©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Über Gesteine und ihre Entstehung

Von Robert Seemann und Herbert Summesberger

Die Wissenschaften, die sich hauptsächlich mit den Gesteinen und deren Entstehungsgeschichte auseinandersetzen, sind die Geologie, die Petrologie und die Mineralogie.

Die *Geologie* beschäftigt sich vergleichend und zuordnend mit den Lagerungen der Gesteine, den Schichtfolgen, sowie den Gesteinsbewegungen im Ablauf der Entwicklungsgeschichte der Erde.

Die *Petrologie* behandelt die Gesteine im Detail. Sie untersucht deren Zusammensetzung und Struktur und versucht daraus Aussagen über Herkunft und Werdegang der diversen Gesteinstypen zu treffen.

Die *Mineralogie* geht noch weiter ins Detail. Sie untersucht die Bestandteile der Gesteine — die Minerale — mit chemischen und physikalischen Methoden. Wegen der Auffälligkeit der Minerale ist sie der älteste Zweig der Geowissenschaften. Da sich alle Arbeitsgebiete weitgehend überlappen, ist eine exakte Trennung der Tätigkeitsbereiche der einzelnen Erdwissenschaften kaum vorzunehmen.
Ergänzt wird die Bearbeitung der Gesteine noch durch die *Paläontologie* und *Geographie,* sowie durch *Geochemie* und *Geophysik.*

Der Aufbau der Erde

Die Entwicklung der Gesteine ist eng verknüpft mit dem Werdegang und dem daraus resultierenden Aufbau unseres Planeten.

Vor ungefähr 4,5 bis 5 Milliarden Jahren kondensierten aus einer „Uratmosphäre" die Sonne und die Planeten, darunter auch unsere Erde. Durch Abkühlung und Schwerkraft fanden chemisch-physikalische Prozesse und damit eine Differenzierung im Aufbau der Planeten statt.

Der mittlere Radius der schalig aufgebauten Erde beträgt 6370 km. Die oberste Zone, die Kruste, reicht ca. 35 km in die Tiefe. Sie zerfällt in die Oberkruste und in die Unterkruste. In der Oberkruste, die schollenartig die Unterkruste bedeckt, dominieren die chemischen Elemente Silizium (Si) und Aluminium (Al). Dieser Bereich wird deshalb auch „Sial" genannt. In der Unterkruste herrscht Silizium (Si) und Magnesium (Mg) vor. Daraus folgt die Bezeichnung „Sima". Unter der Erdkruste liegt der Erdmantel. Er reicht bis in eine Tiefe von 2900 km. Auf Grund der Anreicherung von Silizium (Si), Eisen (Fe) und Magnesium (Mg) wird die Zone „Sifema" bezeichnet.

Den Erdkern bildet das „Nife", eine Nickel-Eisenlegierung. Dort herrschen Temperaturen bis zu 4000° C und wegen der enormen Überlagerung Drücke bis zu 4 Millionen Atmosphären.

Für den Gesteinskreislauf, den „Magmatischen Zyklus" (Abb. 28) kommen praktisch nur die Ober- und Unterkruste, wie die obersten Bereiche des Mantels in Betracht. Die dabei stattfindenden Reaktionen und Differentiationen sollen dazu dienen, eine Einteilung der Gesteine zu treffen.

Was ist ein Gestein?

Streng wissenschaftlich wird der Begriff „Gestein" folgendermaßen definiert:

Im Gegensatz zum Mineral, als chemisch einheitlicher Naturstoff, ist ein Gestein ein statistisch homogenes Mineralgemenge, das einen geologischen Körper aufbaut.

Das heißt, ein Gestein besteht — im Detail untersucht — aus einer bis mehreren, bis zu mikroskopisch kleinen Mineralkomponenten, die soweit und innig miteinander verwachsen sind, daß es im Gesamten betrachtet, als einheitlicher Körper bezeichnet werden kann.

Einteilung der Gesteine

Eine Gruppierung der Gesteine kann nach verschiedenen Gesichtspunkten vorgenommen werden.

In der Gesteinskunde erfolgt die Einteilung hauptsächlich nach dem genetischen Prinzip, das heißt nach der Art der Entstehung. Sie kann andererseits auch nach chemischen oder nach strukturellen Prinzipien vorgenommen werden. Von den über 2000 bekannten Mineralien sind nur wenige am Aufbau der Gesteine entscheidend beteiligt. Die mittlere Verteilung der Minerale der Oberkruste der Erde sieht folgendermaßen aus (in Volums-Prozenten):

Feldspäte:	Plagioklas	60%
	Alkalifeldspat	
Amphibole:	. . . . .	16%
Pyroxene:	. . . . .	
Quarz:	. . . . .	12%
Glimmer:	Hellglimmer: Muskovit .	4%
	Dunkelglimmer: Biotit .	
Calcit:	. . . . .	2%
Rest:	alle anderen Minerale . .	6%

Die Oberkruste besteht zu ca. 99% aus silikatischen Gesteinen. Das restliche eine Prozent wird hauptsächlich von karbonatischen Gesteinen eingenommen. Dazu zählen die Kalke, die Dolomite und Marmore.

Da die Silikate so weit überwiegen, muß diese Gruppe weiter unterteilt werden. Die Differenzierung erfolgt nach dem Siliziumgehalt.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Für die folgende Einteilung muß erläuternd vorausgeschickt werden, daß der Quarzgehalt nicht ident ist mit dem Silikatgehalt. Silikate sind chemische Verbindungen zwischen Siliziumdioxid (SiO_2) und anderen Oxiden und Elementen. Quarz hingegen ist reines kristallines SiO_2. Bei der chemischen Analyse eines Gesteins wird der Silikat- und der Quarzgehalt zusammengezogen und als Prozentgehalt an SiO_2 (% SiO_2) errechnet. Das bedeutet, daß es z. B. zahlreiche Silikatgesteine mit relativ hohem %-Gehalt an SiO_2 gibt, die aber trotzdem keinen Quarz beinhalten.

