

Von : **Andreas Wenzel**

30. Mai 2005

An : SF - Geologie 4. Semester im SS 2005

Betr. : Skript für den SF-Kurs : **Geologische Prozesse in der Erde**

Thema: Geodynamik und Tektonik

1. Einführung in die Plattentektonik.

Die Bewegungsprozesse der Erdkruste sind auf **KONVEKTIONSSTRÖME** in der Asthenosphäre zurückzuführen. Der eigentliche Ursprung für diese Vorgänge wird allerdings in einer Übergangszone zwischen äußerem Erdkern und unterem Erdmantel angenommen. Hier scheinen die eigentlichen Ursprünge für die Prozesse der Kontinentalverschiebung / Plattentektonik zu liegen. Dazu später mehr.

Unter **Konvektionsströmen** werden Materialströme in der Asthenosphäre, im Erdmantel und im Erdkern verstanden, die an die Bewegung von Gesteinsschmelzen gebunden sind. Die Auslöser für diese Erscheinungen kann man sich sehr unterschiedlich vorstellen. Hauptsächlich sind sie wohl Bewegungen, die durch ein Temperaturgefälle ausgelöst werden. Die Folge sind Schmelzprozesse und damit verbundene Turbulenzerscheinungen, die in bestimmten Zonen der Erde in Konvektionsströme übergehen können.

Wodurch können Temperaturgefälle in der Erde entstehen ?

Hierzu einige Beispiele :

1. Normaler Wärmeausgleich : Es handelt sich um Bewegungen, die auf das normale Temperaturgefälle in der Erde zurückzuführen sind. Hierbei geht es um die Restwärme aus der Frühzeit der Erde, die vom Erdinneren nach außen abnimmt. In der Erdkruste gibt es ein Maß für diese Temperaturveränderung, das der "**GEO-THERMISCHE GRADIENT**" (die geothermische Tiefenstufe) beschreibt. Er beträgt im Durchschnitt 3°C auf 100 m Tiefenzunahme oder $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Diese lineare Temperaturzunahme ist allerdings nur bis zu einer bestimmten Tiefe denkbar.
2. Radioaktiver Zerfall : Durch Zerfallsprozesse in bestimmten Elementen wird Wärme / Energie freigesetzt, die zur Veränderung der inneren Energie der Systeme führen kann. Diese Prozesse sind abhängig davon, dass bestimmte Elementen, die eine natürliche Radioaktivität aufweisen, in die Kristallgitter eingebaut sind. Derartige Elemente sind vorwiegend in der Erdkruste angereichert, deshalb ist diese Form der Wärmeproduktion auch weitgehend auf diesen Bereich beschränkt.

Einen Überblick über die Wärmeverteilung in der Erde gibt die folgende Abbildung

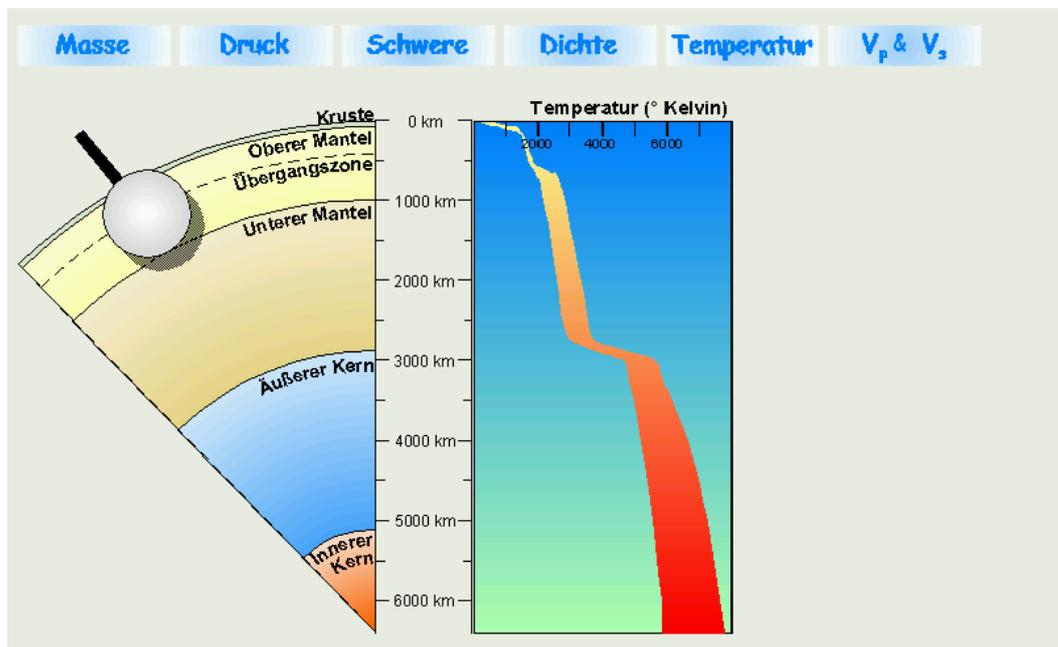


Abb. 1: Quelle: <http://userpage.fu-berlin.de/~amadeusm/Werkzeuge/Geophysik/Z-Schalenaufbau/Schalenaufbau.html>

Welche der „Wärmequellen“ letztlich für die Konvektionsströme verantwortlich ist, wird nach wie vor untersucht. Anzunehmen ist, dass sie in unterschiedlichen Verhältnissen zusammenwirken. Auch die Vorstellung über die Größe und Anzahl der Konvektionszellen geht bei verschiedenen Autoren auseinander.

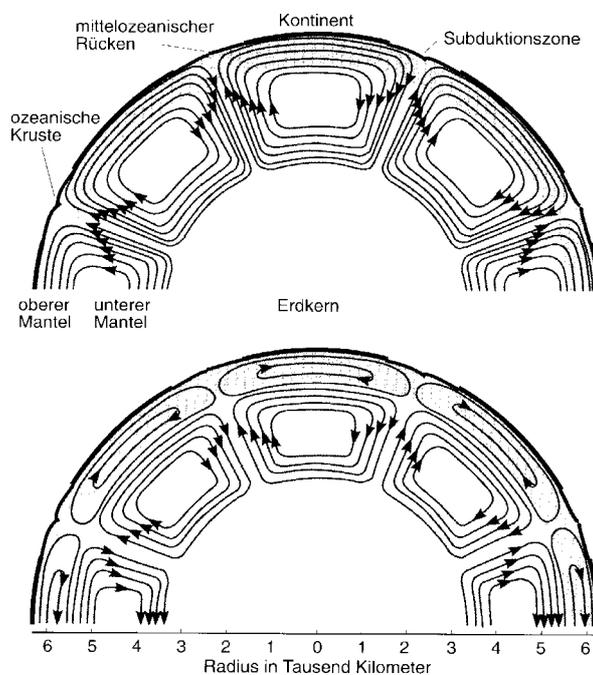


Abb. 3.20. Gegenüberstellung der beiden Hypothesen über das Muster der Konvektion im Erdmantel. Im oberen Bild reichen die Konvektionsströme bis zum Erdkern; im unteren Bild trennt die 660-Kilometer-Diskontinuität zwei Konvektionsströme.

Abb. 2 : Vorstellungen über Konvektionsströme und Konvektionszellen in Erdmantel und Erdkruste; Lanius, Karl; Die Erde im Wandel, Berlin 1995; S. 100.

Die meisten Vorstellungen gehen davon aus, dass es in den Bereichen (Schalen/Sphären) der Erde, die auf Grund der seismischen Erkundung unterschiedliche Materialien enthalten, jeweils auch eigene Konvektionszellen gibt. So für den oberen und unteren Erdmantel und möglicherweise auch für den äußeren Erdkern, wie die Modelle in Abb. 2 unten zeigen. Eine Vorstellung von Konvektionszellen, die den gesamten Erdmantel erfüllen, wie in Abb. 2 oben oder sogar den Erdkern mit einbeziehen, ist sicher unwahrscheinlich, da durch die konvektiven Materialströme die charakteristischen Materialunterschiede der einzelnen Schalen in der Erde bald verschwunden wären.

Das Geodynamische Modell in Abb. 4 beschreibt den möglichen Ausgangsbereich der Konvektion und die Ursachen für die Wurzeln von einzelnen Formen des Vulkanismus auf der Erde. Der Ausgangspunkt wird vor allem an der thermischen Grenzschicht gesehen, einer Übergangszone von etwa 200 km Mächtigkeit an der Basis des unteren Mantels. Der Name thermische Grenzschicht macht deutlich, dass hier ein deutlicher Temperaturunterschied zwischen dem heißeren äußeren Kern und dem unteren Mantel vorliegt. Er beträgt etwa 1000°K.

Die im äußeren Kern konvektierenden Schmelzen bewegen sich mit einer Geschwindigkeit von bis zu 30 km pro Jahr, das entspricht etwa 82 m am Tag.

