

Gesteine bestimmen

Jeder kann lernen, Gesteine richtig zu bestimmen. Allerdings gibt es keinen einfachen Ja-Nein-Test, der mit ein paar Fragen zum Ziel führt.

Sie müssen lernen, einige wenige Minerale zu erkennen und Sie müssen die Regeln kennen, nach denen Gesteine benannt werden. Mit diesem Wissen können Sie viele Gesteine korrekt bestimmen, müssen dafür aber viel üben.

Ihr Stein sollte nicht zu feinkörnig sein, damit Sie die einzelnen Minerale erkennen. In jedem Fall brauchen Sie eine starke, 10fach vergrößernde Lupe.

Es gibt magmatische, metamorphe und sedimentäre Gesteine

- Magmatische Gesteine entstehen bei der Erstarrung von Gesteinsschmelzen.
- Metamorphe Gesteine werden im festen Zustand durch Druck und Temperatur so stark verändert, dass sich neue Minerale bzw. neue Gefüge bilden.
- Sedimentgesteine bestehen aus den Resten älterer Gesteine, die zu einem neuen Gestein verbunden wurden.

Jede Bestimmung beginnt mit einer Vermutung, ob Ihr Stein magmatisch, metamorph oder sedimentär entstanden ist. Es kann sein, dass Sie diese Annahme später korrigieren müssen, aber für den Anfang brauchen Sie eine.

1. Sie schauen sich den ganzen Stein an – noch ohne Lupe – und suchen nach Anzeichen für eine Metamorphose. Deformierte, länglich verformte Minerale und eine erkennbare Richtung bzw. Streifen im Gestein sind wichtige Hinweise, ebenso das Mineral Granat.
2. Wenn Sie keine solchen Indizien finden, prüfen Sie mit der Lupe, ob es sich um ein Sedimentgestein handeln könnte. Das besteht aus den Resten älterer Gesteine (oft rundliche Körner), die durch ein Bindemittel verbunden sind. Einige Sedimentgesteine erkennt man mit Hilfe von Salzsäure. Gibt es auch keine Indizien für ein Sedimentgestein, wird Ihr Kandidat ein magmatisches Gestein sein.
3. In magmatischen Gesteinen sind alle Minerale eng miteinander verzahnt und bilden ein lückenloses Gefüge. Nur sehr selten findet man kleine Hohlräume mit Kristallen darin. Die allermeisten magmatischen Gesteine bestehen aus nur wenigen Mineralen, die man mit etwas Übung gut erkennt.
4. Jetzt bestimmen Sie diese Minerale. Dafür brauchen Sie eine 10fach vergrößernde Lupe. Zuerst suchen Sie nach Quarz. Seine Gegenwart gibt der Bestimmung eine Richtung und schließt von vornherein einige andere Gesteine aus. Danach suchen Sie Feldspäte, von denen es zwei gibt. Die meisten Gesteine **bestehen überwiegend aus diesen Feldspäten** und mehr oder weniger viel Quarz. Aus dem Mengenverhältnis von Feldspat und Quarz ergeben sich die Namen der meisten magmatischen Gesteine. Das war's auch schon.

Für Sedimentgesteine ist die Korngröße der Partikel wichtig und dazu ihre Zusammensetzung, denn beides fließt in die Namensgebung ein.

Bei metamorphen Gesteinen gibt es einige, die man auch als Amateur leicht erkennt. Häufig ist Gneis, seltener sind Marmor und Amphibolite.

Für andere metamorphe Gesteine braucht man ein Labor und kommt mit einer Lupe nicht weit. Man kann als Amateur viele, aber keineswegs alle Gesteine bestimmen.

Die folgende Anleitung ist zwar stark vereinfacht, führt aber oft zum Ziel.

Gesteine bestimmen - Teil 1

1. Grundlegende Gesteinsarten	3
1.1. Gefüge magmatischer Gesteine (Erstarrungsgesteine)	3
1.1.1. Porphyre	3
1.1.2. Bildung der Minerale	4
1.1.3. Reihenfolge der Kristallisation	5
1.1.4. Viel Granit, wenig Rhyolith, viel Basalt, wenig Gabbro	6
1.2. Metamorphe Gesteine (Umwandlungsgesteine)	6
1.2.1. Gneise	6
1.2.2. Mylonite	7
1.2.3. Migmatite	8
1.2.4. Statische Metamorphose - Granofelse	8
1.3. Sedimentgesteine (Sedimentite, Ablagerungsgesteine)	9
1.3.1. Korngrößen	10
1.3.2. Sandsteine	10
1.3.3. Konglomerate	11
1.3.4. Brekzien (sedimentär, tektonisch, magmatisch, vulkanisch)	12
1.3.5. Kalk und Dolomit	16
2. Die Bestimmung magmatischer Gesteine im Gelände	18
2.1. Grobkörnige Gesteine (Plutonite)	18
2.2. Vulkanite im Gelände	18
3. Das Streckeisen-Diagramm (QAPF)	19
3.1. Minerale im Dreieck - wie liest man das Streckeisen-Diagramm?	19
3.2. Streckeisen-Diagramm für Plutonite	22
3.3. Wie benutzt man das Streckeisen-Diagramm?	22
3.4. Streckeisen-Diagramm für Vulkanite	24
4. Alte Gesteinsnamen, Quarzporphyre	24
5. Weitere Gesteinsgruppen	25
6. Empfehlenswerte Literatur	25
7. Schätztafeln für Prozentgehalte	26
8. Anhang 1: Dichte von Gesteinen bestimmen	27
Anhang 2: Salzsäure-Test für Karbonatgesteine	27
QAPF-Diagramme	28
Verzeichnis der abgebildeten Proben	29

1. Grundlegende Gesteinsarten

1.1. Magmatische Gesteine (Erstarrungsgesteine)

Alle magmatischen Gesteine entstehen bei der Abkühlung von Gesteinsschmelzen. Diese Schmelzen heißen „Magma“, solange sie unter der Erde sind und „Lava“, wenn sie die Erdoberfläche erreichen. Die Vielfalt magmatischer Gesteine hat zwei Gründe: Einerseits gibt es verschieden zusammengesetzte Magmen und zweitens spielt die Geschwindigkeit der Abkühlung eine große Rolle. Nur wenn viel Zeit ist, bilden sich große Minerale. Eine schnelle Abkühlung führt immer zu einem feinkörnigen Gestein.

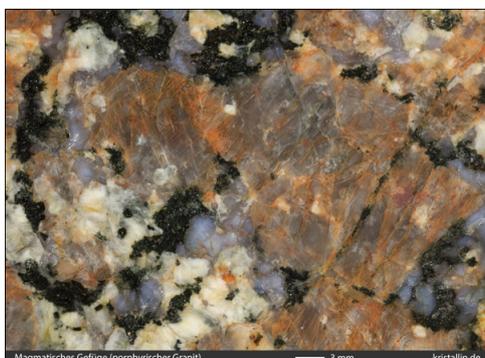


Bild 1: Grobkörniges Tiefengestein



Bild 2: Feinkörniger Vulkanit

Links sehen Sie einen grobkörnigen Granit, rechts einen feinkörnigen Vulkanit mit nur wenigen kleinen Kristallen. Beide Gesteine bestehen aus den gleichen Mineralen: Feldspat und Quarz. Sie unterscheiden sich allein in der Geschwindigkeit, mit der sie sich abkühlten. Der Granit hatte viel Zeit, der Vulkanit wurde schnell kalt. Auch er wäre ein grobkörniger Granit geworden, wenn ihm mehr Zeit zur Kristallbildung zur Verfügung gestanden hätte.

Grobkörnige Gesteine, die mit viel Zeit in mehreren Kilometern Tiefe erstarren, nennt man **Plutonite**, abgeleitet von Pluto, dem Gott der Unterwelt. Ihr Gegenteil sind die schnell abgekühlten und deshalb feinkörnigen **Vulkanite**. Sie bestehen überwiegend aus einer feinkörnigen **Grundmasse**, in der sich ab und zu kleine Kristalle befinden, die man **Einsprenglinge** nennt. Im Bild 2 erkennt man zwei Sorten: kleine rote Feldspäte und glasige Quarze. Es sind die gleichen Minerale, die im linken Granit die großen Kristalle bilden. (Die rote Farbe des Vulkanits hat mit chemischen Prozessen bei der Abkühlung zu tun. Die Zusammensetzung beider Gesteine ist identisch.)

Es leuchtet ein, dass die feinkörnigen Vulkanite für Amateure nur schwer bestimmbar sind, denn sie geben ohne Labor nicht preis, woraus sie bestehen. Grobkörnige Gesteine wie der Granit sind da viel einfacher, denn alle Minerale sind gut erkennbar und damit auch bestimmbar.

1.1.1. Erst langsam, dann schnell abgekühlt: Porphyre

Ein Magma, in dem bereits die ersten Kristalle wachsen, kann sich plötzlich zur Erdoberfläche bewegen und dann dort schnell erstarren. Dafür genügt ein Vulkanausbruch, der die Schmelze mit den Kristallen darin nach oben in kühlere Umgebung befördert. Das Ergebnis sehen Sie im Bild 3.



Bild 3: Porphyre



Bild 4: Grobkörniger porphyrischer Granit

Bei der plötzlichen Abkühlung entsteht ein Gefüge mit den bereits fertigen Kristallen in einer feinkörnigen Grundmasse. Man bezeichnet es als „porphyrisches Gefüge“ oder kurz als „Porphyr“. Damit ist kein spezielles Gestein gemeint, sondern nur ein Gefüge mit größeren Kristallen in einer feinkörnigen Grundmasse.

Ähnliches findet man auch bei Tiefengesteinen (Bild 4). Zwar ist die Grundmasse hier grobkörniger als beim Vulkanit, trotzdem gibt es auch hier eine Zweiteilung bei den Mineralen: Große Kristalle stecken in einer Grundmasse mit sehr viel kleineren Mineralen. Deshalb nennt man diesen Granit einen „porphyrischen Granit“.

Von „Porphyr“ spricht man traditionell nur, wenn die Grundmasse feinkörnig ist.

Daneben gibt es magmatische Gesteine, bei denen alle Minerale ungefähr gleich groß sind. Man nennt sie folgerichtig „gleichkörnig“.



Bild 5: Gleichkörniger Granit



Bild 6: Gleichkörniger Tonalit

Diese Bilder zeigen ein wichtiges Kennzeichen magmatischer Gesteine: Sie sehen **aus jedem Blickwinkel gleich** aus, ihre Minerale liegen regellos. Im Porphyr ebenso wie im grobkörnigen Granit und den beiden gleichkörnigen Beispielen. Immer sind die Minerale zufällig und ohne eine bestimmte Richtung angeordnet. Magmatische Gesteine haben ein **gleichmäßiges (homogenes) Gefüge**. Darauf müssen Sie bei einer Gesteinsbestimmung achten.

1.1.2. Bildung der Minerale

Eine sich abkühlende Gesteinsschmelze erstarrt nicht plötzlich, sondern in Etappen. Jedes Magma ist ein Gemisch verschiedener Verbindungen, aus denen nach und nach bei verschiedenen Temperaturen die verschiedenen Minerale werden.

Die Erstarrung beginnt immer mit dem Mineral mit dem höchsten Schmelzpunkt. Danach kristallisiert das Mineral mit dem nächstniedrigeren Schmelzpunkt und so weiter. Um ein paar Namen zu nennen: Zuerst kristallisiert Olivin, anschließend Pyroxen, dann Hornblende und danach Glimmer, sofern die nötigen Zutaten in der Schmelze vorhanden sind. Sie alle sind dunkle Minerale.

Parallel dazu scheiden sich die hellen Minerale ab. Hier beginnt die Kristallbildung mit einem Feldspat (Plagioklas), gefolgt vom zweiten Feldspat (Alkalifeldspat) und erst danach bildet sich der Quarz. Diese Reihenfolge ist mit den Namen der Geologen Bowen und Rosenbusch verknüpft, die sich um die Klärung dieser Abläufe verdient gemacht haben.

Der Ablauf ist stark vereinfacht, denn auch der Wassergehalt der Schmelze und der Druck (= Tiefe), in der die Abkühlung stattfindet, spielen eine wichtige Rolle.

Wasser? Ja, Wasser. Auch ein 900° heißes Magma kann mehrere Prozent Wasser enthalten. Das gelangt durch das Abtauchen wassergetränkter Ozeanböden in den Erdmantel, wo es nicht mehr entweichen kann. Erst ein Vulkanausbruch bringt es wieder zur Erdoberfläche. Das im Magma gelöste Wasser und auch viel CO₂ sind es, die die heftigen Eruptionen der Vulkane antreiben. Die Kraft, die mit großer Wucht die Lava aus einem Vulkan schleudert, ist ja nichts anderes als Wasser und CO₂, die sich endlich aus der Schmelze befreien und schlagartig ausdehnen können.

1.1.3. Die Reihenfolge der Kristallisation

Alle Minerale bestehen aus Atomen, die ein symmetrisches Gitter bilden. Man kann das sogar mit bloßem Auge sehen, sofern man Minerale mit geraden Kanten und symmetrischen Umrissen findet. Diese Minerale konnten sich ungestört entwickeln, weil sie beim Wachsen nicht behindert wurden.

Solche Minerale bezeichnet man als „eigengestaltig“ oder auch als „**idiomorph**“. Kantige Kristalle bilden sich nur am Anfang, solange die weiche Schmelze ihr Wachstum nicht behindert. Deshalb achten wir auf Minerale mit geraden Kanten, denn sie zeigen die Reihenfolge der Kristallisation.



