

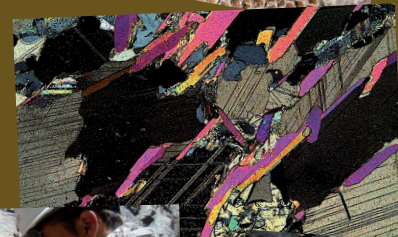
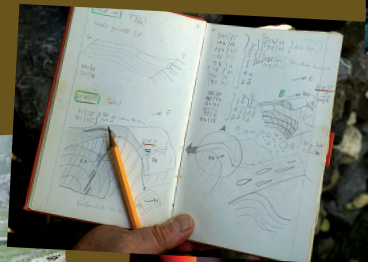
Advanced Rock Reading: Toolbox and Forensic Lab

Wieso weiss man, wie alt Fossilien sind, wie Minerale unter erhöhtem Druck und erhöhter Temperatur miteinander reagieren, wie tief Gesteine bei einer Gebirgsbildung in die Erdkruste hinab gepresst (subduziert) werden oder wann ein Vulkan zum ersten Mal ausgebrochen ist? Um dies zu ergründen, nutzt die Geologie teils erstaunlich einfache, teils aber auch äusserst komplexe Werkzeuge.

Geologische Forschung beginnt im Gelände, das manchmal unzugänglich ist oder sich abseits zivilisatorischer Infrastruktur befindet.

Das einfachste, aber wichtigste Werkzeug ist dabei

der Hammer – je grösser, desto besser –, denn ohne ihn lassen sich keine „frischen“, das heisst unverwitterten Gesteinsproben für die weitere Auswertung im Labor schlagen. An zweiter Stelle folgen Gesteinssäge und Mikroskop. Mit der Säge lassen sich die gesammelten Gesteinsproben zu Klötzchen sägen, welche danach zu Plättchen geschliffen werden, die dünner als ein Haar sind, und die unter dem Mikroskop das Innenleben der Gesteine offenbaren. In Abhängigkeit von den Fragestellungen folgen danach chemische Analysen von Gesteinen und Mineralen.



1 Der Erdwissenschaftskrimi

Gesteine, Landschaften oder die Morphologie der ganzen Erdoberfläche sind vorläufige Resultate langer Reihen mit- oder nacheinander ablaufender Prozesse. Will man verstehen, wie so ein Resultat, z. B. ein Gestein oder eine Landschaftsform, zustande kam, müssen möglichst alle involvierten Prozesse erkannt und in umgekehrter Reihenfolge abgewickelt werden (Abb. 1).

Das Vorgehen der Geologie ist vergleichbar mit der Kriminalistik, wo nicht Gesteine oder Landschaften die Endresultate sind, sondern z. B. eine Leiche im Wald. Anhand von Detailbeobachtungen wie Lacksplittern oder den Entwicklungsstadien von Fliegenlarven in Wunden wird in der Kriminalistik Schritt für Schritt rückwärts abgerollt, wie und weshalb es zur Tat kam. Anstelle von Lacksplittern und Fliegenlarven führen in der Geologie z. B. ein versteinerter Fisch in einem Sedimentgestein, ein Granatkristall in einem Gneis oder eine Gesteinsfalte in einer Felswand auf die Fährte der Geschehnisse.

Geologische Fragestellungen, so komplex sie auch sein mögen, lassen sich in überschaubare und einzeln beantwortbare Teilfragen unterteilen. Die Teilfragen werden durch Beobachtungen im Gelände, an Gesteinen und unter dem Mikroskop, durch Laborarbeit auf der Basis chemischer und physikalischer Methoden und über mathematische oder analog im Labor nachgebaute Modelle beantwortet.

In diesem Modul werden vier Methoden vorgestellt, die dabei helfen zu verstehen, wie das Alter von Gesteinen bestimmt werden kann, wie man in Gebirge hineinsehen kann und weshalb abgeschätzt werden kann, in welcher Tiefe und bei welcher Temperatur Gesteine entstanden sind.

2 Gesteine werden durchsichtig

Bevor entschieden werden kann, welche Methoden zur Anwendung kommen, wollen die Geologinnen und Geologen wissen, wie und woraus die Gesteine genau aufgebaut sind. Dafür werden Dünnschliffe hergestellt, ca. 30 Mikrometer dünne Gesteinsscheiben, die auf einem Glasplättchen aufgeklebt sind. Dadurch wird das Gestein trans-

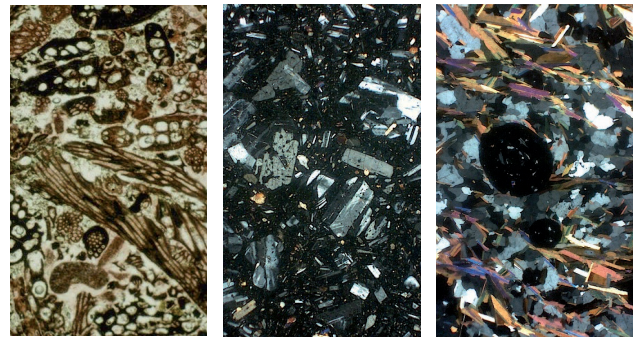


Abb. 2: Beispiele von Dünnschliffen: A: Sedimentgestein (Kalkstein mit Fossilschalen); B: Magmatisches Gestein (Basalt); C: Metamorphes Gestein (Granat - Biotitgneis), Vergrößerung ca. 10 x.

parent und kann unter dem Mikroskop betrachtet werden (Abb. 2).

3 Relative Altersbestimmung

Bis zur Entdeckung von Methoden zur absoluten Altersbestimmung (Kap. 4) war die relative Altersbestimmung die einzige Möglichkeit, Gesteine ihrer relativen Altersabfolge entsprechend einzuordnen, ohne ihr tatsächliches Alter zu kennen. Da man jedoch nur bei Sedimentschichten unmissverständlich feststellen konnte, was früher und was später abgelagert worden war, beschränkte sich eine zuverlässige relative Altersbestimmung auf Sedimentgesteine. Die Methode wurde denn auch nach dem lateinischen Begriff ‚stratum‘ für ‚Schicht‘ und dem altgriechischen Begriff γράφειν (gráphein) für ‚schreiben, zeichnen‘ **Stratigraphie** genannt. Noch heute ist die relative Altersbestimmung eine der zentralen Methoden der Geologie, denn Sedimentgesteine lassen sich nur über Umwege und durch eher seltene, zufällige Umstände absolut datieren.

3.1 Stratigraphie

Die Stratigraphie ist die wohl älteste geologische Methode und stützt sich auf drei Prinzipien, die auf den dänischen Naturforscher Nicolaus Steno (1638–1686) zurückgehen:

- **Lagerungsabfolge:** Sedimentschichten werden in einer zeitlichen Reihenfolge abgelagert, vom älteren („unten“) zum jüngeren („oben“).

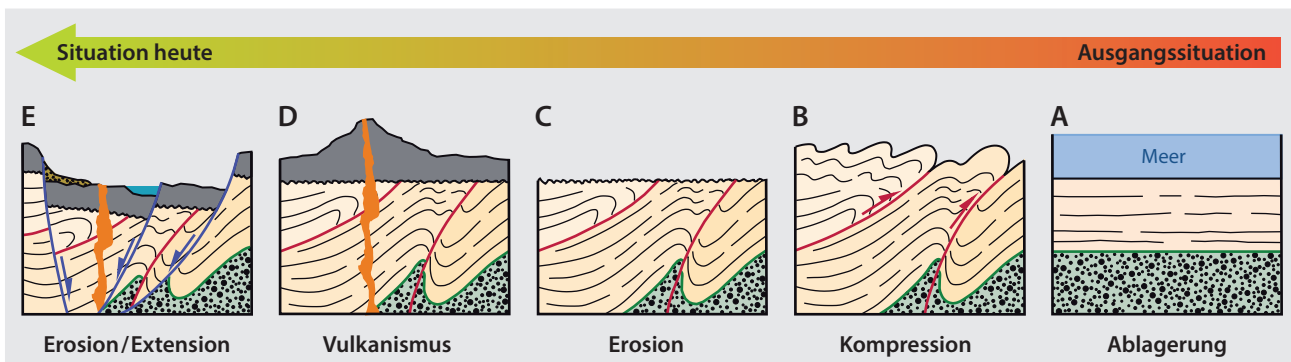


Abb. 1: Beispiel einer Rückwärtsabwicklung von Ereignissen, die zur Entstehung des aktuellen geologischen Befundes (E) geführt haben; von alt (A) nach jung (E)



Abb. 3: Vier Mal dieselbe Schichtabfolge: Helvetischer Kieselkalk (rot), Drusbergschichten (gelb), Schrattekalk (blau) als Beispiel einer lithostratigraphischen Korrelation im Massstab ganzer Felswände (von unten nach oben, also von alt nach jung). Alpstein und Schratteflue sind 115 km Luftlinie voneinander entfernt.

- **Ursprüngliche Horizontalität:** Sedimentschichten werden horizontal abgelagert.
- **Schichtbeständigkeit:** bei Schichtabfolgen, die an verschiedenen Orten auftreten, die aber dieselben Eigenschaften aufweisen, handelt es sich auch um dieselben Gesteinsschichten.