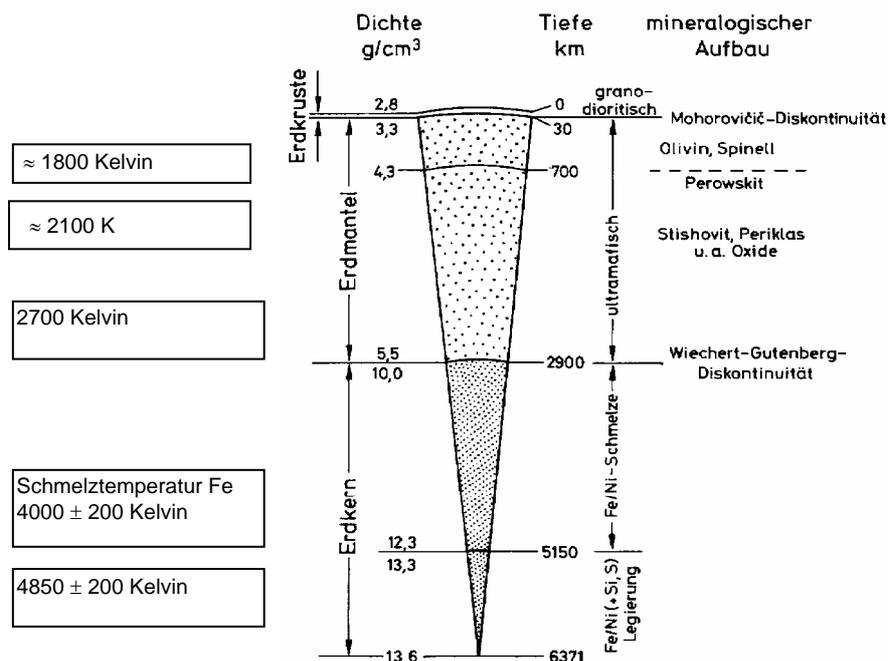


Abb. 3 .
Aufbau der Erde.

Die Temperaturangaben sind entnommen aus :

Lanius, K. -
Die Erde im Wandel, 1994;
S.79 f. und
Strobach, K.
1991; S. 165.

An der thermischen Grenzschicht vollzieht sich ein Wärmeübergang zwischen dem äußeren Kern und dem unteren Mantel (Abb. 3 + 4). Dies führt zu Schmelzprozessen und Kristallisationsprozessen, in deren Folge schlauchförmige Schmelzströme von Mantelmaterial (mantle plumes) mit einer Geschwindigkeit von etwa 5 - 10 cm pro Jahr im unteren Mantel aufsteigen. Die Antriebskräfte resultieren aus dem Auftrieb der gebildeten Schmelzkörper, die gegenüber ihrer festen Umgebung spezifisch leichter sind.

An der Erdoberfläche führen sie zur Bildung von „Hot-Spots“, über denen Vulkanen aktiv werden, oder sie initiieren Konvektionsströme und damit die Prozesse der Plattentektonik.

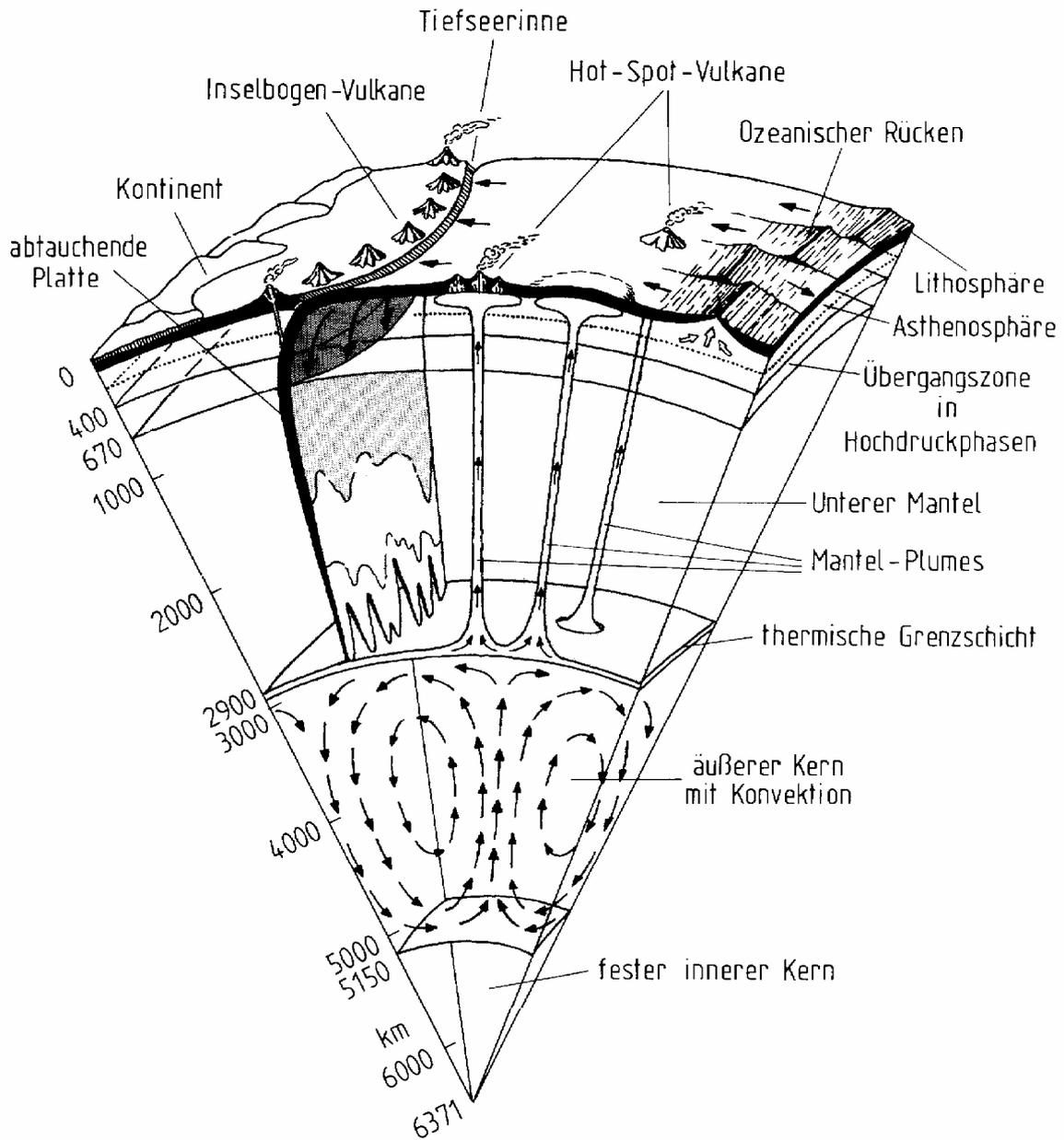


Abb. 4 : Geodynamisches Modell; Strobach, K. Unser Planet Erde, Berlin 1991; S. 187

Entwicklung von Mittelozeanischen Rücken (MOR)

Die Wirkung der aufsteigenden Konvektionszellen führt zur Hebung und Ausdünnung der Erdkruste, und in der Fortsetzung zu subkrustaler Erosion und teilweiser Aufschmelzung der Erdkruste. Dies geschieht häufig an Stellen, die bereits durch Vorprägungen, wie Deformationen, Brüche o.ä. aus früheren Phasen der Erdgeschichte als Schwächezonen vorgeprägt sind.

Die aufdringenden Magmen suchen sich durch Risse und Spalten in der Kruste einen Weg an die Erdoberfläche, wo sie kurzfristig abkühlen. Ein Teil des Magmas dringt bis an die Erdoberfläche vor, tritt aus und erstarrt in Form vulkanischer Lava. So wird kontinuierlich neue Erdkruste, vor allem ozeanische Kruste produziert. Die Neuproduktion ozeanischer Kruste ist charakteristisches Merkmal der mittelozeanischen Rücken. Sie werden deshalb als **KONSTRUKTIVE PLATTENGRENZEN** bezeichnet. Der Prozess wird als **"SEA-FLOOR-SPREADING"** (Ozeanbodenspreizung) bezeichnet. Mittelozeanische Rücken / **MOR** ziehen sich über die ganze Erde auf einer Strecke von ca. 70.000 km. Beispiele sind der Mittelatlantische Rücken, der Indische Rücken, der pazifische Rücken usw.. Die MOR bilden sehr eindrucksvolle untermeerische Gebirge, wie der Vergleich des Profils über den mittelatlantischen Rücken und über den mitteleuropäischen Kontinent zeigen (Abb. 5).

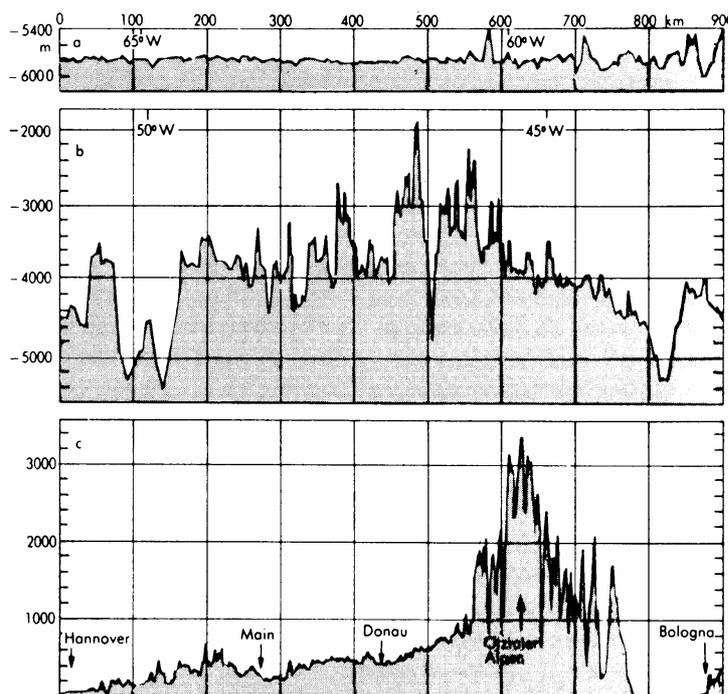


Abb. 5 :
Relief der Erdoberfläche in
zwei Profilen : Atlantik und
Westeuropa
Oben) Echolotprofil durch
den Mittelatlantischen Rücken
unten) Profil durch Mitteleu-
ropa von Hannover nach
Bologna

Wunderlich, H.G. , Das
neue Bild der Erde; Ham-
burg 1975; S. 157

Die Entwicklung des Sea-Floor-Spreading, von der Bildung eines Spreading-Zentrums bis zur Ausbildung eines aktiven „Mittelozeanischen Rückens“, ist in der folgenden Abbildung (Abb. 6) zu sehen.

