

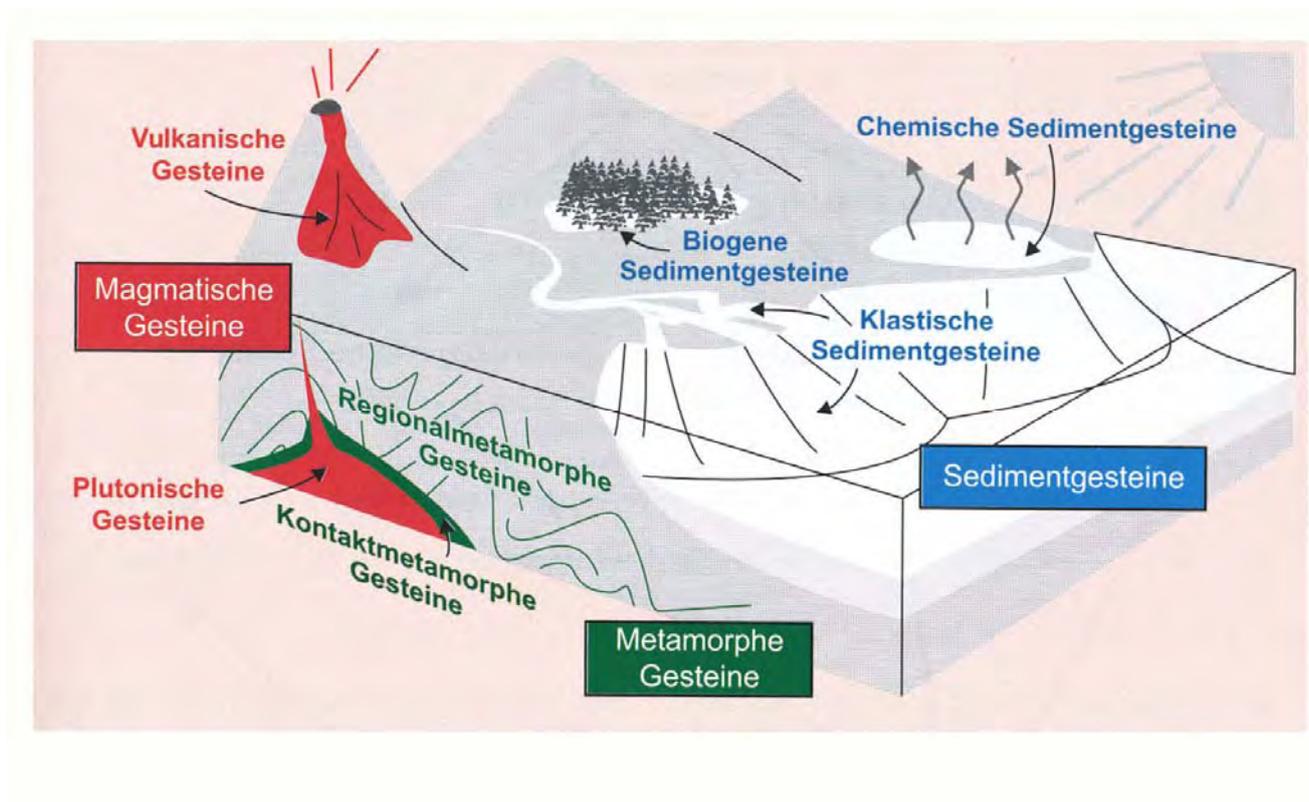
# UNIVERSITÄT BREMEN, Fachbereich 5 - Geowissenschaften

## SKRIPT

### Übung Gesteinsbestimmung

WS 2014/2015

G. Fischer und G. Bohrmann



Der Gesteinskreislauf (aus Sebastian, 2014)

## Vorwort und Ziele der Übung

Mit diesem Skript sollen Grundkenntnisse in der Gesteinskunde vermittelt werden, die ein wesentlicher Bestandteil des Moduls "Bausteine der Erde" sind. Der Inhalt und die dazugehörigen praktischen Fähigkeiten zur Gesteinsbestimmung sind ein wesentlicher Bestandteil der Prüfungen am Ende des Wintersemesters.

Es dient als Arbeitsgrundlage und stellt den theoretischen Hintergrund für die praktische Gesteinsbestimmung dar. Die einzelnen Textabschnitte sollen vor den entsprechenden Übungen von den Kursteilnehmern selbstständig durchgearbeitet werden, da in den Übungen die praktischen Gesichtspunkte der Gesteins-Beschreibung und -Bestimmung im Vordergrund stehen.

Das Hauptziel des Kurses besteht darin, dass die Teilnehmer am Ende der Veranstaltung die Gesteine mit der entsprechenden geologischen Nomenklatur beschreiben können. Die benutzten Abbildungen und Textteile sind verschiedenen Arbeiten und Publikationen entnommen (siehe Literaturverzeichnis) und sind Teil eines Skriptes für Hauptfach Studierende der Geowissenschaften von Pätzold, Fischer und Bickert. Dieses Skript ist nur für den internen Gebrauch bestimmt! Für weitergehende Information verweisen wir auf die angegebene Literatur am Ende des Skriptes.

*Bremen, im Oktober 2014      Gerhard Fischer*

### **Inhalt**

	Seite
1. Minerale und Gesteine	3
2. Magmatische Gesteine	14
3. Sedimente	22
3.2 Klastische Sedimente	23
3.3 Biochemische Sedimente	28
3.4 Chemische Sedimente	36
4. Metamorphite	41
5. Literaturliste (Auswahl)	48

*Anhang: Stratigraphische Tabelle*

# 1. MINERALE und GESTEINE

## 1.1 Definitionen von Mineral und Gestein

### Definition Mineral

*Minerale sind stofflich einheitliche (homogene), feste, anorganische, meist natürlich vorkommende Bestandteile der Erdkruste.*

Erklärungen zur Mineraldefinition:

1) Stofflich einheitlich (homogen): Minerale sind physikalisch und chemisch homogene (einheitliche) Körper:

- a) Als physikalisch und chemisch homogener Körper lässt sich jedes Mineral auf mechanischem Wege in theoretisch beliebig viele Teile zerlegen, die alle die gleichen physikalischen (Dichte, Lichtbrechung, usw.) und chemischen Eigenschaften aufweisen. Man bezeichnet allgemein ein Material als physikalisch und chemisch homogen, wenn beim Fortschreiten in einer Richtung immer dieselben physikalischen und chemischen Eigenschaften angetroffen werden, und wenn sich diese Eigenschaften in parallelen Richtungen wiederholen. Die meisten Minerale sind anisotrope Festkörper: ein Werkstoff, dessen Eigenschaften von der Richtung abhängen, nennt man anisotrop. Beispiele dafür sind: Ritzhärte, Wärmeleitfähigkeit, Spaltverhalten, optische Eigenschaften.
- b) Die chemische Homogenität besteht darin, dass jedes Mineral eine ganz bestimmte oder in festen Grenzen schwankende stoffliche Zusammensetzung aufweist. Diese lässt sich in einer chemischen Formel ausdrücken:
  - untergeordnet treten chemische Elemente auf (z.B. Schwefel: S, Graphit und Diamant: C)
  - oft kommen einfache chemische Verbindungen vor (z.B. Quarz:  $\text{SiO}_2$ ; Pyrit:  $\text{FeS}_2$ )
  - in zahlreichen weiteren Fällen variiert der Mineralbestand zwischen zwei oder mehreren Endgliedern als festgelegten Grenzen: (z.B. Olivin  $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$  mit den Endgliedern Forsterit  $(\text{MgSiO}_4)$  und Fayalit  $(\text{Fe}_2\text{SiO}_4)$ . Mg und Fe können völlig gegeneinander ausgetauscht werden. Diese Minerale bilden so genannte Mischkristalle.

2) Minerale sind in aller Regel kristallisierte (selten amorphe) Festkörper (Einkristalle), deren Bausteine (Atome, Ionen, Ionenkomplexe) dreidimensional regelmäßig angeordnet sind (Abb. 1.1.). Die einzige Ausnahme bildet gediegen Quecksilber (elementares Hg), was einen flüssigen Zustand besitzt.

Jedes kristallisierte Mineral zeichnet sich durch einen eigenen, geometrisch definierten Feinbau aus, der als Kristallstruktur bezeichnet wird (Abb. 1.2.).

Bei idealem Wachstum bilden die Kristalle ebenmäßige Polyeder (Vielflächner) als äußere geometrische Form (cf. Tab. 1.3):

- idiomorph (engl. *euohedral*: Kristalle sind allseits durch Kristallflächen begrenzt)

Wegen der gegenseitigen Behinderung in ihrem Wachstum können die meisten Kristalle in einem Gestein ihre Eigengestaltigkeit nicht oder nicht voll entwickeln:

- hypidiomorph (Kristalle sind z.T. durch Kristallflächen begrenzt)

- xenomorph (Kristalle ohne Kristallflächen)

Demgegenüber befinden sich nur wenige Minerale in einem nicht kristallisierten Zustand; in einem amorphen Zustand. Ihr Feinbau ist dann geometrisch ungeordnet. Zu ihnen gehört als bekanntester Vertreter der Opal ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ).

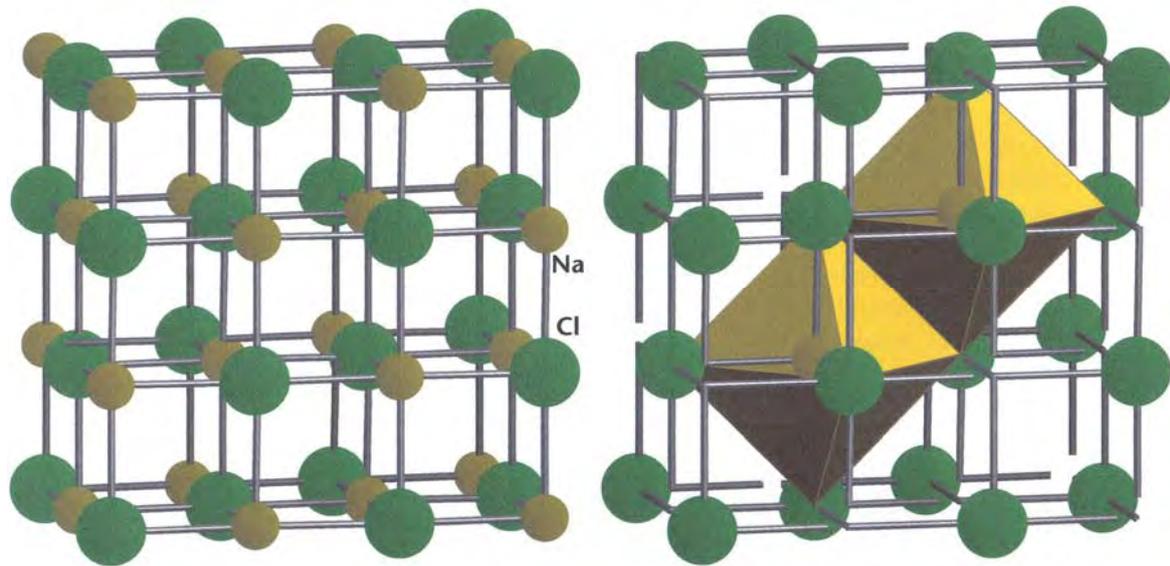


Abb. 1.1. Kristallgitter von Steinsalz (Halit, NaCl); jedes  $\text{Na}^+$ -Ion ist oktaedrisch von 6  $\text{Cl}^-$ -Ionen umgeben.

3) In weitaus überwiegender Mehrzahl sind Minerale durch anorganische Vorgänge gebildet worden, können aber in oder unter Mitwirkung von Organismen entstehen. (z.B. Calcit, Aragonit, Opal bilden häufig Skelette oder Schalen von Mikroorganismen oder wirbellosen Tieren (Invertebraten). Apatit ist ein wesentlicher Bestandteil von Knochen und Zähnen der Wirbeltiere. Elementarer Schwefel oder Pyrit können durch Reduktion unter Einfluß von Bakterien entstehen.

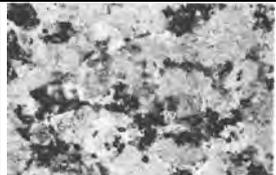
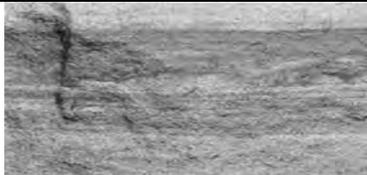
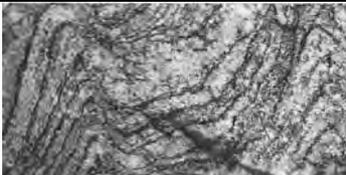
4) Sie sind natürliche Produkte, d.h. sie sind durch natürliche Vorgänge und ohne Einflussnahme des Menschen entstanden. Künstlich im Labor hergestellte Minerale werden als synthetisch bezeichnet (z.B. synthetischer Quarz, synth. Diamant).

### Definition Gesteine

Als **Gestein** bezeichnet man feste, natürlich auftretende, in der Regel mikroskopisch heterogene Aggregate von Mineralen, Gesteinsbruchstücken, oder Rückständen von Organismen. Die meisten Gesteine bestehen aus mehreren Mineralen (polyminerale Gesteine), andere aus nur einer Mineralart (monominerale Gesteine). Die meisten Gesteine der Erdkruste (und auch der terrestrischen Planeten) sind Silikatgesteine (Hauptbestandteile sind Feldspäte und Quarz).

Gesteine werden charakterisiert durch ihre mineralogische und chemische Zusammensetzung, ihr Gefüge und ihren geologischen Verband. Aus diesen Eigenschaften lassen sich Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen eines Gesteins ziehen. Gesteine werden aufgrund ihrer Entstehung (Genese) in drei Gesteinsgruppen eingeteilt (Magmatite, Sedimente und Metamorphite), die nacheinander im Kurs behandelt werden. Sie lassen sich durch bestimmte Kriterien im Handstück und im Aufschluss unterscheiden (Tab. 1.1). Jede Gesteinsgruppe kann aus einer anderen entstehen. Die Gesteine sind einem ständigen Wandel unterworfen und sind über den so genannten Kreislauf der Gesteine miteinander verbunden.

Tabelle 1.1. Die drei Hauptgesteinsgruppen mit Unterscheidungsmerkmalen und Untergliederung.

	<b>Magmatite</b>	<b>Sedimente</b>	<b>Metamorphite</b>
<i>Prozesse</i>	= aus einem Magma (=Schmelze) erstarrt	= Schicht- oder Absatzgesteine (Sedimentation, Diagenese)	= Umwandlungsgesteine (Rekristallisation neuer Minerale im festen Zustand)
<i>Unterscheidungsmerkmale</i>	- aus kristallisierten Mineralen bestehend - meist körnig, massig - richtungslos - keine Fossilien - i.d.R. keine Schichtung	- häufig mit Schichtung, Bänderung, Bankung (Schichtung = Materialwechsel) - Fossilien häufig	- meist typisch metamorphes Gefüge (=Paralleltexur=Einregelung von Mineralen) - gefältelt - keine Fossilien
<i>Einteilung in:</i>	<b>1. Plutonite</b>	<b>1. Klastische Sedimente</b>	<b>1. Kontaktmetamorphite</b>
	<b>2. Vulkanite</b>	<b>2. Biogene Sedimente</b>	<b>2. Regionalmetamorphite</b>
	<b>3. Ganggesteine</b>	<b>3. Chemische Sedimente</b>	<b>3. Hochdruckmetamorphite</b>
	<b>4. Pyroklastika</b>		
<i>Typisches Gestein:</i>	z.B. Granit	z.B. Sandstein	z.B. Gneis
<i>Typisches Erscheinungsbild:</i>			

## 1.2 Bestimmung von Mineralen nach äußeren Kennzeichen und physikalischen Eigenschaften

### A. Festigkeitsverhalten

#### 1) Härte

Die Härte ist ein Maß für die Fähigkeit Abrieb zu widerstehen. Sie ist Ausdruck der Kristallstruktur und der Kräfte innerhalb der Bindungen.

Tabelle 1.2. Mohs'sche Härteskala (= relative Skala), Ritzhärte (nach dem Mineralogen Friedrich Mohs, 1812).

Härte-Grad	Standard-Mineral	chemische Formel	Eigenschaften, Prüfkörper
1	Talk	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	leicht mit dem Fingernagel ritzbar
2	Gips	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	mit dem Fingernagel ritzbar
3	Calcit	$CaCO_3$	leicht mit Messer ritzbar
4	Fluorit	$CaF_2$	
5	Apatit	$CaCl(PO_4)_3$	noch mit dem Messer ritzbar
6	Orthoklas	$KAlSi_3O_8$	ritzen selbst
7	Quarz	$SiO_2$	Fensterglas
8	Topaz	$Al_2F_2SiO_4$	
9	Korund	$Al_2O_3$	schlagen Funken
10	Diamant	C	

Hilfsmittel:	Fingernagel	H > 2
	Kupfer-Münze (Cent)	H = 3 - 4
	billiges Taschenmesser	H = 5 - 6
	Fensterglas	H = 5 - 6
	Stahlfeile oder Stahlnagel	H = 6 - 7
	Strichplatte	H = 6 - 7

Die Härte ist eine zuverlässige Eigenschaft für die Bestimmung von Mineralen. Immer an frischen Mineralen testen!

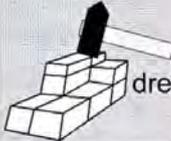
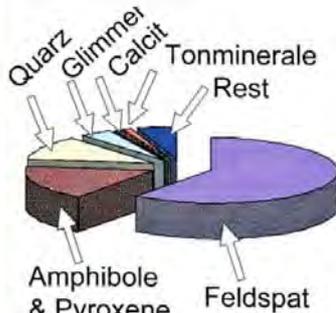
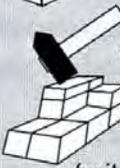
Mineralgruppe	Anteil an der Erdkruste	Diagnose	weitere Unterteilung
<b>Feldspat</b>	60 %	 weiß, rosa, fleischrot  gut dreidimensional spaltbar	<b>Kalifeldspat</b> eher rötlich fleischfarben 
			<b>Plagioklas</b> eher weiß 
<b>Pyroxene &amp; Amphibole</b>	17 %	 schwarz, dunkelbraun, dunkelgrün prismatisch	<b>Pyroxen</b> Spaltwinkel ca. 90° 
			<b>Amphibol</b> Spaltwinkel ca. 125° 
<b>Quarz</b>	13 %	 glasartig farblos, milchig, gefärbt  muschliger Bruch, Härte 7 (ritz Glas)	z. B. <b>Bergkristall</b> farblos, klar 
			<b>Milchquarz</b> weiß  <b>Amethyst</b> violett 
<b>Glimmer</b>	4 %	 schuppig, blättrig spaltend	<b>Biotit</b> schwarz 
			<b>Hellglimmer</b> farblos, silbrig 
<b>Tonminerale</b>	1 %	 < 0,002 mm plastisch	 <p>Summe der aufgeführten Minerale: 96 %</p>
<b>Calcit</b>	1 %	 braust mit Salzsäure  gut dreidimensional spaltbar Härte 3 (mit Messer ritzbar)	

Abb. 1.2. Kennzeichen wichtiger gesteinsbildener Minerale (aus Sebastian, 2014).

## 2) Spaltbarkeit, Bruch

Spaltbarkeit: Endsilbe (-spat) deutet darauf hin, dass die Minerale mehr oder minder spaltbar sind.

Die Kräfte, die die Atome in einem Kristall zusammenhalten, sind nicht in allen Richtungen gleich. Es existieren verschiedene definierte Ebenen, in denen Spaltbarkeiten auftreten:

Zur Unterscheidung von Pyroxenen und Amphibolen: Winkel der Spaltflächen zueinander in den so genannten „Kopfschnitten“ beachten (siehe Tab. 1.3): bei Pyroxenen (Augit):  $87^\circ$ ; bei Amphibolen (Hornblende):  $124^\circ$  (Abb. 1.2.).

### Maß der Spaltbarkeit:

- sehr vollkommen (vv): z.B. Calcit, Glimmer, Talk, Gips (häufig ist damit auch ein hoher Glanz verbunden)
- vollkommen (v): z.B. Steinsalz, Hornblende, Fluorit
- gut (g): z.B. Feldspat, Augit
- deutlich (d): z.B. Wollastonit
- merklich (m): z.B. Olivin, Nephelin
- schlecht (s): z.B. Quarz

In anderen Mineralen ist die Kristallstruktur so eng verknüpft, dass keine besonderen Spaltebenen existieren. Sie haben keine Spaltbarkeit, sondern zeigen nur Bruch:

### Art des Bruchs:

- muschelig: z.B. Quarz
- uneben
- splittrig
- hakig: bei Metallen

## 3) Dichte, spezifisches Gewicht ( $\text{g/cm}^3$ )

Verhältnis zwischen der Masse eines bestimmten Minerals und der Masse eines gleichen Volumens von Wasser.

Gesteinsbildende Minerale:  $2,6 - 2,8 \text{ g/cm}^3$  (z.B. Quarz, Feldspäte, Calcit)

Schwerminerale: deutlich größere Dichte als Quarz, in der Praxis  $> 2,9 \text{ g/cm}^3$ , da früher als Trennungsmittel Bromoform benutzt wurde.

<u>Beispiele:</u>	Quarz, $\text{SiO}_2$	$2,65 \text{ g/cm}^3$
	Baryt, $\text{BaSO}_4$	$4,5 \text{ g/cm}^3$
	Silber, Ag	$10,5 \text{ g/cm}^3$
	Gold, Au	$19,3 \text{ g/cm}^3$

## B. Optische Eigenschaften

### 4) Farbe

Die Farbe ist eine der offensichtlichsten Eigenschaften der Minerale und ist für viele Minerale auch typisch (z.B. Bleiglanz = stahlgrau, Olivin = grün) und diagnostisch wichtig. Viele Minerale zeigen aber aufgrund schwankender Zusammensetzung oder dem Einschluss von Verunreinigungen verschiedene Farben. Das Mineral Quarz ist ein gutes Beispiel dafür, dass zahlreiche Farbänderungen durch Spuren von Verunreinigungen erzeugt werden können (Quarz: farblos, weiß, violett, gelb, dunkelbraun).

Die Farbe eines Minerals sollte zur Bestimmung benutzt werden, sollte aber niemals als einziges Kennzeichen zur Mineralbestimmung heran gezogen werden!

## 5) Farbe des Strichs

Pulverfarbe eines Minerals. Ist viel charakteristischer zur Mineralbestimmung als die Farbe. Wenn ein Mineral gepulvert wird, zeigt es häufig eine andere und viel charakteristischere Farbe als das Mineral in größeren Körnern. Farbe und Strichfarbe sind häufig nicht identisch. Viele Minerale mit nichtmetallischem Glanz haben weißen oder pastellfarbenen Strich: dann oft nicht so gut zur Identifikation zu benutzen; aber bei metallischen Mineralen:

Beispiele:	Mineral	Formel	Farbe	Strichfarbe
	Hämatit	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	stahlgrau	kirschrot
	Pyrit	$\text{FeS}_2$	goldgelb	schwarz

Test: auf Strichplatte (unglasiertes Porzellan, Keramiktäfelchen)

Achtung: Minerale mit einer größeren Härte als die Strichplatte erzeugen keinen Strich, sondern ritzen die Strichplatte.

## 6) Glanz

Unterscheidung von metallischem und nichtmetallischem Glanz.