Einteilung der Silikatgesteine

mehr als 66% SiO_2:	„Saure Silikatgesteine"	mehr als 10% Quarz
66—52% SiO_2:	„Intermediäre Silikatgesteine"	weniger als 10% Quarz
52—45% SiO_2:	„Basische Silikatgesteine"	
weniger als 45% SiO_2:	„Ultrabasische Silikatgesteine"	kein Quarz

Da mit der Abnahme des SiO_2-Gehaltes der Gehalt an farbgebenden Ionen — hauptsächlich Eisen — zunimmt, intensiviert sich damit auch die Farbe des Gesteins. So zeigen die extrem sauren Gesteine, weiße oder hellgelbe Farbtöne, die sich in Richtung der ultrabasischen Gesteine bis auf dunkelgrün und schwarz verändern. Das heißt: der Gehalt an dunklen Gemengteilen (meist Amphibole, Pyroxene, Biotit und Olivin), nimmt mit geringer werdendem Siliziumgehalt deutlich zu.
Die für die Geowissenschaften wichtigste Unterteilung der Gesteine erfolgt, wie erwähnt, nach dem *genetischen Prinzip. Kombiniert mit chemischen und strukturellen Unterscheidungsmerkmalen* gibt dieses Trennschema die beste Möglichkeit, die Gesteine zu differenzieren:

Erstarrungsgesteine (Eruptivgesteine):	
Tiefengesteine (Plutonite)	95% der Oberkruste
Ergußgesteine (Vulkanite)	
Mischgesteine (Migmatite):	
Umwandlungsgesteine (Metamorphite):	4% der Oberkruste
Absatzgesteine (Sedimente):	1% der Oberkruste

Erstarrungsgesteine

Wie der Name schon sagt, sind in dieser Gruppe Gesteine zusammengefaßt, die aus Schmelzen erstarren.
Im Erdmantel und in den unteren Bereichen der Kruste bilden sich durch höhere Temperaturen und durch Druckentlastung aufsteigender Gesteinspartien Gesteinsschmelzen („Magmen"). Im Laufe der Entwicklung der Erde vollzieht sich dieser Prozeß mehrmals. Durch wiederholtes, meist stufenweises Aufschmelzen und Erkalten im „Magmatischen Zyklus" (Abb. 28) tritt eine Differentiation der oberen Mantel- und Krustengesteine ein. In manchen Partien reichert sich z. B. das chemische Element Silizium in Form von Quarz oder in Silikaten an: es entstehen die bereits erwähnten „Sauren Gesteine". Im anderen Fall verarmt eine Zone an Silizium: es bilden sich die „Basischen Gesteine". Ähnliche Differentiationen betreffen das Aluminium, das Eisen, die Alkalien und die Erdalkalien, wie auch alle anderen, in geringen Mengen vorhandenen Elemente. Das Gefüge (Anordnung und Form der Minerale), der Gesteinskomponenten ist abhängig von der Schnelligkeit mit der die Schmelzen aufdringen und abkühlen.

Tiefengesteine (Plutonite)

Beim langsamen Erkalten innerhalb der Kruste entstehen die Tiefengesteine oder Plutonite. Der Abkühlungsprozeß ist über geologische Zeiträume ausgedehnt. Die Auskristallisation der einzelnen Mineralkomponenten erfolgt schrittweise mit fallender Temperatur („Mineralausscheidungsfolge").

Charakteristika der Tiefengesteine

Alle Mineralbestandteile der Plutonite sind voll kristallisiert. Die einzelnen Mineralkörner der Hauptbestandteile (im wesentlichen: Quarz, Feldspat, Glimmer, Pyroxene, Amphibole) sind relativ grobkörnig und ungefähr gleich groß. Die einzelnen Minerale liegen ohne Orientierung im kompakten Gesteinsverband, der nahezu keine primären Hohlräume aufweist.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Die Haupttypen der Tiefengesteine

Innerhalb der Tabelle nimmt der Silikatgehalt nach unten ab, die Farbintensität des Gesteins, sowie dessen Dichte nimmt zu. Der Übergang zwischen den einzelnen Typen ist fließend.

	Dichte	Quarzgehalt	Gehalt an dunklen Gemengteilen	Anteil an den Plutoniten
Granit	2.7	50—10%	7%	} Hauptanteil
Granodiorit	2.8	50—10%	15%	} Hauptanteil
Syenit	2.8	10— 0%	20%	
Diorit	2.8	10— 0%	45%	
Gabbro	2.9	10— 0%	50%	
Peridotit	3.3	0%	90—100%	

Ergußgesteine (Vulkanite)

Beim Ausfließen von Schmelzen an der Oberfläche und damit verbundenen schnellen Absinken der Temperatur, sowie rascher Druckentlastung (z. B. Lavaausbruch aus einem Vulkan) entstehen die Ergußgesteine oder Vulkanite.

Da die Erkaltung sehr schnell vor sich geht, kommt es praktisch zu keiner so ausgeprägten und detaillierten Mineralausscheidungsfolge wie bei den Plutoniten. Alle Bestandteile kristallisieren in maximal zwei oder drei Hauptphasen.

