

Die Alpen - das etwas andere Orogen



1 Gebirgsbildung, die Königsdisziplin der Geologie

Nimmt die Geologie alles zu Hilfe, was ihr die Sprache der Gesteine an Möglichkeiten bietet, kann sie sich an die Entschlüsselung der äusserst komplexen Vorgänge während der Entstehung von Gebirgen heranwagen.

- Art und Alter der Sedimentgesteine geben darüber Auskunft, wie zu bestimmten Zeiten Land und Wasser verteilt waren (Stratigraphie).
- Fossilien ermöglichen es, Lebensräume zu rekonstruieren (Paläontologie).
- Scheinbare Polwanderungskurven lassen auf die Lage und Driftwege von Lithosphärenplatten schliessen (Paläomagnetik).
- Vulkanische und plutonische Gesteine deuten an, wo und weshalb Magma in die Kruste aufgestiegen ist.
- Metamorphe Gesteine ermöglichen es, Drücke und Temperaturen zu bestimmen und dadurch abzuschätzen, in welchen Tiefen sich die Gesteine einst befanden (Geothermobarometrie).
- Falten und Brüche zeigen die Geometrie der Verformungen im Gestein und damit Art und Richtungen der einwirkenden Kräfte (Strukturgeologie).
- Altersbestimmungen helfen, die zeitlichen Abläufe der Gebirgsbildung zu verstehen (Geochronologie).

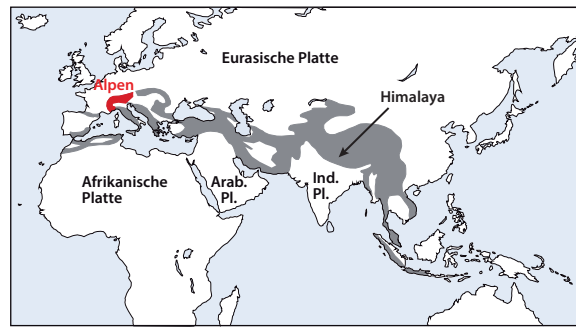


Abb. 1: Alpidische Gebirgskette, im Wesentlichen entstanden durch die Konvergenz der Afrikanischen, Arabischen und Indischen Platten mit der Eurasischen Platte (Europa und Asien).

- Erdbeben und künstlich erzeugte Erschütterungen helfen dabei, den unzugänglichen Untergrund zu durchleuchten (Seismologie und Seismik).

Beobachtungen, Messungen und Laborresultate ergeben zusammen ein Bild, das vieles erklärt, das aber trotzdem unvollständig bleibt. Fehlende Puzzleteile werden deshalb vorerst durch Interpretation überbrückt, immer in der Hoffnung, sie in der Zukunft doch noch zu finden.

Gebirge entstehen an konvergierenden Plattengrenzen durch Stauchen, Überschieben und Verfallen von kontinentaler und ozeanischer Kruste (siehe Modul 4, Kap. 7.2). Über die Mechanismen und den zeitlichen Ablauf von Gebirgsbildungen herrscht heute bis auf Details weitgehend Einigkeit. Die gebirgsbildenden Vorgänge können anhand

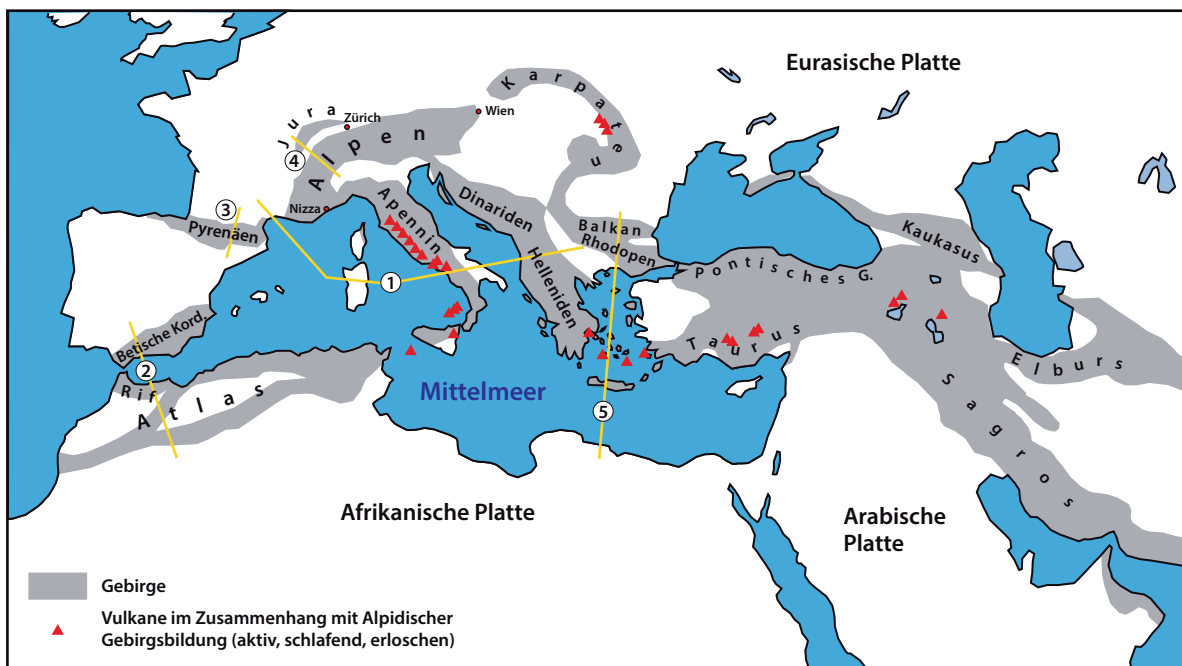


Abb. 2: Westlicher und ältester Teil der Alpidischen Gebirgskette, der sich vom Atlantik bis an den Indischen Ozean erstreckt. Die Entwicklung dieser komplexen Landschaft aus Gebirgen und Meeren ist das Resultat der Konvergenz diverser kleiner Mikro-Platten zwischen der Eurasischen und der Afrikanischen/Arabischen Platte, deren Anzahl bis heute noch nicht restlos geklärt ist. Dabei entstanden nicht nur zahlreiche Gebirge durch die Kollision kontinentaler Kruste. Durch Slab Rollback (siehe Modul 4, Kap. 7.2.4) und Krustenverdünnung entstanden auch tiefe Becken wie z. B. das westliche Mittelmeer oder das Ägäische Meer. Abb. 4 zeigt Profile durch die Lithosphäre entlang den Spuren 1 bis 5.

junger Gebirge wie den Alpen studiert werden, wo sie von der Sprache der Gesteine erstaunlich detailliert erzählt werden. Anders sieht es mit jenen Ereignissen aus, welche der Gebirgsbildung vorausgehen. Die Zeugen solcher Ereignisse werden durch die Gebirgsbildung oft weitgehend zerstört und „überschrieben“. So wird etwa noch immer über Anzahl, Lage und Zeitablauf der Öffnung und Schliessung jener Ozeanbecken debattiert, die sich einst im Raum zwischen der Eurasischen Platte und der Afrikanischen bzw. Arabischen Platte befanden. Diese bilden den Ursprung einer Kette von Gebirgen, die sich vom Atlantik bis zum Indischen Ozean erstreckt und wovon die Alpen nur ein kleiner Teil sind (Abb. 1, 2). Von solchen Ozeanbecken zeugen zwar weit verbreitete Sedimentgesteine, diese wurden jedoch durch die spätere Gebirgsbildung derart zerrissen, deformiert oder durch Metamorphose umgewandelt, dass eine Rekonstruktion ihrer ursprünglichen Lage mit grossen Unsicherheiten behaftet ist. Auch die Zuordnung von Überbleibseln ozeanischer Kruste in Akkretionskeilen, die sich weit verteilt inmitten von Gebirgen befinden, ist oft ungewiss.

2 Die Alpen im Kontext des Mittelmeerraumes

Die Alpen sind nur ein kleiner Teil der gewaltigen Alpidischen Gebirgskette, die sich vom Atlas in Marokko bis zu den südostasiatischen Inseln erstreckt, dabei Bögen macht, Haken schlägt und – wie wenn das nicht schon komplex genug wäre – auch noch von einem Meer zertrennt wird, dem Mittelmeer. (Abb. 1, 2). Es ist also nicht erstaunlich, dass jene Ideen, die der Plattentektonik zu Grunde liegen, nicht von Alpengeologen stammen, denn hier sind die Verhältnisse weltweit am unübersichtlichsten.

Die Entstehung der Alpen kann nur zusammen mit den benachbarten Gebirgen der alpidischen Kette und zusammen mit dem Mittelmeer verstanden werden (Abb. 2). Es sind die Formen und Bewegungen aller beteiligter Mikroplatten und Mikroozeane zwischen der Eurasischen und der Afrikanischen bzw. Arabischen Platte, welche das heutige Aussehen dieses komplexen Werks der Plattentektonik prägen. Während das östliche Mittelmeer mit der ältesten erhaltenen ozeanischen Kruste weltweit (ca. 250 bis 270 Mio. J.) ein Überbleibsel eines alten Ozeans, des Neothetys Ozeans ist, begann sich das westliche Mittelmeer erst zu öffnen, als Gebirge wie Pyrenäen, Alpen oder Atlas bereits eine beachtliche Höhe erreicht hatten.

Abb. 3 zeigt die Entstehung der Alpidischen Gebirgskette im Bereich des Mittelmeers anhand einer Abfolge paläogeographischer Rekonstruktionen in der Zeitspanne von 200 Mio. Jahren bis heute. In Abb. 4 sind Querschnitte durch einige Subduktionszonen und Gebirge dargestellt, die einen Eindruck von der Komplexität der plattentektonischen Situation im Mittelmeergebiet vermitteln. Abb. 5 schliesslich zeigt die Entstehung der Alpen anhand einer Abfolge von Querschnitten – sogenannten **Profilen** – durch die Westalpen, vom Französischen Jura über die Umge-

bung des Matterhorns bis in die norditalienische Poebene. Dieses Gebiet gehört zu jenen Teilen der Alpen, die bisher am detailliertesten untersucht worden sind.

Basierend auf der Sprache der Gesteine wird in Abb. 3 und 5 versucht, die Entwicklung der Alpen rückwärts abzuwickeln. Je weiter man rückwärts zu schauen versucht, desto geringer wird jedoch die Zuverlässigkeit. Tatsächlich bekannt ist nur die heutige Situation, und auch davon kennen wir nur die Lage der einzelnen Gesteinseinheiten an der Oberfläche, in Bohrungen, Tunnels und Kraftwerksstollen wirklich genau. Zusätzlich werden seit den 1980er Jahren seismische Untersuchungen durchgeführt, die einen Einblick in den Aufbau des Gebirges bis in eine Tiefe von ca. 50 km ermöglichen (siehe Modul 3). Die Vorstellungen zur Geometrie der tieferen Lithosphäre und der Asthenosphäre unter den Alpen entstammen seismischen Tomogrammen (entspr. den Beispielen in Modul 4, Abb 29, 31).

Die Westalpen bestehen aus Gesteinseinheiten, die ursprünglich aus sechs verschiedenen Bereichen zwischen der Eurasischen und der Adriatischen Platte stammen. Im Lauf von rund 60 Millionen Jahren wurden diese Gesteinseinheiten sukzessive von Süden gegen Norden subduziert, zu einem Stapel übereinander getürmt und dabei stark deformiert. Jene Einheiten, die der nördlichen, Eurasischen

Abb. 3 (S. 4 und 5): Paläogeografische Rekonstruktionen des Mittelmeerraumes in der Zeitspanne von 200 Mio. Jahren bis heute, im Wesentlichen basierend auf der Forschungsarbeit von Gérard Stampfli, Professor Emeritus der Universität Lausanne.

Die Bezeichnungen der grossen Platten entsprechen Abb. 7 in Modul 4. Mikroplatten, kleine Ozeane und tektonische Einheiten sind häufig nach jenen Regionen benannt, in welchen sie zum ersten Mal beschrieben wurden oder nach Völkern, die dort in der Vergangenheit gelebt hatten. Sie werden nicht in allen Ländern einheitlich verwendet. Wir orientieren uns an den in der Schweiz gebräuchlichen Bezeichnungen. Einige Beispiele:

Helvetikum: Tektonische Einheiten im innerkontinentalen Bereich der Eurasischen Platte, benannt nach den Helvetiern, die ab dem 1. Jh. im Gebiet der heutigen Nordschweiz und Süddeutschlands siedelten.