Typen von Glanz:

- Metallglanz: Erze, z.B. Pyrit, Hämatit
- Diamantglanz
- Glasglanz: z.B. bei Quarz auf Kristallflächen
- Fettglanz: z.B. bei Quarz auf Bruchflächen
- Perlmutterglanz: weist auf Lagenbau, z.B. Aragonit von Muscheln
- Seidenglanz: weist auf Faserbau der Minerale, z.B. Asbest

## 7) Transparenz

Minerale haben eine Reihe von wichtigen optischen Eigenschaften, die mit dem Polarisationsmikroskop zu untersuchen sind. Zur Identifikation ist es aber oft nützlich zu untersuchen, wie Minerale das Licht durchlassen:

- durchsichtig: man kann hindurchschauen: z.B. Quarz, Calcit, Biotit (Polarisationsmikroskopie von Dünnschliffen)
- durchscheinend: z.B. Feldspat (Polarisationsmikroskopie von Dünnschliffen)
- opak (undurchsichtig, lässt kein Licht durch, auch nicht in dünnen Ebenen): z.B. Magnetit, Pyrit (Auflichtmikroskopie von Anschliffen)

## 8) Habitus

Bei ungehindertem Wachstum haben Minerale eine perfekte geometrische Figur. Sie ist Ausdruck der inneren Struktur und kann zur Identifikation benutzt werden. Vorsicht: mehrere Minerale können dieselbe Kristallform haben:

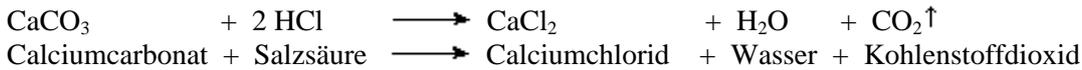
Habitus:

- blättrig, tafelig: z.B. Glimmer
- schuppig: z.B. Talk
- faserig: z.B. Asbest
- stengelig, säulig: z.B. Hornblende, Turmalin
- würfelig: z.B. Fluorit, Pyrit, Bleiglanz, Steinsalz
- strahlig, nadelig: Aktinolith (=Strahlstein, metam. Hornblende)

Der Habitus ist diagnostisch typisch bei z.B. Quarz, Steinsalz, Granat, Fluorit, Pyrit, Bleiglanz, Amphibolen, Pyroxenen (siehe Tabelle 1.3)

## 9) Chemische Zusammensetzung

Mit dem einfachen HCl-Test können folgende Carbonat-Mineralen unterschieden werden:



- Calcit und Aragonit: brausen mit kalter Salzsäure auf
- Dolomit: braust mit erwärmter Salzsäure oder wenn Mineral pulverisiert wird

## 10) Geschmack

In wenigen Einzelfällen kann der Geschmack eines Minerals bei der Bestimmung helfen.

- Steinsalz, Halit (NaCl): salzig
- Edelsalze: bitter

## 11) Magnetismus

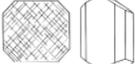
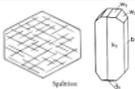
Magnetische Minerale: Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), Pyrrhotin

Test: mit einem Magneten

### ***Anleitung Übungsaufgabe: Mineralbestimmung***

*In der Übung sollen die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale nach äußeren Kennzeichen und physikalischen Eigenschaften bestimmt werden. Die Tabelle 1.3 und Abb. 1.2. sollen dafür benutzt werden. Den Übungskisten liegen Hilfsmittel (Lupe, Glasscheibe, Keramiktafel, Stahlnagel, Magnet, Salzsäure) bei, die bei der Identifikation der Minerale benutzt werden und helfen sollen. Es soll darauf geachtet werden, sich die charakteristischsten Eigenschaften der verschiedenen Minerale (ca. 2-3 wichtige Eigenschaften) einzuprägen, um sie auch später in nur kleinen Mineralkörnern in den Gesteinen wieder zu erkennen.*

Tabelle 1.3. Tabelle der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale und deren Eigenschaften.

Mineralgruppe	Mineralname, Chem. Zusammens.	Farbe; <i>Strichfarbe</i>	MOHS Härte	Glanz; Durchsichtigkeit	Anzahl Spaltbarkeiten; Bruch	Dichte g/cm <sup>3</sup>	Kristallform	Andere Merkmale; Vorkommen
<b>SILIKATE, HELL (Fe-frei, Dichte bis 2,8 g/cm<sup>3</sup>)</b>								
	Quarz SiO <sub>2</sub>	farblos, weiß; <i>farblos</i>	7	Glas- bis Fettglanz; durchsichtig	ohne; muscheliger Bruch	2,65		
	Opal SiO <sub>2</sub> · nH <sub>2</sub> O	viele Farben; <i>farblos</i>	5,5- 6,5	Wachsglanz bis Glasglanz;	ohne; muscheliger Bruch	1,9 –2,5		amorph
Feldspäte	Alkalifeldspat Orthoklas KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	oft rötlich, gelb, weiß; <i>farblos</i>	6	Glasglanz; undurchsichtig	zwei, nahezu 90°; gut – vollkommen/ glatt;	2,5		häufig Verzwilligung nach Karlsbader Gesetz
	Plagioklase Albit: NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> Anorthit: CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	weiß, grünlich; weiß; <i>farblos</i>	6	Glasglanz; durchscheinend	zwei, nahezu 90°; vollkommen, glatt	2,7		häufig polysynthetische Zwillingsbildungen
Feldspat- vertreter	Nephelin Na[AlSiO <sub>4</sub> ]	farblos, weiß, grau; <i>farblos</i>	5,5-6	Glasglanz; wasserklar- undurchsichtig	keine; undeutlich, stufig	2,6		tritt nicht gemeinsam mit Quarz auf
	Leucit K[AlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]	weiß bis grau; <i>farblos</i>	5,5-6	mattglanz; undurchsichtig	keine; muscheliger, uneben	2,5		tritt nicht gemeinsam mit Quarz auf, oft rundlich
Hell-Glimmer	Muskovit KAl <sub>2</sub> [AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub> ] <i>metamorph: Serizit</i>	farblos, grau, gelblich; <i>farblos</i>	2-3	silberglänzend; durchsichtig	eine sehr vollkommene Spaltbarkeit	2,8		blättrig, schuppig, 6- seitige Tafeln, biegsam; magmatisch, metamorph
<b>SILIKATE, DUNKEL (Fe-haltig, Dichte über 2,8 g/cm<sup>3</sup>)</b>								
	Olivin (Mg,Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	gelbgrün- dunkelgrün; <i>farbl.</i>	6-7	Glasglanz; durchscheinend	keine; muscheliger Bruch	3,3-4,4		Knollen in Basalten
Pyroxene	Augit Ca(Mg,Fe)Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	schwarz, grünlich- schwarz; <i>weiß</i>	5-6	Glasglanz; undurchsichtig	zwei, 87°/93°; mäßig – gut, stufig	3,2-3,7		gedrungener Habitus und mattere Bruchfläche als Amphibole
Amphibole	Hornblende Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe) <sub>5</sub> (OH) <sub>2</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> <i>metamorph: Aktinolith</i>	schwarz, dunkelgrün; <i>weiß bis grau</i>	5-6	Glasglanz; undurchsichtig	zwei, 124°/56°; vollkommen, glatt	2,9-3,4		häufig nadeligerer Habitus als Pyroxene
Dunkel- Glimmer	Biotit K(Mg,Fe) <sub>3</sub> (Al,Fe)Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	schwarz- dunkelbraun	2,5-3	Perlmutterglanz, durchscheinend	eine, sehr vollkommen, glatt	3,0		blättrig, schuppig, 6- seitige Tafeln, biegsam



Mineralgruppe	Mineralname, Chem. Zusammens.	Farbe; <i>Strichfarbe</i>	MOHS Härte	Glanz; Durchsichtigkeit	Spaltbarkeit; Bruch	Dichte g/cm <sup>3</sup>	Kristallform	Andere Merkmale; Vorkommen
<b>Fortsetzung Sulfate</b>								
	Baryt (Schwerspat) BaSO <sub>4</sub>	farblos, rosa; <i>farblos</i>	3	Glasglanz, Fettglanz	drei, nicht ⊥, gut	4,5		derb massiv – spätig
<b>Sulfide</b>								
	Pyrit (Schwefelkies) FeS <sub>2</sub>	messinggelb; <i>schwarz</i>	6-6,5	Metallglanz	deutlich	5,1		würfelig-oktaedrisch
<b>Halogenide/Phosphate</b>								
	Halit (Steinsalz) NaCl	farblos, rosa; <i>weiß</i>	2.5	Glasglanz, Fettglanz	vollkommen	2,2		körnig, spätig; schmeckt salzig
	Sylvin (Bittersalz) KCl	farblos; <i>weiß</i>	2	Glasglanz; durchsichtig	vollkommen	2		schmeckt bitter
	Fluorit (Flussspat) CaF <sub>2</sub>	farblos, violett, grün; <i>farblos</i>	4	Glasglanz; durchsichtig	vollkommen	3,2		
	Apatit (Fluorapatit)	farblos, grün, weiß, <i>bräunlich</i>	5	Glasglanz, Fettglanz	muscheliger	3,2		nadelig, körnig, auch strahliger (Phosphorite)
<b>Für metamorphe Gesteine typische Minerale</b>								
	Wollastonit CaSiO <sub>3</sub>	farblos, weiß, grau; <i>farblos</i>	4,5-5	Glasglanz, Fettglanz	deutlich	2,9		faserig
Aluminiumsilikate	Andalusit, Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> Varietät Chiastolith	grau; <i>farblos</i>	7,5	Glasglanz, matt	gut; uneben	3,1		prismatische Kristalle, quadrat. Querschnitte
	Sillimanit, Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	weiß, grau; <i>farblos</i>	6-7	seidig	eine, vollkommen	3,2		meist lange Prismen oder faserige Aggregate
	Disthen, Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	blau, weiß; <i>farblos</i>	4, ⊥ c 6	Glasglanz, Perlmutterglanz	eine gute	3,6		breit stengelig, Anisotropie der Härte!
Epidot-Gruppe	Epidot Ca <sub>2</sub> (Al,Fe) <sub>3</sub> [(OH)(SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> ]	gelb-grün- schwarz; <i>farblos</i>	6 - 7	Glasglanz	eine, deutlich - vollkommen	3,4		Dicht, prism. Kristalle mit Längsstreifung
Granat-Gruppe	Granat (Ca,Mg,Fe) <sub>3</sub> (Al,Cr,Ti) <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub>	rot, rotbraun; <i>farblos</i>	7	Glasglanz, Fettglanz	keine	3,5–4,4		isometrische Körner, Mischkristalle
Schichtsilikate	Talk Mg <sub>3</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub> ]	weiß, grau, apfelgrün; <i>farbl.</i>	1	Fettglanz	eine, vollkommen	2,7		fühlt sich seifig an, schuppig; Speckstein
	Serpentin Mg <sub>6</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub> ]	dunkelgrün; <i>farblos</i>	2-5	matt	keine	2,5		meist massiv, aber auch faserig
	Serizit (=metam. Muskovit)	grünlich-grau	2-3	seidig glänzend	sehr vollkommen	2,8		schuppig, in Phylliten
Amphibole	Aktinolith (=metam. Hornblende)	grün, hellgrün	5-6	Glasglanz	vollkommen, glatt 124°/56	3,0-3,5		'Strahlstein', stengelig, faserig

## 1.4 Häufigkeiten von Mineralen in der Erdkruste

Es sind etwa 2.800 verschiedene definierte Mineralarten bekannt, jährlich kamen 20 bis 30 dazu. In den letzten Jahren sind durch verbesserte Bestimmungsmethoden etwa 100 jährlich hinzugekommen. Aber nur etwa 10 davon bestimmen durch ihr häufiges Auftreten als gesteinsbildendes Gemengteil zusammen 95 % Vol. der Erdkruste (Abb. 1.3).

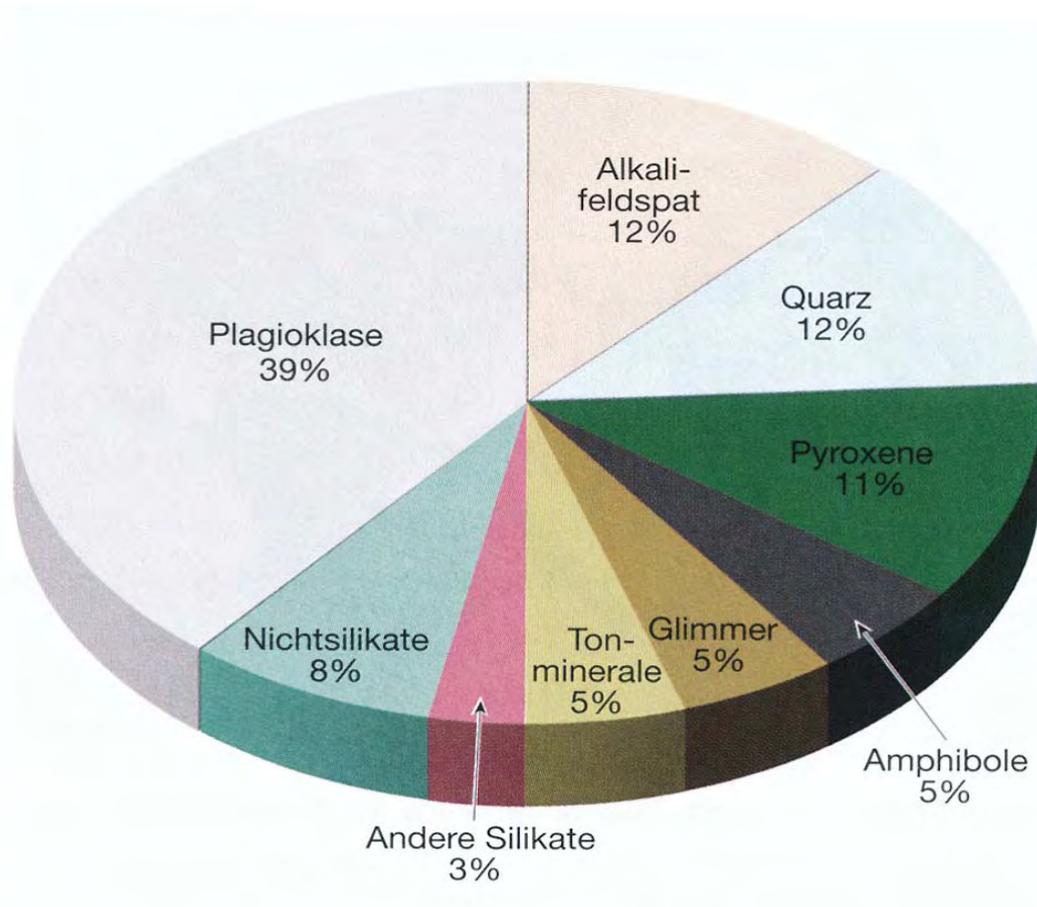


Abb. 1.3. Der geschätzte Prozentsatz (des Volumens) der häufigsten Minerale der Erdkruste (aus Tarbuck und Lutgens, 2009).

## 1.5 Gesteinsansprache anhand mineralischer Gemengteile

- Hauptgemengteile (> 5 %) → Gesteinsbezeichnung
- Nebengemengteile (1 - 5 %)
- Akzessorien (< 1 %, erscheinen nicht im Gesteinsnamen)

## 2. Magmatische Gesteine

Definition: Gesteine, die durch Kristallisation in oder auf der Erde aus natürlichen Gesteinsschmelzen (Magmen, Laven) entstanden sind.

Magma: Magma ist eine silikatische Schmelze, in der unterschiedliche Mengen an leicht-flüchtigen Bestandteilen (Fluide, z.B. Wasser und CO<sub>2</sub>) gelöst sind und in der Kristalle und Gesteinsbruchstücke „schwimmen“ können. Magma entsteht, durch Aufschmelzung von Material des Mantels oder der Kruste (Abb. 2.1). Der Magmenaufstieg erfolgt durch Auftrieb oder hydrostatischen Druck. Während des Aufstieges können Magmen sich in ihrer chemischen Zusammensetzung ändern und zu SiO<sub>2</sub>- oder Alkali-reicheren Schmelzen differenzieren sowie Nebengestein aus den Wänden der Aufstiegskanäle und Magmenkammern aufnehmen und assimilieren. Bleibt das Magma in der Kruste stecken und erstarrt dort, entstehen Intrusivkomplexe oder Plutonite. Vulkane entstehen, wenn Magma durch die Kruste an die Erdoberfläche dringt. Die dabei entstehenden Ablagerungen und Gesteine heißen Vulkanite. Die Temperaturen der Schmelzen betragen je nach Zusammensetzung zwischen 600 und 1200°C.

### 2.1 Herkunft von Magmen

Es gibt etwa 1000 Gesteinsnamen für Magmatite, die auch durch Übergänge verknüpft sind. Man nimmt an, dass sie sich aus ganz wenigen sog. Stamm-Magmen entwickeln. Eine Veränderung der Magmen findet während des Aufstieges der Gesteinsschmelzen statt durch:

- Magmatische Differentiation (z.B. durch Abtrennung schwererer oder leichterer Minerale)
- Magmatische Assimilation oder Kontamination (durch Reaktionen mit dem Nebengestein)

Zur groben Untergliederung der einzelnen Magmentypen benutzt man ihren SiO<sub>2</sub>-Gehalt (,Kieselsäureanteil‘):

- ultrabasisch < 45 % SiO<sub>2</sub>
- basisch 45 - 52 % SiO<sub>2</sub>
- intermediär 52 - 65 % SiO<sub>2</sub>
- sauer > 65 % SiO<sub>2</sub>

#### Herkunft und Bildung von Magmen

a) Primär: Der größte Teil aller Magmen bildet sich im oberen Mantel (Abb. 2.1 und 2.2), der eine ultrabasische (peridotitische) Zusammensetzung hat (SiO<sub>2</sub> < 45 %). Dort wird ein Teil dieses Gesteins zu einem basischen (basaltischen) Stammmagma (< 52% SiO<sub>2</sub>) aufgeschmolzen. Durch die Trennung eines Stamm-Magmas in verschiedene stofflich unterschiedliche Teil-Magmen (**magmatische Differentiation**) entsteht eine Vielzahl von magmatischen Gesteinen, vor allem jedoch große Mengen an basaltischen Gesteinen

b) Sekundär: Eine zweite Möglichkeit ist die Aufschmelzung kontinentaler Kruste, die in der Regel eine saure Zusammensetzung (SiO<sub>2</sub> > 65 %) hat. Durch diese sog. Anatexis entstehen hauptsächlich granitische Schmelzen (600 - 900°C).

c) Sekundär: Die dritte Möglichkeit besteht in der Aufschmelzung ozeanischer Kruste mit einer Sedimentdecke an sog. Subduktionszonen. Hierbei bilden sich aus intermediären Schmelzen (SiO<sub>2</sub> 52 - 65 %) Andesite (Name kommt von den Anden).

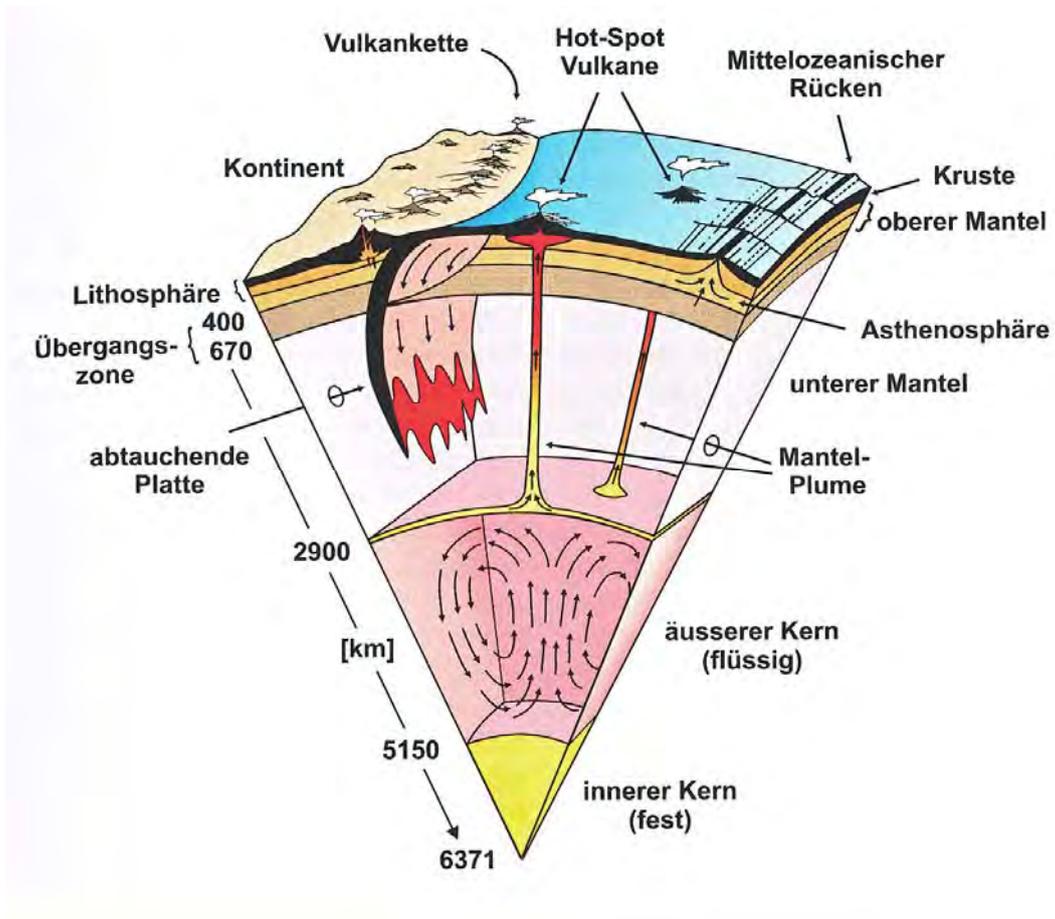


Abb. 2.1. Schematischer Schnitt durch die Erde von der Kruste über Mantel zum Kern, zusammen mit der Herkunft von Magmen. Schwere Anteile subduzierender Platten sinken bis an die Mantelbasis ab, dort werden z.T. Manteldiapire ausgelöst. Der flüssige äußere Erdkern führt Konvektionsströmungen aus, die mit dem Geschehen im Erdmantel in Wechselwirkung stehen (nicht gezeigt). Mittelozeanische Rücken haben seichtere Mantelquellen aus dem Bereich der Übergangszone im oberen Mantel (Maresch et al., 2014).