Es kann einerseits der Fall eintreten, daß die Erstarrung so plötzlich vor sich geht, daß die Schmelze zu Glas erstarrt (Vulkanisches Glas, „Obsidian"). Enthält diese Schmelze viel Gas gelöst, so beginnt sie bei plötzlicher Druckentlastung während des Erstarrungsvorganges zu schäumen: es entsteht „Bimsstein".

Geht im anderen Fall die Erstarrung etwas weniger schnell vor sich, so finden einzelne Mineralkomponenten bei entsprechendem Chemismus die Möglichkeit auszukristallisieren. Da die Grundmasse entweder glasig bleibt oder feinkristallin wird, können sich die einzelnen großen Kristalle vollständig („idiomorph") ausbilden („Porphyrische Struktur"). Bestimmte Minerale, wie Augit, Hornblende, Olivin, Biotit, Feldspat oder Quarz bilden solche, für Vulkanite charakteristische „Einsprenglinge".

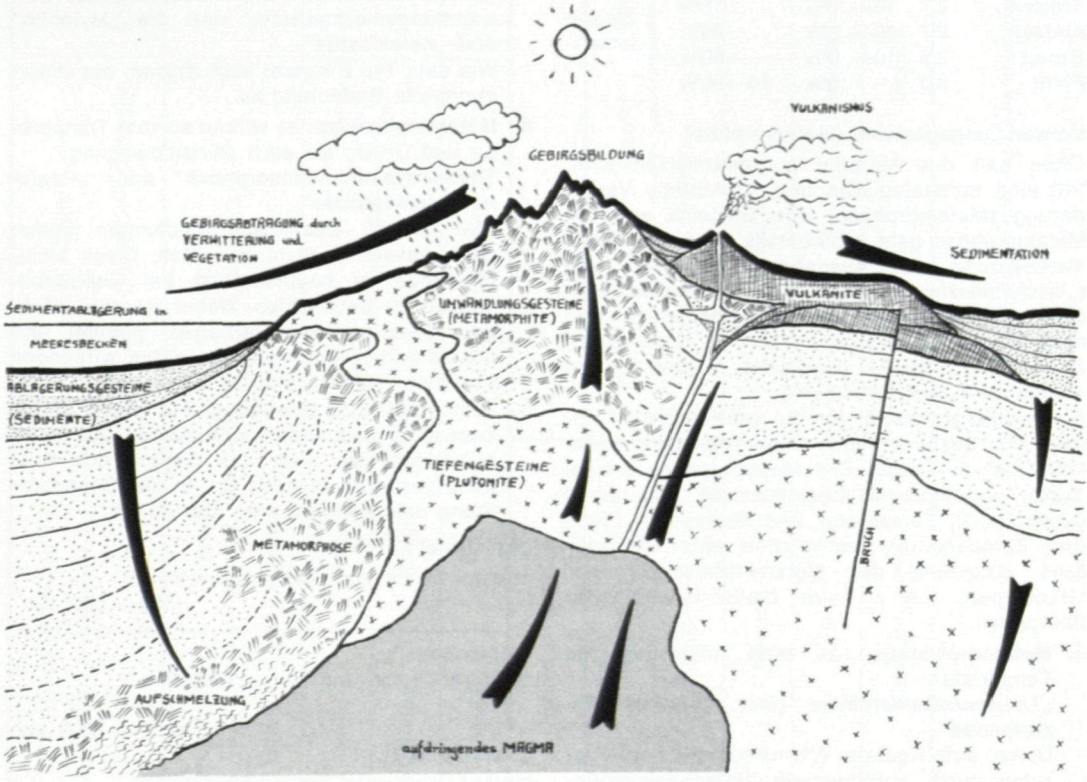


Abb. 28. Magmatischer Gesteinskreislauf.

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Charakteristika der Ergußgesteine

Die Vulkanite sind uneinheitlich auskristallisiert. Sie bestehen aus einer feinkristallinen bis glasigen Grundmasse, in der sich grobkristalline, voll ausgebildete Kristalle („Einsprenglinge") befinden.

Die glasige oder feinkristalline Grundmasse zeigt meist eine schlierige Fließstruktur. Die Anordnung der Gesteinskomponenten unterliegt einer gewissen Orientierung.

Es treten zahlreiche große und kleine Hohlräume auf, die häufig mit später ausgebildeten (hydrothermalen) Mineralen ausgefüllt sind (Zeolithe, Aragonit, Calcit, Quarz und andere).

Die Haupttypen der Ergußgesteine

Da die Ausgangsschmelzen mit denen der Plutonite ident sind, besitzen sie denselben Chemismus wie die Tiefengesteine und unterliegen deshalb derselben Einteilung.

	Dichte	Quarzgehalt	Gehalt an dunklen Gemengteilen	Anteil an den Vulkaniten
Rhyolit	2.7	50—10%	5%	
Rhyodazit	2.7	50—10%	10%	
Trachyt	2.7	10— 0%	15%	Hauptanteil
Andesit	2.7	10— 0%	25%	Hauptanteil
Basalt	2.8	10— 0%	50%	Hauptanteil
Pikrit	3.0	0%	75—90%	

Umwandlungsgesteine (Metamorphite)

Ohne daß das Material aufgeschmolzen wird, tritt eine mineralogische und strukturelle Veränderung (Metamorphose) des Gesteins ein. Die Metamorphose geht größtenteils ohne chemische Veränderung des Ausgangsgesteins vor sich („Isochemischer Verlauf"). Nur in Kontaktbereichen zu angrenzenden Gesteinspartien und entlang von Störungszonen können durch Stoffzufuhr und -abfuhr chemische Veränderungen stattfinden („Metasomatose").