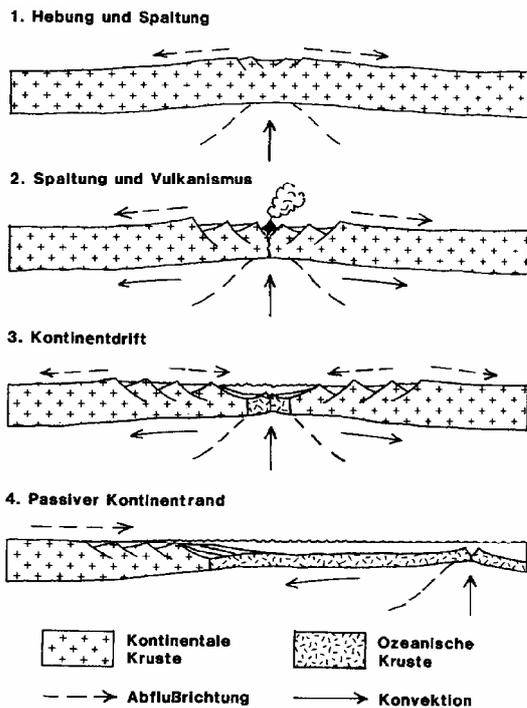


Abb. 6 : Modell zur Entstehung eines Mittelozeanischen Rückens.

1. Aufsteigende Wärme­ströme und Hebung
2. Ausdünnung der Kruste und Brüche; Vulkanismus an Schwächzonen
3. Grabenbrüche, Beginn des Sea-Floor-Spreading; Eindringen des Ozeans
4. Sea-Floor-Spreading, aktives Stadium

Abb. aus :
 Frisch & Loeschke; 3.
 Auflage, Darmstadt 1993;
 S. 49

ENTWICKLUNG VON SUBDUKTIONSZONEN

So wie die aufwärts gerichteten Konvektions- oder Mantelströmungen für das Divergieren/Auseinanderdriften der Kruste verantwortlich sind, bestimmen die nach der Abkühlung abwärts gerichteten Konvektionsströmungen die „Vernichtung“/Verschluckung (**Subduktion**) der Platten an den konvergierenden/sich aufeinanderzubewegenden Plattengrenzen. Sie werden als **Destruktive Plattengrenzen** bezeichnet.

In Abb. 7 sind diese Prozesse im Schema dargestellt. Dabei wird deutlich, daß bei einer Kollision zweier konvergierender Platten jeweils nur eine Platte (durch die andere) subduziert wird.

Im Konvergenzbereich der Platten bildet sich durch den Abtauchprozess der subduzierten Platte ein **Tiefseegraben (Trench)**. Die Kollision führt zu starken Deformationen, mit Verfaltungen, Überschiebungen, Stauchungen und Dehnungen, die zu tiefgreifenden Rissen und Spalten in der Kruste führen. Diese Schwächezonen bilden in der Folge Aufstiegswege für magmatische Schmelzen, die beim teilweisen oder vollständigen Aufschmelzen der subduzierten Platte gebildet werden. Die Aufschmelzung erfolgt durch den Temperaturanstieg beim Abtauchen der subduzierten Platte in den Oberen Mantel.

Der Magmenaustritt fördert einen intensiven Vulkanismus, der entlang der Subduktionszone zu einer girlandenartigen Anordnung von Vulkanen führt, die als Inseln aus dem Ozean aufragen und deshalb als **Inselbogen (Volcanic arc)** bezeichnet werden. Typische Inselbögen finden sich in der Pazifikumrandung.

In Abb. 7+9 ist zu erkennen, dass eine Platte aus ozeanischen und aus kontinentalen Krustenteilen bestehen kann. Durch die Plattenbewegung, die ja von der Erweiterung der ozeanischen Kruste ausgeht, wird die kontinentale Kruste passiv mitbewegt. Die Subduktion ist nur solange aktiv, wie ozeanische Kruste subduziert werden kann. Treffen die passiv transportierten kontinentalen Krustenteile zweier Platten aufeinander, ist die Subduktion an dieser Stelle beendet.

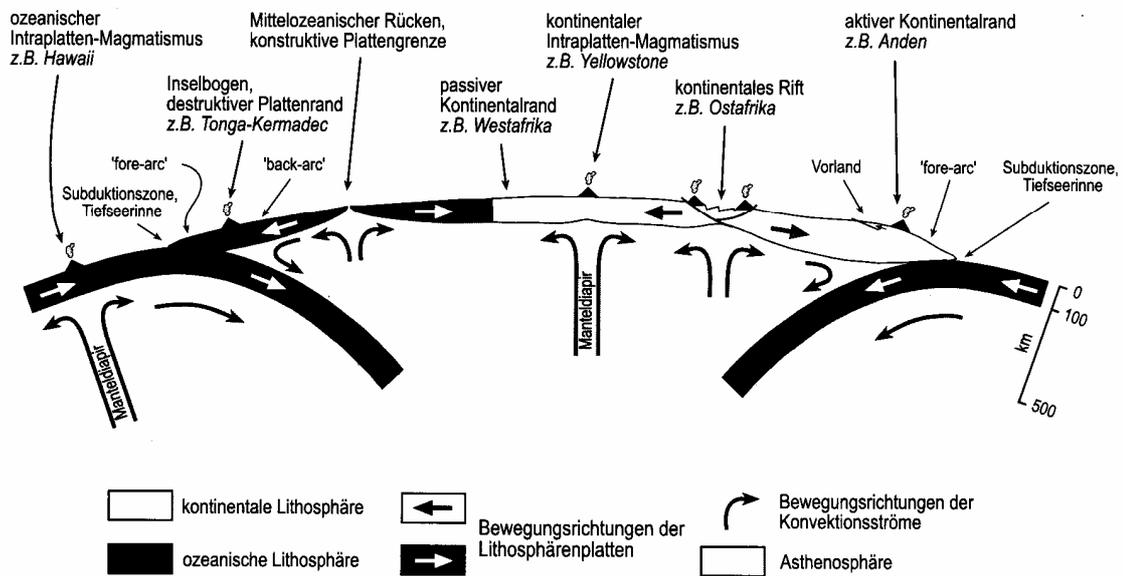


Abb. 1.4
Schematische und annähernd maßstabstreu Darstellung der Grundelemente der Plattentektonik; Vulkane sind größer abgebildet. Der Schnitt bezieht sich nicht auf eine reale Plattenkonfiguration auf der heutigen Erde.

Abb. 7 : Bahlburg, H. & Breitkreuz, Chr. ; Grundlagen der Geologie; Stuttgart 19998; S. 7

Mittelozeanische Rücken und Subduktionszonen stellen die wichtigsten Grenzen der Platten dar.

PLATTENGRENZEN :

1. Divergente oder konstruktive Plattengrenzen - Mittelozeanische Rücken; Prozess : Sea-Floor-Spreading
2. Konvergente oder destruktive Plattengrenzen - Subduktionszonen / Tiefseegräben; Prozess : Subduktion
3. Konservative oder konservierende Plattengrenzen - **Transform-Störung**; Transformstörungen finden sich vor allem als Querstörungen an mittelozeanischen Rücken, wo sie die Verbindungselemente der in einzelne Segmente aufgeteilten Rücken bilden. An ihnen wird die Horizontalbewegung einzelner Segmente der Platten durch seitliches Aneinandervorbeigleiten möglich, ohne dass Kruste neu gebildet oder zerstört wird. (Abb. 8).

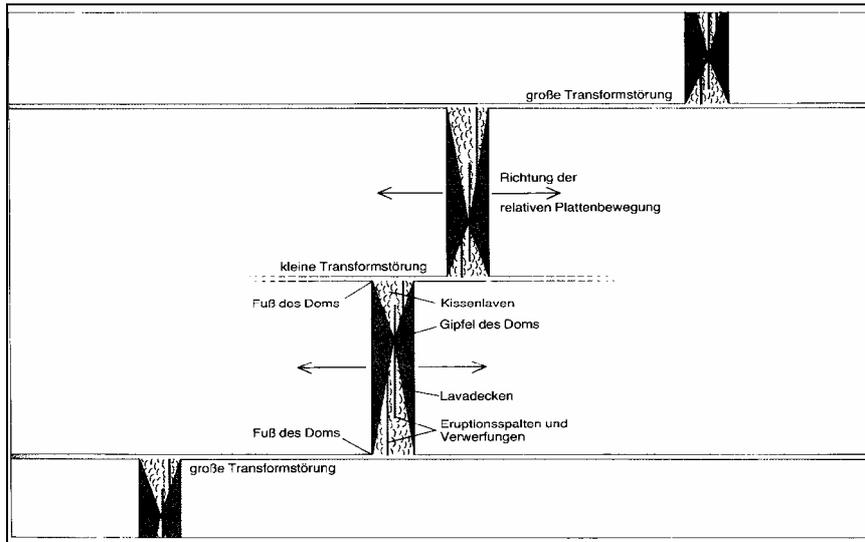


Abb. 8 : Hypothese von Francheteau und Ballard zur Bildung von Transformstörungen zwischen Spreizungsstellen an mittelozeanischen Rückensegmenten. in : Die Dynamik der Erde; Spektrum - Sammelband; Heidelberg 1987; S. 117

Nach der Hypothese von Francheteau und Ballard zur Bildung von Transformstörungen zwischen Spreizungsstellen an mittelozeanischen Rückensegmenten (Abb. 8) befindet sich in jedem Segment ein „vulkanischer Dom“. Die austretende Lava führt zur Bildung neuer ozeanischer Kruste und zur Spreizung des Ozeanbodens. Die Segmente bewegen sich unabhängig voneinander, aber mit der gleichen Relativbewegung vom Rücken weg.