Piemont-Ozean, Walliser Trog: Überreste dieser Ozeane wurden zum ersten Mal im Piemont, einer Region in Norditalien bzw. im schweizer Kanton Wallis als solche erkannt und beschrieben.

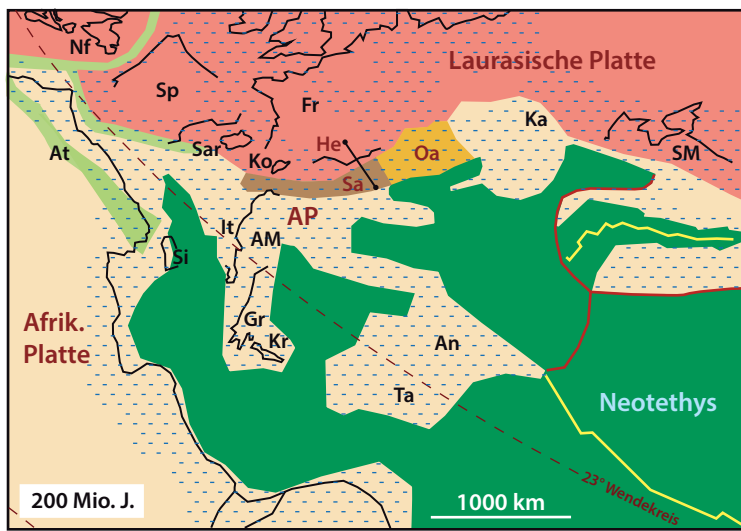
Iberien-Briançonnais: Ursprünglich wurde diese tektonische Einheit der Alpen nach der französischen Westalpenstadt Briançon benannt. Erst später wurde deutlich, dass diese mit der kontinentalen Kruste Spaniens (Iberien), Sardinien und Korsikas in Verbindung steht. In den Alpen wird nur der Begriff „Briançonnais“ verwendet.

Penninikum: Unter diesem Begriff werden alle Gesteinseinheiten von Piemont-Ozean, Briançonnais und Walliser Trog zusammengefasst. 'Penninische Alpen' ist ein alter Begriff für die Walliser Alpen zwischen Rhonetal und Piemont.

Ostalpin: Tektonische Einheiten, welche in den Ostalpen (Kanton Graubünden bis Wien) zuoberst liegen und dort deshalb am besten sichtbar sind.

Südalpin: Tektonische Einheiten am Südfuss der Alpen.

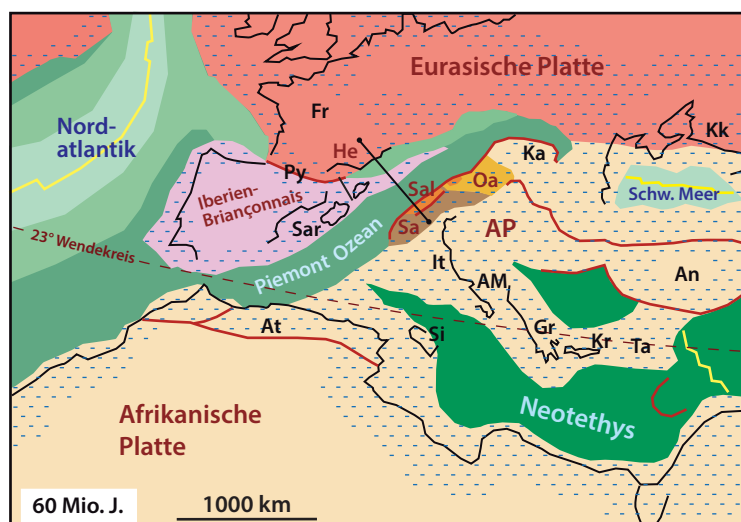
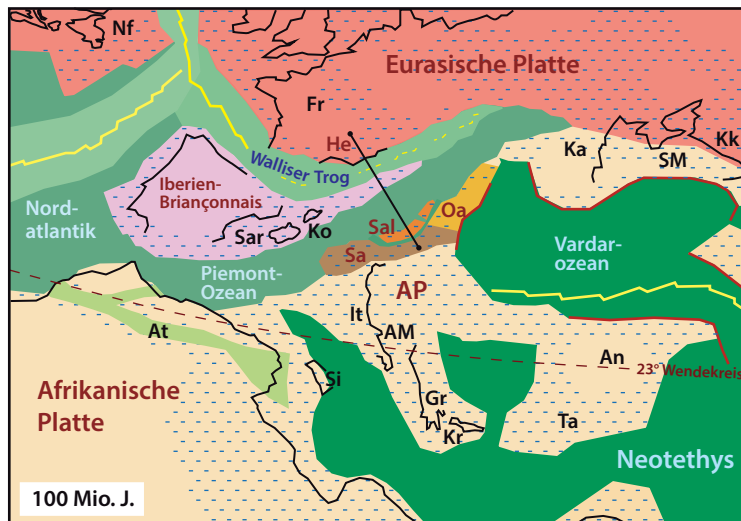
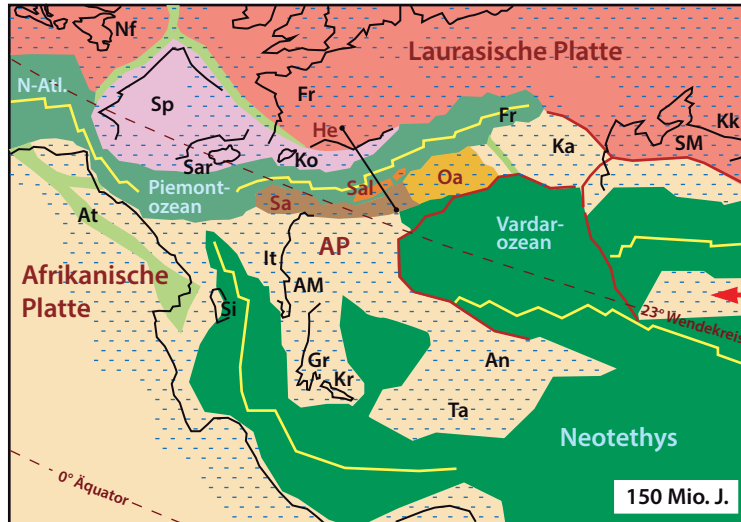
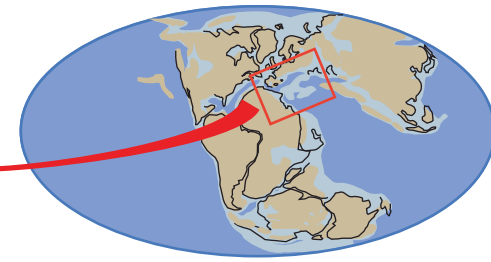
Salassikum: Diese tektonische Einheit wurde erst kürzlich so benannt, früher wurde sie als Teil des Ostalpins betrachtet, wovon sie sich jedoch nach neueren Erkenntnissen zu sehr unterscheidet. Der Name ist abgeleitet von den Salassern, die in vorchristlicher Zeit in den Bergtälern Nordwestitaliens lebten, z. B. im Aostatal.



- Subduktionszonen und Überschiebungen
- Transformstörungen
- Mittelozeanische Rücken --- (unsicher)
- Ozeanische Kruste (dunkelgrün: alt; hellgrün: jung)
- Krustenausdehnung / Grabenbrüche (Riftzonen)
- Kontinentale Kruste von Wasser bedeckt (Schelfmeere)
- Spur (Lage) der Alpenprofile in Abb. 5

Abkürzungen für Gebiete und Gebirge: AM: Adriatisches Meer; An: Anatolien; Ap: Apennin; At: Atlasgebirge; Ba: Balkan; BK: Betische Kordillere; Di: Dinariden; Fr: Frankreich; GL: Golf von Lyon; Gr: Griechenland; Hel: Helleniden; It: Italien; Ju: Jura; Ka: Karpaten; Kk: Kaukasus; Ko: Korsika; Kr: Kreta; Nf: Neufundland (Kanada); Pa: Pannonisches Becken; Po: Pontisches Gebirge; Py: Pyrenäen; Rh: Rheintalgraben; Rif: Rif-Gebirge; RM: Rotes Meer; Sar: Sardinien; Si: Sizilien; SM: Schwarzes Meer; Sp: Spanien; Ta: Taurus; T-At: Tell-Atlas; TM: Tyrrhenisches Meer; ÄM: Ägäisches Meer

Abkürzungen für tektonische Einheiten: AP: Adriatische Platte; Oa: Ostalpin; Sa: Südalpin; Sal: Salassikum; He: Helvetikum



200 bis 150 Mio. J.: Um 200 Mio. J. sind Laurasia und Afrika noch im Superkontinent Pangaea vereint, der im Bereich des Nordatlantiks erste Auflösungserscheinungen in Form von Grabenbrüchen (Rifts) zeigt. Die Neotethys ist in mehrere randliche Becken aufgeteilt, über deren Anzahl und Form bis heute Uneinigkeit herrscht. Bis 150 Mio. J. öffnet sich von Süden her ein schmaler Nordatlantik, dessen Öffnungsbewegung jedoch zunächst zwischen dem späteren Neufundland (Nf) und Spanien (Sp) zum Stehen kommt. Zwischen Laurasia und Afrika öffnet sich der Piemont-Ozean, der bis in die Gegend des heutigen Wien reicht. Südlich davon befindet sich die Adriatische Platte (AP), welche Teile des späteren Italiens (It), des Adriatischen Meers (Ad), Griechenlands (Gr) und der Türkei (An) enthält. Die Adriatische Platte ist in mehrere Mikroplatten unterteilt.

Südalpin (Sa), Ostalpin (Oa) und Salassikum (Sal) sind Teile der Adriatischen Platte, die im Lauf der Alpenbildung unterschiedliche Wege gehen werden. Sie werden deshalb schon in diesem frühen Stadium unterschieden. Das Salassikum löst sich in Form von Inseln von der Apulischen Platte ab. Später entsteht daraus unter anderem das Matterhorn.

Der nördliche Wendekreis, die Grenze der Tropen, befindet sich in Spanien (Sp) und in den Gebieten der späteren Südalpin (Sa).

100 Mio. J.: Der südliche Nordatlantik öffnet sich nun schnell, verbunden mit einer Rotation der Afrikanischen Platte im Gegenuhrzeigersinn. Der Nordatlantik beginnt sich auch gegen Norden zu öffnen und trennt Laurasia in die Eurasische und die Nordamerikanische Platte. Auch quer durch die Eurasische Platte öffnet sich ein schmaler Meeresarm, der Walliser Trog, wodurch ein neuer Mikrokontinent entsteht, Iberien-Briançonnais. Darauf befinden sich sowohl das zukünftige Spanien (Sp), Sardinien (Sa) und Korsika (Ko) wie auch ganz im Osten Teile der zukünftigen Alpen. Die Öffnung des Piemont-Ozeans hingegen ist zum Stillstand gekommen. Der Walliser Trog wird nicht als „echter“ Ozean betrachtet, da in seinem zentralen und östlichen Teil vermutlich kaum oder gar keine ozeanische Kruste gebildet wurde.

60 Mio. J.: Die Rotation Afrikas im Gegenuhrzeigersinn hält an, wodurch der Piemont-Ozean eingeengt und zusammen mit dem Salassikum (Sal) unter die Adriatische Platte (AP) subduziert wird.

Zwischen dem späteren Spanien (Sp) und dem späteren Frankreich (Fr) ist der Walliser Trog bereits vollständig geschlossen und es entstehen die Pyrenäen (Py). Die Randmeere der Neotethys werden mit Ausnahme des östlichen Mittelmeeres allmählich geschlossen, im Gebiet des Schwarzen Meeres verbleibt ein kleines Meer, das entweder als neu gebildetes Becken mit eigenständigem Mittelozeanischem Rücken oder als Restmeer der Neotethys verstanden wird.

Wo sich in Nordafrika seit 200 Mio. J. Riftzonen befanden, entsteht nun das Atlasgebirge (At). Dieses ist nicht das Resultat einer Plattenkollision. Es entsteht durch das Schließen und Zusammenpressen der ehemaligen Riftzonen.