Als Ausgangsmaterial für die Umwandlung kommen alle Gesteine (auch früher gebildete Metamorphite) in Frage. Die Metamorphose erfolgt durch physikalische Beeinflussung, das heißt durch Druck, Temperatur und Bewegung. Diese drei Komponenten ermöglichen eine schematische Einteilung der Metamorphose in vier Grundtypen, die an sich fließend ineinander übergehen.

1. **Metamorphosetyp:** es wirkt allein nur die Temperatur:
   „Thermometamorphose oder **„Kontaktmetamorphose"**
   Durch aufsteigende Wärmefronten, hervorgerufen durch aufdringende Tiefengesteinskörper, findet die Gesteinsumwandlung statt. Dabei tritt eine Änderung des Mineralbestandes auf. Ein ähnlicher Effekt wird bei Gesteinsmaterialien beobachtet, die durch heiße vulkanische Laven überlagert werden. Der Vorgang ist mit dem Ziegelbrennen zu vergleichen. Die bei diesem Umwandlungsmechanismus entstandenen Gesteine heißen „Hornfelse", bzw. bei karbonatischen Ausgangsgesteinen „Kontaktmarmore".
2. **Metamorphosetyp:** es wirkt allein nur der Druck:
   „Belastungsmetamorphose"
   Durch Überlagerung mit mächtigen Gesteinsschichten (z. B. Sedimente) wird auf das darunterliegende Gestein Druck ausgeübt und dadurch eine Umwandlung bewirkt.
   Dieser Metamorphosemechanismus hat nur geringfügige Bedeutung.
3. **Metamorphosetyp** es wirken sowohl hoher Druck als auch starke Durchbewegung:
   „Dynamometamorphose"
   Auf einen relativ kleinen Gesteinsbereich wird hoher Druck bei gleichzeitiger Bewegung ausgeübt. Es tritt dabei starke Zertrümmerung und Zerreibung, aber nur geringfügige Rekristallisation des Ausgangsmaterials auf. Im Gegensatz zum Typ 1 ändert sich hier nur das Gefüge, der Mineralbestand bleibt größtenteils unverändert. Die Produkte dieses Umwandlungsmechanismus sind die „Mylonite" und „Kataklastite".
   Wie dem Typ 2 kommt auch diesem nur untergeordnete Bedeutung zu.
4. **Metamorphosetyp:** es wirken sowohl Temperatur und Druck, als auch Durchbewegung:
   Thermodynamometamorphose" oder „Regionalmetamorphose"
   Die meisten Gesteinsumwandlungen finden nach diesem Mechanismus statt. Diese Metamorphose ist hauptsächlich bei Gebirgsbildungen zu beobachten. Dabei werden mächtige Gesteinskörper verbogen, gefaltet und übereinandergeschoben. Die dabei wirkenden Energien äußern sich in Form von Druck, Temperatur und Bewegung. Auf Grund dieser Beanspruchung ändert sich sowohl der Mineralbestand, als auch das Gefüge des Ausgangsgesteins. Je nach Größe der Beanspruchung unterscheidet man drei Zonen:

„Epi-Zone":
leichter Druck- und Temperatureinfluß:
300— 500° C,
3000— 5000 atm

„Meso-Zone":
mittlerer Druck- und Temperatureinfluß:
500— 700° C,
5000— 8000 atm

„Kata-Zone":
starker Druck- und Temperatureinfluß:
700—1000° C,
8000—13000 atm

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Ausgangsgestein		Epi – Zone	Meso – Zone	Kata – Zone
Plutonite	Vulkanite	300 – 500° C / 3000 – 5000 atm	500 – 700° C / 5000 – 8000 atm	700 – 1000° C / 8000 – 13000 atm
Granit	Rhyolith	Augengneis	Gneis	Gneis Granulit
Syenit	Trachyt			
Diorit	Andesit	Grünschiefer	Amphibolit	Eklogit
Gabbro	Basalt			
Peridotit	Pikrit	Serpentin	Peridotit, Dunit	Peridotit
Sedimentgesteine				
Sandstein		Quarzit	Gneis	Gneis Quarzit
Tongestein		Tonschiefer, Phyllite	Glimmerschiefer	Granulit
Mergel		Kalkphyllite	Kalkglimmerschiefer	
Kalk		Marmor		
Kohle, Bitumen		Graphit		

Die Haupttypen der Regionalmetamorphite und ihr Ausgangsmaterial:

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Erläuterungen zu Abb. 29 (auf Seite 37):

Aufnahmen von Gesteins-Dünnschliffen im polarisierten Licht

Bei Verwendung von polarisiertem Licht (speziell gefiltertes, normales Licht) entstehen als optischer Effekt die auffallend bunten Farben (Interferenzfarben) im Gestein. Sie sind charakteristisch für die einzelnen Minerale und erlauben es, im Dünnschliff, zusammen mit anderen Eigenschaften, die Gesteinszusammensetzung zu bestimmen.

A) **Diorit:** körniges, richtungsloses Gefüge.

Mineralbestand:	Hauptmenge:	Feldspat	(hell- bis dunkelgrau)
	Nebenmenge:	Erz	(schwarz)
		Biotit, Hornblende	(bunt)

Bildbreite: 4 mm

B) **Granit:** körniges Gefüge und richtungslose Anordnung der Mineralkomponenten im Gestein.