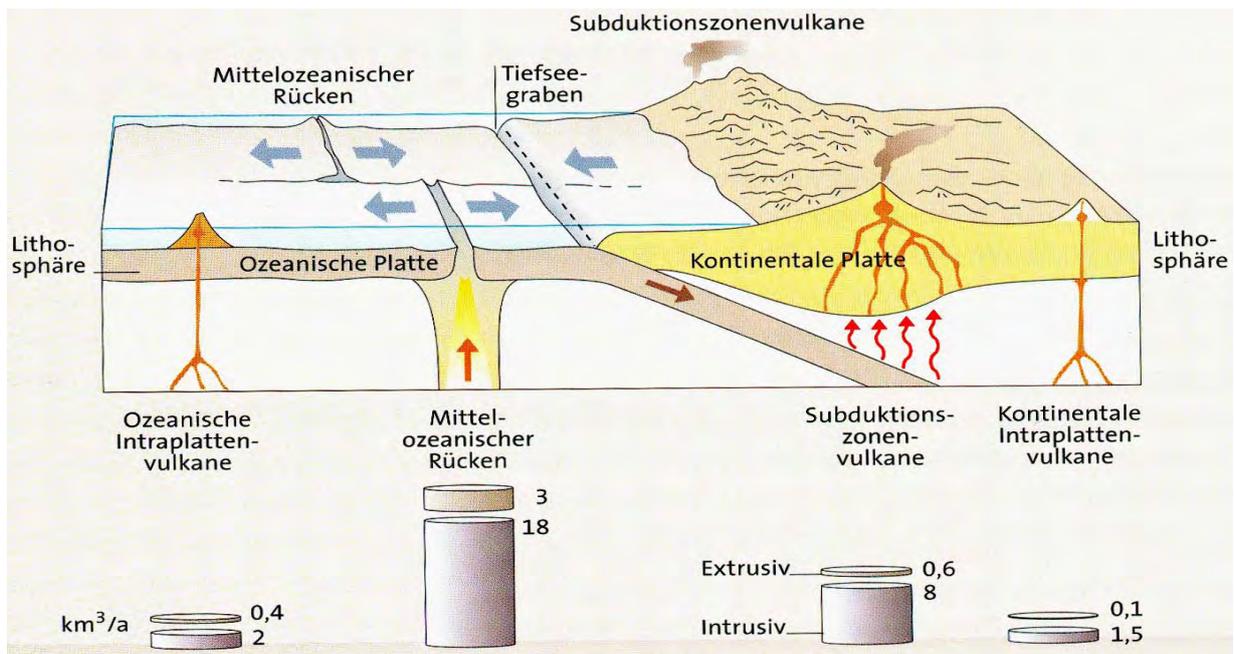


Abb. 2.2. Entstehung von Magmen auf der Erde. Im unteren Abschnitt ist die Magmenproduktion von  $\text{km}^3$  pro Jahr für verschiedene Regionen gezeigt (aus Schmincke, 2000). An Mittelozeanischen Rücken findet die höchste Magmenproduktion statt.

### Gravitative Kristallisationsdifferentiation:

Eine verbreitete Ursache für magmatische Differentiation kann in dem Absinken früh ausgeschiedener Kristalle im Stamm-Magma liegen. Da dieser Vorgang im Wesentlichen eine Wirkung der Schwerkraft ist, bezeichnet man ihn auch als eine gravitative Differentiation. Durch Akkumulation dieser Minerale entsteht ein Bodensatzgestein (z.B. Olivin) im Magmenkörper .

### Reaktionsprinzip von BOWEN:

Der amerikanische Petrologe Bowen hat als erster erkannt, dass bei der Kristallisation natürlicher Magmen den Reaktionsbeziehungen früher ausgeschiedener Mineralkristalle und der verbleibenden Restschmelze eine entscheidende Bedeutung zukommt.

Der Mechanismus der Kristallisationsdifferentiation beruht auf der Tatsache, dass die aus einer Schmelze gebildeten Minerale in der Regel weniger  $\text{SiO}_2$  in ihr Gitter einbauen, als es der Schmelzzusammensetzung entspricht. Werden diese Kristalle entzogen, reichert sich dadurch  $\text{SiO}_2$  in der Schmelze an. Unvollständige Reaktionen der Mineralkristalle in der Schmelze ergeben zonierte Kristalle mit z.B. Anorthit-reicherem Plagioklas in Zentrum und Albit-reicherem Plagioklas am Rand

Die BOWENschen Reaktionsreihen liefern ein wichtiges Modell für eine schrittweise magmatische Differentiation (Aussonderung) von unterschiedlichen Teil-Magmen aus einem Stamm-Magma ausgelöst durch fraktionierte Kristallisation. Das zugehörige Schema (Abb. 2.3.) geht von einem basaltischen Stamm-Magma aus.

Mit der Ausscheidung von Olivin, Pyroxen und Anorthit-reichem Plagioklas verarmt der Chemismus des basaltischen Stamm-Magmas an den diese Minerale aufbauenden Stoffkomponenten. Das vorausgesetzte Reaktionsungleichgewicht und die Trennung (Absagerung) dieser zuerst ausgeschiedenen Kristalle von der Restschmelze ist so mit einer relativen Anreicherung von  $\text{SiO}_2$  und weiteren Stoffkomponenten wie  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , den Alkalien etc. verbunden. Aus dem basaltischen Magma ist damit ein andesitisches Magma gebildet worden. Ein im Prinzip vergleichbarer Vorgang wiederholt sich bei weiterer Abkühlung durch die Mineralabscheidung von Pyroxen und/oder Hornblende neben nunmehr intermediärem Plagioklas aus dem andesitischen Magma. Reaktionsungleichgewichte und Absonderungen der folgenden Mineralabscheidungen führen schließlich zu einem rhyolithischen bzw. granitischem Magma entsprechend dem Schema (Abb. 2.3.).

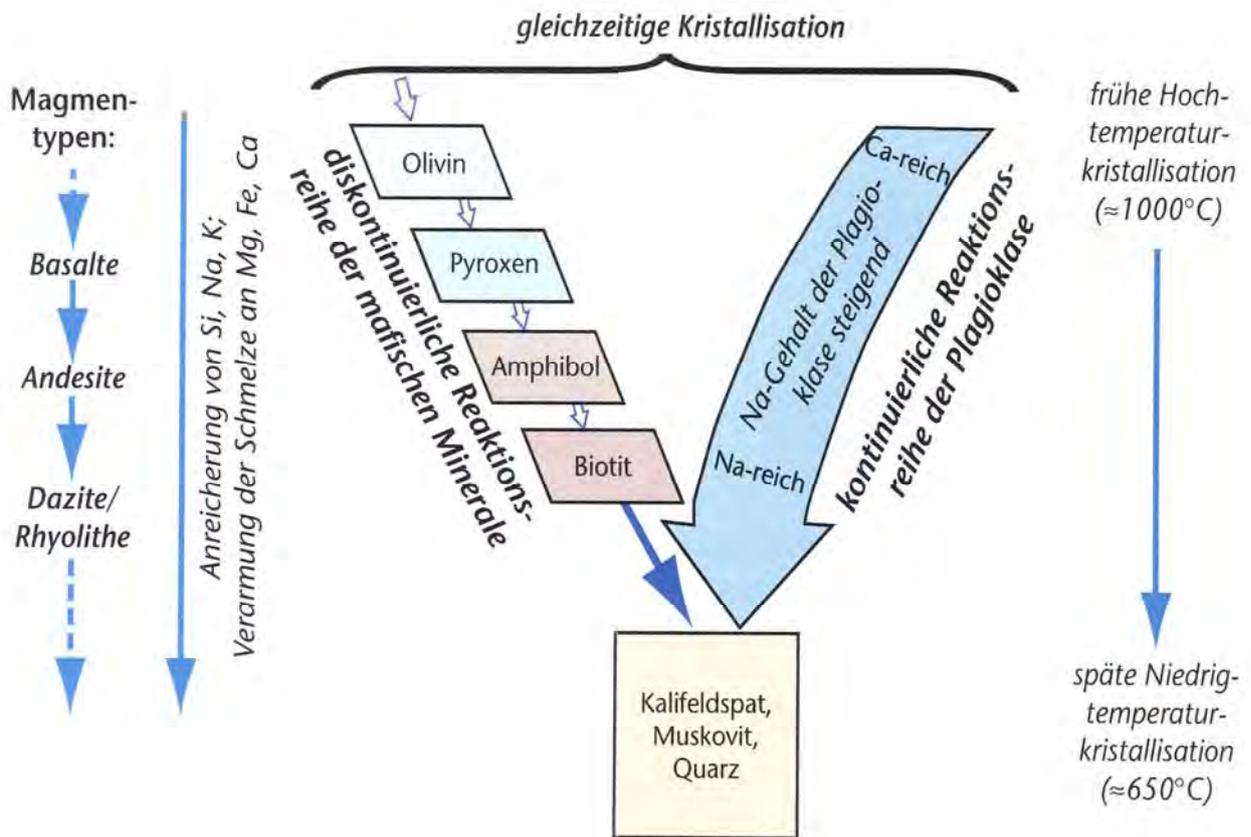


Abb. 2.3. Die diskontinuierliche und kontinuierliche Reaktionsreihe von Mineralen (mit den Plagioklasen Anorthit (oben) und Albit (unten)) mit abnehmender Temperatur nach N.L. BOWEN zur Erklärung der Differenzierung der Magmen (aus Stosch et al., 2008).

## 2.2 Einteilung und Klassifikation der Magmatite

### 2.2.1 Zuordnung nach der geologischen Stellung (Abb. 2.4.)

	Pyroklastite (Tuffe, Tephra, Aschen)
Extrusiva	Ergussgesteine (Vulkanite), z.B. Schild- und Spaltenvulkane
Magmatite	Ganggesteine (Sub-Vulkanite), Dykes und Sills, Staukuppen
Intrusiva	Tiefengesteine (Plutonite), Batholithe und Lakkolithe

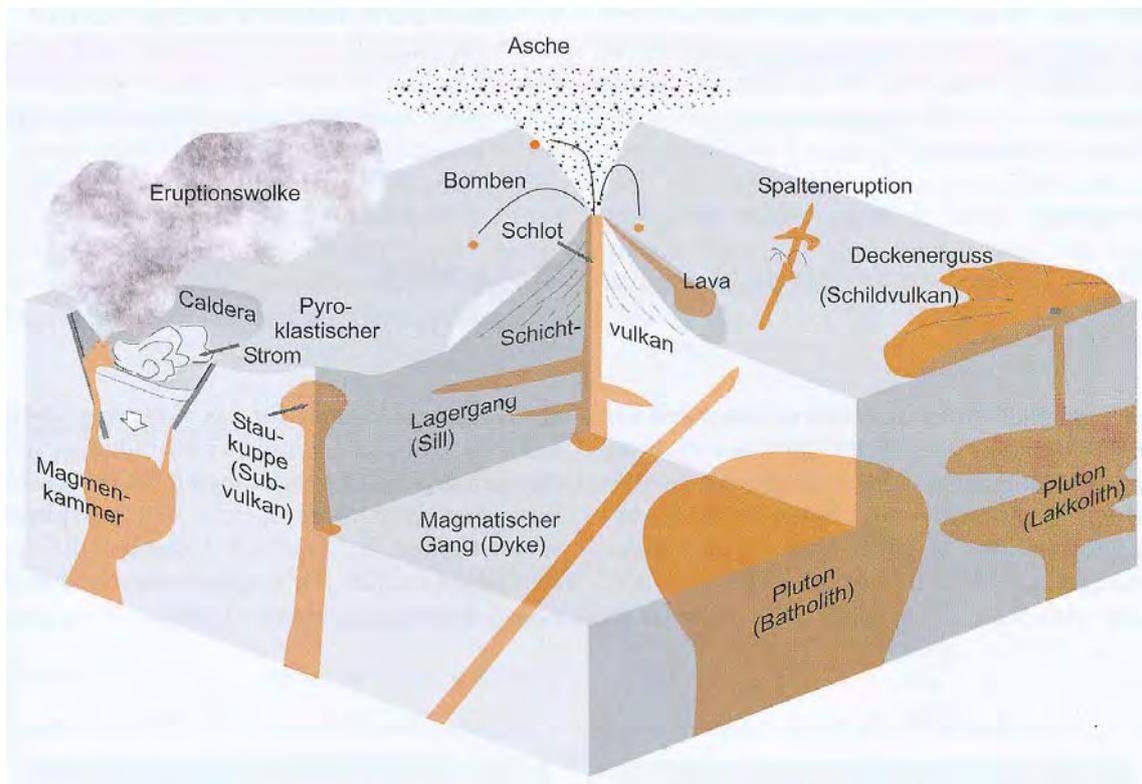


Abb. 2.4. Schematische Darstellung der Erscheinungsformen von magmatischen Gesteinen (aus Sebastian, 2009).

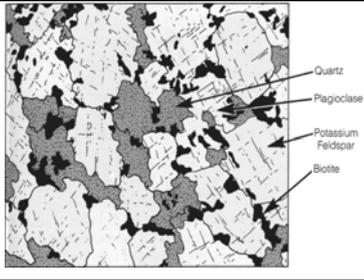
### 2.2.2 Zuordnung nach dem Gefüge

Unter dem Begriff Gefüge werden alle räumlichen Aspekte der Gemengteile eines Gesteins und Aspekte ihrer räumlichen Anordnung zueinander zusammengefasst (Tab. 2.1.). Das Gefüge gibt Hinweise zur geologischen Stellung (Abb. 2.4.) der Gesteine. Im deutschen Sprachgebrauch werden die Gefügemerkmale im Allgemeinen untergliedert in:

**a. Struktur** (Genetisches Gefüge) = räumliche Merkmale der einzelnen Mineralkörner. Die Struktur beinhaltet z.B. Grad der Kristallisation, Korngrößen (absolut / relativ), Kornformen, Korngrenzen, wechselseitige Beziehungen zwischen Mineralkörnern und Strukturen innerhalb von Einzelkörnern. Sie gibt Hinweise auf die bei der Erstarrung der Schmelzen herrschenden physikalisch-chemischen Bedingungen und auf die Ausscheidungsfolge (zeitliche Abfolge) der Gemengteile.

**b. Textur** (Räumliches Gefüge) = räumliche Merkmale der Mineralkörner zueinander. Die Textur beschreibt die geometrischen Beziehungen (Orientierung, Verteilung, Raumerfüllung) zwischen den kristallinen Komponenten eines Gesteins und möglichen amorphen Komponenten. Sie gibt Hinweise auf das mechanische Verhalten der Schmelzen und wird von der Viskosität des Magmas beeinflusst.

Tabelle 2.1. Typische Gefügeeigenschaften der vier Gesteinstypen der magmatischen Gesteinsgruppe.

Gesteins-Gruppe	Pyroklastika, Tephra	Vulkanite	Ganggesteine=Übergangsgesteine	Plutonite
typische Gefüge	- oft Schichtung - oft porös - Fremdgesteine/ Minerale - auch porphyrisch - mehr oder weniger verschweißte Partikel	- oft porphyrisch (s.u.) - z.T. blasig, porös - z.T. hyalin-glasig - z.T. Fließgefüge	- grobkörnig (Pegmatite) oder feinkörnig (Aplite, Lamprophyre) - gleichkörnig bis wechsellkörnig - eher mikrokristallin - holokristallin - kompakt, massig - meist richtungslos	- holokristallin - hypidiomorph - gleichkörnig, massig - mosaikartige Korngrenzen - kompakt - meist richtungslos (siehe Bild unten)
Beispiele	<i>Bemerkung: diese Gesteine sind im Gelände durch ihre Schichtung gut zu erkennen. Vulkanische Aschen bestehen aus vulkanischen Lockerstoffen, verfestigen sich unter Wasser zu Tuffen; Bimssteine sind stark aufgeblähte, glasige Laven</i>		<i>Bemerkung: diese Gesteine sind im Handstück schwer zu erkennen bzw. zu bestimmen</i>	
	unverfestigte Pyroklastite = <b>Tephra</b> , Klassifikation nach der Korngröße, s. Abb. 2.7	Vulkanit mit fluidal angeordneten Feldspat-Einsprenglingen in feiner Grundmasse (>porphyrisches Gefüge)		Plutonit (Granit) mit obigen Gefügemerkmalen
Gesteins-name	z.B. Bimsstein, Tuff	z.B. Basalt, Rhyolith	z.B. Pegmatit, Aplit	z.B. Granit, Diorit, Gabbro

### 2.2.3 Einfache Klassifikation von Magmatiten nach dem Gefüge, dem Mineralbestand und der Farbzahl

Eine einfache Bestimmung von magmatischen Gesteinen erfolgt nach folgendem Schema:

1. Zuordnung des Gefüges in Tiefen- oder Ergussgesteine (Tab. 2.1.)
2. Abschätzung des Mineralbestandes soweit möglich, der Unterscheidung von hellen und dunklen Mineralen (=Farbzahl) (Abb. 2.5.)

Farbzahl: Volumen % Anteil der dunklen Minerale in einem magmatischen Gestein

- Dunkle Minerale: Olivin, Pyroxene (z.B. Augit), Amphibole (z.B. Hornblende), Biotit (auch mafische Minerale = M)
- Helle Minerale: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklase (Ca-Na Feldspäte), Feldspatvertreter (z.B. Nephelin), Muskovit (auch felsische Minerale genannt)

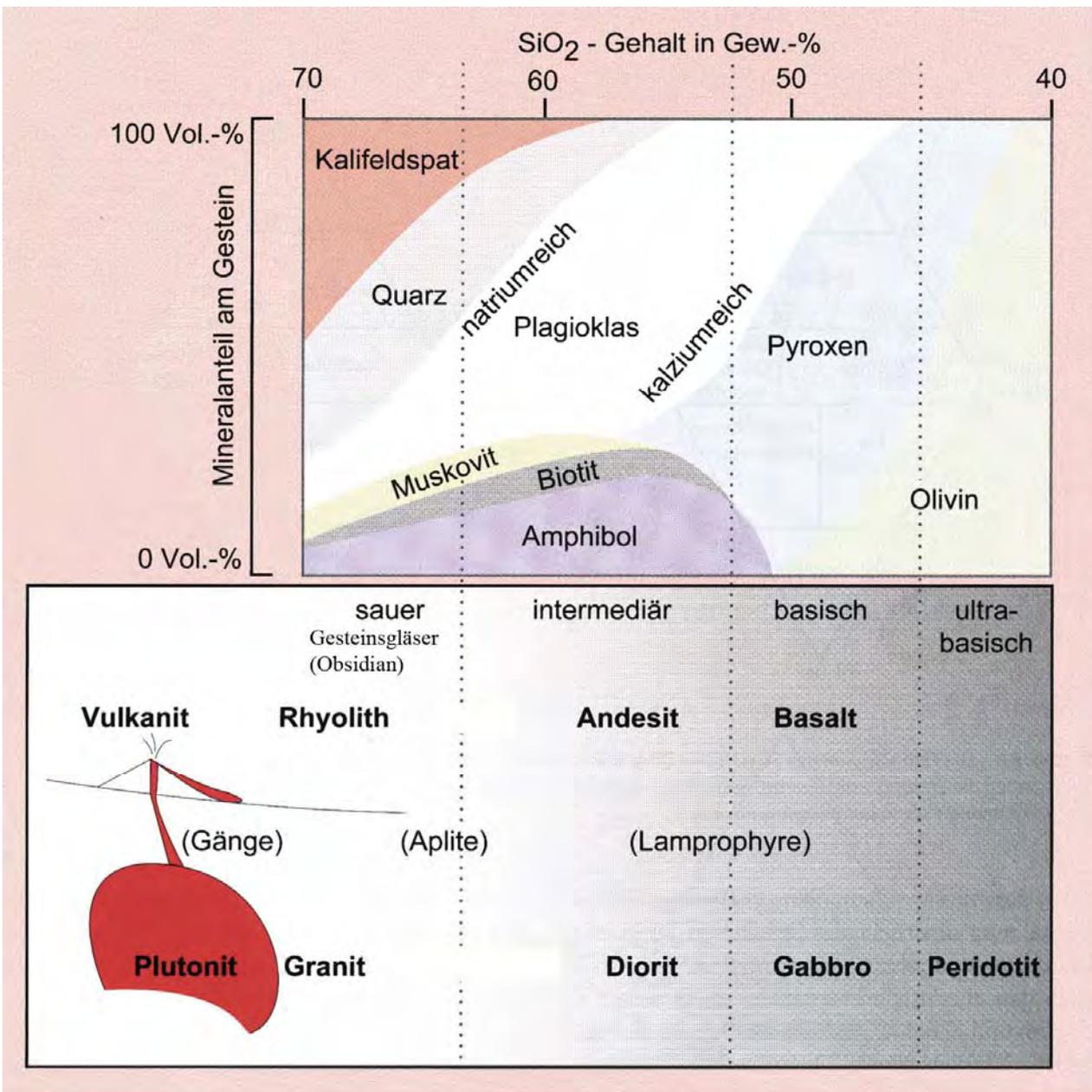


Abb. 2.5. Schema zur ungefähren Variation der Anteile der Hauptminerale in Plutoniten und Vulkaniten in Abhängigkeit von Mineralbestand und dem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt (oben). Es zeigt, welche Hauptminerale in einem bestimmten Gestein (unten) vorkommen können. Die Grenzen der Gesteinstypen sind fließend. Im oberen Abschnitt der oberen Teilabbildung sind die hellen Minerale oben, die dunklen Minerale unten. Die wichtigsten Gesteinsnamen für Vulkanite, Plutonite und Ganggesteine mit saurem, intermediären, basischem und ultrabasischem Chemismus stehen im unteren Teil der Abbildung (aus Sebastian, 2014).

### Anleitung Übungsaufgabe: Bestimmung von Magmatiten

In der Übung sollen die magmatischen Gesteine nach einem sehr stark vereinfachten Klassifikationsschema bestimmt werden. Die Zuordnung erfolgt in einem ersten Schritt nach dem Gefüge (Tabelle 2.1.), im zweiten Schritt erfolgt die Namengebung nach der Farbzahl und damit dem Mineralbestand (Abb. 2.8). Es ist wichtig, zu jedem Tiefengestein das entsprechende Ergussgestein zu kennen und umgekehrt. Probleme ergeben sich bei der Bestimmung der Vulkanite, da dort viele Minerale nicht voll auskristallisiert sind und damit nicht erkannt werden können. Einige wichtige magmatische Gesteine sind unten nochmals kurz beschrieben.

### Beschreibung der wichtigsten magmatischen Gesteine

## PLUTONITE

**Granit:** helles, massiges Gestein vorwiegend aus Quarz, Kalifeldspat (farblos oder rötlich) und Na-reichem Plagioklas (z.B. Albit), untergeordnet mit Biotit, evtl. Hornblende, auch Muskovit.

**Diorit:** graues Gestein vor allem aus Plagioklasen (Anorthit<50%) und meist Hornblenden als dunkle Anteile, auch Biotit, weniger Pyroxene, kann einige Prozente Quarz enthalten (> **Quarzdiorite**).

**Gabbro:** dunkelgraues Gestein aus Plagioklas (Anorthit>50%), Olivin und Pyroxenen, auch Hornblenden.

**Peridotite:** Sammelbegriff für verschiedene Ultrabasite (M>90%), sehr dunkle, schwarze bis dunkelgrüne Gesteine aus überwiegend Olivin mit Ortho-bzw. Klinopyroxenen, aus dem oberen Erdmantel stammend.

## VULKANITE

**Rhyolith:** helles, oft rötliches, feinkörniges Gestein, oft mit Fließgefüge, i.d.R. wenige Einsprenglinge von Feldspäten und dunklen Mineralen, bei Einsprenglingen von Quarz (= **Quarzporphyre**: alte, oft permische Rhyolithe), die Quarze sind dann nachträglich gewachsen.

**Andesit:** i.d.R. porphyrisch, Einsprenglinge aus Plagioklas und dunklen Mineralen (oft Hornblenden) in heller bis dunkler, feinkörniger und dichter Grundmasse aus Feldspäten, typisch für Subduktionszonenvulkanismus.