Platte entstammen, dem sogenannten **Helvetikum**, wurden zuletzt unter den Stapel geschoben und liegen heute zuunterst, währenddem die Einheiten aus der südlichen, Adriatischen Platte, dem sogenannten **Salassikum**, zuoberst liegen. Dazwischen eingeklemmt sind die Gesteins-

einheiten aus dem Piemont - Ozean, von Iberien - Briançonnais und aus dem Walliser Trog, die unter dem Begriff **Penninikum** zusammengefasst werden. Am Südfuss der Alpen befindet sich das **Südalpin**, das sind Gesteine der Adriatischen Platte, die kaum deformiert worden sind.

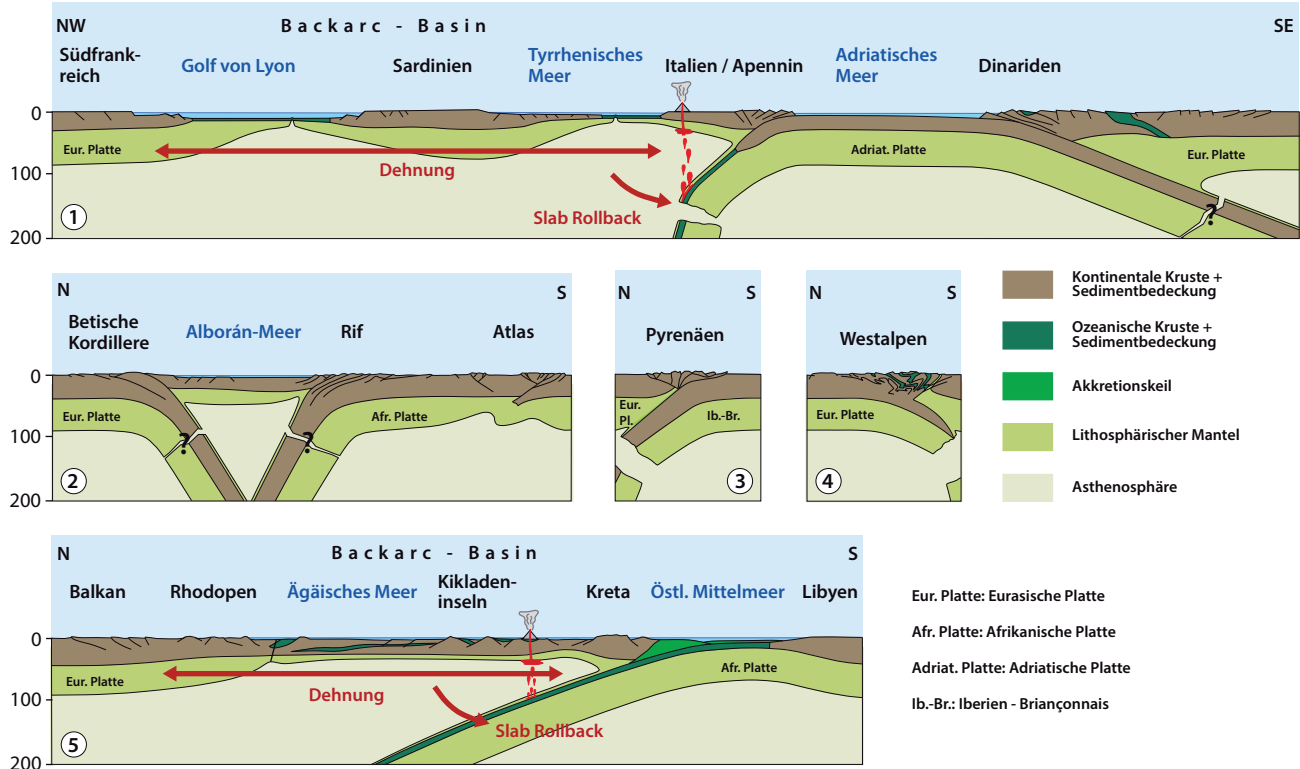


Abb. 4: Vereinfachte Profile durch Subduktionszonen und Gebirge im Umfeld des Mittelmeers. Es ist besonders interessant, dass in den Profilen 1 und 5 Afrika/Adria unter Eurasien subduziert wird, im Profil 4 hingegen ist es umgekehrt. Die Profilsuren befinden sich in Abb. 2.

Profil 1: An beiden Rändern des Adriatischen Meeres existieren Subduktionszonen. Die östliche Subduktionszone lässt die Dinariden entstehen (max. 2700 m), die westliche Subduktionszone den Apennin (max. 2900 m). Aktiver Vulkanismus deutet darauf hin, dass dort auch ozeanische Kruste subduziert wird. Seit ca. 30 Mio. J. bewegt sich diese Subduktionszone von der Küste des heutigen Südfrankreichs und Spaniens weg in Richtung Südosten, getrieben durch massiven Slab Rollback der subduzierten Adriatischen Platte. Dadurch wurde die Europäische Lithosphäre derart gedehnt, dass sich zwei Backarc Basins, der Golf von Lyon und das Tyrrhenische Meer öffneten, in welchen aktuell junge ozeanische Kruste entsteht. Sardinien und Korsika wurden dadurch von der Küste des heutigen Südfrankreichs und Spaniens weg und bis in ihre heutige Lage zwischen dem Golf von Lyon und dem Tyrrhenischen Meer gezogen.

Profil 2: Die Betische Kordillere in Südspanien (mit den Bergen der Sierra Nevada, max. 3500 m) wie auch das Rifgebirge in Nordmarokko (max. 2450 m) sind das Resultat der Subduktion Eurasischer bzw. Afrikanischer Lithosphäre unter ein schmales Stück kontinentaler Lithosphäre, das unter dem Alborán-Meer liegt. Der Atlas (max. 4160 m) ist eine Riftzone, die sich jedoch wieder schloss, bevor ein Ozean entstehen konnte (vgl. Abb. 3). Dabei wurden Teile der kontinentalen Kruste keilförmig in die Höhe und auch ein wenig in die Asthenosphäre hinunter geschoben, eine Subduktion konnte sich allerdings nicht ausbilden.

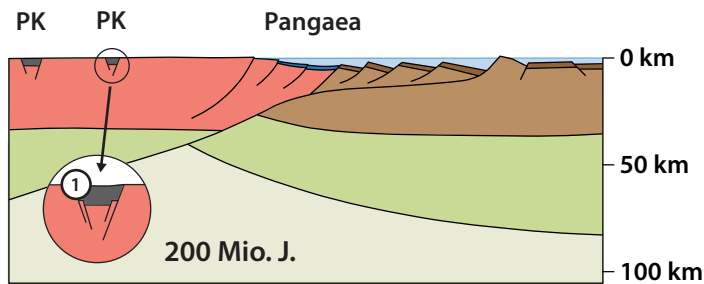
Profil 3: In den Pyrenäen (max. 3400 m) finden sich keine Überreste ozeanischer Kruste, sodass angenommen wird, die Pyrenäen seien ähnlich wie der Atlas aus einem Rift entstanden, das sich schloss, ohne je ozeanische Kruste gebildet zu haben. Auch in den Alpen wird vermutet, dass der Walliser Trog keine ozeanische Kruste ausbildete und eher ein wassergefülltes Rift war (deswegen wird er nicht 'Ozean' genannt).

Profil 4: Westalpen (max. 4800 m), detaillierte Erläuterungen siehe Abb. 5.

Profil 5: Ähnlich wie der Golf von Lyon und das Tyrrhenische Meer ist auch das Ägäische Meer ein Backarc Basin und damit das Resultat einer starken Dehnung kontinentaler Kruste infolge des Rollbacks der Afrikanischen Lithosphäre. Einige Blöcke der gedehnten Kruste schauen aus dem Wasser und bilden die Inseln der Ägäis. Die Subduktion ozeanischer Kruste führt zu episodischem Vulkanismus. Die Vulkane sind auf einem Bogen parallel zur Subduktionszone angeordnet (Vgl. Abb. 2, 3).

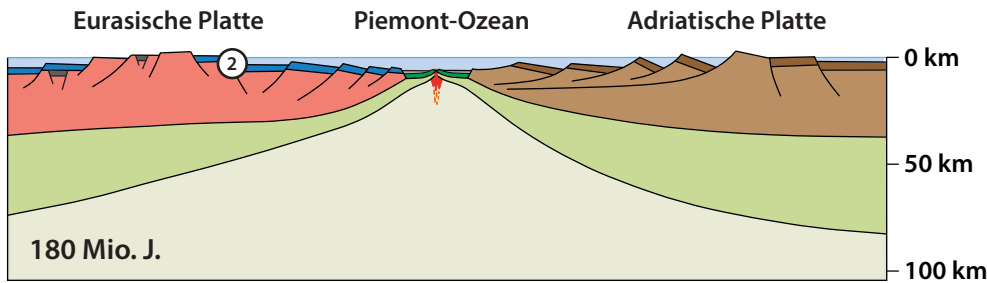
Abb. 5 (S. 7 bis 9): Profile zur Entwicklung der Westalpen in den letzten 200 Millionen Jahren. Je weiter man in der Geschichte des Gebirgsbaus rückwärts zu schauen versucht, desto schwieriger wird es, die Sprache der Gesteine zu entziffern und ein konkretes Bild von der Situation zu zeichnen. Die Profile werden deshalb mit zunehmendem Alter hypothetischer und sind eher symbolhaft zu verstehen. Der vertikale Massstab der Profile lässt sich auf ca. 10 Kilometer genau abschätzen. Der horizontale Massstab ist hingegen unsicher (schon nur die Breitenschätzungen zum Piemont-Ozean variieren um mehrere 100 km) und wird deshalb nicht angegeben. Nordwesten ist links, Südosten rechts.

Jede Phase einer Orogenese von der Extension über die Subduktion bis zur Kollision ist charakterisiert durch die Entstehung typischer Gesteine. Eine Auswahl davon ist mit Nummern markiert und wird in Abb. 6 vorgestellt. Die Hintergründe zur Namensgebung der tektonischen Einheiten sind in der Bildlegende zu Abb. 3 erklärt, die Spuren der Profile sind in den paläogeografischen Karten in Abb. 3 eingezeichnet.

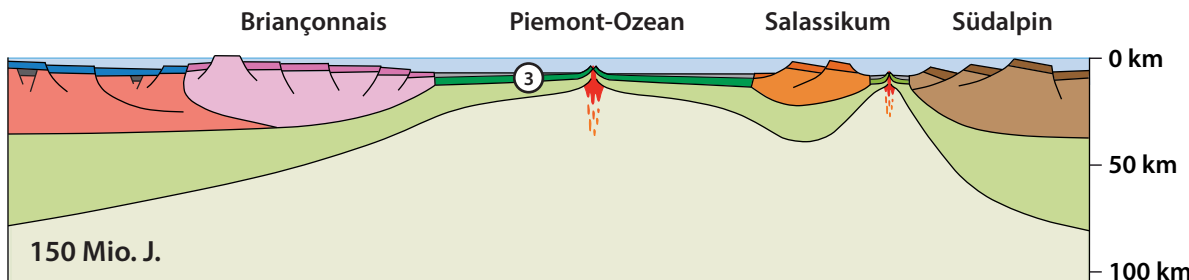


320 - 260 Mio. J.: Bereits zwischen 320 und 260 Mio. Jahren entstanden im Gebiet der heutigen Schweiz durch die Dehnung der Lithosphäre mehrere tausend Meter tiefe Grabenbrüche (Rifts) im Superkontinent Pangaea, nach ihrer Entstehungszeit 'Permokarbontröge' genannt (PK). Diese füllten sich mit Sedimenten wie Brekzien, Konglomeraten ^①, Sandsteinen, Tonen und Kohle. Vulkangesteine, vor allem Rhyolithe ^①, belegen, dass die Permokarbontröge teils mit intensivem Vulkanismus einher gingen (vgl. Modul 4, Abb. 12). Zur Bildung von Ozeanen kam es jedoch nicht. Brekzien und Sandsteine sind häufig intensiv rot gefärbt, was auf trockenes, wüstenähnliches Klima hindeutet, in welchem rote Eisenoxide stabil sind.

