

Gesteine und Prozesse

Tom McCann

- 2.1 Die drei Hauptgesteinsarten – 43**
- 2.2 Magmatische Gesteine – 43**
 - 2.2.1 Untersuchung magmatischer Gesteine – 45
 - 2.2.2 Intrusive magmatische Gesteine – Arten von Intrusivkörpern – 46
 - 2.2.3 Gefüge magmatischer Gesteine (Struktur und Textur) – 52
 - 2.2.4 Klassifikation magmatischer Gesteine – 55
 - 2.2.5 Vulkanische Gesteine – 59
 - 2.2.6 Weitere Aspekte der Klassifikation – 60
 - 2.2.7 Magmatite – S- und I-Typ-Granitoide – 62
 - 2.2.8 Vulkane – 63
 - 2.2.9 Vulkanische Ablagerungen – 64
 - 2.2.10 Vulkanische Eruptionstypen – 65
 - 2.2.11 Magmatische Gesteine – Plutonite – 74
 - 2.2.12 Vulkanite und Subvulkanite – 78
 - 2.2.13 Pyroklastische Gesteine – 81
 - 2.2.14 Ultramafische Gesteine – 82
- 2.3 Metamorphe Gesteine – 83**
 - 2.3.1 Temperatur, Druck und Metamorphosegrad – 85
 - 2.3.2 Metamorphe Fazies – 85
 - 2.3.3 Struktur und Gefüge metamorpher Gesteine – 90
 - 2.3.4 Beschreibung metamorpher Gesteine – 93
 - 2.3.5 Identifikation von metamorphen Gesteinen – 97
 - 2.3.6 Ausgewählte metamorphe Gesteine – 99
- 2.4 Sedimentgesteine – 103**
 - 2.4.1 Unterscheidung von Sedimentfaziestypen – 104
 - 2.4.2 Beschreibung klastischer Sedimente – 104
 - 2.4.3 Sedimentstrukturen (Strömung und Wellenbewegung) – 119
 - 2.4.4 Massenströme – 127
 - 2.4.5 Erosionsstrukturen – 129
 - 2.4.6 Postablagerungsstrukturen – 131
 - 2.4.7 Biogene Strukturen – 134
 - 2.4.8 Sedimentgesteine – 137
- 2.5 Ablagerungssysteme – 141**
 - 2.5.1 Plattentektonik und Ablagerungsmilieu – 141
 - 2.5.2 Ablagerungsmilieu – 141

2.6	Diagenese – 155
2.6.1	Diagenese und diagenetische Bereiche – 155
2.6.2	Klastische Diagenese – 156
2.6.3	Karbonatdiagenese – 157
2.6.4	Konkretionen – 159
2.7	Verwitterung – 159

2.1 Die drei Hauptgesteinsarten

Gesteine sind natürliche und stabile Aggregate von Mineralen oder mineral-ähnlichen Substanzen (die nicht kristallisieren, z. B. Obsidian), die in drei Hauptgruppen unterteilt werden können – magmatisch (d. h. plutonisch und vulkanisch), sedimentär und metamorph (Abb. 2.1 und 2.2, Tab. 2.1).

Magmatische Gesteine entstehen durch Abkühlung von geschmolzenem oder teilweise geschmolzenem Material (Magma) auf oder innerhalb der Erdkruste. Abkühlung auf oder nahe der Oberfläche ergibt extrusive magmatische Gesteine (z. B. Basalte), während Abkühlung innerhalb der Erde intrusive magmatische Gesteine (z. B. Granite) bildet.

Sedimentäre Gesteine entstehen durch die Konsolidierung und Zementierung von lockeren Sedimenten (z. B. Sanden) oder organischer Substanz (z. B. Kohle), die in Schichten auf der Erdoberfläche abgelagert oder chemisch ausgefällt wurden (z. B. Karbonate, Evaporite).

Metamorphe Gesteine werden aus bereits existierenden Gesteinen gebildet, die sich aufgrund neuer Temperatur- und Druckbedingungen umwandeln. Diese neuen Bedingungen ergeben mineralogische, chemische und strukturelle Änderungen.

2.2 Magmatische Gesteine

Ein Magma ist eine Mischung aus geschmolzenem oder halbggeschmolzenem Gestein (gewöhnlich mit Temperaturen zwischen 700 und 1300 °C), Volatilen und Feststoffen, die unter der Erdoberfläche auftreten. Es handelt sich in der Regel um silikatische Mischungen. Magmen können darüber hinaus suspendierte Kristalle und gelöste Gase enthalten (manchmal auch Gasbläschen). Magmen entwickeln sich in bestimmten Milieus (z. B. an Subduktionszonen, kontinentalen Riftzonen, mittelozeanischen Rücken), wo die Umgebung und die Zusammensetzung eng in Bezug zueinander stehen. Das anfängliche Aufschmelzen von Gesteinen führt zur Bildung einer primären Schmelze (durch Temperatur, Druck und Zusammensetzung beeinflusst), und diese wird anschließend umgewandelt als Resultat von fraktioneller Kristallisation, Kontamination und Magmenmischung.

Magmatische Gesteine entstehen direkt durch Abkühlung aus einer Gesteinsschmelze (Magma). Dies geschieht entweder in tiefe-

ren Bereichen der Erdkruste bzw. im oberen Mantel (intrusiv) oder nahe an der Erdoberfläche (extrusiv). Beim Abkühlungsprozess des Magmas bilden sich Kristalle charakteristischer Minerale. Die möglichen Mineralassoziationen oder -paragenesen, sowie die Größe und Gestalt der beteiligten Minerale ist abhängig von:

- der Zusammensetzung sowie
- der Abkühlungsrate des Magmas (gesteuert durch den Abkühlungsort, d. h. abhängig davon, ob nah zur Erdoberfläche, tief in der Kruste oder dem Mantel).

Durch die Abkühlung des Magmas und das folgende Auskristallisieren erster Minerale wird die Zusammensetzung der Restschmelze verändert. Diesen Prozess nennt man **fraktionierte Kristallisation**, da die schon kristallisierten Minerale durch verschiedene Prozesse dem Magma entzogen werden, d. h. nicht mehr mit der Restschmelze äquilibrieren können. Dabei entwickeln sich die Magmen chemisch von einer ursprünglichen, primären Zusammensetzung der Schmelze zu einer neuen, modifizierten Zusammensetzung. Während der Entwicklung des Magmas kann die Zusammensetzung der Schmelze auch durch die Assimilation von Nebengestein oder eines anderen Magmas (**Magmenmischung**) chemisch verändert werden.

Die **Bowen-Reaktionsreihe** gibt einen vereinfachten Überblick über die chemische Entwicklung und die Kristallisation eines Magmas (Abb. 2.3). Die Serie beschreibt zwei getrennte, aber parallele Entwicklungsreihen – eine für die ferromagnetischen Minerale (Fe-Mg-haltig; dunkel) und eine für die Feldspäte. Beide Reihen beenden ihre Entwicklung mit der Kristallisation von Quarz.

