

Landschaftsentwicklung in Bayern

1	Von der Gebirgsbildung zur Einebnung	171
2	Schichtstufenland	176
3	Karstlandschaft	178
4	Gletscher	182





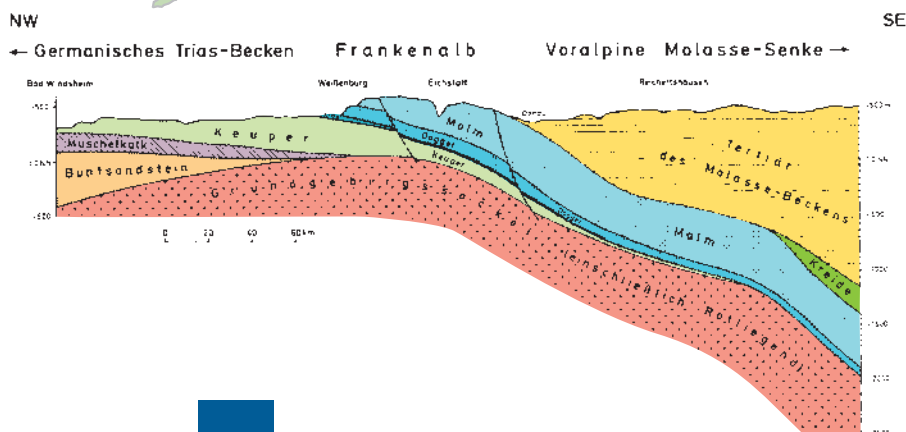
Landschaftsentwicklung in Bayern

E1 | a) Geologische Großeinheiten in Bayern und b) eine Interpretation der strukturellen Situation im Untergrund.

Das Verständnis der dynamischen Prozesse in der Erde hat auch unser Verständnis für die Landschaftsformung an der Erdoberfläche erweitert. Zwischen endogenen (gesteuert durch Kräfte aus dem Erdinneren) und exogenen (gesteuert durch Kräfte an der Erdoberfläche) geologischen Prozessen gibt es Rückkoppelungen, die insbesondere in den Phasen der → Gebirgsbildung (→ Orogenese) zum Tragen kommen und durch die sogenannte → Tektonik beschrieben werden. Wir wissen heute, dass die Kräfte der Plattenkollision nicht nur in der direkten Kollisionszone aktiv sind, sondern weit in das Vorland der Gebirge hinausreichen und dort Hebungen, Senkungen und Störungen initiieren und aktivieren können, die Hunderte von Kilometern von den Plattenrändern entfernt sind. Diese Störungen sind wiederum Vorzeichnungen für Verwitterung und Erosion und bestimmen damit die Landschaftsmorphologie mit. In der tektonisch ruhigen Phase nach einer Gebirgsbildung sind es dann die exogenen Prozesse, die in Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen die Landschaft formen.



In Bayern gibt es vielfältige Landschaftsformen, vom jungen Hochgebirge der Alpen im Süden zum alten Variszischen Rumpfgebirge (Böhmische Masse) in Ostbayern (↗ E1). Der Abtrag des Variszischen Gebirges sammelte sich in riesigen Sedimentbecken, mächtige klastische und karbonatische Sedimente (► Modul B „Minerale und Gesteine“) wurden hier im Perm und Mesozoikum abgelagert (Germanisches Trias-Becken). Durch die Hebung und den Abtrag der Alpen entstanden grobklastische und feinklastische Ablagerungen im nördlichen Vorland des Hochgebirges (Vor-alpine Molasse-Senke). Erosion durch Wasser und Eis schufen ein Relief und prägten diese Landschaft.



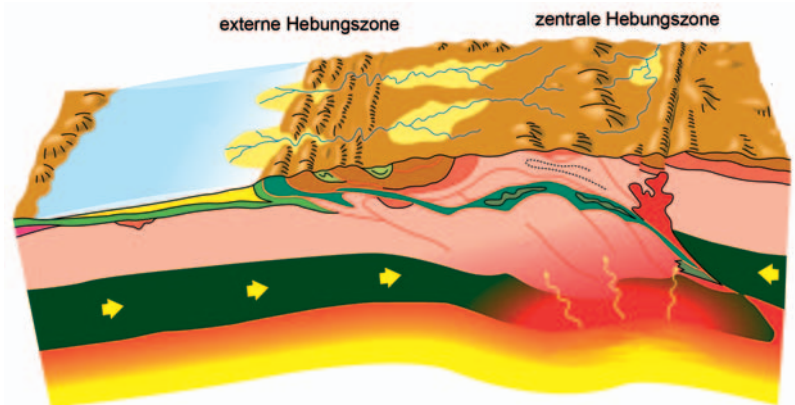
In diesem Modul wird Einblick in wichtige Prozesse gegeben, die die Landschaft in Bayern formten, dabei wird zwischen der dynamischen Phase während einer Gebirgsbildung und der ruhigen Phase nach der Gebirgsbildung unterschieden.

1 Von der Gebirgsbildung zur Einebnung

Wie die vereinfachte geologische Karte von Bayern zeigt (→ E1a), wird der größte Teil der Fläche des Landes von → Deckgebirge aus Sedimentgestein eingenommen, die einem sogenannten → Grundgebirge aufliegen. Beispielsweise ist dieses Grundgebirge im Gebiet des Bayerischen Waldes und der Oberpfalz direkt an der Oberfläche zu finden und so weiß man, wie es aussieht und zusammengesetzt ist. Diese Gebiete gehören zur → Böhmischer Masse, dem größten Grundgebirgsaufschluss in Mitteleuropa. Da das Grundgebirge hier aus kristallinen Gesteinen besteht, in denen die Kristalle mit dem bloßen Auge sichtbar sind, spricht man auch von kristallinem Grundgebirge oder auch nur abgekürzt vom Kristallin. Das Kristallin in Ostbayern bildet zusammen mit dem Schwarzwald, den Vogesen und dem Zentralmassiv in Frankreich den südlichen Gürtel des Variszischen Gebirges, das sogenannte Moldanubikum. Es besteht aus hochmetamorphen Gneisen und Amphiboliten, die in der Zeit vor etwa 380 – 320 Mio. Jahren entstanden, sowie vielen Graniten und Ganggesteinen, die während oder kurz nach der Variszischen Gebirgsbildung in der Zeit von etwa 330 – 290 Mio. Jahren in diese metamorphen Gesteine eingedrungen sind. Man weiß heute, dass die Gesteine damals bis zu 20 km tief in der Kruste lagen und sich das Variszische Gebirge als Hochgebirge, den Alpen vergleichbar, darüber türmte. Welche Mechanismen steuern die Hebung und den Abtrag eines neugebildeten Gebirges? Wie schnell steigt ein Gebirge auf? Ist es ein kontinuierlicher oder episodischer Prozess? Im Folgenden werden die wichtigsten Grundlagen dargestellt und es wird das Zusammenspiel exogener und endogener Kräfte bei der Reliefbildung beleuchtet.

Hebungsvorgänge während der Krusten-kollision - ein Gebirge entsteht

Bei der Kollision von kontinentalen Platten kommt es in ihrem direkten Kontaktbereich zu einer Deformation mit Bildung von Gebirgsgürteln und Heraushebung von Tiefengesteinen. Gebirge mit Höhen von mehreren tausend Metern markieren diese Kollisions-



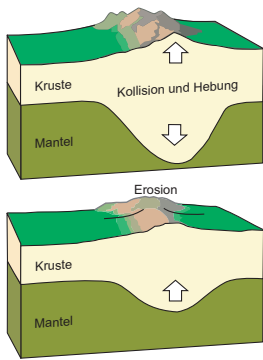
zonen. Die Orogen der Alpen und des Himalaya sind eindrucksvolle Beispiele für diese Prozesse. Die Hebungsvorgänge während der Gebirgsbildung können generell auf zwei Ursachen zurückgeführt werden (→ E2):

- isostatische Hebung im zentralen, metamorphen (heißen) Bereich des Gebirges,
- Überschiebungen und Krustenstapelung in den externen, schwach- bis nichtmetamorphen Einheiten des Gebirges.

Bei der Kollision der Platten sind horizontale Kräfte wirksam, die eine Einengung der Kruste bewirken. Im zentralen, heißen Teil des Orogens reagieren die Gesteine durch Faltung, Schieferung und Gneisbildung (► Modul B „Minerale und Gesteine“) auf diese einengenden Kräfte. Hier führt die Metamorphose zu einer Umkristallisation des Gesteinsgefüges. Das Gestein ist unter den hohen Temperaturen plastisch, also formbar wie Knetgummi, und durch die einengenden Kräfte verdickt sich die Kruste, es entsteht eine sogenannte Krustenwurzel. Während eine normale kontinentale Kruste eine Mächtigkeit von etwa 20 – 30 km hat, kann hier eine Mächtigkeit von 60 – 80 km aufgebaut werden.

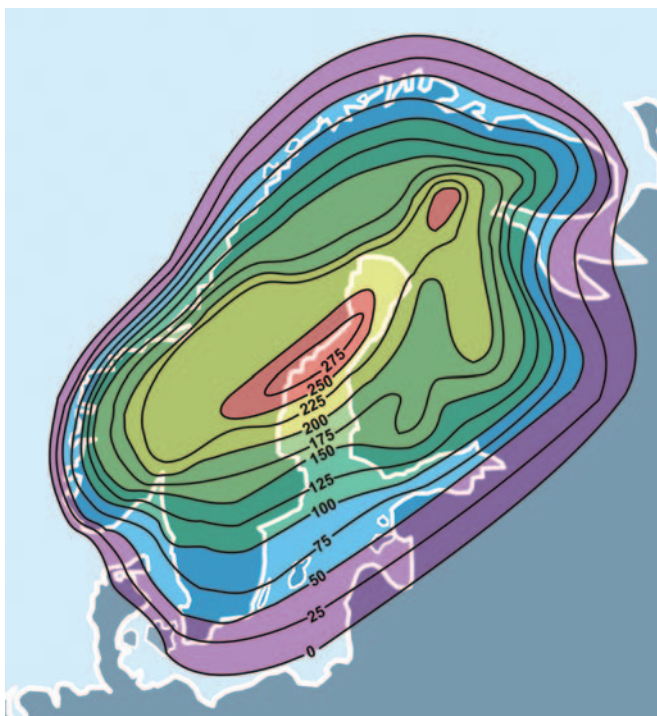
Die Heraushebung der Gesteine wird durch die sogenannte isostatische Ausgleichsbewegung verursacht, die durch die unterschiedliche Dichte der verdickten Kruste (leicht) gegenüber dem Mantel (schwer) entsteht. Die Kruste ist vergleichbar mit einem Korken, der auf dem Wasser schwimmt, dabei liegt aber der größte Teil unter Wasser. Je größer der Korken, desto tiefer liegt der Korken im Wasser (Schwimmgleichgewicht).

E2 | Eine Schemazeichnung zum Querschnitt durch ein Orogen am Beispiel der Alpen mit Darstellung der beiden Bereiche der Hebung im zentralen und externen Bereich des Gebirges.

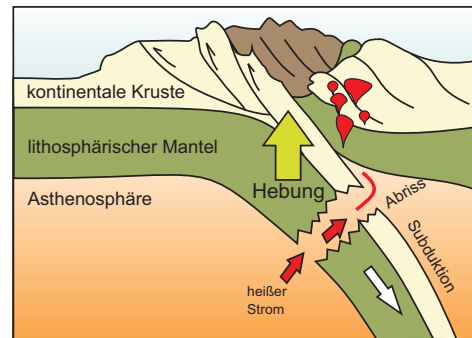


E3 | Isostatisch gesteuerte Hebung nach der Gebirgsbildung:
Oben: Verdickte Kruste im Endstadium der Gebirgsbildung
Unten: Aus Erosion und Abtrag an der Oberfläche resultiert eine Hebung der Kruste.

