Vom Teil zum Ganzen – wie Komplexität entsteht



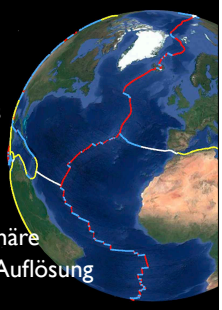
Das plattentektonische Puzzle

renee.heilbronner@unibas.ch

---

der Vortrag ...

... kommt in 7 Abschnitten



1 Plattentektonik vom (Raum)Schiff aus
2 Plattengeschwindigkeiten
3 Tohoku 2011 Erdbeben
4 San Francisco 1906 Erdbeben
5 bruchhaft bis fliessend in der Lithosphäre
6 Deformationsraten – eine Frage der Auflösung
7 duktile Deformation in der Tiefe

... kommt nicht ohne Zahlen aus

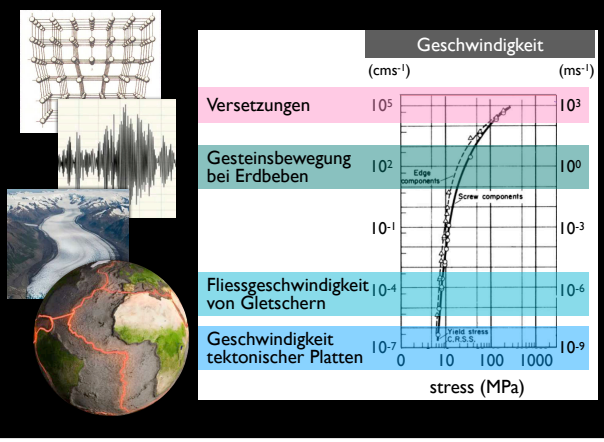
ganz grosse und ganz kleine Zahlen ...

1000'000'000	10^9	Giga	*Exponent positiv*
1000'000	10^6	Mega	
1000	10^3	kilo	
1	10^0		
1/1000	10^{-3}	milli	*Exponent negativ*
1/1000'000	10^{-6}	mikro	
1/1000'000'000	10^{-9}	nano	
1/1000'000'000'000	10^{-12}	pico	

Grössenordnungen in Potenzen ausgedrückt

---

es geht um Geschwindigkeiten m/s



Tektonische Platten bewegen sich ausserordentlich langsam (wenige cm pro Jahr)

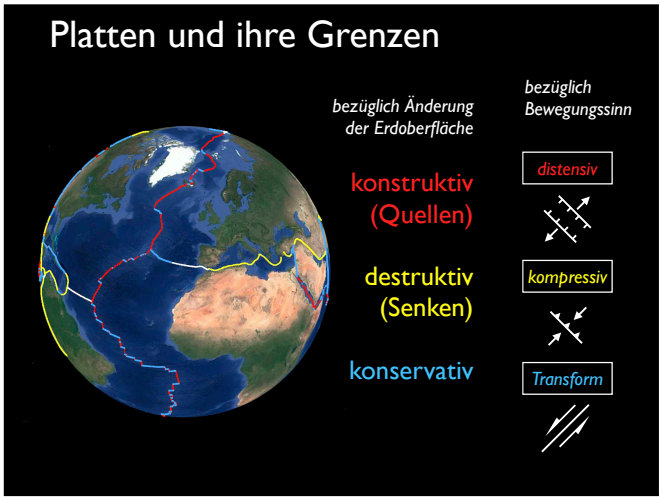


Tektonische Platten bewegen sich ausserordentlich langsam (wenige cm pro Jahr), etwa so langsam, wie unsere Fingernägel wachsen. Gletscher, mit ihrem 'glazialen Tempo' fliessen etwa 1000 mal schneller. Bei einem Erdbeben bewegen sich die Gesteinskörper 1 Million mal schneller als Gletscher und erreichen dabei Fussgängergeschwindigkeit. Und nochmals 1000 mal schneller bewegen sich Versetzungen in Kristallen. Zwischen der schnellsten und der langsamsten Bewegung in Gesteinen liegen also 12 Grössenordnungen: ein Faktor von 1'000'000'000'000.

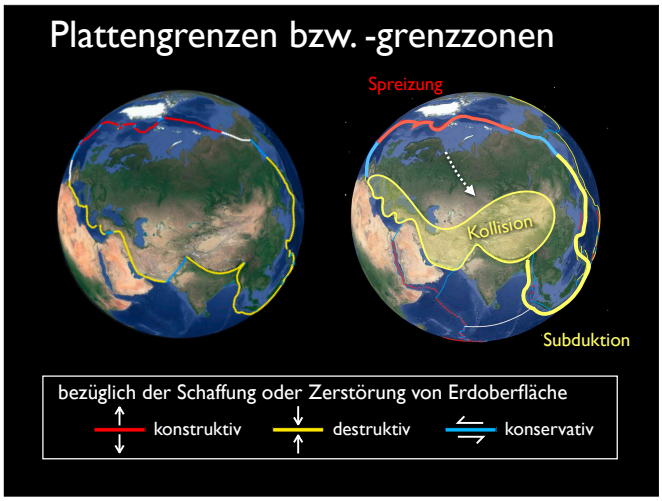




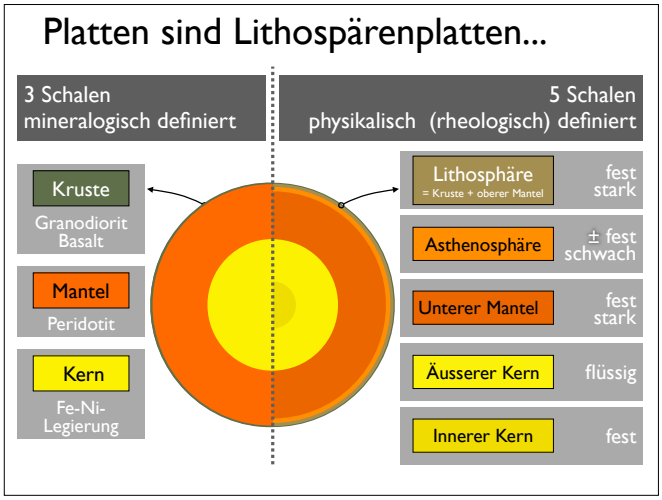
Das plattentektonisches Puzzle in 2D.
Diese 7 sehr grossen und 8 grossen Platten machen 96 % der Erdoberfläche aus.
Dazu / dazwischen gibt es ein grosse Zahl von sehr kleinen Platten und Mikro-Platten.
Die Grössenverhältnisse werden in der Merkator-Projektion nicht korrekt wiedergegeben.



3 Typen von Plattengrenzen
An konstruktiven Grenzen bewegen sich Platten voneinander weg, an destruktiven aufeinander zu und an Transformgrenzen aneinander vorbei.
Weil an den konstruktiven Plattengrenzen Material an die beiden Platten angeheftet wird, funktionieren sie als **Quellen** von Erdoberfläche. Und weil an den destruktiven Plattengrenzen, die Platten wieder ins Erdinnere abtauchen, also Erdoberfläche vernichtet wird, funktionieren diese als **Senken**.

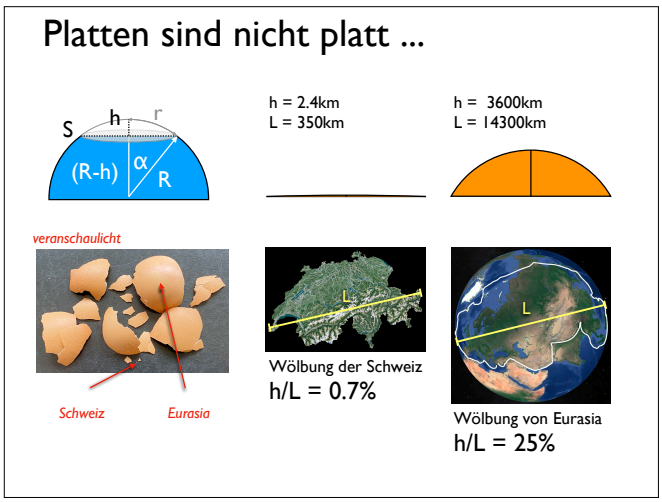


Die äusserste Schale der Erde, die Lithosphäre, ist in tektonische Platten unterteilt.
Theorie der Plattentektonik (ca. 1968):
1-Die Platten sind steif und Bewegen sich über die fliessfähige Asthenosphäre hinweg.
2-An konstruktive Plattengrenzen wird aufsteigendes Mantelmaterial an die auseinander driftenden Platten angefügt (Seafloor Spreading)
3-An destruktive Plattengrenzen wird die Lithosphäre wieder in den Erdmantel zurück versenkt.
4-Konservative Plattengrenzen (Transforms) verbinden die Plattengrenzen, sodass jede Platte kinematisch vollkommen von ihren Nachbarinnen entkoppelt ist.