Mineralbestand:	Hauptmenge:	Quarz: Feldspat	(weiß, hell- bis dunkelgraue Interferenzfarben)
	Nebenmenge:	Glimmer	(bunte Interferenzfarben)
		Erz	(schwarz)

Bildbreite: 4 mm

C) **Gneis:** deutlich geschichtetes Gefüge („Parallel-Gefüge"). Die Gesteinskomponenten sind stark eingeregelt.

Mineralbestand:	Hauptmenge:	Quarz Feldspat	(weiß, hell- bis dunkelgraue Interferenzfarben)
	Nebenmenge:	Glimmer	(bunte Interferenzfarben)

Bildbreite: 4 mm

D) **Basalt:** porphyrisches Gefüge: große, voll ausgebildete (idiomorphe) „Einsprenglinge" in einer feinkörnigen Grundmasse.

Mineralbestand:	Hauptmenge:	Pyroxen (Augit)	(bunt)
		glasige bis feinkristalline Grundmasse	(schwarz)
	Nebenmenge:	Hornblende	
		Feldspat	

Bildbreite: 4 mm

E) **Serpentin** („Tauerngrün"): dichte Masse; sehr feinkristalliner, verfilzter Mineralbestand.

	Hauptmenge:	Serpentin (grau-grün)
	Nebenmenge:	Calcit; durchzieht den Serpentin in feinen Äderchen

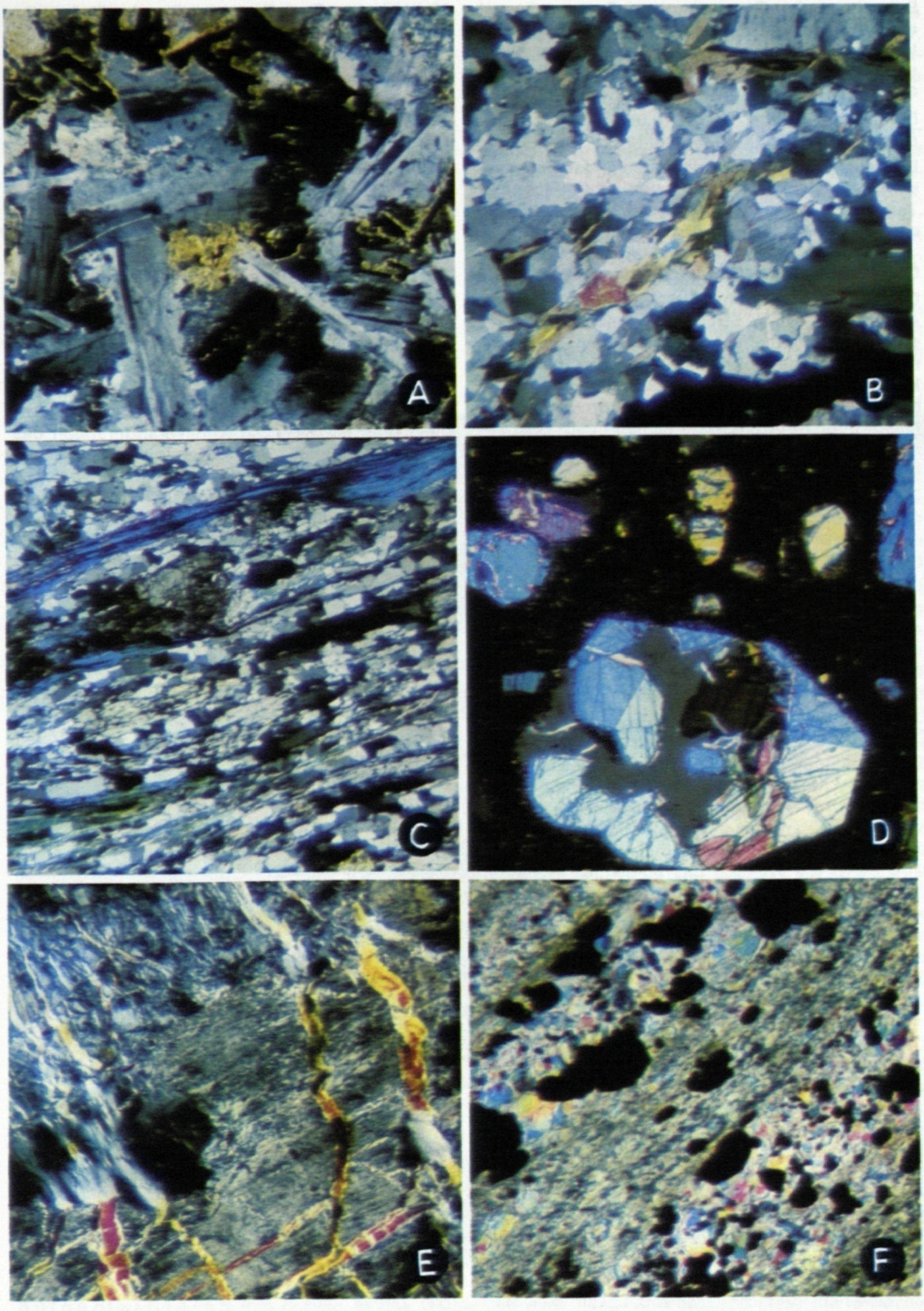
Bildbreite: 4 mm

F) **Glimmerschiefer:** geschichtetes Gefüge; eingeregelte Gesteinskomponenten.

Mineralbestand:	Hauptmenge:	Glimmer (Muskovit)	(bunt)
		Erz	(schwarz)
	Nebenmenge:	Quarz	(weiß, hell-, dunkelgrau)

Bildbreite: 4 mm

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at



©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Bei sehr starker Temperaturbeeinflussung kommt es zur Teilaufschmelzung des Gesteins („Anatexis"). Separiert sich die Schmelze, so bildet sich ein neues Magma und im Weiteren ein neues Gestein.