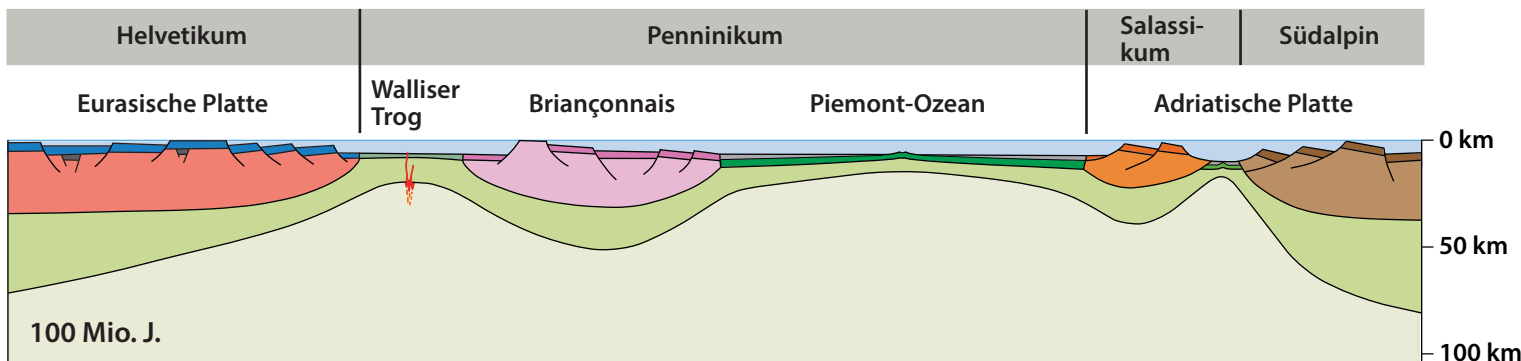
200 Mio. J.: Zwischen dem späteren Europa und Afrika beginnt sich ein asymmetrisches Rift im Superkontinent Pangaea zu bilden, das jedoch nicht mit bedeutendem Vulkanismus einher geht, zumindest existieren heute kaum mehr entsprechende Gesteine. Weite Teile der Kontinente sind von einem seichten Meer bedeckt, in welchem vor allem Flachwassersedimente abgelagert werden, z. B. Kalksteine. Die Afrikanische Platte ist zu diesem Zeitpunkt im Übergang zur Eurasischen Platte in mehrere Mikroplatten unterteilt, wovon vor allem die **Adriatische Platte** für die Entstehung der Alpen eine zentrale Rolle spielen wird.



180 Mio. J.: Das Rift weitet sich aus zu einem schmalen Ozean, dem **Piemont-Ozean**, dessen maximale Breite kaum mehr als einige hundert Kilometer betragen haben dürfte, vergleichbar mit dem heutigen Roten Meer. Im Piemont-Ozean entstehen ozeanische Kruste und Tiefwassersedimente. Die Schultern des Rifts werden durch das Auseinanderziehen der Kruste in Blöcke zerrissen, die sich ins neu entstehende Meer absenken. Dabei gibt es zahlreiche Bergstürze über und unter Wasser, wobei Brekzien ^② entstehen.



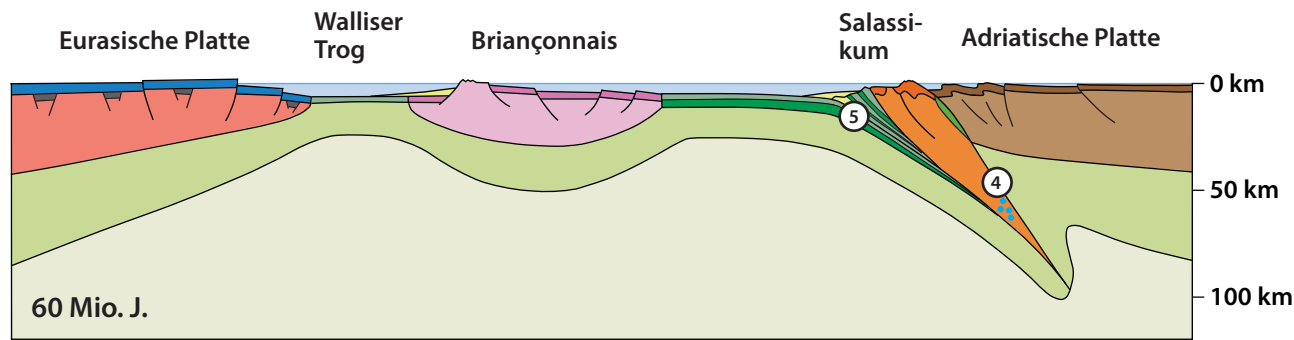
150 Mio. J.: Die Bildung von ozeanischer Kruste ^③ im Piemont - Ozean ist noch immer im Gange, dieser hat schon beinahe seine maximale Breite erreicht. Vom Nordrand der Adriatischen Platte löst sich ein grosser Block ab, das **Salassikum**. Kurzzeitig entsteht südlich davon ein schmaler Meeresarm mit eigener ozeanischer Kruste. Die südlich daran angrenzenden Teile der Adriatischen Platte werden **Südalpin** genannt. Auch vom Südrand der Eurasischen Platte beginnt sich nun langsam ein neuer Mikrokontinent abzulösen, **Iberien-Briançonnais**. Dieser wird im Alpenraum nur **Briançonnais** genannt.



100 Mio. J.: Die Öffnung des Piemont-Ozeans ist zum Stillstand gekommen. Zwischen Eurasischer Platte und Briançonnais öffnet sich ein neuer, schmaler Meeresarm, der **Walliser Trog**. Im Bereich des Walliser Trops reicht die Aufschmelzung des Mantels nicht für die durchgehende Bildung ozeanischer Kruste, deshalb wird er nicht als Ozean bezeichnet. Nach wie vor liegen weite Bereiche der Kontinente unter einem flachen Meer, in welchem entsprechende Sedimente, vor allem Kalksteine, abgelagert werden.

In diesem Stadium können die sechs tektonischen Einheiten, die später die Alpen aufbauen werden, am besten unterschieden werden: Aus der Eurasischen Platte wird der sogenannte **Helvetische Bereich** oder das **Helvetikum**. Aus den Sedimenten des Walliser Trops, aus dem Briançonnais, sowie aus der Kruste und den Sedimenten des Piemont - Ozeans wird der spätere **Penninische Bereich** oder das **Penninikum**. Die Apulische Platte steuert **Salassikum** und **Südalpin** bei (in den zentralen und östlichen Alpen nimmt das **Ostalpin** den Platz des Salassikums ein, vgl. Abb. 7, 8).

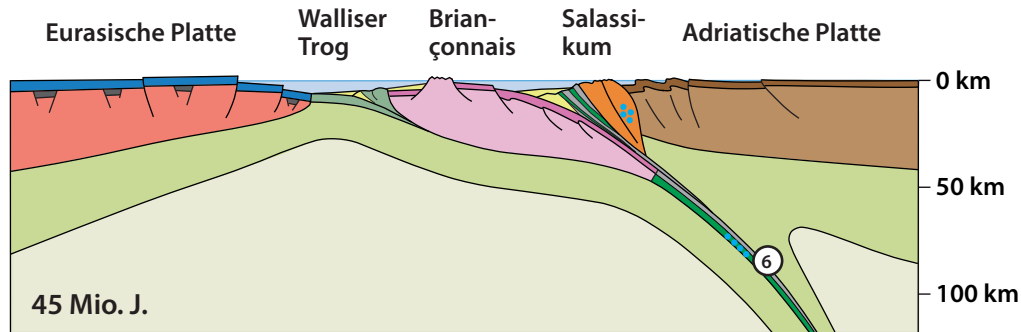
Würde man diese Einheiten mit dem heutigen Stand des Wissens benennen, wäre eine weitaus einfachere Nomenklatur denkbar. Früher jedoch hat man die Einheiten benannt, ohne genau zu wissen, was sie im Gebirgsbau bedeuten. Bezeichnungen wie 'Helvetikum' und 'Penninikum' finden sich seit Beginn der Alpenforschung in Publikationen und auf Karten und haben sich in der Forschung so sehr etabliert, dass sie auch weiterhin Bestand haben werden.



60 Mio. J.: Der Piemont-Ozean hat begonnen, sich zu schliessen, wobei dessen Kruste zusammen mit dem Salassikum unter die Adriatische Platte subduziert wird. Teile des Salassikums werden dabei in Tiefen von über 50 km geschoben, wodurch Eklogite entstehen (4).

Kleine Bereiche des Salassikums und möglicherweise der Adriatischen Platte ragen von Zeit zu Zeit als Inseln über den Wasserspiegel hinaus und sind dadurch Verwitterung und Erosion ausgesetzt. In der Folge lagern sich Sand und Ton an der Südküste des Piemont-Ozeans ab. Die Front der Subduktionszone ist eine sehr unruhige, erschütterungsreiche Umgebung, sodass diese Ablagerungen periodisch in gewaltigen Unterwasserlawinen in die Tiefe des Meeres stürzen, wo sie mächtige Sedimentschichten vorwiegend aus Sandstein und Tongestein bilden, den sogenannten **Flysch** (5). Wo genau sich diese Inseln befanden, lässt sich nicht rekonstruieren, denn die Sedimente des Flyschs wurden im Piemont-Ozean teilweise über hunderte Kilometer verfrachtet, häufig auch in Nordost-Südwest Richtung, also parallel zur Achse des schmalen Piemont-Ozeanbeckens.

Mit fortschreitender Subduktion entsteht an der Front der Subduktionszone ein Akkretionskeil aus zusammengesetzter ozeanischer Kruste, ozeanischen Sedimenten und dem laufend neu entstehenden Flysch. Nach wie vor liegen weite Bereiche der Kontinente unter einem flachen Meer, in welchem entsprechende Sedimente, vor allem Kalksteine, abgelagert werden.



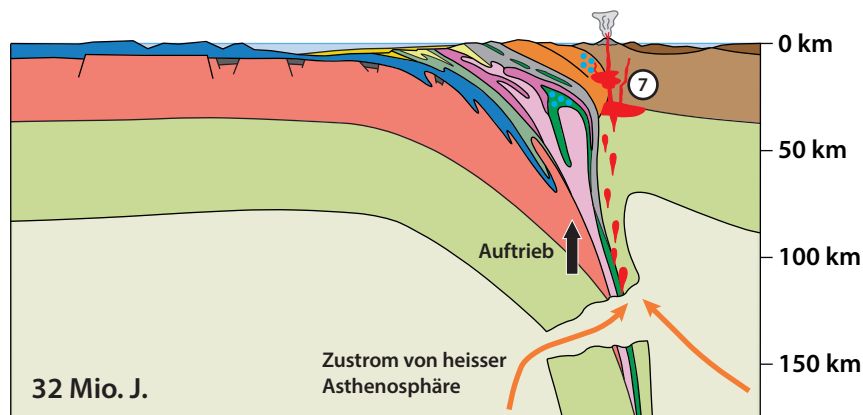
45 Mio. J.: Die Kruste des Piemont-Ozeans ist vollständig subduziert und hohem Druck ausgesetzt, sodass Eklogite entstehen (6). Das Salassikum hingegen ist bereits wieder an die Oberfläche gehoben worden. Dabei blieben vor allem seine tiefen Bereiche mit den Eklogiten erhalten, während grosse Teile der ursprünglich oberflächennahen Bereiche erodiert wurden.

Auch die Sedimente des Walliser Trog werden subduziert. Bereiche des Briançonnais ragen von Zeit zu Zeit aus dem Wasser und sind Verwitterung und Erosion ausgesetzt. Wie an der Südküste des Piemont-Ozeans entstehen nun auch hier ein Akkretionskeil und Flysch.



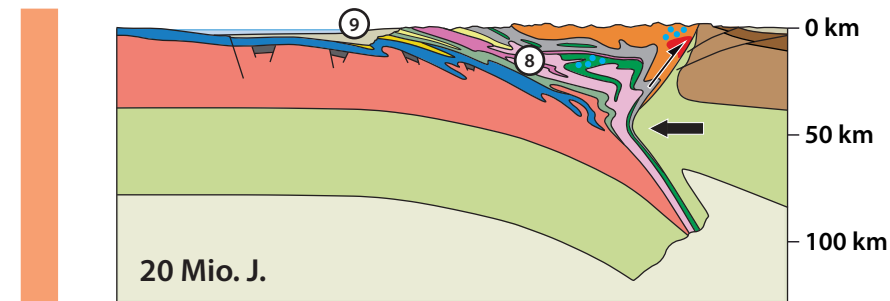
38 Mio. J.: Ozeanische Kruste und kleinere Stücke kontinentaler Kruste wie das Salassikum und das Briançonnais liessen sich bisher leicht subduzieren. Nun gerät jedoch der Südrand der grossen Eurasischen Platte in die Subduktionszone hinein. Damit ändern sich die Kräfteverhältnisse. Die Eurasische Platte ist mächtiger und steifer und lässt sich nicht so leicht subduzieren, die Subduktion verlangsamt sich. Damit wird die Kollision zwischen den grossen Krustenblöcken eingeleitet, wobei Salassikum, ozeanische Kruste und Briançonnais wie in einem Schraubstock zwischen Eurasischer und Adriatischer Platte zusammengepresst und deformiert werden.