Das Plattenmuster der Erde

Die Abgrenzung der Platten führt zu einem völlig anderen Oberflächenbild der Erde, als wir es durch die geographische Aufteilung in Kontinente und Ozeane gewohnt sind.

Um die große Anzahl von Platten oder Baueinheiten der Erdkruste zu ordnen, sind von verschiedenen Autoren Klassifikationsvorschläge für eine Einteilung der Platten gemacht worden.

Häufig verwendete Einteilungen unterscheiden zwischen 12, 9, 7 oder 6 großen Platten, sowie einer unbekanntenen Anzahl von Mikroplatten. Darunter werden Fragmente größerer Platten verstanden, die durch die Plattenbewegungen isoliert wurden oder aus denen die Großplatten zusammengesetzt sind. Abb. 9 gib eine Übersicht über die Verteilung der Platten auf der Erdoberfläche.

Abb. 9 zeigt die **GROSSPLATTEN** und die **KLEIN- UND MIKROPLATTEN**

Karibische Platte; Cocos Platte
 Nazca Platte; Juan-de-Fuca-Platte
 Rivera-Platte zwischen Cocos und Juan den Fuca
 Phillipinische Platte
 Arabische Platte, Ägäische-Platte / +/- Adriatische Platte,
 Anatolische-Platte / +/- Iranische Platte
 Indosinische Platte / südl. chinesische Platte / Sinische-Platte / Chinesische Platte,
 Ochotskische Platte / Südsandwich-Platte / Scotia-Platte,

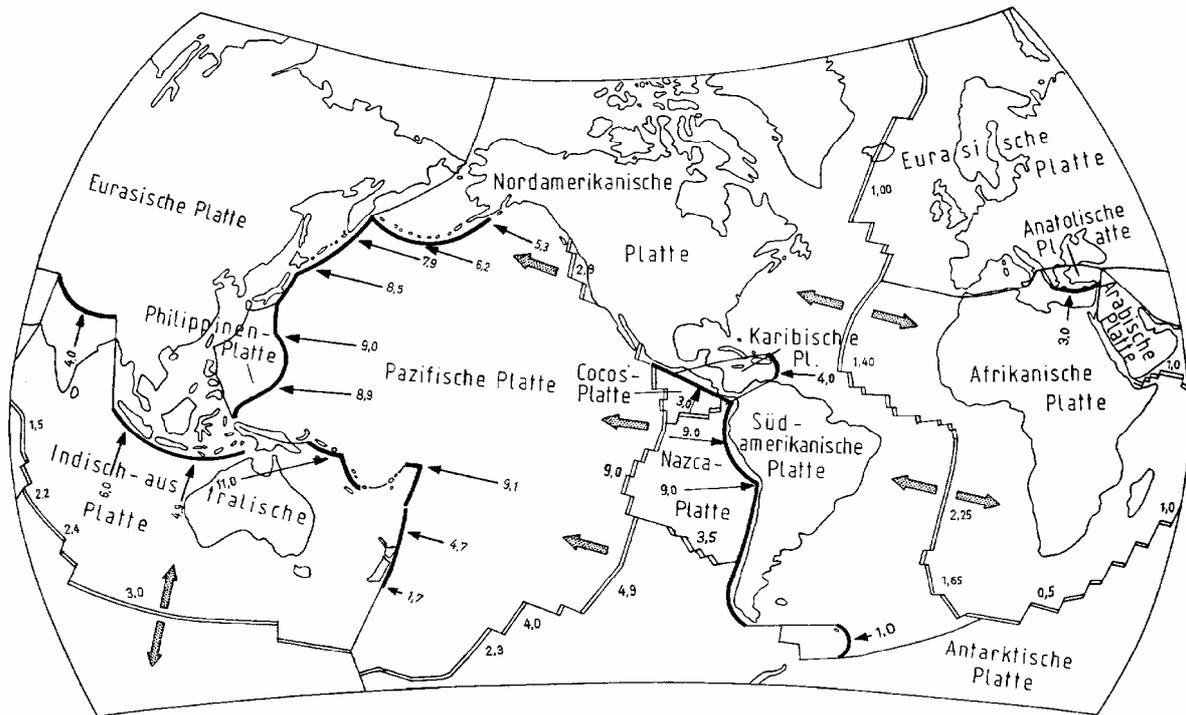


Abb. 9 : Lithosphärenplatten, Riftsysteme und Subduktionszonen.
Strobach, K. ; Unser Planet Erde; Berlin 1991; S. 181

Stadien der Plattenbewegung mit Beispielen:

Der Ablauf der Plattenbewegungen lässt sich in 6 Stadien zusammenfassen :

1. Stufe - Vorstadium / Riftstadium - Embryonalstadium

Grabenbrüche auf Kontinenten fördern das Aufreißen von tiefgreifenden Schwächzonen, in die Magma aus dem oberen Mantel eindringen kann.

Beispiele : Das vorderasiatische Grabensystem, der Oberrheintalgraben.

2. Stufe - Junges Stadium / Öffnungsstadium

Der Kontinent ist durch das beginnende Sea-Floor-Spreading bereits aufgerissen, die beiden getrennten Teile entfernen sich voneinander.

Beispiele : Rotes Meer, Golf von Aden, Afar-Dreieck

3. Stufe - Reifestadium / Offenes Stadium :

Die Platten haben sich bereits weit voneinander entfernt, durch Eindringen von Magma in den aktiven Grenzbereich der beiden Platten wird ständig neuer Meeresboden produziert. Die Öffnung und Entfernung der Platten voneinander geht weiter.

Beispiel : Atlantik

4. Stufe - Resorptionsstadium

Die Neuproduktion von Meeresboden an den auseinandergelenden Plattengrenzen (divergente Plattengrenzen) stagniert, es überwiegt der Abbau, die Verschluckung von Meeresboden an den zusammengehenden Plattengrenzen (konvergierende Plattengrenzen), die Subduktion.

Beispiel : Pazifik

5. Stufe - Schließstadium

Bereits ein weitgehend geschlossenes Stadium, bei dem der ursprünglich zwischen den Platten befindliche Ozeanbereich nur noch in einzelnen Restmeeren existiert, wie z.B. das Schwarze Meer, das Kaspische Meer und das Mittelmeer. Es kommt zur Kollision von kontinentalen Gesteinsmassen, die auf- und übereinandergeschoben, verfaltet und zerbrochen werden.

Beispiel : Mittelmeer mit Alpenraum

6. Stufe / Geschlossenes Stadium :

Der völlig geschlossene Zustand zwischen den Platten führt zur Beendigung der Bewegung. Das Resultat sind stark zusammengeschobene Faltengebirge mit einer noch einige Zeit andauernden Hebungstendenz zum Ausgleich des isostatischen Gleichgewichts.

Beispiele : Himalaya, Ural-Gebirge

Die Gesamtabfolge der 6 Stadien wird als **Wilson-Zyklus** (Abb. 10) bezeichnet, nach J. Tuzo Wilson, einem der Väter der Erforschung der Prinzipien der Plattentektonik. Der Ablauf eines kompletten Zyklus beträgt etwa 220 bis 230 Millionen Jahre. Daraus lässt sich auch folgern, dass es auf der Erde keinen an seinem Bildungsort befindlichen Ozeanboden gibt, der älter als 200 Mio. J. ist.

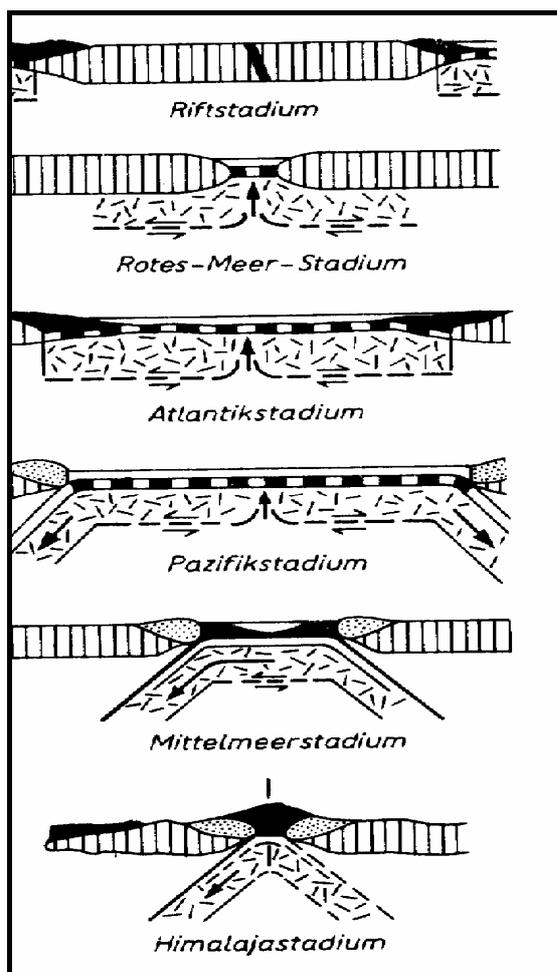


Abb.: 10 : Wilson-Zyklus; Hohl; R. (Hg.) 1985; S. 263

LITERATUR :

- Bahlburg, H. & Breitzkreuz, Ch.;
Grundlagen der Geologie. Stuttgart 1998; S. 150
- Frisch, Wolfgang & Loeschke, Jörg;
Plattentektonik, Reihe Erträge der Forschung Bd. 236; Darmstadt 1986
- Hohl, Rudolf (Hrsg.);
Die Entwicklungsgeschichte der Erde 6. Auflage; Hanau, 1985
- Lanius, Karl;
Die Erde im Wandel; Heidelberg, 1995
- Mason, b. & Moore, C.B.;
Grundzüge der Geochemie; Stuttgart 1985
- Möller, Peter;
Anorganische Geochemie - Eine Einführung; Berlin 1986
- Press, Frank & Siever, Raymond;
Earth, 2. Auflage; San Francisco 1978
- Strobach, Klaus;
Unser Planet Erde; Berlin 1991
- Wunderlich, Hans Georg;
Das neue Bild der Erde; Hamburg 1975

2. Kurze Einführung in die Gefügekunde :

Während der Tektogenese finden die Prozesse der bleibenden Deformation statt.
Zu unterscheiden sind hierbei :

Bruchtektonik (Kratogen, Germanotyp)

Faltentektonik (Orogen, Alpinotyp)

Ursachen für Deformation sind:

EINENGUNG - DEHNUNG - SCHWERKRAFT

Verantwortlich für Einengung sind : Horizontalbewegungen der Erdkruste.

