

DUKTILE SCHERZONEN

In mehreren Kilometern Tiefe sind Gesteine heiss genug, um duktil zu fließen. Dies wird durch die Bewegung von Versetzungen oder Diffusion von freien Stellen auf dem Kornmassstab bewerkstelligt. Relative Scherdeformation konzentriert sich jedoch allgemein in planaren Zonen, die aus den intensiv zerscherten Gesteinen bestehen und auf beiden Seiten durch Verformungsgradienten begrenzt werden. Dementsprechend treten duktile Scherzonen häufig in metamorphen Gesteinen auf. Die Breite der duktilen Scherzonen variiert von infinitesimal bis zu einigen Kilometern. Die Intensität der Scherverformung ist Null oder niedrig in Nebengesteinen, nimmt entlang der Gradienten zu und ist an der medialen Fläche zwischen beiden Gradienten am stärksten.

Die Entwicklung von duktilen Verwerfungen ist ein Prozess, der einen Versatz über lokalisierte Geschwindigkeitsgradienten in verteiltem Fluss verursacht. Dies ist eine vereinfachte Erklärung aber duktile Scherzonen können, wie auch spröde Verformungszonen, eine Vielzahl von kleinmassstäblichen Strukturen enthalten, die den Schersinn anzeigen. Die duktilen Scherzonen transportieren oft auch Flüssigkeiten, können sich erweitern und können Mineralisationen beherbergen.

Definition

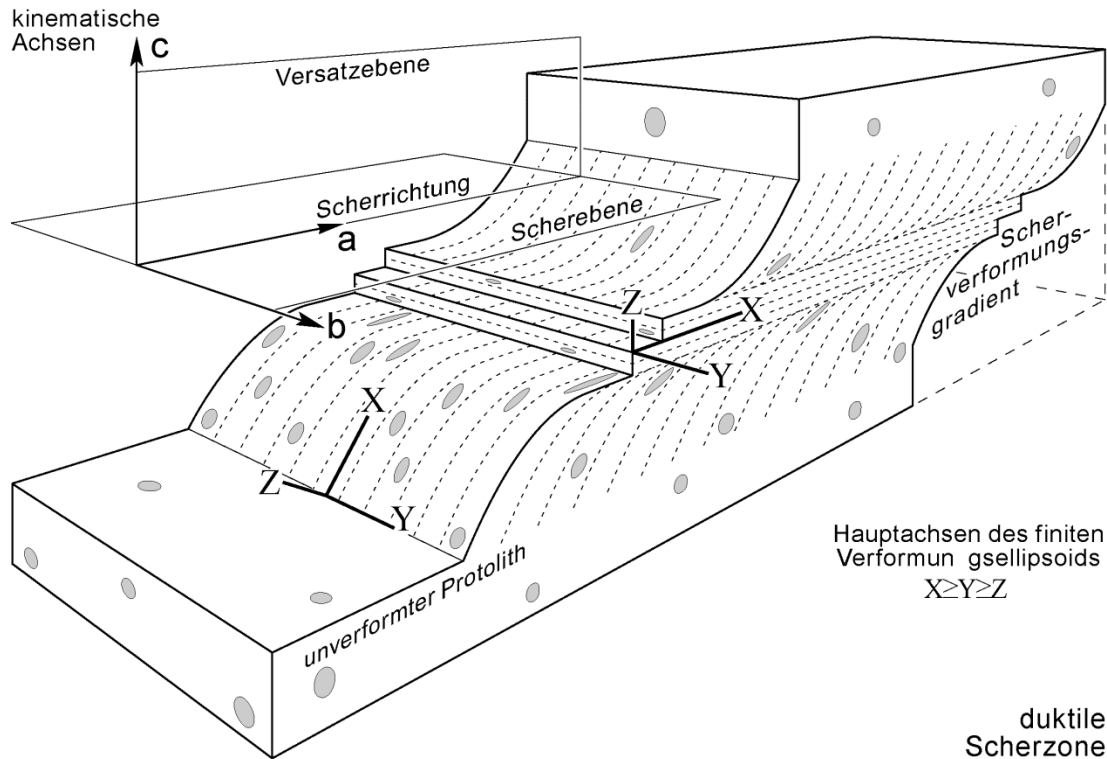
Duktile Scherzonen sind lange und enge Zonen mit relativer Verschiebung: Sie sind analog zu Verwerfungen, jedoch ohne Bruchflächen auszubilden (sofern sie nicht reaktiviert werden), da die dominant duktile Deformation die **Konzentration von Verformung** (*strain localisation*) in der Scherzone verursacht. Die Entwicklung einer duktilen Scherzone ist allgemein mit einer drastischen Verkleinerung der Korngrösse und der Entwicklung von stark geschieferten und linear eingeregelter Gesteinen, die allgemein **Mylonite** genannt werden, verbunden. Duktile Scherzonen im Allgemeinen zeichnen eine nicht-koaxiale Deformation auf, und können vom Korngrößenmassstab bis zu vielen hundert Kilometern Länge und einigen Kilometern Breite reichen. Die Verformungsgradienten von Mylonit zu nicht-verformten Gesteinen sind Kriterien, um die regionale Deformation von grossen Scherzonen zu unterscheiden. Die Lokalisierung der Scherverformung in solch engen Zonen spiegelt kontinuierliche aber heterogene Deformation in Gesteinen wider.

Morphologie

Eine ideale duktile Scherzone wird durch zwei parallele und imaginäre **Scherzonengrenzen** (*shear zone boundaries*) begrenzt, ausserhalb deren das Gestein nicht verformt ist. Eine ideale duktile Scherzone wird durch eine ebene, einfache Scherung erreicht. Dementsprechend gibt es keine Streckung entlang der intermediären Y-Achse des finiten Scherverformungsellipsoids. Die strukturelle, d.h. geometrische Untersuchung der Scherzonen wird am Besten in der XZ-Ebene der finiten Verformung (d.h. orthogonal zur Schieferungsebene und parallel zur Streckungslination) durchgeführt. Diese Ebene ist auch die kinematische (ac)-Fläche, da die Lination parallel zur Transportrichtung c ist. Im Vergleich zur Faltenterminologie kann diese Ebene als das **Profil** einer Scherzone bezeichnet werden.

Einzelne Scherzone

In anfangs isotropen Gesteinen werden plattige (planare) und gestreckte Minerale im Bereich der schwach deformierten Scherzonenränder unter einem Winkel von ca 45° eingeregelt und bauen auf diese Art eine Schieferung (gekennzeichnet durch S) auf. Diese Schieferung biegt fortschreitend durch die Scherzone in Richtung der **Scherebene** (*shear plane*) ein bis zum intensiv deformierten Zentrum der Scherzone wo sie im Wesentlichen subparallel zu den Scherzonengrenzen ausgerichtet ist. Im stark deformierten Zentrum der Scherzone kann die Streckungslination mit der Scherrichtung gleichgesetzt werden. Die gekrümmte oder **sigmoidale Schieferung** in einem XZ-Schnitt des Verformungsellipsoids definiert den **Schersinn** (*sense of shear*). Der allgemein spitze Winkel der Schieferung in Bezug auf die Scherzonengrenze entspricht immer der Scherrichtung.



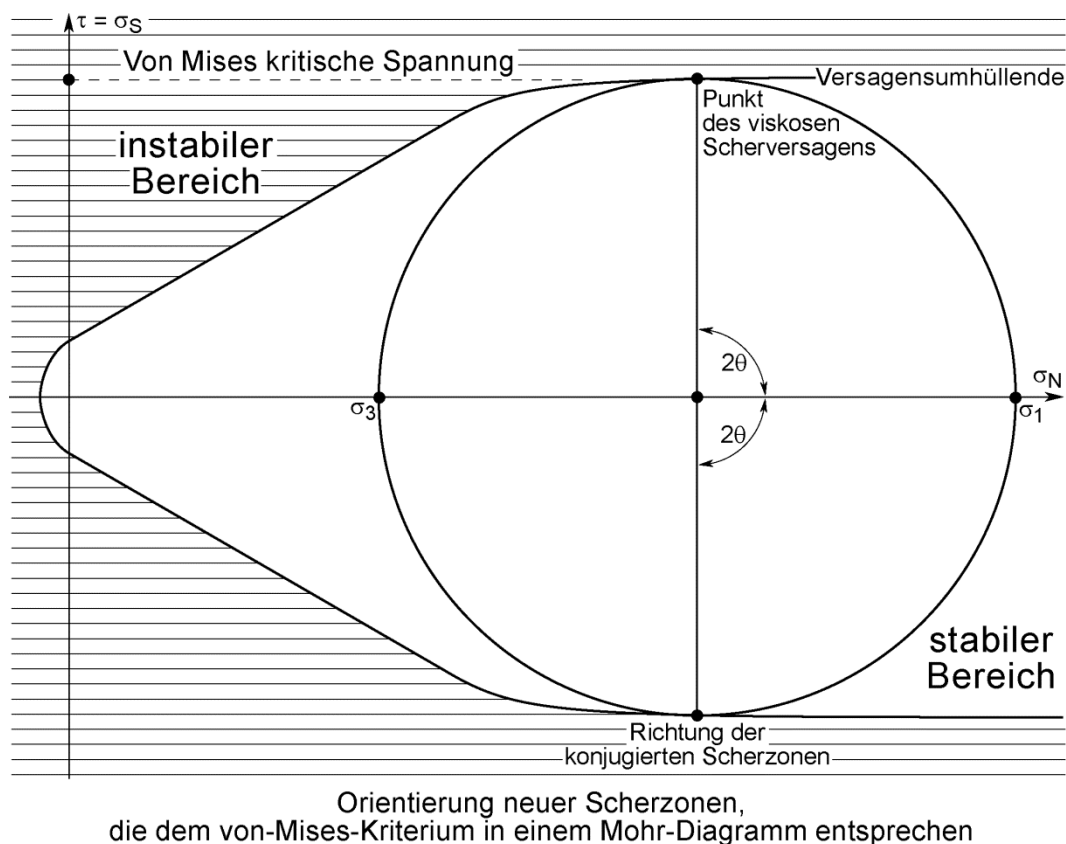
In einer idealen duktilen Scherzone sind auch die Verformungsgradienten zwischen den Scherzongrenzen und der medialen Ebene der höchsten Verformung kontinuierlich und antisymmetrisch. In den meisten Fällen unterscheiden sich aber die beiden Seiten in Form und Grösse. Man kann direkt von der gekrümmten Form der neuen Schieferung und von abgelenkten, vorher existierenden Markern den Sinn der relativen Verschiebung ableiten. Die Biegungsrichtung der sigmoidalen Schieferung, die zur Form (und nur Form) von Schleppefalten vergleichbar ist, ist ein direkter Indikator der Scherrichtung. Die Kontinuität des Gesteins wird durch ideale Scherzonen beibehalten. Jedoch macht die starke mechanische Anisotropie, die durch die neue Scherschieferung und die feinkörnigen Mylonite hervorgerufen wird, Scherzonen anfällig für spröde Reaktivierung oder Versagen in diskontinuierlichen Scherzonen.

Konjugierte Scherzonen

Im Gegensatz zu konjugierten spröden Verwerfungen ist ein Paar konjugierter duktiler Scherzonen in Bezug auf die Position der maximalen und mittleren Hauptspannungen mehrdeutig.

Duktile Scherung gehorcht dem von-Mises-Kriterium, da viskoses Fließen bei konstanter Spannung und unabhängig von Differentialspannung und Druck stattfindet. Das Kriterium entspricht im Mohr-Diagramm in etwa dem Teil der Bruchumhüllenden, der parallel zur Normalspannungsachse (d.h. mit konstanter Scherspannung) ist. Der Berührungspunkt, wo der Spannungskreis die Umhüllende erreichen und das Scherversagen auslösen kann, zeigt offenkundig, dass duktile Scherzonen theoretisch bei 45° zu σ_1 (der Winkel $2\theta = 90^\circ$) initiieren.

Konjugierte Scherzonen sind von viskosem Material umgeben, das sich zwar langsamer als die Scherzonenmylonite, aber doch immer noch erheblich verformt, um auf das regionale Spannungsfeld zu reagieren. Unter diesen Bedingungen können den Scherzonen durch die allgemeine Verformung der Nebengesteine Rotationen auferlegt werden, durch die sich der die Hauptverkürzungsrichtung enthaltende Winkel zwischen den konjugierten Scherzonen öffnet. Folglich können stumpfe Winkel die Kompressionsrichtung enthalten. Allerdings trifft, wie für spröde Verwerfungen, die intermediäre Hauptspannung mit der Schnittlinie von zwei konjugierten duktilen Scherzonen zusammen.



Die Griffith-Theorie ist nicht auf duktile Scherzonen anwendbar.

Mehrere Scherzonen

Scherzonen organisieren sich in bestimmten Mustern, die nicht vollständig verstanden werden. Ihr Abstand und ihre Orientierung hängen vom Verformungsregime, von Material- und Belastungsparametern, insbesondere der Anzahl und Festigkeit der Ausgangspunkte der Scherverformung, der äusserlich angewandten Verformungsrate und dem Spannungszustand ab.

Abstand

Scherzonen können als regelmässig angeordnete, planare Strukturen hoher Verformung auftreten. Um dies zu erklären, wurden zwei Möglichkeiten vorgeschlagen, die beide aus Überlegungen für spröde Verwerfungen abgeleitet werden: (i) ein Diffusionsmechanismus, (ii) ein Störungsmechanismus.

Diffusion

Der rasche Festigkeitsverlust über eine sich entwickelnde Scherzone bewirkt einen Spannungsverlust in den Nebengesteinen. Die Entspannung wird nach aussen durch **Impulsdiffusion** (*diffusion momentum*) und/oder elastische Wellenausbreitung weitergeleitet. Der Mindestabstand zwischen unabhängigen Ausgangspunkten der Scherverformung ergibt sich aus der Laufstrecke der diffusiven Entspannungsfront, bei welcher Verformungskonzentration auftritt.

Störung

Die Idee ist, dass Scherzonen an kleinen Heterogenitäten in einem sonst gleichmässigen Gestein zu wachsen beginnen. Wie für die Faltung dominiert die Störungswellenlänge mit der höchsten Amplifizierungsrate und bestimmt den Abstand zwischen den Scherzonen.

