

Kapitel 5 Magmatische Gesteine – Gesteine aus Schmelzen

1) Wie können Magmen oder magmatische Gesteine das Klima beeinflussen?

Beim Aufstieg des Magmas aus den Magmenkammern tief in Kruste o. Mantel zu den Vulkanen, können neben geschmolzenem Gesteinsmaterial auch flüchtige Gase mitgeführt werden, die in der Atmosphäre und den Ozeanen eine wichtige Klimarolle spielen. Es handelt sich überwiegend um CO_2 und gasförmige Schwefelverbindungen.

2) Wie lassen sich magmatische Gesteine unterscheiden?

1. Genetische Klassifikation in Plutonite und Vulkanite (ausgeflossenes Gestein: Lava oder Pyroklastisches G.)

2. Gefüge & Art der ch. und mineralogischen Zusammensetzung. Man erkennt, dass sowohl Vulkanite als auch Plutonite die selbe ch. Zusammensetzung haben können und sich nur durch ihr Gefüge bzw. ihren Bildungsort unterscheiden: Rhyolith vs. Granit oder Basalt vs. Gabbro.

3. Durch das Streckeisendiagramm kann man magmatische Gesteine weiter einteilen: Hierbei werden die Massenanteile von Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und den Feldspatvertretern (**QAPF-Diagramm**) abgeschätzt und dann so in das Diagramm eingefügt. Für Vulkanite gibt es auch ein separates **TAS-Diagramm**.

4. Der Stoffbestand kann inzwischen durch angegebene Oxidgehalte der Hauptelemente vollständig in Massenprozent beschrieben werden. Ein einfaches Kriterium ist z. Bsp. der **SiO₂-Gehalt** – als generell häufigstes Mineral magmatischer Gesteine. Somit lässt sich folgende Gliederung erstellen in % SiO₂:

Sauer: über 65%

Intermediär: 52-65%

Basisch: 45-52%

Ultrabasisch: unter 45%

3) Wie unterscheidet man nach dem Gefüge?

Grobkörnig: Granit: Man erkennt die einzelnen Bestandteile mit bloßem Auge -> langsame Abkühlung in magmatischen Gesteinsgängen (Bsp.: Granitintrusionen). Der überwiegende Teil des Granits wird jedoch plutonisch in größeren Tiefen bei langsamer Abkühlung von Magmenkammern gebildet

Feinkörnig: Basalt: Kristalle zu klein, um sie mit bloßem Auge zu sehen

-> schnelle Abkühlung hemmt Kristallwachstum -> Mit Polarisationsmikroskopie von Dünnschliffen ist dann aber eine gute Deutung möglich.

-> Vulkanische Gläser: beim Magmenaustritt im Meer -> Erstarrung der Schmelze ohne Kristallwachstum – amorph

4) Was sind Keimzellen?

Winzige Kristalle, die als erstes aus einer Schmelze kristallisieren (vergl. Wasser->Eis). Immer mehr Moleküle (Silikatketten / Tetraeder) docken an ihr an, so dass die winzigen Kristalle immer größer werden.

5) Was sind Intrusiv- und Effusivgesteine?

Intrusivgesteine o. Plutonite: M. Gesteine, die in das Nebengestein eindringen. Man spricht auch von einer Intrusionen. Intrusivgesteine sind z. Bsp. Gabbro, Granodiorit / Diorit oder Granit.

Effusivgesteine o. Vulkanite: Laven: unterschiedliche Erscheinungsformen von glatten bis verdrehten und scharfkantigen Gesteinen: Effusivgesteine sind Bsp.: Basalt, Dazit / Andesit, Rhyolit

6) Nennen Sie die Hauptklassen der Magmatischen Gesteine!

Effusivgesteine

Intrusivgesteine

7) Was sind Pyroklasten?