**Basalt:** dunkles, oft fast schwarzes Gestein, gleich- und feinkörnig oder porphyrisch (Olivin- oder Plagioklas-Einsprenglinge), Olivine oft bräunlich herausgewittert, oft blasig, porös, Fließgefüge, **Diabase** sind alte (devonische), chemisch veränderte, grünliche Basalte, oft kissenförmig ausgebildet (=Pillowbasalte, submarine Ergüsse), als Ganggestein = Dolerit.

**Obsidian:** Gesteinsglas, sehr dicht, amorph, meist dunkelgrau bis schwarz, manchmal grünlich (Pechstein), muscheliger Bruch, scharfkantig, meist sauer (rhyolithisch), selten basisch, durch Entglasungen (Kristallisation) entstehen ‚Schneeflockenobsidiane‘.

## PYROKLASTIKA

**Bimsstein:** schaumiges Gesteinsglas von grauer bis beiger Farbe, manchmal mit Fließgefüge, Zusammensetzung wie Obsidian (oft sauer bis sehr saures Glas), Gestein kann schwimmen.

**Tuff:** verfestigte Asche von heller bis dunkelbrauner Farbe, oft mit anderen Komponenten vermischt, aus vielen Glaspartikeln bestehend, porös, grob geschichtet, z.T. porphyrisch, Farbe je nach Zusammensetzung und Verwitterung. **Ignimbrite** sind unterschiedlich stark verschweißte Tuffe aus Glutlawinen, oft rhyolithischer Zusammensetzung.

### 3. Sedimente und Sedimentgesteine

#### 3.1 Einführung

Sedimente und Sedimentgesteine (Absatzgesteine) sind vor allem durch die Schichtung, d.h. durch einen Materialwechsel (z.B. Ton-Sand-Wechselagerung) charakterisiert. Sie bestehen aus einzelnen Körnern oder Klasten (→ klastische Sedimente), aus kalkschaligen Organismen (z.B. Karbonate, → biogene Sedimente) oder entstehen durch Ausfällung von Mineralen bei der Verdunstung des Meerwassers (→ chemische Sedimente). Häufig enthalten sie Fossilien und sind damit von den beiden anderen großen Gesteinsgruppen (kristalline Magmatite und Metamorphite) unterscheidbar.

Zur Bildung von Sedimenten tragen physikalische, chemische und biologische Prozesse bei. Es bilden sich zunächst Lockersedimente (z.B. Sand), danach durch Verfestigung (Diagenese) Gesteine (z.B. Sandstein). Aufgrund unterschiedlicher Bildungsprozesse (s.o.) werden diese Gesteine in drei Großgruppen untergliedert (Tabelle 3.1).

Tabelle 3.1. Einteilung der Sedimente und Sedimentgesteine in drei Großgruppen\*.

Klastische Sedimente	Biochemische (biogene, organogene) Sedimente	Chemische Sedimente
bestehen aus einzelnen <u>Klasten/Körnern</u> , die von Wind und Wasser transportiert werden	bestehen aus <u>Organismen</u> und deren Überresten = Detritus	entstehen überwiegend durch <u>Eindampfung</u> von Meerwasser ohne Mitwirkung von Organismen
Konglomerate, Brekzien  Sandsteine (Arkosen, Grauwacken) Siltsteine, Löss Tonsteine	Karbonate  Kieselige Sedimente ('Cherts') Organogene Sedimente (Kohlen, Ölschiefer) Phosphorite	Evaporite (Karbonate, Gipse, Salze)  Fe-reiche Sedimente

\*Hinweis: In einigen Lehrbüchern wird eine etwas andere Gliederung angewandt. Es gibt Übergänge zwischen den drei Gruppen.

**Klastische Sedimente/Sedimentgesteine** gehen aus den Prozessen Verwitterung, Erosion, Transport der Klasten (Körner), Sedimentation und Diagenese hervor (Abb. 3.1.). Dabei werden die Klasten (Einzelkörner) im festen Zustand transportiert und abgelagert. Am Aufbau der **biochemischen Sedimente** sind Organismen in irgendeiner Weise beteiligt. **Chemische Sedimente** entstehen durch Ausfällung von Mineralen im marinen Bereich oder an Land.

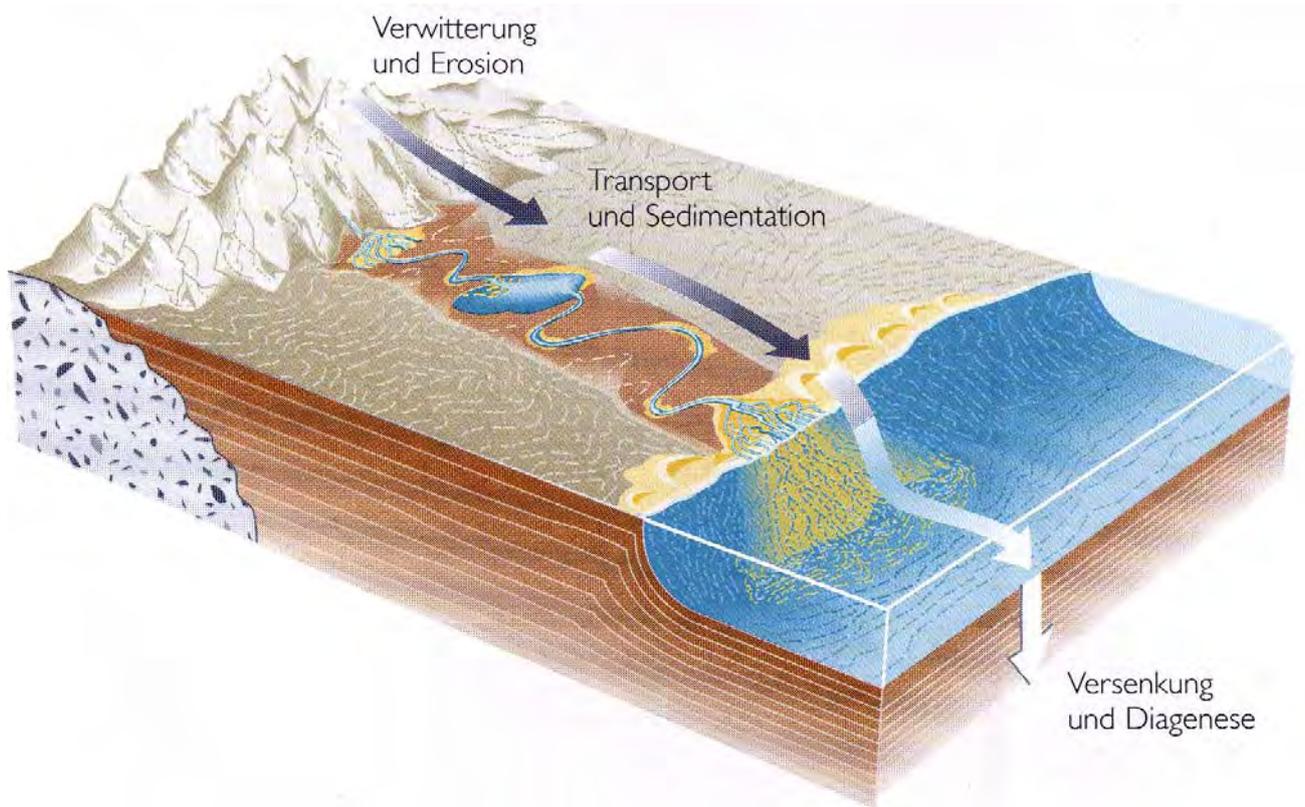


Abb. 3.1. Prozesse (Verwitterung, Erosion, Transport, Sedimentation, Diagenese) zur Bildung von klastischen Sedimenten und Sedimentgesteinen (Press und Siever, 2004).

### 3.2 Klastische Sedimente

Wichtige Prozesse zur Bildung der klastischen Sedimente und Sedimentgesteine sind (siehe auch Abb. 3.1):

- Verwitterung
- Erosion
- Transport der Einzelkörner/Klasten durch Wasser, Wind und Eis
- Sedimentation, Ablagerung im Meer, in Seen und Flüssen
- Diagenese, Verfestigung (Kompaktion und Zementation)

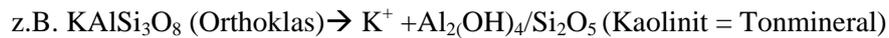
#### Verwitterung durch Atmosphäre und Hydrosphäre:

Verwitterungsvorgänge sind vor allem klimaabhängig. Drei Arten lassen sich unterscheiden:

1. *physikalische Verwitterung*: mechanisch wirkend. Sie ist vor allem in ariden und polaren Gebieten von Bedeutung (durch Wind, Wasser und Temperaturänderungen). Zerlegung des Ausgangsgesteins in Blöcke und Schutt z.B. durch Frostsprengung (Abb. 3.2.).

2. *chemische Verwitterung*: durch wässrige Lösungen oder Oxidation, daher in den Tropen ausgeprägte tiefgründige Verwitterung (humides Klima). Hierbei ist die Stabilität der Minerale gegen die hydrolytische Verwitterung von Bedeutung. Die häufigsten und stabilsten Minerale im sedimentären Bereich sind Quarz und Feldspäte, Tonminerale und Hellglimmer. Daher sind vor allem diese Minerale in klastischen Sedimenten zu finden.

Wichtig ist die so genannte *Feldspat-Verwitterung (Kaolinitisierung)*. Dabei werden Feldspäte im Bereich saurer Lösungen zu Tonmineralen umgewandelt (Abb. 3.3.) (vereinfacht, nicht stöchiometrisch):



Kalium wird in Lösung weggeführt, Kaolinit kann z.B. auch als Bindemittel für Sandsteine zurückbleiben. Welche Vorgänge und Umwandlungen im Detail ablaufen, ist vor allem vom pH-Wert abhängig.

3. *biologisch-physikalische Verwitterung*: Auflockerung der Gesteine durch die Wirkung von Pflanzen (Wurzeldruck). Besiedlung von Gesteinen mit Mikroorganismen (z.B. Flechten, Pilze, Moose).

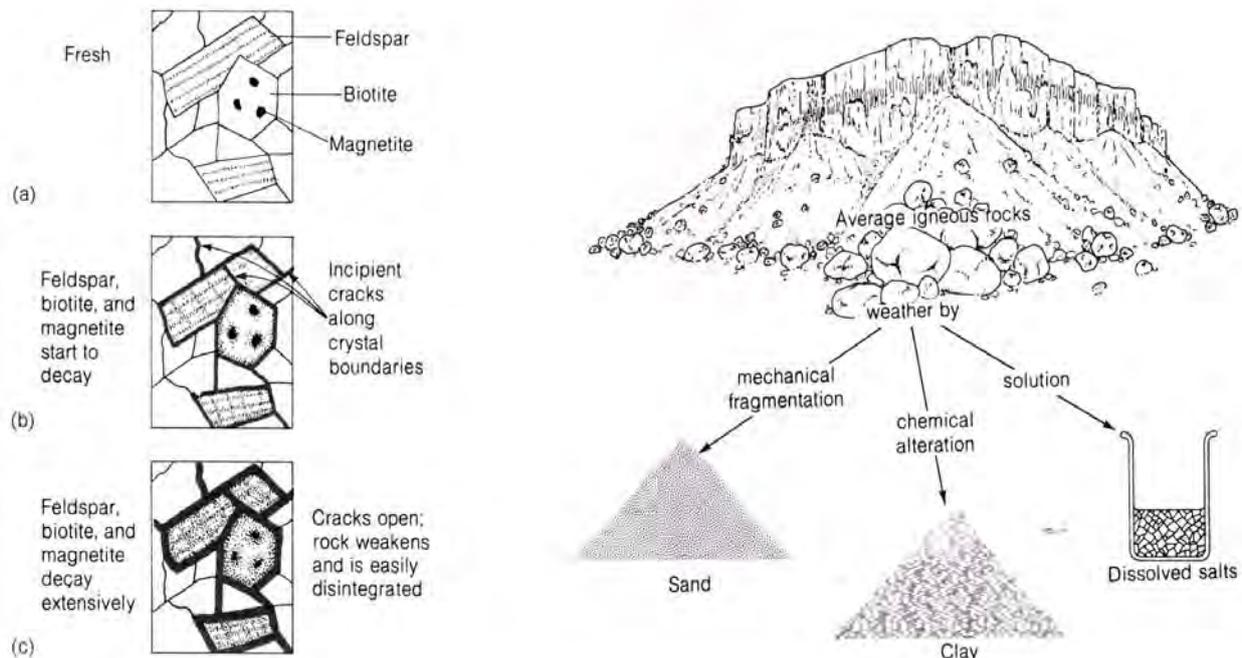


Abb. 3.2. Mechanische und chemische Verwitterung von Gesteinen und Mineralen (Press und Siever, 1978).

### Erosion:

ist die Abtragung des durch die Verwitterung entstandenen Materials.

### Transport der Klaster:

- durch Wasser (im fluviatilen, limnischen und marinen Milieu)
- durch Wind (äolisch)
- durch Eis (glazial)

Bei den beiden ersten Transportmedien findet eine Sortierung der Klaster, z.B. Quarzkörner statt, nicht jedoch beim Transport durch Eis (schlechte Sortierung der gebildeten Sedimente). Die Partikel können z.B. im Wasser am Boden rollend oder springend verfrachtet werden.

### Sedimentation, Ablagerung:

die Ablagerung der verfrachteten Klaster bei nachlassender Strömung findet in unterschiedlichen Milieus statt:

- an Land (terrestrisch)
- in Flüssen (fluviatil)
- in Seen (limnisch)
- oder im Meer (marin: neritisch, hemipelagisch, pelagisch)

### Diagenese (Verfestigung):

Alles, was nach der Ablagerung der Partikel geschieht. Prozesse der Diagenese wandeln ein *Lockersediment* (Sand) in ein *Festgestein* (Sandstein) um. Dabei spielen *Kompaktionsprozesse* (Auspressung von Porenwasser) und *Zementationsprozesse* (Ausfällung von Zementen im Porenraum führt zur Bindung der Klasten) eine wichtige Rolle.

### 3.2.1 Klassifikation klastischer Sedimente

Die Klassifizierung klastischer Sedimente in diesem Kurs erfolgt nach:

1. Farbe (frisch, verwittert)
2. **Korngröße** (Rundungsgrad, Sortierung, Gradierung)
3. **Mineralogie** (z.B. Quarz, Feldspat, Glimmer, Tonminerale, Glaukonit)
4. **Bindemittel** (kalkig, kieselig, tonig, eisenreich)
5. Schichtungsgefüge (Parallelschichtung, Schrägschichtung, Flaserschichtung, Linsenschichtung)
6. Fossilien (z.B. Muscheln, Schnecken, Brachiopoden, Crinoiden)
7. Gesteinsbruchstücke
8. Sonstiges (Lebensspuren, Marken, Konkretionen)

\*die wichtigsten Kriterien sind fett dargestellt

zu 1. **Farbe**: Die Farbe ist ein wenig spezifisches Charakteristikum, Verwitterungsfarbe und frische Farbe (Anschlagen!) müssen dabei unterschieden werden. Die frische Farbe wird oft durch das Vorhandensein von organischem Material und feinverteiltem Pyrit bestimmt (siehe dunkle Ton-Siltsteine).

zu 2. **Korngröße**: Die **Korngröße** stellt das wichtigste Kriterium zur Klassifizierung der klastischen Sedimente dar (siehe Tabelle 3.2.). Daneben sollte der *Rundungsgrad* visuell abgeschätzt werden (Lupe, Mikroskop, Vergleichsbilder) sowie die *Sortierung* (Abb. 3.3.). Je breiter die Korngrößen gestreut sind, desto schlechter ist die Sortierung. Schnell abgelagerte Sedimente (z.B. Arkosen) sind im Allgemeinen schlecht sortiert. Sandige Ablagerungen (wobei die Klasten durch Wind oder Wasser transportiert wurden) sind hingegen i.d.R. besser sortiert. Eine *Gradierung* tritt z.B. bei Ablagerungen aus Trübe- oder Suspensionsströmen (→ turbiditische Sedimente) auf.

Tabelle 3.2. Einteilung der klastischen Sedimente nach der Korngröße.

unverfestigt	PSEPHITE > 2 mm			PSAMMITE 2 mm–0,063 mm			PELITE < 0,063 mm				
	allg. Schutt, Geröll Blockwerk/Steine	Kies			Sand 2 mm–0,063 mm			Silt/Schluff 0,063–0,002 mm			Ton < 0,002 mm
		Grob- kies 63–20	Mittel- kies 20–6,3	Fein- kies 6,3–2	Grob- sand 2–0,63	Mittel- sand 0,63– 0,2	Fein- sand 0,2– 0,063	Grob- silt 0,063– 0,02	Mittel- silt 0,02– 0,006	Fein- silt 0,006– 0,002	
verfestigt	eckige Komponenten: <i>Brekzie (Breccie)</i> gerundete Komponenten: <i>Konglomerat</i> eckige + gerundete Komponenten, schlechte Sortierung, meist rote Farbe: <i>Fanglomerat</i> meist graue Farben: <i>Moräne</i> <i>Tillit</i>			Sandstein  Arkose (> 25 % Feldspat)  Grauwacke („dreckiger“ Sandstein mit Gesteinsbruchstücken Feldspat und Tonmatrix)			Siltstein/ Schluffstein			Tonstein  Shale (plattig, spaltender Tonstein)	

Einige wichtige klastische Gesteine (siehe Tabelle 3.2):

**Konglomerate** sind verfestigte Kiese und Schotter aus rundlichen (>50%) Mineral- und Gesteinsbruchstücken (>2 mm). Die Matrix kann u.a. sandig-siltig-tonig sein. Sie entstehen oft im fluviatilen, aber auch im flachmarinen Bereich (z.B. Transgressionskonglomerate).

**Brekzien** bestehen hingegen aus überwiegend eckigen Komponenten > 2 mm. Sie sind i.d.R. schneller abgelagert als Konglomerate. Es gibt viele Typen von Brekzien in unterschiedlichsten Sedimentationsräumen (z.B. in sporadisch Wasser führenden Flussläufen).

**Sandsteine** (0,063-2 mm) bestehen überwiegend aus Quarzkörnern (neben Feldspäten und Gesteinsbruchstücken). Die Körner sind noch mit bloßem Auge erkennbar. Sandsteine kommen in fast allen Milieus zur Ablagerung (häufig küstennahe marine oder limnische Ablagerungen).

**Siltsteine** (0,063-0,002 mm) stellen eine Übergangsgruppe dar. Die kleinen Körner werden meist als Schwebfracht transportiert. Windtransport ist jedoch auch möglich (→ äolische Sedimente, z.B. **Löss**: sehr gut sortierter Feinsiltstein). Die Körner der Siltsteine lassen sich gerade noch mit der Lupe erkennen, beim unverfestigten Sediment lassen sich Körner beim Zerreiben zwischen den Fingern spüren. Beim Zerkauen knirscht es zwischen den Zähnen!

**Tonsteine** (<0,002 mm) sind die häufigsten Sedimente und bestehen überwiegend aus Tonmineralen. Auch mit dem Mikroskop lassen sich die Körner nicht mehr auflösen, beim Zerreiben von Ton lassen sich die Körner nicht mehr zwischen den Fingern spüren. Ton-Siltsteine sind sehr häufig und werden in nahezu allen Milieus abgelagert. Organik-reiche Ton-Siltsteine sind dunkelgrau bis schwarz und enthalten zusätzlich feinverteilten Pyrit („Schwarzschiefer“, siehe auch Kap. 3.3.3).

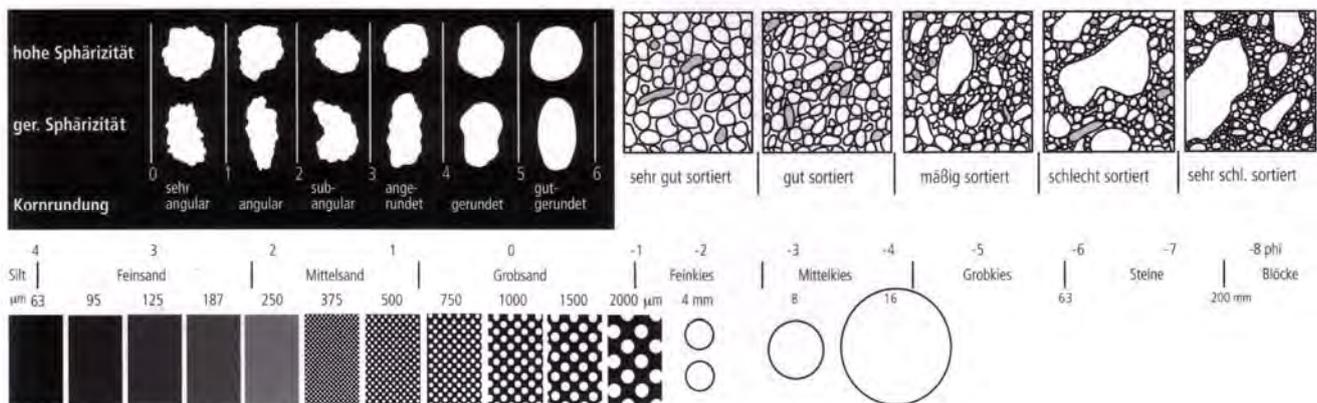


Abb. 3.3. Bilder zur visuellen Abschätzung der Kornrundung (oben links), der Sortierung (oben rechts) und der Korngröße bei klastischen Sedimenten (i.d.R. gültig für die Gesteinsgruppe der Sandsteine; Stow, 2008).

zu 3. **Mineralbestand**: Der **Mineralbestand** stellt ein wichtiges Charakteristikum dar. Quarz ist aufgrund seiner Stabilität das Hauptmineral in Sandsteinen (**Quarzsandsteinen**). Helle Glimmer (Muskovit) sind ebenfalls häufig (**Glimmersandsteine**). Sandsteine mit Glaukonit (grünes, z.T. körnig vorkommendes Schichtsilikat, meist diagenetisch im flachmarinen Bereich gebildet) nennt man **Glaukonitsandsteine**.

**Arkosen** sind Sandsteine mit mehr als 25% Feldspatgehalt (oft zu weißlich-gelbem Kaolinit umgewandelt) (siehe Klassifikation der Sandsteine, Tabelle 3.2; Abb. 3.3, 3.4.). Sie sind oft gelblich-bräunlich oder rötlich gefärbt, schlecht sortiert und bestehen überwiegend aus eckigen Körnern. Aufgrund des hohen Feldspatgehaltes kann man ableiten, dass sie häufig in ariden Gebieten gebildet werden und/oder nahe dem Abtragungsgebiet wieder abgelagert werden.

**Grauwacken** sind meist graue bis dunkelgraue, oft schlecht sortierte Sandsteine mit einem hohen Matrixanteil (±tonig: >15% <75% kleiner 30µm, Tabelle 3.2; Abb. 3.3, 3.4.), wobei die eckigen bis subangularen Körner in der größtenteils tonigen Matrix ‚schwimmen‘. Im Allgemeinen wird daher angenommen, dass Grauwacken durch Trübestrome (Suspensionsströme, → *Turbidite*) abgelagert wurden. Gesteinsfragmente (z.B. Tonsteine, Karbonate, kieselige Komponenten, usw.) können auch

enthalten sein. Heute enthalten alle großen Ozeanbecken turbiditische Sedimente. Diese in der Erdgeschichte häufigen Gesteine stehen vor allem mit Gebirgsbildungsprozessen in Verbindung.