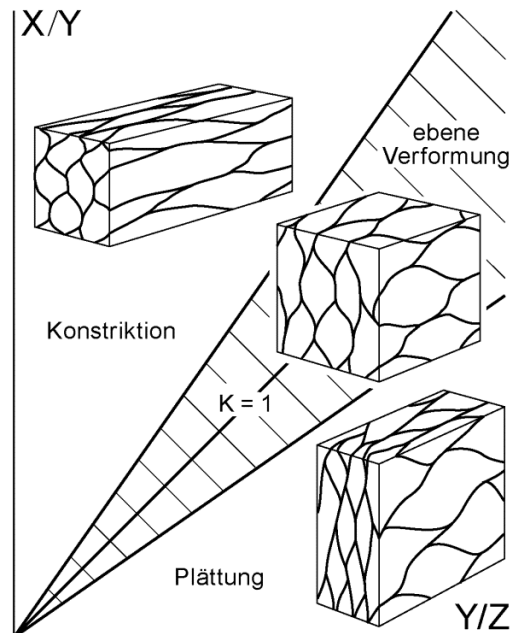
Muster

Scherzonen sind oft miteinander verflochten und schliessen linsenförmige Körper der weniger verformten Nebengesteine ein. Die Form des allgemeinen Verformungsellipsoids, welches das Scherzonen

regionale Verformungsregime definiert, steuert das dreidimensionale Muster der miteinander verbundenen Scherzonen, das wiederum die Form der wenig verformten Linsenkörper definiert. Drei qualitative Muster werden identifiziert:

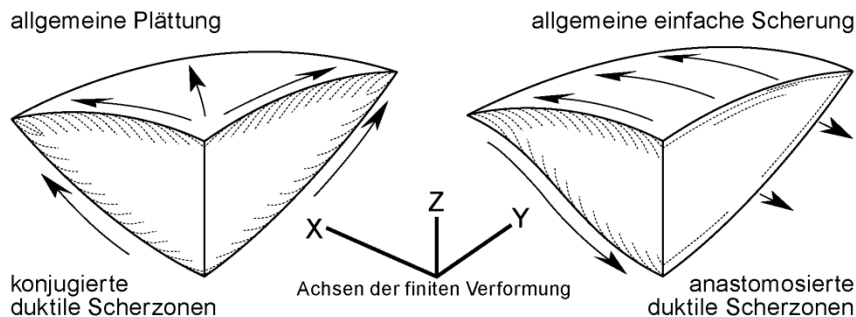
- Geplättete Linsen von Gesteinen deuten den Plättungsbereich der allgemeinen finiten Verformung an.
- Rautenformen zeigen ebene Verformung.
- Stabförmige Linsen von Gesteinen zeigen Konstriktion.

Muster von Scherzonen
in Bezug auf das allgemeine Verformungsregime
nach Gapais et al. 1987 *J. Struct. Geol.* 9(5-6) 635-646



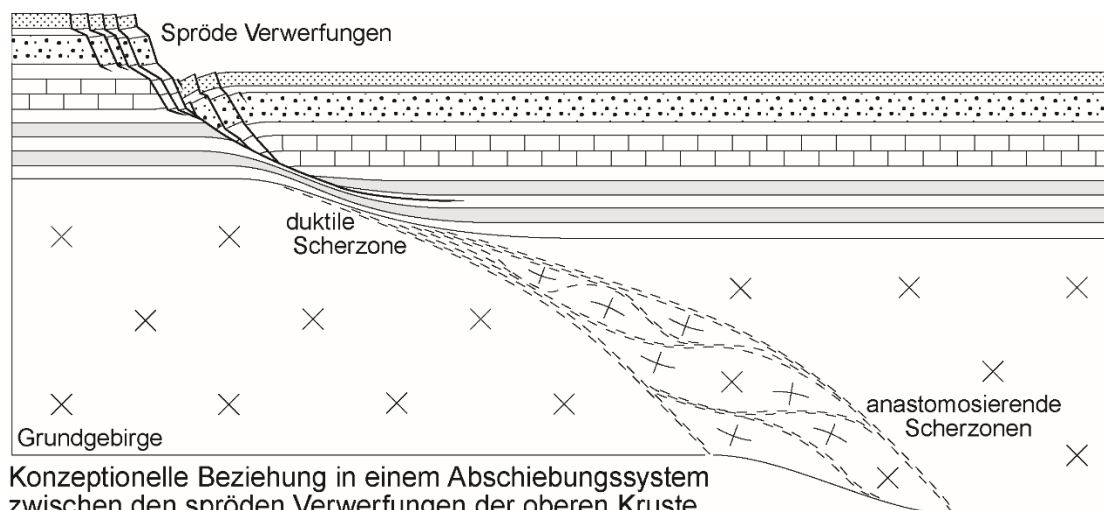
Die Beziehung zwischen der Form der niedrig verformten Gesteinslinsen und dem regionalen Verformungsregime ist eine grobe geometrische Information. Die Kinematik der Scherzonen, die um die einzelnen Gesteinslinsen verlaufen, bietet zusätzliche Informationen. Konjugierte Scherzonen zeigen allgemein koaxiale Deformation, Scherzonen mit gleichem Schersinn allgemein nicht-koaxiale Deformation an.

Beziehung zwischen Scherzonenmuster, Kinematik und allgemeiner finiter Verformung



Beziehung zwischen tiefen Scherzonen und erdoberflächennahen Verwerfungen

Mit der Temperatur- und Druckzunahme mit der Tiefe werden die diskrete Flächen und schmale Zonen spröder Verschiebung in der oberen Kruste in breitere Zonen duktiler Verschiebung in der mittleren und unteren Kruste verwandelt.



Konzeptionelle Beziehung in einem Abschiebungssystem zwischen den spröden Verwerfungen der oberen Kruste und den duktilen Scherzonen in der tieferen Kruste

nach Sibson 1977 *J.Geol.Soc.London* 133(3) 191-213 und Ramsay 1980 *J.Struct.Geol.* 2(1-2) 83-99, modifiziert

Verformung in Scherzonen

Verteilung der Verformung und die zugehörigen symmetrischen Verschiebungsprofile sind vielleicht die wichtigsten Merkmale von Scherzonen. In der XZ-Verformungsebene gesehen, werden die Gesteine einer Scherung unterworfen, die eine progressive Rotation und gleichzeitige Plättung mit maximaler finiter Verkürzung in eine Richtung und maximale finite Dehnung senkrecht dazu bewirkt. Teilchen bewegen sich parallel zum Schersinn und parallel zu den Scherzonengrenzen. So sind die Verschiebungs- und Verformungsprofile in allen Scherzonenprofilen entlang der kinematischen c-Achse identisch. Diese Bedingungen werden in der Nähe der Enden der Scherzonen nicht, jedoch für die Scherzonensegmente zwischen diesen Enden ausreichend erfüllt. Alle Argumente, die ab nun entwickelt werden, betreffen die XZ-Verformungsebene in ideal duktilen Scherzonen.

Scherverformung

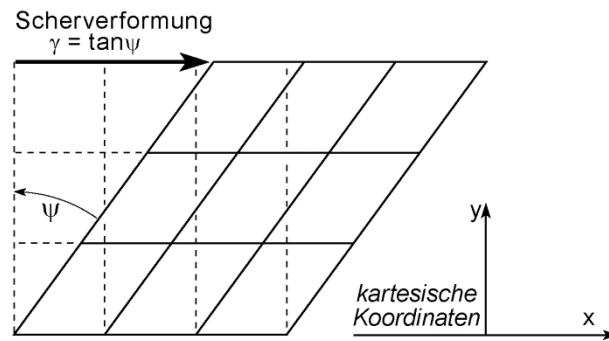
Stellen Sie sich eine Scherzone mit Ebenen parallel zur Ordinate, der x-Achse vor. In der Annahme, dass die Deformation eine einfache Scherung, die Scherrichtung parallel zu den Scherzonengrenzen und die Scherverformung γ über die Scherzonbreite y homogen verteilt ist, ist γ die relative Verschiebung Δx nach Gleichung:

$$\gamma = \Delta x / y \quad (1)$$

Dieser Scherbetrag ist der Tangens des Scherwinkels (des Winkels, der die Rotation einer auf dem Ursprung verankerten, zunächst zur y-Koordinatenachse parallelen Linie beschreibt:

$$\gamma = \tan \psi \quad (2)$$

Beachten Sie, dass die Scherverformung die Längenänderung, d. h. die longitudinale Verformung, dieser rotierenden Linie ignoriert. Die Scherverformung bezieht sich nur auf die Winkeländerung.



Schieferungstrajektorien

Die nicht-lineare Abnahme der Scherverformung weg von dem am intensivsten gescherten Scherzonenzentrum wird durch Profile, die senkrecht zu den Scherzonengrenzen und entlang der kinematische c-Achse orientiert sind, dokumentiert.

Richtungsbeziehung zwischen Schieferung und Scherzone

Duktile Gesteine gehorchen dem von-Mises Versagenskriterium, dem horizontalen Teil der Umhüllenden in einem Mohr-Diagramm. Dementsprechend entwickelt sich theoretisch eine Scherzone bei 45° zur Hauptspannung σ_1 und enthält eine anfängliche Schieferung (die erste inkrementelle XY-Ebene der finiten Verformung) senkrecht zu σ_1 , d. h. auch 45° zu den Scherzonengrenzen. In der Tat liegt die instantane (augenblickliche) Plättungsebene im Verlauf der ganzen „einfachen“ Scherung stets bei 45° zu den Scherzonengrenzen (d.h. senkrecht zur maximalen Hauptspannung). Daher ist die Entwicklung der neuen Schieferung entlang der immateriellen Scherzonengrenzen immer 45° zur Scherzone geneigt, wobei die Neigung der Schieferung mit dem Schersinn in Einklang steht. Dies wurde für Scherzonen, die sich aus intakten, homogenen und isotropen Gesteinen entwickelt haben, bestätigt.

Diese Orientierungsgesetzmässigkeit gilt für die Öffnung von Spalten und Rissen senkrecht zur momentanen Hauptdehnungsrichtung und für das Wachstum einer Schieferung senkrecht zur momentanen Hauptverkürzungsrichtung.

Verformungsgradient

Es wird angenommen, dass sich die Verformungsgradienten zwischen den Scherzonengrenzen und dem medialen Mylonit aus heterogener einfacher Scherung ergeben. Die Beschreibung der Trajektorie der Schieferung entlang eines Verformungsgradienten entspricht der Bestimmung der Rotation der finiten Hauptachsen X und Z um die Y-Achse des Verformungsellipsoids. Diese Bestimmung besteht in der Messung der Rotationskomponente der Scherdeformation, d.h. des Winkels ω zwischen der Linie der maximalen Dehnung vor und nach einem Scherinkrement.

Der Winkel zwischen den Scherzonengrenzen, die parallel zur Scherebene sind, und der Schieferung in der Scherzone wird mit zunehmender Scherung kleiner gemäss der Beziehung:

$$2/\gamma = \tan 2\theta' \quad (3)$$

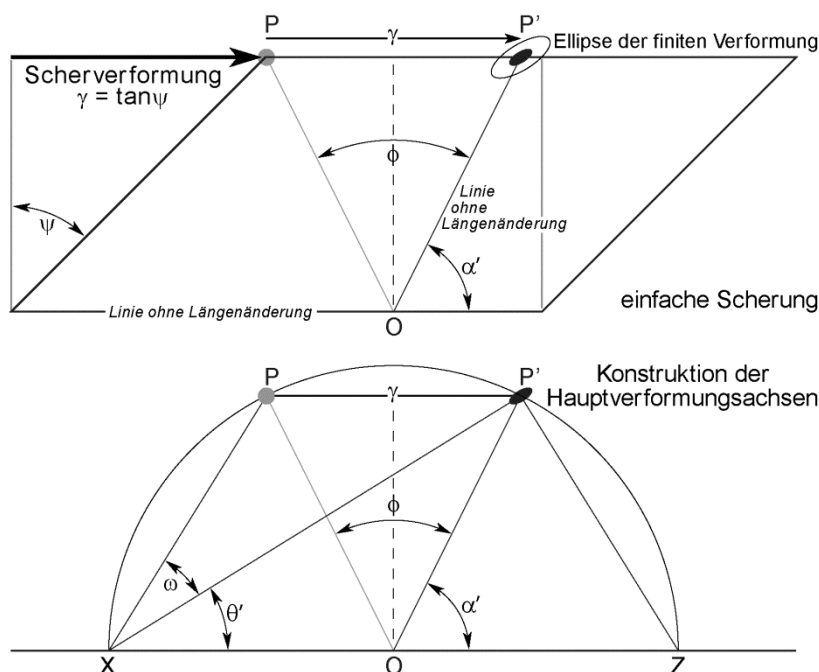
Die mathematische Beweisführung ist komplex. Man kann geometrische Konstruktionen anstellen um sie zu erreichen. Die Grundlage ist, dass es in einfacher Scherung eine Richtung ohne Längenänderung parallel zur Scherrichtung (d.h. den Scherzonengrenzen, den nicht rotierten Seiten eines zu einem Parallelogramm gescherten Rechtecks) gibt. Ein Punkt P auf der verschobenen, nicht rotierenden Seite des Rechtecks (beispielsweise der oberen), geht nach einfacher Scherung zu P' (' bezeichnet den verformten Zustand) um den Betrag von γ .

Zeichnen Sie eine Linie orthogonal zur Scherebene (letztere ist in diesem Fall parallel zu den oberen und unteren Seiten des Anfangsrechtecks) durch den Mittelpunkt des Segments PP'. Diese gezeichnete Linie (in diesem Beispiel vertikal) schneidet die Unterseite an einem Punkt O. OP stellt eine ursprüngliche Linie dar, deren ursprüngliche Länge durch die einfache Scherung zu OP' nicht

geändert wurde ($OP = OP'$), während sie um einen Winkel ϕ rotierte, so dass $\tan(\phi/2) = \gamma/2$. Deshalb ist OP' in der Verformungsellipse die zweite Linie ohne Längenänderung nach der einfachen Scherverformung γ . Diese zweite Linie ohne Längenänderung bildet einen Winkel α' mit der Scherrichtung, d. h. mit der anderen Linie ohne Längenänderung. Dieser Winkel steht in direkter Beziehung zur Scherverformung nach der Formel:

$$\alpha' = 90 - (\phi/2) = 90 - \arctan(\gamma/2)$$

Beziehung zwischen der Orientierung der Scherschieferung (X-Achse in 2D) in Bezug auf die Scherebene (d.h. die Scherzonengrenze)



Die Richtungen der zwei Hauptverformungsachsen sind dann die Winkelhalbierenden des spitzen (für X) und des stumpfen (für Z) Winkels beider durch P' verlaufenden Linien ohne Längenänderung. Diese zwei Winkelhalbierenden schneiden die untere Linie an Punkten, die wir X und Z nennen können. In der Tat liegen diese Punkte auch auf einem Kreis, der in O zentriert ist und durch P und P' verläuft. Diese Konstruktion erinnert an die Mohr-Konstruktion für Verformung, in der Punkte X und Z die Dehnung entlang der jeweiligen Richtungen darstellen.