E4 | Kumulative Hebung des Skandinavischen Schildes nach der Eiszeit (Angaben in m).



Dieses schon von Archimedes erkannte Prinzip des Auftriebes bestimmt auch geologische Prozesse und wird hier als Isostasie bezeichnet. Vergleichbar kann man sich das isostatische Gleichgewicht der Erdkruste (der Korken) auf dem schwereren Erdmantel (das Wasser) vorstellen. Läge unter jedem Punkt der Erdoberfläche gleichviel Masse, dann wäre die Erdoberfläche eben. Durch die Gebirgsbildung wird die Kruste verdickt und je stärker die Verdickung, desto tiefer reicht die Basis der Kruste in den Erdmantel hinein. Die verdickte Kruste (ca. 70 km im Fall der Alpen und des Himalaya) zusammen mit dem starren oberen Teil des Mantels (► Modul C „Plattentektonik“, ↗ C2: lithosphärischer Mantel) wird in die weichere (plastische) → Asthenosphäre gedrückt. Durch die Erosion des Gebirges an der Erdoberfläche wird ein Ungleichgewicht geschaffen und das Gebirge steigt weiter auf (↗ E3). Dieser Zusammenhang zeigt auch, dass das Klima eine wichtige Rolle bei der Hebung und Erosion von Gebirgen spielt. Wird durch viel Niederschlag viel erodiert und abgetragen, steigt das Gebirge schneller, man hat also einen sich selbst verstärkenden Prozess. Die Hebungsgeschwindigkeit eines Gebirges ist variabel, für die Alpen nimmt man Phasen der Heraushebung von mehr als 5 mm/Jahr an. Heute heben sich die Alpen immer noch, wenn auch nur gering mit weniger als 1 mm/Jahr.



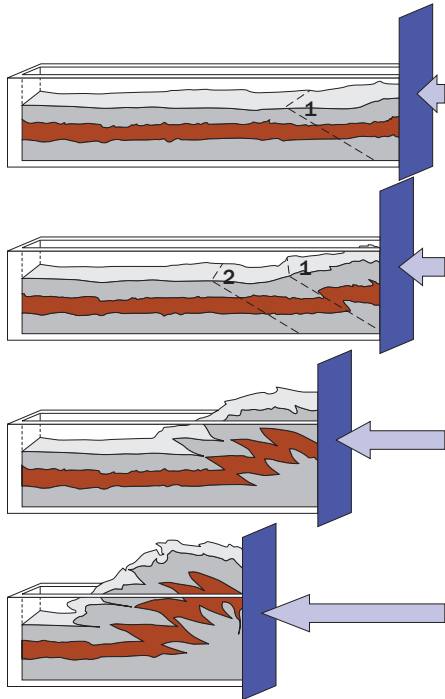
E5 | Schnelle Hebung eines Orogens durch den Abriss der subduzierten Platte (slab break-off).

Der Effekt einer isostatischen Ausgleichsbewegung durch Abtrag an der Erdoberfläche ist auch durch die Hebung des Skandinavischen Schildes nach der Eiszeit gut belegt (↗ E4): Durch die Auflast eines viele Kilometer dicken Eispanzers während der quartären Kaltzeiten drückte sich die Lithosphäre in den Bereich der unterliegenden plastischen Asthenosphäre hinein. Seit dem Abschmelzen des Eises hat sich der zentrale Teil Skandinaviens um bis zu 300 m gehoben.

Durch die immer genauere Altersbestimmung von geologischen Ereignissen hat man festgestellt, dass die Hebungsgeschwindigkeit in vielen Gebirgen schneller ist, als sie durch die isostatische Ausgleichsbewegung erklärt werden kann. Man nimmt heute an, dass es bei der Plattenkollision mit Schließung eines Ozeans und Subduktion einer ozeanischen Platte zu einem Abriss der abtauchenden Platte kommt und diese langsam in den Mantel absinkt (↗ E5). Durch den Abriss entfällt die Zugkraft der abtauchenden Platte und dadurch wird ein „Zurückschnellen“ der verbleibenden Platte erzeugt, was zu einer schnellen Hebung der darüber liegenden Kruste führt. Ein heißer Strom aus der Asthenosphäre liefert zusätzliche Hitze und es kommt zu Aufschmelzungen und Aufstieg von Magmen, die die gesamte Kruste erwärmen und damit spezifisch leichter machen.

Man nimmt heute an, dass dieser Mechanismus bei der Heraushebung des Bayerischen Waldes nach der Variszischen Kollision eine wichtige Rolle gespielt hat. Die im südlichen Bayerischen Wald weit verbreiteten migmatischen (teilgeschmolzenen) Gesteine und die sie durchtränkenden Granite könnten durch einen sehr heißen Strom beim Plattenabriss

nach der Kollision von Variszischen Kontinentblöcken erzeugt worden sein. Die Gesteine sind unmittelbar nach der Kollision in einem sehr engen Zeitintervall von 324 – 320 Mio. Jahren entstanden und danach sehr schnell angehoben worden.

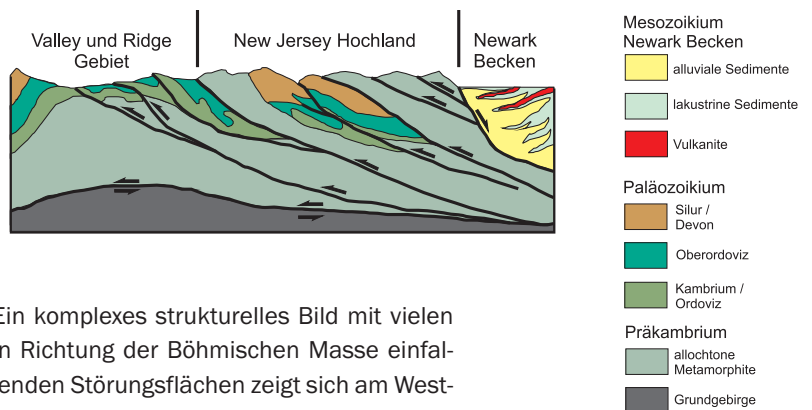
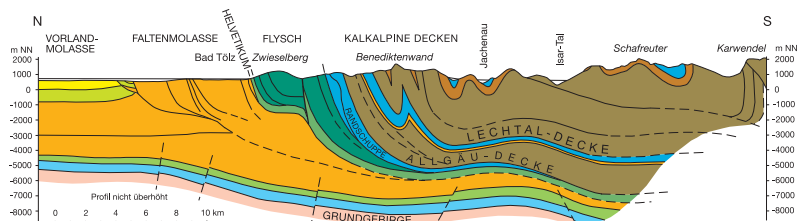


E6 | Die Entstehung von Überschiebungen bei der Krusteneinengung. 1 markiert die erste, 2 die nächste Überschiebungsbahn. Stapelung der Gesteinseinheiten erfolgt von unten nach oben.

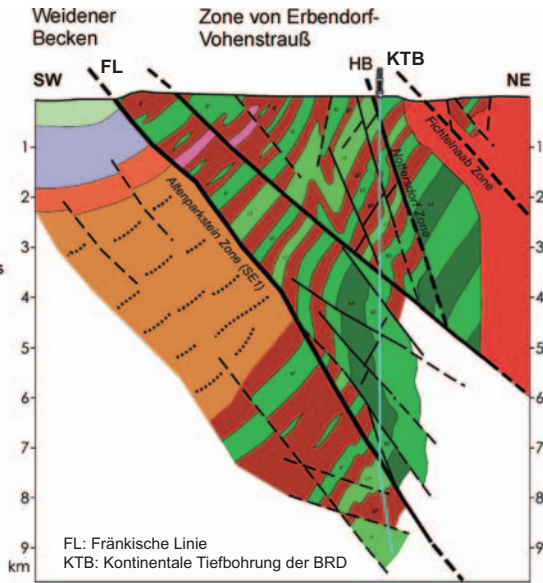
In den externen Bereichen einer Kollisionszone reagiert die Kruste auf den einengenden Druck durch Ausbildung von Überschiebungen und damit zu einer Stapelung von Krustensegmenten (E6). Es bilden sich flache Störungen (Überschiebungen) und durch die Einengung werden die Gesteinspakete als „Decken“ entlang einer Fläche vom Untergrund abgelöst und übereinandergestapelt. Die Überschiebungen werden in einem flachen Winkel (ca. 30° gegenüber der Horizontalen) angelegt. Die Ablösungsfläche wird oftmals durch Gesteine mit geringer Festigkeit gebildet, wie z. B. durch Salzschiechten (Evaporite), oder die Ablösung findet am Kontakt von Sedimentpaketen zum Grundgebirge statt. Da das Gestein wie eine dünne Haut abgelöst wird, spricht man auch von *thin-skinned* Tektonik. Die Gesteinsschichten werden durch die Stapelung nach oben transportiert, daher findet diese Krustenstapelung ohne eine Metamorphose der Gesteine statt.

Ein Beispiel für solche überschobenen Gesteine zeigt sich am Nordrand der Alpen (E7). Die auf die Molassesedimente im Alpenvorland überschobenen Einheiten des Helvetikums, der Flysch-Zone und der Nördlichen Kalkalpen sind ein Beispiel für eine großräumige Überschiebungsstruktur, die durch die Alpenkollision entstanden ist. Solche Strukturen sind typisch für das sogenannte Vorland eines Gebirges. Weitere klassische Beispiele sind das Rheinische Schiefergebirge als Vorland des kristallinen Variszischen Gebirges (z. B. der Odenwald und Teile des Spessarts) oder in Nordamerika die Appalachen (E7). Die Störungsbahnen sind im Gelände durch den Kontakt ursprünglich nicht aneinander grenzender Gesteinsformationen oder durch Veränderungen des Gesteinsgefüges in der Störungsbahn selbst erkennbar. Die Gesteine sind hier feinkörnig zerbrochen und zermahlen (Kataklase) oder feinkörnig umkristallisiert (Mylonitisierung).

E7 | Beispiele der Krusteneinengung vom Alpen-nordrand (oben) und von den Appalachen in Nordamerika (unten).



Ein komplexes strukturelles Bild mit vielen in Richtung der Böhmisches Masse einfallenden Störungsebenen zeigt sich am Westrand der Böhmisches Masse (E8). Diese Störungsmuster im Untergrund wurden erst durch die Untersuchungen im Rahmen der Kontinentalen Tiefbohrung bei Windischechenbach in der Oberpfalz erkannt. Neben der Auswertung des 9.101 m tiefen Bohrlochs wurden viele geophysikalische Erkundungen des Untergrundes im Umfeld der Bohrung durchgeführt. Ein überraschendes Ergebnis der Untersuchungen war, dass es



a)

zwei Phasen von Störungs- und Überschiebungseignissen gegeben hat, die der variszischen und der → alpidischen Gebirgsbildung zugeordnet werden konnten.