Verantwortlich für Dehnung sind : Aufwölbungen der Erdkruste

Bei Einengungsvorgängen oder Pressungsvorgängen bilden sich :

bruchlos Falten,
bruchhaft Auf- und Überschiebungen.

Resultat : Oberflächenverkleinerung

Bei Dehnungsvorgängen bilden sich

bruchlos Flexuren,
bruchhaft Abschiebungen, Sprünge, Grabenbrüche

verbunden mit Schwerkraftwirkung, also auch Absinken von Krustenteilen.

Resultat : Oberflächenvergrößerung.

Tektonische Erscheinungsformen und Elemente :

Biegungserscheinungen führen zur Bildung von Falten, als Folge aus seitlicher Verkürzung / Einengung. Sie sind die Folge von Verbiegungen als bruchlose Verformung von Gesteinen mit Lagengefüge, das aus einer primären Struktur stammt, wie z.B. die Schichtung in Sedimenten, die Bänderung oder Lamination in Metamorphiten.

Die beanspruchenden Kräfte wirken:

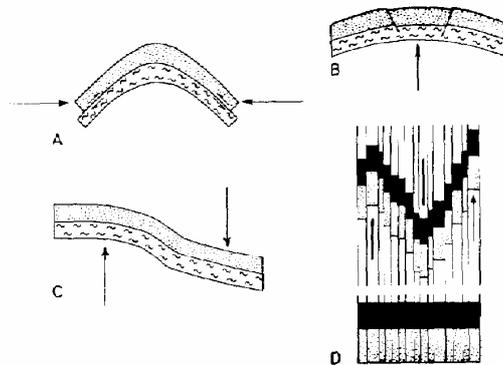
- tangential,
- radial und/oder
- vertikal.

Die Größen der Falten sind sehr unterschiedlich, sie reichen in den Dimensionen von mm bis km.

VERBIEGUNGEN / FALTEN

4 GRUNDTYPEN :

Skizzen an der Tafel und Ergänzung durch Folie.



Klassifikation von Falten nach ihrem Verformungsstil; (A) Biegefalte, (B) Beule, (C) Flexur (Monokline), (D) schematische Scherfalte

Abb. 11: aus : Flick, H. et.al.; Clausthaler Tektonische Hefte 12; CLZ; 1981; S. 61

Die Typen im Einzelnen :

Darstellungen aus dem Lexikon der Geowissenschaften einfügen
Stichwort „Falte“

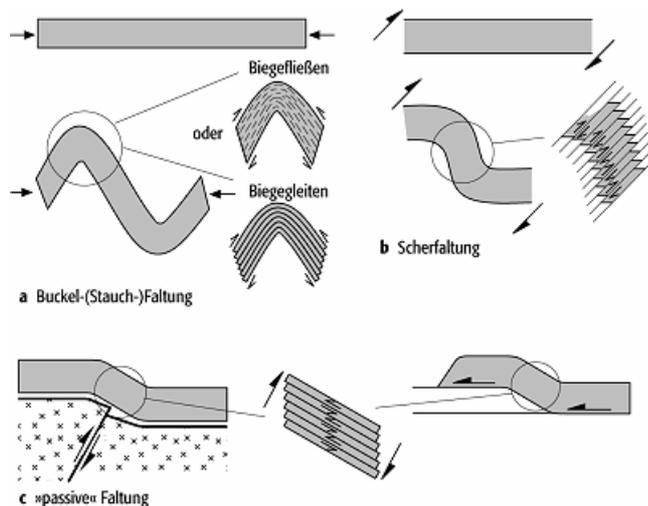


Abb. 12: Endglieder von Faltungsmechanismen:

- Buckel- oder Stauchfaltung,
- b) Scherfaltung und
- c) "passive" Faltung.

VEKTORIELLES KOORDINATENSYSTEM

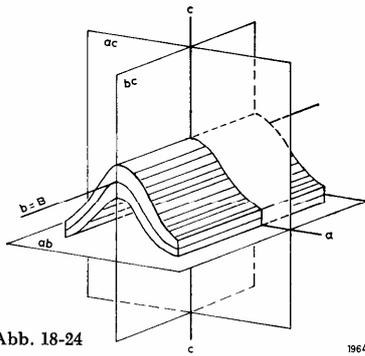


Abb. 18-24

1964

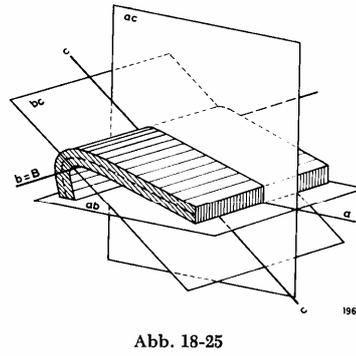


Abb. 18-25

1964

18-24. Stehender = rhombischer Sattel mit den Gefügekoordinaten a, b und c. Die b-Achse des Koordinatenkreuzes entspricht der Faltenachse B. Die Faltenachsen-Fläche bc steht senkrecht

Abb. 13: aus Brinkmann, R. (Hrsg.) 1972; S. 37

- Die a-Achse liegt in der Richtung der stärksten Einengung, der Hauptrichtung des tektonischen Transports.
- Die b-Achse ist die Drehachse für die Deformation.
- Die c-Achse steht bei symmetrischen Falten (rhombische Symmetrie) senkrecht auf den beiden anderen Achsen. Bei einfach oder zweifach geneigten Winkeln zwischen den Achsen (monoklin oder triklin) steht sie im entsprechenden Winkel zu den anderen Achsen.

BRUCHERSCHEINUNGEN

TEKTONISCHE TRENNFLÄCHEN

Tektonische Trennfläche oder Fuge ist ein Oberbegriff für alle Flächen, welche die gestaltliche und/oder mechanische Kontinuität eines Körpers unterbrechen.

Zu den tektonischen Trennflächen gehören :

Kluft, Scherbruch, Gleitbruch,
Schieferung,
Trennbruch/Störung, Verwerfung,
Aufschiebung, Abschiebung usw.

Um die tektonischen Elemente räumlich beschreiben zu können verwenden wir auch hier ein **VEKTORIELLES KOORDINATENSYSTEM** (s. Abb. 6)

KLÜFTE zeigen keine sichtbaren Bewegungsspuren auf den Flächen. Sie bilden sich z.B. durch diagenetische Schrumpfung oder als Kontraktionsklüfte bei Plutoniten.

KLÜFTE :

Klufttyp	Orientierung im vektoriellen Koordinatensystem	Beschreibung
Längskluft S-Klüfte	bc-Klüfte	Parallel zur Hauptstreichrichtung angeordnet
Querkluft Q-Klüfte	ac-Klüfte	Quer zur Hauptstreichrichtung
Lagerkluft L-Klüfte	ab-Klüfte	Parallel zum Gewölbedach des Plutons
Diagonalkluft D-Klüfte		Übergänge zu Scherbrüchen oder Störungen

Tabelle 1: Orientierung von Kluftsystemen

Die Angaben zur Orientierung der Flächen beziehen sich auf die Parallelität der Flächen zu der jeweils benannten Achse.

Beispiel : Die ac-Kluft verläuft parallel zur a- und c Achse, also senkrecht zur Faltenachse.

Wenn Klüfte „gefüllt“ auftreten werden sie als Gänge bezeichnet. Das Füllmaterial kann sehr unterschiedlichen Charakter haben. Häufig ist die Füllung mit Mineralien,

seltener mit magmatischen oder sedimentären Gesteinen. Das Material der Füllung wird als Ganggestein bezeichnet.

STÖRUNGEN sind nach ihrem Charakter Verschiebungen, also bruchhafte Vorgänge, die Bewegungen von Gesteinspaketen in beliebiger Richtung, aber parallel zur Trennfläche, bewirken. Die Lagerung von Gesteinen wird dabei gegenüber ihrer zuvor eingenommenen Position "verworfen". Von hier stammt auch der Begriff **VERWERFUNG**. Sie sind häufig verbunden mit vorhandenen Klüften, die ja die Trennflächen bilden. Dabei kann der Zusammenhang zeitlich direkt oder mit deutlicher Verschiebung auftreten.