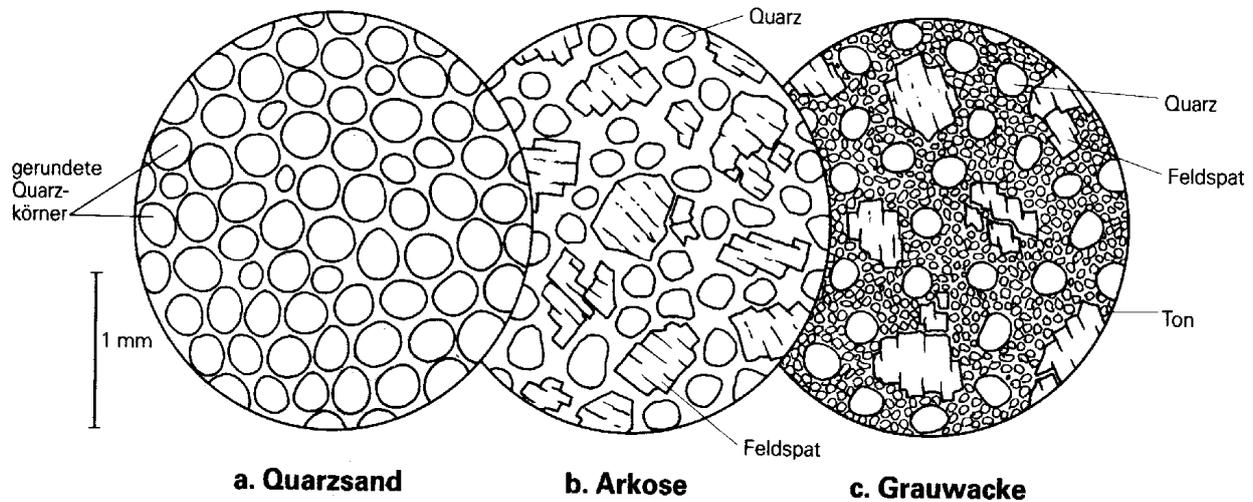


Abb. 3.4. Verschiedene Arten von Sandsteinen in ihrem mikroskopischen Bild.

zu 4. **Bindemittel** zwischen den Körnern werden u.a. durch Prozesse der Diagenese (*Zementation*) gebildet und bestimmen zu einem großen Teil die Härte des Gesteines. Das Bindemittel ist entweder:

- *kalkig* (Test mit HCl)
- *tonig* (in erster Linie nicht klastisch, Illit-Kaolinit-Neubildungen, oft porös, wenig fest, Körner abreibbar) (Abbn. 3.4. z.B. bei Grauwacken)
- *kieselig* (durch Drucklösung, Anwachssäume, harte Gesteine bei starker Verkieselung, je nach Verkieselungsgrad eher abriebfest)
- *eisenschüssig* (rötliche oder braun-gelbliche Sandsteine; z.B. Buntsandstein: Häutchen von Hämatit um Quarzkörner,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte sind trotz starker Färbung gering (<1%).
- 

zu 5.-8. Klastische Sedimente können verschiedene *Schichtungsgefüge* (Parallel-, Schrägschichtung) aufweisen, die zur Interpretation des Ablagerungsraumes wertvolle Hinweise geben. Daneben können sie auch *Fossilien* bzw. Bruchstücke davon führen, meist handelt es sich um Muscheln, Gastropoden, Brachiopoden oder Crinoiden. Verschiedene *Lebensspuren* (Ichnofossilien), *Sedimentstrukturen* (Rippelmarken, Strömungsmarken, Trockenrisse etc.) oder auch *Konkretionen* (= knollige Ausfällungen während der Diagenese) können vorkommen.

### **Anleitung Übungsaufgabe: Klastische Sedimente**

In der Übung sollen die wichtigsten klastischen Sedimente vor allem aufgrund ihrer Korngröße (mit Rundung, Sortierung soweit mit Lupe möglich) und des Mineralbestandes (vor allem Quarz, Feldspat, Glimmer, Glaukonit, Tonminerale) sowie des Bindemittels angesprochen werden. Um eine Vorstellung der unterschiedlichen Korngrößen von Klasten zu erhalten, werden entsprechende Lockersedimente betrachtet (Ton bis Kies). Interpretationen zur Entstehung der Gesteine werden abschließend abgehandelt.

### 3.3 Biochemische (biogene, organogene) Sedimente

Biochemische Sedimente entstehen unter Mitwirkung von Organismen (vor allem kalkige, kieselige und organische Hüllen produzierende Organismen). Sie lassen sich einteilen in:

- Karbonatgesteine
- Kieselige Sedimente
- Organogene Sedimente (z.B. Kohlen, Ölschiefer)
- Phosphorite

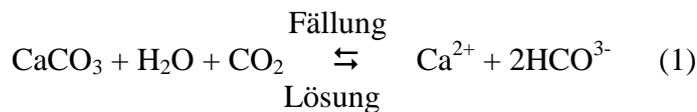
#### 3.3.1 Karbonatgesteine

##### 3.3.1.1 Einführung

###### Mineralogie:

Diese können aus den Mineralen Calcit, Aragonit und Dolomit bestehen. Beim Dolomit wird 50% des Ca durch Mg ersetzt ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ; *Dolomitisierung*). Dolomit ist meist eine *sekundäre Bildung*, häufig handelt es sich um schwachbraune bis gelbliche Sedimente mit hoher Porosität (Porenraumerweiterung, → Erdölspeichergesteine). Die Dichte des Dolomites beträgt ca. 2,9 und liegt damit höher als bei anderen Gesteinsbildenden Mineralen. Mit verdünnter Salzsäure (10%) brausen diese Gesteine schwächer als andere Karbonate.

Von maßgeblicher Bedeutung für die Bildung und Auflösung kalkiger Ablagerungen ist das so genannte Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht:



Dieses Gleichgewicht (1) wird vor allem von der *Wassertemperatur*, dem *Druck* und von der *CO<sub>2</sub> Konzentration* bestimmt. Eine Erhöhung der Temperatur und Erniedrigung des Druckes begünstigt die Ausfällung von Kalk (z.B. Tropfsteinhöhlen, Abb. 3.5.). Die *Photosynthese* von Pflanzen entzieht dem Wasser CO<sub>2</sub> und begünstigt ebenfalls die Ausfällung von Kalk (z.B. an Karstquellen mit Pflanzenbewuchs; Quellkalke, Travertin, Abb. 3.5.). Druckerhöhung, Temperaturerniedrigung und Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentration hat die Lösung von karbonatischen Partikeln im tiefen Ozean zur Folge. Die Grenzfläche, unter der die Karbonatpartikel weitgehend verschwunden sind, wird Karbonat-Kompensationstiefe genannt (engl. Calcite Compensation Depth = CCD (Abb. 3.6.).

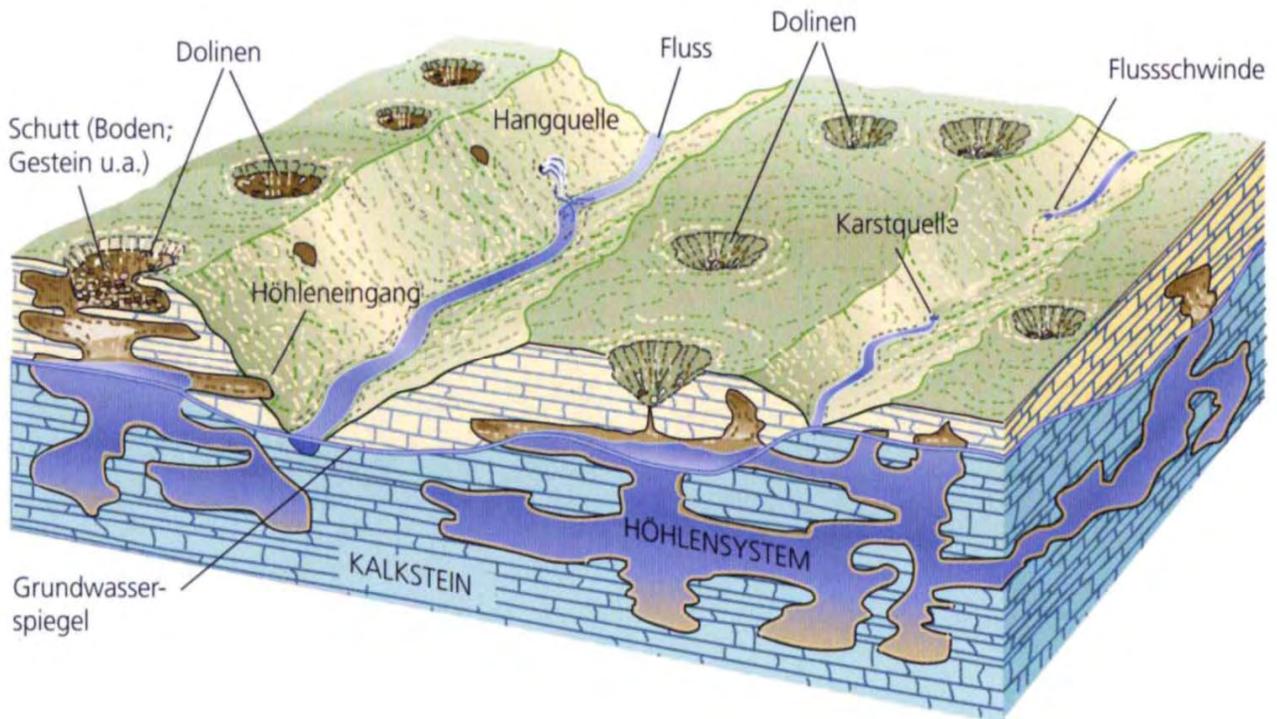


Abb. 3.5. Wichtige Erscheinungsformen im Karstgebirge mit Höhlen, Dolinen (Einsturztrichter), versickernden Flüssen, Karst- und Hangquellen (aus Press und Siever, 2004).

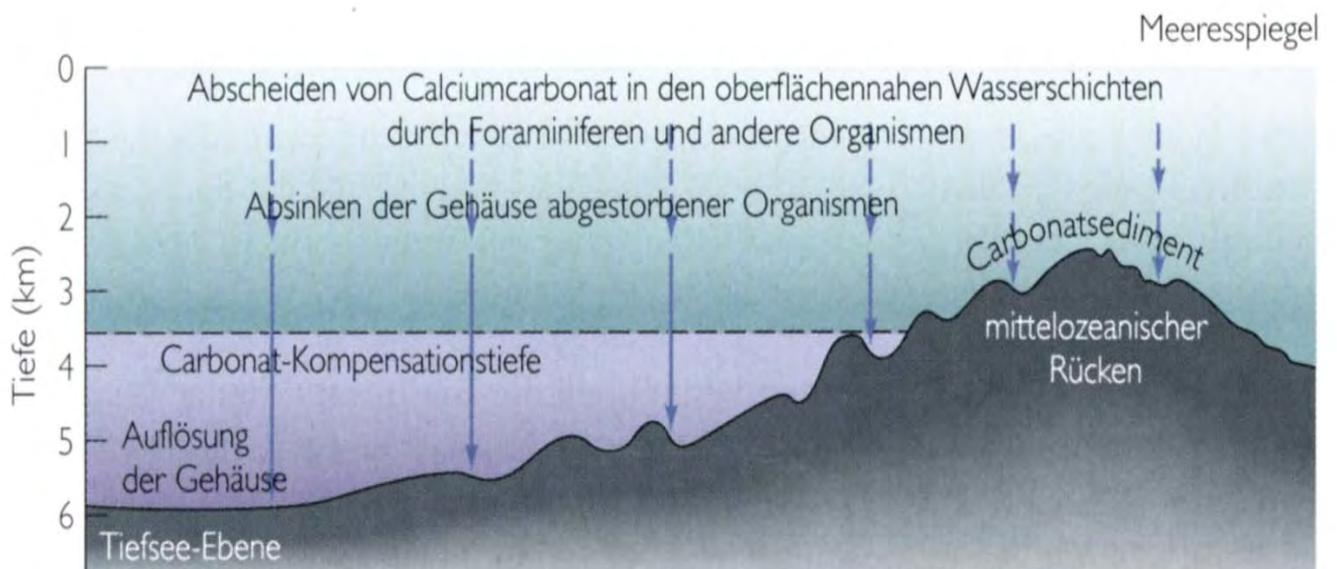


Abb. 3.6. Vereinfachte Darstellung der Karbonat-Kompensationstiefe (Calcite Compensation Depth = CCD) im Ozean. Unterhalb der CCD bleiben aufgrund der Lösung kalkiger Organismen (bei hohem Druck und niedrigen Temperaturen) vor allem kieselige Schlämme (soweit kieselige Skelette produziert werden) oder rote Tiefseetone zurück (aus Press und Siever, 2004).

### 3.3.1.2 Klassifikation der Karbonatgesteine

Es gibt mehrere Möglichkeiten der Klassifikation von Karbonatgesteinen. Die Klassifikation nach FOLK (1959, 1962) basiert auf dem Aufbau der beteiligten Komponenten. Man unterscheidet:

- *Partikel*, Körner (oft Organismen und deren Reste)
- *Matrix*, hauptsächlich aus feinem Kalkschlamm = *Mikrit* ( $< 4 \mu\text{m}$ )
- *Zement* (Bindemittel), meist spätiger Calcit (= *Sparit*)

Zwischen den Partikeln befindet sich also entweder feiner Kalkschlamm = *Mikrit* (z.B. *Biomikrit*), der i.d.R. unter ruhigen Bedingungen gebildet wurde, oder spätiger Calcit (z.B. *Biosparit*), der als Zement aus wässrigen Lösungen auskristallisiert. Letzterer kann sich nach der Auswaschung feinen Materials zwischen den Körnern in unruhigem Milieu bzw. durch starke Strömungen bilden.

Es gibt sehr viele feinkörnige Kalksteine (Mikrite), die meist aus kleinen und kleinsten Organismen, aber auch aus dem *Detritus* (Resten) größerer, höherer Organismen zusammengesetzt sind (Abb. 3.7.). Diese Organismen bilden zunächst oft sehr weiche Kalkschlämme. Enthalten Kalkschlämme auch Siliziklastika (toniges Material, Tonminerale) in größeren Mengen (ca. 1:1), so bezeichnet man sie als *Mergel* bzw. Mergelsteine; Mergel haben oft eine graue bis dunkelgraue, z.T. auch grünlich-graue Farbe und können mürbe sein. Reine Kalksteine sind hingegen hart und splittrig mit eher hellgrauer bis weiser Farbe. Führen Sandsteine größere Mengen an Karbonat als Bindemittel und/oder auch als Komponenten, so bezeichnet man sie als *Kalksandsteine*. Viele Kalksteine haben ein fleckiges Erscheinungsbild (Fleckenkalke), es handelt sich um Spuren von Organismen (Spurenfossilien, Bioturbation), die das Sediment während der Ablagerung durchwühlten, ähnlich wie in einem Wattgebiet (Nordsee). Die Bioturbationsspuren sind meist etwas dunkler gefärbt (oft grau bis dunkelgrau) durch einen höheren Anteil an organischem Material, z.T. verbunden mit der Bildung von fein verteiltem Pyrit (schwarz, siehe schwarzer Strich bei der Mineralbestimmung).

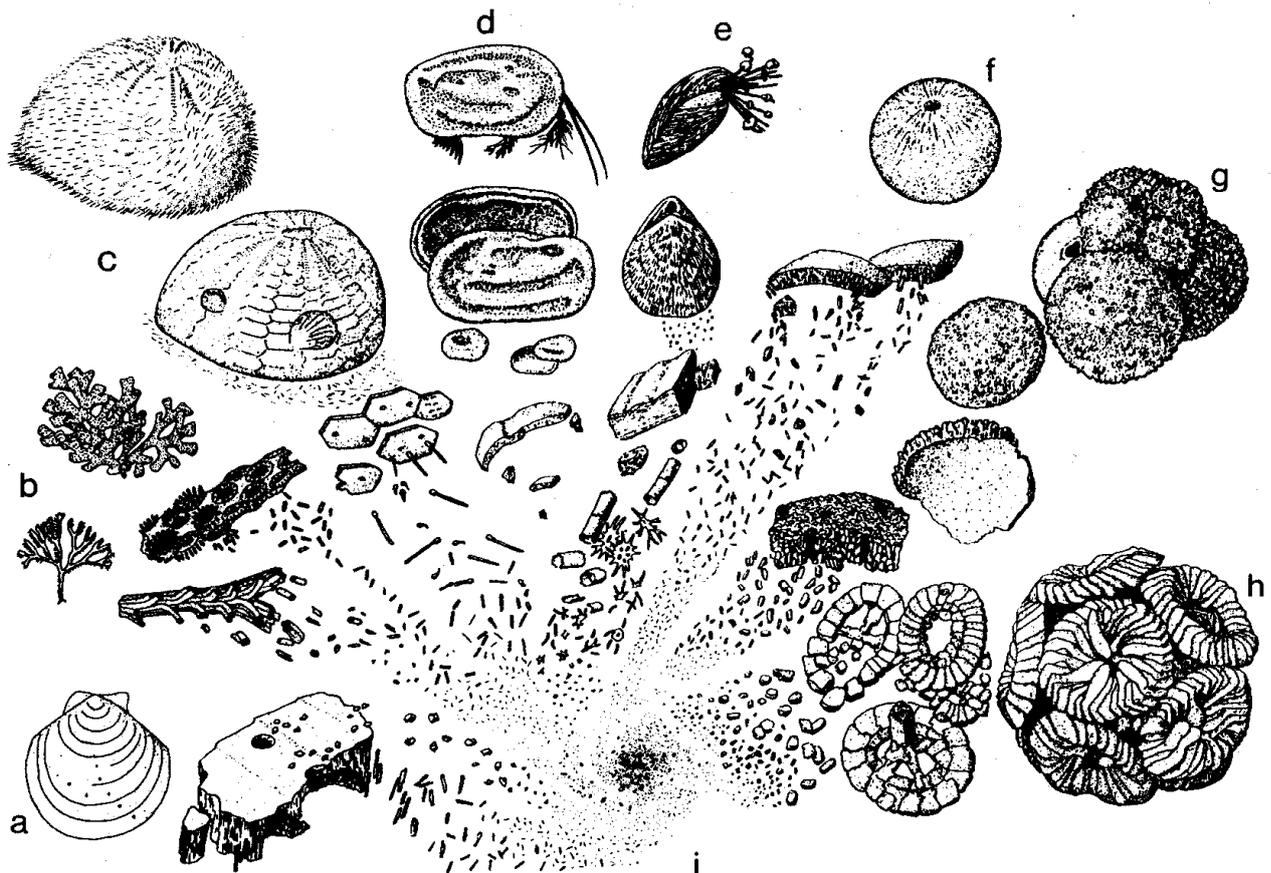


Abb. 3.7. Bildung von feinkörnigen Karbonatschlämmen (= *Mikrite*) (Endgestein = i) aus biogenem Detritus verschiedener Makroorganismen und Mikroorganismen (Beispiel aus der Schreibkreide): a. Muscheln, b. Bryozoen, c. Echinodermen, d. Ostracoden, e. Brachiopoden, f. Calcisphären, g. planktische Foraminiferen, h. Coccolithophoriden.

Klassifizierung im Kurs:

Wie oben erwähnt, bestehen Karbonate aus einer Matrix, die entweder feinkörnig (Mikrit) oder grobkörnig (Sparit) sein kann und biogenen Partikeln. Die Matrix, häufig als Mikrit (Korngröße  $< 4 \mu\text{m}$ ) vorliegend, bildet sehr oft den größten Teil des Gesteines und feinkörnige Kalke stellen auch die Hauptmasse der Karbonatgesteine dar. Die Benennung der Karbonate im Kurs orientiert sich allerdings zuerst an der Art der biogenen Partikel (Muscheln  $\rightarrow$  Muschelkalk, Crinoiden = Seelilienstielglieder  $\rightarrow$  Crinoidenkalk).

Wichtige Karbonatbildner sind:

Mikrofossilien (sie bilden oft die Hauptmasse der feinkörnigen Kalke, Abb. 3.8.):

- Foraminiferen (C, A), Kammertiere, Einzeller, kleine hohlförmige „Kügelchen“ einige  $100 \mu\text{m}$  groß, z.T. cm-groß = Großforaminiferen (Nummulitenkalke der Pyramiden), marin, ozeanweite Verbreitung heute (Foraminiferenschlämme), benthisch und planktisch, heterotroph, sehr häufig, makroskopisch erkennbar.
- Coccolithophoriden (C), Einzeller, autotroph, hohle Kügelchen von einigen  $\mu\text{m}$  Größe aus einzelnen sehr kleinen Kalzitblättchen, wichtigste Bestandteile feinkörniger Kalke, heute weit verbreitet (Nannofossilenschlämme), marin, planktisch (Schreibkreide), nur mit dem Mikroskop sichtbar.



Abb. 3.8. Wichtige kalkige Mikroorganismen aus Calcit und Aragonit. Foraminiferen (meist  $50\text{-}250 \mu\text{m}$ ) und Coccolithophoriden (meist  $10\text{-}50 \mu\text{m}$ ) bestehen aus Calcit und treten gesteinsbildend auf. Die aragonitischen Pteropoden sind zwischen einigen mm und einigen cm groß und sind z.T. in küstennahen Sedimenten lagenförmig angereichert.