Erstarrt die Schmelze an Ort und Stelle, so entstehen *Mischgesteine (Migmatite).*

Die durch die Regionalmetamorphose entstandenen Gesteinstypen, die den überwiegenden Teil der Umwandlungsgesteine repräsentieren, sind in der Tabelle S. 35 zusammengefaßt.

Charakteristika der Umwandlungsgesteine

Durch Einwirkung von Druck und Bewegung entstehen im Gestein Schieferung und Einregelung der Mineralkomponenten. Durch Temperatureinfluß findet eine Rekristallisation oder eine Umkristallisation des Mineralbestandes statt. Das heißt, je nach Stärke der Metamorphose (Epi-, Meso- oder Katazone) und je nach dem Chemismus des Ausgangsgesteines entstehen neue, charakteristische Minerale.

Diese Prozesse bewirken auch die Merkmale der Umwandlungsgesteine; hauptsächlich fällt die Schieferung oder eine dominierende Orientierung auf (Parallel- oder Faltstruktur).

Durch Rekristallisation können einzelne Minerale eine hervorstechende Größe erlangen („Porphyroblasten": Feldspat, Quarz, Granat u. a.), das restliche Matrial bildet eine fein- bis mittelkristalline Grundmasse. Primäre Hohlräume im Gestein sind selten zu beobachten.

Die Sedimente (Absatzgesteine)

Die Sedimentgesteine oder Absatzgesteine — auch Schichtgesteine genannt — entstehen einheitlich durch Ablagerung von vorerst noch unverfestigtem Gesteinsmaterial. Dieses Material stammt aus den Gebirgen und Festländern. Es wird durch die Wirkung des fließenden Wassers, des Eises, durch den Wind, durch Temperaturschwankungen und durch chemische und biologische Faktoren abgetragen. Der Transport zu den Sedimetationsbereichen folgt den Gesetzen der Schwerkraft. Das Eis der Gletscher, das Wasser der Flüsse oder der Wind triften die gelockerten und zerkleinerten Gesteinsmassen oder gelösten Stoffe den tiefliegenden Sammelbecken zu: dem Unterlauf der Flüsse, den Seen, den kontinentalen Trockengebieten, vor allem aber den Meeren. Hier kommen die jetzt weiter zerkleinerten Gesteinspartikel zur Ruhe. Zuerst bleiben die gröbsten Schotter liegen, zuletzt die feinsten Schwebstoffe. Die gelösten Stoffe werden entweder direkt bei geeigneten chemischen Bedingungen oder auf dem Umweg über biologische Vorgänge von Tieren und Pflanzen in Form von Schalen oder Skeletten wieder abgeschieden. Auch in der Zusammensetzung des abgelagerten Materials herrscht Gesetzmäßigkeit. Aus der Vielzahl von Gesteinsarten, die ein Flußsystem aufnimmt, bleiben die härtesten, meist Quarz und Quarzit, beim Transport am längsten erhalten.

Einteilung der Sedimentgesteine

Nach der Art ihrer Entstehung unterscheiden wir

Trümmergesteine (sogenannte „klastische" Sedimente), z. B.: Konglomerat, Sandstein,

Chemische Sedimente, z. B.: Steinsalz,

Organogene Sedimente, z. B.: Korallenkalk oder Kohle.

Für die Benennung der Sedimentgesteine ist außerdem die Größe der Einzelkörner sowie die mineralische Zusammensetzung von grundsätzlicher Bedeutung.

Ein wichtiges Merkmal der meisten Sedimentgesteine ist die Schichtung. Sie wird durch Unregelmäßigkeiten im Stofftransport und durch mehr oder weniger zyklische Veränderungen des Ablagerungsraumes hervorgerufen. Als Beispiel seien die nacheiszeitlichen Warventone Nordeuropas genannt. Hier ist die Schichtung ähnlich den Baumringen jahreszeitlich bedingt. Die Schmelzwässer der sich zurückziehenden glazialen Eismassen lieferten im wärmeren Sommer wesentlich mehr Substanz („Gletschertrübe") als im Winter. Die hellen, dickeren Schichten stammen aus den Sommerperioden, die dunkleren, feinen aus dem Winter. Dies ist nur eine einzige Möglichkeit, wie Schichtung entstehen kann. Auch Erschütterungen des Meeresbodens durch Erdbeben, Wirbelstürme in Flachwasserbereichen, vulkanische Aschenregen und viele andere Ereignisse können zur Bildung von Schichtfugen führen, wenn sie den „normalen", gleichmäßigen Ablagerungsprozeß unterbrechen.

Die Schichtung der Sedimentgesteine darf nicht mit der Schieferung der metamorphen Gesteine verwechselt werden (siehe oben). Erstere ist primär angelegt, letztere entsteht bei der Umprägung durch parallele Einregelung der Mineralkörner.