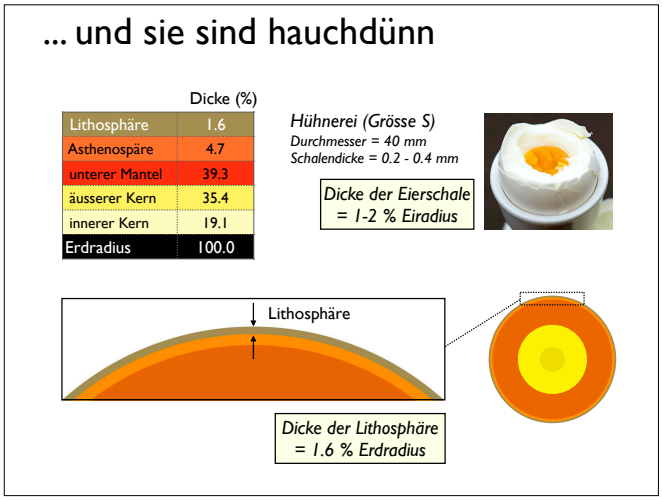
	Dicke
innerer Kern	2440km (= Durchmesser)
äusserer Kern	2150km
unterer Mantel	2500km
Asthenosphäre	300-250km
Lithosphäre	**100-150km**

Erdradius = 6370km



Tektonische Platten und ihre Bewegungen werden meistens in der Ebene dargestellt. Dabei sind sie stark **gewölbt**.
r = Radius der Fläche auf der Kugeloberfläche
S = Sekante = gerader Durchmesser der Fläche
h = Höhe der Wölbung bezüglich der Sekante S
α = Winkel zwischen R und (R-h) = r/R
h = R· (1 - cos(α)) = R· (1 - cos(r/R))
L = Durchmesser der Schweiz bzw. von Eurasia (=2r)
R = Erdradius (= 6371km)

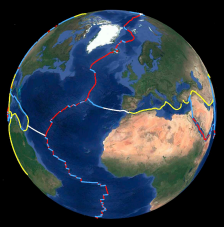
Wölbung = h/L
Schweiz: 2.4km/350km = 0.7%, **Eurasia:** 3600km/ 14300km = 25%



Die Masse der Lithosphäre beträgt 2.4% der Masse der Erde.
Die **Dicke der Lithosphäre** beträgt aber bloss **1.6% des Erdradius**.

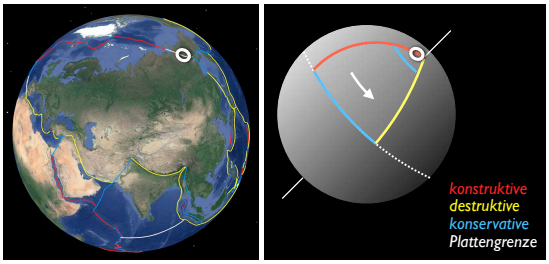
Im Verhältnis zum Durchmesser der Erde ist sie also so dünn wie die Eierschale im Verhältnis zum Durchmesser des Eis.

2



Plattenbewegungen
12cm/a ≈ 120km/Ma
10-7°/a = 360°/36Ma

Platten bewegen sich langsam



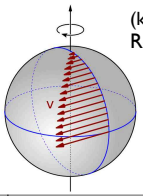
Bewegungen auf der Kugel sind Rotationen um eine Achse

Eine konstante Winkelgeschwindigkeit (Grad/Zeit) bewirkt eine breitenabhängige Oberflächengeschwindigkeit (Länge/Zeit), diese ist maximal am Äquator

Wie sich Platten auf der Kugel gegeneinander bewegen
Links: Die Eurasische Platte in den Grenzen von 1990 (iseit 2003 ist sie bedeutend kleiner)
Rechts: Eurasia schematisch dargestellt als Dreieck. Die Bewegung geht
- von N-Amerika weg (QUELLE = ROT = konstruktiv)
- am Mittelmeer und südlich am Nordpol vorbei (BLAU = konservativ)
- auf die Philippinische Platte zu (SENKE = GELB = destruktiv)

(Hier schon mal ein erster Blick auf Plattengrenzen)

... auf einer Kugel ...



(konstante)
Rotationsgeschwindigkeit (Winkel/Zeit)

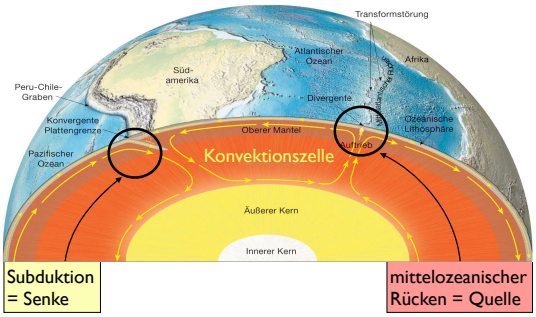
(breitenabhängige)
Tangentialgeschwindigkeit (Länge/Zeit)

	Relativbewegung	Winkelgeschwindigkeit 10-7 ° / Jahr	äquatoriale Geschwindigkeit cm / Jahr	km / Ma
MAR	Eurasia ↔ N-Amerika	2.10	1.89	19
MAR	Afrika ↔ N-Amerika	2.40	2.16	22
MAR	Afrika ↔ S-Amerika	3.10	2.78	28
EPR	Pazifische ↔ Nazca Platte	13.60	12.22	122
EPR	Pazifische ↔ Antarktika	8.70	7.82	78

$1 \cdot 10^{-7}$ ° / a ≈ 1cm / a ≈10 km / Ma

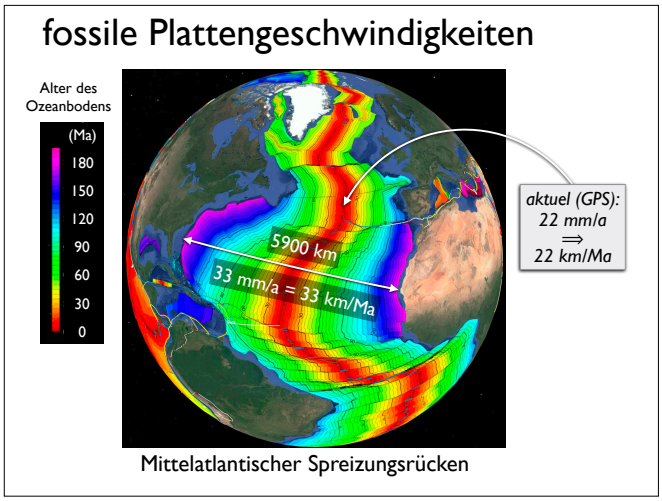
Hier sind **Öffnungsgeschwindigkeiten** dargestellt. Das sind **Relativbewegungen**, mit der sich eine Platte von einer andern entfernt.
Zu beachten ist, dass sie sich zur gleichen Zeit mit verschiedenen **Absolutgeschwindigkeiten** in Bezug zum geostationären GPS Koordinatensystem bewegen können.
MAR = mittelatlantischer Rücken
EPR = East Pacific Rise