Alle magmatischen Gesteine entstehen aus Schmelzen, d. h. einem Magma. Diese Schmelzen besitzen einen hohen silikatischen Anteil (40–75 % SiO_2 -Gewichtsanteil). Einige seltene magmatische Gesteine bilden sich aus SiO_2 -untersättigten oder karbonatischen Schmelzen (z. B. Karbonatiten). Die Chemie des Magmas bestimmt die Mineralausbildung bei der Kristallisation, aber sie kontrolliert auch die physikalischen Eigenschaften des Magmas wie Dichte und Viskosität (in Abhängigkeit von der Temperatur). Während Magmen abkühlen, beginnen Minerale, darin auszukristallisieren, und es bilden sich Flüssig-Fest-Mischungen. Diese Mischungen aus Schmelze und suspendierten Kristallen (und vielleicht Fluideinschlüssen) existieren bei Temperaturen zwischen dem sogenannten **Liquidus** (d. h. die ersten Minerale kristallisieren aus der Schmelze aus) und dem **Solidus** (d. h. das Magma liegt komplett in fester

KREISLAUF DER GESTEINSARTEN

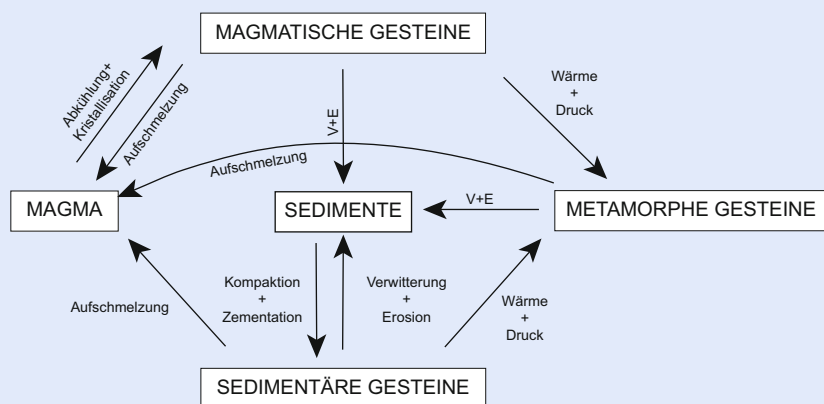


Abb. 2.1 Kreislauf der Gesteinsarten
(V: Verwitterung; E: Erosion)

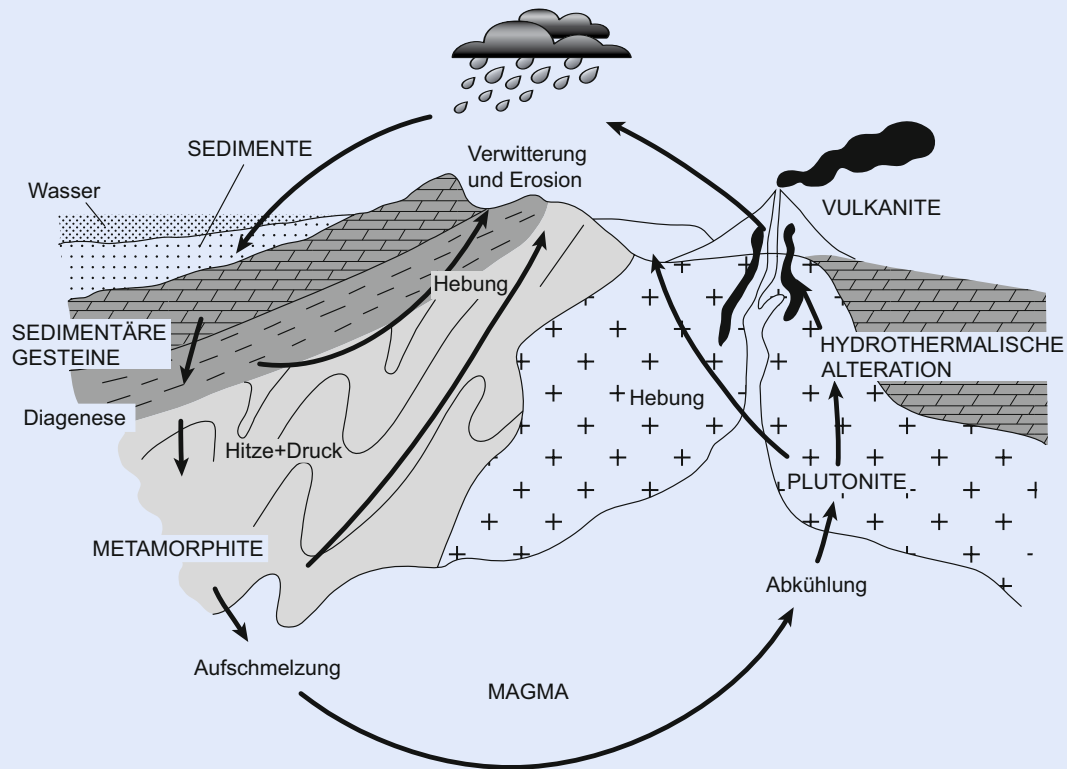
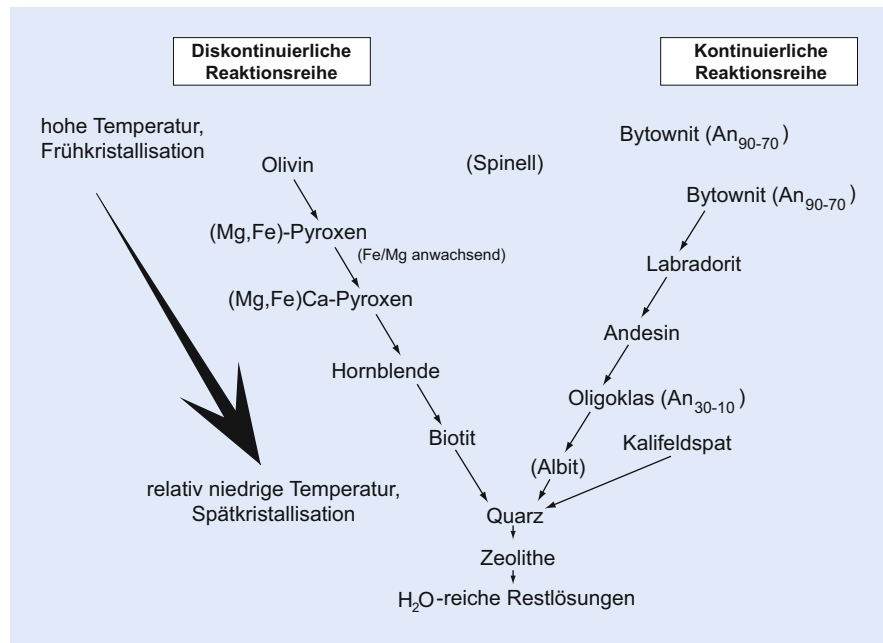


Abb. 2.2 Gesteinszyklus nach dem schottischen Begründer der modernen Geologie, James Hutton. Die Abbildung zeigt sowohl die Beziehung zwischen internen und externen Prozessen als auch die Hauptentstehungsgebiete für Minerale und Gesteine. (Nach Wenk und Bulakh 2004)

Tab. 2.1 Allgemeine Eigenschaften von magmatischen, sedimentären und metamorphen Gesteinen