Gesteinsbruchstücke, die aus einem festen oder flüssigen vulkanischem Ausgangsmaterial durch Zerreißen oder Zerbrechen oder durch direkte Kristallisierung infolge vulkanischer Aktivität entstanden sind. Die Korngröße, die interne Struktur und die chemisch-mineralogische Zusammensetzung sind variabel. Pyroklasten werden durch direkten Auswurf (mit eventueller folgender Verdriftung durch Wind und Luftströmungen) oder durch Fließen am Boden in Dichteströmen transportiert, im Gegensatz zur Entstehung von vulkanischen Gesteinen aus Lavaströmen. Pyroklasten können bei einer Eruption weit in die Atmosphäre geschleudert werden. (Bsp.: Vulkanasche behindert Flugverkehr und kühlt die Erde über wenige Jahre ab).

-> Asche

-> Lapilli

-> Blöcke

-> Bomben

8) Wie nennt man alle verfestigten Pyroklasten? Wie nennt man Lagen vulkanischer Asche?

Tuff bzw. Tuffstein, (besteht aus mehr als 75 % aus Pyroklasten); Tephra

9) Was ein porphyrisches Gefüge? Was sind Einsprenglinge?

Dieses Gefüge, als ein Begriff zur Beschreibung eines magmatischen Gesteins, ist durch große Korngrößenunterschiede der Minerale im Gestein definiert. Man unterscheidet eine feine Grundmasse und größere Einsprenglinge! Das ähnlich aussehende Gefüge mancher **metamorphen Gesteine** wird aufgrund der anderen Entstehungsweise nicht als porphyrisches, sondern als **porphyroblastisches Gefüge** bezeichnet!

Einsprenglinge: Sie entstehen, wenn der Kristallisationsprozess in der Magmenkammer unterbrochen wird.

Kommt es dann zu einer Eruption, wird die nicht völlig kristallisierte Magma mit den Einsprenglingen rasch nach oben befördert, wo es zur schnellen „Abschreckung“ der Masse und zur Bildung der feinkörnigen Matrix um die Einsprenglinge kommt.

10) Was sind typische Einsprenglinge von 1. Basalten und 2. Rhyoliten?

1: Plagioklas, Olivin und Pyroxen

2: Alkalifeldspat und Quarz.

11) Was sind felsische (salische) und mafische Minerale?

Felsisch, späte Kristallisation, dh. bei tieferen T: von Feldspat und Silicat: SiO₂-reich, sauer, meist hell gefärbt

Mafisch, frühe Kristallisation, dh. bei höheren T: von Magnesium & Eisen: SiO₂-arm, basisch

→ Mafische K. kristallisieren früher als die felsischen, dh. bei höheren Temperaturen.

12) Wie lassen sich also magmatische Gesteine im Bezug auf SiO₂-Gehalt einteilen? Nennen sie Beispiele inkl. Angabe, ob es sich um ein Intrusivgestein (IG), oder ein Effusivgestein (EG) handelt zuzüglich der Angabe, ob es sich um feinkörnige (FK) oder grobkörnige (GK) handelt!

Sauer: Granit (IG, GK), Rhyolit (EG, FK)

Intermediär: Granodiorit, Diorit (IG, GK), Dazit, Andesit (EG, FK)

Basisch: Gabbro (IS, GK), Basalt (EF, FK)

Ultrabasisch: Peridotit (IG), idR. Aus mafischen Mineralen

13) Basalt zählt zu den basischen Gesteinen: Nennen sie Beispiele für Basalte, bezogen auf ihre unterschiedlichen plattentektonischen Entstehungspositionen!

Ozeanische B: sind an divergierende ozeanische Plattengrenzen gebunden

Ozeanische Inselb.: treten an Hot Spots auf

High Alumina – Basalte: Subduktionszonen, Inselbögen und Kontinentalrändern

Kontinentale Rift-Basalte: bei Krustendehnung auf Kontinenten

14) Wie entstehen Magmen?

Wir wissen, dass der Erdmantel überwiegend fest-plastisch ist. Durch Vulkane jedoch, muss man davon ausgehen, dass es auch zwischen Kruste und äußeren Kern flüssige Bereiche geben muss.