.... von der Quelle zur Senke



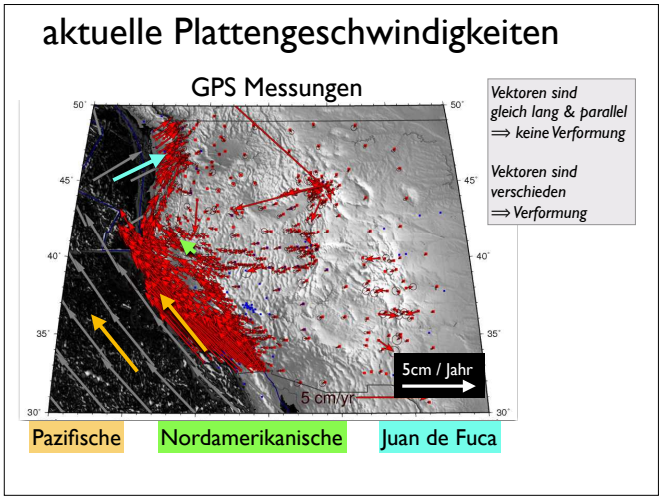
Platten werden passiv auf Konvektionszellen transportiert – wie auf einem Förderband

Die Erde kühlt sich ab.
Die Wärme stammt aus dem Kern und aus radioaktivem Zerfall von Mineralien im Mantel. Diese Wärme wird durch Konvektion des Mantels abgeführt. Die steifen Platten werden passiv auf den **Konvektionszellen** des Mantels, wie auf einem Förderband, transportiert.



Öffnungsgeschwindikeiten (Öffnungsraten) = Distanz/Zeit
auf Google Earth gemessene Spreizung am "Äquator" (gelbe Linie) der Öffnung (Rotationsbewegung) des

Mittelatlantischen Rücken (MAR): entlang gelber Linie
0-180 Ma gemittelt seit Beginn der Öffnung = 5900 km/180 Ma ⟹ **33 mm/a**
0-60 Ma gemittelt 1800 km/60 Ma km ⟹ **30 mm/a**
60-120 Ma gemittelt (4100-1800) km/60 Ma ⟹ **38 mm/a**
120-180 Ma gemittelt (5900-4100) km/60 Ma ⟹ **30 mm/a**
d,h. relativ schnellste Öffnung zwischen 60-120Ma, beim Einsetzen der N- und S-Atlantiköffnung.

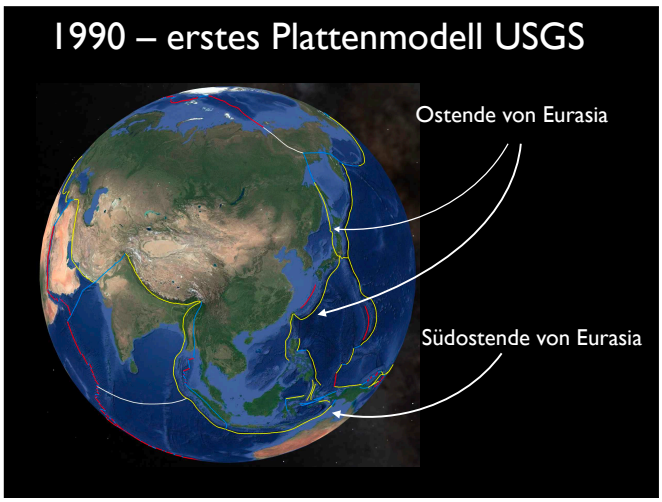


GPS-Geschwindigkeiten
Länge der Pfeile = Geschwindigkeit

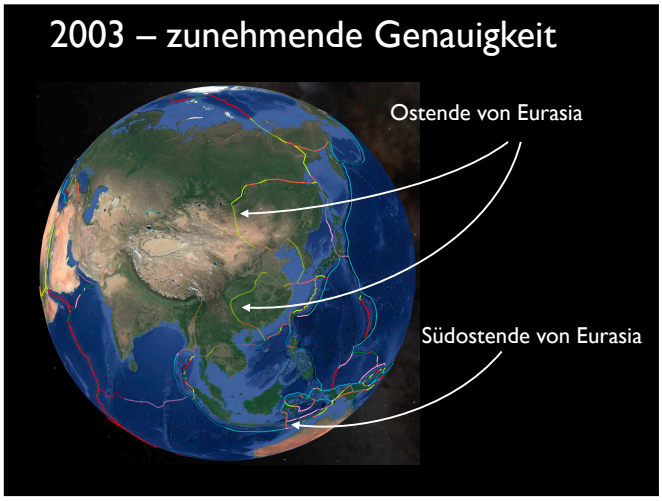
Beachte: Zwischen Orten mit parallelen & gleich langen Pfeilen gibt es keine Verformung. Hingegen, an Orten, wo die Vektoren divergieren (punkto Länge und/oder Richtung), dort gibt es Verformung.

5 cm/Jahr, das ist etwa so schnell wie ein Fingernagel wächst

---



Ein erstes Plattenmodell von 1990



Update von 2003

von Peter Bird, in: *An updated digital model of plate boundaries, Geochemistry Geophysics Geosystems, 4(3), 1027*

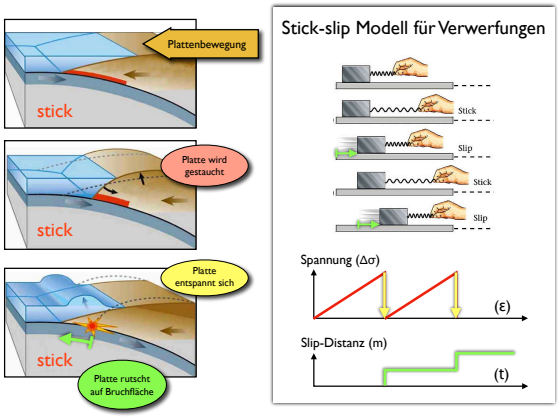
... und je besser / genauer die GPS Daten, desto detaillierter die Identifizierung von Plattengrenzen.
... und desto komplizierter das Puzzle...

3



Bewegungen an Plattengrenzen (Tohoku 2011 Erdbeben)
1 m/s ... 3.6 km/h

Anatomie eines Erdbebens



Das stick-slip Modell für Erdbeben:
1 - Stick:
Die obere Platten bewegt sich, die Bruchfläche hält
2 - Stick:
Elastische Verkürzung der Platte, die Bruchfläche hält weiter, die elastische Spannung (Δσ) in der Platte nimmt zu
3 - Slip:
Die Bruchfläche, d.h. die Schwächezone, bricht. Die plötzliche Entspannung lässt die Platten 'erzittern'. Die Erdbebenwellen breiten sich mit 4-6km/s aus. Die elastisch verkürzte Platte dehnt sich wieder auf ihre ursprüngliche Länge aus. Dabei überwindet sie ein Slip-Distanz von mehreren Metern. Die Geschwindigkeit auf der Bruchfläche, die 'slip velocity', beträgt etwa 1m/s (= 3.6kmh).

東北地方太平洋沖地震
Tohoku Erdbeben, 11. März 2011

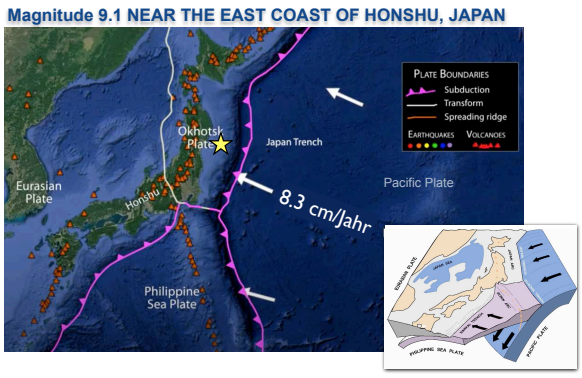


= Erdbeben an Subduktionszone

Powerpoint Präsentation von IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology),
10 Jahre später auf dem Internet zur Verfügung gestellt.

Siehe: Teachable Moment Presentation (https://www.iris.edu/hq/retm/event/6868)

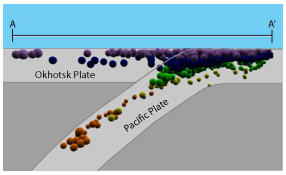
Subduktion am Japan Graben



Im Norden von Honshu taucht die Pazifische Platte mit einer Geschwindigeit von 8.3 cm / Jahr unter die Okhotsk Platte.