	Plutonische Gesteine	Vulkanische Gesteine	Metamorphe Gesteine	Sedimentäre Gesteine
Kristallinität	Kristallin	Kristallin	Kristallin	Nichtkristallin; Ausnahme: manche Kalksteine und Evaporite; sonst meist Fragmente
Kristall/Fragmente, Größe	Große Kristalle, aber Mineralgröße variabel	Kleine Kristalle (nicht mit Auge erkennbar; mikrokristallin bis glasig), mit einigen großen Kristallen (porphyritisch)	Meist große Kristalle (manchmal mit einigen größeren Kristallen, d. h. Porphyroblasten). Bei Schichtung: individuelle Schichten haben bestimmte Kristallgrößen	Fragmente (Klasten/Körner) können sehr variabel sein (z. B. Sandstein, Konglomerat)
Zusammensetzung	Meist 2+-Minerale	Meist 2+-Minerale	Können monomineralisch sein (z. B. Marmor, Quarzit), aber meist 2+-Minerale	Können monomineralisch sein (z. B. Kalkstein, Dolomit), aber meist 2+-Minerale
Farbe	Farbe variabel – hell (z. B. saure Zusammensetzung) oder dunkel (z. B. basische Zusammensetzung)	Farbe variabel – hell (z. B. saure Zusammensetzung) oder dunkel (z. B. basische Zusammensetzung)	Farbe variabel – manchmal gestreift (z. B. Gneis)	Farbe sehr variabel
Strukturen	Normalerweise keine Schichtung	Manchmal mit Schichtung oder Fließstrukturen, manchmal Säulenbildung	Oft mit Parallelgefüge (z. B. Schieferung)	Meist ausgeprägte Schichtung
Fossilien vorhanden?	Keine Fossilien	Fossilien in bestimmten Fällen (z. B. in Tuffen)	Manchmal Fossilien	Oft Fossilien
Reaktion mit HCl	Keine Reaktion	Keine Reaktion	Manchmal Reaktion mit HCl	Karbonate zeigen starke Reaktion mit HCl

■ **Abb. 2.3** Bowen-Reaktionsreihe (nach Blatt et al. 2006)



Form vor). Zwischen dem Liquidus und dem Solidus besteht ein Magma demnach aus einer (silikatischen) Schmelze, in der Kristalle und flüchtige Phasen (d. h. Gase, größtenteils H₂O, CO₂ und SO₂) vorkommen. Zusätzlich können Fremdgesteinskörper (**Xenolithe**) oder -kristalle (Xenocrysten/**Fremdkristalle**) darin auftreten.



■ Xenolith aus dem Massif Central, Frankreich

Gesteuert durch die Dichte der Schmelze und der geotektonischen Situation steigen Magmen durch die Lithosphäre in Richtung der Erdoberfläche auf. Die Dichte des Magmas in Bezug zur Dichte der Lithosphäre sowie die Dynamik von Kruste und Lithosphäre steuern, ob das Magma bereits in der Tiefe abkühlt (Intrusion) oder die Oberfläche erreicht (Extrusion). Die regionale tektonische Situation spielt dabei eine wesentliche Rolle.

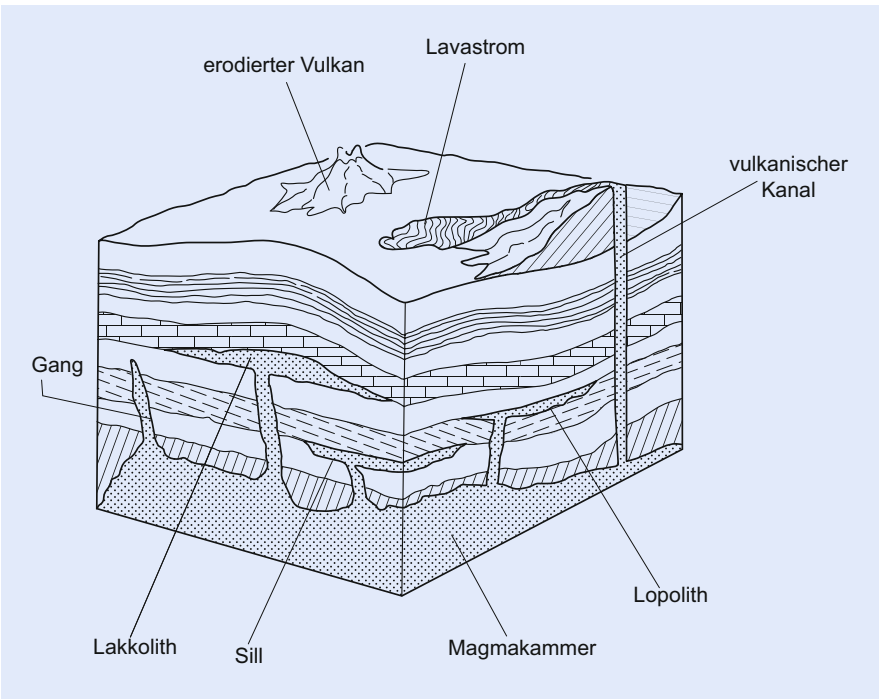
Magmatische Gesteine sind die vorherrschenden Muttergesteine für einige der wichtigsten wirtschaftlichen Ressourcen, wie z. B. für Diamanten (in Kimberliten, als Xenokrysten), für Cr und Ni (in mafischen und ultramafischen Intrusionen), für Co, Mo, Sn

und W (in bestimmten Granittypen), für Ti (in Anorthositen) und für Li und die Seltenerdelemente (in Pegmatiten). Die Mineralisierung, die mit magmatischen Gesteinen verbunden ist, wird auf die Platznahme eines heißen Magmenkörpers in der Kruste und die daraus resultierende Ausbildung hydrothormaler Konvektionszellen, sowohl innerhalb der Intrusion als auch im umgebenden Nebengestein, zurückgeführt. Zusätzlich zur Mineralisierung verursacht der Durchgang hydrothormaler Fluide auch andere Prozesse wie zum Beispiel die Verdrängung bestehender Minerale (z. B. wandeln sich Feldspäte in Tonminerale um; Pyroxene werden durch Amphibole verdrängt) oder die Bildung neuer Minerale, z. B. durch eine Silifizierung des Nebengesteins (Verkieselung = Wachstum von Quarz).

2.2.1 Untersuchung magmatischer Gesteine

Magmatische Gesteine sind oft an der Oberfläche aufgeschlossen, da sie entweder oberflächennah entstanden sind (z. B. in Vulkanen) oder durch tektonische Prozesse und Erosion nach ihrer Erstarrung an die Oberfläche vorgedrungen sind (Exhumation großer intrusiver Gesteinskörper). Um die Entstehung und Entwicklung einer magmatischen Provinz zu verstehen, ist es notwendig, eine Vielfalt von Untersuchungen im Gelände und im Labor zu machen. Eine vollständige Analyse umfasst sowohl großmaßstäbliche Beobachtungen im Kilometerbereich (z. B. umfangreiche Kartierung bzw. Gebrauch von Luft/Satelliten-Daten) als auch kleinmaßstäbliche Beobachtungen im Millimeterbereich und darunter (z. B. die mikroskopische Analyse des Mineralbestands und des Gesteinsgefüges):

- Kilometerskala – Kartierung von übergeordneten Beziehungen zwischen magmatischen Körpern,
- Meterskala – Kartierung von Magma-Mischungsgrenzen und Kontaktbereichen; Analyse von Schichtungsphänomenen,
- Millimeterskala und darunter – Beschreibung von Gefüge- und Mineraleigenschaften im Korngrößenbereich sowie von Eigenschaften wie chemische und strukturelle Zonierungen innerhalb einzelner Minerale.