Methoden der Stratigraphie:

- **Gesteinseinheiten anhand der darin enthaltenen Merkmale gliedern und in Zeitabschnitte einordnen.**
- **Räumlich weit entfernte Gesteinseinheiten zeitlich miteinander in Beziehung setzen (Korrelation).**

Die **Lithostratigraphie** bedient sich dafür auffälliger, gut unterscheidbarer Gesteinsschichten oder Abfolgen von Gesteinsschichten (Abb. 3). Die **Biostratigraphie** nutzt die Erkenntnis, dass Schichten mit gleichem Fossilinhalt in denselben Zeitabschnitten in der Erdgeschichte entstanden sind. Um Zeitabschnitte zu gliedern, werden vor allem das Erstauftreten oder das Aussterben von einzelnen Organismen herangezogen. Da marine Mikrofossilien in der Regel grosse Lebensräume haben und somit global am weitesten verbreitet sind, eignen sie sich besonders gut als Leitfossilien für einzelne Zeitabschnitte.

Die **Eventstratigraphie** nutzt zusätzlich noch weitläufig im Sediment archivierte Sturmereignisse (Sturmschichten mit Schalenrümern, Modul 1, Kap. 5, Abb. 8), Tsunamis und Vulkanausbrüche mit grossräumig abgelagerter vulkanischer Asche für die Gliederung und Korrelation sedimentärer Abfolgen. Die **Magnetostratigraphie** macht sich Pola-

ritätswechsel im Erdmagnetfeld zu Nutze, welche in Sedimentgesteinen nachweisbar sind (Modul 4, Kap. 6.7). Diese werden vor allem für Korrelationen über sehr grosse Distanzen verwendet, da sie weltweit unverwechselbar sind.

3.2 Der Weg zur Internationalen chronostratigraphischen Skala

Im Lauf des 19. Jahrhunderts kategorisierten und korrelierten Geologen auf der Basis von Litho- und Biostratigraphie überall in Europa und Nordamerika die Gesteinsschichten. Dabei reifte die Erkenntnis, dass sich Schichten auch im überregionalen Massstab korrelieren lassen.

Für die korrelierbaren Zeitabschnitte etablierten sich Bezeichnungen, die ursprünglich für regionale Schichtenfolgen geprägt worden waren, beispielsweise das 'Terrain Cretacé' (eingedeutscht Kreide) für bestimmte Schichten Nordwestfrankreichs, die in ähnlicher Ausbildung und mit ähnlichem Fossilinhalt auch im restlichen Europa identifiziert werden konnten, oder 'Jura' für Schichten, wie sie für das Jura Gebirge typisch sind. Der Zeitabschnitt des 'Karbon' verdankt seinen Namen den in diesen Schichten weltweit verbreiteten Kohleflözen (lat. 'carbo' für Kohle) und das 'Ordovizium' trägt seinen Namen zu Ehren der Ordovicer, einem Keltischen Volksstamm, der einst in Wales ansässig war. Wenn in der Geologie also z. B. von 'Kreide' oder 'Ordovizium' die Rede ist, sind demnach die Gesteine aus der Kreidezeit oder aus der Ordoviziumzeit oder der entsprechende Zeitabschnitt selbst gemeint.

So bestand bereits Mitte des 19. Jahrhunderts eine stratigraphische Nomenklatur, die bis heute permanent weiterentwickelt wird. Man hatte damals allerdings kaum konkrete Vorstellungen von der Dauer dieser Zeitabschnitte, denn die Mächtigkeit von Sedimenten lässt nur wenige

ÄON	ÄRA	Periode	Epoche	Absolutes Alter (Mio. J.)	
PHANEROZOIKUM	KÄNOZOIKUM	Quartär	Holozän	0.117	
			Pleistozän	2.58	
			Pliozän	5.33	
		Neogen	Miozän	23.03	
			Oligozän	33.9	
		Paläogen	Eozän	56.0	
			Paläozän	66.0	
			MESOZOIKUM	Kreide	Oberkreide
		Unterkreide			~ 145
	Jura	Oberjura		163.5 ± 1.0	
		Mitteljura		174.1 ± 1.0	
		Unterjura		201.3 ± 0.2	
	Trias	Obertrias		~ 237	
		Mitteltrias		247.2	
		Untertrias		251.9 ± 0.02	
	PALÄOZOIKUM	Perm		Lopingium	259.1 ± 0.5
			Guadalupium	272.95 ± 0.11	
			Cisralium	298.9 ± 0.15	
		Karbon	Pennsylvanium	323.2 ± 0.4	
			Mississippium	358.9 ± 0.4	
		Devon	Oberdevon	382.7 ± 1.6	
			Mitteldevon	393.3 ± 1.2	
			Unterdevon	419.2 ± 3.2	
		Silur	Pridoli	423.0 ± 2.3	
			Ludlow	427.4 ± 0.5	
			Wenlock	433.4 ± 0.8	
			Llandovery	443.8 ± 1.5	
		Ordovizium	Oberordovizium	458.4 ± 0.9	
			Mittelordovizium	470.0 ± 1.4	
			Unterordovizium	485.4 ± 1.9	
		Kambrium	Furongium	~ 497	
			Mialongium	~ 509	
	Serie 2		~ 529		
	Terrenuevium		541.0 ± 1.0		
	PROTEROZOIKUM	NEOPROTE-ROZOIKUM	Ediacarium	~ 635	
			Kryogenium	~ 720	
			Tonium	1000	
		MESOPROTEROZOIKUM			1600
		PALÄOPROTEROZOIKUM			2500
ARCHAIKUM			4000		
HADAIKUM			~ 4600		

Abb. 4: Vereinfachte Version der Internationalen Chronostratigraphischen Skala. Die absoluten Alter wurden erst nach der Entwicklung absoluter Datierungsmethoden hinzugefügt (Kap. 4).

Rückschlüsse auf die Dauer der Ablagerung zu. So können dicke Sedimentschichten innert Stunden (z. B. Konglomerate), dünne aber auch innert Jahrhunderttausenden (z. B. Tiefseetone) abgelagert werden. Der Gedanke, dass die Erde viele Millionen Jahre alt ist, stiess damals aber bereits auf zunehmende Akzeptanz.

Seit 1974 liegt die Aktualisierung der geologischen Zeitskala in den Händen der 'International Commission on Stratigraphy' (ICS), welche jährlich eine aktuelle Version der **Internationalen Chronostratigraphischen Skala** publiziert (Abb. 4).

Für jeden Zeitabschnitt wurde von der ICS ein Ort festgelegt, an welchem dessen Anfang besonders deutlich nachweisbar ist. Dort wurde eine Plakette, ein sogenannter **Golden Spike** angebracht. Für das Ediacarium beispielsweise, den jüngsten Zeitabschnitt des Präkambriums, liegt dieser Ort in Australien (Abb. 5). Der Beginn des Zeitabschnitts der Kreide hingegen ist noch immer nicht festgelegt, da man sich bisher nicht einigen konnte. Das Ende der Kreidezeit ist durch eine weltweit auftretende, dünne Schicht mit erhöhtem Iridium-Gehalt¹ und durch das Aussterben zahlreicher Organismengruppen, darunter Ammoniten, Belemniten und Dinosaurier, definiert.

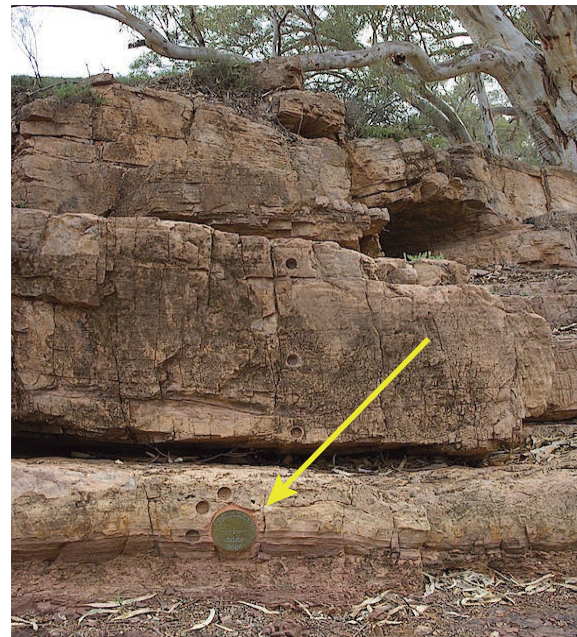


Abb. 5: Der „Golden Spike“ (Pfeil) des Ediacariums an der Basis der Nuccaleena-Formation am Enorama Creek in der Flinderskette, South Australia.

Im Lauf der Zeit wurde man sich auch bewusst, dass nicht alle drei stratigraphischen Prinzipien unumstösslich sind. Einhergehend mit der Entdeckung des Gebirgsbaus wurde Anfang des 20. Jahrhunderts deutlich, dass Sedimentschichten durch Überschiebungen und Faltungen schräg-

¹ Möglicherweise wurde dieses Iridium durch einen Meteoriten auf die Erde gebracht, der am Ende der Kreidezeit in der Region des Golfs von Mexiko einschlug und der für ein globales Massenaussterben verantwortlich gewesen sein könnte.