Störungen sind die Folge von :

- Aufschiebungen
Trennflächen von 45 - 90° Neigung
Unterschieden werden Gerade Aufschiebungen und Schrägaufschiebungen
- Überschiebungen
Trennflächen von 0° - 45° Neigung

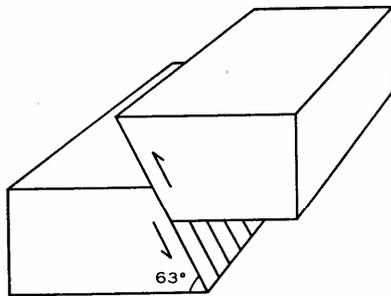


Abb. 16a

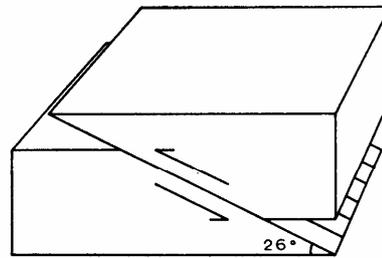


Abb. 16b

Auf- und Überschiebungen

a) Schema einer Aufschiebung

b) Schema einer Überschiebung

Abb. 14 : Auf- und Überschiebungen. aus : Adler et.al. Clausthaler Tektonische Hefte 3; CLZ; 1967; S. 25

Schrägabschiebungen - Nach der Richtung der Abschiebung werden unterschieden :

Abschiebung	Angabe der Richtung
Synthetisch	Gleiche Einfallsrichtung von Störung und Schicht
Antithetisch	Entgegengesetzte Einfallsrichtung von Störung und Schicht

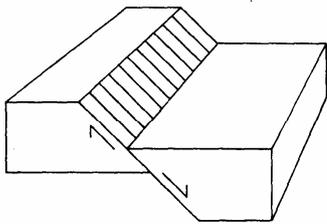


Abb. 22
Schema einer Abschiebung

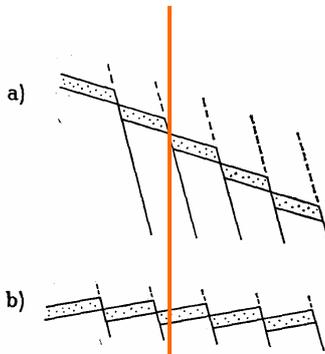


Abb. 23
Synthetische a) und antithetische b)
Abschiebungen (schematisch)

Abb. 15 : aus : Adler et.al. Clausthaler Tektonische Hefte 3; CLZ; 1967; S. 30

Blattverschiebungen (Seitenverschiebungen)

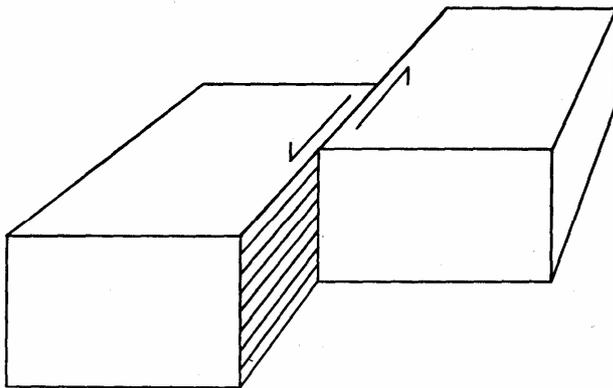


Abb. 20
Schema einer Blattverschiebung (Seitenverschiebung)

Abb. 16 : aus : Adler et.al. Clausthaler Tektonische Hefte 3; CLZ; 1967; S. 28

Durch Pressung oder Dehnung.

Die Schwerkraft wirkt dabei entweder fördernd oder hemmend.

In der Geodynamik werden sie bezeichnet als → **TRANSFORMSTÖRUNGEN**

Die Elemente der kleinräumigen Tektonik gehören zur großen Gruppe der geologischen Trennflächen

1. Tektonische Trennflächen oder Diskontinuitätsflächen

Störungsflächen an denen Gesteinsschichten, als Folge einer bruchhaften Verformung, relativ zueinander bewegt worden sind.

Die Verstellung führt zur Störung des primären Gesteinsverbandes.

Über die tektonischen Trennflächen hinaus gibt es weitere Typen von Trennflächen, die auch allgemein als geologische Trennflächen bezeichnet werden können. Im weitesten Sinne gehören hierher alle Flächen, die sich aus den Bildungsprozessen der Gesteine ergeben und der o.g. Definition entsprechen.

Ein Beispiel sind die petrogenetischen Trennflächen.

2. Petrogenetische Trennflächen / sedimentär

Sedimentäre Trennflächen sind zum Beispiel Schichtflächen, oder Sedimentstrukturen.

Wichtige Begriffe :

KONKORDANZ Kontinuität der Schichtfolgen

→ Schichtfolgen und Schichtfugen zwischen parallelen Schichten

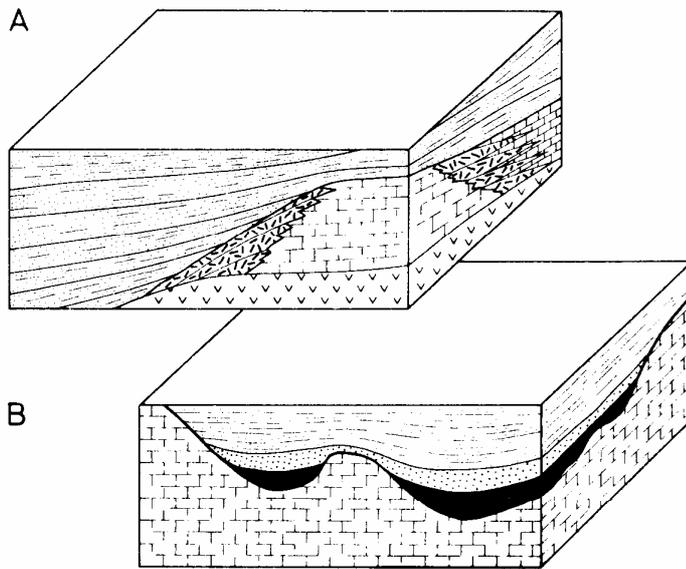
DISKORDANZ eine Lücke oder Diskontinuität in der Schichtfolgen

→ Unterbrechung der parallelen Schichtfolge

Diskordanz	Beschreibung
Anlagerungsdiskordanz	Zeigt sich, wenn eine ältere Sedimentfolge keine horizontalen Begrenzungsflächen im Hangenden ausbildet. Es kommt zur schrägen Anschüttung von Sedimenten.
Winkeldiskordanz	Die Schichten unter der Diskordanz haben eine andere Orientierung als die Schichten darüber.
Erosionsdiskordanz	Sie wird durch erosive Ausräumung der Liegendserie hervorgerufen. Es zeigt sich eine Schichtlücke (Hiatus). Die Schichten unterhalb und oberhalb einer Erosionsdiskordanz haben gleiches Einfallen.
Transgressionsdiskordanz	Sie zeigt sich, wenn ein älterer Gesteinskomplex abgetragen und durch tektonische Vorgänge beansprucht wird, z.B. gefaltet, gekippt oder herausgehoben und anschließend von flachlagernden Decksedimenten überlagert wird. Die Diskordanz stellt häufig eine erhebliche zeitliche Lücke (Hiatus) dar, in der die beschriebenen Vorgänge abgelaufen sind.

Tabelle 2: Diskordanztypen

Beispiele:



Sedimentäre Diskordanzen; (A) Anlagerungsdiskordanz an einem Riff, (B) Erosionsdiskordanz über einem verkarsteten Kalkstein

Abb. 16 : Sedimentäre Trennflächen
aus : Flick, H. et.al.; Clausthaler Tektonische Hefte 12; CLZ; 1981; S. 47

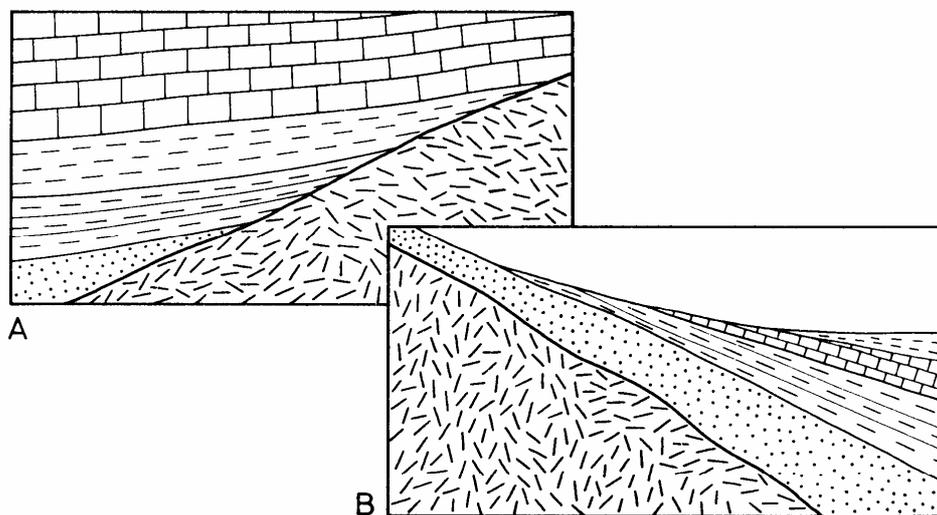
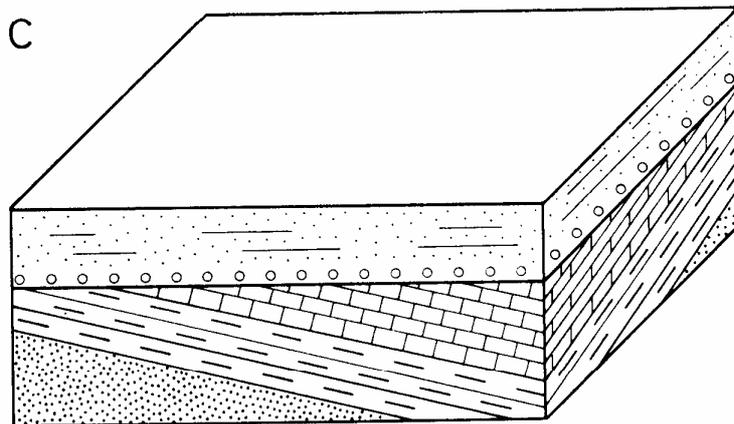
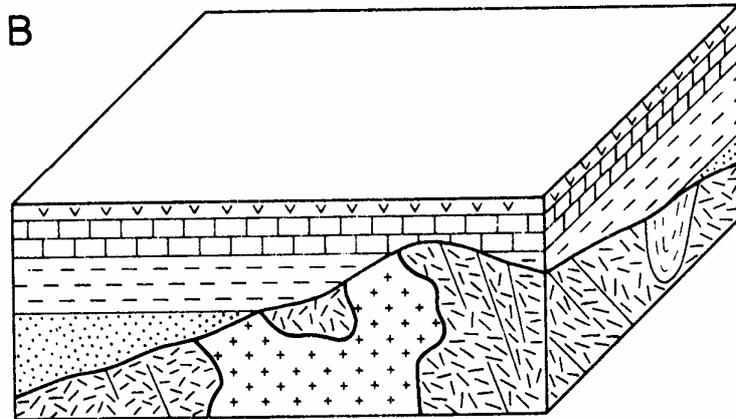
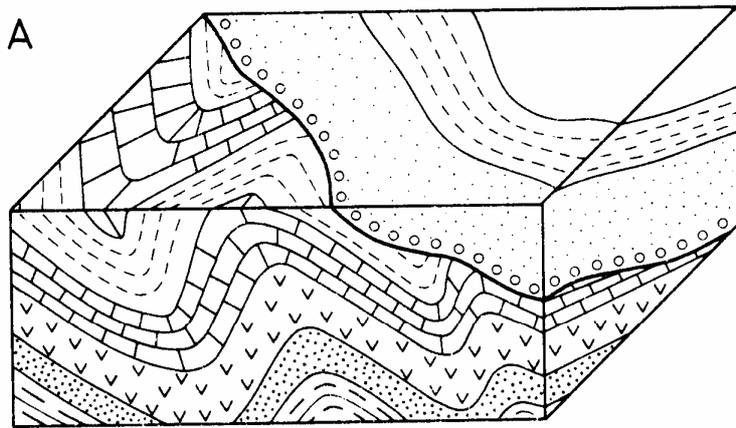