Der gelbe Stern markiert das Epizentrum des M9.1 Erdbebens.

Epizentren 1990 – 2011



Seismisches Profil der Mega-Überschiebung (Mega-thrust)

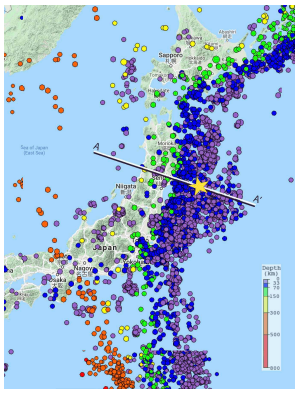
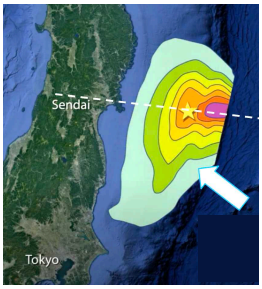


Bild generiert mit dem IRIS Earthquake Browser

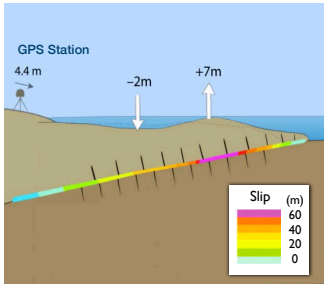
Links: Das Profil zeigt die Tiefenverteilung der Hypozentren im Japan-Graben.

Rechts: Die Karte zeigt die Epizentren von Erdbeben mit einer Magnitude grösser als M5 im Zeitraum von 1990 bis 2011. Gelber Stern = Tohoku Erdbeben.

Ausbreitung der Bruchfläche



aktivierte Bruchfläche beim Tohoku Erdbeben
≈ 500 · 200 =100'000 km²



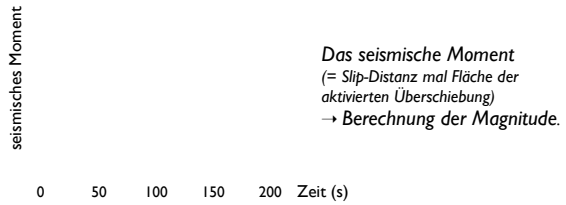
überhöhtes Profil der Bruchfläche
Länge in Bewegungsrichtung
≈ 200 km

maximaler Versatz = 60 m

Links: Ausbreitung des Bruches auf der Karte

Rechts: Überhöhtes Profil des Versatzes an der Bruchfläche (Überschiebungsfläche). Beim Hypozentrum (~25 km Tiefe) beträgt der Versatz ca. 40 m. Der Versatz geht bis zur Oberfläche und bis zu einer Tiefe von ca. 50 km auf Null zurück.

Bewegung im Fussgängertempo



Das seismische Moment
(= Slip-Distanz mal Fläche der aktivierten Überschiebung)
→ Berechnung der Magnitude.

Zeitlicher Ablauf:
der Versatz von 60m wird im Wesentlichen in 100s 'erledigt'.
das heisst 60m/100s = 0.6m/s = 2.16 km/h

... für 2.16 km benötigt eine Platte 100'000 Jahre !

Die Slip-Geschwindigkeit beträgt 60cm/s = 2.16 kmh. Das geht man bequem zu Fuss.

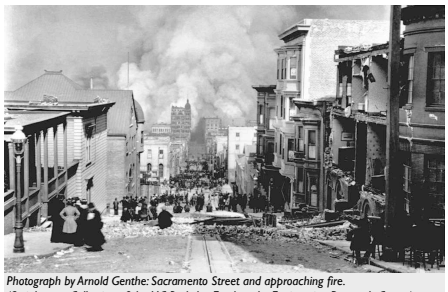
4



Erdbeben an Transformgrenze (San Francisco 1906) seismische Wellen 5 km/s = 18'000 km/h

The Great 1906 San Francisco Earthquake

San Francisco, 18. April 1906



Photograph by Arnold Genthe: Sacramento Street and approaching fire.
(Steinbrugge Collection of the UC Berkeley Earthquake Engineering Research Center)

= Erdbeben an Transformstörung

Magnitude: MW = 7.9 (= Momentenmagnitude)

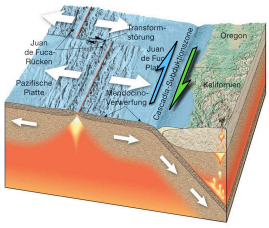
Intensität: Mercalli VII - IX in ca. 80 km breitem Streifen landeinwärts

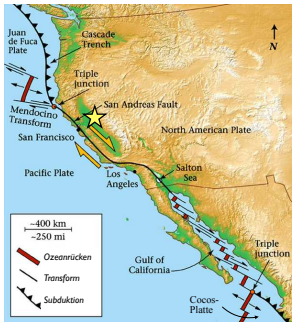
Dauer: Hauptbeben 45-60 s

Beginn: ca. 20 s nach Vorbeben, um 5.12 Uhr

Transformbruch an Subduktion

San Andreas Fault (SAF)

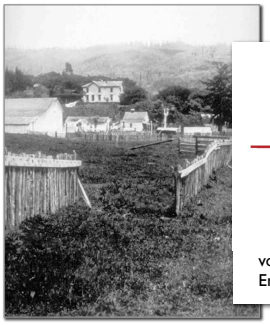


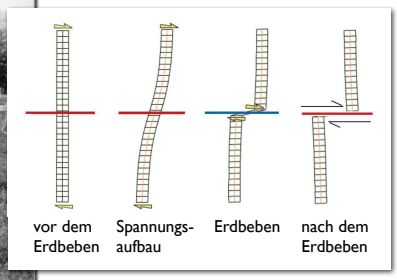


Links: Blockdiagramm, Blickrichtung aus Südost.
Rechts: die Nordamerikanische Platte bewegt sich relativ zur Pazifischen Platte nach Süd, die Pazifische Platte bewegt sich nach Nord.
Gleichzeitig findet eine Subduktion der Juan de Fuca Platte, in Richtung Ost, unter die Nordamerikanische Platte, statt.

---

elastische Verformung ≠ permanent



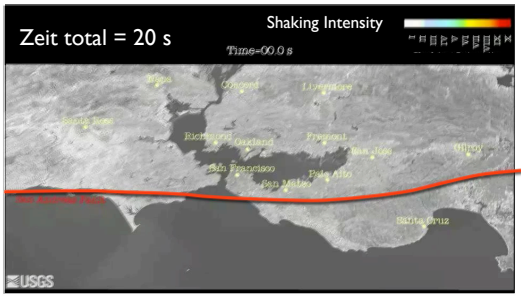


Near Bolinas in Marin County.
Picture by G.K. Gilbert showing a fence that was offset about 8.5 feet along the trace of the fault (from Steinbrugge Collection of the UC Berkeley Earthquake Engineering Research Center)

Resultat nach dem Erdbeben:
8.4 m (dextraler) Versatz,
477 km lange Bruchfläche

Rechts: Darstellung der **elastic rebound hypothesis** after Reid (1910).
Der Zaun verläuft auf einer Linie, welche sich auf beiden Seiten, senkrecht zur Verwerfung, ausdehnt, und die durch das Erdbeben versetzt wird.

San Francisco, 14. April 1906



nord-amerikanische Platte

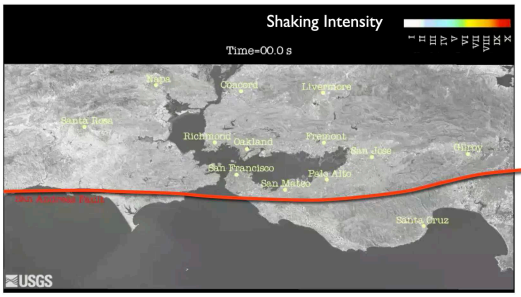
San Andreas Fault

pazifische Platte

Ausbreitungsgeschwindigkeit des Bruches	2.7 km/s
Geschwindigkeit der Erdbebenwellen	~4 km/s

die **Geschwindigkeit,** mit welcher sich die beiden Seiten an der Bruchfläche vorbeischieben ist relativ bescheiden. Im Gegensatz zu den Überschallgeschwindigkeiten, mit welcher sich der Bruches selbst ausbreitet, oder Erdbebenwellen sich fortpflanzen. Letztere sind allerdings elastische Wellen und tragen nichts zur Plattenbewegung bei.