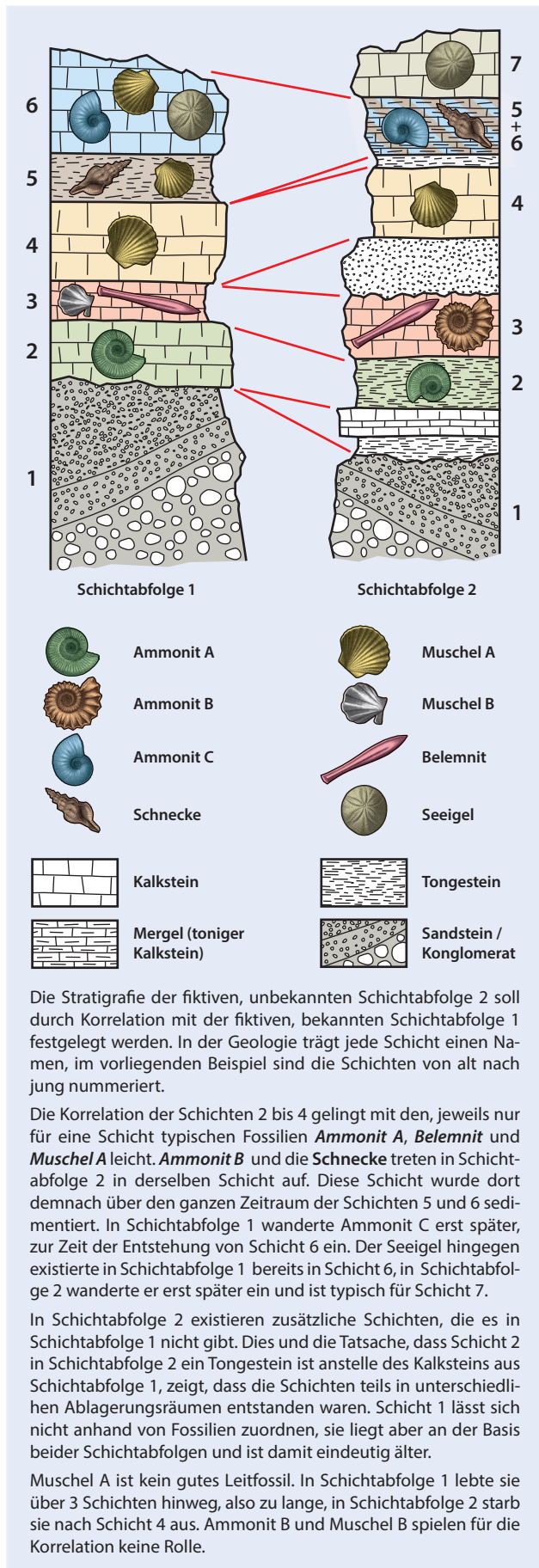


Abb. 6: Biostratigraphische Korrelation anhand eines fiktiven Beispiels.

gestellt, vermehrt oder sogar auf den Kopf gestellt werden können. Auch Ablagerungen in Sanddünen und Flussdeltas sind kaum jemals horizontal.

3.3 Der Nutzen der Stratigraphie heute

Die Stratigraphie ist noch immer eine der zentralen Methoden der Geologie. Einerseits sind noch lange nicht alle sedimentären Schichtabfolgen auf der Erde einem Zeitabschnitt zugewiesen, andererseits müssen auch bereits bestehende Zuweisungen revidiert werden, wenn neue Erkenntnisse vorliegen. Das Vorgehen bei der Korrelation von Schichtabfolgen ist in Abb. 6 am Beispiel der biostratigraphischen Korrelation erläutert.

Durch die Entdeckung der absoluten Altersbestimmung und durch die dadurch mögliche Zuweisung absoluter Alter zu jedem Zeitabschnitt (rechte Spalte in Abb. 4) hat die Stratigraphie zudem noch an Bedeutung gewonnen: Gelingt die Zuordnung einer Schicht zu einem Zeitabschnitt, kennt man heute zusätzlich auch deren absolutes Alter und damit auch das Alter der darin enthaltenen Fossilien.

Die Biostratigraphie spielt im Speziellen für die Umwelt- und Klimaforschung eine wichtige Rolle, da jede Vergesellschaftung von Fossilien typisch ist für bestimmte Umwelt- und Klimabedingungen. Gelingt es, die fossilen Lebewesen in eine korrekte Zeitabfolge zu stellen, kann deren Evolution nachvollzogen werden.

4 Absolute Altersbestimmung: Geochronologie

Ähnlich einer Uhr ist die Geochronologie imstande, die geologische Zeit zu messen. Die gängigsten Methoden nutzen dafür den radioaktiven Zerfall von Elementen, die in gewissen Mineralen enthalten sind (radiometrische Datierung)².

4.1 Isotope, radioaktiver Zerfall und Halbwertszeit

Isotope sind Varianten von Elementen mit unterschiedlicher Anzahl Neutronen. So kann beispielsweise das Element 1, der Wasserstoff, neben einem Proton und einem Elektron keines, eines oder zwei Neutronen haben (Abb. 7). Seine Ordnungszahl bleibt dabei immer 1, da es im-

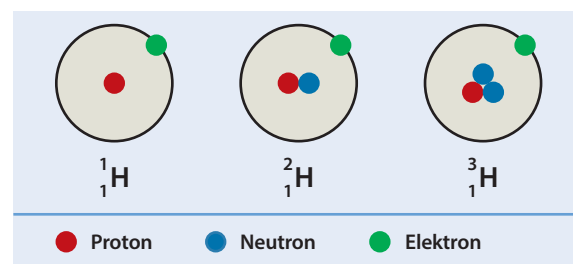


Abb. 7: Die drei Isotope des Wasserstoffs mit der Ordnungszahl 1 und den Massenzahlen 1, 2 und 3.

² 1903 wies der neuseeländische Physiker Ernest Rutherford (1871 -1937) als erster auf die Möglichkeit hin, den Zerfall radioaktiver Substanzen für die absolute Zeitmessung zu nutzen.

mer nur ein Proton hat, sein Atomgewicht (Massenzahl) variiert jedoch in Abhängigkeit von der Anzahl zusätzlich zum Proton vorhandener Neutronen von 1 bis 3.

Gewisse Isotope sind stabil, andere sind instabil und zerfallen spontan unter Aussendung radioaktiver Strahlung zu Isotopen anderer Elemente (Abb. 8). Das Ausgangsisotop wird dabei **Mutterisotop** genannt, das Zerfallsprodukt ist das **Tochterisotop**. Es ist unvorhersehbar und zufällig, wann ein einzelnes Isotop zerfällt. Der radioaktive Zerfall einer grossen Menge eines bestimmten Isotops hingegen kann durch dessen **Halbwertszeit** beschrieben werden. Dies ist die Zeitspanne, in welcher die Hälfte der Mutterisotope zu Tochterisotopen zerfällt. Nach Ablauf der ersten Halbwertszeit ist demnach noch die Hälfte der Mutterisotope vorhanden, der Rest ist zu Tochterisotopen zerfallen, nach zwei Halbwertszeiten existiert noch die Hälfte der Hälfte, also ein Viertel der Mutterisotope, nach drei Halbwertszeiten bleibt noch ein Achtel übrig und so weiter. Jedes Isotop hat eine eigene Zerfallsgeschwindigkeit, diese ist unabhängig von Druck- und Temperaturbedingungen. Nach Ablauf von etwa zehn Halbwertszeiten sind die Mutterisotope im Labor kaum mehr nachweisbar.

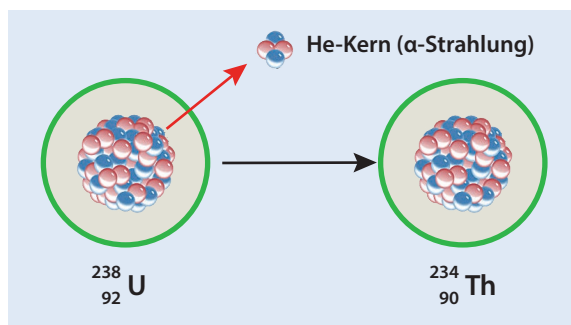


Abb. 8: Radioaktiver Zerfall am Beispiel von Uran-238, das zu Thorium-234 zerfällt. Da beim Zerfall zwei Protonen und zwei Neutronen weggeschleudert werden (entspricht dem Kern eines Helium-Atoms), ist die Ordnungszahl des Tochterisotops um 2 kleiner, seine Masse um 4. Thorium-234 zerfällt in der Folge über mehrere instabile Zwischenstadien weiter bis es zum stabilen Isotop Blei-206 wird (siehe auch Tab. 1).

Wird beim radioaktiven Zerfall ein Heliumkern weggeschleudert, spricht man von α -Strahlung. Spaltet sich ein Neutron zu einem Proton und einem Elektron auf, das in der Folge weggeschleudert wird, ist dies β -Strahlung. γ -Strahlung – die weitaus energiereichste und damit für Lebewesen gefährlichste Strahlung – besteht nicht aus Teilchen, sondern aus elektromagnetischen Wellen.