Die Linie XP entspricht XP' vor der Verformung und der Winkel zwischen diesen beiden Linien ist die Rotation ω der Scherung. Dieser Umfangswinkel gehört zum gleichen Bogen PP' wie der Mittelpunktswinkel ϕ , so dass $\omega = \phi/2$. Daher:

$$\tan \omega = \gamma/2$$

Aus dem gleichen geometrischen Grund ist der Winkel θ' , der die X-Hauptverformungsachse (d. h. die Spuren der Schieferung in der XZ-Betrachtungsebene) in Bezug auf die Scherrichtung (Scherzonengrenze) definiert, gleich $\alpha'/2$ (Der Mittelpunktswinkel eines Kreisbogens ist doppelt so gross wie einer der zugehörigen Umfangswinkel). Dann bekommen wir: $2\theta' = 90 - \arctan(\gamma/2)$ oder $\tan(90 - 2\theta') = \gamma/2$.

Die Verwendung der trigonometrischen Beziehung $\tan(90 - \beta) = 1/\tan \beta$ ergibt:

$$\tan 2\theta' = 2/\gamma \quad (4)$$

So wird θ' mit zunehmender Scherverformung kleiner. Die strukturelle Konsequenz ist, dass die Schieferung schrittweise gebogen ist, von 45° an den Scherzonenrändern (wo $\gamma = 0$) bis praktisch parallel zu den Scherzongrenzen innerhalb des zentralen Mylonits, wenn Scherverformung stark genug ist.

Übung

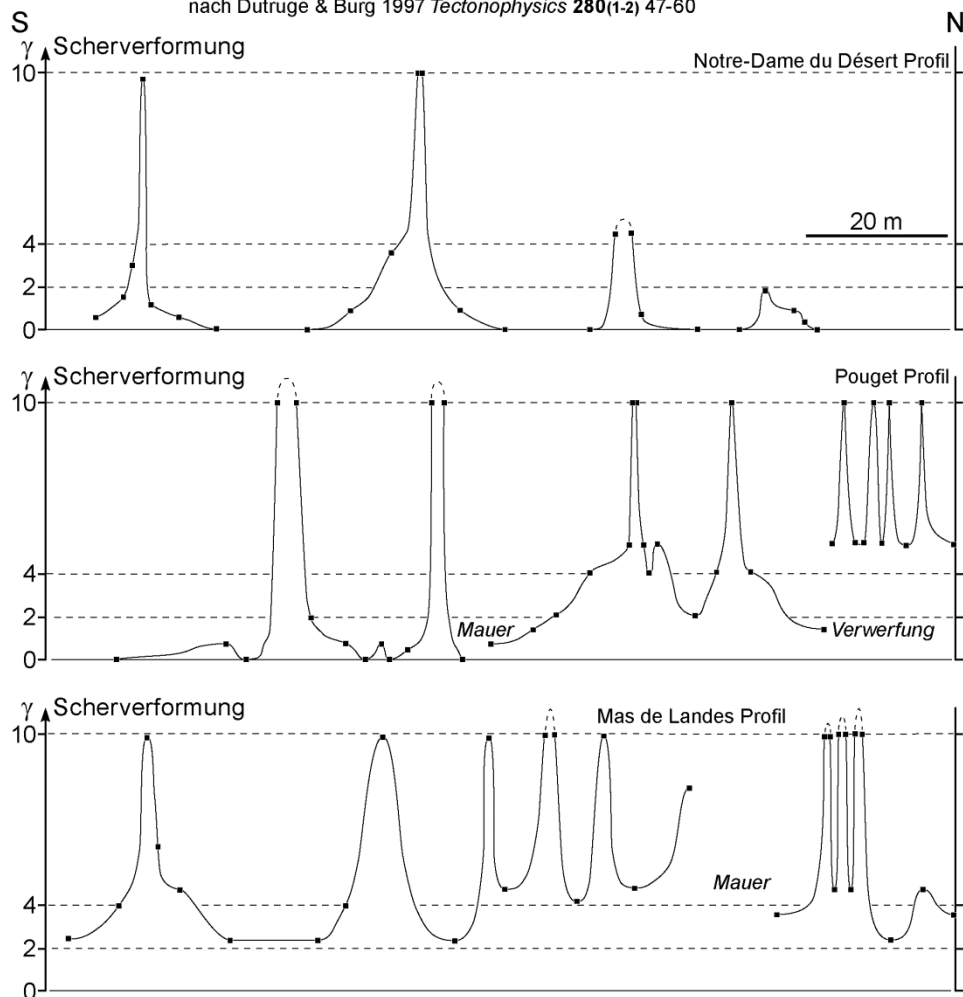
Schieferung und Verformung in Scherzonen: Berechnen Sie unter der Annahme einfacher Scherung, berechnen Sie die Scherverformung aus der Neigung θ der Schieferung relativ zu den Scherzongrenzen. Nehmen Sie an, dass ein Winkel von 2° nicht mehr von der Parallelität unterscheidbar ist. Was ist die Grösse der Scherverformung, wenn die Schieferung quasi-parallel zur Scherebene (und so auch zu den Scherzongrenzen) ist?

Die Grösse der Hauptdehnung ist einfach.

In X-Richtung ist die Dehnung $S_X = XP'/XP = XP'/ZP' = 1/\tan \theta'$ und, bei Flächenkonstanz, $S_Z = 1/S_X$.

Beispiele von Scherverformungsgradienten und Scherzonenverteilung im granitischen Pinet Lakkolith

nach Dutruge & Burg 1997 *Tectonophysics* 280(1-2) 47-60



Übung

Zeigen Sie, dass das Achsenverhältnis der Verformungsellipse $(X/Z) \approx \gamma^2$ ist, wenn $\gamma > 3$.

Auswirkungen einer Volumenänderung

Eine Volumenänderung ΔV fügt der einfachen Scherung eine Verdünnungs- oder Verdickungskomponente hinzu, was sowohl die Grösse als auch die Orientierung der Hauptverformungsachsen beeinflusst. Diese Komponente, die senkrecht zur Scherebene wirkt, ändert die Beziehung zwischen θ' und γ . Die Einbeziehung der Volumenänderung ist:

$$\tan 2\theta' = \frac{2\gamma(1 + \Delta V)}{1 + \gamma^2 - (1 + \Delta V)^2} \quad (5)$$

Übung

Erzeugen Sie Kurven von θ' für Volumenabnahme und Volumenzunahme. Vergleichen und diskutieren Sie die Unterschiede mit Bedingungen einfacher Scherung.

Versatz in Scherzonen

Der Scherbetrag δd über ein unendlich schmales Scherzonenelement der Breite δy , das senkrecht zu den Scherzonengrenzen gemessen wird, ist durch die Gleichung (1) gegeben:

$$\delta d = \gamma \delta y$$

Der gesamte Scherbetrag über die ganze Scherzone ist die Summe aller Elemente:

$$d = \int_0^y \gamma \delta y$$

Dieses Integral stellt die Fläche unter der Kurve Scherverformung / Scherzonenbreite dar.

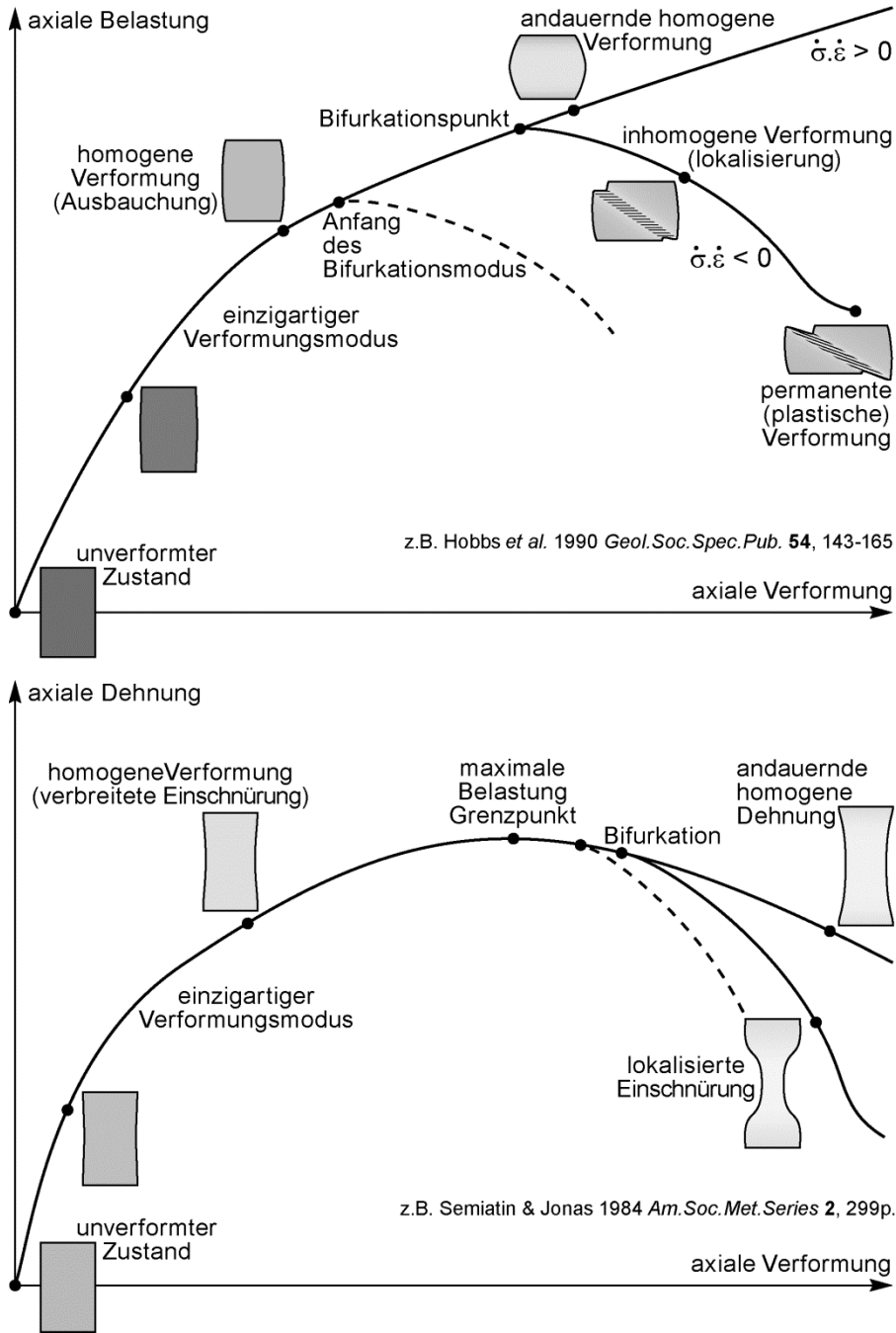
Verformungslokalisierung

Die Häufigkeit von Scherzonen zeigt an, dass die Lokalisierung das makroskopische Verformungsverhalten der duktilen Gesteine effizient dominiert. Dieses Verhalten zeigt, dass die Gesteine unter bestimmten Bedingungen zwei Möglichkeiten haben, um das allgemeine Deformationsproblem zu lösen: diffuse homogene oder lokalisierte heterogene Verformung. Diese Bedingungen stellen in physikalischer und mathematischer Hinsicht eine **Bifurkation** (*bifurcation*) dar. Die Wahl zwischen Homogenität und Heterogenität besteht sowohl zeitlich als auch räumlich, was bedeutet, dass der Wechsel von einem Modus zum anderen, nicht nur entlang des Deformationspfads bei jedem Verformungsincrement, sondern auch an jedem Punkt innerhalb des Körpers angeboten wird.

Für duktile, ideal viskose und homogene Deformation bleibt die Fliessspannung im Verlauf der Verformung perfekt konstant. Das Versagenskriterium des **Versetzungskriechens** (*dislocation creep*) zeigt an, dass die duktile Verformung grundsätzlich von der mineralogischen Zusammensetzung, der Temperatur und der Verformungsrate abhängt:

$$\dot{\epsilon} = \frac{d\epsilon}{dt} = A(\sigma_1 - \sigma_3)^n \exp \frac{-Q}{RT} \quad (6)$$

wo $\dot{\epsilon}$ die Verformungsrate, A, n und Q Gesteinskonstanten, T die absolute Temperatur und R die Gaskonstante sind. In der Regel $\sim 3 < n < \sim 5$.



Das Versagenskriterium des Versetzungskriechens umfasst Prozesse im Korninneren und an Korngrenzen, deswegen hängt es von der Korngröße d ab:

$$\dot{\epsilon} = B d^m (\sigma_1 - \sigma_3)^n \exp \frac{-Q}{RT} \tag{7}$$

Wobei B eine Gesteinskonstante ist, $n \approx 1$ und $\sim 2 < m < \sim 3$. Da Versetzungs- und Diffusionskriechen unabhängig sind, ist die Gesamtverformungsrate eines duktilen Materials einfach die Summe der Gleichungen (6) und (7) für die gegebenen Druck- und Temperaturbedingungen. Für eine bestimmte Korngröße dominiert bei hoher Spannung das Versetzungskriechen und bei niedriger Spannung Diffusionskriechen.

Aus diesen Überlegungen und Gleichungen sind Scherzonen, in der Geologie wie in Materialphysik, thermo-mechanische Instabilitäten. Sie entwickeln sich, wenn die kombinierten Raten von geometrischer und thermischer Erweichung die Rate der Verfestigungsverformung überwiegen.