■ **Abb. 2.4** Hauptintrusionsarten mit möglichen Beziehungen zu einer subvulkanischen Magma-kammer (nach Thorpe und Brown 1985)

■ **Tab. 2.2** Intrusivkörper und ihre Dimensionen

		Mächtigkeit	Breite/Länge/Fläche	Zusammensetzung
Flach	Sills	Mehrere Meter bis Hunderte von Metern	Bis 10 km breit	Hauptsächlich mafisch
	Lakkolithe	Max. ca. 1000 m	1–8 km	Hauptsächlich Si-reiche Gesteine
	Lopolithe	Mehrere Meter bis mehrere Kilometer	Mehrere zehn bis Hunderte von Kilometern Durchmesser	Oft asymmetrisch und grob geschichtet; hauptsächlich mafische bis ultramafische Gesteine
	Gänge	< 1 m bis mehrere hundert Meter	Bis mehrere zehn Kilometer	Si-reich; mafisch bis ultramafisch
	Batholithe	–	Mehrere 10 km breit; 100 bis Tausende km ²	Hauptsächlich Si-reiche Gesteine
	Stöcke	–	Einige Kilometer breit; maximal 100 km ²	Hauptsächlich Si-reiche Gesteine
Tief	Vulkanische Pfropfen	100 m bis 1 km	–	Variabel, abhängig von Vulkanchemie

Feldgestützte Beobachtungen können eingesetzt werden, um die verschiedenen Aspekte der Entwicklung der Magmen und der entstehenden magmatischen Körper besser zu verstehen:

- Form und Umfang der magmatischen Körper (Intrusion),
- Beziehung zwischen der Intrusion und den angrenzenden Lithologien,
- Mineralogie der magmatischen Gesteine,
- Abkühlungsgeschichte der magmatischen Gesteine.

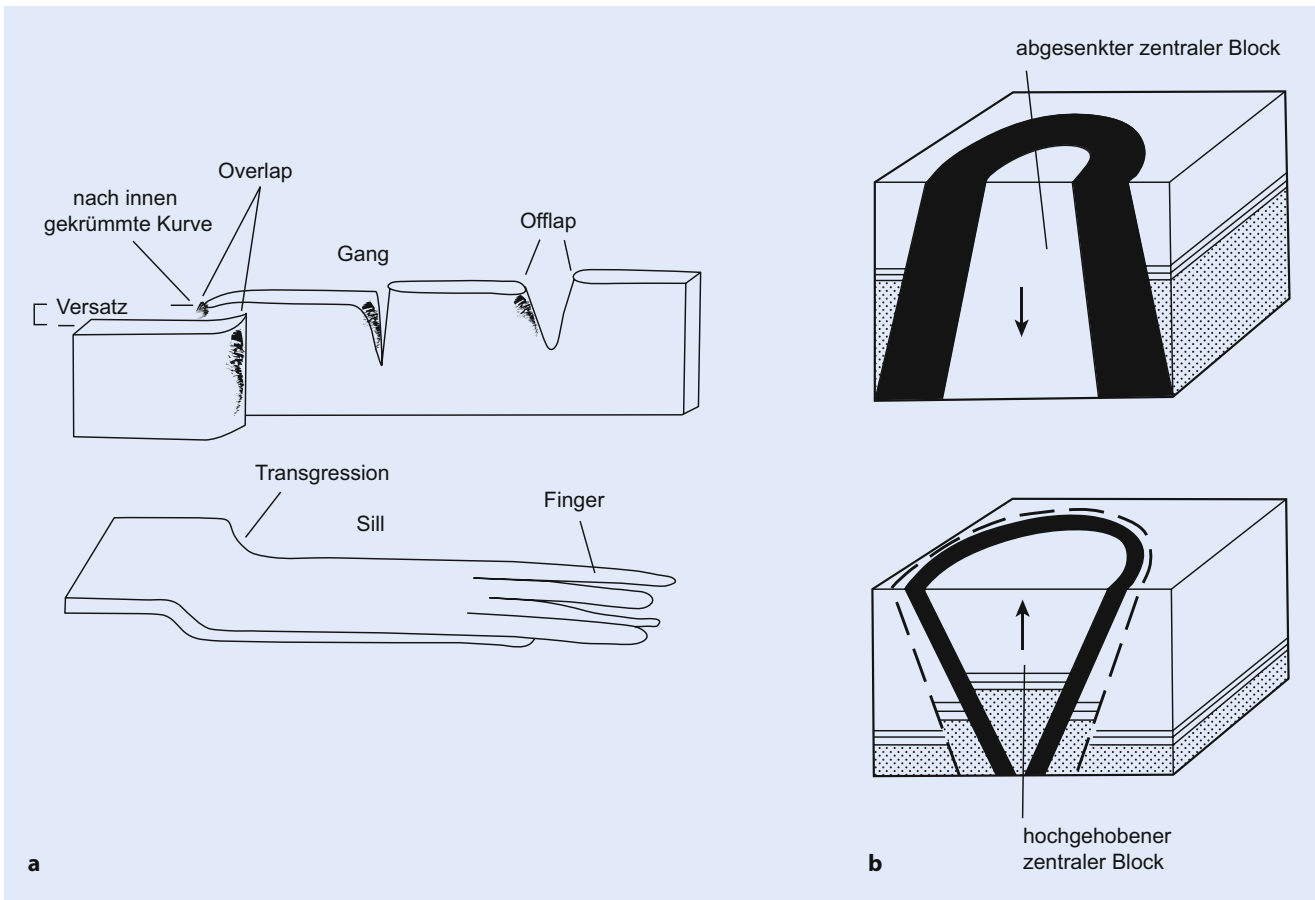
Für eine detailliertere Charakterisierung der magmatischen Körper (einschließlich ihres Ursprungs) sind zusätzlich chemische Gesteinsanalysen (Haupt- und Spurenelemente, stabile und radiogene Isotope) erforderlich. Eine gute Feldaufnahme ist dabei jedoch die Grundlage für jede weitere Untersuchung und liefert bereits wichtige Informationen über die magmatischen Bildungsprozesse. Häufig sind die wichtigsten anfänglichen Fragen, ob die untersuchten Körper intrusiv oder extrusiv, **autochthon** (*in situ*) oder **allochthon** (nicht *in situ*) ist. Diese Fragen können häufig schon durch die Bestimmung

der Korngröße und des Gefüges am Handstück oder durch andere Feldkennzeichen im Aufschluss (z. B. Form und Umfang vom Körper, Kontaktbeziehungen zum Nebengestein) beantwortet werden.

2.2.2 Intrusive magmatische Gesteine – Arten von Intrusivkörpern

Intrusive magmatische Gesteine entstehen durch die Abkühlung und Erstarrung von Magmen tief innerhalb der Erdkruste (■ Abb. 2.4, ■ Tab. 2.2). Die Körper können Dimensionen von mehreren Metern bis zu mehreren Kilometern erreichen. Die Charakterisierung von Intrusionen erfolgt in der Regel nach:

- der Größe des Intrusionskörpers,
- der Tiefe der Platznahme des Intrusionskörpers sowie
- der Art und Geometrie der Kontakte, die den Intrusionskörper abgrenzen.



■ **Abb. 2.5** a Idealisierte 3D-Morphologien von Gängen und Sills mit Beschreibung der Nomenklatur, b Blockbild eines einzelnen Ring-Dikes (oben) und eine Reihe von Cone Sheets (unten). (Nach Thorpe und Brown 1985)

Intrusionen können in zwei Typen eingeteilt werden:

- **Hypabyssische** Intrusionen – nahe der Erdoberfläche abgekühlte Intrusionen. Solche Intrusionskörper neigen dazu, von kleinerem Maßstab zu sein.
- **Plutone** – ein allgemeiner Begriff, um Intrusionen zu beschreiben, die tief innerhalb der Erde abgekühlt sind (der Begriff Intrusion kann sowohl für flache wie auch tiefere Körper verwendet werden).

Die räumliche Form und Größe intrusiver magmatischer Körper sind schwieriger zu bestimmen als die von vulkanischen Körpern. Intrusionen haben häufig unregelmäßige Formen, und es ist meist nicht möglich, die Körper in ihrer Gesamtheit zu sehen und somit eine dreidimensionale Vorstellung ihrer Ausmaße zu gewinnen.