4.2 Radiometrische Datierung von Gesteinen

Einige Minerale enthalten in ihrem Kristallgitter radioaktive Isotope, mit welchen Gesteine datiert werden können. Dafür misst man in einem geeigneten Mineral die Mengen der darin enthaltenen Mutter- und Tochterisotope und bildet daraus ein Verhältnis. Werden z. B. 35% Mutterisotop und 65% Tochterisotop gemessen, so sind seit der Kristallisation des Minerals 1.5 Halbwertszeiten verstrichen (Abb. 9). Beträgt die Halbwertszeit beispielsweise 704 Mio. Jah-

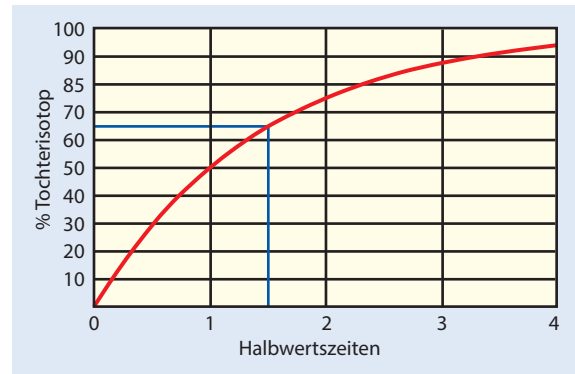


Abb. 9: Beziehung zwischen dem prozentualen Anteil von Tochterisotop und Halbwertszeit (rote Kurve). Beträgt der Anteil der Tochterisotope z. B. 65%, sind 1.5 Halbwertszeiten verstrichen (blaue Linien).

re wie beim Isotopenpaar Uran-235/ Blei-207 (Tab. 1), ist das Mineral 1'056 Mio. Jahre alt. Da jede Messung auch mit Ungenauigkeiten verbunden ist, wird jeweils zusätzlich ein Ungenauigkeitsbereich in Form von „ \pm x Mio. Jahre“ angegeben. Für die Messungen sind sehr komplexe Apparaturen notwendig, sogenannte Massenspektrometer (Abb. 10).

4.3 Voraussetzungen zur Datierung von Gesteinen

Damit ein Gestein datiert werden kann, müssen drei Voraussetzungen erfüllt sein:

- Es sind messbare Mengen an Isotopen vorhanden,
- das zu datierende Mineral ist gleich alt wie das Gestein, in welchem es sich befindet,
- das Mineral bleibt über die ganze Zeit seit seiner Kristallisation ein geschlossenes System, es dürfen also weder Elemente hinein noch hinaus gelangen.

Dies schränkt die Wahl geeigneter Gesteine ein und beeinflusst die Bedeutung der Datierungen. Am besten geeignet sind magmatische Gesteine, denn sie enthalten ausschliesslich Minerale, die direkt aus einem Magma auskristallisieren, die also jenes Alter haben, bei dem das ge-

Isotope		Halbwertszeit (Jahre)	Datierbarer Zeitraum (Jahre)	Geeignete Minerale / Substanzen
Mutter	Tochter			
Uran-238 (^{238}U)	Blei-206 (^{206}Pb)	4.47 Mrd.	1 Mio. - 4.6 Mrd.	Zirkon (siehe Abb. 11)
Uran-235 (^{235}U)	Blei-207 (^{207}Pb)	704 Mrd.	10 Mio. - 4.6 Mrd.	Zirkon (siehe Abb. 11)
Kalium-40 (^{40}K)	Argon-40 (^{40}Ar)	1.25 Mrd.	50'000 - 4.6 Mrd.	Muskovit Biotit Hornblende
Rubidium-87 (^{87}Rb)	Strontium-87 (^{87}Sr)	48.8 Mrd.	10 Mio. - 4.6 Mrd.	Muskovit Biotit Feldspat
Kohlenstoff-14 (^{14}C)	Stickstoff-14 (^{14}N)	5'730	100 - 70'000	Holz, Torf, Holzkohle Knochen, Kalzit Wasser mit gelöstem CO_2

Tab. 1: Auswahl an Isotopenpaaren und Mineralen, die für die Datierung häufig verwendet werden. $^{14}\text{C}/^{14}\text{N}$ wird vor allem in der Archäologie und in der Klimaforschung angewandt. Zirkone sind sehr kleine, von Auge kaum sichtbare Minerale, die sich in fast jedem magmatischen Gestein befinden (Abb. 11).



Abb. 10: Massenspektrometer.

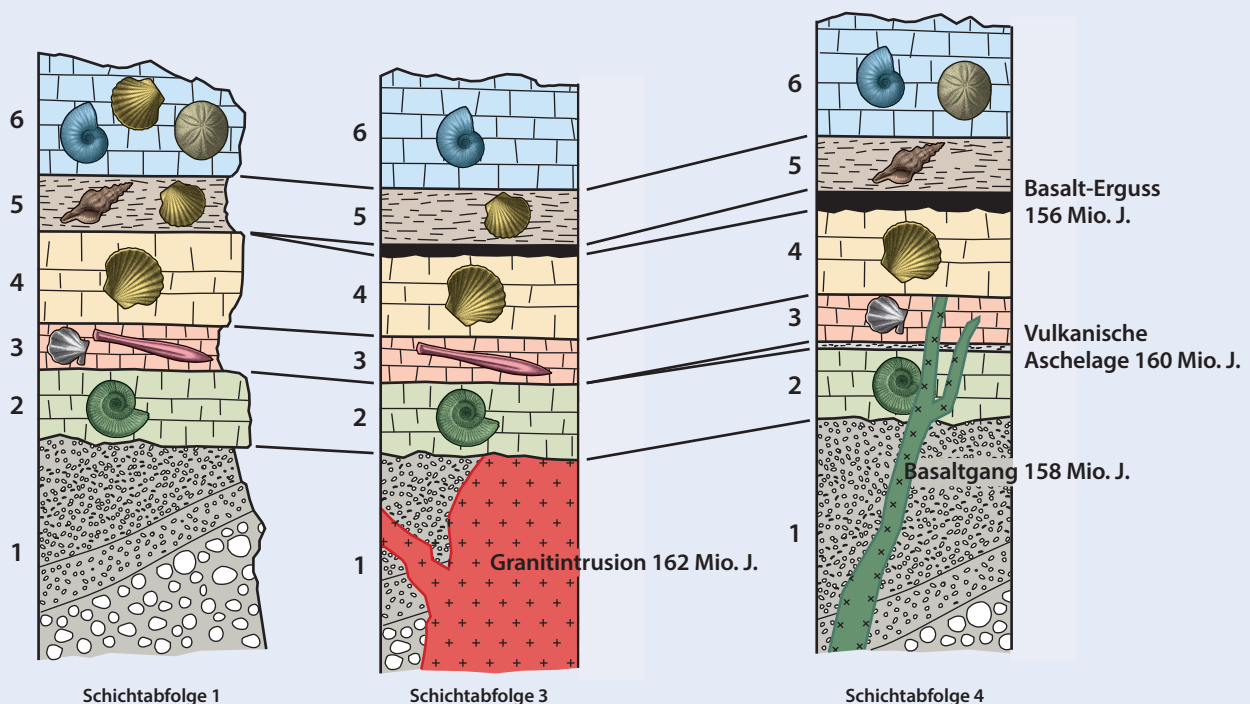


Abb. 11: Zirkonkristall (Z) in Biotit. Der schwarze Rand im Biotit entsteht durch die radioaktive Strahlung des Urans im Zirkon (Dünnschliff, ca. 20-fache Vergrößerung).

samte Gestein fertig erstarrt war. Ab dem Moment des Erstarrens der Schmelze sind alle Elemente in den Mineralen „eingefroren“ und die „radioaktive Uhr“ beginnt zu ticken. So lässt sich beispielsweise das Alter von Granitintrusionen oder Vulkanausbrüchen bestimmen.

Bei metamorphen Gesteinen findet während der Metamorphose ein Austausch von Elementen statt. Gewisse Minerale wandeln sich dabei in andere um. Die „radioaktive Uhr“ wird somit für die meisten Minerale neu gestellt und man datiert in den meisten Fällen nicht das ursprüngliche Alter des Gesteins, sondern jenes der Metamorphose. Eine Ausnahme bildet das Mineral Zirkon (Abb. 11), dessen „radioaktive Uhr“ erst zwischen 950 und 1'000°C neu gestellt wird. Derart hohe Temperaturbereiche werden bei Gesteinsmetamorphosen selten erreicht.

Biogene Sedimentgesteine enthalten keine Minerale, die mit den bisher bekannten Methoden zuverlässig datiert werden können. Für die Datierung der Lebenszeit von Fossilien sind deshalb Umwege über magmatische Gesteine notwendig (Kap. 4.4). Enthalten klastische Sedimente wie Sandsteine datierbare Minerale, stammen diese aus längst wegerodierten Gesteinen von oft unbekannter Herkunft.



Die absoluten Alter der Sedimentschichten von Schichtabfolge 1 aus Abb. 6 können indirekt durch Eingrenzung bestimmt werden: In Schichtabfolge 3 wird Schicht 1 von einer Granitintrusion durchschlagen, die ihrerseits vor der Ablagerung von Schicht 2 aberodiert wurde. Die Granitintrusion ist auf 162 Mio. Jahre datiert, Schicht 2 muss also jünger sein als 162 Mio. Über Schicht 4 ergoss sich Basalt aus einem Vulkan, der auf 156 Mio. Jahre datiert wurde, Schicht 4 ist demnach älter als 156 Mio. Jahre. Die Situation in Schichtabfolge 3 ergibt: die Schichten 2 bis 4 sind zwischen 162 und 156 Mio. Jahre alt. Dies ist jedoch noch keine befriedigende Eingrenzung.