Makrofossilien und deren Vorkommen (siehe auch Abb. 3.9.):

- Muscheln (Lamellibranchiata) (C, A), marin, limnisch, z.B. *Schillkalke*
- Schnecken (Gastropoda), marin, limnisch, terrestrisch (A)
- Ammoniten (A), Kopffüßler, nur marin
- Belemniten („Donnerkeile“) (C), Kopffüßler, nur marin
- Echinodermem = Stachelhäuter (Seeigel, Seesterne, Seelilien  $\rightarrow$  *Crinoidenkalk*) (Mg-Calcit), nur marin
- Korallen (A), nur marin, Riffbildungen
- Brachiopoden = „Armfüßler“ (C), nur marin
- Kalkschwämme (C, A), meist marin

C = Calcit; A = Aragonit

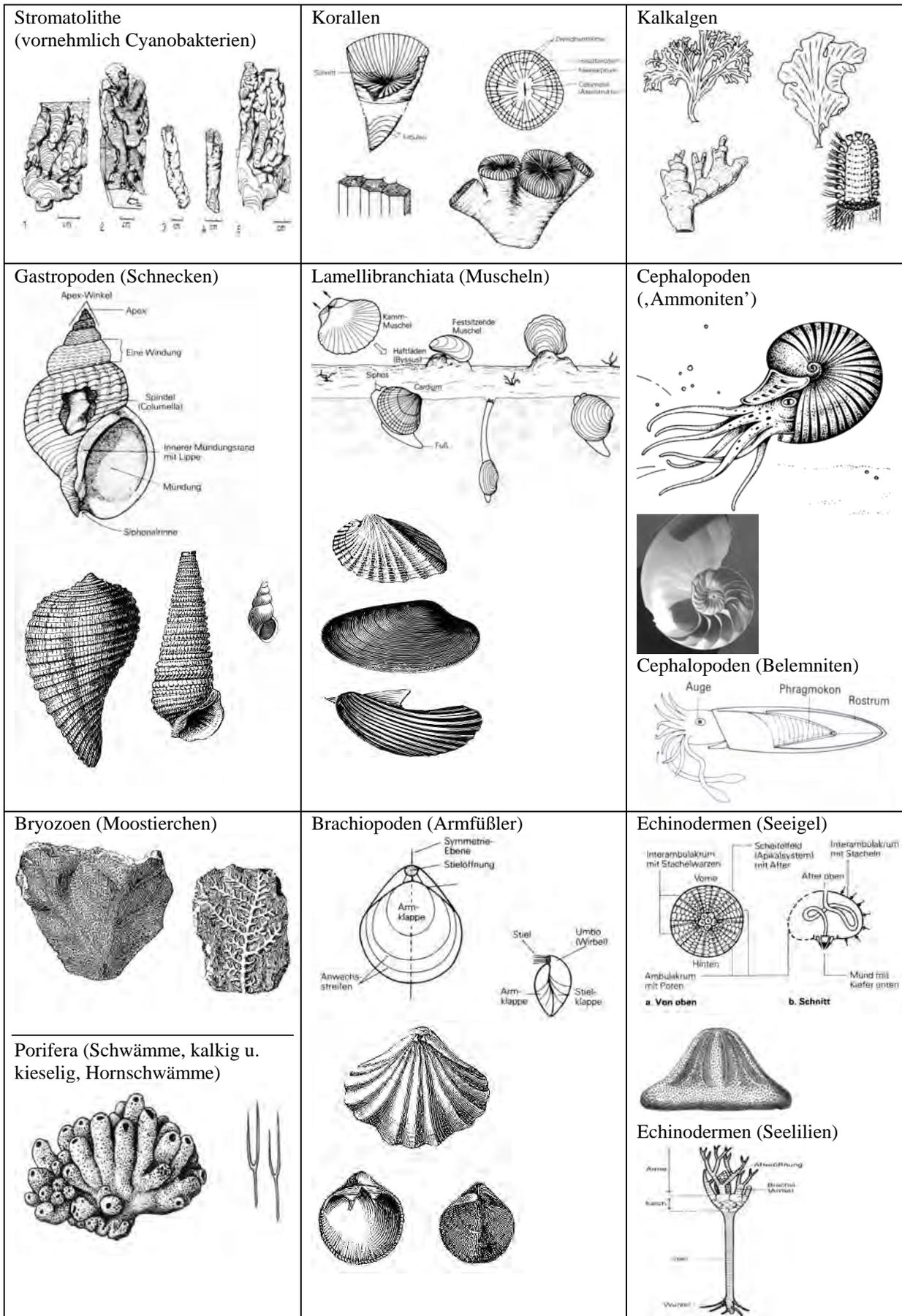


Abb. 3.9. Wichtige Makro-Organismen, die auch oft in Form von feinkörnigem Detritus in Karbonatschlämmen (Abb. 3.7.) vorliegen.

andere Partikel:

- *Ooide*, lagig konzentrisch aufgebaute massive Kügelchen (i.d.R. wenige mm-groß, selten bis zu cm-Größe = Rogenstein), oval, mit Kristallisationskern, Ausfällungen von Aragonit unter Beteiligung von Bakterien (Blaugrünalgen), später oft umgewandelt und radialstrahlig („alte“ Ooide), Entstehung in bewegten tropischen Flachwässern. Das Gestein aus einzelnen Ooiden heißt *Oolith* (Abb. 3.18).

• in situ-Bildungen: hierbei handelt es sich z.B. um Korallen-Kalke, Stromatolithen-Kalke (Abb. 3.17.).

**3.3.2 Kieselige Sedimente****3.3.2.1 Einführung**

Diese Gesteine werden je nach Ausbildung, Farbe, Alter, usw. auch Cherts, Flint, Feuerstein, Silex, Hornsteine, „Kieseliefer“, Radiolarite oder Lydite genannt.

Mineralogie:

*Opal (Biogener Opal)*:  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , amorph, ca. 10% Wasser, hart (6-7), muscheliger Bruch, instabil und wandelt sich daher bei der Diagenese über verschiedene Zwischenstufen in mikrokristallinen Quarz = Chalcedon um.

Es gibt die folgenden wichtigen Organismengruppen (nicht vollständig), die primär Opal ausscheiden (Abb. 3.10.):

- Kiesel-Schwämme, kelch- und tellerförmige, einfache Makroorganismen, benthisch, mit unterschiedlich ausgebildeten Skelettnadeln (z.T. auch gesteinsbildend = *Spiculite*), auch aus organischem Material (Hornschwämme, Badeschwämme) oder aus Calcit (Kalkschwämme).
- Radiolarien (Sonnentierchen), Einzeller, heterotroph, rund oder mützenförmig (>Spumellaria, Nasselaria, Phaeodaria, Abb. 3.19.), marin-planktisch, einige 10-er  $\mu\text{m}$  groß, heute im Äquatorialen Pazifik im Sediment häufig (Radiolarienschlämme), *Radiolarite* sind sehr häufig ab dem Kambrium bis ins Paläogen.
- Diatomeen (Kieselalgen), Einzeller, autotroph, marin, planktisch, benthisch, aus zwei Klappen, einige 10-er  $\mu\text{m}$  groß, scheibenförmig (Abb. 3.19.) oder länglich, in Hochproduktionsgebieten (Antarktis) häufig, marin (*Diatomite*) und limnisch (z.B. Kieselgur).

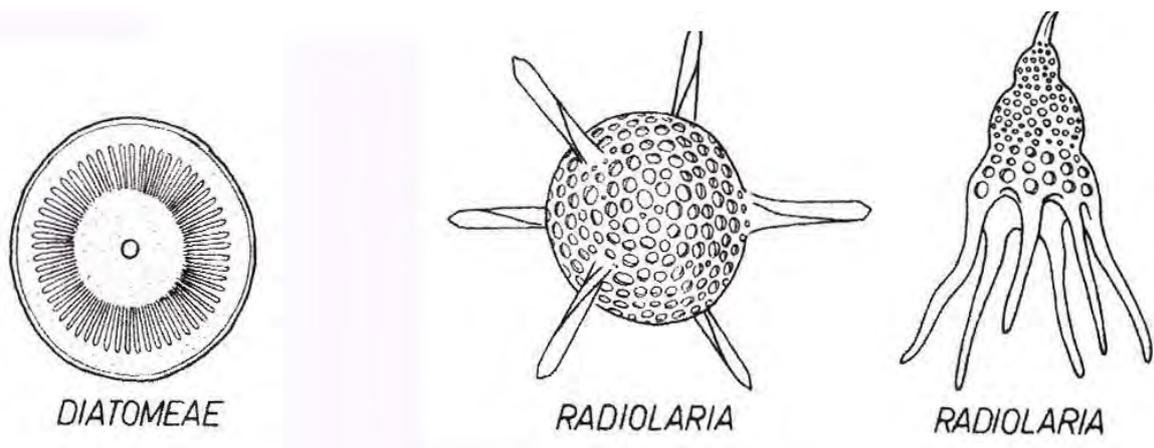


Abb. 3.10. Wichtige kieselige Mikroorganismen aus biogenem Opal. Diatomeen (ca. 10-100 $\mu\text{m}$ ) und Radiolarien (ca. 0,5 mm) treten gesteinsbildend auf. Kieselige Sedimente im heutigen Ozean werden vor allem in polaren und subpolaren Regionen gebildet, vor allem in der Antarktis.

### 3.3.2 Klassifikation der kieseligen Sedimente

Von der Genese her müssen grundsätzlich zwei Typen von kieseligen Bildungen in diesem Kurs unterschieden werden:

- gebankte Gesteine, primäre Ablagerungen; z.B. im heutigen Ozean Kieselschlämme der Antarktis
- knollige, sekundäre, diagenetische Bildungen (Lösung und Fällung von  $\text{SiO}_2$ ; Abb. 3.20.), Feuersteine

1. Gebankte/geschichtete kieselige Bildungen entstehen durch die primäre Ablagerung opal-produzierender Organismen (vor allem Radiolarien, Diatomeen) am Meeresboden oder in Seen (*Radiolarite* = "Kieselschiefer") (*Diatomite*, Kieselgur) und zeigen daher eine Bankung, Schichtung oder Feinschichtung. Unterhalb einer Wassertiefe von ca. 4 km (= CCD, Calcit-Kompensationsstiefe) reichern sie sich durch die Lösung der karbonatischen Partikel/Organismen am Meeresboden an (Radiolarienschlämme des Äquatorialen Pazifiks).

2. Knollige kieselige Bildungen (Feuersteine = Flint = Chert) sind hingegen diagenetische, konkretionäre und damit sekundäre Bildungen und zeigen daher keinerlei Schichtung sondern sehr unregelmäßige Formen. Der im Sediment fein verteilte biogene Opal der Organismen kann im Porenwasser bei erhöhtem pH gelöst und an anderer Stelle (bei z.B. niedrigerem pH, Zersetzung von Organismen) wieder um einen Keim herum ausgefällt werden (Beispiel: Feuersteine der Schreibkreide auf Rügen, in Dänemark usw.).

### 3.3.3 Organogene Sedimente

Die überwiegende Menge an organischem Kohlenstoff ist an Sedimente, meistens an Tonsteine, gebunden. Es handelt sich überwiegend um Kohlen (Braun- und Steinkohlen), die aus den Pflanzenresten von Mooren entstehen oder um Schlämme/Gesteine mit hohem Gehalten an mariner organischer Substanz (*Faulschlämme* = *Sapropelle*, Schwarzschiefer und Ölschiefer). Faulschlämme bilden sich bei geringer, anaerober Zersetzung organischen Materials vor allem in randlichen Meeresbereichen, abgeschlossenen Meeresbecken (z.B. Schwarzes Meer) oder Seen.

#### 1. Moorbildungen, Torf, Braun- und Steinkohlen, Anthrazit (Abb. 3.11.)

Kohle geht i.d.R. aus dem Torf der Moore hervor, welcher durch verschiedene physikalische und chemische Prozesse verändert wurde. Dieser Prozess der *Inkohlung* ist mit der Anreicherung von Kohlenstoff (Abb. 3.11.) und der Freisetzung von  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$  verbunden. Es kommt zunächst zur Bildung von Huminstoffen aus den Pflanzen (Vertorfung), bei weiterer Versenkung und Erwärmung kommt es zur *Mineralisation* der organischen Substanzen und damit zu Kohlebildung. Jenseits von ca.  $300^\circ\text{C}$  geht die Inkohlung in metamorphe Prozesse über und Kohlenstoff geht in die reine Form des *Graphits* über.

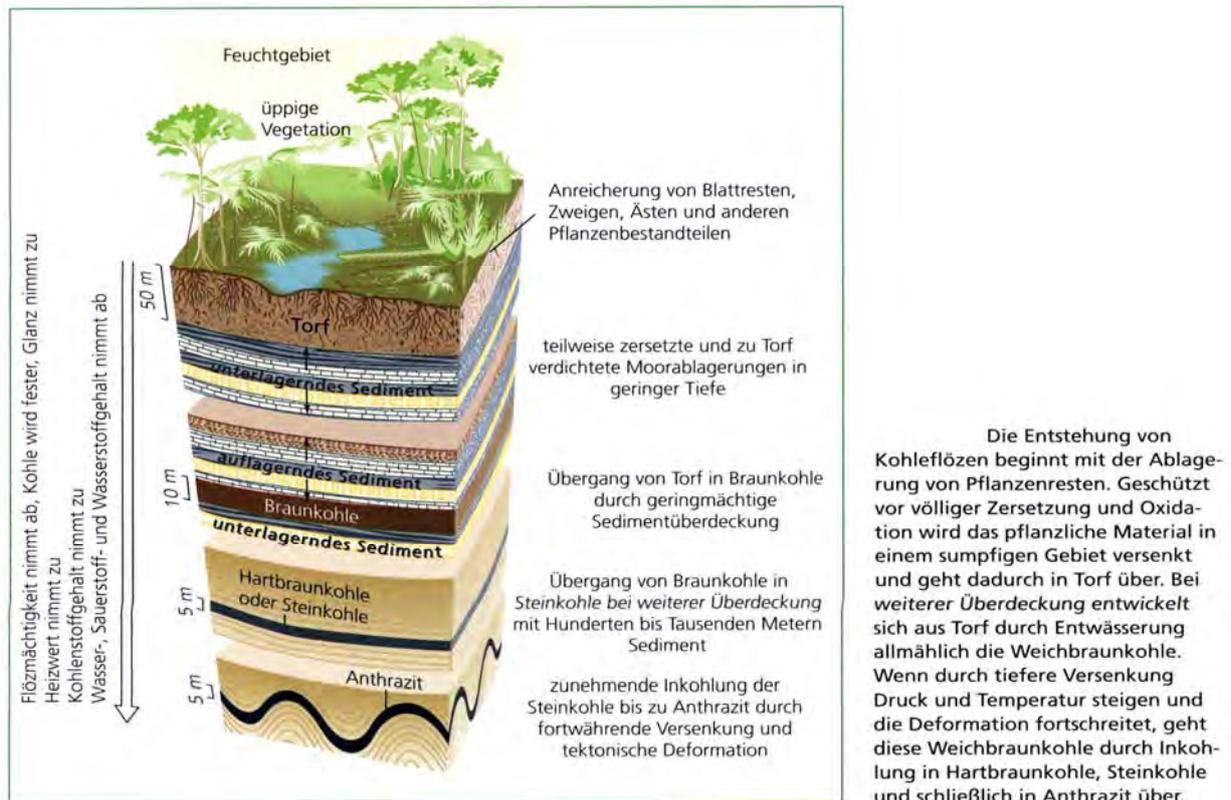


Abb. 3.11. Entstehung von Kohleflözen aus Torfablagerungen (aus Press und Siever, 2004).

## 2. Faulschlämme (= Sapropel), Kerogen, Öl und Gas

Entscheidend ist, dass das Sediment mit einem hohen Anteil an abgestorbenen einzelligen Lebewesen (vor allem marines Plankton) rasch unter Sauerstoffabschluß gerät und eine weitgehende Oxidation verhindert wird. Diese Bildung von *Faulschlämmen (Sapropelen)* geschieht z.B. heute im Schwarzen Meer, einem fast vollständig abgeschlossenen Meeresbecken Im Verlauf der Diagenese wird das organische Material unter Abgabe verschiedener Gase zu Kohlenwasserstoffen (*Kerogen*) umgewandelt und es entstehen so genannte *Schwarzschiefer*. Bei weiterer Erwärmung bilden sich durch Reifung (Polymerisation) komplexe organische Verbindungen und schließlich Erdöl und Erdgas. Eine Lagerstätte bildet sich allerdings erst, wenn Öl und Gas aus den so genannten *Muttergesteinen* in die *Speichergesteine* (z.B. poröse Gesteine wie Dolomite, Sandsteine) wandern (*Migration*) und sich in einer Falle, z.B. randlich an Salzstöcken sammeln. Die Bildung von Kohlenwasserstoffen beginnt im Bereich der Diagenese bei ca. 65°C und endet bei ca. 150°C, dies wird als *Erdölfenster* bezeichnet. Bei einem normalen geothermischen Gradienten entspricht dies einer Tiefe von ca. 1-3 km.

### **Anleitung Übungsaufgabe: Biogene Sedimente**

In der Übung sollen die Karbonate vorwiegend anhand der biogenen Hauptkomponenten benannt werden (z.B. Muscheln → Muschelkalk). Daher ist die Erkennung der Organismen von zentraler Bedeutung. Viele Organismen bzw. deren Reste lassen sich makroskopisch erkennen. Kleinere Partikel (z.B. Foraminiferen, Ooide → Oolith) sind nur mit der Lupe erkenn- und unterscheidbar. Dolomite können von anderen Karbonatgesteinen mit Hilfe des HCl Tests und der Porosität unterschieden werden. Von den kieseligen Sedimenten werden knollige (Feuersteine, engl. cherts) und gebankte Bildungen (Radiolarite) sowie Diatomite beispielhaft gezeigt. Abschließend werden kohlige Bildungen (versch. Braun- und Steinkohlen) mit Pflanzenfossilien gezeigt.

### 3.4 Chemische Sedimente (Evaporite und Fe-reiche Sedimente)

#### 3.4.1 Evaporite

##### 3.4.1.1 Einführung

Evaporite, Eindampfungsgesteine oder Salzgesteine entstehen in kontinentalen (z.B. Salzseen) und marinen Ablagerungsmilieus (Abb. 3.12.). Vor allem die marinen Ablagerungen sind von wirtschaftlicher Bedeutung. Zu den Salzgesteinen gehören Bildungen aus leicht löslichen Mineralen wie Gips, Steinsalz, oder Edelsalze, die durch rein *chemische Fällung* aus dem Meerwasser entstanden sind. Meerwasser enthält, durch die Landverwitterung zugeführt, gelöste Anionen und Kationen.

Aus diesen Ionen können durch Verdunstung von Meerwasser die folgenden Minerale bzw. Gesteine nacheinander ausgefällt werden (Ausfällungsreihe, Abb. 3.13.):

- Karbonate (Kalk, Dolomit),  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
- Gips und Anhydrit\*,  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CaSO}_4$
- Steinsalz\*,  $\text{NaCl}$
- Edelsalze (Na, Mg, K-Wasser-Mischsalze = Edelsalze).

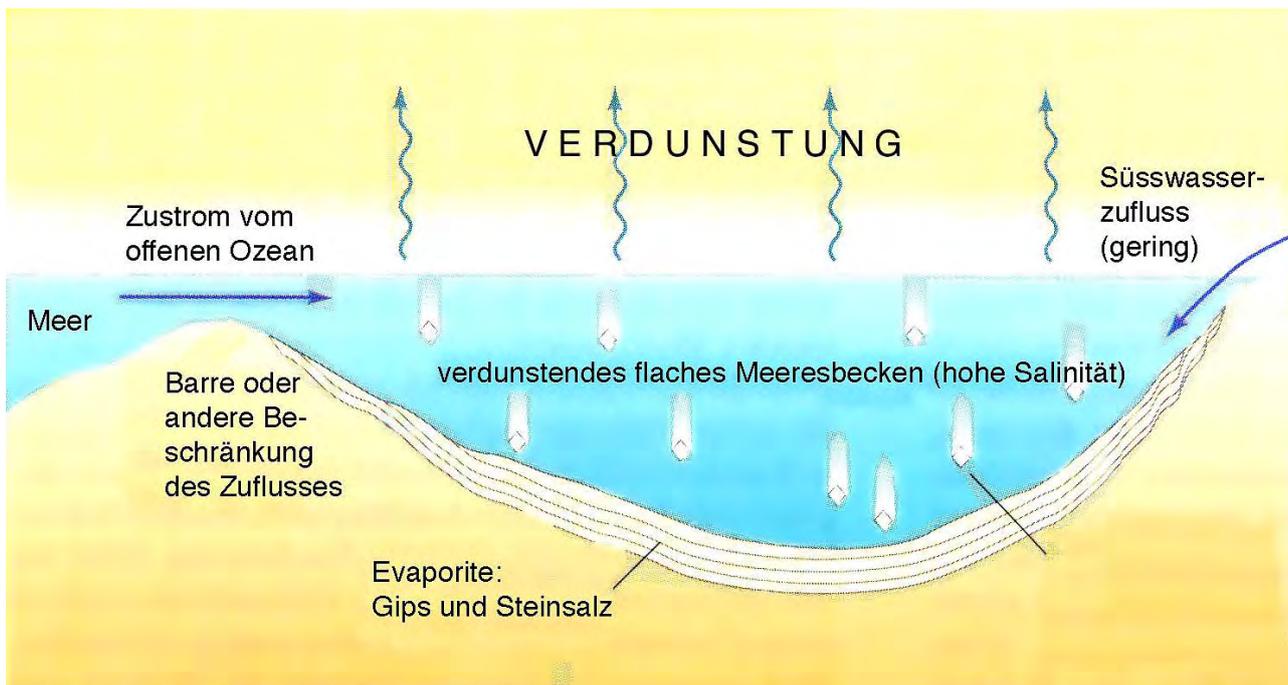


Abb. 3.12. Entstehung von Evaporiten (schematisch) in einem randlichen Meeresbecken unter ariden Klimabedingungen.

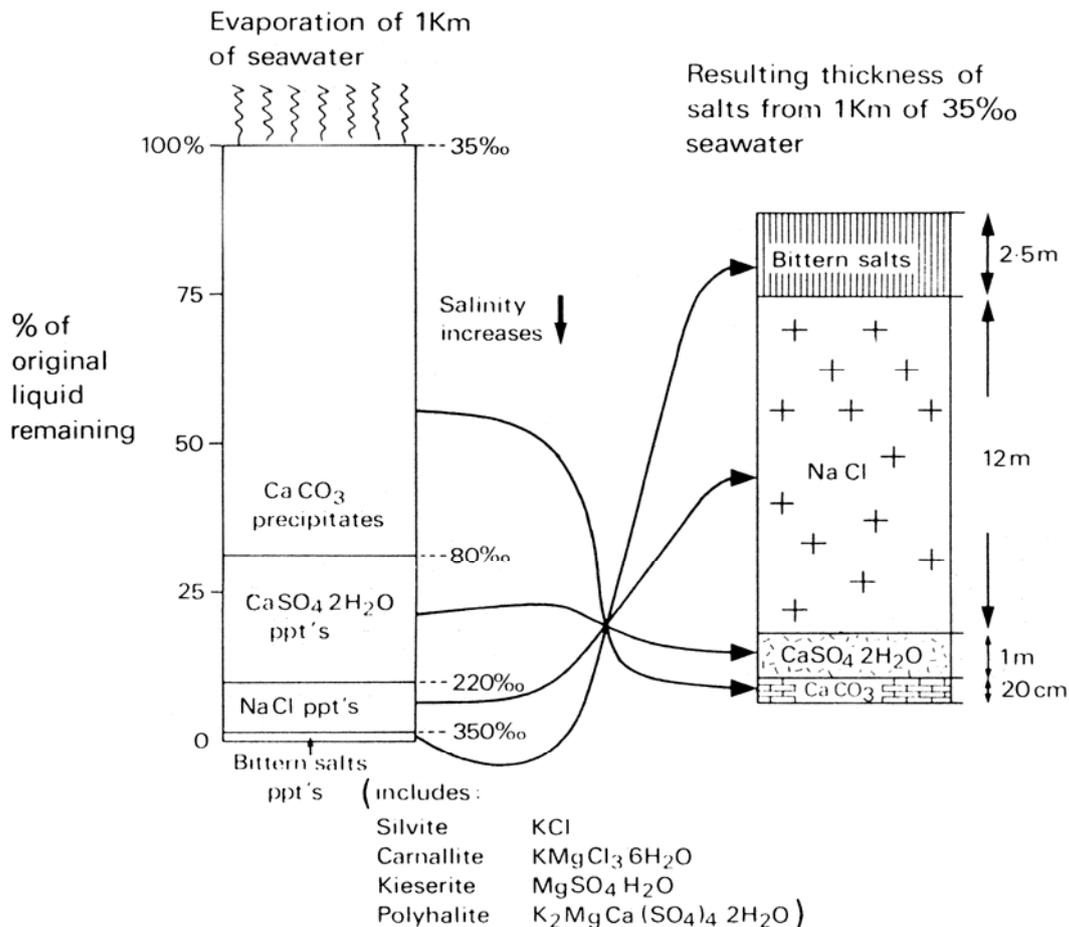


Abb. 3.13. Abscheidung von Salzmineralen aus der Verdampfung einer Meerwassersäule (35‰) von 1 km Höhe. Daraus entstehen nur ca. 16 m Salzablagerungen, da die Dichte der Salze ca.  $2 \text{ g cm}^{-3}$  beträgt.