Schmelzen entstehen in Abhängigkeit von:

Temperatur:

Partielles Schmelzen: Unterschiedliche Minerale eines Gesteins schmelzen bei unterschiedlichen T. Die partielle Schmelze ist daher der Anteil des Gesteins, der im geschmolzenen Zustand vorliegt. Magmen unterschiedlicher Zusammensetzung müssen daher aus partiell unterschiedlich stark aufgeschmolzenem Gesteinsmaterial entstanden sein.

Druck:

Je höher der Druck, desto höher liegt der Schmelzpunkt. Durch Abnahme des Drucks, können Steine zu schmelzen beginnen (**Dekompressionsschmelzen**). Auf diese Art entstanden die meisten Basalte am Meeresboden.

Wasser:

Je höher der Wassergehalt, desto geringer ist die Schmelztemperatur (Bsp. Salzstreuungen: Eis schmilzt ua. auch in Abhängigkeit des im Salz gelösten Anteil von Wasser)

15) Nennen Sie Faktoren, die zu einer Erniedrigung des Schmelzpunktes führen!

- Abnahme des Druckes

- Zunahme des Wassergehaltes

- > saure Gesteine haben generell eine tiefere Schmelztemperatur als basische Gesteine!

16) Wie entstehen Magmenkammern?

Flüssige Tröpfchen einer Schmelze sind weniger dicht als die umgebende Lithosphäre im Erdinneren. So können diese Tröpfchen aufsteigen und sich in Magmenkammern von mehreren Kubikkilometern zusammenschließen.

17) Mit welcher Geschwindigkeit steigen Tropfen einer Schmelze im Inneren der Erde auf?

0,3 – 50 Meter / Jahr.

18) Wo entstehen Magmen?

Indirekte Hinweise: Vulkane, Gesteine am Meeresboden, durch Seafloorspreading, einige Teile des Erdmantels sind heißer als andere, somit entstehen Magmen auch abhängig der tektonischen Situation vor Ort: In 40 km Tiefe können 500 oder 1000 Grad (1000 z. Bsp. bei Krustendehnung- und Verdünnung, 500 in tektonisch stabileren Gebieten) erreicht werden.

19) Was ist magmatische Differenziation?

Trotz homogenem Magma, entstehen Gesteine unterschiedlicher Zusammensetzung. Durch unterschiedliche Schmelzpunkte in einer Magmenkammer, kristallisieren unterschiedliche Minerale aus einer Schmelze aus. Dadurch werden einer Schmelze auch sukzessive Elemente durch die unterschiedlich ablaufende Kristallisation entzogen – Sie verändert ihre Zusammensetzung und es kann z. Bsp. durch Entzug von Fe, Mg, Ni zur **relativen Anreicherung** von **SIO₂** kommen.

20) Was ist fraktionierte Kristallisation?

Ein Prozess, bei dem einer kontinuierlichen Abkühlenden Schmelze die entstandenen Kristalle von der restlichen Schmelze abgetrennt werden. Das geschieht durch **Gravitation / Dichteunterschiede** (natürlich) oder durch menschliche Eingriff (Labor). Die **Palisaden bei New Jersey** sind Musterbeispiele für fraktionierte Kristallisation. Manche Minerale sinken nicht zu Boden sondern schwimmen in der Magmenkammer.

21) Warum ist der Prozess der magmatischen Differenziation sehr komplex?

- Verschiedene Bereiche der Magmenkammern können unterschiedlich schnell fließen und konvektive Ereignisse hervorrufen. Kristalle auf dem gravitativen Weg nach unten, können mitgerissen werden und sich z. Bsp. an Rändern als Kristallgemisch anhäufen
- M.D. kann durch partielles Schmelzen von Mantel- und Krustenmaterial unter einer bestimmten T und unterschiedlichem Wassergehalt erreicht werden.
- Magmen sind unterschiedliche heiß – ihre ch. Zusammensetzung ändert sich daher ständig
- Magmen können unterschiedliche, nicht vermischbare Flüssigkeiten beinhalten, wobei jede Flüssigkeit seine eigenen Kristallisationsprodukte erzeugt. Andere Flüssigkeiten können gemischt werden, sie erzeugen unterschiedliche Kristallisationsprodukte.

22) Was beschreibt die Bowen sche Reaktionsreihe?