Nimmt man nun noch Schichtabfolge 4 hinzu, lassen sich die Alter weiter eingrenzen: Schicht 2 wird von einer vulkanischen Aschelage bedeckt, in welcher sich datierbare Minerale befinden. Ihr Alter von 160 Mio. Jahren grenzt Schicht 2 und damit auch das Alter von Ammonit A (vgl. Abb. 6) auf 162 bis 160 Mio. Jahre ein. Dies ist schon ziemlich genau. Ein auf 158 Mio. Jahre datierter Basaltgang durchschlägt zusätzlich die Schichten 1 bis 3 und ist vor der Ablagerung von Schicht 4 aberodiert worden. Er ist also älter als Schicht 4. Damit lässt sich das Alter von Schicht 4 auf 158 bis 156 Mio. Jahre eingrenzen. Dies entspricht jedoch nicht dem Alter von Muschel A (vgl. Abb. 6), denn sie kommt in den Schichtabfolgen 1 und 3 auch in anderen Schichten vor. Schicht 3 ist zwischen 160 und 158 Mio. Jahre alt.

Abb. 12: Eingrenzung der Alter von Sedimentschichten und Fossilien anhand eines fiktiven Beipfels (Schichtabfolge 2 in Abb. 6).

Deren Alter ist zwar für die Datierung des betreffenden Sedimentgesteins bedeutungslos, es kann aber auf die Spur sehr alter Gesteine oder sogar ganzer Gebirge führen, die längst nicht mehr existieren.

4.4 Indirekte Datierung von Sedimentgesteinen

Sedimentgesteine lassen sich in den seltensten Fällen direkt absolut datieren. Finden sich jedoch Kontakte zwischen Sedimentschichten und datierbaren Gesteinen – am besten magmatischen Gesteinen – und kann deren relative Altersbeziehung mit Sicherheit festgestellt werden, lassen sich die Alter von Sedimentschichten und von Fossilien eingrenzen (Abb. 12). Unzählige solcher Eingrenzungen weltweit haben es ermöglicht, die Internationale Chronostratigraphische Skala mit absoluten Altersangaben zu versehen (rechte Spalte in Abb. 4). Diese werden laufend verfeinert.

5 Geothermobarometrie

Um im Detail verstehen zu können, wie Gebirge entstanden sind, müssen möglichst genau die Druck- und Temperaturbedingungen bestimmt werden können, unter welchen die Gesteine im Gebirgsinneren durch Metamorphose umgewandelt wurden. Dadurch kann abgeschätzt werden, unter welcher Überlast sich Teile der Erdkruste während der Gebirgsbildung befanden und wie tief sie untergeschoben (subduziert) wurden. Für die Rekonstruktion der Abläufe während der Gebirgsbildung macht es einen grossen Unterschied, ob dies beispielsweise „nur“ 30 oder über 100 km waren. Mit Gebirgsbildung generell wird sich Modul 4, mit der Entstehung der Alpen Modul 5 beschäftigen.

Wie die Entstehungsbedingungen von metamorphen Tongesteinen anhand der darin enthaltenen Minerale ungefähr abgeschätzt werden können, haben wir bereits in Modul 1, Kap. 6.2.2 (Abb. 5) gesehen. Man kann Druck und Temperatur jedoch nicht nur abschätzen, man kann sie auch durch Messungen genauer ermitteln. Auch dafür eignen sich metamorphe Tongesteine besonders gut (Abb. 13).

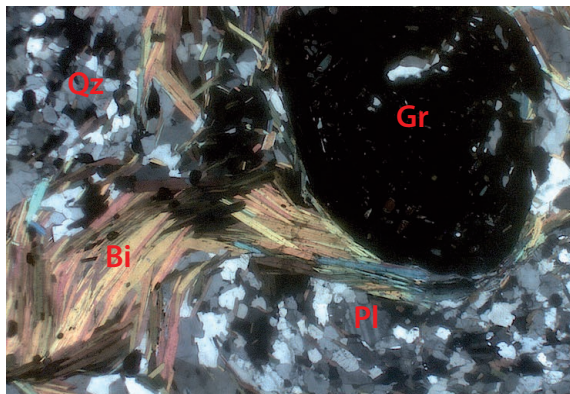


Abb. 13: Dünnschliff eines metamorphen Tongesteins aus dem Himalaya mit Granat (Gr), Biotit (Bi), Plagioklas (Pl) und Quarz (Qz), Vergrößerung ca. 10 x.

5.1 Geothermobarometrie metamorpher Tongesteine

Etliche Minerale tauschen im Lauf der Metamorphose untereinander Ionen³ aus, die etwa gleich gross sind und dieselbe Ladung haben. In metamorphen Tongesteinen (Abb. 13) werden zwischen Granat, Biotit (dunkler Glimmer) und Plagioklas (eine von vielen Arten Feldspat) u. a. die Ionen von Magnesium (Mg^{2+}), Eisen (Fe^{2+}) und Kalzium (Ca^{2+}) ausgetauscht. Dieser Austausch ist jedoch nicht zufällig. Der Mg^{2+} -Anteil in Granat ist vor allem von der Temperatur abhängig, er ist also ein gutes Thermometer. Der Ca^{2+} -Anteil hingegen ist von Temperatur und Druck gleichermassen abhängig. Zusammen ergeben diese Werte deshalb ein gut funktionierendes Thermo-Barometer.

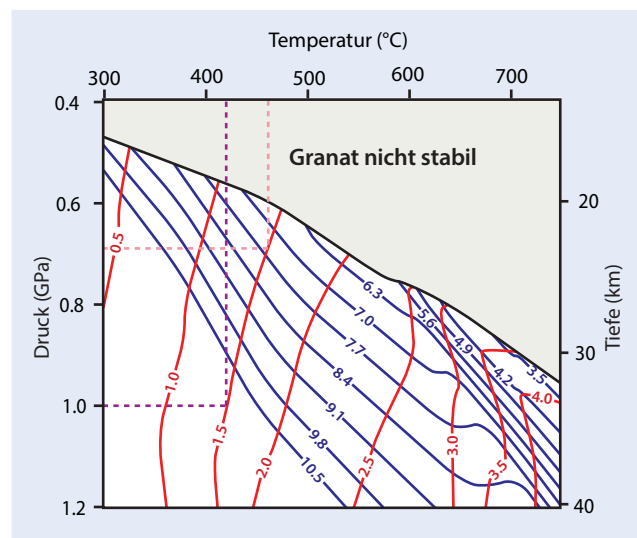


Abb. 14: Isoplethen (Linien konstanter Zusammensetzung) in Gewichtsprozent (Gew.-%) für den Gehalt an Mg^{2+} (rot) und Ca^{2+} (blau) in Granat, dargestellt in einem Druck - Temperatur Diagramm. Das Diagramm ist folgendermassen zu lesen: Beispielsweise beträgt der Gehalt an Mg^{2+} sowohl bei 1.0 GPa und 420°C (violett gestrichelte Linien) wie auch bei 0.7 GPa und 460°C (rosa gestrichelte Linien) 1.5 Gew.-%. Der Übersichtlichkeit halber sind die Isoplethen in Schritten von 0.5 Gew.-% für Mg^{2+} und 0.7 Gew.-% für Ca^{2+} dargestellt, kleinere Schritte ergäben mehr Isoplethen. Im grauen Bereich kommt Granat nicht vor.



Abb. 15: Elektronenmikrosonde im Geoforschungszentrum Potsdam.

³ Atome mit positiver oder negativer Ladung.

Durch Experimente und Berechnungen lässt sich der Gewichtsanteil von Mg^{2+} und Ca^{2+} in Granatkristallen für jede Temperatur und für jeden Druck bestimmen und in Form von Linien konstanter Zusammensetzung (Isoplethen) in einem Druck-Temperatur Diagramm darstellen. Solche Isoplethendiagramme stehen heute routinemässig zur Verfügung (Abb. 14).

Mit einer Elektronenmikrosonde, einer komplexen Apparatur, welche Minerale mit einem Elektronenstrahl analysiert (Abb. 15), werden nun die Gehalte an Mg^{2+} und Ca^{2+} in einem Granatkristall aus einer Gesteinsprobe gemessen. Das könnten beispielsweise 2.4 Gewichtsprozent (Gew-%) Mg^{2+} und 7.3 Gew-% Ca^{2+} sein. Der Schnittpunkt der entsprechenden Isoplethen (grün und gelb in Abb. 16) repräsentiert die Druck- und Temperaturbedingungen bei der Entstehung der Minerale in unserer Gesteinsprobe.

Wie bei der Geochronologie treten auch bei der Thermobarometrie Mess- und Berechnungsfehler auf. Man rechnet deshalb generell mit einer Genauigkeit der ermittelten Werte von ca. $\pm 50^\circ\text{C}$ und $\pm 0.1\text{ GPa}$.

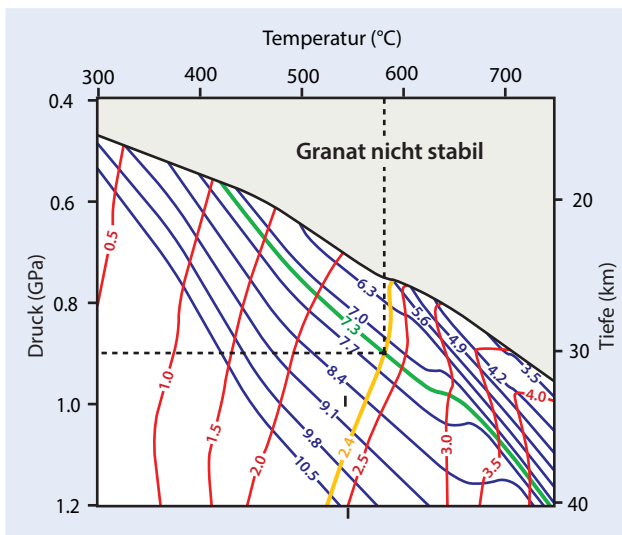


Abb. 16: Isoplethen für gemessene 2.4 Gewichtsprozent (Gew-%) Mg^{2+} (gelb) und 7.3 Gew-% Ca^{2+} (grün) im Granat einer Gesteinsprobe, dargestellt in einem Druck-Temperatur Diagramm. Der Schnittpunkt der Isoplethen ergibt die Temperatur- und Druckbedingungen bei der Entstehung des Granatkristalls: ca. 580°C bei 0.9 GPa, dies entspricht einer Entstehungstiefe von ca. 30 km.