Bild 7: Idiomorpher Feldspat (in Vulkanit)



Bild 8: Idiomorphe Feldspäte in Granit



Bild 9: Idiomorpher Quarz



Bild 10: Idiomorpher Glimmer

Mit etwas Geduld findet man im Laufe der Zeit alle Minerale in ihrer typischen Kristallform. Perfekte Feldspäte wie im Bild 7 sind dabei noch am häufigsten. Allerdings sind Feldspäte in Gesteinen immer eingewachsen und man bekommt sie nicht in einem Stück aus dem Stein heraus, von ganz seltenen Ausnahmen abgesehen. Der Vulkanit im Bild 7 war bereits so stark verwittert, dass der Feldspat beim Aufschlagen des Gesteins heil blieb.

Idiomorphe Quarze sind in Gesteinen schon sehr viel seltener. Eigentlich sollte man erwarten, dass Quarz überhaupt nicht als symmetrischer Kristall vorkommt, denn er scheidet sich ja erst am Schluss ab und muss dann immer mit den verbliebenen Zwischenräumen vorlieb nehmen. Deshalb hat Quarz fast nie die Gelegenheit, in einem Gestein seine eigene Kristallgestalt zu bilden. Trotzdem gibt es solche Ausnahmen wie im Bild 9. Hier lief die Mineralbildung komplett anders ab, was an der besonderen Entstehung dieses Granits liegt.

Die schönen, frei stehenden Quarze und andere Minerale, die man auf Ausstellungen sieht, sind alle in wassergefüllten Hohlräumen gewachsen.

Auch beim **Schmelzen der Gesteine** spielt die Kristallisationsreihenfolge eine Rolle, nun aber in umgekehrter Richtung. Ein Gestein wird bei großer Hitze nicht einfach flüssig wie Eis in der Sonne. Es schmilzt in Etappen, Mineral für Mineral. Zuerst lösen sich die Quarze und die Feldspatkristalle auf, denn sie haben den niedrigsten Schmelzpunkt. Danach folgen die dunklen Minerale, wiederum in umgekehrter Reihenfolge, mit der sie einst erstarrten.

1.1.4. Viel Granit, wenig Rhyolith - viel Basalt, wenig Gabbro

Es gibt zwar ganz verschiedene magmatische Gesteine, tatsächlich aber findet man einige viel häufiger als andere. Diese ungleiche Verteilung ist schon lange bekannt und steckt im Satz, dass es „viel Granit, wenig Rhyolith - viel Basalt, wenig Gabbro“ gibt. (Ein Rhyolith ist die vulkanische Entsprechung eines Granits. Gabbro ist das Tiefengestein mit der Zusammensetzung einer Basaltlava.)

All das hat mit der Fließfähigkeit der Schmelzen zu tun, die vom Gehalt an SiO_2 abhängt. (Als Mineral ist das Quarz.) Wenig SiO_2 lässt eine Schmelze gut fließen, während ein hoher SiO_2 -Gehalt zu extremer Zähflüssigkeit führt. Deshalb bleibt ein granitisches Magma, das immer viel SiO_2 enthält, beim Aufstieg oft stecken. Die Schmelze erreicht gar nicht die Oberfläche und bildet noch in der Erdkruste eine große Ansammlung quarzreicher Schmelze, die zu einem Granitmassiv erstarrt. Weil diese Lava die Oberfläche nur manchmal erreicht, gibt es weniger Rhyolith als Granit.

Dunkle Schmelzen dagegen sind sehr viel dünnflüssiger und überaus beweglich. Sie steigen schnell auf und fließen als Basalt in großer Menge aus dem Vulkan. Wegen dieser guten Beweglichkeit ist die Neigung, eine große Magmakammer in der Tiefe zu bilden, viel geringer als bei einem Granit. Die gleiche Schmelze, die beim Austritt an der Oberfläche „Basalt“ heißt, wird beim Erstarren in der Tiefe zu einem „Gabbro“. Weil das wegen der hohen Beweglichkeit dieser quarzarmen Schmelzen sehr viel seltener passiert, gibt es viel mehr Basalt als Gabbro.

Die hervorragende Fließfähigkeit basaltischer Laven ist auch dafür verantwortlich, dass Basaltvulkane flach und breit werden und ihre Lava große Gebiete bedecken kann. Das sind dann die Flutbasalte. Ein rhyolithisches Magma (die Schmelze, aus der ein Granit wird, wenn sie stecken bleibt) ist dagegen so zäh, dass oft genug der Aufstiegskanal im Vulkan verstopft und der sich aufbauende Druck dann zur Explosion führt.

1.2. Metamorphe Gesteine (Umwandlungsgesteine)

1.2.1. Gneise

Metamorphose bedeutet, dass sich bei hohem Druck und/oder hoher Temperatur ein Gestein im festen Zustand so verändert, dass ein neues Gefüge bzw. neue Minerale entstehen. Das zeigt sich oft in einem gestreiften Gefüge, in dem alle Minerale verformt und ungefähr parallel ausgerichtet sind. Solche Gesteine nennt man „Gneis“, sofern sie Feldspäte und Quarz enthalten. Gneise sehen so aus:



Bild 11: Gerichtetes Gefüge im Gneis



Bild 12: Gneis als Strandstein



Bild 13: Gneis aus rotem Feldspat und Quarz



Bild 14: Grauer Gneis im Erzgebirge

Alle Gneise haben ein **gerichtetes Gefüge**, in dem die Minerale ausgelängt und verformt sind. Die Minerale zeigen ungefähr **in eine Richtung**. Das ist ein wichtiger Unterschied zum richtungslosen Gefüge magmatischer Gesteine.

Foliation

Die in Streifen verformten Minerale in einem Gneis sind **keine Schichten**. Schichten entstehen nur bei der Ablagerung von losem Material, aber das ist hier nicht der Fall. Gneise entstehen als feste Gesteine, auf die **gerichteter, einseitiger Druck** wirkt. Die dabei entstehende Ausrichtung der Minerale bezeichnet man als **Foliation** oder **Einregelung**.

Die Foliation der Gneise entsteht **nicht** dadurch, dass ein Gestein in großer Tiefe durch das Gewicht der darüber liegenden Masse flach gedrückt wird. Egal, wie weit es bis zur Oberfläche ist: Die Last des aufliegenden Materials kann im Untergrund nichts verformen, denn dort kann nichts zur Seite ausweichen. Da ist kein Platz und deshalb wird auch nichts „flach gedrückt“. Auch das Nachbargestein steht unter der gleichen Last und würde ebenfalls gern ausweichen, kann aber nicht. Der Druck in der Tiefe wirkt gleichmäßig in alle Richtungen, genau so wie der Wasserdruck in der Tiefe der Ozeane.

Die Auflast des Deckgebirges kann aber den Umbau der Kristallgitter in den Mineralen auslösen und so neue Minerale entstehen lassen. Mehr aber auch nicht.

Gneise entstehen bei der Auffaltung eines Gebirges. Der einseitige Druck einer sich verschiebenden Kontinentalplatte ist es, der in mehreren Kilometern Tiefe die langsame Verformung eines festen Gesteins in einen Gneis auslöst. Deshalb findet man im Gelände einen Gneis auch nur dort, wo einst ein Gebirge war und die Verwitterung alles Gestein darüber abgetragen hat. Gneise im Gelände zeigen, dass man sich in den tiefen Etagen eines längst verwitterten Gebirges befindet.

Gneise enthalten Feldspäte und Quarz und brechen dickbankig, was sie von dünnplattig brechenden Schiefen unterscheidet. Für das Erkennen dieser weit verbreiteten Gesteine genügt es, die ungefähr parallele Ausrichtung der Minerale und das Vorhandensein von Quarz und/oder Feldspat festzustellen. Wie viel genau, darüber gibt es unterschiedliche Angaben. Die aktuelle Definition der internationalen Geologenvereinigung (IUGS) bezieht sich nur noch auf das Gefüge und unterscheidet sich damit vom traditionellen Brauch, der für einen Gneis etwa 20 % Feldspäte oder mehr empfahl. Viele Gneise enthalten tatsächlich noch mehr helle Minerale und manche bestehen vollständig aus Feldspat und Quarz wie das Beispiel im Bild 13.

1.2.2. Mylonite

Mylonite sind noch viel stärker deformiert als Gneise. Bei ihnen gab es eine starke Kornzerkleinerung, die aber so langsam ablief, dass bei ständiger Umkristallisation der Minerale ein festes, solides Gestein erhalten blieb. Solche stark foliierten, hoch metamorphen Gesteine nennt man Mylonite. Sie zeichnen sich durch ein lineares Gefüge mit nur noch kleinen, zum Teil kaum erkennbaren Mineralen aus. Ihre straffe Foliation mit der eng parallelen Streifung ist leicht zu erkennen.



Bild 15: Mylonit am Strand

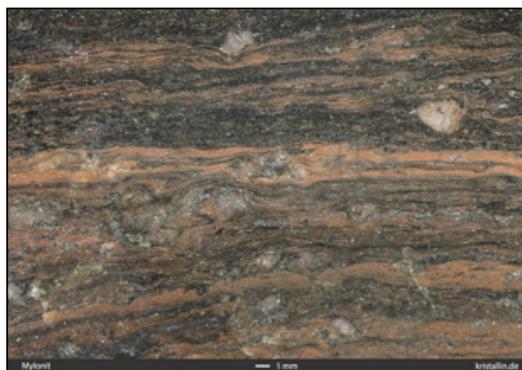


Bild 16: Mylonite bestehen aus dünnen Lagen kleinster Minerale.

Die im Gestein stattgefundenene Umkristallisation vollzog sich im festen Zustand, dauerte lange und erforderte Flüssigkeiten, die den Umbau der Kristallgitter an Ort und Stelle ermöglichten. In Skandinavien findet man Mylonite vor allem im Grundgebirge Finnlands.

1.2.3. Migmatite

Bei einer Metamorphose werden manchmal Temperaturen erreicht, die die Grenze zur Schmelzbildung überschreiten. Dann beginnen Quarz und Feldspäte zu schmelzen. Steigt dann die Temperatur nicht weiter und kommt alles zum Stillstand, so bleibt ein Gneis übrig, in dem sich hier und da etwas Schmelze gebildet hat. Die erstarrt dann wieder und bildet schmale Taschen mit einem **magmatischen Gefüge**. Es entsteht ein Gestein, das zum Teil metamorph und zum Teil magmatisch ist: ein Migmatit.



Bild 17: Migmatit, Erzgebirge

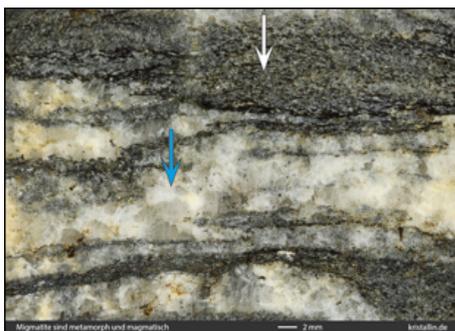


Bild 18: Metamorph und zugleich magmatisch

Die Taschen oder Streifen mit der Schmelzbildung kann man mit bloßem Auge erkennen. Sie bestehen immer aus hellen Mineralen, die undeformiert und richtungslos körnig sind. Der blaue Pfeil im Bild 18 zeigt auf einen Streifen mit magmatischem Gefüge, der ringsum vom gestreiften Gneisgefüge (weißer Pfeil) umgeben ist. Migmatite bilden den Übergang zu magmatischen Gesteinen und schließen einen der Kreisläufe in der Geologie.

1.2.4. Statische Metamorphose - Granofelse

Metamorphose ist nicht zwangsläufig mit Deformation und Foliation verbunden. Wenn der Druck nur durch die Last des darüber liegenden Deckgebirges erzeugt wird, gibt es keine Verformung. Die Minerale passen sich aber dem Druck an und werden an Ort und Stelle umgebaut. Es entsteht ein Gestein, das zwar so undeformiert wie ein magmatisches aussieht, dessen Minerale aber an hohen Druck und hohe Temperatur angepasst sind. So eine Umwandlung bezeichnet man als statische Metamorphose. Die dabei gebildeten Gesteine heißen „Granofelse“.

Wer sich mit eiszeitlichen Geschieben beschäftigt, findet über kurz oder lang metamorphe Gesteine, die so eine statische Umwandlung erlebt haben. Zwei seien deshalb hier kurz vorgestellt: Amphibolit und Marmor. Beide kommen auch deformiert vor, aber oft eben mit einem Gefüge, das auf den ersten Blick einem magmatischen Gestein gleicht.

Amphibolite sind metamorphe Basalte bzw. Gabbros. Durch Druck und hohe Temperatur wandeln sich die ursprünglichen Minerale (Plagioklas, Pyroxen) in Amphibol, Plagioklas und oft auch etwas Granat um. Alle Amphibolite fallen durch das intensive Glitzern ihrer schwarzen Amphibole auf.



Bild 19: Granatamphibolit (Geschiebe)



Bild 20: Granatführender Amphibolit

Oft stecken in diesen Gesteinen auch noch rotbraune oder rötlich-violett gefärbte Granate. Dann heißen sie „Granatamphibolite“, wenn der Granatanteil über 5 % liegt. Liegt er unter 5 %, ist das Gestein ein „granatführender Amphibolit“.

Unabhängig von Amphiboliten ist Granat generell ein wichtiger Anzeiger für Metamorphose. Zwar kommt er gelegentlich auch magmatisch vor, aber meist ist er metamorph entstanden und daher ein **Schlüsselmineral** zum Erkennen metamorpher Gesteine.