Zum ersten Mal erheben sich grosse Teile der jungen Alpen über den Wasserspiegel. Dadurch intensiviert sich die Erosion, mächtige Flusssysteme transportieren immer grössere Mengen an Sand und Ton an die Küste eines schmalen, nicht mehr sehr tiefen Restmeeres am Nordrand der Alpen, wo nun die letzte Etappe der Ablagerung von **Flysch** beginnt. Flysch spielt für die Entstehung der Alpen eine wichtige Rolle: Im Gegensatz zu den steifen, viele Kilometer mächtigen Kalksteinen, die sich in den seichten Meeren auf den Kontinenten abgelagerten, ist Flysch aufgrund seines hohen Tonanteils leicht deformierbar. Dadurch übernimmt er vielerorts die Funktion des „Schmiermittels“ beim Übereinander-schieben und -stapeln der Gesteinspakete.



32 Mio. J.: Im weiteren Verlauf der Kollision schiebt sich die Eurasische Platte unter die zuvor schon subduzierten tektonischen Einheiten und wird mit diesen zusammen verfault. An der Überschiebungsfront werden auch Teile des jüngsten Flyschs „überfahren“. Seismische Tomogramme zeigen, dass die subduzierte Lithosphäre unter den Alpen abgetrennt ist. Vermutlich fand das Slab Detachment (vgl. Modul 4, Kap. 7.2, Abb 15) vor ca. 32 Mio. J. statt. Dafür gibt es zwei Hinweise:

- Die Alpen beginnen sich ab diesem Zeitpunkt stärker zu heben, was damit erklärt wird, dass die verbleibende subduzierte Kruste – befreit von ihrem schweren Anhängsel – durch Auftrieb angehoben wird.
- Anders als z. B. in den Anden tritt Vulkanismus als Resultat von Subduktion und Teilaufschmelzung ozeanischer Kruste (vgl. Modul 4, Kap. 7.2, Abb 15B) in den Alpen kaum auf. Ausnahmen sind einige kleine Intrusionen (7) am Südrand der Alpen, die ca. 32 Mio. J. alt sind. Der Piemont-Ozean war schmal und verhältnismässig schnell subduziert, sodass kaum genügend Zeit blieb, um in weiten Bereichen eine substanzielle Teilaufschmelzung auszulösen. Es wird deshalb vermutet, dass die Entstehung der wenigen Intrusionen durch das Slab Detachment begünstigt wurde. Dadurch gelangte schlagartig mehr heisses Asthenosphärenmaterial an die Untergrenze der Lithosphäre, welches zumindest lokal Teilaufschmelzung und den Aufstieg von Magma auszulösen vermochte. Überreste von Vulkanen oder vulkanischer Gesteine sind aus dieser Zeit keine erhalten. In einigen Flyschsandsteinen gibt es jedoch vulkanische Partikel, deren Alter und chemische Zusammensetzung zu den Intrusionen passen.



20 Mio. J.: Die Kollision führt im weiteren Verlauf zu einer Zunahme der Deformation aller tektonischer Einheiten, wobei diese in Falten gelegt und teils auch zerrissen werden. Die südlichen Einheiten, allen voran das Salassikum, aber auch Sedimente und Kruste des Piemont-Ozeans, reiten „Huckepack“ nordwestwärts. Zwischen 32 und etwa 5 Mio. Jahren vor heute entstand dadurch der sogenannte **Deckenstapel**, ein beinahe horizontal geschichteter Stapel aus deckenähnlichen, verfalteten Gesteinseinheiten. Was ursprünglich im Norden lag, liegt jetzt zuunterst, was im Süden lag, liegt heute zuoberst im Stapel.

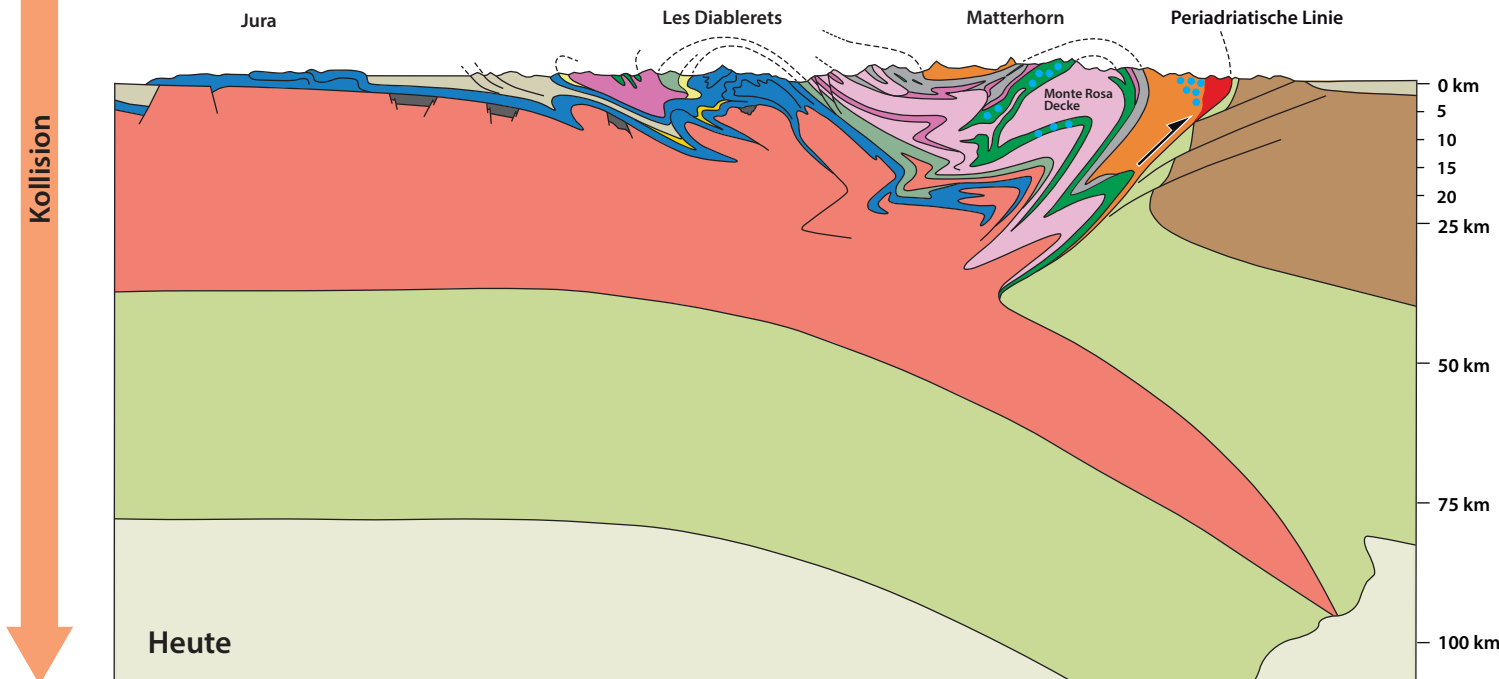
Durch Subduktion und Kollision gelangten viele Gesteinseinheiten in tiefere Stockwerke der Kruste. Dabei veränderten sie durch Metamorphose (vgl. Modul 1, Kap. 6) ihren Mineralgehalt und sie wurden meist auch zu Gneisen und Schiefen deformiert (8) (vgl. Modul 1, Kap. 7). Zusätzlich weisen sie oft Falten auf. Je tiefer sie sich im Deckenstapel befinden, desto höher ist der Grad der Metamorphose (vgl. Kap. 4).

Wie ein Keil schiebt sich gleichzeitig die kontinentale Lithosphäre der Adriatischen Platte von Südosten her in diesen Deckenstapel und schiebt ihn in einer südostwärts gerichteten Bewegung um mehrere Kilometer in die Höhe (Pfeile). Die Alpen erheben sich nun einige tausend Meter über den Meeresspiegel und sind ein Hochgebirge mit geringer Vegetationsbedeckung. Dadurch nehmen Verwitterung und Abtragung an Intensität zu.

Anstelle des mehrheitlich feinkörnigen, sandigen und tonigen Flyschs werden nun zu beiden Seiten des Gebirges vermehrt grobkörnige Konglomerate in dicken Schichten abgelagert. Sandige und tonige Sedimente werden in grösserer Entfernung nördlich der Alpen in einem flachen Gewässer abgelagert, das abwechselungsweise Süßwassersee und Meeresarm ist. Alle Sedimente aus dieser Phase – Konglomerate, Sandsteine und Tone – werden unter dem Begriff **Molasse** zusammengefasst (9).

Heute: Der Deckenstapel wurde weiter deformiert, nordwestwärts bis über die Molasse geschoben und gleichzeitig in Richtung Südosten entlang der Periadriatischen Linie gegenüber den Südalpen um bis zu 25 Kilometer herausgehoben (Pfeil). Teile des Deckenstapels wurden erodiert, sodass z. B. vom Salassikum nur noch zwei kleine Bereiche übrig geblieben sind, wovon einer das Matterhorn bildet. Jede Decke erhielt einen Namen, der meist von einem markanten Berg abgeleitet ist. So ist z. B. der höchste Berg der Schweiz, der Monte Rosa (Dufourspitze), Teil der Monte Rosa Decke.

Vor etwa 7 bis 5 Mio. Jahren wurde als letztes aus Sedimenten des Helvetikums, die von der kontinentalen Kruste abgeschert und nordwestwärts geschoben wurden, der Jura aufgefaltet.



Eurasische Platte		Kontinentale Kruste (> 250 Mio. J.) mit Sedimentbedeckung (250 - 60 Mio. J.)	Helvetikum
Walliser Ozean		Sedimentfüllung (100 - 50 Mio. J.)	
Briançonnais		Kontinentale Kruste (> 250 Mio. J.) mit Sedimentbedeckung (250 - 60 Mio. J.)	Penninikum
Piemont-Ozean		Ozeanische Kruste mit Sedimentbedeckung (180 - 80 Mio. J.)	
Adriatische Platte		Kontinentale Kruste (> 250 Mio. J.) mit Sedimentbedeckung (250 - 60 Mio. J.)	Salassikum
		Kontinentale Kruste (> 250 Mio. J.) mit Sedimentbedeckung (250 - 60 Mio. J.)	Südalpin

	Permokarbon-Tröge (320-260 Mio. J.)		Eklogite
	Intrusionen		
	„Früher“ Flysch (abgelagert vor und während der Entstehung der Akkretionskeile, ca. 100 bis 50 Mio. J.)		
	„Später“ Flysch (abgelagert nach der Entstehung der Akkretionskeile, ca. 50 bis 25 Mio. J.)		
	Molasse (25-6 Mio. J.)		
	Mantellithosphäre		Asthenosphäre

① Typische Gesteine aus den Permokarbontrögen



Brekzie / Konglomerat (Lokalname Verrucano)

Rhyolith

② Typisches Gestein für das Auseinanderbrechen der Kruste



Brekzie

③ Typische Gesteine für die Entstehung eines Ozeanbeckens

Basalt in Form von
Pillow-Lawa

Radiolarit

Serpentin

④⑥ Typisches Gestein für Subduktion in grosse Tiefen



Eklogit

⑤ Typisches Sedimentgestein für eine Subduktionsfront



Sandstein

Tongestein

Flysch (Wechselagerung von Sandstein und Tongestein)

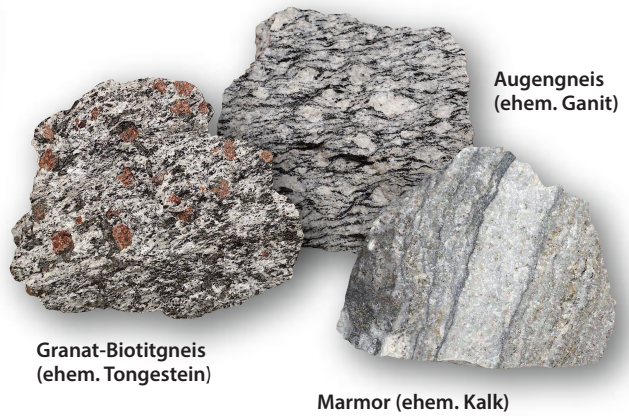
⑦ Typische Gesteine für Intrusionen



Granit

Gabbro

⑧ Metamorphe Gesteine aus tieferen Bereichen des Gebirges

Augengneis
(ehem. Granit)Granat-Biotitgneis
(ehem. Tongestein)

Marmor (ehem. Kalk)

⑨ Typisches Gestein für starke Erosion:



Konglomerat

Abb. 6: Gesteine, die typische Entwicklungsschritte der Gebirgsbildung anzeigen. Die Nummern der Gesteine entsprechen Abb. 5.