6 Seismologie und Seismik

Die Seismologie (altgriech. σεισμός, seismós = Erschütterung) untersucht die Entstehung und Ausbreitung von natürlichen Erdbebenwellen sowie deren Auswirkungen auf die menschliche Zivilisation. Die Seismik erforscht die obere Erdkruste zusätzlich auch mittels künstlich erzeugter seismischer Wellen.

6.1 Die Natur gewährt auch ohne Technik Einblick ins Erdinnere

Anhand der Gesteine, die an der Erdoberfläche beobachtet werden können, zeichnen Geologinnen und Geologen

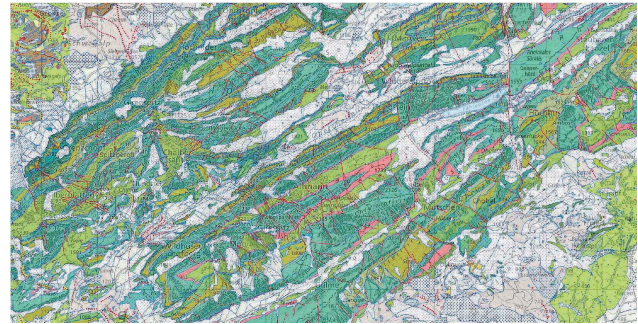


Abb. 17: Geologische Karte des Alpsteingebiets, welche die Gesteine anzeigt, die an der Oberfläche auftreten. Kartenbreite 11 km.

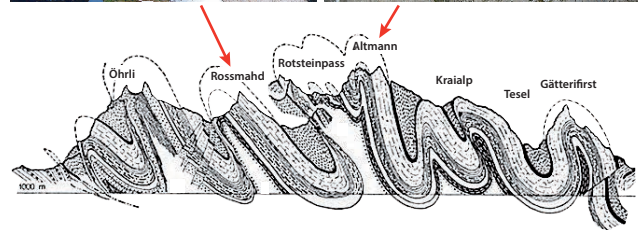


Abb. 18: Die oberflächliche Lage der Sedimentschichten im Alpstein erlaubt es abzuschätzen, wie die Schichten unter der Erdoberfläche verlaufen (Profil von Albert Heim, 1916), Fotos vgl. Abb. 3).

Karten, welche die oberflächliche Anordnung der Gesteine wiedergeben (Abb. 17). Die Lage von Grenzen zwischen Gesteinskörpern, Schichtgrenzen, Schieferungen, Falten oder Überschiebungsflächen ermöglicht es zusätzlich abzuschätzen, wie die Gesteinskörper in drei Dimensionen im Erdinnern angeordnet sind (Abb. 18). Tief eingeschnittene Täler in Gebirgen oder tiefe Canyons wie der Grand Canyon in den USA erlauben einen besonders tiefgreifenden Einblick in die Erdkruste, auch dieser geht jedoch selten weiter als zweitausend Meter in die Tiefe (Abb. 19).

Genügen solch wenig präzise Abschätzungen der dreidimensionalen Verhältnisse im Untergrund aufgrund oberflächlicher Beobachtungen nicht, kann zusätzlich gebohrt werden. Doch auch Bohrungen reichen selten tiefer hinunter als einige tausend Meter und sie erlauben nur einen punktuellen Blick ins Erdinnere. Benötigt man ein umfassenderes Bild, kommen Seismologie und Seismik ins Spiel.

6.2 Natürliche seismische Aktivität: Erdbeben

Zwischen Lithosphärenplatten, die sich relativ zueinander bewegen, gibt es starke Reibungskräfte. Diese verhindern, dass sich die Lithosphärenplatten kontinuierlich bewegen können und führen über Jahre bis Jahrhunderte zum Aufbau von Spannungen⁴. Übersteigen die Spannungen

⁴ Physikalisch: Mass für die innere Beanspruchung eines Körpers infolge Belastung von aussen.

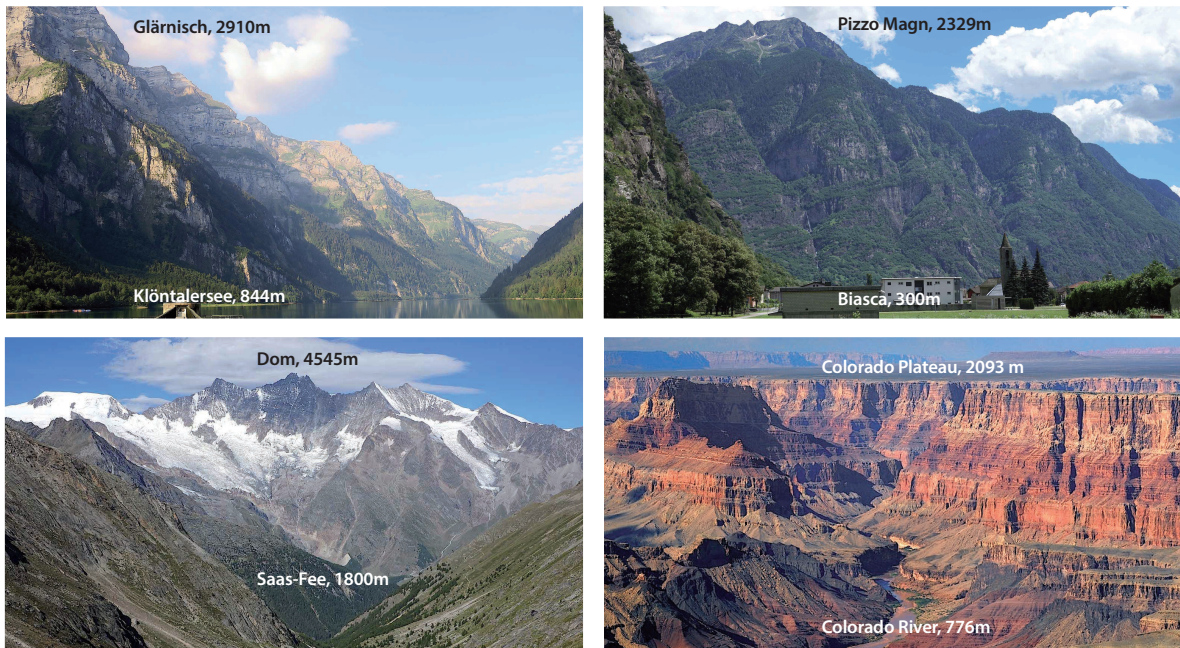


Abb. 19: Tiefe, natürliche Einblicke in die Erdkruste.

gen die Reibungskräfte, lösen sich diese schlagartig und die Platten bewegen sich innert Sekunden um Dezimeter bis Meter. Dabei wird Energie in Form von Wärme und seismischen Wellen freigesetzt, welche die Erdkruste in Schwingungen versetzen (Abb. 20). Dies nehmen wir als Erdbeben wahr. 90% aller Erdbeben weltweit – darunter die stärksten Erdbeben – entstehen auf diese Weise. Daneben kann beispielsweise auch der Aufstieg von Magma in Vulkansloten Beben erzeugen.

Vom Hypozentrum, dem Erdbebenherd aus breiten sich zwei verschiedene Arten von Erdbebenwellen aus, welche die Erdkruste auf unterschiedliche Weise deformieren und sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit fortpflanzen: Als erste erreichen die schnellen **Primärwellen** oder **P-Wellen** mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 6 km/s die Erdoberfläche. Diese sind vergleichbar mit Schallwellen und führen abwechselnd zu einer Komprimie-

rung und Dekomprimierung der Materie. Die rund halb so schnellen **Sekundärwellen** oder **S-Wellen** hingegen versetzen die Erdkruste in Schwingung (Abb. 21).

P- und S-Wellen sind Raumwellen, die sich in der Erdkruste in allen Richtungen ausbreiten. Sobald die Raumwellen die Erdoberfläche erreicht haben, wandeln sie sich in Oberflächenwellen um, welche nach zwei englischen Mathematikern **Rayleigh-** und **Love-Wellen** genannt werden. Die Oberflächenwellen pflanzen sich vom Epizentrum aus konzentrisch entlang der Erdoberfläche fort, wobei sie diese in Schwingung versetzen (Abb. 21).

P-Wellen pflanzen sich in kalter, fester Materie schneller fort als in heisser, plastischer oder sogar flüssiger Materie. Selbst unterschiedliche Gesteinsarten beeinflussen die Geschwindigkeit von seismischen Wellen. S-Wellen können sich in flüssiger Materie gar nicht fortpflanzen.

Treffen S- und P-Wellen auf Flächen, welche Materie mit unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften trennen, seien dies Grenzen zwischen sedimentären Schichten, Überschiebungsflächen einzelner Krustenblöcke in Gebirgen, oder in noch grösseren Dimensionen die Grenzen zwischen einzelnen Erdschalen, so werden sie reflektiert oder gebrochen (vgl. auch Modul 2, Abb. 3).