In Abhängigkeit von T kristallisieren Magmen mit folgender Reihenfolge aus:
Olivin – Pyroxen – Amphibol – Biotit – Quarz – Muskovit – Orthoklas (OPABIQMO)
ultrabasisch -----> sauer

-> Dabei nimmt der Calciumgehalt ab und der Natriumgehalt nimmt zu

23) Kann fraktionierte Kristallisation eines einfachen basaltischen (basischen) Magmas ein granitisches (felsisches) Magma entstehen lassen?

Ja, aber nicht in der Menge, mit der granitische (felsische) Gesteine in der Erdkruste auftreten.

24) Was ist die neue Vorstellung zur Magmendifferenziation?

1. Teilweises Schmelzen führt zu einem spezifischen Magma
2. Abkühlung führt dazu, dass einzelne Minerale auskristallisieren und absinken.
3. Basisches Magma einer weiteren Kammer bricht zur ersten Kammer durch und verursacht Turbulenzen
4. Die Kristalle werden gemischt und lagern sich auch an den Wänden ab
5. Die Mischung der beiden Magmen führt zu einem andesitischen Magma.

25) Wo entstehen 1. felsische, 2. intermediäre und 3. mafische Magmen?

1. Partielles Schmelzen von kontinentaler Kruste (z. Bsp. in der Nähe von Magmenkammern)
2. Partielles Schmelzen von Sedimentiten und mafischer Lithosphäre (z. Bsp. an Subduktionszonen)
3. Partielles Schmelzen im oberen Mantel

26) Wie verschafft sich das Magma Raum bei seinem Aufstieg durch die Lithosphäre?

-> Durch den Prozess des Stopings:

- Eindringen in Klüfte und Spalten; das überlagernde Gestein wird auseinander gedrängt
- Durch Aufbrechen überlagernder Gesteinsschichten (Wölbung)
- Durch Losbrechen großer Gesteinsblöcke, die in die Magma absinken und aufgeschmolzen werden können -> **Xenolithe**
- Durch Aufschmelzen des Nebengesteins

27) Was sind Plutone? Welche Typen von Plutonen gibt es?

- Plutone sind große Intrusivgesteinskörper, die in der Erdkruste gebildet wurden, meist in Tiefen von 8 bis 10 Kilometern. Plutone unterscheiden sich in ihrer Form, Größe und Beziehung vom intrudierten, umgebenden Nebengestein. Wo immer man Plutone aufgeschlossen findet: Sie sind Zeichen dafür, dass dieser Stelle ehemals eine sehr tiefe Stelle eines Gebirges gewesen sein muss, was erodiert wurde.

Typen von Plutonen:

1. Batholite: sind die größten Intrusivgesteinskörper mit einer Ausdehnung von mindestens 100km². Sie treten häufig in den Kernen intensiv deformierter Gebirgsgürtel auf. B. sind generell grobkörnig – als Zeichen langsamer

Kristallisation in großen Tiefen und wie die Stöcke **diskordant**.

2. **Stock**: Ähnlich eines Batholits, jedoch mit weniger als 100km² kleiner als ein Batholit (am oberen Ende eines Stockes häufig Vulkanismus)

3. **Dike bzw. Gesteinsgang**: Flacher, **diskordant** lagernder Intrusivkörper von einigen Millimetern bis Metern. In manchen Gängen geben Xenolithe Hinweise auf das Zerbrechen der Gesteine während der Intrusion.

4. **Sill bzw. Lagergang**: Flacher, **konkordant** lagernder Intrusivkörper. **Lakkolithe** sind ähnlich wie die Lagergänge, sie kennzeichnet jedoch eine pilzkappenförmige Oberseite und im Gegensatz zu den Lagergängen sind sie in der Lage, überlagernde Gesteinsschichten aufzuwölben. **Lopolithe** sind schüssel- bis trichterförmige Intrusivkörper, deren Unter- und Oberseite nach unten gewölbt sind.

5. **Gangschwämme**: Das Auftreten hunderter Gesteinsgänge oder Lagergänge wird Gangschwamm bezeichnet.