San Francisco, 14. April 1906



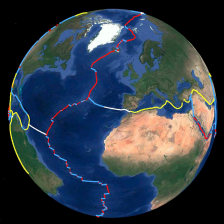
nord-amerikanische Platte

San Andreas Fault

pazifische Platte

Dauer des Hauptbebens	40-60 s
Versatz	8.4m
Slipgeschwindigkeit = 8.4/60 = 0.14m/s	≈ 0.5 kmh

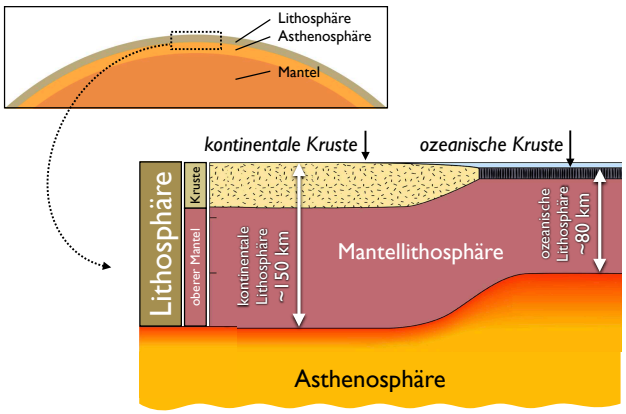
5



bruchhaft bis fliessend – Deformation in der Lithosphäre

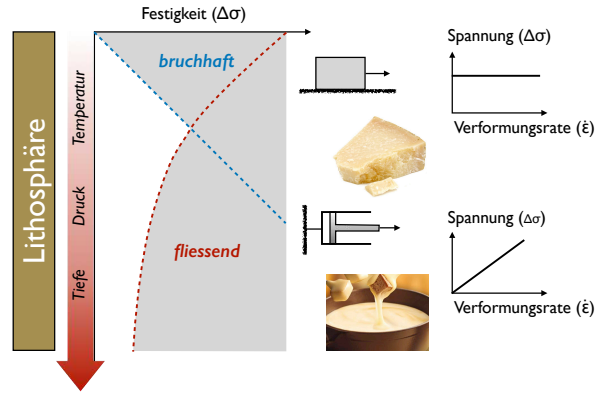
$\dot{\gamma} = 10^{-14}\ s^{-1}$

die Lithosphäre in mehr Detail



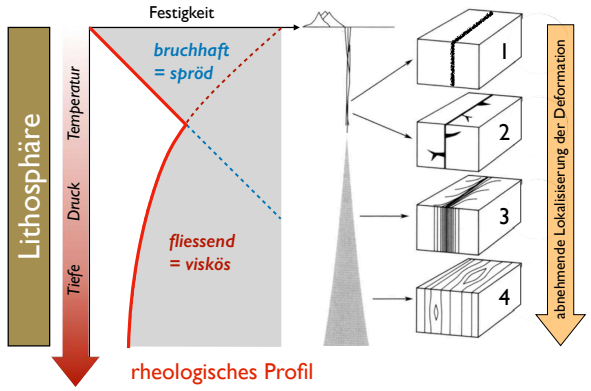
Die Lithosphäre ist alles andere als homogen, weder in horizontaler, noch in vertikaler Richtung !!
Sie ist vertikal geschichtet, und besteht aus verschiedenen Gesteinstypen, welche mit zunehmender Tiefe, d.h. unter zunehmenden Druck- und Temperaturbedingungen, ihr Verhalten verändern.
An der Unterseite der Lithosphäre herrschen Temperaturen von 1200°C und mehr, sowie Drucke von ca. 3 GPa (= 30 kilobar).

Rheologie der Lithosphäre



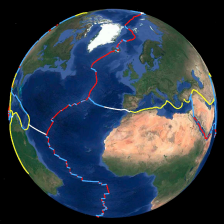
Die Grafik zeigt schematisch die Festigkeit der Gesteine mit zunehmender Tiefe, d.h. zunehmendem Druck und zunehmender Temperatur.
Bei Spannungen (Δσ) unterhalb der beiden gestrichelten Linien, im weissen Bereich, bleibt das Gestein stabil. Oberhalb der Linien, im grauen Bereich, ist das Gestein instabil, d.h. es verformt sich.
Oberhalb der blauen Linie, im Spröd-Bereich, verformt sich das Gestein bruchhaft. Die Fliessspannung (Δσ) bei der Reibung an der Bruchfläche ist unabhängig von der Verformungsrate ($\dot{\varepsilon}$).
Oberhalb der roten Linie, im viskösen Bereich, verformt sich das Gestein fliessend, die Fliessspannung (Δσ) nimmt mit zunehmender Verformungsrate ($\dot{\varepsilon}$) zu.

Rheologie der Lithosphäre



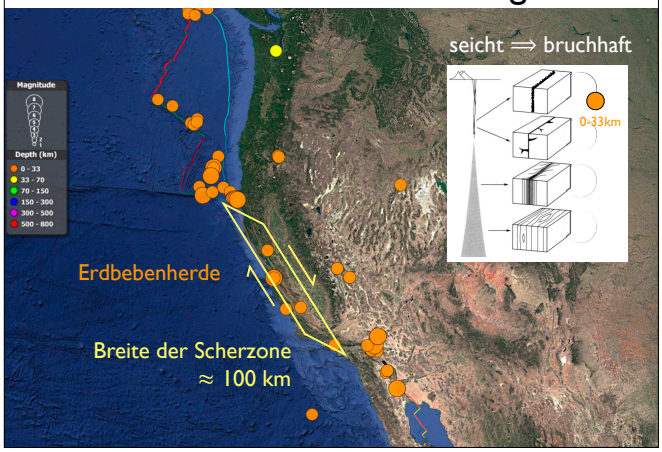
Oberhalb der blauen Linie, im Spröd-Bereich, ist die Verformung stark lokalisiert. Das Gestein verformt sich entlang von Brüchen (1) oder auf Schmelz-Filmen, die durch Reibungswärme erzeugt werden (2). Oberhalb der roten Linie, im viskösen Bereich, verteilt sich die Verformung im mehr und mehr im gesamten Gesteinskörper. Mit zunehmender Tiefe nimmt der Grad der Lokalisierung ab (3) bis hin zur durchgreifenden Verformung (4).

6



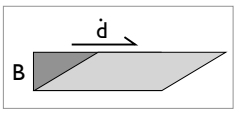
Berechnung von Deformationsraten – eine Frage der Auflösung

San Andreas Fault – Transformgrenze

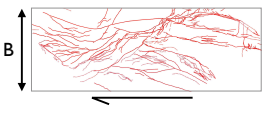


Der San Andreas Bruch ist ein Beispiel bruchhafter Verformung nahe der Oberfläche.