Marmor ist durch Druck und Temperatur ganz neu kristallisierter Kalk. (Kalziumkarbonat, CaCO_3 .) Er entsteht immer dann, wenn Kalkablagerungen in eine Gebirgsbildung geraten. Dabei bildet sich im Kalk ein komplett neues, kristallines Gefüge aus Kalzitkristallen, das man am starken Glitzern auf der Bruchfläche eines Marmors erkennt. (Wenn es im Stein Fossilien gibt, dann ist es Kalk und kein Marmor, denn kein Fossil übersteht eine Metamorphose.)

Weißer Marmor ist selten, denn dafür muss der ursprüngliche Kalk sehr rein sein. Da die Kalkablagerungen der Meere oft Verunreinigungen enthalten, bilden sich aus diesen Beimengungen während der Metamorphose neue Minerale. Oft sehen die grünlich aus und lassen viele Marmore regelrecht bunt aussehen.



Bild 21: Marmor (Geschiebe)



Bild 22: Marmor (Geschiebe)

Einen Marmor erkennt man leicht an seiner geringen Härte, denn man kann ihn bereits mit der Schmalseite des Hammers ritzen. Um sicherzugehen, wird man zusätzlich mit einem Tropfen verdünnter Salzsäure testen. Die Salzsäure lässt Kalzit lebhaft schäumen und dabei spielt es keine Rolle, ob der Kalzit in einem Kalk oder im Marmor steckt. Deshalb gehört neben der Lupe immer auch etwas Salzsäure zur Grundausrüstung für die Gesteinsbestimmung.

1.3. Sedimentgesteine (Sedimentite, Ablagerungsgesteine)

Die Verwitterung an der Erdoberfläche zersetzt alle Gesteine. Wie das geschieht, hängt von den Temperaturen und dem verfügbaren Wasser ab. In trockenen Hochgebirgen zerlegen vor allem Frost und Hitze die Gesteine, während in feuchten Landstrichen chemische Prozesse dominieren. In Mitteleuropa bleibt von Gesteinen regelmäßig nur der Quarz als widerstandsfähigstes Mineral zurück.

Wenn Gesteinsreste durch Wasser und Wind (und gelegentlich Eis) transportiert werden, verlieren sie ihre Kanten und werden rund. Je länger der Transportweg, desto runder wird das Material. Gleichzeitig werden die Fragmente nach Größe sortiert, sodass schwere und große Stücke bald liegen bleiben, während feiner Sand sehr weit getragen wird.

Wenn die abgelagerten Reste später mit immer mehr Material bedeckt werden, gelangen sie in größere Tiefe, wo die Temperatur steigt und die Auflast den Porenraum verkleinert. Gleichzeitig gehen Minerale wie Quarz oder Kalzit in Lösung und scheiden sich wieder in benachbarten Porenräumen ab, wo sie die losen Körner zu einem festen Gestein verkleben. So entsteht aus Sand ein Sandstein, aus den groben Geröllen im ehemaligen Flussbett wird ein Konglomerat und aus dem Kalkschlamm vom Meeresboden, gebildet aus den Skeletten kleinster Wasserbewohner, wird Kalkstein.

Daneben können Sedimentgesteine auch durch Verdunstung von Meerwasser entstehen. Dann bilden sich Salzgesteine und Gips, so wie aktuell im Toten Meer. Auch die Ablagerung und Verdichtung organischer Reste erzeugt ein Sedimentgestein: Kohle.

1.3.1. Korngrößen

Sedimentgesteine werden unter anderem nach der Größe der verkitteten Bruchstücke („Klasten“) geordnet. Dabei benutzt man folgende Grenzwerte:

- **Ton** als das feinkörnigste Material ist kleiner als 0,002 mm. Verfestigt wird daraus ein Tonstein.
 - **Schluff** misst zwischen 0,002 und 0,02 mm. Daraus wird ein Schluffstein.
 - **Sand** sind Körner mit einer Größe zwischen 0,02 und 2 mm. Daraus wird Sandstein.
 - **Kies** sind rundliche Körner zwischen 2 und 63 mm. Daraus entsteht ein Konglomerat.
 - **Steine** sind zwischen 200 und 630 mm groß. Auch sie werden Konglomerate.
- Alles darüber sind **Blöcke**.

Die häufigsten Sedimentgesteine sind **Sandsteine, Konglomerate, Brekzien und Kalk** bzw. Dolomit.

1.3.2. Sandstein

Wie der Name sagt, besteht er aus Sand, der durch ein Bindemittel verfestigt wurde. Man erkennt deshalb einen Sandstein an seinen **einzelnen, rundlichen Körnern**. Manchmal schon mit bloßem Auge, oft nur mit einer Lupe und bei sehr feinkörnigen Sandsteinen braucht man sogar ein Mikroskop. Dass diese Körner durch ein Bindemittel zusammengehalten werden, ergibt sich von selbst, denn sonst würden sie kein festes Gestein bilden. Welcher Zement die Körner verbindet und wie viel Zement es braucht, spielt keine Rolle. Entscheidend ist, dass Sie die einzelnen rundlichen Körner sehen, die dicht an dicht liegen und von mehr oder weniger Bindemittel zusammengehalten werden.



Bild 23: Sandstein mit braunem Limonit



Bild 24: Sandstein, fast nur aus Quarz bestehend

Beide Sandsteine hier unterscheiden sich in der Art des Bindemittels und in der Menge der Quarzkörner. Der braune Sandstein wird durch das Mineral Limonit (Brauneisenerz) zusammengehalten, das etwa ein Drittel des Gesteins ausmacht. (Limonit ist ein in unseren Breiten häufiges Mineral im Boden.) Dagegen liegen im weißen Sandstein die Körner ohne Zwischenraum dicht an dicht und das Bindemittel ist Quarz. Deshalb ist dieser Sandstein besonders hart.

Ganz anders dagegen dieser rötliche Sandstein:



Bild 25: Sandstein mit farbigen Schichten



Bild 26: Rötliche und weiße Quarzkörner im Wechsel

Man erkennt sehr schön die Schichten unterschiedlicher Quarzkörner. Die rötlichen haben einen Überzug aus Hämatit, der sich nur in trocken-heißen Klimazonen entwickelt. Zwischen den roten Schichten gibt es weiße Quarzkörner, was bedeutet, dass sich entweder die Temperaturverhältnisse änderten oder

die Quarze aus einer anderen Quelle angeliefert wurden.

Manchmal findet man auch grüne Sandsteine. Sie bekommen ihre Färbung durch das Mineral Glaukonit, das sich nur im Meerwasser bildet. Alle grünen Sandsteine sind deshalb unter Wasser entstanden.

1.3.3. Konglomerate

Der Übergang vom Sandstein zum Konglomerat vollzieht sich bei 2 mm Korngröße. Alles, was größere Klasten enthält, ist ein Konglomerat. Die ursprünglichen Ablagerungen waren also Lagen von Kies oder noch größeren Geröllen. Konglomerate bestehen in unseren Breiten oft aus Quarz, enthalten manchmal auch Feldspäte und nicht selten richtige Gesteine als Einschlüsse. Einzige Bedingung für ein Konglomerat ist, dass die Klasten überwiegend gerundet sind.

Manche Konglomerate ähneln menschengemachtem Beton. Umgekehrt findet man an unseren Küsten Betonstücke, die von der Brandung gerundet wurden und von einem natürlichen Konglomerat kaum zu unterscheiden sind.

Bild 27 zeigt ein durchschnittliches Konglomerat, wie man es oft findet. Quarze als helle und größere Klasten, dazu kleinere Körner in einer mehr oder weniger sandigen Matrix.



Bild 27: Konglomerat

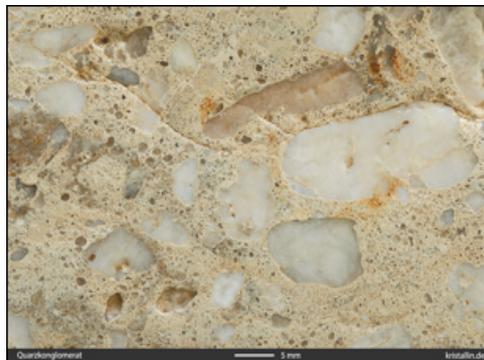


Bild 28: Konglomerat, nur aus Quarz bestehend

Im hellen Konglomerat (Bild 28) sind dagegen alle großen und kleinen Klasten aus Quarz. Hier stand am Anfang also eine sehr saubere Quarzablagerung. Dafür braucht es viel Zeit, denn zuerst muss die Verwitterung alle anderen Minerale zersetzen und anschließend noch aus dem Sediment entfernen. Solche Ablagerungen haben meist einen langen Transportweg hinter sich, weshalb man sie als „reif“ bezeichnet. Das Quarzkonglomerat in Bild 28 ist ein reifes Sedimentgestein. Da seine Klasten aus nur einem Mineral bestehen, ist es außerdem noch ein „monomiktes“ Konglomerat. Diese Beschreibung wird gern benutzt, um die Zusammensetzung der Klasten zu beschreiben. Besteht das Gestein dagegen aus vielen verschiedenen Klasten, nennt man es „polymikt“.



Bild 29: Monomiktes Eisenerzkonglomerat



Bild 30: Polymiktes Achatkonglomerat

Fügt man dann noch die Art der Einschlüsse an, kann man ein Konglomerat, das aus gerundeten Eisenerzgeröllen besteht, als „monomiktes Eisenerzkonglomerat“ bezeichnen. Im Unterschied dazu enthält das bunte Gestein im Bild 30 neben vielen verschiedenen Achaten auch Quarze und feinkörnige Gesteinsbruchstücke. Es ist ein „polymiktes Achatkonglomerat“.

Konglomerate können sehr grobkörnig sein. Das folgende große Geschiebe liegt nördlich von Strande

an der Kieler Förde. Es stammt wie alle Gesteine dort aus Skandinavien.



Bild 31: Konglomerat als Geschiebe



Bild 32: Ansicht der Oberseite

In manchen Sedimentgesteinen wechseln sich Lagen von Sandstein mit Konglomeraten ab und gehen allmählich oder scharf ineinander über. Bild 33 ist dafür ein Beispiel. Der Stein ist Teil der Außenmauer der Burgruine, die auf dem Kyffhäuser steht. Solche wechselnden Schichten findet man häufig in den Sandsteinen dort.



Bild 33: Sandstein und Konglomerat in Wechsellagerung (Ruine auf dem Kyffhäuser)



Bild 34: Konglomerat aus weißen Quarzen und roten Feldspäten. Das ist eine Arkose.

Das rötlich-weiße Konglomerat (Bild 34) enthält neben weißen Quarzen auch viele Feldspäte. Solche sedimentären Quarz-Feldspat Mischungen bezeichnet man als „Arkose“, wenn der Anteil des Feldspats über 25 % liegt. Hier ist übrigens der Rundungsgrad der roten Feldspäte schlechter als der der Quarze, was auf einen kürzeren Transportweg der Feldspäte gegenüber den Quarzen deutet.

1.3.4. Brekzien (sedimentär, tektonisch, magmatisch, vulkanisch)

Eine Brekzie besteht aus scharfkantigen oder schlecht gerundeten Bruchstücken, die durch ein Bindemittel verbunden sind. Nur ein Teil der Brekzien, die man im Gelände findet, sind echte Sedimentgesteine. Sie sind eher selten, weil schon ein kurzer Transport die Kanten der Bruchstücke rundet und dann Konglomerate entstehen. Eine Brekzie muss sich praktisch direkt dort bilden, wo die Bruchstücke entstehen. So ein kantiger Gesteinsschutt kann beispielsweise durch Frostsprengung im Hochgebirge oder starke Temperaturschwankungen in Wüsten entstehen. Auch Bewegungen im Grundgebirge, bei denen Gesteine zerdrückt und zerschert werden, lassen Zonen voller Bruchstücke entstehen, die zu einer Brekzie verkittet werden können. Das sind dann allerdings tektonische Brekzien und keine Sedimentgesteine im eigentlichen Sinne.

Die Brekzie im Bild 35 besteht komplett aus Sandsteinstücken und ist ein echtes Sedimentgestein. Das gilt auch für die grobkörnige Brekzie im Bild 36, die aus großen Stücken von Quarzit besteht, die durch Pyrit zusammengehalten werden. Pyrit ist ein ziemlich exotischer Zement, den man eher selten findet. Sehr viel häufiger sind Quarz oder Kalzit als Bindemittel.



Bild 35: Sandsteinbrekzie



Bild 36: Quarzitrekie mit Pyrit als Zement



Bild 37: Monomikte Brekzie, Schluffstein



Bild 38: Ausschnitt aus 37

Die grüngraue Brekzie im Bild 37/38 besteht aus einem feinkörnigen Sandstein. Hier ist das Bindemittel Kalzit, der mit Salzsäure heftig schäumt.

Das nächste Stück dagegen ist ganz zweifellos eine **tektonische Brekzie**, denn alle Fragmente befinden sich noch an Ort und Stelle. Hier wurde ein feinkörniger Granit zerdrückt, dessen Risse anschließend von Epidot gefüllt wurden, womit wieder ein festes Gestein entstand.