Wenn also die Alpenkollision die Störungsmuster im alpenfernen Bereich des Oberpfälzer Waldes erzeugt hat, dann muss von einer Übertragung der Spannungen weit in das Vorland eines Gebirges ausgegangen werden. Wie man sich so eine Spannungsübertragung vorstellt, kann durch einfache Modelle nachvollzogen werden, in denen man die Kollision des indischen Subkontinentes mit der asiatischen Platte nachstellt. Die indische Platte hat sich wie ein fester Block in die asiatische Platte hineingeschoben (→ E9). In der

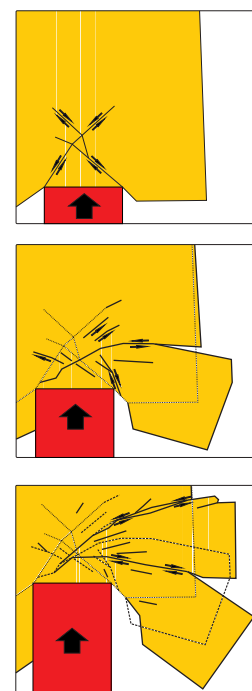
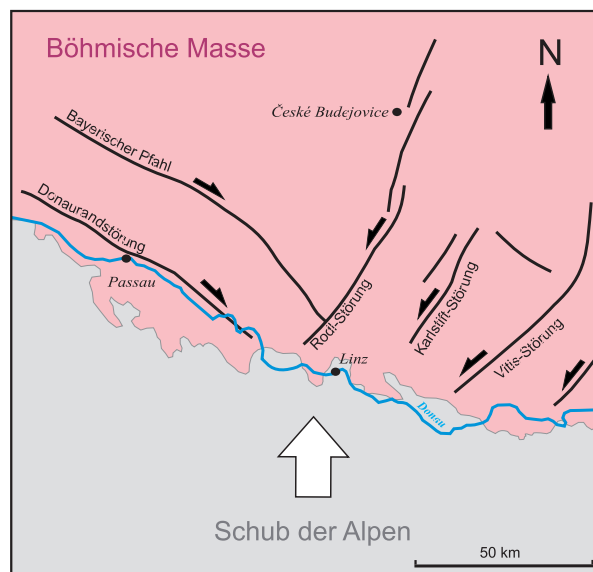
direkten Kollisionszone hat sich das Hochgebirge des Himalaya gebildet. Die Spannungen wurden hier, wie in → E2 skizziert, durch plastische Verformung (Faltung, Gneisbildung) und durch Überschiebungen abgebaut. Durch die weitere Einengung entstanden auch nördlich des Himalaya in der asiatischen Platte Störungen. Bewegungen entlang dieser Störungen werden auch heute noch registriert, denn Indien bewegt sich immer noch mit einer Geschwindigkeit von ca. 5 cm/Jahr auf den asiatischen Kontinent zu. Erdbeben innerhalb der asiatischen Platte sind die Folge.

Durch ein ähnliches Spannungsfeld kann man sich die Entstehung der großen Störungsmuster im Bayerischen Grundgebirge (Bayerischer Pfahl, Donaurandstörung) erklären (→ E9). Diese verlaufen in NW-SO-Richtung und bilden zusammen mit den NO-SW orientierten Störungssystemen im österreichischen Teil der Böhmisches Masse ein System, das durch Einengung am Ende der Variszischen Kollision entstanden ist, als die Kruste schon wieder starr war. Bei der späteren Kollision von Afrika und Europa während der Entstehung der Alpen mit etwa gleicher N-S Einengungsrichtung wurden diese alten Störungssysteme wieder genutzt (reaktiviert). Durch die Einengung hat sich das → Grundgebirge über die Sedimentgesteine des Vorlandes geschoben.

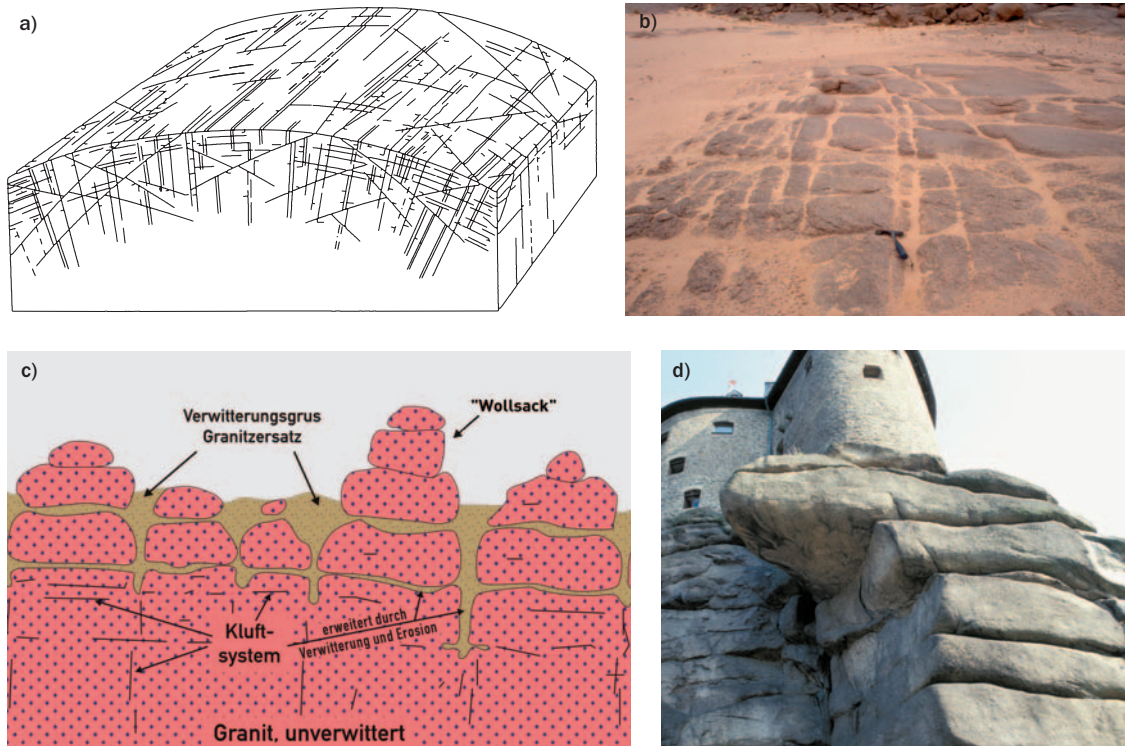


b)

E8 | a) Schnitt durch den Westrand der Böhmisches Masse im Bereich der Fränkischen Linie mit dem durch die KTB-Bohrung erkannten Störungsmuster. **b)** Störungszone in einem Amphibolit aus der KTB-Bohrung (Durchmesser des Bohrkerns etwa 10 cm).



E9 | a) Das Störungsmuster am Südwestrand der Böhmisches Masse, das während der Variszischen Krusteneinengung angelegt wurde. **b)** Modell zur Entstehung von Störungssystemen bei der Krusteneinengung am Beispiel der Kollision des indischen Subkontinentes (rot) mit der asiatischen Platte (gelb).



Die großen Störungssysteme (Donaurandstörung, Fränkische Linie) grenzen daher das Grundgebirge der Böhmisches Masse von den Sedimentgesteinen des Vorlandes ab (↗ E1). Solch große Störungssysteme bilden oftmals Bahnen, entlang denen heiße Wässer in der Kruste zirkulieren können und sich → Mineralisationen daraus abscheiden. Beeindruckende Beispiele solcher mineralisierten Störungen sind der Bayerische Pfahl (► Modul I „Außerschulische Lernorte“, Exkursion Nr. 6) oder die Mineralisation der Donaurandstörung im Donaustauer Flusspat-Revier.

Die heutige Oberflächengestalt des kristallinen Grundgebirges ist im Wesentlichen das Produkt der intensiven Verwitterung während des Känozoikums. Durch die damals herrschenden tropischen Klimabedingungen (warm und wechselfeucht) sind die Gesteine an den Landoberflächen tiefgründig verwittert und wurden in mehreren Phasen flächenhaft abgetragen. In den Gneisen und Graniten des Grundgebirges sind es vor allem die Feldspäte, die durch die chemische Verwitterung abgebaut werden (Kaolinisierung). Im heutigen Landschaftsbild zeichnen sich z. T. langgestreckte Käme ab, die eine bevorzugte NW-SO-Orientierung aufweisen. Hier pausen sich die Schwächezonen im alten Gebirge durch, die schon am Ende der Variszi-

schen Orogenese angelegt und während der Alpenentstehung reaktiviert worden sind.

Entlang von Klüften dringen Niederschlagswasser und Grundwasser tief in die harten Gesteine ein und an den Kontaktflächen kommt es zu einer chemischen Verwitterung. Es werden hierbei insbesondere die Feldspäte abgebaut, sie werden unter Einwirkung des Wassers zu Kaolinit umgewandelt, der leicht aus dem Gestein herausgewaschen werden kann. Die harten Gesteine zerfallen dadurch an den Klüftflächen zu feinkörnigem lockeren Grus (Vergrusung). Diese Art der bevorzugten Verwitterung entlang von einzelnen Flächen bringt bestimmte Gesteinsformen hervor, die als Wollsäcke bezeichnet werden (↗ E10). Der gesamte Prozess wird Wollsackbildung genannt (► Modul I „Außerschulische Lernorte“, Exkursion Nr. 9).

An geneigten Hängen können die freigelegten Wollsäcke abrutschen und in Rinnen akkumulieren, sie bilden dann die sogenannten Felsenmeere, wie z. B. bei der Luisenburg im Fichtelgebirge (► Modul I „Außerschulische Lernorte“, Exkursion Nr. 13) oder im Naturschutzgebiet Doost bei Neustadt a. d. Waldnaab. Felsenmeere entstanden insbesondere während des Pleistozäns durch Solifluktion (↗ Seite 186).

E10 | Stadien und Beispiel einer Wollsackverwitterung:

- a)** Bildung der Klüftflächen: Die Granite wurden in mehreren km Tiefe unter der Auflast der darüberliegenden Gesteine gebildet. Durch die Heraushebung kommt es im Granit zu einer Entlastung und zur Bildung von Rissen (Klüften).
- b)** Aufsicht auf ein rechtwinkliges Klüftsystem in einem Granit in der Zentral-Sahara („Ti-n-Ghoras“, Algerien). Dieses frühe Stadium der Wollsackverwitterung wurde schon vor mehreren Tausend Jahren unter dem Einfluss des damaligen feuchtwarmen Klimas angelegt.
- c)** Schema der Wollsackverwitterung.
- d)** Wollsackverwitterung an der Burg Falkenberg, Oberpfalz.

2 Schichtstufenland

Die mächtigen Sedimentgesteinspakete des Mesozoikums (Trias, Jura, Kreide) liegen in Süddeutschland überwiegend horizontal oder sind nur leicht geneigt ($3 - 5^\circ$). Sandsteine, Tonsteine und Mergel sowie Kalksteine wechseln sich ab. Diese Gesteinstypen haben eine unterschiedliche Härte bzw. Verwitterungsresistenz, denn Kalksteine und Sandsteine sind widerständige Gesteine, Tone und Mergel dagegen wenig widerständig gegen Abtragung. Erstere haben durch eine hohe Wasserdurchlässigkeit vor allem entlang von Klüften einen geringeren Oberflächenabfluss und werden weniger abgetragen. Somit entstehen bei der Verwitterung und schnellem Abtrag sogenannte Stufen. Die formenden Prozesse, die am Stufenhang wirken, gehen sowohl auf die Einwirkung von Sickerwasser, als auch auf das Untergraben bei Quellaustritten zurück. Quellaustritte destabilisieren den Rückhang und es kommt zu Abbrüchen und Rutschungen. Beide hydrogeologischen Phänomene werden durch Klüfte begünstigt, die an der Stufe angelegt sind und die Wegsamkeit für die Wässer bieten. Voraussetzung für das „Herauspräparieren“ der Schichtstufen ist es, dass das Verwitterungsmaterial schnell abtransportiert wird. Weiterhin wird

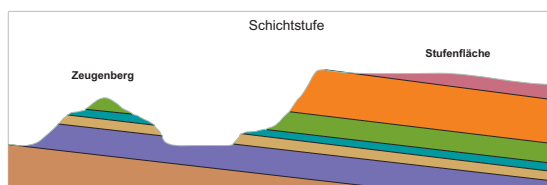
durch eine fluviale Erosion (durch die Wirkung von Flüssen) eine Rückverlegung und eine Zerschneidung der Stufe bewirkt. Die Folge solcher Schichtstufen ist eine Schichtstufenlandschaft, wie sie für den Süddeutschen Raum in Bayern von der Donau bei Regensburg bis nach Aschaffenburg prägend ist (► Modul I „Außerschulische Lernorte“, Exkursionen Nr. 12 und Nr. 15). Bleibt bei der Stufenrückverlegung ein Teil des ehemaligen Stufenrücklandes isoliert erhalten, so spricht man von einem Zeugenberg (↗ E11). Viele Erhebungen in der Frankenalb sind Zeugenberge, z. B. der Moritzberg bei Nürnberg, der Hesselberg bei Wassertrüdingen oder das Walberla bei Erlangen.