Geschwindigkeit → Deformationsrate



homogene Scherung
d = Länge des Versatzes
ḋ = d/t = Geschwindigkeit
B = Breite der Scherzone
$\dot{\gamma} = \dot{d}/B$ (s^{-1})



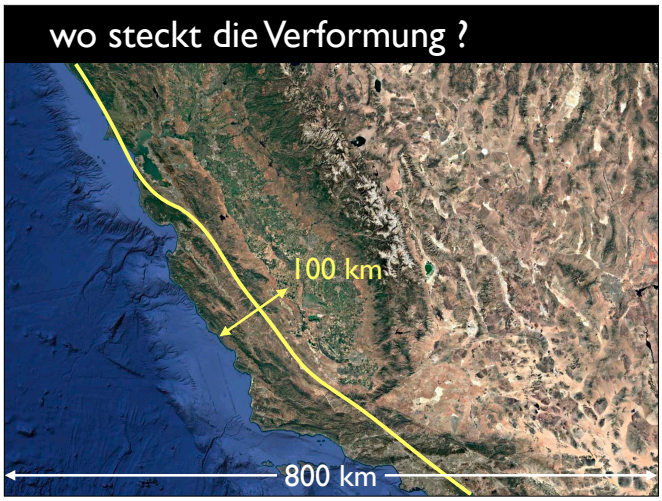
Beispiel: SAF Transformgrenze

Plattengeschwindigkeit = 10 cm/a
Breite der Scherzone = 100 km

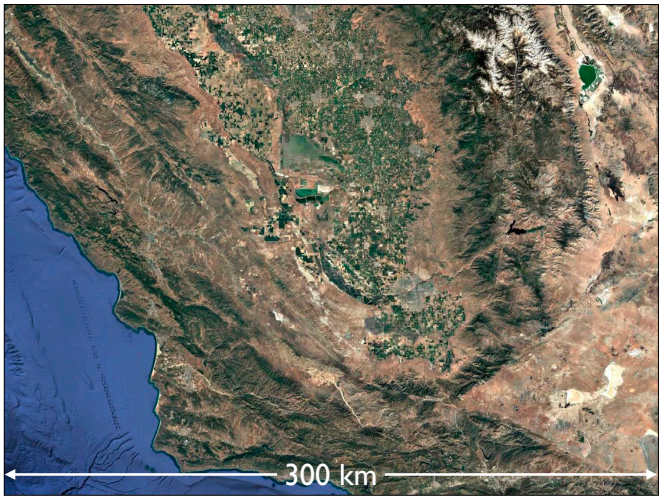
Deformationsrate:
$\dot{\gamma} = \dot{d} / B \approx 10^{-14}\ s^{-1}$

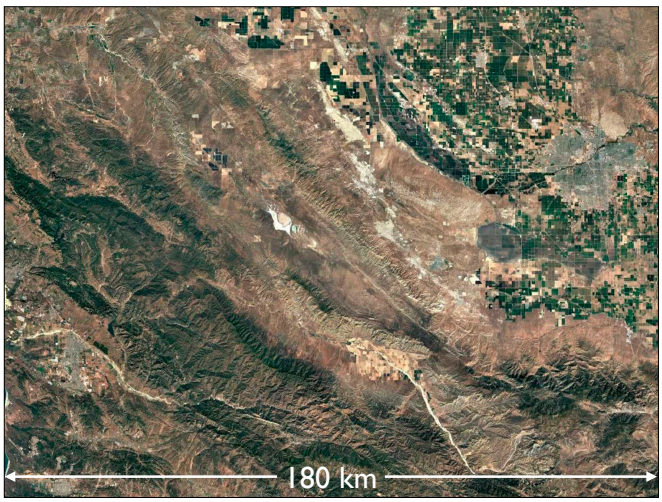
Deformationsrate
= Geschwindigkeit / Länge (bzw. Breite)
= (Länge/Zeit) / Länge = (m/s) / m

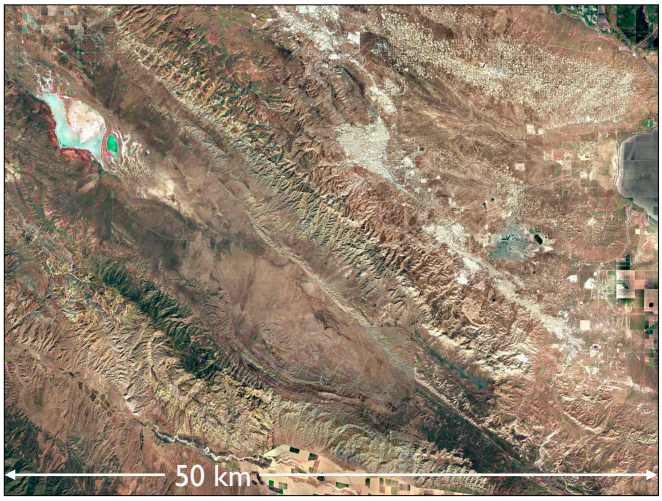
Bei genauer Betrachtung sieht man, dass der San Andreas Fault (SAF) aus einem etwa 100km breiten Netzwerk von Brüchen besteht. Betrachtet man das Bruchsystem als Ganzes, so berechnet sich die Deformationsrate als Plattengeschwindigkeit / Breite des Bruchsystems
= (10 cm/Jahr) / 100 km

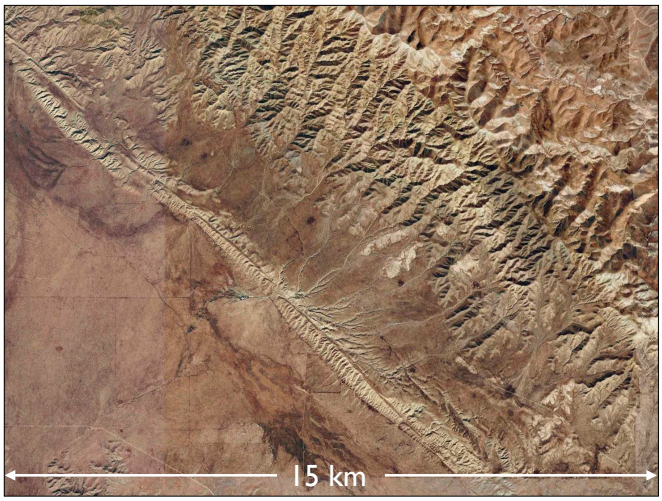


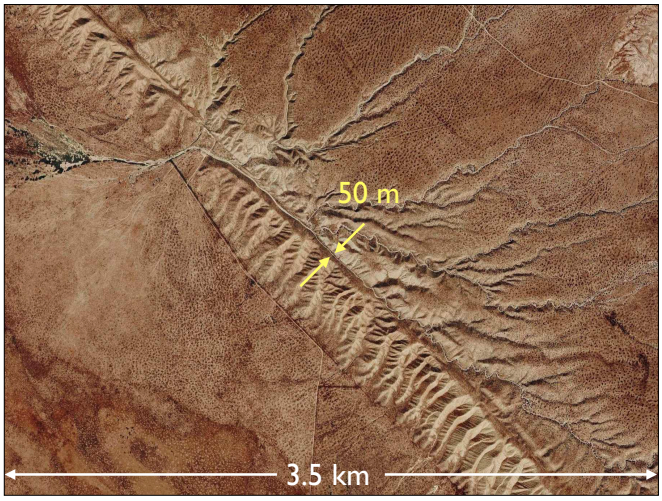
Wir zoomen hinein in in das Bruchsystem bis zu einem einzelnen Bruch





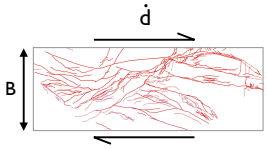






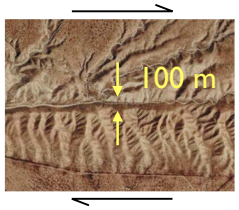
auch diese 50 m entsprechen noch nicht der Breite eines einzelnen Bruches, sondern seine topografische Erscheinung

Lokalisierung der Deformation



Plattengeschwindigkeit $\dot{d}$ = 10 cm/a
Breite der Scherzone = 100 km

Deformationsrate:
$\dot{\gamma} = \dot{d} / B = 10^{-14}\ s^{-1}$



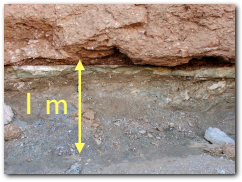
Plattengeschwindigkeit = 10 cm/a
Lokalisierung 100km → 100m

Deformationsrate:
$\dot{\gamma} = 1 \cdot 10^{-11}\ s^{-1}$

Faktor 1000 x schneller

Wenn wir jetzt aber das 100 m breite Gebiet auf beiden Seiten des Bruches (welches in der Regel auch in Blöcke zersplittert ist) zusammen mit dem Bruch als eine Scherzone betrachten, dann stellen wir fest, dass je schmaler die Scherzone, desto höher die Deformationsrate.