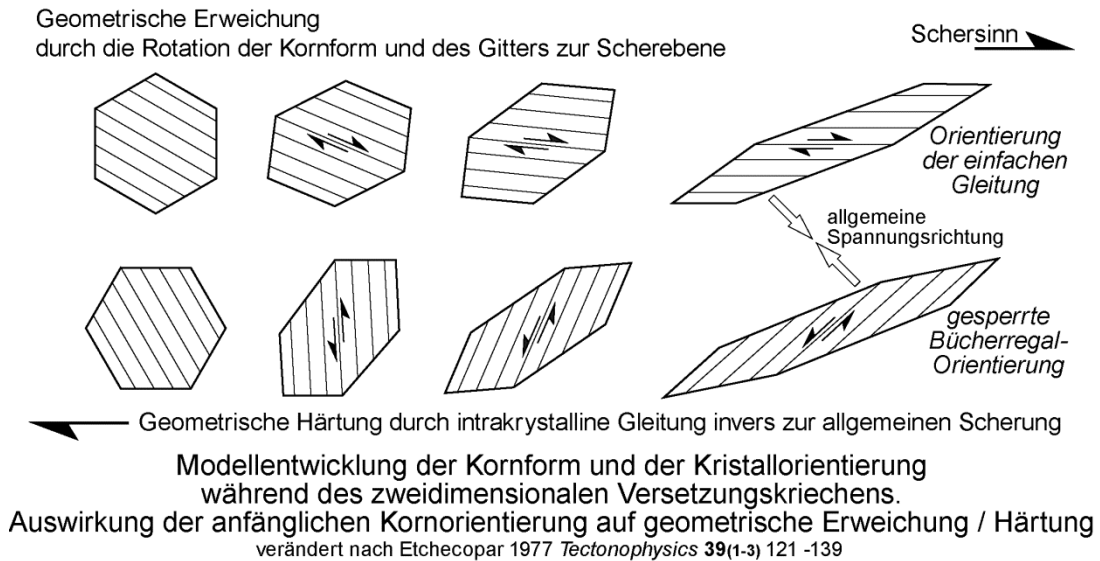
Es wird allgemein angenommen, dass Verformungslokalisierung eine Erweichung (d.h. Verformung kann bei einer abnehmenden Spannung fortfahren) erfordert. Erweichung ist allerdings relativ. Alle Teile eines Gesteinssystems können verhärten, aber Verformungslokalisierung findet innerhalb weniger verhärtenden Teilen statt. Dementsprechend können sowohl heterogene Erweichung als auch Verhärtung zur Lokalisierung führen. In jedem Fall wirkt die Verformungsrate schneller innerhalb als ausserhalb der Lokalisierungszone, so dass das Gestein innerhalb einer Scherzone leichter zu verformen ist als in deren Umgebung. Verformungslokalisierung bedeutet einen räumlichen Übergang von Verformungsmechanismen höherer Spannung zu Verformungsmechanismen niedrigerer Spannung bei einer konstanten Verformungsrate. Dies bedeutet nicht, dass die Gesteine der Scherzonenränder starr sind. Während die Verformung in Scherzonen stattfindet, können sich die äusseren Teile auch verformen, wenngleich mit einer anderen Rheologie, weshalb sie andere Strukturen ausbilden. Nebeneinander vorkommende, verschiedenartige Strukturen können möglicherweise gleichzeitig entstandene Resultate deutlich unterschiedlicher Spannungen und/oder Verformungsraten darstellen. Während die Scherzonen im rheologischen Sinn zunehmend erweichen mögen, können sich die umgebenden Gesteine noch verhärten. Scherzonen können lokalisierte Verformungsausbrüche innerhalb ihrer Umgebungsgesteine sein, die sich langsamer und gleichmässiger verformen. Der Ort der Anfangslokalisierung wirft Fragen über die Rolle der Gesteinsheterogenitäten auf.

Verschiedene Mechanismen werden diskutiert, die sich möglicherweise kombinieren lassen, um die Festigkeit der sich verformenden Gesteine mit zunehmender Verformung zu verringern und Scherzonen zu produzieren. Einige Mechanismen beinhalten keine Änderung der rheologischen Stoffgesetze und die Bifurkation zur Verformungslokalisierung hat dann geometrische Ursachen. Das ist der Fall für **geometrische Erweichung** (*geometric softening*), dynamische Rekristallisation und viskose Erwärmung/**Schererwärmung** (*shear heating*). Andere Mechanismen beinhalten die Aktivierung eines zusätzlichen Prozesses, z.B. **Zerschierung** (*fragmentation, microboudinage*) von Körnern, **Kornrenzgleiten** (*grain boundary sliding*), chemische Reaktionen und Aktivität von Flüssigkeiten.

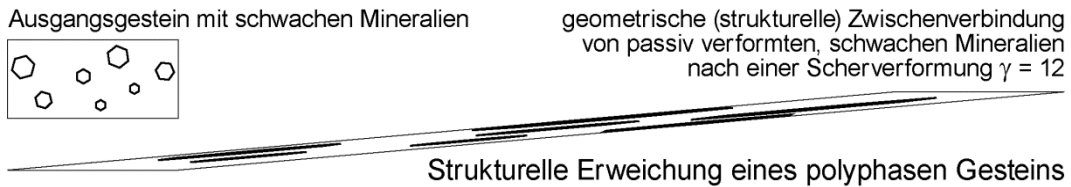
Geometrische Erweichung

Duktile Verformung ändert die Gesteintextur (Konform und Orientierung des Kristallgitters). Die Kristallgitter rotieren ebenso wie die Kornformen schrittweise zur Parallelität mit der Scherebene, was eine geometrische Erweichung induziert. Man kann sich den Prozess wie folgt vorstellen: Intragranulare Gleitsysteme sind Mikroverwerfungen. Wenn die auf einer bestimmten kristallographischen **Gleitebene** (*slip plane*) aufgelöste Scherspannung einen kritischen Wert erreicht, wird das entsprechende Gleitsystem aktiviert und diese Ebene und die zugehörige intrakristalline Gleitrichtung (der Burgers-Vektor der Versetzungen) beginnen in Richtung der Scherebene beziehungsweise der Dehnungsrichtung zu rotieren. Mit fortschreitender Rotation wird das Gleiten auf dem aktivierten Gleitsystem zunehmend begünstigt, bis Gleitebene und -richtung parallel zur Scherebene beziehungsweise Dehnungsrichtung sind.

Die Körner, die so eine günstige Orientierung der internen Gleitsysteme in Bezug auf die allgemeine Dehnungsrichtung haben, bleiben in dieser Orientierung der einfachen Gleitung und die zunehmende Zahl von Körnern, die diese stabile Orientierung erreichen, entwickelt eine **bevorzugte Gitterausrichtung** (*lattice preferred orientation*). Dann ist die für die Verformung benötigte Spannung auf einem Minimum. Geometrische Erweichung wird am stärksten in Mineralen mit wenigen Gleitsystemen ausgeprägt. Der Umfang der Erweichung hängt vom ursprünglichen Gefüge und seiner Orientierung in Bezug auf die Scherebene und Scherrichtung ab, aber jede beliebig grosse Erweichung unterstützt die Verformungslokalisierung.



Auch bei niedrigen Volumenanteilen (ca. 10 %) ist die verformungsgesteuerte Vernetzung von ursprünglich zufällig verteilten Körnern einer schwachen Mineralphase und auch ein weiterer wichtiger Mechanismus der Erweichung in polymineralischen Gesteinen.



Korngrößenverringering

Im duktilen Regime wachsen die Körner um die Oberflächenenergie zu reduzieren, während **Subkornrotation** (*subgrain rotation*) und Korngrenzenwölbung neue kleine Körner produzieren (**dynamische Rekristallisation**). Daher entwickelt sich die durchschnittliche Korngröße zu einem Gleichgewichtwert, für den beide konkurrierende Prozesse sich gegenseitig ausgleichen. Kontinuierliche Rekristallisation, welche zu kleinen Körnern führt, schwächt das Gestein, da permanent neue verformungsfreie Körner im Mylonit gebildet werden und diese neuen Körner das Diffusionskriechen zu Lasten des Versetzungskriechens verstärken.



Die Erweichung von grob- zu feinkörnigen Gesteinen spiegelt auch eine Änderung im Verformungsmechanismus wider, von Versetzungskriechen zu Korngrenzenprozessen, die unter niedrigerer Spannung wirken.

Reaktionserweichung

Reaktionserweichung ist ein komplexer Prozess, den mikromechanische und chemische Prozesse mit sich bringen.

Synkinematische metamorphe Reaktionen erzeugen neue Minerale, die in der Regel in der lokalen Fliessebene und -richtung wachsen, deswegen unter den Bedingungen der einfachen Gleitung. Dies gilt insbesondere für neue Glimmer auf den Schieferungsflächen. Harte Mineralphasen können in weichere Vergesellschaftungen (z.B. Feldspat in Quarz und Serizit) verwandelt werden. Die neuen, verformungsfreien (daher schwächeren) Mineralphasen wachsen aus winzigen Kernen, deren sehr kleine Korngrösse Verformungslokalisierung fördert. In allen Fällen erzeugen Mineralreaktionen einen Verlust des Zusammenhalts über Korngrenzen, entstanden durch Schwächung und Korngrößenverringering während spröden und duktilen Prozessen. Viele metamorphe Reaktionen setzen Flüssigkeiten frei, welche die Erweichung durch Korngrenzengleitung weiter fördern.

Darüber hinaus beinhalten die metamorphen Reaktionen lokalisierte Diffusion. Chemische Entfestigung resultiert aus Änderungen des Elementgehalts der Minerale. Zum Beispiel ist gebundenes Wasser dafür bekannt, Quarz und Olivin zu enthärten.

Flüssigkeitsenthärtung

Wie für spröde Deformation können Flüssigkeiten erheblich die effektive Normalspannung und folglich auch die Kohäsionsfestigkeit der Korngrenzen reduzieren und Mikrobruchbildung unterstützen. Neben diesem Beitrag des Porendrucks kann Infiltration von wässrigen Flüssigkeiten in der Scherzone zu retrograden Hydratationsreaktionen führen. Fluidzirkulation ist auch effizient bei der Auflösung von Körnern, die der duktilen Verformung widerstehen. Zusätzlich ändert Fluidzirkulation Versetzungs- oder Diffusionskriechen zu überwiegend diffusivem Stoffaustausch als Verformungsmechanismus. Wichtig ist, dass die Lösungs-/Fällungsprozesse mit Erweichungspotential ebenso stark von der Fluidzusammensetzung wie von Temperatur und Druck abhängen. Wenn Drucklösungskriechen einige Gesteinsbereiche schwächen kann, kann Verformungskonzentration dadurch weiter gefördert werden, dass benachbarte Gebiete durch Ausfällung und anschliessende Zementierung gehärtet werden.

Thermische Erweichung (Scherzonen werden wärmer)

Thermische Effekte allein bewirken keine Verformungslokalisierung. Aber sobald die Verformung auf relativ dünne Zonen beschränkt wird, wird Deformation Wärme abgeben. Irreversible Umwandlung von mechanischer Arbeit in Wärmeenergie wird als **viskose Schererwärmung** (*viscous heating*) bezeichnet. Verlustwärme erhöht den Temperaturterm der temperaturabhängigen Gesteinsviskosität, schwächt deswegen die Scherzone in Bezug auf die Umgebung, was weitere Lokalisierung nach sich zieht etc... Die lokale Rückkopplung zwischen der Deformation und der Erwärmung ist ein selbstverstärkender Prozess, dessen Folge eine kontinuierliche **thermische Erweichung** (*thermal softening*) ist. Das Zusammenspiel zwischen verformungserzeugter Wärme und Wärmediffusion durch die Nebengesteine hat Auswirkungen auf die Geschwindigkeitsprofile der Scherzonen.

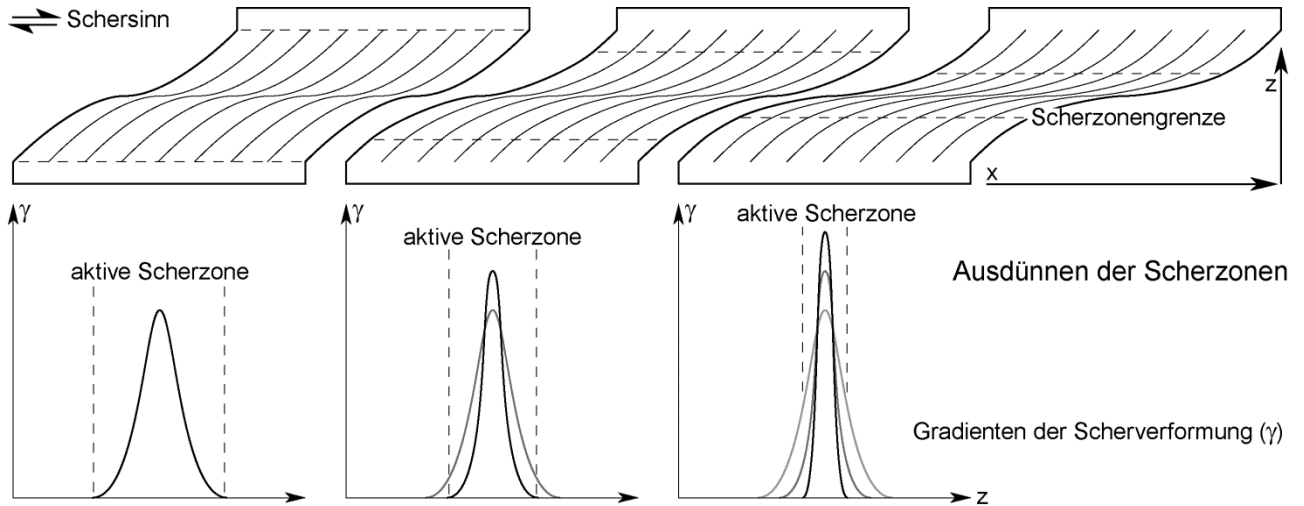
Dickenänderung

In Gleichungen für ideale Scherzonen wird näherungsweise homogene einfache Scherung ohne Änderung der Scherzonenbreite angenommen. Variation der Dicke (Breite in der zweidimensionalen XZ-Verformungsebene) einer Scherzone während einer progressiven und fortlaufenden Scherung macht es erforderlich, strukturelle Merkmale in die Bestimmung des Scherbetrages miteinzubeziehen.