Bei ungestört horizontal lagernden Schichtpaketen kann ein spezieller Fall der Stufenbildung entstehen (↗ E12). Hier können sich Schichttafelländer mit Tafelbergen und Zeugenbergen entwickeln. Am bekanntesten sind diese Formen aus dem Südwesten der USA, wo sie mit einem spanischen Wort als Mesas bezeichnet werden, oder die bis zu 3.000 m hohen Tepuis in Venezuela und Brasilien.

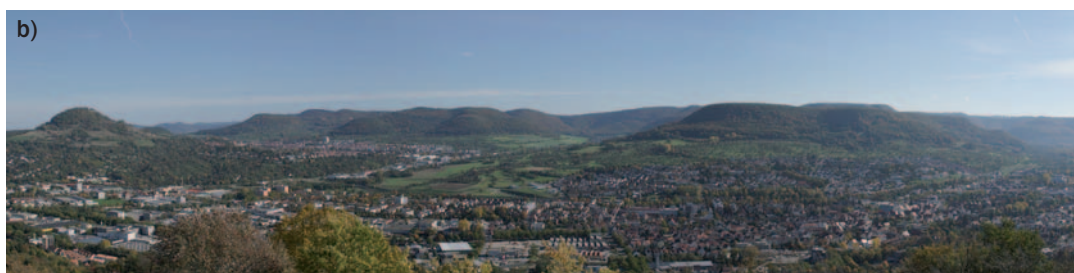
Entstehung der Schichtstufenlandschaft in Süddeutschland

Das Entstehen der Schichtstufenlandschaft in Süddeutschland ist ein mehrphasiger Prozess, der beispielhaft die Wirkung tektonischer Prozesse auf die Landschaftsentwick-

E11 | Schema einer Schichtstufe mit Zeugenberg. Die verschiedenen Farben symbolisieren unterschiedliche geologische Schichtpakete, die unterschiedliche Verwitterungsresistenz haben.



E12 | Zeugenberge:
a) Mesas im Monument Valley, Arizona. Zeugenberge mit Steilwand und Haldenhang (Hangschutt aus Felssturzmassen) auf weiten Ausräumungsbereichen vor der Stufenfront.
b) Der Schwäbischen Alb vorgelegerte Zeugenberge.



lung und -formung zeigt. Die Vorgänge werden in ↗ E13 grob vereinfacht dargestellt. Zu Beginn des Perms ist das im Oberkarbon entstandene Variszische Gebirge bereits wieder von Erosion erfasst. Die Abtragungsprodukte werden im frühen Perm in dem Gebiet mit unruhigem Relief in Innensenken (die sogenannten Rotliegend-Tröge) geschüttet. Diese bilden die erste Bedeckung auf dem soeben entstandenen Grundgebirge. Durch Absenkung bildete sich das Germanische Becken, ein flaches Becken, das vom Nordseeraum im Norden bis zur Iberischen Halbinsel im Süden und vom Pariser Becken im Westen bis nach Polen im Osten reichte. In diesem Becken lagern sich während des Perms und im Mesozoikum im Wechsel zwischen überwiegend marinen (Zechstein, Muschelkalk, Jura) und überwiegend terrestrischen Bedingungen (Buntsandstein, Keuper) mehrere hundert Meter mächtige Sedimente ab und werden verfestigt. Sie bildeten nahezu horizontal übereinander lagernde Schichten.

Vor etwa 35 Mio. Jahren kommt es im Zuge der Plattenkollision und Krusteneinengung mit Bildung der Alpen zu einem Auseinanderziehen (Dehnung) der Lithosphäre und Astenosphäre im Vorland des Orogens. Dadurch bildete sich ein System von Gräben, das die Erdkruste der Europäischen Platte vom Rhenetal im Süden bis hin zum Oslo-Graben im Norden durchzieht. Ein Segment dieses Grabensystems bildet der Rheingraben. Im Bereich des Oberrheingrabens (Basel bis Frankfurt) geht dem Einbruch des → Grabens eine Aufwölbung von Asthenosphäre und Lithosphäre voraus, und dabei werden die Schichten an den Grabenschultern großräumig leicht gekippt (↗ E13a). Danach findet eine rasche

flächenhafte Abtragung statt, die die aufgewölbten mesozoischen Gesteinspakete kapt. Es entsteht eine Rumpffläche, die Ausgangspunkt für die weitere Entwicklung der Schichtstufenlandschaft ist. Auf dieser Skulpturfläche findet man ursprünglich horizontal und übereinander abgelagerte Gesteinspakete an der Oberfläche nun räumlich nebeneinander (↗ E13b). Noch im Neogen bilden sich durch die differenzierte Verwitterung der unterschiedlichen Gesteinspakete erste Schichtstufen heraus, die dann besonders im Quartär akzentuiert und teilweise über viele 10er Kilometer zurückverlegt werden.

Als Stufenbildner wirken in Süddeutschland folgende Schichten:

- der Untere und Mittlere Buntsandstein (Odenwald, Spessart, Rhön),
- der Untere Muschelkalk (Bauland),
- der Obere Muschelkalk (Gäuland),
- der Schilfsandstein des Mittleren Keupers (Frankenhöhe, Steigerwald, Haßberge),
- der Kieselsandstein bzw. Coburger Sandstein des Mittleren Keupers (Virngrund, Steigerwald, Haßberge),
- der Stubensandstein bzw. Burgsandstein des Mittleren Keupers (Schönbuch, Haßberge),
- die Kalkschichten des Unteren Lias (Filder Ebene),
- der Eisensandstein im Dogger und die Kalksteine (Werkkalke) des Malm (Albtrauf von Schwäbischer und Fränkischer Alb).

Auf einer Reise von der bayerischen Landesgrenze bei Aschaffenburg bis nach München startet man deshalb auf dem variszischen kristallinen Grundgebirge und durchquert im Folgenden nahezu sämtliche Schichtglieder des Deckgebirges vom Perm bei Aschaffenburg über Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper, Lias, Dogger und Malm und die känozoischen Ablagerungen der Molasse bis zu den jungen Ablagerungen der eiszeitlichen Flusssysteme in der Münchner Schotterebene.

E13 | a) Durch Aufwölbung im Bereich des Oberrheingrabens kam es zu einer Verkippung des Deckgebirges. b) Ein Schnitt durch die bayerische Schichtstufenlandschaft. Die Verstellung der Schichten vom Spessart bis zur Fränkischen Alb ist auf die Aufwölbung des Grundgebirges im Bereich des Oberrheingrabens zurückzuführen. Die Zergliederung im Ostteil des Profils im Vorland des Grundgebirges der Böhmisches Masse ist ein Resultat der tektonischen Bewegungen im Bereich der Fränkischen Linie.



3 Karstlandschaft

In den Kalksteinschichten der Fränkischen Alb oder der Schwäbischen Alb wie auch in den monumentalen Wänden der Nördlichen Kalkalpen (Dachstein, Wetterstein) finden sich bizarre Oberflächenformen der Gesteine, die Lösungsverwitterung (Korrosion) der Karbonate entstanden sind. Diese Erscheinungen werden „Karst“ genannt, und der Begriff steht für alle Erscheinungen, die durch oberirdische oder – vor allem – unterirdische Lösungsverwitterung entstehen (➔ E15). Der Begriff „Karst“ wurde von der Bezeichnung des östlichen Hinterlandes von Triest (Slowenien) abgeleitet, in dem auch ein geologisch ähnlich aufgebautes Kalkgebirge auftritt. In Deutschland stellt die Fränkische Alb mit ihren zahlreichen Höhlen (► Modul I „Außer-schulische Lernorte“) das größte Karstgebiet dar.

Unter dem Begriff „Verkarstung“ versteht man in den Geowissenschaften generell die Auflösung vor allem von Kalk- und Dolomitgesteinen durch das mit – aus der Luft und aus dem Oberboden – Kohlendioxid angereicherte Niederschlagswasser. Die Lösung von Stein- und Kalisalzen, Anhydriten, Gipsen sowie des kalkreichen Löß durch Sickerwasser wird dagegen als Subrosion bezeichnet. Kalkstein und mit Einschränkungen Dolomit und Marmor sowie Gesteine, die hohe Anteile an Karbonaten enthalten (wie Mergelsteine und Kalksandsteine), werden durch das kohlendioxidhaltige Wasser gelöst.

Eine Karstbildung wird entscheidend begünstigt, wenn das Gestein Inhomogenitäten aufweist wie Schichtfugen, Klüfte oder Verwerfungen. Durch die Lösung werden die

Karstbildung

Karst entsteht in Gesteinen mit hohem Calciumcarbonatgehalt (CaCO_3) insbesondere in humiden bis semiariden Klimazonen. In dichten Karbonatgesteinen bilden sich

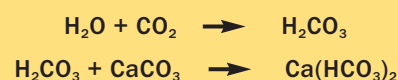
bei schon geringen Gebirgsspannungen feine Haarrisse und Klüfte. Die lösungsfähigen Wässer wandern durch die Hohlräume im Gestein und weiten diese auf. Durch die lösende Wirkung des kohlenstoffhaltigen Wassers werden die Trennflächen immer mehr erweitert, so dass schließlich lösungsfähiges Sickerwasser tiefer in das Gebirge eindringen kann. Die Verkarstung reicht in Gebieten, die aus einförmigen mächtigen Massenkalken aufgebaut sind, bis mehrere tausend Meter Tiefe unter die Erdoberfläche.

Im Niederschlagswasser sind stets atmosphärische Gase (so auch Kohlendioxid) gelöst und das kohlenstoff-

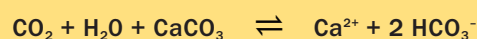
oxidreiche Wasser kann Karbonatgesteine auflösen: Reine atmosphärische Luft enthält etwa 0,03 Vol. % CO_2 . Dieses „normale“, mit atmosphärischem CO_2 angereicherte, Regenwasser vermag bereits 40 mg/l Kalk (CaCO_3) zu lösen.

Beim Eindringen und Durchsickern des Bodens nimmt das Niederschlagswasser ein Vielfaches an CO_2 auf, das in der bodennahen Luftschicht und im Boden selbst (aufgrund der Zersetzung pflanzlicher und tierischer Reste) zu etwa 5 – 10 Vol. % enthalten ist.