Bild 39: Tektonische Brekzie

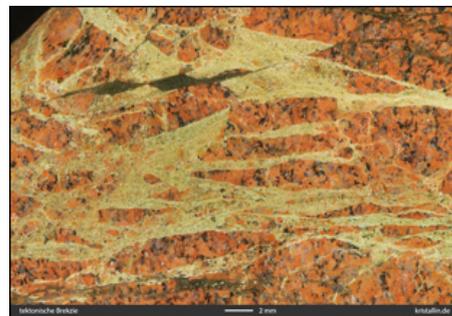


Bild 40: Epidot hält das Gestein zusammen.

Die meisten Brekzien, die man im nordischen Geschiebe findet, sehen aber mehr oder weniger wie die beiden folgenden aus, nämlich mit hellem Quarz, der wie ein Netzwerk die Gesteinsbruchstücke zusammenhält. Der Quarz ist entweder massig oder bildet schmale Gänge.



Bild 41: Brekzie aus Nordschweden



Bild 42: Brekzie als Geschiebe

Diese Brekzien entstehen zum größten Teil tektonisch, also durch das Zerbrechen von Gestein bei Bewegungen im Untergrund. Später können heiße Lösungen die Risse durchströmen und gelösten Quarz abscheiden, der dann die Bruchstücke wieder verkittet. Solche durch Quarz gebundenen Brekzien gibt es an vielen Stellen.

Magmatische (intrusive) Brekzien

Beim Aufstieg von Magmen kommt es regelmäßig zu Konflikten, weil ältere Gesteine dem aufsteigenden Magma im Weg sind. Wenn das Magma gewinnt, wird das ältere Grundgebirge zerbrochen und seine kantigen Bruchstücke werden von der frischen Schmelze aufgenommen. Es entsteht eine intrusive Brekzie (intrusiv = „eindringend“). Dieser Vorgang hat mit Sedimentation natürlich gar nichts zu tun, aber auch diese Brekzien sind eindrucksvolle Gesteine. Vor allem, wenn man sie auf größeren Flächen sieht. Die beiden folgenden Bilder entstanden in der Umgebung von Ragunda in Schweden. Bild 43 zeigt den Abbau in einem Steinbruch, Bild 44 einen Straßenaufschluss östlich vom Ort Hammarstrand. (Die senkrechten Linien sind Bohrungen, die für das Sprengen gebraucht wurden.)



Bild 43: Granit zerbricht Gabbro



Bild 44: Magmatische Brekzie (Nordschweden)

Beide Male war ein schwarzer Gabbro einem aufsteigenden Granitmagma im Weg und wurde von diesem zerkleinert. Die unterschiedlich großen schwarzen Gesteinsbruchstücke stecken jetzt in einem blassrötlichen Granit. Solche magmatische Brekzien findet man an diversen Stellen, so zum Beispiel auch im Norden der Insel Enklinge auf Åland (Finnland).



Bild 45: Granit mit Gabbrofragmenten



Bild 46: Magmatische Brekzie (Enklinge, Åland)

Brekzien in Vulkaniten

Auch bei Vulkanausbrüchen werden feste Gesteine zerbrochen und ihre kantigen Bruchstücke anschließend zu neuen Gesteinen verbunden. Zwar sind das nur zum Teil sedimentäre Vorgänge, aber die Resultate kann man wiederum Brekzien nennen. Es gibt eine ganze Reihe unterschiedlicher Möglichkeiten, wie diese entstehen können. Frisch erstarrte Lava kann vom nächsten Lavastrom zerkleinert und „verdaut“ werden, was zur Mischung verschiedener, mehr oder weniger porphyrischer Laven führt. Auch vom Hang eines Vulkans abstürzendes Gestein zerfällt auf dem Weg nach unten und kommt als mehr oder weniger scharfkantiger Schutt zur Ruhe. Darauf abgesetzte Asche und die insgesamt hohe Temperatur können solche Ablagerungen anschließend zu festen Gesteinen verschweißen.

Der Übergang zu den Ablagerungen der pyroklastischen Ströme ist fließend.

Wenn die Fragmente zwischen 2 und 64 mm groß sind, heißen sie „Lapilli“ und ein daraus bestehendes Gestein ist ein „Lapillistein“. Größere Bruchstücke bilden pyroklastische Brekzien. Auch Mischungen aus Bruchstücken von ganz unterschiedlicher Größe kommen vor:



Bild 47: Vulkanische Brekzie



Bild 48: Ausschnitt

Die größeren grauen Gesteinsfragmente sind von einer Mischung aus Feldspäten, Quarzen und kleinen Gesteinsfragmenten umgeben.

Impaktbrekzien

Am seltensten sind Brekzien, die bei einem Meteoriteneinschlag entstehen. Ist der Meteorit groß genug, zertrümmert er das Grundgebirge und oft genug schmilzt auch ein Teil des Gesteins. Diese Schmelze kann alles wieder zu einem festen Gestein verbinden und es entsteht eine Impaktbrekzie.



Bild 49: Impaktbrekzie aus Norwegen

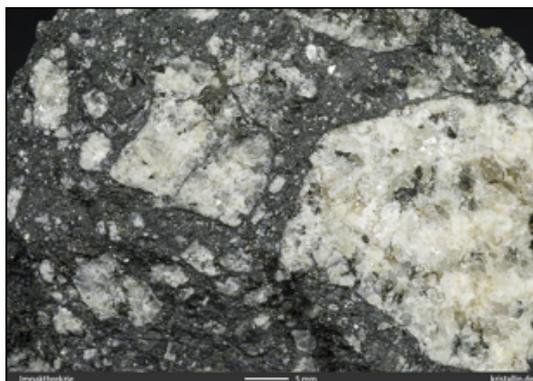


Bild 50: Ausschnitt

Dieses Impaktgestein stammt aus Gardnos, einem Einschlagsort, der sich etwa 150 km nordwestlich von Oslo in Norwegen befindet. Die schwarze Matrix umschließt helles, zerbrochenes Grundgebirgs-gestein von ungefähr granitischer Zusammensetzung. In der Vergrößerung des Ausschnitts sind reichlich Quarze und viele Feldspäte erkennbar. Soweit ich es überblicke, sind das Alkalifeldspäte, daher „ungefähr granitisches Gestein“.

Dass es sich um eine Impaktbrekzie handelt, kann man nur dann wissen, wenn man sich direkt vor Ort eine Probe besorgt und dieser Aufschluss von Geologen offiziell als Meteoriteneinschlag bestätigt wurde. Als loser Stein gefunden, sind Impaktbrekzien **grundsätzlich nicht erkennbar**. Die entscheidenden Veränderungen im Gestein, die ein Meteoriteneinschlag verursacht, sind nur mit sehr aufwendiger Labortechnik und nur von Fachleuten erkennbar. Tektonische Brekzien gleichen den Impaktbrekzien aufs Haar. Als Amateur kann man beide Gruppen nicht unterscheiden.

Meteoriteneinschläge mögen Sammler faszinieren, aber die dabei entstandenen Gesteine lassen sich nur von Fachleuten und nur in einem Labor bestimmen.

1.3.5. Kalk und Dolomit

Zu den häufigsten Sedimentgesteinen gehören Kalke und Dolomit. Kalk besteht mehr oder weniger vollständig aus Kalziumkarbonat (CaCO_3) und ist das typische Einbettungsgestein für Fossilien. Dolomit ist eng verwandt und enthält neben dem Kalzium noch Magnesium - $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$. Beide kann man am besten mit Salzsäure unterscheiden.

Kalk und Dolomit sind meist feinkörnige oder dichte Gesteine mit einer grauen, hellgrauen oder gelblichen Farbe. Aus Skandinavien kommen außerdem rotbraune oder grünlich-graue Kalke. Viele davon sind leicht ritzbar. Ein zweites Indiz sind Fossilien. Wenn man in den feinkörnigen Gesteinen auch nur kleinste Reste von Tieren findet, ganz gleich ob Muschelschalen, Ammoniten oder ähnliches, dann wird es sich um einen Kalk handeln. (In seltenen Fällen kommen Fossilien auch in feinkörnigen Sandsteinen vor.)



Bild 51: Kalk im Gelände



Bild 52: Kalk mit Fossilrest

Um Feuerstein auszuschließen, der ebenfalls Fossilien enthält, prüft man die Härte des Gesteins. Kalk ist erheblich weicher als Feuerstein, der nicht zu ritzen ist. Außerdem wird man mit Salzsäure testen und einen Tropfen davon auf den Stein geben. Bei einem Feuerstein geschieht gar nichts. Kalk reagiert dagegen sofort mit lebhaftem Schäumen.



Bild 53: Ein Tropfen Salzsäure schäumt auf Kalk bzw. Kalzit.

Feinkörnige, graue oder gelbliche Gesteine ohne Fossilien können ohne diesen Test manchmal gar nicht bestimmt werden. Deshalb ist der Gebrauch von Salzsäure elementar und wird auch von Berufsgeologen angewandt. Eine kleine Flasche mit Salzsäure gehört zur Grundausstattung. (Hinweise zum Umgang mit Salzsäure finden Sie [hier](#).)

Die meisten Kalke sind ehemaliger Meeresboden und zeigen die für Sedimentgesteine typische Schichtung. Im Bild 51 stehen diese Schichten senkrecht, weil sie durch Tektonik verstellt wurden. Da es im

Laufe der Erdgeschichte die meiste Zeit sehr viel wärmer war als heute, bildeten sich in flachen Meeren gewaltige Mengen an Kalkstein. Große Teile Süddeutschlands bestehen komplett aus Kalk, ebenso Teile der Alpen oder andere große Gebirge wie die Rocky Mountains.

Ebenfalls im Meer entstand Dolomit, ein Kalk, der auch Magnesium enthält. Der für uns greifbare Unterschied ist seine sehr viel **schwächere Reaktion** mit Salzsäure. Bei flüchtigem Hinsehen könnte man meinen, dass gar nichts passiert. Benutzt man die Lupe, sieht man ein paar winzige Bläschen, bevorzugt an Rissen. Schabt man vorher mit dem Hammer ein wenig Material an der Oberfläche zu einem kleinen Häufchen zusammen und benetzt das dann mit Salzsäure, ist die Reaktion etwas deutlicher.

Die folgende Animation ist eine Vergrößerung. Man sieht einige kleine Bläschen, die aber kein Vergleich sind mit der heftigen Reaktion der gleichen Salzsäure auf Kalk.



Bild 54: Salzsäure zeigt nur eine schwache Reaktion auf Dolomit.

Achten Sie darauf, wie klein die Bläschen sind - im Vergleich zum Kalk oben.

2. Bestimmung magmatischer Gesteine im Gelände

Wer nur mit einer Lupe arbeitet, hat keine genauen Mengenangaben. Aber auch mit Schätzungen kommt man voran, sofern man die beiden Feldspäte und Quarz erkennt. Sie sind die Grundlage jeder Gesteinsbestimmung, ohne diese drei Minerale geht gar nichts.

2.1. Grobkörnige Gesteine (Plutonite) im Gelände

Alle Gesteine mit reichlich Quarz und Feldspäten gehören zur erweiterten Granitfamilie. Sie können auch von einem „**granitischen**“ oder einem „**granitähnlichen Gestein**“ sprechen. Diese Bezeichnung ist unscharf, aber als vorläufige Bestimmung im Gelände akzeptabel. Benutzen Sie bei einer groben Schätzung **nicht** den Begriff „**Granit**“, denn das ist ein präzise definierter Gesteinsname, der ohnehin schon zu oft falsch benutzt wird.

Wenn Sie Alkalifeldspat und Plagioklas unterscheiden können, ist eine bessere Schätzung möglich:

- Gibt es reichlich Quarz¹ und überwiegt der Alkalifeldspat oder entspricht ungefähr dem Plagioklasanteil, dann ist das Gestein ein echter **Granit**.
- Gibt es reichlich Quarz und viel Plagioklas (bei etwas Alkalifeldspat), dann ist das Gestein ein **Granodiorit**.
- Quarzfreie Gesteine mit überwiegend Alkalifeldspat sind **Syenite**.
- Quarzfreie Gesteine mit etwa gleich viel Alkalifeldspat und Plagioklas sind **Monzonite**.
- Quarzfreie Gesteine mit Plagioklas als einzigem Feldspat sind **Diorite** oder **Gabbros**. Beide sind schwarz-weiße Steine, nie bunt. Tendenziell hellere Plagioklasgesteine sind eher Diorite, während Gabbros dunkler sind. Aber das sind nur grobe Hinweise. Zur exakten Unterscheidung braucht man in jedem Fall ein Labor.

Wenn die Feldspäte nicht sicher zu unterscheiden sind, sollte man bei fehlendem Quarz und einem hellen Gesamteindruck von einem „**syenitischen Gestein**“ sprechen. Ist das Gestein dunkler, schwarz-weiß und enthält nur einen Feldspat, gehört es zur **Diorit/Gabbro-Gruppe**. Es ist ein „dioritisches“ bzw. ein „gabbroides Gestein“.

Es gibt sehr viel mehr Granite als Syenite und auch die Gabbros sind viel häufiger als Diorite.

2.2. Feinkörnige Vulkanite im Gelände

Sehr feinkörnige Gesteine sind von Hand nur eingeschränkt oder gar nicht zu bestimmen, weil man die Minerale nicht erkennt. Enthält die Grundmasse einzelne Einsprenglinge – Feldspäte oder Quarz oder beide – ist es etwas einfacher. Quarz als Einsprengling ist in einem Vulkanit ein Hinweis auf rhyolithische Zusammensetzung.

Vulkanite ohne erkennbaren Quarz, die nur einige Feldspäte als Einsprenglinge enthalten, sind bei einer rötlichen oder braunen Gesteinsfarbe ebenfalls meist Rhyolithe. Das gilt auch für Vulkanite, die zwei verschiedene Feldspäte enthalten.