Sehr wesentlich ist auch die Frage nach der Bildungsdauer der Sedimente. Unsere Kenntnis baut sich hier vor allem auf die Vergleichswerte aus der geologisch jüngsten Vergangenheit auf. Daß sich in Flußgebieten in kürzester Zeit viele Meter dicke Schichten absetzen können, ist lange bekannt. Besonders nach katastrophalen Hochwässern kann jedermann an neu entstandenen Sand- und Schotterbänken diese Erfahrung machen. Ungleich schwieriger ist es, die Sedimentationsgeschwindigkeit von Meeressedimenten zu erfassen. Unsere Kenntnisse fußen hier vor allem auf den Ergebnissen der Forschungsschiffe, die in den letzten Jahren systematisch den Meeresboden beprobten. Wir wissen heute, daß sich in 1000 Jahren etwa 8 mm Roter Tiefseeton

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

sedimentiert. Im gleichen Zeitraum setzen sich 24 mm Globigerinenschlamm, und bis zu 250 mm in der Adria und 400 mm im Schwarzen Meer an wasserhaltigen Sedimenten ab. Daraus resultiert nach Entzug des Wassers eine Gesteinsmächtigkeit von etwa einem Drittel der genannten Werte. Diese Sedimentationsraten können auch auf gleichartige Sedimente der geologischen Geschichte angewendet werden. Wir ersehen daraus, welche gewaltigen Zeiträume nötig waren, um Schichtmächtigkeiten von 1000—2000 Metern, wie sie etwa den Dachstein aufbauen, zu bilden.

Welche gewaltigen Stoffmengen transportiert werden können, sei am Beispiel des Mississippi erläutert. Dieser Fluß schüttet jedes Jahr etwa 100 Millionen Tonnen gelöste Stoffe und 500 Millionen Tonnen Sand und Ton ins Meer. Jedes Jahr vergrößert er sein Delta um etwa 100 Meter. Die feinen Schwebstoffe beeinflussen noch mehrere 100 km von seiner Mündung entfernt die Sedimente im Golf von Mexiko.

Die Verfestigung der ursprünglich lockeren Sedimente wird **Diagenese** genannt. Sie ist ein sehr komplexer Vorgang. Druck, Zeit und ein chemischer Stoffaustausch sind dafür verantwortlich, daß aus einem wasser- und salzhaltigen Meeresbodenschlamm ein fester Kalkstein, aus einem Sand ein Sandstein und aus einem Schotter ein hartes Konglomerat wird.

Räumlich sind die Sedimente mit etwa 1% am Aufbau der Erdkruste beteiligt. Flächenhaft sieht das Verhältnis anders aus. Etwa 75% der festen

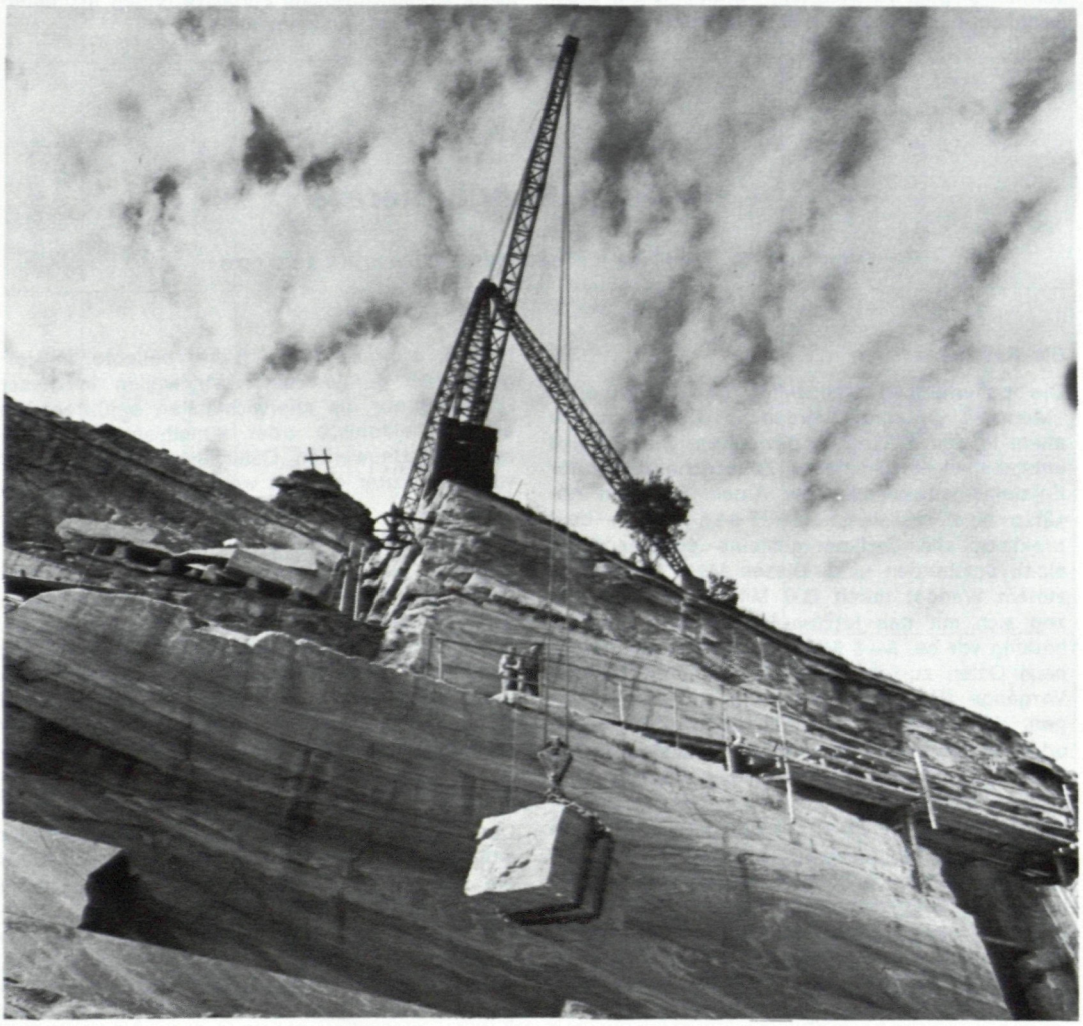


Abb. 30. Marmorbruch Arzwiesen bei Krems, Niederösterreich. (Foto: NÖ Bildstelle Gmeiner)

©Naturhistorisches Museum Wien, download unter www.biologiezentrum.at

Erdoberfläche sind von einer relativ dünnen Sedimenthülle bedeckt.