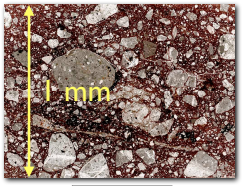
noch mehr Lokalisierung



Plattengeschwindigkeit = 10 cm/a
Lokalisierung 100km → 1m

Deformationsrate:
$\dot{\gamma} = 1 \cdot 10^{-9}\ s^{-1}$

Faktor 100'000 x schneller



Plattengeschwindigkeit = 10 cm/a
Lokalisierung 100km → 1mm

Deformationsrate:
$\dot{\gamma} = 1 \cdot 10^{-6}\ s^{-1}$

Faktor 100'000'000 x schneller

Häufig sind die Bruchflächen tatsächlich häufig weniger als ein cm dick. Dann kommt es vor, dass sich Gesteinsmehl zu einer glasigen, d.h. amorphen Substanz umwandelt.

7



Deformation an destruktiven Plattengrenzen – Decken- und Faltengebirge

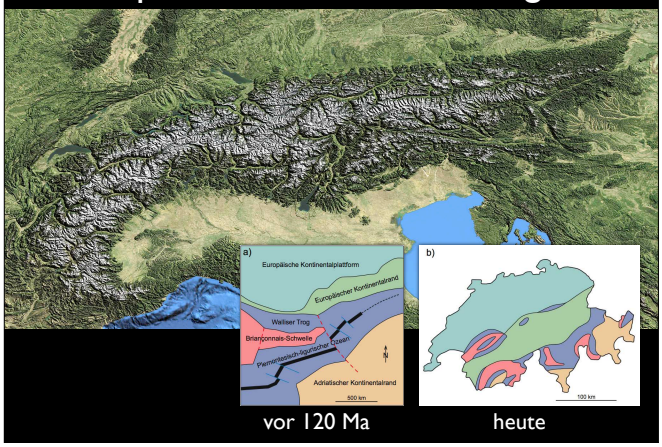
'die' Deformationsrate



Diese Deformationsrate ist zunächst einfach einmal eine Grössenordnung, bzw. eine Zahl, die wir uns merken.
Dimension = (pro Sekunde).
Entweder als (Länge/Länge) / Zeit = (m/m) / s
oder als (Länge/Zeit) / Breite = (m/s) / m

Beispiel: **Schliessung eines Ozeans in 10 Ma**
Deformation: Verkürzung = 100% bzw. 1.
Zeit: 10 Ma = 10'000'000·31'536'000 s
Deformationsrate = 1.0 / $3.15 \cdot 10^{14}$ s = $\mathbf{0.3 \cdot 10^{-14}\ s^{-1}}$
Beispiel: **San Andreas Fault**
Plattengeschwindigkeit = 10 cm/Jahr = 0.1m / 31'536'000 s = $1 \cdot 10^{-1}$m / $3.15 \cdot 10^{7}$s
Breite des involvierten Gebietes = 100 km
Deformationsrate = $3 \cdot 10^{-9}\ ms^{-1}$ / 10^{5} m = $\mathbf{3 \cdot 10^{-14}\ s^{-1}}$

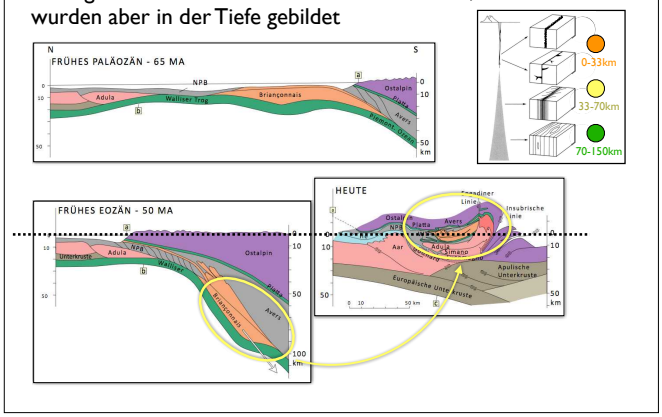
die Alpen – destruktive Plattengrenze



Diese Plattengrenze ist keine scharfe Linie, sondern eine bis zu 500 km breite Platten-Grenzzone. Sie ist das Resultat gewaltiger Nord-Süd-Verkürzungen aufgrund der Kollision zwischen Europa und Afrika (hier mit Adria bezeichnet). Die schematischen Darstellungen (welche auf der tektonischen Karte der Schweiz zu finden sind) zeigen (a) den Zustand der grössten Ozeanöffnung vor 120 Ma und (b) den heutigen Zustand, wo die ozeanischen Gebieten (rosa und lila) übereinander gestapelt und aufgeschoben, auf dem europäischen und dem adriatischen Kontinent liegen.
Die entsprechende Deformation hat sich allerdings nicht bruchhaft, an der Oberfläche, sondern vorwiegend fliessend, in der Tiefe (unter hohen Druck- und Temperaturbedingungen), abgespielt.

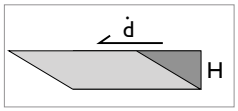
Deformation bei der Subduktion

Gebirge befinden sich heute an der Oberfläche, wurden aber in der Tiefe gebildet

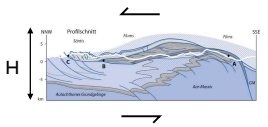


Vor 50 Ma gelangte abtauchende Lithosphäre bis in eine Tiefe von 100 km. Dort wurde sie unter viskösen Bedingungen gefaltet und verschuppt und schliesslich nach oben geschleppt. Bei diesem Aufstieg von 100 km, quer durch die Lithosphäre, hat sie sich unter zunehmend geringeren Drucken und Temperaturen fortlaufend verformt.

Deformationsrate



homogene Scherung
$\dot{d}$ = d/t = rel. Geschwindigkeit
Europa →← Afrika
H = Höhe des Deckenstapels
$\dot{\gamma} = \dot{d}/H$ (s^{-1})



Subduktion des N-Kontinents
unter den S-Kontinent

Helvetischer Deckenstapel

rel. Geschwindigkeit = 2-3 cm/a
Höhe des Deckenstapels = 15 km

Deformationsrate:
$\dot{\gamma} = \dot{d} / H = 10^{-14}\ s^{-1}$

Scherung des helvetischen Deckenstapels bei der Subduktion von Europa nach Süden, was einer Überschiebung des adriatischen Kontinent nach Norden entspricht.

---

duktile Deformation im Aufschluss



Gefaltete Gneise in einem Auflschluss bei Lavertezzo TI.

Die folgenden Dias zeigen duktile Deformations-Strukturen unter immer höherer Auflösung

---

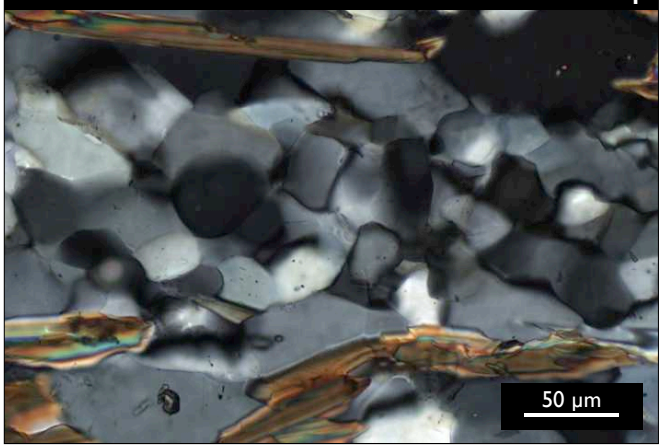
duktile Deformation im Lichmikroskop



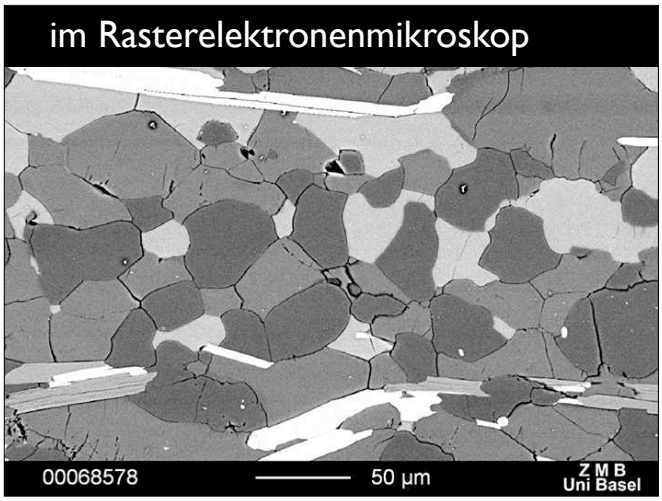
Verformung durch sog. dynamiche Rekristallisation der Mineralkörner.
30 µm dicker Dünnschliff im Durchlicht.
Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren.
Verschieden helle Grautöne zeigen verschiedene Orientierung des Kristallgitters von Quarzkörnern.