Tektonische Karte der Alpen

Vereinfacht nach R. Bousquet, S. M. Schmid, G. Zellinger, R. Oberhänsli, C. Rosenberg, G. Molli, C. Robert, M. Wiederkehr, P. Rossi, 2012

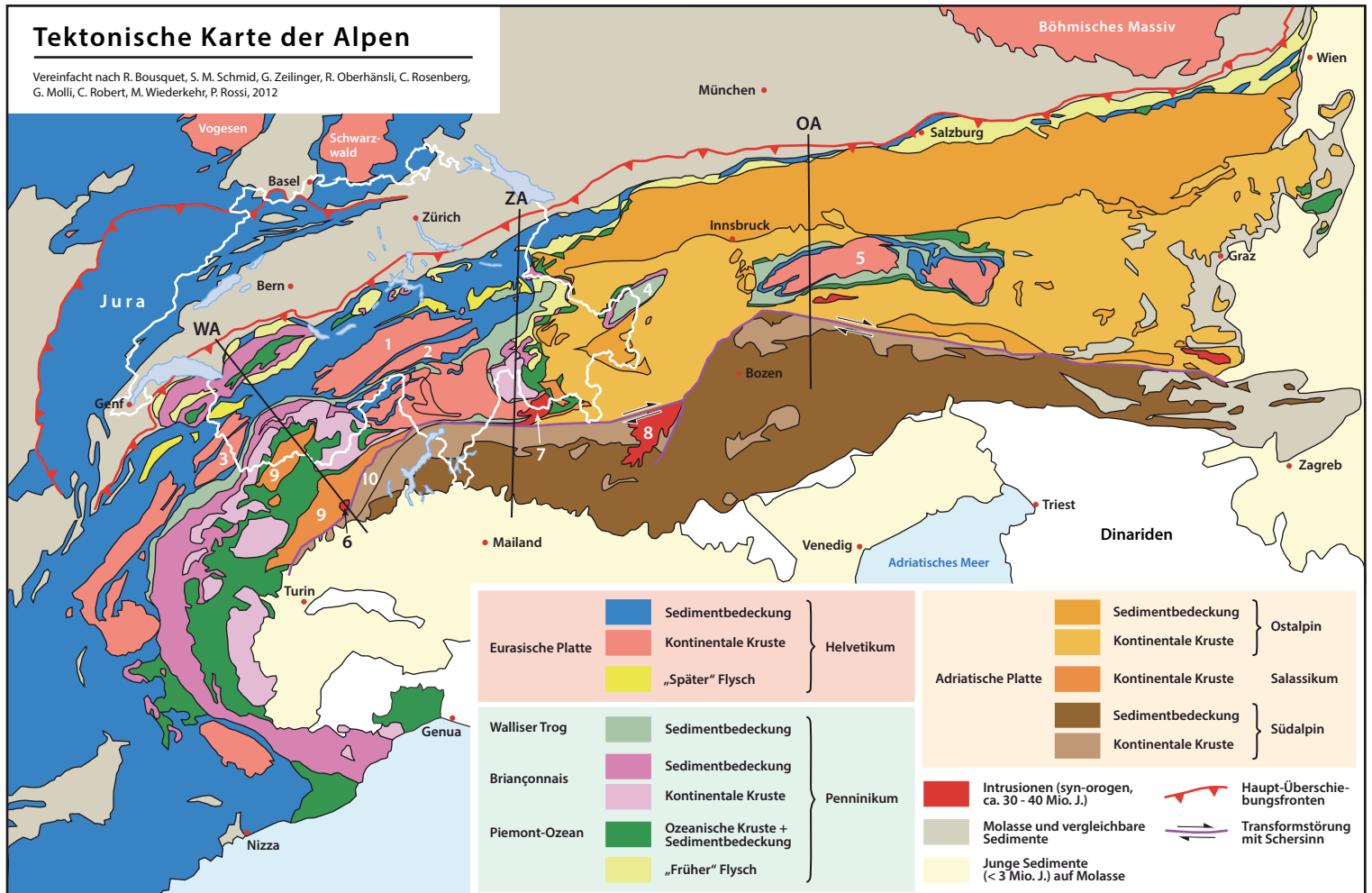


Abb. 7: Tektonische Karte der Alpen mit den Spuren der drei Profile in Abb. 8. WA: Westalpen; ZA: Zentralalpen; OA: Ostalpen. Zur besseren Orientierung auf dem Gebiet der Schweiz sind zusätzlich die schweizer Landesgrenze sowie die schweizer Seen abgebildet. Die tektonischen Einheiten entsprechen Abb. 5. Bei den Einheiten des Piemont-Ozeans wird der Übersichtlichkeit halber nicht zwischen der ozeanischen Kruste und deren Sedimentbedeckung unterschieden. Weisse Bereiche sind nicht Teil der Alpen.

Einige häufig verwendete Regionalbezeichnungen sind: 1: Aarmassiv; 2: Gotthardmassiv; 3: Mont Blanc Massiv; 4: Engadiner Fenster; 5: Tauernfenster; 6: Biella-Intrusion; 7: Bergeller Intrusion; 8: Adamello-Intrusion; 9: Sesia-Dent Blanche Zone; 10: Ivreazone. **Massive** haben ihren Namen von ihrem „massiv“ wirkenden Aufbau aus Graniten und Gneisen der kontinentalen Kruste Eurasiens. Früher ging man auch davon aus, dass sie als „unverrückbare“ Rücken mitten im Gebirge stehen, heute werden sie eher als Teil des Deckenstapels betrachtet, sodass das Gotthardmassiv gelegentlich auch als Gotthard-Decke bezeichnet wird. **Fenster** gewähren Einblick in tiefer liegende tektonische Einheiten, im Fall des Tauernfensters durch das Ostalpin hindurch bis hinunter auf die kontinentale Kruste der Eurasischen Platte (eigentlich wäre auch dies ein Massiv, es wird aber in Österreich nicht so bezeichnet). Oft sind Fenster besonders stark aufgewölbt, sodass die tiefsten Einheiten durch Erosion freigelegt werden konnten (vgl. Abb. 8, Ostalpenprofil). Vogesen, Schwarzwald und Böhmisches Massiv bestehen ebenfalls aus kontinentaler Eurasiens, wurden aber von der alpinen Orogenese nicht erfasst. Die **Biella-Intrusion** und die **Bergeller Intrusion** bestehen vor allem aus granitischen Gesteinen und sind zwischen 40 und 30 Mio. J. während der alpinen Orogenese entstanden, sind also syn-orogen (vgl. Abb. 5, Stadium 32 Mio. J.). Die **Sesia-Dent Blanche Zone** besteht aus Gesteinen des Salassikums, die teils sehr hohem Druck ausgesetzt waren (vgl. Abb. 5, Stadium 60 Mio. J.), die **Ivreazone** enthält herausgehobene Teile der Mantellithosphäre (vgl. Abb. 5, Stadium „heute“).

Bevor man verstanden hatte, dass die Alpen aus Teilen verschiedener Kontinente und Ozeane bestehen – dafür musste erst die Platten-tektonik akzeptiert sein – hat man die einzelnen Bausteine der Alpen und insbesondere die Decken nach den Regionen benannt, in welchen sie sich befinden oder nach Bergen, die sie aufbauen. So gibt es unzählige solcher Regionalbezeichnungen, deren tektonische Bedeutungen sich nicht unmittelbar aus den Namen ableiten lassen.

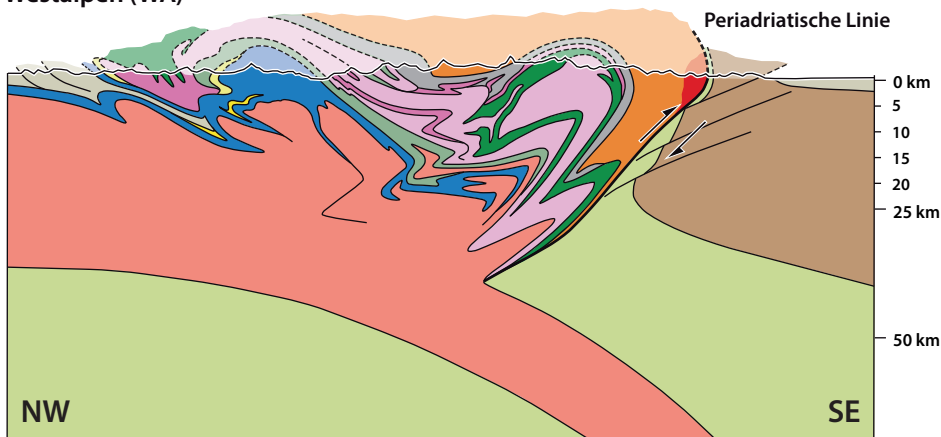
Der Stapel von übereinander getürmten Gesteinseinheiten erinnert an einen Haufen zusammengefallener Decken, wofür der Begriff des Deckenstapels geprägt wurde. Die einzelnen Gesteinseinheiten heissen dementsprechend **Decken** und erhielten von Geologen alle einen Regionalnamen, z. B. 'Monte Rosa Decke' oder 'Aduladecke'. Es verwundert also nicht, dass der Begriff der Tektonik seine Wurzeln im Gebirgsbau hat, wobei er der Architektur ent-

lehnt ist: im Altgriechischen heisst τεκτονικός (tektonikós) „die Baukunst betreffend“.

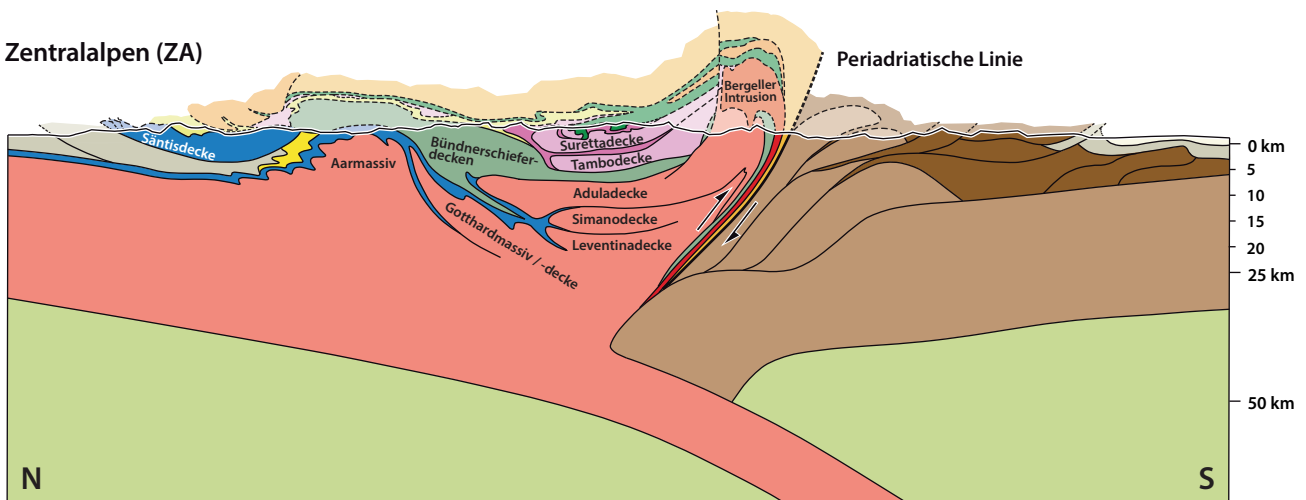
3 Die Tektonik der Alpen

Die tektonische Karte in Abb. 7 zeigt, dass West-, Zentral- und Ostalpen sehr unterschiedlich aufgebaut sind. Während in den Zentralalpen (ZA) zwischen Vierwaldstättersee