Die chemische Reaktion zur Lösung von Kalziumkarbonat lautet:



Die Gesamtgleichung lautet damit:

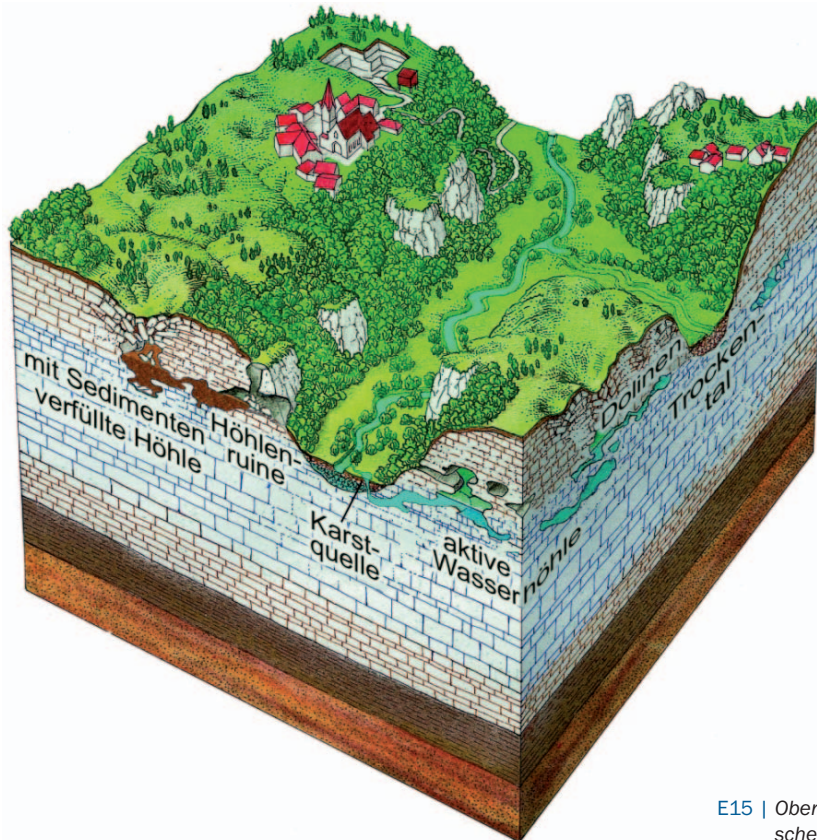


Wenn sich zwei Wässer mit unterschiedlichen Kalkgehalten oder ver-

schiedenen Wassertemperaturen mischen, findet eine sogenannte Mi-



E14 | Einblick in die Schönsteinhöhle bei Streitberg, eine der bekanntesten Karsthöhlen der Fränkischen Schweiz.



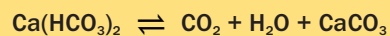
E15 | Ober- und unterirdische Karstformen und -erscheinungen.

schungskorrosion statt. Durch die Vermischung der beiden Wässer enthält die neue Mischung überschüssiges CO_2 , das sofort wieder Kalk löst. Diese zusätzlich gelöste Kalkmenge wächst mit dem Ausmaß des Unterschieds der beiden Ausgangskonzentrationen: Vermischen sich z. B. zwei Wässer mit 10 mg/l und 400 mg/l gelöstem Kalk im Verhältnis 1:1, so beträgt die zusätzlich gelöste Kalkmenge 51 mg/l. Durch die Mischungskorrosion lassen sich die im Karstgebirge beobachteten großen Lösungshohlräume (auch jene tief unter der Karstwasseroberfläche) schlüssig erklären. Das Phänomen, dass die größten Hohlräume im Karstgebirge nicht an der Eintrittsstelle des Wassers, sondern im Innern des Gebirges zu finden sind, wird auf derartige Vorgänge zurückgeführt. Die Schwäbische Alb verliert durch diese Lösungsvorgänge jährlich etwa 150.000 Tonnen Kalkstein, das entspricht der Ladung von 15.000 LKWs. Dieser Prozess ist beliebig umkehrbar und der gelöste Kalk kann als Kalktuff, Travertin oder Tropfstein



E16 | Eine steinerne Rinne aus Kalktuff südlich von Erasbach bei Berching (Oberpfalz).

bzw. Sinter wieder ausfällen:



Kalksinter tritt nur dort auf, wo assimilierende Pflanzen fehlen, die Bildung ist abiogen als rein chemisch/physikalische Kalkfällung aus karbonathaltigen Wässern. Kalktuff entsteht unter Mitwirkung assimilierender Pflanzen und/oder verrottender Tier- und Pflanzenreste, z. B. unter Beteiligung von Algen und Moosen.

Zu den auffälligsten, aber nur selten auftretenden Quellkalkvorkommen zählen sogenannte Steinerne Rinnen (↗ E16).

Tropfsteine entstehen, wenn kalkhaltiges Wasser in einem Hohlraum wieder unter Luftzutritt gelangt. Die Höhlenluft enthält weniger Kohlendioxid als das Sickerwasser, dadurch kommt es zur Ausscheidung von Kalksinter, der in den Höhlen spektakuläre Formen bilden kann.



E17 | a) Der berühmte Kegelkarst am Lijiang, Provinz Guilin, China.
b) Das Dachsteinmassiv.

vorhandenen Wegsamkeiten erweitert und können zu großen Hohlräumen anwachsen. Die Menge des gelösten Kalkes hängt nicht nur von dem zur Verfügung stehenden ungesättigten Wasser ab, sondern auch von der Größe der Oberflächen, so wird z. B. in Kalkschutt besonders viel Kalk gelöst.

Die unlöslichen Bestandteile des Gesteins werden an der Lösungsoberfläche akkumuliert. Im Falle des Karbonatkarstes bilden sie dort eine dichte, meist tonige Decke, wie man sie beispielsweise am Boden von Karsthöhlen antrifft. Findet die Kalklösung unter einer Bodenbedeckung statt, spricht man von einem Bedeckten Karst. In dem Fall, dass die Lösung auf den freien Gesteinsflächen geschieht, handelt es sich um einen Nackten Karst. Die Lösung unter Bodenbedeckung ist im Allgemeinen stärker, weil Huminsäuren die Wässer noch aggressiver machen und weil hier vorhandene Mikroorganismen die Konzentration von Kohlendioxid in der Bodenluft erhöhen.

Den Einfluss des Klimas auf die Intensität der Verkarstung zeigt ein Vergleich des Dachsteinmassivs in den Alpen mit den Karstformen in immerfeuchten und wechselfeuchten Tropen, wo sich durch die intensive Verkarstung ein starkes Relief ausbildet mit Formen, die als Kegelkarst zusammengefasst werden (→ E17). Hierbei zeigt sich, dass in den Tropen

Grundwasser im Karst

Die Karstgebiete sind potentiell die ergiebigsten Ressourcen für Grundwasser und damit für die Entnahme von Trinkwasser. Menschliche Aktivitäten in nahezu jeder Form (dichte Besiedlung und Industrialisierung oder besondere Erschließungen wie Bergbau, Verkehr und Tourismus sowie intensive landwirtschaftliche Nutzung) können grundsätzlich zu einer quantitativen und qualitativen Gefährdung der Karstgrundwasservorkommen führen. Deshalb ist es äußerst wichtig, in Karstgebieten auf einen strengen Grundwasserschutz zu achten. Da alles Niederschlags-

wasser über die dünne Bodenauf-
lage oder Schlucklöcher direkt ins Grundwasser gelangt, ist die Grundwasserneubildung im Karst hoch. Auf der anderen Seite gibt es auf den Karsthochflächen praktisch keine Gewässer. Dies führt bei der Abwasserbeseitigung zu großen Problemen. Auch die landwirtschaftliche Bearbeitung muss im Karst viel kritischer als in anderen Bereichen gesehen werden, weil nicht nur Pestizide sehr viel schneller in den Grundwasserkörper gelangen können, sondern auch wegen der hygienischen Probleme bei der Ausbringung von Düngern. Besonders ge-

fährdet sind Quellen im Karst, weil diese oberflächennahe Grundwasserbereiche entwässern und deshalb schnell von Verschmutzungen betroffen sind.

Die in der Fränkischen Alb aufgeschlossenen verkarsteten Kalke des Malm liegen im Alpenvorland unter tiefen Sedimentschichten begraben (→ E1b). Das Grundwasser in diesen Schichten hat sich dort durch die hohen Umgebungstemperaturen erwärmt. Die Schichten der Malmkalke sind daher wichtige Horizonte für die geothermische Nutzung (► Modul F „Rohstoffe und Ressourcen“).

die Korrosion wesentlich intensiver ist. Höhere Niederschläge führen zu einer stärkeren Durchflutung und üppigerer Vegetation, die eine höhere Reaktionsgeschwindigkeit der Prozesse bewirkt. Die Verkarstung in Süddeutschland erfolgte unter dem feuchttropischen Klima in der Unterkreide und am Ende des Paläogens.

Karst in Bayern – Beispiel Fränkische Alb

Die Fränkische Alb besteht vor allem aus Karbonatgestein des Weißen Juras (Malm), der in der nördlichen Frankenalb etwa 200 m mächtig ist. Im südlichen Teil der Fränkischen Alb und in der Schwäbischen Alb erreicht es sogar nahezu eine doppelte Mächtigkeit. Diese Gesteine enthalten in der Fränkischen Alb einen erheblichen Anteil an Riffkalken und sind meist dolomitisiert (Frankendolomit). Die Schichten sind außerdem auf der Ostseite entlang von Verwerfungen gegen das angrenzende Oberpfälzisch-Obermainische Bruchschollenland abgetrept. Dadurch entstanden einige muldenförmige Einkerbungen wie die Hollfelder, Veldensteiner und Kallmünzer Mulde.

Innerhalb dieses Gebietes entwickelte sich ein spezifisches Inventar an Karstformen. Dazu gehören z. B. unregelmäßig verteilte Dolinen, die durch → Subsidenz des Bodens oberhalb der Lösungshohlräume entstehen. Obwohl geschichtete Kalksteine besser löslich sind, kommen Dolinen auf dem Frankendolomit ebenso häufig vor wie auf den gewöhnlichen Malm-Kalksteinen. → Dolinen finden sich meist auf den Hochflächen, oft in der Nähe der Alptraufe. Durch die ackerbauliche Nutzung werden kleinere, aktive Dolinen immer wieder zugepflügt und sind dann als morphologische Form nicht gut erkennbar. Bei einigen Dolinen ist der Abfluss durch eingeschwemmten Lehm verstopft. Solche Dolinen wurden früher genutzt, um die Hochflächensiedlungen mit Brauchwasser zu versorgen. Auch → Uvalas kommen in der Fränkischen Alb vor, beispielsweise östlich von Velburg (75 m tief, 550 m breit, 2.000 m lang) oder nördlich von Eichstätt (15 m tief, 500 m breit, 1.600 m lang).

Die sonst so häufigen → Karren treten in der Fränkischen Alb kaum auf, weil sie vorwie-

gend ein Phänomen des nackten Karstes sind. Die Bodendecke verhindert aber das freie Abfließen des Niederschlagswassers und damit das Ausbilden von Lösungsrinnen. Es kommt oft nur zur flächenhaften Korrosion, wie das auf den Albhochflächen der Fall ist. Ausnahmen stellen die nackten Felsen der Dolomit-, Schwammkalk- und Werkkalkgesteine dar, in denen auf der dem Wind ausgesetzten Seite schöne Kluftkarren ausgebildet sind.

Die beeindruckendsten Karsterscheinungen der Fränkischen Alb sind die Höhlen (► Modul I „Außerschulische Lernorte“, Schauhöhlen), von denen etwa 3.000 bekannt sind. Die meisten dieser Höhlen liegen weit über den heutigen Grundwasserleitern und können deshalb nicht von dem aktuellen Karstwassersystem gebildet worden sein. Ungewöhnlich sind die großen vertikalen Ausdehnungen und Mündungen, von denen man abwärts in das Höhlensystem steigt, so dass sie nicht die ursprünglichen Höhlenausgänge sein können. Große Teile der fränkischen Höhlensysteme wurden bereits in der Unterkreide angelegt; hier entstanden vor allem große Flusshöhlen, deren Reste heute u.a. als isolierte Höhlenruinen auf Bergkuppen zu beobachten sind.