28) Wie kann man einen Gesteinsgang von einem Lavastrom unterscheiden?

Gesteinsgänge zeigen kein:

- Fließgefüge, keine Verwitterung

Sie können:

- grobkörniger sein

- das Umgebungsgestein aufgeheizt haben

29) Was sind hydrothermale Gänge?

- Gänge aus extrem grobkörnigem granitischem Gestein werden **Pegmatite** genannt. Sie kristallisieren im späten Stadium der Abkühlung aus wasserreichen Restschmelzen. Sie enthalten Erze, oder Riesenminerale mit seltenen Elementen wie Lithium oder Beryllium. Diese Gänge können nicht nur Erze sondern große Mengen chemisch gebundenes Wasser enthalten.

- Entstehung: Von vielen Intrusivkörpern zweigen seitlich oder oben zahlreiche Gänge oder Adern ab, unregelmäßige Intrusionen, deren Gesteinsinhalt nichts mehr mit der Ausgangsschmelze zu tun hat. Die meisten dieser Schmelzen unterscheiden sich ganz gewaltig hinsichtlich ihrer Mineralogie vom umgebenden Gestein. Bei ihrer Entstehung muss reichlich Wasser vorhanden gewesen sein. (Wasser aus der Magma selbst oder Grundwasser aus Klüften und Spalten).

30) Welche Merkmale haben Intrusivgesteine hinsichtlich ihres Gefüges?

Oberflächennahe Intrusiva sind meist feinkristallin, da sich rascher abkühlen, als Tiefenintrusiva. Hier ist der T-Unterschied zum Nebengestein geringer, als an der Oberfläche.

31) Die Magmenbildung findet ua. an 2 Typen von Plattengrenzen statt. Beschreiben Sie Magmatismus und Plattentektonik an:

a) **Spreading-Zentren als magmatische Geosysteme (Ophiolith-Komplex)**

b) **Subduktionszonen als magmatische Geosysteme**

(c) **Manteldiapire**)

A)

-> **Ausgangsgestein**: Peridotit (besteht überwiegend aus Olivin) aus dem Erdmantel (Asthenosphäre)

-> Die T. der Asthenosphäre ist zwar hoch genug, um einen Teil des Peridotits zu schmelzen (weniger als 1%), das reicht aber nicht aus, um Magmenkammern zu bilden. Daher:

- **Schmelzbildung durch Druckentlastung**:

- Durch das Divergieren der Plattengrenzen, werden Peridotite rel. rasch nach oben gesaugt und schmelzen auf (Dekompressionsschmelzen). Es kommt zur Trennung von festem und flüssigem Material und zur Bildung großer Magmamengen, weil die fluide Phase schneller aufsteigt, als das umgebende Gestein.

- **Endprodukt: Ozeanische Kruste**

Die Peridotite schmelzen nicht homogen: Granate und Pyroxene schmelzen früher als Olivin; die Schmelze wird daher an SiO₂ und Fe angereichert und hat die Zusammensetzung wie Basalt.

-> Die basaltische Magma teilt sich in 3 Einheiten:

1. **Kissen-Pillow-Laven (Basalt)**: Ein Teil fließt die engen Spalten nach oben und erstarrt direkt am Meeresboden zu basaltischen Kissen- und Pillow-Laven und bildet die basaltische ozeanische obere Kruste

Sheeted Dike-Komplexe: Ein weiterer Teil der Schmelze erstarrt in den Spalten als in den vertikal stehenden Gesteinsgängen im Basalt, sog. Sheeted Dike-Komplexe (eingehüllte Gräben), kann kaltes Meerwasser eindringen und wird aufgeheizt. Das erhitzte Meerwasser steigt nach oben und die darin gelösten Ionen scheiden sich im kalten Meerwasser ab (black smokers).

2. **Massiver Gabbro**: Der überbleibende Teil des Magmas erstarrt zu massivem Gabbro, da die Magmenkammer durch Seafloorspreading auseinandergerissen wird.