Westalpen (WA)



Zentralalpen (ZA)



Ostalpen (OA)

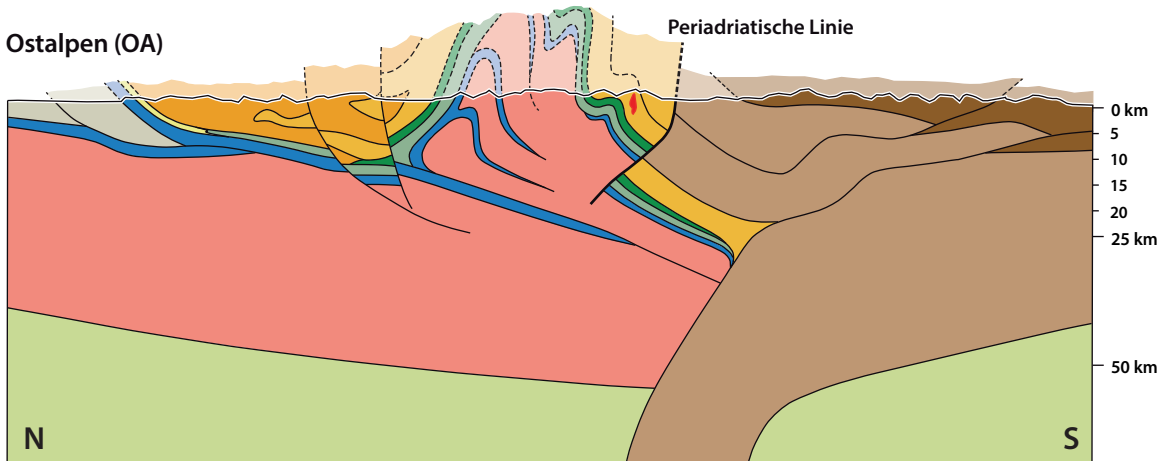


Abb. 8: Profile durch die Westalpen (WA), die Zentralalpen (ZA) und die Ostalpen (OA) entlang der Spuren in Abb. 7 mit hypothetischem Verlauf der tektonischen Einheiten oberhalb der topografischen Oberfläche. Die Einheiten sind entsprechend Abb. 5 und 7 eingefärbt. Am Beispiel des Zentralalpenprofils wird gezeigt, wie die einzelnen Decken mit Namen versehen wurden.

Während das Helvetikum in den Westalpen nur ansatzweise Decken bildet, wird das unterste Stockwerk der Zentralalpen von mächtigen, nordwärts überschobenen Helvetischen Decken dominiert. In den Westalpen sind die Decken der Penninischen Einheiten weitaus stärker ausgeprägt als in den Zentralalpen, sie sind auch komplexer zerteilt und deformiert. In den West- und Zentralalpen presst sich die Adriatische Platte keilförmig in den Deckenstapel hinein, wodurch dieser in einer letzten Phase gegen Südwesten bzw. Süden herausgehoben wird. In den Zentralalpen dürfte die Heraushebung ca. 25 km betragen haben. Die Heraushebungslinie, die sogenannte **Periadriatische Linie**, lässt sich bis ans Ostende der Alpen verfolgen. Sie ist gleichzeitig auch eine Transformstörung, entlang derer die Adriatische Platte im Gegenuhrzeigersinn rotierte (vgl. Abb. 7). In den Ostalpen bilden nur die Einheiten des Ostalpins weit nach Norden überschobene Decken. Das Helvetikum ist zu einem Pfropfen zusammengequetscht, kontinentale Kruste des Penninikums ist nicht vorhanden. In den Ostalpen ist der Blick in den Untergrund erschwert, da die Decken des Ostalpins mit Ausnahme des Engadiner Fensters und des Tauernfensters keinen Blick in tiefere Bereiche zulassen. Die Vorstellungen vom Bau der Ostalpen sind deshalb weniger präzise. Mit grosser Wahrscheinlichkeit wird in den Ostalpen die Adriatische Platte subduziert, dies ist ebenfalls ein grosser Unterschied zu den West- und Zentralalpen.

und Tessin das Helvetikum vorherrscht, sind die Westalpen (WA) von der Mittelmeerküste bis ins Wallis von den Einheiten des Penninikums dominiert. Die östlichsten Teile penninischer kontinentaler Kruste (Briançonnais) befinden sich im Engadiner Fenster. Weiter nach Osten hat Iberien-Briançonnais offenbar nicht gereicht. Überreste des Walliser Trog lassen sich in Form von Flysch-Sedimenten am Nordrand der Alpen bis nach Wien verfolgen. Überreste des Piemont-Ozeans finden sich am östlichsten Alpenrand und auch in den Karpaten. Daraus kann auf die Ausdehnung dieser Meere vor der Entstehung der Alpen geschlossen werden (vgl. Abb. 3). Die Ostalpen (OA) von Graubünden bis nach Wien und Graz sind fast vollständig von den Einheiten des Ostalpins beherrscht, einzig Engadiner- und Tauernfenster ermöglichen einen Einblick in tiefere Bereiche des Gebirges.

Der Aufbau der Alpen unterscheidet sich von West nach Ost jedoch nicht nur hinsichtlich der dominierenden tektonischen Einheiten, auch deren räumliche Anordnung ist unterschiedlich (Abb. 8). Bilden in den Westalpen vor allem Penninikum und Salassikum weit nach Norden überschobene Decken, existieren in den Zentralalpen auch mächtige, beinahe horizontal liegende Decken des Helvetikums. In den Ostalpen hingegen ist das Helvetikum zu einer Art Pfropfen zusammengeschoben, der von den dünn ausgewalzten Überresten von Walliser Trog und Piemont-Ozean sowie von mächtigen Ostalpinen Einheiten überdeckt ist. Es deutet auch vieles darauf hin, dass in den Ostalpen die Subduktionsrichtung umgekehrt ist: statt der Eurasischen Platte wird die Adriatische Platte subduziert.

4 Metamorphose während der Entstehung der Alpen

Wie wir aus Modul 1 wissen, enthalten metamorphe Gesteine wichtige Elemente der Sprache der Gesteine, denn sie ermöglichen eine Abschätzung der Druck- und Temperaturbedingungen während der Orogenese. Über Druck und Temperatur wiederum kann abgeschätzt werden, wie tief einzelne tektonische Einheiten subduziert worden waren und unter wie viel Überlast die heute sich an der Oberfläche befindenden Gesteine einst lagen. Daraus lässt sich ermitteln, wie viel Gestein seither erodiert worden ist. Wie das meiste in den Alpen ist allerdings auch dies nicht ganz einfach, denn häufig können mehrere Phasen von Metamorphosen beobachtet werden, oft sogar in demselben Gestein.

Die Gesteine der uralten kontinentalen Kruste von Eurasien, Iberien-Briançonnais und Afrika bzw. der Adriatischen Platte haben bereits vor der Alpenbildung mindestens eine (die Variszische, vgl. Modul 4, Kap. 9.2), vermutlich aber sogar mehrere Metamorphosen erlebt. Im Gegensatz dazu ist in deren jüngerer Sedimentbedeckung nur die alpine Metamorphose archiviert.

4.1 Mehrphasige Metamorphose in den Zentralalpen am Beispiel der Aduladecke

In einem Profil durch die Zentralalpen (Abb. 9A) sind die Druck- und Temperaturbedingungen dargestellt, welche die Gesteine während der alpinen Metamorphosen erreicht haben. Dabei fällt auf, dass die Aduladecke Eklogite enthält (blau gepunktet), die auf eine Metamorphose von ozeanischer Kruste unter besonders hohen Druck- und Temperaturbedingungen in besonders grosser Tiefe hindeuten (Modul 1, Kap. 6). Die Aduladecke enthält jedoch auch Migmatite (gelb schraffiert), die bei hoher Temperatur, aber geringerem Druck – also näher an der Erdoberfläche – entstehen. Durch die Datierung der Gesteine konnte gezeigt werden, dass die Eklogite 35 Mio. Jahre alt sind, die Migmatite hingegen nur 32 bis 22 Mio. Jahre. In den Zentralalpen müssen demnach zwei Phasen der alpinen Metamorphose stattgefunden haben.

Abb. 9B zeigt den Weg in einem Druck-Temperatur Diagramm, den die Gesteine der Aduladecke während der Entstehung der Alpen in der Erdkruste zurückgelegt haben: Aus einer Position nahe der Erdoberfläche wurde ein Teil der kontinentalen Kruste des Eurasischen Kontinentes zusammen mit Teilen ozeanischer Kruste in eine Tiefe von ca. 70 km unter die Adriatische Platte subduziert. Dies löste vor 35 Mio. Jahren eine Hochdruck-Metamorphose aus, deren Zeugen die Eklogite sind. Danach wurde das Krustensteinstück in kurzer Zeit – innert rund 3 Mio. Jahren nur – um etwa 45 km gehoben. Daran können verschiedene Prozesse beteiligt gewesen sein (Abb. 9C): Kontinentale Kruste ist weniger dicht als die Asthenosphäre, hat also von selbst den Drang, nach der Subduktion wieder aufzusteigen. Wurde ein Teil der subduzierten Kruste abgetrennt, in die Höhe gehoben und damit der Erosion ausgesetzt (Abb. 9C 2 bis 4), verlor er an Last und konnte dadurch schneller aus der dichteren Asthenosphäre auftauchen. Zusätzlich wurde er möglicherweise von der überschiebenden Adriatischen Platte aus der Tiefe mit hinauf „geschleift“.

Ab 32 Mio. Jahren, in einer Tiefe von ca. 25 km, war die Aduladecke immer noch ca. 700°C heiss, dies jedoch bei weitaus geringerem Druck, wodurch ein Teil der Gesteine der kontinentalen Kruste aufzuschmelzen begann und Migmatite entstanden (vgl. Modul 1, Kap. 6). Diese Migmatite bilden den heissesten Teil einer nach oben und nach Norden immer schwächer werdenden, sogenannten „Barrow-Metamorphose“¹⁾, die typischerweise bei Deckenüberschiebungen entsteht. Die Zonen unterschiedlich hoher Druck- und Temperaturbedingungen der Barrow-Metamorphose (rot-grün-gelb in Abb. 9A) schneiden quer über die Grenzen der Decken. Der Deckenstapel der Zentralalpen entstand also in geologisch kurzer Zeit, in den maximal 3 Millionen Jahren zwischen der Hochdruck-Metamorphose und dem Beginn der Barrow-Metamorphose.

¹⁾ benannt nach dem schottischen Geologen George Barrow, der diese Art der Metamorphose 1893 in den Grampian Highlands in Schottland beschrieb.