■ Gänge (Dikes) und Adern

Gesteinsgänge (amer. *dikes* bzw. engl. *dykes*) sind plattenartige intrusive Körper, die größere Spalten auffüllen und das umgebende Nebengestein schneiden und durchkreuzen (■ Abb. 2.5). Mächtigkeiten variieren von < 1 m bis zu mehreren Hunderten von Metern. Sie können häufig über Entfernungen von mehreren Metern bis zu Hunderten von Metern verfolgt werden. Dikes kommen einzeln oder in subparallelen Gruppen (Schwärmen) vor.

Sie können einen klaren räumlichen Bezug zu einem intrusiven Körper zeigen oder radial um das Eruptionszentrum an den Flanken eines Vulkans auftreten (**radiale Dikes**). An regionalen tektonischen Strukturen (z. B. einer Extension) kann ihr Verlauf ein hohes Maß an Parallelität zeigen. Dikes werden auch als runde oder ovale Muster

um eine Intrusion gefunden (**Ring-Dikes**). In solchen Situationen steht ihre Bildung in Verbindung zu Aufwölbung (*Updoming*) um den magmatischen Körper und der späteren Subsidenz (Senkung) eines zentralen zylindrischen Blocks in einem Dehnungsfeld oder infolge des partiellen Entleerens der Magmakammer. Ring-Dikes können senkrecht oder steil nach außen hin einfallen. **Ringgänge** (*cone sheets*) sind ähnliche Strukturen, aber entstehen in kompressiven Gebieten durch Hebung eines zentralen konischen Blocks und zeigen ein nach innen gerichtetes Einfallen. Sie entstehen beim Einbruch einer Caldera durch das aufwärtige Eindringen von Magma in die entstehenden ringförmigen Brüche. Die verschiedenen Dike-Arten sind normalerweise widerstandsfähiger gegenüber der Erosion als das umgebende Nebengestein und können folglich morphologische Rücken und Kämme bilden.

Kleine Gänge (Milli- bis Zentimeterskala, z. B. Aplit) werden auch **Adern** genannt. Sie entstehen durch hydrothermale Aktivität um einen Intrusionskörper, d. h. aus hydrothermalen Fluiden, die aus dem Magma entmischt oder durch das Magma mobilisiert wurden, und führen oft zur Überprägung des Nebengesteins durch Neubildung von Mineralen (z. B. Quarz).



■ Vertikaler Gang, Teneriffa



■ Granitader in Diorit

■ Sill oder Lagergang

Sills oder Lagergänge sind konkordante, lagenförmige, intrusive Körper, die mehr oder weniger parallel zur Schichtung oder Foliation innerhalb des Nebengesteins liegen (■ Abb. 2.5). Ihre Mächtigkeit kann zwischen Metern bis zu mehreren 100 Metern liegen, und sie können sich über Gebiete von mehreren zehn bis Hunderten von Quadratmetern erstrecken. Sie sind im Allgemeinen auf Magmen niedriger Viskosität zurückzuführen, und daher zeigt die Mehrzahl der Sills einen basaltischen Chemismus (basaltische Magmen haben aufgrund niedrigerer SiO_2 -Gehalte eine niedrigere Viskosität als granitische Magmen). Sills treten einzeln oder in Gruppen (infolge mehrfacher Magmeninjektionsereignisse) auf. Zusätzlich kann die interne Zusammensetzung der Sills variieren (**differenzierte Sills**).

Besonders kann dies in mächtigeren Sills (> 50 m) stattfinden, wo die thermische Energie innerhalb des Magmenkörpers über längere Zeit erhalten bleibt. Es kann daher innerhalb des Sills oft zur (gravitativen) Differentiation (einem möglichen Mechanismus der internen Differentiation) von dichteren Frühkristallisaten kommen (z. B. Olivin, Pyroxen). Diese Minerale konzentrieren sich am kühleren basalen Rand des Sills. (Wärmeretention führt zur Bildung größerer Kristallisate bei mächtigeren Sills).



■ Andesitischer Sill, Estratos del Bordo, Chile (Sill, ca. 4 m mächtig; Foto C. Breitkreuz)

Es ist nicht immer leicht, einen Lavastrom von einem Sill zu unterscheiden. Die beste Methode ist es, zu überprüfen, ob **abgeschreckte Randzonen** (*chilled margins*) vorliegen, sowie den Typ und die Verteilung von **Einsprenglingen** zu untersuchen. In Sills können größere Einsprenglinge zentral verstärkt auftreten, während die Ränder eher feiner sind. Zugleich ist es wichtig, zwischen Einzel- und Mehrfachintrusionen zu unterscheiden. Letztere können zu Mischungen von aphyrischen (feinkörnig) und porphyritischen Magmen führen. Ebenso kann sich bei Sills, wie schon erwähnt, eine gravitative Differenzierung durch Absinken von primären Kristallen und damit eine magmatische Schichtung ausbilden (**geschichtete Intrusionen**; *layered intrusion*). Darüber hinaus zeigen Sills häufig an der Oberseite Absonderungen des gröberen, gekörnten bzw. felsischeren Anteils (als Adern oder uneinheitliche Streifen, sog. **Schlieren**) als Folge der fraktionierten Kristallisation und der Konzentration der flüchtigen Phase während der Kristallisation. Im Gegensatz zu Lavaströmen weisen Sills keine Entgasungsstrukturen wie ehemalige Gashohlräume auf, die später oft durch Minerale aufgefüllt werden können.

■ Lakkolithe

Lakkolithe sind konkordante Intrusionen in Form eines Pilzes, die in verhältnismäßig unverformte Sedimentgesteine in geringen Tiefen eingedrungen sind, meist in Tiefen um 3 km unter der Erdoberfläche (■ Abb. 2.4). Sie sind mit Dikes verwandt, da ihre basale Form zu Beginn des Aufstiegs der eines Dikes ähnelt. Beim Erreichen einer widerstandsfähigeren Schicht wird der weitere vertikale Aufstieg behindert; das Magma dringt seitlich in die blockierende Schicht ein und wölbt diese kuppelartig auf. Lakkolithe haben eine Mächtigkeit von bis zu 1 km und einen Durchmesser von 1–8 km.

Im Allgemeinen entstehen Lakkolithe aus silikatreichen Magmen. Da diese Magmen eine viel höhere Viskosität haben als mafische Magmen, breiten sie sich kaum lateral aus (wie im Falle der Sills), sondern bleiben an den lokalen Aufstiegswege gebunden. Das Abkühlen an den Rändern des Intrusionskörpers erhöht die Viskosität weiter, so dass es durch den Aufstiegsdruck des Magmas zu einer

Verdickung und einem Aufwölben über der vertikalen Magmenzufuhr kommt. Dies kann zur Bildung einer breiten Deformationszone im umliegenden Nebengestein führen. Diese zum Teil bruchhafte Deformation des Nebengesteins kann den Durchgang anderer Intrusionskörper erleichtern, die sich ausgehend vom Hauptlakkolith verzweigen (z. B. periphere Lakkolithe, Dikes usw.).