Ist das Gestein grau und enthält nur Plagioklas als Einsprengling, wird es ein Andesit sein, in dem dann auch Amphibol vorkommen wird. Allerdings sind Andesite, bei denen man die Plagioklase wirklich erkennen kann, ziemlich selten. Andesite ohne Plagioklaseinsprenglinge kann man als Laie nicht von anderen grauen, feinkörnigen Gesteinen unterscheiden.

Wenn es Foide gibt, dann stecken die in der Grundmasse und sind für uns unsichtbar. Es gibt seltene Ausnahmen wie die Gesteine vom Katzenbuckel im Odenwald mit schönem Nephelin oder den Phonolith aus der Eifel mit blauem Hauyn. Aber das sind seltene Ausnahmen. In der Regel stecken alle interessanten Minerale in der Grundmasse, die ohne ein Labor nichts preisgibt. Deshalb sind die meisten feinkörnigen magmatischen Gesteine für Amateure unergiebig oder überhaupt nicht bestimmbar.

¹ „Reichlich Quarz“ bedeutet, dass Sie ihn ohne jede Mühe finden. Wenn Sie den Quarz suchen müssen, ist es definitiv zu wenig für einen Granit oder Granodiorit.

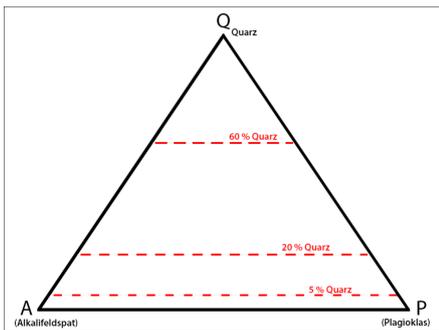
3. Das Streckeisen-Diagramm (QAPF)

Das Streckeisen-Diagramm ist die Grundlage für die Benennung magmatischer Gesteine. Es gilt, solange das Gestein zu mindestens 10 % aus hellen Mineralen besteht. Das sind Feldspäte, Feldspatvertreter und Quarz. (Zu den Feldspatvertretern weiter unten.)

Um mit dem QAPF-Diagramm arbeiten zu können, muss man verstehen, was die Linien darin bedeuten. Deshalb sollten Sie den folgenden Abschnitt nicht überspringen.

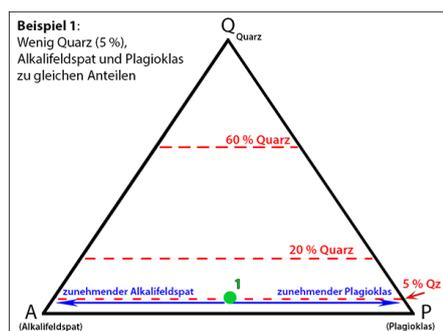
3.1. Minerale im Dreieck oder: Wie liest man das Streckeisen-Diagramm?

Um Minerale in einem Gestein darzustellen, benutzen Geologen Dreiecke, in denen für jedes Mineral eine Ecke reserviert wird. So steht in der folgenden Grafik ganz oben ein „Q“ für Quarz. Links unten beim „A“ gibt es nur Alkalifeldspat und ganz rechts, beim „P“, nur Plagioklas.



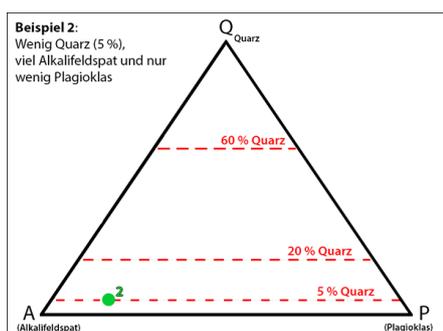
Will man ein Gestein mit Feldspäten und Quarz darstellen, beginnt man mit dem Quarzgehalt. Auf der Basislinie zwischen Alkalifeldspat und Plagioklas gibt es gar keinen Quarz. Senkrecht nach oben zu steigt der Quarzgehalt an. Sind beispielsweise 5 % der hellen Minerale Quarz, so gehen wir von der Grundlinie aus 5 Prozent der Strecke in Richtung „Q“ nach oben. Dort ziehen wir gedanklich eine waagerechte Linie für 5 % Quarz.

Bild 55: Quarzgehalte im Dreieck QAP



Im zweiten Schritt wird auf dieser Linie das Mengenverhältnis der beiden Feldspäte markiert. Bei gleich viel Alkalifeldspat und Plagioklas (Beispiel 1), liegt der sich ergebende Punkt gleich weit entfernt vom linken und vom rechten Ende der Linie. Es kommt also nicht darauf an, wie viel Alkalifeldspat und Plagioklas überhaupt im Gestein stecken, sondern es interessiert nur ihr relativer Anteil.

Bild 56: Der Punkt 1 steht für ein Gestein mit 5 % Quarz und gleichen Anteilen von Alkalifeldspat und Plagioklas.



Ist dagegen mehr Alkalifeldspat als Plagioklas vorhanden, dann rutscht der grüne Punkt in Richtung auf das A (für Alkalifeldspat). Dann ergibt sich Punkt 2 - bei gleichem Quarzgehalt. Direkt auf „A“ und auf der Linie von A nach Q ist aller Feldspat ein Alkalifeldspat, also 100 %.

Bild 57: **Beispiel 2:** Quarzgehalt 5 %, viel Alkalifeldspat, wenig Plagioklas.

Wenn es mehr Quarz im Gestein gibt (Beispiel 3, nächste Seite), dann wandert zuerst die Quarzlinie nach oben. Wir ziehen also gedanklich nach etwa einem Drittel (30 %) des Wegs von der Grundlinie zur Spitze („Q“) eine horizontale Linie. Das sind 30 % Quarz. Auf dieser Linie tragen wir wieder den Anteil von Alkalifeldspat und Plagioklas ein. Da es mehr Alkalifeldspat als Plagioklas gibt, ist der Punkt wieder nach links verschoben. Weil sich das Dreieck aber nach oben verjüngt, liegt Punkt 3 nicht über dem vom Beispiel 2, sondern weiter zur Mitte hin. Das Verhältnis von Alkalifeldspat zu Plagioklas ist aber die gleiche wie im Beispiel 2.

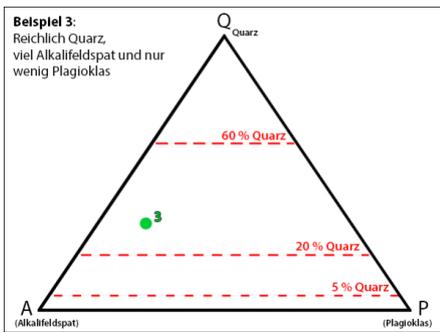


Bild 58: **Beispiel 3:** Etwa 30 % Quarz,
viel Alkalifeldspat, wenig Plagioklas

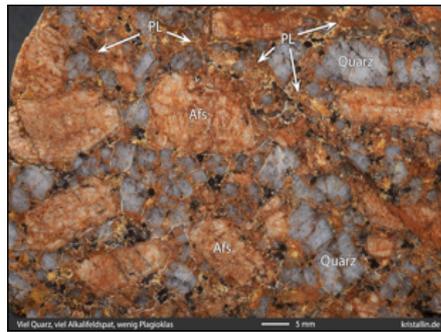


Bild 59: Etwa 30 % Quarz, viel Alkalifeldspat, wenig Plagioklas
(Bild ohne Beschriftung)

Das milchig-weiße Mineral im 59 ist der Quarz, die großen hellbraunen Einsprenglinge sind Alkalifeldspäte und der Plagioklas sieht gelblich-dunkelbraun aus. Er bildet hier nur kleine, undeutliche Kristalle.

Im Beispiel 4 gibt es bei gleichem Quarzgehalt nur einen Feldspat, nämlich Plagioklas. Damit rutscht der grüne Punkt ganz nach rechts zum Rand, wo der Plagioklasgehalt 100 % beträgt.

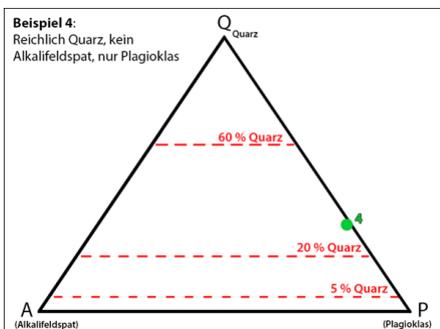


Bild 60: **Beispiel 4:** Gestein mit viel
Quarz und ausschließlich Plagioklas.



Bild 61: Ein Quarz-Plagioklas-Gestein
wird „Tonalit“ genannt (Bild ohne Beschriftung)

Der leicht gelbliche Quarz macht etwa ein Drittel des Gesteins aus. Der Plagioklas ist schwach blau-grau bis weißlich-fleckig. Der spiegelnde Kristall in der Mitte zeigt die für Plagioklas typische Zwillingstreifung. Sie sind das entscheidende Bestimmungsmerkmal für Plagioklas und nur mit Lupe erkennbar. Diese Zwillinge muss man gesehen haben, um von Plagioklas zu reden und sie sind einer der Gründe, weshalb Geologen immer als Erstes zur Lupe greifen.

Die obigen Beispiele enthalten keine dunklen Minerale wie Biotit, Hornblende oder Pyroxen. Die spielen bei die Bestimmung der meisten magmatischen Gesteine keine Rolle, denn solange die hellen Minerale mehr als 10 % des Gesteins ausmachen, sind Feldspäte und Quarz (Oder Foide) allein für den Gesteinsnamen verantwortlich. Die dunklen Minerale werden ignoriert, solange sie nicht mehr als 90 % des Gesteins einnehmen.

Ein typisches magmatisches Gestein mit dunklen Mineralen ist der folgende Tonalit. (Seine Plagioklaszwillinge sind in dieser Ansicht nicht erkennbar.)



Bild 62: Tonalit: viel Plagioklas, viel Quarz, kein Alkalifeldspat

Gesteine, in denen Plagioklas der einzige Feldspat ist, gibt es gleich mehrfach. Ein Beispiel sind Diorit

und Gabbro. Zur Unterscheidung muss man die Zusammensetzung des Plagioklas kennen, was für Amateure leider ein Hindernis ist, denn dafür braucht man ein Labor. Aber die dunklen Minerale können ein wenig helfen. (Mehr dazu weiter unten.)

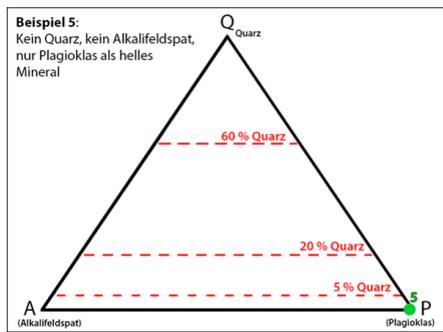


Bild 63 (links): Plagioklas ist einziger Feldspat, kein Quarz, kein Alkalifeldspat (Punkt „P“)

Bild 64 (rechts): Ein Gabbro enthält nur Plagioklas, keinen Quarz und keinen Alkalifeldspat

Obwohl dieses Gestein ziemlich dunkel aussieht, wird es nach dem QAPF-Diagramm bestimmt, denn es ist ein magmatisches Gestein und seine hellen Minerale (hier Plagioklas) machen mehr als 10 % des Gesteinsvolumens aus. Da es nur Plagioklas enthält, liegt es auf Punkt „P“. Das Gestein ist ein Gabbro.

Um Ordnung in das Ganze zu bringen, haben die Geologen ein Gitter über dieses Dreieck gelegt. Die so entstandenen Felder sind nummeriert und jedes einzelne steht für ein Gestein.

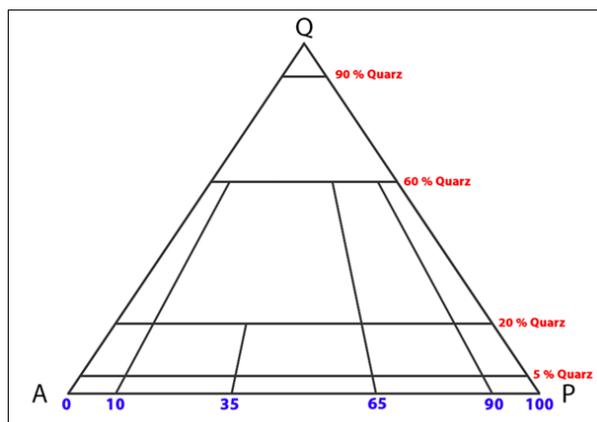


Bild 65: Gitter auf dem QAP-Dreieck.

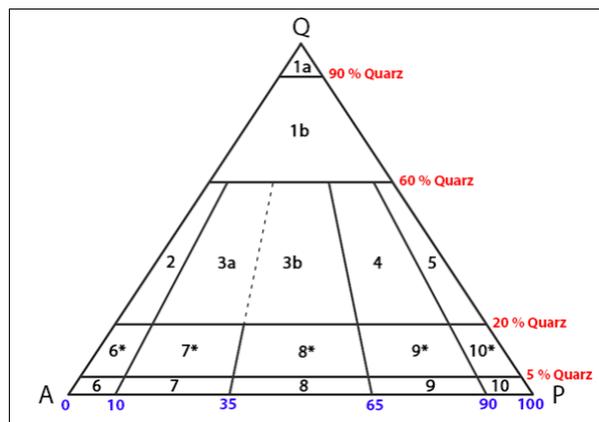


Bild 66: Die nummerierten Felder definieren die Gesteine.