### 3.4.1.2 Entstehung von Salzlagerstätten

In der Erdgeschichte kommen in einigen Zeiträumen (z.B. im Perm, Zechstein) mehrere 100 m mächtige, ausgedehnte Salzlager vor (Norddeutsches Becken), die nicht durch einmalige Eindampfung des Meerwassers entstanden sein können (würde man das heutige Mittelmeer eindampfen, so würde nur eine einige dm-mächtige Salzschieht entstehen). Zur Erklärung dieser Salzlagerstätten wird die so genannte *Barrentheorie* herangezogen (Abb. 3.12.). Die Salze werden in Randmeeren, die über eine Barre einen Zugang zum Meer haben, unter warm-ariden Klimabedingungen (Verdunstung  $\gg$  Niederschlag) ausgefällt. Die Barre verhindert dabei den Rückfluss der Salzlaugen (Solen), aus der die Minerale ausgefällt werden. Oft liegen mehrere große Ausscheidungszyklen vor (4-6 im Zechsteinbecken). Die Salzgesteine können auch lateral miteinander verzahnt sein. Tongesteine können mit den Salz- und Karbonatabfolgen vergesellschaftet sein. In kontinentalen Bereichen gibt es auch Salzbildungen (Sabkhas, Salzkrusten, Salzpfannen, Salzseen).

#### Diagenese und Salzstockbildungen (Diapire):

Salzminerale sind i.d.R. leichter als z.B. Quarz ( $2.65 \text{ g/cm}^3$ ) und haben eine hohe Plastizität. Steinsalz hat eine Dichte von 2,2, Gips von 2,3. Daher kommt es bei einer mächtigen Überlagerung von Salzgesteinen durch andere, dichtere Gesteine (Sandsteine) zu einem Fließen und einem Aufstieg des Salzes. Zunächst führt dies zur Bildung von Salzkissen, danach zu *Salzstöcken* (Diapiren, Abb. 3.14.), die die darüber liegenden Schichten verdrängen und verbiegen. Wird der Grundwasserspiegel erreicht, so werden dies Salze gelöst bzw. umgebildet und es kann zur Bildung eines *Gipshutes* kommen. *Anhydrit* kann unter Quellung zu Gips umgewandelt werden, bei Versenkung kann es zur umgekehrten Reaktion kommen. In ariden Gebieten können Salze als Salzglotcher ausfließen.

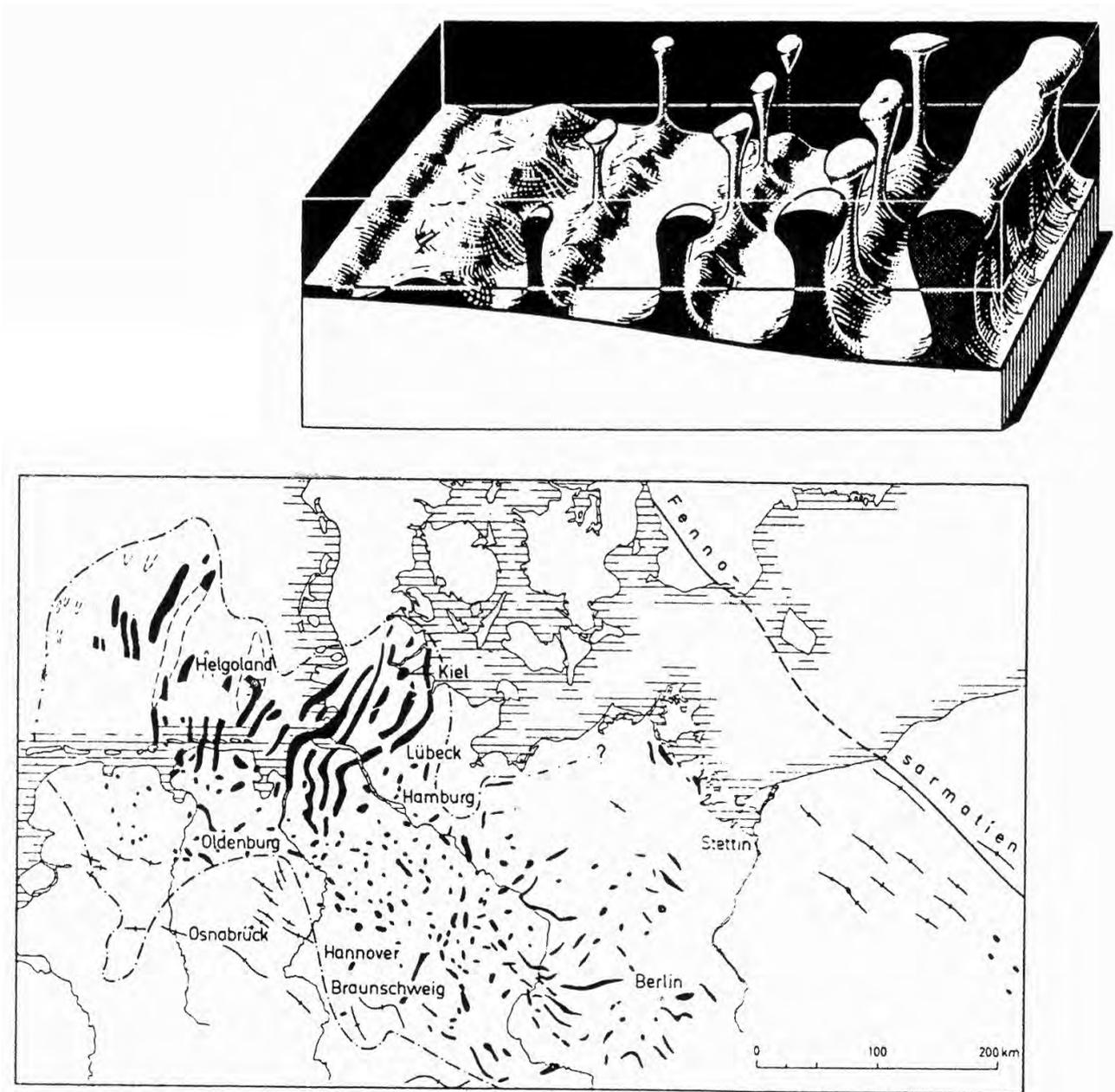


Abb. 3.14. Formen von Salzdiapiren (Salzkissen, Salzstöcke, Salzmauern) (oben) und deren Verbreitung (schwarz) in Norddeutschland (unten) (aus Reinsch, 1991).

### 3.4.1.3 Klassifikation der chemischen Sedimente

Die Gesteine werden in erster Linie aufgrund ihres Mineralbestandes unterschieden. Anhydrit ist deutlich schwerer (Dichte =  $2,9 \text{ g/cm}^3$ ) und hat eine höhere MOHS-Härte (3-4) im Vergleich zum Gips ( $D=2,3$ ;  $H=2$ ). Oftmals liegen laminierte Anhydrite vor (Warvenanhydrit). Steinsalz ist oft farblos bis schwach rötlich ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Edelsalze sind oft hygroskopisch und werden im Kurs nicht gezeigt.

### 3.4.2 Sedimentäre Eisenerze

#### 3.4.2.1 Einführung

Eisen kommt in vielen Sedimenten in geringen Gehalten (< 1%) vor und bedingt oft eine Rotfärbung der Gesteine (Buntsandstein). Eisenreiche Lagerstätten haben jedoch einen wesentlich höheren Gehalt an Fe (> 15%). Die wichtigsten heutigen Lagerstätten kommen aus dem marinen Bereich.

#### Mineralogie:

Diese Gruppe von Lagerstätten wird zum Teil aus oxidischen, karbonatischen, silikatischen und sulfidischen Eisenmineralen gebildet.

#### 3.4.2.2 Bildungsbedingungen

Dabei sind Lösung und Fällung sowie die Anreicherungsprozesse meist kompliziert und z.T. noch ungeklärt. Faktoren wie das Redoxpotential, der pH-Wert (bestimmt auch durch den  $p\text{CO}_2$ ) sowie der Elektrolytgehalt des Wassers scheinen von besonderer Bedeutung. Heute ist Eisen nur in geringen Konzentrationen als  $\text{Fe}^{3+}$  (gelöstes  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ) in natürlichen Wässern vorhanden und kann z.B. aus der kontinentalen tiefgründigen, tropischen Verwitterung stammen. Um größere Mengen gelöstes Eisen im Flusswasser zu transportieren, bedarf es anderer Transportmechanismen, z.B. in Form kolloidaler Suspensionen oder adsorptiv (an organische Substanz oder Tonminerale). Eine Ausfällung kann dann durch den erhöhten Elektrolytgehalt bzw. veränderter pH- und Eh-Bedingungen im Meerwasser erfolgen. Die Eisenerze des Präkambriums (Bändereisenerze) wurden möglicherweise unter sauerstoffarmen und  $\text{CO}_2$ -reichen Bedingungen gebildet, wobei Eisen in Form von  $\text{Fe}^{2+}$  transportiert werden konnte. Quellen des Eisens sind im Allgemeinen kontinentale Verwitterungsprozesse sowie submarine vulkanische Aktivitäten.

#### 3.4.2.3 Klassifikation

Die Gesteine werden vorwiegend anhand ihrer Genese bzw. ihres Gefüges sowie der Art der Eisen führenden Komponenten benannt. Wirtschaftlich bedeutend waren oder sind im marinen Ablagerungsraum entstandene Erze.

#### Typen von Eisenerz-Lagerstätten (zumeist marin):

- Bändereisenerze, „Banded Ironstones/Formations“ (BIFs), Itabirite
- Eisenoolithe (Typ Minette)
- Trümmereisenerze (Typ Salzgitter)
- Roteisenerze (Typ Lahn-Dill)
- Eisen-Manganknollen
- See- und Sumpferze, Raseneisenerze (kontinental)

#### **Bändereisenerze (Itabirite)**

Auch „Banded Ironstones/Formations (BIFs)“ genannt, oder auch Itabirite (Itabira in Brasilien). Eisenreiche, oxidische Sedimente intrakratonischer, mariner Becken des Präkambriums. Aus Wechsellagerungen von Hornstein (cherts) und vor allem Hämatit als eisenreiches Mineral. Daher oft sehr hart und mit schöner Bänderung. Genese (s.o.). Sind heute die wichtigsten Eisenerzvorkommen.

#### **Eisenoolithe (Minette Erze)**

Oolithische (oxidische und silikatische) Erze des Jura in Deutschland, Frankreich und Luxemburg (Lothringen, Minette). Oft aus Limonitoiden (vgl. Kalkooide), oft kalkig, marine Bildungen, z.T. mit marinen Fossilien.

#### **Trümmereisenerze (Typ Salzgitter)**

Marine Bildungen der Unter-Kreide im nördlichen Harzvorland. Hochenergetische, marine Ablagerungen von Limonit-Geröllen in Taschen und Randsenken an Salzstöcken. Vom Sedimenttyp eine Brekzie mit eckigen Limonitkomponenten, limonitischem und karbonatischem Bindemittel und z.T. marinen Fossilien. Die Eisenkomponenten sind durch Abtragung älterer toneisensteinreicher Sedimente aus dem Unterjura hervorgegangen. Heute wirtschaftlich unbedeutend.

**Roteisenerz (Lahn-Dill-Typ)**

Sedimentär-vulkanische, kieselige und hämatitreiche Erze, an submarinen vulkanischen Schwellen (Diabase) des Mittel-Devons im Rheinischen Schiefergebirge/Harz gebildet. Sehr hart, mehr oder weniger gebändert bzw. verfältelt. Heute wirtschaftlich unbedeutend.

**Fe-Mn-Knollen (mit Spurenelementen)**

Sehr langsam wachsende konkretionäre Bildungen, vor allem im Pazifik, aber auch in flachmarinen Bereichen (z.B. Ostsee). Bildung bei geringen Sedimentationsraten und hohen Strömungsgeschwindigkeiten am Meeresboden. Erzlösungen werden durch Porenwässer oder magmatische Lösungen zugeführt. Wirtschaftlich interessant aber wegen der Spurenelemente (Co, Ni, Cu, Cr, V).

**See- und Sumpferze**

Lokale Anreicherungen, wirtschaftlich wenig bedeutend. Wissenschaftlich von der Genese her interessant. Rezente kontinentale, oxidische Bildungen aus Goethit. Ausfällungen beim Zusammentreffen von sauren, eisenhaltigen Wässern (Moorwässer) mit sauerstoffreichen Wässern. Pflanzen sind beteiligt.

***Anleitung Übungsaufgabe: Chemische Sedimente***

*In der Übung sollen Evaporite (Gipsgesteine, Salzgesteine (Steinsalz)) sowie Karbonate) anhand der Mineralogie unterschieden werden. Schwieriger ist z.T. die Unterscheidung von Gips und Anhydrit. Die sedimentären Eisenerze werden aufgrund ihrer Struktur und des Mineralbestandes unterschieden. Der Schwerpunkt der Übungen liegt auf den Evaporiten.*

## 4. Metamorphite

### 4.1 Einführung Gesteinsmetamorphose

Definition: Metamorphose ist die Umwandlung von Gestein unter veränderten Druck- und Temperatur-Bedingungen durch Umkristallisation, weitgehend unter Beibehaltung des festen Zustandes und der Gesamtchemie (isochemische Metamorphose). Ändert sich der Chemismus, spricht man von **Metasomatose** (z.B. hydrothermale Metasomatose, Serpentinisierung).

Ausgangsmaterial ist jegliches Gestein (Magmatite, Sedimente, Metamorphite). Sind magmatische Gesteine umgewandelt, spricht man von **Orthometamorphiten**, bei veränderten Sedimentgesteinen von **Parametamorphiten**. Die Umwandlung von metamorphen Gesteinen nennt man **Polymetamorphose**.

Faktoren, die bei der Metamorphose eine Rolle spielen, sind hauptsächlich **Temperatur** und **Druck**, daneben aber auch der Gehalt oder die Zufuhr von **fluiden Phasen** (vor allem H<sub>2</sub>O), und schließlich die **Zeit**.

#### 1. Temperatur

Die Temperatur nimmt in der Erdkruste mit zunehmender Tiefe generell zu (**geothermischer Gradient**), aber in unterschiedlichem Maße:

- normaler geothermischer Gradient 30°C / km
- in alten Schilden/Kratonen 10°C / km
- in tektonisch aktiven Gebieten (kontinentalen Riften, Faltengebirgen), ggf. einschließlich Magmenzufuhr bis >100°C / km

Der Temperaturbereich der Gesteinsmetamorphose reicht von etwa 200°C bis 900°C. Der Wärmezufuhr stammt dabei aus radioaktiven Zerfallsreaktionen im Erdinneren oder aus tektonischer Reibung.

#### 2. Druck

Eine Druckzunahme in der Erdkruste kann sowohl durch zunehmende Auflast mit zunehmender Tiefe (Versenkung) als auch durch tektonische Spannungen (sog. Stress) bewirkt werden:

- normal zunehmender lithostatischer Druck ca. 0.25 kbar / km allseitig wirkend
- tektonische Spannung (Stress) gerichteter Druck

#### 3. Fluide Phasen

Fluide, vor allem Wasser und darin gelöste Stoffe, z. B. Kohlensäure, spielen eine zentrale Rolle bei der Metamorphose. Heiße, unter Druck stehende und damit sehr aggressive Wässer können in metamorphe Reaktionen einbezogen sein. Häufig ermöglicht die Zufuhr von Wasser erst eine Umwandlungsreaktion. Das Wasser kann dabei von außen zugeführt werden oder aus dem Kristallwasser zusammenbrechender Minerale freigesetzt werden. Bewirken die fluiden Phasen eine Veränderung des Gesamtchemismus eines Gesteinskörpers, spricht man von **Metasomatose**. Beispiel hierfür sind die hydrothermalen Mineralumwandlungen an Mittelozeanischen Rücken, an denen Meerwasser in Spalten der Ozeankruste eindringt und einen Ionenaustausch im frischen, noch heißen Basalt bewirkt. Serpentinisierung ist die Umwandlung von Olivingesteinen unter Wasseraufnahme zu Serpentin.

#### 4. Zeit

Die Metamorphose von Gesteinen läuft in geologischen Zeiträumen, d.h. in Jahrtausenden und Jahrmillionen ab. Genaue Zeitangaben sind allerdings schwer zu machen, da viele Faktoren für die Dauer der Umwandlung eine Rolle spielen (wie z. B. der Wassergehalt; s.o.).

Metamorphosetypen lassen sich entsprechend dem Einfluss der Hauptfaktoren Druck (p) und Temperatur (T) definieren (Abb. 4.1 und 4.2.). Die **Kontaktmetamorphose** tritt bei Wärmezufuhr in der Umgebung eines aufsteigenden Magmenkörpers ein. Durch lokale Aufheizung finden Veränderungen im Nebengestein statt, die zur Bildung eines Kontakthofes um den Intrusionskörper herum führen (Abb. 4.3). Werden Gesteine durch Auflagerung jüngerer Schichten versenkt (Subsidenz) oder durch tektonische Prozesse (z.B. Gebirgsbildung bei einer Kontinent-Kontinent-Kollision) in die Tiefe transportiert und damit höherer Temperatur und höherem Druck ausgesetzt, spricht man von **Thermo-Dynamo-Metamorphose** oder auch **Regionalmetamorphose**. Eine schnelle Versenkung von Erdkruste in Bereich von Subduktionszonen schließlich führt zu einer **Subduktionszonenmetamorphose**, bei der es zu einer raschen Druckerhöhung, aber nur zu einer geringen Aufheizung ( $<10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ) der subduzierten Gesteine kommt.

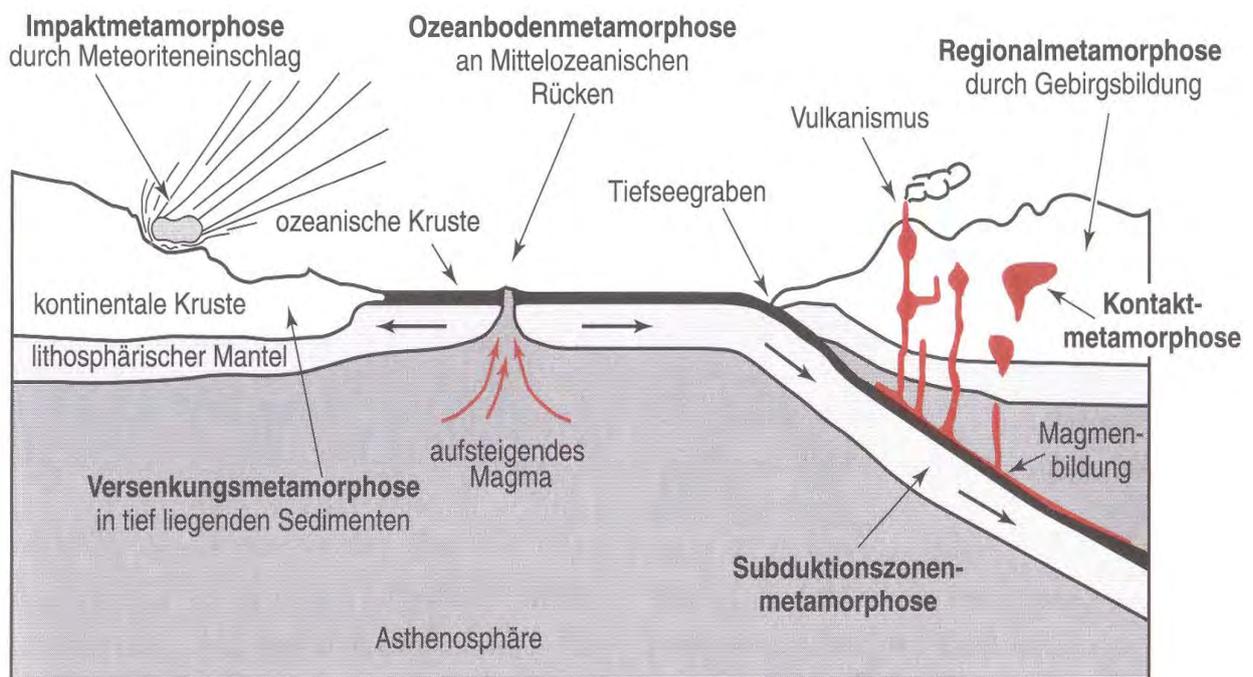


Abb. 4.1. Metamorphosetypen in ihrem geotektonischen Zusammenhang (aus Markl, 2004)-

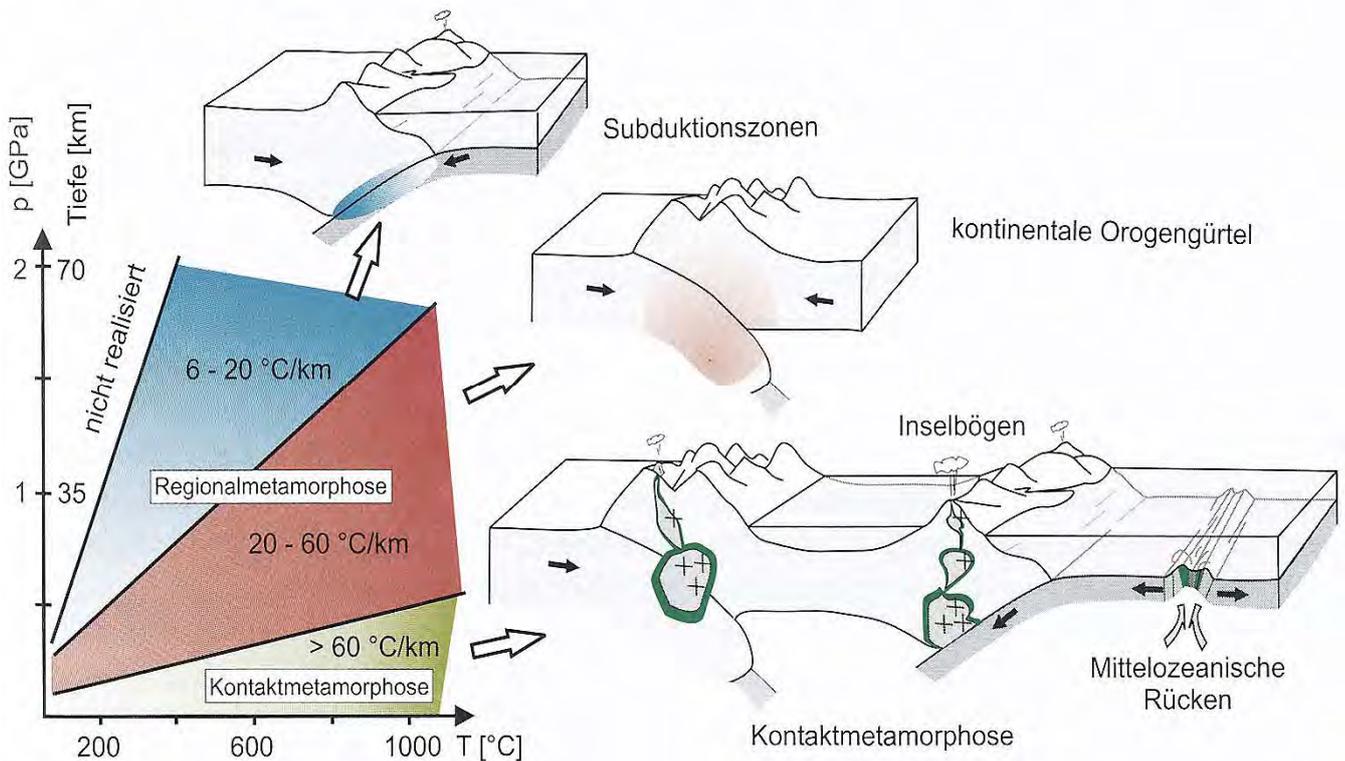


Abb. 4.2. Das Verhältnis von Druck und Temperatur (geothermischer Gradient) in der Lithosphäre entscheidet über die Art der Metamorphose (z.B. Regional- oder Kontaktmetamorphose). Die Art der Metamorphose ist daher auch mit einer bestimmten plattentektonischen Situation verbunden (aus Sebastian, 2009). Der mittlere geothermische Gradient in der Erdkruste liegt bei ca. 30°C/km.