■ Maiden Creek Sill / Lakkolith (Dazit), USA (Sill, ca. 3 m mächtig; Foto C. Breitreuz)

■ Lopolithe

Lopolithe sind konkordante, untertassen- oder trichterartige Intrusionen in nicht deformierten oder sanft gefalteten Nebengesteinen (■ Abb. 2.4). Die Mächtigkeiten erreichen Meter bis Kilometer bei Durchmessern, die mehrere zehn bis mehrere hundert Kilometer erreichen können. Im Durchschnitt liegt die vertikale Mächtigkeit bei 1/10 bis 1/20 der horizontalen Breite. Die Bildungsprozesse ähneln denen von Lakkolithen, da für sie ebenfalls eine gangförmige Magmenzufuhr charakteristisch ist. Hingegen ist ihre chemische Zusammensetzung vergleichbar mit der von geschichteten Intrusionen, d. h. schichtartig aufgebauten mafischen bis ultramafischen Intrusionskomplexen. Ein häufiges Gestein in Lopolithen ist Gabbro, der im Wesentlichen aus Pyroxenen, Olivin und Plagioklas zusammengesetzt ist. Einige Lopolithe können an der Oberseite eine dünne Kappe von granitischen Gesteinen aufweisen.

■ Batholithe und Stöcke

Batholithe und Stöcke sind große, grobkörnige plutonische Körper, die häufig längliche Intrusionsgürtel (50–150 km breit und 500–1500 km lang) aufbauen (■ Abb. 2.6 und 2.7). Stöcke sind kleinere Strukturen mit einem maximalen Aufschlussbereich an der Oberfläche von 100 km². Batholithe bestehen gewöhnlich aus einer großen Anzahl sich überschneidender, kleinerer Intrusionskörper oder Plutonen (jeweils 5–50 km im Durchmesser). Sowohl Batholithe als auch Stöcke zeigen meist steil einfallende Wände, und ihre basalen Kontakte sind selten sichtbar.

Batholithe und Stöcke sind oft SiO₂-reich. Sie können infolge mehrfacher Intrusionsphasen zugleich eine große interne Diversität besitzen. Verschiedene magmatische Gesteine – von Dioriten bis zu Graniten – liegen mit scharfem Kontakt oder kontinuierlichen Übergängen nebeneinander. Solche gemischten oder sukzessiven Intrusionen entstehen im Allgemeinen durch verhältnismäßig kurze Intrusionsphasen und beweisen die Koexistenz von Magmen (z. B. Magmamischung, fließende Kontakte). Die Kontakte zwischen aufeinanderfolgenden Magmaförderphasen zeigen normalerweise gut entwickelte charakteristische Deformationstexturen, wie zum Beispiel Foliation oder Lineation.

Plutone mit batholithischen Dimensionen können aufgrund ihrer Größe und ihrer Beziehung mit dem umgebenden Nebengestein in drei Arten unterteilt werden:

- **Katazonale Plutone** sind von hochgradig metamorphen Gesteinen umgeben. Plutonismus, Metamorphose und Deformation fanden in etwa zeitgleich statt, was durch kontinuierliche Übergänge der Foliation zwischen den Intrusionen und dem Nebengestein erkennbar ist. Bei katazonalen Plutonen sind die Kontakte zwischen dem magmatischen Gestein und dem Nebengestein durch die chemische Wechselwirkung zwischen dem Magma und den umgebenden Gesteinen eher gradiert. **Migmatite**, d. h. alternierende helle granitische und dunkle mafische Lagen folierter metamorpher Gesteine (z. B. Schiefer und Gneise), sind oft vorhanden. Migmatite entstehen durch partielle Schmelzbildung während einer Metamorphose, wobei die Schmelzen durch zwischengelagertes ungeschmolzenes Material lokal eingegrenzt werden. Dies belegt eine extrem duktile Deformation. Mylonitisierung kann ebenfalls innerhalb der Migmatite auftreten.
- **Mesozonale Plutone** sind umgeben von metamorphen Gesteinen, die durch die Mineralparagenesen und die Texturen eine niedrig- bis mittelgradige Metamorphose belegen. Die Temperaturen haben nicht zur Schmelzenbildung ausgereicht, weshalb Migmatite nicht oder nur selten auftreten. Zusätzlich beobachtet man eher scharfe Kontakte zum Nebengestein, die sowohl konkordant als auch diskordant sein können. Moderate Deformation ist oft im Nebengestein erkennbar, ebenso wie Fließstrukturen innerhalb des magmatischen Körpers.
- **Epizonale Plutone** zeigen größtenteils einen diskordanten Kontakt zum Nebengestein. Der Kontakt ist scharf und zeigt abgekühlte Randzonen und schmale kontaktmetamorphe Säume. Im Randbereich der Plutone finden sich häufig eckige Xenolithe, die dem Nebengestein entstammen und durch sprödes Herausbrechen aus dem Nebengestein während der Platznahme der Schmelze in diese gelangten. Innerhalb des Plutons gibt es keine Kennzeichen von Fließstrukturen. Viele epizonale Plutone sind mit vulkanischen Gesteinen und Einbruchstrukturen assoziiert, die auf ein gemeinsames magmatisches Ereignis zurückzuführen sind.