Die **blauen Ziffern** an den schräg nach oben verlaufenden Linien geben den **Plagioklasanteil in %** innerhalb der Feldspäte an. Eine **90** steht also für 90 % Plagioklas, was gleichzeitig 10 % Alkalifeldspat bedeutet. Die **blaue 35** bedeutet 35 % Plagioklas, also 65 % Alkalifeldspat und so weiter.

Die entstandenen Felder definieren die magmatischen Gesteine.

Die ganze Zeit über bewegen wir uns in der oberen Hälfte des Diagramms. Die untere Hälfte betrifft Gesteine mit Feldspatvertretern (Foiden). Da Foide nie zusammen mit Quarz vorkommen², hat man das Dreieck nach unten gespiegelt und die Foide an die untere Spitze („F“) gestellt.

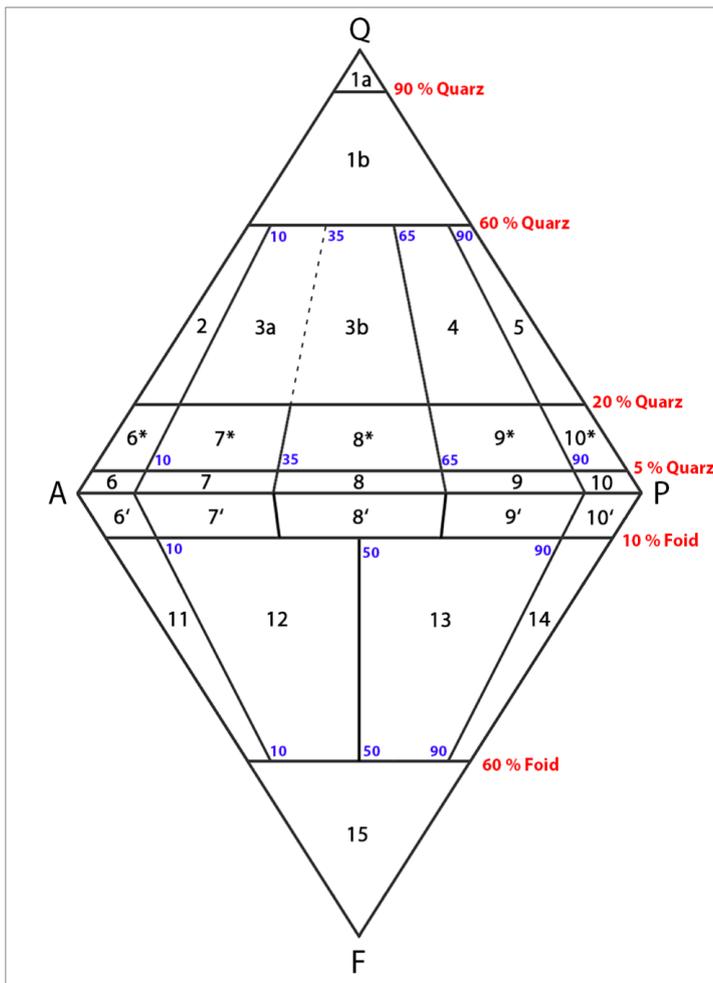
Wie in der oberen Hälfte zählt auch hier immer nur der **Anteil der hellen Minerale** am Gestein, also Foide plus Feldspäte. Da Gesteine mit Foiden seltene Exoten sind, die nur in Ausnahmefällen von Hand bestimmt werden können, beschränken wir uns auf den oberen Teil des Diagramms.

Praktisch alle von Hand bestimmbaren magmatischen Gesteine findet man in der oberen Hälfte.

² Foide (Feldspatvertreter) bilden sich nur dann, wenn in einer Schmelze zu wenig SiO₂ enthalten ist, um alles vorhandene Kalium, Natrium und Kalzium in den Feldspäten zu binden. Dann entstehen neben Feldspat auch die SiO₂-untersättigten Foide, von denen Nephelin der häufigste ist.

Findet man aber Quarz im Gestein, so zeigt seine Anwesenheit einen Überschuss an SiO₂ an. Quarz erscheint nur dann im Gestein, wenn alle anderen Minerale kein SiO₂ mehr aufnehmen können - es herrscht SiO₂-Überschuss. Weil es nun nicht gleichzeitig SiO₂-Überschuss und SiO₂-Mangel geben kann, kommen Quarz und Feldspatvertreter nie zusammen vor.

3.2. Das Streckeisen-Diagramm (QAPF) für Plutonite



- 1a - Quarzolit
- 1b - quarzreiche Granitoide
- 2 - Alkalifeldspatgranit
- 3 - Granit (3a: Syenogranit, 3b: Monzogranit)
- 4 - Granodiorit
- 5 - Tonalit
- 6* - Quarz-Alkalifeldspatgranit
- 7* - Quarzsyenit
- 8* - Quarzmonzonit
- 9* - Quarzmonzodiorit, Quarzmonzogabbro
- 10* - Quarzdiorit, Quarzgabbro
- 6 - Alkalifeldspatsyenit
- 7 - Syenit
- 8 - Monzonit
- 9 - Monzodiorit, Monzogabbro
- 10 - Diorit, Gabbro, Anorthosit³
- 6' - foidführender Alkalifeldspatsyenit
- 7' - foidführender Syenit
- 8' - foidführender Monzonit
- 9' - foidführender Monzodiorit, foidführender Monzogabbro
- 10' - foidführender Diorit/- Gabbro
- 11 - Foidsyenit (Foyait)
- 12 - Foid-Monzosyenit
- 13 - Foid-Monzodiorit/-gabbro
- 14 - Foiddiorit, Foiddgabbro
- 15 - Foidolith

Bild 67: Streckeisen-Diagramm mit zusätzlicher Angabe der Prozentgehalte.

3.3. Wie benutzt man das Streckeisen-Diagramm?

In der praktischen Anwendung können Sie mit diesem Diagramm

- den Namen eines Gesteins ermitteln oder
- nachschlagen, welche Zusammensetzung ein bestimmtes magmatisches Gestein hat.

Magmatischen Gesteinen einen Namen geben.

Sie müssen keine genauen Prozente kennen, um ein Gestein zu benennen. Solange Sie den Quarzgehalt abschätzen und die Feldspäte bestimmen können, genügt das. Dazu einige Beispiele für grobkörnige Tiefengesteine:

Fehlt Quarz oder ist er nur in Spuren vorhanden, dann liegt das Gestein in den Feldern 6-10. Wenn dann viel Alkalifeldspat im Gestein ist, handelt es sich um einen **Syenit**. Sind beide Feldspäte in etwa gleicher Menge vorhanden, handelt es sich um einen **Monzonit**. Gibt es deutlich mehr Plagioklas, haben Sie in einen Monzodiorit bzw. Monzogabbro vor sich. Ist Plagioklas einziger Feldspat, reden wir von einem Diorit oder Gabbro. (Die beiden letzteren sind immer schwarz-weiße Gesteine.)

Die Unterscheidung zwischen einem Diorit und einem Gabbro hängt vom Kalziumgehalt des Plagioklas' ab. Um den zu bestimmen, braucht man ein Labor. Daher sind beide bei der Bestimmung

³ Feld 10 enthält drei Gesteine: Diorit und Gabbro unterscheiden sich nur in der Zusammensetzung des Plagioklas'. Das dritte Gestein ist Anorthosit, der zu mindestens 90 % aus Plagioklas besteht. Dessen Zusammensetzung ist egal.

von Hand nicht sicher zu unterscheiden. Ersatzweise gilt die Regel, dass Diorite meist viel heller sind als Gabbros und als dunkles Mineral Amphibole oder Biotit enthalten. In Gabbros dagegen ist das dunkle Mineral Pyroxen. Außerdem sind Gabbros meist viel dunkler. Diese Regel trifft oft zu, aber es gibt Ausnahmen.

Doch zurück zur Schätzung von Gesteinsnamen: Enthält ein Gestein mäßig viel Quarz, so liegt es eher in den Feldern 6* bis 10*. Mäßig viel bedeutet: Genug, um ihn leicht zu finden, aber nicht genug, um die 20 % der hellen Minerale zu erreichen. Gesteine mit Quarzgehalten zwischen 5 und 20 Prozent sind Quarzsyenite, Quarzmonzonite, Quarzmonzodiorite (-gabbros) und Quarzdiorite bzw.

Quarzgabbros. (Reihenfolge mit steigendem Plagioklasgehalt.)

Nur wenn viel Quarz und dazu reichlich Alkalifeldspat im Gestein stecken, haben Sie einen Granit vor sich. Er nimmt das große Feld 3 ein und geht nach rechts (mit steigendem Plagioklasgehalt) in Granodiorit über. Wenn nur noch Plagioklas zusammen mit viel Quarz vorhanden ist, handelt es sich um einen Tonalit.

Sie können im Streckeisen-Diagramm auch Gesteinsnamen nachschlagen. Wenn Sie nicht wissen, was ein Quarzmonzonit ist, suchen Sie das entsprechende Feld im Diagramm. Das ist 8*. Feld 8* wird unten von der 5 % und oben von der 20 % - Quarzlinie begrenzt: Ein Quarzmonzonit enthält also zwischen 5 % und 20 % Quarz. (Nicht absolut, sondern als Anteil der hellen Minerale)

Seitlich wird das Feld 8* von den 35 % und 65 % - Feldspatlinien begrenzt. Die linke steht für 35 % Plagioklas (und damit für 65 % Alkalifeldspat) und die rechte für 65 % Plagioklas (= 35 % Alkalifeldspat). Damit enthält ein Quarzmonzonit zwischen 35 % bis 65 % Plagioklas und 65 % bis 35 % Alkalifeldspat bei mindestens 5 % und maximal 20 % Quarz.

Ein weiteres Beispiel:

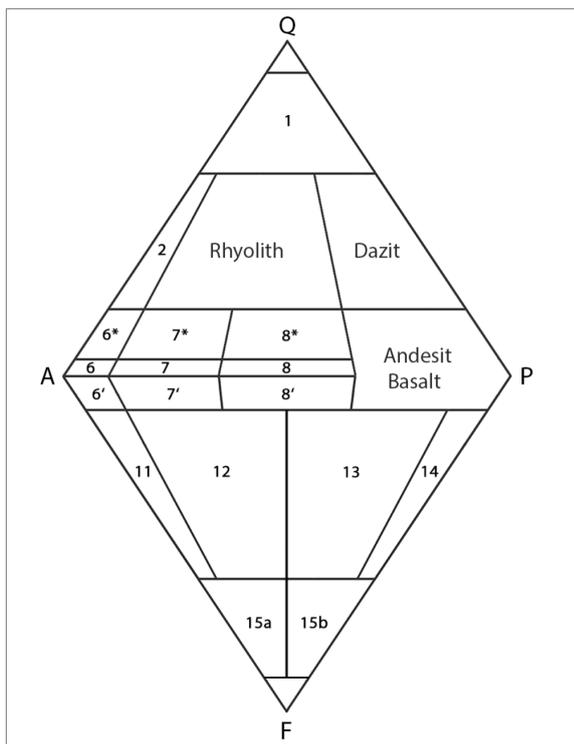
Sie möchten wissen, was sich mit dem Begriff „Foidolith“ verbindet. Das zu diesem Namen gehörende Feld trägt die Nummer 15. Es liegt unterhalb der Grenze für 60 % Foide und enthält keine Feldspatlinien. Das bedeutet, dass in einem Foidolith mindestens 60 % aller hellen Minerale Feldspatvertreter (Foide) sind und dass deren Zusammensetzung nicht wichtig ist, denn dazu gibt es keine Angabe. Ein Gestein, bei dem die meisten hellen Minerale Feldspatvertreter sind, sieht beispielsweise so aus wie im Bild 68. Hier ist das blass-rötlich braune Mineral Nephelin, der mit Abstand häufigste Foid.



Bild 68: Foidolith mit viel Nephelin

Wenn Sie sich oben die Gesteinsnamen ansehen, dann fehlt zum Beispiel Basalt. Der Grund ist einfach: Das obige Diagramm ist das für Plutonite, also mittel- bis grobkörnige Gesteine ab einer Korngröße von 3 mm. Basalt aber ist ein feinkörniger Vulkanit. Diese Gesteine haben ein eigenes Schema.

3.4. Das Streckeisen-Diagramm (QAPF) für Vulkanite



- 1 - leer (es gibt keine Vulkanite mit so viel Quarz)
- 2 - Alkalifeldspat-Rhyolith
- 3 - Rhyolith (entspricht dem gesamten Granitfeld)
- 4, 5 - Dazit (auch Dacit geschrieben)
- 6* - Quarz-Alkalifeldspattrachyt
- 6 - Alkalifeldspattrachyt
- 6' - foidführender Alkalifeldspattrachyt
- 7* - Quarztrachyt
- 7 - Trachyt, 7' - foidführender Trachyt
- 8* - Quarzlatit, 8 - Latit, 8' - foidführender Latit
- 9*, 9', 10*, 10, 10' - Andesit, Basalt
- 11 - Phonolith
- 12 - tephritischer Phonolith
- 13 - phonolithischer Basanit (- Tephrit)
- 14 - Basanit (wenn Olivin über 10 %) oder Tephrit (wenn Olivin unter 10 %)
- 15a - phonolithischer Foidit
- 15b - tephritischer Foidit
- 15c - Foidit (Foidgehalt über 90 %)

Bild 69: Vulkanite im QAPF-Diagramm

4. Alte Gesteinsnamen, Quarzporphyr

Gelegentlich begegnet man Gesteinsnamen, die inzwischen **überholt** sind.