Auswirkungen der Metamorphose sind vor allem die **Änderung des Mineralbestandes** der Ausgangsgesteine, und zwar jeweils im Gleichgewicht mit den vorherrschenden Druck- und Temperaturbedingungen, und die **Änderung des Mineralgefüges**.

### 1. Änderung des Mineralbestandes

Im Zuge der Metamorphose entstehen z.T. neue Mineralvergesellschaftungen (**Mineralparagenesen**), jeweils im Gleichgewicht mit den vorherrschenden p-T-Bedingungen. So wird z.B. aus einem Mergel, bestehend aus Kalzit und Tonmineralen, bei mittelgradiger Metamorphose - ohne Änderung des Gesamtchemismus! - ein Amphibolit, bestehend aus Hornblende und Plagioklas. Grund dafür sind die verschiedenen Stabilitätsfelder für einzelne Minerale oder Mineralgemische. Als Beispiel dafür sei das System  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  genannt, bei dem je nach vorherrschendem Druck oder Temperatur drei verschiedene Minerale mit völlig unterschiedlichen Eigenschaften auftreten (Andalusit, Sillimanit, Disthen=Kyanit). Der Tripelpunkt liegt dabei bei 500°C und 3.7 kbar.

Bei der Metamorphose können z. T. neue Minerale auftreten, die nur durch erhöhte Druck- und Temperaturbedingungen entstehen und somit charakteristisch für metamorphe Gesteine sind, wie z.B. Aktinolith, Epidot, Granat, etc. (s. Tabelle "Metamorphe Minerale", Tabelle 1.2).

### 2. Änderung des Gefüges

#### a) Änderung der Struktur

Alle Arten der Metamorphose prägen dem Ausgangsgestein ein neues metamorphes Gefüge auf. Das Gefüge wird durch die Größe, Form und Anordnung der beteiligten Kristalle bestimmt. Bei fortschreitender Metamorphose kommt es generell zu einer Kornvergrößerung durch Umkristallisationsprozesse, bei denen große Kristalle auf Kosten der kleineren (deren größere spezifische Oberfläche macht diese angreifbarer) zu

lückenlosen Mosaiken zusammenwachsen. Als Beispiel sei der Quarzsandstein angeführt, der als Sedimentgestein einen deutlichen Porenraum aufweist und um die einzelnen Körner herum bricht, als metamorpher Quarzit jedoch keinen Porenraum mehr hat und dann einen muscheligen Bruch zeigt. Bei Sedimentgesteinen verschwinden weitgehend die sedimentären Gefüge, und auch Fossilien sind nach der Umkristallisation in Parametamorphiten nicht mehr erkennbar.

#### b) Änderung der Textur

In Abhängigkeit von den unterschiedlichen Faktoren, die bei einer Metamorphose auftreten, entsteht eine verschiedene Textur in den Metamorphiten:

- durch T allein: Gestein bleibt mehr oder weniger massig (**Marmor**, **Hornfelse**)
- durch p + T: **Paralleltexur** (Gneise) oder **Schieferung** (Foliation, Schiefer)
- durch p allein (lokal): Gestein wird zerbrochen (**Brekzien**) oder zermahlen (**Mylonite**)

Metamorphe Gesteine, die einen höheren Anteil an Schichtsilikaten (Chlorit, Glimmer) aufweisen, zeigen meist ein System paralleler Flächen, die im Allgemeinen die ursprüngliche sedimentäre Schichtung in einem Winkel schneiden, seltener auch parallel dazu verlaufen (Abb. 4.3.). Die Ursache für dieses Gefüge, das man als **Schieferung (Foliation)** bezeichnet, ist die bevorzugte Ausrichtung der vom Habitus tafeligen Minerale senkrecht zur Richtung des Drucks (Abb. 4.4.). Die bekannteste Form der Schieferung ist beim Tonschiefer entwickelt, der sich leicht in glatte, parallele Platten aufspalten lässt (Abb. 4.3). Einige Gesteine, vor allem Hornfelse (Kontaktmetamorphose), Marmore und Quarzite, auch Eklogite (Regionalmetamorphose), können aber auch massig-richtungslos ausgebildet sein.

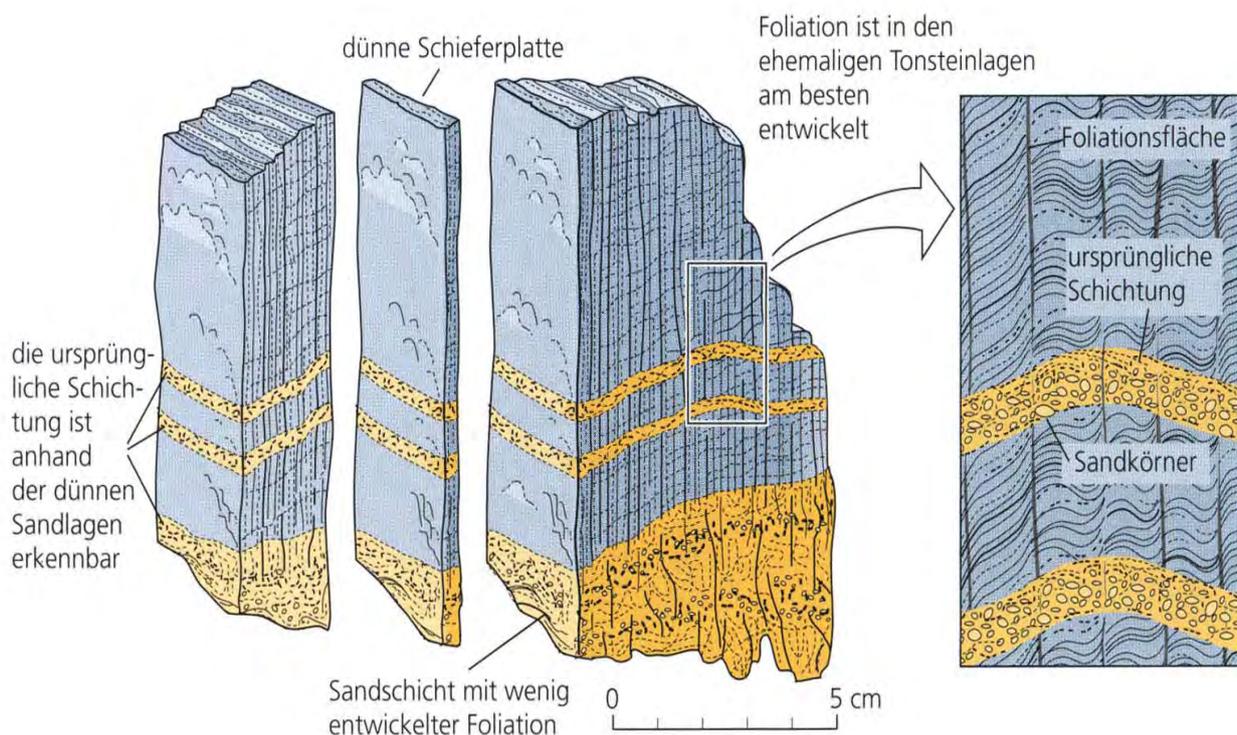


Abb. 4.3. Schieferung (Foliation) und ursprüngliche Schichtung in einem Tonschiefer (aus Press und Siever, 2004).



Abb. 4.4. Einregelung von blättchen- und stäbchenförmigen Mineralen (> Paralleltexur) aufgrund eines gerichteten Druckes, z.B. im Zuge einer Gebirgsbildung. Links: schematische Darstellung; rechts: Dünnschliffbild (aus Press und Siever, 2004).

### Einteilung der Metamorphite in Fazies

Metamorphe Gesteine können nach verschiedenen Kriterien klassifiziert werden: Die gebräuchlichste Klassifikation basiert auf dem Fazieskonzept. Da im Gleichgewicht mit den jeweiligen p-T-Bedingungen jeweils neue, charakteristische Mineralparagenesen entstehen, wird die Abfolge dieser Paragenesen bei der Zuordnung von metamorphen Gesteinen zu Fazieszonen herangezogen. Die Faziesbegriffe sind aus dem basaltischen System abgeleitet, in dem die Fazieszonierung besonders charakteristisch auftritt, und auf andere Gesteine übertragen worden (Abb. 4.5., Tabellen 4.2).

Die Abgrenzung der Metamorphose zur **Diagenese** von Sedimentgesteinen ist fließend. Als Richtwert wird eine Temperatur von ca. 200°C angegeben. Auch der Übergang zur Aufschmelzung, der sog. **Anatexis** ist fließend, als Richtwert sei hier eine Temperatur von ca. 700°C über einen weiten Druckbereich genannt (s. Abb. 4.5). Jedoch können metamorphe Gesteine auch bei höheren Temperaturen noch stabil sein oder es findet nur eine partielle Aufschmelzung statt, bei der Ausgangsgestein und anatektisches Produkt nebeneinander vorkommen. Ein solches Gestein wird als **Migmatit** bezeichnet, der oft ein lagiges Gefüge aufweist.

Tabelle 4.2. Metamorphosetypen, Metamorphosegrade, metamorphe Fazies und charakteristischer Mineralbestand.

#### Kontakt-Metamorphose

##### **Hornfels-Fazies**

Andalusit (Var. Chiasolith), Cordierit

#### Thermo-Dynamo-Metamorphose=Regional-Metamorphose

schwach **Sub-Grünschiefer-F.**

Zeolithe, Pumpellyit-Phrenit-Fazies

niedriggradig **Grünschiefer-F.**

Epidot, Chlorit, Aktinolith (Amphibolit), dazu Albit

mittelgradig **Amphibolit-F.**

Amphibole, Plagioklase, Granat: Almandin

hochgradig **Granulit-F.**

Feldspat., Quarz, geregelt (Augengneise), Granat: Pyrop

**Eklogit-F.**

Omphazit (Augit-Jadeit), Granat: Pyrop

#### Subduktionsmetamorphose

##### **Blauschiefer-F.**

Glaukophan, Jadeit (= Hochdruckminerale)

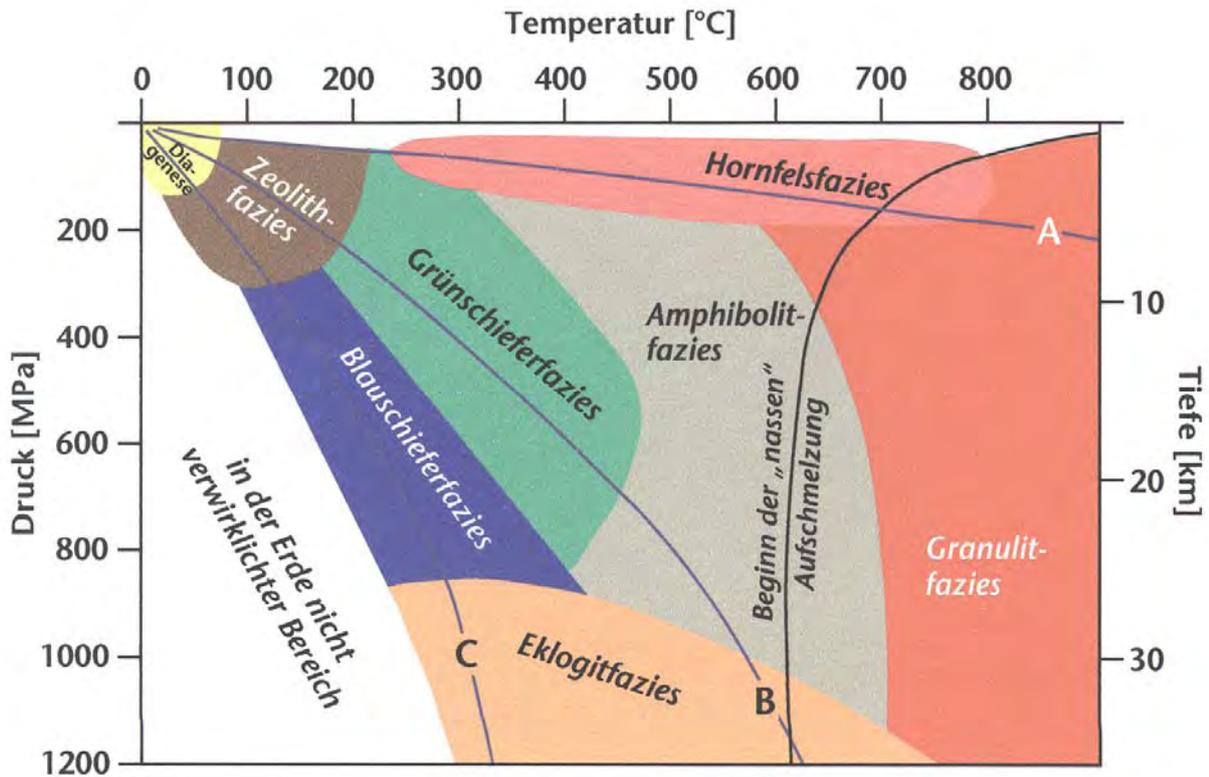


Abb. 4.5. Druck-Temperatur-Bedingungen und die wichtigsten metamorphen Faziestypen. A, B und C zeigen unterschiedliche geothermische Gradienten, je nach Metamorphosetyp (aus Bahlburg und Bretkreuz, 2004).

## 4.2 Klassifikation der Metamorphite

### Klassifikation nach dem Gefüge

Gefügemerkmale geben erste Hinweise auf die Art der Metamorphose und den Metamorphosegrad:

Gestein ± dicht, feinkörnig	=>	<b>Kontaktmetamorphose</b>
massig, richtungslos	=>	Hornfelse, Marmore, Quarzite
Gestein mit Paralleltexur (Schiefer, Gneis)	=>	<b>Thermo-Dynamo-Metamorphose, dynamische Metamorphose</b>
feinkörnig	=>	niedriggradige Metamorphose
mittelkörnig	=>	mittelgradige Metamorphose
grobkörnig	=>	hochgradige Metamorphose

Die Kristallgrößen können aber nur einen ungefähren Anhaltspunkt für den Metamorphosegrad geben, da auch andere Faktoren (z.B. Fluid-Gehalt) das Kristallwachstum fördern oder hemmen können.

### Klassifikation nach dem Mineralbestand

*nach gesteinsbildenden Mineralen*

Quarzit

Marmor

Amphibolit

Eklogit (pyropreicher Granat + Omphacit (grüner Klinopyroxen) u.a.Serpentinit

**Anleitung Übungsaufgabe: Metamorphe Minerale und Gesteine**

*In der Übung sollen zunächst die wichtigsten metamorphen Minerale analog zur Mineralbestimmung am Anfang des Kurses bestimmt werden. Danach sollen die wichtigsten Metamorphite (vor allem regionalmetamorphe Gesteine) aufgrund ihres Gefüges (Schieferung, Paralleltexur) und ihres Mineralbestands angesprochen werden. Eine einfache und einheitliche Nomenklatur gibt es nicht, es existieren viele Spezialnamen. Zusätzliche Hilfe bietet eine Kurzbeschreibung wichtiger metamorpher Gesteine (siehe unten).*

**Kurzbeschreibung einiger wichtiger Metamorphite:**

**Tonschiefer:** sehr schwach metamorphes, dünnstiefriees Gestein aus Tonstein (Schieferon) entstanden, Schichtung kann noch sichtbar sein, graue bis dunkelgraue bis fast schwarze Farben.

**Phyllit:** grünliches bis grünlichgraues Gestein aus Serizit (feinschuppiger graugrüner Muskovit mit seidigem Glanz) und Quarz, auch Albit, dünnstiefriees, aus Tonschiefern, schwach metamorph.

**Glimmerschiefer:** aus Glimmern, etwas Quarz und Feldspat, oft mit Granaten (Granat-Glimmerschiefer) oder Hornblenden (Hbl.-Garbenschiefer), stiefriees, mittelgradig metamorph, aus Phylliten entstanden.

**Gneiss:** grob spaltbares, körniges Gestein aus Quarz, Feldspäten (>20%) und Glimmern (Muskovit und/oder Biotit), Feldspäte manchmal augenförmig (,Augengneiss'), niedrig bis hochgradig metamorph, aus Graniten oder Glimmerschiefern entstanden, Bändergneisse im Übergang zur Anatexis (,Migmatite').

**Grünschiefer:** grünes, dünnstiefriees Gestein mit Chlorit, Epidot und Albit, schwach metamorph.

**Amphibolit:** überwiegend aus Amphibolen und Plagioklas, dunkles Gestein, fein- bis mittelkörnig, Hornblenden eingeregelt, mittel- bis hochgradig metamorph.

**Eklogit:** massiges, meist grünliches, sehr hartes Gestein aus rotem Granat und Omphazit (grüner Pyroxen) als Hauptminerale, hochgradig metamorph, oft im Bereich von Subduktionszonen.

**Marmor:** körniges, massiges, metamorphes Karbonatgestein, oft monomineralisch, oft noch mit sedimentären Gefügen, feinkörnig bis sehr grobkörnig, je nach Metamorphosegrad.

**Quarzit:** metamorphe Sandsteine, massig oder stiefriees (dann oft mit Muskovit), z.T. sehr hart, Quarzwachstum und Füllung der Hohlräume, in allen Metamorphosegraden.

## **5 Literaturliste (kleine Auswahl)**

### **Allgemeine Geologie und Tektonik, Grundlagen:**

Bahlburg, H. und C. Breitzkreuz (2012) Grundlagen der Geologie. Enke, Stuttgart, 4. Auflage, 423 S.

Grotzinger, J., Jordan, T.H., Press, F. und R. Siever (2007) Allgemeine Geologie. Spektrum Akademischer Verlag, Berlin, Heidelberg, 5. Auflage, 736 S.

Murawski, H. und W. Meyer (2010) Geologisches Wörterbuch, Spektrum, Heidelberg, 12. Auflage, 220 S.

Tarbuck, E.J., Lutgens, F.K. (2009) Allgemeine Geologie. Pearson, München, 877 S.

### **Gesteinskunde allgemein:**

Rothe, P. (2005) Gesteine. Entstehung - Zerstörung - Umbildung. Primus, 192 S.

Sebastian, U. (2014) Gesteinkunde, Spektrum, Springer, Heidelberg, 3. Auflage, 212 S.

### **Mineralogie:**

Okrusch, M. und Matthes, S. (2009) Mineralogie. Springer, Berlin, Heidelberg, 8. Aufl., 508 S.

### **Sedimentgesteine:**

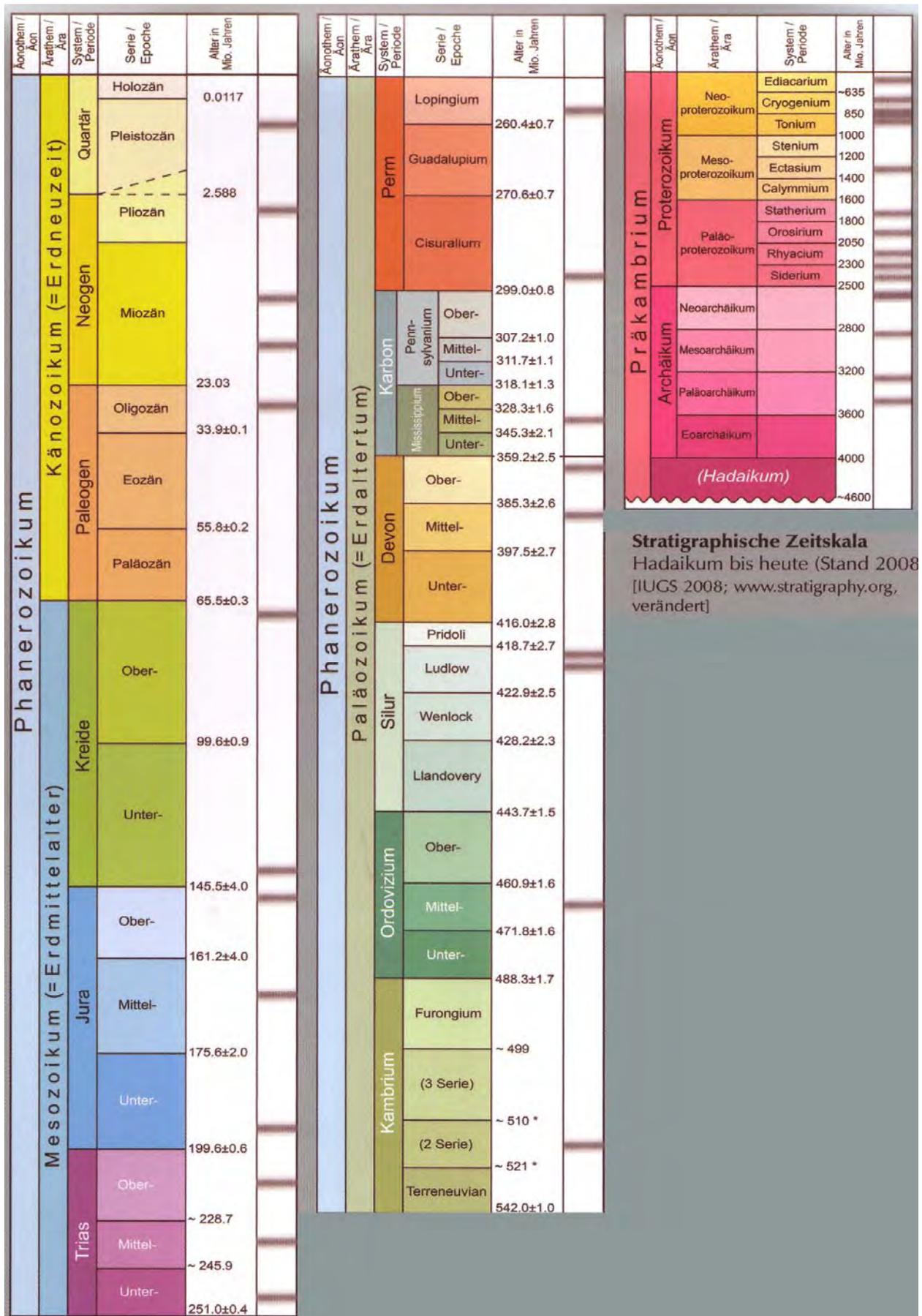
Stow, D.A.V. (2008) Sedimentgesteine im Gelände, Spektrum, Berlin, Heidelberg, 320 S.

### **Magmatische Gesteine:**

Schmincke, H.U. (2000) Vulkanismus. Wiss. Buchgesellschaft, Darmstadt, 264 S.

### **Fossilien, Bestimmungsbücher:**

Lichter, G. (2003) Versteinerungen. Erkennen & bestimmen. Steinbachs Naturführer, Ulmer, 191 S.



Anhang: Stratigraphische Tabelle (Gehlen et al., 2006)