■ Vulkanische Schlote und Diatreme



■ Vulkanische Schlote, Agathla Peak, Arizona, USA

Batholithe und Stöcke

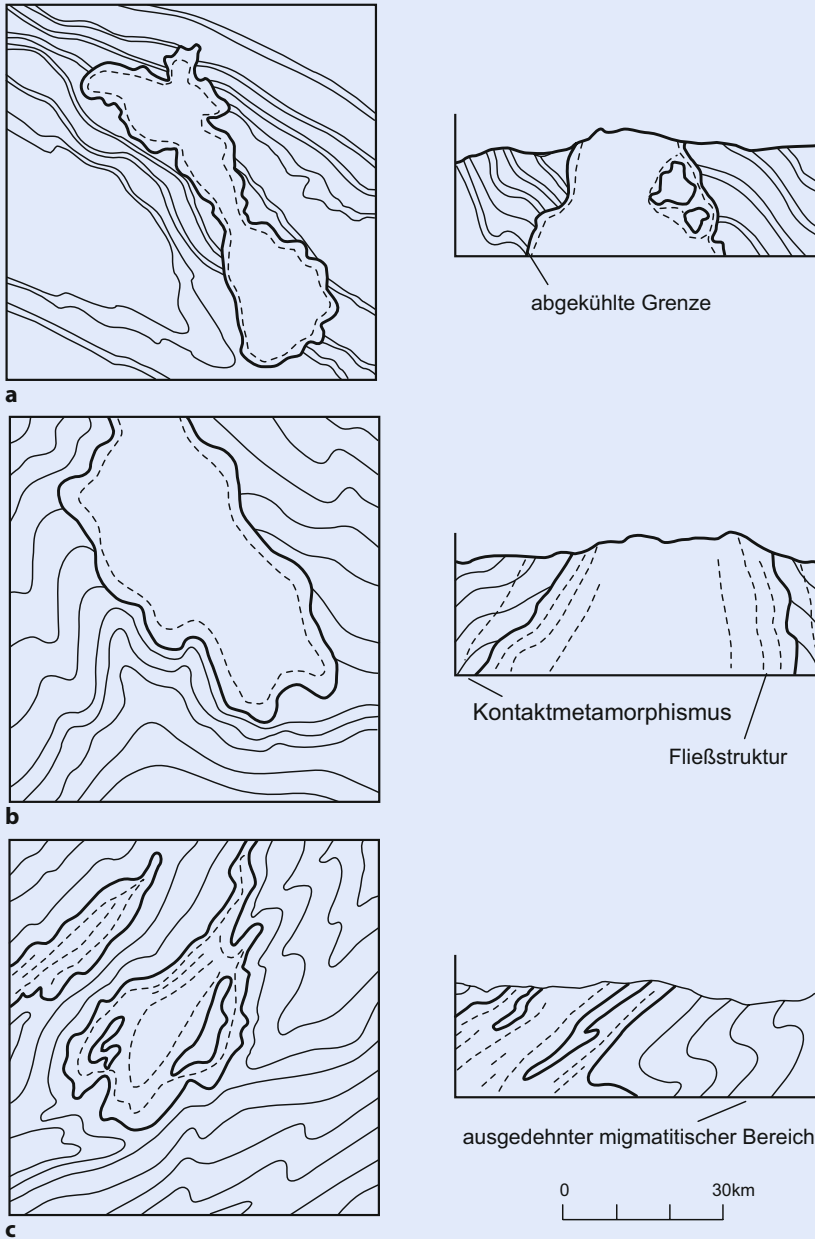


Abb. 2.6a–c Strukturelle Muster von Batholithen und Stöcken mit Blick von oben (*links*) und im Profil (*rechts*). **a** Flach (< 5 km tief) mit stark diskordanten Kontakten und gekühlten Rändern. Meistens wenig Frittung. 10–100 km², **b** Mitteltief (5–15 km) mit koncordanten und diskordanten Kontakten, Kontaktmetamorphismus. Fließstrukturen innerhalb des Plutons sind häufig. 100–500 km², **c** Tief (> 15 km tief) mit überwiegend koncordanten Kontakten. Fließstrukturen parallel zu Kontakten. Migmatite und Kontaktmetamorphismus vorhanden. 50–1000 km². (Nach Blatt et al. 2006)

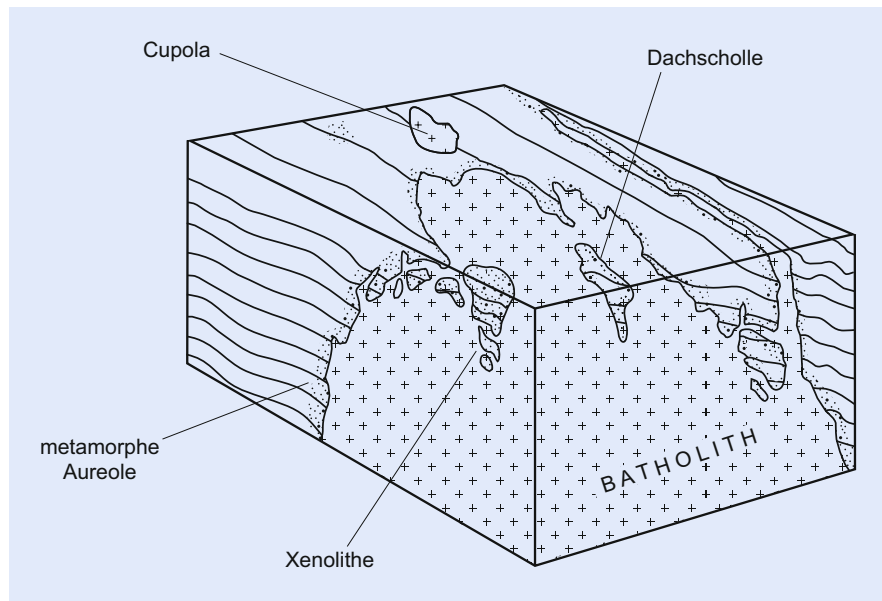
Die Erosion von vulkanischen Körpern kann im Ausbiss runde bis ovale Strukturen freilegen (**vulkanische Schlote**). Dreidimensional betrachtet, erscheinen sie als annähernd zylindrische Strukturen, die sich in die Tiefe fortsetzen und sich dort zu größeren Strukturen zusammenschließen können (Abb. 2.8). Diese haben einen Durchmesser in der Größenordnung von 10^2 – 10^3 m und schließen Laven sowie pyroklastisches Material ein. Intern zeigen sie häufig eine Brekzierung infolge des Durchgangs von vulkanischen Gasen und hydrothermalen Lösungen. Zahlreiche kleinere pyroklastische Vulkane besitzen schmale röhrenartige Zufuhrkanäle (Diatreme), die mit pyroklastischem Material gefüllt sind, wie z. B. Brekzienschlote, Tuffschlote und Kimberlite. Diese Strukturen sind schmal und steil, zylindrisch bis trichterförmig, nahe der Erdoberfläche und haben ihren Ursprung an der Krustenbasis.

Ein **Diatrem** ist ein röhrenartiger Körper, der aus brekziösem Material des Nebengesteins aufgebaut ist. Es handelt sich zum Teil um Förderkanäle von Maaren, die meist infolge phreatomagmatischer Eruptionen entstehen (diese resultieren meist durch einen Kontakt heißer Extrusiva mit Grundwasser). Sie bilden einen Explosionskrater auf der Geländeoberfläche, der von einem Ring aus ausgeworfenem Material umgeben ist. Vom Ringwall ausgehend, können häufig nach außen dünne Lagen vulkanischer Asche abgelagert werden.

■ Einschlüsse in magmatischen Gesteinen

Steigen Magmen durch die Lithosphäre auf, können Fragmente aus dem umgebenden Nebengestein (z. B. Wände oder Dach der Magmakammer) vom Magma aufgenommen werden. Solche Fragmente

■ **Abb. 2.7** Blockbild vom Teil eines Batholithen und der umliegenden Schiefer (nach Thorpe und Brown 1985)



werden als **Xenolithe** bezeichnet und sind von großer Bedeutung bei der Untersuchung der Erdkruste und des oberen Erdmantels, da sie vom Magma aus der Tiefe in höhere Bereiche transportiert wurden und daher Informationen über die tieferen Bereiche liefern. Xenolithe mit einer länglichen Form und schlecht definierten Grenzen werden als **Schlieren** bezeichnet. Die Größe von Xenolithen variiert zwischen einigen Millimetern bis hin zu mehreren Metern.

Sogenannte *Ghost-Xenolithe* entstehen beim partiellen Aufschmelzen und der Rekristallisation von Xenolithen, wobei sowohl die Mineralogie als auch die Struktur dem Ursprungsgestein ähneln.

Xenolithe können in zwei Hauptgruppen eingeteilt werden:

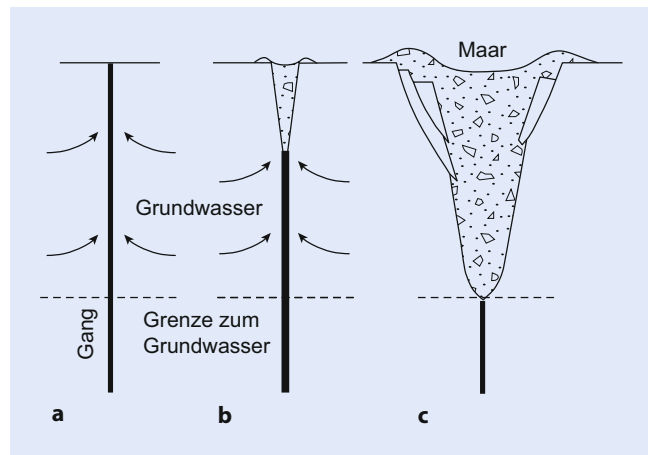
- Xenolithe aus Fremdgestein mit reliktschen, meta-sedimentären Strukturen: Diese wurden als Nebengesteinsfragmente vom Magma aufgenommen oder fielen in eine Magmakammer, bevor die Kristallisation beendet war. Solche Fragmente können reliktsche sedimentäre Strukturen beinhalten, sind aber häufiger umgewandelt.
- **Autolithe** – Xenolithe aus frühen magmatischen Kristallisaten mit magmatischen Strukturen: Diese können einen ähnlichen Ursprung haben wie der lokal vorliegende Magmatit.