E18 | Karstfelsen prägen die Landschaft der Fränkischen Schweiz, hier die hohen Felsen bei Tüchersfeld.



4 Gletscher

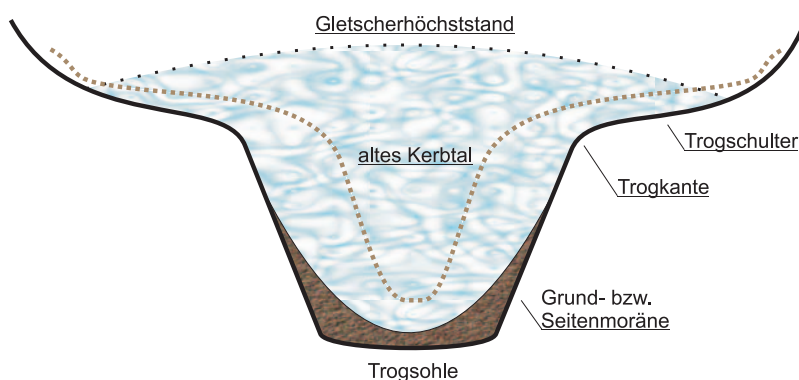
Gletscher bauen sich ausschließlich über dem Festland auf. Bei ihrer Bewegung nehmen sie an der Basis Schottermaterial mit, transportieren und akkumulieren es schließlich. Sowohl die erosiven Prozesse als auch die Akkumulation hinterlassen einen typischen glazialen Formenschatz, der auch nach dem Verschwinden der Gletscher relativ genauen Aufschluss über das Geschehen während der Vereisungsperiode gibt. Insbesondere die Landschaft im Alpenvorland in Bayern ist durch die Vereisungen geprägt.

Glazialerosion

Während der Bewegung wird vom Gletscher Lockermaterial als Grundmoräne aufgenommen. Gleichzeitig wird mit diesem Moränenmaterial der (Fels-)Untergrund bearbeitet (Detersion oder Abrasion) und Gletscherschliff oder Gletscherschrammen erzeugt (► Modul I „Außerschulische Lernorte“, Exkursionen Nr. 3 und Nr. 18). Außerdem wird feinkörniger Detritus gebildet, der als Gletschermehl bezeichnet wird. Dieses Material kann als Schwebfracht in den Schmelzwässern auftreten und sie weißlich färben („Gletschermilch“). Die formende Kraft der Grundmoränen tritt besonders an der Luvseite von Erhebungen unter dem Gletscher auf.

Ein gewöhnliches V-förmiges Tal, das durch einen Fluss gestaltet wurde, wird beim Durchfließen eines Gletschers in ein U-förmiges Trogtal umgestaltet. Oberhalb der Trogschulter (dem Bereich, bis zu dem das Tal vom Gletscher ausgefüllt ist) wird der Hang weiterhin durch Denudationsprozesse geformt.

E19 | Talumformung durch einen Gletscher.



Da der Gletscher sein Bett sukzessive ausweitet und vertieft, werden die ursprünglichen Seitentäler abgeschnitten. Nachdem das Eis abgeschmolzen ist, sitzt ihr Ausgang dann höher als der Talboden des Haupttals. Sie werden als Hängetäler bezeichnet. Postglaziale Akkumulation von Sedimenten füllt den durch den Gletscher ausgeräumten Talboden teilweise wieder auf. Auf diese Weise entstehen Sohlentrogtäler (➔ E19). Lokale Unterschiede in der Fließgeschwindigkeit des Gletschers schürfen Hohlformen aus dem Untergrund heraus, die Felsbecken. Hindernisse werden abgeschliffen und es entstehen stromlinienförmige asymmetrische Rundhöcker, an der Luvseite gerundete und abgeflachte Felsbuckel. Bei Gletschern im Hochgebirge wirkt die Frostverwitterung am Bergschrund an ihrem hangseitigen Rand. Reliefversteilung und Eintiefung des Gletschers lassen dort, wo der Gletscher gewissermaßen seinen ersten Sitz genommen hat, sessel- oder halbkesselartige Formen entstehen, die Kare genannt werden.

Gletschertransport und glaziale Akkumulation

Charakteristisch für glaziales Sediment ist, dass es völlig unsortiert ist und alle Korngrößen vorhanden sind. Man unterscheidet glaziale Geschiebe (Grobmaterial), Geschiebelehm (Ton und Schluff) und Geschiebemergel (kalkhaltiges Material). Material, das vom Gletscher transportiert wurde, aber im Ablagerungsgebiet nicht ansteht, wird erratisch genannt. Größere Blöcke werden als erratische Blöcke oder Findlinge bezeichnet (➔ E22).

Der Begriff Moräne ist eine Sammelbezeichnung für Material, das vom Gletscher bewegt wird, er wird aber auch für die im Gelände erkennbaren Formen verwendet. Moränen sind von Gletschern mitgeführter und abgelagerter Schutt als ein Gemenge aus Erde, Sand, Schotter und Gesteinsblöcken. Im Aufschluss sind Moränen daran zu erkennen, dass Schichtung und Sortierung fehlen. Eine Grundmoräne ist vom Gletscher erodiertes Material, das an der Gletscherbasis bewegt und schließlich abgelagert wird.



E20 | Schneekristall mit hexagonaler Symmetrie.

Gletscher bilden sich oberhalb der Schneegrenze, wo mehr Schnee fällt als im Jahresdurchschnitt wieder abtaut. Hier kann sich der Schnee in immer neuen Schichten ansammeln. Schnee besteht aus hexagonalen Kristallen (► Modul B „Minerale und Gesteine“), die ein lockeres Gefüge bilden und enthält zunächst noch etwa 90 % Luft. Durch weitere Überlagerung wird der Schnee komprimiert und der Luftanteil reduziert. Dies geschieht durch Zerbrechen sowie Antauen und Wiedergefrieren der Schneekristalle (Regelation). Es bildet sich sogenannter Firn (Altschnee), der nur noch aus 20 – 50 % Luft besteht.

Durch den Überlagerungsdruck bei weiterer Akkumulation (ab einer Firneismächtigkeit von 20 – 30 m) verändert sich die Struktur der Firneiskörner, sie rekristallisieren und dabei bilden sich neue, größere Eiskörner. Diese verfüllen noch weitere Hohlräume und es bildet sich Gletschereis, das einen Luftgehalt von nur noch etwa 2 % hat. Der Vorgang des Schneefalls, der Akkumulation, der Verdichtung und der Firneisbildung kann sich innerhalb von Tagen und Wochen vollziehen. Die Bildung von Gletschereis kann je nach den

Gletscherbildung und -bewegung

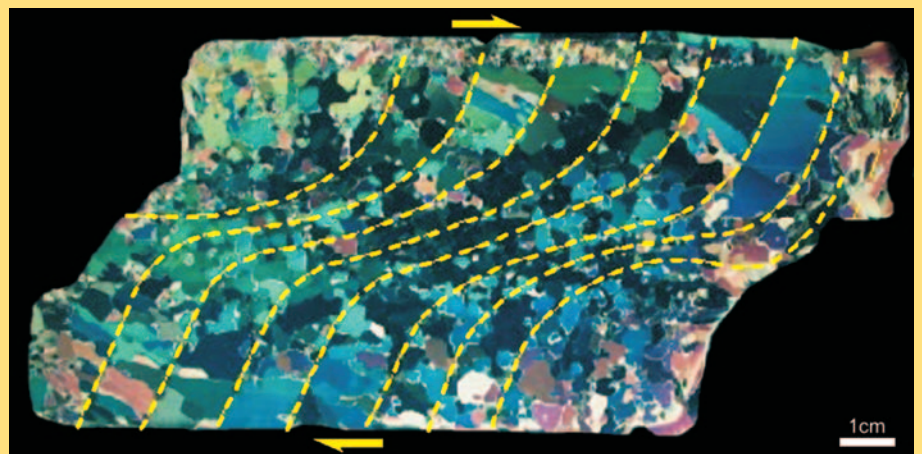
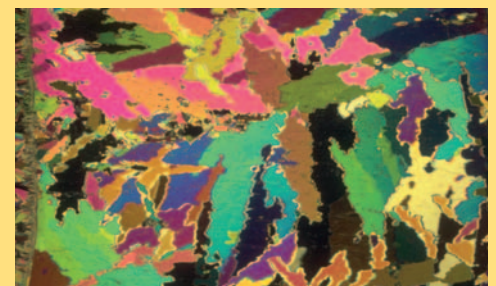
klimatischen Verhältnissen und den Überlagerungs- und Bewegungsdrücken auch 100 und mehr Jahre dauern. Bei der Gletschereisbildung erhöht sich auch die Dichte: Sie liegt bei Neuschnee unter $0,1 \text{ g/cm}^3$, das Eis hat dagegen eine Dichte um $0,9 \text{ g/cm}^3$. Eisberge schwimmen daher nicht auf, sondern im Wasser. Man muss etwa 80 cm Neuschnee verdichten, um eine Eisschicht von 1 cm zu bilden. So ist z. B. die Eisschicht, die Grönland bedeckt, im zentralen Teil etwa 3 km dick. Hier hat sich Schnee von insgesamt 240 km Gesamtmächtigkeit verdichtet!

Nur dann, wenn sich die Schnee-/Eismasse bewegt, spricht man von einem Gletscher. Das sogenannte „Fließen“ des Gletschers an der Oberfläche der Erde kann mit der Verformung der Gesteine bei entsprechenden Temperaturen und Druckbedingungen in der tiefen Erdkruste verglichen werden. Sowohl beim Eis, als auch bei den Gesteinen werden durch den herrschenden Druck die Kristallgitter gegeneinander versetzt und die Kristalle verformt, ohne dass sie zerbrechen. Diese Art der Verformung nennt man auch plastisches Fließen. Dieses kann jedoch nur unter entsprechender Überlagerung, also im unteren Teil des Gletschers, stattfinden. Im oberen Teil des Gletschers bilden

sich bei der Bewegung Brüche (z. B. Gletscherspalten).

Ist der Druck, den ein Gletscher aufgrund seiner Masse auf den Untergrund ausübt, bei der vorliegenden Temperatur des Eises hoch genug, kann das Eis an der Basis schmelzen. Der Schmelzpunkt von Eis wird um $0,06^\circ\text{C}$ pro 100 m aufliegendem Eis reduziert. Dieses Schmelzen durch Auflast kennt man auch vom Schlittschuhlaufen, wo sich ein Wasserfilm unterhalb der Kufen bildet. Auf dieser Schicht aus geschmolzenem Eis kann der Gletscher schneller fließen als durch die oben beschriebenen kristallinen Prozesse. Die Fließgeschwindigkeit eines Gletschers kann daher sehr stark variieren, je nachdem, ob er eine „kalte“ gefrorene, oder eine „warme“ teilgeschmolzene Basis hat. Die Geschwindigkeit kann auch jahreszeitliche Schwankungen aufweisen.

E21 | a) Das Gefüge eines Gletschereises unter dem Mikroskop.
b) Eis lässt sich verformen ohne zu zerbrechen.



Der Schutt stammt von der Oberfläche des Gletschers und sinkt allmählich bis auf den Grund des Eisstroms oder er stammt direkt aus dem Material, das der Gletscher vom Untergrund schrammt. Die Gesteinsstücke der Grundmoräne sind intensiver kantengerundet als die aus anderen Moränen. Außerdem ist der Anteil an feinen Korngrößen höher.