Ausdünnende Scherzonen

Verformungserweichung kann Lokalisierung im medialen Bereich der Scherzone verstärken. Die Beziehung zwischen der Schieferung und den Scherzonengrenzen, die im frühen Zustand eingefroren

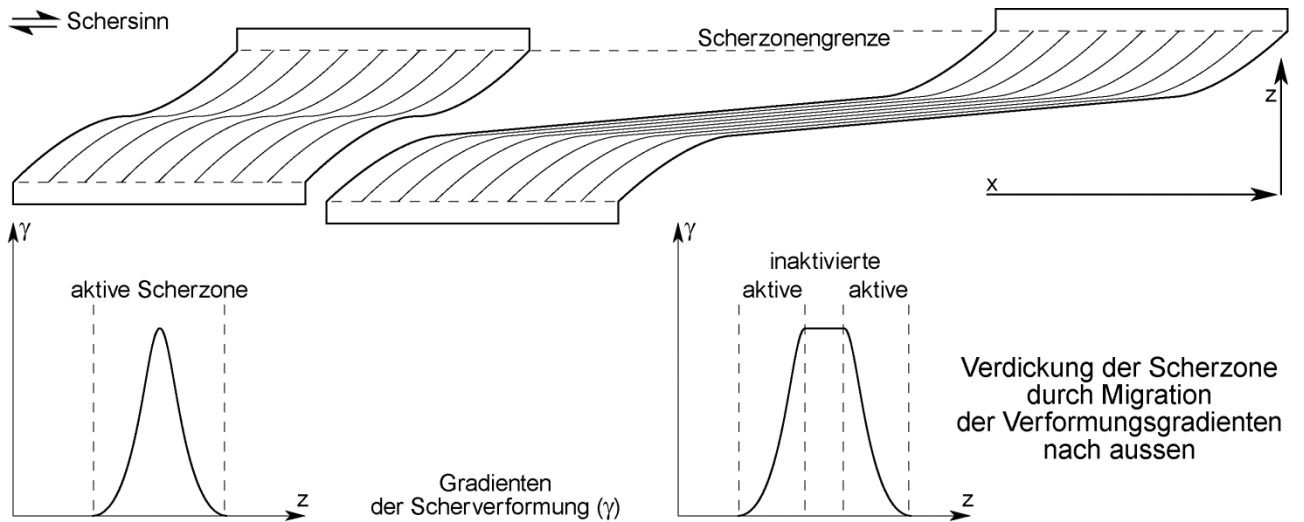
wurde, hat eine vorübergehende Bedeutung, sobald die Scherzonengrenze nach innen in Richtung auf den am stärksten verformten Mylonit und Ultramylonit zu migrieren begonnen hat.



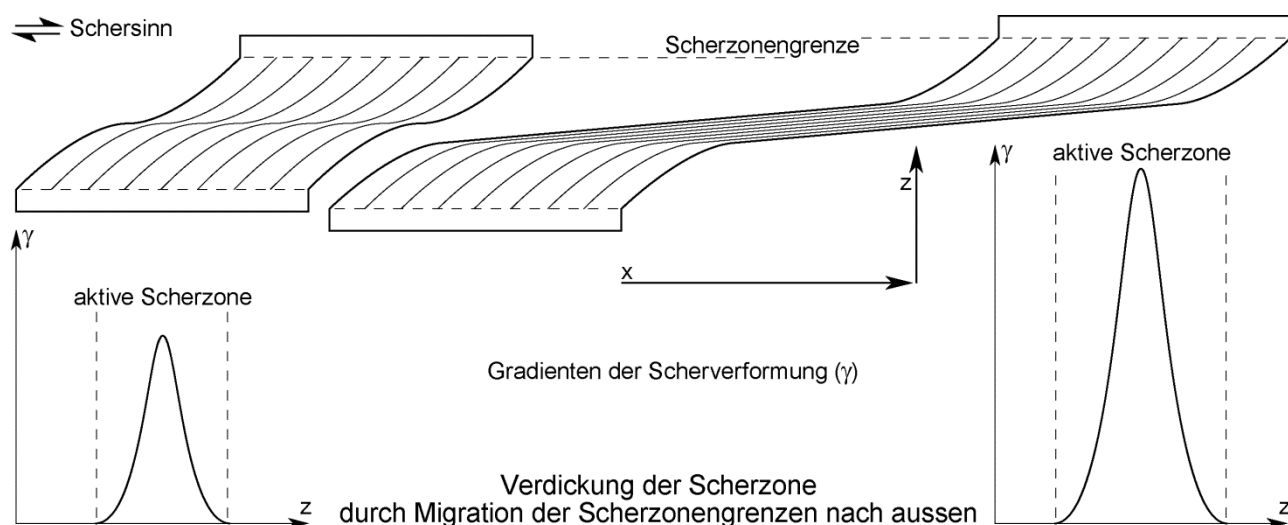
Verdickende Scherzonen

Die Erweiterung der Scherzone während der Scherung erzeugt eine neue Schieferung unter 45° zu den nach aussen wandernden Scherzonengrenzen. Dazu müssen die Nebengesteine leichter verformbar sein als die Deformationszone. Es gibt zwei Möglichkeiten gemässe des Verhaltens des zentralen Mylonits.

Der Mylonit erweitert sich mit den Scherzonengrenzen, weil er sich ab einem gewissen Grad der Scherverformung verhärtet, so dass er nicht weiter verformt wird. Die Scherzone erfährt **Verformungsverfestigung** (*strain hardening*).



Alternativ bleibt die ganze Scherzone aktiv. Die Scherzone verhärtet sich in Bezug auf die Nebengesteine, so dass die Verformung eine kontinuierlich dickere Verformungszone erfasst.



Gesteine in duktilen Scherzonen

Da die Scherverformung heterogen ist, reflektieren Gesteine mit unterschiedlichen Korngrößen und strukturellen Eigenschaften unterschiedliche Intensität der duktilen Verformung über die Scherzone hinweg. Die kohäsiven Gesteine (was bedeutet, dass sie ihre Kontinuität behalten) bilden die Mylonitreihe.

Mylonitisierung (*mylonitisation*) ist ein gradueller Prozess von Korngrößenreduktion, die mit einer sehr grossen Streckung entlang der neu gebildeten Schieferung verbunden ist. Das feinkörnige Produkt eines grossen Korns wird zu einem dünnen Blatt ausgezogen und kann oft als Ausläufer neben grösseren Fragmenten oder Reliktmineralkörnern (den **Porphyroklasten**; *porphyroclasts* oder einfach **Klasten**) des Ursprungsgesteins erkannt werden. Dies ist einer der Gründe, warum Mylonite oft eine feine farbige Streifenbildung parallel zur Schieferung zeigen. Aufgrund der extremen Dehnung erwerben Mylonite auch eine prominente Streckungslineation.

Klassifikation

Die Vielfalt der mylonitischen Mikrostrukturen und die verschiedenen Stadien ihrer Entwicklung sind am besten dokumentiert, wenn das Ausgangsgestein grobkörnig ist, wie in Granit. Für die Klassifikation von mylonitischen Gesteinen wurden anhand des relativen Anteils von Porphyroklasten bezüglich der feinkörnigen, synkinematisch rekristallisierten Matrix drei Stufen festgelegt.

* Ein **Protomylonit** (*protomylonite*) ist ein Gestein des Anfangsstadiums der Mylonitisierung, das mehr als 50% Porphyroklasten enthält. Zu Beginn der Deformation zeigt ein Protomylonit eine Mörteltextur mit einer sehr feinkörnigen Matrix um grosse Porphyroklasten des Muttergesteins (**umhüllte Körner**, *mantled grains*). Ein Protomylonit zeigt insgesamt eine grobe Schieferung und eine ziemlich schwach ausgebildete, an die Form der Porphyroklasten (**Feldspatäugen** in deformierten Graniten) angepasste Streckungslineation.

* Ein **Mylonit** ist ein kohäsives, geschiefertes, meist liniertes Gestein, das eine drastische Verringerung der Korngrösse durch dominant kristallplastische Prozesse erfahren hat. Ein Mylonit enthält 10-50% Porphyroklasten, d. h. 50 bis 90 % sind Matrix.

* Ein **Ultramylonit** ist hart, Feuerstein-artig und dunkel infolge der extremen Korngrößenreduktion und dynamischen Rekristallisation. Die überdauernden, kaum vorhandenen, häufig winzigen Porphyroklasten bilden weniger als 10 % des Gesteins.

Bei sehr hohen Temperaturen und geringen Verformungsraten tendieren die Minerale jedoch zu ausgiebigem, postkinematischem Wachstum. Die statische Rekristallisation erfolgt durch **thermisches Ausheilen** (*annealing*). Diese metamorphen Gesteine haben grobe Körner mit geraden

Korngrenzen. Mineralkörner, die synkinematisch und postkinematisch gewachsen sind, werden **Porphyroblasten** (porphyroblasts) genannt. Es entsteht ein **Blastomylonit**. Blastomylonite können einen Teil der mesoskopischen mylonitischen Textur verloren haben. Beachten Sie, dass der Begriff mehrdeutig ist, da es schwierig ist, einen Blastomylonit von einem normalen metamorphen Gestein wie Gneis zu unterscheiden.

Phyllonit ist ein glimmerreicher Mylonit mit dem mesoskopischen Aussehen von Schiefern.

Scherzonen enthalten manchmal ein dunkles, glasartiges Gestein, **Pseudotachylit**, das aus lokaler Aufschmelzung des Gesteins durch Reibungswärme erzeugt wurde. Pseudotachylite können entweder als konkordante Adern parallel zu den Scherzonenrändern oder als schmale Gänge, die in das Nebengestein intrudieren, auftreten. Unter dem Mikroskop sind eckige Gesteins- und Mineralfragmente in einer glasigen Matrix zu erkennen. Die Matrix kann verschiedene Rekristallisationsgrade zeigen. Wenn sie später nicht verformt wurde, zeigt die Matrix keine bevorzugte Ausrichtung der rekristallisierten Körner. Der ursprüngliche, glasartige Charakter der Matrix kann oft durch die Anwesenheit von Mikrolithen, Sphärolithen und Entglasungsstrukturen identifiziert werden.

Paläopiezometer

Es gibt eine empirische, nicht-lineare Beziehung zwischen der Grösse d der dynamisch rekristallisierten Körner und Subkörner, die während des Versetzungskriechens in monomineralischen isotropen Gesteinen gebildet wurden, und der stationären Differentialspannung σ :

$$\sigma = Bd^{-n}$$

wo B eine experimentell bestimmte Materialkonstante ist, gewöhnlich $0.5 > n > 0.75$ je nach Mineral.

Die **Piezometer** (*piezometer*) gelten deswegen nur für die Mineral, Korngrößen und Rekristallisationsmechanismen, für die sie experimentell kalibriert wurden. Wesentliche Einschränkungen, um die Theorie auf geologische Fälle anzuwenden, betreffen die durchschnittliche Korngrösse, die notwendigerweise grösser als die kleinste Korngrösse ist, und vielleicht sogar durch Kornwachstum noch erheblich vergrössert worden ist, wenn nach der Mylonitisierung bei anhaltend hohen Temperaturen thermisches Ausheilen stattgefunden hat. Somit liefern Korngrößen natürlicher Mylonite wahrscheinlich zu niedrig bestimmte Spannungsbeträge.

Schersinnindikatoren

Für duktile Scherzonen wie auch spröde Verwerfungen ist es wichtig, sowohl die Orientierung (Richtung) des Verschiebungsvektors als auch den Bewegungssinn zu bestimmen. Hingegen ist es häufig unmöglich, die Magnitude (den Betrag) des Verschiebungsvektors herauszufinden wegen der grossen Unsicherheiten bei der Bestimmung der Scherverformung, wo die Schieferung subparallel zur Scherebene ist (d.h. wo $\gamma > 10$). **Kinematikindikatoren** (*kinematic indicators*) sind meso- und mikroskopischen Strukturen, die es den Geologen ermöglichen, den Sinn der relativen Verschiebung und des duktilen Fließens in Gesteinen zu untersuchen. Dies wird in duktilen Scherzonen erleichtert, da die Kinematikindikatoren eine systematische Asymmetrie haben, die denselben Sinn wie der **Wirbelvektor** (*vorticity*) hat.

Schersinnindikatoren (*shear sense indicators*) sind Strukturen, mit denen der Schersinn in progressiv nicht-koaxial deformiertem Material bestimmt werden kann.

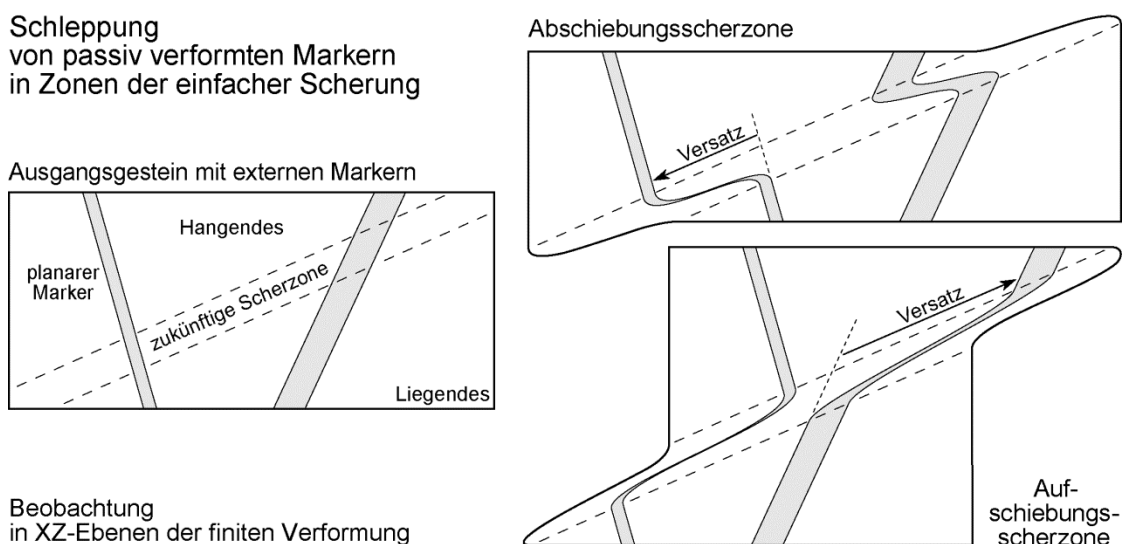
Bezugsrahmen

Die zugrunde liegende Annahme ist stets, dass bei intensiver Scherung die resultierende Fliessebene parallel zur Schieferung und die Scherrichtung parallel zur Lineation orientiert sind. Kinematikindikatoren sollten in diesem Fall in einem XZ-Schnitt des Verformungsellipsoids, senkrecht zur Schieferung und parallel zur Streckungslinienation betrachtet werden. Solche

Scherzonenschnitte sind „sense-of-shear“ (SOS) Ebenen. Eine gründliche Untersuchung der Kinematikindikatoren einer Scherzone beinhaltet die Erfassung vieler kinematischer Beobachtungen auf der Mikro- und Mesoskala. Für Scherzonen mit definiertem Schersinn gilt dieselbe Terminologie wie für Verwerfungen (Ab- / Aufschubung, Blattverschiebung, usw.).