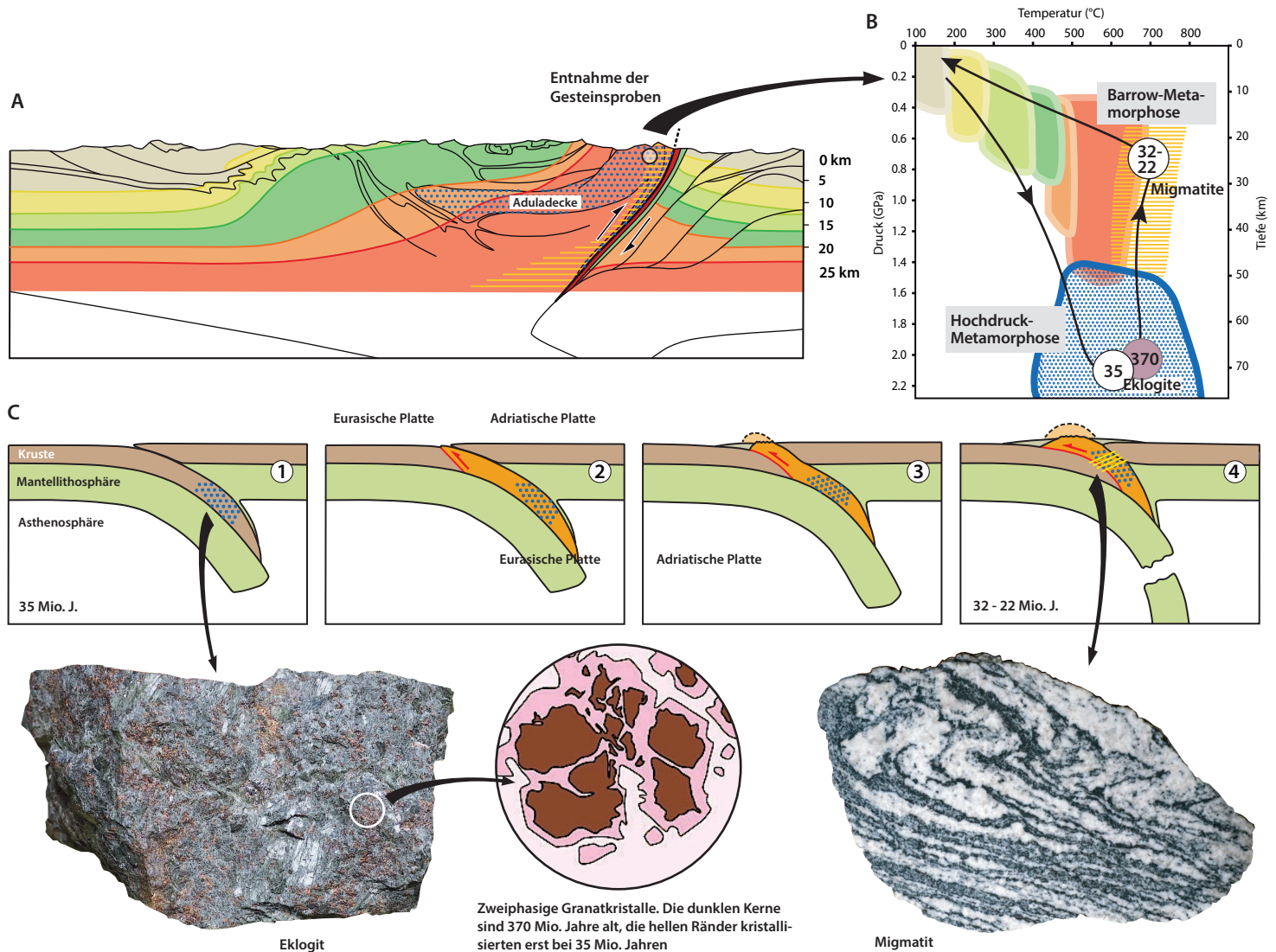


Abb. 9: Mehrphasige Metamorphose in den Zentralalpen.

A: Profil durch die Zentralalpen (entspricht ZA in Abb. 7) mit den Druck- und Temperaturbereichen, die während der zwei Phasen der alpinen Metamorphose erreicht wurden. Die dunkelblau punktierten Bereiche wurden von der Hochdruckmetamorphose während der Subduktion erfasst, die rot-grün-gelben Bereiche von der Barrow-Metamorphose infolge der Überschiebung der Decken. Die Farben entsprechen den Druck-/Temperaturbereichen in Abb. 9B.

B: P-T-t Path (Druck-Temperatur-Zeit Weg), den die Gesteine der Aduladecke im Druck-Temperaturdiagramm während ihrer Entstehung zurückgelegt haben. Die Druck und Temperaturbedingungen sowie die Gesteinsdatierungen (Zahlen in den Kreisen) wurden durch Laboranalytik und Berechnungen ermittelt (erläutert in Modul 3). Hochdruckmetamorphosen sind charakteristisch für Subduktionszonen, Barrow-Metamorphosen hingegen bilden sich bei geringeren Drücken durch die Überlast der übereinander geschobenen Decken im Gebirge. Die jüngere Hochdruckmetamorphose bei 35 Mio. Jahren sowie die Barrow-Metamorphose sind alpinen Alters, die ältere Hochdruckmetamorphose entstand vor 370 Mio. Jahren, vermutlich während der Variszischen Gebirgsbildung.

C: Mögliche Erklärung für die Hebung der Eklogite aus grosser Tiefe bis an die Erdoberfläche: 1: Subduktion und Entstehung der Eklogite in ca. 70 km Tiefe (blaue Punkte); 2: Abtrennung des subduzierten Krustenteils durch einen Bruch (rot); 3-4: Hebung des subduzierten Krustenteils durch Auftrieb in der dichteren Asthenosphäre, zusätzlich begünstigt durch Entlastung mittels Erosion an der Erdoberfläche; 4: Barrow-Metamorphose mit der Entstehung von Migmatiten in ca. 25 km Tiefe (gelb schraffiert).

Die Phase der Barrow-Metamorphose dauerte ca. 10 Mio. Jahre. Ab 22 Mio. Jahren wurde die südliche Aduladecke um weitere ca. 25 km gehoben, wobei die darüber liegenden tektonischen Einheiten nach und nach erodiert wurden, sodass die Migmatite heute an der Oberfläche liegen.

Doch damit nicht genug. In einigen Eklogiten der Aduladecke konnten zwei Alter bestimmt werden, jenes der Hochdruck-Metamorphose bei 35 Mio. J. und ein viel höheres von 370 Mio. Jahren. Dies zeigt, dass die Eklogite keine Überbleibsel der Kruste des Piemont-Ozeans sein können.

Sie müssen schon vor viel längerer Zeit der Eurasischen kontinentalen Kruste hinzugefügt worden sein. Möglicherweise sind sie Überreste des Rheischen Ozeans, dessen Kruste während der Variszischen Gebirgsbildung subduziert und in die kontinentale Kruste integriert wurde (Modul 4, Abb. 24).

5 Die Alpen heute und in Zukunft

Die Vermessung der Landoberflächen aus dem All zeigt, dass sich Europa und Afrika kaum mehr aufeinander zu

bewegen. Vor einigen Millionen Jahren bereits ist die Subduktion Eurasiens unter die Adriatische Platte zum Stillstand gekommen, zu gross war der Widerstand der sich in einander verkeilenden kontinentalen Krustenblöcke. Trotzdem wachsen die Alpen noch heute im Schnitt um 1.3 mm in die Höhe, das ergäben 1.3 km in einer Million Jahre! Wie ist das zu erklären?

5.1 Streben nach isostatischem Gleichgewicht

Ein junges Gebirge wie die Alpen stellt eine Verdickung der kontinentalen Lithosphäre um mindestens das Doppelte ihrer normalen Dicke dar. Die subduzierte Platte senkt sich tief in den Mantel ein, ähnlich wie ein Eisberg tief ins Wasser eintaucht. Schmilzt ein Teil des Eisberges oberhalb der Wasseroberfläche ab, muss er ein Stück aus dem Wasser auftauchen, damit sein Gewicht und der Auftrieb durch das Wasser wieder im Gleichgewicht sind und er stabil schwimmt. Dieses Gleichgewicht wird **isostatisches Gleichgewicht** genannt. Gleiches geschieht mit den Alpen, die an der Oberfläche durch die Erosion laufend an Masse verlieren: jene Lithosphärenbereiche, die sich in den Mantel eingesenkt haben, heben sich nach und nach (Abb. 10), wodurch der Erosionsverlust ausgeglichen wird. Die Alpen würden dadurch jedoch nicht wachsen, sondern stetig immer niedriger.

Weil die Alpen während der letzten Kaltzeit mit einem Gewicht von 62'000 Gigatonnen Eis beladen waren – dies ist rund 500 mal mehr als aktuell – ist das isostatische Gleichgewicht noch heute gestört. Um dieses wieder herzustellen, heben sich die Alpen seit dem Ende der letzten Kaltzeit um etwa 1.3 mm pro Jahr schneller als sie erodiert werden, vergleichbar mit einem Frachtschiff, das entladen wird. Die Lithosphäre reagiert erstaunlich schnell auf Entlastung. Infolge des beschleunigten Abschmelzens der Gletscher hebt sich z. B. der Südosten Grönlands gegenwärtig um ca. 40 Millimeter pro Jahr. Noch um die Jahrtausendwende waren es lediglich 5 bis 10 Millimeter pro Jahr.

5.2 Isostasie bis zum bitteren Ende

Von alten Gebirgen ist an der Oberfläche meist kaum mehr etwas zu sehen, so stark sind sie erodiert. Es wird jedoch nicht nur das Relief der Gebirge allmählich eingeebnet. Durch den isostatischen Ausgleich heben sich auch die verdickten Bereiche der Lithosphäre, bis diese wieder ihre normale Dicke von ca. 35 km erreicht hat (Abb. 10). Dies dürfte zwischen 50 und 100 Millionen Jahren dauern. Die Alpen werden dann nichts anderes mehr sein als ein Teil der kontinentalen Kruste eines eurasisch-afrikanisch-arabisch-indischen Grosskontinents. Als einziges werden an der Erdoberfläche deformierte und hochmetamorphe Gesteine an das einstige Gebirge erinnern, denn mit jedem Millimeter Hebung kommen Gesteine aus noch tieferen Stockwerken zum Vorschein. Diese werden möglicherweise irgendwann Teil eines neuen Gebirges werden ...

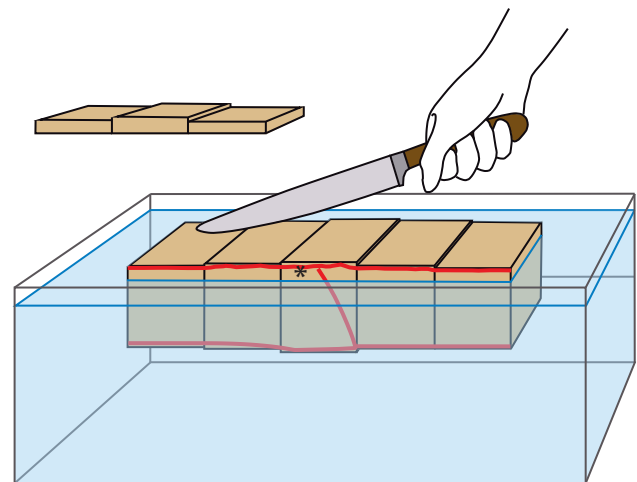
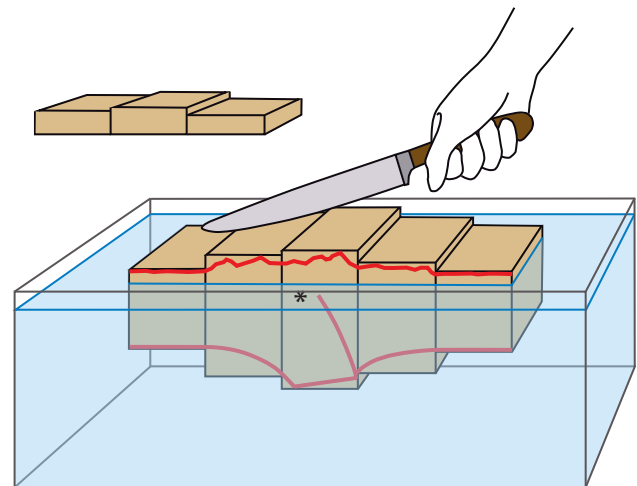
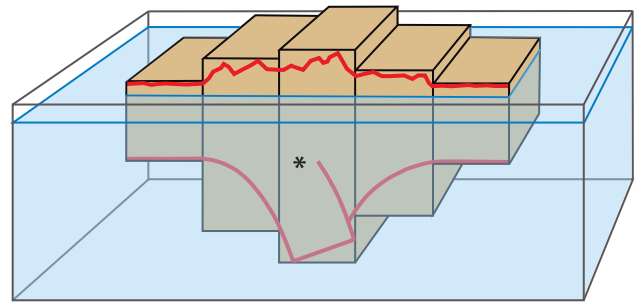


Abb. 10: Modell für die isostatischen Ausgleichsbewegungen aus Schaumstoffklötzen, die in einem Wasserbecken schwimmen. Die seitlichen Klötze stellen die normal dicke Lithosphäre dar, die drei mittleren Klötze stellen die verdickte Lithosphäre unter einem Gebirge dar. Jedes Mal, wenn auf der Oberseite der Klötze Scheiben abgeschnitten werden (Erosion), steigen die Klötze im Wasser weiter empor. Dabei gelangen Bereiche an die Oberfläche, die sich zu Beginn in grosser Tiefe befanden (*).