■ Intrusive magmatische Kontakte

Magmatische Kontakte liefern trotz ihrer Komplexität in der Regel deutliche Indikatoren für die Art und das relative Alter der magmatischen Intrusionen (■ **Abb. 2.9**). Die Untersuchung von Kontakttypen berücksichtigt:

- die An- oder Abwesenheit von Kontaktmetamorphismus,
- die An- oder Abwesenheit von Xenolithen und Fremdkristallen (Xenokrysten) und
- die Verbindung zwischen Intrusion und regionaler Deformation.

Der Kontakt eines Intrusionsgesteins im Hinblick auf das Nebengestein kann entweder **konkordant** (z. B. Sills) oder **diskordant** (z. B. Dikes, Diapire) sein, und ist oft sehr komplex. Die Entwicklung eines konkordanten oder diskordanten Kontaktes ist mit einer Deformation im Nebengestein verbunden. Wenn Intrusionen in relativ kühles Nebengestein eindringen (d. h. in die flache Kruste), kann die Platznahme von spröden Deformationen begleitet werden, wenn das



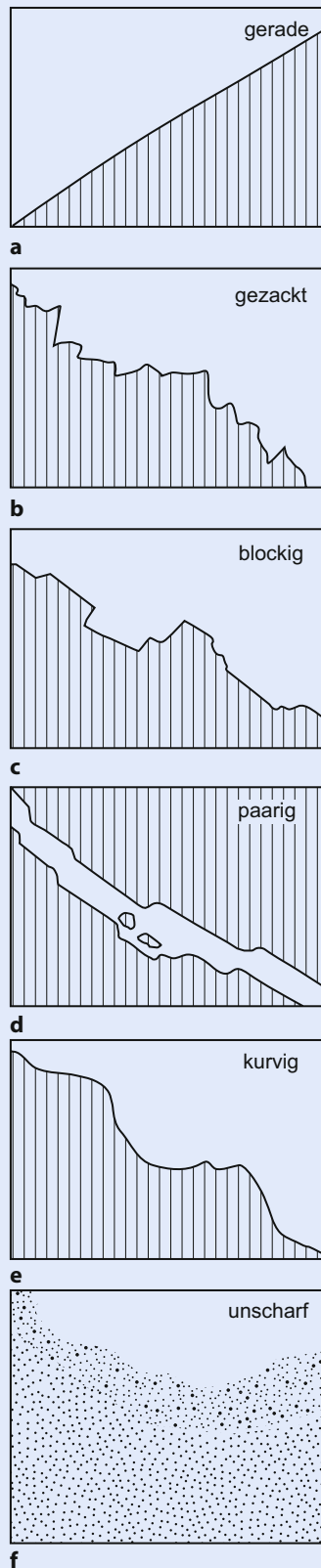
■ **Abb. 2.8a–c** Drei sukzessive Schritte der Entwicklung zu einem hydrovolkanischen, brekziegefüllten Schlot. **a** Grundwasser oder Oberflächenwasser erlangt Zugang zu einem magmagefüllten Tunnel (*conduit*), **b** Konversion von Grundwasser zu Wasserdampf führt zum Auseinanderreißen des Magmas und Brekzierung des umliegenden Gesteins. Brekzierung fängt oben an. **c** Brekzierung setzt sich nach unten hin fort. Ein Maar entwickelt sich oberhalb des Schlotes, umgeben von Brekzien. (Nach Blatt et al. 2006)

Magma in das Nebengestein eindringt. Bei tieferen Intrusionen, in denen das Nebengestein höhere Temperaturen aufweist, kann das umgebende Gestein plastisch verformt werden. Solche intrusiven Spannungen können auch zur Bildung von Foliationen im Nebengestein führen. Darüber hinaus kann das Eindringen eines Magmas über existierende Schwächezonen (z. B. Klüfte, Verwerfungen) ins Nebengestein zum Auseinanderbrechen von Nebengesteinsschollen unterschiedlicher Dimension (Xenolithe oder Fremdkristalle/Xenokrysten) und ihrer Aufnahme in das Magma führen.

Zur Beschreibung magmatischer Gesteine ist es wichtig zu beachten, dass Konkordanz oder Diskordanz oft eine Frage des Maßstabs ist. Im Aufschlussmaßstab kann ein Kontakt möglicherweise konkordant erscheinen, obwohl er regional diskordant ist.

Kontakte können wie folgt beschrieben werden:

- Ebene, gezackte oder blockartige Kontakte – entstehen durch das Eindringen von Magma in Risse oder Spalten im kühleren



■ **Abb. 2.9** Arten von magmatischen Kontakten im Profil. Die intrusiven Gesteine sind weiß gehalten, die intrudierten Gesteine gemustert. (Nach Thorpe und Brown 1985)

Nebengestein mit der daraus resultierenden spröden Deformation.

- Glatte Kontakte – zeigen glatte, gekrümmte Flächenformen. Oft wurden Xenolithe aus dem Randkontaktbereich vom Magma aufgenommen.
- Deformierte Kontakte – weisen eine gewisse plastische Verformung des Nebengesteins auf, was darauf hindeutet, dass dieses warm war.
- Diffuse Kontakte – zeigen, dass entlang der Intrusion keine Abkühlung stattgefunden hat. Dies lässt darauf schließen, dass die Temperaturen des Nebengesteins und der Intrusionen ähnlich waren.

Kontakte können scharf bis gradiert auftreten. Ein **scharfer Kontakt** liegt vor, wenn keine (oder nur wenige) chemische Reaktionen zwischen dem Magma und dem umgebenden Nebengestein stattfanden. Reaktionen zwischen Magma und Nebengestein können fehlen, wenn das Nebengestein (z. B. Quarzit) nicht reaktiv ist oder die Abkühlung sehr schnell ablief. Dies ist durch einen deutlichen Rückgang der Korngröße in der Nähe des Kontaktes erkennbar, d. h. es bildet sich ein **abgeschreckter Rand** (*chilled margin*). Die Anwesenheit eines abgeschreckten Kontaktes ist von großer Bedeutung zur Bestimmung der relativen Intrusionsalter. Ein abgeschreckter Kontakt kann sich sowohl bei Kontaktmetamorphose als auch bei zeitgleicher Magmenmischung zwischen einem kühlen sauren und einem heißeren basischen Magma bilden.



■ Mafischer Gang in Larvikit (abgeschreckter Rand, Foto kristallin.de/ M. Bräunlich)

Ein **gradiert**er Kontakt bildet sich aus der chemischen Wechselwirkung zwischen dem intrudierten Magma und dem Nebengestein. Dabei können Aufschmelzungsprozesse im Nebengestein stattfinden, die dann zur Bildung einer Mischungszone im Kontaktbereich führen. Durch Fluide, die aus dem kristallisierenden Magma entmischen, kann zusätzlich eine Zone hydrothermalen Alteration im Nebengestein entstehen. Solche Veränderungen können es im Gelände schwierig machen, die wahren Kontaktflächen zu erkennen.

2.2.3 Gefüge magmatischer Gesteine (Struktur und Textur)

Das Gesteinsgefüge umfasst die Merkmale (erkennbar im Aufschluss, Handstück oder im Dünnschliff), die Auskunft über eine Vielzahl von genetischen Prozessen geben wie:

Geologie im Gelände

Das Outdoor-Handbuch

McCann, T.; Valdivia Manchego, M.

2015, IX, 376 S. 439 Abb., 200 Abb. in Farbe., Softcover

ISBN: 978-3-8274-2382-5