Versetzte Marker

Innerhalb der Scherzone vorhandene ebene Marker wie Adern, Gänge oder eine alte Schieferung, die schräg zur Scherzone verlaufen, werden **geschleppt** (*dragged*). Die Verschleppung der externen Marker ist im Allgemeinen eine passive Rotation, die ebenfalls einen zuverlässigen Bewegungsindikator darstellt.



En échelon Adern

Häufige, jedoch untergeordnete Strukturen innerhalb der Scherzone sind mineralisierte **Fiederspalten** (*tension veins*), insbesondere wenn semi-spröde Verformung beteiligt ist. Sie sind oft *en échelon*-artig innerhalb der Scherzone angeordnet. Die geometrische Anordnung der Fiederspalten lässt auf den Schersinn schließen. Jede Ader öffnet sich in Richtung maximaler momentaner Dehnung, wodurch die Dehnquadranten bestimmt werden können. Der Schersinn kann aus diesen Quadranten bestimmt werden. Im Verlauf progressiver Deformation rotieren die Adern, wachsen aber weiter in Richtung der Hauptkompressionsachse unter einem Winkel von 45° zur Scherebene. Dies führt zur Bildung von gekrümmten oder sigmoidalen Adern. Früher gebildete Adern, die rotiert und in sigmoidale Formen gesichert wurden, werden möglicherweise von jüngeren Adern, die sich gemäß der momentanen Verformungsellipse bilden, geschnitten.

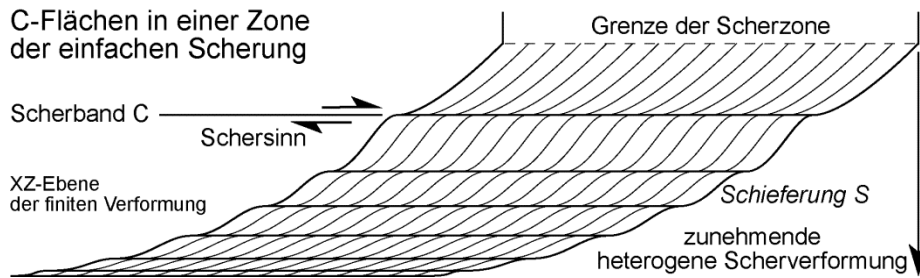
Schieferung und Scherbänder

Die systematische, sigmoidale Umbiegung der Schieferung durch eine Scherzone ist der direkteste Indikator des Schersinns. Die Schieferung neigt sich im Schersinn von ca 45° entlang der Scherzonengrenzen bis zur Parallelität zu den Scherzonengrenzen im medialen Mylonit.

C-S Strukturen

Das Gefüge kann in Bezug auf die herrschende Hauptkompression instabil werden, was Anlass zu heterogenen Verformungsgradienten gibt. Durch heterogene Verformung kann sowohl die Orientierung als auch die Intensität der Schieferung variieren. Die Heterogenität drückt sich durch die Bildung von untergeordneten und engen Mikroscherzonen aus, die parallel zu den Scherzonengrenzen, d.h. zur Fliessebene verlaufen und unter den Begriffen **C-Flächen** oder **Scherbänder** (*shear bands*) bekannt sind. C-Flächen sind häufig weniger penetrativ als die

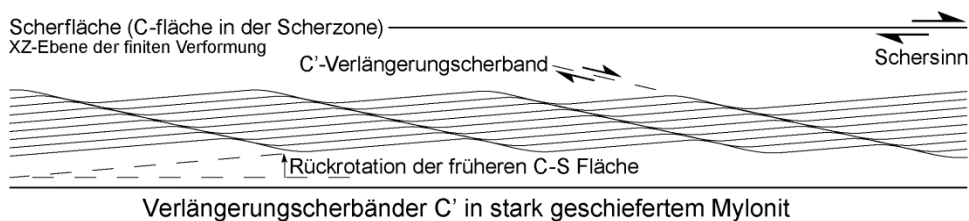
Schieferungsfläche S, die an den C-Flächen verbogen und in diese hineingezogen wird und deshalb auch zwischen zwei benachbarten C-Flächen eine sigmoidale Trajektorie hat. Das zusammengesetzte C-S-Gefüge wird gewöhnlich nach aussen schwächer (der Abstand zwischen den C-Flächen nimmt in Richtung der Scherzongrenzen zu) und verschwindet letztlich ausserhalb der Scherzone, was auf seine direkte Zugehörigkeit zur Scherung hindeutet. Die C-Flächen behalten eine konstante Orientierung bei, aber die S-Fläche rotiert mit zunehmender Scherverformung, so dass der Winkel zwischen den zwei planaren Gefügeelementen, C und S, $30-45^\circ$ in Scherzonenträdern ist und sich in stark gescherten Myloniten zur Parallelität verringert. Die Winkelbeziehung zwischen S- und C-Ebenen ist ein häufiger und wertvoller Indikator, um den relativen Schersinn zu bestimmen. Der spitze Winkel zwischen C- und S-Flächen deutet die Richtung der Scherverschiebung an.



Wechselnde mylonitische Domänen starker und schwächerer Scherverformung können dem Gestein ein gebändertes Aussehen geben, das meistens durch die C-Flächen unterstrichen wird.

C' (und C'')-Flächen

Bei starker Scherverformung, werden die C- und S-Flächen subparallel, so dass ihre unterschiedliche Identität verloren geht. Ein neuer Satz von Scherbändern bildet sich oft schräg, unter etwa $15-25^\circ$ zu den Scherzongrenzen, mit einem Fallen in Scherrichtung. Diese synthetische Orientierung erinnert an die Riedel-Brüche in spröden Verwerfungen. Solche Gefügeelemente sind bekannt als Scherbänder C', die durch eine kleine, lokalisierte Verschiebung entstehen, welche von einer Dehnungskomponente innerhalb der Scherzone herrührt. C'-Scherbänder sind in der Regel diskontinuierlicher als C-Flächen. Sie können in einem einzigen oder in mehreren Sätzen unter kleinen Winkeln zueinander oder auch in konjugierten Sätzen auftreten. Die allgemeine relative Abschiebungsbewegung, die sich an den Scherbändern vollzieht, zeigt Verlängerung parallel zum dominanten mylonitischen Gefüge und oft eine Rückrotation der früheren Schieferung. Der Schersinn ist so, dass C'-Flächen dazu tendieren die älteren planaren Gefüge zu "runzeln".



Bemerkung

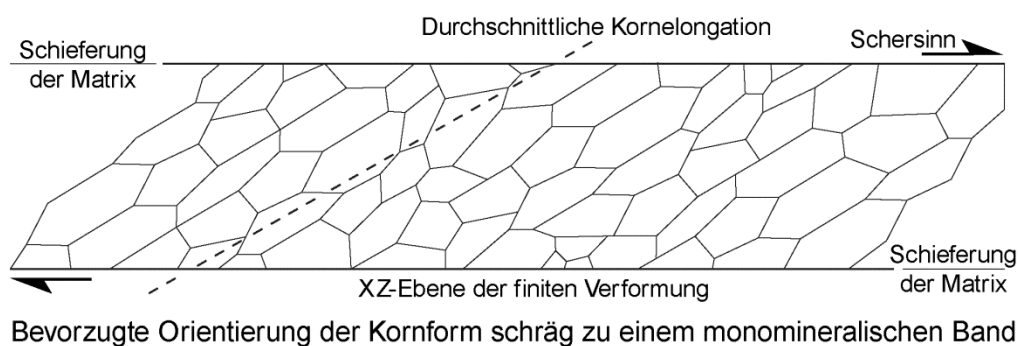
C- und C'-Typ Scherbänder können schwer zu unterscheiden sein, aber diese Schwierigkeit hat keine Folge für die kinematische Interpretation, da ihre Schiefe zur Schieferung die gleiche lokale Scherrichtung ergibt.

Mehrere Schieferungen

Progressive Rotation durch Scherung dreht oder rollt frühere Strukturen während die Plättung der Gesteinskörner senkrecht zur momentanen Hauptverkürzungsachse stattfindet. Das Zusammenspiel zwischen den finiten und momentanen Hauptverformungsachsen ergibt mehrere Strukturorientierungen, die während eines einzigen Verformungskontinuums erzeugt werden (z.B. die Kornformregelungen). Dennoch zeigt die resultierende, systematische Asymmetrie den allgemeinen Schersinn.

Schräge Kornformen

In Myloniten können Körner in sehr lange **Bänder** (*ribbon*) parallel zur mylonitischen Schieferung verformt werden. Verlängerte, rekristallisierte Mineralkörner innerhalb der Bänder können eine **Formregelung** (*shape preferred orientation*) schräg zur Hauptschieferung des Gesteins entwickeln. Diese schräge Kornformregelung entsteht, wenn die Verformung schneller als Rekristallisation abläuft; letztere tendiert dazu, isometrische Kornformen zu erzeugen. Die Schiefe steht im Einklang mit dem Schersinn.



Schräge Minerale

Mehrere koexistierende Schieferungen können, insbesondere in magmatischen und teilweise geschmolzenen Gesteinen, gleichaltrig sein. Diese Komplexität resultiert oft aus formabhängigen Rotationsraten, wobei verschiedene Minerale unterschiedlich bevorzugte Formorientierungen schräg zueinander definieren. Die spitzen Winkel zeigen die Scherrichtung. Oft auch liegt die magmatische oder migmatitische Lagerung in der Scherebene stabil während flache Minerale die schräge(n) Schieferung(en) darin definieren.

Falten

Die Schieferung der Mylonite wird wegen lokalen mechanischen Instabilitäten stellenweise in Falten gelegt.

Zungenfalten

Duktile Scherzonen enthalten häufig tubenförmige Falten, welche **Zungenfalten** (*sheath folds*) genannt werden. Zungenfalten enthalten die Streckungslination entlang der Längsachse der Röhre oder Zunge. Daher ist die längste Achse dieser Falten parallel zur Scherrichtung, d.h. zur Transportrichtung in der Scherzone.

Asymmetrische Falten

Die lokale **Vergenz intrafolialer Faltenzüge** (*vergence of intrafolial fold trains*) kann als Schersinn gebraucht werden, wenn die Faltenachsen schräg oder, besser, senkrecht zur Streckungslination verlaufen. Dabei ist allerdings Vorsicht geboten, da die Falten ebenso gut kleine Parasitärfaalten sein können, deren Asymmetrie um grössere Falten invertiert ist. Deshalb sollte regional eine Konsistenz

der Faltenasymmetrie feststellbar sein, um diese Indikatoren sicher als Schersinnkriterium zu verwenden. Ansonsten ist eine regionale Scherrichtung aus der Faltenasymmetrie strittig.



Achtung

Wenn die Faltenachsen parallel zur Scherrichtung sind, können diese " **Vorhangfalten** " (*curtain folds*) nicht als Schersinnindikatoren verwendet werden.

Nebenfalten

Zuverlässiger sind dagegen disharmonische, asymmetrische **Nebenfalten** (*scar folds*), welche meist diametral, das heisst auf entgegengesetzten Seiten eines steifen Einschlusses, in der duktileren Matrix auftreten. Ihre Verteilung und Asymmetrie definieren den Schersinn der Scherzone.

Starre Gesteins- und Mineralelemente

Starre Elemente reagieren auf die nicht-koaxiale Deformation von Gesteinen mit der Ausbildung asymmetrischer Strukturen in der XZ-Ebene der finiten Verformung. Dabei lassen sich drei Hauptgruppen von Strukturen unterscheiden: Rotierte Objekte mit Mineralfortsätzen oder ohne, zerscherte Objekte und neu-rekristallisierte Mineralkörner.

Asymmetrische Mineralkörner

Um die Gesteinstexturen zu studieren, ist es zunächst notwendig, die Zeitbeziehung zwischen den untersuchten Körnern und der Deformation zu definieren.

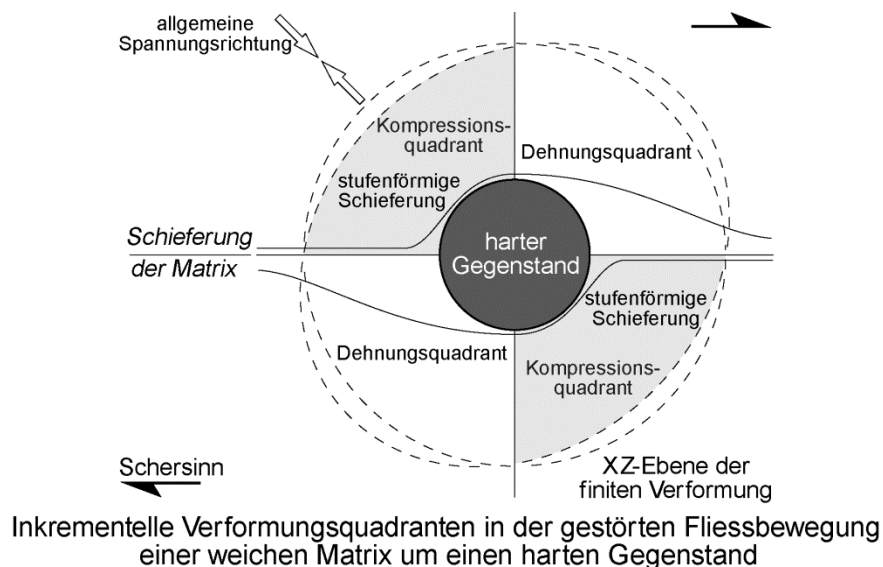
Prä- und synkinematische Körner

Zahlreiche Gesteine in duktilen Scherzonen enthalten grosse Kristallkörner. Einige davon sind reliktsche Kristalle, sogenannte **Porphyroklasten** (*porphyroclasts*), welche den Scherprozess und die damit assoziierte Reduktion der Korngrösse, verglichen mit dem Ausgangsgestein, überdauert haben (Porphyroklast kommt einerseits aus dem lateinischen Wort *Porphyry*, andererseits aus dem griechischen Wort *Klastos*, was im Zusammenhang mit Brechen steht). Die andere Gruppe von Grosskristallen sind **Porphyroblasten** (**porphyroblasts**), die während der Deformation und Metamorphose zu einer verhältnismässig grossen Kristallgrösse gewachsen sind (Porphyroblast nach dem Wort *Porphyry* und dem griechischen Wort *blastos*, welches Wachstum bedeutet). Das Wort *Porphyry* wird gebraucht für Gesteine, die grosse Kristalle enthalten. Es stammt aus der Zeit des Römischen Reiches, wo römische Kaiser von Bildhauern verewigt wurden, indem sie aus violetter, vulkanischem Gestein, welches grosse Feldspat Phänokristalle (Porphyre) enthält, abgebildet wurden.