Abb. 32 Schichtungserscheinungen bei (A) Transgression und (B) Regression

Abb. 17 : Sedimentäre Trennflächen
aus : Flick, H. et.al.; Clausthaler Tektonische Hefte 12; CLZ; 1981; S. 51



**Transgressionsdiskordanzen; (A) über gefalteter
Sedimentfolge, (B) über metamorphem Grundgebirge,
(C) über gekippter Sedimentscholle**

Abb. 18 : Sedimentäre Trennflächen
aus : Flick, H. et.al.; Clausthaler Tektonische Hefte 12; CLZ; 1981; S. 49

3. Petrogenetische Trennflächen / magmatisch u. metamorph

Die petrogenetischen Trennflächen im engeren Sinne treten in den Bereichen der Metamorphose und des Magmatismus auf. Hierbei handelt es sich um:

- Schieferungsflächen,
- Einregelungen von Mineralien,
- Fließgefüge u.ä.

Ein Beispiel für eine magmatische Trennfläche zeigt die **Intrusionsdiskordanz** in Bild A der folgenden Abb. 19.

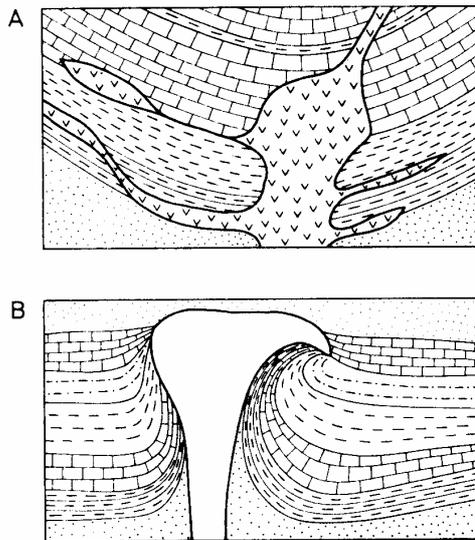


Abb. 19 :

Sedimentäre Trennflächen

A. Erläuterung zur Intrusion eines magmatischen Gesteins in eine muldenförmige Sedimentfolge. Ähnlich können metamorphe Intrusionen (z.B. metasomatische Prozesse und Umwandlungen) verlaufen.

B. Erläuterung zur diapirischen Intrusion eines Salzkörpers. Sie kennzeichnen gemeinsam eine Unterbrechung in der kontinuierlichen Gesteinsausbildung.

aus :Flick, h. et.al.; Clausthaler tektonische Hefte 12; CLZ; 1981; S. 52

Das Messen geologischer Trennflächen

Für das Messen der Trennflächen unterscheiden wir:

- **Flächige = 2-dimensionale) Elemente**
= Strukturelemente in geologischen Körpern, die als Flächen messbar sind
- **Lineare = 1-dimensionale) Elemente.**
= Strukturelemente in geologischen Körpern, die als Linien messbar sind

Gemessen werden beide Elemente mit dem **Geologenkompass**

Die Elemente geologischer Flächen :

Streichen (Azimut)

Ist die Abweichung der horizontalen Schnittlinie einer Fläche/Linear von der N-S-Richtung.

Einfallswinkel

Der Einfallswinkel/Abtauchen (Fallwinkel) gibt die Neigung einer Fläche/Linear gegen die Horizontale an.

Einfallen

Gibt die (Himmels-) Richtung des Einfallens der geneigten Fläche (Normalkompass) an.

Der Messvorgang bei der Messung mit dem Normalkompass:

1. Streichen

Anlegen der N-S-Kante des Kompass an die Fläche.

Horizontieren des Kompass mit der Libelle (Wasserwaage).

Ausschwingen der Kompassnadel bis zur Ruhestellung.

Ablesen des Wertes zwischen 0 – 180 = Streichwert. z.B. 135

2. Einfallswinkel

Auflegen der Längskante (N-S) des Kompass auf die geneigte Fläche und Ablesen des Winkels am Goniometer. z.B. 45

3. Einfallen = Richtung des Einfallens.

Ablesen der Himmelsrichtung, in der die geneigte Fläche einfällt. Dazu auf die Kompassnadel sehen und den Quadranten benennen, der in dieser Richtung liegt (NE, SW, NW, SE). z.B. NE

Der Wert wird notiert: 135/45/NE

Die Werte in eine Tabelle schreiben:

Beispiele:

Streichen	Einfallswinkel	Richtung des Einfallens
135	45	NE
45	60	NW

Messung mit dem Clar-Kompass:

Beim Messen mit dem Clar-Kompass werden nur die Richtung des Einfallens und der Einfallswinkel gemessen.. Dies wird in der Regel in einem Messvorgang vorgenommen.

Das Linear

- Das **Streichen** eines Linears ist der Winkel zwischen der Horizontalprojektion des Linears und der N-S-Richtung.
- Das **Abtauchen** eines Linears gibt den Winkel zwischen der Horizontalen und der größten Neigung des Linears an.
- Die **Richtung des Abtauchens** eines Linears.

Der Messvorgang bei Linearen mit dem Normal-Kompass.

- Für die Messung wird die N-S-Kante des Kompass an das lineare Element angelegt. Abgelesen wird der Wert zwischen 0 – 180° .

Mit dem Normalkompass müssen auch hier drei Angaben gemacht werden.

Gemessen wird in den Bereichen :

Streichen	
Winkel des Abtauchens	
Richtung des Abtauchens	

Beim Messvorgang der Lineare mit dem Normalkompass gehen wir also ähnlich vor wie bei der Einmessung von Flächen.

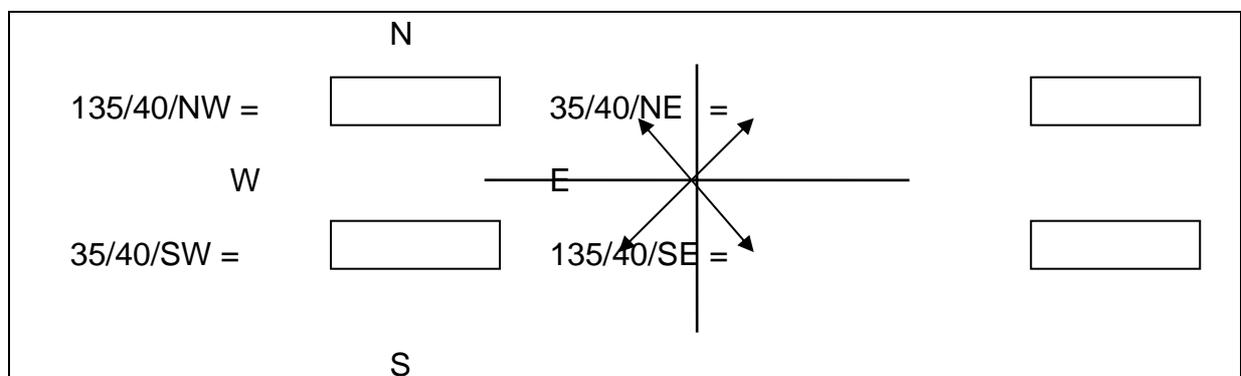
Der Messvorgang bei Linearen mit dem Clar-Kompass.

- Mit dem Clar-Kompass kann auch die Messung von Linearen auf zwei Werte beschränkt werden. Für die Messung wird die N-S-Kante des Kompass an das lineare Element angelegt. Abgelesen wird an der roten oder schwarzen Kompassnadel, je nach dem welche der beiden Farben am zweifarbigen Winkelmesser der Kompassklappe angezeigt ist.

Gemessen werden :

Streichen	
Winkel des Abtauchens	
Richtung des Abtauchens	

Aufgabe: Bitte ergänze die Clar-Werte in der Abbildung.



3. Richtungsstatistik

Voraussetzung ist eine sinnvolle Datenerhebung.

- **Datenmenge und Datenauswahl müssen dem Problem angemessen sein.** Dabei geht es vor allem um die Aussagefähigkeit der Daten.
- **Daten müssen repräsentativ sein.** Es müssen für die Fragestellung angemessen viel Daten für eine Auswertung zur Verfügung stehen.