E22 | Der Findling „Dengelstein“ östlich von Betzenried ist mit einem Volumen von 400 – 500 m³ und einem Gewicht von 1.250 Tonnen der größte noch erhaltene Findling des Kemptner Waldes.



Material von den Seiten eines Gletschers wird als Seiten- oder Lateralmoräne bezeichnet und an den Rändern abgelagert. Die Seitenmoränen begleiten schon im oberen Teil eines Trogtales den Gletscher. Er lagert das auf ihn niederstürzende Gestein seitlich ab und schiebt es talwärts. Dabei ordnet sich der Schutt zu Wellen an, die das strömende Eis flankieren. Die Zusammensetzung der Seitenmoräne entspricht dem Spektrum der Gesteine, die oberhalb des Gletschers anstehen. Der proximale Hang einer Grundmoräne ist steil und instabil, der distale Hang

E23 | Morteratsch- und Persgletscher im Bernina-Massiv in Graubünden/Schweiz. Die Seitenmoränen sind hier nach dem Abschmelzen der lateralen Eispartien besonders gut zu erkennen. Beim Zusammenfluss entsteht eine Mittelmoräne. Die gelbe Linie zeigt den Hochstand während der kleinen Eiszeit um 1850.



flacher und stabil. Beim Zusammenfluss von Gletscherzungen werden die am inneren Rand liegenden Seitenmoränen zur Mittelmoräne vereinigt. Sie trennt die aus den verschiedenen Ursprungsgebieten stammenden Eisströme voneinander und bleibt als Schuttwall im Gletscher erhalten. Während sich bei einem Fluss die einmündenden Wasser sehr schnell vermischen, fließt das Gletschereis bei den zusammengesetzten Gletschern nebeneinander her. Das Vorderende (Gletscherstirn) eines Gletschers schiebt Material vor sich her, das als Akkumulationsform Endmoräne (oder Stirnmoräne) genannt wird. Sie bildet letztlich einen wallartigen, in der Aufsicht hufeisenförmigen Gürtel, der talwärts gekrümmt ist. Ein vorrückender Gletscher kann auf eine bereits vorhandene Endmoräne treffen. Dabei wird sein eigenes Material im Zungenbereich gestaucht und bildet eine Stauchendmoräne. Endmoränen wirken wie Staudämme (sie sind oft bis zu 200 m hoch).

Die von der letzten Eiszeit (Würm- bzw. Weichsel-Eiszeit) geschaffenen Formen nennt man Jungmoränen, die aus älteren Eiszeiten werden als Altmoränen bezeichnet. Jungmoränen sind durch steile Hänge gekennzeichnet, Altmoränen haben durchwegs abgerundete und verflachte Formen. Altmoränen, die von späteren Gletschern überfahren wurden, unterscheiden sich von Jungmoränen dadurch, dass sie durch die länger dauernde Verwitterung stärker abgeflacht sind. Außerdem haben sich auf ihnen bereits mächtige Böden gebildet, und die Verwitterung hat im Untergrund insbesondere die Kalk-Geschiebe bereits stark angegriffen und herauskorrodiert.

Drumlins, stromlinienförmige Hügel aus Lockermaterial, entstehen, wenn eine ältere Grundmoränendecke bei einem späteren Gletschervorstoß erneut von einem Gletscher überfahren wird und dieser Gletscher auf ein Hindernis stößt. Die Eiszunge spaltet sich vor dem Hindernis an Längs- und Querspalten. Drumlins sind asymmetrisch gebaut und auf der Luvseite steiler als auf der Leeseite. Im Grundriss sind sie in der Fließrichtung des Eises gestreckt. Sie sind als lockere Aufschüttung das Gegenstück zu den Rundhöckern, die aus dem festen Untergrund geformt wurden.

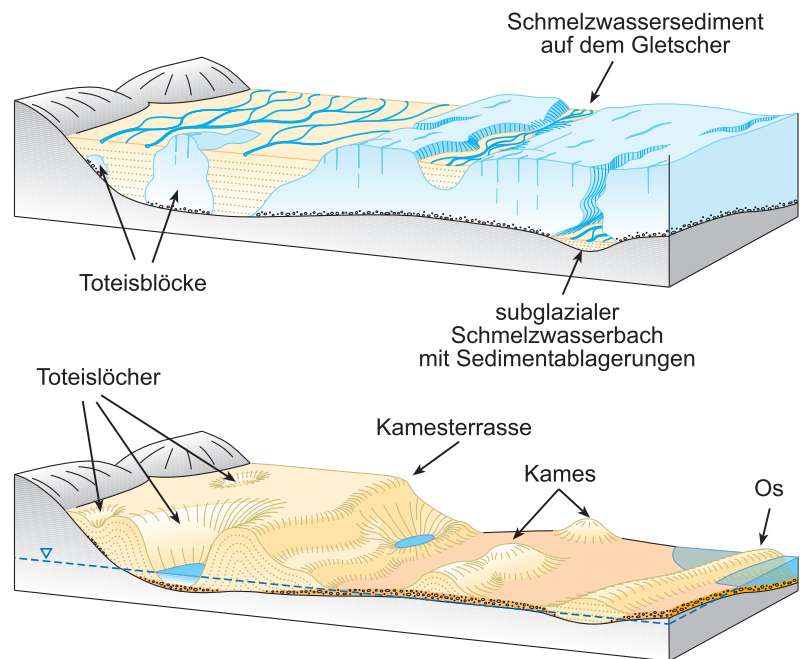
Eis, das von der Gletscherzunge abgetrennt wird, wird Toteis genannt. Beim Abschmelzen des liegengelassenen Eises und dem Nachsacken des aufliegenden Sedimentmaterials entsteht daraus ein Toteisloch oder Toteissee. In dem wärmer werdenden Klima der Nacheiszeit wird das Toteisloch dann vom ansteigenden Grundwasser gefüllt. Die Form und Größe von Toteisseen ist von den Ausmaßen des Toteisblockes abhängig und sehr variabel. Kleine Toteisseen besitzen nur eine Größe von wenigen tausend bis zehntausend Quadratmetern, während große Toteisseen mehrere Quadratkilometer groß sein können. Bei Toteisseen in Zungenbecken finden sich oft runde Formen, es gibt aber auch Seen mit eher unregelmäßiger Form. Die Tiefen der Toteisseen sind ebenfalls sehr unterschiedlich und schwanken zwischen einer nur flachen Eintiefung und mehreren dutzend Metern (➔ E24).

Glaziofluvialmorphologie

Die Schmelzwässer der Gletscher verlagern das Lockermaterial der Moränen. Das Material kann zunächst in Gletscherspalten akkumuliert und anschließend weiter abtransportiert werden. Dieser Transport findet durch fließendes Wasser statt und wird deshalb als glaziofluvial von dem glazialen Transport durch Gletschereis unterschieden.

Schmelzwässer bilden zusammen mit ihrem Sediment sogenannte Gletschermühlen. Basale Schmelzwässer sowie in den Gletscher eingedrungene Schmelzwässer fließen unter dem Gletschereis ab und erodieren dort den Untergrund bzw. die Gletscherbasis. Unter der Auflast des Eises entsteht ein Druck auf die basalen Schmelzwässer, wodurch deren Erosionsleistung weiter erhöht wird. Die größten Erosionsformen, die die Schmelzwässer hinterlassen haben, sind die Urstromtäler.

Eine Ablagerung von glaziofluvial transportiertem Material kann auf verschiedene Weise stattfinden. Supraglazial mitgeführtes Material gelangt in Gletscherspalten, wird gegebenenfalls anschließend weitertransportiert, dabei sortiert, zugerundet und schließlich endgültig sedimentiert. Für eine Sortierung und Bearbeitung des Materials müssen die Gletscherkanäle allerdings ausreichende



Fließgeschwindigkeiten haben. Sammelt sich das Schmelzwasser in Seen, dann setzt sich das Sediment als Schwebfracht ab. Es entstehen dabei im Winter dunklere, tonige Ablagerungen, die reich an organischem Material sind. Im Sommer, zur Zeit der Schneeschmelze, werden dagegen hellere, etwas grobkörnigere Sedimente gebildet. Der ständige Wechsel erzeugt auffällig gebänderte Sedimentakkumulationen, die deshalb als Bändertone bezeichnet werden. Da sie ähnlich wie Wachstumsringe bei Bäumen eine Jahresschichtung konservieren, können die Bändertone als Datenarchiv für vorzeitliche Klimaschwankungen und zur Datierung der Schichten herangezogen werden (► Modul D „Erdgeschichte“, ➔ Exkurs Klimaarchive).

Glaziofluvialer Transport und Ablagerung sorgen für einen charakteristischen Formenschatz: Schmelzwasserablagerungen aus Schottern und Sanden bilden dammartige Formen, die Esker oder Oser. Sie entstehen, indem Material in Schmelzwasserrinnen unter dem Eis zu langgestreckten, oft „bahndammartigen“ Hügelzügen angehäuft wird. Voraussetzung ist, dass das Eis wenig bewegt wird, so dass die Bildung gewöhnlich in Rückzugsgebieten der großen Inlandeismassen stattfindet. Das Material wird dabei sortiert und gerundet. Kames sind isolierte Schuttablagerungen, die unter stagnierendem Gletschereis entstehen. Es sind unsortierte Spaltenfüllungen oder lokale Schmelzwasserakkumu-

- Untergrund
- Schotterkörper mit Sedimentschichtung
- Gletscher bzw. Eis
- Grundmoräne
- Grundwasserspiegel

E24 | Die Bildung von Toteisseen beim Rückzug eines Gletschers.
Oben: Situation beim Abschmelzen nach dem Zerfall der Gletscherzunge.
Unten: Schematische Darstellung der heutigen Situation mit verlandenden Seen in den Toteislöchern.

lation, in denen das Material sortiert ist. Aus dem Gletschertor fließen die Schmelzwässer und transportieren vor allem Material in Sandgröße. Wird ein Schmelzwasserfluss plötzlich langsamer, wie z. B. beim Austritt aus einem Tal zwischen Endmoränen, entsteht ein Schwemmkegel. Der Schutt wird dann akkumuliert und verbaut sich seinen Weg. Als Folge sucht er sich laufend ein neues Bett und lässt dort seine Sedimentfracht liegen, wodurch der Schwemmkegel fächerförmig wird. Beim Zusammenschluss von Schwemmkegeln im Vorland eines Gletschers entstehen Sander und Schotterebenen. Bei ihnen nehmen die Korngrößen der Sedimente mit der Entfernung vom Gletscher ab. Eine Schotterebene ist eigentlich eine Landschaft, die nur aus Schwemmkegeln besteht.

Periglazialmorphologie

In den Gebieten, die während der Glazialperioden nicht vom Eis bedeckt waren, bildete sich ein spezifischer Formenschatz, der im Prinzip heutigen Permafrostregionen entspricht. Durch Volumenausdehnung gefrierenden Wassers im Untergrund bilden sich diverse Frostmuster. Bei deutlicher Abkühlung unter den Gefrierpunkt zieht sich der Boden wie alle festen Körper jedoch wieder zusammen. Dadurch entstehen Schrumpfrisse (Frostspalten); insbesondere wenn der Wassergehalt im Boden hoch ist und die Abkühlung rasch erfolgt. Beim Auftauen des Bodens füllen sich die Spalten mit Schmelzwasser und Bodenpartikeln. Im folgenden Winter gefriert das Wasser in der Spalte und bilden Eiskeile, die heute in den Sedimentprofilen als verfüllte Strukturen erkennbar sind.