„Porphyr“: Vulkanit, dessen Einsprenglinge ausschließlich aus Plagioklasen bestehen. Heute nennt man diese Gesteine „Andesit“.

„Kristallporphyr“: Gesteine mit besonders vielen Einsprenglingen, in denen die Grundmasse nur einen kleinen Teil ausmacht. Das Gegenteil ist ein

„Felsit“: Helles magmatisches Gestein, dessen Grundmasse dicht ist (keine Kristalle erkennbar) und keine Einsprenglinge enthält. Das gilt auch für „Eurit“. Damit ist das gleiche Gefüge gemeint.

„Syenitporphyr“ meint einen Vulkanit mit Alkalifeldspat-Einsprenglingen, aber ohne Quarze. („Syenit“ ist aber ein grobkörniges Tiefengestein und man sollte die Namen der Plutonite nicht mit den Vulkaniten vermengen. Außerdem suggeriert der Name, dass es keinen Quarz gibt. Aber das ist erst durch eine eingehende Untersuchung feststellbar. Oft genug steckt der Quarz in der Grundmasse.)

„Granitell“: Abgeleitet von der italienischen Verkleinerungsform für Granit („Granitello“). Gelegentlich findet sich als Alternative auch die Bezeichnung „Halbgranit“. Gemeint sind feinkörnige oder besonders helle Granite mit wenigen dunklen Mineralen.

„Ossipit“: Alte Bezeichnung für einen Anorthosit bzw. Leukogabbro.

Etwas anders liegen die Verhältnisse beim „Quarzporphyr“. Er wird zwar von der aktuellen Nomenklatur nicht mehr empfohlen, ist aber vor allem in der Geschiebekunde aus ganz praktischen Gründen noch im Gebrauch. „Quarzporphyr“ sind Vulkanite, die Einsprenglinge von Quarz und Feldspäten in einer feinkörnigen Grundmasse enthalten.

Nach der aktuellen Nomenklatur sind sie alle „Rhyolith“, auch dann, wenn es keine Einsprenglinge gibt. Deshalb wird dieser eine Begriff den vielfältigen Gefügen nicht gerecht.

Die früher vor allem in Deutschland übliche Zweiteilung in junge und alte Vulkanite ist längst überholt.

Obwohl dieses Thema längst passe ist, tauchen immer wieder „Melaphyre“ oder „Porphyrite“ auf, auch in Büchern für Anfänger. Das ist schade und nicht hilfreich, weil die alten Namen das Verstehen unnötig erschweren.

Hier die wichtigsten veralteten Gesteinsnamen, die früher auch das Alter der Gesteine anzeigten. Dahinter die aktuellen Bezeichnungen:

„Quarzporphyr“ - **Rhyolith**

„Orthophyr“ - **Trachyt**

„Quarzporphyrit“ - **Dazit**

„Porphyrit“ - **Andesit**

„Melaphyr“ - **Basalt**.

Wie gesagt: Es gibt gute Gründe, beim „Quarzporphyr“ zu bleiben, wenn das Gestein ein entsprechendes Gefüge mit Einsprenglingen hat und **kein** Alter mitgemeint ist.

Achten Sie bei Büchern darauf, ob und wie solche Begriffe gebraucht werden. Falls ja, ist das keine Empfehlung. Literatur zur Gesteinsbestimmung sollte neueren Datums sein. Empfehlungen weiter unten.

5. Weitere Gesteinsgruppen

Neben der Gliederung der magmatischen Gesteine im Streckeisen-Diagramm gibt es weitere Systematiken. So wird die Familie der **Gabbro-Gesteine** nach den enthaltenen Pyroxenen gegliedert. Pyroxene können Klinopyroxen (Kpx) oder Orthopyroxen (Opx) sein.) Außerdem ist der Olivinegehalt wichtig.

- **Gabbro**: Plagioklasgestein mit überwiegend Klinopyroxen (in der Regel Augit)
- **Norit**: Plagioklasgestein, mit Orthopyroxen > 95 % des Gesamtpyroxens
- **Gabbronorit**: Plagioklasgestein mit Klino- und Orthopyroxen (je mehr als 5 % der Pyroxene)
- **Troktolith**: Plagioklasgesteine mit Olivin, weitgehend pyroxenfrei
- **Olivingabbro**: Gabbro mit Olivin

Ultramafische Gesteine (Plagioklasgehalt < 10 % des Gesamtgesteins) werden in **Peridotite** und **Pyroxenite** gegliedert.

Peridotite sind Olivin-Pyroxen-Gesteine mit mehr als 40 % Olivin. Dazu gehören:

- **Lherzolith**: Mehr als 40 Vol % Olivin, dazu Orthopyroxen und Klinopyroxen (jeweils > 5 % der Pyroxene)
- **Harzburgit**: Mehr als 40 Vol % Olivin, dazu Orthopyroxen (> 95 % der Pyroxene)
- **Wehrlit**: Mehr als 40 Vol % Olivin, dazu Klinopyroxen (> 95 % der Pyroxene)
- **Dunit**: Mehr als 90 % Olivin

Pyroxenite sind **Pyroxen-Olivin-Gesteine** mit über 60 % Pyroxen (Olivin < 40 %):

- **Olivin-Websterit** mit mehr als 60 % Klino- und Orthopyroxen. (Beide über 5 % der Pyroxene.)
- **Websterit** mit 95 % und mehr Pyroxen und 5 % und weniger Olivin.

(Weitere Gesteine dieser Gruppe siehe Le Maitre)

6. Empfehlenswerte Literatur

Das erste Buch (Maresch) ist kompakt und als Erstanschaffung zu empfehlen. Das zweite (Vinx) lässt keine Fragen offen und ist für jeden ein Muss, der sich eingehend mit Gesteinen beschäftigt.

Maresch, Schertl, Medenbach: **Gesteine**. 2. Auflage, Schweizerbart Stuttgart, 2014

Vinx R: **Gesteinsbestimmung im Gelände**. 4. Auflage, Springer Spektrum, Berlin, Heidelberg 2015

Das gültige Standardwerk für magmatische Gesteine ist (in Englisch):

Le Maitre RW (Hrsg.) **Igneous rocks** A Classification and Glossary of Terms, 2002 Cambridge University Press. Paperback 2004

Für den mineralogischen Hintergrund ist man mit Okrusch/Matthes bestens beraten.

Okrusch, Matthes 2014: **Mineralogie**. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. Springer-Verlag 9. Auflage

Ein nützliches Nachschlagewerk für Enthusiasten ist Tröger: **Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine**. Nachdruck durch den Verlag der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, 1969

Das Buch klärt auf, welche Zusammensetzung die magmatischen Gesteine der **Erstbeschreibungen** hatten. Tröger bietet also eine Sammlung vieler Hundert Gesteine mit der Angabe ihrer Zusammensetzung. Sehr informativ, aber leider nur antiquarisch erhältlich.

7. Schätztafeln für Prozentgehalte von Einsprenglingen

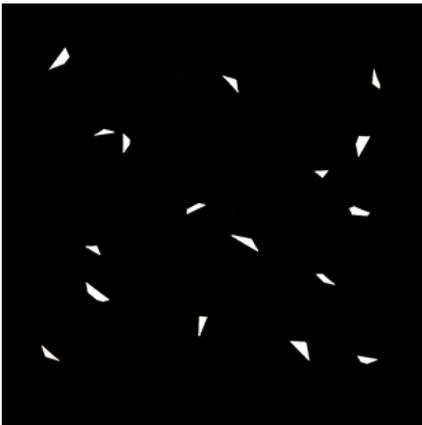


Bild 73: 1 Prozent

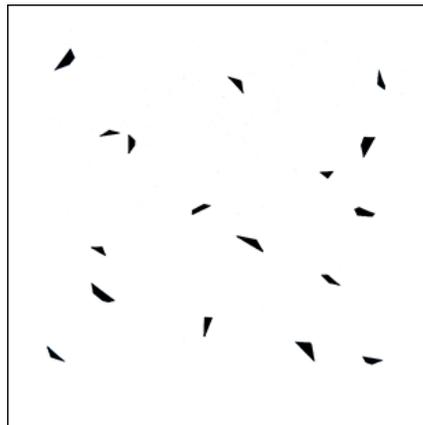


Bild 74: 1 Prozent

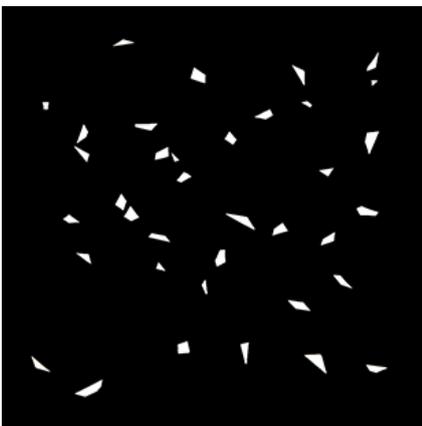


Bild 75: 2 Prozent

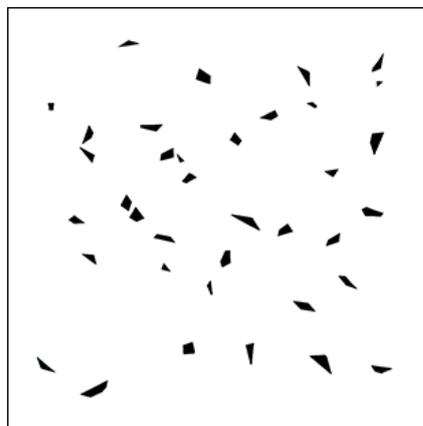


Bild 76: 2 Prozent



Bild 77: 5 Prozent



Bild 78: 5 Prozent

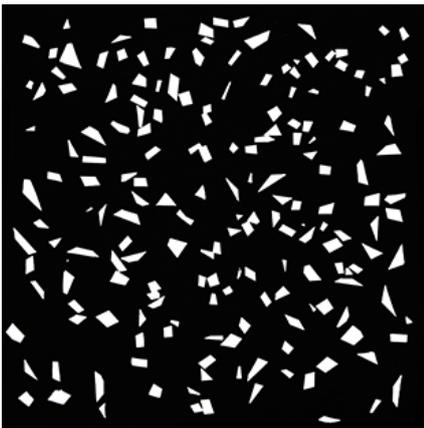


Bild 79: 10 Prozent

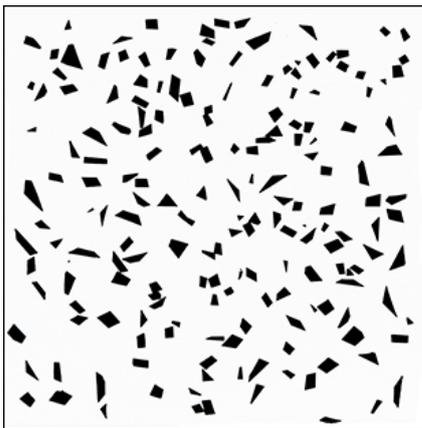


Bild 80: 10 Prozent

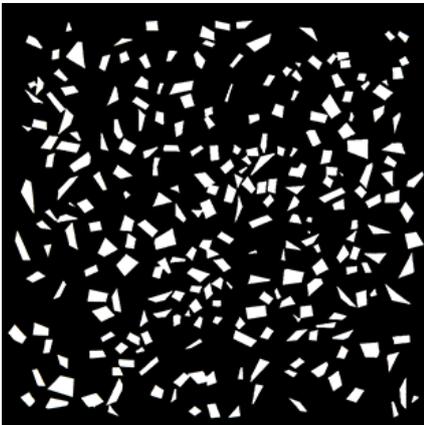


Bild 81: 15 Prozent

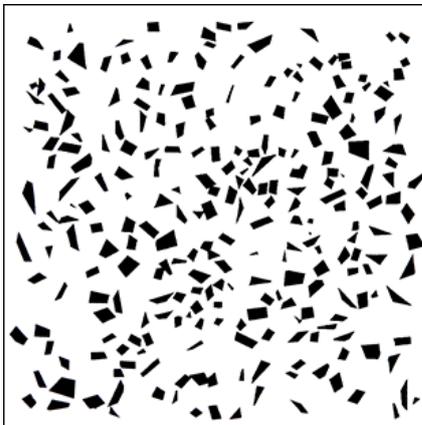


Bild 82: 15 Prozent



Bild 83: 25 Prozent

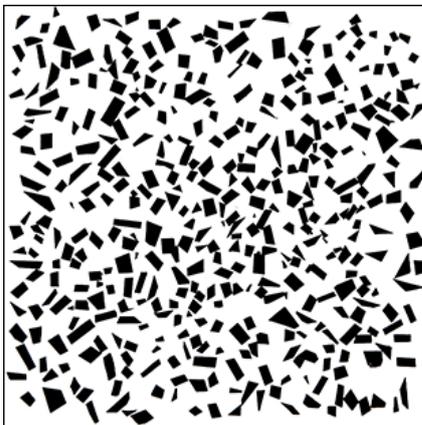


Bild 84: 25 Prozent

8. Anhang 1: Dichte bestimmen, Anhang 2: Salzsäure-Test für Karbonatgesteine

Zurückhaltung empfohlen

Benutzen Sie keine Begriffe, wenn Sie nicht wirklich sicher sind, was genau damit verbunden ist. Vor allem Anfänger hantieren gern mit Gesteinsnamen wie „Granit“ oder „Quarzit“, ohne wirklich zu wissen, wie diese Gesteine definiert sind. Tun Sie das nicht.