---

duktile Deformation im Lichmikroskop



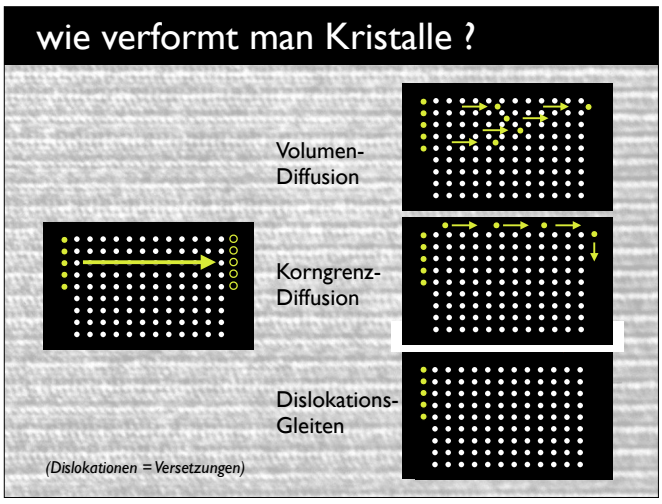
Detail bei hoher Vergrösserung.
Quarz- und Feldspatkörner unterscheiden sich durch verschiedene Grautöne (= verschieden Orientierung ihrer Kristallgitter)
Glimmerplättchen zeigen 'Regenbogenfarben' (hohe Doppelbrechung)



Diese rasterlektronen-mikroskopische Aufnahme zeigt die Oberfläche des Dünnschliffes an der gleichen Stelle.
Hier zeigen die verschiedenen Helligkeiten verschiedene Mineralphasen an: Quarz, Feldspäte, Glimmer.

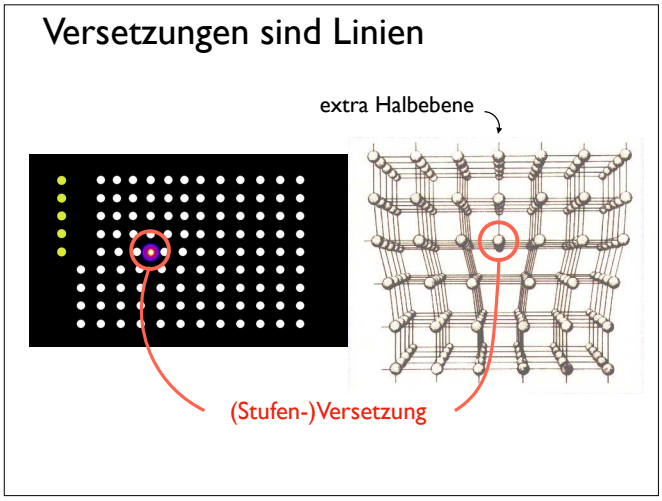


Diese hochauflösende Aufnahme eines Transmissionselektronenmikroskops (TEM) zeigt Gitterebenen eines Chlorit-Kristalls. Gitterabstand = 1.4 Nanometer.



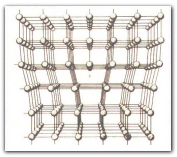
Schematische Darstellung eines Kristallgitters.
In einem Kristallgitter können die Atome nur auf ihren fixen Gitterplätzen sitzen. Das Kristallgitter ist eine regelmäßige dreidimensionale Anordnung von (mathematischen) Punkten. Die Untereinheit des Gitters ist die Elementarzelle.

Weder die Elementarzelle noch die Atome lassen sich verformen.
1. Atome diffundieren durch das Gitter zu einem neuen Gitterplatz
2. Atome diffundieren entlang Korngrenzen zu einem neuen Gitterplatz
3. Atome gleiten auf Gitterebenen zum nächsten Gitterplatz.
Dazu sind sog. Versetzungen nötig

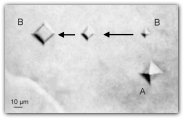


Versetzungen (=Dislokationen) sind lineare Defekte

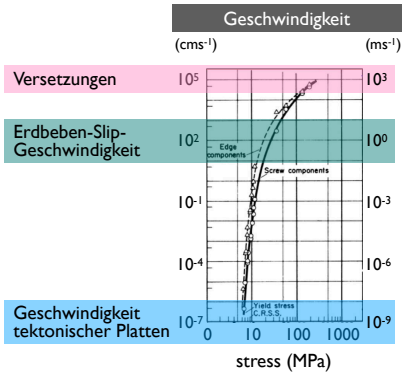
Versetzungen sind sehr schnell



Versetzung im Gitter



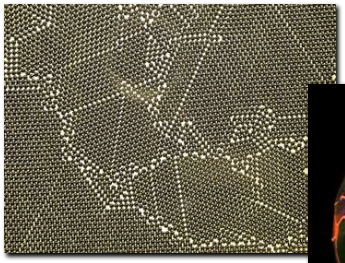
Ätzgruben an Kristall-Oberfläche

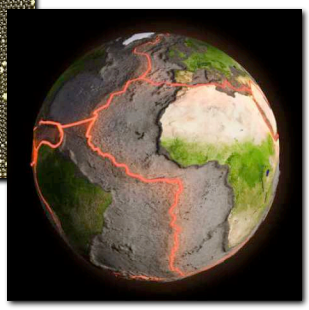


Durch Ätzen können Versetzungen und ihre Bewegungen an der Oberfläche eines Kristalls sichtbar gemacht werden.
Im ungestörten Gitter und unter hohen Spannungen ($\Delta\sigma = \geq 100$ MPa) können diese Geschwindigkeiten von ~1 km/s erreichen (= schneller als Schallgeschwindigkeit)

---

aus lokal schnell wird global langsam





- Dislokationen behindern sich
- aus glissil wird sessil
- Diffusionsprozesse
- Probleme mit Nachbarn

... zurück zum Anfang

Lokalisierung der Verformung kann man auf fast allen Grössenordnungsebenen beobachten.
In solchen Fällen wird die Gesamtverformung in einem Netzwerk von schnellen bzw. leicht aktivierbaren Brüchen, Schichtflächen, Scherzonen und dergleichen konzentriert. Gleichzeitig bleiben diejenigen Anteile des Materials, die dazwischen liegen, unverformt oder werden nur wenig verformt.

Plattentektonik – Geschwindigkeiten







über lange Zeiträume gemittelt bewegen sich tektonischen Platten sehr langsam (~3 cm/a)

aber im Detail, entlang einzelner Brüche oder in Kristallkörnern, und in kürzeren Zeiträumen, können sie sich um Grössenordnungen schneller bewegen

verschieden schnelle und diskontinuierliche Bewegungen über mehr als zwölf zeitliche und örtliche Dimensionen hinweg, ergeben ein flüssiges, wenn auch sehr langsames, Bild der Plattentektonik in Aktion

---

wie gesagt...



vom Ganzen zu den Teilen –
wie Komplexität entsteht ...

Das Zusammenspiel von Geschwindigkeiten auf allen Stufen der Grössenskala, von den Versetzungen in Kristallen, über Bewegungen an Korngrenzen (zu denen hier nichts gesagt wurde), über die schnellen und diskontinuierlichen Bewegungen an Brüchen zu den langsamen und kontinuierlichen tektonischen Platten, ... ist ausserordentlich komplex.