3. **Peridotit mit hohem Olivinegehalt am unteren Ende**: Der verbleibende Peridotit, aus dem die basaltische Schmelze ursprünglich hervorgegangen war, bildet die letzte, tiefste Schicht. Durch die Anreicherung von Olivin im Peridotit, verhält sich diese Schicht starrer, als die Asthenosphäre, auch wenn sie schon **zum Mantel** gezählt wird. Man geht davon aus, dass diese letzte Schicht verantwortlich für die Stabilität der ozeanischen Kruste ist.

→ Es wurde weltweit nachgewiesen, dass diese magmatischen Einheiten ^{^^}, die wesentlichen Lagen der Kruste sind, die weltweit in den Ozeanböden nachgewiesen werden konnten. Dieser charakteristische Komplex^{^^} wird **Ophiolithkomplex** bezeichnet. Auch dem Komplex liegen noch Tiefseesedimente aus Schiefertönen, Kalksteinen, Turbidite, Kieselschiefer, Fossilien pelagischer Organismen.

B)

Ausgangsmaterial:

Gemisch von Sedimenten des Meeresbodens, basaltischer Ozeanischer Kruste, saure kontinentale Kruste, Mantelperidotit und Wasser. Somit ist das Ausgangsmaterial erheblich komplexer zusammengesetzt und mit der Magmenbildung an Spreading Zentren nicht zu vergleichen.

Prozess: Durch Fluide beeinflusste Magmenbildung:

Überwiegend durch Wasser, das von der abtauchenden Platte nach oben steigt. Das Wasser stammt aus dem Kristallgitter der Minerale selbst. (hydrothermale Prozesse bei der Entstehung der Lithosphäre) Ebenso sind die Sedimente auf der ozeanischen Kruste wasserreich. Mit steigendem Druck, wird in den äußeren Schichten der abtauchenden Platte das Wasser aus den Sedimentporen und aus den Mineralen gepresst. Ein Teil der Sedimente wird zwar beim Subduktionsprozess abgeschert (Akkretionskeil), der Großteil der Sedimente wird jedoch mit in die Tiefe gerissen – und damit auch verstärkt Wasser. Auch durch beginnende Metamorphose und damit verbundene ch. Reaktionen und Gesteinsumwandlungen (z. Bsp. der Übergang von Basalt zu Amphibolit), setzt weiter Wasser frei. Im Verlauf der Subduktion führt das ferner durch Druck freiwerdende und ausgepresste Wasser zur Aufschmelzung der abtauchenden basaltischen ozeanischen Kruste und des überlagernden peridotitreichen Mantelkeils. Der größte Teil der basischen Schmelze sammelt sich an der Basis der Oberplatte, ein Teil steigt aber auch in die Kruste auf und bildet hier Magmenkammern.

Endprodukt:

Magmen, die überwiegend basaltisch sind. Die ch. Zusammensetzung schwankt jedoch stärker als bei den Basalten der mittelozeanischen Rücken. Grund sind Veränderungen der Zusammensetzung in der Kruste. Wenn die Oberplatte z. Bsp. aufgeschmolzen wird und aus sauren Krustengesteinen besteht, entstehen Magmen mit erhöhten SiO₂ Werten, also Magmen mit dazitischer oder rhyolitischer Zusammensetzung.

C) Auch Manteldiapire sind Förderstätten für mächtige Basalte:

Durch sogenannten Intraplattenvulkanismus an Land oder im Meer (Hawaii), weit weg von eigentlichen Plattengrenzen, kommt es auch zur Förderung großer Basaltmengen. Hintergrund sind (wohlmöglich) von der Grenze zum Erdkern in 2950 km Tiefe aufsteigende Diapire aus heißem Mantelmaterial nach oben, sogenannte Hot Spots oder Hot Spot Vulkanismus, der lange Zeit aktiv bleiben kann und über lange Zeit stationär ist. Bewegt sich eine Platte über einen stationären Hot Spot, bilden sich Inselketten wie Hawaii. Der ausfließende Basalt entsteht durch Druckentlastung – Dekompressionsschmelzen.

32) Wo wird die Mehrzahl an Magmen gebildet?

- divergierende PG
- konvergierende PG
- Hot Spot