Es ist keine Schande, etwas nicht zu wissen. Aber stehen Sie dazu.

Granit

Vermutlich der am meisten falsch benutzte Begriff der Geologie. Viele reden davon, fast niemand weiß, was genau in einem Granit enthalten sein muss. Das sind vor allem viel Quarz und Alkalifeldspat.

Weil man Feldspäte und Quarz finden muss, können Laien Granite **nicht** erkennen.

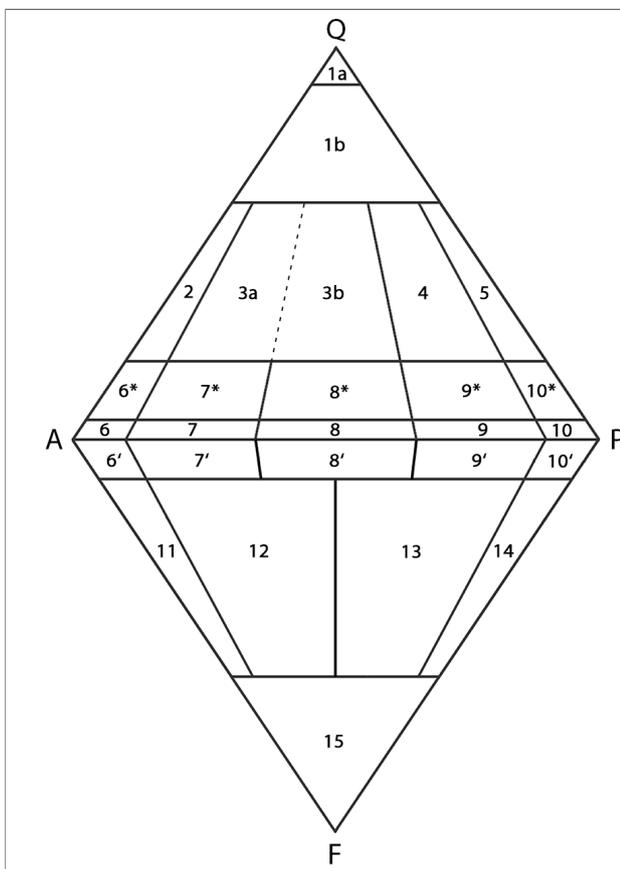
Erschwerend kommt hinzu, dass im Handel alle möglichen Gesteine als Granit verkauft werden, die gar keine sind.

Auch der Granit-Merkspruch „Feldspat, Quarz und Glimmer, die drei vergess’ ich nimmer“ ist nur sehr begrenzt nützlich. Vergessen Sie das besser, denn der Glimmer spielt überhaupt keine Rolle und „Feldspat“ ist viel zu allgemein.

Von älterer Literatur muss ich an dieser Stelle abraten, denn die Regeln wurden um die Jahrtausendwende von einer internationalen Kommission nach langer Arbeit neu festgelegt. Diese Regeln gelten und sollten in den Büchern berücksichtigt sein.

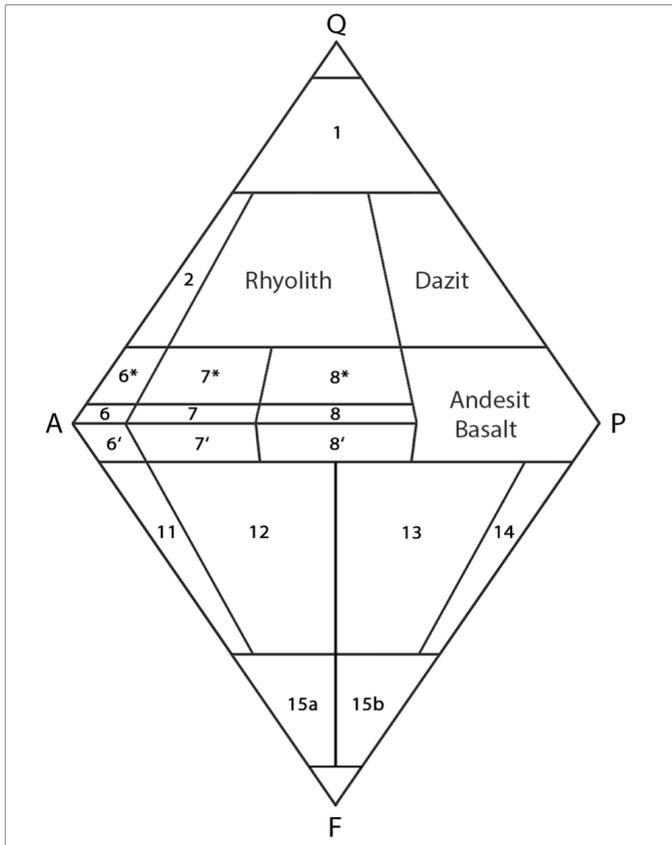
Fortsetzung im Teil 2: „Gesteinsbildende Minerale“

QAPF-Diagramm für Plutonite:



- 1a - Quarzolit, 1b - quarzreiche Granitoide
- 2 - Alkalifeldspatgranit
- 3 - Granit (3a: Syenogranit, 3b: Monzogranit)
- 4 - Granodiorit
- 5 - Tonalit
- 6* - Quarz-Alkalifeldspatgranit
- 6 - Alkalifeldspatsyenit
- 6' - foidführender Alkalifeldspatsyenit
- 7* - Quarzsyenit
- 7 - Syenit
- 7' - foidführender Syenit
- 8* - Quarzmonzonit
- 8 - Monzonit
- 8' - foidführender Monzonit
- 9* - Quarzmonzodiorit, Quarzmonzogabbro
- 9 - Monzodiorit, Monzogabbro
- 9' - foidführender Monzodiorit, foidführender Monzogabbro
- 10* - Quarzdiorit, Quarzgabbro
- 10 - Diorit, Gabbro, Anorthosit
- 10' - foidführender Diorit/- Gabbro
- 11 - Foidsyenit (Foyait)
- 12 - Foid-Monzosyenit
- 13 - Foid-Monzodiorit/-gabbro
- 14 - Foiddiorit, Foidgabbro
- 15 - Foidolith

QAPF-Diagramm für Vulkanite:



- 1 - leer
- 2 - Alkalifeldspat-Rhyolith
- 3 - Rhyolith
- 4, 5 - Dazit (auch Dacit geschrieben)
- 6* - Quarz-Alkalifeldspattrachyt
- 6 - Alkalifeldspattrachyt
- 6' - foidführender Alkalifeldspattrachyt
- 7* - Quarztrachyt
- 7 - Trachyt
- 7' - foidführender Trachyt
- 8* - Quarzlatit
- 8 - Latit
- 8' - foidführender Latit
- 9*, 9', 10*, 10, 10' - Andesit, Basalt
- 11 - Phonolith
- 12 - tephritischer Phonolith
- 13 - phonolithischer Basanit (- Tephrit)
- 14 - Basanit (wenn Olivin über 10 %) oder Tephrit (wenn Olivin unter 10 %)
- 15a - phonolithischer Foidit
- 15b - tephritischer Foidit
- 15 c - Foidit (Foidgehalt über 90 %)

Verzeichnis der abgebildeten Proben

Bild 1	Graverfors-Granit, Nähe Åby, Schweden
Bild 2	Roter Ostsee-Quarzporphyr, Geschiebe
Bild 3	Phonolith, Roque de las Bodegas, Teneriffa
Bild 4	Falkenberg-Granit Oberpfalz, Deutschland
Bild 5	Granitgeschiebe, Kiesgrube, westlicher Wiborgpluton, Finnland
Bild 6	Tonalit, Uusikaupunki (Nystad), Finnland
Bild 7	Rhyolith, Übelthal bei Gehlberg, Thüringen, Deutschland (Probe von Herrn ?)
Bild 8	Kökar-Rapakivi, Geschiebe aus Schleswig-Holstein, Deutschland
Bild 9	Idiomorpher Quarz in einem Rapakivi-Granit, südlicher Laitila-Pluton, Finnland
Bild 10	Glimmer aus Pegmatit im Göttemaren-Granit, Nähe Oskarshamn, Schweden
Bild 11	Gneis, Geschiebe auf Saaremaa, Estland
Bild 12	Gneis, Geschiebe Ostseeküste, nördlich Kiel, Deutschland
Bild 13	Gneis, Geschiebe auf Saaremaa, Estland
Bild 14	Phengitgneis bei Zöblitz, Erzgebirge, Deutschland
Bild 15	Mylonit, Geschiebe Ostsee

Bild 16	Ausschnitt aus 15
Bild 17	Migmatit, Nähe Görzdorf, Erzgebirge, Deutschland
Bild 18	Migmatit (Ausschnitt), Geschiebe auf Saaremaa, Estland
Bild 19	Granatamphibolit, Geschiebe, dänische Ostseeküste
Bild 20	Ausschnitt aus einem Granatamphibolit, Geschiebe, Ostsee
Bild 21	Marmor, Geschiebe, Möllnhagen, Deutschland
Bild 22	Marmor, Geschiebe, Kiesgrube in Vastorf, Niedersachsen, Deutschland
Bild 23	Limonitischer Sandstein, Geschiebe, Kiesgrube in Vastorf, Niedersachsen,
Bild 24	Hardeberga-Sandstein, Schonen, Schweden
Bild 25	Jotnischer Sandstein, Fulufjället, Dalarna, Schweden
Bild 26	Jotnischer Sandstein, Fulufjället, Dalarna, Schweden
Bild 27	Konglomerat, Geschiebe, Nähe Pori, Finnland
Bild 28	Quarkonglomerat, Geschiebe, Sammlung des Naturkundemuseums in Groningen, NL
Bild 29	Eisenerzkonglomerat, Glockenberg bei Goslar, Niedersachsen, Deutschland
Bild 30	Transtrand-Konglomerat, Dalarna, Schweden (Sammlung Lindner)
Bild 31	Konglomerat Nähe Strande bei Kiel, Deutschland
Bild 32	Ausschnitt aus dem Konglomerat Nähe Strande bei Kiel, Deutschland
Bild 33	Mauer auf dem Kyffhäuser, Thüringen, Deutschland
Bild 34	Arkose, Geschiebe auf Åland, Finnland
Bild 35	Sandsteinbrekzie, Nähe Houtskär, Finnland
Bild 36	Quarzitbrekzie mit Pyrit, Geschiebe, (Sammlung Tüxen)
Bild 37	Sandsteinbrekzie, Geschiebe Varanger-Halbinsel, Norwegen (Sammlung Braun)
Bild 38	Sandsteinbrekzie, Geschiebe Varanger-Halbinsel, Norwegen (Sammlung Braun)
Bild 39	Tektonische Brekzie, Geschiebe, Ostsee
Bild 40	Ausschnitt: tektonische Brekzie, Geschiebe, Ostsee
Bild 41	Quarzbrekzie, loser Stein in Nordingrå, Schweden
Bild 42	Quarzbrekzie, Geschiebe auf Hiiumaa, Estland
Bild 43	Intrusivbrekzie, östlich Hammarstrand, Ragunda, Schweden
Bild 44	Intrusivbrekzie, Prästberget, Ragunda, Schweden
Bild 45	Brekzie, Kiesschurf bei Ragunda, Schweden
Bild 46	Anstehendes auf Enklinge, Åland, Finnland. Foto Xander de Jong
Bild 47	Vulkanische Brekzie - Lapilligestein, Nahgeschiebe Svelvik Verket, Südnorwegen
Bild 48	Vulkanische Brekzie - Lapilligestein, Nahgeschiebe Svelvik Verket, Südnorwegen
Bild 49	Impaktbrekzie aus dem Anstehenden bei Gardnos, Norwegen. Peter Jacobi legit.
Bild 50	Impaktbrekzie aus dem Anstehenden bei Gardnos, Norwegen. Peter Jacobi legit.
Bild 51	Anstehender Kalk bei Kulmbach, Oberpfalz, Deutschland
Bild 52	Kalkgeschiebe Ostsee, Deutschland

Bild 53	Kalkgeschiebe Ostsee, Deutschland
Bild 54	Dolomit, Innichen, Südtirol (Geschenk von Frau Kuhlmann)
Bilder 55-58	Eigene Grafik zum QAPF-Diagramm
Bild 59	Reposaari-Rapakiwi, Reposaari, Finnland
Bild 60	Eigene Grafik zum QAPF-Diagramm
Bild 61	Tonalitgeschiebe, Kiesgrube Groß Pampau, Deutschland
Bild 62	Tonalit bei Uusikaupunki (Nystad), Finnland
Bild 63	Dolerit (Gabbro), Geschiebe aus Norddeutschland
Bild 64	Eigene Grafik zum QAPF-Diagramm
Bild 65	Eigene Grafik zum QAPF-Diagramm
Bild 66	Eigene Grafik zum QAPF-Diagramm
Bild 67	Eigene Grafik: QAPF-Diagramm
Bild 67a	Eigene Grafik zum QAPF-Diagramm
Bild 68	Foidolith, Alnö, Schweden
Bild 69	Eigene Grafik zum QAPF-Diagramm
Bild 70	Eigene Grafik zum QAPFM-Diagramm
Bild 71	Eigene Grafik zum QAPFM-Diagramm
Bild 72	Eigene Grafik zum QAPFM-Diagramm
Bilder 73 - 84	Eigene Grafiken zu verschiedenen Gehalten an Einsprenglingen

Matthias Bräunlich, überarbeitete Fassung vom April 2025

kristallin.de