Erdbebenwellen können seit 1850 mit **Seismographen** gemessen werden, welche die Bewegungen der Erdoberfläche auf sogenannten Seismogrammen aufzeichnen (Abb. 22). Die Forschung macht sich die Unterschiede in den Fortpflanzungsgeschwindigkeiten sowie Reflexion und Brechung der Wellen zunutze, um anhand tausender Messungen von Zeitdifferenzen unterschiedlich schnell eintreffender Erdbebenwellen rund um den Globus den Aufbau der Erdkruste und das Erdinnere zu erkunden (vgl. Modul 2). Dadurch ist es sogar möglich, an den Grenzen

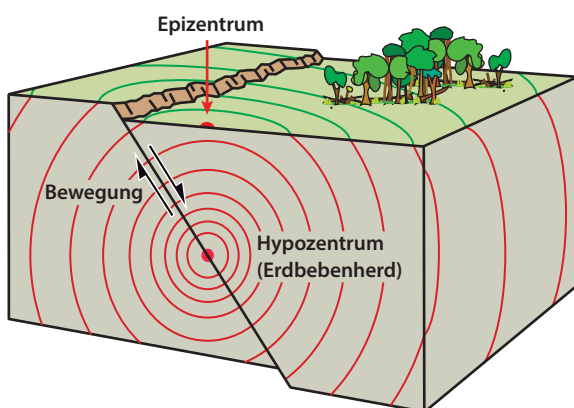


Abb. 20: Ausbreitung seismischer Wellen, ausgehend vom Hypozentrum. Senkrecht über dem Hypozentrum befindet sich das Epizentrum, das am stärksten vom Beben erschütterte Gebiet. Rot: Raumwellen; grün: Oberflächenwellen.

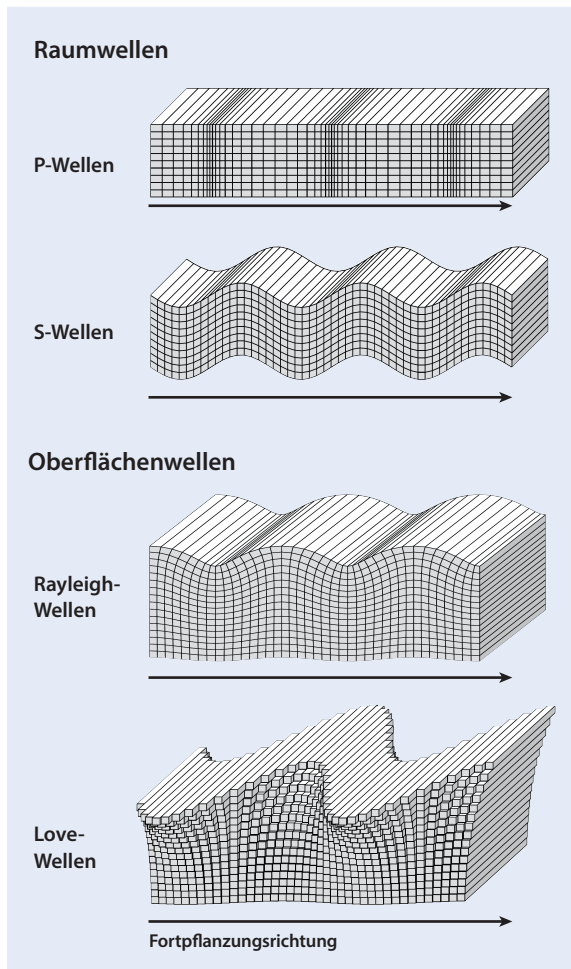


Abb. 21: Raum- und Oberflächenwellen nach P. M. Shearer, 1999.

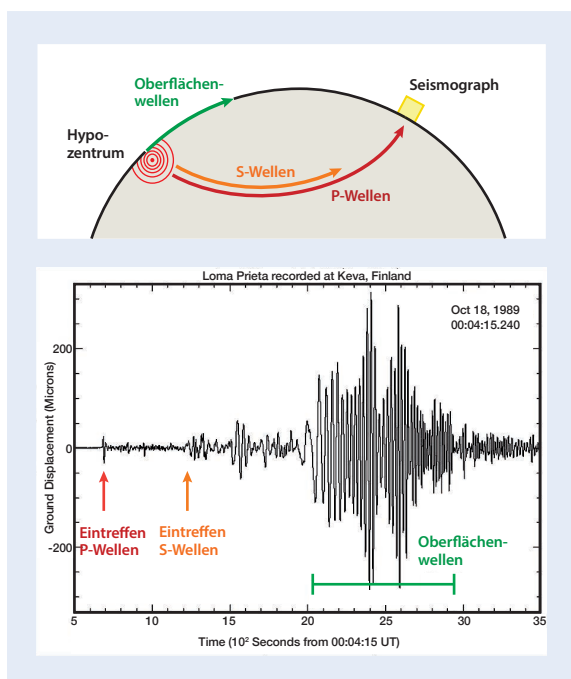


Abb. 22: Seismogramm des verheerenden Erdbebens von Loma Prieta in Kalifornien, 1989, aufgenommen in Finnland. P-, S- und Oberflächenwellen pflanzen sich unterschiedlich schnell fort, so dass sie auf dem Seismogramm mit deutlichen Zeitunterschieden registriert werden.

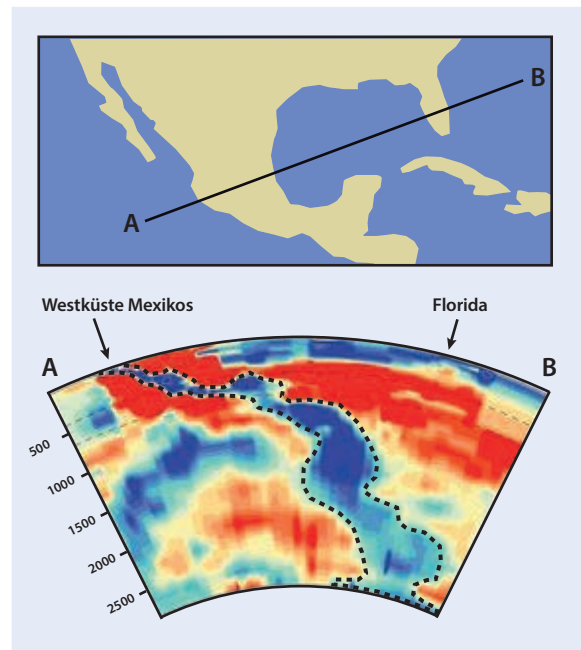


Abb. 23: Seismisches Tomogramm durch Erdkruste und Erdmantel im Bereich des Golfs von Mexiko. In Blau sind Bereiche mit grösserer Wellengeschwindigkeit dargestellt (kälter und/oder fester), in den roten Bereichen ist die Wellengeschwindigkeit geringer (wärmer und/oder flüssiger). Der grosse, zusammenhängende blaue Bereich (schwarz umrandet) wird als Lithosphärenplatte interpretiert, die an der Westküste Mexikos bis an die Grenze zum Erdkern hinunter sinkt.

von Lithosphärenplatten das Abtauchen kalter Erdkruste in den Erdmantel nachzuweisen (Abb. 23).

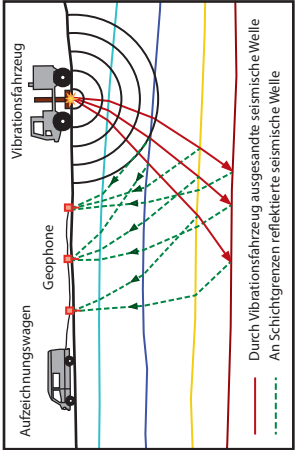
6.3 Reflexionsseismik

Soll der Untergrund sehr detailliert untersucht werden, beispielsweise um Erdöl, Erdgas oder einen Lagerstandort für radioaktive Abfälle zu finden, oder um den inneren Aufbau eines Gebirges zu verstehen, reicht die Auswertung natürlicher seismischer Wellen nicht aus. Dafür werden künstliche Wellen erzeugt, entweder durch Explosionen oder mit schweren Fahrzeugen, die heftige Vibrationen auf den Boden übertragen können. Die auf diese Weise erzeugten seismischen Wellen werden an Schichtgrenzen, Überschiebungsflächen und Brüchen im Untergrund reflektiert und an die Erdoberfläche zurückgeworfen, wo ihre Ankunft mit Geophonen registriert wird. Dies sind Vibrationsmesser, welche in langen Reihen in die Erde gesteckt werden. Über Kabel sind die Geophone mit einem Aufzeichnungsfahrzeug verbunden, wo die Signale der reflektierten seismischen Wellen ausgewertet werden. Der reflektierten seismischen Wellen wegen wird diese Methode Reflexionsseismik genannt (Abb. 24, 25).