Deformationsquadranten

Die Anwesenheit von harten, steifen Einschlüssen in weicher Matrix führt zu Hindernissen bei der Fliessbewegung. Es bilden sich unmittelbar um den harten Einschluss vier Sektoren, in welchen jeweils auf gegenüberliegenden Seiten eine momentane Verkürzung oder Streckung im Material auftritt. Die momentane Streckungsachse stimmt jedoch nicht mit der Streckungsachse der Fliessbewegung der Scherzone überein. Vier Streckungs- und Verkürzungssektoren werden um den harten Einschluss definiert. Diese vier wechselnden Sektoren (Quadranten) werden voneinander durch die mylonitische Schieferung und ihre Senkrechte am Zentrum des Einschlusses getrennt. Die asymmetrische Verteilung der lokalen Verkürzungs- und Streckungsachsen um den steifen

Einschluss relativ zur Schieferung, die als parallel zur Scherebene angenommen wird, reflektiert den Schersinn der Matrix in der gesamten Scherzone.



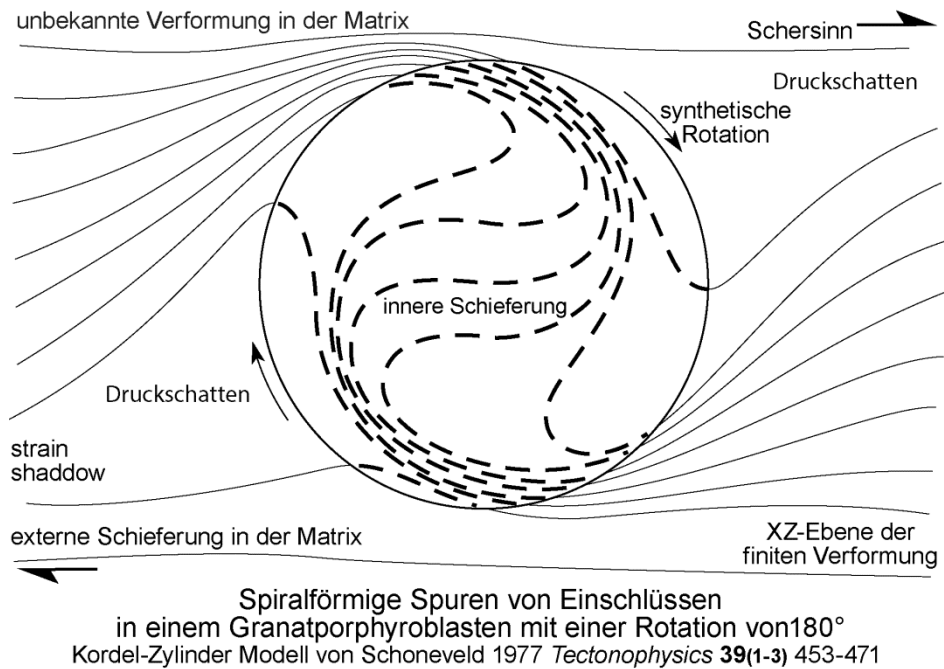
Treppenförmige Strukturen

Der Schersinn kann oft direkt im Feld abgeleitet werden, da die Schieferung um die Porphyroblasten und -klasten herum auf eine asymmetrische Weise von der allgemeinen Orientierung abweicht. Da die Grosskristalle oft sehr zahlreich sind, findet auf eine **treppenförmige** (*stair-step*) Art und Weise eine Änderung in der Schieferungsorientierung statt.

Rotierte Objekte

Schneeballstrukturen

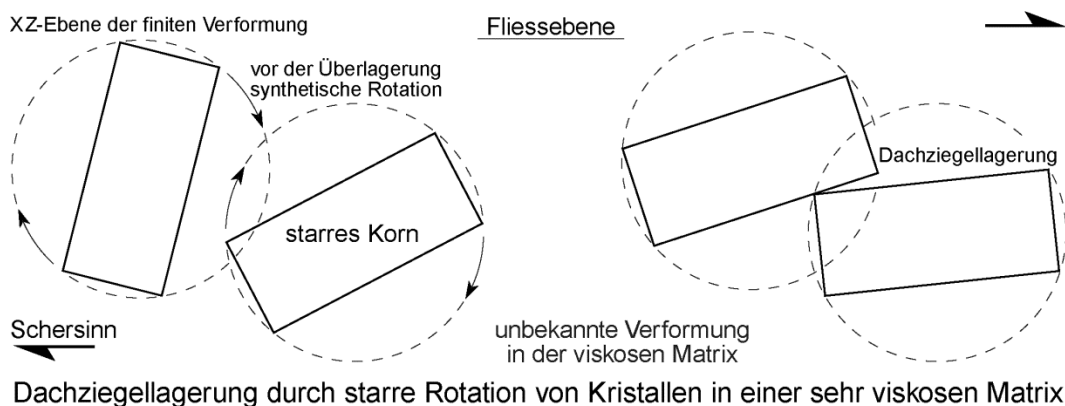
Porphyroblasten beinhalten alle metamorphen Kristallisationen jeden metamorphen Grades. Einige typische, recht harte Porphyroblasten sind beispielsweise Chloritoid, Granat, Staurolith und Aluminium-Silikate. Porphyroblasten selbst werden nicht deformiert, sondern drehen sich wie rigide Körner innerhalb der sich duktil verformenden Matrix. Bei der fortschreitenden Rotation und Wachstum der Porphyroblasten werden Segmente der Matrixschieferung und umgebende Mineralphasen in den neuen Kristallen eingeschlossen. Eine **innere Schieferung** (*internal foliation*) oder **spiralförmige Spur von Einschlüssen** (*helical trail of inclusions*) entsteht im Porphyroblast. Typische Beispiele sind **Schneeballporphyroblasten** (*snowball porphyroblasts*), die eine spiralförmige innere Schieferung haben. Da die von Porphyroblasten überwachsenen Körner der Matrix mit dem gerollten Porphyroblasten rotiert wurden, kann die Vortizität aus der Verwirbelung des Porphyroblastes abgeleitet werden. Die Beziehung zwischen der Orientierung der inneren Schieferung und der externen Matrixschieferung spiegelt die Drehrichtung des Blasten und deshalb den Schersinn im Gestein wider. Anhand der Einschlüsse kann nicht nur die Scherrichtung sondern auch die relative Entstehungszeit des Minerals abgeleitet werden. Einschlüsse im Kern sind älter als die im Rand der Porphyroblasten.



Es ist allerdings Vorsicht geboten, wenn die Spuren der Einschlüsse eine geringe Rotation anzeigen. In diesem Fall kann es sich auch um Runzelung der ursprünglichen Schieferung handeln; die scheinbare Rotation kann dann zu einer falschen Schersinnbestimmung führen.

Dachziegellagerung

In plutonischen Gesteinen können steife und längliche (flache) Porphyroblasten und Klasten in der viskosen Matrix durch Rotation eine schiefe Formregelung zur Fliese ebene bilden. Die einzelnen Grosskristalle stützen einander ab und können eine sogenannte **Dachziegellagerung** (*tiling*) bilden. In der Realität deuten Ziegelsteinstrukturen auf die Rotation der einzelnen Kristalle hin, die nicht unbedingt auf einen nicht-koaxialen Fliegscharakter des Gesteins hinweisen! Die Überlappungsrichtung muss statistisch weitgehend vorherrschend sein, um die allgemeine Rotation (Vortizität), also den Schersinn anzugeben. In der Tat, können längliche Objekte entgegengesetzt zum Schersinn zurückrotieren, wenn die lange Achse ursprünglich in einem entsprechenden Winkel zur Scherrichtung lag.



Schräge Ruhestellung

Die Rotationsgeschwindigkeit der Porphyroklasten hängt von ihrem Formverhältnis ab und die Drehrichtung hängt von diesem Verhältnis und der ursprünglichen Ausrichtung in Bezug auf die Scherebene ab. Einfach gesagt, werden Objekte mit langen Achsen im hohen Winkel zur Scherebene schneller rotieren als solche, deren lange Achsen von vornherein nahe der Scherebene lagen.

Klastpopulationen nähern sich der Scherrichtung an, organisieren sich aber statistisch in einer Ruhestellung schräg zur Scherebene. Die Rotation jedes Klasten stoppt, wenn die lange Achse parallel zur Ruhestellung liegt. Hingegen werden Objekte mit Achsenverhältnissen unterhalb eines kritischen Wertes ständig weiterrotieren. Anhand der durchschnittlichen Neigung der Ruhestellung lässt sich der Schersinn ablesen.

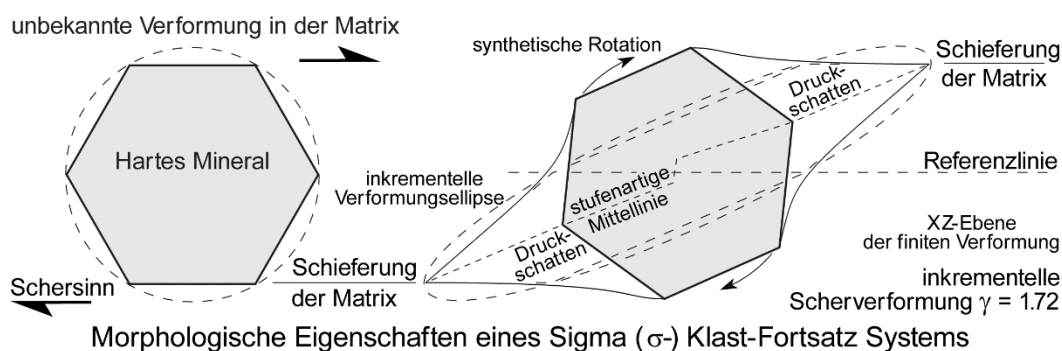
Asymmetrische Fortsätze

Porphyroklasten, die in Myloniten gefunden werden, haben ausdünnende **Fortsätze** (*tails*), die aus feinkörnigen, rekristallisierten Mineralen bestehen, die häufig von den Rändern der Porphyroklasten/blasten stammen. Diese Fortsätze sind mit den Rändern der Klasten/Blasten verbunden und verlaufen dort, wo das allgemeine Fließen, deshalb die Schieferung, durch das relativ starre Korn gestört ist. In der Tat neigen starre Objekte in ihrer duktilen Matrix zu rotieren, wenn die Deformation nicht koaxial ist. Die gestörte Schieferung um die Objekte herum spiegelt die Matrixverformung und die Rotation des Objektes wider. Wenn die Fortsätze die gleiche mineralische Zusammensetzung wie die benachbarten Klasten haben, nennt sich das System aus zentralem Korn und Fortsätzen ein umhüllter, **geflügelter** (*winged*) Porphyroklast. Die Fortsätze, die aus anderen Mineralen als die Klasten oder Blasten bestehen, sind **Druckschatten** (*strain shadows*). Die Morphologie eines Paares von Fortsätzen ist gegenüber einer **Bezugslinie** (*reference line*) definiert. Die imaginäre Bezugslinie ist parallel zur mylonitischen Schieferung und läuft durch das Zentrum des Porphyroklasten oder -blasten in der XZ-Verformungsebene des Gesteins. In der Praxis ist diese Linie bei starker Scherung parallel zur Scherebene. Die Asymmetrie wird durch den **stufenartigen Verlauf** (*stair stepping*) einer imaginären **Mittellinie** (*median line*) definiert, die entlang der Mitte der Fortsätze läuft und die Fortsätze durch das Korn verbindet. Diese Asymmetrie definiert den Schersinn des deformierten Gesteins.

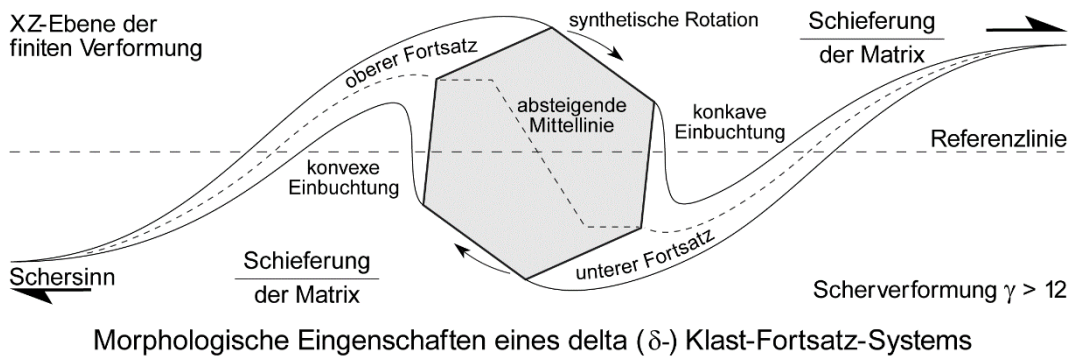
Geflügelte Klasten

Es gibt zwei Typen von Korn-Fortsatz-Systemen: den σ -Typ und den δ -Typ.

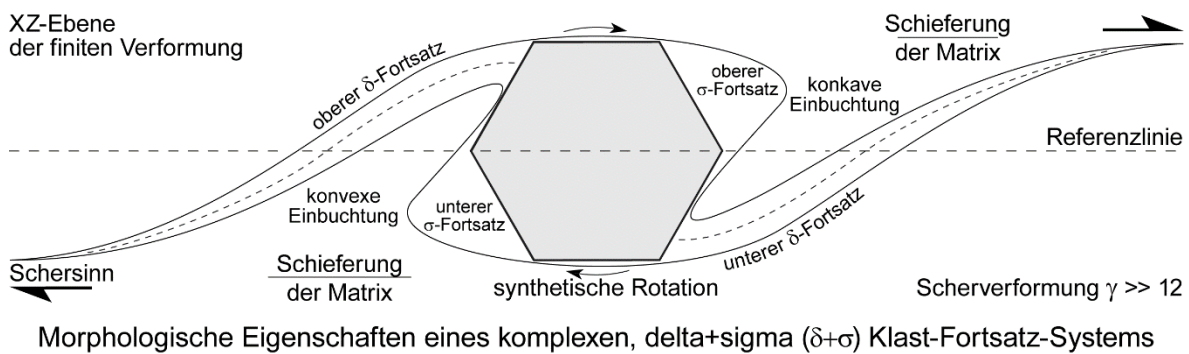
- Der σ -Typ besitzt zwei entgegengesetzte Fortsätze, die vom Korn weg stetig ansteigen beziehungsweise abfallen um schliesslich parallel zur Matrixschieferung zu enden. Die Fortsätze verlaufen im Wesentlichen auf gegenüberliegenden Seiten der Bezugslinie. Die Steigungsrichtung der Mittellinie definiert den Schersinn. Dieser Typ ist typisch in Scherzonen, wo die Rekristallisationsraten höher als die Rotationsraten sind.



