbrüche können vor oder während der Gleitbewegung auf der Verwerfungsfläche entstehen. Fiederklüfte konnten in Experimenten an vielen verschiedenen Materialien beobachtet werden.

Intrusivkörper

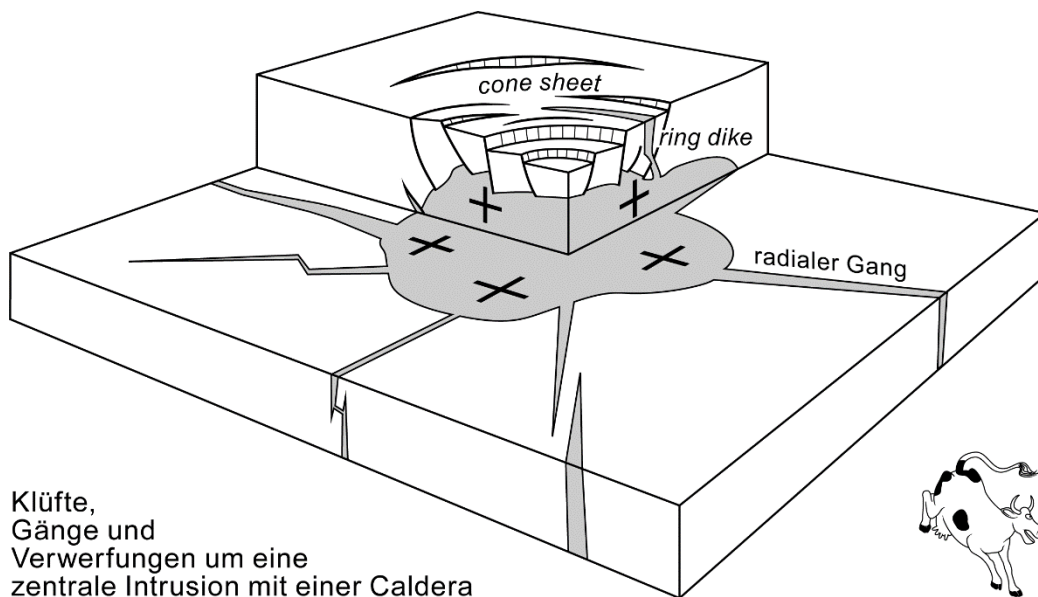
Kluftsysteme in magmatischen Gesteinskörpern entstehen aus den Spannungen, die während der Abkühlung der Gesteinmasse innerhalb oder aus einem regionalen Spannungsfeld entstehen. Solche Kluftsysteme können sich völlig unterscheiden von Kluftsystemen in Umgebungsgesteinen.

Primäre Brüche in plutonischen Gesteinen

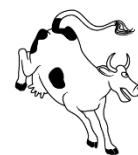
Primäre Bruchsysteme (primäre Kluftsysteme) in plutonischen Gesteinen sind mit den Fließstrukturen der plutonischen Gesteine verbunden. Sie bestehen gewöhnlich aus magmatischen Differentiaten (Aplit, Pegmatit) und aus Adern mit Belägen von hydrothermalen und deuterischen Mineralien. Vier Hauptkluftscharen sind bestimmt worden, denen ungünstigerweise die gleichen Namen wie Kluftsystemen in verformten Sedimenten gegeben wurden.

- Kreuzklüfte sind konsequent senkrecht zur Fließlinie und -fläche. Sie werden als normale Extensionsklüfte betrachtet und viele haben eine Aderfüllung (magmatisch und mineralisch).
- Längliche Klüfte (S-Klüfte) sind fast immer steil einfallend, parallel zu den Fließlinien und orthogonal zu den Fliessebenen.
- Diagonale Klüfte (oder Randklüfte) entstehen oft spitzwinklig zu den Querklüften. Sie sind gelegentlich schräg zu den Fließlinien und senkrecht bis schräg zu den Fliessebenen.
- Flachliegende Klüfte (oder Dehnungsklüfte) sind parallel zu den Fliessebenen. Häufig sind sie auf den oberen Teil von Intrusionen begrenzt.

Spröde Klüfte parallel zu primären Kluftsystemen sind oftmals symmetrisch zum Kontakt des Intrusivkörpers angeordnet. Dies deutet darauf hin, dass die primären Klüfte im Zusammenhang mit der Platznahme und Abkühlung des Intrusivkörpers stehen.



Klüfte,
Gänge und
Verwerfungen um eine
zentrale Intrusion mit einer Caldera



Gänge (*dikes*) bilden häufig Sätze und Schwärme, die mit plutonischen Körpern verbunden sind. Injektion entlang von Klüften ist der wichtigste Modus der Platznahme. Folglich dienen sie dazu die Bruchmuster die mit den magmatischen Intrusionen verbunden sind abzugrenzen. Um Vulkanstotzen und um Intrusionen in geringer Tiefe (*hypabyssal*) treten **Radialgänge** (*radiating dikes*) häufig auf.

Ringgänge (*ring dikes*) und **Kegelgänge** (*cone sheets*) sind um ein Intrusionszentrum konzentrisch angeordnet.

Zusammenfassung

Klüfte sind planare und gebogene Brüche, an welchen keine nennenswerte Scherverlagerung stattgefunden hat. Oberflächenmarken zeigen den Beweis für ihre Entstehung, eine sehr schnelle Ausbreitung und die Hemmung von Modus 1 Öffnungsbruch. Die Ausbreitungswege der Klüfte verdrehen und kippen, während ihres Wachstums. Kluftscharen werden in sedimentären und kristallinen Gesteinen früh, intermediär und spät in deren Geschichte gebildet. Sie bilden sich in flachen Tiefen, unter niedrigem Umgebungsdruck und niedriger Temperatur. Tiefe Adern können unter hohem Porendruck entstehen. Klüfte und Adern verkörpern eine elastische Reaktion des Gesteins auf wechselnde Spannung und Spannungsbedingungen. Zum Beispiel werden gewisse Klüfte während Erosionsentlastung gebildet, auf Grund der grösseren Leichtigkeit, mit der dekomprimierte Gesteine eher senkrecht als parallel zur freien Oberfläche expandieren. Wie auch immer, es gibt keinen allgemeinen oder einzigen Ursprung für Klüfte.

An und nahe der Erdoberfläche können Klüfte entweder verwittern und bilden dann offene "Röhren" für die Zirkulation von Flüssigkeiten oder sie werden durch Sekundärmineralien verfüllt.

Empfohlene Literatur

Beach A. - 1975. The geometry of en-échelon vein arrays. *Tectonophysics*. **28** (4), 245-263, 10.1016/0040-1951(75)90040-2

Hancock P.L. - 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*. **7** (3-4), 437-457, 10.1016/0191-8141(85)90048-3

Hodgson R.A. - 1961. Classification of structures on joint surfaces. *American Journal of Science*. **259** (7), 493-502, 10.2475/ajs.259.7.493

Pollard D.D. & Fletcher R.C. - 2005. *Fundamentals of structural geology*. Cambridge University Press, Cambridge. 500 p.

Ramsay J.G. & Huber M.I. - 1987. *The techniques of modern structural geology - Volume 2 : Folds and fractures*. Academic Press, London. 700 p.

Twiss R.J. & Moores E.M. - 1992. *Structural geology*. W.H. Freeman & Company, New York. 532 p.