Als Endresultat der Reflexionsseismik entstehen **seismische Profile** mit oft nur vage erkennbaren, schattenartigen Linien (Abb. 24A), welche Grenzen zwischen unterschiedlichen Gesteinsformationen, Überschiebungsflächen oder Brüchen im Gestein abbilden. Informationen über die Gesteinsarten selbst sind darin jedoch nicht enthalten. Reflexionsseismik kann deshalb nur dort sinnvoll



Bohrung



Seismik



Beobachtung und Beprobung
an der Oberfläche



Bohrung

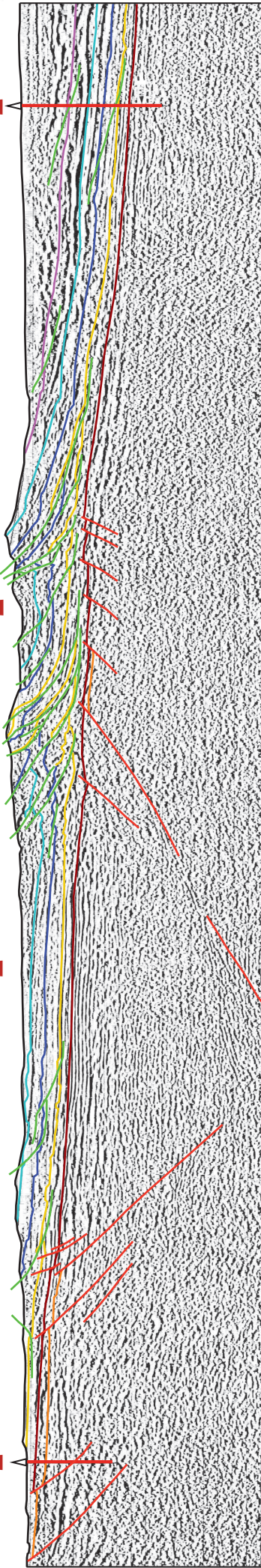


Abb. 24A: Seismisches Profil durch das Juragebirge zwischen Schafisheim und Kaisten im Kanton Aargau, das in den 1980-er Jahren im Rahmen der Untersuchung der Tiefenstrukturen der Schweiz (Projekt NFP 20/Deep Structure of the Swiss Alps) entstand. Die farbigen Linien verdeutlichen die wichtigsten, durch die Reflexionseismik lokalisierten Gesteinsgrenzen, Überschiebungen und geologischen Bruchlinien. Die Gesteine konnten sowohl durch Beobachtung und Beprobung an der Erdoberfläche wie auch mittels Bohrungen zugeordnet werden.

NNW

Rhine River

Drilling Kaisten

Hornussen

Zeihen

Thalheim

Gisilfluh

Rupperswil

Aare River

Drilling Schafisheim

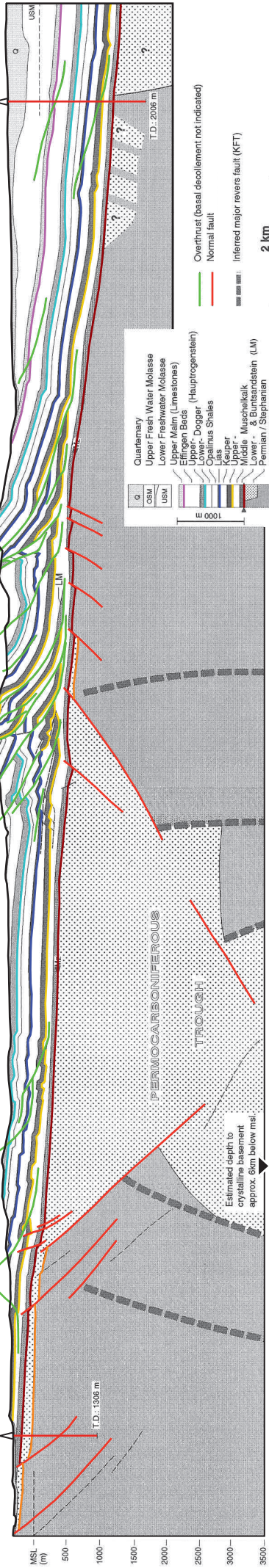


Abb. 24B: Geologische Interpretation der Gesteinsschichten des Juragebirges und der darunter liegenden Gesteine auf der Basis von Beobachtung / Beprobung an der Erdoberfläche, Bohrungen und des seismischen Profils in Abbildung 24A. Die farbigen Linien entsprechen jenen in Abbildung 24A. Ohne seismische Profile und Bohrungen wären die sogenannten Permokarbontröge, alte Grabenbrüche unter dem Juragebirge, nie gefunden worden, da sie vollständig von jüngeren Gesteinen überdeckt sind.

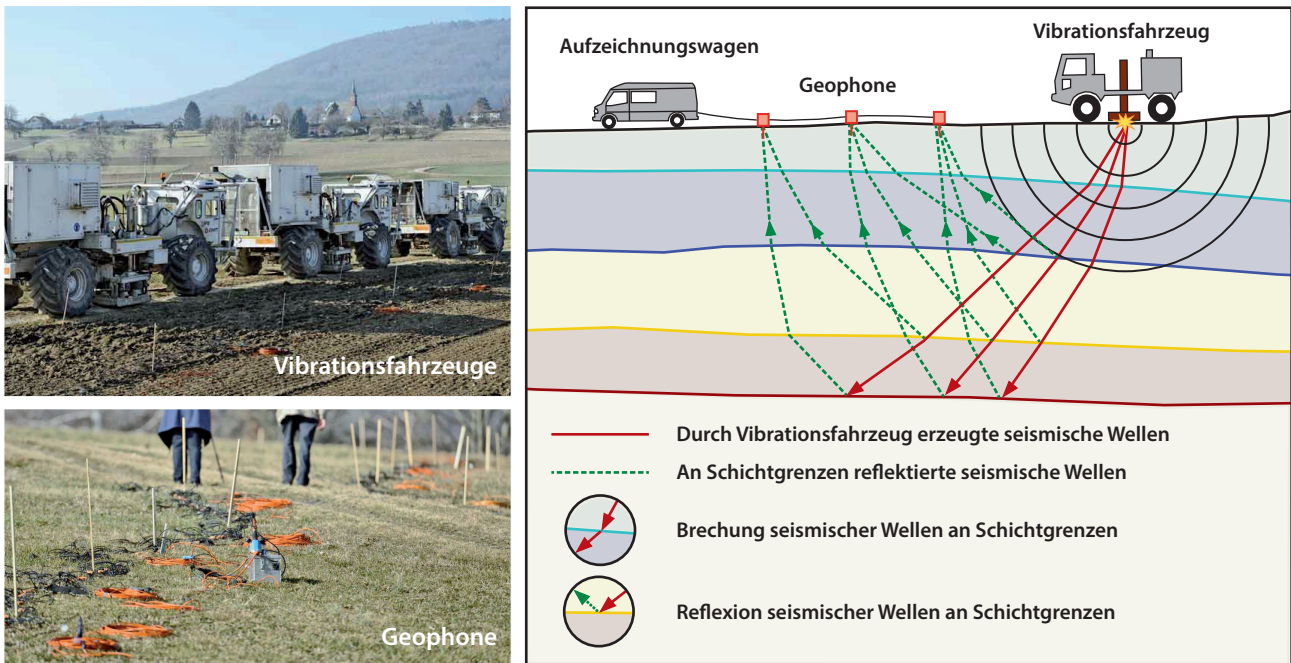


Abb. 25: Mit schweren Vibrationsfahrzeugen werden künstliche, ungefährliche seismische Wellen erzeugt, welche von den Gesteinsgrenzen im Untergrund an die Erdoberfläche zurück reflektiert werden, wo sie mit Geophonen aufgezeichnet und mit Computerprogrammen analysiert werden. Lage und Tiefe von Grenzen zwischen Gesteinsformationen wie auch von Brüchen und Überschiebungen, die sich von der Oberfläche aus nicht abschätzen lassen, können auf diese Weise im Untergrund erkannt werden.



Abb. 26: Bohrung der NAGRA mit dem Bohrturm. Im Vordergrund liegt das Bohrgestänge, welches während der Bohrung Stück für Stück verlängert wird, bis die Bohrung ihre Gesamttiefe erreicht hat und das Gestänge hochgezogen und wieder auseinander geschraubt wird. Die NAGRA (Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle) ist für die sichere Endlagerung der in der Schweiz anfallenden radioaktiven Abfälle und für die damit verbundenen Forschungsarbeiten verantwortlich.

betrieben werden, wo die Gesteine zumindest teilweise zugänglich sind, dies natürlich am besten direkt an der Erdoberfläche. Die Reflexionsseismik liefert dann zusätzliche Informationen über deren Lage im Untergrund.

Sind an der Erdoberfläche keine Gesteine zu sehen, etwa weil diese wie in den immerfeuchten Tropen tiefgründig und bis zur Unkenntlichkeit verwittert sind oder weil mächtige Sand- und Kiesablagerungen darüber liegen wie in vielen Wüsten oder stellenweise auch im Schweizer Mittelland, können Bohrungen zumindest punktuell zusätzliche Informationen zu den Gesteinen im Untergrund liefern. Meist werden seismische Profile deshalb im Zusammenspiel zwischen Gesteinsbeobachtungen und -probenahmen an der Erdoberfläche sowie Gesteinsproben aus Bohrungen interpretiert (Abb. 26, 27).



Abb. 27: Bohrkern, die mit einem Hohlbohrkopf aus dem Gestein heraus gefräst wurden (Kernbohrung). Bei kostengünstigen Meißelbohrungen wird auf den Einsatz eines Hohlbohrkopfes verzichtet. Dann muss es reichen, die Gesteinssplitter zu untersuchen, welche von der Bohrflüssigkeit aus dem Bohrloch an die Oberfläche geschwemmt werden.