Permafrostboden (oder Dauerfrostboden) ist ab einer gewissen Tiefe das ganze Jahr hindurch gefroren. Dabei taut der Permafrostboden im Sommer oberflächlich auf. Der sogenannte Auftauboden reicht häufig 1 – 2 m in die Tiefe, während der darunter befindliche Boden weiter gefroren bleibt. In Nordrussland,

einschließlich Sibirien, reicht der Permafrost bis zu 1.450 m in die Tiefe, in Skandinavien sind es lediglich 20 m. Große Permafrostareale finden sich in den Gebieten mit arktischem und antarktischem Einfluss. Die baumlosen Tundren unserer Erde sind meist Permafrostgebiete. Gebiete mit permanent gefrorenem Boden gibt es aber auch in Hochgebirgsregionen wie den Alpen. Diese entstanden während der pleistozänen Kaltzeiten, als der Boden stellenweise bis in mehrere Hundert Meter Tiefe gefror. In Gebieten mit Permafrostböden kann es bei leichter Neigung des Untergrundes (schon ab etwa 2°) zu einer Hangabwärtsbewegung der oberen aufgetauten wassergesättigten Bodenschichten kommen (sogenannte Solifluktion) und es bilden sich Fließerden.

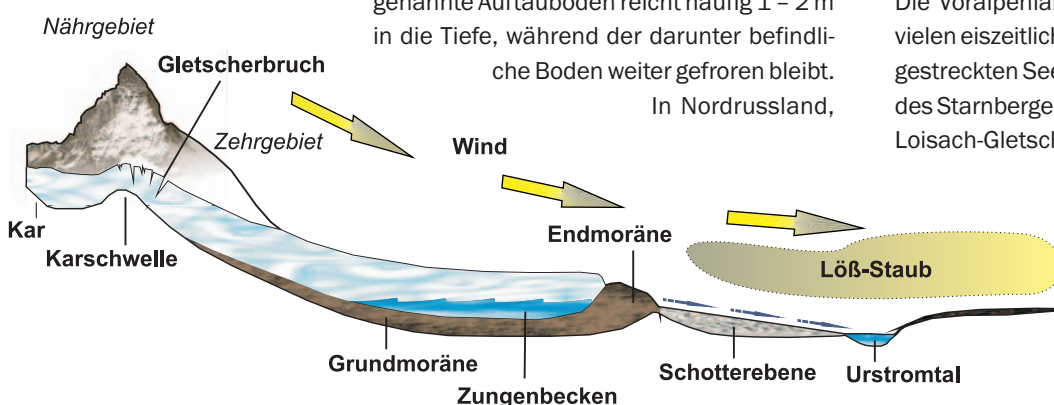
Die Glaziale Serie

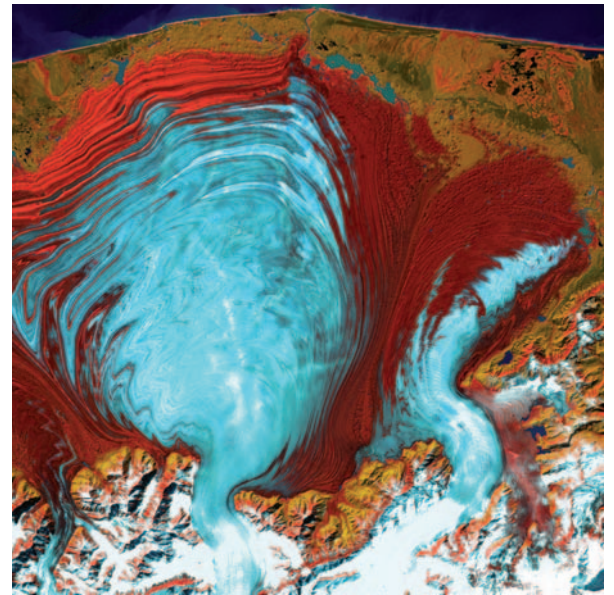
Es existiert im Randbereich und Vorland eines Gletschers eine naturgesetzliche Abfolge von Reliefformen. Sie resultiert aus einem Zusammenspiel von Glazialerosion, glazialer Akkumulation und der Dynamik der Schmelzwässer. Diese Glaziale Serie zeigt im Idealfall die Abfolge des glazialen Formenschatzes, beginnend beim ursprünglichen Nährgebiet des Gletschers bis zu seinen distalen glaziofluvialen Bildungen jenseits seiner Abschmelzzone. Nach Kar mit Karschwelle folgt eine Grundmoränenlandschaft mit Zungenbecken, danach Endmoränenwälle. Distal schließen sich Sander (glaziofluviale Schotterfläche) an, und schließlich folgt ein Urstromtal. Während der Vereisung wird aus den vegetationsarmen Flächen feines Gesteinsmaterial ausgeblasen und im periglazialen Gebiet als Flugsand oder Löß (► Lernort Boden, Modul A), wieder abgelagert (↗ E25).

Beispiele aus dem Voralpenland

Die Voralpenlandschaft in Bayern wird von vielen eiszeitlichen Formen geprägt. Die langgestreckten Seebecken des Ammersees und des Starnberger Sees wurden durch den Isar-Loisach-Gletscher während der Eiszeit ausgeschoben. Wichtig für die Erhaltung der Seebecken war die Tatsache, dass beim Rückschmelzen des Gletschers der

E25 | Schematische Darstellung der Glazialen Serie. Das Zungenbecken wird später durch einen See gefüllt. Die Windrichtung erklärt sich durch das Temperaturgefälle aus dem kalten Bereich über dem Gletscher zum wärmeren Vorland, das die Auswehungen von Feinmaterial aus den Schotterfluren zur Folge hat.





E26 | a) Das Rosenheimer Becken im Alpenvorland wird halbkreisförmig von einem Moränenrand umrahmt (in gelb dargestellt).
b) Die Bildung solcher Becken durch Vorstoß eines Gletschers kann man heute z. B. in Alaska am Maspalina Gletscher beobachten.

allergrößte Teil der Schmelzwässer den heutigen Flussläufen der Loisach und der Isar folgte, so dass das Gebiet des Starnberger Sees kaum verschüttet wurde, und die mit den Schmelzwässern transportierten Sedimente die Seebecken nicht rasch wieder verlanden ließen. Die Seebecken bilden damit typische Zungenbecken. Ein eindrucksvolles Beispiel für Drumlins ist das Eberfinger Drumlinfeld auf der Westseite des Starnberger Sees.

Durch das Abschmelzen des Inntalgletschers bildete sich am Ende der Würm-Eiszeit ein See, vergleichbar in der Größe mit dem Bodensee. Das Rosenheimer Becken ist der Grund dieses ehemaligen Rosenheimer Sees mit bis zu 150 m mächtigen Sedimenten. Begrenzt wird das Rosenheimer Becken von den mächtigen Rand- und Endmoränen. Drumlins findet man nordwestlich (bei Tuntenhausen) und nordöstlich von Rosenheim (↗ E26).

Kleinere und flachere Toteisseen im Voralpenland sind schon vollständig verlandet. Es gibt jedoch noch einige Seen, die ihren Ursprung als Toteissee hatten. So wird der Tütensee östlich des Chiemsees als eiszeitliche Bildung durch Abschmelzen von Toteis gesehen. Die kontroverse Interpretation der Entstehung durch einen Meteoriteneinschlag (Chiemgau Impakt) kann durch die geologischen Befunde nicht bestätigt werden (▶ www.lfu.bayern.de/geologie/fachinformationen/meteoriten/doc/tuettensee.pdf).

Außerhalb des Endmoränenwalls hat sich die Münchner Schotterebene aus zahllosen flachen Schwemmkegeln gebildet. Sie wird vom Kaufbeurer Urstromtal durchschnitten.

Vor allem westlich der großen Schichtstufen Nordbayerns bildeten sich ausgedehnte Dünen aus Flugsand, z. B. im Nürnberg-Erlanger Raum. Auch die fruchtbaren Gäuböden wurden als → Lößböden in der Donauenebene vor den Höhenzügen des Bayerischen Waldes abgelagert.

Heutige glazigene Formen in Europa

- Fjordküste: Überflutete Trogtäler der pleistozänen Vereisung
- Förden- und Boddenküste: Überflutete Grundmoränenlandschaft
- Schärenküste: Überflutete Rundhöckerlandschaft
- Seenplatten (Mecklenburgische Seenplatte, Finnische Seenplatte): Abgetaute Toteismassen im Jungmoränengebiet
- Urstromtäler in Norddeutschland (Elbe)
- Altmoränenlandschaft in Norddeutschland
- Jungmoränenlandschaft in Norddeutschland und Bayern
- Schotterflächen und -terrassen in Süddeutschland
- Moränenzüge im Alpenvorland
- Zungenbeckenseen im Alpenvorland
- Trogtäler, Kare, Karlinge in den Alpen
- Lokale pleistozäne Vergletscherungen in den Mittelgebirgen (Harz, Schwarzwald)

Weiterführende Literatur, Links und Karten (Auswahl):

Bram, G. & Koch, R. 2008. Trubachweg, Geologie – Kultur – Klettern, ISBN 978-3-00025-715-5.

Darga, R. 2009. Wanderungen in die Erdgeschichte – Auf den Spuren des Inn-Chiemsee-Gletschers – Übersicht, 160 S., Pfeil Verlag, ISBN 978-3-89937-103-1.

Doppler, G., Fiebig, M., Freundenberger, W., Glaser, S., Meyer, R., Pürner, T., Rohrmüller, J. & Schwerd, K. 2004. GeoBavaria – 600 Millionen Jahre Bayern, 92 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt.

Eberle, J., Eitel, B., Blümel, W.D. & Wittmann, P. 2007. Deutschlands Süden - vom Erdmittelalter zur Gegenwart, 192 S. Spektrum Akademischer Verlag, ISBN 978-3-82741-506-6.

Glaser, S., Keim, G., Loth, G., Veit, A., Bassler-Veit, B., Lagally, U. 2007. Geotope in der Oberpfalz – Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, 5, 136 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt.

Glaser, S., Lagally, U., Loth, G., Schmid, H. & Schwerd, K. 2008. Geotope in Oberbayern - Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz, 6, 192 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt.

Galadi-Enriquez, E., Kroemer, E., Loth, G., Pürner, T., Raum, G., Teipel, U. Rohrmüller, J. 2009. Erdgeschichte des Oberpfälzer Waldes – Geologischer Bau, Gesteine, Sehenswürdigkeiten, Geologische Karte 1:150000 mit drei Schnitten und Erläuterungsband, 110 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt.

Geyer, G. 2002. Geologie von Unterfranken und angrenzenden Regionen, 592 S., Klett Verlag, ISBN 978-3-62300-501-0.

Geyer, G. & Schmidt-Kaler, H. 2009. Wanderungen in die Erdgeschichte – Den Main entlang durch das Fränkische Schichtstufenland, 208 S., Pfeil Verlag, ISBN 978-3-89937-092-8.

Marthaler, M. 2005. Das Matterhorn aus Afrika – Die Entstehung der Alpen in der Erdgeschichte, Ott-Verlag, ISBN 978-3-72250-008-9.

Schmidt-Kaler, H. 2003. Wanderungen in die Erdgeschichte – Von der Frankenhöhe zum Fränkischen Seenland, 128 S., Pfeil Verlag, ISBN 978-3-89937-010-2.

Winkler, S. 2009. Gletscher und ihre Landschaften, 183 S., Primus Verlag, ISBN 978-3-89678-649-4.

Herausgeber

Bayerisches Staatsministerium für
Umwelt und Gesundheit (StMUG)

Staatsinstitut für Schulqualität und Bildungsforschung (ISB)