Darstellung von Richtungsdaten in Kreisdiagrammen

1. **Kluftrose.** Sie dient zur Ermittlung der Orientierung von eindimensionalen Messwerten dargestellt durch die Streichwerte (Normalwerte) für Flächen oder Linieare.

Verwendet werden verschiedene Netzprojektionen. Zur Darstellung von Kluftrosen dient die flächentreue Polarprojektion.

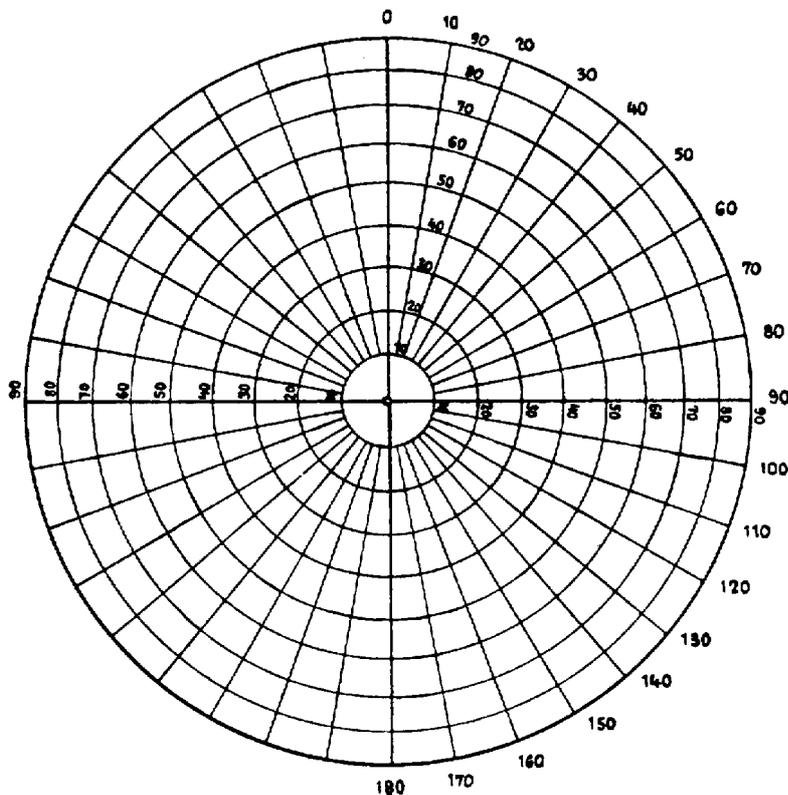


Abb. 21: Flächentreue (Lambertsche) Polarprojektion der Lagenkugel. (Lexikon der Geowissenschaften 2002)

Wiederholung aus dem 3. Sem. / Klasse12/1 und erste Studienfahrt.

Übung: Datenset für Übung n = 20 Werte - CLAR - WERTE

Clar-Wert		Normalwert		
40	80			
135	35			
50	85			
230	80			
140	35			
135	40			
225	85			
55	85			
220	80			
125	40			
130	45			
225	80			
135	45			
45	85			
130	35			
50	80			
130	40			
145	45			
215	85			
140	40			

Vorgehensweise : **Die Arbeitsschritte im Einzelnen.**

1	
2	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
11	

<i>Klasse bis</i>	<i>Häufigkeit</i>
0 - 9	
10 - 19	
20 - 29	
30 - 39	
40 - 49	
50 - 59	
60 - 69	
70 - 79	
80 - 89	
90 - 99	
100 - 109	
110 - 119	
120 - 129	
130 - 139	
140 - 149	
150 - 159	
160 - 169	
170 - 179	

2. Richtungsrose: Für die Darstellung der Orientierung von Einfallsrichtungen von Flächen und/oder Linearen werden die Clar-Werte für die Richtung des Einfallens oder für Lineare (Streichen) verwendet

Vorgehen wie bei der Kluffrose. Die Werte werden allerdings nur einmal in ihrer Einfallrichtung abgetragen.

Die Klasseneinteilung wird auf 360° bezogen.

<i>Klasse bis</i>	<i>Häufigkeit</i>
0 - 9	
10 - 19	
20 - 29	
30 - 39	
40 - 49	
50 - 59	
60 - 69	
70 - 79	
80 - 89	
90 - 99	
100- 109	
110 - 119	
120 - 129	
130 - 139	
140 - 149	
150 - 159	
160 - 169	
170 - 179	
180 - 189	
190 - 199	
200 - 209	
210 - 219	
220 - 229	
230 - 239	
240 - 249	
250 - 259	
260 - 269	
270 - 279	
280 - 289	
290 - 299	
300 - 309	
310 - 319	
320 - 329	
330 - 339	
340 - 349	
350 - 359	

3. Das Schmidt'sche Netz für die Darstellung von Flächenpolen oder Durchstoßpunkten von Linearen. Hier werden Flächen oder Lineare durch einen Punkt dargestellt.

Verwendet wird die flächentreue Azimutalprojektion bezogen auf die untere Lagenkugel.

Zugrunde liegt das Prinzip der Lagenkugel-Projektion zur Darstellung von Richtungswerten in der Tektonik.

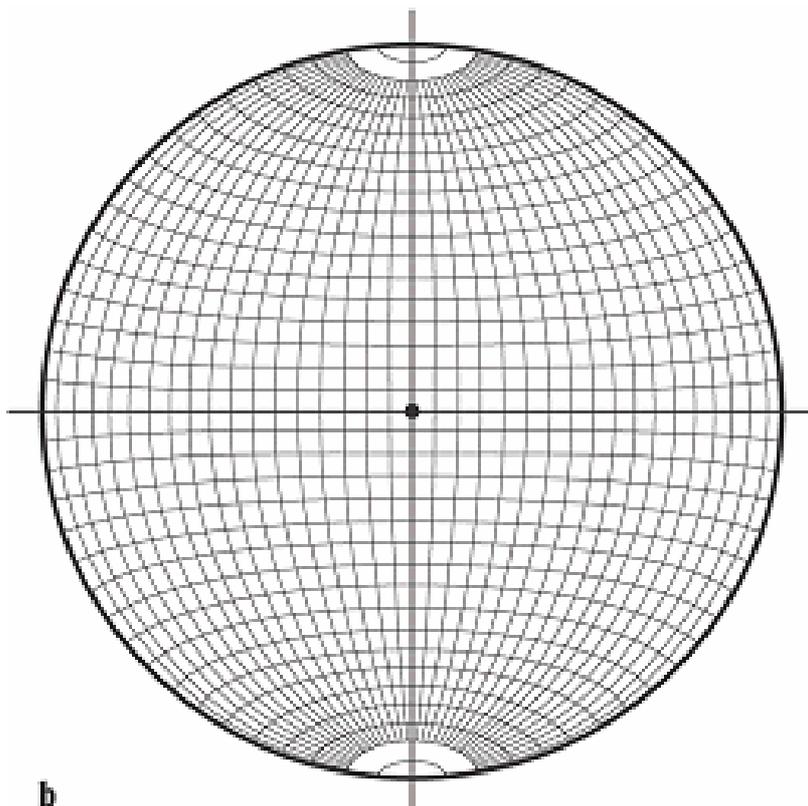


Abb. 23: Flächenreue Azimutalprojektion der Lagenkugel (Schmidtsches Netz).

Zum Eintragen der Werte bedarf es einiger Vorbereitungen.

Vorbereiten des Netzes

<u>Vorbereiten des Netzes</u>	
1	Aufkleben des Netzes auf eine Pappe und Anbringen einer Reißzwecke im Mittelpunkt des Netzes.
2	Zurechtschneiden einer Oleate (Transparentpapier) und Nachzeichnen eines Kreises mit dem Durchmesser des Netzes auf der Oleate.
3	Auflegen der Oleate mit dem Mittelpunkte auf die Reißzwecke, so dass sie über dem Netz drehbar ist. Der Kreis auf der Oleate muss mit dem Netz übereinstimmen.
4	Beschriften der Oleate mit den natürlichen Himmelsrichtungen und den Protokolldaten der Aufgabe
5	Einfügen der Legende

Arbeitsschritte für das Eintragen der Flächenpole aus Normalwerten:

Vom Ermitteln des Großkreises einer Fläche zur Konstruieren des Flächenpols.	
1	Drehen des N-Pols der Oleate auf den gemessenen Streichwert
2	Abtragen des Einfallswinkels auf der E-W-Achse des Netzes von der Seite, auf der auf der Oleate die Einfallsrichtung der Fläche steht (von außen nach innen). <ul style="list-style-type: none"> • Der eingetragene Punkt stellt den Schnittpunkt des Großkreises dar.
3	Verbinden des Punktes mit dem Nord- und Süd-Pol des Netzes. <ul style="list-style-type: none"> • Die Verbindungslinie stellt den Großkreis der Fläche dar.
4	Abtragen eines Betrages von 90° über den Mittelpunkt des Netzes hinaus. Der resultierende Punkt stellt den Durchstoßpunkt der Flächennormalen durch die Lagenkugel dar. <ul style="list-style-type: none"> • Er entspricht der senkrechten Projektion des Flächenpols.

Eintragen der Flächenpole aus Clar-Werten

Eintragen der Flächenpole aus Clar-Werten.	
<u>1</u>	Drehen der Oleate auf den gemessenen Wert für die Richtung des Einfallens
<u>2</u>	Abtragen des Einfallswinkels vom Mittelpunkt des Netzes nach S = von innen nach außen .

EINTRAGEN VON LINEAREN FÜR WERTE AUS CLAR-KOMPASS-MESSUNG.

Eintragen von Linearen aus Clar-Werten in das Schmidt'sche Netz.	
<u>1</u>	Drehen der Oleate auf den gemessenen Wert für die Richtung des Linears.
<u>2</u>	Abtragen des Abtauchwinkels von N nach S zum Mittelpunkt des Netzes = von außen nach innen .