Die Sedimentgesteine liefern einen Großteil des heute verwendeten Baumaterials in Form von Kalk, Sand, Zement, Ziegelton und Mauersteinen. Sehr häufig sind in den Sedimenten auch Versteinerungen von Tieren oder Pflanzen eingeschlossen. Diese Fossilien geben uns Hinweise über die Bildungsbedingungen des Gesteins. Seelilien, Seeigel oder Korallen zeigen beispielsweise ein marines Bildungsmilieu an. Kalkalgen, die zum Gedeihen viel Licht benötigen, leben nur in geringer Meerestiefe (z. B. Leithakalk). Knochen von Landtieren und pflanzliche Reste deuten auf landnahe Bildung. Oft besteht sogar die Hauptmasse eines Sedimentgesteins aus organischen Resten, die so klein sind, daß sie nur unter dem Mikroskop erkannt werden können (Algen, Radiolarien, Foraminiferen, etc.). Sedimente bilden sich seit eine feste Erdkruste besteht. Die ältesten Sedimente sind Trümmergesteine aus den aufgearbeiteten Teilen der damals noch relativ jungen Erdkruste. Die mit Sicherheit ältesten bis jetzt bekannten Sedimente sind in Afrika erhalten geblieben: mehr als 3,2 Milliarden Jahre wurden mittels physikalischer Methoden in Sedimenten von Swaziland gemessen. Ab dem Kambrium, seit etwa 600 Millionen Jahren, entstehen in zunehmendem Maße auch Kalke. Vorher machte die chemische Zusammensetzung der Erdatmosphäre die Bildung von Kalken und tierischen Kalkschalen unmöglich.

Durch die Erhaltung von Fossilien in den Sedimenten sind diese fast allein für die Enträtselung der Entwicklungsgeschichte des Lebens von ausschlaggebender Bedeutung. Die prinzipielle Erkenntnis, daß in ungestörter Folge immer die jüngere Schichte über der älteren liegt, ermöglichte ein schrittweises Zurückverfolgen stammesgeschichtlicher Zusammenhänge.

Kalke und Konglomerate

Von Heinz A. Kollmann und Herbert Summesberger

Die Kalksteine

Die polierfähigen Kalksteine, im Handel auch „Marmor" genannt, werden in Österreich vor allem in den Kalkalpen gewonnen. Diese Kalke entstammen verschiedenen Zeitabschnitten in der Entstehungsgeschichte der Alpen. Sie sind Absätze eines Meeres, der „Tethys", in dem praktisch alle Sedimentgesteine unserer Kalkalpen entstanden sind. Dieses Meer bestand in stetem Wandel durch 300 Millionen Jahre und zog sich mit den letzten Phasen der Gebirgsbildung vor ca. 5—6 Millionen Jahren im Pliozän nach Osten zurück. Durch die gebirgsbildenden Vorgänge (Hebungen, Faltungen, Überschiebungen, Verstellungen) sind die ursprünglich mehr oder weniger eben abgelagerten Kalkmassen in ihre heutige Lage gekommen. Auch das ursprüngliche Aussehen wurde durch die Gebirgsbildung entscheidend verändert. Die entstandenen Fugen und Risse verheilten später oft mit weißem Kalkspat, der heute besonders an schwarzen und bunten Kalken gut zur Geltung kommt. Auch die eingeschlossenen Fossilien sind oft mit hellem Kalkspat erfüllt.

Die Anzahl der verwendeten Arten von Kalkstein war schon immer sehr groß. Durch den Wechsel der Kunst- und Geschmacksrichtungen kamen im Laufe der Zeit immer wieder neue Sorten in den Handel, während ältere, früher beliebte, in Vergessenheit geraten sind. Wir wollen in dieser Übersicht nur die allerwichtigsten anführen, die an architektonisch oder kunsthistorisch interessanten Bauwerken Österreichs immer wieder vom Betrachter erkannt werden können.

Rote und bunte Kalke

An erster Stelle müssen die vorwiegend dunkelroten oder grauen, oft weiß gezeichneten Kalke aus dem salzburgischen Adnet genannt werden. Diese erstklassigen Dekorsteine wurden mit Sicherheit schon zu romanischen Kunstwerken verarbeitet. Nicht alle Adneter Gesteine sind gleicher Entstehung. Wir müssen prinzipiell vier Grundtypen unterscheiden.

Adneter „Tropf" (Rottropf, Helltropf)

Der Adneter Tropf ist ein Korallenkalk aus der Obertrias. Er ist somit erdgeschichtlich älter als die anderen Adneter Gesteine. Bei Betrachtung einer polierten Platte von Adneter „Tropf" (Naturhistor. Museum, Saal VIII) fällt auf, daß die weißen „Tropfen" nicht regellos verstreut sind. Sie stehen dicht beisammen und scheinen einem gemeinsamen Zentrum zuzustreben. Es sind strauchartige Korallenstöcke, die in einer andersfarbigen Grundmasse eingebettet sind. Später

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Veröffentlichungen aus dem (des) Naturhistorischen Museum(s)

Jahr/Year: 1973

Band/Volume: NF_008

Autor(en)/Author(s): Seemann Robert, Summesberger Herbert

Artikel/Article: Über Gesteine und ihre Entstehung. 31-40