- Der δ -Typ entsteht durch Rotation des σ -Typs. Der Klast nimmt die Fortsätze mit und wickelt sie im Einklang mit der Scherrichtung auf. Dabei entstehen Einbuchtungen in den Fortsätzen, die der Rotationsrichtung entsprechen. Folglich schneidet der Verlauf der Mittellinie in den Fortsätzen die Bezugslinie. Die Fortsätze des δ -Typs kommen in Gebieten vor, wo die Scherverformung gross ist und die Rekristallisationsraten niedriger als die Rotationsraten sind.



- Extreme Scherverformung führt zu komplexen Strukturen, welche die σ - und δ -Typen kombinieren. δ - und komplexe $\delta + \sigma$ -Klastsysteme werden auch als **Walzstrukturen** (*rolling structures*) beschrieben.



- Symmetrische Fortsätze, θ -Typ genannt, zeigen reine Scherung an.

Druckschattenfortsätze

Druckschattenfortsätze sind Fortsätze mit einer anderen Mineralzusammensetzung als der starre Porphyroklast. Die Druckschatten (oder **Druckfransen**, *pressure fringes*) werden zwischen Schieferungsebenen gebildet, wo die Mineralkörner von den grösseren, steiferen Klasten während der Verformung entkoppelt sind. Die resultierenden keilförmigen Hohlräume sind auf gegenüberliegenden Seiten des Klasts, wo die Schieferung den starren Gegenstand umschlingt, von der Verformung "abgeschirmt". Faserförmige Minerale, deren Längsachsen parallel zur inkrementellen Streckung in der Matrix sind, füllen häufig die Druckschattenfortsätze. Diese Fortsätze sind allerdings schwieriger zu interpretieren. Die Geometrie der Fasern hängt davon ab (1) ob die Fasern aus dem starren Korn oder aus dem umgebenden Gestein wuchsen, (2) ob die Fasern während des Wachstums verformt wurden und (3) wie die Geschichte der lokalen Verformung verlief.

Asymmetrische Kontaktgebiete (*asymmetrical contact areas*)

Die Schieferung wird in den Kompressionsquadranten deutlich engständiger als in den Dehnungsquadranten. In einigen Fällen führt die Konzentration von relativ unlöslichem Material zu entgegengesetzten, diametralen **Anhäufungen** (*mats*) um harte Einschlüsse. Diese Konzentrationszonen liegen in denjenigen Quadranten um harte Einschlüsse, wo Verkürzung auftritt. Ihre Verteilung um einen harten Einschluss reflektiert deshalb den Schersinn der Matrix und des Gesamtgesteins.

Zerbrochene Objekte (*fractured objects*)

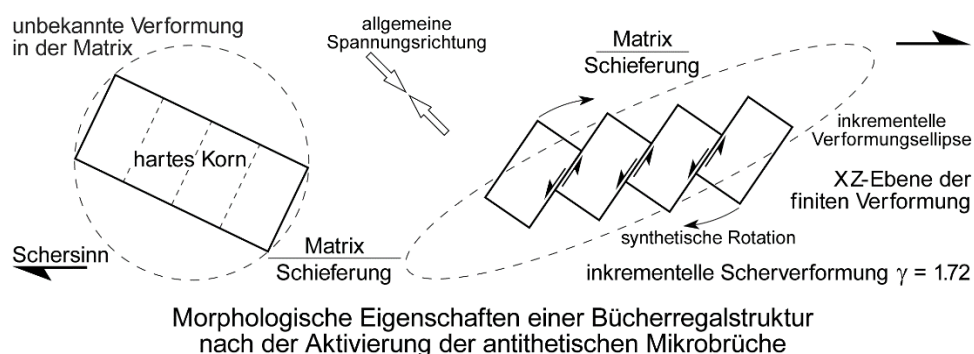
Mittels des erfolgten Versatzes an Strukturen wie Schieferungen oder Gängen kann der Bewegungssinn ermittelt werden.

Einige Porphyroklasten, wie Glimmer und Feldspäte, haben die Tendenz, auf diskreten Brüchen oder kristallographischen Ebenen zu scheren, um die duktile Deformation der umgebenden Matrix zu

aufzunehmen. Die individuellen Kristallfragmente können sich in der Scherrichtung drehen, wie das Umfallen mehrer Bücher in einem Regal. Dies wird "**Bücherregal Gleitung**" (*bookshelf sliding*) genannt. Die Mikrofrakturen können aber antithetisch oder synthetisch zum allgemeinen Schersinn sein, und sind deswegen strittige Schersinnindikatoren.

Antithetische Brüche – Bücherbrettstrukturen

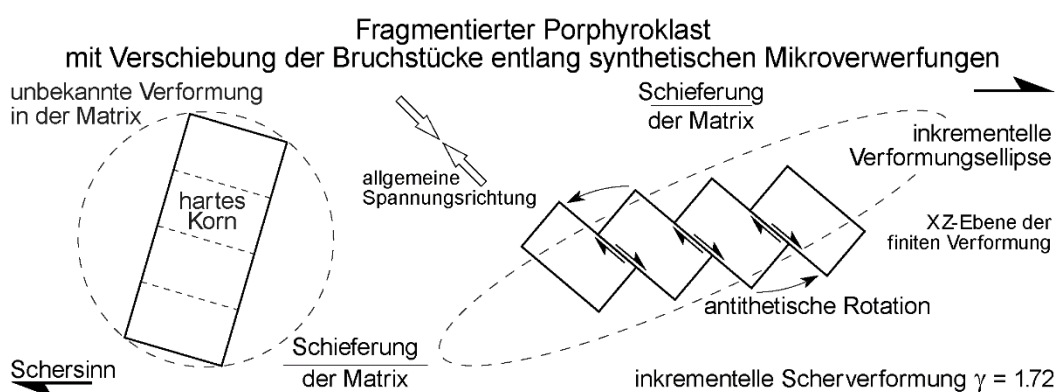
Die Bewegung auf antithetischen Brüchen ist entgegengesetzt zum allgemeinen Schersinn. Dies ist nur möglich, wenn die Brüche oder Kristallgleitebenen einen ursprünglich grossen Winkel zur Scherebene einnahmen. Dieser Winkel muss aber bezüglich der maximalen Hauptspannungsrichtung eine bestimmte Orientierung haben, um die Scherung auf den Brüchen oder Gleitebenen umgekehrt zu demjenigen der Matrix (und des Gesamtgesteins) zu erlauben. In diesem Fall rotieren die Kristallfragmente zwischen den Mikroverwerfungen aber immer noch im Einklang mit der Scherung in der umgebenden Matrix.



Synthetische Brüche

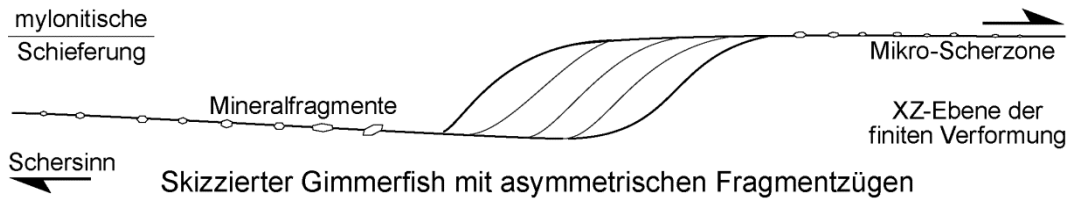
Falls die Brüche oder Gleitebenen von Kristallen ursprünglich flach zur Scherebene orientiert sind, dann ist der Schersinn der Brüche und Gleitebenen derselbe wie derjenige der Matrix und bewirkt so die **Rückrotation** (*back-rotation*) der Kristallfragmente. Fortgesetzte Scherbewegung kann dazu führen, dass einzelne Kristallfragmente getrennt werden, deren relative Verschiebung den Schersinn definiert.

Beachten Sie, dass Klaster und in einem grösseren Massstab Boudins Rückrotation in Bezug auf das duktile, nicht-koaxiale Fliessen vollziehen können.



Beachten Sie auch, dass die Ähnlichkeit der Strukturen von anti- und synthetischen Mikrobrüchen es unmöglich macht, eine allgemeine Scherrichtung anhand von gebrochenen Mineralkörnern allein zu bestimmen. Antithetische und synthetische Gleitung hängen weitgehend von der anfänglichen Ausrichtung des Klasten in Bezug auf die Hauptspannung ab. Sie selbst können identifiziert werden, sobald die allgemeine Scherung durch zuverlässige Kinematikindikatoren festgelegt ist.

Falls die Kristalle eine gut entwickelte Gleitebene aufweisen, kann kristall-plastische Verformung/spröde Deformation/Bruchbildung bevorzugt auf dieser Gleitebene betätigt werden. Das führt zu **Mineralfischen** (*mineral fishes*). Mineralfische (meist **Glimmerfische**, *mica fishes*) sind klastische Körner oder Aggregate, die zu ihren Enden spitz zulaufen und durch Mikroscherzonen, die durch Ketten von winzigen Kristallfragmenten dekoriert sind, verbunden werden.



Individuelle Glimmerfragmente können **Glimmerfische** erzeugen, die eine längliche Form besitzen und ein internes Gefüge enthalten, das parallel zur längsten Dimension ist.

Die Richtung ihrer Spitzen und der stufenartige Verlauf der Mittellinie geben in gleicher Weise wie σ -Typ-Fortsätze den relativen Schersinn an. Die linsenförmigen Klasten sind schräg zur dominanten Schieferung in XZ-Ebenen der finiten Verformung. Der Schersinn wird durch die gesamte Asymmetrie und Neigung angegeben.

Rekristallisierte Mineralkörner

Kristallographische Orientierungen

Plastische Fließprozesse in Kristallen führen zu bevorzugten Orientierungen der optischen Achsen von Kristallen. Die bevorzugte Gitterausrichtung (*lattice preferred orientation*) ist abhängig von verschiedenen Parametern, welche entscheiden, welche(s) Gleitsystem(e) aktiv ist (sind). Asymmetrische Gefüge sind wertvolle Kinematikindikatoren für stark deformierte Gesteine. Sie werden hier nur erwähnt aber verdienen eigentlich ein ganzes Kapitel für sich.

Scherzonen mit nicht-einfacher Scherung

Bis hierher wurden Scherzonen betrachtet, die eine einfache Scherung durchgemacht haben. Aus offensichtlichen Gründen wird eine einfache Abschiebungs- oder Aufschiebungs-Scherzone, die mit einer einfachen Blattverschiebungsscherzone kombiniert wird, eine transtensive bzw. transpressive einfache Scherzone.

Übung

Zeigen Sie, dass die Addition zweier einfacher Scherdeformationsmatrizen, eine einfache Scherungsmatrix ergibt.

Jedenfalls kann kontraktionale oder extensionale reine Scherung und/oder Volumenänderung mit einfacher Scherung während des gleichen Verformungsereignisses kombiniert werden.

Die erste offensichtliche Folge ist, dass die Winkelbeziehung zwischen der Schieferung und der Scherrichtung entlang der Scherzonengrenzen nicht mehr 45° sein wird.

Übung

Bestimmen Sie die Winkeländerung im Diagramm.

Zusammenfassung

Homogene duktile Verformung ist eine instabile Reaktion auf Spannung. Unter bestimmten Bedingungen können kleine Verformungsschwankungen als Folge von geometrischen, Flüssigkeits- und/oder Temperaturheterogenitäten rasch entstehen. Folglich wird die Verformung in schmalen Zonen intensiver Scherung lokalisiert, welche durch nicht oder weniger verformt Blöcke getrennt

werden. Gesteinskontinuität und Kohäsion wird über Gradienten von heterogener Scherung in idealen Scherzonen beibehalten. Verformungslokalisierung erzeugt feinkörnige, rekristallisierte Mylonite, die typisch für die duktilen Scherzonen sind, entlang welcher sich die dazwischenliegenden Blöcke in Bezug zueinander bewegen. Das Muster der Zonen intensiver Verformung kann helfen, das regionale allgemeine Verformungsregime zu definieren. Kleine Scherungsschwankungen erzeugen Sätze von Scherbändern; C-Flächen sind parallel zur Scherebene unter eher geringen Verformungsbedingungen, dehnde C'-Flächen entwickeln sich wo starke Lokalisierung erreicht ist. Die einfache Scherkomponente der Verformung erzeugt Asymmetrien in einer Reihe von Strukturen, die wie die relativen Bewegungen entlang von C- und C'-Scherbändern die lokalen kinematischen Informationen liefern.

Empfohlene Literatur

- Escher A., Escher J.C. & Watterson J. - 1975. The reorientation of the Kangâmiut Dike Swarm, West Greenland. *Canadian Journal of Earth Sciences* **12** (2), 158-173.
- Ragan D.M. - 2009. *Structural geology. An introduction to geometrical techniques*. Cambridge University Press, New York, 602 p.
- Ramberg H. - 1975. Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics* **28** (1-2), 1-37.
- Ramsay J.G. - 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology* **2** (1-2), 83-99.
- Ramsay J.G. & Graham R.H. - 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences* **7** (3), 786-813.
- Ramsay J.G. & Huber M.I. - 1983. *The techniques of modern structural geology - Volume 1 : Strain analysis*, Academic Press, London, 307 p.
- Ramsay J.G. & Wood D.S. - 1973. The geometric effects of volume change during deformation processes. *Tectonophysics* **16** (3-4), 263-277.
- Sibson R.H. - 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London* **133** (3), 191-213.
- White S.H., Burrows S.E., Carreras J., Shaw N.D. & Humphreys F.J. - 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology* **2** (1-2), 175-187.